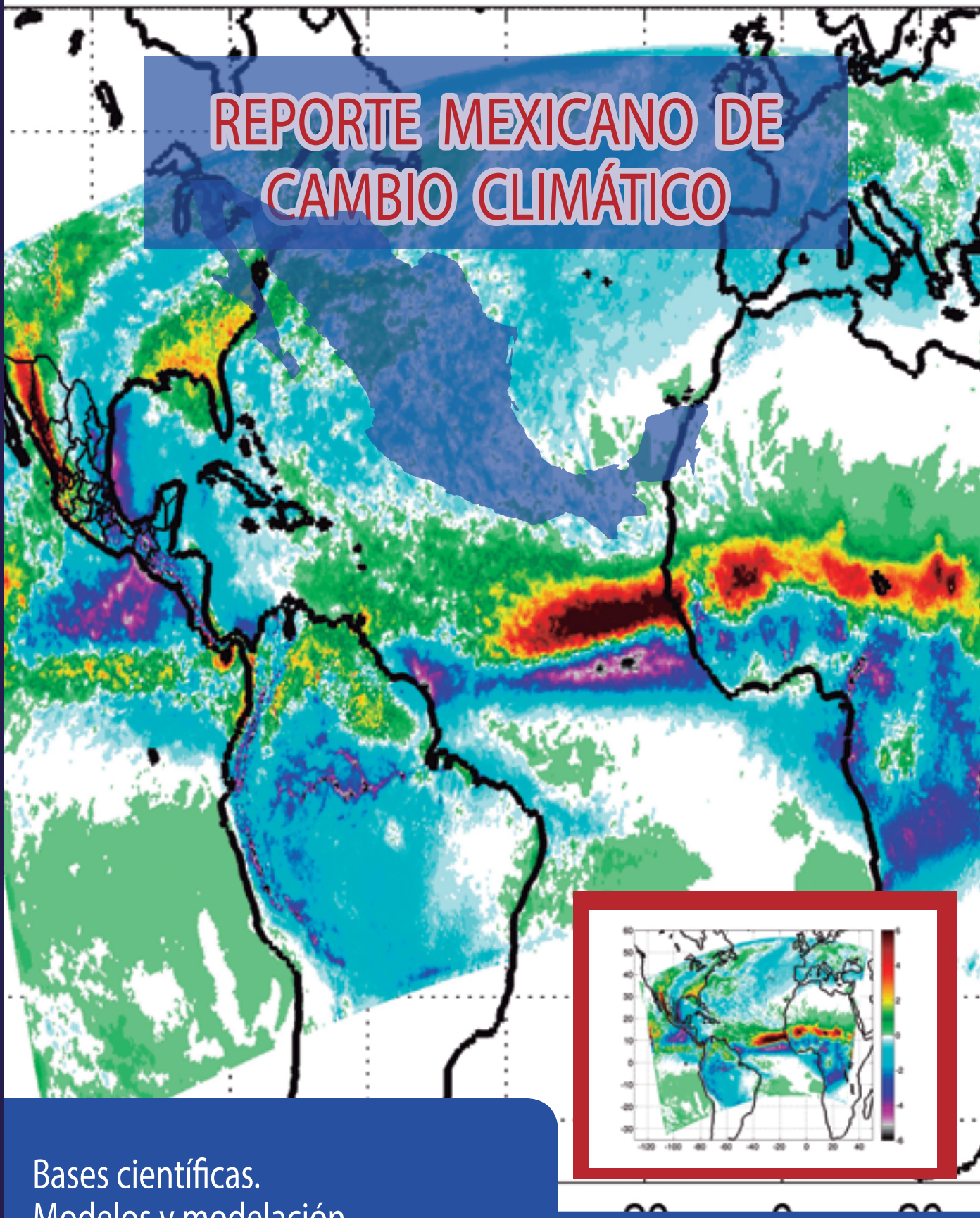
REPORTE MEXICANO DE CAMBIO CLIMÁTICO



Bases científicas.
Modelos y modelación

Grupo I

Libros: 1. 2. 3.

REPORTE MEXICANO DE CAMBIO CLIMÁTICO
Grupo I Bases científicas. Modelos y modelación

REPORTE MEXICANO de Cambio Climático

GRUPO I

BASES CIENTÍFICAS. MODELOS Y MODELACIÓN

Reporte Mexicano de Cambio Climático
GRUPO I BASES CIENTÍFICAS. MODELOS Y MODELACIÓN
ISBN Volumen: 978-607-02-7522-7
ISBN Obra Completa: 978-607-02-7369-8

Universidad Nacional Autónoma de México/
Programa de Investigación en Cambio Climático

Impreso en México, D.F. el 15 de diciembre de 2015
Tiraje: 1000 libros

Coordinación General:
Carlos Gay y García/José Clemente Rueda Abad

Coordinación del volumen:
Benjamín Martínez López

Edición:
Carlos Gay y García/Angelina Cos Gutiérrez/ Claudia Tatiana Peña Ledón

Diseño editorial y portada:
Alebrije Diseño: María Elena Vázquez Ávalos/Lydia Ruiz Alanis

Imágenes de portada y contraportada:
Benjamín Martínez López

Impresión:
Impresos Vacha, S.A. de C.V.

Índice

PRÓLOGO

PÁG 10 **PRÓLOGO**
María Amparo Martínez Arroyo.
Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático.

PRESENTACIÓN

PÁG 12 **PRESENTACIÓN**
Carlos Gay y García[1, 2] y José Clemente Rueda Abad[2].

INTRODUCCIÓN

PÁG 17 **INTRODUCCIÓN**
Benjamín Martínez López[2] y Carlos Gay y García[1, 2].

CAPÍTULO 1

PÁG 23 **OBSERVACIONES ATMOSFÉRICAS EN SUPERFICIE Y EN ALTURA**
Autor líder:
Ignacio Arturo Quintanar Isaías[2].
Autores colaboradores:
David Kenton Adams[2], Ángel Ruíz Angulo[2],
y Carlos Lizárraga Celaya[3].

CAPÍTULO 2

PÁG 35 **OBSERVACIONES OCEÁNICAS**
Autores líderes:
José Luis Ochoa de la Torre[6] y Jorge Zavala Hidalgo[2].
Autores colaboradores:
Christian Mario Appendini Albrechtsen[32], Laura Elena Carrillo Bibriezca[19], Artemio Gallegos García[5], Gilberto Gaxiola Castro[6], José Martín Hernández Ayón[7], José Rubén Lara Lara[6], Salvador Emilio Lluch Cota[4], Juan Manuel López Mariscal[6], José Alejandro Ramos Rodríguez[6], Ernesto Torres Orozco[26] y Armando Trasviña Castro[6].

Índice

CAPÍTULO 3 PÁG 57

CAMBIOS EN EL NIVEL DEL MAR

Autores lideres:

Jorge Zavala Hidalgo[2] y José Luis Ochoa de la Torre[6].

Autores colaboradores:

Joan Albert Sánchez Cabeza[5], María Luisa Machain Castillo[5], Ana Carolina Ruiz Fernández[5], Felipe Hernández Maguey[8], José Antonio Santiago Santiago[22], Octavio Gómez Ramos[8], Miriam Arianna Zarza Alvarado[8], Sergio Valente Gutiérrez Quijada[8], Vladimir Kostoglodov[8], Modesto Ortiz Figueroa[6] y Paul Andrew Blanchon[5].

CAPÍTULO 4 PÁG 79

LA CRIÓSFERA EN MÉXICO

Autor líder:

Hugo Delgado Granados[30].

Autores colaboradores:

Lorenzo Vázquez Selem[9], Jorge Cortés Ramos[30], Patricia Julio Miranda[13], Guillermo Ontiveros González[30] y Víctor Hugo Soto Molina[30].

CAPÍTULO 5 PÁG 113

REGISTROS PALEOCLIMÁTICOS

Autores líderes:

María del Socorro Lozano García[9], Priyadarsi Debajyoti Roy[8] y Yohan Alexander Correa Metrio[10].

Autores colaboradores:

Margarita Erna Caballero Miranda[8], José Domingo Carriquiry Beltrán[20], Blanca Lorena Figueroa-Rangel[23], Gerald Alexander Islebe[19], Laura Luna González[10], y José Villanueva Díaz[24].

CAPÍTULO 6 PÁG 133

AEROSOL ATMOSFÉRICO, NUBES Y CAMBIO CLIMÁTICO

Autores líderes:

Guillermo Montero Martínez[2].

Autores colaboradores:

Blanca Emma Mendoza Ortega[8], Héctor Erik Velasco Saldaña[28], Fernando García García[2], Javier Miranda Martín del Campo[2, 29], Telma Castro Romero[2] y Oscar Peralta Rosales[2].

CAPÍTULO 7 PÁG 157

CICLOS BIOGEOQUÍMICOS

Autores líderes:

María de la Luz Espinosa Fuentes[2], Oscar Augusto Peralta Rosales[2] y Telma Castro Romero[2]

Autores colaboradores:

Saúl Álvarez Borrego[14], José Tulio Arredondo Moreno[15], Rubén Alejandro Bernard Romero[8], René Martínez Bravo[16], Omar Masera Cerutti[16], Lyssette Elena Muñoz Villers[2], Patricia Margarita Valdespino Castillo[27], Rodrigo Vargas Ramos[6,17] y Héctor Erik Velasco Saldaña[28,29].

CAPÍTULO 8 PÁG 179

RADIACIÓN SOLAR Y FORZAMIENTO RADIATIVO ANTROPOGÉNICO Y NATURAL

Autora líder:

Blanca Emma Mendoza Ortega[8].

Autores colaboradores:

Juan Manuel Espíndola Castro[8], René Garduño López[2], Michel Grutter de la Mora[2], David Riveros Rosas[8], Wolfgang Stremme[2], Mauro Valdés Barrón[8] y Elba Villanueva Urrutia[2].

CAPÍTULO 9 PÁG 205

MODELOS CLIMÁTICOS Y SU EVALUACIÓN

Autor líder:

Benjamín Martínez López[2].

Autores colaboradores:

Ignacio Arturo Quintanar isaías[2], William David Cabos Narváez[18] y Carlos Lizárraga Celaya[3].

CAPÍTULO 10 PÁG 219

DETECCIÓN Y ATRIBUCIÓN DE CAMBIO CLIMÁTICO

Autores líderes:

Francisco Estrada Porrúa[2] y Carlos Gay y García[1,2].

Autores colaboradores:

Fanny Díaz López[2], Ana Cecilia Conde Álvarez[2], Benjamín Martínez López[2], Edgar Gerardo Pavia López[6], Gerardo Sánchez Torres Esqueda[11] y Jorge Zavala Hidalgo[2].

Índice

CAPÍTULO 11 PÁG 247
CAMBIO CLIMÁTICO, PROYECCIONES Y PREDICTIBILIDAD
Autores:
Martín José Montero Martínez[12] y Mercedes Andrade Velázquez[21].

CAPÍTULO 12 PÁG 261
FENÓMENOS CLIMÁTICOS Y SU RELEVANCIA PARA EL CAMBIO CLIMÁTICO REGIONAL FUTURO
Autora líder:
Rosario de Lourdes Romero Centeno[2].
Autores colaboradores:
David Kenton Adams[2], Jorge Alberto Amador Astúa[25], Christopher L. Castro[31], María Tereza Cavazos Pérez[6], René Garduño López[2], Carlos Lizárraga Celaya[3], Víctor Manuel Mendoza Castro[2] y Edgar Gerardo Pavia López[6].

SEMBLANZAS PÁG 294
SEMBLANZAS DE AUTORES

REVISORES PÁG 326
REVISORES DEL VOLUMEN I

INSTITUCIONES PARTICIPANTES

1. UNAM PINCC Programa de Investigación en Cambio Climático, Universidad Nacional Autónoma de México.
2. UNAM CCA Centro de Ciencias de la Atmósfera.
3. UNISON Universidad de Sonora
4. CIBNOR Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste S.C.
5. UNAM Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.
6. CICESE Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C.
7. UABC IIO Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la Universidad Autónoma de Baja California.
8. UNAM Instituto de Geofísica.
9 . UNAM Instituto de Geografía.
10. UNAM Instituto de Geología.
11 Ingenieros Sin Fronteras México, A.C.
12. SEMARNAT IMTA Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.
13. UASLP Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
14. CICESE Departamento de Ecología Marina, División de Oceanología.
15. IPICyT Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica.
16. UNAM CIECO Centro de Investigaciones en Ecosistemas.
17. University of Delaware, EE.UU.
18. UAH Universidad de Alcalá de Henares.
19. ECOSUR Unidad: Chetumal. El Colegio de la Frontera Sur.
20. UABC Universidad Autónoma de Baja California.
21. UNAM DGDC Dirección General de Divulgación de la Ciencia.
22. UNAM SMN Servicio Mareográfico Nacional, Instituto de Geofísica.
23. UDG Centro Universitario de la Costa Sur, Universidad de Guadalajara.
24. SAGARPA INIFAP Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias en Durango.
25. CIGEFI Centro de Investigaciones Geofísicas, Universidad de Costa Rica.
26. UCOL-FCM Facultad de Ciencias Marinas, Universidad de Colima.
27. UNAM Instituto de Ecología.
28. SMART Singapore-MIT Alliance for Research and Technology.
29. CENSAM Center for Environmental Sensing and Modeling, Singapore.
30. UNAM Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica.
31. Departamento de Ciencias de la Atmósfera, Universidad de Arizona.
32. UNAM Unidad Académica Sisal, Instituto de Ingeniería.

PRÓLOGO

El Reporte Mexicano de Cambio Climático es una iniciativa surgida desde el ámbito académico, impulsada y realizada por el Programa de Investigación en Cambio Climático de la UNAM, que se dio a la tarea de convocar, por primera ocasión, al más grande contingente de investigadores –provenientes de las diversas disciplinas académicas, instituciones y estados de la república– para documentar la historia del cambio climático en nuestro país.

A lo largo de 3 volúmenes, que en conjunto suman 42 capítulos, los lectores pueden ponerse al día sobre la investigación que se ha realizado hasta el momento sobre cambio climático en México gracias a la recopilación de trabajos generados dentro y fuera de nuestras fronteras, adaptando atinadamente la estructura organizativa del reporte de evaluación del Panel Intergubernamental de Cambio Climático.

Ese sólo ejercicio dio ya el primer gran resultado de esta obra, que fue el de reunir a una comunidad académica creciente y vigorosa que desarrolla una agenda de investigación en cambio climático y que aceptó el reto de poner en práctica, colectivamente, su capacidad de integración, análisis e inclusión para compilar un reporte que nos permite valorar el estado del conocimiento sobre este tema en México.

Así, el primer volumen del Reporte Mexicano pone de manifiesto el hecho de que existe poca literatura especializada producida por la comunidad académica nacional sobre temas básicos de la ciencia de cambio climático, lo cual significa un llamado de atención a dicha colectividad, y a las instituciones, para fortalecer su desarrollo. Hay que señalar, sin embargo, que entre los pocos trabajos publicados por científicos mexicanos hay varios muy relevantes, por lo que esta compilación constituye también una invitación a los científicos de muy diversas áreas a reorientar muchas de sus preguntas de investigación con una perspectiva que incluya el cambio global.

El grupo de trabajo II, denominado Impactos, Vulnerabilidad y Adaptación, profundiza en el diagnóstico realizado hace más de dos décadas sobre la vulnerabilidad de nuestro territorio ante los efectos adversos del cambio climático. La participación en este volumen de más de 110 investigadores provenientes de alrededor de 65 instituciones, permite contar con un muestrario de metodologías y enfoques para explorar las implicaciones, posibles escenarios y alternativas de adaptación ante el cambio climático en México.

El volumen del grupo de trabajo III, dedicado a las Emisiones y la Mitigación de gases de efecto invernadero, destaca que los criterios de reducción de emisiones implementados en territorio nacional, requieren una articulación mayor con un enfoque de política pública de carácter transversal y dirigido a lograr un cambio de patrones de producción y consumo que conduzcan a un desarrollo sustentable y bajo en carbono. Si bien al igual que el grupo de trabajo I, éste tuvo varias decenas de autores y de instituciones participantes, da cuenta de la necesidad de incorporar más académicos del área tecnológica y social en este tópico.

Si bien en esta revisión se percibe la ausencia de varios temas relevantes tratados en los reportes del IPCC, cabe destacar aportaciones en el tratamiento de temas de carácter emergente, como percepción ciudadana de cambio climático, derechos humanos y enfoque de género.

Sin embargo, la gran aportación de esta obra es que está llamada a ser un referente académico básico para todo aquel que quiera conocer el estado del arte que existe en el estudio del cambio climático en nuestro país y constituye también una guía útil para la construcción de líneas y proyectos de investigación que requieren ser iniciados o fortalecidos.

Desde el Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático nos congratulamos por la existencia de esta obra, que tiene pocos precedentes en el mundo en cuanto a la amplitud y variedad de académicos nacionales participantes, lo cual refuerza el liderazgo y compromiso de México en la lucha contra el cambio climático, desde sus distintos sectores.

Finalmente, es necesario reconocer el esfuerzo universitario del Programa de Investigación en Cambio Climático, de Carlos Gay García y José Clemente Rueda Abad, quienes coordinaron toda la obra y de los académicos que coordinaron y compilaron los diferentes volúmenes. El reconocimiento también a todos los académicos participantes por su profesionalismo y generosidad intelectual al colaborar en esta importante revisión. Sin duda este Reporte será el detonador de muchas discusiones y proyectos científicos y académicos que en unos cuantos años podremos ver reflejados en un Segundo Reporte Nacional.

María Amparo Martínez Arroyo
Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático
Directora

PRESENTACIÓN

Los trabajos sobre el Reporte Mexicano de Cambio Climático (RMCC) iniciaron, de manera formal, en octubre de 2013 cuando se hizo pública la intención de llevarlo a cabo. Sin embargo, vale aclarar que éste, no surge solo en el momento en que se anuncia, sino incluso mucho antes, ya que, a manera de ejemplo, si se revisa el documento de creación del Programa de Investigación en Cambio Climático y la agenda de trabajo propuesta en su momento al Rector de la Universidad Nacional Autónoma de México la intención de crear un reporte del estado del arte del cambio climático en territorio nacional ya estaba ahí presente. En ese entendido, el inicio de la instrumentación de este proyecto tiene de fondo al menos 3 años de trabajo en los cuales se gestaron los contactos que permitieron la creación de la red de académicos que participaron en este Reporte.

Se trata, indudablemente, del mayor esfuerzo académico coordinado cuyo objetivo ha sido documentar la historiografía registrada del cambio climático en México. Se trata de un esfuerzo inédito en el cual han podido converger académicos de diversas disciplinas y entidades académicas, que de no ser por el RMCC se mantendrían trabajando de manera individual y dispersa.

Entre los elementos de inspiración del RMCC se tienen los siguientes: desde el primer momento, la existencia del Quinto Reporte de Evaluación del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés) de la Organización de las Naciones Unidas (ONU), de éste, en primer lugar, se analizaron sus contenidos temáticos para elaborar el diseño general del índice de contenidos de los 3 volúmenes del RMCC. Otros elementos retomados del IPCC fueron: la inclusión de académicos de diversas instituciones y disciplinas académicas, funcionarios públicos y miembros de organizaciones de la sociedad civil; se puso especial énfasis en la revisión crítica interna y externa de los avances de cada capítulo y también sobre las versiones finales. Se replicó la existencia de los tres grupos de trabajo del IPCC en este proyecto, incluso sus denominaciones son iguales: el grupo de trabajo I se llamó Bases Científicas. Modelos y modelación. El grupo de trabajo II Impactos, vulnerabilidad y Adaptación; y, finalmente, el grupo III se ha denominado Emisiones y mitigación de gases de efecto invernadero. En total participaron 240 académicos, de los cuales el 39.5 % de ellos son mujeres. En el plano operativo este proyecto realizó sesiones de trabajo en diversos puntos de la geografía nacional para dar a conocer su existencia y sus grados de avance.

Los resultados de cada uno de los grupos de trabajo del RMCC se han convertido al final del proceso en volúmenes de una obra general. El volumen I del Reporte Mexicano de Cambio Climático está dedicado a documentar las Bases científicas. Modelos y modelación.

Estamos conscientes que en el ámbito académico nacional, no se había emprendido un esfuerzo que tuviese como objetivo el poder documentar la mayor cantidad de información disponible sobre lo que se ha escrito por mexicanos o extranjeros dentro y fuera de territorio nacional que verse sobre México en un contexto de cambio climático. En ese sentido, al sentar las bases donde se desprenderán las actualizaciones subsecuentes, esta obra pionera deja lecciones para el futuro inmediato y de largo plazo.

Entre las primeras lecciones que vale destacar se encuentran entre otras, las siguientes:

En la realización de este esfuerzo académico, sólo en este volumen, participan 83 académicos, lo cual habla de la capacidad de convocatoria que generó el proyecto y en el que, indudablemente, la labor de los autores coordinadores de cada uno de los capítulos fue fundamental.

Al cotejar el contenido temático de este Grupo de Trabajo I del Reporte Mexicano de Cambio Climático con su homólogo del IPCC, resalta la diferencia en cuanto a la cantidad de temas. De ello se desprende el hecho de que en México no se está produciendo literatura, tanto indexada como gris, sobre todos y cada uno de los temas que son objeto de mucha atención del IPCC. En ese sentido, la ausencia de temas, significa de manera directa una agenda de investigación que los académicos mexicanos pueden comenzar a explorar.

En el caso específico de este volumen, lo antes anunciado derivó en que puede y necesite reconocerse como un primer paso sistematizado al estudio y análisis de los grandes temas que maneja el IPCC respecto al ámbito de la ciencia del cambio climático y las aportaciones hechas en ese tenor por la comunidad académica nacional.

Otro hecho a destacar, es que no todos los sectores académicos en México se han involucrado en la temática y ello genera que la redacción de informes basados en la metodología del IPCC -revisión de literatura indexada y gris, uso de lenguaje calibrado y análisis de metadatos- sea, incluso, una aventura académica. Como consecuencia de lo antes dicho, y buscando privilegiar la integridad de la obra, en este volumen se encuentran sólo los capítulos que más se acercan a los criterios antes mencionados.

Por lo que corresponde a los mecanismos de revisión de los capítulos, estos fueron sometidos a una evaluación externa realizada por académicos de la Universidad de Colima y, en paralelo, una lectura entre autores del mismo grupo (esto del 2 al 6 de Marzo del 2015). En el mes de abril, se realizó una segunda revisión interna a capítulos críticos en las instalaciones del Instituto Mora. Posterior a ello, todos y cada uno de los capítulos fueron enviados a arbitraje externo. Incluso una vez concluida dicha fase se dio una tercera y última revisión sobre capítulos considerados críticos.

Al final de esta experiencia, sólo nos resta agradecer el apoyo que diversas personas e instituciones nos brindaron. En primera instancia, la Coordinación de la Investigación Científica de la UNAM que nos respaldó en todo momento para la cristalización de este proyecto. Al Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático (INECC) y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) que facilitaron los recursos para la realización de algunas reuniones foráneas para la elaboración de este reporte. A las autoridades, académicos, personal de apoyo y trabajadores del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM, la Universidad de Sonora, el Centro de Ciencias de la Atmosfera de la UNAM, la Universidad Veracruzana y la Universidad de Colima, porque sin su colaboración no se habrían podido desarrollar las reuniones de este grupo de trabajo.

Un reconocimiento especial en este volumen, debe ser dado a Benjamín Martínez López que apoyó con la coordinación operativa del Grupo de Trabajo I desde el inicio del proyecto hasta su conclusión, una mención es obligada a Arturo Quintanar Isaías, que apoyó a Benjamín Martínez en la tarea de coordinación del grupo aun no teniendo el nombramiento por parte de la coordinación general para desempeñar dicha función, lo cual incrementa su valía.

Además, se debe reconocer el trabajo desempeñado por el personal del Programa de Investigación y Cambio Climático, a sus becarios y prestadores de servicio social porque todos, en diversos momentos y circunstancias, fueron involucrados en la realización del Reporte Mexicano de Cambio Climático. También a Angelina Cos Gutiérrez y Tatiana Peña Ledón que se hicieron cargo de la edición y formación del volumen.

Tenemos claro que este primer esfuerzo, sienta las bases para en el futuro generar el Segundo Reporte Mexicano de Cambio Climático, por ello, se trata de una obra fundamental no solo en el ámbito de la académica, sino que Este reporte debe considerarse como un aliado de excepción para todo aquel que quiera saber que ha pasado durante las dos primeras décadas de vida de este importante tema en nuestro país. Por ello, queremos aprovechar la oportunidad para agradecer a los académicos involucrados en diversos momentos de la construcción de este proyecto, que hoy concluye. Algunos de ellos fueron coordinadores de volumen, otros más autores líderes o coordinadores de capítulos en algunos de los 3 volúmenes de esta obra, la mayoría fueron autores contribuyentes de esta obra.

Aunque la lista es larga, no podemos omitir a ninguno de los autores que, gentil y valientemente, se comprometieron con este esfuerzo académico de muy larga duración y que no contó con remuneración económica para ninguno de todos los que a continuación se mencionan.

Ana Laura Acuña Hernández, David K. Adams, Sergio Aguíñiga García, María Graciela Alcalá Moya, Javier Alcocer Durand, Saúl Álvarez Borrego, Porfirio Álvarez Torres, Jorge A. Amador Astúa, Carlos Amador Bedolla, Mercedes Andrade Velázquez, Gerardo Ángeles Castro, Marisol Anglés Hernández, Christian Mario Appendini Albrechtsen, Juan Pablo Apún Molina,

Fernando Aragón Durand, Zuelclady María Fernanda Araujo Gutiérrez, José Tulio Arredondo Moreno, Francisco Arreguín Sánchez, José Luis Arvizu Fernández, Julio Baca del Moral, Lucila María Balam de la Vega, Bernardo Adolfo Bastién Olvera, Alfredo Sergio Bermúdez Contreras, Rosa María Bernabé Cabanillas, Rubén A. Bernard Romero, Paul Andrew Blanchon, José Luis Bravo Cabrera, Brenda Bravo Díaz, Fernando Briones Gamboa, Víctor Hugo Bustamante García, Margarita Erna Caballero Miranda, William David Cabos Narváez, María Del Carmen Leticia Calderón Ezquerro, María del Carmen Aurora Carmona Lara, Laura Elena Carrillo Bibriezca, José Domingo Carriquiry Beltrán, Raquel Itzá Castañeda Camey, María Luisa Castrejón Godínez, Christopher L. Castro, Telma Gloria Castro Romero, Tereza. Cavazos, Sandro Cervantes Núñez, Omar Darío Cervantes Rosas, Margarita del Socorro Chablé Can Elia, Antony Challenger, Alejandro Chanona Burguete, María Eugenia Chiapa Díaz, Silvia Edith Chuc Aburto, Mario Antonio Cobos Peralta, Cecilia Conde Álvarez, Rosano Conrado Márquez, Ana Lilia Coria Páez, Miguel Ángel Corona Jiménez, Eréndira Corral Zavala, Alexander Correa-Metrio, Jorge Cortés Ramos, Xóchitl Cruz Núñez, Ana Bertha Cuevas Tello, Lilia De Diego Correa, María de Lourdes De la Isla de Bauer, Adolfo De la Peña Barrón, Rosa Ana De Luca Zuria, Lucía Del Rivero Castañeda, Hugo Delgado Granados, Gian Carlo Delgado Ramos, Fernando Ricardo Elorriaga Verplancken, Jorge Alberto Escandón Calderón, Elva G. Escobar Briones, Diana Cecilia Escobedo Urías, Oscar A. Escolero Fuentes, Juan Manuel Espíndola, María de la Luz Espinosa Fuentes, Francisco Estrada Porrúa, Luisa I. Falcón, Luis Ricardo Fernández Carril, Agustín Fernández Eguiarte, Silvia Guadalupe Figueroa González, Blanca Lorena Figueroa-Rangel, Oscar Frausto Martínez, Artemio Gallegos García, Fernando García García, René Garduño López, Gilberto Gaxiola Castro, Jesús David Gómez Díaz, Emmanuel Gómez Morales, Ana María Gómez Solares, Enrique Alejandro Gómez-Gallardo Unzueta, Octavio Gómez-Ramos, Michel Grutter de la Mora, Martha Gual Díaz, Sergio Valente Gutiérrez-Quijada, Pedro Joaquín Gutiérrez Yurrita, Gisela Heckel Dziendzielewski, José Martín Hernández Ayón, Claudia Judith Hernández Guerrero, César Hernández Hernández, Felipe Hernández Maguey, Tomás Hernández Tejeda, Ana Liz Herrera Merino, Mariana Hill Cruz, Rosalía Ibarra Sarlat, María Eugenia Ibarrarán Viniegra, Gerald Alexander Islebe, Georgina Isunza Vizuet, Antonina Ivanova Boncheva, Alan Gerardo Jardón Medina, Aron Jazcilevich Diamant, Deysi Ofelmina Jerez Ramírez, Rolando Vlademi Jiménez Domínguez, Patricia Julio Miranda, Johanna Koolemans Beynen, Vladimir Kostoglodov, José Rubén Lara Lara, Maxime Le Bail, Juan Antonio Le Clercq Ortega, Carlos Lizárraga Celaya, Salvador Emilio Lluch Cota, María del Pilar Longar Blanco, Fanny López Díaz, Juan Manuel López Mariscal, Liliana López Morales, Santiago López Ridaura, María del Socorro Lozano-García, Simone Lucatello, Laura Luna González, María Luisa Machain-Castillo, Luis Fernando Macías García, Carlos Mallén Rivera, René Martínez Bravo, Citlalin Martínez Córdova, José Antonio Martínez de la Torre, Aída Martínez López, Benjamín Martínez López, Beatriz Martínez Ocampo, María Concepción Martínez Rodríguez, Estefanía Martínez Tavera, Omar Masera Cerutti, Juan Raymundo Mayorga Cervantes, Marisa Mazari Hiriart, Luis Medrano González, Ana Mendívil Valenzuela, Roberto Eduardo Mendoza Alfaro, Víctor Manuel Mendoza Castro, Blanca Emma Mendoza Ortega, Juan Carlos Mendoza Reyes, Javier Miranda Martín del Campo, Dolores Molina-Rosales, Guillermo Montero Martínez, Martín José Montero Martínez, Alejandro Ismael Monterroso Rivas, David Alejandro Moo Llanes, Grea Litai Moreno Banda, Ana Rosa Moreno Sánchez, José Antonio Ramón Muñoz Ledo Carranza, Gabriela Muñoz Meléndez, Norma Patricia Muñoz Sevilla, Lyssette Elena Muñoz Villers, Enrique Hiparco Nava Sánchez, Gabriela Niño, José Luis Ochoa de la Torre, Aramis Olivos Ortiz, Guillermo Ontiveros González, José Antonio Benjamín Ordóñez Díaz, María de Jesús Ordóñez Díaz, Benjamín Ortiz Espejel, Modesto Ortíz Figueroa, María Laura Ortiz Hernández, Úrsula Oswald Spring, Mario A. Pardo, Edgar Gerardo Pavia López, María Guadalupe Peláez Gálvez, Claudia Tatiana Peña Ledón, Oscar Augusto Peralta Rosales, Alberto Pereira Corona, Rosario H. Pérez Espejo, María Carolina Pinilla Herrera, José Francisco Pinto Castillo, Fausto Quintana Solórzano, Arturo Quintanar Isaías, Adán Guillermo Ramírez García, José Alejandro Ramos Rodríguez, Janine Madeleine Ramsey Willoquet, Minerva Rebollar Plata, Cristian Alejandro Reyna Ramírez, Horacio Riojas Rodríguez, Ricardo Rivera Vázquez, David Riveros Rosas, Pedro Francisco Rodríguez Espinosa, Alexis Joavany Rodríguez Solís, Daniel Rodríguez Velázquez, María Teresa Rodríguez Zúñiga, Omar Rojas García, Rosario de Lourdes Romero-Centeno, Hiram Rosales Nanduca, Priyadarsi Debajyoti Roy, Ángel Ruíz Angulo, Ana Carolina Ruiz Fernández, Cuauhtémoc Sáenz Romero, Christian Salvadeo, Joan Albert Sánchez Cabeza, Alberto Sánchez González, Liliana Eneida Sánchez Platas, Enrique Sánchez Salinas, Gerardo Sánchez Torres Esqueda, Armando Sánchez Vargas, Apolinar Santamaría Miranda, José Antonio Santiago Santiago, Federico José Saracho López, Yolanda Schramm Urrutia, Rodrigo Serrano Castro, Víctor Amaury Simental Franco, Israel Felipe Solorio Sandoval, Dulce María Sosa Capistrán, Víctor Hugo Soto Molina, Alejandra Straffon Díaz, Wolfgang Stremme, Ernesto Torres Orozco, Armando Trasviña Castro, Jorge Urbán Ramírez, Mauro Valdés Barrón, Patricia Margarita Valdespino Castillo, Rodrigo Vargas, Aída Viridiana Vargas Zavala, Iraís Vázquez Cisneros, Verónica Vázquez García, Lorenzo Vázquez Selem, Verónica Vázquez Zentella, Héctor Erik Velasco Saldaña, Angélica Velázquez Montero, Martín Vera Martínez, Lorena Elizabeth Vera Márquez, Gloria Vilaclara Fatjo, José Villanueva Díaz, Elba Villanueva, Lourdes Villers Ruiz, Miguel Ángel Vite Pérez, Miriam Zarza Alvarado y Jorge Zavala Hidalgo

Finalmente, destacar que esta obra ha sido financiada con una aportación específica del CONACYT.

Aunque este volumen cuenta con una coordinación general y una coordinación operativa, la responsabilidad final del contenido de cada uno de los capítulos es exclusiva de los autores involucrados en su elaboración.

Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad Universitaria, diciembre de 2015

Carlos Gay y García **José Clemente Rueda Abad**

Introducción

Benjamín Martínez López [2], Carlos Gay y García[1, 2].

[1]UNAM PINCC Programa de Investigación en Cambio Climático,
Universidad Nacional Autónoma de México,
[2]UNAM CCA Centro de Ciencias de la Atmósfera.

A lo largo de la historia de nuestro planeta, el clima ha cambiado como resultado de las complejas interacciones e interdependencias que se dan entre la posición del Sol y de la Luna, la atmósfera, los océanos, la superficie terrestre, la cubierta de hielo, tanto terrestre como marino, la biota y, recientemente, las actividades humanas.

En las últimas décadas, hemos sido testigos de la ocurrencia de una gran variedad de fenómenos hidrometeorológicos que se han presentado a lo largo y ancho de nuestro país. Hoy, temas recurrentes como el impacto de los huracanes, tanto en el Océano Pacífico como en el Atlántico, las ondas extremas de calor y de frío, las sequías severas y las lluvias torrenciales incluyendo granizadas inusuales, inundaciones y hasta tornados, acaparan la atención de los medios masivos de comunicación y de los ciudadanos. Lo mismo se viene observando en prácticamente todos los países o regiones del mundo, con climas y condiciones naturales y socioeconómicas muy diferentes a las nuestras, llevando a la pregunta de si en realidad hay un proceso global detrás de estas anomalías o se trata sólo de eventos extremos aislados.

La respuesta, según un conjunto muy numeroso formado por prestigiados científicos que laboran en los principales centros de investigación climática del mundo, es que la observación sistemática de variables como las temperaturas globales del aire en superficie y de los océanos indica claramente que la Tierra se está calentando, cambiando los patrones climáticos conocidos y alterando sistemas físicos, biológicos y sociales de maneras que aún no somos capaces de entender y menos de predecir. Actualmente, está fuera de toda discusión científica seria que el calentamiento terrestre es una realidad, el cual ha podido ser identificado y entendido en sus aspectos fundamentales gracias a un gran cúmulo de evidencias y conocimientos obtenidos desde distintos campos de la ciencia a nivel internacional. Por ejemplo, los cambios observados en la atmósfera a nivel global durante las últimas décadas muestran características que no se explican a partir de causas naturales exclusivamente, sino que es necesario incluir la influencia de las actividades humanas para explicarlos. Si bien registros paleoclimáticos indican que cambios similares pudieron haber sucedido en el pasado, el gran problema que enfrentamos en la actualidad es que estos cambios están ocurriendo con una mayor celeridad que los registrados en los últimos 500,000 años, lo cual plantea la interrogante si de esta manera se está terminando con el periodo de relativa estabilidad climática que acompañó al desarrollo de las sociedades humanas durante los últimos 10,000 años.

Indudablemente, el conocimiento, la comprensión y la predicción de los procesos que rigen al clima pueden contribuir a encontrar salidas a una situación que en gran medida se ha ido construyendo por nuestra ignorancia e imprudencia; lo último sobre todo de las sociedades desarrolladas que han arrasado, literalmente, con los recursos de la Tierra cargando la factura a los países en vías de desarrollo. Por ejemplo, las proyecciones del clima para las próximas décadas reportadas en el Quinto Reporte de Evaluación del IPCC sugieren que éste tendrá un impacto significativo sobre los recursos que están estrechamente relacionados con el bienestar humano, de tal manera, que podría reducir considerablemente las perspectivas de crecimiento económico de los países en desarrollo, entre los que se incluye el nuestro.

Estudios recientes, sin embargo, sugieren que aún es muy difícil discernir entre la respuesta del clima al forzamiento antropogénico y la variabilidad natural del mismo. Lo anterior resulta aún más complicado cuando se trata de evaluar los impactos de cambios en el clima a una escala regional, o incluso de país. Esta nueva información adquiere una gran relevancia dado que nuestra nación cuenta con una gran cantidad de recursos naturales y humanos, pero, paradójicamente, es muy vulnerable a los distintos impactos del cambio climático. México, tenemos que decirlo, tiene un ambiente natural y social muy deteriorado, con amplias y variadas zonas de riesgo susceptibles a la elevación del nivel del mar, a sequías, a inundaciones por crecidas de los ríos, a la pérdida de biodiversidad de especies y de hábitats, a la degradación y empobrecimiento de suelos. Asimismo, existen una gran cantidad de accidentes ambientales que regularmente, ya sea por negligencia o corrupción, han ocasionado un incremento inaceptable en la contaminación del agua, del aire y del suelo.

Es innegable que nuestro planeta se está calentando y en este nuevo entorno más caliente los científicos esperan condiciones meteorológicas muy diferentes a las que prevalecen en la actualidad: precipitaciones más intensas, sequías más severas y prolongadas, mayores elevaciones del mar durante las mareas de tormenta, ondas de frío y calor más frecuentes, por mencionar sólo unos ejemplos. Algunas preguntas concernientes al problema del cambio climático, mismas que deberían de ser de interés

para el gobierno de nuestro país a cualquier nivel son: ¿Cuán rápido llegarán esos cambios y cuán grande será su magnitud? ¿Dónde impactarán? ¿Cómo se reflejarán estos cambios en la contaminación ambiental? ¿Qué le ocurrirá al aire ya viciado de las mega-ciudades? ¿Cambiarán los patrones de viento a escala local y estos cambios mitigarán o amplificarán la contaminación atmosférica? ¿Tendremos en promedio más inversiones térmicas en los meses fríos del año o disminuirán? ¿Lo anterior mejorará o empeorará las condiciones de contingencias ambientales? ¿Cómo afectarán estos cambios la salud de nuestra población más vulnerable? ¿Cuáles son las medidas en el corto y mediano plazo que nos ayudarían a la adaptación? ¿Cómo podríamos mitigar los efectos de los cambios por venir optimizando los costos de las inversiones necesarias para tal tarea? Muchas preguntas, todas ellas sin una respuesta clara basada en conocimientos científicos sólidos, sobre todo a la luz de los nuevos conocimientos mencionados en el párrafo anterior.

El cambio climático es un problema ambiental muy relevante para nuestro país porque viene a sumarse, potenciándolos, a los problemas ambientales y sociales ya mencionados. Las consecuencias, sin embargo, no serán las mismas para todos los países, independientemente de cuál haya sido su contribución a las emisiones de gases de efecto invernadero. Si bien es muy difícil estimar en qué sentido serán muchos de los cambios que se presentarán en las diferentes regiones del mundo, habrá países con condiciones naturales propicias y altos niveles de desarrollo científico, tecnológico, socioeconómico y educativo que les permitirán estar mejor preparados para adaptarse a nuevas condiciones. En México, una medida alcanzable para estar mejor preparados que en la actualidad es fortalecer nuestro conocimiento sobre los procesos físicos, químicos y biológicos que regulan la evolución del clima. En la medida que los entendamos y adquiramos la capacidad de simular el clima presente y pasado, estaremos sentando las bases para estimar la evolución futura de nuestro clima a nivel país e incluso regional. Asimismo, es necesario desarrollar estudios propios y enfocados a estimar de una manera robusta la respuesta forzada del sistema. Actualmente no es del todo claro cómo hacerlo, pero es una tarea que resulta impostergable. Con esta finalidad, resulta crucial tener un registro histórico que nos permita estimar con cierta confiabilidad el clima actual y poder dilucidar si algo ha cambiado, en dónde y con qué magnitud. Dado lo anterior, es prioritario simular dichos cambios y realizar las proyecciones pertinentes con el número adecuado de simulaciones. Con esta finalidad en mente, es necesario en primer lugar tener una idea clara de cuál es el estado actual del conocimiento sobre el clima en México y por esta razón se escribió este volumen, en el cual se compilan las bases científicas de la ciencia del cambio climático en México, abordando en primer lugar la disponibilidad de información, tanto en la atmósfera como en los océanos. También se resume el conocimiento de los procesos climáticos relevantes para nuestro territorio, así como el estado que guardan los glaciares y qué procesos han tenido un papel importante en la evolución del clima pasado. También se da una síntesis de los efectos en la atmósfera asociados a cambios en la concentración y composición de los aerosoles, así como una revisión de los ecosistemas desde un punto de vista funcional para avanzar en el conocimiento sobre la interacción de la variabilidad climática y sus vínculos con los ciclos biogeoquímicos.

A continuación se da una breve descripción de los capítulos que constituyen este volumen.

En el capítulo 1, denominado *"Observaciones atmosféricas en superficie y en altura"*, se listan las fuentes de información y se resumen los resultados disponibles sobre tendencias observadas de temperatura, precipitación y de vapor de agua en periodos históricos para regiones específicas y para todo nuestro territorio nacional. Los resultados de estos estudios no permiten atribuir las tendencias observadas de las variables meteorológicas anteriores de manera directa a un cambio secular global. Es muy probable que las tendencias de cambio climático estén obscurecidas por oscilaciones con periodos cercanos o mayores a décadas y de una amplitud significativa.

Con respecto al capítulo 2 *"Observaciones oceánicas"* se sintetiza la información generada por la comunidad de oceanólogos de México. Notoriamente, está aún por determinarse si el Golfo de California se está calentando a la par de lo observado en el océano mundial, o su evolución representa una anomalía regional. En el Pacífico Tropical Mexicano se observa una de las zonas de mínimo oxígeno más someras del mundo y es probable que el calentamiento global reduzca el flujo de oxígeno al océano y que las zonas de oxígeno mínimo se expandan. En los mares del sur se ha observado una intensificación de los vientos en superficie, lo cual produce una mayor transferencia de energía al océano, produciendo olas más desarrolladas que ocasionan una intensificación del oleaje en las costas del Pacífico Mexicano durante los meses del verano, condiciones ya usuales y conocidas

por los turistas que visitan las playas de Guerrero y de Oaxaca. Para el caso del Golfo de México se considera que existirá una intensificación del oleaje durante los meses de invierno debida al aumento de los eventos de nortes, comunes en el Golfo. Por otro lado, se prevé que el calentamiento de los mares mexicanos causará grandes cambios en la química del mar disminuyendo su pH, la productividad marina e incrementando la extensión de zonas del mínimo de oxígeno. Todo lo anterior repercutirá en la distribución de recursos biológicos, mismos que a su vez afectarán el intercambio de CO_2 entre la atmósfera y el océano.

En el capítulo 3 *"Cambios en el nivel del mar"* se presentan los resultados más importantes de los cambios observados en el nivel del mar, tanto en México como a escala global, incluyendo su variabilidad, sus valores extremos y sus proyecciones. Asimismo, se da una discusión de las variaciones del nivel del mar en la era preinstrumental e instrumental, así como de las proyecciones para este siglo.

Un efecto muy notorio del calentamiento planetario es la disminución de los glaciares en nuestro país. Esta problemática se aborda en el capítulo 4 *"La Criósfera en México"*. Aquí es necesario enfatizar que adicionalmente a la variabilidad del clima y al cambio climático, la actividad eruptiva contribuyó a las fluctuaciones glaciales, con una pérdida de masa a tasas sin precedentes. Desgraciadamente, los glaciares del Iztaccíhuatl posiblemente no vean el final de la presente década y, si acaso, serán los glaciares del Citlaltépetl los únicos que quedarán por al menos otra década.

Los datos sobre la variabilidad climática del pasado, antes del periodo instrumental, están disponibles en un conjunto de registros como son los sedimentos lacustres y oceánicos, corales, registros glaciares, espeleotemas y anillos de árboles.

En el capítulo 5 *"Registros paleoclimáticos"*, se resumen las evidencias y el conocimiento sobre los distintos forzamientos que actuaron y determinaron el clima pasado de México a partir del último periodo glacial. Resalta el hecho que dada la enorme diversidad de paisajes y zonas climáticas que caracterizan al país, los registros paleoclimáticos disponibles no son suficientes para caracterizar los cambios climáticos de largo plazo de una manera general y precisa. Existen regiones poco estudiadas que son claves para el entendimiento de los cambios en las fuentes de humedad durante el glacial como es el caso de la Sierra Madre Oriental.

Las nubes y los aerosoles constituyen las mayores fuentes de incertidumbre en el balance de energía proveniente del Sol, el cual es el principal modulador del clima de la Tierra. En el capítulo 6 *"Aerosol atmosférico, nubes y cambio climático"*, se presenta una síntesis de los efectos en las interacciones y procesos en la atmósfera producidos por cambios en la concentración y composición de los aerosoles. Si bien esto aún constituye un reto para los científicos que estudian el clima, en los últimos años se han realizado importantes avances que han contribuido al entendimiento de los posibles efectos producidos por estos elementos en la atmósfera.

Los grandes desafíos que enfrenta la humanidad ante el calentamiento global y sus impactos nos obliga a tratar de entender los procesos de los ecosistemas desde un punto de vista funcional para profundizar en el conocimiento de la variabilidad climática y sus vínculos con los ciclos biogeoquímicos. Estos temas se abordan en el capítulo 7 *"Ciclos biogeoquímicos"*, sin embargo, a pesar de su importancia, nuestro país aún está lejos de contar con una base de referencia sobre los procesos y mecanismos que regulan el secuestro y la emisión de carbono en los sistemas terrestres y marinos.

El aumento antropógeno de gases de efecto invernadero (GEI) reduce la radiación de onda larga saliente y produce un desbalance radiativo (incremento de flujo hacia abajo) en el tope de la troposfera; desbalance conocido como forzamiento radiativo (FR). En ese sentido, destaca el capítulo 8 *"Radiación solar y forzamiento radiativo antropogénico y natural"*, sobre forzamiento radiativo que la emisión de GEI bien mezclados es significativamente mayor en ciudades y zonas industriales y por consiguiente, el forzamiento radiativo local aumenta, sin embargo, el calentamiento observado en grandes urbes se debe principalmente al cambio de uso de suelo y la denominada isla de calor. Por ello, la implementación en ciudades de tecnologías limpias con mayor eficiencia energética es una estrategia que los gobiernos deben seguir.

Para tener una valoración correcta de los impactos del calentamiento del planeta es necesario considerar que la variabilidad interna del sistema climático puede enmascarar parcialmente al cambio climático inducido por el hombre. Claramente, tener un conocimiento sólido de lo anterior es crucial para establecer las mejores estrategias de adaptación y definir las medidas de mitigación más adecuadas. En este contexto, la toma de decisiones y cualquier esfuerzo de política pública y planeación debe basarse en una estimación robusta de las proyecciones climáticas bajo distintos escenarios de forzamiento. Las herramientas básicas para realizar dichas estimaciones son los modelos de circulación general acoplados océano-atmósfera y es de crucial importancia evaluar el rendimiento de estos modelos, tanto de manera individual como colectiva. En el capítulo 9 *"Modelos climáticos y su evaluación"*, se recopila la información disponible para nuestro país proveniente de diversas evaluaciones de los modelos que participaron en las fases 3 y 5 de los Proyectos de Inter-comparación de Modelos Acoplados. Adicionalmente, se introducen las técnicas de reducción de escala utilizadas en nuestro país, finalizando con los temas de proyecciones climáticas y predictibilidad.

La detección y atribución de cambio climático son elementos fundamentales para entender el cambio climático observado y la proyección del clima futuro, sus posibles consecuencias y las opciones para enfrentarlas. En el capítulo 10 *"Detección y atribución de cambio climático",* se presenta un resumen del estado del conocimiento en cuanto a la detección y atribución de cambio climático a nivel global así como a nivel país y apunta las necesidades en términos de información y de creación de capacidades en este tema.

Las proyecciones climáticas derivadas directamente de las simulaciones de los Modelos del Clima Global (GCM-siglas en inglés), se han utilizado prácticamente a partir del Primer Informe de IPCC en 1990, y desde ese entonces las simulaciones ya estimaban condiciones más cálidas y secas para México, mismas que se han conservado a lo largo de las diferentes proyecciones climáticas de los cinco diferentes reportes del IPCC, en el capítulo 11 denominado *"Cambio Climático, Proyecciones y Predictibilidad",* se analiza particularmente para este siglo, la escasa literatura científica reportada en los últimos años en cuanto a predicciones decadales de clima y proyecciones del clima futuro para México, las proyecciones de clima a nivel regional generalmente se realizan usando los Modelos GCM o bien realizando algún proceso de reducción de escala, en parte, por los altos costos computacionales, así como por la falta de recursos humanos y de infraestructura. Dentro de las predicciones climáticas decadales a nivel nacional, destacan las realizadas con el Modelo Termodinámico del Clima (MTC) de Adem (1962), ya que los modelos son el mejor medio que disponemos para anticipar posibles cambios futuros en el clima de la tierra, el capítulo concluye con el cuestionamiento nada trivial, si se debe poner mayor esfuerzo en incrementar la resolución de los GCM o el rango de componentes en los Modelos del Sistema Terrestre (MST).

El volumen finaliza con el capítulo 12 *"Fenómenos climáticos y su relevancia para el cambio climático regional futuro",* en el que se describen algunos de los fenómenos más relevantes que determinan el clima de México, incluyendo el Monzón de Norteamérica, los ciclones tropicales, la canícula, las sequías y los nortes, así como modos de variabilidad climática de gran escala en el Pacífico y Atlántico tropicales. Todos estos fenómenos son fundamentales para entender las variaciones naturales del clima en nuestro país y su entendimiento sienta las bases para estimar su evolución futura asociada al efecto del cambio climático.

Capítulo 1

OBSERVACIONES ATMOSFÉRICAS EN SUPERFICIE Y ALTURA

Autor líder:

Ignacio Arturo Quintanar Isaías[2].

Autores colaboradores:

David Kenton Adams[3], Ángel Ruíz Angulo[2] y Carlos Lizárraga Celaya[3].

[2]UNAM CCA Centro de Ciencias de la Atmósfera, [3]UNISON Universidad de Sonora.

Palabras clave: Tendencias de temperatura, estaciones meteorológicas, bases de datos, precipitación, vapor de agua.

Resumen

En este capítulo, se reseñan los resultados sobre las fuentes de información, metodologías y resultados sobre tendencias de temperatura, precipitación y de vapor de agua en periodos históricos para regiones específicas y para todo el territorio nacional. Los resultados de estos estudios no permiten hacer una atribución directa a un cambio secular global de tendencias observadas de las variables meteorológicas anteriores. Es muy probable que las tendencias de cambio climático estén obscurecidas por oscilaciones con periodos cercanos o mayores a décadas y de una amplitud significativa. Queda, de todas formas, consignado el esfuerzo de años recientes para reunir las mejores bases de datos para el país, que por su longitud, permitirían realizar estudios más detallados respecto a las tendencias de a lo largo del siglo pasado y del presente.

Introducción

En la atmósfera se desatan procesos dinámicos de transferencia de calor y energía que pueden ser entendidos y representados a través de variables puntuales observadas y recolectadas en series de tiempo a través de los años. En el presente capítulo se destacan los principales métodos y resultados de estudios de variables atmosféricas como precipitación, temperatura y vapor de agua.

1. Tendencias en temperatura

En México la fuente de información meteorológica fundamental proviene de estaciones de superficie y de altura que diariamente almacena el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Existen otras bases de datos que organismos de cuenca y entidades de gobierno gestionan y mantienen que no han sido usadas en estudios de tendencias de largo plazo o de cambio climático para México. En lo sucesivo, se entenderá como base de datos meteorológicos observacionales para México, aquellos datos que provienen de las estaciones climatológicas del SMN y que contienen información de temperatura máxima, temperatura mínima y precipitación diaria. El número de estaciones, la localización y las tecnologías de los sensores han variado desde que el SMN fue fundado. Esto ha provocado que buena parte de las series de tiempo históricas de estaciones de superficie y de altura aún se encuentren archivadas en papel. A mediados de la década de los años 80 del siglo pasado, la Organización Mundial de la Meteorología (OMM) emprendió un ambicioso proyecto cuyo objetivo fundamental era el de proveer a usuarios de todas las naciones, de información meteorológica a partir de un software de visualización y manejo de datos producidos por las redes de observación de cada país. El proyecto se ha denominado: CLICOM (Climate Data Management System Project por sus siglas en inglés) e incluye software que permite realizar pruebas de control de calidad básicas, sin embargo, aún así, es muy común que datos de mala calidad sean detectados por los usuarios en las series de tiempo resultantes,. Por ejemplo no es poco frecuente encontrar errores asociados a datos repetidos, posición errónea del punto decimal, remoción de antiguas estaciones y/o sustitución por nuevas (Dr. Arthur Douglas comunicación personal). Ningún investigador del clima de México o del extranjero, utiliza los datos de CLICOM directamente, sin realizar un control de calidad previo, por las razones anteriormente expuestas. Como continuación al proyecto CLICOM, en 1996, el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA) elaboró la primera base de datos meteorológicos digitales junto a un software de acceso a los datos denominado Extractor Rápido de Información Climática (ERIC). Posteriormente, se hicieron actualizaciones a ese sistema con una nueva versión, ERIC II (Quintas, 2000). El ERIC continúa siendo actualizado y administrado por el IMTA, actualizándolo con nuevas mediciones de la red de estaciones climatológicas convencionales del SMN (https://www.imta.gob.mx/productos/software). En la literatura se pueden encontrar diversos estudios de tendencias globales de máximos y mínimos de temperatura en superficie que hacen uso de bases de datos provenientes de estaciones meteorológicas convencionales como las que el CLICOM utiliza en su software. En estos estudios los valores de las estaciones son interpolados a una malla regular, que comúnmente es de baja resolución espacial como para resolver espacialmente la diversidad de las cuencas hidrológicas de México (p.ej. de 300 km x 200 km). Recientemente, el enfoque de estudios de tendencias globales y regionales se ha realizado mediante la evaluación de índices de cambio climático basados en los extremos de temperatura que tienen un significado especial en el contexto de cambio climático. En la Tabla 1, en Donat et ál. (2013) se muestra una lista de 27 índices que el Equipo de Expertos de Detección del Cambio Climático e Índices de la OMM (ETCCDI por sus siglas en inglés) ha recomendado utilizar en los estudios de tendencias. Entre esos índices destacan: promedios mensuales de temperatura máxima y mínima diaria denominados el día y la noche mas calurosos respectivamente (TXx y TNx en la notación del ETCCDI) y sus contrapartes, el día y la noche mas fríos respectivamente (TXn y TNn). Otros índices muy útiles son la frecuencia en porciento que la temperatura mínima y máxima diaria esta por debajo del primer decil, estos, se denominan la noche fría y el día frío respectivamente (TN10p y TX10p) y sus contrapartes, la noche caliente y el día caliente, son los que rebasan el último decil (TN90p y TX90p). Otro índice muy utilizado es la diferencia de promedios mensuales entre la temperatura máxima y la mínima diurna. A este índice se le denomina rango de temperatura diurna (RTD). Donat et ál. (2013) describen una base de datos construida a partir de observaciones de estaciones meteorológicas convencionales que los Servicios Meteorológicos Nacionales de distintas regiones del globo proporcionaron. La base fue interpolada a una malla regular de 3.7 ° de longitud por 2.5 ° de latitud para un periodo de observación de 1901 a 2010. La base se denomina HadEX2 y constituye una actualización sobre una base de datos construida años atrás pero de menor longitud (HadEX, Alexander et al, 2006). Donat et ál. (2013) reportan que los índices tienen tendencias distintas, así como niveles de significancia distintos de acuerdo a la región del globo que se analice. Para México, en el periodo de 110 años, se reporta que las únicas tendencias significativas (5 % de nivel de significancia) son de una disminución de noches frías (TN10p) del orden de 1 % y un aumento de 1 % de las noches calurosas (TN90p). Este comportamiento es muy similar al que se reporta para muchas otras regiones del globo y puede considerarse un resultado robusto.

Claramente, como se ha visto anteriormente, los estudios de tendencias globales de variables meteorológicas no tienen, como propósito fundamental, hacer un análisis regional de alta resolución espacial, las bases de datos utilizadas simplemente no lo per-

miten. Sin embargo, la información de tendencias regionales de largo plazo y de muy alta calidad es un requisito para poder emprender el análisis de la detección del fenómeno regional y su atribución al cambio climático global. Dadas las obvias limitaciones de las redes observacional locales, la comunidad científica en México y el extranjero ha elegido dos enfoques para abordar este problema: 1) trabajar con los datos de estaciones meteorológicas convencionales después de aplicar severos criterios de selección de control de calidad y, si es el caso, proyectar los valores de las series de tiempo a una malla regular usando técnicas de interpolación apropiadas a la orografía compleja del país y 2) utilizar una combinación de modelos hidrológicos y atmosféricos (acoplados o no) de alta resolución espacial con datos observacionales como los que proporciona CLICLOM y datos meteorológicos de otras fuentes. En México, el enfoque de la opción 1) arriba, comenzó en 2008 con la construcción de bases de datos históricos de alta calidad en el Centro de Ciencias de la Atmosfera de la UNAM (CCA) que ha puesto a disposición del público el Atlas Climático Digital (ACDM) en su sitio electrónico (http://uniatmos.atmosfera.unam.mx/ACDM/) donde, por primera vez en México, se puede consultar una base digital de datos diarios de precipitación y temperaturas máximas y mínimas para un periodo histórico notablemente largo, de 1902 a 2014. Este, es es el proyecto central de la Unidad de Informática para las Ciencias Atmosféricas y Ambientales (UNIATMOS) del CCA El objetivo es el de visualizar y hacer posible un análisis numérico espacio-temporal de la distribución geográfica de redes y datos disponibles en México sobre observaciones atmosféricas y en superficie, que son de importancia para detectar el cambio climático. Las bases de datos del ACDM provienen de las estaciones climatológicas del SMN y están sujetas a un riguroso control de calidad y a un ajuste por efectos orográficos en la interpolación a una malla regular a una resolución de 925 m. Un reporte detallado de las metodologías que se han desarrollado en UNIATMOS para la generación de mapas de alta resolución espacial, se puede encontrar en Fernández et ál. (2014). La resolución espacial lograda con el ACDM permitirá elaborar escenarios regionales de cambio climático desde una base técnica y científica muy sólida, para México, Centroamérica y el sur de los EE. UU. De esta forma, se podrá tratar, de manera objetiva, el problema de las discontinuidades transfronterizas que surgen a partir del origen y tratamiento a las bases de datos de estaciones meteorológicas convencionales.

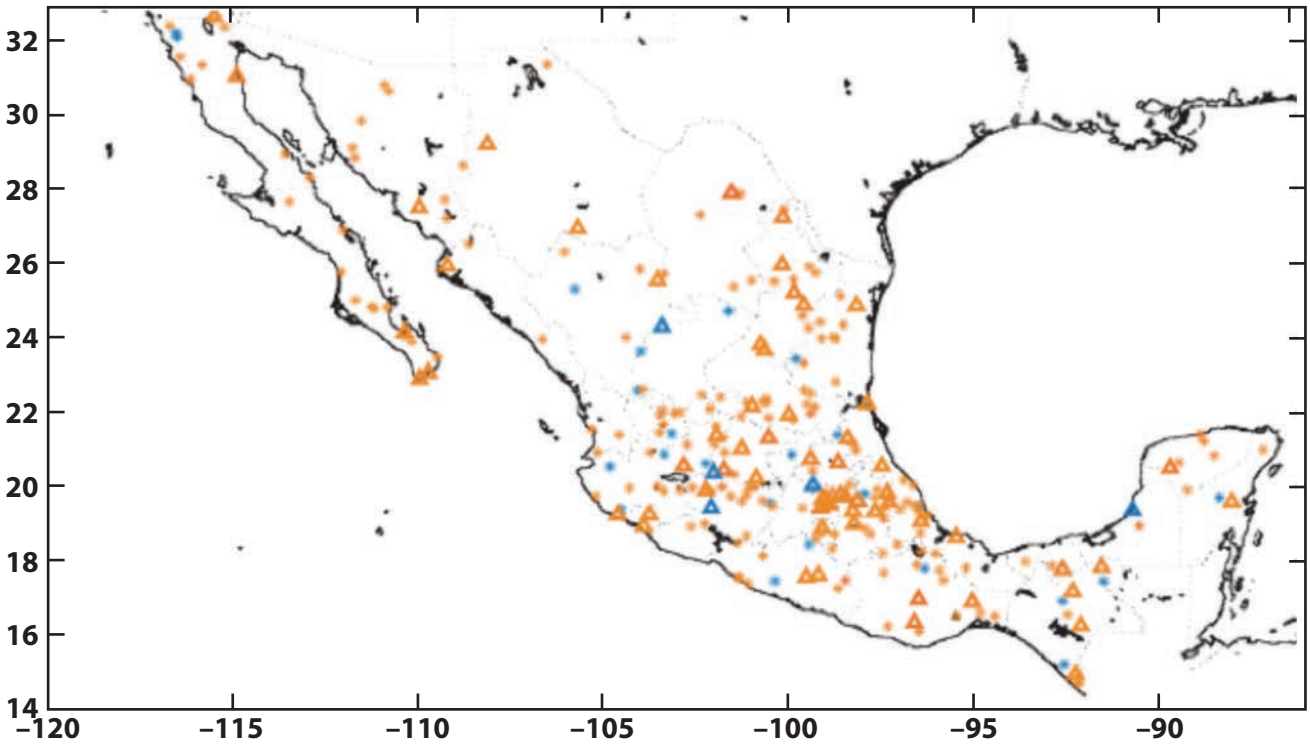
En noviembre de 2004, un panel de expertos se reunió en Guatemala para discutir la construcción de una base de datos meteorológicas de alta calidad que cubriría la región centro y sur de México, Centroamérica y el norte de Sudamérica. Ese esfuerzo colectivo culminó en una red de 48 estaciones meteorológicas con registros de temperatura que cumplían con las condiciones de calidad y de longitud de registros. El análisis de tendencias para la región fue reportado en el trabajo de Aguilar et ál. (2005), para el periodo observacional de 1961 - 2003. Se encontró que en toda la región y, específicamente, en la región central y sur de México, la frecuencia de días y noches calientes (i.e., TX90p y TN90p) han aumentado significativamente cuando se compara un periodo antiguo (1961 - 2003) con uno más reciente (1971 - 2003). Similarmente, se encuentra que los días y noches fríos (i.e., TX10p y TN10p) han disminuido significativamente. Se reporta que para toda la región, las tendencias de cambio estimadas para TX90p y TN90p son de 2.5 y 1.7 puntos porcentuales por década, respectivamente, en tanto que para TX10p y TN10p son de -2.2 y -2.4 respectivamente. Desafortunadamente, el estudio no reporta valores numéricos para la región del estudio que incluye a México. Podemos decir que este es quizá, el primer estudio serio que pone a prueba las tendencias de temperaturas extremas en un contexto de cambio climático y es un buen ejemplo del enfoque de la opción 1) usando solamente las observaciones disponibles de estaciones meteorológicas convencionales. Es notable que las conclusiones a las que llegaron Aguilar et ál. (2005) no están en contradicción con lo reportado ocho años más tarde por Donat et ál. (2013), además de que estos últimos autores utilizaron una base de datos en una malla que, difícilmente, podría resolver la región analizada por Aguilar et ál. (2005).

Casi al mismo tiempo, que el estudio de Aguilar et ál. (2005), Engelhardt y Douglas (2004) generaron una regionalización para México de las variaciones estacionales y mensuales de la temperatura en superficie a partir de estaciones meteorológicas convencionales del SMN para el periodo 1940- 2000. Engelhardt y Douglas (2004) interpolan los valores de las variables a una malla de baja resolución a 2.5 ° x 2.5 ° (~ 300km x 300 km). Su análisis muestra cuatro cuencas meteorológicas consistentes con la distribución espacial de la precipitación, donde la variabilidad en temperatura en superficie está dominada por una fuerte persistencia, mes a mes en la estación caliente mientras que en la transición a la estación fría se observa que las anomalías del mes anterior se transfieren al siguiente, lo cual, de acuerdo a los autores, es consistente con una retroalimentación positiva entre anomalías de precipitación y las condiciones de suelo. La variabilidad en temperatura de superficie también está ligada a modos de circulación atmosférica con periodos de décadas como las oscilaciones del Pacifico y del Atlántico además de que existe una fuerte componente de ENSO. Una extensión interesante del trabajo anterior fue hecha por Brito-Castillo et ál. (2009) para una

región en Zacatecas en el norte del Altiplano Central donde el estudio de Engelhardt y Douglas (2004) carecía de observaciones. Brito-Castillo et ál. (2009) encuentran que en esta región las señales de aumento de temperatura no son uniformes y que existe una evidente diferenciación orográfica importante en la variabilidad de temperatura a ambos lados de la división continental norte-sur de la región. Datos de temperatura máxima y mínima del CLICOM de 23 estaciones climáticas seleccionadas para un periodo de 1963-2002 muestran que el RDT aumenta debido a un aumento en la tasa de crecimiento de temperatura máxima y un descenso en la de la temperatura mínima al sur de la división continental. En el lado norte, por otra parte, el RDT disminuye debido que la temperatura máxima disminuye más rápido que el aumento en la temperatura mínima. Los autores ligan los modos principales de variación de RDT a escalas de tiempo de décadas asociadas a cambios en circulación atmosférica de la Oscilación del Atlántico y del Pacifico mediante mapas de correlaciones puntuales. Pavía et ál. (2009) utilizando datos extraídos del ERIC, realizaron un estudio muy similar a los dos mencionados anteriormente pero haciendo un contraste entre un periodo antiguo (1940 - 1969) y uno reciente (1970 - 2004) y haciendo un análisis para las cuatro estaciones junto al promedio anual para las temperaturas máximas y mínimas. El análisis revela que México se calentó en el periodo reciente debido a una mayor tasa de aumento en la temperatura máxima que en el aumento de temperatura mínima observada. Esta condición fue más aparente en la estación de verano (Figura 1). Por otra parte, en el periodo antiguo se observa un enfriamiento generalizado particularmente en la estación de invierno. Los autores concluyen de su análisis que la señal de ENSO juega un papel menor o despreciable comparado con la Oscilación Decadal del Pacifico (ODP) cuya fase caliente coincide con el periodo reciente en tanto que la fase fría está asociada a la correspondiente fase fría de la ODP.

Peralta-Hernández et ál. (2009) hicieron otro estudio de tendencias de temperatura de superficie para la región sur de México. En este estudio se encontró que la tendencia en la temperatura promedio ha incrementado linealmente y significativamente a razón de 0.086 °C /década para la región con las temperaturas máximas incrementándose a casi el doble de esa tasa en tanto que las temperaturas mínimas no cambian apreciablemente. En acuerdo con los resultados de los estudios mencionados anteriormente estos autores encuentran poca o nula influencia de ENSO o la ODP con las variaciones diurnas y tendencias de temperaturas máximas y mínimas. Solo un 27 % de la variación puede ser explicada por la variabilidad en precipitación. Peralta-Hernández et ál. (2009) sugieren que el calentamiento en esa región esta asociado a un cambio en uso de suelo y a una tala inmoderada. Gutiérrez-García y Ricker (2011) realizaron un estudio climatológico de tendencias de temperatura y precipitación para una región de los Tuxtlas con 24 estaciones meteorológicas y con datos de alta calidad con pocas interrupciones en las series de tiempo. El periodo de estudio comprende 1977 - 2010 mostrando tendencias de temperatura sin significancia estadística para la región de estudio.

Figura 1. Estaciones que muestran una tendencia estadísticamente significativas (positiva: asteriscos naranjas; negativa: asteriscos azules; un triángulo indica una estación dentro de una zona urbana) de temperatura máxima para el periodo reciente de verano (1970 - 2004)



Fuente: (Pavía et ál., 2009)

En el enfoque 2), destaca el estudio hecho por Zhu y Lettenmaier (2006) quienes elaboran una base de datos diarios de variables de precipitación, temperatura máxima y mínima para utilizarlo como insumo a un modelo hidrológico y de superficie para el cálculo de flujos turbulentos de energía y escorrentías. El objetivo era comparar las observaciones de gasto en ríos y las simulaciones con el Modelo Hidrológico de Capacidad de Infiltración Variable (VIC por sus siglas en ingles). El periodo de datos cubre desde enero de 1920 a noviembre de 2004 a una resolución de 1/8 ° (~ 12 km) para una malla regular para toda la República Mexicana. Los datos fueron compilados a partir de una base de datos mejorada que el SMN hizo disponible al público en 2005. En el periodo de estudio se observa que la densidad espacial de estaciones es muy variada y los autores notan que antes y después del periodo 1975 - 1985 el número de estaciones es significativamente menor (en promedio, se usan 1,000 estaciones). La base de datos, utilizada en el estudio, pasa por un control de calidad sencillo basado en una metodología que Maurer et ál. (2002) aplican en un estudio previo para EE. UU. Ahora bien, resulta natural pensar, dentro de este enfoque, que quizá sea factible estimar tendencias de temperatura promedio y extremas utilizando las bases de datos archivadas en el Centro Europeo de Pronóstico a Mediano y Corto Plazo (ECMWF por sus siglas en inglés) y en el National Center for Environmental Prediction (NCEP) de EE. UU. (Simmons et ál., 2011; Kalnay et ál., 1996). Estas bases de datos son los llamados análisis retrospectivos o como se les denomina en la jerga de los climatólogos y meteorólogos: re-análisis, contienen los valores de las variables meteorológicas en una malla tridimensional regular y están disponibles cada 3 o 6 horas desde al menos la mitad del siglo pasado. Los re-análisis son el resultado de un ciclo continuo de asimilación en el que, de manera óptima, se combinan las salidas de un modelo de la atmósfera tomando en cuenta todas las observaciones disponibles en superficie, altura y datos de satélite. Sin embargo, se ha cuestionado el uso de los re-análisis para estimar tendencias de largo plazo. Bengstsson et ál. (2004) indican que justamente los cambios en el sistema de observación satelital en los años 70 del siglo pasado, introdujo tendencias espurias en la temperatura y en el valor de vapor de agua integrado en la columna que no eran consistentes con las observaciones.

Los estudios anteriores indican que los análisis de detección y atribución de cambio climático regional para México aún se encuentran en etapa de desarrollo y aunque ya existen resultados robustos de calentamiento que al menos en dos casos: Donat et ál. (2013) y Aguilar et ál. (2005) son consistentes con un escenario de cambio climático global. Es claro que varios de los estudios observacionales citados arriba no han podido establecer una conexión causal con ese escenario. Una característica del cambio climático global es su heterogeneidad espacial y esta se manifiesta de una manera muy clara en todos los estudios antes mencionados.

2. Tendencias en precipitación y vapor de agua

Se ha mencionado con frecuencia en la literatura que debemos esperar un aumento en la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera debido a un aumento en las concentraciones de gases de efecto invernadero. Este hecho reviste particular importancia debido a que el vapor de agua es un gas de efecto invernadero mucho más efectivo que el CO_2. Entonces la pregunta obligada es: ¿por qué damos mayor importancia al CO_2 y a los gases de efecto invernadero y no al vapor de agua? La respuesta tiene que ver con los escalas de tiempo y espacio en las que el vapor de agua y las nubes evolucionan. El vapor de agua es un gas con un periodo de vida corto, de tan solo 10 a 20 días en la atmósfera. Esto es debido a que está sujeto a procesos rápidos de condensación y evaporación, produciendo gotitas de nube, nieve y granizo que precipitan a la superficie, para más tarde volver a la atmosfera por procesos turbulentos ligados a la evaporación en el océano, suelo y plantas, en un ciclo llamado, ciclo hidrológico. El CO_2 y los óxidos nitrosos tienen, por otra parte, escalas de tiempo del orden de 100 años en tanto que para el metano es de unos 10 años. Estos gases de origen antrópico constituyen un forzante radiativo continuo, en espacio y tiempo, que permite aumentar la temperatura globalmente provocando que haya más vapor de agua disponible en la atmósfera lo cual, a su vez, produce mayor calentamiento y por tanto más vapor de agua. Este es el llamado efecto de retroalimentación positivo del vapor de agua. Es claro entonces que, aunque el vapor de agua es un potente gas invernadero, por si solo, no podría actuar para elevar la temperatura de la atmósfera. Para ello, la presencia en la atmósfera del CO_2, óxidos nitrosos y del metano, productos de la actividad humana, constituyen un forzante externo de larga vida en el sistema climático.

Para entender con más detalle el efecto del vapor de agua, recordemos que la presión total de una mezcla de gases es la suma de las presiones parciales de cada gas en la mezcla. Se sigue, que al aumentar el número de moles del gas o, equivalentemente, su masa, la presión parcial del gas también aumentará. Otro proceso importante es la saturación de vapor de agua en la columna atmosférica. Esto ocurre cuando las moléculas de vapor de agua se mueven entre la atmósfera y las gotitas de agua de la nube a la misma velocidad, es decir, cuando el sistema se encuentra en un estado de equilibrio termodinámico. Si la temperatura del sistema: (vapor de agua)-(gotitas de nube)-(aire seco), aumenta por alguna razón, entonces la presión de vapor de agua aumenta de manera casi exponencial. Este comportamiento esta muy bien determinado por la ecuación de Clasius-Clapeyron (CC) de la termodinámica clásica, que predice que, a temperaturas típicas de la tropósfera baja, un cambio relativo de presión de vapor de agua es proporcional al cambio en temperatura. De esta manera, por cada grado K que aumenta la temperatura se obtiene un cambio del 7 % en la presión de vapor de saturación, es decir, un aumento substancial en la masa de vapor de agua atmosférico. Suponiendo, que un doblamiento de CO_2 produce un aumento de 3 K entonces la presión de vapor de saturación aumentaría un 21 % (Held y Soden, 2006). No es muy difícil mostrar que la cantidad de vapor de agua integrada en la columna atmosférica (VAI) también cambiaría en un 21 % con un aumento de 3 K en la atmósfera. Podemos poner en perspectiva la magnitud de este cambio, recordando que en los subtrópicos, los promedios mensuales del VAI justo antes del periodo lluvias en la región del monzón de Norteamérica (Arizona, Sonora y Sinaloa) pasan de 20 mm a 30 mm (i.e., el espesor de la lámina de agua, si condensamos todo el vapor de agua en la base de la columna atmosférica, en un área de 1 m^2), lo que implica un aumento del 50 % (Lindstrot et ál., 2014, Figura 3). Estos números sugieren un aporte muy grande de vapor de agua en un escenario de calentamiento global. Es natural pensar, entonces, que debe haber una relación entre el aumento en el VAI y la producción de precipitación en los procesos de convección somera y profunda (Bretherton et ál., 2004; Holloway y Neelin, 2009) y por lo tanto deberíamos detectar tendencias en la precipitación, en el vapor de agua atmosférico y, consecuentemente, en el VAI. Un estudio que intenta poner a prueba a relación de CC con el aumento de temperatura global, es el de Lehman et ál. (2015), quienes utilizan la base de datos del HadEx2, en el periodo 1901 - 2010, para analizar las tendencias de largo plazo del máximo mensual de precipitaciones diarias (Rx1day, en la notación del ETCCDI). Se encuentra que los promedios mensuales y estacionales del número de eventos

de precipitación récord han aumentado globalmente en este periodo, en un 12 % respecto de un modelo de clima estacionario, construido a partir de valores de datos independientes e idénticamente distribuidos. Cuando se comparan estas tendencias con las que predice el modelo de Clasius-Clapeyron (CC) se encuentra que, globalmente el CC puede explicar el cambio razonablemente, lo que implica una respuesta hidrológica del sistema climático consistente con un aumento en temperatura. Analizando por bandas latitudinales, los autores encuentran que el incremento de eventos de precipitación récord en los trópicos es de 18 % y es significativo comparado con el modelo de clima estacionario antes mencionado. Haciendo un análisis regional para un periodo histórico cercano (1981 - 2010), Lehman et ál. (2015) encuentran que la región de México y Centroamérica presentan un aumento en el número de precipitaciones récord del 20 % pero este es significativo al 90 % en el intervalo de confianza del modelo de clima estacionario. Se advierte un gradiente sur-norte, entre el Oeste de Norteamérica (-20 %) y México (20 %) que es consistente con un escenario en el que las regiones que inicialmente muestran un déficit de precipitación lo continuaran teniendo al tiempo que las regiones que tienen un exceso de precipitación (Held y Soden, 2006). Otra importante base de datos para Estados Unidos, Canadá y México fue construida por Livneh et ál. (2015) e interpolada a una malla regular de 1/16 ° (~ 6 km) de resolución espacial. La base cubre el periodo histórico de 1950 a 2013 y constituye una mejora sobre otras bases de datos previas para la región. En este trabajo, la base de datos de México es tratada con un control de calidad de datos más severo debido a la baja calidad de datos en México, particularmente en el norte del país. Sin embargo, los efectos orográficos son incluidos para obtener mejor estimaciones de la interpolación de los datos de estaciones a una malla regular.

El trabajo de Aguilar et ál. (2005) para extremos de temperatura, descrito arriba, también incluyó el análisis de tendencias de la precipitación extrema para la región centro y sur de México, Centroamérica y el norte de Sudamérica. Se reporta que en el periodo 1961 - 2003, los índices de precipitación, para el sur de México tienen un aumento pero no es significativo y es difícil discernir un patrón espacial coherente. Para el noroeste de México en la región del monzón de Norteamérica, Cavazos et ál. (2008), usaron la base de datos diarios de precipitación del ERIC para analizar las precipitaciones extremas de verano en el periodo 1950 - 2003. Las precipitaciones extremas se definieron como aquellos valores que rebasaban el 95 percentil de días húmedos (precipitación mayor a 1 mm) del 1 de junio al 30 septiembre (P95). Los autores separan la precipitación extrema de verano en dos categorías: debido a huracanes y de origen monzónico. Los resultados indican un aumento significativo en la precipitación extrema en las estaciones de montaña que se relaciona con la influencia estimada de ciclones tropicales. Las tendencias en precipitación de origen monzónico, por otra parte, no muestran valores significativos.

Conclusiones

Los resultados de los estudios de tendencias en temperatura y precipitación indican que, si bien es posible establecer tendencias significativas globales en temperatura, esto no ocurre a nivel regional. El caso del sur y centro de México es un buen ejemplo de ello, en donde los estudios no han podido establecer tendencias significativas, espacialmente coherentes, tanto en temperatura como en precipitación. Sin embargo, los estudios también indican que las tendencias de distintos índices pueden ser mas útiles para detectar cambios. Por ejemplo es claro que los extremos de precipitación y temperatura arrojan tendencias más significativas que los cambios en promedios. Otro aspecto de estos estudios es la diversidad de bases de datos con la que se cuenta globalmente y regionalmente, de estaciones y en mallas regulares. En México existen fuentes de datos de diferentes orígenes que requieren ser unificadas bajo ciertos criterios objetivos de control de calidad y de interpolación muy claros. Las bases de datos en mallas regulares globales podrían ser aumentadas a nivel regional siguiendo criterios que permitan tomar en cuenta la orografía compleja del país.

Referencias

Aguilar, E., et ál., (2005). Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961 – 2003, J. *Geophys. Res.*, 110, D23107. doi:10.1029/2005JD006119.

Alexander, L. V. et ál. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*,111, D05109. doi:10.1029/2005/D006290

Bengtsson, L, Hagemann, S. and Hodges, K. I. (2004). Can Climate Trends be Calculated from Re-Analysis Data? *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 109, D11111. doi:10.1029/2004JD004536

Bretherton, C. S., Peters, M. E. and Back, L. E. (2004). Relationships between water vapor path and precipitation over the tropical oceans, *J. Clim*., 17, 1517–1528.

Brito-Castillo, L., Díaz Castro, S.C. and Ulloa Herrera, R.S. (2009). Observed tendencies in maximum and minimum temperatures in Zacatecas, Mexico and possible causes. *Int. J. Climatol*. 29, 211–221. doi: 10.1002/joc.1733

Cavazos, T., Turrent, C. and Lettenmaier, D. P. (2008). Extreme precipitation trends associated with tropical cyclones in the core of the North American monsoon, *Geophys*. Res. Lett., 35, L21703, doi:10.1029/2008GL035832.

Donat, M.G. et ál., (2013). Updated analyses of temperature and precipitation extreme indices since the beginning of the twentieth century: the HadEX2 dataset. J *Geophys Res Atmos, 118*(5):2098–2118. doi:10.1002/jgrd.50150

Englehart, Ph.J. and Douglas, A.V. (2004). Characterizing regional-scale variations in monthly and seasonal surface air temperature over Mexico. *International Journal of Climatology, 24*(15), 1897-1090, (December, 2004). ISSN: 1097-0088

Fernández Eguiarte, A., Romero Centeno R. and Zavala Hidalgo J. (2014). Metodologías empleadas en el Atlas Climático Digital de México para generación de mapas climáticos de alta resolución. *Geoacta, 39*(1), 165-173.

Gutiérrez-García G. and Ricker M. (2011). Climate and climate change in the region of Los Tuxtlas (Veracruz, Mexico): A statistical analysis. *Atmósfera, 24*(4), 347-373

Holloway, C. E. and Neelin, J. D. (2009). Moisture vertical structure, column water vapor, and tropical deep convection, J. *Atmos. Sci*., 66, 1665–1683.

Kalnay, E. et ál., (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Re-Analysis Project, Bull. *Am. Meteorol. Soc.* 77, 437–471.

Lehmann, J. Coumou, D. & Frieler, K. (2015). Increased record-breaking precipitation events under global warming. *Springer Science+Business Media Dordrecht*. Climatic Change, doi: 10.1007/s10584-015-1434-y

Lindstrot, R., Stengel, M. R., Schröder, M., Fischer, J., Preusker, R. Schneider, N. Steenbergen, T. and Bojkov, B. R. (2014). A global climatology of total columnar water vapour from SSM/I and MERIS. *Earth Syst. Sci. Data 6*, 221–233. doi:10.5194/essd-6-221-2014

Livneh, et ál. (2015). A spatially comprehensive, hydrometeorological data set for Mexico, the U.S. and Southern Canada 1950-2013, *Scientific Data 2*, 150042, doi: 10.1038/sdata.2015.42

Maurer, E. P., Wood, A. W., Adam, J.C., Lettenmaier, D. P. and Nijssen, B. (2002). A long-term hydrologically based dataset of land surface fluxes and states for the conterminous United States. J. Climate, 15, 3237–3251. *Research-Atmospheres*, 111, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.

Pavia, E.G., Graef, F. & Reyes, J. (2009). Annual and seasonal surface air temperature trends in Mexico. *International Journal of Climatology*, 29 (9), 1324-1329, (July 2009). ISSN: 1097-0088

Peralta-Hernandez A.R, Balling, R.C. and Barba-Martínez, L.R. (2009). Analysis of near-surface diurnal temperature variations and trends in southern Mexico. *International Journal of Climatology*, 29, 205-209.

Quintas, I. (2000). ERIC II: Extractor Rápido de Información Climatológica. – Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Comisión Nacional del Agua, México: Versión 2, disponible en CD.

Simmons, A. J. and J. K. Gibson. (2000). The ERA-40 Project Plan, ERA-40 Project Rep. Ser., 1, 63 pp., *Eur. Cent. Medium-Range Weather Forecast,* Reading, UK.

Soden, B. J. and Held, I. M. (2006). An assessment of climate feedbacks in coupled atmosphere–ocean models. *J. Climate*, 19, 3354–3360.

Zhu. C. and Lettenmaier, D.P. (2006). Long-Term Climate and Derived Surface Hydrology and Energy Flux Data for Mexico: 1925–2004. *Journal of Climate*, 20, 1936- doi: 10.1175/JCLI4086.1

Capítulo 2

OBSERVACIONES OCEÁNICAS

Autores líderes:
José Luis Ochoa de la Torre[6], Jorge Zavala Hidalgo[2].

Christian Mario Appendini Albrechtsen[32], Laura Elena Carrillo Bibriezca[19], Artemio Gallegos García[5], Gilberto Gaxiola Castro[6], José Martín Hernández Ayón[7], José Rubén Lara Lara[6], Salvador Emilio Lluch Cota[4], Juan Manuel López Mariscal[6], José Alejandro Ramos Rodríguez[6] , Ernesto Torres Orozco[26] y Armando Trasviña Castro[6].

[2]UNAM CCA Centro de Ciencias de la Atmósfera, [4]CIBNOR Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste S.C., [5]UNAM Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, [6]CICESE Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C., [7]UABC IIO Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la Universidad Autónoma de Baja California, [19]ECOSUR Unidad: Chetumal. El Colegio de la Frontera Sur, [26]UCOL-FCM Facultad de Ciencias Marinas, Universidad de Colima, [32]UNAM Unidad Académica Sisal, Instituto de Ingeniería.

Palabras clave: Acidificación, oleaje, masas de agua, pH, surgencias, anomalías de temperatura superficial del mar, batimetría, swell, ENSO.

Resumen

En este capítulo se revisa el conocimiento actual de tendencias observadas y esperadas por el Cambio Climático en los mares circundantes al territorio nacional. El conjunto de temas abordados es amplio, incluyendo 1) temperatura y contenido de energía térmica, 2) oleaje, 3) hidrografía (masas de agua), y 4) acidificación. Estos temas, sin ser exhaustivos de los preocupantes por el Cambio Climático en los océanos, son en extremo importantes para considerarse en planes de regulación y actividades futuras, posiblemente mitigantes de efectos adversos. La revisión conduce a mostrar escenarios más apoyados y situaciones controversiales.

Tendencias del orden de 0.1 °C por década tanto en el Pacifico como en el Golfo de México son ampliamente esperadas en sus aguas superficiales. Un aumento en la estratificación oceánica involucra la controversia del posible cambio en producción primaria asociada con surgencias en el Pacifico y la eficiencia de la mezcla por corrientes de marea. El incremento del orden de 0.5 cm/año en altura significante en el Pacifico, debido a tormentas invernales es un escenario robusto, y en el Golfo de México los escenarios apuntan a aumentos y decrementos del orden de $\pm$ 0.2 cm/año, con el signo dependiendo de la localidad. En ambos litorales el aumento de eventos extremos es el escenario esperado. La absorción en los océanos de un tercio de las emisiones antropogénicas de CO_2 modera en parte la acumulación de gases invernadero en la atmósfera. Sin embargo, en consecuencia de esta absorción, los escenarios implican reducciones del pH en aguas marinas de hasta 0.3 a 0.4 en valores promedio en la superficie para fines del siglo actual. En las costas de Baja California se han documentado disminuciones del pH de hasta 0.5 en eventos de surgencias; decrementos que en los escenarios estaban previstos dentro de 50 años. Los efectos en la zona del mínimo de oxígeno en el Pacifico Tropical Mexicano, como sería una expansión o reducción de su extensión e intensidad, son controversiales y en ambos sentidos.

Los retos en mediciones a conseguir y entendimiento de procesos asociados con el Cambio Climático entrelazan actividades y decisiones de ámbitos académicos y socioeconómicos. Muchos de estos efectos ya son ampliamente percibidos, y muchos más están por encontrarse y descifrar.

Introducción

El océano sufre variaciones en todo tipo de escalas temporales que nos podemos plantear, se entiende por Cambio Climático a los cambios por factores intrínsecamente antropogénicos, específicamente por aquellos que se derivan del incremento en la atmósfera de gases invernadero (GEI). El Capítulo 7. Ciclos biogeoquímicos de este volumen, describe la naturaleza de estos gases. El Cambio Climático y su detección solo tienen sentido en escalas de decenas, cientos, y a lo mucho miles de años. Los cambios por causas naturales o antropogénicas en los mares y océanos circundantes a México son de trascendencia e interés nacional. En este capítulo se revisa el conocimiento y perspectiva actual sobre los cambios observados y en los esperados en los mares adyacentes a México usando la ahora común nomenclatura de escenarios de cambio climático. Los escenarios climáticos se desprenden de modelos numéricos del clima que asimilan el conocimiento actual, tanto en el estado reciente y presente del océano, atmósfera y tierra sólida, como en las leyes dinámicas y formas de calcular su evolución temporal, que a la fecha se consideran las más precisas. Los temas abordados, lejos de ser exhaustivos o por un orden de importancia, son un subconjunto de aquellos que atañen al tema e indicativos del conocimiento regional y del interés particular para México. Las secciones de este capítulo tratan sobre: el contenido de energía térmica en el océano (un tema indispensable en relación al cambio climático), oleaje, tendencias en variables particulares (p.ej. masas de agua, oxígeno disuelto) y la acidificación del océano. Al interior de estas secciones se incluyen breves consideraciones sobre la circulación. Muchos temas también oceánicos son referenciados a capítulos de este reporte donde se abordan con mayor detalle o diferente perspectiva.

1. Temperatura y Contenido de energía térmica

Los litorales mexicanos del Pacífico y del Atlántico se encuentran influenciados por sistemas climáticos y oceanográficos distintos, por lo que los efectos del cambio y la variabilidad climática son también diferentes. Para el Pacífico, diversos estudios indican que su variabilidad se relaciona principalmente con los patrones de escala de cuenca de calentamiento/enfriamiento interanual asociado a los eventos de origen tropical de El Niño y La Niña (Lluch-Cota et ál., 1999), la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO por sus siglas en inglés) (Lluch-Cota et ál., 2001) y a la variabilidad de escala multidecadal conocida como variabilidad del Régimen (Lluch-Belda et ál., 1989). Por su parte, el Golfo de México es una cuenca semicerrada donde aparte de la variabilidad asociada a procesos locales, se identifica una fuerte influencia de la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, por sus siglas en inglés) (Lluch-Cota et ál., 2010; Salvadeo et ál., 2013). Los impactos de este tipo de cambios climáticos se refleja en múltiples actividades humanas, un ejemplo muy directo son las pesquerías (ver capítulo 5 Sistemas de Producción de Alimentos y Seguridad Alimentaria del Volumen II del RMCC).

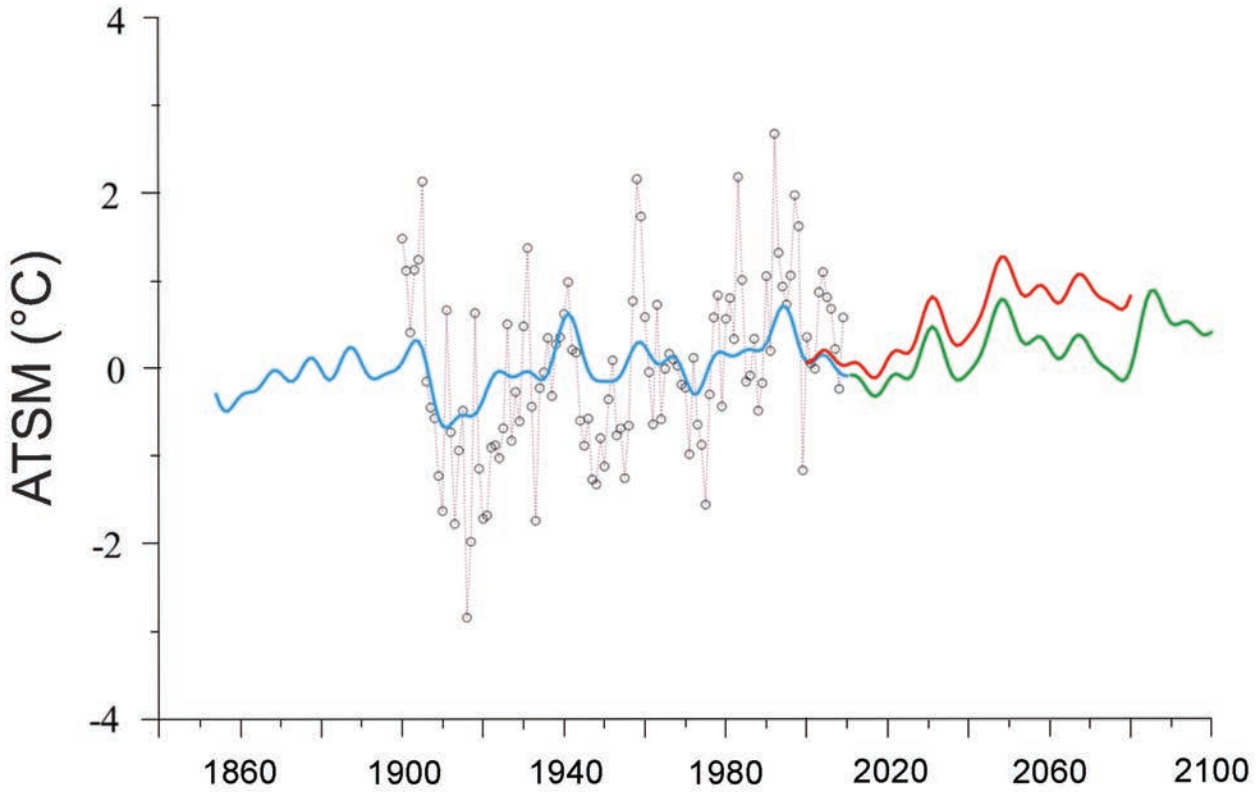
En términos de las tendencias del calentamiento global, existe para nuestros océanos enorme incertidumbre. Hacia el pasado reciente, se pueden identificar comportamientos diversos entre regiones: del lado del Pacífico, la costa occidental de la península de Baja California muestra una tendencia estable (sin calentamiento o enfriamiento), el Golfo de California exhibe una tendencia modesta de enfriamiento durante los últimos 20 a 25 años, la parte más oceánica del Pacífico Mexicano en la confluencia con el Golfo de California se nota enfriamiento intenso, la región más tropical muestra calentamiento intenso, y entre ambas regiones se forma una banda de transición sin tendencia; en el Atlántico, la parte noreste del Golfo de México se ha estado enfriando en tanto que la parte oeste, junto con el Caribe, se han estado calentando de manera sostenida por lo menos durante los últimos 30 años (Lluch-Cota, 2013; Lluch-Cota et ál., 2013). Hacia el futuro, las proyecciones son más inciertas. Los escenarios futuros del clima se basan en simulaciones de modelos de circulación global, donde frecuentemente se obvian procesos que resultan críticos para el clima atmosférico y oceánico regional. En promedio global de los primeros 100 m de la columna de agua, todos los escenarios coinciden en que el océano se calentará en los próximos 90 años, con un aumento entre 0.6 y 2 °C, siendo mayor en las regiones tropicales y subtropicales (Collins et ál., 2013). Sin embargo, al considerar la escala regional la situación se complica, por ejemplo, se ha sugerido que ante condiciones de calentamiento global, se esperaría que el gradiente térmico tierra-océano se incrementara, resultando en una intensificación de las surgencias costeras (como las que predominan en el sistema de la corriente de California, en el noroeste de nuestro País), lo que causaría condiciones más frías del océano en dicha región (Bakun, 2010; Narayan y Schulz, 2010). El tema es de gran relevancia para nuestro país; en estos sistemas se da la mayoría

de la actividad pesquera industrial contribuyendo con más del 80 % de la biomasa que se extrae del mar en el país. Desafortunadamente, existe aún fuerte controversia sobre cómo responderá la dinámica de surgencias ante condiciones más cálidas del clima (Lluch-Cota et ál., 2014). A nivel planetario, la ganancia de calor ha aumentado, la estratificación próxima a superficie del océano se ha incrementado en aproximadamente un 4 %, lo que se traduce en requerir mayor energía del viento para lograr que por mezcla o surgencia las aguas profundas alcancen la capa iluminada del océano; sin embargo, no existe claridad en la tendencia de la intensidad del viento en estas regiones. En este sentido, los resultados divergentes de los modelos climáticos y oceanográficos ofrecen evidencias contradictorias sobre cuál es la tendencia esperada en las surgencias, con consecuencias también divergentes: por un lado, se esperaría que un incremento en las surgencias y el consecuente aumento de la productividad primaria resultarán en aumento de los rendimientos pesqueros, pero al mismo tiempo podría aumentar la exportación de material orgánico a las capas profundas del océano, estimulando la actividad microbiana y potencialmente aumentando la desoxigenación del océano e incrementando los niveles de bióxido de carbono. Cuando estas aguas profundas regresan a la superficie expondrían a las comunidades bénticas y pelágicas a condiciones acidificadas y de poco oxígeno (Keller et ál., 2010). El tema de acidificación oceánica se aborda con más amplitud en otra sección de este capítulo.

Haciendo a un lado los cálculos de tendencias en observaciones del último siglo, los modelos de circulación global, que se traducen en los denominados escenarios, son la herramienta de la que se dispone en la actualidad para estimar los efectos del cambio climático. Las posibles deficiencias en estos modelos para representar algunos procesos regionales, como el caso de las surgencias, dificulta enormemente la generación de escenarios a escala regional. En años recientes han mejorado las técnicas dinámicas y estadísticas de escalamiento que permiten aumentar la resolución de las salidas de los modelos (Gutiérrez y Pons, 2006). En el caso particular de México, se están desarrollando metodologías de escalamiento estadístico para incorporar la variabilidad climática natural y los procesos oceánicos, que son ecológicamente significativos, en el contexto de los escenarios de cambio climático adoptados por el Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático (Figura1), aumentando modestamente la confianza en los escenarios.

Figura 1. Variación histórica y proyecciones futuras de las anomalías de temperatura superficial del mar (ATSM) de la Corriente de California; serie histórica de las ATSM anuales observadas (línea con círculos); modelo histórico de las ATSM obtenido a partir de los principales ciclos presentes en la serie histórica (línea azul); proyecciones de los cambios esperados en las ATSM teniendo en cuanta la variación histórica (línea verde); proyecciones de los cambios esperados en las ATSM teniendo en cuanta la variación histórica y la pendiente del ajuste lineal de la TSM en base a los escenarios de cambio climático adoptados por el INECC (línea Roja

Figura 1



Fuente: Tomada y modificada de Lluch-Belda et ál., (2013)

La señal dominante en las series de tiempo de la ATSM es el ciclo anual, por lo que la evaluación y remoción de tal ciclo es un requisito para identificar variaciones en las demás escalas de tiempo. Las anomalías respecto al 'año típico' permiten develar variaciones interanuales que tienen correspondencia con el cambio climático como lo muestra la Figura 1. Sin embargo, información a nivel regional, como en el caso de la Figura1, es limitada. Un cálculo de las tendencias de 1980 a 2012 muestra incrementos estadísticamente significantes en la ATSM (y en la intensidad del viento) para cuadrantes en el Golfo de México que son de 0.17 a 0.3 °C por década (Muller-Krager et ál., 2014). Sin embargo estos incrementos son explicados en base a la fase cálida de AMO que inicio a mediados de los 90 y no necesariamente con el Cambio Climático. El uso de los escenarios con metodologías de escalamiento sugiere como principal causante de variaciones en ATSM en la región del Mar Caribe y Golfo de México a la AMO (Liu et ál., 2015). En el mismo estudio se explica el calentamiento calculado para el Golfo de México por la disminución en las

Corrientes del Caribe, de Yucatán y del Lazo. Estas corrientes son diferentes nombres del flujo constituido por aguas cálidas de la Circulación Meridional de Retorno del Atlántico (AMOC por sus siglas en inglés), en su tránsito a través del Mar Caribe y Golfo de México. Liu et ál. (2015) calculan, con los escenarios estándar de referencia en Cambio Climático, una disminución en el gasto de estas corrientes, siendo de 20 a 25 % menor para fines del siglo XXI y un calentamiento (a lo largo del siglo XXI) que en el Canal de Yucatán va desde 1 °C a 1000 m de profundidad hasta 3.2 °C en superficie.

2. Oleaje

La interfase Océano-Atmosfera es una localidad donde ocurren procesos fundamentales que determinan los balances dinámicos y termodinámicos relacionados con la absorción y reflexión de radiación solar y la radiación de onda larga dada la temperatura marina. Entre los procesos más notorios que ocurren en esta interfase, íntimamente relacionado con los vientos, se encuentra el oleaje, particularmente considerado en esta sección.

La ganancia de energía en el oleaje es en mayor medida dictada por el viento y aproximadamente proporcional al cuadrado de su magnitud (U_{10}^2) hasta un nivel de saturación en las alturas del oleaje. Por lo cual, es de esperar que la modificación de los patrones climáticos de viento, tenga un efecto importante sobre el clima de oleaje. Existen varios estudios a nivel global y regional que analizan tendencias en el oleaje en base a: i) observaciones visuales históricas (p. ej. Gulev et ál., 2003; Gulev y Grigorieva, 2004), ii) datos de boyas (p. ej. Allan y Komar, 2006; Menéndez et ál., 2008; Ruggiero et ál., 2010), iii) datos de satélite (p. ej.Woolf et ál., 2002; Young et ál., 2011), iv) datos de hindcasts o reanalisis (p. ej. Sterl y Caires 2005; Semedo et ál. 2011; Dodet et ál. 2010; Appendini et ál. 2014; Weisse et ál., 2009) y v) bajo distintos escenarios de cambio climático (Semedo et ál., 2013; Hemer et ál., 2013a; Fan et ál., 2014; Mori et ál., 2010; Caires et ál., 2006; Wang et ál., 2004; Lionello et ál., 2008; Fan et ál., 2013). Estos últimos trabajos se basan en distintas supuestas emisiones de CO_2 con la finalidad de estimar campos de vientos bajo distintos escenarios de cambio climático. En otros casos se utilizan proxis, como es el caso de la presión superficial utilizada para estimar el oleaje y los cambios provocados bajo los escenarios de cambio climático o la correlación entre oleaje y CO_2 en la atmósfera. A pesar de que no existen trabajos específicos para México, es posible obtener información de los trabajos globales y regionales a partir de los cuales se pueden hacer generalizaciones sobre la influencia del cambio climático en el oleaje en mares mexicanos.

2.1 Pacifico Mexicano

En el caso del Océano Pacífico tenemos que varios trabajos encuentran a nivel global una intensificación del oleaje en el hemisferio sur, ya sea por un incremento en el número de tormentas (Sterl y Caires, 2005) o por una tendencia al incremento de la fase positiva en el Modo Anular del Sur (SAM), como establece Hemer et ál., (2010). El trabajo de Hemer et ál., (2010) atribuye la intensificación del oleaje y su cambio en la dirección de arribo a fases positivas del SAM, con lo cual es de esperarse que exista un incremento en el arribo de swell del sur en todo el Pacífico. Este es el caso de México, y se puede observar en varios trabajos en los que se muestra una intensificación del oleaje en el Pacífico Mexicano durante los meses de verano, que es cuando arriba el swell del hemisferio sur. Por ejemplo, Semedo et ál. (2013) utilizan el escenario de emisiones A1B y obtiene que para fines del siglo XXI existirá un decremento en la altura significante (Hs) durante el invierno (aprox. 5 %) y un incremento en verano (aprox. 10 %). Para el periodo promedio (Tm) encuentra que no hay tendencia en invierno, pero si un incremento del 5 % en verano, debido a la influencia del swell del hemisferio sur. Esto también puede observarse en el análisis de un ensamble de modelos por Hemer et ál. (2013a), con incrementos de 1 % a 3 % (también para fines del siglo XXI), de la parte norte de México hacia el sur, en Hs durante el verano. De manera similar encuentran un incremento en el Tm durante los meses de verano, con lo cual se apoya la hipótesis de que el Pacifico Mexicano experimentará un aumento de energía de oleaje generada por tormentas en el hemisferio sur, que arribará en forma de swell a las costas mexicanas. El trabajo realizado por Fan et ál. (2013) encuentra que no hay cambios significativos en el clima anual de oleaje en el Pacifico Mexicano, pero encuentra una tendencia positiva en el clima extremal de hasta un 10 % (para fines del siglo XXI) en la zona comprendida de Nayarit a Michoacán.

Existen otros trabajos como el de Vanem et ál. (2012), en el cual se estima que la tendencia a incrementar la Hs en el Pacifico es mayor para el Pacifico Norte que el Pacifico Sur, esperando mayor influencia de las tormentas del hemisferio norte que del

sur. Sin embargo, este trabajo se basa en un modelo Bayesiano jerárquico espacio temporal que relaciona estadísticamente el oleaje al CO_2 en la atmósfera, asumiendo que la relación estadística en los datos analizados incorpora implícitamente la física de la generación del oleaje.

Uno de los pocos trabajos que ven con mayor detalle el oleaje en la costa mexicana, es el trabajo de Reguero et ál. (2013) que se centra en obtener tendencias en base a un hindcast de oleaje de 60 años. En este trabajo establecen que el clima de oleaje en el Pacifico mexicano tiende a incrementar Hs entre 0.4 cm/año y hasta 0.8 cm/año, con promedio de 0.6 cm/año, donde el menor incremento en la tendencia es en el Golfo de Tehuantepec y el mayor es la costa de Baja California y de Sinaloa a Colima. Para el clima extremal, encuentran que la mayor tendencia positiva es en la costa de Jalisco con hasta 3 cm/año, disminuyendo la tendencia hacia el sur hasta 0.3 cm/año con zonas puntuales de tendencias de hasta 1.2 cm/año. Si bien este trabajo evalúa la tendencia histórica y no se basa en escenarios futuros de cambio climático, el hecho de que el mayor incremento de oleaje extremo se de en la zona sur de la costa de Jalisco pudiera ser un indicador de una mayor influencia del swell del sur, apoyando los resultados de los trabajos anteriores.

Finalmente existen otros trabajos como el de (Hemer et ál., 2013b) que para el Pacifico mexicano no encuentran cambios significativos o mayores al mismo error implícito en los modelos. En base a los trabajos presentados, es difícil concluir el efecto del cambio climático sobre el clima de oleaje en el Pacifico mexicano, sin embargo parece existir consistencia en que habrá una tendencia a incrementar la energía del oleaje en el Pacifico mexicano a consecuencia del swell proveniente del hemisferio sur.

2.2 Golfo de México y Mar Caribe Mexicano

En el caso del Golfo de México y Caribe Mexicano los estudios globales proveen información que es más susceptible al error debido a las escalas de los modelos, sin embargo, sí presentan información en esta zona. Existen estudios como el de Semedo et ál. (2013) en el cual se establece que el clima de oleaje anual se mantendrá estable, aunque encuentran un decremento en la Hs y el Tm durante invierno y un incremento en el verano que solo es estadísticamente significante en lugares muy localizados, con lo cual no es posible generalizar. Lo mismo sucede con los estudios de Hemer et ál. (2013b), Mori et ál. (2010) y Fan et ál. (2013) para el clima medio. Sin embargo, Fan et ál. (2013) encuentran que el clima extremal de oleaje presenta un incremento del 10 % en la costa Noreste de Yucatán y el Caribe (con un 15 % de incremento en Cabo Catoche), mientras que en durante los meses de verano se presenta un decremento en torno al 10 % en la zona de Veracruz y Tamaulipas. Debido a que el oleaje extremal en el Golfo de México durante los meses de invierno es debido a eventos de nortes (Appendini et ál. 2013), se deduce que existirá una intensificación en dichos eventos, que conllevan a un clima de oleaje extremal más energético en los meses de invierno. La conclusión anterior es también apoyada por el trabajo realizado por Hemer et ál. (2013a), en el cual encuentran que en el verano existe un decremento en la Hs y el Tm en el Golfo de México, mientras que en el invierno se presenta un aumento en ambos parámetros entre el 1 % y 3 %. Lo anterior indica un efecto del cambio climático sobre la intensidad de los nortes, así como la probable rotación de los vientos de la dirección Norte a la dirección Noreste, con lo cual existe mayor fetch y por lo tanto un aumento en el Tm durante el invierno.

Al igual que en el Pacifico, Vanem et ál. (2012) no encuentran tendencias en el clima de oleaje en esta zona. Por otro lado, entre los trabajos basados en oleaje modelado numéricamente a partir de datos históricos de viento, tenemos el de Reguero et ál. (2013) quienes establecen que para el clima medio existe una tendencia de disminución de Hs de 0.2 cm/año para la zona de Tamaulipas y norte de Veracruz, ninguna tendencia entre el sur de Veracruz y costa oeste de Yucatán, tendencia positiva de aprox. 0.2 cm/año en la costa norte de Yucatán y tendencia negativa en el Caribe Mexicano de aprox. 0.2 cm/año. Por otro lado establecen que para el clima extremal la tendencia es negativa con valores en torno a 6 cm/año, a excepción de la costa norte de Tamaulipas donde es positiva con aproximadamente 0.3 cm/año, y la península de Yucatán donde la tendencia es positiva con aproximadamente 0.3 cm/año en el Caribe y costa norte de Yucatán, y aproximadamente 1.2 cm/año en la zona de Cabo Catoche. El trabajo de Appendini et ál. (2014) establece que el clima medio anual de oleaje solo presenta tendencias ligeramente negativas en la zona este del Golfo de México y en algunos meses, en particular octubre, tendencias positivas en el orden de 2 cm/año. En cuanto al clima extremal Appendini et ál. (2014) establecen que no hay tendencias estadísticamente significativas de

manera anual, sin embargo, para los meses de abril a octubre (con excepción de septiembre), si existen tendencias positivas estadísticamente significantes. Si bien lo anterior no apoya la hipótesis arrojada por los estudios basados en escenarios de cambio climático, Appendini et ál. (2014) encuentran que durante octubre se presenta la mayor tendencia positiva en el clima extremal, precisamente en la zona al sur de Veracruz, donde hay una alta incidencia de nortes y baja incidencia de ciclones tropicales particularmente en el mes de octubre (solamente el huracán Stan del 2005 desde 1949 a la fecha). Con base a lo anterior, podríamos pensar que la teoría de intensificación de oleaje por nortes, debido al cambio climático, es apoyada con las tendencias en los últimos 30 años.

Finalmente, es importante mencionar que el cambio climático asociado con una mayor ocurrencia de fases positivas de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO por sus siglas en inglés) y ciclones tropicales más intensos, resultan en un incremento en la Hs en el Noratlántico (Wang et ál., 2004). Con esto, podríamos esperar como consecuencia un incremento en el Golfo de México y Mar Caribe, sin embargo, solo se lograría por el incremento de vientos en el interior pues la influencia del swell del Atlántico puede considerarse nulo (Appendini et ál., 2014).

3. Tendencias de cambios

3.1 Golfo de México y Mar Caribe

Las cuencas del Caribe contienen cinco masas de agua principales: Agua Superficial del Caribe (CSW por sus siglas en inglés), Agua subsuperficial subtropical del Atlántico Norte (ASSAN, identificada en inglés por SUW), Agua Central del Atlántico Noroccidental (TACW por sus siglas en inglés), Agua Intermedia del Antártico (AAIW por sus siglas en inglés) y el agua Profunda del Atlántico Norte (APAN o por sus siglas en inglés NADW). Las aguas superficiales del Caribe se caracterizan por ser una capa superficial cálida, mezclada térmicamente en la vertical cuya salinidad es modificada por la precipitación, la escorrentía y la surgencia (Wüst, 1964; Hernández-Guerra y Joyce, 2000). Recientemente, se ha observado evidencia de la influencia de descargas subterráneas de la Península de Yucatán en la región del Caribe Mexicano capaz de modificar las características de salinidad superficial (Carrillo Bibriezca et ál., 2008). Debajo del CSW se encuentra la masa de agua ASSAN caracterizada por un máximo de salinidad (36.7-37.0 ups), debido a su formación por subducción en el anticiclón de las Azores en el Atlántico central tropical (Wüst, 1964; Lambert y Sturges, 1977; Morrison y Nowlin, 1982; Tomzcak y Godfrey, 2003; Hernández-Guerra y Joyce, 2000). ASSAN está centrada en aproximadamente 150 m de profundidad y comprende el 5 % del volumen relativo del Caribe (Gallegos, 1996; Gallegos y Czitrom, 1997). La siguiente masa de agua es TACW con un volumen relativo de 12 %, representa tanto Agua del Centro del Atlántico Sur (por sus siglas en inglés SACW) como del Agua Central del Atlántico Norte Central de Agua (NACW). Hay dos tipos de SACW, una más ligera, que se origina en el suroeste subtropical del Atlántico Sur y la segunda más densa que tiene un origen probable en el Atlántico Sur y el sur del Océano Índico, donde el norte de la corriente de Benguela gira hacia el oeste alimentando la Corriente Ecuatorial del Sur.

Las masas de agua superiores que fluyen con la corriente del Caribe procedente del Océano Atlántico a través de los múltiples pasajes son las aguas con un ritmo relativamente más rápido de renovación. Así también son las más susceptibles de sufrir procesos de erosión durante su recorrido. Por otro lado, la capa superficial sufrirá por la variabilidad climática con aumentos de la evaporación, precipitación y otros procesos locales, tales como la dilución de las descargas de agua dulce continentales. Un notable aumento en la precipitación y tormentas tropicales contribuirán en la modificación de la masa de agua superficial en el Caribe, y por ende en las aguas que se transportan hacia el Golfo de México, y posiblemente en las características de las aguas del afloramiento al norte de la Península de Yucatán.

3.2 Océano Pacifico, Golfo de California

3.2.1 Océano Pacifico

Kerr (2006) señala que en los 35 años anteriores a tal publicación la atmosfera sobre el Pacífico Mexicano registró aumentos de temperatura por década de hasta 0.3 a 0.4 °C en la tropósfera y de 0.3 °C a nivel de la superficie. Es natural esperar que por conexiones aun indirectas esto también se refleje en el mar, por ejemplo en la elevación de su superficie.

Cabanes et ál. (2001) usando datos de altimetría satelital (TOPEX/Poseidon) muestran incrementos de 3-10 mm/año entre 1993 - 1998 para el Pacifico Mexicano con una contribución termostérica, la derivada de las temperaturas en los primeros 500 m de la columna de agua, dominante. Para el periodo de1955 a 1996 los cambios termostéricos son menores (1.4 - 3.5 mm/año). Church (2001) proyecta en base a modelos un aumento del nivel de mar para el Pacífico Mexicano de 0.2 a 0.5 mm/año, para los próximos años. Sin embargo el incremento del nivel del mar no es monótono en la región ni globalmente. Por ejemplo, en los datos de altimetría satelital, Cazenave y Nerem (2004) encuentran periodos, mayores a anuales, con decrementos del nivel de mar (a razones de -2.5 a -7.5 mm/año) para el Pacífico Mexicano y corroboran la tendencia positiva entre 1993 y 1998 reportadas por Cabanes et ál. (2001). Lombard et ál. (2005) usan datos hidrográficos para evaluar la contribución termostérica en el Pacífico Mexicano encontrando aumentos de 1.5 mm/año para el periodo de 1950 a 1990. Aunque también encuentran, dependiendo de la escala de tiempo en consideración, diferentes tendencias y confirman un cambio estérico negativo entre 1990 y 1998 (cercano a -2 mm/año), para la porción sur y centro del Pacífico Mexicano. Church et ál. (2008) coinciden con los resultados de Cazenave y Nerem (2004) al analizar datos de altimetría satelital. Ellos concluyen que en la región del Pacífico Mexicano el nivel del mar disminuyó de -4 a -8 mm/año en el periodo de 1993 - 2003. Y atribuyen esto al calentamiento global al estimar el cambio termostérico para el mismo período entre -2 y -8 mm/año. Investigaciones más recientes basadas en altimetría satelital de todas las misiones disponibles, coinciden en reportar tendencias entre 0 y -5 mm/año para el Pacífico Mexicano durante 1993 - 2009 (Merrifield et ál., 2009; Fenoglio y Groten, 2010; Nicholls y Cazenave, 2010).

En la costa mexicana del Pacífico se encuentran las zonas de surgencia más importantes del país. Las surgencias principales están en latitudes medias de la costa del Pacífico de Baja California y en la costa oriental del Golfo de California (28 a 30 °N). Además en latitudes subtropicales encontramos sitios de surgencia en la costa Pacífico de Baja California (23 a 28 °N) e inclusive en la costa de Jalisco al sur de Cabo Corrientes (19 a 20 °N). Bakun (1990), y Bakun y Weeks (2004) coinciden en reportar que las zonas de surgencia costera hay una tendencia al incremento del esfuerzo del viento y del índice de surgencia. Lo atribuyen a que el calentamiento global intensifica las celdas de circulación atmosférica. En este tema Lluch-Cota (2000) reporta una tendencia al aumento/decremento del índice de surgencia, para la costa oriental del Golfo de California, durante los meses de invierno-primavera/verano-otoño, en el periodo de 1970 - 1996. Lluch-Cota et ál. (2010) describen la intensificación de las surgencias en el Golfo Central derivadas del incremento en la intensidad de vientos. El efecto en las temperaturas y la productividad es descrito en detalle por Behernfeld et ál. (2006). Estos autores reportan aumentos en el Pacífico Mexicano cercanos a 1 grado de temperatura y decremento cercanos al 30 % en la productividad primaria neta (PPN), para el periodo 1997 - 2006. Al mismo tiempo, las regiones de surgencia de la región muestran tendencias positivas con claros incrementos en PPN.

En cuanto a otras variables, Kerr et ál. (2007) prevén en base a modelación numérica del clima un decremento en la precipitación para el Pacífico Mexicano de 10 a 20 % con respecto a los valores actuales para las décadas siguientes. En contraste, Wentz (2008) observa una tendencia positiva en la precipitación para el Pacífico Mexicano.

England et ál. (2014) muestran que la intensificación de los vientos alisios sobre el Pacífico en los últimos 20 años ha tenido un impacto en el calentamiento global. El efecto neto ha llegado a disminuir la temperatura superficial del aire por 0.1-0.2 °C. Y esto es la causa de la pausa en el calentamiento superficial observado estos últimos años. Sin embargo se debe esperar un calentamiento rápido cuando los vientos alisios se debiliten.

El Pacífico Tropical Mexicano contiene una de las zonas de oxígeno mínimo más someras del mundo. Se debate si el calentamiento global reduce o expande las zonas de oxígeno mínimo (Gnanadesikian et ál., 2011; Stramma et ál., 2012). Los estudios de Deutsch et ál., (2014) encuentran una relación entre los vientos que generan surgencia en el Pacífico tropical, la productividad biológica y la demande de oxígeno disuelto en la zona de mínimo de oxígeno. Estos autores concluyen que si los vientos alisios sobre el Pacífico Ecuatorial inician su debilitamiento, se contraerá el mínimo de oxígeno del Pacífico tropical Oriental, a pesar de un declive global del contenido de oxígeno disuelto.

3.2.2 Golfo de California

El Golfo de California (GC) es un cuerpo de agua altamente dinámico. Su extensión, forma, batimetría, presencia de seis masas de agua, corrientes de marea e intercambio con el Océano Pacífico (OP) hacen al GC un mar marginal rico en procesos oceanográficos de distintas escalas espaciales y temporales. La batimetría y área de la sección transversal juegan un papel importante en la distribución de sus masas de agua, las que a su vez determinan la estructura termohalina, y dividen al golfo de manera natural en dos partes principales. La parte sur del golfo abarca desde la boca hasta la parte sur de las grandes islas y tiene una extensión aproximada de 2/3 partes de su longitud total (~1100 km) y ocupa más del 80 % del volumen del golfo. En donde empiezan las grandes islas, la sección transversal se reduce considerablemente, tanto horizontal como verticalmente. La "entrada" al golfo norte está restringida por canales relativamente estrechos y poco profundos (denominados umbrales) que alcanzan profundidades máximas de 400 y 600 m, lo cual favorece la presencia única de agua del Golfo de California (AGC: $S \geq 35$ y $T > 12$ °C) y Subsuperficial subtropical (ASsSt: $34.5 < S < 35$ y $9 \leq T$ °C < 18) (Bray, 1988b, Badan-Dangon et ál., 1991).

Al norte de los umbrales, el golfo norte tiene cuencas que alcanzan profundidades de 1500 (Canal de Ballenas) y 1000 m de profundidad (cuenca Delfín), las cuales son ocupadas por ASsSt en mayor medida. El ASsSt junto con el AGC son las únicas 2 masas de agua que están presentes en todo el golfo. Un aspecto del ASsSt es que su mayor presencia, en términos volumétricos (19 %), es en la región de las grandes islas y disminuye hacia el norte y sur de éstas. De manera que el Agua Intermedia del Pacífico (AIP: $34.5 < S < 34.8$ y $4 \leq T$ °C < 9), ubicada por debajo del ASsSt, se distribuye desde la entrada hasta la región central al sur de las grandes islas y ocupa el 33 % del volumen de golfo (Torres-Orozco, 1983).

En contraste, la parte sur no tiene una batimetría tan accidentada, es mucho más profunda y se comunica con el OP a través de una boca que tiene 200 km de longitud y hasta 2,700 m de profundidad. En estas cuencas profundas es dominante el agua Profunda del Pacífico (APP: $S > 34.5$ y $T < 4$ °C). Por encima de ella se localiza el AIP. Una característica sobresaliente del AIP, además del mínimo profundo de salinidad (34.5), es la baja concentración de oxígeno de sus aguas (< 1 ml/l), menor a lo observado en el AIP fuera del golfo, lo cual indica que el tiempo de residencia de esta masa de agua es muy grande dentro del GC (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991).

Gran parte de la variabilidad del GC se da a través del intercambio de masa y energía con el OP a través de la boca. El intercambio en la boca tiene una estructura horizontal con corrientes entrando del lado continental que transportan agua superficial tropical (AST: $S < 35$ y $T \geq 18$ ° C), junto con ASsSt y saliendo del lado de la península (Collins et ál., 1997; Mascarenhas et ál., 2004) acarreando AGC principalmente en el nivel superficial, que es la única que se forma dentro del golfo y de ahí su nomenclatura. Estas masas de agua interactúan en la boca y forman filamentos, corrientes costeras y frentes que en ocasiones pueden ser bastante energéticos (Castro et ál., 2006; Lavín et ál., 2009, 2014). Ya en el interior del golfo, la circulación está dominada por patrones de mesoescala en donde destacan remolinos del orden del ancho del golfo y que parecen tener signos alternados (Pegau et ál., 2002) y cuyo origen se atribuye a la interacción de ondas atrapadas a la costa de origen ecuatorial, con los cabos y otras irregularidades topográficas (Zamudio et ál., 2008).

El balance de calor ha sido ampliamente estudiado en el GC y se ha encontrado que en promedio anual el golfo gana calor (18 TW) a través de la superficie el cual tiene que ser exportado por la boca. Además, se ha encontrado que en el ciclo anual de calor el flujo longitudinal juega un papel fundamental y tiene una amplitud de aproximadamente el doble (40 TW) que el promedio y que de la amplitud del ciclo anual del flujo de calor a través de la superficie (Castro et ál., 1994). El ciclo anual del flujo longitudinal de calor ha sido explicado en términos de una onda baroclínica de Kelvin que se propaga desde el OP (Beier, 1997; Ripa, 1997). El GC es una cuenca evaporativa que pierde aproximadamente 1 m de agua por año (Lavín y Organista, 1988; Bray, 1988a) y en el ciclo estacional del balance de sal también el flujo longitudinal parece jugar un papel preponderante el cual también se ha explicado en términos de una onda baroclínica de Kelvin (Berón-Vera y Ripa, 2002).

El hecho de que en el promedio anual el golfo gane calor y pierda agua a través de la superficie, implican que, bajo condiciones climáticas estacionarias, el golfo debe exportar agua relativamente caliente y salina cerca de la superficie y reemplazarla

por agua más fría y menos salina a mayor profundidad. Es decir, al menos en las capas más superficiales (~ 600 m) el golfo debe tener un intercambio de tipo estuarino, el cual es contrario al de otro mares marginales como el mar Mediterráneo y el mar Rojo (Bray, 1988b). En la entrada al golfo norte se ha estimado el transporte inferior (~ 200 a 600 m) hacia la cabeza que pasa a través de dos umbrales y por secciones transversales relativamente pequeñas. El transporte total es aproximadamente 0.2 Sv (1 Sv = 1 $\times 10^6$ m^3s^{-1}) y parece entrar por partes iguales a través de dos umbrales que se conectan a cuencas distintas hacia el norte y que no tienen comunicación por debajo de los 200 m de profundidad. El Canal de Ballenas es la más profunda de estas dos cuencas y la entrada de agua se da por medio de una corriente de gravedad que fluye sobre una pendiente bastante inclinada (17 %), y que está modulada por las intensas corrientes de marea en la zona. Tomando en cuenta el transporte inferior que entra por ambos umbrales y que eventualmente descarga los ~ 0.2 Sv en el Canal de Ballenas y en la cuenca Delfín, se estimó un tiempo de residencia de 150 días y velocidades verticales promedio del orden de 5 m/día, lo cual es consistente con las condiciones hidrográficas profundas muy homogéneas de ambas cuencas, su relativa alta productividad y el hecho de que la temperatura superficial promedio del Canal de Ballenas es la más baja de todo el GC (Lavín et ál., 2003; López et ál., 2006; 2008).

Las causas dinámicas del intercambio promedio en el GC no han sido determinadas. Algunos autores lo han atribuido a la circulación termohalina, probablemente forzada por los flujos superficiales de calor y agua (Bray, 1988a). Pero los resultados de modelos numéricos han cuestionado esta idea basados en el hecho de que forzando exclusivamente con los flujos superficiales se obtiene una circulación muy débil que no explica el intercambio observado (Marinone, 2003). Determinar los forzamientos fundamentales y el balance dinámico que da origen al intercambio observado es importante si se quieren analizar posibles efectos del cambio climático sobre el GC. Por ejemplo, si en el GC está aumentando la salinidad de las aguas superficiales como seguramente está ocurriendo en todo el océano subtropical dominado por evaporación (Rhein et ál., 2013), entonces habría que determinar cómo afectaría ese aumento de salinidad al intercambio del GC.

La mayoría de los trabajos sobre la zona de los umbrales y el Canal de Ballenas, han atribuido las relativas bajas temperaturas superficiales, y las condiciones hidrográficas relativamente homogéneas a profundidad, a la mezcla por corrientes de marea (p. ej. Marinone y Lavín, 2003; Simpson et ál., 1994) y fenómenos asociados (p. ej. ondas internas, solitones y saltos hidráulicos). Sin embargo, las corrientes de gravedad que descargan agua sobre las dos cuencas más profundas del golfo norte (Canal de Ballenas y Delfín) tienen que inducir una surgencia promedio intensa con los valores de velocidades verticales mencionados arriba. Esta surgencia permanente, junto con la propia mezcla de la corriente de gravedad en su descenso a las zonas más profundas de las cuencas, bien podrían ser las responsables de la intensa mezcla presente en el Canal de Ballenas (López et ál., 2008). Una cuantificación de la contribución de estos dos procesos (mareas y corrientes de gravedad) a la mezcla en esas dos cuencas no ha sido realizada. La importancia relativa de estos dos procesos puede ser importante para posibles efectos del cambio climático sobre la mezcla en el Canal de Ballenas ya que una reducción o aumento del intercambio, producido por el cambio climático, tendría un efecto sobre el transporte y mezcla de la corriente de gravedad, mientras que la intensidad de las corrientes de marea no se verían afectadas por el cambio climático. Por supuesto, cambios en la estratificación, derivados de cambios climáticos, si podrían afectar la eficiencia de la mezcla por corrientes de marea.

La variabilidad interanual del GC está dominada por el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO por sus siglas en Ingles). ENSO en el golfo está asociado a un intensificación de la corriente costera de Costa Rica (más recientemente conocida como corriente occidental mexicana a lo largo de la costa mexicana [Kessler, 2006]) que transporta más agua tropical hacia el norte hasta la boca del golfo durante otoño. Este aspecto de ENSO en el GC representa una intensificación del ciclo estacional (Baumgartner y Christiensen, 1985). En todo el golfo hay una entrada significativa de agua tropical superficial (de 6 % a 25 % del volumen total del golfo) que se caracteriza por ser de menor salinidad y mayor temperatura que el agua del GC (Torres-Orozco, 1993; Lavín et ál., 2003), pero en el golfo norte hay presencia de agua de alta salinidad a mayor profundidad, posiblemente porque el agua del GC se hunde ante la presencia del agua superficial tropical de menor densidad. Esta agua se ha encontrado fluyendo cerca del fondo hacia la boca del golfo, donde normalmente hay agua de menor salinidad proveniente del OP fluyendo hacia la cabeza (Lavín et ál., 1995; Padilla et ál., 2006). De hecho se ha propuesto que durante el ENSO de 1997 - 98 el intercambio en la parte norte del GC se redujo debido a la entrada de agua superficial tropical (López et ál., 2005) y eso es consistente con la menor productividad biológica encontrada durante los años ENSO (Kahru et ál., 2004). Actualmente existe poco consenso y

confianza en sí habrá una intensificación de ENSO en una clima más caliente, sin embargo si parece existir una alta confianza en que ENSO permanecerá como un modo de variabilidad global preponderante durante el siglo 21 en presencia de un clima más caliente (Christensen et ál., 2013). Por tanto si es de esperarse que la variabilidad interanual del golfo vaya a seguir dominada por ENSO en un clima más caliente.

Aunque el fenómeno interanual dominante en el GC es ENSO, si se han encontrado relaciones débiles entre la Oscilación Interdecadal del Pacífico Norte (OIPN) y algunas variables climáticas como la rapidez del viento y la anomalía del nivel del mar. En particular, la rapidez del viento tiende a correlacionarse negativamente con la temperatura superficial del mar (TSM) cuando al OIPN es negativa y positivamente cuando la OIPN es positiva (Bernal et ál., 2001). Lavín et ál. (2003) encontraron una tendencia en la TSM del GC derivada a partir de datos de satélite entre 1984-2000. El valor de la tendencia lineal encontrada fue de (0.78 ± 0.17) °C/década la cual es significativamente mayor que la máxima tendencia (las tendencias tienden a ser menores para datos derivados de satélite) encontrada para los datos globales de TSM entre 1979-2012 que fue de (0.124 ± 0.030) °C/década (Hartman et ál., 2013). Lavín et ál. (2003) atribuyeron la tendencia a la variación interdecadal del OP, la cual no pudieron resolver con 17 años de datos. La OIPN entró en una fase negativa en 1999 (Trenberth y Fasullo, 2013) y de acuerdo a la hipótesis de Lavín et ál. (2003), la tendencia debería bajar en años posteriores a 1999. Es importante verificar si efectivamente la tendencia baja tomando los 14 años adicionales disponibles ahora y obtener una tendencia climáticamente más válida para la TSM del GC. Esto permitiría encontrar si la TSM del GC está aumentando a una razón mayor, menor o igual a la razón de aumento de la TSM global.

Por otro lado, Lluch-Cota et ál. (2010) consideraron una serie reconstruida de TSM desde 1900 y concluyeron que a partir de 1960 hay una tendencia negativa en la TSM del golfo, lo cual contrasta con la tendencia global mencionada anteriormente y con la encontrada por Lavín et ál. (2003) para en un periodo más corto de datos. Estos resultados, aparentemente contradictorios, deben ser verificados o revisados utilizando otras bases de datos para determinar si efectivamente el golfo se está calentando como el resto del océano mundial, o bien constituye un caso anómalo regional.

4. Acidificación Antropogénica en los Océanos

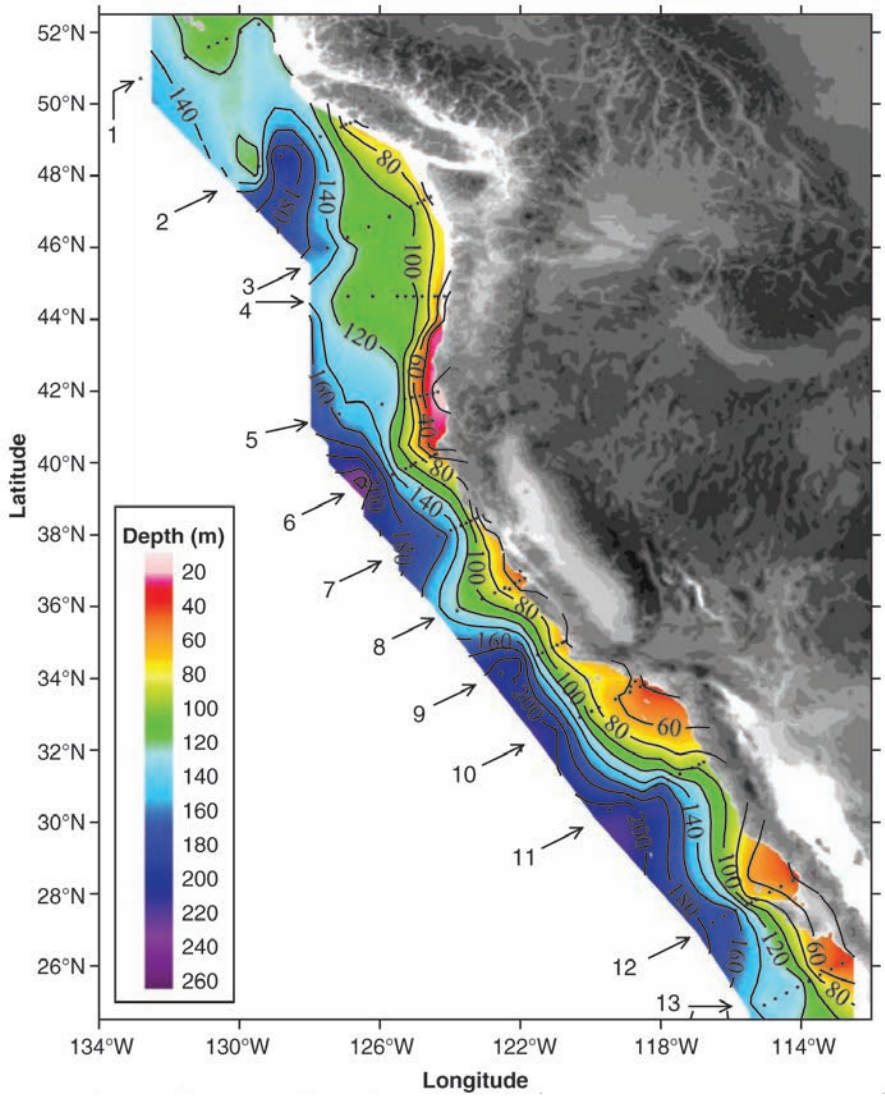
En los últimos ~ 250 años, la superficie de los océanos han absorbido un tercio del total de las emisiones de CO_2 antropogénico de la atmósfera, que equivale a más de 550 billones de toneladas (Canadell et ál., 2007). Esta absorción de CO_2 por el océano, ha reducido la acumulación de gases de efecto invernadero en la atmósfera y amortigua también los efectos del cambio climático (IPCC, 2007). Sin embargo, el CO_2 reacciona con el agua para formar ácido carbónico cuando se disuelve en el océano ($CO_2 + H_2O \leftrightarrow H_2CO_3$) y cuando el CO_2 antropogénico es absorbido por el agua de mar, aumenta la acidez (el pH disminuye) en un proceso conocido como "acidificación de los océanos" (Caldeira y Wickett, 2003). El ácido carbónico consume iones de carbonato, ya sea por reacción directa ($H_2CO_3 + CO_3^{2-} \leftrightarrow 2HCO_{3-}$) o a través de la liberación de protones. La saturación de biominerales, como Omega calcita (Ωcalc) y Omega aragonita (Ωarag), es función de la concentración de CO_3^{2-}, calcio (Ca^{2+}) y la temperatura mediante el producto de solubilidad, el cual es dependiente de la presión, Kps* ($\Omega = [Ca^{2+}]\,[CO_3^{2-}] / Ksp^*$) (Mucci, 1983). Los estados de saturación de aragonita y calcita responden directamente con los cambios de la concentración de CO_3^{2-}, de modo que si el océano absorbe más CO_2, el Ωarag y Ωcalc disminuirán. Por ejemplo, los valores de $\Omega = 1$, indican que los minerales de carbonato están saturados; por otro lado cuando el $\Omega > 1$, favorece las condiciones para que ocurra el proceso de precipitación o la preservación de minerales de carbonato. Mientras que cuando el $\Omega < 1$, se favorece la disolución. Si el estado de saturación de aragonita y calcita disminuye, se esperan mayores retos fisiológicos en los organismos calcificadores (Fabry et ál., 2008; Guinotte y Fabry, 2008). En este aspecto de la saturación, se utiliza el término "corrosivo" para referirse a los efectos de las condiciones del estado de baja saturación que resultan de factores como: 1) la absorción oceánica de CO_2 antropogénico; 2) el incremento de CO_2 en zonas costeras producto de procesos naturales de respiración y 3) el aporte de agua Subsuperficial con alto contenido de CO_2 debido a los procesos de surgencias costeras.

Partiendo del inicio de la era industrial hasta el presente, el pH de las aguas superficiales del océano han disminuido 0.1 unidades, que equivale a un aumento global de ~30 % en la concentración de iones hidrógeno. Sin embargo, se prevé que disminuya de 0.3 a 0.4 unidades hacia finales de este siglo (Doney et ál., 2009; Feely et ál., 2004; Steinacher et ál., 2009). Otra forma de ver

esto, es en términos de la reducción porcentual de la concentración de iones carbonato (CO_3^{-2}): De acuerdo a los datos y escenarios, indican que en el 2000 las concentraciones de carbonatos disminuyeron ~13 % con respeto a los valores pre-industriales y se espera que disminuyan ~ 26 % para el 2030, ~33 % en 2050, y ~50 % en 2100 (Wolf-Gladrow et ál., 1999). Las extrapolaciones para regiones oceánicas con modelos del ciclo del carbono marino, sugieren que las aguas subsaturadas serán cada vez más someras y que esto afectará los hábitat de importantes pesquerías y de diversas comunidades en las próximas décadas (Feely et ál., 2004; Orr et ál., 2005). Sin embargo, sin esperar mucho, en el 2007 se reportó por vez primera la presencia de aguas corrosivas en la plataforma continental desde Canadá hasta Baja California México (Figura 2).

En dicho estudio, se observó la presencia de aguas corrosivas sobre la plataforma continental entre 40-120 m durante eventos de surgencia. En el caso particular de Baja California el agua subsaturada se observó entre 50 y 70 metros.

Figura 2. Distribución espacial de la profundidad en metros del agua corrosiva (pH=7.6) a lo largo de la plataforma continental de las costas de Norte América



Fuente: (Feely et ál., 2008)

En el estudio realizado por Feely et ál. (2008), reportaron valores de pH de hasta 7.6 cerca de la superficie en las costas del Pacifico desde Canadá hasta el sur de la Península de Baja California en México, producto del transporte por surgencias. Lo relevante de este hallazgo, fue que los valores presentaron diferencias negativas de hasta 0.5 unidades de pH con respecto al pH de aguas superficiales, y que dichos valores fueron la primera evidencia de la presencia de aguas "corrosivas" no solo en Canadá y EE. UU., sino también en costas Mexicanas (Figura 1). Este resultado no es una buena noticia, dado que estas condiciones se pronosticaba que ocurrirían hasta dentro de 50 años (Feely et ál., 2008). Sin embargo, es importante mencionar que se desconoce el impacto "temporal" que estas aguas pudieran causar en organismos que forman estructuras carbonatadas en nuestras costas de Baja California.

Conclusiones

El Pacífico Tropical Mexicano contiene una de las zonas de mínimo oxígeno más someras del mundo, y ha sido estudiada menos que las demás regiones dentro de la Zona Económica Exclusiva (ZEE). Se debate que el calentamiento global reduzca el flujo de oxígeno al océano y que las zonas de oxígeno mínimo se expandan. En relación al Golfo de California, una tarea pendiente es determinar si efectivamente el golfo se está calentando como el resto del océano mundial, o bien constituye un caso anómalo regional.

Como generalización de los resultados de estudios sobre oleaje, se puede decir que el cambio climático tendrá efectos sobre el clima de oleaje tanto del Pacífico como el Golfo de México y Caribe Mexicano. En ambos litorales el incremento de eventos extremos es esperado. En particular en el Pacífico la intensificación del oleaje será durante los meses del verano debido a una intensificación del swell proveniente del hemisferio sur. Para el caso del Golfo de México existirá una intensificación del oleaje durante los meses de invierno a consecuencia de una intensificación de los eventos de nortes.

Se señala que el cambio climático ocasionado por las actividades antropogénicas, causará grandes cambios en la química del mar (disminución del pH), la productividad marina, el incremento de zonas del mínimo de oxígeno, con efectos en la distribución de recursos biológicos y que a su vez afectarán el intercambio de CO_2 entre la atmósfera y el océano. Estos temas sin duda, generaran preguntas fundamentales que se tendrán como retos el entender las condiciones que prevalecen en las aguas de costas mexicanas y sobre todo el posible efecto en los ecosistemas marinos.

Referencias

Allan, J. C., and P. D. Komar, 2006: Climate Controls on US West Coast Erosion Processes. *J. Coast. Res.*, 223, 511–529, doi:10.2112/03-0108.1. http://www.bioone.org/doi/abs/10.2112/03-0108.1 (Accessed June 6, 2014).

Álvarez-Borrego, S. a. J. R. Lara-Lara, 1991:. The Physical Environment and Primary Productivity of the Gulf of California. En "The Gulf and Peninsular Province of the Californias", Mem. Am. Assoc. Pet. Geol. 47: 555-567.

Appendini, C. M., A. Torres-Freyermuth, F. Oropeza, P. Salles, J. López, and E. T. Mendoza, 2013: Wave modeling performance in the Gulf of Mexico and Western Caribbean: Wind reanalyses assessment. *Appl. Ocean Res.*, **39**, 20–30, doi:10.1016/j.apor.2012.09.004. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0141118712000788 (Accessed March 5, 2013).

Appendini, C. M., A. Torres-Freyermuth, P. Salles, J. Lopez-Gonzalez, and E. T. Mendoza, 2014: Wave climate and trends for the Gulf of Mexico: A 30 year wave hindcast. *J. Clim.*, **27**: 1619-1632, doi:10.1175/JCLI-D-13-00206.1.

Badan-Dangon, A., M. C. Hendershott, and M. F. Lavín, 1991: Underway Doppler Current Profiles in the Gulf of California. *EOS Trans. Am. Geophys.* U., **72**(19): 209, 217-218.

Bakun, A., 1990: Global Climate Change and Intensification of Coastal Ocean Upwelling. *Science*, **247**, 198-201.

Bakun, A., and S. J. Weeks, 2004: Global Climate Change and Intensification of Coastal Ocean Upwelling. *Ecology Letters*, 7, 1015–1023.

Baumgartner, T. R., and N. Christiensen, 1985: Coupling of the Gulf of California to large-scale interannual climatic variability. *J. Mar. Res.* **43,** 825-848.

Behrenfeld, M., R. O'Malley, D. Siegel, C. McClain, J. Sarmiento, G. Feldman, A. Milligan, P. Falkowski, R. Letelier, and E. Boss, 2006: Climate-driven trends in contemporary ocean productivity. *Nature*, **444**, 752–755.

Beier, E. J., 1997: A numerical investigation of the annual variability in the Gulf of California. J. *Phys. Ocean.*, **27**, 615-632.

Bernal, G., P. Ripa, and J. C. Herguera, 2001: Variabilidad Oceanográfica y Climática del bajo Golfo de California: Influencias del Trópico y del Pacífico Norte. *Ciencias Marinas*, **27**, 595-617.

Beron-Vera, F. J., and Pedro Ripa, 2002: Seasonal salinity balance in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, **107**, C8.

Bray, N. A., 1988a: Thermohaline Circulation in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, **93**, 4993-5020.

Bray, N.A. 1988b: Water mass formation in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, **93**, 9223-9240.

Cabanes, C., et ál., 2001: Sea Level Rise During Past 40 Years Determined from Satellite and in Situ Observations. *Science*, **294**, 840-842.

Caires, S., V. R. Swail, and X. L. Wang, 2006: Projection and Analysis of Extreme Wave Climate. *J. Clim.*, **19**, 5581–5605, doi:10.1175/JCLI3918.1. http://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/JCLI3918.1 (Accessed June 30, 2014).

Caldeira, K., and M. E. Wickett, 2003: Anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature*, **425**, 365-365.

Canadell, J. G., et ál., 2007: Contributions to accelerating atmospheric CO_2 growth from economic activity, carbon intensity, and efficiency of natural sinks. *Proceedings Of The National Academy Of Sciences Of The United States Of America*, **104**, 18866-18870.

Carrillo Bibriezca, L.E., M. C. Ortiz Hernández, A.M. Ramírez Manguilar, A. Zavala Mendoza, M. A. Yescas Corona, A. González Leija, M. Marrufo, R.A. Medina Esquilano, R. Morales Soto, S. Morales Gutierrez, E. Palacios Hernández, J. Sheinbaum y J. Zavala, 2008: Estudio de la calidad del agua y dispersión de contaminantes en la zona costera de la Rivera Maya (Playa del Carmen, Quintana Roo). Informe Técnico Final. CONACyT-CNA. 121 p.

Castro, R., M. Lavín, and P. Ripa, 1994: Seasonal heat balance in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, **99**, 3249–3261.

Castro, R., R. Durazo, A. Mascarenhas, C.A. Collins, and A. Trasviña, 2006: Thermohaline variability and geostrophic circulation in the southern portion of the Gulf of California. *Deep Sea Res.*, **53**, 188-200.

Cazenave, A., and R. S. Nerem, 2004: Present-Day Sea Level Change: Observations and causes. *Reviews of Geophysics*, **42**, RG3001.

Church, J., 2001: How Fast Are Sea Levels Rising? *Science*, **294**, 802-803.

Church, J., N.J. White, T. Aarup, W.S. Wilson, P.L. Woodworth, C.M. Domingues, J.H. Hunter and K. Lambeck, 2008: Understanding global sea levels: past, present and future. *Sustain. Sci.*, **3**, 9–22.

Cochrane, J. D., 1966: The Yucatan Current, upwelling off Northeastern Yucatan, and currents and waters of Western Equatorial Atlantic, Oceanography of the Gulf of Mexico. Progress Rep. TAMU Ref. 66-23T, pp. 14-32.

Cochrane, J.D., 1968: Currents and waters of the eastern Gulf of Mexico and western Caribbean, of the western tropical Atlantic Ocean, and of the eastern tropical Pacific Ocean. *Dep. Oceanogr. Meteorol.*, TAMU. Ref. 68-8T, 19-28.

Cochrane, J. D., 1969: Water and circulation on Campeche Bank in May, Bull. *Jpn. Soc. Fish. Oceanogr. Spec.* (Prof. Uda's Commemorative Papers), 123-128.

Collins, C. A., N. Garfield, A. S. Mascarenhas Jr., M. G. Spearman, and T. Rago, 1997: Ocean currents across the entrance of the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, **102**, 20,927-20,936.

Collins, M., R. Knutti, J. Arblaster, J. L. Dufresne, T. Fichefet, P. Friedlingstein,… and M. Wehner, 2013: Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. In T. Stocker, D. Qin, G. K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, … P. M. Midgley (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.

Christensen, J.H., K. Krishna Kumar, E. Aldrian, S.-I. An, I.F.A. Cavalcanti, M. de Castro, W. Dong, P. Goswami, A. Hall, J.K. Kanyanga, A. Kitoh, J. **Kossin**, N.-C. Lau, J. Renwick, D.B. Stephenson, S.-P. Xie and T. Zhou, 2013: Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change. In: Climate Change 2013: The Physical Sci¬ence Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Deutsch, C., W. Berelson, R. Thunell, T. Weber, , C. Tems, , J. McManus, ... and A. van Geen, 2014: Centennial changes in North Pacific anoxia linked to tropical trade winds. *Science*, **345**, 665-668.

Dodet, G., X. Bertin, and R. Taborda, 2010: Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Model.*, **31**, 120–131.

Doney, S. C., V.J. Fabry, R.A. Feely and J.A. Kleypas, 2009: Ocean Acidification: The Other CO_2 Problem. *Annual Review of Marine Science*, **1**, 169-192.

England, M.H., S. McGregor, P. Spence, G. A. Meehl, A. Timmermann, W. Cai, A. Sen Gupta, M. J. McPhaden, A. Purich and A. Santoso,, 2014: Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nature Climate Change*, **4**, 222–227, doi: 10.1126/science.1252332

Enriquez, C., I. Mariño-Tapia, G. Jeronimo, and L. Capurro-Filograsso, 2013: Thermohaline Processes in a Tropical Coastal Zone. *Continental Shelf Research*, **69**, 101–9, doi:10.1016/j.csr.2013.08.018.

Fabry, V. J., et ál., 2008: Impacts of ocean acidification on marine fauna and ecosystem processes. *Ices Journal of Marine Science*, **65**, 414-432.

Fan, Y., I. M. Held, S.-J. Lin, and X. L. Wang, 2013: Ocean Warming Effect on Surface Gravity Wave Climate Change for the End of the Twenty-First Century. *J. Clim.*, **26**, 6046–6066, doi:10.1175/JCLI-D-12-00410.1. http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI-D-12-00410.1 (Accessed June 30, 2014).

Fan, Y., S.-J. Lin, S. M. Griffies, and M. A. Hemer, 2014: Simulated Global Swell and Wind-Sea Climate and Their Responses to Anthropogenic Climate Change at the End of the Twenty-First Century. *J. Clim.*, **27**, 3516–3536, doi:10.1175/JCLI-D-13-00198.1. http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI-D-13-00198.1 (Accessed May 24, 2014).

Feely, R. A., et ál., 2004: Impact of anthropogenic CO_2 on the C_aCO_3 system in the oceans. *Science*, **305**, 362-366.

Feely, R. A., et ál., 2008: Evidence for upwelling of corrosive "acidified" water onto the continental shelf. Science, 320, 1490-1492.

Fenoglio-Marc, L., and E. Groten, 2010: Time Varying Mean Sea Level. En: W. Freeden, M.Z. Nashed, T. Sonar (Eds.), Handbook of Geomathematics, *Springer-Verlag*.

Gallegos, A., 1996: Descriptive physical oceanography of the Caribbean Sea, in Small islands: Marine science and sustainable development coastal and estuarine studies. Editor G.A. Maul, Amer. Geophys. Union, 51, 36-55.

Gallegos, A. and S. Czitrom, 1997: Aspectos de la Oceanografía Física Regional del Mar Caribe, en Oceanografía física en México. *Monograph 3, Unión Geofísica Mexicana*, 1401-1414 edited by M.F. Lavín, UGM, México, D.F.

Gnanadesikan, A., J. P. Dunne and J. John, 2011: Will open ocean oxygen stress intensify under climate change?. *Biogeosciences*, **8**, 7007-7032, doi:10.5194/bgd-8-7007-2011.

Guinotte, J. M., and V. J. Fabry, 2008: Ocean acidification and its potential effects on marine ecosystems, in Year in *Ecology and Conservation Biology 2008*, edited, **1134**, 320-342.

Gulev, S. K., V. Grigorieva, A. Sterl, and D. Woolf, 2003: Assessment of the reliability of wave observations from voluntary observing ships: Insights from the validation of a global wind wave climatology based on voluntary observing ship data. *J. Geophys. Res.*, **108**, 3236. http://www.knmi.nl/publications/fulltexts/gulev_voswaves_jgr_2003.pdf.

Gulev, S. K., and V. Grigorieva, 2004: Last century changes in ocean wind wave height from global visual wave data. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24302, doi:10.1029/2004GL021040. http://doi.wiley.com/10.1029/2004GL021040 (Accessed July 2, 2014).

Gutiérrez, J., and M. R. Pons: 2006: Modelización numérica del cambio climático: bases científicas, incertidumbres y proyecciones para la Península Ibérica. *Revista de Cuaternario y Geomorfología*, **20**, 15–28.

Hartmann, D. L., A. M. G. Klein Tank, M. Rusticucci, L. V. Alexander, S. Brönnimann, Y. Charabi, F. J. Dentener, E. J. Dlugokencky, D. R. Easterling, A. Kaplan, B. J. Soden, P. W. Thorne, M. Wild and P. M. Zhai, 2013: Observations: Atmosphere and Surface. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Hernandez-Guerra, A., and T. M. Joyce, 2000: Water Masses and Circulation in the Surface Layers of the Caribbean at 66°W. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3497–3500.

Hemer, M. A., J. A. Church, and J. R. Hunter, 2010: Variability and trends in the directional wave climate of the Southern Hemisphere. Int. J. Clim., **30**, 475–491, doi:10.1002/joc.1900.

Hemer, M. a., Y. Fan, N. Mori, A. Semedo, and X. L. Wang, 2013: Projected changes in wave climate from a multi-model ensemble. *Nat. Clim. Chang*., **3**, 471–476, doi:10.1038/nclimate1791. http://www.nature.com/doifinder/10.1038/nclimate1791 (Accessed March 22, 2013).

Hemer, M. a., J. Katzfey, and C. E. Trenham, 2013b: Global dynamical projections of surface ocean wave climate for a future high greenhouse gas emission scenario. *Ocean Model.*, **70**, 221–245, doi:10.1016/j.ocemod.2012.09.008. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1463500312001321 (Accessed May 30, 2014).

IPCC Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 996 pp., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.

Kahru, M., S. G. Marinone, S. E. Lluch-Cota, A. Parés-Sierra, and B. Greg Mitchell, 2004: Ocean-color variabilityin the Gulf of California: scales from days to ENSO. *Deep Sea Res. II*, **51**, 139–146.

Keller, A., V. Simon, F. Chan, W. W. Wakefield, M. E. Clarke, J. A. Barth, D. Kamikawa and E. L. Fruh, 2010: Demersal fish and invertebrate biomass in relation to an offshore hypoxic zone along the US West Coast. *Fisheries Oceanography*, **19**, 76–87.

Kerr, R. A., 2006: No Doubt About It, the World Is Warming. *Science*, **312**, 825-825.

Kerr, R. A., 2007: Global Warming Is Changing the World. *Science*, **316**, 188-190.

Kessler, W. S., 2006: The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, **69**, 181–217.

Lambert, R. B., and W. Sturges, 1977: A thermohaline staircase and vertical mixing in the thermocline, *Deep-Sea Research*, **24**, 211-222.

Lavín, M. F., and S. Organista, 1988: Surface heat flux in the northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, **93**, 14,033–14,038.

Lavín, M. F., G. Gaxiola-Castro, and J. M. Robles, 1995: Winter water mass formation and nutrients in the northern Gulf of California. *J. Geophys. Res*., **100**, 8587-8605.

Lavín, M. F., E. Palacios-Hernández, and C. Cabrera, 2003: Sea surface temperature anomalies in the Gulf of California. *Geofís*. Int., **42**, 363-375.

Lavín, M. F., Rubén Castro, Emilio Beier, Victor M. Godínez, Alberto Amador, and P. Guest, 2009: SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment. *J. Geophys. Res*., **114**(C02025).

Lavín, M. F., R. Castro, E. Beier, C. Cabrera, V. M. Godínez, and A. Amador-Buenrostro, 2014: Surface circulation in the Gulf of California in summer from surface drifters and satellite images (2004-2006). *J. Geophys. Res.*, **119**, 4278-4290.

Lionello, P., S. Cogo, M. B. Galati, and A. Sanna, 2008: The Mediterranean surface wave climate inferred from future scenario simulations. *Glob. Planet. Change*, **63**, 152–162, doi:10.1016/j.gloplacha.2008.03.004. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0921818108000349 (Accessed June 17, 2014).

Liu, Y., Lee, S-K., Enfield, D.B., Muhling, B.A., Lamkin, J.T., Muller-Karger, F., Roffer, M.A. (2015) Potential impact of global warming on the Intra-Americas Seas: Part-1. A dynamic downscaling of the CMIP5 model projections. *Journal of Marine Systems*, **148**, 56-69, ISSN 0924-7963, http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.01.007.

Lluch-Belda, D., R. Crawford, T. Kawasaki, A. Maccall, R. Parrish, R. Schwartzlose, and P. Smith, 1989: World-wide fluctuations of sardine and anchovy stocks: the regime problem. *South African Journal of Marine Science*, **8**, 195–205.

Lluch Belda, D., Ponce-Díaz, G., Castro-Ortiz, J., Gómez-Muñoz, V., Villalobos-Ortiz, Ortega-García, S., Del Monte-Luna, R., Rodríguez- Sánchez. R., Hernández-Trejo. V., Saldívar-Lucio, R. , Salvador. C., Zepeda-Domínguez, J., Almendárez-Hernández, L., Gómez-Cabrera, I. 2013. La Pesca en Baja California Sur ante el Cambio Climático. En A. Ivanova y A. Gámez, (Eds.), Baja California Sur ante el Cambio Climático: vulnerabilidad, adaptación y migración. Programa Estatal de Acción ante el Cambio Climático para Baja California Sur.

Lluch-Cota S. E., 2000: Coastal upwelling in the eastern Gulf of California. *Oceanologica Acta*, **23**, 731-740.

Lluch-Cota S. E., A. Parés-Sierra, V. O. Magaña-Rueda, F. Arreguín-Sánchez, G. Bazzino, H. Herrera-Cervantes, and D. Lluch-Belda, 2010: Changing climate in the Gulf of California. *Progress in Oceanography*, **87**, 114–126.

Lluch-Cota, D., D. Lluch-Belda, S. Lluch-Cota, J. López-Martínez, M. Nevárez-Martínez, G. Ponce-Díaz,… and J. Morales, 1999: Las pesquerías y El

Niño. In V. Magaña (Ed.), *Los impactos de El Niño en México*, 137–178. UNAM-IAI.

Lluch-Cota, D., W. S. Wooster, and S. R. Hare, 2001: Sea surface temperature variability in coastal areas of the northeastern Pacific related to the El Nino–Southern Oscillation and the Pacific decadal oscillation. *Geophys. Res. Lett*., **28**, 2029–2032.

Lluch-Cota, D., and S. Lluch-Cota, 2010: Efectos ambientales sobre la pesquería del abulón en la península de Baja California. In E. Rivera-Arriaga, I. Azuz-Adeath, L. Alpuche-Gual, and G. J. Villalobos-Zapata (Eds.), *Cambio Climático en México un Enfoque Costero-Marino* (505–518). Universidad Autónoma de Campeche Cetys-Universidad, Gobierno del Estado de Campeche. 944 p.

Lluch-Cota, S., 2013: Construcción de planes de adaptación del sector pesca ante el cambio climático en México. In *Cambio climático, pesca y acuicultura en América Latina: Potenciales impactos y desafíos para la adaptación*. FAO Actas de Pesca y Acuicultura 29.

Lluch-Cota, S., M. Tripp-Valdéz, D. Lluch-Cota, D. Lluch-Belda, J. Verbesselt, H. Herrera-Cervantes, and J. Bautista-Romero, 2013: Recent trends in sea surface temperature off Mexico. *Atmosfera*, **26**, 537–546.

Lluch-Cota, S., O. Hoegh-Guldberg, , D. Karl, , H. O. Pörtner, , S. Sundby, and J. P. Gattuso, 2014: Cross-chapter box on uncertain trends in major upwelling ecosystems. In C. Field, V. R. Barros, D. J. Dokken, K. J. Mach, M. D. Mastrandrea, T. E. Bilir, … L. L. White (Eds.), *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 149–151). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.

López, M., J. Candela, and M. L. Argote, 2006: Why does Ballenas Channel have the coldest SST in the Northern Gulf of California? *Geophys. Res. Lett*., **33**, L11603, 1-5.

López, M., J. Candela and J. García, 2008: Two overflows in the Northern Gulf of California. *J. Geophys. Res*., **113**, C08023.

López, M., L. Zamudio, and F. Padilla, 2005: Effects of the 1997–1998 El Niño on the exchange of the northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.,* **110**, C11005.

Lombard, A., et ál., 2005: Contribution of thermal expansion to present-day sea-level change revisited. *Global and Planetary Change*, **47**, 1–16.

Marinone, S. G., 2003: A three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, **109**, C10.

Marinone, S. G., and M. F. Lavín, 2003: Residual flow and mixing in the large islands region of the central Gulf of California. *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. O. Velasco-Fuentes, J. Sheinbaum, J. Ochoa, ed., Kluwer Academic Publishers, 213-236.

Mascarenhas Jr., A. S., Rubén Castro, Curtis A. Collins, and Reginaldo Durazo, 2004: Seasonal variation of geostrophic velocity and heat flux at the entrance to the Gulf of California, Mexico. *J. Geophys. Res.*, **109**, C07008.

Menéndez, M., F. J. Méndez, I. J. Losada, and N. E. Graham, 2008: Variability of extreme wave heights in the northeast Pacific Ocean based on buoy measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L22607, doi:10.1029/2008GL035394. http://doi.wiley.com/10.1029/2008GL035394 (Accessed June 4, 2014).

Merino, M., 1997: Upwelling on the Yucatan Shelf : Hydrographic Evidence. *Journal of Marine Systems*, **13**, 101–21.

Merrifield, M. A., S. T. Merrifield, and G. T. Mitchum, 2009: An anomalous recent acceleration of global sea level rise. *Journal of Climate*, **22**, 5772-5781.

Mori, N., T. Yasuda, H. Mase, T. Tom, and Y. Oku, 2010: Projection of extreme wave climate change under global warming. *Hydrol. Res. Lett.*, **4**, 15–19, doi:10.3178/HRL.4.15. http://jlc.jst.go.jp/JST.JSTAGE/hrl/4.15?from=Google (Accessed June 30, 2014).

Morrison, J.M. and Nowlin, W.D., 1982. General distribution of water masses within the eastern Caribbean Sea during the winter of 1972 and fall of 1973. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87(C6), pp.4207-4229.

Muller-Karger, F. E., J. P. Smith, S. Werner, R. Chen, M. Roffer, Y. Liu, B. Muhling, D. Lindo-Atichati, J. Lamkin, S. Cerdeira-Estrada, and D.B. Enfield, 2014: Natural variability of surface oceanographic conditions in the offshore Gulf of Mexico. *Progress in Oceanography*, doi.10.1016/j.pocean.2014.12.007.

Mucci, A., 1983: The solubility of calcite and aragonite in seawater at various salinities, temperatures, and one atmosphere total pressure. *American Journal of Science*, **283**, 780-799.

Narayan, N., A. Paul, S. Mulitza, and M. Schulz, 2010: Trends in coastal upwelling intensity during the late 20th century. *Ocean Science*, **6**, 815–823.

Nicholls, R. J., and A. Cazenave, 2010: Sea-Level Rise and Its Impact on Coastal Zone. *Science*, **328**, 1517-1520.

Orr, J. C., et ál., 2005: Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, **437**, 681-686.

Padilla, F., M. López, J. Ochoa, and J. Sheinbaum, 2006: Hydrography and geostrophic currents in the Northern Gulf of California during the 1997–1998 El Niño. *Cont. Shelf Res.*, **26**, 1154–1170.

Pegau, W. S., E. Boss, and A. Martínez, 2002: Ocean color observations of eddies during the summer in the Gulf of California. *Geophys. Res. Lett.,* **29**, 9.

Reguero, B. G., F. J. Méndez, and I. J. Losada, 2013: Variability of multivariate wave climate in Latin America and the Caribbean. *Glob. Planet. Change*, **100**, 70–84, doi:10.1016/j.gloplacha.2012.09.005. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0921818112001828 (Accessed June 26, 2014).

Rhein, M., S. R. Rintoul, S. Aoki, E. Campos, D. Chambers, R. A. Feely, S. Gulev, G. C. Johnson, S. A. Josey, A. Kostianoy, C. Mauritzen, D. Roemmich, L. D. Talley and F. Wang, 2013: Observations: Ocean. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. *Cambridge University Press,* Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Ripa, P., 1997: Towards a physical explanation of the seasonal dynamics and thermodynamics of the Gulf of California. *J. Phys. Oceangr.*, **27**, 597–614.

Ruggiero, P., P. D. Komar, and J. C. Allan, 2010: Increasing wave heights and extreme value projections: The wave climate of the U.S. Pacific Northwest. *Coast. Eng.*, *57*, 539–552, doi:10.1016/j.coastaleng.2009.12.005. http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0378383909002142 (Accessed March 8, 2013).

Ruiz, E.G., 1979: Upwelling north of the Yucatan Peninsula, M.Sc. Dissert. Texas A. and M. Univ., Dep. Oceanogr., College Station, TX, pp. 85.

Salvadeo, C., R. Saldívar-Lucio, H. Villalobos, and D. Lluch-Belda, 2013: Variabilidad de media y baja frecuencia en el Pacífico Mexicano, sus efectos ecológicos y su importancia en los pronósticos climáticos de largo plazo. In *Segundo Congreso Nacional de Investigación en Cambio Climático*. Mexico, DF: Universidad Nacional Autónoma de México. Retrieved from http://www.pincc.unam.mx/DOCUMENTOS/memoriaPincc2012.pdf

Schott, F. A., J. Fischer, and L. Stramma, 1998: Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, **28**, 1904-1928.

Semedo, A., K. Sušelj, A. Rutgersson, and A. Sterl, 2011: A Global View on the Wind Sea and Swell Climate and Variability from ERA-40. *J. Clim.*, **24**, 1461–1479, doi:10.1175/2010JCLI3718.1. http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010JCLI3718.1 (Accessed March 21, 2013).

Semedo, A., R. Weisse, A. Behrens, A. Sterl, L. Bengtsson, and H. Günther, 2013: Projection of Global Wave Climate Change toward the End of the Twenty-First Century. *J. Clim.*, **26**, 8269–8288, doi:10.1175/JCLI-D-12-00658.1. http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI-D-12-00658.1 (Accessed January 24, 2014).

Simpson, J. H., A. J. Souza, and M. F. Lavín, 1994: Tidal Mixing in the Gulf of California. En *Mixing and Transport in the Environment*, John Wiley, 169-182.

Steinacher, M., et ál., 2009: Imminent ocean acidification in the Arctic projected with the NCAR global coupled carbon cycle-climate model. *Biogeosciences*, **6**, 515-533.

Sterl, A., and S. Caires, 2005: Climatology, variability and extrema of ocean waves: the Web-based KNMI/ERA-40 wave atlas. *Int. J. Climatol.*, **25**, 963–977, doi:10.1002/joc.1175. http://doi.wiley.com/10.1002/joc.1175 (Accessed July 2, 2014).

Stramma, L., A. Oschlies and S. Schmidtko, 2012: Mismatch between observed and modeled trends in dissolved upper-ocean oxygen over the last 50 yr. *Biogeosciences*, **9**, 4045-4057, doi:10.5194/bg-9-1159-2012.

Tomczak, M., 1984: Ausbreitung und Vermischung der Zentralwassermassen in den Tropengebieten der Ozeane 1: Atlantischer Ozean. *Oceanologica Acta*, 7, 145-158.

Tomzcak, M. and J. S. Godfrey, 2003: Regional Oceanography: an Introduction. 2nd edition. Daya Publishing House, *Delhi*, 390.

Torres-Orozco, E., 1993: Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California. Tesis de Maestría. CICESE, 80 pp., Ensenada, BC. México.

Trenberth, K. E., and J. T. Fasullo, 2013: An apparent hiatus in globalwarming? *Earth's Future*, **1**, 19–32, doi:10.1002/2013EF000165.

Vanem, E., B. Natvig, and A. B. Huseby, 2012: Modelling the effect of climate change on the wave climate of the world's oceans. *Ocean Sci. J.*, **47**, 123–145, doi:10.1007/s12601-012-0013-7. http://link.springer.com/10.1007/s12601-012-0013-7.

Wang, X., F. Zwiers, and V. Swail, 2004: North Atlantic ocean wave climate change scenarios for the twenty-first century. *J. Clim.*, **17**, 2368–2383. http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442(2004)017%3C2368:NAOWCC%3E2.0.CO%3B2 (Accessed July 3, 2014).

Weisse, R. and Coauthors, 2009: Regional Meteorological–Marine Reanalyses and Climate Change Projections. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **90**, 849–860, doi:10.1175/2008BAMS2713.1. http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2008BAMS2713.1 (Accessed June 19, 2014).

Wentz, F. J., 2008: How Much More Rain Will Global Warming Bring. *Science*, **317**, 233-235.

Wolf-Gladrow, D. A., et ál., 1999: Direct effects of CO_2 concentration on growth and isotopic composition of marine plankton. *Tellus Series BChemical And Physical Meteorology*, **51**, 461-476.

Woolf, D. K., P. G. Challenor, and P. D. Cotton, 2002: Variability and predictability of the North Atlantic wave climate. *J. Geophys. Res.*, **107**, 3145, doi:10.1029/2001JC001124. http://doi.wiley.com/10.1029/2001JC001124 (Accessed April 9, 2013).

Wüst, G., 1964: Stratification and circulation in the Antillean-Caribbean Basins, New York, Columbia University Press.

Young, I. R., S. Zieger, and a V Babanin, 2011: Global trends in wind speed and wave height. *Science*, **332**, 451–455, doi:10.1126/science.1197219. http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/21436400 (Accessed May 26, 2014).

Zamudio, L., Patrick Hogan, and E. Joseph Metzger, 2008: Summer generation of the Southern Gulf of California eddy train. *J. Geophys. Res.*, **113**, C06020.

Capítulo 3

CAMBIOS EN EL NIVEL DEL MAR

A la memoria de Ignacio González Navarro,
por sus contribuciones a la ciencia sobre el nivel del mar en México

Autores lideres:
Jorge Zavala Hidalgo[2], José Luis Ochoa de la Torre[6].

Autores colaboradores:
Joan Albert Sánchez Cabeza[5], María Luisa Machain Castillo[5], Ana Carolina Ruiz-Fernández[30], Felipe Hernández-Maguey[8], José Antonio Santiago Santiago[22], Octavio Gómez Ramos[8], Miriam Arianna Zarza Alvarado[8], Sergio Valente Gutiérrez Quijada[8], Vladimir Kostoglodov[8], Modesto Ortiz-Figueroa[6] y Paul Andrew Blanchon[31].

[2]UNAM CCA Centro de Ciencias de la Atmósfera, [5]UNAM Departamento de Procesos Oceánicos y Costeros, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, [6]CICESE Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C., [8]UNAM Instituto de Geofísica, [22]UNAM SMN Servicio Mareográfico Nacional, Instituto de Geofísica, [30]UNAM Unidad Académica Mazatlán, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, [31]UNAM Unidad Académica Sistemas Arrecifales Puerto Morelos, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.

Palabras Clave: agua, expansión térmica, deshielo, costas, marea, elevación del mar, observaciones, proyecciones, glacial, nivel del mar, seiches, Datum, Altimetría.

Resumen

En este capítulo se presentan los resultados más importantes de los cambios observados en el nivel del mar en México y a escala global, su variabilidad, valores extremos y proyecciones. También se discuten las variaciones del nivel del mar en la era pre-instrumental e instrumental y las proyecciones para este siglo. Los cambios del nivel del mar en escala global sirven de marco teórico para el análisis de las variaciones observadas y esperadas para México. Las principales causas del incremento actual y el esperado del nivel del mar son la expansión térmica, 1.10 mm/año, los deshielos de los glaciales y pérdida de hielo de Groenlandia y Antártida, 1.46 mm/año, y la extracción de agua del subsuelo, 0.38 mm/año. Los resultados para las costas mexicanas muestran tendencias del mismo orden que las que se han estimado globalmente pero con variaciones importantes por regiones. Sobresalen las tendencias en Tampico-Madero por ser muy alta (9.2 mm/año) y la de Acapulco por ser negativa. Las proyecciones para finales de este siglo sugieren elevaciones promedio globales con relación al nivel promedio entre (1986-2005) de entre 0.44 m para el RCP2.6 (RCP se refiere a trayectorias representativas de concentración de gases de efecto invernadero y el número al forzamiento radiativo asociado en W m-2) y 0.74 m para el RCP8.5 pero, aunque no hay estudios específicos, se espera una mayor elevación en los mares mexicanos debido a que las elevaciones en el siglo pasado estuvieron por encima de la media global y los análisis globales indican que habrá un mayor incremento del nivel del mar en los trópicos.

Introducción

El nivel del mar es una de las variables físicas que se ven afectadas por los cambios en el clima, varía por causas naturales y solo recientemente como consecuencia de las actividades humanas. Los cambios del nivel del mar ocurren en distintas escalas de tiempo, desde las olas y las mareas con periodos de segundos y horas respectivamente, pasando por las variaciones estacionales o de escala interanual, hasta las variaciones en periodos de décadas, cientos, miles o millones de años.

Para su estudio, las variaciones del nivel del mar se pueden dividir en dos periodos: antes y después del inicio del desarrollo industrial, por el impacto en el clima causado por la quema de combustibles fósiles a partir de 1750. El estudio de las variaciones del nivel del mar también se puede dividir considerando el tiempo en que se han realizado observaciones directas, con instrumentos, y antes de este periodo para el cual el nivel del mar se ha estimado a partir de otras variables. Una etapa más reciente está comprendida durante la realización de estimaciones del nivel del mar utilizando satélites con altímetro, a partir de 1993, que han permitido observar las variaciones del nivel del mar en todo el océano mundial y no solamente en las costas.

Las principales contribuciones al cambio en el nivel del mar en el periodo industrial son la expansión térmica de los océanos, la transferencia de agua de los continentes hacia los océanos, en particular de hielo, tanto de glaciales como de las capas de hielo de la Antártida y Groenlandia y la extracción de agua del subsuelo. Las observaciones indican que durante las últimas décadas, el mayor incremento en el almacenamiento de energía térmica en la Tierra, ha ocurrido en los océanos provocando su expansión térmica (Church et ál., 2013). Hay otros procesos que afectan el nivel del mar, en particular la transferencia de masa de hielo continental hacia los océanos durante la última deglaciación contribuye significativamente al cambio del nivel del mar debido a la deformación visco elástica de la tierra y los cambios asociados de la altura del suelo relativos a una superficie geopotencial, lo cual es conocido como ajuste glacial isostático (GIA) (Lambeck y Nakiboglu, 1984; Church et ál., 2013).

Caja 1. Nivel del mar

El nivel del mar relativo (RSL), es la distancia del nivel del mar a un punto en la tierra sólida, o relativo a un elipsoide de revolución y es la variable más importante cuando se consideran los impactos regionales.
El nivel del mar global (GMSL) es el nivel promedio espacial del planeta.
El nivel medio del mar (MSL) es el nivel del mar de una localidad promediado durante un periodo determinado de tiempo (19 años), para compensar los efectos de la marea astronómica (Church et ál., 2013; NOAA, 2013).

1. Mediciones del nivel del mar

Caja 2. Sistemas de medición del nivel del mar

Las mediciones costeras del nivel del mar se han realizado por muchos años, la mayoría de los países con costas operan redes de mareógrafos para monitorear los cambios en el nivel del mar y evaluar riesgos de inundación. En la actualidad una estación mareográfica comúnmente consta de dos o más sensores de nivel del mar, de los cuales uno es de radar, y uno o más de burbuja, de presión o de flotador con una polea, un contrapeso y un registrador gráfico. El sensor de flotador, y en ocasiones también el de presión, se ubican en un pozo para filtrar el oleaje y el registrador se coloca dentro de una caseta para su protección. Los sensores son controlados por un registrador de datos (o datalogger en inglés) que almacena y se conecta a equipos para la transmisión de datos. En cada estación también se instala una regla de marea, una red de bancos de nivel, que son fundamentales para el control de las mediciones y un GPS permanente para tener control de los movimientos de la corteza terrestre. También se instalan los sistemas de transmisión vía Internet, red telefónica o satélite, y los sistemas de cómputo que permiten a los usuarios el acceso a los datos.

Caja 3. Datum

El Datum para las mediciones del nivel del mar, es un nivel, estable y bien definido a partir del cual se miden las alturas del nivel del mar. El Datum elegido depende de algún interés particular, varía desde el banco de nivel local en la cercanía del mareógrafo o de la regla de mareas, o hasta el Elipsoide de revolución usado para referenciar órbitas de satélites y el Geoide. El Banco de Nivel primario del mareógrafo (TGBM), es una superficie estable o una marca metálica cerca del mareógrafo a la cual es referido el cero de la regla de mareas. El Datum de marea es usado como cero para las Cartas Náuticas y para las predicciones de marea. Desde 1980 se implementó como Datum de marea al nivel de bajamar media inferior. El Datum de estudios a tierra generalmente es definido a partir de los cálculos del Nivel Medio del Mar (NMM o MSL por sus siglas en inglés) sobre un periodo especificado. En teoría este Datum es paralelo al Geoide pero el nivel medio del mar puede estar influenciado por las condiciones de la corriente media local, la cual modifica el nivel del mar.

Caja 4. Altimetría

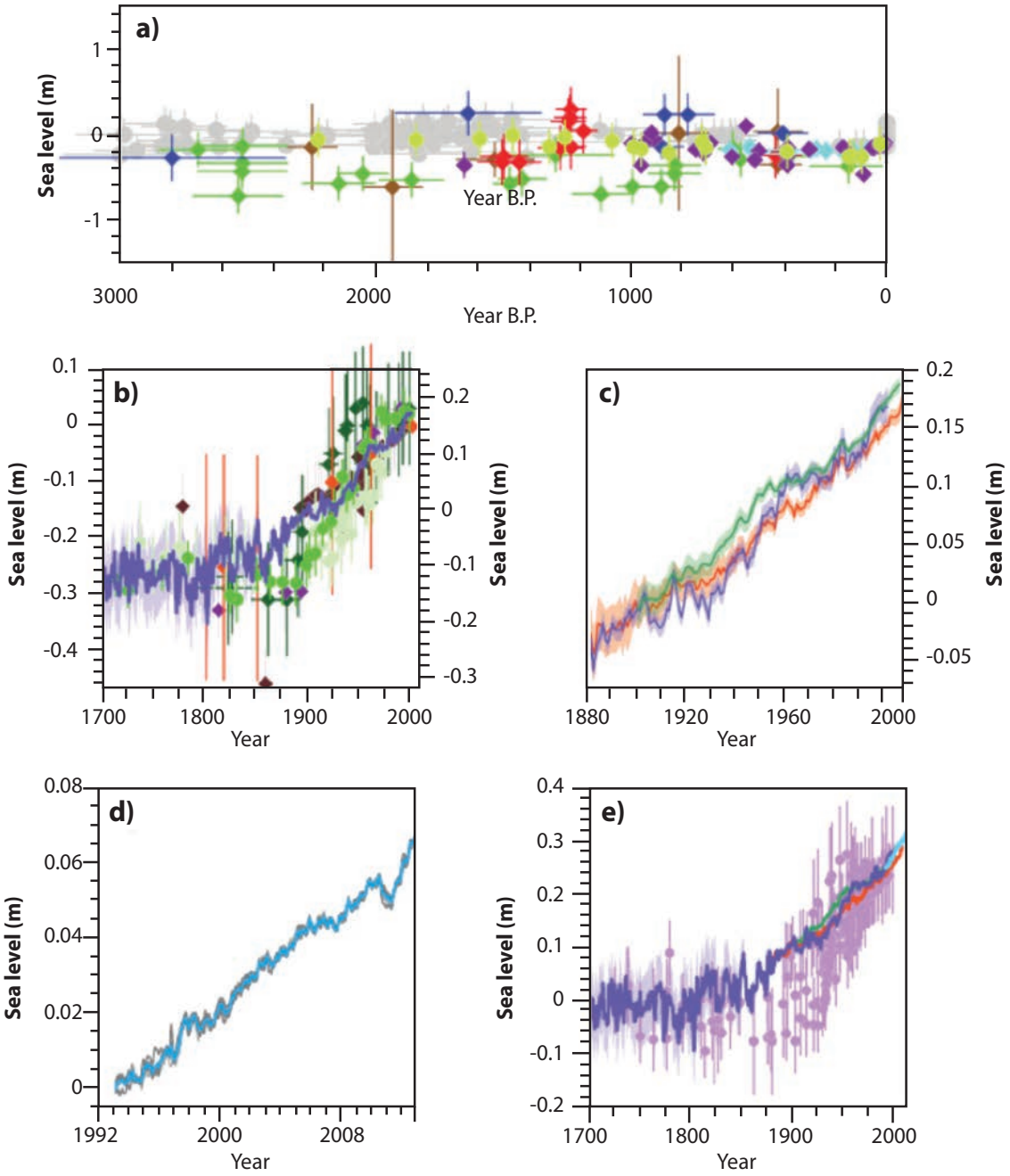
La Altimetría por satélite es una técnica que se usa para realizar mediciones del nivel del mar. Se basa en la medición del tiempo que tarda un pulso de radar en viajar desde la antena de un satélite a la superficie terrestre y de regreso al receptor en el satélite. Las mediciones de estos tiempos, traducidos a distancias, combinadas con los datos de localización precisa del satélite, determinan alturas de la superficie marina. El sistema Doris, basado en el efecto Doppler, consiste de señales captadas en los satélites y emitidas desde una red de 60 estaciones autónomas repartidas por todo el planeta, que permiten la determinación precisa de sus órbitas, lo cual es un factor clave para la calidad de los datos de altimetría. La oceanografía operacional se ha beneficiado ampliamente asimilando, entre otros datos, el cambiante nivel del mar observado por la altimetría satelital.

2. Variabilidad natural del nivel del mar

Paleoregistros de los periodos cálidos durante los últimos 3 millones de años indican que el nivel del mar global ha excedido el nivel actual en los periodos en que las temperaturas fueron 2 °C a 3.5 °C mayores que las que existieron en la era preindustrial (Church et ál., 2013, sec 3.5.1). Esto ocurrió debido a la pérdida de la capa de hielo occidental de Antártida, parte de la capa de hielo oriental de la Antártida (Naish et ál., 2009; Passchier, 2011) y la completa deglaciación en Groenlandia (Pollard y DeConto, 2009; Hill et ál., 2010; Dolan et ál., 2011). Estos cambios se asocian a cambios en la órbita de la tierra (Church et ál., 2013; Figura 1).

Durante el último periodo interglacial, entre 119 y 116 mil años, la temperatura global fue entre 1 °C y 2 °C mayor que en la era preindustrial. El nivel del mar estuvo entre 5 y 10 m más arriba de su nivel actual (Kopp et ál., 2013; Dutton y Lambeck, 2012). Los proxies y las observaciones instrumentales indican que durante los últimos dos milenios, antes de la era industrial, la tasa de cambio del nivel del mar tuvo valores del orden de un décimo de milímetro por año, mientras que de finales del siglo XIX a principios del siglo XX ocurrió una transición a tasas mayores, de aproximadamente de 1.70 ± 0.02 mm/año. Esta tasa se incrementó entre 1993 y 2010 a una razón de cambio de 3.2 ± 0.4 mm/año, aunque es importante aclarar que tasas similares a las de este último periodo se observaron entre 1920 y 1950.

Figura 1. a) Paleo-nivel del mar de los últimos 3000 años removiendo los efectos del ajuste isostático glacial (GIA) en varios sitios y de diferentes estudios, b) Paleo-nivel del mar de marismas desde 1700 de sitios en ambos hemisferios comparados con observaciones de mareógrafos (azul), los efectos del GIA fueron removidos, c) Reconstrucción del nivel del mar a partir de mareógrafos de 3 diferentes publicaciones, d) Datos de altimetría del análisis de cinco diferentes grupos, e) Comparación de paleo-datos de marismas (morado) y altimetría



Fuente: (Church et ál., 2013)

3. Observaciones del cambio en el nivel del mar y sus causas

Las observaciones de las últimas dos décadas y en particular de la última, han permitido estimar las contribuciones de distintos procesos al cambio en el nivel del mar con mayor precisión. Se ha medido el cambio en la temperatura de los océanos en las capas superiores (primeros 700 m) y el del océano profundo, lo que ha permitido calcular la contribución por expansión térmica al cambio del volumen de los océanos. Las observaciones satelitales por radar y anomalías gravimétricas han permitido estimar los cambios en la cobertura de hielos en Groenlandia y la Antártida y su contribución al cambio en el nivel del mar y la masa de los océanos, y estudios recientes han estimado la contribución al cambio del nivel del mar por la extracción de agua del subsuelo y la construcción de presas. Incluso se ha logrado identificar variaciones interanuales importantes atribuibles a fenómenos como El Niño. Durante los años con evento de El Niño el nivel del mar (y la masa del océano) tienden a ser mayores debido a que la precipitación sobre los océanos se incrementa y la precipitación sobre tierra decrece en los trópicos (Cazenave et ál., 2012). Lo contrario sucede durante La Niña, como ocurrió en 2010-2011, (Boening et ál., 2012).

3.1 Contribuciones al cambio del nivel del mar

3.1.1 Térmica

Contribución térmica. Desde el AR4 (cuarto reporte de evaluación del IPCC) hubo importantes avances en la cuantificación de la expansión térmica, principalmente por el análisis de las observaciones de batitermógrafos (Gouretski y Koltermann, 2007), por el proyecto Argo que ha realizado mediciones de temperatura y salinidad con cobertura prácticamente global hasta una profundidad de 2,000 m desde 2004 - 2005 y por las estimaciones de la contribución del océano profundo a partir de observaciones de buques oceanográficos (Church et ál., 2013, y referencias ahí incluidas). Para el periodo 1971 - 2010 la contribución de los primeros 700 m es de 0.6 [0.4 a 0.8] mm/año. Incluyendo la contribución de océano profundo, para ese periodo, es de un total de 0.8 [0.5 a 1.1] mm/año. En el periodo 1993 - 2010 la contribución total fue de 1.1 [0.8 a 1.4] mm/año.

3.1.2 Glaciales (excluyendo Groenlandia y Antártida)

Contribución de los glaciales (excluyendo Groenlandia y Antártida). Las contribuciones al cambio del nivel del mar por el deshielo de todos los glaciales, excluyendo aquellos alrededor de la periferia de Groenlandia y Antártida fue de 0.54 [0.47-0.61] mm/año para el periodo 1901-1990, o 0.62 [0.25-0.99] mm/año para 1971 - 2009, 0.76 [0.39-1.13] mm/año para el periodo 1993 - 2009 y de 0.83 [0.46-1.20] mm/año para 2005 - 2009. (Church et ál., 2013).

3.1.3 Polar

Contribución de Groenlandia. Las observaciones indican que la contribución por la pérdida de hielo en Groenlandia al GMSL se ha incrementado de 0.09 [-0.02 a 0.20] mm/año en 1992 - 2001 a 0.59 [0.43 a 0.76] mm/año para 2002-2011.

Contribución de la Antártida. Las observaciones indican que la contribución por la pérdida de hielo en la Antártida al GMSL se ha incrementado de 0.08 [-0.10 a 0.27] mm/año en 1992 - 2001 a 0.40 [0.20 a 0.61] mm/año para 2002 - 2011.

La tasa de cambio en el nivel del mar considerando ambas contribuciones, para el periodo 1993 - 2010 fue de 0.60 mm/año [0.42 a 0.78] mm/año.

3.1.4 Presas y agua del subsuelo

Los cambios en el almacenamiento de agua en tierra contribuyen directamente al cambio en el nivel del mar. Los procesos antropogénicos que influyen en la cantidad de agua almacenada en tierra o en su superficie en lagos y presas, o actividades que

cambien las características de la superficie que influyen en las tasas de precipitación o de la evapotranspiración, afectan el ciclo hidrológico y el nivel del mar (Wada et ál., 2010).

La intervención directa del hombre por la retención de agua en presas y la extracción de agua del subsuelo, han contribuido a las variaciones del nivel del mar durante las últimas décadas. La extracción de agua representa la mayor contribución de este rubro (Lettenmaier y Milly, 2009). Chao et ál. (2008) estimaron que la construcción de alrededor de 30,000 presas durante el siglo XX representan ~ 10,800 km^3 de agua retenida de 1900 hasta 2008, equivalentes a una disminución del nivel medio del mar de aproximadamente 23 mm. Konikow (2011) estimó que la contribución de la extracción de agua, cuyo resultado neto es una transferencia de agua subterránea al océano fue de 0.26 mm/año para el periodo 1971 - 2008 y de 0.34 ± 0.07 mm/año para 1993 - 2008, mientras que Wada et ál. (2012) estimaron 0.42 ± 0.08 mm/año para el periodo 1971 - 2008 y 0.54 ± 0.09 mm/año en 1971 - 2008. En resumen, la contribución de estos dos procesos en conjunto ha sido de -0.11 [-0.16 a -0.66] mm/año para 1901 - 1990, 0.12 [0.03-0.22] mm/año para 1971 - 2010 y 0.38 [0.26-0.49] mm/año para 1993-2010.

Desde el año de 1993, en que se tiene información completa de las contribuciones al cambio en el nivel del mar, las observaciones de cambio en el nivel del mar y la contribuciones de distintos proceso físicos coinciden dentro de los niveles de incertidumbre.

3.2 El balance de energía de la Tierra

El incremento observado de calor absorbido, del deshielo, la extracción de agua del subsuelo y el almacenamiento en presas se combinan para cerrar el balance de energía y masa de los océanos, el cual, dentro de la incertidumbre de las mediciones, está en concordancia y es consistente con el rango estimado de la sensibilidad climática. La mayor parte del almacenamiento de calor en el sistema climático en las décadas recientes ha ocurrido en los océanos en donde se estima se encuentra el 90 % de ese incremento y el resto se atribuye a la energía térmica asociada al cambio de fase de hielo a líquido, y al calentamiento del suelo continental y de la atmósfera (Church et ál., 3013).

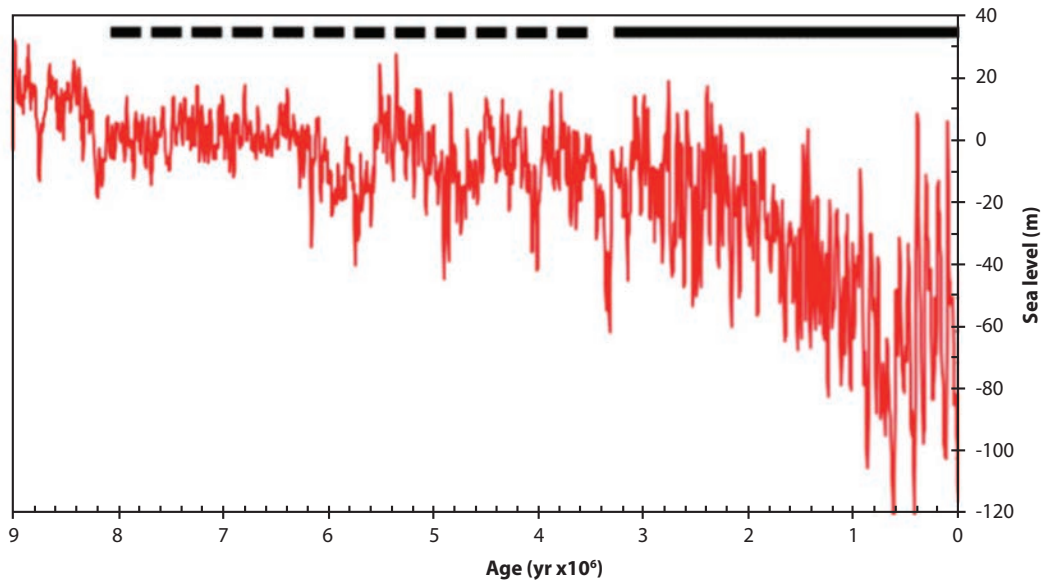
4. Variabilidad del nivel del mar en México durante la era pre-instrumental

Para comprender mejor la evolución e impactos del aumento del nivel medio del mar (NMM), ahora y en el futuro, es necesario conocer sus cambios y los mecanismos que los han causado en el pasado. Debido a la variabilidad natural de las mareas, oleaje y tormentas, la percepción de un ser humano sobre el nivel del mar es de una relativa estabilidad. Sin embargo, el nivel del mar ha experimentado grandes cambios en el pasado. El NMM podría haber estado 200 m por encima del nivel actual hace unos 100 millones de años (Haq et ál., 1987) debido al rápido crecimiento de las cordilleras oceánicas y la consecuente modificación de las cuencas oceánicas. La reducción de la tasa de crecimiento de las cordilleras oceánicas durante el Cenozoico, y el establecimiento de casquetes de hielo en la Antártida hace unos 35 millones de años y en el hemisferio norte hace unos 8 millones de años, causaron una drástica reducción del NMM, que llegó a niveles similares a los actuales hace unos 3 millones de años (Donoghue, 2011; Figura 2).

El NMM ha oscilado durante el último millón de años siguiendo ciclos glaciales (fríos) e interglaciales (cálidos; Figura 3). Los periodos interglaciales, como en el que nos encontramos en la actualidad, se han repetido aproximadamente cada 100,000 años acorde con el ciclo de excentricidad orbital descrito por Milankovitch. El deshielo de los casquetes polares y la dilatación del agua de mar debida al aumento de su temperatura, causaron aumentos del NMM global de más de 100 metros. Por ejemplo, durante el último medio millón de años, la costa del norte del Golfo de México (y con toda seguridad la mexicana también), ha sufrido desplazamientos de más de 100 km debido a los ciclos glaciales (Donoghue, 2011).

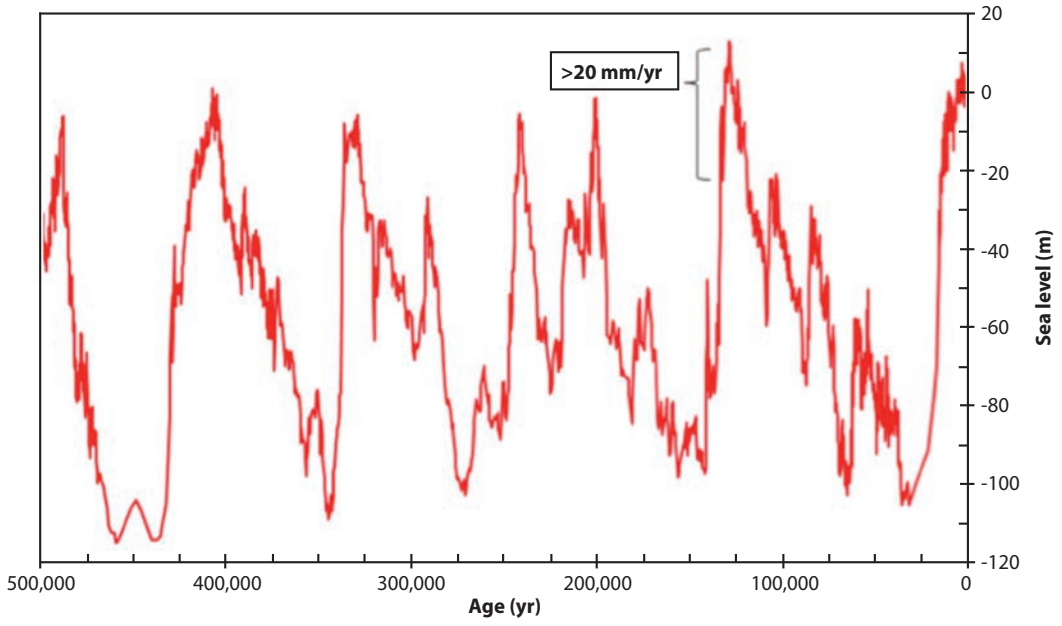
El nivel del mar no ha sido igual durante las épocas interglaciales. Por ejemplo, durante el último periodo interglacial, hace unos 120,000 años, el nivel del mar global estuvo entre 5 y 9 metros por encima del nivel actual (Anderson et ál., 2014).

Figura 2. Historia del nivel del mar global basado en 18O en organismos bentónicos



Fuente: (Donoghue, 2011)

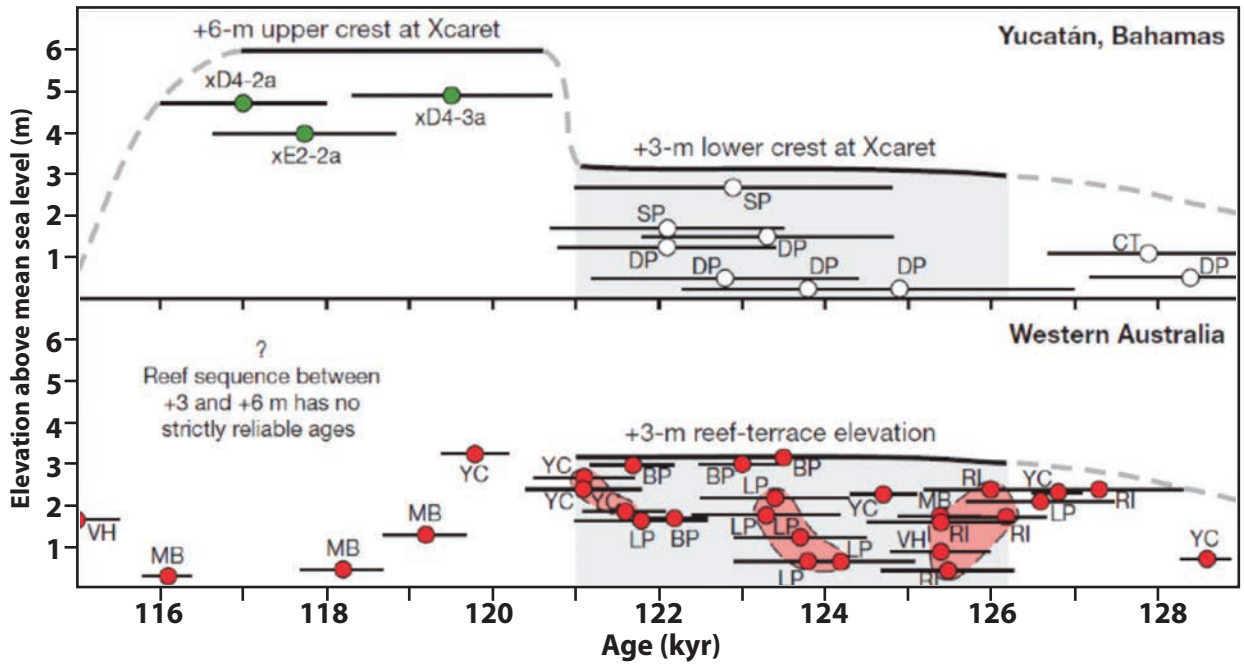
Figura 3. Nivel del mar global durante los últimos 500,000 años



Fuente. (Donoghue, 2011)

La península de Yucatán ha recibido gran atención nacional e internacional en el estudio del cambio del NMM debido a su gran estabilidad geológica. Mediante el estudio de corales fósiles del Caribe Mexicano, fechados con las series de uranio, Blanchon et ál. (2009) observaron un rápido incremento del NMM de 2-3 m que ocurrió hace unos 121,000 años, atribuido a la inestabilidad de las capas de hielo durante las etapas finales del interglacial (Figura 4).

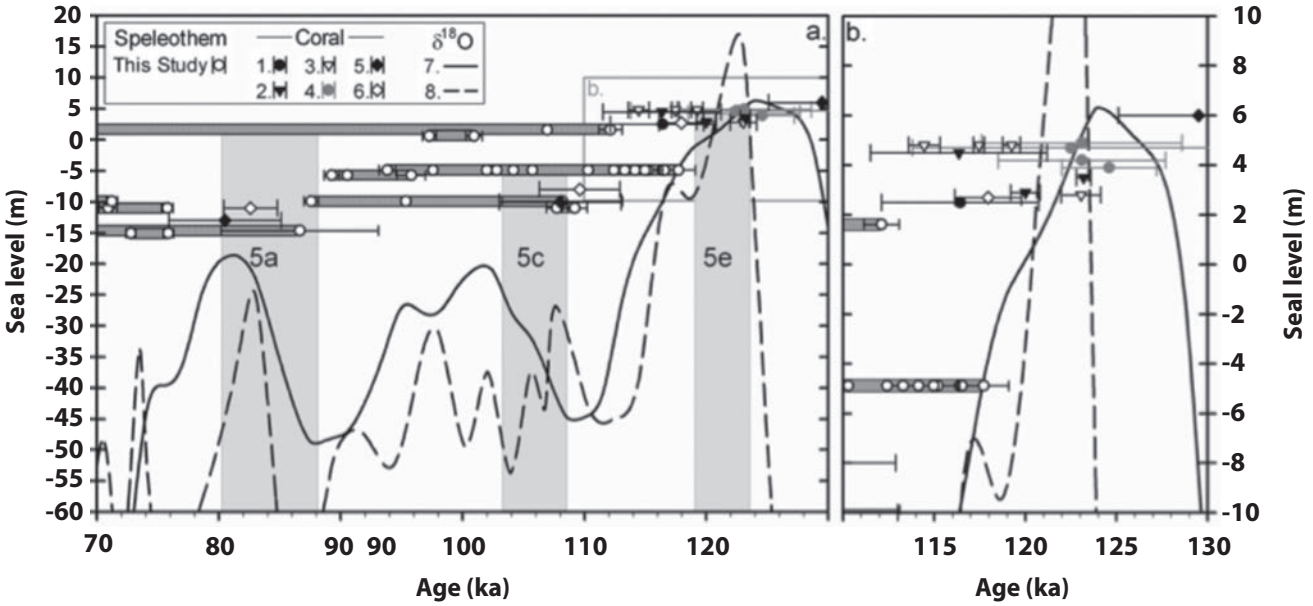
Figura 4. Curva del nivel del mar en corales de Xcaret, Quintana Roo, durante el último interglacial



Fuente: (Blanchon et ál., 2009)

Por su naturaleza kárstica, una de las metodologías utilizadas para estudiar el cambio del nivel del mar en la Península de Yucatán es el estudio de espeleotemas (depósitos minerales secundarios formados en cuevas) de cuevas emergidas durante las glaciaciones pero sumergidas en la actualidad. Moseley et ál. (2013) estudiaron espeleotemas de la costa Caribeña, emplazadas a diferentes alturas respecto al NMM actual, con especial atención en el periodo correspondiente al último interglacial. La integración de sus resultados con los derivados de corales fósiles, permitieron establecer un registro combinado del cambio del nivel del mar durante el último interglacial y el inicio de la última glaciación (Figura 5).

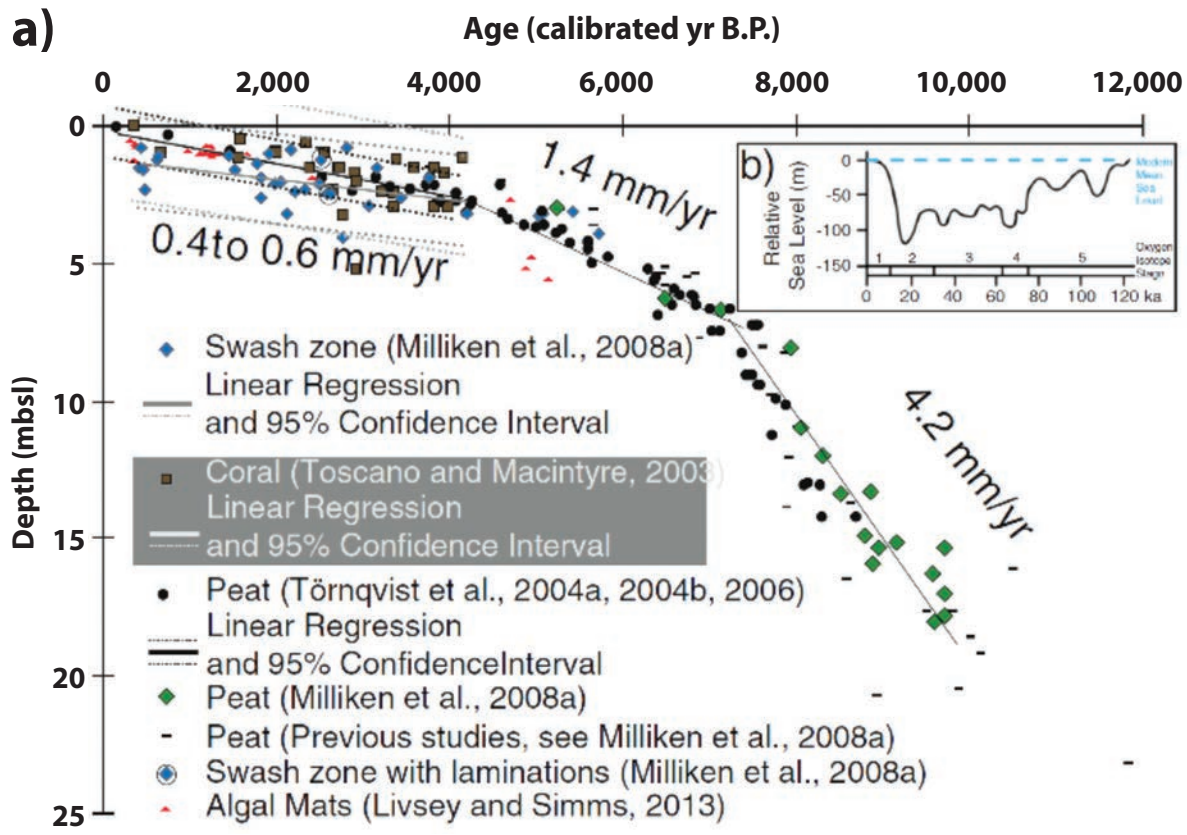
Figura 5. Registro en corales y espeleotemas de los cambios del nivel en la Península de Yucatán



Fuente: (Moseley et ál., 2013)

Desde el último máximo glacial (UMG), hace unos 20,000 años, también se han registrado aumentos del NMM mayores a los registrados en el periodo instrumental. Mientras el promedio de la velocidad de aumento durante la última deglaciación fue de unos 6 mm/año, el valor actual es próximo a 3 mm/año (Donoghue, 2011). En el Golfo de México nororiental, el nivel del mar ha aumentado más de 100 m desde el UMG, relacionado con eventos de deshielo en Norteamérica y la Antártida (Anderson et ál., 2014). Hace unos 10,000 años el NMM se situaba unos 20 metros por debajo del valor actual y desde hace 6,000 años alcanzó niveles similares a los actuales, favoreciendo la estabilidad geológica de los sistemas costeros actuales (Donoghue, 2011). Durante el Holoceno temprano, la tasa promedio de elevación del NMM fue rápida (unos 4.2 mm/año). Durante el periodo comprendido entre 7,000 y 4,000 años antes del presente, la tasa promedio de elevación de NMM disminuyó a unos 1.4 mm/año, y finalmente se estabilizó entre 0.4-0.6 mm/año hasta la época pre-industrial (Anderson et ál., 2013; Figura 6).

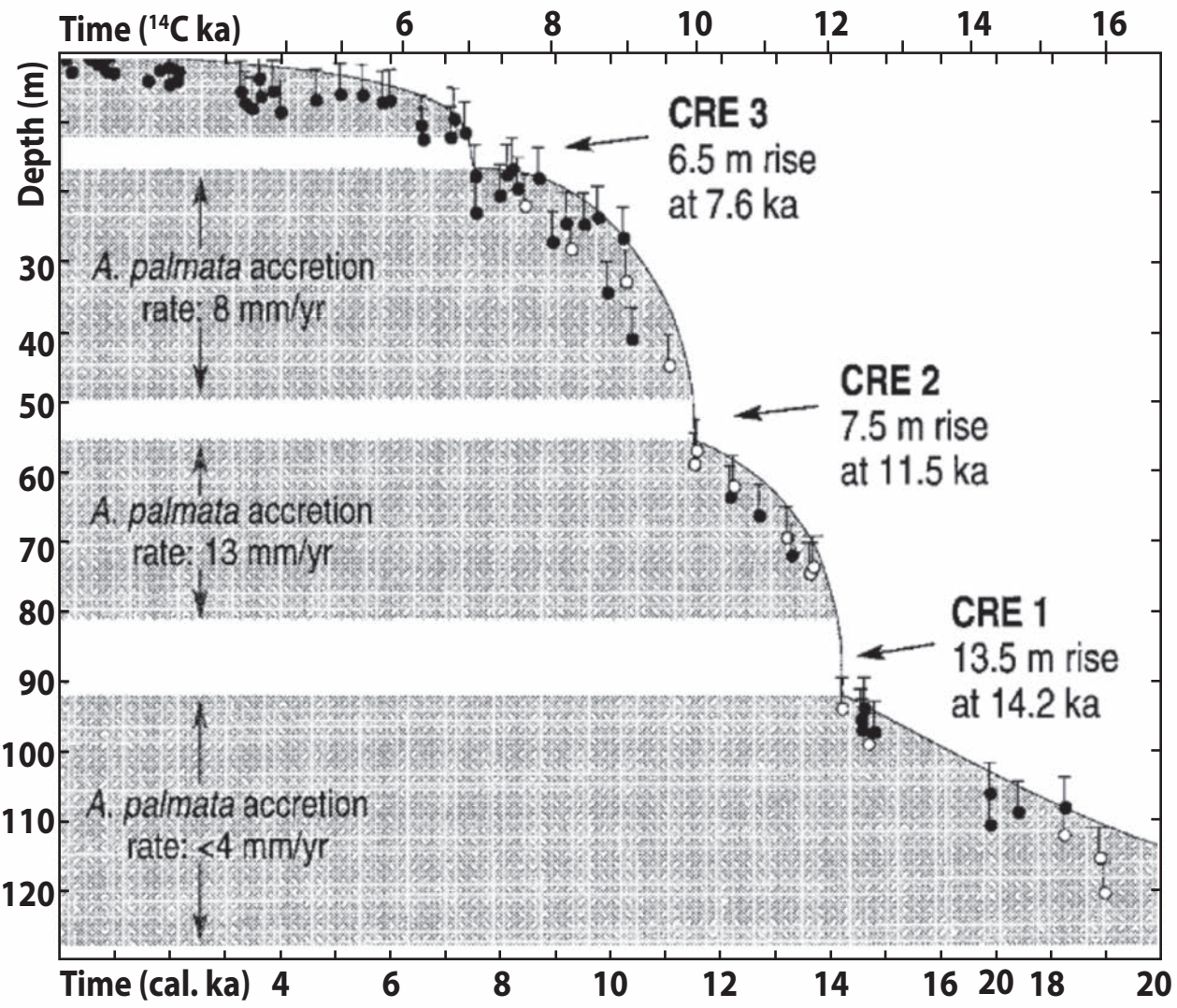
Figura 6. Aumento del nivel del mar en el noroeste del Golfo de México durante el Holoceno (Anderson et ál., 2014). Peat: turba; swash zone: zona de lavado por las olas; algal mats: tapetes algales



Fuente: (Anderson et ál., 2014)

Blanchon y Shaw (1995) reconstruyeron con precisión los cambios en el nivel del mar durante el Holoceno mediante el estudio de registros en corales de la región del Caribe-Atlántico (Figura 7) y reportaron aumentos abruptos del NMM durante los principales periodos de retroceso de los casquetes polares (hace unos 14.2, 11.5 y 7.6 mil años) de magnitudes, en ocasiones, mayores a 45 mm/año, es decir, más de un orden de magnitud superior a las tasas de elevación promedio del NMM actuales. Basado en indicadores fechados de paleocostas, Donogue (2011) reconstruyó una curva de nivel del mar similar a la anterior, que también muestra eventos de rápido aumento del nivel del mar, de hasta unos 45 mm/año, en las etapas iniciales del Holoceno en el norte del Golfo de México. Gabriel y colaboradores (2009) utilizaron el registro sedimentario de un cenote para reconstruir los cambios ambientales hace unos 7,000 años, e identificaron un evento de rápido incremento del nivel del mar, consistente con las observaciones anteriores.

Figura 7. Reconstrucción del nivel del mar en la región del Caribe-Atlántico



Fuente: (Blanchon y Shaw, 1995)

Con base en el análisis de un registro sedimentario de polen, Sluyter (1997) mostró la evolución natural y de explotación agrícola en Laguna Catarina, Veracruz y concluyó que a pesar de los cambios hidrológicos observados debido al cambio del nivel del mar en los últimos 6,000 años, la explotación agrícola se ha mantenido, lo cual muestra la capacidad de adaptación de la sociedad, desde épocas prehistóricas, a los relativamente pequeños y progresivos cambios del nivel del mar en el Holoceno tardío (hace aproximadamente 11,700 años).

En el Pacífico Mexicano, el nivel del mar local y regional también está influenciado por cambios en la velocidad de los movimientos verticales de la corteza terrestre. En el caso de la costa de Guerrero, Ramírez-Herrera et ál. (2007) mostraron, a través del registro sedimentario en laguna Mitla, que el cambio del nivel del mar en esta zona es resultado de la tendencia global y los

cambios locales en la elevación de la costa, debido a la actividad sísmica y tectónica a largo plazo. Esta observación muestra que el nivel del mar local está afectado por diversos fenómenos y los autores aconsejan estimar con precisión los cambios locales y regionales del NMM con una densidad espacial mayor a la actualmente disponible en México, especialmente cerca de zonas de alto valor socioeconómico. En el golfo de Tehuantepec, a pesar de la fuerte actividad tectónica, Boumaggard et ál. (1997) reconocieron, mediante estudios de geomorfología submarina con registros de ecosonda, tres antiguas líneas de costa a 40, 75 y 130m de profundidad, relacionados con el aumento del nivel del mar desde el UMG.

El cambio del nivel del mar no es homogéneo en las costas mexicanas y está afectado por fenómenos de elevación-subsidencia debido a la actividad tectónica, sísmica y el impacto antropogénico, como la explotación de recursos hídricos subterráneos (Pokhrel et ál., 2012). En la actualidad, el monitoreo de las tasas de elevación del NMM depende principalmente del uso de técnicas instrumentales pero la densidad espacial actual de los mareógrafos y el registro temporal que cubren no permiten, en muchos casos, determinar con precisión las tendencias locales del nivel del mar, lo que limita la calidad de la información necesaria para tomar medidas de adaptación.

Las marismas asociadas a las zonas de manglar, son humedales intermareales que se inundan durante las mareas más altas y que sólo pueden ser preservadas si existen condiciones de equilibrio entre la tasa de acreción sedimentaria y la tasa de elevación del nivel del mar. Lynch et ál. (1989) estudiaron la acreción sedimentaria de marismas de manglar de la laguna de Términos fechando los sedimentos mediante los radionúclidos naturales (210Pb) y artificiales (137Cs) que mostraron que la tasa promedio de elevación del nivel del mar en la zona ha sido de 2.4 mm/año durante los últimos 100-150 años. La aplicación de esta metodología en marismas del Estero de Urías, Mazatlán, Sin., ha revelado la utilidad de indicadores geoquímicos para identificar las huellas de la creciente influencia marina en el registro sedimentario (Serrato de la Peña, 2014).

5. Cambios del nivel del mar en México en la era instrumental

5.1 Monitoreo del nivel del mar en México

La medición del nivel del mar representa uno de los esfuerzos pioneros y más importantes de monitoreo de variables ambientales en México habiéndose generado algunas de las series variables más largas del país. Su importancia va mucho más allá del muestreo y pronóstico de la marea, generando información de variaciones del nivel del mar (o de la corteza terrestre) debidas a mareas de tormenta, corrientes costeras, seiches (oscilaciones en las zonas costeras con periodos de pocos minutos), sismos, variabilidad climática y cambios de largo plazo del nivel medio del mar. Las primeras mediciones sistemáticas de nivel del mar en puertos mexicanos las realizó el Servicio Geodésico Interamericano en el año de 1942, en colaboración con la Secretaría de la Defensa Nacional. En ese mismo año, se llevó a cabo la instalación de los mareógrafos y de los bancos de nivel, los cuales han sido fundamentales para georeferenciación y muchos de ellos han sido utilizados por el INEGI para sus labores de cartografía del territorio nacional y han permitido tener estimaciones del cambio del nivel medio del mar de periodos largos (Zavala-Hidalgo et ál., 2010).

Entre 1942 y 1952 se realizaron mediciones en seis puertos nacionales. Esa información fue utilizada para la operación de esos puertos y para el control vertical en la elaboración de la carta 1:500,000. A partir de 1952, el Instituto de Geofísica de la UNAM se hizo cargo de la red mareográfica, que estaba compuesta por cuatro estaciones en el Golfo de México y cinco en el Pacífico, constituyéndose en el Servicio Mareográfico Nacional. La red fue creciendo con el apoyo del Servicio Geodésico Interamericano y la Secretaría de Marina. La información generada por la red mareográfica ha sido fundamental para la operación portuaria; para proyectar y construir todo tipo de obras en las zonas costeras y para la delimitación de la zona federal marítimo terrestre; también ha sido punto de partida y llegada de las nivelaciones de precisión de las redes geodésicas, y básica para levantamientos hidrográficos y estudios geodésicos. Por otro lado ha permitido registrar tsunamis y mareas de tormenta generadas por huracanes. El Servicio Mareográfico ha proporcionado información y continua haciéndolo a las redes mundiales de monitoreo del nivel del mar: el Global Sea Level Observing System (GLOSS) y el Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) (información obtenida de documentos del Servicio Mareográfico Nacional, SMN).

La red mareográfica fue creciendo hasta tener 14 sitios de medición permanentes a finales de la década de los 70's; al mismo tiempo se realizaron mediciones en forma transitoria en otros once sitios, por periodos de un año, para conocer los armónicos de marea. En la primera etapa de su historia, el Servicio Mareográfico determinó las constantes armónicas y elaboró los pronósticos de marea de los principales puertos. Cada año se publicaron los pronósticos de marea de hasta 34 puertos distribuidos en las costas mexicanas. Se publicaron en los Anales del Instituto de Geofísica del año 1969 las constantes armónicas para 23 estaciones mareográficas, las cuales son necesarias para el pronóstico de marea astronómica. Posteriormente se instalaron mareógrafos en siete sitios por parte del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), con lo que se logró una mayor cobertura nacional. Las mediciones de la red mareográfica han permitido estudiar diversos fenómenos a partir de los datos de nivel del mar, como por ejemplo levantamientos de la corteza terrestre como el registrado en Acapulco, de 22 cm, provocado por los temblores de mayo de 1962 (Grivel, 1967; Ortiz et ál., 2000a).

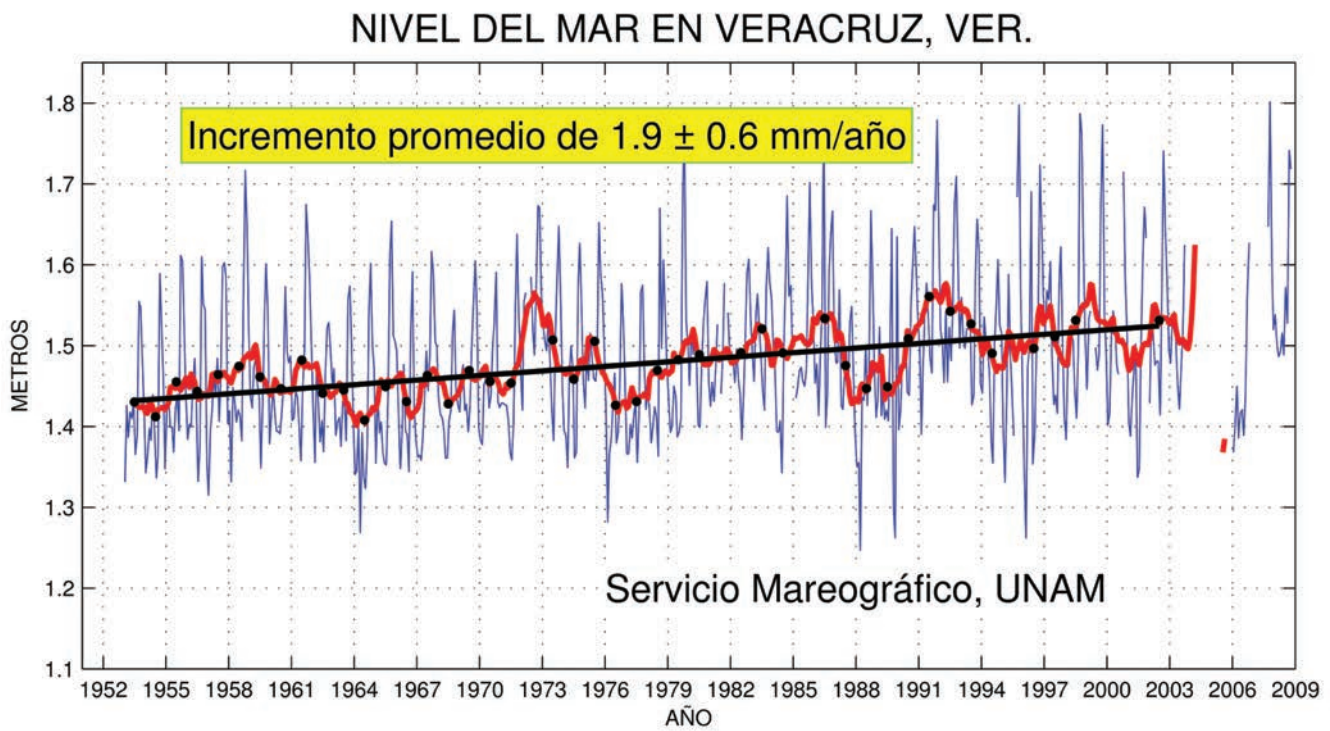
La red decayó en la década de los 1990's y los primeros años del siglo XXI reduciéndose el número de estaciones activas. Esto sucedió como consecuencia de una pérdida de interés en los proyectos de monitoreo ambiental a escala nacional que afectó a las diversas redes de monitoreo ambiental del país. A partir del año 2006 se buscó la reactivación y modernización de la red trabajando en tres líneas principales: la digitalización de los datos históricos contenidos en mareogramas, la reconstrucción de la red con sensores digitales y la modernización de la base de datos nacional de nivel del mar y el sitio Web (www.mareografico.unam.mx). En colaboración con el CICESE y con la Secretaría de Marina, que inició el desarrollo de su red en 1999 y el Instituto Mexicano del Transporte (IMT) que también tiene una red de monitoreo del nivel del mar reciente, actualmente se tiene una buena cobertura de las costas nacionales. El Servicio Mareográfico Nacional colabora también con instituciones regionales en cada uno de los sitios en donde se instala una estación.

5.2 Variabilidad del nivel del mar en las costas de México

Las causas por las cuales varía el nivel del mar regionalmente, incluyen a los movimientos verticales de la corteza terrestre, los cambios en las corrientes oceánicas, la presión atmosférica y en los vientos. Además de los movimientos de la corteza terrestre, ocurren fenómenos oceanográficos que están acompañados de cambios del nivel del mar desde las olas de viento con periodos de pocos segundos, los seiches con periodos de minutos, los tsunamis, también con periodos de minutos, las mareas con frecuencias predominantes semidiurnas y diurnas. Frecuencias más bajas, con periodos de días a meses son propias de ondas atrapadas a la costa. También afectan al nivel del mar las corrientes costeras, plumas asociadas a la descarga de ríos y cambios de la temperatura en las capas superiores del océano.

Diversos estudios han mostrado que en las costas del Pacífico Mexicano, el nivel del mar tiene la señal de ondas atrapadas a la costa, que viajan a lo largo de sus costas (Enfield y Allen, 1983; Ripa, 1997; Zamudio et ál., 2010). Estas ondas tienen distinto periodo, variando desde pocos minutos hasta días, cuando son generadas por ejemplo por un huracán (Zamudio et ál., 2010), a varios meses, como ocurre durante el fenómeno de El Niño. Estacionalmente hay una variación del nivel del mar con un máximo que va de Julio en las costas de Oaxaca, a Septiembre en Ensenada (Zavala-Hidalgo et ál., 2010), con una amplitud entre el mínimo y el máximo estacional de entre 20 y 35 cm. En el Golfo de México también hay una intensa variabilidad estacional con un máximo en Septiembre-Octubre que alcanza una amplitud de más de 30 cm (Zavala-Hidalgo et ál., 2003; Zavala-Hidalgo et ál., 2010). En los promedios mensuales este máximo anual es notorio (Figura 8).

Figura 8. Tendencia del nivel del mar en Veracruz a partir de promedios mensuales



Fuente: (Zavala Hidalgo et ál., 2010)

La línea azul indica los promedios mensuales, la línea roja representa los valores de un promedio corrido de 12 meses y los puntos negros los años que tienen valores en los doce meses y que fueron utilizados para el cálculo de la regresión lineal para la estimación de la tendencia del periodo.

Las costas del Pacífico Mexicano se encuentran en una zona de convergencia donde las placas tectónicas de Rivera y Cocos subducen por debajo de la placa continental de Norteamérica, por lo que es una zona altamente sísmica. Debido a la interacción entre estas placas la litosfera continental sufre la deformación elástica que se libera periódicamente como en los terremotos tipo falla inversa y en los eventos asísmicos lentos en la interfase de las placas. Como resultado del proceso de subducción se observan el ascenso o descenso de la costa según la fase del ciclo sísmico y la posición con relación a la deformación, lo que provoca un cambio local del nivel del mar. Los sismos producen los cambios casi instantáneos en la posición de la corteza terrestre, de varias decenas de centímetros, que se reflejan en un cambio local del nivel del mar relativo a los bancos de nivel. A largo plazo la corteza terrestre también se ve afectada por movimientos verticales seculares (decenas de años) asociados a la deformación y la acumulación de la energía elástica en la zona somera sismogénica de la interfase de placas (Kostoglodov et ál., 2003). Los eventos asísmicos lentos (SSE) de gran magnitud que ocurren aproximadamente cada 4 años en Guerrero (Kostoglodov et ál., 2010) también cambian la posición y altura de las estaciones mareográficas, con relación al geoide por varios centímetros. Es posible rastrear los cambios lentos de la altura con los equipos de GPS colocados cerca o en las estaciones mareograficas. En las costas del Golfo de México predomina el fenómeno de subsidencia pero hay menos estudios que documenten estos procesos (Márquez-Azúa et ál., 2003).

En México se han documentados cambios asociados a sismos en diversos estudios. Particularmente Grivel (1967) identificó un desplazamiento vertical en Acapulco que estimó en 22.7 cm en los datos de nivel del mar, considerando los sismos del 11 y del 19 de mayo de 1962. Ortiz et ál. (2000a) estudiaron los efectos de los mismos y estimaron una elevación de la corteza terrestre en Acapulco de 15±3 cm y de 7±3 cm, y propusieron un desplazamiento de 50 cm en la Costa Chica de Guerrero, el cual ocurrió durante el sismo del 28 de julio de 1957 Durante de los sismos del 19 y 20 de septiembre de 1985 se estimó una deformación vertical cosísmica en las costas de Michoacán de 93 cm (Anderson et ál., 1986). En los eventos arriba mencionados hubo una elevación de la corteza terrestre en la zona costera pero también puede ocurrir una depresión como en el sismo de Jalisco-Colima del 9 de marzo de 1995 (Ortiz et ál., 2000b).

En el Golfo de México hay menos estudios directamente relacionados con el cambio en el nivel del mar causado por movimientos de la corteza terrestre. Zavala-Hidalgo et ál. (2010) muestran que en Tampico-Madero se obtuvo la mayor tendencia de los sitios que analizaron con 9.2 ± 5.1 mm/año. Las causas de esta tendencia no se han analizado pero puede señalarse que el mareógrafo se localiza en el Río Pánuco, antes de su desembocadura y cambios en la desembocadura o en el manejo de la cuenca aguas arriba pudieran ser la causa. Sin embargo no debe descartarse que exista un hundimiento de la zona, que pudiera ser natural o causado por la extracción de agua o de petróleo. Lo que es importante subrayar es que, independientemente de su origen, esta tendencia implica que la vulnerabilidad en la zona está creciendo más rápido que en otras zonas del país.

5.3 Las tendencias de largo plazo

Para estimar las tendencias de largo plazo es necesario tener series largas de tal manera que las variaciones de frecuencias relativamente altas (estacionales, interanuales o decadales) puedan ser removidas, al menos parcialmente. Los estudios de González et ál. (1996), para la costa nororiental del Pacífico, y de González et ál. (1997), para el Golfo de México y Mar Caribe, hacen notar la amplitud del ciclo anual de múltiples localidades y de algunas tendencias de largo periodo. Destacan dos trabajos que resumen las variaciones del nivel del mar en aguas mexicanas y que realizaron estimaciones de las tendencias de largo plazo (Ortiz-Figueroa y González-Navarro, 2008; Zavala-Hidalgo et ál., 2010). Considerando solamente los sitios en que las series tienen al menos 15 años completos de observaciones, existen 7 sitios en el Golfo de México y 8 sitios en el Pacífico Mexicano o el Golfo de California. Los estudios mencionados se basan en las mismas observaciones (las del Servicio Mareográfico Nacional operado por el Instituto de Geofísica de la UNAM y de la Red Mareográfica del CICESE). Sin embargo hay diferencias en las tendencias estimadas debido a que el periodo elegido en cada caso no siempre es igual y la metodología seguida para trabajar con series con huecos es diferente.

Para los cálculos de tendencias Zavala-Hidalgo et ál. (2010) ajustaron un polinomio de primer grado a los promedios mensuales considerando únicamente periodos comprendidos por años calendario en que existe la información completa para evitar sesgos por la señal del ciclo anual, que tiene una amplitud considerable. Ortiz-Figueroa y González-Navarro (2008) también ajustaron un polinomio de primer grado pero no especifican si siguieron algún criterio extra para considerar o desechar datos en sus cálculos. Ellos realizaron un análisis de estaciones en México y en otras partes del planeta pero en este trabajo solo se consideran los resultados que obtuvieron para las costas mexicanas. Para el Golfo de México los resultados obtenidos en ambos estudios estiman tendencias positivas (aumento del nivel medio del mar). En ambos estudios Veracruz y Alvarado tienen las tendencias más bajas, de entre 1.6 mm/año y 2.0 mm/año, Tuxpan, Campeche, Cd del Carmen y Progreso tienen valores entre 2.4 mm/año y 3.4 mm/año, y Tampico - Madero destaca por tener una tendencia mucho mayor, de 9.2 mm/año, aunque su incertidumbre también es de las más grandes, de 5.1 mm/año. Ortiz-Figueroa y González-Navarro (2008) no realizaron una estimación para Tampico - Madero (Cuadro 1).

En el Pacífico Mexicano ocho estaciones tienen mediciones suficientemente largas para realizar una estimación de las tendencias. De estos sitos, Acapulco sobresale por tener una tendencia negativa, calculada en -2.4 mm/año y de -2.7 mm/año por Zavala-Hidalgo et ál., 2010 y Ortiz-Figueroa y González-Navarro, 2008 respectivamente, Salina Cruz, Mazatlán y La Paz tienen las tendencias más bajas, de entre -0.1 mm/año y 2.3 mm/año, y con mayor incremento Ensenada, Manzanillo, Topolobampo y Guaymas, entre 2.0 mm/año y 4.8 mm/año. Es importante notar que las incertidumbres son distintas para cada estimación, siendo en general, menores conforme la serie es más larga, pero también dependiendo de la variabilidad observada en cada sitio.

Ambos trabajos tienen estimaciones similares en el sentido de que los valores difieren dentro de los rangos de incertidumbre obtenidos y en términos absolutos las diferencias son menores a 1.0 mm/año. Esto permite concluir que las observaciones muestran que en las costas mexicanas del Golfo de México el nivel del mar está aumentando en niveles similares o superiores a los estimados como promedio del planeta y que en las costas del Pacífico Mexicano, en general el nivel del mar está aumentando con tasas también mayores que las promedio del planeta pero con pequeñas diferencias entre localidades.

Destaca el impacto de los sismos y sismos lentos, por los movimientos verticales de la corteza terrestre que tienen asociados. Un ejemplo que muestra la importancia del control y la corrección por los efectos sismotectónicos es la tendencia de cambio del nivel del mar en Acapulco. El registro mareográfico en esta estación tiene por lo menos tres componentes ajenos al cambio del nivel del mar eustático: los sismos del 11 y 19 de mayo de 1962 cuando hubo un ascenso de la costa de 22±4 cm (Ortiz et ál., 2000), el gran evento lento de 1972 que durante casi un año produjo un ascenso total de 7 ± 2 cm (Alva Vázquez, 2009) y el descenso promedio secular de la costa por la acumulación de la deformación intersísmica del orden de -7.8 mm/año. Aplicando todas estas correcciones para el registro mareográfico de Acapulco la tendencia de cambio de nivel del mar (1953 - 1984) es positiva, del orden de 1.7 ± 0.5 mm/año, que es un valor cercano a los de la Cuadro 2, para otras estaciones mareográficas del Pacifico.

Cuadro 1. Tendencias del nivel del mar para sitios del Golfo de México según Zavala-Hidalgo et ál. (2010) (ZH2010) y Ortiz-Figueroa y González-Navarro (2008) (OFGN2008)

Sitio	Tendencia (mm año-1) ZH2010	Tendencia (mm año-1) OFGN2008	Periodo ZH2010	No. de años en el cálculo de ZH2010
Alvarado, Ver.	1.9 ± 2.3	1.60 ± 2.02	1952-1999	19
Cd. del Carmen, Camp.	3.4± 1.0	2.50 ± 3.21	1956-1992	26
Cd. Madero, Tamps.	9.2 ± 5.1		1952-1991	15
Coatzacoalcos, Ver.	2.9 ± 1.5	3.00 ± 0.82	1954-1988	22
Progreso, Yuc.	2.5 ± 1.2	2.40 ± 0.43	1953-1992	27
Veracruz, Ver.	1.9 ± 0.6	2.00 ± 0.18	1967-1990	43
Tuxpan, Ver.	2.8 ± 2.3	2.80 ± 0.85	1952-1992	16

Fuente: (ZavalaHidalgo et ál., 2010)

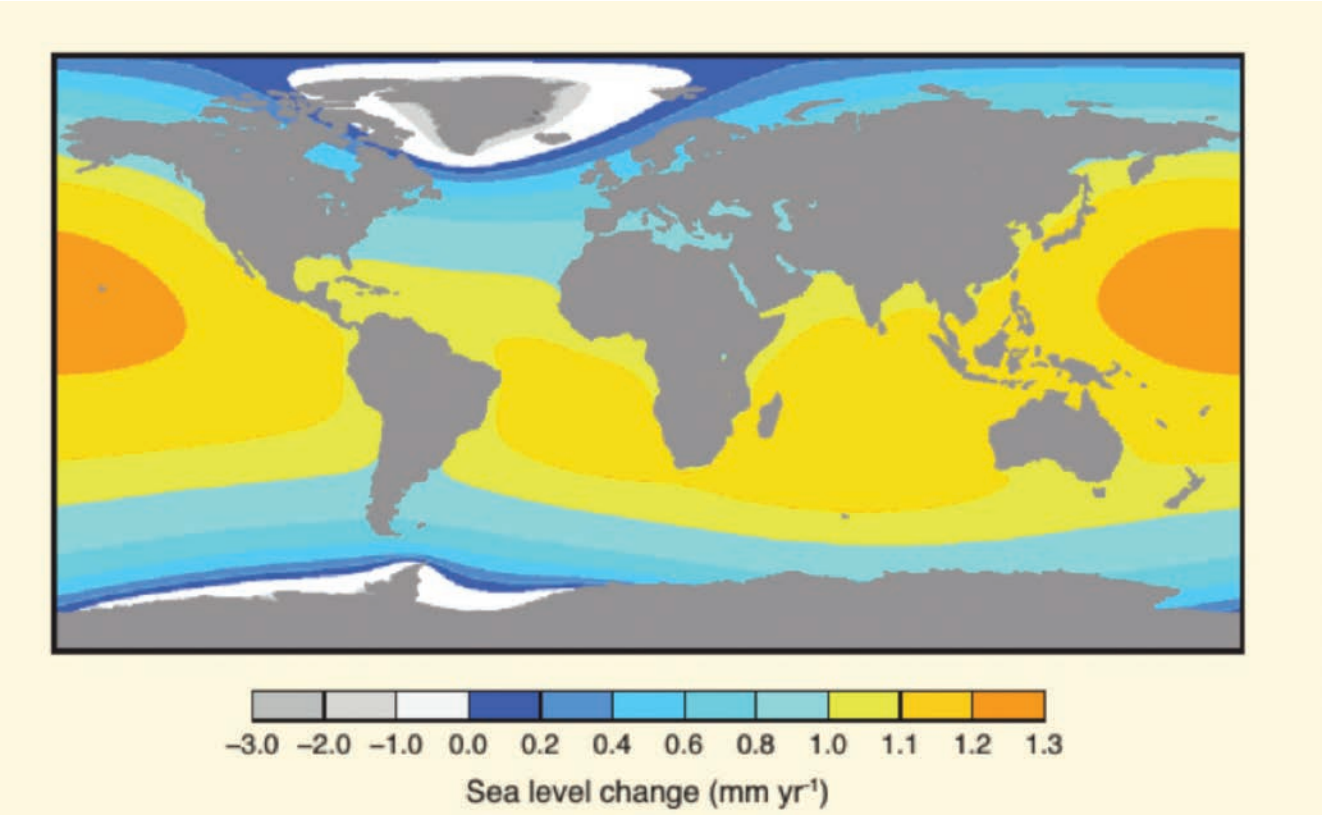
Cuadro 2. Tendencias del nivel del mar para sitios del Pacífico Mexicano y el Golfo de California según Zavala-Hidalgo et ál. (2010) (ZH2010) y Ortiz-Figueroa y González-Navarro (2008) (OFGN2008)

Sitio	Tendencia (mm año-1) ZH2010	Tendencia (mm año-1) OFGN2008	Periodo ZH2010	No. de años en el cálculo de
Acapulco, Gro.	-2.4 ± 3.2	-2.70 ± 0.44	1952-1999	36
Ensenada, B.C.	2.7± 1.7	2.00 ± 0.28	1956-1992	30
La Paz, B.C.S.	1.0 ± 2.2	2.30 ± 0.99	1952-1991	20
Manzanillo, Col.	3.3 ± 2.5	2.60 ± 0.77	1954-1988	25
Mazatlán, Sin.	1.9 ± 3.3	1.30 ± 2.42	1953-1992	19
Salina Cruz, Oax.	1.1 ± 1.7	-0.10 ± 0.4	1952-1992	26
Topolobampo, Sin.	3.0 ± 4.3	3.80 ± 6.08	1952-1992	19
Guaymas, Son.	4.2 ± 1.7	4.80 ± 1.26	1951-1991	25

6. Proyecciones del cambio del incremento del nivel del mar

Con base en los escenarios globales resumidos en el reporte del IPCC (2013) y las tendencias del nivel del mar observadas en las costas nacionales se puede decir lo siguiente: Se considera que en este sitio el incremento del nivel del mar continuará duratne este siglo y que excederá las tasas de cambio observadas entre 1971-2010. Esta conclusión es válida para cualquiera de los escenarios (RCP) debido al incremento en el calentamiento de los océanos y a la pérdida de masa de los glaciales y los hielos de Antártida y Groenlandia (ice sheets). Es muy probable que para finales de siglo el incremento promedio del nivel del mar con relación al observado entre 1986-2005 en el escenario RCP2.6 se ubique entre 0.26 y 0.55 m, para el RCP4.5 entre 0.32 a 0.63 m, de 0.33 a 0.63 m para el RCP6.0 y de 0.45 a 0.82 m para el RCP8.5 (Church et ál., 2013).

Figura 9. Estimación mediante modelo de cambios relativos del nivel medio del mar debidos a la fusión del hielo de Groenlandia y del hielo de Antártida Occidental



Fuente: (Church et ál., 2013)

Se estima que si el calentamiento global es mayor de un valor umbral llevaría a la pérdida total del hielo de Groenlandia, lo cual elevaría el nivel del mar en aproximadamente 7 m. Ese umbral se ha ubicado entre 2 y 4 °C.

Cambios regionales del nivel del mar: el caso de México

El incremento del nivel del mar durante este siglo no será homogéneo en todo el planeta sino que aumentará más en las regiones tropicales. Las variaciones regionales pueden ser mayores al 100% del promedio global. En el caso de México no hay estu-

dios específicos acerca de los escenarios para finales de este siglo pero las tendencias observadas en el siglo pasado son mayores que el promedio global observado del cambio del nivel del mar. Además, se espera que la fusión de los hielos de Groenlandia y la Antártida occidental afecten más a los trópicos que a latitudes altas por la redistribución de masa que ocurre al fusionarse los hielos (Church et ál., 2013; Figura 9) por lo que para las costas de México es probable que los incrementos sean mayores al promedio global, debiéndose realizar investigaciones que permitan reducir las incertidumbres de los cambios relativos del nivel del mar que pueden ocurrir en este siglo en México. Especial atención requiere Tampico,Tamps., porque las tendencias de aumento del nivel del mar observadas son considerablemente mayores que las del promedio global y las de otras localidades mexicanas en el Golfo de México.

Referencias

Alva Vázquez, A., 2009: Eventos asísimicos lentos registrados en mareógrafos. Tesis de Licenciatura en Física, Fac. de Ciencias, UNAM.

Anderson, J. G., Bodin, P., Brune, J. N., Prince, J., Singh, S. K., Quaas, R., & Onate, M., 1986: Strong ground motion from the Michoacan, Mexico, earthquake. *Science, 233*(4768), 1043-1049.

Anderson, J. B., Wallace, D. J., Simms, A. R., Rodriguez, A. B., & Milliken, K. T., 2014: Variable response of coastal environments of the northwestern Gulf of Mexico to sea-level rise and climate change: Implications for future change. Marine Geology, 352, 348-366.

Blanchon, P., & Shaw, J., 1995: Reef drowning during the last deglaciation: evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse. Geology, 23(1), 4-8.

Blanchon, P., Eisenhauer, A., Fietzke, J., & Liebetrau, V., 2009: Rapid sea-level rise and reef back-stepping at the close of the last interglacial highstand. Nature, 458(7240), 881-884.

Boening, C., J. K. Willis, F. W. Landerer, R. S. Nerem, and J. Fasullo, 2012: The 2011 La Niña: So strong, the oceans fell. Geophys. Res. Lett., 39, L19602.

Boumaggard, E. H., Gayet, J., Bobier, C., Machain-Castillo, M.L., Aguayo-Camargo, E., 1997: Distribution des sediments sur la marge du golfe de Tehuantepec (Pacifique Oriental): Exemple d'interaction tectonique-eustatisme. Oceanologica Acta, 21(1), 21-31.

Cazenave, A., et ál., 2012: Estimating ENSO influence on the global mean sea level, 1993–2010. Mar. Geodesy, 35 (SI1), 82–97.

Chao, B. F., Y. H. Wu, and Y. S. Li, 2008: Impact of artificial reservoir water impoundment on global sea level. Science, 320, 212–214.

Church, J.A., P.U. Clark, A. Cazenave, J.M. Gregory, S. Jevrejeva, A. Levermann, M.A. Merrifield, G.A. Milne, R.S. Nerem, P.D. Nunn, A.J. Payne, W.T. **Pfeffer**, D. Stammer and A.S. Unnikrishnan, 2013: Sea Level Change. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Dolan, A. M., A. M. Haywood, D. J. Hill, H. J. Dowsett, S. J. Hunter, D. J. Lunt, and S. J. Pickering, 2011: Sensitivity of Pliocene ice sheets to orbital forcing. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 309, 98–110.

Donoghue, J. F., 2011: Sea level history of the northern Gulf of Mexico coast and sea level rise scenarios for the near future. Climatic Change, 107(1-2), 17-33.

Dutton, A., and Lambeck, K. (2012): Ice volume and sea level during the last interglacial. Science, 337(6091), 216-219.

Enfield, David B., and J. S. Allen, 1983: The generation and propagation of sea level variability along the Pacific coast of Mexico. *Journal of physical oceanography*, 13.6, 1012-1033.

Gabriel, J. J., Reinhardt, E. G., Peros, M. C., Davidson, D. E., van Hengstum, P. J., & Beddows, P. A., 2009: Palaeoenvironmental evolution of Cenote Aktun Ha (Carwash) on the Yucatan Peninsula, Mexico and its response to Holocene sea-level rise. Journal of Paleolimnology, 42(2), 199-213.

González, J.I., J. Ochoa y P. Ripa, 1996: Series del nivel del mar. GEOS, 16(1) 41-42.

González, J.I., J. Ochoa y P. Ripa, 1997: Variación estacional del nivel del mar en el Golfo de México y Mar Caribe. GEOS, 17(3) 168-171.

Gouretski, V., and K. P. Koltermann, 2007: How much is the ocean really warming? Geophys. Res. Lett., 34, L01610.

Grivel-Piña, F., 1967: Anomalías en el nivel medio del mar en Acapulco. *Gro., México: Geofísica Internacional (México), 7*, 53-61.

Haq B, Hardenbol J, Vail P., 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235:1156–1167.

Hill, D. J., A. M. Dolan, A. M. Haywood, S. J. Hunter, and D. K. Stoll, 2010: Sensitivity of the Greenland ice sheet to Pliocene sea surface temperatures. Stratigraphy, 7, 111–121.

Konikow, L. F., 2011: Contribution of global groundwater depletion since 1900 to sea-level rise. Geophys. Res. Lett., 38, L17401.

Kopp, R. E., F. J. Simons, J. X. Mitrovica, A. C. Maloof, and M. Oppenheimer 2013: A probabilistic assessment of sea level variations within the last interglacial stage.

Kostoglodov, V., S. K. Singh, J. A. Santiago, S. I. Franco, K. M. Larson, A. R. Lowry, and R. Bilham (2003), A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, Geophys Res Lett, 30(15), 1807.

Kostoglodov, V., A. Husker, N. M. Shapiro, J. S. Payero, M. Campillo, N. Cotte, and R. Clayton (2010), The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone, Geophys. Res. Lett., 37(24), L24301.

Lambeck, K., and S. M. Nakiboglu, 1984: Recent global changes in sea level. Geophys. Res. Lett., 11, 959–961.

Lettenmaier, D. P., and P. C. D. Milly, 2009: Land waters and sea level. Nature Geosci., 2, 452–454.

Lynch, J. C., Meriwether, J. R., McKee, B. A., Vera-Herrera, F., & Twilley, R. R. (1989). Recent accretion in mangrove ecosystems based on137Cs and 210Pb. Estuaries, 12(4), 284-299.

Márquez-Azúa, B., and C. DeMets (2003), Crustal velocity field of Mexico from continuous GPS measurements, 1993 to June 2001: Implications for the neotectonics of Mexico, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B9), 2450.

Moseley, G. E., Smart, P. L., Richards, D. A., & Hoffmann, D. L. (2013). Speleothem constraints on marine isotope stage (MIS) 5 relative sea levels, Yucatan Peninsula, Mexico. Journal of Quaternary Science, 28(3), 293-300.

Naish, T., et ál., 2009: Obliquity-paced Pliocene West Antarctic ice sheet oscillations. Nature, 458, 322–328.

Ortiz, M., Singh, S. K., Kostoglodov, V., & Pacheco, J. (2000). Source areas of the Acapulco-San Marcos, Mexico earthquakes of 1962 (M 7.1; 7.0) and 1957 (M 7.7), as constrained by tsunami and uplift records. *Geofísica Internacional, 39*(4), 337-348.

Ortiz, M., Kostoglodov, V., Singh, S. K., & Pacheco, J. (2000). New constraints on the uplift of October 9, 1995 Jalisco-Colima earthquake (Mw8) based on the analysis of tsunami records at Manzanillo and Navidad, Mexico. *Geofísica Internacional, 39*(4), 349-357.

Ortiz Figueroa M., J. I. González Navarro. El nivel del mar como indicador del cambio climático global: historia, tendencias regionales y perspectivas en México. En: Polioptro F. Martínez Austria y Ariosto Aguilar Chávez, Editores. Efectos del cambio climático en los recursos hídricos de México Volumen II, 2008. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. ISBN: 978-607-7563-01-3. 59-72 p.

Passchier, S., 2011: Linkages between East Antarctic Ice Sheet extent and Southern Ocean temperatures based on a Pliocene high-resolution record of ice-rafted debris off Prydz Bay, East Antarctica. Paleoceanography, 26, Pa4204.

Pokhrel, Y. N., Hanasaki, N., Yeh, P. J., Yamada, T. J., Kanae, S., & Oki, T. (2012). Model estimates of sea-level change due to anthropogenic impacts on terrestrial water storage. Nature Geoscience, 5(6), 389-392.

Pollard, D., & DeConto, R. M. (2009). Modelling West Antarctic ice sheet growth and collapse through the past five million years. *Nature, 458*(7236), 329-332.

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

Ripa, P. "Toward a Physical Explanation of the Seasonal Dynamics and Thermodynamics of the Gulf of California." Journal of Physical Oceanography, 27.5 (1997): 597-614.

Serrato de la Peña, J.L. (2014). Caracterización geoquímica de sedimentos de marisma del Estero de Urías. Posgrado de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM. Tesis de Maestría.

Sluyter, A. (1997). Regional, Holocene records of the human dimension of global change: sea-level and land-use change in prehistoric Mexico. Global and Planetary Change, 14(3), 127-146.

Wada, Y., L. P. H. van Beek, C. M. van Kempen, J. W. T. M. Reckman, S. Vasak, and M. F. P. Bierkens, 2010: Global depletion of groundwater resources. Geophys. Res. Lett., 37, L20402.

Wada, Y., L. P. H. van Beek, F. C. S. Weiland, B. F. Chao, Y. H. Wu, and M. F. P. Bierkens, 2012: Past and future contribution of global groundwater depletion to sea-level rise. Geophys. Res. Lett., 39, L09402.

Zamudio, L., E. J. M., and P. J. Hogan, 2010: Gulf of California response to hurricane Juliette. Ocean Modelling, 33.1, 20-32.

Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., & O'Brien, J. J., 2003: Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012), 108*(C12).

Zavala-Hidalgo, J., R. de Buen Kalman, R. Romero-Centeno, F. Hernández Maguey, 2010: *Tendencias del nivel del mar en las costas mexicanas*. En: A.V. Botello, S. Villanueva-Fragoso, J. Gutiérrez y J. L. Rojas Galaviz (eds.), Vulnerabilidad de las zonas costeras mexicanas ante el cambio climático. SyG Editores. Gobierno del Estado de Tabasco. Semarnat-INE, UNAM-ICMyL, Universidad Autónoma de Campeche, pp. 249-267, 514 p. ISBN 978-607-7887-11-9 (v. impresa). ISBN 978-607-7887-12-6 (v. Electrónica).

SMN http://www.mareografico.unam.mx

Capítulo 4

LA CRIÓSFERA EN MÉXICO

Autor líder:
Hugo Delgado Granados[30].

Autores colaboradores:
Lorenzo Vázquez Selem[9], Jorge Cortés Ramos[30], Patricia Julio Miranda[13],
Guillermo Ontiveros González[30] y Víctor Hugo Soto Molina[30].

[9]UNAM Instituto de Geografía, [13]UASLP Facultad de Ciencias Sociales y Humanidades,
Universidad Autónoma de San Luis Potosí,[30]UNAM Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica.

Palabras clave: Glaciares, Procesos periglaciales, geología glacial, cronología glacial, clima de montaña, cambio climático, extinción glacial, morrenas.

Resumen

La Criósfera, es uno de los componentes del sistema climático y en México está representada por glaciares y suelos permanentemente congelados. Los avances glaciales han ocurrido más o menos sincrónicamente en una misma región bajo control climático regional, hemisférico y planetario. La máxima extensión glacial en el centro de México ocurrió entre 21,000 y 18,000 años antes del presente en las montañas de más de 3,800 m, coincidente con el Último Máximo Glacial (UMG). La cronología glacial mexicana es similar a la de Norteamérica. En las últimas décadas, los glaciares mexicanos habían permanecido en las cimas del Iztaccíhuatl, Popocatépetl y Pico de Orizaba. Los glaciares del Popocatépetl aceleraron su desaparición debido a la actividad eruptiva. La cobertura glacial del Iztaccíhuatl representa sólo el 4 % de la que había al final de la Pequeña Edad de Hielo. En el Pico de Orizaba, el área glacial en 2010 era un 30 % del área total de 1958. El estudio de los glaciares mexicanos es de gran interés porque sufren los efectos combinados del cambio climático (CC), la actividad volcánica y humana. Los estudios periglaciales son más escasos que los glaciológicos, representando sólo el 20 % del total de los trabajos criosféricos realizados en el país, percibiéndose una carencia de especialistas en estudios periglaciales.

Introducción

La Criósfera en México incluye la actividad de los glaciares en el pasado que dejaron evidencias geológicas de su extensión, actividad y efectos ambientales. En el presente, la Criósfera está representada por los glaciares modernos (configuración actual de los glaciares pasados), los suelos permanentemente congelados o permafrost y otros procesos periglaciales como la gelifracción entre otros, pero que no han sido estudiados aún.

La actividad glacial del último siglo muestra la reacción de esos cuerpos de hielo a las fluctuaciones climáticas y al cambio climático, pero también a los efectos de otros procesos naturales como la actividad volcánica, así como a la presencia humana con diferentes niveles de impacto, dependiendo de la región en que se encuentren. Los procesos periglaciales, parte importante de la Criósfera (en el caso de México dejada de lado por varias décadas), adquieren relevancia dado el papel que juegan, no sólo en la evaluación del impacto del clima, sino también en la generación de procesos que amenazan a las comunidades cercanas a las altas montañas (Haeberli et ál., 1997; 2010; Julián y Chueca, 2005).

1. Estudios sobre la Criósfera antigua de México

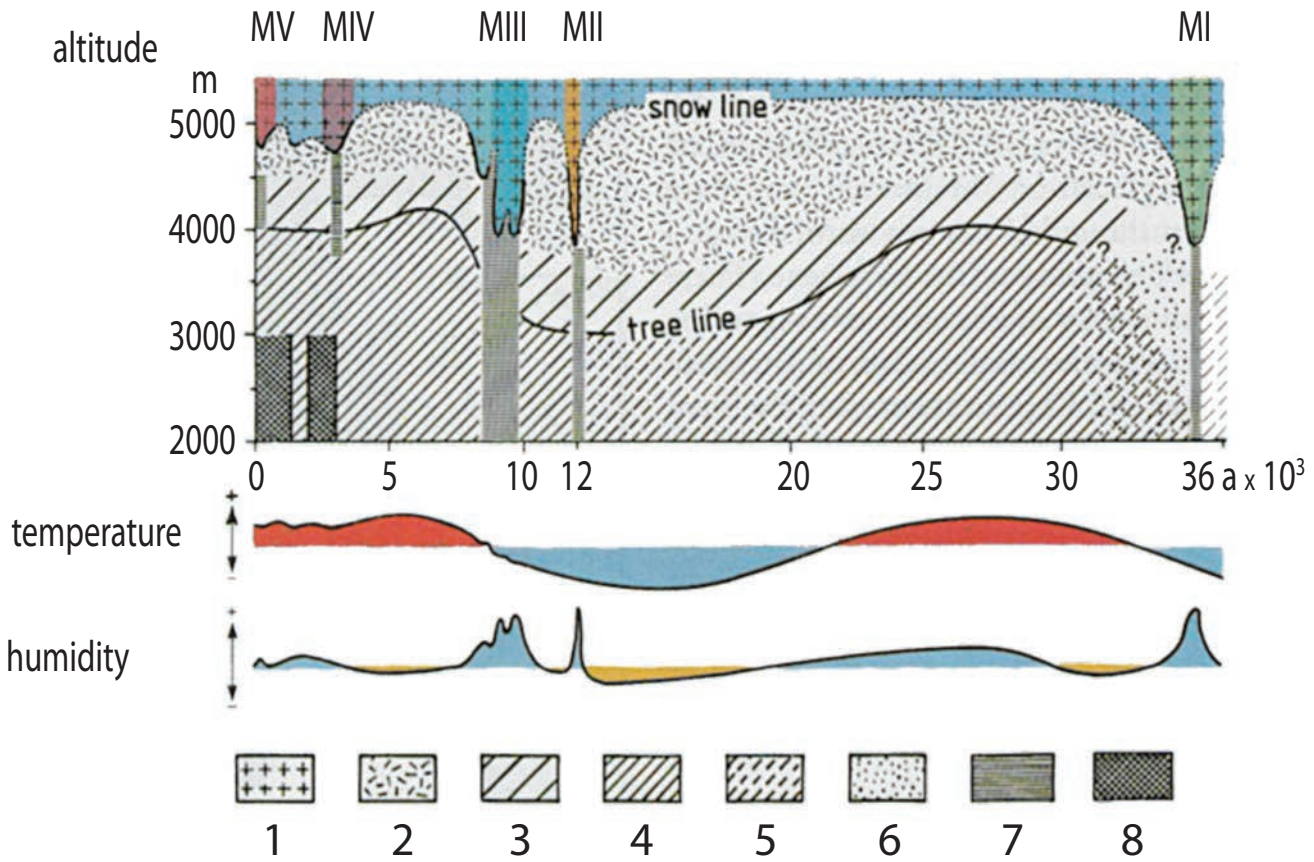
A fines del siglo XIX e inicios del siglo XX se identifican las primeras evidencias de glaciaciones del pasado en las altas montañas de México. Diversos estudios (Ordóñez, 1894; Farrington, 1897; Früh, 1898; Böse y Ordóñez, 1901; Jäger, 1926; Robles Ramos, 1944; De Terra et ál., 1949) describen morrenas cercanas a los glaciares modernos del Iztaccíhuatl y rocas erosionadas por glaciares, planteando ideas generales sobre el modelado glacial del Iztaccíhuatl, así como una cronología de las glaciaciones del flanco occidental en la que se identifican y mapean morrenas de varios periodos.

Los primeros estudios modernos sobre las glaciaciones corresponden a White (1954) quien describe el ambiente geológico y glacial del Pleistoceno en el volcán Popocatépetl. Además, caracteriza el campo de congesta y dos de los glaciares más evidentes en este volcán. Identifica la temporada de acumulación en la zona (noviembre - enero) y un retroceso de 100 m en altitud del campo de congesta entre 1906 y 1920 a partir de estudios fotográficos y evidencias en campo. Lorenzo (1961) investiga la estratigrafía glacial del Nevado de Colima relacionando las glaciaciones y climas cuaternarios de México (Lorenzo, 1973; 1986; 1992), y realiza trabajos pioneros sobre los fenómenos periglaciales pasados y presentes en las altas montañas (Lorenzo, 1969a; 1969b). White (1956; 1962a; 1962b) estudia las glaciaciones de la parte occidental del volcán Iztaccíhuatl, posteriormente extiende sus observaciones al Ajusco (White, 1978; White y Valastro, 1984), y estima los cambios en la altitud de la línea de las nieves y las temperaturas en esas montañas y el Popocatépetl durante el Cuaternario tardío (White 1981a; 1981b). Finalmente presenta síntesis del conocimiento sobre las glaciaciones en el Iztaccíhuatl, el Ajusco y otras montañas del centro de México (White, 1986; White et ál., 1990). En el marco del "Proyecto México" de la Fundación Alemana para la Investigación Científica, Heine relaciona el entorno criosférico del país con las fluctuaciones climáticas del final del Cuaternario. Sus trabajos se enfocan en los volcanes La Malinche, Nevado de Toluca, Iztaccíhuatl, Popocatépetl y Citlaltépetl, donde establece la relación entre las fluctuaciones glaciales y las oscilaciones climáticas que los condicionaron (Heine y Heide-Weise, 1973; Heine, 1973a; 1973b; 1973c; 1974; 1975a; 1975b; 1976a; 1976b; 1976c; 1976d; 1976e; 1978a; 1978b; 1983a; 1983c; 1984a; 1984b; 1985), incluyendo síntesis sobre la cronología glacial de México (Figura 1) y su correlación con la historia climática del planeta (Heine, 1988; 1989; 1993; 1994a; 1994b; 2004; Heine y Vázquez-Selem, 2002; 2005). Varios de sus trabajos incluyen observaciones sobre la influencia de los cambios climáticos de los siglos XIX y XX sobre los glaciares de las montañas mexicanas (Heine, 1975a; 1983b; 1994a). Por otro lado, también presenta observaciones detalladas sobre fenómenos y geoformas periglaciales del pasado y presente en las montañas de México (Heine, 1975a; 1976c; 1976d; 1977; 1978b; 1983b; 1994a).

Vázquez-Selem (1991; 1997) realiza estudios de la cronología glacial del Iztaccíhuatl y su correlación con la de otras montañas mexicanas. Con base en nuevas técnicas de fechamiento, Vázquez-Selem y Heine (2004, 2011) y Vázquez-Selem (2011) presentan correlaciones y síntesis sobre el estado del conocimiento de las glaciaciones en las montañas del centro de México (Cuadro 1), así como evidencias de glaciación en el norte de México (Cerro Potosí, Nuevo León). Lachniet y Vázquez-Selem (2005) analizan

la altitud de la línea de las nieves y la isoterma 0 °C en relación con los glaciares de las montañas de México, América Central y América del Sur durante el último máximo glacial del Pleistoceno.

Figura 1. Cronología de los principales periodos glaciales en México y su correspondencia con las variaciones climáticas en el planeta



1.1 Estudios e inventario de la Criósfera actual de México

Los glaciares modernos de México han estado presentes en la cima de las montañas más altas del país durante el último siglo: Iztaccíhuatl, Popocatépetl y Citlaltépetl. Todos ellos volcanes activos. A pesar de su importancia y efectos en el entorno natural en que se localizan, estos cuerpos de hielo se estudiaron por primera vez en la década de los 50. El Año Geofísico Internacional celebrado en México entre 1957 y 1958 (Nicolet, 1982) solicito a los países participantes su inventario glacial. Lorenzo (1958, 1964) describió para ello, los cuerpos de hielo permanente existentes en el país, integrando el primer inventario glaciológico de la República Mexicana. White (1981a; 1981b) realiza estudios sobre las fluctuaciones glaciales en los volcanes Popocatépetl e Iztaccíhuatl a partir de la identificación de las Líneas de Equilibrio existentes y pasadas, estimando por primera vez la magnitud del retroceso glacial en México. Delgado-Granados y Arciniega (1985) revisaron los métodos aplicables para actualizar el inventario glacial en México y Delgado-Granados et ál. (1985) hacen observaciones sobre los glaciares del Popocatépetl e Iztaccíhuatl. Más tarde, Delgado-Granados (1997) presenta un inventario actualizado de los glaciares del volcán Popocatépetl con base en observaciones de campo realizadas entre 1977 y 1992, reportando dos glaciares y cuatro campos de permafrost. Al comparar el

área glacial total reportada en 1964 con lo reportado para 1982, se evidenció nuevamente una reducción importante de estos glaciares. White (2002) emplea herramientas de observación remota para delimitar los glaciares en los tres volcanes mexicanos más altos.

Cuadro 1. Glaciaciones en el Iztaccíhuatl: edad, extensión, altitud la línea de equilibrio (ALE) de los glaciares, y descenso térmico inferido

Avance glacial (1)	Edad (103 años A.P.)	Área glaciarizada (km^2)	Término de los glaciares (masl)	ALE (2) (msnm)	Descenso de ALE (3) (m)	Descenso térmico GT: 0.60ºC/100m (4) (ºC)	Descenso térmico GT: 0.74ºC/100m (4) (ºC)
Presente							
(1960)		1.3	4,860±130	4,970 ± 90	0	0	0
Ayoloco	<1	7.6	4,510±110	4,720 ± 70	250±70	1.5±0.4	1.9±0.6
Milpulco-2	8.5 - 7.5	28.8	4,050±120	4,420 ± 120	550±120	3.3±0.7	4.0±0.9
Milpulco-1	12 - 10	46.2	3,810±80	4,240 ± 60	730±60	4.4±0.4	5.4±0.5
Hueyatlaco-2	17 - 14	101.1	3,500±190	4,040 ± 130	930±130	5.6±0.8	6.9±0.9
Hueyatlaco-1	20 – 17	131.0	3,390±160	3,940 ± 130	1,030±130	6.2±0.8	7.6±1.0
Nexcoalango	195	>200	~3,000	< 3,900	> 1,000	?	?

(1) Designación de los avances glaciales basada en White (1962a).
(2) La altitud de la línea de equilibrio (ALE) se calculó con el método Toe to Headwall Altitude Ratio (THAR), utilizando un cociente de 0.4.
(3) El descenso de la ALE se mide con respecto a la ALE moderna (año 1960), que es 4,970 msnm (Lorenzo, 1964).
(4) El descenso térmico relativo a la actualidad (año 1960) se calcula utilizando dos diferentes gradientes térmicos (GT): 0.6 y 0.75° C/100 m.

Fuente: (Vázquez Selem, 2011)

El retroceso de los glaciares del Popocatépetl se demostró también en términos de la posición de la altitud de la lengua glaciar. La erupción del volcán Popocatépetl el 21 de diciembre 1994 forzó un retroceso adicional al documentado (Delgado-Granados, 2007). Varios trabajos (Delgado-Granados y Brugman, 1995; Huggel y Delgado-Granados, 2000; Julio-Miranda y Delgado-Granados, 2003) hacen énfasis en la necesidad del monitoreo glacial y colocan su atención en el papel que jugarían los glaciares en la posible producción de flujos de escombros (lahares), dados los antecedentes (Delgado-Granados y González-Huesca, 1994; Delgado-Granados et ál., 1994). No obstante el interés en la evaluación de peligros laháricos (Delgado-Granados et ál., 1994; Palacios et ál., 1998; Delgado-Granados et ál., 2000; Sheridan et ál., 2001; Julio-Miranda y Delgado-Granados, 2003 y 2004; Bursik et ál., 2003; Capra et ál., 2004; Julio-Miranda et ál., 2005 y 2008; Andrés et ál., 2005 y 2007) y el papel de los glaciares en su producción, estos retrocedieron en forma excepcional (Delgado-Granados et ál., 2007) disminuyendo peligro y riesgo.

Por otra parte, Álvarez y Delgado-Granados (2002) estudian el espesor del glaciar de La Panza en el Iztaccíhuatl y posteriormente Delgado-Granados et ál. (2005) y Schneider et ál. (2008) actualizan el inventario glacial del volcán Iztaccíhuatl. En este último se establece una proyección acerca de la desaparición de estos glaciares hacia el año 2020. Por su parte, Schneider et ál. (2008) aclaran que a pesar de que gran parte del retroceso glacial está relacionado con el cambio climático, las observaciones in-situ sugieren que los flujos de calor geotérmico y los flujos hidrotermales en el área del cráter también deben ser considerados.

Palacios y Vázquez-Selem (1996) analizan las consecuencias morfológicas que el retroceso glacial gradual ha ocasionado en el Citlaltépetl. Palacios y De Marcos (1998) estudian las consecuencias geomorfológicas del retroceso glacial en los volcanes Popocatépetl y Citlaltépetl, así como los peligros asociados con la desglaciación en esos volcanes (Palacios, 1998; Palacios et ál.,

2001). Palacios et ál. (1999) estudian las condiciones postglaciales y paraglaciales en el entorno del glaciar Jamapa del Citlaltépetl. Brown et ál. (2005) calculan la profundidad de la parte baja del glaciar Jamapa del Citlaltépetl mediante el uso del radar de penetración. Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2012; 2013) emplean imágenes de satélite para actualizar el inventario glacial del Citlaltépetl. Finalmente, Palacios et ál. (2007) y Andrés et ál. (2011) señalan la presencia de suelos permanentemente congelados en los volcanes Popocatépetl e Iztaccíhuatl y reportan sus temperaturas.

La actividad humana puede causar cambios en las condiciones naturales de la Criósfera. El cambio del albedo de la nieve debido a los contaminantes industriales, la quema y tala de árboles, la deposición de carbón negro sobre la cobertura de nieve, así como la producción excesiva de CO_2 antropogénico alteran los procesos de generación y pérdida de masa de las hojas de hielo, los glaciares y la estabilidad de los suelos congelados (Vaughan et ál., 2013). A pesar de que no existen muchos datos que relacionen directamente el estado de la Criósfera con la actividad humana, el aumento en el efecto invernadero es la prueba más evidente de que la Criósfera se ha visto alterada por la vida humana (Lorius et ál., 1990).

2. Glaciaciones cuaternarias

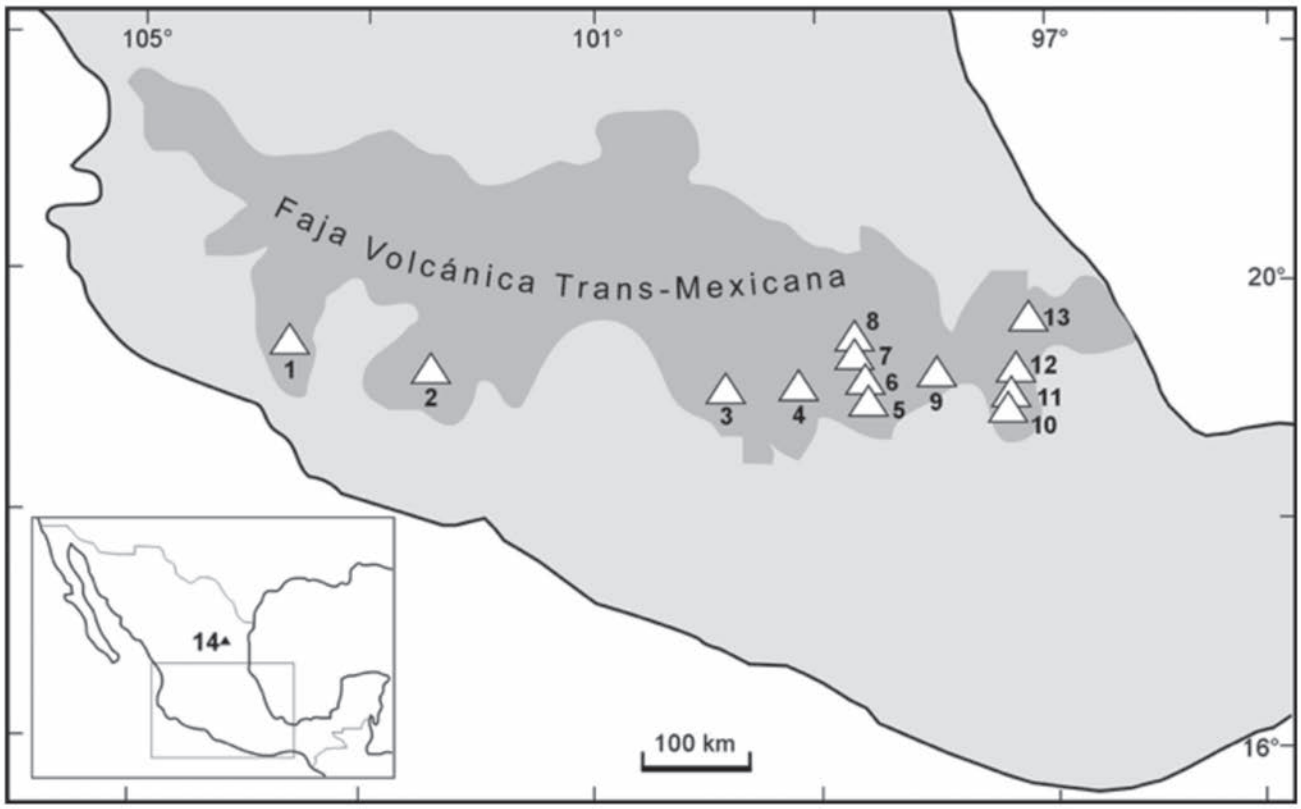
En México, como en otras zonas intertropicales, los climas fríos se localizan fundamentalmente en las altas montañas. Es ahí donde hoy se encuentran los glaciares, campos de nieve y suelos congelados, así como las evidencias de una expansión de la Criósfera en el pasado, en particular las evidencias de glaciares más extensos.

Para tener una cabal comprensión de la dinámica de la Criósfera, es necesario visualizar su evolución en correlación con los cambios climáticos del Cuaternario, incluyendo los ocurridos en los últimos siglos. Esto es importante para poner en una perspectiva de largo plazo los cambios de la Criósfera observados en las últimas décadas, en particular para distinguir los que obedecen al impacto antrópico. Por ello en esta sección se presenta una síntesis de las investigaciones sobre las glaciaciones en México.

2.1. Glaciaciones antiguas en las montañas mexicanas

Durante la última glaciación pleistocénica planetaria (Wisconsin de Norteamérica, Würm de Europa) y durante algunas fases del Holoceno se formaron glaciares en varias montañas, sobre todo del centro de México (Figura 2). La actividad eruptiva de los últimos milenios del Popocatépetl y Pico de Orizaba ha destruido o cubierto buena parte de las evidencias de glaciación del Pleistoceno. En cambio, volcanes como el Iztaccíhuatl, Cofre de Perote, Ajusco y otros más, inactivos durante el Pleistoceno Tardío, muestran un registro más completo de las glaciaciones (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

Figura 2. Montañas de México con evidencias de glaciación



1.Nevado de Colima (4,180 m). 2. Tancítaro (3,842 m). 3. Nevado de Toluca (4,690 m). 4. Ajusco (3,952 m). 5. Iztaccíhuatl (5,286 m). 6. Popocatépetl (5,452 m). 7. Telapón (4,060 m). 8. Tláloc (4,120 m). 9. Malinche (4,461 m). 10. Sierra Negra (4,600 m). 11. Pico de Orizaba (5,675 m). 12. Las Cumbres (3,950 m). 13. Cofre de Perote (4,282 m). 14. Cerro Potosí (3,720 m).

Fuente: (Heine, 1988)

2.1.1. Iztaccíhuatl

La cronología glacial más completa de México es la de esta montaña. Sobre la base del trabajo de White (1962a; 1962b), Vázquez-Selem y Heine (2004; 2011) establecen una cronología para los últimos 21,000 años con cinco fases de avance glacial: 21,000 a 17,500; 17,000 a 14,000; 12,000 a 10,000; 8,500 a 7,000; y 500 a 100 años A.P. Además de un posible avance más extenso que los anteriores (hace 200,000 a 140,000 años). Cada fase de glaciación ha sido menos intensa que la precedente y los depósitos correspondientes están progresivamente a mayor altitud en la montaña.

Hace ~ 20,000 años, durante el máximo avance del Pleistoceno Tardío (Hueyatlaco-1), el frente glaciar descendió hasta ~ 3,400 m y la ALE se encontraba a ~3,900 m. Esto representa un descenso de la temperatura media anual de entre 6 y 9 °C con respecto a la actual. La ALE se mantuvo ~ 900 m por debajo de la actual hasta hace ~ 14,000 años, cuando los glaciares comenzaron a retirarse aceleradamente.

Hacia el final del Pleistoceno, hace ~ 12,000 años, los glaciares avanzaron y construyeron pequeñas morrenas frontales a ~3,800 m (ALE a 4,240 m) y se mantuvieron ahí durante cerca de un milenio, pero hacia 10,000 años A.P. estaban en franco retroceso. De nuevo avanzaron y formaron pequeñas pero notables morrenas alrededor de los 4,050 m de altitud hace ~ 8,000 años (ALE a 4,420 m). No hay registro de otro avance sino hasta hace menos de 1,000 años, cuando los glaciares alcanzaron altitudes de 4,300 - 4,600 m y construyeron morrenas masivas. Durante esta fase, equivalente a la Pequeña Edad de Hielo (siglos XV a XIX), la ALE se encontraba a ~ 4,720 m, unos 250 m por debajo de la actual, lo que implica una temperatura media 1.5 a 2 °C menor que la actual. Después del máximo avance, probablemente entre los siglos XVII y XVIII, los glaciares retrocedieron gradualmente, formando hasta cuatro morrenas recesionales. En el valle de Ayoloco el máximo avance llegó a ~ 4,300 m y las cuatro morrenas recesionales entre 4,430 y 4,540 m (White, 1962a; 1962b). Según Heine (1975b) estas últimas se formaron entre 1890 y 1950.

2.1.2. La Malinche

Este volcán tuvo varias erupciones durante el Pleistoceno Tardío y Holoceno (la más reciente hace ~ 3,100 años, Castro-Govea y Siebe, 2007), cuyos productos sepultaron parte del registro glacial. Heine (1975b; 1976a; 1984a; 1988; 1994a) construyó una cronología de avances glaciales, cambios en la línea de las nieves y evolución del clima para La Malinche. Además de una fase identificada como pre-Wisconsin (> 120,000 años), la cronología incluye cinco avances: MI (36,000 - 32,000); MII (~ 12,000); MIII (10,000-8,500); MIV (3,000 - 2,000); y MV (< 500, Pequeña Edad de Hielo). Los dos últimos solo produjeron glaciares rocosos, debido a la baja altitud de la montaña. Vázquez-Selem y Heine (2011) correlacionan la cronología de La Malinche con la del Iztaccíhuatl.

2.1.3. Nevado de Toluca

Esta montaña tiene un amplio registro glacial, enmascarado por los depósitos de sus erupciones del Pleistoceno Tardío (Macías et ál., 1997). Heine (1975b; 1976b; 1994b) reconoció evidencias de avances pleistocénicos (MI, MII) equivalentes a los de 21,000 - 14,000 años del Iztaccíhuatl. Los glaciares re-avanzaron apenas después de la gran erupción de hace ~ 13,500 años A.P., en coincidencia con el avance del Iztaccíhuatl de hace ~ 12,000 años. Morrenas y glaciares rocosos de un avance posterior, datan de ~ 8,000 años (Arce et ál., 2003). En la Pequeña Edad de Hielo no hubo glaciares sino notables glaciares rocosos que indican un clima más frío y con más nieve (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

2.1.4. Ajusco

Aquí se identificaron depósitos glaciales y se determinó la ALE para tres avances del Pleistoceno y dos del Holoceno (White y Valastro, 1984; White et ál., 1990). Fechamientos ^{14}C permitieron correlacionarlas con el Iztaccíhuatl y la secuencia glacial de Norteamérica. Delgado-Granados y Martin del Pozzo (1993) identificaron huellas de glaciación en una montaña adyacente al Ajusco y plantearon correlaciones con el Ajusco. La cronología ha sido reinterpretada por Vázquez-Selem y Heine (2011).

2.1.5. Tancítaro

En Michoacán, el volcán extinto Tancítaro muestra claras huellas de glaciación por arriba de los 3,000 msnm (Vázquez-Selem, 2011; Lachniett y Vázquez-Selem, 2005). Fechamientos por ^{36}Cl cosmogénico indican que entre ~ 19,000 y 14,000 años A.P. los glaciares descendieron hasta una altitud de ~3,100 – 3,200 m, formando morrenas de ~ 40 m de espesor. La línea de las nieves

(isoterma de 0 °C) se encontraba alrededor de los 3,400 m, es decir, unos 1,600 m por debajo de la línea de las nieves moderna en el centro de México. Esto sugiere una temperatura media anual ~9.5 °C por debajo de la actual.

2.1.6. Cofre de Perote

Lorenzo (1964) y Heine (1975b) mencionan evidencias de glaciares en esta montaña del oriente de la Faja Volcánica Transmexicana, expuesta a los vientos húmedos del Golfo de México. Tales hallazgos son confirmados por Vázquez-Selem y Heine (2011). Los glaciares, estaban dispuestos radialmente con respecto a la cima entre ~20,000 y 14,000 años A.P. La ALE de los glaciares se encontraba a una altitud de 3650 m (Lachniett y Vázquez-Selem, 2005), es decir, unos 1,200 - 1,300 m por debajo de la ALE actual del Pico de Orizaba. El retroceso de los glaciares tuvo lugar entre ~ 14,000 y ~ 12,000 años, lapso durante el cual ocurrió un evento de colapso en el flanco oriental (Carrasco-Núñez et ál., 2010). Al pie de las paredes del área de la cima, a 3,850 - 3,950 m, existieron pequeños glaciares en dos valles hace unos 11,000 años.

2.1.7. Pico de Orizaba

Este volcán ha presentado actividad recurrente en el Pleistoceno Tardío, el Holoceno y en tiempos históricos (Hoskuldsson y Robin, 1993). Su registro glacial está sepultado en parte, aunque en menor grado que en el Popocatépetl. En la Sierra Negra, al suroeste del Pico de Orizaba, Lorenzo (1964) mencionó algunas morrenas de la Pequeña Edad de Hielo, mientras que Heine (1975b; 1984a; 1988) identificó seis depósitos glaciales con edades probables del Pleistoceno Tardío-Pequeña Edad de Hielo.

2.1.8. Popocatépetl

Su registro glacial es limitado debido a la intensa actividad eruptiva de los últimos 23,000 años (Siebe et ál., 1997). Gruesos depósitos piroclásticos y flujos de lava cubren los flancos del volcán enmascarando posibles evidencias de glaciación. Heine (1975b; 1983b) cartografió algunas morrenas en la mitad norte de la montaña y les asignó edades tentativas del Pleistoceno; del Holoceno y la Pequeña Edad de Hielo. White (1981a; 1981b; 1986) identificó morrenas frontales de una "Neoglaciación media" (al parecer anterior al año 1521) y de una "Neoglaciación tardía" (año 1906), estimando la ALE de esos glaciares a 300 y 195 m, respectivamente, por debajo de la actual. Con base en la altitud, estos depósitos parecen ser de la Pequeña Edad Hielo.

2.1.9. Nevado de Colima

Lorenzo (1961) cartografió morrenas en el valle norte que implican la presencia de un glaciar hasta 3,500 - 3,650 m. Con base en su altitud y en comparación con el Tancítaro, parecen corresponder al periodo entre 21,000 y 14,000 años A.P.

2.1.10. Otras montañas del centro

Otras montañas tuvieron glaciares durante el Pleistoceno, pero aún no han sido estudiadas. Destacan los volcanes Tláloc y Telapón, al norte del Iztaccíhuatl. Lorenzo (1964) los incluye en su lista de montañas con evidencias de glaciación. Durante el Pleistoceno tardío presentaron pequeños casquetes de hielo en sus cimas con varios glaciares de valle de poca longitud (< 2 km) y posiciones terminales a 3,700 – 3,500 m. Otras montañas del centro del país, con altitudes inferiores a 3,800 m presentan rasgos morfológicos indicativos de acción glacial, como circos, aristas y valles en "U". Sin embargo, aparentemente se encontraban por debajo de la línea de las nieves durante el máximo glacial registrado a fines del Pleistoceno en montañas más altas del centro del país. Es el caso de la parte sur de la Sierra de las Cruces y de la Sierra de Zempoala, al suroeste (SO) de la Cuenca de México; y de varias elevaciones situadas entre el Pico de Orizaba y el Cofre de Perote –sobre todo la caldera de Las Cumbres– con clara morfología glacial.

2.1.11. Montañas del norte

En el noreste de México algunas montañas de la Sierra Madre Oriental con altitudes entre 3,400 y 3,700 m localizadas al sur de Monterrey, probablemente alojaron pequeños glaciares durante el Pleistoceno Tardío. Esto se ha demostrado hasta ahora solamente para el Cerro Potosí, en el sur del estado de Nuevo León. Al norte de la cima de esta montaña existen evidencias de glaciación, incluyendo morrenas (Vázquez-Selem y Heine, 2011). Las evidencias son compatibles con una línea regional de las nieves durante el Pleistoceno Tardío. La presencia de hielos permanentes a esta latitud es relevante para la reconstrucción paleoclimática de Norteamérica.

Hasta ahora no hay indicios de que las partes más elevadas de la Sierra Madre Occidental hayan tenido glaciares durante el Pleistoceno, ya que en general no superan los 3,300 m. Sin embargo, considerando la posición de la línea de las nieves durante el Pleistoceno Tardío en las montañas del sur de California (Owen et ál., 2003), es posible que en algunas montañas de la Sierra Madre Occidental con poco más de 3,000 m del suroeste de Chihuahua y de Durango, así como en la Sierra de San Pedro Mártir, Baja California, hayan existido pequeños glaciares (Vázquez-Selem, 2011).

2.2. Glaciaciones y paleoclimas

Con base en la coincidencia entre la ALE de los glaciares y la temperatura de verano de 0 °C (Ohmura et ál., 1992), y tomando como referencia la altitud a la que ocurre hoy en día ese mismo valor de 0 °C, es posible estimar el descenso de temperatura asociado a determinada extensión de los glaciares (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

Los valores de la ALE del avance Hueyatlaco-1 son similares a los estimados para el conjunto de las montañas tropicales del mundo (Porter, 2000) y para la región circum-Caribe (Lachniett y Vázquez-Selem, 2005) durante el Último Máximo Glacial (hace ~ 21,000 años). Asimismo, las estimaciones de descenso térmico de 6.2 a 7.6 °C para el mismo avance, resultan compatibles con el enfriamiento de 5 a 8 °C estimado para los trópicos americanos durante esa fase por Farrera et ál. (1999).

En cambio durante el avance Hueyatlaco-2 (17,000 a 14,000 años A.P.) el descenso de la ALE (~ 900 m) es anormalmente pronunciado en el contexto de Norteamérica (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

El re-avance de los glaciares que ocurrió entre ~ 12,000 y ~ 10,000 años A.P., documentado en el Iztaccíhuatl, el Nevado de Toluca y La Malinche, coincide al menos en parte con el episodio frío del Atlántico Norte conocido como Younger Dryas (12,700 - 11,600 años A.P.). Por otro lado, el avance que alcanzó su máxima extensión alrededor de 8,000 años A.P. en el Iztaccíhuatl parece ser la expresión local del evento registrado en el Atlántico Norte alrededor de 8,250 años A.P., considerado el más frío de todo el Holoceno en aquella región y con manifestaciones diversas otras partes del mundo (Alley et ál., 1997).

El siguiente avance ocurrió hace menos de 1,000 años, durante el enfriamiento planetario conocido como Pequeña Edad de Hielo. Aunque la edad del pico del evento aún no ha podido ser precisada, se sabe que los glaciares en el Iztaccíhuatl descendieron hasta una altitud de ~ 4,300 m y a fines del siglo XIX aún llegaban a ~ 4,465 m (White, 1981b). La ALE en el Iztaccíhuatl descendió ~ 250 m por debajo de la actual, lo que representa temperaturas 1.5 - 2 °C menores a las actuales (White, 1981a). Una revisión de los registros históricos del clima en México indica que durante la Pequeña Edad de Hielo predominaron condiciones frías y secas, lo que sugiere que fue la temperatura -y no la precipitación- lo que controló el avance de los glaciares (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

2.3. Sumario de las glaciaciones cuaternarias

Los avances glaciales han ocurrido de manera más o menos sincrónica en montañas de una misma región, ya que se trata de fenómenos con duración de varios siglos a milenios, controlados por factores climáticos regionales, hemisféricos o incluso plane-

tarios. La cronología para las montañas mexicanas es similar a las de Norteamérica, lo cual indica una fuerte vinculación con los eventos climáticos de gran escala del Hemisferio Norte. La máxima extensión de los glaciares en el centro de México se registró entre 21,000 y 18,000 años A. P. en todas las montañas de más de 3,800 m (con una fase ligeramente menos extensa entre 17,000 y 14,000 años A.P. en montañas del interior). Esto coincide con el UMG planetario (26,000 a 19,000 años A.P.), la etapa más fría de los últimos 40,000 años. Las estimaciones de descenso térmico son congruentes con la idea de que los trópicos americanos registraron un marcado enfriamiento durante el Pleistoceno Tardío, en especial durante UMG (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

Avances de menor magnitud ocurrieron hace ~ 12,000 años y hace ~ 8,000 años en montañas de >4,400 m (o > 4,200 m cerca de la costa). El primero (~ 12,000 a ~ 10,000 años A.P.) probablemente está vinculado con el episodio frío del Atlántico Norte conocido como Younger Dryas. El segundo parece relacionado con el evento frío de 8,200 años A.P. Finalmente, durante la Pequeña Edad de Hielo (siglos XV y XIX) se produjo un avance significativo en las tres montañas de más de 5,000 m y actividad periglacial intensa en aquellas con más de 4,000 m (Vázquez-Selem y Heine, 2011).

Los avances glaciales, en la medida en que responden a fluctuaciones climáticas de alcance regional e incluso planetario, están relacionados con profundos cambios ambientales en todo el país, pero particularmente en el centro de México, lo cual es tratado en detalle en el Capítulo 5. Registros paleoclimáticos de este volumen.

3. Glaciación reciente

El estudio de los glaciares mexicanos ha necesitado y necesita las siguientes líneas de acción: a) actualización de inventario de glaciares; b) determinación de espesores; y caracterización glaciar.

a) Actualización del inventario glaciar. Es necesaria para conocer la evolución del área glacial del país. Los mapas topográficos y fotomapas disponibles han sido muy útiles. La restitución fotogramétrica de fotografías aéreas realizada para los tres volcanes produjeron modelos digitales de elevación (MDE), que permitieron la determinación de superficies glaciales con una precisión razonable (Julio-Miranda y Delgado-Granados, 2003).

b) Determinación de espesor. Se requiere la estimación del espesor glacial para estimar volúmenes y reconocer la morfología subglacial. Un inventario es más completo si conocemos el volumen y no sólo la superficie de los glaciares. Hay cuatro maneras de hacer observaciones de espesor: observación directa sobre el terreno; substracción entre dos o más MDE; perforación a través del hielo; y la realización de sondeos usando un sistema de georadar (GPR: Ground Penetrating Radar) (Kaser et ál., 2003).

c) Caracterización glaciar. La investigación glaciológica de los glaciares mexicanos requiere adquisición de datos meteorológicos, de balance de masa y energía, así como medición de parámetros para determinar el balance hidrológico (Cortés-Ramos y Delgado-Granados, 2013; Ontiveros-González, 2015).

En el Cuadro 2 se presenta un resumen del retroceso de los glaciares de México.

3.1. Glaciares del Iztaccíhuatl

El Iztaccíhuatl es un volcán activo, como lo indica la desgasificación difusa y eventos sísmicos en el volcán y sus alrededores (Delgado-Granados et ál., 2005). Lorenzo (1964) midió el tamaño de doce glaciares usando fotografías aéreas obteniendo una extensión de 1.21 km^2 (1.369 km^2 según la revisión hecha por Cortés-Ramos y Delgado-Granados, 2015; Cuadro 2. Delgado-Granados et ál. (1985) encontraron que tres de estos glaciares se habían extinguido y el resto fueron descritos y clasificados. Delgado-Granados et ál. (2005) reportaron para 1982 una zona de glaciares total de 0.97 km^2, habiéndose perdido un área de 20 % en 24 años. Estos autores estudiaron uno de los glaciares más representativos del Iztaccíhuatl: el Glaciar Ayoloco, reportando una superficie de 218,340 m^2 para 1982 y 140,890 m^2 para 1998. Al comparar con el área reportada por Lorenzo (1958; 1964), se

tiene una pérdida de 43 % de área glacial en 30 años. Más recientemente, Schneider et ál. (2008) actualizan el inventario mediante imágenes ASTER. Todos estos estudios documentan el importante retroceso de los glaciares del Iztaccíhuatl, posiblemente causado por factores climáticos y una posible reactivación volcánica.

Cuadro 2. Retroceso de los glaciares mexicanos. Cambios en la cobertura glaciar de las Criósfera en México desde finales de la Pequeña Edad de Hielo

CITLALTÉPETL				POPOCATÉPETL				IZTACCÍHUATL			
Año	Altitud del frente glaciar (m)	Area km²	Tasa de retroceso km²/año	Año	Altitud del frente glaciar (m)	Area km²	Tasa de retroceso km²/año	Año	Altitud del frente glaciar (m)	Area km²	Tasa de retroceso km²/año
1850	4,395	—	—					1850	4,350	6.369	—
1958*	4,640	9.5	—	1958*	4,690	0.892011	—	1958*	4,700	1.21	—
1958	4,640	2.04	—					1958	4,700	1.369	-0.046
1975	4,700	1.56	-0.028	1982	4,760	0.559	-0.014	1973	4,750	0.909	-0.031
				1996	4,785	0.537	-0.002	1982	4,830	0.863	-0.005
2001	4,980	0.98	-0.250	2000	4,925	0.255	-0.071	2001	4,900	0.435	-0.023

*Cobertura glaciar reportada por Lorenzo (1964). El resto de los valores fueron compilados del trabajo de Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2015).

Fuente: (Delgado-Granados et ál., 2015)

3.1.1. Cambios de espesor glacial

Álvarez y Delgado-Granados (2002) usan un radar de penetración terrestre (GPR) para estudiar la morfología del sustrato del hielo en profundidad identificando formaciones volcánicas sepultadas. Delgado-Granados et ál. (2005) usan un espesor máximo ~70 m, espesor promedio de ~ 20 m del Glaciar Ayoloco para estimar un volumen glacial de 4´516,400 m3. Una red de balizas colocadas sobre la superficie del glaciar Ayoloco (en el sitio conocido como La Panza), reveló poco desplazamiento horizontal de la parte superior del glaciar y movimientos verticales (hundimientos) relacionados con el adelgazamiento del glaciar (Luna-Alonso, 2002; Luna-Alonso et ál., 2002).

3.1.2. Caracterización del glaciar

La mayor parte de la precipitación sólida se derrite durante la estación seca (enero-mayo), debido a la intensa radiación en la altitud. Parte de la nieve se sublima formando conos de hielo (conocidos como penitentes) con pequeños charcos de agua en su base. El agua de fusión se congela durante la noche y se transforma en hielo de glaciar, sin estructura interna. La temperatura media del hielo glacial es ~ -1.5 ºC (con rango de -2.0 ºC a 0.5 ºC), lo que explica la existencia de cuerpos de agua al interior del glaciar (descritos por Álvarez y Delgado-Granados, 2002). La densidad media del hielo de glaciar es ~910 kg/m^3. Los datos meteorológicos disponibles para el norte del Iztaccíhuatl, muestran un patrón de aumento de la temperatura, mientras que la precipitación muestra un patrón decreciente (Ortega, 2001).

3.2 Glaciares del Popocatépetl

3.2.1.Características generales

Con base en datos de campo y fotografías aéreas tomadas en 1958, Lorenzo (1964) reportó que el área glacial del Popocatépetl era de 720,000 m^2 y consistía de tres glaciares: Glaciar Norte (190,000 m^2), Glaciar del Ventorrillo (435,000 m^2) y Glaciar Noroccidental (120,000 m^2). Delgado-Granados et ál. (1986) y Delgado-Granados (1997) señalaron que el Glaciar Norte era parte del Glaciar del Ventorrillo al compartir zonas de acumulación y drenaje. El Glaciar del Ventorrillo, glaciar de montaña, poseía cuatro

lenguas glaciares (Tezcalco I y II, Ventorrillo y Herradura) con dos sistemas de grietas. El Glaciar Noroccidental, no poseía sistema de grietas propio, en su mayor parte estaba constituido por hielo con elevado contenido de detritos y, aunque compartía área de acumulación con el Glaciar del Ventorrillo, drenaba hacia el oeste.

White (1954) menciona que la máxima acumulación ocurría de noviembre a enero, con un periodo adicional de junio a septiembre, siendo la nieve la principal forma de alimentación, seguida del granizo (de junio a agosto), y agua de fusión re-congelada en menor medida. Con base en observaciones en campo por Delgado-Granados et ál. (1986) y Delgado-Granados (1997) confirman que las principales fuentes de alimentación eran nieve y granizo, además de lluvia y escarcha. La transformación de nieve a hielo era rápida debido al re-congelamiento del agua de fusión que corría sobre la superficie del glaciar o por debajo de ella, formando en ocasiones cuevas de hielo de diversas dimensiones. La fusión de hielo y nieve ocurría tanto en la zona de acumulación como en la de ablación durante el verano debido a las reducidas dimensiones del área glacial.

3.2.2.Cambios en los glaciares del Popocatépetl

Lorenzo (1964) reportó que el área glacial cubría 720,000 m^2 en 1958, pero Delgado-Granados, (1997) señaló que en 1982 quedaba el 78 %, en tanto que Huggel y Delgado-Granados (2000) determinaron que entre 1958 - 1996 la reducción del área fue de 50 %. En un estudio posterior Julio et ál. (2008) estimaron que para febrero de 2001, el área glacial remanente era de sólo el 29 % respecto a lo reportado por Lorenzo (1964) para 1958. El retroceso de la altitud del frente glaciar ilustra muy bien la desaparición de los glaciares (Figura 3). Los datos de Palacios, (1996) y Julio et ál. (2008) permiten establecer que a partir de 1983 y hasta 2001 el retroceso del frente del glaciar se incrementó.

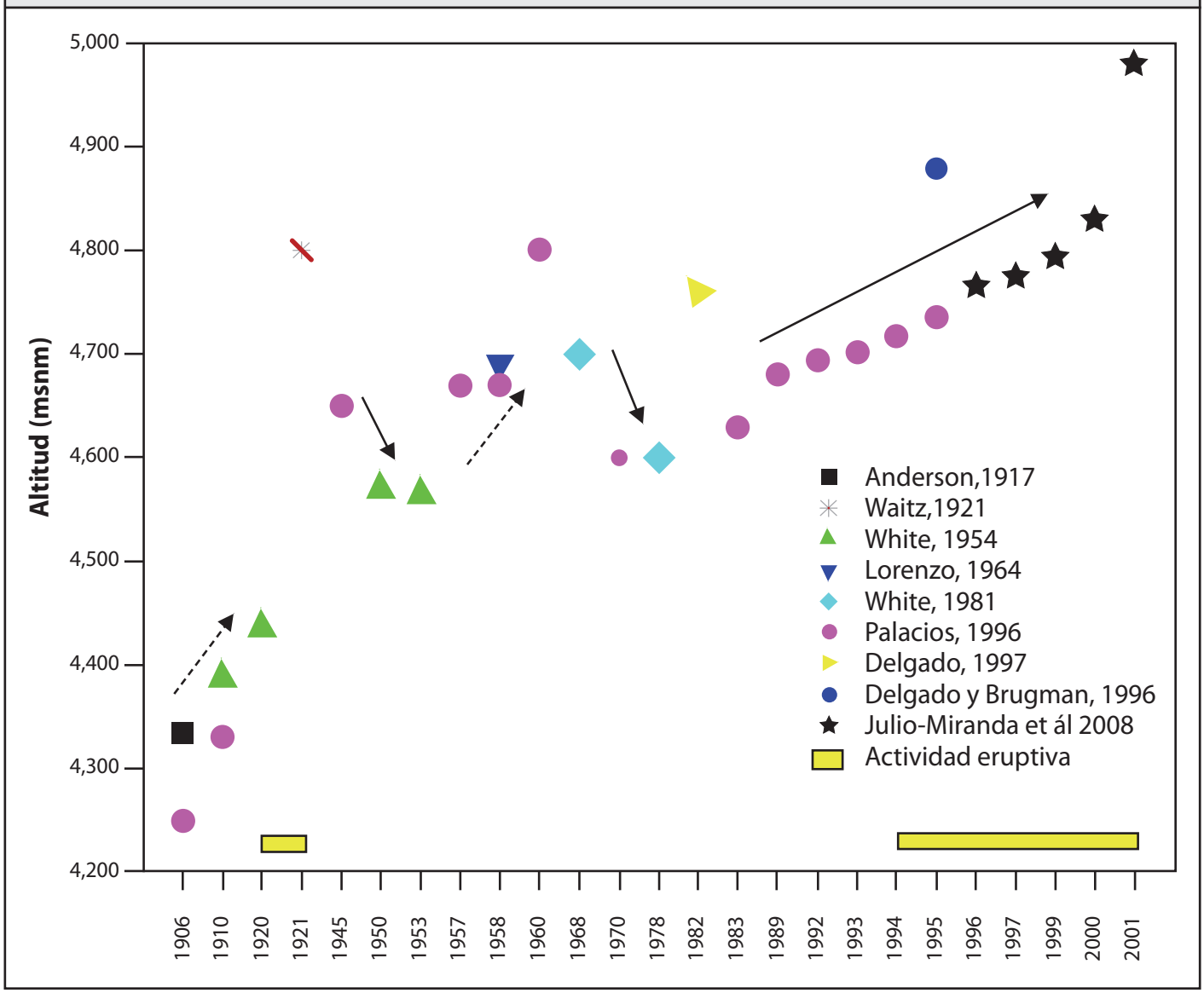
3.2.3. El periodo eruptivo actual y cambios glaciales

El 21 de diciembre de 1994 inició la erupción del Popocatépetl caracterizada por explosiones vulcanianas que, a partir marzo de 2006 se alternaron con emisión de lava. Julio et ál. (2008) establecieron que fenómenos asociados a la actividad eruptiva, tales como el incremento en el flujo de calor bajo el hielo glacial, la caída de tefra sobre su superficie y flujos piroclásticos que se desplazaron sobre la superficie del glaciar provocaron un aumento significativo en la pérdida de masa, lo que produjo su adelgazamiento, retroceso y en la etapa final su fragmentación entre 1994-2001 (Figura 4). El balance de masa durante la etapa eruptiva del Popocatépetl se estimó con pérdida de hielo de 81,491 m^3 (1996-1997); 1’884,292 m^3 (1997-1999) y 1’280,639 m^3 (1999-2000).

3.2.4. La respuesta de los glaciares al clima y actividad eruptiva

Observaciones sobre cambios en los glaciares en las primeras décadas del siglo XX alarmaron a la prensa de junio a octubre de 1921; señalando que el volcán Popocatépetl perdía sus nieves y hielos debido a la actividad eruptiva. Sin embargo, el Dr. Atl afirmaba que la causa de la disminución eran los cambios atmosféricos que estaban ocurriendo en la altiplanicie, asociados probablemente a fenómenos solares y señaló que la desaparición se acentuaba rápidamente desde 1923 y hasta 1938 en el Popocatépetl e Iztaccíhuatl. Weitzberg (1923) menciona que "oscilaciones periódicas" como las del área glacial del Popocatépetl se observaban en otros glaciares del mundo y que la actividad eruptiva producía una ligera disminución en el espesor del glaciar.

Figura 3. Evolución altitudinal del frente glacial del Glaciar del Ventorrillo a lo largo del siglo XX. Las flechas sólidas indican avance, mientras que las flechas discontinuas indican retroceso



Fuente: (Delgado Granados, 1997)

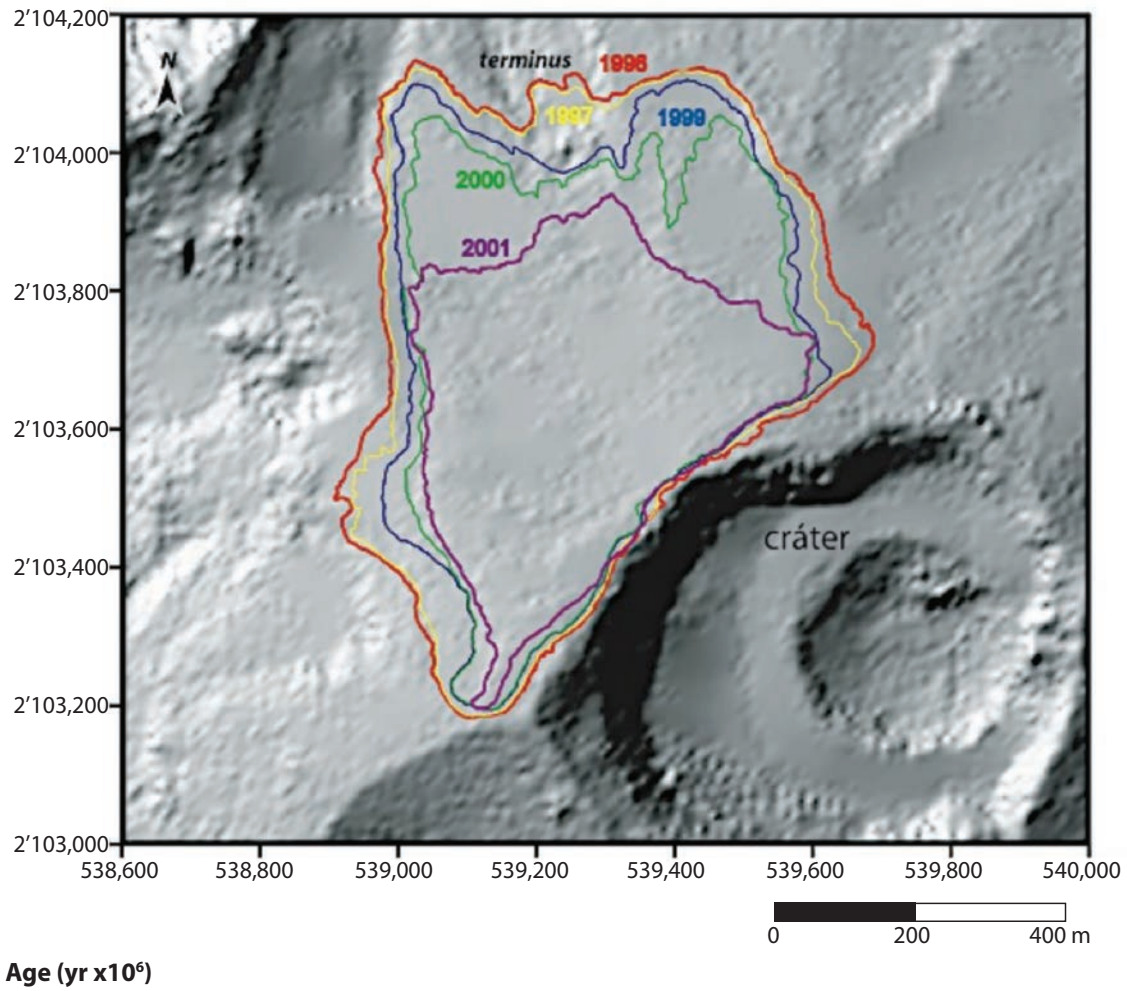
Delgado Granados (1997) explica que el retroceso del frente del glaciar del Ventorrillo entre 1906-1968, el avance en 1968-1978 y el retroceso en 1978-1982 se deben a: incremento del flujo de calor debido a la actividad volcánica, cambios climáticos locales, respuesta al cambio climático o la combinación de estas causas. Cabe mencionar lo complejo que resulta correlacionar las fluctuaciones glaciales registradas con factores como el incremento en la temperatura media anual en áreas cercanas, como la ciudad de México. La cercanía del Popocatépetl con la Ciudad de México y los cambios ambientales regionales ocasionados por el crecimiento urbano, como la desecación de las zonas lacustres, reducción de la cubierta vegetal, cambios en el uso de suelo, abatimiento de acuíferos, erosión y pérdida de suelos, contribuirían al retroceso de los glaciares.

3.3 Glaciares del Pico de Orizaba

3.3.1 Contexto glaciológico del volcán Citlaltépetl

El volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba) constituye una barrera topográfica que va de norte a sur separando el seco altiplano central mexicano de las llanuras húmedas que se encuentran a lo largo del Golfo de México (Cortés-Ramos y Delgado-Granados, 2012).

Figura 4. Cambios de la cobertura glacial en el volcán Popocatépetl desde 1996 hasta el 2001



Lorenzo (1964), establece la existencia de 9 glaciares cubriendo un área de 9.5 km^2, el área glacial más grande del país. Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2015) corrigen errores cartográficos y reconstruyen el área glacial de 1958, reportando una extensión de 2.04 km^2, reflejando un retroceso glacial similar al de los glaciares del Popocatépetl e Iztaccíhuatl. Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2012, 2013) muestran que los glaciares del volcán Citlaltépetl son los cuerpos de hielo más grandes del país. En 2007 cubrían un área de 621,230 m^2, el Glaciar Norte tenía una longitud máxima de 960 m y alcanzaba una altitud mínima de 5126 m.

La actividad volcánica no es tan importante como en el Popocatépetl e Iztaccíhuatl, aunque Delgado-Granados (2007) menciona que los glaciares han retrocedido considerablemente debido principalmente a variaciones climáticas, a pesar de fumarolas de baja temperatura cerca de la cumbre del Citlaltépetl. Este volcán no está rodeado de grandes urbes como sucede en los volcanes Popocatépetl e Iztaccíhuatl.

Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2012) establecen algunas relaciones entre el retroceso glacial y la radiación neta sobre la superficie glacial del Citlaltépetl. Indicando que algunas zonas son más vulnerables que otras al retroceso glacial. Ontiveros-González et ál. (2015) resaltan la estrecha relación y dependencia del balance de energía calculado sobre la superficie glaciar con la radiación neta medida.

3.3.2 Retroceso glacial en el Pico de Orizaba

Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2015) mencionan que el área glacial perdida representa un 24 % entre 1958 y 1975. Para el 2001 el área perdida representó el 52 % del área total de 1958. Sin embargo, la tasa de pérdida en 2001 era de 25,000 m^2/año; similar a la tasa de retroceso entre 1958 y 1975 (28,000 m^2/año). Esto implica que el efecto climático sobre el Glaciar Norte es más o menos constante en periodos cortos y largos. No obstante, existen años con acelerado retroceso glacial (Cortés-Ramos y Delgado-Granados, 2012), la tasa de retroceso en el periodo 2001- 2002 tiene un valor de 209,302 m^2/año mientras que en 2006-2007 disminuye drásticamente a 15,267 m^2/año. Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2013) mencionan que en periodos más largos el retroceso glacial es más evidente. Por ejemplo, entre 1958 y 2001 (43 años) se perdió aproximadamente 1'297,153 m^2 (58 %) de la superficie glacial de 1958. Cambios que podrían estar directamente relacionados con las condiciones climáticas y energéticas sobre la superficie glacial.

3.3.3 Evolución del frente glaciar

Palacios y Vázquez-Selem (1996), así como Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2012; 2013; 2015) documentan el retroceso glacial en el Pico de Orizaba: el Glaciar Norte es uno de los pocos glaciares que sobreviven (Figura 5). Lenguas glaciares como las de Jamapa y Chichimeco retrocedieron y desaparecieron en las últimas décadas. Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2013) enfatizan que en 2001; 2002; 2003; 2004; 2005 y 2007 el frente del glaciar se movió de forma constante hacia altitudes más elevadas, similar a la tendencia mundial del retroceso de los glaciares (Zemp et ál., 2007). El retroceso glacial que se ha venido dando desde finales de la Pequeña Edad de Hielo muestra que en un periodo de aproximadamente 100 años el frente glaciar retrocedió unos 400 metros en altitud. En contraste, el frente glaciar entre 2001 y 2007 se elevó ~100 m en altitud, precediendo la desaparición de las lenguas glaciares de Jamapa y Chichimeco (Cortés-Ramos y Delgado-Granados, 2012; 2013).

3.4 Contexto climático

La información meteorológica disponible es contrastante. En la estación Tlachichuca a 17 km de la cima del volcán se observa un decremento en la precipitación acompañado por un ligero aumento en la temperatura del aire (como sucede en el Iztaccíhuatl y Popocatépetl). En la estación Ciudad Serdán a 18 km del volcán se aprecia un aumento en la precipitación acompañado de un aumento de la temperatura. Sin embargo, en la estación Coscomatepec (22 km del volcán) se aprecia un déficit de precipitación y temperatura (Delgado-Granados, 2007). Según Delgado-Granados el déficit de precipitación contribuye al retroceso de los glaciares ya que el aumento de temperatura es pequeño e incluso disminuye.

3.5 Espesor glacial

Brown et ál. (2005), hacen una interpretación de resultados de GPR basados en un valor para la constante dieléctrica de 3.5. Al final, muestran una profundidad máxima de un sector del glaciar de 20.9 m. De ese mismo trabajo también se halló lo que pudiera ser un tipo de estratigrafía glacial causada por capas de cenizas de la erupción del siglo XVII.

Figura 5. Retroceso del frente glaciar en el Pico de Orizaba desde finales de la Pequeña Edad de Hielo hasta el 2010

Fuente: Estos datos fueron adquiridos de los trabajos de Palacios y Vázquez-Selem (1996) y Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2012)

4. Fenómenos periglaciales en México

Es notable la diferencia entre los estudios glaciales y los periglaciales. Estos representan sólo el 20 % del total de los trabajos criosféricos que se han llevado a cabo en el país. Haeberli et ál. (2010) menciona que el permafrost posee características no visibles, en comparación a la glaciología y Abramov et ál. (2008) señalan como principal obstáculo para el estudio de fenómenos periglaciales, lo remoto y dificultad de acceso a los sitios de investigación. Es necesario señalar que a excepción de los trabajos de Lorenzo (1969a; 1969b) y Castillo Rodríguez et ál. (2007), las investigaciones llevadas a cabo hasta el momento, han sido realizadas por extranjeros, lo que indica una carencia de especialistas mexicanos en esta área.

Lorenzo (1969a) realizó el primer trabajo sobre los procesos periglaciales activos y fósiles en México. Estableció el límite inferior del ambiente periglacial y del permafrost en los tres volcanes más altos del país a una altitud entre 3,900 y 4,600 msnm; mientras que Lorenzo (1969b) señala la presencia de hielo relíctico, como resultado probable del último avance glacial en el Iztaccíhuatl y otros grandes volcanes. Heine (1973a) describe formas y texturas periglaciales en La Malinche, nombrándolas "crioturbaciones". Heine (1975a) reporta la presencia de permafrost fósil entre 4,600 y 5,000 msnm en el Citlaltépetl. Gurbonov (1978) coincide en que el permafrost se ubica a partir de los 4,500 msnm en las regiones montañosas del país. Heine (1977) describe formas y texturas del suelo con condiciones de hielo permanente para todas las altas montañas mexicanas, señalando que el límite inferior del proceso periglacial no se encuentra definido con precisión (Heine, 1978b); aunque, podría iniciarse arriba de los 4,000 msnm donde la vegetación alcanzaba su límite superior. Menciona que algunas morrenas terminales por encima de los 4,600 msnm pudieran ser glaciares rocosos (Heine, 1994a; Heine, 1994b). Palacios et ál. (1999) corroboran esto al estudiar una morrena terminal del glaciar Jamapa en el Citlaltépetl y, con base en el análisis de sedimentos y temperatura del suelo determinan la presencia de permafrost.

Posteriormente, Palacios et ál. (2007) señalan que, con base en los registros térmicos realizados a las mismas cotas altitudinales en los volcanes Popocatépetl e Iztaccíhuatl, entre 10 y 80 cm de profundidad, no se encontraron diferencias significativas entre los dos volcanes a pesar de la actividad eruptiva del Popocatépetl. Previamente, Delgado-Granados et ál. (1986) reportaron la existencia de suelos permanentemente congelados en donde ocurrían deslizamientos por saturación hídrica o solifluxión, posteriormente Delgado-Granados (1997) identificó cuatro áreas de este tipo de suelos en el Popocatépetl: Norte (69,000 m^2), Yancuecole (43,000 m^2), Las Cruces (119,000 m^2) y Coyotes (8,000 m^2).

Andrés et ál. (2010) enfatizan la inexistencia de permafrost continuo en el Iztaccíhuatl debido a la altitud del volcán, reconociendo la aparición de segmentos aislados y discontinuos entre 4,600 y 5,000 msnm. Andrés et ál. (2011) asocian procesos periglaciales en el volcán Iztaccíhuatl con base en datos térmicos del suelo y la presencia de permafrost por encima de los 4,900 msnm. Andrés et ál. (2012a) reportan registros térmicos en suelos del Popocatépetl que les permitió identificar zonas de permafrost discontinuo a 200 metros por encima de lo reportado en el Iztaccíhuatl. Andrés et ál. (2012b) correlacionan la temperatura del aire en el Iztaccíhuatl con los datos térmicos del suelo durante un periodo de diez años; lo que arroja como resultado que la zona periglacial del volcán da inicio a los 4,400 msnm, con regiones de permafrost discontinuo y aislado entre los 4,600 y 5,000 msnm en función de la orientación de las laderas.

Castillo Rodríguez et ál. (2007) describen geoformas periglaciales en La Malinche, particularmente las que condicionan el desarrollo de glaciares rocosos.

Conclusiones

Estado del arte y perspectivas

La fuerte correlación que se observa entre las glaciaciones mexicanas y los eventos climáticos de latitudes altas del Hemisferio Norte sugiere que el clima de México ha sido sensible a perturbaciones del sistema atmósfera-océano originadas en aquella zona durante los últimos 25,000 años (Vázquez-Selem, 2011).

Adicionalmente a la variabilidad climática y al cambio climático, la actividad eruptiva contribuyó a las fluctuaciones glaciales, con una pérdida de masa a tasas sin precedentes al punto de ocasionar la fragmentación del glaciar y su extinción. Los glaciares del Iztaccíhuatl posiblemente no vean el final de la presente década y serán los glaciares del Citlaltépetl los únicos que quedaran por al menos otra década (Delgado-Granados, 2007). Por ello, es importante continuar sus estudios y documentar su eventual desaparición. Las consecuencias ambientales a escala regional y local de la desaparición de los glaciares es un tópico pendiente de abordar para evaluar los impactos negativos en el sistema socio-natural del que forman parte a fin de establecer posibles alternativas de adaptación o prevención.

La investigación de procesos periglaciales tiene grandes posibilidades de continuar, si se prepara a los especialistas necesarios para su estudio.

Un aspecto fundamental que no ha sido suficientemente abordado aún, es el recurso hídrico almacenado en forma de hielo y que requiere de una evaluación adecuada, no porque sean una fuente de agua (no es considerada dentro de los recursos lóticos (ver Capítulo 3), sino porque la desaparición de los cuerpos de hielo podrían afectar al microclima de alta montaña inhibiendo la precipitación por cambios importantes en el albedo (Delgado-Granados, 2007). La nieve y las superficies de hielo reflejan el 90 % de la radiación solar incidente, mientras que los océanos abiertos o tierras con vegetación reflejan sólo aproximadamente el 10 %. La desaparición de los glaciares de México en las cimas de los volcanes tiene implicaciones ecológicas, dado los servicios que brindan estos ecosistemas al bienestar humano, los posibles cambios deben ser estudiados a fin de evaluar su impacto y en la medida de lo posible atenuarlo dentro del medio socio-natural del que los glaciares forman parte. Adicionalmente se debe considerar el aspecto cultural y antropológico de la relación que los pobladores han mantenido con las montañas nevadas y las implicaciones de su desaparición. (Ver Capítulo 13. Vulnerabilidad y riesgo, Volumen 2 del RMCC).

Recomendaciones

La caracterización de la evolución actual y pasada de los glaciares mexicanos es el primer paso para la concepción de las variaciones de la Criósfera en México debido a su respuesta inmediata a los cambios y fluctuaciones climáticas. No obstante, es necesario continuar con las labores de investigación y monitoreo glacial. Para esto último se hace necesario contar con los recursos económicos necesarios para dar mantenimiento a los instrumentos instalados en la montaña, con el fin de contar con datos continuos de la evolución glacial y los parámetros climáticos o físicos que los afectan.

Se considera fundamental el abordar el estudio de los rasgos periglaciales, área de investigación que ha sido ignorada por mucho tiempo en nuestro país. Las metodologías y trabajo de campo aplicables al permafrost se encuentra en pleno desarrollo, no sólo en México, sino también en el resto del mundo. Es necesario instrumentar varias estaciones para el monitoreo periglacial y dirigir recursos económicos para el mantenimiento de estas estaciones. La atención está puesta en este ambiente por su fuerte conexión con el cambio climático y debido a su utilidad como elementos de diagnóstico del impacto del cambio climático en el ambiente y en los diferentes nichos ecológicos, así como en el papel que juegan en la evaluación de riesgos geológicos y prevención de desastres naturales.

Es necesario unir esfuerzos para iniciar nuevas investigaciones que permitan identificar los efectos del cambio climático antrópico en la evolución y eventual desaparición de la Criósfera mexicana. Además, identificar el impacto de los cambios de

nuestra Criósfera en la sociedad y en la ecología. Asimismo, estudiar los peligros y riesgos asociados a la desaparición criosférica como parte de un proceso evolutivo alterado por los factores antropogénicos.

Finalmente, es necesario que las agencias financiadoras de la investigación científica en México continúen apoyando proyectos de investigación glaciológica y ahora también apoyen proyectos de investigación periglacial. Se recomienda que entidades federales tales como SEMARNAT y CONAGUA en particular, también apoyen el monitoreo glacial y periglacial, dada la importancia reconocida por el gobierno federal en los efectos del cambio climático. Adicionalmente, se deben establecer y apoyar proyectos multidisciplinarios e interdisciplinarios con el fin de evaluar los efectos en el clima, la biósfera, la ecología y la sociedad.

Referencias

Abramov, A., Gruber, S. y Gilichinsky, D. (2008). Mountain Permafrost on Active Volcanoes: Field Data and Statical Mapping, Klyuchevskaya Volcano Group, Kamchatka, Russia. En: *Permafrost and Periglacial Process*, (19): 261-277.

Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C. y Clark P. U. (1997). Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25(6): 483-486.

Álvarez, R. y Delgado-Granados, H. (2002).Characterization of a tropical ice body on Iztaccíhuatl volcano, México. En: Koppenjan S. K. y Lee H. (eds.): *Ninth International Conference on Ground Penetrating Radar*. - Proceeding of SPIE, 4758: 438-442.

Andrés, N., Palacios, D., Zamorano, J. y Vázquez-Selem, L. (2010). Distribución del permafrost e intensidad de los procesos periglaciares en el estratovolcán Iztaccíhuatl (México). *Ería*, 83: 291-310.

Andrés, N., Palacios, D., Zamorano, J. y Vázquez-Selem, L. (2011). Shallow ground temperatures and periglacial processes on Iztaccíhuatl volcano, Mexico. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22 (2): 188-194.

Andrés, N., Palacios, D., Zamorano, J., Mendoza-Margáin, C. y Vázquez-Selem, L. (2012a). Diez años de control térmico en el suelo del estratovolcán tropical Iztaccíhuatl (México). En: *XII Reunión Nacional de Geomorfología*, Santander, España, pp. 649-652.

Andrés, N., Palacios, D., Zamorano, J., Mendoza-Margáin, C. y Vázquez-Selem, L. (2012b). Temperatura del suelo en el volcán Popocatépetl: Implicaciones entre actividad volcánica y deglaciación. En: *VIII Reunión Nacional de Geomorfología*, Guadalajara, Jal., México. pp. 25-26.

Andrés, N., Zamorano, J. J., Sanjosé, J. J., Atkinson, A., y Palacios, D. (2005). Glacier control and hazard prevention during de last eruptive period of Popocatépetl volcano (Mexico). *Geophysical Research Abstracts*, vol. 7, p. 05504.

Andrés, N., Zamorano, J. J., Sanjosé, J. J., Atkinson, A. y Palacios, D. (2007). Glacier retreat during the recent eruptive period of Popocatépetl volcano, Mexico. *Annals of Glaciology*, 45 (1): 73-82.

Arce, J. L., Macías, J. L., y Vázquez-Selem, L. (2003). The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: Stratigraphy and hazard implications. *Geological Society of America Bulletin*, 115(2): 230-248.

Böse, E. y Ordóñez, E. (1901). Der Iztaccíhuatl (5,280 m). Eine Berg und Gletscherfahrt in den Tropen. *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*, 32: 138-158.

Brown, S. B., Weissling, B. P. y Lewis, M. J. (2005). An IceThickness Study UtilizingGroundPenetrating Radar on theLowerJamapa Glacier of Citlaltépetl (ElPico de Orizaba), Mexico. En: *Workshop on Radar Investigations of Planetary and Terrestrial Environments*, vol. 1, p. 23. Recuperado de http://adsabs.harvard.edu/abs/2005ript.work...23B

Bursik, M., Martínez-Kackert, B., Delgado-Granados, H., y González-Huesca, A. (2003). A smoothed-particle hydrodynamic automaton of landform degradation by overland flow. *Geomorphology*, 53, 25-44.

Capra, L., Poblete, M. A. y Alvarado, R. (2004). The 1997 and 2001 lahars of Popocatépetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards. *J. Volcanol. Geotherm*. Res., 131: 351-369.

Carrasco-Núñez, G., Siebert, L., Díaz-Castellón, R., Vázquez-Selem, L. y Capra, L. (2010). Evolution and hazards of a long-quiescent compound shield-like volcano: Cofre de Perote, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197, 209–224.

Castillo-Rodríguez, M., López-Blanco, J. y Palacios, D. (2007). Multivariate analysis of the location of rock glaciers and the environmental implications in a tropical volcano: La Malinche(Central Mexico). *ZeitschriftfürGeomorphologie, Supplementary Issues*, 51 (2): 39-54.

Castro-Govea, R. y Siebe, C. (2007).Late Pleistocene-Holocene stratigraphy and radiocarbon dating of La Malinche volcano, central Mexico. *Journal of Volcanolologyand Geothermal Research*, 162, 20–42.

Cortés-Ramos, J. y Delgado Granados, H. (2012). The recent retreat of Mexican glaciers on Citlaltépetl Volcano detected using ASTER data. *The Cryosphere Discussions*, 6(4), 3149–3176. doi:10.5194/tcd-6-3149-2012.

Cortés-Ramos, J. y Delgado Granados, H. (2013). *La evolución del mayor glaciar de México: vista desde el espacio*. Coordinación de Estudios de Posgrado, UNAM. 148 pp. ISBN: 978-607-02-4731-6. (Sitio web: http://www.posgrado.unam.mx/publicaciones/ant_col-posg/).

Cortés-Ramos, J. y Delgado-Granados, H. (2015). Reconstruction of glacier area on Citlaltépetl volcano, 1958 and implications for Mexico's deglaciation rates. *Geofísica Internacional*, 54(2), 111-125.

De Terra, H., Romero, J. y Stewart, T. D. (1949). Tepexpan Man. *Viking Fund Publications in Anthropology*, vol.11, New York.

Delgado, Granados H. (1997). The glaciers of Popocatépetl volcano (Mexico): Changes and causes. *Quaternay International,* vol. 43/44, pp. 53-60.

Delgado, Granados H. (2007). Climate change vs. Volcanic Activity: Forcing Mexican Glaciers to Extinguish and Related Hazards. Proceedings of the First Internacional Conference on the Impact of Climate Change on High-Mountain Systems, Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, Bogotá, Colombia, pp. 153-168.

Delgado, Granados H. y Arciniega Dettmer, R. (1985). Los glaciares de México: metodologías para su estudio. En: *Memorias de la Reunión Anual de la U.G.M.*, pp. 194-204.

Delgado, Granados H. y Brugman, M. (1995). Monitoreo de los glaciares del Popocatépetl. En: UNAM- CENAPRED (Eds.), *Volcán Popocatépetl. Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994-1995*, pp. 221-244.

Delgado, Granados H. y González-Huesca, E. A. (1994). Analysis of the historical activity of Volcán Popocatépetl, and the increase of its activity: implications for a future eruption. En: *IV Reunión Internacional Volcán de Colima*, Colima, México, 24-28 de enero, abstracts, p. 156.

Delgado, Granados H. y Martin del Pozzo, A. L. (1993). Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico City. *Geofísica Internacional*, 32(3): 511-522.

Delgado, Granados H., Arciniega, R. y Calvario, D. (1985). Los glaciares del Popocatépetl y el Iztaccíhuatl. En: *Comunicaciones Técnicas del Instituto de Geofísica, UNAM, Serie Investigación*, Núm. 31, pp. 20.

Delgado, Granados H., Arciniega, R. y Calvario, D. (1986). Estudios glaciológicos en los volcanes Popocatépetl e Iztaccíhuatl. En: *Resúmenes de la Convención Nacional, Sociedad Geológica de México*, pp. 109.

Delgado, Granados H., González-Huesca, E. A. y Abrams, M. (1994). Lahar risk on the NE flank of Popocatepetl volcano. En: *II Simposio Internacional sobre la Tectónica y el Volcanismo Cenozoicos de México*, Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, pp. 84.

Delgado, Granados H., González-Huesca, E. A. y Oropeza Villalobos, B. (2000). Possible linkage between laharic events and glacier ice melting at Popocatépetl volcano, Mexico. En: *Volcano/Ice interactions on Earth and Mars Workshop*, Reykjavík, Iceland, 13-15 de agosto, pp. 78.

Delgado, Granados H., Julio-Miranda, P., Álvarez, R., Cabral-Cano, E., Cárdenas-González, L., Correa-Mora, F., Luna Alonso, M. y Huggel, C. (2005). Study of Ayoloco glaciar at Iztaccíhuatl volcano (Mexico): hazards related to volcanic activity-ice cover interactions. *ZeitschriftfürGeomorphologie*, vol. 140, pp. 181-193.

Delgado, Granados H., Julio-Miranda, P., Huggel, C., Ortega del Valle, S. y Alatorre-Ibargüengoitia, M. A. (2007). Chronicle of a death foretold: Extinction of the small-size tropical glaciers of Popocatépetl volcano (Mexico). *Global and Planetary Change*, vol. 56, pp. 13-22.

Farrera, I., Harrison, S. P., Prentice, I. C., Ramstein, G., Guiot, J., Bartlein, P. J., Bonnefille, R., Bush, M., Cramer, W., von Grafenstein, U., Holmgren, K., Hooghiemstra, H., Hope, G., Jolly, D., Lauritzen, S.-E., Ono, Y., Pinot, S., Stute, M. y Yu, G. (1999). Tropical climates at the Last Glacial Maximum: a new synthesis of terrestrial palaeoclimate data. I. Vegetation, lake-levels and geochemistry. *Climate Dynamics*, 15: 823-856.

Farrington, O.C. (1897). Observations on Popocatépetl and Iztaccíhuatl. *Field Columbian Museum*, Publ.18, Vol.1, pp. 69-120.

Früh, J. (1898). Neue Reisen in die Schneeregion des Popocatepetl und Iztaccihuatl. *Globus*, LXXIII (4), 1-5.

Haeberli, W., Noetzli, J., Arenson, L., Delaloye, R., Gärtner-Roer, I., Gruber, S., Isaksen, K., Kneisel, Ch., Krautblatter, M. y Phillips, M. (2010). Mountain permafrost: development and challenges of a young research field. *Journal of Galciology*, 56 (200): 1043-1058.

Haeberli, W., Wegmann, M. y Vonder-Muhll, D. (1997). Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90(3), 407-414.

Heine, K. (1973a). Studies of glacial morphology and tephrochronology on the volcanoes of the Central Mexican Highland. En: *IX INQUA - Congr. Abstracts. Christchurch*, New Zealand, pp. 144-145.

Heine, K. (1973b). Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40.000 años en México. Recuperado a partir de http://epub.uni-regensburg.de/9589/1/ubr04421_ocr.pdf

Heine, K. (1973c). Zur Glazialmorphologie und präkeramischen Archäologie des mexikanischen Hochlandes während des Spätglazials (Wisconsin) und Holozäns. *Erdkunde*, XXVII: 161-180, Bonn.

Heine, K. (1974). Investigaciones morfológicas glaciares y tefrocronológicas en los volcanes del Altiplano de México central. En: Instituto de Colaboración Científica (ed.), *Nuevos Resultados de la Investigación Geológica en Latinoamérica, Serie Especial (Investigación y Desarrollo):* 3-4, Tübingen, Alemania.

Heine, K. (1975a). Permafrost am Pico de Orizaba/Mexiko. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 26: 212-217.

Heine, K. (1975b). Studien zur jungquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane mit einem Ausblick auf die Klimaentwicklung. En: *Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft VII*, 178pp. Steiner, Wiesbaden.

Heine, K. (1976a). Auf den Spuren der Eiszeit in Mexiko. *Natur und Museum*, 106: 289-298.

Heine, K. (1976b). Changes in climate in the Central Mexican Highland during the Upper Pleistocene and Holocene: Evidence from glacial morphology and tephrochronology of the volcanoes. En: *XXIII Intern. Geogr. Congr. 1976*, Vol. 1 (GeomorphologyandPalaeogeography): 298-301, Moskau.

Heine, K. (1976c). Die Periglazialgebiete Mexikos in Vergangenheit und Gegenwart. En: *X Intern. Polartagung, Klima und Umwelt der vereisten Regionen*, Programm und Kurzfassungen der Vorträge, Zürich.

Heine, K. (1976d). Blockgletscher- und Blockzungen Generationen am Nevado de Toluca, Mexiko. *Die Erde*, 107(4): 330-352.

Heine, K. (1976e). Schneegrenzdepressionen, Klimaentwicklung, Bodenerosion und Mensch im zentralmexikanischen Hochland im jüngeren Pleistozän und Holozän. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement Band, 24: 160-176.

Heine, K. (1977). Zur morphologischen Bedeutung des Kammeises in Mexiko. Beobachtungen aus den Jahren 1971-1975. *Z. Geomorph. N.F.*, 21: 57-78, Berlin-Stuttgart.

Heine, K. (1978a). Neue Beobachtungen zur Chronostratigraphie der mittelwisconsinzeitlichen Vergletscherungen und Böden mexikanischer Vulkane. Eiszeitalter und Gegenwart, 28: 139-147, Öhringen.

Heine, K. (1978b). The Late Quaternary climate of Mexico as it is deduced from glacial and periglacial sediments of the high volcanoes. En: X International Congres. Of Sedimentology, Abstract Vol. I: 295-296, Jerusalem.

Heine, K. (1983a). Ein außergewöhnlicher Gletschervorstoß in Mexiko vor 12.000 Jahren. EinBeitragzum Problem der spätglazialenKlimaschwankungen. *Catena*, 10: 1-25, Braunschweig.

Heine, K. (1983b). Mesoformen der Periglazialstufe der semihumiden Randtropen, dargestellt an Beispielen der CordilleraNeovolcánica, Mexiko. En: Poser, H. and Ekkehard, S. (eds.), *Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum: Bericht über ein Symposium*. Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse; Folge 3, Nr. 35. Vandenhoeck und Ruprecht, Göttingen, pp. 403-424. ISBN 3-525-82109-3. Recuperado de http://epub.uni-regensburg.de/9706/1/ubr04488_ocr.pdf

Heine, K. (1983c). Spät und postglaziale Gletscherschwankungen in Mexiko: Befunde und paläoklimatische Deutung. En: Schroeder-Lanz, H. (ed.), *Late and postglacial oscillations of glaciers. Glacial and periglacial forms*: 291-304, Balkema, Rotterdam.

Heine, K. (1984a). Comment on Pleistocene Glaciation of Volcano Ajusco, Central Mexico, and Comparison with the Standard Mexican Glacial Sequence by Sidney E. White and Salvatore Valastro, Jr. *Quaternary Research*, 22(2): 242-246.

Heine, K. (1984b). The classical late weichselian climatic fluctuations in Mexico. En: Mörner, N.-A. y Karlen, W. (eds), *Climatic changes on a yearly millenial basis*, pp. 95-115, Reidel, Dordrecht.

Heine, K. (1985). Neue absolute Daten zur holozänen Gletscher, Vegetations und Klimageschichte mexikanischer Vulkane. *Regensburger Geogr. Schr*, 19/20: 79-92, Regensburg.

Heine, K. (1988). Late Quaternary Glacial Chronology of the Mexican Volcanoes. *Die Geowissenschaften*, 6: 197-205.

Heine, K. (1989). Die letzteiszeitliche Vergletscherung mexikanischer Vulkane als Zeugnis hochglazialer Aridität in Mittelamerika. *Acta Albertina Ratisbonensia*, 46: 93-106.

Heine, K. (1993). Spätglaziale und holozäne Gletscherschwankungen in Mexiko, Ecuador und Bolivien. Befunde und paläoklimatische Folgerungen. *Dt. ArbeitskreisfürGeomorphologie*, 19: 64-66.

Heine, K. (1994a). Present and past geocryogenic processes in Mexico. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5: 1-12.

Heine, K. (1994b). The late-glacial moraine sequences in Mexico: is there evidence for the Younger Dryas event? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 112: 113-123.

Heine, K. (2004). Gletscherschwankungen als Zeugen für Umweltveränderungen in den Randtropen der Neuen Welt (Mexiko, Bolivien). *Deutscher Geographentag Bern, Verhandlungsband u. Tagungsbericht*: 103-111.

Heine, K. y Heide-Weise, H. (1973). Jungquartäre Förderfolgen des Malinche-Vulkans und des Popocatépetl (Sierra Nevada, Mexiko) und ihre Bedeutung für die Glazialgeologie, Paläoklimatologie und Archäologie. *Münster. Forsch. Geol. Paläont*., 31/32: 303-322, Münster.

Heine, K. y Vázquez-Selem, L. (2002). Das 8,2 ka-Ereignis in Mexiko: Gletscherverhalten und klimatische Folgerungen. *Schriftenreihe Deutsche Geol. Ges*., 21: 154.

Heine, K. y Vázquez-Selem, L. (2005). Das 8,2 ka-Ereignis in Mexiko: Gletscherverhalten und klimatische Folgerungen. En: *Jahrestagung AK Hochgebirge*, Berlin, Abstracts.

Hoskuldsson, A. y Robin, C. (1993). Late Pleistocene to Holocene Eruptive Activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 55(8): 571-587.

Huggel, C. y Delgado Granados, H. (2000). Glacier monitoring at Popocatépetl volcano, Mexico: glacier shrinkage and possible causes, En: **Hegg**, C., VonderMuehll, D. (Eds.), BeitraegezurGeomorphologie, *Proceedings der Fachtagung der SchweizerischenGeomorphologischenGesellschaft*, Bramois (Kt. Wallis), Birmensdorf, Eidgenoessische Forschungsanstalt WSL, pp. 97-106.

Jäger, F. (1926). Forschungen über das diluviale Klima in Mexiko. *Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft*, 190: 1-64.

Jimenez-Cisneros, B. E., Oki, T., Arnell, N. W., Benito, G., Cogley, J. G., Doll, P., Jiang, T. and Mwakalila, S. S. (2014). Freshwater resources. En: Field, C. B., Barros, V. R., Dokken, D. J., Mach, K. J., Mastrandrea, M. D., Bilir, T. E., Chatterjee, M., Ebi, K. L., Estrada, Y. O., Genova, R. C., Gimma, B., Kissel, E. S., Levy, A. N., MacCracken, S., Mastrandrea, P. R. and White, L. L. (eds.) Climate Change 2014: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Part A: Glo-

bal and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 229-269.

Julián, A. y Chueca, J. (2005). Modelización de la distribución del permafrost en la Sierra de Telera (Pirineo central español) a partir del empleo de Sistemas de Información Geográfica. Rev. C. and G., Vol. 20, Núm. 1-2, pp. 25-46.

Julio-Miranda, P. y Delgado Granados, H. (2003). Fast hazards evaluation employing digital photogrammetry, Popocatépetl glaciers, México. *Geofísica Internacional*, 42, 275-283.

Julio-Miranda, P. y Delgado Granados, H. (2004). Glacier melting and laharic hazards assessment at Popocatépetl volcano (Mexico). En: Aguirre Díaz, G. J., Macías Vázquez, J. L. y Siebe, C. (Eds.), *Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism, Proceedings of the GSA Penrose Conference*, Metepec Puebla, México, pp. 39.

Julio-Miranda, P., Delgado Granados, H., Huggel, C. y Kääb, A. (2008). Impact of the eruptive activity on glacier evolution at Popocatépetl volcano (México) during 1994-2001. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 170, pp. 86-98.

Julio-Miranda, P., González-Huesca, A. E., Delgado Granados, H. y Kääb, A. (2005). Glacier melting and lahar formation during January 22, 2001 eruption, Popocatépetl volcano (México). *ZeitschriftfürGeomorphologie, Special Issue on Volcanic Geomorphology and Hazards*, 140, 93-102.

Kaser, G., Fountain, A. y Jansson, P. (2003). A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers. (p. 137). Paris: Unesco.

Lachniet, M. S. y Vázquez-Selem, L. (2005). Last Glacial Maximum equilibrium line altitudes in the circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela). *Quaternary International*, 138-139: 129-144.

Lorenzo, J. L. (1958). Los glaciares de México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica*, México, 114 p.

Lorenzo, J. L. (1961). Notas sobre geología glacial del Nevado de Colima. *Boletín del Instituto de Geología*, Universidad Nacional Autónoma de México, México, n. 61, 17 p.

Lorenzo, J. L. (1964). Los glaciares de México. *Monografías del Instituto de Geofísica*, UNAM, 2ª. ed., 123 p

Lorenzo, J. L. (1969a). Condiciones periglaciares de las altas montañas de México. *Instituto Nacional de Antropología e Historia, Serie Paleoecología*, 4, 45 pp.

Lorenzo, J. L. (1969b). Minor periglacial phenomena among the high volcanoes of Mexico. En: Péwe, T. L. (ed.), *The Periglacial Environment: Past and Present*, McGill-Queen's Press, Montreal, 161-175.

Lorenzo, J. L. (1973). Las glaciaciones del Pleistoceno Superior en México. En: *Estudios dedicados a Luis Pericot*, Universidad de Barcelona, Barcelona, p. 385-410.

Lorenzo, J. L. (1986). Conclusiones. En: Lorenzo, J. L. y Mirambell, L. (coords.), *Tlapacoya: 35 000 años de historia del Lago de Chalco*, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, pp. 225-287.

Lorenzo, J. L. (1992). Clima e historia. En: *Anales de Antropología*, Universidad Nacional Autónoma de México, México, Instituto de Investigaciones Antropológicas.

Lorius, C., Jouzel, J., Raynaud, D., Hansen, J y Le Treut, H. (1990). The ice-core record: climate sensitivity and future greenhouse warming. Nature, 347(6289), 139-145.

Macías, J. L., García, P. A., Arce, J. L., Siebe, C., Espíndola, J. M., Komorowski, J. C. y Scott, K. (1997). Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, central Mexico. En:

Nicolet, M. (1982). The International Geophysical Year 1957/58. *WMO Bulletin*, 31 (3): 222-231.

Ohmura, A., Kaser, P. y Funk, M. (1992). Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology*, 38(130): 397-411.

Ontiveros-González, G., Delgado-Granados, H. y Cortés-Ramos, J. (2015). Surface Energy Balance model for high-altitude glacial system at 19°N on Glaciar Norte, Mexico. Geofísica Internacional, 54(4), 299-314.

Ordóñez, E. (1894). Notas acerca de los ventisqueros del Iztaccíhuatl. *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, 8, 31-42.

Owen, L.A., Finkel, R.C., Minnich, R.A. y Perez, A.E. (2003). Extreme southwestern margin of late Quaternary glaciation in North America: Timing and controls. *Geology*, 31(8): 729–732.

Palacios, D. (1996). Recent geomorphologic evolution of a glaciovolcanic active stratovolcano: Popocatépetl (México). *Geomorphology*, 16: 319-335.

Palacios, D. (1998). Natural Hazards in Relation to Present Stratovolcano Deglaciation: Popocatepetl and Citlaltepetl, Mexico. En: *The Geojournal Library. Geomorphological hazards in high mountain areas,* vol. 46, pp. 177-209.

Palacios, D. y De Marcos, J. (1998). Glacial retreat and its geomorphologic effects on Mexico´s active volcanoes, 1994-95. *Journal of Glaciology,* 44 (146): 63-67.

Palacios, D. y Vázquez-Selem, L. (1996). Geomorphic Effects of the Retreat of Jamapa Glacier, Pico de Orizaba Volcano (Mexico). *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 78(1), 19-34. doi:10.2307/521132.

Palacios, D., Parilla, G. y Zamorano, J. (1999). Paraglacial and postglacial debris flows on a Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba (Mexico). *Geomorphology*, (28): 95-118.

Palacios, D., Zamorano, J. J. y Andrés, N. (2007). Permafrost Distribution in Tropical Stratovolcanoes: Popocatépetl and Iztaccíhuatl Volcanoes (Mexico). *Geophysical Research Abstracts*, vol. 9, Núm. 05615.

Palacios, D., Zamorano, J. J. y Gómez, A. (1998). La formación de lahares: reacción del glacial del glaciar del Popocatépetl (México) ante la presente actividad volcánica. En: Gómez, A. y Franch., S. (Eds.), *Investigaciones recientes de la geomorfología española*, 87-96 p.

Palacios, D., Zamorano, J. J. y Gómez, A. (2001). The impact of the present lahars on the geomorphologic evolution of proglacial gorges: Popocatepetl Volcano. *Geomorphology*, 37: 15-42.

Porter, S. C. (2000). Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Review*s, 20(10): 1067-1091.

Robles, Ramos R. (1944). Algunas ideas sobre la glaciología y morfología del Iztaccíhuatl. *Revista Geográfica del Instituto Panamericano de Geografía e Historia*, 4(10-20), 65-98.

Schneider, D., Delgado Granados, H., Huggel, C. y Kääb, A. (2008). Assessing lahars from ice-capped volcanoes using ASTER satellite data, the SRTM DTM and two different flow models: case study on Iztaccihuatl (Central Mexico). *Natural hazards and Earth system sciences*, (8): 559-571.

Sheridan, M., Hubbard, B., Bursik, M., Abrams, M., Siebe, C., Macías, J. L. y Delgado Granados, H. (2001). Gauging short-term volcanic hazards at Popocatépetl. *EOS, Transactions, American Geophisical Union*, 82: 16.

Siebe, C., Macías, J. L., Abrams, M., Rodríguez, S. y Castro, R. (1997). Catastrophic prehistoric eruptions at Popocatépetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán-Oriental basin, east-central Mexico. En: *Pre-meeting excursion fieldtrip guidebook No. 4, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) General Assembly*, Puerto Vallarta.

Vaughan, D.G., J.C. Comiso, I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok, P. Mote, T. Murray, F. Paul, J. Ren, E. Rignot, O. Solomina, K. Steffen and T. Zhang. (2013). Observations: Cryosphere. En: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Vázquez-Selem, L. (1991). Glaciaciones del Cuarternario Tardío en el volcán Téyotl, Sierra Nevada. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía*, 22: 25-45.

Vázquez-Selem, L. (1997). Late Quaternary glaciations of Téyotl volcano, Central Mexico. *Quaternary International*, vol. 43-44, 67-73.

Vázquez-Selem, L. (2011). Las glaciaciones en las montañas de México. En: Caballero Miranda, M., y Ortega Guerrero, B. (Coords.), *Escenarios de cambio climático: Registros del Cuaternario en América Latina I*, Universidad Nacional Autónoma de México, México, pp. 218-238. ISBN 978-607-02-2432-4

Vázquez-Selem, L. y Heine, K. (2004). Late Quaternary glaciation of Mexico. En Ehlers, J. y Gibbard, P. L. (coords.), *Quaternary Glaciations. Extent and Chronology, Part III: South America, Asia, Africa, Australia, Antarctica*, Elsevier, Amsterdam, pp. 233-242.

Vázquez-Selem, L. y Heine, K. (2011). Late Quaternary Glaciation in Mexico. En: Ehlers, J., Gibbard, P. L. y Hughes, P. D. (eds.), *Quaternary Glaciations. Extent and Chronology, A closer look, Volume Developments in Quaternary Science*, Elsevier, Amsterdam, vol. 15: 849-861.

Weitzberg, W. (1923). El ventisquero del Popocatépetl. *Memoria Sociedad Científica A. Alzate*, 41: 65-90

White, S. E. (1954). The Firn Field on the Volcano Popocatépetl, Mexico. *J. Glaciology*, 2: 389-392.

White, S. E. (1956). Probable substages of glaciation on Iztaccihuatl, Mexico. *Journal of Geology*, vol. 64: 289-295.

White, S. E. (1962a). El Iztaccíhuatl: Acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno superior. *Instituto Nacional de Antropología e Historia. SerieInvestigaciones*, 6: 80 pp.

White, S. E. (1962b). Late Pleistocene glacial sequence for the West side of Iztaccíhuatl Volcano, México. *Geological Society of America Bulletin*, 73: 935-958.

White, S. E. (1978). Acontecimientos glaciales y periglaciales en el Ajusco. *Antropología e Historia: Boletín del Instituto Nacional de Antropología e Historia*, 22: 51-56.

White, S. E. (1981a). Equilibrium line altitudes of late Pleistocene and recent glaciers in Central Mexico. *Geografiska Annaler*, 63A: 241-249.

White, S. E. (1981b). Neoglacial to recent glacier fluctuations on the volcano Popocatepetl, Mexico. *Journal of Glaciology*, vol. 27: 357-361.

White, S. E. (1986). Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico. *Quaternary Science Reviews*, vol. 5: 201-205.

White, S. E. (2002). Glaciers of México. Satellite image atlas of glaciers of the world. En: Williams, R. S. y Ferrigno, J. G. (eds.), *US Geological Survey, Professional Paper*, 383-405.

White, S. E. y Valastro Jr., S. (1984). Pleistocene Glaciation of Volcano Ajusco, Central Mexico, and comparison with the Standard Mexican Glacial Sequence. *Quaternary Research*, 21(1): 21-35.

White, S. E., Reyes-Cortes, M., Ortega Ramírez, J. y Valastro Jr, S. (1990). El Ajusco: geomorfología volcánica y acontecimientos glaciales durante el Pleistoceno superior y comparación con las series glaciales mexicanas y las de las Montanas Rocallosas. *Instituto Nacional de Antropología e Historia, México*.

Zemp, M., Haeberli, W., Bajracharya, S., Chinn, T.J., Fountain, A.G., Hagen, J.O., Huggel, C., Kääb, A., Kaltenborn, B.P., Karki, M., Kaser, G., Kotlyakov, V.M., Lambrechts, C., Li, Z.Q., Molina, B.F., Mool, P., Nellemann, C., Novikov, V., Osipova, G.B., Rivera, A., Shrestha, B., Svoboda, F., Tsvetkov D.G. and Yao, T.D (2007). Glaciers and ice caps. Part I: Global overview and outlook. Part II: Glacier changes around the world. *Global outlook for ice and snow*, Nairobi, United Nations Environment Programme.

Material complementario

Caja 1. La Criósfera

La Criósfera es un término colectivo para todas las componentes del sistema terrestre que contienen una fracción importante de agua en estado de congelamiento. Está compuesta por diferentes elementos tales como la nieve, los ríos y lagos de hielo, casquetes glaciares, los glaciares, o los suelos congelados que pueden existir tanto en tierra como debajo de los océanos. El tiempo de vida de cada componente es variable, no obstante, todas éstas son inherentemente sensibles a los cambios de temperatura del aire y de la precipitación y por lo tanto al cambio climático (Vaughan et ál., 2013).

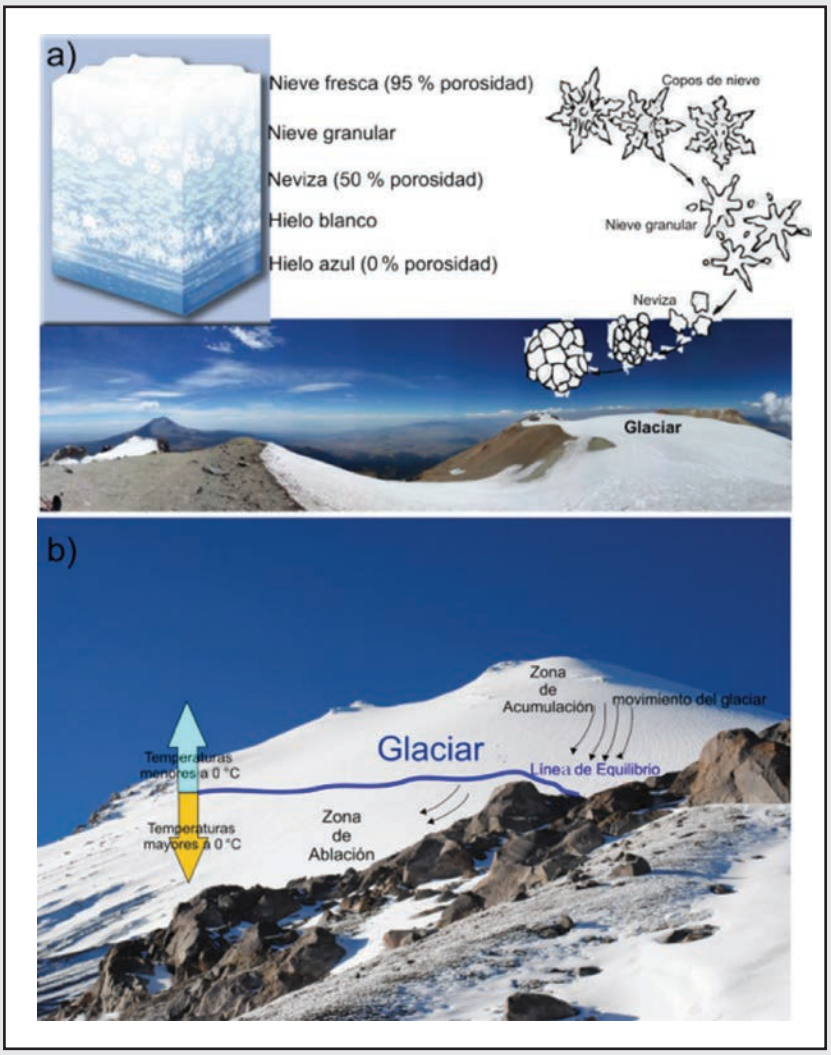
La Criósfera se extiende sobre aquellas partes del planeta donde el clima es compatible con la presencia de agua en estado sólido. Durante el Cuaternario, el periodo geológico vigente iniciado hace 2.6 millones de años, el clima se ha caracterizado por la alternancia de fases frías (o glaciales) y calientes (o interglaciales). El momento actual corresponde a un interglacial que inició hace unos 12,000 años (Holoceno), pero durante la época precedente (Pleistoceno) la Criósfera (glaciares continentales y de montaña, superficies nevadas, suelos congelados, hielo marino) se expandió y contrajo en repetidas ocasiones. De las fases frías, de expansión, quedan vestigios en los diferentes archivos geológicos, que permiten reconstruir la amplitud de la Criósfera y ciertos parámetros del clima asociados a ella, en particular la temperatura.

La Criósfera a nivel mundial no solamente es un indicador pasivo del cambio climático, ya que los cambios en cada una de sus componentes tienen un efecto significativo y perdurable en los sistemas físicos, biológicos y sociales del planeta. Por ejemplo, las capas de hielo y los glaciares controlan de forma importante los niveles promedio del mar (ver Capítulo 3. Cambios en el nivel del mar de este volumen). Por otro lado, la desaparición de los glaciares de montaña afecta a las comunidades locales tanto por el recurso hídrico como por las actividades turísticas que este tipo de paisajes permiten (Jiménez-Cisneros et ál., 2014).

El estado actual de los glaciares de montaña alrededor del mundo muestra que estos desaparecen como respuesta al incremento en la temperatura de la atmósfera en las últimas décadas. Se sabe que en las regiones de montaña donde aún existen glaciares, el volumen de estos cuerpos de hielo ha disminuido considerablemente durante los últimos 150 años. Tiempo en el cual muchos de los pequeños glaciares han desaparecido completamente y otros están en extinción Vaughan et ál. (2013).

Caja 2. Glaciar

Un glaciar es una masa de hielo perene que se origina de la acumulación y compactación de nieve, la cual muestra evidencias de movimiento pasada o presente (a través de deformaciones internas o desplazamientos en la base) el cual se ve limitado por la tensión interna y la fricción en la base y a los lados. Un glaciar se mantiene por la acumulación de nieve a grandes altitudes, equilibrada con derretimiento de nieve en las altitudes bajas y/o descargas de masa al océano (Figura). Una masa de hielo con el mismo origen que los glaciares, pero de dimensiones continentales, se le nombra como: capa de hielo.



Formación de glaciares y partes de un glaciar. a) Transformación nieve-hielo glaciar. b) Principales zonas de un glaciar. Fotografías tomadas por los autores del Iztaccíhuatl y Citlaltépetl (Pico de Orizaba). Las ilustraciones fueron tomadas de: http://platea.pntic.mec.es/~cmarti3/GEO/mod/hazul.htm
http://acbconsultores.com/Geologia%20general/Glaciares/Glaciares.htm.

Caja 3. Terminología Básica

Clima de montaña. Es un clima atribuido a las regiones de alta-montaña (> 3,000 m de altitud) en donde es más notable el enfriamiento conforme se va adquiriendo altura. Este clima está caracterizado por inviernos largos y fríos con temperaturas primordialmente negativas, veranos frescos y cortos y en ocasiones condiciones extremas de temperatura, precipitación y nevadas.

Congesta. Nieve parcialmente compactada. Se trata de un tipo de nieve que ha quedado como remanente de las nevadas anteriores y se ha recristalizado hasta formar una nieve granular (parecida al granizo) más densa que la nieve fresca. Todas las formas de nieve son, al final de cuentas, un tipo de hielo y en este caso es un tipo de hielo en estado intermedio entre nieve y hielo glacial. También se le conoce como neviza.

Desglaciación. Transición que se produce desde condiciones completamente glaciales (edad de hielo) a condiciones calientes o interglaciales caracterizadas por un calentamiento global y aumento en el nivel del mar debido al cambio en el volumen de hielo continental.

Extinción Glacial. La extinción glacial es un término usado para referirse a la desaparición de las coberturas glaciares en una región, luego de verificarse los fenómenos de retroceso, adelgazamiento y pérdida de masa como respuesta a cambios en el clima o por forzamientos extremos como erupciones volcánicas.

Gelifracción. Proceso periglacial consistente en el fracturamiento de las rocas por acción del congelamiento y descongelamiento del agua entre la noche y el día dentro de las fracturas de una roca, actuando como cuña y ocasionando su desprendimiento.

Glaciar de rocas o rocoso. Masa de fragmentos de roca o materiales más finos sobre una ladera que contiene hielo y muestra señales de movimiento anteriores o actuales ladera abajo.

Interglacial o interglaciación. Periodos cálidos entre glaciaciones o edades de hielo. Usualmente definidos como periodos en los cuales los niveles del mar se encontraban próximos al nivel actual del mar.

Morrena. Es una cordillera o manto de material glaciar no estratificado depositado cerca de un glaciar.

Periglacial. Condiciones y formas terrestres asociadas con ambientes fríos no glaciales. El termino peri proviene de la asociación exclusiva que se tenía de estos proceso limitándolos únicamente a las periferias de los glaciares, sin embargo, estos ambientes pueden existir fuera de las zonas glaciales siempre que existan condiciones de congelamiento que perduren por al menos dos años consecutivos.

Permafrost. Suelo o roca que incluye hielo y material orgánico que permanece en o por debajo de los 0° C al menos durante dos años consecutivos.

Proceso glaciológico. Este término hace referencia a cualquiera de los procesos físico-químicos que ocurren dentro de la Criósfera. La formación de hielo glacial, la evolución del hielo glacial, el movimiento de un glaciar, los flujos de masa sobre el glaciar, los procesos de transportación de nieve, de fusión de hielo o la acumulación misma de la nieve son algunos de los proceso glaciológicos incluidos en este término de forma general.

Proceso periglacial. Termino que hace referencia a todos los procesos relacionados con ambientes periglaciales que modifican la superficie de la tierra. Estos ambientes están caracterizados por condiciones de congelamiento no glacial. Los procesos periglaciales pueden ser: el desgaste de la superficie debido a la cristalización del agua, el hielo sobre la superficie, el movimiento de masas y la erosión por congelamiento-deshielo de la superficie.

Glosario Criosférico

Ablación. Procesos que reducen la masa del glaciar. El principal contribuyente a la ablación es el derretimiento de nieve con escorrentía, sin embargo en muchos glaciares como los mexicanos la nieve se derrite principalmente por sublimación. Otros procesos de ablación son el arrastre de nieve por el viento y las avalanchas, las cuales representan un proceso importante de ablación en muchos glaciares de montaña.

Acumulación. Todos los procesos que agregan masa al glaciar. La principal contribución de masa al glaciar son las nevadas. Sin embargo, la acumulación también incluye la deposición de escarcha, la lluvia congelada, otro tipo de precipitación sólida, nieve arrastrada por el viento, y avalanchas.

Balance de Energía. La diferencia entre la energía total entrante y la energía total saliente. Si el balance es positivo, ocurre un calentamiento; si el balance es negativo, ocurre un enfriamiento.

Balance de Masa (de glaciares o capas de hielo). Es el balance entre la masa de entrada al cuerpo de hielo (acumulación) y la masa perdida (ablación o desprendimiento) durante un periodo de tiempo determinado, el cual por lo general es de un año o una estación. El balance de masa puntual se refiere al balance de masa localizado en un punto en particular sobre un glaciar o una capa de hielo. El balance de masa superficial es la diferencia entre la acumulación superficial y la ablación en la superficie. Los parámetros de entrada y salida de un balance de masa son:

> Acumulación. Todos los procesos que agregan masa al glaciar. La principal contribución de masa al glaciar son las nevadas. Sin embargo, la acumulación también incluye la deposición de escarcha, la lluvia congelada, otro tipo de precipitación sólida, nieve arrastrada por el viento, y avalanchas.
>
> Ablación. Procesos que reducen la masa del glaciar. El principal contribuyente a la ablación es el derretimiento de nieve con escorrentía, sin embargo en muchos glaciares como los mexicanos la nieve se derrite principalmente por sublimación. Otros procesos de ablación son el arrastre de nieve por el viento y las avalanchas, las cuales representan un proceso importante de ablación en muchos glaciares de montaña.

Capas de hielo. Masa de hielo en tierra de tamaño continental, la cual es suficientemente gruesa como para cubrir toda la cama de roca subyacente, de tal manera que su forma está dada principalmente por su dinámica (el flujo de hielo que se deforma internamente y/o se desliza en la base).

Congesta o Neviza. Estructuralmente se define como la etapa metamórfica entre la nieve y el hielo, donde el espacio poroso está parcialmente interconectado, permitiendo circular el agua y el aire; típicamente presenta densidades de 400 - kg m-3.

Crioturbaciones. Conjunto de alteraciones tanto en forma como de movimiento en las capas superiores del suelo.

Criósfera. Parte de la Tierra, compuesta por la atmósfera, hidrósfera y litósfera sujeta a temperaturas por debajo de los 0 °C al menos una vez cada año. Todas las zonas sobre y debajo de la superficie de la tierra y del océano en donde el agua se encuentra en estado sólido, incluyendo el hielo marino, los lagos de hielo, ríos de hielo, cobertura de nieve, glaciares y capas de hielo, y el suelo congelado el cual incluye al permafrost.

Cuaternario. El periodo Cuaternario es el último de los tres periodos que conforman la Era Cenozoica (65 Ma al presente), el cual se extiende desde 2.59 Ma al presente. Incluye las Épocas Pleistoceno y Holoceno.

Derretimiento. Proceso por el cual el gua pasa del estado sólido al estado líquido. Su sinónimo es fusión.

Desglaciación. Transición que se produce desde condiciones completamente glaciales (edad de hielo) a condiciones calientes o interglaciales caracterizadas por un calentamiento global y aumento en el nivel del mar debido al cambio en el volumen de hielo continental.

Edad de hielo. Una edad de hielo o periodo glacial está caracterizada por una reducción a largo plazo de la temperatura de la Tierra, resultando en el crecimiento de las capas de hielo y los glaciares.

Escorrentía. Es la parte de la precipitación que no se evapora y que no se transpira pero fluye a través del suelo o sobre la superficie del suelo volviendo a los cuerpos de agua.

Frente glaciar. Término o límite del glaciar.

Glaciar. Masa de hielo perene que se origina de la acumulación y compactación de nieve, la cual muestra evidencias de movimiento pasada o presente (a través de deformaciones internas o desplazamientos en la base) el cual se ve limitado por la tensión interna y la fricción en la base y a los lados. Un glaciar se mantiene por la acumulación de nieve a grandes altitudes, equilibrada con derretimiento de nieve en las altitudes bajas y/o descargas de masa al océano. Una masa de hielo con el mismo origen que los glaciares, pero de dimensiones continentales, se le nombra como: capa de hielo.

Glaciar de rocas o rocoso. Masa de fragmentos de roca o materiales más finos sobre una ladera que contiene hielo y muestra señales de movimiento anteriores o actuales ladera abajo.

Holoceno. La Época Holoceno es la última de dos épocas dentro del Periodo Cuaternario, la cual se extiende desde 11.65 ka (miles de años) al presente. Ésta es también conocida como la Etapa de Isótopos Marinos o reciente interglacial.
Interglacial o interglaciación. Periodos cálidos entre glaciaciones o edades de hielo. Usualmente definidos como periodos en los cuales los niveles del mar se encontraban próximos al nivel actual del mar.

Isoterma. La isoterma es una curva que une los vértices, en un plano cartográfico, que presentan las mismas temperaturas en la unidad de tiempo considerada. Por ejemplo, en un área determinada se pueden mapear un gran número de isotermas para la temperatura promedio del mes de enero.

Lengua glaciar. La parte más baja y alargada de un glaciar de valle o glaciar de salida.

Línea de Equilibrio. Límite espacial promedio que diferencia la zona donde se da la pérdida neta anual de masa de hielo (área de ablación) y la zona donde se da la ganancia de masa neta anual (área de acumulación). La altitud a la que se encuentra este límite es referida como Altitud de la Línea de Equilibrio (ALE).

Línea de las Nieves. Línea imaginaria que delimita el límite inferior del área cubierta por nieve; en un glaciar esta línea delimita las superficies cubiertas por nieve de aquellas cubiertas con hielo o neviza. Esta línea en un sentido estricto no tiene que ser continua. La línea de las nieves por lo general es fácil de identificar porque la nieve por encima de esta línea es más brillante que la neviza o el hielo que hay debajo.

Morrena. Una morrena es una cordillera o manto de material glaciar no estratificado depositado cerca de un glaciar. Existen varios tipos de morrenas, que dependen de su relación con el glaciar:

- Morrena de fondo: se sitúa bajo el hielo, en contacto con el lecho.
- Morrena lateral: los derrubios se sitúan en las orillas del lecho glaciar.
- Morrena central: formadas por la unión de morrenas laterales en la confluencia de dos glaciares en un mismo valle.
- Morrena frontal o terminal: son depósitos de derrubios en la zona de deshielo del glaciar.

- Morrena de ablación: son aquellas que han sido sedimentadas sobre el lecho del glaciar. Presentan materiales heterogéneos, pero lo más característico es la presencia de grandes bloques dispersos a lo largo del trayecto, llamados bloques erráticos.

También se llama morrena al sedimento depositado directamente por un glaciar. El glaciar baja desde alturas considerables y arrastra los materiales que encuentra en su camino.

Penitente. Irregularidad en la superficie del glaciar en forma de espiga, significantemente más alta que ancha que en ocasiones alcanza a medir algunos pocos metros. Los penitentes son una forma extrema, en metro-escala, de la rugosidad de la superficie la cual debería tomarse en cuenta al momento de medir la ablación sobre la superficie al usar estacas. Estas formaciones son comunes en condiciones de bajas temperaturas e intensa radiación solar, las cuales favorecen la ablación por sublimación y en consecuencia la formación de pequeñas irregularidades sobre la superficie. El término penitente está dado en español y no ha sido traducido al inglés.

Pequeña Edad de Hielo. Un intervalo de tiempo durante el último milenio caracterizado por un número de extensivas expansiones de los glaciares de montaña y de moderados retrocesos entre estas, tanto en el hemisferio Norte como en el hemisferio Sur. La ocurrencia de los avances glaciales difiere entre regiones, por lo tanto este periodo no está completamente definido en el tiempo. Muchas definiciones la posicionan en el periodo de 1400 y 1900 de la era actual. Reconstrucciones recientemente disponibles de la temperatura promedio en el Hemisferio Norte indican que los periodos más fríos a escala hemisférica tuvieron que haber ocurrido de 1450 a 1850 de la era actual.

Periglacial. Condiciones y formas terrestres asociadas con ambientes fríos no glaciales. El termino peri proviene de la asociación exclusiva que se tenía de estos proceso limitándolos únicamente a las periferias de los glaciares, sin embargo, estos ambientes pueden existir fuera de las zonas glaciales siempre que existan condiciones de congelamiento que perduren por al menos dos años consecutivos.

Permafrost. Suelo o roca que incluye hielo y material orgánico que permanece en o por debajo de los 0° C al menos durante dos años consecutivos.

Permafrost continuo. La mayor subdivisión de regiones de permafrost, que se encuentra de manera constante por debajo del suelo expuesto.

Permafrost discontinuo. Segunda subdivisión regional de permafrost adyacente a la región continua. Se caracteriza por amplias zonas con áreas libres de permafrost.

Permafrost esporádico o aislado. Zonas menores de permafrost rodeadas en su totalidad por suelos no congelados.

Permafrost fósil o relicto. Permafrost presente en regiones donde no se podría formar bajo las condiciones climáticas actuales.

Pleistoceno. La Época Pleistocena es la más reciente de las dos épocas en el Sistema Cuaternario, la cual se extiende desde 2.59 Ma (millones de años) hasta el principio del Holoceno a 11.65 ka.

Punto de fusión. La temperatura, Tm = 273.15 K = 0 °C, a la cual el hielo se funde (derrite) cuando la presión atmosférica es igual a 1 Atmósfera y el calor latente de fusión es suficiente para hacer el cambio de estado.

Solifluxión. Es el proceso geomorfológico característico de zonas de clima periglaciar (aunque puede darse incluso en los trópicos), consistente en el desplazamiento masivo y lento por gravedad de formaciones arcillosas u otros tipos de suelo sobre el permafrost a causa de la plasticidad y fluidez adquirida por aquéllos cuando absorben gran cantidad de agua.

Sublimación. Proceso por el cual el agua pasa del estado sólido al vapor sin derretimiento.

Suelo permanentemente congelado. Suelo o roca en la cual su totalidad o parte de sus poros se encuentran con hielo durante por lo menos dos años consecutivos.

Ultimo Máximo Glacial. Periodo durante la última era de hielo cuando los glaciares y las capas de hielo alcanzaron su máxima extensión, hace aproximadamente 21 ka.

Capítulo 5

REGISTROS PALEOCLIMÁTICOS

Autores líderes:

María del Socorro Lozano García[9], Priyadarsi Debajyoti Roy[8] y Yohan Alexander Correa Metrio[10].

Autores colaboradores:

Margarita Erna Caballero Miranda[8], José Domingo Carriquiry Beltrán[20], Blanca Lorena Figueroa-Rangel [23], Gerald Alexander Islebe[19], Laura Luna González[10], y José Villanueva Díaz[24].

[8]UNAM Instituto de Geofísica, [9]UNAM Instituto de Geografía, [10]UNAM Departamento de Paleontolodía, Instituto de Geología, [19]ECOSUR Unidad: Chetumal, El Colegio de la Frontera Sur, [20]UABC Universidad Autónoma de Baja California, [21]UNAM DGDC Dirección General de Divulgación de la Ciencia, [23]UDG Centro Universitario de la Costa Sur, Universidad de Guadalajara, [24]SAGARPA INIFAP Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias en Durango.

Palabras clave: Paleoclimas, interglacial, último máximo glacial, pleistoceno; holoceno, sequías; anomalía climática medieval, pequeña edad de hielo, año del hambre.

Resumen

Los datos sobre la variabilidad climática del pasado, antes del periodo instrumental, están disponibles en un conjunto de registros como son los sedimentos lacustres y oceánicos, corales, registros glaciales, espeleotemas, anillos de árboles. En este capítulo se ofrece un panorama de las evidencias paleoclimáticas y del conocimiento sobre los distintos forzamientos que actuaron y determinaron el clima pasado de México a partir del último glacial. Los registros se analizan de norte a sureste en tres ventanas temporales, el Pleistoceno (~ 121,000 - 19,000 años aP, la Deglaciación (~ 19,000 - 11,700 años aP) y el Holoceno (últimos 11,700 años aP). Los registros muestran cambios en la precipitación que se asocian a las variaciones en la insolación y ciclos solares, cambios en la distribución geográfica del Monzón y los vientos Alisios relacionados con cambios latitudinales de la posición promedio de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y los impactos de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS). Con los datos disponibles emerge un patrón de regionalización en la respuesta al cambio climático pasado en la zona central y norte del país. ENOS es un forzamiento principal en la variabilidad climática del Holoceno. La información paleoambiental es indispensable no solo para la validación de modelos de predicción climática sino para la prevención, adaptación y mitigación al calentamiento futuro.

Introducción

El análisis de los registros instrumentales y las proyecciones con base en distintos modelos indican que es muy probable que la temperatura global en la superficie terrestre sea cuando menos 1.5 °C, a finales de siglo (IPCC, 2013) superior a la del periodo entre 1850 y 1900, un calentamiento que en todas las regiones mostrará una variación interanual y decenal no uniforme (IPCC, 2013). Sin embargo, este calentamiento global, y el que se ha experimentado en las últimas décadas, es imposible de dimensionar sin el conocimiento de la variabilidad climática ocurrida en el pasado.

En el pasado, durante ciertos periodos se establecieron regímenes climáticos distintos al actual y, en consecuencia, se modificó la precipitación y la temperatura. Para poder obtener datos con respecto a estos regímenes climáticos del pasado se utilizan diferentes indicadores que contienen una señal climática, la cual se calibra para obtener estimaciones cualitativas y cuantitativas de temperatura y precipitación, y eventualmente de otros factores ambientales (Bradley, 2015). No obstante los forzamientos que actúan para determinar los regímenes climáticos del pasado tienen temporalidades diferentes a los del clima moderno, de esta manera, el conjunto de datos provenientes de las investigaciones paleoclimáticas permiten poner en perspectiva el calentamiento global y establecer las líneas base de la variabilidad climática natural.

En México los primeros trabajos se basaron en evidencias polínicas para reconstruir el paleoclima principalmente en la cuenca de México. Sin embargo, en las ultimas décadas las investigaciones se han ampliado geográficamente abarcando casi todo el territorio nacional y utilizando una variedad de indicadores. Así, se ha conseguido obtener una visión más amplia sobre el cambio climático pasado en México, incluyendo su variabilidad regional. Este capítulo resume el panorama de los paleoregistros disponibles para el país que abarcan los últimos 121,000 años. En primer lugar se describen los forzamientos climáticos del pasado (1) y el tipo de registros donde quedan archivadas las señales del clima pasado (2). Las reconstrucciones paleoclimáticas que se han llevado a cabo en el país, incluyen a los registros continentales, los cuales fueron divididos en norte, centro y suroeste y los registros marinos del Pacífico y el Golfo de México. De tal forma que las reconstrucciones que se presentan están divididas en los siguientes intervalos temporales (i) Pleistoceno tardío (~ 121,000 - 19,000 años antes del presente, aP de aquí en adelante) (3), (ii) la Deglaciación (~ 19,000 - 11,700 años aP) (4) y (iii) Holoceno (últimos 11,700 años) (5).

1. Forzamientos en escalas de milenios a centurias

Para reconstruir el clima pasado hay que tomar en consideración forzamientos que interactúan en diferentes escalas temporales y geográficas como determinantes de la variabilidad climática (Bradley, 2015). Entre estos factores están los cambios en el volumen global de hielo y la variación en el nivel del mar, así como los ciclos de Milankovich, los cuales determinan la insolación modificando el régimen de lluvias y temperaturas globales en escalas temporales de miles de años. Por otro lado, la variabilidad climática en plazos más cortos está asociada con factores tales como la variabilidad en la actividad solar, las erupciones volcánicas, los ciclos oceánicos, entre otros.

Para México, el desarrollo del casquete Laurentido durante el periodo glacial (~ 75,000 a 12,000 años aP) tuvo impactos importantes que se tradujeron, además de la disminución en la temperatura, en la alteración de la precipitación tanto en cantidad como en su distribución a lo largo del año (p. ej. Roy et ál., 2013; Torres-Rodríguez et ál., 2015). La circulación meridional del Atlántico (antes denominada circulación termohalina), la cual regula el transporte de calor inter-hemisférico, se vio alterada por pulsos de descarga de agua dulce en el Atlántico Norte durante los denominados eventos Heinrich. Estos eventos cuya duración fue de unos cuantos milenios tuvieron impactos en la región centro y norte modificando el desplazamiento y posición promedio de la ZCIT (Zona de Convergencia Intertropical) lo cual alteró los patrones de lluvia en la zona (p. ej. Correa-Metrio et ál., 2012b). Las hipótesis basadas en datos empíricos sugieren que durante los periodos fríos del glacial, denominados estadiales, el transporte de agua cálida hacia el norte a través de la circulación meridional del Atlántico se vio limitada, contribuyendo al aumento de precipitación en las zonas tropicales del hemisferio sur e incrementando las condiciones secas en el norte del trópico americano. Este patrón fue aparentemente el resultado de que condiciones más frías en el hemisferio norte, restringieron el desplazamiento estacional de la ZCIT sin lograr una posición septentrional. De manera contrastante, durante los periodos

cálidos del glacial, llamados interestadiales, el patrón que pudo establecerse fue un incremento en la precipitación por mayor actividad monzónica en el norte de los trópicos con una ZCIT más al norte, mientras que en las zonas sur se establecían condiciones secas.

Otro forzamiento que afecta la variabilidad interanual en la distribución de la precipitación en la región es El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) (p. ej. Bernal et ál., 2011). Para México, la precipitación invernal aumenta durante los años El Niño en la mayor parte del país, aunque hay variaciones regionales. Durante el verano del El Niño en general hay una disminución de la lluvias pues le ZCIT tiende a permanecer más cercana al ecuador (Magaña et ál., 2003). En los veranos de La Niña, la fase fría de ENOS, en el norte de México se ven favorecidos inviernos más secos, propiciando sequias (Magaña et ál., 2003). En cuanto a temporalidades aun mas finas, la cantidad de radiación que llega al planeta se ve afectada por los ciclos de las manchas solares, que presentan periodicidades de 210, 80, 22 y 11 años, variaciones que pueden estar relacionadas a la intensidad de la convección y la migración de la ZCIT (p. ej. Lozano-Garcia et ál., 2007).

2. Registros de cambio climático

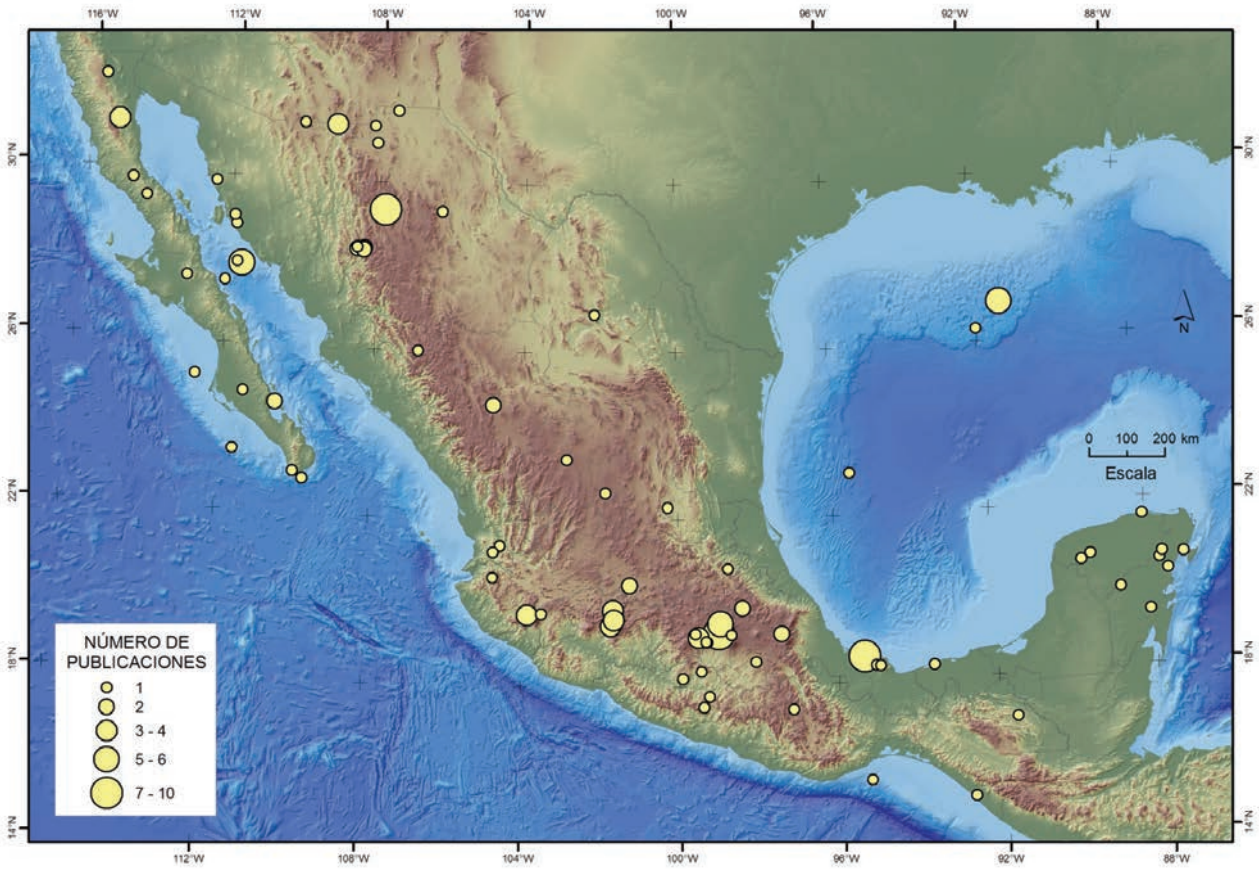
La posición geográfica del país con su importante topografía permite que se establezcan climas muy variados, los cuales han presentado una importante variabilidad a través del tiempo. El cambio en los elementos climáticos ocurrido en los últimos miles de años ha tenido un efecto sustancial en el ambiente, de manera que la señal de la variabilidad climática ha quedado archivada en diferentes tipos de registros como sedimentos lacustres, paleosuelos, sedimentos oceánicos, registros glaciales, espeleotemas, corales, anillos de árboles, entre otros.

Durante los últimos miles de años el clima ha variado de periodos fríos (glaciales) con la disminución de la temperatura de 8 °C en promedio a periodos cálidos (interglaciales) donde la temperatura aumenta un promedio de 2 a 3 °C (Andersen et ál., 2007). Los periodos glaciales se caracterizan por el crecimiento de los casquetes alterando los patrones de precipitación y modificando la distribución de la biota. Estas variaciones han quedado archivadas en ambientes de depósito como son los lagos, los cuales constituyen los archivos donde mejor se preserva la historia ambiental de los continentes pues contienen un conjunto de indicadores biológicos y no-biológicos que se depositan en el fondo de estos cuerpos de agua durante largos periodos en los cuales se puede descifrar el cambio climático en diferentes escalas temporales (p. ej. Caballero et ál., 2010). En la actualidad en México, la mayor parte de los cuerpos de agua se localizan en la región del centro y sur, y tienen diferente origen (p. ej. kársticos en la península de Yucatán, lagos cráter en el centro o lagos formados por apresamiento por eventos volcánicos o tectónicos, etc.). En el norte son pocos los cuerpos de agua permanentes, pero persisten depósitos de cuerpos de agua extintos (paleolagos) que también ofrecen información paleoambiental (p. ej. Roy et ál., 2014a). En las cuencas oceánicas también se acumulan sedimentos que funcionan como registros históricos de cambio climático (p. ej. Barron et ál., 2004; Arellano-Torres et ál., 2013). En el país hay 83 localidades estudiadas donde se han analizado los diferentes indicadores de cambio ambiental documentando la variabilidad climática de los últimos 120,000 años. Entre ellos, 10 son marinos y 73 continentales (Figura 1).

Dada la historia geológica y la orografía de la FVTM (Faja Volcánica Transmexicana) se ha favorecido el desarrollo de cuencas intermontanas donde se formaron extensos lagos, como es el caso del sistema lacustre de la Cuenca de México (CM). Las investigaciones paleoclimáticas basadas en este sistema lacustre iniciaron en 1952 relacionadas con los estudios arqueológicos y con la documentación estratigráfica de los amplios espesores lacustres Actualmente, esta cuenca es una de las más estudiadas en el país desde el punto de vista paleoclimático (Figura 1). El estudio de sus sedimentos han generado la reconstrucción de cambios en precipitación y temperatura de los últimos 90,000 años con registros que analizan cambios en niveles lacustres, historia glacial y volcánica, cambios en las comunidades de plantas, isótopos y geoquímica (p. ej. Lozano-Garcia y Ortega-Guerrero, 1998; Ortega-Guerrero et ál., 2000; Torres-Rodríguez et ál., 2015). Los estudios multidisciplinarios inician a partir de la década de los noventas en la región y existen a la fecha estimaciones cualitativas de precipitación asociadas a la posición latitudinal promedio de la ZCIT, cambios en la insolación y estacionalidad, temperatura del Pacifico y del Golfo de México y estimaciones cuantitativas de temperatura.

Para el sur del país, se cuenta con una variedad de estudios, la mayoría de ellos derivados del interés en el desarrollo, climax y abandono de la cultura Maya (p. ej. Hodell et ál., 1995; Carrillo-Bastos et ál., 2013). Así, los registros cubren temporalidades que no van mas allá del Holoceno. La Península de Yucatán en la actualidad y en varias instancias del pasado ha estado dominada por condiciones climáticas desfavorables para la preservación de registros sedimentarios (climas que van de estacionales a secos). Sin embargo, la formación de cenotes y hoyos de disolución en la plataforma de carbonatos es un rasgo sistemático de la región, de manera que la evidencia proviene en su mayoría de dichas formaciones. De acuerdo a la información paleoclimática reportada para el sur de México, los principales factores que han controlado el clima en escalas temporales de decenas de miles de años son las fluctuaciones de temperatura del Atlántico Norte y la posición media de la ZCIT (p. ej. Hodell et ál., 1995; Medina-Elizalde et ál., 2010). En escalas temporales mas finas, estos factores han confluido con otros forzamientos tales como cambios en la actividad solar, el sistema de variabilidad interanual del Pacífico, manifestado principalmente a través del fenómeno de El Niño, y en algunos casos se reporta una influencia antropogénica sobre el paisaje que pudo estar asociada con cambios en los patrones de precipitación regionales (p. ej. Lozano-García et ál., 2013).

Figura 1. Mapa de localización de sitios donde se ha estudiado el registro paleoclimático de México



3. Pleistoceno tardío

3.1 Norte

El último interglacial (~ 121,000 años aP) en la península de Baja California Sur, que corresponde a una etapa similar a la actual, estuvo caracterizado por ambientes menos desérticos comparados con los modernos (Blanchet et ál., 2007). Durante el último periodo glacial (~ 75,000 - 15,000 años) se incrementó la desertificación en la cuenca de Purísima-Iray-Magdalena (Baja California Sur) durante los estadíos fríos o estadiales mientras que en las partes centrales Chihuahua (Babícora) y Zacatecas (La Salada) la cantidad de precipitación de verano se incrementó durante los interestadiales cálidos (Blanchet et ál., 2007; Roy et ál., 2013; Roy et ál., 2014a). Este periodo se caracterizó por lluvias de verano geográficamente restringidas y las zonas norte de Baja California y Chihuahua recibían principalmente precipitación de invierno (Pigati et ál., 2009; Roy et ál., 2013). Por su parte, el último máximo glacial (UMG, 23 a 19 mil años antes del presente, Mix et ál., 2001) estuvo caracterizado por mayor desertificación en Baja California Sur y por condiciones templadas con menor precipitación en la parte central de Chihuahua (Metcalfe, 1997). Sin embargo, durante este mismo periodo, en Santiaguillo (Durango) los ambientes se manutuvieron húmedos (Chávez-Lara et ál., 2015). La productividad primaria en el margen Pacifico de Baja California durante las etapas isotópicas 5 a la 2 (de 110 a 20 Ka) fue significativamente mayor que durante el Holoceno y la deglaciacion. Lo anterior posiblemente fue ocasionado por el aumento en la intensidad de los vientos, generando condiciones más propicias para el desarrollo de surgencias más intensas (Carriquiry y Sanchez, 2010).

Durante el último glacial, la temperatura superficial del mar (TSM) en el norte del Golfo de California varió entre ~4 y 5 °C (Ziegler et ál., 2008), alcanzando hacia el UMG temperaturas mas bajas con una reducción en las surgencias y variaciones de hasta de 3 °C (McClymont et ál., 2012b). Los principales forzamientos climáticos durante el periodo glacial fueron cambios en la insolación de verano, la posición promedio de la ZCIT, el volumen del casquete Laurentido y la intensidad de la celda de alta presión subtropical del Pacífico. Las variaciones climáticas de escala milenial observadas en el margen continental sudoccidental de la península de Baja California durante el ultimo periodo glacial, indican que los periodos estadiales estuvieron caracterizados por condiciones oceanográficas tipo El Niño, con una mayor estratificación de la columna de agua, baja intensidad de surgencias y baja productividad primaria, mientras que durante los interestadiales el océano se caracterizaba sistemáticamente por condiciones tipo La Niña (Ortiz et ál., 2004). La gran coherencia entre los ciclos de alta productividad marina en el margen Pacifico de Baja California con los ciclos Dangaard-Oschger observados en el núcleo de hielo de Groenlandia, permiten confirmar que la productividad marina en esta región responde a forzamientos climáticos de escala global (Ortiz et ál., 2004). Durante el último interglacial se asocia el incremento en la precipitación y la menor desertificación a mayor insolación de verano. Para el glacial, los cambios en la cobertura espacial de las lluvias de verano e invierno estuvieron controladas por la variación en la insolación y por los cambios latitudinales de la ZCIT. En la región norte subtropical la reducción en la precipitación durante el UMG estuvo relacionada con cambios tipo El Niño (Roy et ál., 2013).

3.2 Centro

Entre 85,000 y 23,000 años aP, cambios en la convección asociados a enfriamiento del Atlántico y cambios en la posición promedio de la ZCIT causaron variaciones en el aporte de la humedad durante el último periodo glacial en la región central de México. Estas variaciones se infieren a partir de los conjuntos de indicadores de la cuenca de México reconstruyendo niveles lacustres bajos, periodos de sequía e incremento en episodios de fuego durante los estadiales fríos (Lozano-Garcia y Vázquez-Selem 2005; Caballero et ál., 2010; Torres-Rodriguez et ál., 2015). La dinámica de la ZCIT se refleja en el registro geoquímico de sequías de la cuenca de Chalco que abarca los últimos 85,000 años el cual muestra tendencias similares en escalas milenarias. Una mayor actividad de incendios en la cuenca se relaciona con largos periodos en la insolación de primavera con sequías frecuentes en el periodo entre 47,000 y 27,000 años aP, ambos asociados posiblemente a la reorganización de los controles oceánicos y atmosféricos por un casquete Laurentido más activo (Torres-Rodríguez et ál., 2015). A partir del registro glacial de Zacapu, Michoacán, se reconstruyeron cambios en la humedad con mayor precipitación de verano entre 50,000 y 40,000 años, sugiriendo una reducción en la precipitación posiblemente asociada a un bloqueo orográfico de los vientos Alisios por el enfriamiento (Correa-Metrio et ál., 2012b).

Durante el UMG en la cuenca de México, se registraron climas secos con niveles lacustres bajos en las secuencias de Chalco (Lozano-Garcia y Ortega-Guerrero 1994), Texcoco (Sedov et ál., 2010) y Tecocomulco (Caballero et ál., 1999). De manera similar, en la cuenca alta del Lerma ambientes fríos y secos con presencia de pastizales caracterizaron esta oscilación climática (Caballero et ál., 2002; Lozano-Garcia et ál., 2005). Sin embargo, existen hipótesis alternas para explicar observaciones de algunos registros paleoclimáticos que sugieren incremento de precipitación durante el UMG. La actividad monzónica relacionada a una circulación meridional somera con la posición de la ZCIT similar a la actual, se infiere a partir del registro de espeleotemas en Juxtlahuaca, Guerrero (Lachniet et ál., 2013). También se reporta un incremento de humedad a partir del registro del Lago Pátzcuaro, Michoacán, el cual se explica por el desplazamiento a una posición más al sur de los de los vientos del oeste que conllevó el aumento de las lluvias de invierno (Bradbury, 1997; Metcalfe et ál., 2007).

Para el UMG se reconstruye con base en la historia glacial de montañas del centro de México la disminución en la temperatura de -5 a -9 °C que fue acompañada por el descenso de la línea de las nieves hasta 1000 m msn (Vázquez-Selem y Heine 2004). Durante este intervalo, un mayor descenso de la línea de las nieves ocurrió en las elevaciones cercanas a la vertiente del Pacífico y menor en las cercanas al Golfo de México estableciéndose un gradiente de condiciones húmedas cercano a las costas a condiciones secas al centro de la FVTM (Caballero et ál., 2010). Lo anterior se explica por la hipótesis de un incremento de humedad de invierno durante este periodo ocurrida por el desplazamiento a una posición más al sur de los vientos del oeste (Bradbury 1997). Por otra parte también la temperatura superficial del mar en el Golfo de México disminuyo entre 3 a 4 °C durante este periodo (Ziegler et ál., 2008). En general un escenario de expansión del casquete, una ZCIT al sur y un debilitamiento de la celda de alta presión subtropical del Pacífico causaron que los vientos del norte que atraviesan el Istmo de Tehuantepec se debilitaran, aunque tanto la ZCIT como la celda de alta presión eran variables e inestables. Durante el UMG, se reportan para el Golfo de Tehuantepec aguas cálidas y estratificadas, con surgencias variables y reducidas (Arellano-Torres et ál., 2013).

3.3 Sureste

Para el último interglacial (121,000 años aP) el nivel del mar en la península de Yucatán aumentó rápidamente estimándose incrementos de 4 a 6 m durante un periodo entre 50 y 100 años (Blanchon et ál., 2009). Un factor importante en el crecimiento del casquete Laurentido fue la disminución del nivel de mar estimado en ~120 m lo cual propició cambios hidrológicos como el aporte de agua subterránea a los lagos como es el caso en la Península de Yucatán donde no hay registros paleoclimáticos para el periodo glacial.

4. Deglaciación

4.1 Norte

Las zonas norteñas de los desiertos mexicanos recibieron menor humedad durante la transición glacial-interglacial (Pigati et ál., 2009). Comparado con el UMG, durante la deglaciación la cantidad de precipitación de verano se incrementó en la parte central de Chihuahua durante deglaciación (Roy et ál., 2012) y disminuyó en Durango (Roy et ál., 2014b). Otra oscilación milenaria es el evento del Younger Dryas (~ 12,900 -1 1,700 años aP) que se caracterizó por disminución de la temperatura ~ 4 °C y reducción en la precipitación de ~250 mm en las elevaciones de la Sierra Madre Occidental en comparación con la actual (Ortega-Rosas et ál., 2008). En Chihuahua disminuyó la precipitación (Metcalfe, 1997) y en Baja California Sur se incrementó la intensidad de los vientos (Murillo de Nava et ál., 1999).

Durante la deglaciación la temperatura superficial del mar en el Golfo de California aumentó entre 4 y 5 °C A los 13,000 años aP se registró un calentamiento abrupto de ~3 °C contemporáneo con el evento frio del Younger Dryas con un aporte de terrígenos variable (Cheshire et ál., 2005). La productividad primaria en el margen Pacifico de Baja California presentó cambios abruptos durante la deglaciación, pero en promedio esta fue similar a la observada durante el ultimo periodo glacial (Carriquiry y Sanchez 2010, 2014).

En términos generales para la región subtropical de México, los forzamientos mas importantes durante la deglaciación fueron la reducción del casquete Laurentido, los cambios en la posición latitudinal de la ITCZ , el aumento en la temperatura superficial del mar durante las intermisiones cálidas que permitió un mayor acarreo de humedad al continente incrementando el aporte fluvial al océano Pacífico. Sin embargo, la variabilidad en la temperatura de la superficie del mar implicó cambios en la cobertura geográfica de la precipitación de verano.

4.2 Centro

El inicio de la deglaciación (17,200 años aP) estuvo marcado por un aumento en la temperatura superficial del océano de 2 a 3 °C en el norte del Golfo de México (Flower et ál., 2004). Dos pulsos de agua dulce entre 16,100 y 15,600 años aP y otro más intenso entre 15,200 y 13,000 años aP se registraron en los sedimentos de la cuenca Orca del Golfo. El primer pulso de agua mostró coincidencia con el evento frío H1 y en varios sitios del centro dominaron climas fríos y secos; tal es el caso de Zacapu (Ortega et ál., 2002; Correa-Metrio et ál., 2012b), Zirahuén (Lozano-García et ál., 2013) y Texcoco. Para este intervalo se sugiere que la circulación meridional del Atlántico se redujo causando una migración al sur de la ZCIT. También en Juxtlahuaca, Guerrero, se documentan climas secos con menor aporte de humedad durante el evento frío global H1 (Lachniet et ál., 2013). En las elevaciones altas del centro de México el registro glacial muestra que el retroceso de los glaciales fue posterior a los 14,000 años aP registrándose un retroceso rápido entre 13,000 a 12,000 años (Vázquez-Selem y Heine, 2004). En el registro de Zacapu entre 19,000 y 17,000 años aP además de la precipitación por los vientos de oeste, se considera un mayor aporte de humedad invernal vía los nortes (Correa-Metrio et ál., 2012b). Sin embargo, en otros sitios como en la cuenca del Lerma hay una tendencia a mayor humedad (Caballero-Miranda y Ortega-Guerrero, 1998) lo que sugiere cierta regionalizacion en la respuesta al cambio climático. Para el Golfo de Tehuantepec se detectó aumento en el aporte de terrígenos, condiciones redox variables, aguas estratificadas e intervalos de surgencias esporádicos (Arellano-Torres et ál., 2013).

4.3 Sureste

Para el oeste de Oaxaca, se reportan ciclos de incisión y depositación aluvial durante la deglaciación, mismos que sugieren secuencias de climas contrastantes que podrían estar asociados con los eventos contrastantes y cambios abruptos ocurridos durante la deglaciación (Mueller et ál., 2012).

5. Holoceno (los últimos 11,000 años)

5.1 Norte

Condiciones frías y húmedas se registraron en las elevaciones de la Sierra Madre Occidental durante el Holoceno temprano (9,200 años aP), con la precipitación de invierno (~450 mm) representando más del doble de aquella reconstruida para el verano (~ 250 mm) (Ortega-Rosas et ál., 2008). En Baja California, la lluvia dominantemente de invierno propició niveles lacustres altos (Davis, 2003) y ambientes húmedos en las regiones del norte de Chihuahua y Sonora (Pigati et ál., 2009). Sin embargo, las zonas centrales de Chihuahua y Durango se caracterizaron por una mayor precipitación de verano (Roy et ál., 2012; Roy et ál., 2014b). En la zona de la Sierra Madre Occidental entre 9,000 y 7,000 años aP la temperatura se incrementó por lo menos 4 °C. El Monzón de Norteamérica tuvo impacto en una zona más amplia que en la actualidad y la intensidad de las tormentas de invierno se redujo paulatinamente.

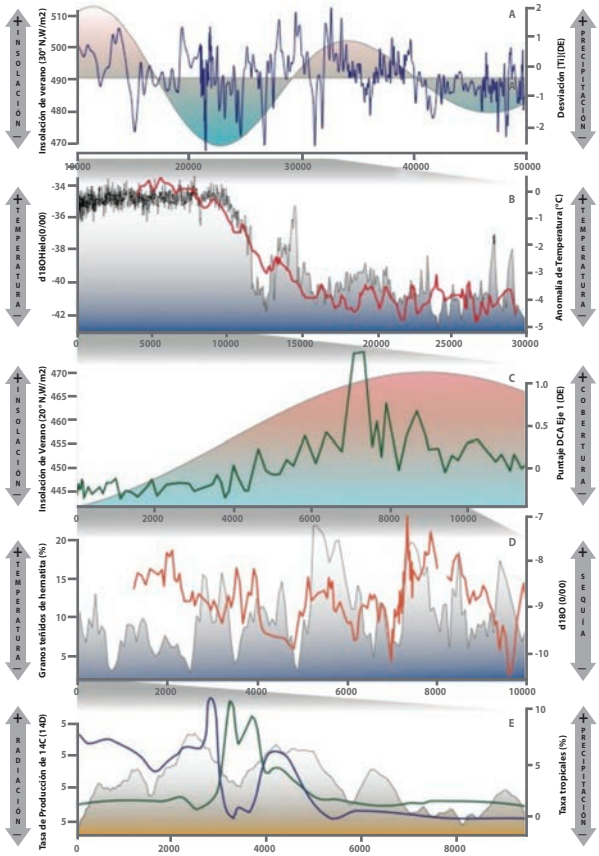
El aumento de temperatura en Baja California y Chihuahua durante el Holoceno medio (entre 7000 y 4,000 años aP) dio lugar a la desertificación de la región (Davis, 2003). Algunos de los depósitos eólicos de Baja California se formaron por incremento en los vientos del suroeste (Murillo de Nava et ál., 1999). El Monzón se redujo y ocurrió un incremento de lluvia de verano en la zona norte de San Luis Potosí (Roy et ál., 2013) y Sonora (Brunelle et ál., 2010). El Holoceno tardío (últimos 4,000 años aP) se caracterizó por la reducción en la cantidad de precipitación de verano en el margen sur subtropical mexicano y el aumento en la precipitación en la región norte.

La temperatura superficial del margen del Golfo de California y el Pacífico sudoccidental de Baja California disminuyó a los ~10,000 años entre 2 y 3 °C (Marchitto et ál., 2010; McClymont et ál., 2012a). Sin embargo, antes de 8,000 años aP el Pacífico tropical se mantenía más cálido comparado con el Golfo de California y posteriormente a los ~ 6,000 años aP las aguas del Golfo se calentaron (Barron et ál., 2004). Hasta el Holoceno medio no se presentó la intrusión de aguas cálidas tropicales hacia el Golfo de California, pero gradualmente hacia el Holoceno medio y tardío la intrusión de aguas cálidas se hizo evidente (Pérez-Cruz, 2006). En general, en el Golfo de Tehuantepec tanto la productividad como las surgencias aumentaron (Arellano-Torres et ál., 2013). La variabilidad en la frecuencia e intensidad de El Niño durante el Holoceno medio (~ 7,000 a 4,000 años aP) controló la variabilidad hidroclimática regional. La vegetación en Chihuahua durante este mismo periodo indica temperaturas cálidas (Metcalfe, 1997), mientras que para Baja California se reportan ambientes secos e intensificación de la desertificación (Davis, 2003). La productividad primaria en el Pacifico frente a Baja California durante el Holoceno tardío es una de las mas bajas observadas en esta región durante los ultimos 50,000 años (Carriquiry y Sánchez, 2014). En San Luis Potosí hasta zonas de norte de Sonora se incrementó la cantidad de precipitación de verano (Roy et ál., 2013). Debido a una mayor insolación de verano, una ZCIT con una posición promedio más al norte y menor recurrencia de eventos El Niño, se dio lugar a la expansión del Monzón norteamericano a latitudes más altas.

Durante los últimos 2,000 años, el clima de verano en los estados de San Luis Potosí y Durango ha sido seco, mientras que para el norte de Sonora fue húmedo durante el invierno (Minckley y Whitlock, 2000; Roy et ál., 2013; Roy et ál., 2014b). El clima durante la anomalía climática medieval (ACM) (950 a 750 años aP.) se caracterizó por ser cálido seco con mayor actividad de incendios en las elevaciones de la SMO (Sierra Madre Occidental) y las zonas norte de Sonora (Ortega-Rosas et ál., 2008; Brunelle et ál., 2010). Durante este mismo periodo se reporta la intrusión de aguas tropicales en la región sur del Golfo de California (Pérez-Cruz, 2006).

Entre los forzamientos que controlan los regímenes de lluvias de verano e invierno en el norte están ENOS y la TSM. Durante el Holoceno temprano El Niño domina reflejándose en TSM del Pacifico tropical y el Golfo de California (Marchitto et ál., 2010; McClymont et ál., 2012a). Un mayor gradiente de presión entre el Golfo de México y el Pacífico tropical llevó a la intensificación de los vientos de norte que atraviesan el Istmo de Teuhuantepec. El flujo monzónico dominante durante > 8,000 años aP fue del Pacífico tropical (Barron et ál., 2004) y un mayor aporte de humedad hacia Chihuahua y Durango provino del Golfo de California donde las aguas eran más cálidas (Roy et ál., 2014b). Para el Holoceno medio las lluvias de verano provenían del Golfo de California y el Golfo de México.

Figura 2. Mecanismos de forzamiento climático globales (izquierda) y su respuesta en algunos registros plaeoclimáticos de México (derecha) en diferentes escalas temporales (mayor a menor de arriba a abajo).



Fuente: Citadas en las descripción de cada inciso.

A. Concentraciones estandarizadas de Titanio en el registro del paleolago Babícora en el norte de México (línea azul, Roy et ál., 2013), como respuesta a cambios en la insolación de verano en 30 ºN (serie sólida, Berger y Loutre 1991; Paillard et ál., 1996); este registro demuestra el control ejercido por la insolación de verano sobre los niveles de precipitación.
B. Anomalías de temperatura con respecto al presente en la cuenca de Chalco estimadas con base en el registro palinológico de los últimos 30,000 años (línea roja, Correa-Metrio et ál., 2013), y su relación con el registro isotópico de oxígeno de Groenlandia como un indicador de los cambios globales en temperatura (serie sólida, Andersen et ál., 2007); este registro ejemplifica la estrecha relación existente entre las temperaturas globales y regionales.
C. Puntajes en el Eje 1 de un Análisis de Correspondencia sin Tendencia de la secuencia palinológica de los últimos 12,000 años en la cuenca del Lago Zirahuén (línea verde, Lozano-García et ál., 2013), como respuesta a la insolación de verano en a 20 oN (serie sólida, Berger y Loutre, 1991; Paillard et ál., 1996); mayores puntajes en el Eje 1 del DCA indican una cubierta forestal mas vigorosa en la cuenca del lago, ilustrando la dependencia de los bosques de la precipitación derivada de la insolación de verano.
D. Registro isotópico derivado de una espeleotema de la cueva del Diablo (Estado de Guerrero) como indicador de disponibilidad de humedad en el sur de México durante los últimos 10,000 años (línea naranja, Bernal et ál., 2011), y su relación con la depositación de detritos transportados por hielo en el Atlántico Norte (serie sólida, Bond et ál.,2001); durante el Holoceno, sucedieron eventos de descargas de icebergs en el Atlántico Norte, mismas que redundaron en menores temperaturas oceánicas y desplazamientos hacia el sur de la Zona Intertropical de Convergencia, y por ende, condiciones relativamente secas en el hemisferio norte.
E. Los últimos mil años en el Lago Verde (Estado de Veracruz), definidos en términos de los porcentajes de taxa de bosque tropical (línea verde) y niveles del lago inferidos a partir de diatomeas (línea azul, Lozano-Garcia et ál., 2007), y su asociación con cambios en la actividad solar revelados por la producción de ^{14}C en la atmósfera superior (serie sólida, Reimer et ál., 2009); el patrón revelado por el registro biológico del Lago Verde sugiere una alta sensibilidad de los ecosistemas tropicales acuáticos y terrestres a cambio sutiles en factores de forzamiento exogénicos al sistema climático global.

A través del Holoceno tardío, una reducción en la precipitación de verano en el subtrópico norte ha estado asociada a una disminución en la insolación de verano, una posición al sur de la ZCIT y la intensificación del ENOS lo cual conlleva un impacto en la precipitación de invierno-primavera en el NO de México, y un aporte de precipitación de invierno por parte de los nortes (Cleaveland et ál., 2003; Villanueva-Diaz et ál., 2005; Villanueva-Diaz et ál., 2007). Adicionalmente, la oscilación decadal de Pacífico ha tenido impacto en el NO de Baja California y su influencia ha disminuido hacia las montañas de la Sierra Madre Oriental (Meko et ál., 2013).

5.2 Centro

En el centro de México las señales paleoclimáticas son complejas. En la cuenca de México los niveles lacustres en el Holoceno temprano eran bajos (Caballero-Miranda y Ortega-Guerrero 1998; Lozano-Garcia y Ortega-Guerrero 1998; Caballero et ál., 1999; Roy et ál., 2009; Sedov et ál., 2010), al igual que en la cuenca alta del Lerma (Caballero et ál., 2002). En las elevaciones altas, el incremento en la temperatura estuvo caracterizado por un remplazo del zacatonal alpino por bosques principalmente de pino (Lozano-Garcia y Vázquez-Selem, 2005). Sin embargo, depósitos aluviales y fluviales de Tlaxcala indican climas húmedos variables (~ 9,000 años aP) a secos (Borejsza y Frederick, 2010). En Michoacán, los climas cálidos del Holoceno promovieron cambios en comunidades de plantas y mayor intemperismo por las lluvias de verano (Bradbury, 2000; Israde Alcántara et ál., 2010; Correa-Metrio et ál., 2012b; Lozano-García et ál., 2013). Indicios de la transición de climas húmedos en el Holoceno temprano a condiciones secas en el Holoceno medio se registran en Guerrero (Bernal et ál., 2011; Lachniet et ál., 2013). Al inicio del Holoceno medio (7,000 años aP) en algunos registros como en Zirahuén (Lozano-García et ál., 2013), Lerma (Caballero et ál., 2002) y Guerrero (Bernal et ál., 2011) hubieron eventos de alta disponibilidad de humedad.

Hacia el Holoceno medio (~ 5,000 años aP) se observó en los registros del centro, un patrón de ambientes secos que se traducen en niveles lacustres bajos (Caballero et ál., 2002). Durante los últimos 4,000 años se registró variabilidad climática tanto en las secuencias lacustres como en los registros isotópicos de espeleotemas en Guerrero, infiriendose climas secos durante el Holoce-

no tardío (Bernal et ál., 2011; Lachniet et ál., 2013). Los paleoindicadores de Zirahuén y Pátzcuaro muestran que se estableció una tendencia a climas menos húmedos con intervalos cortos de mayor sequía: de ~ 4,600 a 4,200 años aP, de 3,900 a 3,800 años aP y de 2,800 a 2,000 años aP (Bradbury, 2000; Lozano-García et ál., 2013). En la cuenca alta del Lerma se identificaron condiciones secas hacia los ~ 4,000 años aP, mientras que en Zempoala los conjuntos de polen caracterizaron un cambio hacia climas secos y fríos a ~ 2,500 años aP (Almeida-Lenero et ál., 2005) y en la parte norte de la Cuenca de México (Tepexpan) ocurrió una transición de suelos húmedos a ambientes semiáridos ~ 1,900 años aP (Sedov et ál., 2010).

En varias localidades se reportan evidencias de oscilaciones climáticas asociadas a la Anomalía Climática Medieval (ACM) y la Pequeña Edad de Hielo (PEH). El final del periodo Clásico ~ 800 a 950 años aP, coincidente con la llamada sequía Maya, se reconstruye como un intervalo seco en la cuenca alta del Lerma (Caballero et ál., 2002) y en Los Tuxtlas (Goman y Byrne, 1998; Lozano-Garcia et ál., 2007). En el centro-occidente, el registro polínico de hoyos de acumulación de sedimento en el bosque (forest hollow) de la Sierra de Manantlán muestra que el inicio de la ACM fue seco y finalizó con ambientes más húmedos inferidos por la presencia de polen de bosque de niebla (Figueroa-Rangel et ál., 2008, 2010). En Juanacatlán, Jalisco, datos geoquímicos indican que esta anomalía climática fue húmeda (Metcalfe et ál., 2010) mientras en Juxtlahuaca, Guerrero, la parte final de esta oscilación fue seca culminado con una megasequía (Lachniet et ál., 2012; Lachniet et ál., 2013). En el registro de sequías en Santa María del Oro hay identificados 21 eventos de sequías durante la ACM y la PEH siendo las más intensas las ocurridas entre 1365 – 1384, 1526, 1655 - 1670, 1818, 1900 y 1930 - 2000 AD (Sosa-Nájera et ál., 2010). Respecto a La Pequeña Edad de Hielo, se reportan eventos de sequías y dependiendo de la resolución alcanzada en las secuencias es posible definir su duración (Cuna et ál., 2014). Intervalos secos se registraron en espeleotemas de Juxtlahuaca (Lachniet et ál., 2012; Lachniet et ál., 2013), en Santa María del Oro (Sosa-Nájera et ál., 2010), en Juanacatlán (Metcalfe et ál., 2010), en anillos de árboles en Querétaro (Stahle et ál., 2011), en el registro de altura del Nevado de Toluca (Cuna et ál., 2014) y en la región tropical de Los Tuxtlas (Lozano-Garcia et ál., 2007).

En términos generales, a medida que la insolación de verano disminuye a través del Holoceno medio la ZCIT se sitúa mas al sur reduciendo las lluvias de verano en el centro de México. La influencia del ENOS con la ZCIT al sur se detecta en varios registros, con una señal paleoclimática de menor precipitación aunque variable en los sitios del centro. A partir de los últimos 4,000 años hay en las cuencas indicios de actividad antrópica temprana entrelazándose el forzamiento climático con el antropogénico (Caballero et ál., 2002; Lozano-García et ál., 2013; Torres-Rodríguez et ál., 2015). El Monzón más activo con condiciones tipo La Niña explican la mayor humedad durante la Anomalía Climática Medieval en Juanacatlán (Metcalfe et ál., 2010). Durante la PEH se conjugan dos forzamientos, la variabilidad solar y El Niño que se traducen en sequías variables en el centro (Lozano-Garcia et ál., 2007; Cuna et ál., 2014). Los datos de anillos de arboles ofrecen información sobre sequías pasadas y permiten la reconstrucción de los intensos eventos de sequía en el centro y norte de México durante el siglo XX (Figura 3).

5.3 Sureste

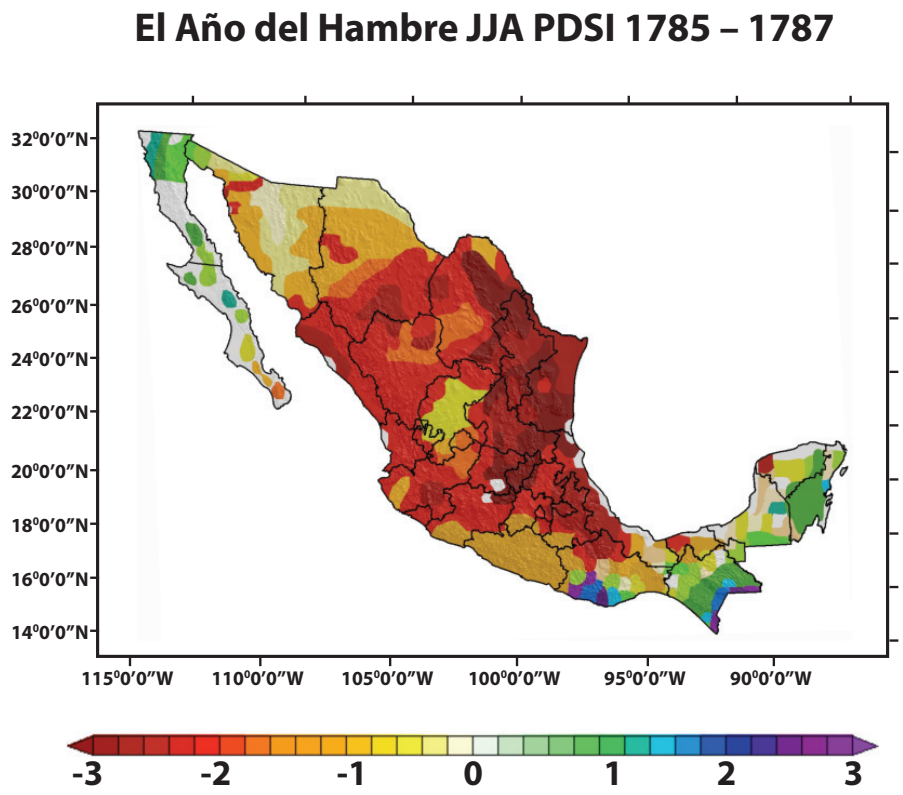
La transisción entre el Pleistoceno y el Holoceno en la Península de Yucatán se vio marcada por el desarrollo abrupto de bosques húmedos tropicales mismos que dominaron hasta aproximadamente 7,000 años aP (Leyden, 1984; Carrillo-Bastos et ál., 2010; Correa-Metrio et ál., 2012a). Simultáneamente, en el centro de Oaxaca se establecieron condiciones secas y cálidas bajo un régimen altamente estacional, probablemente caracterizado por bosques con doseles abiertos dominados por especies heliófitas en los fondos de los valles y matorrales en las cuestas (Mueller et ál., 2012).

El Holoceno medio estuvo caracterizado por una transición hacia condiciones más secas que aquellas que prevalecieron durante el Holoceno temprano (Leyden et ál., 1998; Carrillo-Bastos et ál., 2010), y existen evidencias de fluctuaciones del nivel del mar (Islebe y Sanchez, 2002; Gutiérrez-Ayala et ál., 2012). En términos generales, los registros indican una tendencia a largo plazo hacia condiciones mas secas desde el inicio del Holoceno hacia el presente, un patrón que ha sido ampliamente documentado para el norte de la zona Neotropical (Haug et ál., 2001).

Los últimos 2,000 años representan el periodo para el cual se cuenta con mayor información paleoambiental. Dada la ocupación intensiva y extensiva a lo largo del territorio nacional durante este periodo, la señal climatológica en los indicadores

ambientales se encuentra en la mayoría de los registros confundida con el impacto de la ocupación humana. Sin embargo, se han identificados patrones de cambio que coinciden con condiciones secas en la Península de Yucatán (Hodell et ál., 2005b). Entre 770 y 1100 AD, una serie de sequías extremas ocurrieron en las tierras bajas, y posiblemente jugaron un papel crucial en el colapso de la civilización Maya (Hodell et ál., 2001; Hodell et ál., 2005a; Medina-Elizalde et ál., 2010; Carrillo-Bastos et ál., 2013). De acuerdo a análisis espectrales de las señales paleoclimáticas, estas sequías estuvieron asociadas a cambios en la actividad solar (Hodell et ál., 2005a). Sin embargo, es posible que una alta deforestación derivada de la ocupación humana intensiva estuviese asociada con los cambios en los patrones regionales de precipitación (Leyden, 2002). Los cambios en la distribución de la vegetación han sido utilizados para inferir las variaciones en la precipitación en la península de Yucatán, además para distinguir si dichos cambios en la cubierta arbórea estuvo asociado al clima y/o a las actividades humanas (Carrillo-Bastos et ál., 2010).

Figura 3. Distribución de la sequía en México reconstruida con series procedentes de anillos de árboles, para el periodo 1785 - 1787, conocido en México como "El Año del Hambre"



Fuente: (Florescano, 1986)

La falta de producción de granos básicos en este periodo se atribuye al afecto acumulado de sequías consecutivas asociadas con la presencia del Niño Oscilación del Sur y heladas tardías de primavera y tempranas de otoño, ocurridas en 1785 (Fye et ál., 2003; Therrell, 2005). La anormalidad en la presencia de heladas parece ser consecuencia de la erupción provocada por una fisura del volcán Laki en Islandia ocurrida en junio de 1783, que se prolongó por ocho meses hasta 1784. Esta erupción provocó condiciones climáticas anormales en los siguientes tres años en Norteamérica y Europa (Thordarson et ál., 1993). La figura muestra como esta sequía fue de alta intensidad en el centro y norte de México.

Conclusiones

1. Dada la enorme diversidad de paisajes y zonas climáticas que caracterizan al país, los registros paleoclimáticos disponibles no son suficientes a caracterizar los cambios climáticos de largo plazo de una manera general y precisa. Existen regiones poco estudiadas que son claves para el entendimiento de los cambios en las fuentes de humedad durante el glacial como es el caso de la Sierra Madre Oriental.
2. La mayor parte de la información sobre los climas del Cuaternario tardío en México proviene de registros de indicadores biológicos (polen, diatomeas, ostrácodos) y recientemente se ha ampliado a estudios geoquímicos, incluyendo isótopos para la reconstrucción de paleoprecipitación y paleotemperatura.
3. En la región central y norte del país, con los registros disponibles, está emergiendo un panorama de regionalización en la respuesta al cambio climático pasado.
4. En la mayor parte de las investigaciones se reportan estimaciones cualitativas de los cambios en precipitación y relacionan los regímenes de precipitación a variaciones en la insolación, distribución geográfica de la precipitación por el Monzón Norteamericano y los Alisios, cambios latitudinales en la posición del Pacifico subtropical, el volumen de hielo Laurentido, posición de la ZCIT y la actividad del ENOS. Son escasos los registros continentales que reconstruyen los cambios en la temperatura.
5. Son muy pocos los estudios que se han llevado a cabo en secuencias sedimentarias marinas que son indispensables para definir el papel del la temperatura superficial del mar en los cambios climáticos del pasado en México, tanto en Golfo de México como en el Pacifico.. Los estudios disponibles aportan información sobre condiciones variables de surgencias, flujo de terrígenos, intrusión de aguas tropicales y TSM en el Golfo de México, Golfo de California y el Pacifico tropical y subtropical. Con base en distintos indicadores y/o en diferentes secuencias de la misma cuenca oceánica se reconstruye TSM diferentes para el mismo intervalo. Sin embargo, las variaciones temporales en las tendencias y los cambios en productividad y temperatura entre dos distintos intervalos permiten detectar los procesos oceanográficos y su influencia en las condiciones climáticas continentales.
6. La falta de sincronía entre las correlaciones continente-océano en algunos casos puede deberse a la incertidumbre en las secciones interpoladas de los modelos de edad y/o al retraso en el registro de la señal climática.
7. Solamente algunos de los estudios presentan datos de alta resolución lo cual impide analizar la respuesta climática a eventos de duración milenial, centenal o interanual.
8. La variabilidad regional durante el UMG en el centro de México indica, por una parte, una regionalización en la respuesta al cambio climático, además, los forzamientos que llevaron a este cambio no fue solamente el desplazamiento de la posición promedio latitudinal de la ZCIT, sino que es altamente probable que otros forzamientos estuvieron involucrados.
9. ENOS es un forzamiento principal en la variabilidad climática del Holoceno. La región centro de México ofrecía innumerables recursos a los primeros pobladores de tal forma que la huella de la actividad antrópica se detecta recurrentemente en los registros.

Perspectivas

A pesar de que se cuenta con un amplio acervo de información con respecto a las dinámica ambiental pasada, todavía es necesaria una aproximación cuantitativa para establecer comparaciones objetivas entre registros y proponer escenarios regionales de cambios climáticos. Esta necesidad es especialmente crítica para periodos claves, particularmente aquellos caracterizados por cambios climáticos abruptos, que permitan un mejor entendimiento del funcionamiento e interacción de diferentes forzamientos. Una tarea importante en este sentido es el desarrollo de metodologías analíticas que permitan diferenciar los efectos de las actividades humanas de la señal climática en los diferentes indicadores, pues la amplia historia de ocupación humana en la mayor parte del territorio nacional dificulta la interpretación ambiental de los últimos milenios.

En términos de las escalas temporales de los estudios, existen dos necesidades básicas: i) ampliar el registro marino de manera que se puedan entender las escalas gruesas de los cambios continentales y oceánicos; y ii) aumentar la resolución temporal de los estudios de sistemas continentales para vislumbrar el efecto de oscilaciones climáticas de alta frecuencia sobre los sistemas naturales y culturales. En la actualidad se cuenta con poca información sobre ecosistemas claves en términos de biodiversidad,

como es el caso de los bosques mesófilos de las elevaciones medias. Así, un entendimiento mas amplio de la respuesta de los ecosistemas al cambio climático requiere con urgencia la ampliación geográfica de los estudios paleoecológicos.

Finalmente, se debe emprender un esfuerzo en términos de modelar los efectos del sistema climático en sus componentes endo y exogénicos y sus efectos sobre los ecosistemas de México. La información paleoambiental disponible permitiría interpretación y validación de modelos de predicción climática y ecológica y estos a su vez serían un buen insumo para la validación de las interpretaciones ambientales. La información paleoambiental disponible permitiría la interpretación y validación de modelos de predicción climática y ecológica a través del tiempo como herramienta para la prevención, adaptación y mitigación al cambio climático.

Referencias

Almeida-Lenero, L., H. Hooghiemstra, A. M. Cleef, and B. van Geel. 2005. Holocene climatic and environmental change from pollen records of lakes Zempoala and Quila, central Mexican highlands. Review of Palaeobotany & Palynology **136**:63-92.

Andersen, K. K., M. Bigler, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, S. J. Johnsen, S. O. Rasmussen, I. Seierstad, J. P. Steffensen, A. Svensson, B. M. Vinther, S. M. Davies, R. Muscheler, F. Parrenin, and R. Röthlisberger. 2007. A 60000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. Climate of the Past Discussions **3**:1235-1260.

Arellano-Torres, E., M. L. Machain-Castillo, L. A. Contreras-Rosales, L. B. Cuesta-Castillo, and A. C. Ruiz-Fernández. 2013. Foraminiferal faunal evidence for Glacial–Interglacial variations in the ocean circulation and the upwelling of the Gulf of Tehuantepec (Mexico). Marine Micropaleontology 100:52-66.

Barron, J. A., D. Bukry, and J. L. Bischoff. (2004). High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15 000 years. Marine Micropaleontology **50**:185-207.

Berger, A., and M. F. Loutre. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million of years. Quaternary Science Reviews **10**:297-317.

Bernal, J. P., M. S. Lachniet, M. T. McCulloch, G. Mortimer, P. Morales, and E. Cienfuegos. 2011. A speleothem record of Holocene climate variability from southwestern Mexico. Quaternary Research **75**:104-113.

Blanchet, C. L., N. Thouveny, L. Vidal, G. Leduc, K. Tachikawa, E. Bard, and L. Beaufort. 2007. Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over southern Baja California: a rock magnetic approach. Quaternary Science Reviews **26**:3118-3133.

Blanchon, P., A. Eisenhauer, J. Fietzke, and V. Liebetrau. (2009). Rapid sea-level rise and reef back-stepping at the close of the last interglacial highstand. Nature **458**:881-885.

Bond, G., B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M. N. Evans, W. Showers, S. Hoffmann, R. Lotti-Bond, I. Hajdas, and G. Bonani. 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. Science **294**:2130-2136.

Borejsza, A., and C. D. Frederick. 2010. Fluvial response to Holocene climate change in low-order streams of central Mexico. Journal of Quaternary Science **25**:762-781.

Bradbury, J. P. 1997. Sources of glacial moisture in Mesoamerica. Quaternary International 43/44:97-110.

Bradbury, J. P. 2000. Limnological history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, Mexico for the past 48,000 years: impacts of climate and man. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **163**:69-95.

Bradley, R. S. 2015. Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary. Elsevier Inc., Oxford, UK.

Brown, E. T., J. P. Werne, M. S. Lozano-García, M. Caballero, B. Ortega-Guerrero, E. Cabral-Cano, B. L. Valero-Garces, A. Schwalb, and A. Arciniega-Ceballos. 2012. Scientific drilling in the Basin of Mexico to evaluate climate history, hydrological resouces, and siesmic and volcanic hazards. Scientific Drilling **14**:72-75.

Brunelle, A., T. A. Minckley, S. Blissett, S. K. Cobabe, and B. L. Guzman. 2010. A ~8000 year fire history from an Arizona/Sonora borderland ciénega. Journal of Arid Environments **74**:475-481.

Caballero, M., S. Lozano, B. Ortega, J. Urrutia, and J. Macias. 1999. Environmental Characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. Journal of Paleolimnology 22:399-411.

Caballero, M., M. S. Lozano-Garcia, L. Vazquez-Selem, and B. Ortega. 2010. Evidencias de cambio climático y ambiental en los registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana **62**:359-377.

Caballero, M., B. Ortega, F. Valadez, S. E. Metcalfe, J. L. Macias, and Y. Sugiura. 2002. Sta. Cruz Atizapán: a 22-ka lake level record and climatic implicatios for the late Holocene human occupation in the Upper Lerma Basin, Central Mexico. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **186**:217-235.

Caballero-Miranda, M., and B. Ortega-Guerrero. 1998. Lake levels sice about 40,000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City. Quaternary Research **50**:69-79.

Carrillo-Bastos, A., G. A. Islebe, N. Torrescano-Valle, and N. E. González. 2010. Holocene vegetation and climate history of central Quintana Roo, Yucatan Peninsula, Mexico. Review of Palaeobotany & Palynology **160**:189-196.

Carrillo-Bastos, A., G. A. Islebe, and N. Torrescano-Valle. 2013. 3800 years of quantitative precipitation reconstruction from the northwest Yucatan Peninsula. PLoS ONE **8**:e84333.

Carriquiry, J. D., and A. Sanchez. 2010. Opalo biogénico sedimentario en el extremo sur del sistema de surgencias de la corriente de California: etapas isotópicas marinas 1-5. .in G. G. and D. R., editors. Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California: 1997-2007.

Carriquiry, J. D., and A. Sanchez. 2014. Productivity changes in the Magdalena margin, Mexico Baja California peninsula during the past 50,000 years.in E. Wehncke, R. Lara-Lara, S. Alvarez-Borrego, and E. Ezcurra, editors. Conservation science in MEXICO'S Northewest. Ecosystem status and trends in the Gulf of California. UC-MEXUS-INE-SEMARNAT, Mexico.

Chávez-Lara, C. M., P. D. Roy, L. Pérez, G. Muthu Sankar, and V. H. Lemus-Neri. (2015). Ostracode and C/N based paleoecological record from Santiaguillo basin of subtropical Mexico over the last 27 cal kyr BP. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas **32**:10-12.

Cheshire, H., J. Thurow, and A. J. Nederbragt. 2005. Late Quaternary climate change record from two long sediment cores from Guaymas Basin, Gulf of California. Journal of Quaternary Science **20**:457-469.

Cleaveland, M., D. Stahle, M. Therrell, J. Villanueva-Diaz, and B. Burns. 2003. Tree-Ring Reconstructed Winter Precipitation and Tropical Teleconnections in Durango, Mexico. Climatic Change **59**:369-388.

Correa-Metrio, A., M. B. Bush, K. R. Cabrera, S. Sully, M. Brenner, D. A. Hodell, J. Escobar, and T. Guilderson. 2012a. Rapid climate change and no-analog vegetation in lowland Central America during the last 86,000 years. Quaternary Science Reviews **38**:63-75.

Correa-Metrio, A., M. S. Lozano-Garcia, S. Xeltzuantzi, M. S. Sosa-Najera, and S. E. Metcalfe. 2012b. Vegetation in western central Mexico during the last 50 000 years: modern analogs and climate in Zacapu Basin. Journal of Quaternary Science **27**:509-518.

Correa-Metrio, A., M. B. Bush, M. S. Lozano-García, and S. Sosa-Nájera. 2013. Millennial-scale temperature change velocity in the continental northern Neotropics. PLoS ONE **8**:e81958.

Cuna, E., E. Zawisza, M. Caballero, A. C. Ruiz-Fernández, S. Lozano-García, and J. Alcocer. 2014. Environmental impacts of Little Ice Age cooling in central Mexico recorded in the sediments of a tropical alpine lake. Journal of Paleolimnology **51**:1-14.

Davis, L. G. 2003. Geoarchaeology and geochronology of pluvial Lake Chapala, Baja California, Mexico. Geoarchaeology **18**:205-223.

Figueroa-Rangel, B. L., K. J. Willis, and M. Olvera-Vargas. 2008. 4200 years of pine-dominated upland forest dynamics in west-central Mexico: human or natural legacy? Ecology **87**:1893-1907.

Figueroa-Rangel, B. L., K. J. Willis, and M. Olvera-Vargas. 2010. Cloud forest dynamics in the Mexican Neotropics during the last 1300 years. Global Change Biology **16**:1689-1704.

Florescano, E. 1986. Precios del maiz y crisis agrícolas en México: 1708-1810, México D.F.

Flower, B. P., D. W. Hastings, H. W. Hill, and T. M. Quinn. 2004. Phasing deglacial warming ad Laurentide Ice Sheer meltwater in the Gulf of Mexico. Geology **32**:597-600.

Fye, F. K., D. W. Stahle, and E. R. Cook. 2003. Paleoclimatic analogs to twenty-century moisture regime across the United States. Bulletin of the American Meteorological Society **384**:901-909.

Goman, M., and R. Byrne. 1998. A 5000-year record of agriculture and tropical forest clearance in the Tuxtlas, Veracruz, Mexico. The Holocene **8**:83-89.

Gutiérrez-Ayala, L. V., N. Torrescano-Valle, and G. A. Islebe. 2012. Reconstrucción paleoambiental del Holoceno tardío de la reserva Los Petenes, Península de Yucatán, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas **29**:749-763.

Haug, G. H., K. A. Hughen, D. M. Sigman, L. C. Peterson, and U. Rohl. 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. Science **293**:1304-1308.

Hodell , D. A., J. H. Curtis, and M. Brenner. 1995. Possible role of climate in the collapse of ancient Maya civilization. Nature **357**:391-394.

Hodell, D. A., M. Brenner, J. H. Curtis, and T. Guilderson. 2001. Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. Science **292**:1367-1370.

Hodell, D. A., M. Brenner, and J. H. Curtis. (2005a). Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (Mexico). Quaternary Science Reviews **24**:1413-1427.

Hodell, D. A., M. Brenner, J. H. Curtis, R. Medina-González, E. Ildefondo-Chan Can, A. Albornaz-Pat, and T. P. Guilderson. (2005b). Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. Quaternary Research **63**:109-121.

IPCC. (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Islebe, G. A., and O. Sanchez. 2002. History of Late Holocene vegetation at Quintana Roo, Caribbean coast of Mexico. Plant Ecology **160**:187-192(186).

Israde Alcántara, I., R. Velázquez-Durán, M. S. Lozano-Garcia, J. Bischoff, G. Domínguez-Vásquez, and V. H. Garduño-Monroy. 2010. Evolución paleolimnológica del Lago Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana **62**:345-357.

Lachniet, M. S., J. P. Bernal, Y. Asmerom, and V. Polyak. 2012. Uranium loss and aragonite–calcite age discordance in a calcitized aragonite stalagmite. Quaternary Geochronology **14**:26-37.

Lachniet, M. S., Y. Asmerom, J. P. Bernal, V. J. Polyak, and L. Vazquez-Selem. 2013. Orbital pacing and ocean circulation-induced collapses of the Mesoamerican monsoon over the past 22,000 y. Proceedings of the National Academy of Sciences **110**:9255-9260.

Leyden, B. W. 1984. Guatemalan forest synthesis after Pleistocene aridity. Proceedings of the National Academy of Sciences USA **81**:4856-4859.

Leyden, B., M. Brenner, and B. H. Dahlin. 1998. Cultural and climatic history of Cobá, a lowland Maya city in Quintana Roo, Mexico. Quaternary Research **49**:111-122.

Leyden, B. W. 2002. Pollen evidence for climatic variability and cultural disturbance in the Maya lowlands. Ancient Mesoamerica **13**:85-101.

Lozano-Garcia, M. S., and B. Ortega-Guerrero. 1994. Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, central Mexico Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **109**:177-191.

Lozano-Garcia, M. S., and B. Ortega-Guerrero. 1998. Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico: correlation between Texcoco and Chalco basins. Review of Palaeobotany and Palynology **99**:77-93.

Lozano-Garcia, M. S., M. Caballero-Miranda, B. Ortega-Guerrero, A. Rodríguez, and M. S. Sosa-Najera. 2007. Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica. PNAS **104**:16200-16203.

Lozano-Garcia, M. S., M. S. Sosa-Najera, Y. Sugiura, and M. Caballero-Miranda. 2005. 23,000 yr of vegetation history of the Upper Lerma, a tropical high-altitude basin in Central Mexico. Quaternary Research **64**:70-82.

Lozano-García, M. S., E. Torres-Rodríguez, B. Ortega, G. Vásquez, and M. Caballero. 2013. Ecosystem responses to climate and disturbances in western central Mexico during the late Pleistocene and Holocene. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **370**:184-195.

Lozano-Garcia, M. S., and L. Vázquez-Selem. 2005. A high-elevation Holocene pollen record from Iztaccíhuatl volcano, central Mexico. The Holocene **15**:329-338.

Magaña, V. O., J. L. Vázquez, J. L. Pérez, and J. B. Pérez. 2003. Impact of El Niño on precipitation in Mexico. Geofísica Internacional **42**:313-330.

Marchitto, T. M., R. Muscheler, J. D. Ortiz, J. D. Carriquiry, and A. van Geen. 2010. Dynamical Response of the Tropical Pacific Ocean to Solar Forcing During the Early Holocene. Science **330**:1378-1381.

McClymont, E. L., R. S. Ganeshram, L. E. Pichevin, H. M. Talbot, B. E. van Dongen, R. C. Thunell, A. M. Haywood, J. S. Singarayer, and P. J. Valdes. 2012a. Sea-surface temperature records of Termination 1 in the Gulf of California: Challenges for seasonal and interannual analogues of tropical Pacific climate change. Paleoceanography **27**:PA2202.

McClymont, E. L., R. S. Ganeshram, L. E. Pichevin, H. M. Talbot, B. E. van Dongen, R. C. Thunell, A. M. Haywood, J. S. Singarayer, and P. J. Valdes. 2012b. Sea-surface temperature records of Termination 1 in the Gulf of California: challenges for seasonal and interannual analogues of tropical Pacific climate change. Paleoceanography **27**:10.1029/2011PA002226.

Medina-Elizalde, M., S. J. Burns, D. W. Lea, Y. Asmerom, L. von Gunten, V. Polyak, M. Vuille, and A. Karmalkar. 2010. High resolution stalagmite climate record from the Yucatan Peninsula spanning the Maya terminal classic period. Earth and Planetary Science Letters **298**:255-262.

Meko, D. M., R. Touchan, J. V. Díaz, D. Griffin, C. A. Woodhouse, C. L. Castro, C. Carillo, and S. W. Leavitt. 2013. Sierra San Pedro Mártir, Baja California, cool-season precipitation reconstructed from earlywood width of Abies concolor tree rings. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences **118**:1660-1673.

Metcalfe, S. E. 1997. Palaeolimnological records of climate change in Mexico - Frustrating past, promising future? Quaternary International **43-44**:111-116.

Metcalfe, S. E., S. J. Davies, J. D. Braisby, M. J. Leng, A. J. Newton, N. L. Terrett, and S. L. O'Hara. 2007. Long and short-term change in the Pátzcuaro Basin, central Mexico. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 247:272-295.

Metcalfe, S. E., M. D. Jones, S. J. Davies, A. Noren, and A. B. MacKenzie. 2010. Climate variability over the last two millennia in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Laguna de Juanacatlán, Mexico. The Holocene **20**:1195-1206.

Minckley, T., and C. Whitlock. 2000. Spatial variation of modern pollen in Oregon and southern Washington, USA. Review of Palaeobotany and Palynology **112**:97-123.

Mix, A., E. Bard, and R. Schneider. 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). Quaternary Science Reviews **20**:627-657.

Mueller, R. G., A. A. Joyce, and A. Borejszca. 2012. Alluvial archives of the Nochixtlan valley, oaxaca, Mexico: Age and significance for reconstructions of environmental change. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **321-322**:121-136.

Murillo de Nava, J. M., D. S. Gorsline, G. A. Goodfried, V. K. Vlasov, and R. Cruz-Orozco. 1999. Evidence of Holocene climatic changes from Aeolian deposits in Baja California Sur, Mexico. Quaternary International **56**:141-154.

Ortega, B., C. Caballero, S. Lozano, I. Israde, and G. Vilaclara. 2002. 52,000 years of environmental history in Zacapu basin, Michoacan, Mexico: the magnetic record. Earth and Planetary Science Letters **202**:663-675.

Ortega-Guerrero, B., R. Thompson, and J. Urrutia-Fucugauchi. 2000. Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their palaeoenvironmental implications. Journal of Quaternary Science **15**:127-140.

Ortega-Rosas, C. I., M. C. Peñalba, and J. Guiot. 2008. Holocene altitudinal shifts in vegetation belts and environmental changes in the Sierra Madre Occidental, Northwestern Mexico, based on modern and fossil pollen data. Review of Palaeobotany and Palynology **151**:1-20.

Ortiz, J. D., S. B. O'Connell, J. DelViscio, W. Dean, J. D. Carriquiry, T. Marchitto, Y. Zheng, and A. van Geen. 2004. Enhanced marine productivity off western North America during warm climate intervals of the past 52 k.y. . Geology **32**:521-534.

Paillard, D., L. Labeyrie, and P. Yiou. 1996. Macintosh program performs time-series analysis. Eos Trans. AGU **77**:379.

Pérez-Cruz, L. 2006. Climate and ocean variability during the middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. Quaternary Research **65**:401-410.

Pigati, J. S., J. E. Bright, T. M. Shanahan, and S. A. Mahan. 2009. Late Pleistocene paleohydrology near the boundary of the Sonoran and Chihuahuan Deserts, southeastern Arizona, USA. Quaternary Science Reviews **28**:286-300.

Reimer, P. J., M. G. L. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, P. G. Blackwell, C. Bronk Ramsey, C. E. Buck, G. S. Burr, R. L. Edwards, M. Friedrich, P. M. **Grootes**, T. P. Guilderson, I. Hajdas, T. J. Heaton, A. G. Hogg, K. A. Hughen, K. F. Kaiser, B. Kromer, F. G. McCormac, S. W. Manning, R. W. Reimer, D. A. Richards, J. R. Southon, S. Talamo, C. S. M. Turney, J. van der Plicht, and C. E. Weyhenmeyer. 2009. Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon **51**:1111-1150.

Roy, P. D., M. Caballero, M. S. Lozano-García, and O. Morton. 2009. Late Pleistocene-Holocene geochemical history inferred from Lake Tecocomulco sediments, Basin of Mexico, Mexico. Geochemical Journal **43**:9-64.

Roy, P. D., M. P. Charles-Polo, N. Lopez-Balbiaux, T. Pi-Puig, G. M. Sankar, R. Lozano-Santacruz, S. Lozano-GarcÍA, and F. M. Romero. 2014a. Last glacial hydrological variations at the southern margin of sub-tropical North America and a regional comparison. Journal of Quaternary Science **29**:495-505.

Roy, P. D., M. P. Jonathan, L. L. Pérez-Cruz, M. M. Sánchez-Córdova, J. D. Quiroz-Jiménez, and F. M. Romero. 2012. A millennial-scale Late Pleistocene–Holocene palaeoclimatic record from the western Chihuahua Desert, Mexico. Boreas **41**:707-718.

Roy, P. D., J. D. Quiroz-Jiménez, C. M. Chávez-Lara, J. L. Sánchez-Zavala, L. L. Pérez-Cruz, and G. M. Sankar. 2014b. Humid Pleistocene–Holocene transition and early Holocene in sub-tropical northern Mexico and possible Gulf of California forcing. Boreas **43**:577-587.

Roy, P. D., J. D. Quiroz-Jiménez, L. L. Pérez-Cruz, M. S. Lozano-García, S. E. Metcalfe, R. Lozano-Santacruz, N. López-Balbiaux, J. L. Sánchez-Zavala, and F. M. Romero. 2013. Late Quaternary paleohydrological conditions in the drylands of northern Mexico: A summer precipitation proxy record of the last 80 ka BP. Quaternary Science Reviews **78**:342-354.

Sedov, S., S. Lozano-García, E. Solleiro-Rebolledo, E. McClung de Tapia, B. Ortega-Guerrero, and S. Sosa-Nájera. 2010. Tepexpan revisited: A multiple proxy of local environmental changes in relation to human occupation from a paleolake shore section in Central Mexico. Geomorphology **122**:309-322.

Sosa-Nájera, S., M. S. Lozano-García, P. D. Roy, and M. Caballero. 2010. Registro de sequías históricas en el occidente de México con base en el análisis elemental de sedimentos lacustres: El caso del lago Santa María del Oro. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana **62**:437-451.

Stahle, D. W., J. V. Diaz, D. J. Burnette, J. C. Paredes, R. R. Heim, F. K. Fye, R. Acuna Soto, M. D. Therrell, M. K. Cleaveland, and D. K. Stahle. 2011. Major Mesoamerican droughts of the past millennium. Geophysical Research Letters **38**:L05703.

Therrell, M. D. 2005. Tree rings and "El Año del Hambre" in Mexico. Dendrochronologia **22**:203-207.

Thordarson, T., S. Self, and S. Steinhorrson. 1993. Aerosol loading of the Laki fissure eruption and its impacts on climate. Eos Trans. AGU **74**:106.

Torres-Rodriguez, E., S. Lozano-García, P. Roy, L. Beramendi-Orosco, A. Correa-Metrio, and M. Caballero. 2015. Last Glacial droughts and fire regimes in the central Mexican highlands. Journal of Quaternary Science **30**:88-99.

Torres-Rodríguez, E., S. Lozano-García, P. Roy, B. Ortega, L. Beramendi-Orosco, A. Correa-Metrio, and M. Caballero. 2015. Last Glacial droughts and fire regimes in the central Mexican highlands. Journal of Quaternary Science **30**:88-99.

Vázquez-Selem, L., and K. Heine. 2004. Late Quaternary glaciation of México. Pages 233-242 in J. Ehlers and P. L. Gibbard, editors. Quaternary Glaciations - Extent and chronology. Elsevier, Amsterdam.

Villanueva-Diaz, J., B. H. Luckman, D. W. Stahle, M. D. Therrell, M. K. Cleaveland, J. Cerano-Paredes, G. Gutierrez-Garcia, J. Estrada-Avalos, and R. Jasso-Ibarra. 2005. Hydroclimatic variability of the upper Nazas basin: Water management implications for the irrigated area of the Comarca Lagunera, Mexico. Dendrochronologia **22**:215-223.

Villanueva-Diaz, J., D. Stahle, B. Luckman, J. Cerano-Paredes, M. Therrell, M. Cleaveland, and E. Cornejo-Oviedo. 2007. Winter-spring precipitation reconstructions from tree rings for northeast Mexico. Climatic Change **83**:117-131.

Ziegler, M., D. Nürnberg, C. Karas, R. Tiedemann, and L. L.J. 2008. Persistent summer expansion of the Atlantic Warm Pool during glacial abrupt cold events. Nature Geoscience **1**:601-605.

Capítulo 6

AEROSOL ATMOSFÉRICO, NUBES Y CAMBIO CLIMÁTICO

Autor líder:

Guillermo Montero Martínez[2].

Autores colaboradores:

Blanca Emma Mendoza Ortega[8], Héctor Erik Velasco Saldaña[28], Fernando García García[2], Javier Miranda Martín del Campo[2, 29], Telma Castro Romero[2] y Oscar Peralta Rosales[2].

[2]UNAM CCA Centro de Ciencias de la Atmósfera, [8]UNAM Instituto de Geofísica, [28]Alianza Singapur-MIT para la Investigación y Tecnología, [29]UNAM Instituto de Física.

Palabras clave: Aerosoles, nubes, caracterización química, cambio climático, albedo, carbón negro, carbono, hollín, materia orgánica, polvo mineral.

Resumen

Las nubes y los aerosoles constituyen las mayores fuentes de incertidumbre en el balance de energía proveniente del Sol, el cual es el principal modulador del clima de la Tierra. La estimación de los efectos en las interacciones y procesos en la atmósfera producidos por cambios en la concentración y composición de los aerosoles son un reto para los científicos que estudian el clima a través de modelos numéricos. En los últimos años se han realizado importantes avances que han contribuido en el entendimiento de los posibles efectos producidos por estos elementos en la atmósfera.

En un escenario con clima más cálido, se espera que la evaporación se incremente y repercuta en una mayor precipitación. Aunque el resultado final del forzamiento radiativo producido por las nubes es incierto, se piensa que el efecto probable es positivo, i.e. habría un aumento en la temperatura de la atmósfera. Por otro lado, la secuela producida por los aerosoles en el balance radiativo, excluyendo la disminución en el albedo de las superficies con hielo y nieve, tiende a disminuir la temperatura y es más intensa a escala local o regional. Aunque este último efecto tiene más incertidumbre, los datos obtenidos son muy similares e indicarían que los efectos producidos por estos dos factores se cancelarían entre sí.

Se deben aumentar los esfuerzos de los científicos para reducir las incertidumbres y profundizar en el conocimiento de los procesos que modulan el clima. El brío debe ser en conjunto con las autoridades civiles para mejorar las condiciones y el estado del aire en las grandes ciudades de México y reducir los riesgos en la población en general.

Introducción

La atmósfera es un sistema compuesto por una mezcla de gases y otros componentes (partículas) en fase líquida y sólida suspendidos. Algunos de estos gases, denominados componentes traza, son de particular interés porque tienen un papel crucial en el balance energético y en las propiedades químicas de la atmósfera (Seinfeld y Pandis, 2006).

El conjunto de partículas con tamaños típicos entre 0.01 y 10 micrómetros (µm) que se encuentran suspendidas en la atmósfera por varias horas, exceptuando aquellas formadas principalmente por agua, se conoce como aerosol. Aun cuando la masa del aerosol atmosférico constituye una pequeña parte de la masa total de la atmósfera, su importancia es primordial en relación a muchos de los procesos químicos y físicos que ocurren en la atmósfera y en el ciclo hidrológico (Wallace y Hobbs, 2006). Los aerosoles pueden dispersar y/o absorber la energía solar y aquella que se refleja desde la superficie de la Tierra. Los aerosoles son elementos indispensables para la formación de nubes porque pueden servir como núcleos de condensación y participar en las reacciones químicas de la atmósfera, afectando la composición y distribución de los gases que la constituyen (Pöschl, 2005).

La precipitación pluvial es fundamental en el ciclo del agua y uno de los agentes de variabilidad natural más importantes en la hidrología del planeta. Las nubes y la precipitación son dos de los elementos más relevantes entre los fenómenos del tiempo meteorológico y el clima al influir en el balance energético de la radiación solar de la Tierra (Lohmann y Feichter, 2005; Stephens y Kummerow, 2007). La formación y disipación de las nubes están íntimamente relacionadas con movimientos del aire en donde la convección tiene especial relevancia. En particular, el clima está determinado por el balance entre la cantidad de energía proveniente del Sol y la que es emitida (en la región infrarroja del espectro) por el planeta (Satheesh y Krishna Moorthy, 2005). Como resultado de los procesos que ocurren en el ambiente, las condiciones atmosféricas a lo largo del tiempo son diferentes. Cualquier cambio en el balance general de energía puede generar una perturbación en el sistema climático.

1. Zonas urbanas y la contaminación en México

La población mundial se ha duplicado en los últimos 50 años y ha aumentado en dos mil millones en los últimos 25 años, alcanzando cerca de siete mil millones en el año 2010. Casi la mitad de la población vive en áreas urbanas, las cuales cubren menos de 3 % de la superficie terrestre. En ese periodo de 50 años, la población urbana mundial ha crecido más rápido que el total de la población (Gurjar y Lelieved, 2005) y es probable que las áreas urbanas mantengan su ritmo de crecimiento. Por primera vez en la historia del planeta, más de 50 % de las personas viven en ciudades. La situación es todavía más sorprendente en Europa: cuatro de cada cinco ciudadanos viven en urbes. Por lo tanto, las políticas urbanas juegan un papel clave para mejorar la calidad de vida y la protección del medio ambiente combinando retos y soluciones. Las proyecciones de las Naciones Unidas indican que para el año 2050 la población del mundo será de nueve mil millones de habitantes y es posible que casi el 75 % viva en ciudades.

La mayoría de los centros urbanos ha crecido rápidamente a partir del siglo pasado y algunos de ellos han originado zonas que se denominan mega ciudad, la cual se define como una zona metropolitana cuya población excede los 10 millones de habitantes. Las grandes urbes producen problemas de contaminación y de estrés ambiental que pueden ejercer un efecto sobre grandes áreas alrededor de ellos (Marley et ál., 2009a). El aire sobre las mismas suele contener altas concentraciones de partículas y de gases como dióxido de azufre (SO_2), óxidos de nitrógeno (NO_x), monóxido de carbono (CO), ozono (O_3), compuestos orgánicos volátiles (VOC), entre tantos otros. Las concentraciones de partículas se reportan en función de su tamaño como partículas suspendidas totales, PST, en las que se consideran partículas con diámetro equivalente, D_e, menor a 40 µm, partículas con $D_e <$ 10 µm (PM_{10}), partículas con $D_e <$ 2.5 µm ($PM_{2.5}$), etc. La contaminación atmosférica también produce efectos significativos en la salud pública y puede contribuir de manera muy importante al cambio de las condiciones climáticas en las zonas cercanas (Molina et ál., 2010), creando un contraste de temperatura en relación a las áreas a su alrededor, denominado isla de calor, que puede agravar los problemas de contaminación y modificar la circulación de los vientos a escala local. Otro de los principales problemas es el esmog fotoquímico producido por las emisiones vehiculares y las industrias.

En México existen once zonas urbanas con más de un millón de habitantes que concentran al 35 % de la población nacional y también otras 3 zonas urbanas con más de 2.5 millones de personas. La zona metropolitana de la Ciudad de México (ZMCM), con más de 20 millones de habitantes representa el 17.9 % del total de la población (INEGI, 2012). Las ciudades de Tijuana y Ciudad Juárez son áreas urbanas con más de un millón de habitantes, localizadas en la frontera con los Estados Unidos de América, que tienen un impacto ambiental sobre sus alrededores debido al transporte de contaminantes.

1.2 Aspectos generales de la contaminación en México

Las redes de monitoreo atmosférico en México son relativamente nuevas y la información acerca de la calidad del aire es escasa; sin embargo, la ZMCM cuenta con una red moderna y con datos confiables desde hace más de 15 años, lo cual ha contribuido a entender la evolución y composición química de los contaminates presentes en su atmósfera. Se han realizado varias campañas de medición de las condiciones atmosféricas en la ZMCM con el objetivo de investigar los efectos que pudieran ocurrir en el ambiente y, específicamente, en el clima local y regional por efecto de la contaminación del aire (Molina et ál., 2010). Existen también otras zonas urbanas del país en donde se han llevado a cabo algunos experimentos sobre la calidad del aire, tal es el caso de la ciudad de Tijuana (Minguillón et ál., 2014, Carabalí et ál., 2012), o áreas en las que se ha estudiado el comportamiento de las emisiones hacia la atmósfera por la quema de biomasa (Barrera et ál., 2012) o por emisiones volcánicas (Miranda et ál., 2004; Grutter et ál., 2008; Baumgardner et ál., 2009).

Un antecedente importante sobre la contaminación atmosférica en México es el realizado por Raga et ál. (2001a) en el que hacen una revisión muy amplia, para el periodo 1960 a 2000, de las mediciones reportadas en diferentes sitios y escalas de tiempo para la ZMCM, evaluando los procesos fisicos y químicos que subyacen a la formación de gases y aerosoles, así como el impacto potencial que éstos tienen en el ambiente local y regional de la zona. En marzo-abril del año 2003 se realizó una campaña intensiva de medición de contaminates atmosféricos MCMA-2003 (Mexico City Metropolitan Area-2003) con una gran cantidad de instrumentos que generaron datos referentes a los compuestos y radicales químicos producidos fotoquímicamente, así como de las condiciones meteorológicas. En 2006, tuvo lugar otra campaña de mediciones en ZMCM dentro del marco del proyecto MILAGRO (Megacity Iniciative: Local And Global Research Observations) para estudiar la composición química de la atmósfera, así como, la meteorología de la zona y establecer el impacto local, regional y global de las emisiones de la megalópolis (Molina et ál., 2010). Durante esa campaña se utilizaron instrumentos más modernos y en diversas plataformas (en tierra, aéreas y satelitales) y sitios distribuidos en la ZMCM, además de tres súper-sitios: T0 dentro de la ciudad y dos fuera de ella, T1 (Tecamac) y T2 (Hidalgo) a distancias del Zócalo de 30 km y 60 km, respectivamente, con la finalidad de estudiar el transporte de la pluma de contaminantes atmosféricos generados en la ZMCM. Otro proyecto importante nombrado Cal-Mex se realizó en 2010 en el área metropolitana de Tijuana-San Diego, en la frontera con los Estados Unidos de América. Los resultados de los tres proyectos, MCMA-2003, MILAGRO y Cal-Mex han permitido conocer el estado más actual de las emisiones atmosféricas en la capital y en una zona fronteriza del país.

La calidad del aire en la ZMCM

La ZMCM México tiene una altitud media de 2,240 metros sobre el nivel medio del mar y presenta una geografía compleja. Se encuentra rodeada por tres cadenas montañosas cuyas cimas están en el intervalo de 1,000 a 3,000 m por encima de la superficie, lo que puede inhibir la dispersión de las masas de aire. Además, su altitud y latitud promueven reacciones fotoquímicas de los compuestos en la atmósfera debido al alto índice de radiación sobre el área (Castro et ál., 1997; Marley et ál., 2009a), lo que facilita la producción de agentes oxidantes como ozono troposférico y contribuye a la formación de aerosoles secundarios.

Con base a las condiciones meteorológicas, se puede identificar que existen tres épocas climáticas durante el año: una seca fría (de noviembre a febrero), una seca cálida (de marzo a abril), y una temporada de lluvias (de mayo a octubre). De Foy et ál. (2005) mencionan que esto ocurre debido a dos patrones básicos de escala sinóptica: un flujo seco del Oeste con condiciones anticiclónicas de noviembre a abril, mientras que durante el resto del año existe un flujo húmedo proveniente del Este producido

por los vientos alisios. La altura de la capa de mezcla tiene un intervalo entre 2 y 4 km sobre la ciudad (Raga et ál., 2001a; Salcido et ál., 2003; Molina et ál., 2010)

La ZMCM ocupa una parte de la cuenca; pero la megalópolis se extiende hasta incluir otras ciudades como Puebla, Toluca, Cuernavaca y Pachuca, en lo que se denomina la Corona de México (Molina et ál., 2010). Se estima que el número de personas en la Corona es de casi 30 millones, lo que ha generado una serie de consecuencias ambientales y una enorme demanda de recursos energéticos y bienes de consumo para la zona. El número de industrias en la ZMCM es mayor a 40,000 y existen más de 4 millones de vehículos circulando en sus calles. Debido a la altitud de la cuenca la presión atmosférica (y con ello la cantidad de oxígeno) es 20 % menor con respecto al nivel del mar, lo que reduce la eficiencia de la combustión y genera una mayor cantidad de contaminantes.

El crecimiento desordenado de los centros urbanos hace muy difícil la evaluación de la contaminación y sus consiguientes políticas para reducirla. Las emisiones provenientes de fuentes móviles son las que más contribuyen a la contaminación atmosférica en la ZMCM. Éstas emiten una gran cantidad de partículas primarias con carbono elemental y con compuestos aromáticos policíclicos, además de gases como CO, NO_x y de compuestos orgánicos volátiles, que juegan un papel principal en las características de la reactividad del aire en la ciudad (Molina et ál., 2007). Programas como "Hoy no circula", el cambio de composición de la gasolina y la clausura, en el norte de la ciudad, de una refinería han contribuido a reducir las concentraciones de Pb, CO y SO_2. No obstante, los habitantes de la ZMCM siguen expuestos a altas concentraciones de aerosoles (Molina y Molina, 2004) y los niveles del O_3 siguen más altos que la norma mexicana de 0.11 ppm (Raga et ál., 2001b; Molina et ál., 2010), lo que puede producir importantes efectos en la salud pública.

2. Componentes del aerosol y sus interacciones con la radiación

2.1 Carbón negro

En muchos de los estudios reportados, los términos de "carbón negro" y "hollín" son usados como sinónimos en relación a las características de absorción de luz. Las partículas de carbón negro recién emitido a la atmósfera tienen propiedades hidrofóbicas pero puede transformarse, mediante reacciones de oxidación o por recubrimiento de su superficie, a un aerosol más hidrofílico. El hollín puede identificarse como una sustancia oscura (negra o café) producida en forma de partículas muy pequeñas por procesos de combustión y con una composición muy alta de carbono con una estructura parecida a la del grafito (Andreae y Gelencsér, 2006). De acuerdo con Moosmüller et ál. (2009), el hollín puede considerarse una fracción del carbón negro. Los procesos de combustión, naturales y antropógenos, producen partículas que contienen carbón negro, compuestos orgánicos y otro subconjunto de partículas conocido como carbón café. Las partículas de carbón negro absorben la radiación solar y calientan la atmósfera mientras que la mayoría de los compuestos orgánicos producen un enfriamiento de la misma (Kanakidou et ál., 2005). Las mediciones de carbón negro se realizan con técnicas que aprovechan sus propiedades ópticas.

En Mexico, el sector energético domina las emisiones con más del 85 % siendo el autotransporte de carga y pasajeros el que presenta la mayor contribución (SEMARNAT e INECC, 2012). A nivel nacional se estimó una emisión de 104,517 toneladas (ton) en ese sector para el año 2010. La ZMCM es la mayor fuente de aerosoles con carbón negro en el país. Con respecto a la emisión de partículas de PM_1 con hollín, en Ciudad de México se estimó un valor de 1,200 ton por año (Baumgardner et ál., 2007), lo que influye de manera significativa en el balance radiativo y climático de la región (Marley et ál., 2009a). El gobierno de la Ciudad reportó una emisión de 2,116 ton en 2012 (2 % de las emisión a nivel nacional en 2010), determinando que los tractocamiones contribuyen con el 49 % y que vehículos de diésel generan más de 70 % de las emisiones de carbón negro (SMAGDF, 2013). Baumgardner et ál. (2007) encontraron que el contenido de hollín es equivalente al 5-25 % de la masa de partículas con tamaño entre 0.1 y 0.4 µm en la ZMCM. Subramanian et ál. (2010) reportaron concentraciones de carbón negro de hasta 2 µg m^{-3} en partículas con tamaño entre 0.2 y 0.43 µm sobre la Ciudad de México y altas concentraciones sobre las áreas con incendios forestales. Sus datos sugieren una sección transversal de 13.1 m^2 g^{-1} a una longitud de onda (λ) de 550 nanómetros (nm) basados en las observaciones a λ = 660 nm. Por otro lado, Johnson et ál. (2005) indican que las partículas de hollín en $PM_{2.5-0.2}$ se recubren rápidamente con NH_4SO_4 en el lapso de algunas horas, aunque los mecanismos que producen esto aún requieren de mayor investigación.

En Tijuana, el carbón negro en la atmósfera se origina localmente por la combinación de fuentes vehiculares e industriales. Los valores promedio observados durante Cal-Mex tuvieron un intervalo de 1.7 a 2.2 µg m^{-3}, los cuales son menores con respecto a los obtenidos en San Diego (0.8 µg m^{-3}). Los valores más altos registrados alcanzaron hasta 56 µg m^{-3} durante la noche, lo que sugiere la existencia de fuentes industriales clandestinas (Shores et ál., 2013). Takahama et ál. (2014) midieron los niveles de carbón negro con diferentes métodos y reportaron un promedio de 1.8 $\pm$ 2.6 µg m^{-3} en Parque Morelos y de 2.6 µg m^{-3} en otros sitios en Tijuana. En Mexicali y Ciudad Juárez, Kerry et ál. (2006) obtuvieron promedios de carbón negro en un intervalo entre 2 y 10 µg m^{-3} y entre 2 y 12 µg m^{-3}, respectivamente.

2.2 Carbón café

El carbón café es un término acotado para una clase de compuestos orgánicos que absorben luz con una eficiencia de atenuación que se incrementa conforme disminuye la longitud de onda del visible al ultravioleta. El origen y composición de estas sustancias no se ha determinado aunque se sugiere que pueden estar presentes compuestos similares al ácido húmico (conocidos como HULIS) y otros compuestos orgánicos solubles en agua que contienen grupos fenólicos y ácidos dentro de sus estructuras produciendo que el material, o sus soluciones, tengan un color amarillo-café. Los datos indican que los aerosoles que contienen carbón café pueden producirse durante la quema de biomasa (pirólisis) con desprendimiento de humos, condensando rápidamente en la pluma al reaccionar con radicales ^{-}OH, o por la oxidación y polimerización de compuestos biogénicos y procesos de formación de aerosoles secundarios (Andreae y Gelencsér, 2006; Moosmüller et ál., 2009).

Con base en datos obtenidos durante las campañas de MCMA-2003 y MILAGRO, Barnard et ál. (2008) comentan que el carbón café en las partículas puede aumentar la absorción de radiación solar del carbón negro en la ZMCM. Otros estudios relacionaron la dependencia relativa del aumento del valor del albedo de dispersión en la región UV respecto al del visible con la cantidad de materia orgánica, lo cual es una característica de los compuestos que comprenden el carbón café (Corr et ál., 2009; Marley et ál., 2009a; Knobelspiesse et ál., 2011).

2.3 Polvo mineral

El polvo mineral tiene un papel en el balance radiativo terrestre que es esencial. Se considera que el polvo tiene el mayor aporte a escala global con respecto a los aerosoles naturales,. Las mayores fuentes de polvo mineral son las zonas áridas del norte de África, Asia y la península árabe, siendo la primera región, por mucho, la de mayor contribución (casi 60 % de este material a escala global). Las partículas de polvo son resultado del intemperismo de la superficie terrestre (suelos) y la re-suspensión mecánica por efecto del viento. La forma de la distribución por tamaños de las partículas depende fuertemente de la velocidad del viento (Seinfeld y Pandis, 2006), observándose partículas con D_e de hasta 100 µm en la región fuente. Sin embargo, sólo aquellas menores a 10 µm pueden transportarse a grandes distancias y, por ejemplo, atravesar los océanos Atlántico y Pacífico (Seinfeld y Pandis, 2006; Moosmüller et ál., 2009). Otras fuentes de polvo son aquellas derivadas de las actividades humanas, tales como la agricultura, la deforestación y el uso del suelo.

Los estudios muestran que la composición de este tipo de aerosoles incluye cuarzo, kaolinita, calcita, yeso, hematita, entre muchos otros minerales contenidos en las rocas (Karydis et ál., 2011b). Las propiedades ópticas de los compuestos presentes producen diferentes efectos: el cuarzo, la calcita y el yeso absorben en la región de IR (aunque en rangos de λ diferentes) mientras que la hematita tiene su máximo de absortividad en el UV y Visible. En general, el polvo contribuye al calentamiento de las capas atmosféricas por debajo de los 500 hPa y se produce un enfriamiento en la superficie como resultado de disminución de energía que llega a la superficie por la interacción (absorción y dispersión) de las partículas de polvo, lo que afecta la estabilidad atmosférica (Satheesh y Krishna Moorthy, 2005).

Querol et ál. (2008) estimaron para la ZMCM que la concentración de polvo mineral durante MILAGRO fue de 13 µg m^{-3} y sugirieron que el polvo representa una mezcla de material re-suspendido, procesos naturales y emisiones de la industria de la

construcción. Los resultados obtenidos en Ciudad de México indican que el contenido de polvo en PM_{10} constituye una parte muy significativa (54 %) del aerosol en la zona urbana. En experimentos de re-suspensión de polvo de diferentes fuentes en la ZMCM, la proporción de $PM_{2.5}$ respecto a PM_{10} fue de 20-26 % para la mayoría de los sustratos experimentados, aunque en el caso del lecho seco del lago de Texcoco, el valor observado fue de 32 % (Vega et ál., 2001). Lo anterior concuerda con resultados previos que indican que la contribución de polvo en $PM_{2.5}$ en la ZMCM varía de más de 38 % en Nezahualcóyotl a sólo 9 % en el Pedregal durante la campaña IMADA en 1997 (Vega et ál., 2010). Sin embargo, Miranda et ál. (2005), utilizando la técnica de emisión de rayos X inducida por partículas (PIXE), encontraron que el polvo sólo contribuye con el 3-6 % en la fracción fina en la ZMCM. En la fracción gruesa del aerosol, el polvo es la fuente más importante (constituye ~ 10 % en masa) y las posibles fuentes son la zona del lago seco de Texcoco, el valle de Toluca y las zonas secas del norte de la ZMCM (Barrera et ál., 2012).

Durante Cal-Mex, Minguillón et ál. (2014) reportaron que la concentración de polvo mineral en PM_{10} es de 6.1 µg m^{-3}, lo que representó el 36 % de la fracción $PM_{2.5-10}$.

2.4 Sal marina (aerosoles marinos)

Los aerosoles marinos son producidos durante el rompimiento de las olas que genera pequeñas gotitas que, al evaporarse, permiten que partículas de sal sean incorporadas a la atmósfera. Los análisis de la composición de estos aerosoles marinos muestran que existe un alto contenido de material orgánico que puede depender de la actividad biológica en los océanos (Seinfeld y Pandis, 2006; IPCC, 2013).

El único estudio en México del que se tiene conocimiento es para el área de Tijuana donde se muestra que la concentración de los aerosoles marinos tiene un rango de 1.9 a 2.9 µg m_{-3} en la fracción fina (11-15 % de $PM_{2.5-10}$) y de 3.4 a 3.9 µg m^{-3} (25-26 % de $PM_{2.5-10}$) y están constituidos por una mezcla de partículas frescas y envejecidas (Minguillón et ál., 2014).

2.5 Emisiones volcánicas

Las erupciones volcánicas emiten una gran cantidad de partículas a la atmósfera aunque sólo algunas han tenido la capacidad de inyectar partículas directamente a la estratósfera (Wallace y Hobbs, 2006; Carslaw et ál., 2010). Las emisiones masivas de aerosoles volcánicos que contienen dióxido de azufre, SO_2, en la estratósfera han servido para estudiar efectos específicos de los forzamientos radiativos. Estos aerosoles dispersan la radiación solar incidente reduciendo la cantidad de energía en la superficie del planeta y produciendo un descenso en la temperatura del aire, tal como pudo observarse durante las erupciones de El Chichón y del volcán Pinatubo durante 1982 y 1991, respectivamente (Bony et ál., 2006; Seinfeld y Pandis, 2006; Wallace y Hobbs, 2006; Carslaw et ál., 2010). Con base a los resultados de Butchart et ál. (2006), el intercambio de masa entre la tropósfera y la estratósfera puede aumentar con la concentración de los gases de tipo invernadero, lo que modificaría el tiempo de residencia de los aerosoles en la estratósfera y, por consiguiente, la intensidad del efecto descrito por la introducción de aerosoles por las erupciones volcánicas más grandes. Yokelson et ál. (2009) han estimado que el volcán Popocatépetl y la región de Tula (Hidalgo) son fuentes de SO_2 más importantes que los incendios forestales en Yucatán o incluso la ZMCM.

3. El aerosol atmosférico en México

Las partículas emitidas a la atmósfera por las diversas actividades que tienen lugar en zonas urbanas son una mezcla muy compleja de compuestos, y sus efectos en el clima y en el balance radiativo dependen tanto de la composición química como de la distribución por tamaños de las mismas.

3.1Composición de PM_{10}

Las concentraciones de PM_{10} obtenidas para la ZMCM oscilan entre 50 a 56 µg m^{-3} en los sitios urbanos y de 22 a 35 µg m^{-3} en los sitios rurales. Las observaciones en Cal-Mex tuvieron un rango entre 12 y 49 µg m^{-3}, siendo menores a las reportadas para el área de Tijuana-Rosarito para el periodo 2005-2010 con rangos de 56 a 78 µg m^{-3} (Querol et ál., 2008; Minguillón et ál., 2014) que es una zona semiurbana. Por su parte, Barrera et ál. (2012) reportaron concentraciones diarias (24h) medias de PM_{10} durante el periodo de enero a junio de 2009 en la ZMCM en un rango entre 66.7 ± 4.4 µg m^{-3} y 80.8 ± 6.9 µg m^{-3}, lo que es mucho mayor a lo observado por Minguillón et ál. (2014) de 32 µg m^{-3} para la zona urbana de Tijuana. La comparación de las concentraciónes de material particulado para México con ciudades en Asia (India o China), realizada por Querol et ál. (2008), resultó en que los valores son más bajos, aunque las concentraciones en México son más altas a las de ciudades europeas o de América del Norte.

Los resultados obtenidos para la Ciudad de México indican que esta fracción del aerosol atmosférico contiene una parte muy significativa de polvo (25 - 27 %) en las zonas urbanas, y hasta 43 % en zonas suburbanas y rurales, originado por la re-suspensión de material del lecho seco del antiguo lago de Texcoco, al noreste de la Ciudad de México, (Barrera et ál., 2012) y emisiones provenientes de las actividades de la construcción (Miranda et ál., 2005; Querol et ál., 2008; Vega et ál., 2010). Los compuestos con carbono, orgánico e inorgánico, comprenden entre 32 y 46 % de la masa en zonas urbanas e industriales mientras que el porcentaje disminuye a 23 % o menos en las zonas rural y suburbana (Querol et ál., 2008) y los aerosoles inorgánicos secundarios constituyen cerca del 17 % (Vega et ál., 2010). Los sulfatos y nitratos de amonio están espacialmente distribuidos de manera homogénea y constituyen el 10-20 % (Raga et ál., 2001a; Moya et ál., 2003).

En el caso de la zona de Tijuana, el polvo mineral y la materia orgánica fueron los que aportaron la mayor cantidad de masa para esta fracción, cada uno con aproximadamente el 22 % , seguidos por la sal marina con 19 % . Estos valores se incrementan si se considera sólo la fracción gruesa del aerosol ($PM_{10-2.5}$) (Minguillón et ál., 2014)

3.2 Composición de $PM_{2.5}$

Las concentraciones promedio de $PM_{2.5}$ reportados por Molina et ál. (2007) y Johnson et ál. (2006) durante la campaña de MCMA-2003 fueron de 36 y 20 µg m^{-3}, respectivamente, lo que coincide con las observaciones de Querol et ál. (2008) para $PM_{2.5}$ en Ciudad de México durante el 2006 que fueron entre 24 y 46 µg m^{-3} en zonas urbanas y de 13 a 25 µg m^{-3} en rurales. El promedio para $PM_{2.5}$ en Tula (donde se encuentra la refinería Miguel Hidalgo) el promedio fue mayor al de la ZMCM, entre 75 - 30 µg m^{-3}, denotando que es una fuente muy importante de partículas en la zona. Raga et ál. (2001b) mencionan que la concentración de la fracción fina (partículas con D_e entre 3-0.49 µm) en el periodo 1960 - 2000 constituía entre 40 y 60 % de la masa total a lo largo del año, con concentraciones menores durante la temporada de lluvias. Considerando los datos mostrados por Querol et ál. (2008), obtenidos durante la temporada de secas, la concentración de $PM_{2.5}$ ha disminuído a menos del 20 % .

De acuerdo a diversos estudios, la masa de $PM_{2.5}$ en la ZMCM contiene en su mayoría compuestos de carbono (carbono negro y orgánicos) hasta con un 54 ± 10 % de la masa, alcanzando los niveles más altos en las zonas urbanas e industriales (Johnson et ál., 2006; Salcedo et ál., 2006; Querol et ál., 2008; Vega et ál., 2010). El carbono elemental puede constituir el 6 - 15 % , mientras que el carbono orgánico entre 20-30 % (Salcedo et ál., 2006; Marley et ál., 2009a; Yu et ál., 2009). Los compuestos inorgánicos se han encontrado en proporciones cercanas al 25 % (Salcedo et ál., 2006), siendo los sulfatos y nitratos los más abundantes con 14 - 20 % y 10 - 13 % , respectivamente (Marley et ál., 2009a). Los sulfatos y nitratos de amonio están distribuidos de manera homogénea y constituyen el 15 - 30 % de $PM_{2.5}$ (Raga et ál., 2001b). Vega et ál. (2010) y Salcedo et ál. (2006), mencionan que el polvo mineral sólo contribuye en esta fracción con un 6-15 % .

Durante Cal-Mex, la concentración de $PM_{2.5}$ en Tijuana fue de ~ 18 µg m^{-3}, con un rango entre 9 y 26 µg m^{-3}. La materia orgánica constituyó ~30 % del contenido de $PM_{2.5}$, mientras que los sulfatos no provenientes del mar resultaron en un 14 % y la sal marina un 7 % , también se reporta que existía una cantidad muy significativa (casi igual a la de materia orgánica) de material que no pudo ser identificado (Minguillón et ál., 2014).

3.3 Composición de PM_1

En el caso de los niveles de PM_1 en la ZMCM, Querol et ál. (2008) reportan que las observaciones promedio estuvieron en un rango entre 19 y 33 µg m^{-3}, mientras que para Tijuana se reportó un valor promedio de 13.04 ± 7.9 µg m^{-3} (Levy et ál., 2014). Estos resultados indican que la fracción de $PM_{2.5}$ es aproximadamente el 50 % de la de PM_{10} y que aquella de PM_1 significa una parte importante de la de $PM_{2.5}$.

La concentración estimada de materia orgánica en PM_1 dentro de la ZMCM reportada por Gilardoni et ál. (2009) fue de 9.9 µg m^{-3} mientras que para Altzomoni (sitio rural localizado al Sureste de la ZMCM y a 4,000 m de altura sobre el nivel del mar) fue de 6.6 µg m^{-3}, La contribución por quema de biomasa es del orden de 30 - 40 % respecto al total de carbono orgánico en la zona urbana. Además, los resultados obtenidos en Altzomoni indican que en este lugar el aerosol esta envejecido con respecto al de la ciudad.

Por otro lado, en Tula, las concentraciones de sulfato y amonio en PM_1 alcanzaron hasta 25 y 2.5 µg m^{-3}, respectivamente. Karydis et ál. (2011b) reportan concentraciones menores en Ciudad de México para sulfato (3.5 µg m^{-3}) y amonio (2.1 µg m^{-3}) en la misma fracción y relacionaron el transporte de este ion desde Tula a las altas concentraciones de sulfato en la ZMCM.

4. Aerosoles Primarios y Secundarios

4.1 Aerosoles Primarios Inorgánicos (API)

Los estudios realizados durante MILAGRO sugieren que la quema de biomasa y las emisiones industriales son significativas en las emisiones primarias en la Ciudad de México, principalmente durante los periodos de incendios forestales con viento del Sur en los que las partículas relacionadas a quema de biomasa representaron hasta el 76 % en número. Además, el polvo y sales minerales dominan en la fracción gruesa (partículas mayores a 1 µm) del aerosol y muestran que existe un alto nivel de mezcla en los aerosoles respecto a sus componentes primarios y secundarios (Moffet et ál., 2008). Por su parte, Christian, et.al., (2010) apuntan que la mayor fuente de aerosoles primarios en $PM_{2.5}$ son las estufas de leña a escala nacional y establecieron la quema de basura en la ZMCM como una fuente importante de partículas y HCl, especialmente en ambientes secos y proponen al Sb y Cl (que puede provenir de la quema de policloruro de vinilo, PVC) como potenciales trazadores para estas fuentes.

4.2 Aerosoles Primarios Orgánicos (APO)

Existen diversas metodologías para estimar la cantidad de APO. Según Yu et ál. (2009), utilizando un método empírico basado en las cantidades de carbono elemental y orgánico observado, el porcentaje promedio de las partículas primarias de carbono orgánico en el área urbana de la Ciudad de México equivalen al 3.7 % con un máximo de casi 13 % respecto a la masa total de PM. Aiken et ál. (2009) estimaron con un espectrómetro de masas para aerosoles (AMS) que ésta cantidad de APO parece ser importante en las partículas más pequeñas al reportar que el 34 % del aerosol orgánico en PM_1 corresponde a HOA (Hydrocarbon-like Organic Aerosol), que es un componente químicamente reducido de las emisiones primarias. Otros autores asocian los compuestos poliaromáticos hidrogenados (PAH) con el carbono elemental, ya que sus emisiones son en su mayoría de fuentes de combustión. En ese sentido, Marr et ál. (2006) encontraron que la concentración de material particulado con PAH durante MCMA-2003 en la zona oriente de la Ciudad de México alcanza un máximo de ~110 ng m^{-3} durante la mañana (7:30 - 8:00 am) y sugieren que la fuente principal son las emisiones vehículares mientras que durante la noche este parámetro alcanzó los 50 ng m^{-3}, siendo la quema de basura una de las mayores fuentes. El descenso rápido de la concentración (~20 ng m^{-3}) durante las primeras horas del día podría producirse por reacciones heterogéneas y/o el recubrimiento con material secundario.

Las fuentes principales de APO incluyen vehículos automotores, quema de biomasa y emisiones industriales (Aiken et ál., 2009; Aiken et ál., 2010; Gilardoni et ál., 2009). Stone et ál. (2008) estimaron que los APO de fuentes móviles representaban el 30 - 40 % de la concentración de carbono orgánico en $PM_{2.5}$ en la ZMCM. Los incendios forestales (temporada de secas) son una

fuente importante de aerosoles en la ZMCM aportando entre el 15 y 23 % del aerosol orgánico y entre 7 - 9 % de la fracción fina del material particulado (Aiken et ál., 2010).

En Tijuana, durante la campaña de Cal-Mex, el 16 - 20 % de materia orgánica provino de emisiones primarias de combustibles fósiles (Guzman-Morales ál., 2014). La masa promedio de carbono negro encontrada en partículas con diámetro menor a 1 µm ($PM_{0.6}$) durante la misma campaña fue de 2.87 ± 2.65 µg m^{-3}. Con respecto a la masa de PM_1, la fracción orgánica y de carbono negro representan el 37 % y 27 % , respectivamente (Levy et ál., 2014).

4.3 Aerosoles Secundarios Inorgánicos (ASI)

Los ASI contribuyen con ~ 25 % del aerosol fino en la ZMCM (Querol et ál., 2008). Vega et ál. (2010) encontraron que los ASI en $PM_{2.5}$ constituyen el 30 % y están dominados por $(NH_4)_2SO_4$ con un porcentaje de 14 % . En otros estudios realizados para la ZMCM se reporta que los principales iones inorgánicos en los aerosoles de PM_{10} fueron amonio y sulfato (Salcedo et ál., 2006; Molina et ál., 2010; Barrera et ál., 2012; Díaz et ál., 2014). Adicionalmente, Moya et ál. (2003) muestran que el sulfato en las PM_{10} está generalmente neutralizado por los iones amonio durante la temporada de secas. Con respecto a la distribución por tamaños de las partículas, el máximo relativo (D_e= 0.32 ± 0.1 µm) en la temporada de secas se atribuye a la condensación de componentes secundarios. Sin embargo, el máximo en la distribución cambia a D_e= 0.56 ± 0.1 µm en la temporada húmeda y pudiera ser el resultado de reacciones en fase acuosa (Moya et ál., 2003). Sin embargo, durante la temporada de lluvias se observó una mayor cantidad de sulfatos que podrían deberse a las emisiones del Popocatépetl y a la mayor humedad que induce una mayor producción (oxidación) del sulfato. Además del volcán, la refinería Miguel Hidalgo en Tula también puede contribuir de manera importante en la cantidad de ASI con sulfatos con sus emisiones de SO_2 (Ying et ál., 2014).

4.4 Aerosoles Secundarios Orgánicos (ASO)

El crecimiento de las partículas en la ZMCM está influenciado fuertemente por la formación de aerosoles orgánicos por condensación o producidos por reacciones (Kleinman et ál., 2009). De acuerdo a Aiken et ál. (2010), gran parte de los ASO en México son emitidos por fuentes urbanas y regionales y no muestran un cambio durante la ocurrencia de incendios forestales. El porcentaje promedio de ASO respecto al carbono total en $PM_{2.5}$ en la zona urbana de la ZMCM es de 63.5 ± 17.2 % mientras que en la zona rural es de 67.4 ± 12.4 % (Yu et ál., 2009).

La formación combinada de ASO y API puede contribuir hasta en un 75 % de la masa de la fracción fina en la zona centro de la Ciudad de México y tener un efecto importante en las propiedades radiativas del aerosol como el albedo de dispersión frontal (SSA) (Molina et ál., 2010). Paredes et ál. (2009) reportaron que el valor de SSA a λ = 525 nm (asociada a una intensa generación fotoquímica de aerosoles secundarios) variaba en un rango de 0.60 a 0.85 con un máximo a medio día y el valor mínimo se registraba a las 7 am, lo que significa que la formación de aerosol secundario es debida a procesos fotoquímicos, comenzando al amanecer y continuando durante el resto de día.

El aerosol en la región fronteriza de Tijuana contiene una fracción significativa de material orgánico oxigenado (secundario) que es advectado a la atmósfera y puede estar asociado a componentes no-refractarios, como polvo o carbono negro. El promedio de material orgánico en PM_1 encontrado por Takahama et ál. (2013) durante el proyecto Cal-Mex fue de 3.3 ± 1.7 µg m^{-3} y contribuye entre 40 - 60 % de la materia orgánica en la zona urbana. Guzman-Morales et ál. (2014) refirieron que el 40 - 50 % puede deberse a emisiones locales de vehículos. Minguillón et ál. (2014) obtuvieron resultados similares en los que la materia orgánica integró entre el 28 y 33 % de la masa de $PM_{2.5}$ y que el tráfico aportó entre el 36-38 % de esa masa.

5. Interacciones aerosol-nubes

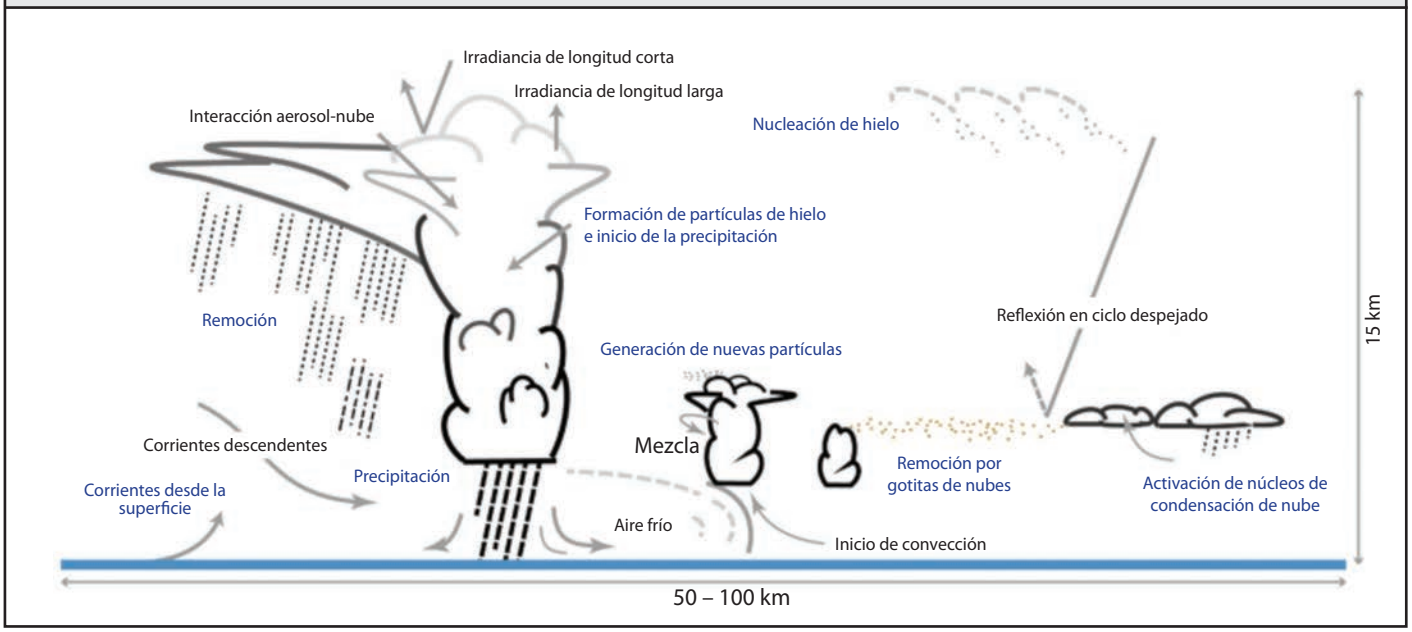
La composición química de la superficie de los aerosoles cambia por la coagulación, reacciones con otros componentes en estado gaseoso y otros procesos que ocurren durante el tiempo que permanecen en suspensión (Pöschl, 2005). Esto provoca que las propiedades físico-químicas de los aerosoles recién emitidos sean diferentes con respecto a los que han permanecido más tiempo en la atmósfera, afectando también el papel de los aerosoles en el balance energético al potenciar su participación en otros procesos como la nucleación de vapor de agua para formar gotitas de agua líquida o cristales de hielo, lo que da origen a las nubes (Gibson et ál., 2007).

Tradicionalmente se había asumido que el material soluble (en agua) en las partículas de aerosol comprendía principalmente compuestos inorgánicos. La mayor parte de la fracción inorgánica en el aerosol está compuesta por unos pocos compuestos (con iones sulfato, nitrato y amonio), los cuales han sido relativamente bien caracterizados (Gysel et ál., 2004). Pero estudios recientes han confirmado la presencia de materia orgánica en el aerosol atmosférico (McFiggans et ál., 2006; Chan et ál., 2008), estimándose que el contenido oscila entre el 20 y 90 % de la masa total de la fracción fina del aerosol (Frosch et ál., 2011) y que la cantidad de compuestos orgánicos que son solubles en agua puede corresponder hasta el 70 % del contenido total de materia orgánica contenida (Decesari et ál., 2000; Facchini et ál., 2000; Gysel et ál., 2004). El envejecimiento químico de los compuestos orgánicos en la superficie de las partículas tiende a incrementar el estado de oxidación y producir compuestos más polares e higroscópicos que los precursores (Kanakidou et ál., 2005; Fuzzi et ál., 2006).

La formación de gotas de nube está determinada principalmente por la distribución de tamaños y la composición química del aerosol atmosférico, así como de otros parámetros dinámicos como la velocidad ascendente del viento y el contenido de vapor de agua (Frosch et ál., 2011). La formación de gotas puede predecirse utilizando la teoría de Kölher (1936), que relaciona los principales parámetros que afectan el crecimiento de las gotas de agua líquida: la tensión superficial y la solubilidad de los compuestos constituyentes de las partículas (Seinfeld y Pandis, 2006). Análisis de muestras de agua de niebla y lluvia realizados en diferentes regiones han verificado que el contenido de material orgánico soluble es significativo y se han identificado ácidos orgánicos en el aerosol atmosférico que disminuyen la tensión superficial de las soluciones formadas con agua, lo que podría repercutir en los procesos de formación de la precipitación y en la persistencia de las nubes en la atmósfera (Facchini et ál., 2000; Facchini et ál., 1999; Ervens et ál., 2011; Frosch et ál., 2011). La presencia de materia orgánica en las nubes también implica un efecto en el albedo de las nubes por el cambio de las propiedades ópticas de las soluciones formadas, las cuales pueden presentar coloraciones relacionadas a los compuestos de carbón café (Zhang et ál., 2008; Collett Jr. et ál., 2008; Ervens et ál., 2011; Giulianelli et ál., 2014).

Durante el desarrollo de las nubes en la atmósfera ocurren procesos en los que se generan partículas de hielo por arriba del nivel de la isoterma de cero grados centígrados. Las gotas de agua líquida pueden coexistir con cristales de hielo en capas con temperaturas menores a 0 °C y son elementos importantes para explicar los procesos de transporte de materia hasta la parte superior de la tropósfera. La participación de la fase sólida en las nubes es primordial para el proceso de la precipitación. Este aspecto no ha sido muy estudiado para el caso del efecto indirecto del aerosol en el balance radiativo. Aunque los estudios no han mostrado de manera clara la eficiencia de la materia orgánica como núcleos de hielo o si suprimen la formación del mismo (Cziczo et ál., 2004; Fuzzi et ál., 2006), es claro que existe un transporte de estos compuestos orgánicos hacia la alta tropósfera. Ver Figura 1.

Figura 1. Procesos de interacción aerosol-nubes-precipitación. Los procesos en azul se refieren a las interacciones directas aerosol-nube (activación de gotas, remoción y producción de partículas por captura de hidrometeoros, etc) mientras que aquellos en negro son producto o resultado de los procesos en los que se ve involucrado el aerosol



Fuente : Modificado de Boucher et ál. (2013)

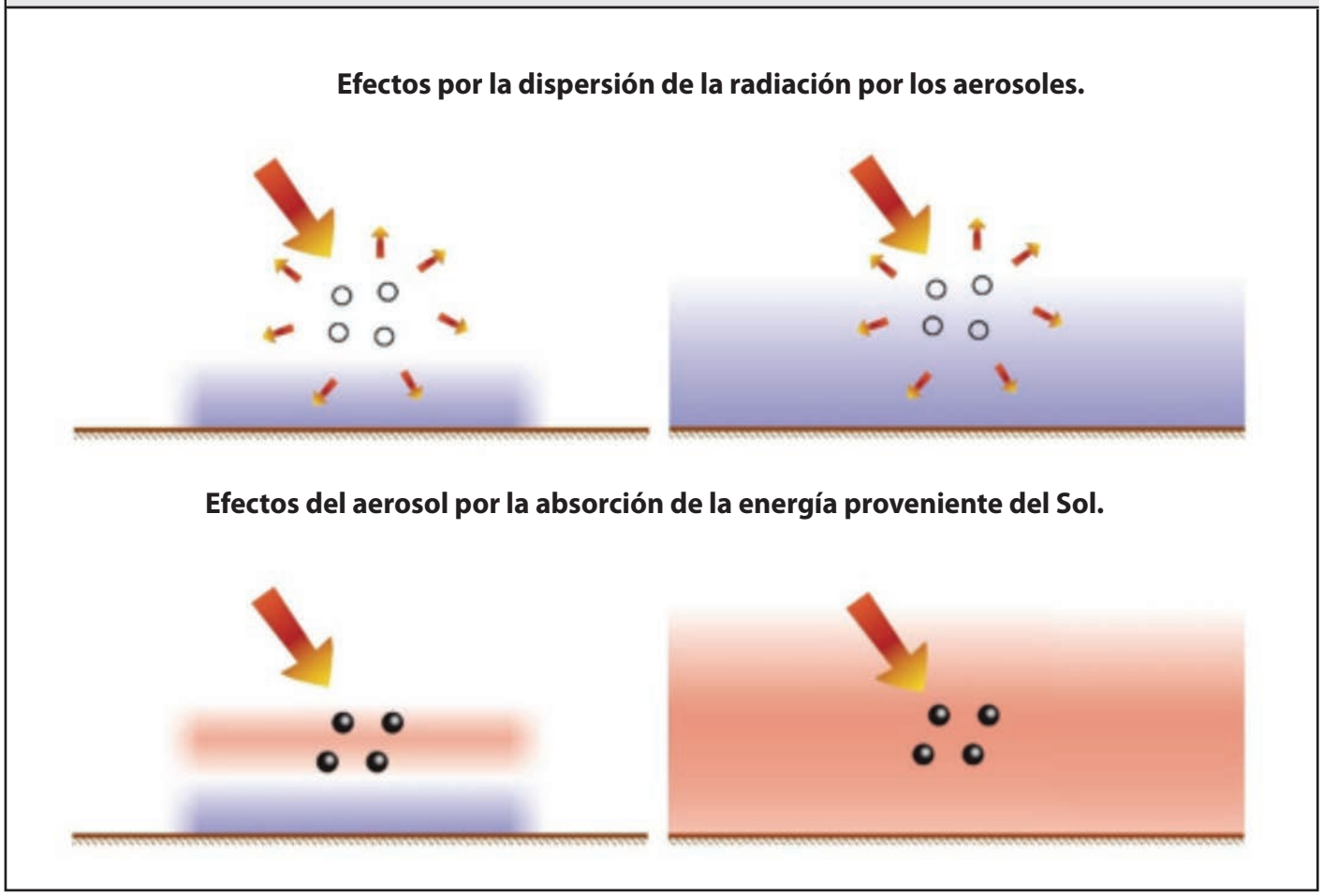
5.1 Interacciones radiativas del aerosol

El carbono elemental es el principal factor de la absorción de radiación en el rango visible del espectro mientras que la dispersión de la radiación por los aerosoles es producida por un gran número de compuestos (Vega et ál., 2010). El carbono elemental proveniente de fuentes móviles y los aerosoles orgánicos primarios en Ciudad de México absorben significativamente la energía en el rango UV, particularmente durante las primeras y últimas horas del día, disminuyendo las concentraciones de O_3, radicales ⁻OH, nitratos y aerosoles secundarios en la superficie. La absorción de energía incrementa la temperatura de las partículas que se traduce en un potencial de movimiento del aire y el aumento del espesor de la capa de mezcla. La presencia de partículas con un alto nivel de absortividad en la fracción fina del aerosol en Ciudad de México da como resultado un calentamiento (forzamiento climático positivo) de la capa límite en la región.

El efecto de los aerosoles en la reducción de O_3 es más significativo en las mañanas (Vega et ál., 2010), con una reducción de hasta el 20 % . La reducción de hasta ~ 9 % en las cantidades de –OH en la atmósfera influye significativamente de forma proporcional en la formación de aerosoles secundarios (5 - 6 %) y nitratos al disminuir la cantidad de sus precursores, lo cual

corresponde a lo reportado por Castro et ál. (2001). Sin embargo, los altos niveles de ASO, sulfato, nitrato y amonio dispersan la radiación UV y aumentan la fotólisis a mediodía, lo que produce un incremento en la concentración de O3 (Li et ál., 2011a; Vega et ál., 2010). Ver Figura 2). Marley et ál. (2009a) encontraron valores promedio de SSA en el rango de 0.68 a 0.78 en diversos sitios de la ZMCM. Raga et ál. (2001b) reportaron valores similares de 0.7 - 0.9 y 0.6 - 0.8 en los casos de UV y Visible, respectivamente. Estos valores de SSA indican la presencia de aerosoles que absorben UV en la superficie y reducen la producción fotoquímica de oxidantes como O_3.

Figura 2. Efectos directos del aerosol con la radiación proveniente del Sol. La dispersión de la energía por los aerosoles genera un enfriamiento de la atmósfera mientras que la absorción produce un calentamiento de las partículas que transfieren esa energía al entorno cercano y aumenta la temperatura del aire



Fuente: Modificado de Boucher et ál. (2013)

La componente orgánica de los aerosoles en Ciudad de México absorbe pricipalmente en la región del UV cercano (250 - 400 nm) respecto a la del visible, lo cual lo coloca como el componente más probable del comportamiento radiativo del aerosol en la ZMCM. Sin embargo, durante MCMA-2003 y MILAGRO, Marley et ál. (2009a) y Subramanian et ál. (2010) reportaron que el área de absorción para partículas menores a 1 µm está en un rango entre 4.8 y 13.1 m^2g^{-1} a $\lambda = 550$ nm, siendo las partículas relacionadas al hollín las responsables del 50 % de la extinción de la luz (Baumgardner et ál., 2007). También Barnard et ál. (2008) concluyeron que los compuestos orgánicos en el aerosol son los responsables de una mayor absorción en la región UV cercano al obtener un valor de 10.5 m^2g^{-1} para el área efectiva a $\lambda = 300$ nm con una tendencia a casi cero a $\lambda = 500$ nm, estimando la absorción puede

aumentar hasta un 40 % dependiendo de la cantidad de materia de carbón café presente en el aerosol de la ZMCM. La dependencia de la absorción en función de la longitud de onda está dada por la función

$$A = \beta\lambda^{-\alpha}$$

donde α es el exponente de absorción de Angstrom (AAE) y depende de la composición química del aerosol (Bergstrom et ál., 2007). Los valores de AAE determinados por Marley et ál. (2009b) tuvieron una media de 1.05 y oscilaron en rangos de 0.76 a 1.5 y de 0.63 a 1.4 en 2003 y en 2006, respectivamente, lo que apunta a que los aerosoles en la ZMCM contienen carbono negro o bien compuestos orgánicos provenientes de la quema de biomasa (Bergstrom et ál., 2002; Kirchstetter et ál., 2004). Además, se observó que el AAE fue mayor por las tardes respecto al de las mañanas. Las diferencias entre los valores del AAE con un rango entre 0.08 y 0.29, y con media de 0.14, indican un envejecimiento fotoquímico de los aerosoles por la tarde y, basados también en los resultados de la relación $^{13}C/^{12}C$ se sugiere que aerosoles provienen de fuentes como quema de biomasa (incendios forestales) o la quema de basura. Por su parte, Shinozuka et ál. (2009) también reportaron un aumento del AAE y la presencia algunas especies orgánicas coloridas poco absorbentes. Esto demuestra la importancia del efecto del aerosol atmosférico en la absorción y dispersión de la radiación en la atmósfera, principalmente en las zonas urbanas.

6. Efecto indirecto del aerosol

La presencia de nubes en la atmósfera es una de las grandes incertidumbres que afectan la respuesta al cambio de temperatura debido a las variaciones producidas por el albedo de las nubes (Lohmann y Feichter, 2005; Pöschl, 2005; Bony et ál., 2006). El planeta Tierra muestra todo el tiempo la presencia de nubes en la atmósfera que cubren una gran parte del área superficial. Los mecanismos por los que el aerosol atmosférico puede influir en la formación de las nubes, lo que es conocido como efecto Twomey, han sido mayormente estudiados y considerados en las simulaciones del clima (Lohmann y Feichter, 2005). Al mismo tiempo, las nubes también modifican las características de los aerosoles por la ocurrencia de procesos químicos en el interior de las gotitas (Ervens et ál., 2011).

El aumento de la concentración de gases invernadero implica un aumento en la temperatura y, por lo tanto, un incremento en la concentración de vapor de agua (que también es un gas de efecto invernadero) en la atmósfera. En esta situación, y combinando variaciones en la cantidad de partículas en la atmósfera, se esperarían cambios en la distribución por tamaños, en las propiedades ópticas y en el tiempo de vida de las nubes que pueden modificar el balance radiatívo de la atmósfera. En el trabajo de Lohmann y Feichter (2005) se muestra un resumen con los principales efectos indirectos del aerosol.

6.1 Efectos del aerosol atmosférico en nubes calientes (nubes con agua líquida)

Varios estudios han señalado que a mayor abundancia de partículas implican más de gotitas en las nubes, incrementando así su albedo y disminuyendo la cantidad de radiación de onda corta que alcanza la superficie del Planeta (Satheesh y Krishna, 2005). Las nubes en las que predomina la existencia de gotitas líquidas en su interior producen precipitación mediante la colisión - coalescencia de las mismas. Sin embargo, la ampliación de núcleos de condensación disminuye el tamaño promedio de las gotitas en el interior de las nubes, reduciendo la eficiencia de la precipitación e incrementando el tiempo de vida de las mismas. Sin embargo, Small et ál. (2009) sugieren que las nubes que no precipitan pueden responder de forma distinta por el ingreso de aire seco y reducir su tiempo de vida. Los efectos estimados en el tiempo de vida de las nubes pueden atribuirse a las condiciones ambientales (como humedad, situación de los vientos o el calentamiento del aire por la absorción de energía por parte de los aerosoles que derivaría en la evaporación de las gotitas), al tamaño de las nubes, o bien a las parametrizaciones utilizados en los modelos (Ackerman, et. al., 2004; Lohmann y Feichter, 2005; Jiang, et. al., 2006; Wood, 2007).

6.2 Estudios acerca de los núcleos de condensación de nube (CCN) en México

Ervens et ál. (2010) estudiaron los efectos de la composición (orgánica e inorgánica) del aerosol, específicamente en el número de CCN, en ambientes contaminados sobre la formación de nubes simulando las condiciones de formación de nubes stratus

(donde la sobresaturación, S, es baja, 0.27 % ≤ S ≤ 0.44 %) las cuales tienen el mayor efecto en el forzamiento radiativo global. En el caso de la ZMCM, en donde la cantidad de material carbonatado es importante, la cantidad de CCN fue simulada de forma adecuada en los casos cuando se consideró que parte de la materia orgánica es soluble en agua. Salcedo et ál. (2006) y Moya et ál. (2003) encontraron que casi siempre existe suficiente amonio para neutralizar el sulfato, nitrato y cloro presentes en la atmósfera de la ZMCM y, además, sugieren que las partículas mas pequeñas no estan mezcladas internamente (es decir, las partículas de un tamaño dado no son una mezcla de todas las especies ni tienen la misma composición química). Shinozuka et ál. (2009) también investigaron, mediante sensores remotos, el efecto del contenido de materia orgánica en la higroscopicidad de los aerosoles con D_e ~ 100 nm, como un indicador de la actividad de los CCN en el centro de México, y sus resultados datos indican que la actividad decrece con el aumento del contenido de material orgánico en las partículas con tamaños menores a un micrómetro, lo cual corresponde con mediciones directas del conteo de CCN. Wang et ál. (2010) simularon con los datos de observaciones obtenidas en MILAGRO el cambio de las propiedades de los aerosoles en México y encontraron que se puede calcular el número de CCN con un 20 % de incertidumbre al asumir que las partículas tienen un valor de higroscopicidad mayor a 0.1 y considerando que están internamente mezcladas. Para el caso de la ZMCM, con un ambiente altamente fotoquímico, los resultados sugieren que el tiempo requerido para que un aerosol orgánico primario (no hidroscópico) pueda transformarse a una partícula hidrofílica es de unas cuantas horas, una vez iniciando el día, lo que es mucho menor al utilizado (1-2 días) en la mayoría de los modelos globales. Esto indica que las emisiones ocurridas durante la noche podrían tener un efecto en un tiempo muy corto en la formación de nubes y en la precipitación que ocurren en la región.

Por su parte, Kucieńska et ál. (2010) sugieren que el aumento del número de CCN en la ZMCM podría generar efectos negativos para la producción de lluvia en la zona: la supresión del pico de sobresaturación en la base de la nube y la inhibición de la formación de gotas que retrasarían el proceso de colisión-coalescencia-rompimiento.

6.3 Efectos del aerosol atmosférico en nubes mixtas

El término "lluvia caliente" se utiliza en estudios de los procesos de formación de precipitación en los que no están involucrados hidrometeoros en fase sólida (hielo). Es de suponerse que estos procesos ocurran de manera prevalente en nubes tropicales, especialmente sobre los océanos, pero la presencia de gotitas líquidas en las nubes no está restringida a niveles por debajo de los 0 °C (Lau y Wu, 2003). Las nubes convectivas altas pueden contener gotitas de agua líquida sobre - enfriada coexistiendo con partículas de hielo hasta niveles donde la temperatura alcanza los -38 °C. Los núcleos de hielo son un subconjunto del aerosol atmosférico que sirven como superficie de depositación del vapor de agua o, también, pueden producir el congelamiento al tocar o penetrar las gotitas sobre-enfriadas (Wallace y Hobbs, 2006; Lamb y Verlinde, 2011). Su influencia en los procesos al interior de las nubes mixtas es primordial, a pesar de que su concentración es del orden de un núcleo por litro de aire. El proceso de congelación por contacto de las gotitas con algún núcleo de hielo es más probable debido a que se requiere menos energía en el cambio de fase líquido - sólido respecto al vapor -sólido (Lohmann y Feichter, 2005). Además, ya que la presión de vapor en el hielo es menor respecto a la del agua líquida, la difusión de vapor hacia las partículas de hielo favorece el crecimiento de éstas a expensas de las gotitas líquidas (proceso de Bergeron).

El aumento de la cantidad de aerosoles podría implicar un incremento del número de núcleos de hielo en la atmósfera, aumentando así la tasa de congelamiento de las gotitas sobre - enfriadas. Los efectos no son claros y existen discrepancias en el sentido de que, por un lado el aumento de la cantidad de gotitas que se congelan aumentaría la convección de las nubes haciendo que los topes de las mismas sean más altos (Khain et ál., 2004) aunque el tamaño de las partículas de hielo disminuiría por la competencia de vapor de agua entre un mayor número de hidrometeoros (Sherwood, 2002). Rosenfeld et ál. (2014) también mencionan que el transporte de partículas de hielo a niveles más altos en la atmósfera provocaría un calentamiento por la emisión de una menor cantidad de energía térmica hacia el espacio. Por su parte, Jiang et ál. (2008) reportan que el incremento en la cantidad de los aerosoles tiende a reducir la precipitación y el tamaño de las partículas de hielo durante la temporada seca en Suramérica mientras que Lohmann et ál. (2004) y Lohmann y Feichter (2005) mencionan que el aumento en la cantidad de núcleos de hielo reduce la cantidad de radiación solar en la superficie, causando un enfriamiento que favorece la precipitación vía los procesos de la fase fría de las nubes. Otro efecto producido por los aerosoles en los procesos de formación de nubes y pre-

cipitación está relacionado con la actividad eléctrica. Kucienska et ál. (2012) encontraron que el número de relámpagos es mayor en algunas de las zonas costeras de México por la influencia de los aerosoles que son advectados desde áreas continentales y durante periodos alta emisión de partículas a la atmósfera por la quema de biomasa. Además, si la emisión es muy alta y tienen valores de altos espesor óptico, pueden incluso inhibir la cantidad de relampagos en la nube al reducir la convección en la nube.

6.4 Efectos del aerosol atmosférico en nubes frías

Un aumento en la cantidad de partículas de hielo en las nubes altas (cirrus o en las estelas formadas por los aviones en la alta tropósfera) tendría secuelas similares a las mencionadas anteriormente pero la magnitud de esos cambios no es completamente comprendida pues se desconocen las capacidades y condiciones óptimas de nucleación de muchos de los compuestos presentes en las partículas para formar cristales de hielo (Hoose y Möhler, 2012). Existen pocos estudios acerca del efecto del incremento de la concentración del aerosol atmosférico en las nubes cirrus, aunque el interés en los últimos años por las consecuencias de las emisiones de la industria de la aviación en los procesos y el clima en la alta tropósfera se ha incrementado. Las partículas emitidas por los aviones contienen carbono o compuestos con iones sulfato que podrían actuar como núcleos de hielo. Los resultados de las simulaciones de Lohmann y Kärcher (2002) sugieren que las emisiones de aerosoles con sulfatos no son relevantes en la formación de nubes cirrus pero el efecto del aumento en la concentración de las partículas de hollín y carbono negro, que podrían consideran como potenciales núcleos de hielo en la alta tropósfera/baja estratósfera (Hendricks et ál., 2004) aunque su capacidad como núcleos de hielo sigue siendo controversial (Hoose y Möhler, 2012), no se conoce con certeza.

7. Efecto de los rayos cósmicos en las nubes

Los rayos cósmicos (RC) son partículas con muy alta energía (10^9 - 10^{21} eV), principalmente protones y partículas α, que provienen de fuera del Sistema Solar. Al ingresar se encuentran con el campo magnético interplanetario, que es el campo generado por el Sol. En épocas de alta (baja) actividad solar este campo tiene una topología muy compleja (más sencilla) y dispersa mucho (poco) a los RC. Al llegar al entorno terrestre, los RC se encuentran con el campo geomagnético que también modula su entrada. Sin embargo, los efectos de estos dos campos se dan en escalas de tiempo diferentes. En el caso del campo interplanetario, éste tiene variaciones evidentes a lo largo de 11 años, lo que determina principalmente el flujo de los RC que ingresa a la Tierra, mientras que para el geomagnético son mucho más lentas, presentándose de forma evidente sólo a lo largo de siglos o milenios. Una vez que los RC ingresan a la atmósfera, interaccionan con los gases de ésta creando los llamados isótopos cosmogénicos, los más importantes son el ^{10}Be y el CO_2 (ver p.ej. Cordero et ál., 2013).

Las correlaciones observadas entre los RC, las nubes y las propiedades de los aerosoles son únicamente a escala regional y estadísticamente débiles. En cuanto a escalas temporales, aunque se propuso una correlación para el periodo de 11 años de los RC entre 1983 y 1995, ésta ya no se sostuvo para los siguientes y los resultados se restringieron a tipos particulares de nubes o localidades (Boucher et ál., 2013). Los RC presentan otra periodicidad muy prominente en 1.68 años (Valdés et ál., 1996), identificada en nubes bajas en dos sitios diferentes del Reino Unido. Considerando los decrementos súbitos en la intensidad de los RC, conocidos como decrementos Forbush, en un trabajo se identificó un decremento concomitante global de nubes bajas pero otro estudio usando la misma base de datos nubosa no encontró relaciones globales (Boucher et ál., 2013). Se han propuesto dos mecanismos físicos que relacionan a los RC y las nubes que modifican las propiedades de las nubes y, por lo tanto, su albedo. El primero, y más estudiado, propone que los RC, modulados por la actividad solar, pueden crear iones atmosféricos, facilitando la producción de núcleos de condensación nubes. Respecto a experimentos de laboratorio que evalúen este mecanismo, se ha encontrado que la variabilidad de la razón de ionización atmosférica debida a RC está bien cuantificada, pero los cambios resultantes en las razones de nucleación de los aerosoles se conocen muy poco. Los experimentos en laboratorio indican que la ionización inducida por RC incrementa la razón de nucleación bajo condiciones que simulan la media y baja tropósfera pero no necesariamente en la capa limite. Mediciones in situ apoyan cualitativamente esta conclusión pero no pueden proporcionar conclusiones firmes. El segundo mecanismo tiene que ver con el circuito eléctrico global: debido a la ionización inducida por los RC hay una corriente directa y pequeña que fluye entre la ionosfera y la superficie terrestre bajo condiciones de cielo limpio. La carga se acumula en el tope y parte baja de las nubes debido a la destrucción de los iones por las gotas de las nubes. Esto crea

gradientes de conductividad en los bordes de las nubes influyendo en su microfísica (colisiones gota - gota y gota - partícula) y, potencialmente, en sus propiedades. Para este mecanismo prácticamente no hay observaciones que lo apoyen y por tanto su viabilidad no es conocida (Boucher et ál., 2013). Basado en estas consideraciones, el AR5-IPCC (Boucher et ál., 2013) sólo acepta la influencia de los RC localmente y para eventos de escalas de un par años a días.

Mendoza et ál. (2004) encontraron que entre 1580 y 1985 el ^{10}Be y la temperatura terrestre tuvieron una relación ambigua que está de acuerdo con la conclusión del AR5-IPCC (Boucher et ál., 2013). Posteriormente, Velasco y Mendoza (2008) mediante un análisis espectral usando el método de ondeletas, mostraron que entre el 10Be y fenómenos climáticos de gran escala existen periodicidades que coinciden: para el caso de la Oscilación Decenal del Pacífico la escala fue a los 30, 60 y 100 años mientras que para la Oscilación Multidecenal del Atlántico fue a los 10 y 100 años. Para la Oscilación del Atlántico del Norte fue a los 50 años y para el Índice de la Oscilación del Sur a los 30, poniendo de relieve que fenómenos atmosféricos específicos si pueden tener relación con los RC en escalas de tiempo seculares.

8. Incertidumbres en los modelos climáticos globales respecto a los efectos de los aerosoles en la atmósfera

Los modelos climáticos han mejorado en muchos aspectos introduciendo importantes procesos y ciclos que ocurren en la atmósfera aunque existen retos, uno de ellos es precisamente la simulación de nubes, que siguen siendo importantes y continúan con un grado significativo de incertidumbre. La cobertura aproximada de nubes en el planeta es de dos terceras partes de su superficie y en su conjunto pueden contribuir (al incrementar su albedo) tanto al enfriamiento de la atmósfera, como a su calentamiento por el efecto invernadero, con un efecto neto de -20W m-2 con una incertidumbre de 10 % según las estimaciones hechas por satélite (Loeb et ál., 2009). Los procesos que atañen a las nubes abarcan una gran escala espacial y eso hace imposible resolver actualmente todos procesos que ocurren en el desarrollo de este fenómeno, a menos que se trate de hacerlo a diferentes escalas. Aunque ya existen modelos globales con resoluciones de hasta 3.5 km, los resultados aún deben tomarse con reservas debido a la incapacidad de simular procesos a escalas más pequeñas (Boucher et ál., 2013) que son esenciales para resolver las propiedades de las nubes como la electrificación de la atmósfera o la variabilidad de las precipitaciones. Variables tales como la velocidad ascendente de los vientos, la concentración de partículas como el carbono negro y otros compuestos orgánicos son tratados mediante parametrizaciones que no dan un óptimo tratamiento de los mecanismos de la atmósfera. Actualmente existen modelos que simulan las concentraciones de gotitas en las nubes pero aún es necesaria la estimación de los parámetros de las partículas sólidas para poder estudiar los efectos de las nubes mixtas (Lohmann y Feichter, 2005). Nober et ál. (2003) realizaron un estudio sobre la sensibilidad del modelo ECHAM4 para estudiar los efectos del aumento de los aerosoles y las diferencias en los procesos de lluvia caliente y en la convección. Sus resultados indican un efecto principalmente local relacionado a la supresión de la lluvia.

La mayoría de los modelos de circulación general incluyen diversos tipos de aerosoles en función a su composición química y propiedades físicas (ópticas) pero las fuentes de emisión permanecen como incertidumbres importantes. Una de las fuentes de error importantes es el desconocimiento de la gran variedad de compuestos orgánicos sin identificar y de los procesos en los cuales intervienen (Kanakidou et ál., 2005). Algunas especies orgánicas pueden intervenir como núcleos de condensación, especialmente si se localizan en la superficie de las partículas, o modificar la tensión superficial de las soluciones formadas durante la evolución de las gotitas líquidas (Facchini et ál., 2000).

8.1 Incertidumbres en los modelos

Las contribuciones de los aerosoles primario y secundario en el total de material particulado son difíciles de cuantificar. Tsimpidi et ál. (2011) utilizaron el modelo PMCAMx-2008 (el cual simula la advección, dispersión, emisión, deposición de partículas y reacciones en fase gas y sobre el aerosol, así como la dinámica) para compararlo con mediciones del espectrómetro de masas (AMS) en diferentes sitios (uno urbano, uno suburbano, uno rural y en un sitio elevado en el sur de la Cuenca de México) con buenos

resultados. En particular, el modelo simuló bien las concentraciones promedio del aerosol orgánico en la fracción de PM_1 en todos los sitios y de aerosol orgánico secundario en tres de los cuatro puntos de comparación. Además, reprodujo de manera aceptable la evolución de los niveles de material orgánico en el área durante el periodo diurno y las proporciones de aerosol primario y secundario de algunas fuentes como las móviles o de quema de biomasa. Li et ál. (2011b) señalaron que aún se requieren de nuevos esquemas en los modelos para mejorar la predicción de las concentraciones y los procesos químicos en la atmósfera en los modelos. Por su parte, Yokelson et ál. (2009) también apuntaron que se requiere de más investigación para entender los procesos que ocurren después de la emisión de las especies químicas al notar que la formación de aerosol orgánico secundario no se explicaba a partir de la cantidad de sus precursores en las plumas de incendios forestales.

Referencias

Ackerman, A. S., Kirkpatrick, M. P., Stevens, D. E., & Too, O. B. 2004. The impact of humidity above stratiform clouds on indirect aerosol climate forcing. **Nature, 432**, 1014 - 1017.

Aiken, A. C., de Foy, B., Wiedinmyer, C., DeCarlo, P. F., Ulbrich, I. M., Wehrli, M. N. et ál. 2010. Mexico city aerosol analysis during MILAGRO using high resolution aerosol mass spectrometry at the urban supersite (T0) – Part 2: Analysis of the biomass burning contribution and the non-fossil carbon fraction. *Atmospheric Chemistry and Physics, 10*, 5315 - 5341.

Aiken, A. C., Salcedo, D., Cubison, M. J., Huffman, J. A., DeCarlo, P. F., Ulbrich, I. M. et ál. 2009. Mexico City aerosol analysis during MILAGRO using high resolution aerosol mass spectrometry at the urban supersite (T0) - Part 1: Fine particle composition and organic source apportioment. *Atmospheric Chemistry and Physics, 9*, 6633 - 6653.

Andreae, M. O., & Gelencsér, A. 2006. Black carbon or brown carbon? The nature of light-absorbing carbonaceous aerosols. *Atmospheric Chemistry and Physics, 6*, 3131 - 3148.

Barnard, J. C., Volkamer, R., & Kassianov, E. I. (2008). Estimation of the mass absorption cross section of the organic carbon component of aerosol in the Mexico City Metropolitan Area. *Atmospheric Chemistry and Physics, 8*, 6665 - 6679.

Barrera, V., Miranda, J., Espinosa, A., Meinguer, J., Martínez, J., Cerón, E. et ál. (2012). Contribution of soil, Sulfate, and Biomass burning sources to the elemental composition of PM_{10} from Mexico City. *International Journal of Environmental Research, 6*, 597 - 612.

Baumgardner, D., Grutter, M., Allan, J., Ochoa, C., Rapperngluеck, B., Russell, L. M. et ál. (2009). Physical and chemical properties of the regional mixed layer of Mexico's Megapolis. *Atmospheric Chemistry and Physics, 9,* 5711 - 5727.

Baumgardner, D., Kok, G. L., & Raga, G. B. (2007). On the diurnal variability of particle properties related to light absorbing carbon in Mexico City. *Atmospheric Chemistry and Physics, 7*, 2517 - 2526.

Bergstrom, R. W., Pilewskie, P., Russell, P. B., Redemann, J., Bond, T. C., Quinn, P. K. et ál. (2007). Spectral absorption properties of atmospheric aerosols. *Atmospheric Chemistry and Physics, 7*, 5937 - 5943.

Bergstrom, R., Russell, P., & Hignett, P. (2002). Wavelength dependence of the absorption of black carbon particles: Predictions and results from the TARFOX experiment and implications for the aerosol single scattering albedo. *Journal of the Atmospheric Sciences, 59*, 567 - 577.

Bony, S., Colman, R., Kattsov, V. M., Allan, R. P., Bretherton, C. S., Dufresne, J. et ál. (2006). How Well Do We Understand and Evaluate Climate Change Feedback Processes. *Journal of Climate, 19*, 3445 - 3482.

Boucher, O. D., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P. et ál. (2013). Clouds and Aerosols. In T. F.-K. Stocker (Ed.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of the Working Group I to the Fifth Assesement Report to the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.

Butchart, N., Scaife, A. A., Bourqui, M., de Grandpré, J., Hare, S. E., Kettleborough, J. et ál. (2006). Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer-Dobson circulation. *Climate Dynamics, 27*, 727 - 741.

Carabali, G., Mamani-Paco R., Castro T., Peralta O., Herrera E., & Trujillo B. (2012). Optical properties, morphology and elemental composition of atmospheric particles at T1 supersite on MILAGRO campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics, 12*, 2747-2755. doi:10.5194/acp-12-2747-2012.

Carslaw, K. S., Boucher, O., Spracklen, D. V., Mann, G. W., Rae, J. L., Woodward, S. et ál. (2010). A review of natural aerosol interactions and feedbacks within the Earth System. *Atmospheric Chemistry and Physics, 10*, 1701 - 1737.

Castro, T., Madronich, S., Rivale, S., Muhlia, A., & Mar, B. (2001). The influence of aerosols on photochemical smog in Mexico City. *Atmospheric Environment, 35*, 1765 - 1772.

Castro T., Ruiz-Suárez L. G., Molina J. M., Ruiz Suárez J. C., & Montero M. (1997). Sensitvity analysis of UV radiation transfer model and experimental photolysis rates of NO2 in the atmosphere of Mexico City. *Atmospheric Environment, 30,* 609-620.

Chan, M. N., Kreidenweis, S. M., & Chan, C. K. (2008). Measurements of the Hygroscopic and Deliquescence Properties of Organic Compounds of Different Solubilities in Water and Their Relationship with Cloud Condensation Nuclei Activities. *Environmental Science and Technology, 42*, 3602 - 3608.

Christian, T. J., Yokelson, R. J., Cárdenas, B., Molina, L. T., Engling, G., & Hsu, S. -C. (2010). Trace gas and particle emissions from domestic and industrial biofuel use and garbage burning in central Mexico. *Atmospheric Chemistry and Physics, 10*, 565 -584.

Collett Jr., J. L., Herckes, P., Youngster, S., & Lee, T. (2008). Processing of atmospheric organic matter by California radiation fogs. *Atmospheric Research, 87*, 232 - 241.

Cordero, G., Lara, A., Maravilla, D., Mendoza, B., Valdés-Galicia, J., & Velasco, V. (2013). *Introducción a la Física Espacial*. México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica y Dirección General de Fomento Editorial.

Corr, C., Krotkov, N., Madronich, S., Slusser, J., Holben, B., Gao, W. et ál. (2009). Retrieval of aerosol single scattering albedo at ultraviolet wavelengths at the T1 site during MILAGRO. *Atmospheric Chemistry and Physics, 9*, 5813 - 5827.

Cziczo, D. J., DeMott, P. J., Brooks, S. D., Prenni, A. J., Thomson, D. S., Baumgardner, D. et ál. (2004). Observations of organic species and atmospheric ice formation. *Geophysical Research Letters, 31*, L12116.

De Foy, B., Caetano, E., Magaña, V., Zitácuaro, A., Cárdenas, B., Retama, A. et ál. (2005). Mexico Bity basin wind circulation during the MCMA-2003 field campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics, 5*, 2267 - 2288.

Decesari, S., Facchini, M. C., Fuzzi, S., & Tavliavini, E. (2000). Characterization of water-soluble organic compounds in atmospheric aerosol: A new approach. *Journal of Geophysical Research, 105*, 1481 - 1489.

Díaz, R., López-Monroy, J., Miranda, J., & Espinosa, A. (2014). PIXE and XRF analysis of atmospheric aerosols from a site in the West area of Mexico City. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 318*, 135 - 138.

Ervens, B., Turpin, B. J., & Weber, R. J. (2011). Secondary organic aerosol formation in cloud droplets and aqueous particles (aqSOA): a review of laboratory, field and model studies. *Atmospheric Chemistry and Physics, 11*, 11069 - 11102.

Ervens, B., Cubison, M., Andrews, E., Feingold, G., Ogren, J., Jimenez, J. et ál. (2010). CCN predictions using simplified assumptions of organic aerosol composition and mixing state: A synthesis from six different locations. *Atmospheric Chemistry and Physics, 10*, 4795 - 4807.

Facchini, M. C., Decesari , S., Mircea, M., Fuzzi, S., & Loglio, G. (2000). Surface tension of atmospheric wet aerosol and cloud/fog droplets in relation to their organic carbon content and chemical composition. *Atmospheric Environment, 34*, 4853 - 4857.

Facchini, M. C., Mircea, M., Fuzzi, S., & Charlson, R. J. (1999). Cloud albedo enhancement by surface-active organic solutes in growing droplets. *Nature, 401*, 257 - 259.

Frosch, M., Prisle, N. L., Bilde, M., Varga, Z., & Kiss, G. (2011). Joint effect of organic acids and inorganic salts on cloud droplet activation. *Atmospheric Chemistry and Physics, 11*, 3895 - 3911.

Fuzzi, S., Andreae, M. O., Huebert, B. J., Kulmala, M., Bond, T. C., Boy, M. et ál. (2006). Critical assesment of the current state of scientific knowledge, terminology, and research needs concerning to the role of organic aerosols in the atmosphere, climate, and global change. *Atmospheric Chemistry and Physics, 6*, 2017 - 2038.

Gibson, E. R., Gierlus, K. M., Hudson, P. K., & Grassian, V. H. (2007). Generation of Internally Mixed Insoluble and Soluble Aerosol Particles to Investigate the Impact of Atmospheric Aging and Heterogeneous Processing on CCN Activity of Mineral Dust Aerosol. *Aerosol Science and Technology, 41*, 914 - 24.

Gilardoni, S., Liu, S., Takahama, S., Russell, L. M., Allan, J. D., Steinbrecher, R. et ál. (2009). Characterization of organic ambient aerosol during MIRAGE 2006 on three platform. *Atmospheric Chemistry and Physics, 9*, 5417 - 5432.

Giulianelli, L., Gilardoni, S., Tarozzi, L., Rinaldi, M., Decesari, S., Carbone, C. et ál. (2014). Fog ocurrence and chemical composition in the Po valley over the last twenty years. *Atmospheric Environment, 98*, 394 - 401.

Grutter, M., Basaldud, R., Rivera, C., Harig, R., Junkerman, W., Caetano, E. et ál. (2008). SO2 emissions from Popocatépetl volcano: Emission rates and plume imaging using remote sensing techniques. *Atmospheric Chemistry and Physics, 8*, 6655 - 6663.

Gurjar, B.R., Lelieveld J. (2005). New directions: megacities and global change. *Atmospheric Environment, 39*, 391–393.

Guzman-Morales, J., Frossard, A., Corrigan, A., Russell, L., Liu, S., Takahama, S. et ál. (2014). Estimated contributions of primary and secondary organic aerosol from fossil fuel combustion during the CalNex and Cal-Mex campaigns. *Atmospheric Environment, 88*, 330 -340.

Gysel, M., Weingartner, E., Nyeki, S., Paulsen, D., Baltensperger, U., Galambs , I. et ál. (2004). Hygroscopic properties of water-soluble matter and humic-like organics in atmospheric fine aerosol. *Atmospheric Chemistry and Physics, 4*, 35 - 50.

Hendricks, J., Kärcher, B., Döpelheuer, A., Feitcher, J., Lohmann, U., & Baumgardner, D. (2004). Simulating the global atmospheric black carbon cycle: a revisit to the contribution of aircraft emissions. *Atmospheric Chemistry and Physics, 4*, 2521 - 2541.

Hoose, C., & Möhler, O. (2012). Heteroeneous ice nucleation on atmospheric aerosols: a review of results from laboratory experiments. *Atmospheric Chemistry and Physics, 12*, 9817 - 9854.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (2012). *Zonas Metropolitanas de los Estados Unidos Mexicanos. Censos Económicos 2009*. México: INEGI.

Intergovernmental Panel on Climate Change. (2013). *The Physical Science Basis*. Cambridge University Press.

Jiang, H., Xue, H., Teller, A., Feingold, G., & Levin, Z. (2006). Aerosol effects on the lifetime of shallow cumulus. *Geophysical Research Letters, 33*, L14806.

Jiang, J. H., Su, H., Schoeberl, M. R., Massie, S. T., Colarco, P., Platnick, S. et ál. (2008). Clean and polluted clouds: Relationships among pollution, ice clouds, and precipitation in South America. *Gophysical Research Letters, 35*, L14804.

Johnson, K. S., de Foy, b., Zuberi, B., Molina, L. T., Molina, M. J., Xie, Y. et ál. (2006). Aerosol composition and source apportionment in the Mexico City Metropolitan Area with PIXE/PESA/STIM and multivariate analysis. *Atmospheric Chemistry and Physics, 6*, 4591 - 4600.

Johnson, K. S., Zuberi, B., Molina, L. T., Molina, M. J., Iedema, M. J., Cowin, J. P. et ál. (2005). Processing of soot in an urban environment: case of study from the Mexico City Metropolitan Area. *Atmospheric Chemistry and Physics, 5*, 3033 - 3043.

Kanakidou, M., Seinfeld, J. H., Pandis, S. N., Barnes, I., Dentener, F. J., Facchini, M. C. et ál. (2005). Organic aerosol and global climate modelling: a review. *Atmospheric Chemistry and Physics, 5*, 1053 - 1123.

Karydis, V. A., Kumar, P., Barahona, D., Sokolik, I. N., & Nenes, A. (2011 indicar a). On the effect of dust particles on global cloud condensation nuclei and cloud droplet number. *Journal of Geophysical Research, 116*, D23204.

Karydis, V. A., Tsimpidi, A. P., Lei, W., Molina, L. T., & Pandis, S. N. (2011 indicar b). Formation of semivolatile inorganic aerosols in the Mexico City Metropolitan Area during the MILAGRO campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics, 10*, 13305 - 13323.

Kerry, K., Wagner, D. A., Lighty, J., Quintero, M., Vazquez, F. A., Collins, K. et ál. (2006). Black Carbon and Polycyclic Aromatic Hydrocarbon Emissions from Vehicles in the United States-Mexico Border Region: Pilot Study. *Journal of the Air & Waste Management Association, 56*, 285.

Khain, A., Pokrovsky, A., Pinsky, M., Seifert, A., & Phillips, V. (2004). Simulation of Effects of Atmospheric Aerosols on Deep Turbulent Convective Using a Spectral Microphysics Mixed-Phase Cumulus Cloud Model. Part I: Model Description and Possible Applications. *Journal of Aerosol Science, 61*, 2963 - 2984.

Kirchstetter, T., Novakov, T., & Hobbs, P. (2004). Evidence that the spectral dependence of light absorption by aerosols is affected by organic carbon. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres, 109*, D21208 1-12.

Kleinman, L. I., Springston, S. R., Wang, J., Daum, P. H., Lee, Y.-N., Nunnermacker, L. J. et ál. (2009). The time evolution of aerosol size distribution over the Mexico City plateau. *Atmospheric Chemistry and Physics, 9*, 4261 - 4278.

Knobelspiesse, K., Cairns, B., Redemann, J., Bergstrom, R. W., & Stohl, A. (2011). Simultaneous retrieval of aerosol and cloud properties during the MILAGRO field campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics, 11*, 6245 - 6263.

Kölher, H. (1936). The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets. *Transactions of the Faraday Society , 32*, 1152 - 1161.

Kucieńska, B., Montero-Martínez, G., & García-García, F. (2010). A simulation of the influence of organic and inorganic pollutants on the formation and development of warm clouds over Mexico City. *Atmospheric Research, 95*, 487 - 495.

Kucienska, B., Raga, G., & Romero-Centeno, R. (2012). High lightning activity in maritime clouds near Mexico. *Atmospheric Chemistry and Physics, 12*, 8055 - 8072.

Lamb, D., & Verlinde, J. (2011). *Physics and Chemistry of Clouds*. Reino Unido: Cambridge University Press.

Lau, K. M., & Wu, H. T. (2003). Warm rain processes over tropical oceans and climate implications. *Geophysical Research Letters, 30*, 2290.

Levy, M. E., Zhang, R., Zheng, J., Tan, H., Wang, Y., Molina, L. T. et ál. (2014). Measurements of submicron aerosols at the California–Mexico border during the Cal–Mex 2010 field campaign. *Atmospheric Environment, 88*, 308 -319.

Li, G., Bei, N., Tie, X., & Molina, L. T. (2011a). Aerosol effects on the photochemistry in Mexico City during MCMA-2006/MILAGRO campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics, 11*, 5169 - 5182.

Li, G., Zavala, M., Lei, W., Tsimpidi, A. P., Karydis, V. A., Pandis, S. N. et ál. (2011b). Simulations of organic aerosol concentrations in Mexico City using the WRF-CHEM model during the MCMA-2006/MILAGRO campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics, 11*, 3789 - 3809.

Loeb, N. G., Wielicki, B. A., Doelling, D. R., Smith, G. L., Keyes, D. F., Kato, S. et ál. (2009). Toward Optimal Closure of the Earth's Top-of-Atmosphere Radiation Budget. *Journal of Climate, 22*, 748 - 766.

Lohmann, U., & Feichter, J. (2005). Global indirect aerosol effects: a review. *Atmospheric Chemistry and Physics, 5*, 715 - 737.

Lohmann, U., Broekhuizen, K., Leaitch, R., Shantz, N., & Abbath, J. (2004). How efficient is cloud droplet formation of organic aerosols? *Geophysics Research Letters, 31*, L05108.

Lohmann, U., & Kärcher, B. (2002). First interactive simulations on cirrus clouds formed by homogeneous freezing in the ECHAM general circulation model. *Journal of Goephysical Research: Atmosphere, 107*.

Marley, N. A., Gaffney, J. S., Castro, T., Salcido, A., & Frederick, J. (2009a). Measurements of aerosol absorption and scattering in the Mexico City Metropolitan Area during the MILAGRO field campaign: a comparison of results from the T0 and T1 sites. *Atmospheric Chemistry and Physics, 9*, 189 - 206.

Marley, N. A., Gaffney, J. S., Tackett, M., Sturchio, N. C., Heraty, L., Martinez, N. et ál. (2009b). The impact of biogenic carbon sources on aerosol absorption in Mexico City. *Atmospheric Chemistry and Physics, 9*, 1537 - 1549.

Marr, L. C., Dzepina, K., Jimenez, J. L., Reisen, H. L., Bethel, H. L., Arey, J. et ál. (2006). Sources and transformations of particle-bound polycyclic aromatic hydrocarbon in Mexico City. *Atmospheric Chemistry and Physics, 6*, 1733 - 1745.

McFiggans, G., Artaxo, P., Baltensperger, U., Coe, H., Facchini, M. C., Feingold, G. et ál. (2006). The effect of physical and chemical aerosol properties on warm cloud droplet activation. *Atmospheric Chesmistry and Physics, 6*, 2593 - 2649.

Mendoza, B., Ramírez, J., & Cordero, G. (2004). Cosmic rays and terrestrial temperature, is there a direct longterm relation? *Advances in Space Research, 34*, 416 - 419.

Minguillón, M. C., Campos, A. A., Cárdenas, B., Blanco, S., Molina, L. T., & Querol, X. (2014). Mass concentration, composition and sources of fine and coarse particulate matter in Tijuana, Mexico, during Cal-Mex campaign. *Atmospheric Environment, 88*, 320 - 329.

Miranda, J., Barrera, V. A., Espinosa, A. A., Galindo, O. S., & Meinguer, J. (2005). PIXE analysis of atmospheric aerosols in Mexico City. *X-Ray Spectrometry, 34*, 315 - 319.

Miranda, J., Zepeda, F., & Galindo, I. (2004). The possible influence of volcanic emissions on atmospheric aerosols in the city of Colima, Mexico. *Environmental Pollution, 127*, 271 - 279.

Moffet, R. C., de Foy, B., Molina, L. T., Molina, M. J., & Prather, K. A. (2008). Measurements of ambient aerosols in northern Mexico City by single particle mass spectrometry. *Atmospheric Chemistry and Physics, 8*, 4499 - 4516.

Molina, L. T., Madronich, S., Gaffney, J. S., Apel, E., de Foy, B., Fast, J. et ál. (2010). An overview of the MILAGRO 2006 Campaign: Mexico City emissions and their transport and transformation. *Atmospheric Chemistry and Physics, 10*, 8697 - 8760.

Molina, L. T., Kolb, C. E., de Foy, B., Brune, W. H., Jimenez, J. L., Ramos-Villegas, R. et ál. (2007). Air quality in North America's most populous city - overview of the MCMA-2003 campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics, 7*, 2447 - 2473.

Molina, M. J., & Molina, L. T. (2004). Megacities and Atmospheric Pollution. *Journal of the Air and Waste Management, 54*, 644 - 680.

Moosmüller, H., Chakrabarty, R. K., & Arnott, W. P. (2009). Aerosol light absorption and its measurement: A review. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer, 110*, 844 - 878.

Moya, M., Castro, T., Zepeda, M., & Baez, A. (2003). Characterization of size-differentiated inorganic composition of aerosols in Mexico City. *Atmospheric Environment, 37*, 3581 - 3591.

Nober, F. J., Graf, H. -F., & Rosenfeld, D. (2003). Sensitivity of the global circulation to the suppression of precipitation by anthropogenic aerosols. *Global and Planetary Change, 37*, 57 - 80.

Paredes-Miranda, G., Arnott, W. P., Jimenez, J. L., Aiken, A. C., Gaffney, J. S., & Marley, N. A. (2009). Primary and secondary contributions to aerosol light scattering and absorption in Mexico City during the MILAGRO 2006 campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics, 9*, 3721 - 3730.

Pöschl, U. (2005). Atmospheric Aerosols: Composition, Transformation, Climate and Health Effects. *Angewandte Chemie, 44*, 7520 - 7540.

Querol, X., Pey, J., Minguillón, M. C., Pérez, N., Alastuey, A., Viana, M. et ál. (2008). PM speciation and sources in Mexico during MILAGRO-2006 Campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics, 8*, 111 - 128.

Raga, G. B., Castro, T., & Baumgardner, D. (2001a). The impact of megacity pollution on local climate and implications for the regional environment: Mexico City. *Atmospheric Environment, 35*, 1805 - 1811.

Raga, G. B., Baumgardner, D., Castro, T., Martínez-Arroyo, A., & Navarro-González, R. (2001b). Mexico City air quality: a qualitative review of gas and aerosol measurements (1960-2000). *Atmospheric Environment, 35*, 4041 - 4058.

Rosenfeld, D., Sherwood, S., Wood, R., & Donner, L. (2014). Climate Effects of Aerosol-Cloud Interactions. *Science, 343*, 379 - 380.

Salcedo, D., Onasch, T. B., Dzepina, K., Canagaratna, M. R., Zhang, Q., Huffman, J. A. et ál. (2006). Characterization of ambient aerosols in Mexico City during the MCMA-2003 campaign with Aerosol Mass Spectrometry: results from CENICA Supersite. *Atmospheric Chemistry and Physics, 6*, 925 - 946.

Salcido, A., Sozzi, R., Castro T. (2003). Least Squares Variational Approach to the Convective Mixing Height Estimation Problem. *Journal Environmental Modelling Software, 18*, 951-957.

Satheesh, S. K., & Krishna Moorthy, K. (2005). Radiative effects of natural aerosols: A review. *Atmopheric Environment, 39*, 2089 - 2110.

Secretaria del Medio Ambiente del Gobierno del Distrito Federal (SMAGDF). (2013). *Inventario de emisiones contaminantes y de efecto invernadero: Zona Metropolitana del Valle de México. México* D.F.: Secretaría del Medio Ambiente del Gobierno del Distrito Federal.

Secretaria del Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT) y Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático (INECC). (2012). *Quinta Comunicación Nacional ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático*. México, D. F.: SEMARNAT.

Seinfeld, J. H., & Pandis, S. N. (2006). *Atmospheric Chemistry and Physics. From Air Pollution to Climate Change*. USA: Wiley.

Sherwood, S. C. (2002). Aerosols and ice particle size in tropical cumulonimbus. *Journal of Climate, 15*, 1051 - 1063.

Shinozuka, Y., Clarke, A. D., DeCarlo, P. F., Jimenez, J. L., Dunlea, E. J., Roberts, G. C. et ál. (2009). Aerosol optical properties relevant to regional remote sensing of CCN activity and links to their organic mass fraction: airborne observations over Central Mexico and the US West Coast during MILAGRO/INTEX-B. *Atmospheric Chemistry and Physics, 9*, 6727 - 6742.

Shores, C. A., Klapmeyer, M. E., Quadros, M. E., & Marr, L. C. (2013). Sources and transport of black carbon at the California–Mexico border. *Atmospheric Environment, 70*, 490 - 499.

Small, J. D., Chuang, P. Y., Feingold, G., & Jiang, H. (2009). Can aerosol decrease cloud lifetime? *Geophysical Research Letters, 36,* L16806.

Stephens, G. L., & Kummerow, C. D. (2007). The Remote Sensing of Clouds and Precipitacion from Space. *Journal of the Atmospheric Sciences, 64*, 3742 - 3764.

Stone, E. A., Snyder, D. C., Sheesley, R. J., Sullivan, A. P., Weber, R. J., & Schauer, J. (2008). Source apportionment of fine organic aerosol in Mexico City during the MILAGRO experiment 2006. *Atmospheric Chemistry and Physics, 8*, 1249 - 2008.

Subramanian, R., Kok, G. L., D., B., Clarke, A., Shinozuka, Y., Campos, T. L. et ál. (2010). Black carbon over Mexico: the effect of atmospheric transport on mixing state, mass absorption cross-section, and BC/CO ratios. *Atmospheric Chemistry and Physics, 10*, 219 - 237.

Takahama, S., Russell, L., Shores, C., Marr, L., Zheng, J., Levy, M. et ál. (2014). Diesel vehicle and urban burning contributions to black carbon concentrations and size distributions in Tijuana, Mexico, during the Cal-Mex 2010 campaign. *Atmospheric Environment, 88*, 341 . 352.

Takahama, S., Johnson, A., Guzman, J., Russell, L. M., Duran, R., Rodriguez, G. Z. et ál. (2013). Submicron organic aerosol in Tijuana, Mexico, from local to Southern California sources during CalMex campaign. *Atmospheric Environment, 70*, 500 - 512.

Tsimpidi, A. P., Karydis, V. A., Zavala, M., Lei, W., Bei, N., Molina, L. et ál. (2011). Sources and production of organic aerosol in Mexico City: insights from the combination of a chemical transport model (PMCAMx-2008) and measurements during MILAGRO. *Atmospgeric Chemistry and Physics, 11*, 5153 - 5168.

Valdés-Galicia, J. F., Pérez-Enriquez, R., & Otaola, J. A. (1996). The Cosmic Ray 1.68 Year Variation: a Clue to Understand the Nature of the Solar Cycle? *Solar Physics, 167*, 409 - 417.

Vega, E., Eidels, S., Ruiz, H., López-Veneroni, D., Sosa, G., Gonzalez, E. et ál. (2010). Particulate air pollution in Mexico city: A detailed view. *Aerosol and Air Quality Research, 10*, 193 - 211.

Vega, E., Mugica, V., Reyes, E., Sánchez, G., Chow, J., & Watson, J. (2001). Chemical composition of fugitive dust emitters in Mexico City. *Atmospheric Environment, 35*, 4033 - 4039.

Velasco, V., & Mendoza, B. (2008). Assessing the relationship between solar activity and some large scale climatic phenomena. *Advances in Space Research, 42*, 866 - 878.

Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric Science. An Introductory Survey*. Canada: Elsevier, Inc.

Wang, J., Cubison, M., Aiken, A., Jimenez, J., & Collins, D. (2010). The importance of aerosol mixing state and size-resolved composition on CCN concentration and the variation of the importance with atmospheric aging of aerosols. *Atmospheric Chemistry and Physics, 10*, 7267 - 7283.

Wood, R. (2007). Cancellation of Aerosol Indirect Effects in Marine Stratocumulus through Cloud Thinning. *Journal of Atmospheric Sciences, 64*, 2657 - 2669.

Ying, Q., Cureño, I., Chen, G., Ali, S., Zhang, H., Malloy, M. et ál. (2014). Impacts of Stabilized Criegee Intermediates, surface uptake processes and higher aromatic secondary organic aerosol yields on predicted $PM_{2.5}$ concentrations in the Mexico City Metropolitan Zone. *Atmospheric Environment, 94*, 438 - 447.

Yokelson, R. J., Crounse, J. D., DeCarlo, P. F., Karl, T., Urbanski, S., Atlas, E. et ál. (2009). Emissions from biomass burning in the Yucatan. *Atmospheric Chemistry and Physics, 9*, 5785 - 5812.

Yu, X. -Y., Cary, R. A., & Laulainen, N. S. (2009). Primary and secondary organic carbon downwind of Mexico City. *Atmospheric Chemistry and Physics, 9*, 6793 - 6814.

Zhang, Y., Zheng, L., Liu, X., Jickells, T., Cape, J. N., Goulding, K. et ál. (2008). Evidence for organic N deposition and its anthropogenic sources in China. *Atmospheric Environment, 42*, 1035 - 1041.

Capítulo 7

CICLOS BIOGEOQUÍMICOS

Autores líderes:

María de la Luz Espinosa Fuentes[2], Oscar Augusto Peralta Rosales[2] y Telma Castro Romero[2]

Autores colaboradores:

Saúl Álvarez Borrego[14], José Tulio Arredondo Moreno[15], Rubén Alejandro Bernard Romero[8], René Martínez Bravo[16], Omar Masera Cerutti[16], Lyssette Elena Muñoz Villers[2], Patricia Margarita Valdespino Castillo[27], Rodrigo Vargas Ramos[6,17] y Héctor Erik Velasco Saldaña[28,29].

[2]UNAM CCA Centro de Ciencias de la Atmósfera,
[6]CICESE Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C., [8]UNAM Instituto de Geofísica,
[14]CICESE Departamento de Ecología Marina, División de Oceanología.,
[15]IPICyT Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica,
[16]UNAM IIES Instituto de Investigaciones en Ecosistemas y Sustentabilidad, Campus Morelia, [17]University of Delaware, EE.UU.,
[27]UNAM Instituto de Ecología, [27]UNAM Instituto de Ecología,
[28]SMART Singapore-MIT Alliance for Research and Technology,
[29]CENSAM Center for Environmental Sensing and Modeling, Singapore.

Palabras clave: Ciclos biogeoquímicos, gases efecto invernadero, captura y emisión, ciclo del carbono, surgencias, metano ruminal, dimetisulfuro.

Resumen

Los desafíos que enfrenta la humanidad ante el calentamiento climático global hace fundamental entender los procesos de los ecosistemas desde un punto de vista funcional para avanzar en el conocimiento sobre la interacción de la variabilidad climática y los ciclos biogeoquímicos. En los ecosistemas terrestres, la suma total de carbono que ingresa a un ecosistema a través de la fotosíntesis constituye la producción primaria bruta (GPP) y se ha estimado que el promedio global de GPP es aproximadamente 123 Pg C $año^{-1}$ y para México es de 2.6 Pg C $año^{-1}$. Las emisiones de respiración total del suelo han alcanzado valores de > 3.9 kg C m^{-2} $año^{-1}$ como en el caso en el que el huracán Wilma impactó la Península de Yucatán en 2005. Y los bosques de Sonora influenciados por el Monzón de Norte América pueden capturar hasta 374 g CO_2 m^{-2} durante ésta temporada.

En Norteamérica se estima que en el periodo de 1990 – 2009 se emitieron 1720.0 ± 112.5 Tg C por año donde México aportó cerca de 104.5 ± 10.6 Tg C por año; El inventario nacional de Gases Efecto Invernadero (GEI) reporta una emisión de 748,252 Gg CO_2-eq para el año 2010, lo que representa un incremento de 33.4 % con respecto a 1990. Las emisiones de CO_2 representan 65.9 % del total de GEI, mientras que las emisiones de CH_4 y N_2O representan respectivamente el 22.3 % y 9.2 %. El restante 2.6 % corresponde a emisiones de hidrofluorocarbonos (HFC), perfluorocarbonos (PFC) y hexafluoruro de azufre (SF_6). La distribución por categoría de fuente de emisión es: energía, 67.3 %; agricultura, 12.3 %; procesos industriales, 8.2 %; uso de suelo, cambio de uso de suelo, 6.3 %; y desechos, 5.9 %.

El sector forestal de México es un gran contribuyente a las emisiones de gases de efecto invernadero. La degradación forestal, los incendios y el cambio de uso de suelo liberan continuamente grandes cantidades de CO_2 equivalente. De acuerdo con el Primer Inventario de Emisiones, en 1997 se reportaron 135,857 Gg CO_2-eq_q $año^{-1}$ provenientes de los bosques; en la segunda Comunicación Nacional 1998 se reportaron 161,422 Gg CO_2-eq $año^{-1}$; en la actualización del inventario al año 2002 se estimaron 99,376 Gg CO_2-eq $año^{-1}$; en la cuarta Comunicación Nacional se reportaron 80,162 y en la actualización al año 2010 las emisiones del sector se determinaron en 73,872 Gg CO_2-eq $año^{-1}$ En este periodo (1990 - 2010) las emisiones de GEI del sector forestal han representado entre 17 % y 30 % de las emisiones nacionales. Aunque los resultados del año 2010 exhiben una tendencia a la baja de 45 % respecto a las primeras estimaciones de 1990, la incertidumbre asociada a los cálculos es aún muy alta.

Los diversos estudios a distintas escalas temporales y espaciales han logrado un mejor entendimiento del ciclo del carbono en el sector forestal del país y permiten diseñar así acciones de mitigación efectivas. Estas acciones se dividen en tres: 1) secuestro mediante reforestación y agroforestería; 2) actividades de sustitución de carbono derivado del uso de la energía del petróleo y carbón mineral por carbono proveniente de la bioenergía sustentable; y 3) actividades de conservación mediante las emisiones evitadas del carbono almacenado en los diferentes compartimentos del bosque .

En zonas urbanas, con excepción de la Ciudad de México, las emisiones urbanas de GEI no se han cuantificado de manera individual. Se sabe que las ciudades son la principal fuente de emisión de CO_2 hacia la atmósfera y que tienen un papel fundamental en las acciones de mitigación. Las emisiones del Distrito Federal representan el 4 % (30,731 Gg CO_2-eq), el transporte terrestre contribuye con 37.5 % y el consumo de energía 31.0 %. La eliminación de residuos sólidos y la combustión residencial de gas L.P. y natural contribuyen respectivamente con el 11.4 % y 7.0 %.

Por su población, México ocupa el decimoprimer lugar del mundo. Su disponibilidad de agua promedio per cápita lo ubica en el lugar 89 del mundo, con 4,261 m^3 por habitante por año. Para el año 2030, la proyección de crecimiento demográfico muestra un incremento mayor en las zonas urbanas comparadas con las rurales. En 1950 la disponibilidad per cápita del agua correspondía a 17,742 m^3, $año^{-1}$, en 2009 se redujo a 4,261 m^3 $año^{-1}$, y que para el año 2030 se estima será de 3,783 m^3. Aun sin cambio climático, la gestión de los recursos hídricos en México se complicará en los próximos años como resultado del crecimiento demográfico y del desarrollo económico, que típicamente incrementa el consumo per cápita.

Entre los ciclos biogeoquímicos que regulan los flujos de materia y energía en los sistemas naturales, los ciclos del nitrógeno (N) y del fósforo (P) han sido estudiados con particular interés ya que la sobrecarga de estos elementos en los sistemas

naturales son causa directa de la eutrofización de los mismos. Recientemente se ha relacionado el aumento de la temperatura con la "disminución" de los umbrales de eutrofización, es decir, que en un mundo más cálido, la misma carga de nutrientes en los ecosistemas ocasionaría efectos más graves asociados a la eutrofización p. ej., incrementando la frecuencia y la intensidad de florecimientos masivos algales en los sistemas acuáticos o bien generando una producción primaria tan abundante que al desbalancear la dinámica del oxígeno (fotosíntesis/respiración) genera zonas anóxicas o "muertas" en las capas profundas de lagos, lagunas y cuencas oceánicas.

Las aguas mexicanas del Pacífico tienden a ser fuentes de CO_2 hacia la atmósfera, mientras que las del Golfo de México y del Caribe tienden a estar en equilibrio con la atmósfera. El área frente a la península de California es considerada como una fuente de CO_2 del agua al aire con un flujo medio anual de CO_2 de 0.41 moles C m^{-2} $año^{-1}$. En el caso de lagunas costeras mexicanas se reportan flujos de CO_2 y CH_4 en agua-aire en las lagunas de Chautengo y Tres Palos en Guerrero, México. En la laguna de Chautengo se reporta un promedio de captura de CH_4 de 8.7 mg/m^2/día y la emisión de 15.4 mg/m^2/día. La captura de CO_2 de 1,001.7 mg/m^2/día y la emisión de 2,241.5 mg/m^2/día. En la laguna de Tres Palos el promedio de captura de CH_4 fue 127.7 mg/m^2/día y la emisión 1,483.3 mg/m^2/día. La captura de CO_2 presentó un valor promedio de 1,475 mg/m^2/día y la emisión 95 mg/m^2/día. En el área natural protegida Laguna de Términos en 2012 y 2013 durante la temporada de secas se reporta un flujo de CO_2 de 116 mg/m^2/h para el muestreo del 2012 y de 250 mg/m^2/h en la campaña de 2013. En cuanto a los flujos de CH_4 se estimaron valores de 2.3 mg/m^2/h para la campaña de 2012 y 3.3 mg/m^2/h en la campaña de 2013.

El país en conjunto ha avanzado en la cuantificación de sus emisiones de GEI a la atmósfera; sin embargo, no se ha generado información científica suficiente que permita evaluar la veracidad y precisión de los inventarios de emisiones. Se requieren mediciones directas e indirectas que permitan corroborar de manera independiente las emisiones estimadas. Esto es, se necesitan sistemas de monitoreo de GEI que cubran las escalas empleadas en los inventarios y sean útiles para evaluar políticas de mitigación. Algunos esfuerzos, como los de MexFlux por establecer una red de monitoreo de flujos de carbono en México están contribuyendo con información para evaluar las emisiones de CO_2 provenientes de ecosistemas naturales y urbanos.

Introducción

La humanidad enfrenta desafíos nuevos para desarrollar políticas y mecanismos prácticos de adaptación y mitigación ante el calentamiento climático global. Para esto, la comunidad científica tiene la responsabilidad de proporcionar las bases analíticas y cuantitativas que permitan fundamentar e instrumentar tales políticas y estrategias. Estas bases incluyen la compilación de conocimiento sobre la respuesta de los ecosistemas a la variabilidad y las alteraciones en la composición atmosférica y en el clima global por gases de efecto invernadero (GEI) tales como dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4) y óxido nitroso (N_2O).

Es fundamental entender los procesos de los ecosistemas desde un punto de vista funcional para avanzar en el conocimiento sobre la interacción de la variabilidad climática, los cambios en la cobertura y la composición vegetal (por cambio de uso de suelo) y sus vínculos con los ciclos biogeoquímicos (Chapin et. al., 2012). Así, a través de los procesos de fotosíntesis y respiración, los ecosistemas terrestres son fundamentales en el secuestro y emisión de CO_2. Además, la composición y la extensión de la cobertura vegetal determinan propiedades físicas de la superficie terrestre tales como el albedo, la emisividad y la rugosidad aerodinámica, que a su vez influyen en la temperatura del aire, precipitación, y velocidad del viento, entre otras variables climatológicas (Burba y Verma 2005) que influyen la dinámica de las emisiones de GEI. En general, el clima es el factor gobernante que determina la presencia, extensión y distribución de los ecosistemas, así como de numerosos procesos biológicos, estableciéndose con ello una compleja retroalimentación entre la biósfera y la dinámica climática del planeta (Heimann y Reichstein 2008).

A pesar de su importancia, el conocimiento de las interacciones entre el clima y los ciclos biogeoquímicos, como el del carbono, es aún muy limitado especialmente en nuestro país (Vargas et. al., 2013). El Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) ha definido esta limitación como una "incertidumbre clave" en nuestro entendimiento del clima presente y futuro (IPCC 2007). Afortunadamente, el estudio de dichas interacciones ha registrado avances importantes gracias al desarrollo de nuevas técnicas y metodologías experimentales para medir el intercambio de vapor de agua, carbono, calor sensible y radiación solar a múltiples escalas espaciales y temporales (Canadell et ál., 2000). Este desarrollo tecnológico y científico ha exigido un vínculo multidisciplinario entre diferentes campos de la geociencia, biogeoquímica, ecología y matemáticas, el cual ha permitido incrementar y optimizar las mediciones en campo, así como también las bases de datos para su aplicación en modelos ecosistémicos más precisos (Williams et ál., 2009, Vargas et ál., 2011).

1. Ciclos biogeoquímicos

1.1 Ciclo del carbono

1.1.1 Ecosistemas terrestres

La suma total de carbono que ingresa a un ecosistema a través de la fotosíntesis constituye la producción primaria bruta (*GPP,* por sus siglas en inglés) y se ha estimado que el promedio global de GPP es aproximadamente 123 Pg C año^{-1} (Beer et ál., 2010) y para México es cerca de 2.6 Pg C año^{-1} (Vargas et ál., datos no publicados). En los ecosistemas, una fracción del CO_2 asimilado por las plantas retorna a la atmósfera por medio de la respiración total (Reco). El balance entre la captura de CO_2 vía GPP y su pérdida por Reco constituye el intercambio neto del ecosistema (NEE por sus siglas en inglés), el cual determina en última instancia si se trata de una fuente o de un sumidero de carbono.

Los primeros estudios sobre el ciclo del carbono en México datan de la década de los noventa y se enfocan en la variación de la biomasa en bosques tropicales húmedos y secos (Martinez-Yrizar et ál., 1992; Martinez-Yrizar 1995; Martinez-Yrizar et ál., 1996; Hughes et ál., 1999). Sin embargo, en los últimos 15 años se ha avanzado con estudios en bosques tropicales húmedos (Hughes et ál., 2000), bosques tropicales deciduos (Lawrence y Foster 2002; Maass et ál., 2002; Jaramillo et ál., 2003b; Kauffman et ál., 2003; Read and Lawrence 2003a; 2003b; Vargas et ál., 2008) y bosques en zonas áridas (Burquez et ál., 2010).

Todos ellos han cuantificado la biomasa aérea, pero muy pocos han abarcado estudios sobre la biomasa subterránea, como raíces y hojarasca (Castellanos et ál., 1991; Castellanos et ál., 2001; Jaramillo et ál., 2003a; Vargas et ál., 2008; Vargas et ál., 2009). A

nivel nacional existen sólo dos estudios, el primero incluye una síntesis de los inventarios forestales de la Comisión Nacional Forestal (CONAFOR) junto con cálculos de emisiones por cambio de uso de suelo (de Jong et ál., 2010). El segundo es un re-análisis de los datos de CONAFOR, junto con información de la cobertura vegetal medida por radar (Cartus et ál., 2014).

Los esfuerzos por cuantificar los flujos de CO_2 en ecosistemas naturales de México son aún incipientes. Las emisiones de respiración total del suelo (RS) se han investigado sólo en bosques tropicales deciduos (Vargas y Allen 2008; Vargas et ál., 2012) y en un chaparral Mediterráneo (Leon et ál., 2014). Vargas et ál. (2012) encontraron que las emisiones de RS alcanzaron valores récord (> 3.9 kg C $m-_2$ $año^{-1}$) después de que el huracán Wilma impactó la Península de Yucatán en 2005. En cuanto al Intercambio Neto del ecosistema por sus siglas en inglés (NEE) , sólo existe un estudio publicado sobre diferentes condiciones de cobertura vegetal en el bioma de pastizal semiárido en Llanos de Ojuelos, Jalisco (Delgado-Balbuena et ál., 2013) y otro en bosques de Sonora influenciados por el Monzón de Norte América (Perez-Ruiz et ál., 2010). Estos últimos pueden capturar hasta 374 g CO_2 m^{-2} durante la temporada de monzón. Es claro que no existe suficiente información publicada sobre flujos de carbono en ecosistemas naturales de México.

1.1.2 Océanos

Los océanos tienen una circulación profunda termohalina. A grandes rasgos, el agua se calienta en las regiones ecuatoriales y después se mueve hacia los polos en las grandes corrientes occidentales de cada cuenca oceánica transfiriendo calor a la atmósfera. En las regiones sub-árticas el agua, pierde calor hacia la atmosfera, se hace más densa y se hunde para formar el agua profunda.

A profundidades mayores a 500 m, la respiración degrada la materia orgánica y los exoesqueletos de $CaCO_3$ se disuelven mostrando una distribución horizontal de carbono inorgánico disuelto que aumenta de concentración en la dirección de la circulación del agua. Los valores más altos de concentración de carbono inorgánico disuelto y los más bajos de oxígeno disuelto se encuentran en las aguas intermedias y profundas del Pacifico Tropical Oriental, que son las más viejas desde que se originaron en la superficie del Atlántico Norte (Álvarez-Borrego, 2007a). Por ello, las aguas mexicanas del Pacífico tienden a ser fuentes de CO_2 hacia la atmósfera, mientras que las del Golfo de México y del Caribe tienden a estar en equilibrio con la atmósfera.

Aunque el Océano del Sur (al sur de 50 ºS) ocupa sólo 10 % del área global oceánica es responsable de 20 % de la captación global de CO_2. De una manera similar, el Océano Atlántico (al norte de 50 ºS) ocupa 24 % del área oceánica y es responsable de 40 % de la captación global. En contraste, el Océano Pacífico (al norte de 50 ºS) sólo es responsable de 18 % de la captación global, pese a que abarca 49 % del área global oceánica. Esto se debe primordialmente al hecho de que el Pacífico Ecuatorial es una fuente intensa de CO_2 a la atmósfera (Takahashi et ál., 2002).

Con respecto al Océano Pacífico, el papel de la Zona Económica Exclusiva oceánica de México está parcialmente descrito en el trabajo de Takahashi et ál. (2009), quienes reportaron un flujo de 12 g C m^{-2} $año^{-1}$ del mar hacia la atmósfera (un mol C m^{-2} $año^{-1}$ del agua al aire) muy cercano al equilibrio con la atmósfera.

De-La-Cruz-Orozco et ál. (2010) estimaron el intercambio océano-atmósfera de CO_2 para el área de la Corriente de California frente a la península de Baja California (una zona con surgencias costeras intensas), con datos de pCO_2 y vientos de cruceros oceanográficos realizados en 2005 y concluyeron que los flujos de CO_2 del agua al aire aumentaron de norte a sur y de la parte oceánica a la costa, con $pCO_{2\,agua}$ de hasta >500 µatm en la parte más al sur y costera en julio de 2005, comparados con una $pCO_{2\,aire}$ de 380 µatm. Los flujos fueron hasta >5 moles C m^{-2} $año^{-1}$ del agua al aire en esa zona. El flujo medio anual de CO_2 (0.41 moles C m^{-2} $año^{-1}$) muestra que toda el área frente a esta península es una fuente de CO_2 del agua al aire.

Hernández-Ayón et ál. (2010) realizaron mediciones de flujos de CO_2 agua-aire, en esa misma área frente a la península de Baja California con "barcos de oportunidad" y concluyeron que el mar se comporta como un sumidero de CO_2 de diciembre a mayo, mientras que el resto del año fue una fuente de este gas hacia la atmósfera. Su conclusión general es que el área costera frente a la península es una fuente de CO_2 hacia la atmósfera en promedio anual.

La región de las islas grandes es la zona del Golfo de California que presenta los mayores flujos de CO_2 del agua a la atmósfera durante todo el año (Hernández-Ayón et ál., 2007b). Le sigue la zona de surgencias de "invierno" frente a la costa oriental del golfo. Basado en los datos magros de pCO_{2agua} del Golfo de California, Álvarez-Borrego (2014) estimó un flujo máximo de CO_2 de 23.2 moles m^{-2} $año^{-1}$ para la región de las islas grandes, con un total de 6x1012 g C $año^{-1}$ del agua al aire para toda la región; un flujo máximo de 19.8 moles C m^{-2} $año^{-1}$ para la región de surgencias de "invierno" de la costa oriental del Golfo, con un total de 5.7x1012 g de C $año^{-1}$ del agua al aire para toda la banda de surgencias de la costa oriental; y un flujo de 0.74x1012 g de C año-1 en los remolinos ciclónicos de "invierno" del Golfo de California.

Con base en valores de pH y alcalinidad, Hidalgo-González et ál. (1997) realizaron muestreos en el verano para generar datos de $pCO_{2\ agua}$ y del flujo de CO_2 entre el mar y la atmósfera para la región de las islas grandes. El flujo de CO_2 calculado fue hacia la atmósfera y fue mayor durante mareas post-vivas (hasta 23 mmol m^{-2} d^{-1}). Según Hidalgo-González et ál. (1997), los flujos de CO_2 hacia la atmósfera en el invierno deben ser mayores que los de verano debido a una menor estratificación del agua y a valores mayores de la $pCO_{2\ agua}$.

Se han calculado los siguientes valores máximos de $pCO_{2\ agua}$ para la región de las islas grandes: 560 µatm para octubre de 1985 (Zirino et ál., 1997), 446 µatm para julio de 1990 (Hidalgo-González et ál., 1997), 560 µatm para septiembre de 1996 (Hernández-Ayón et ál., 2007a) y 1200 µatm para marzo de 2002 (Hernández-Ayón et ál., 2007b). Los valores indican que la región de las islas grandes es un área que actúa como una fuente casi permanente de CO_2 a la atmósfera.

1.1.3 Ciclo del metano

El CH_4 es uno de los gases de efecto invernadero más importantes que se emiten a la atmósfera debido a las actividades antropogénicas después del CO_2. Los gases de efecto invernadero son constituyentes atmosféricos capaces de absorber radiaciones infrarrojas y emitirlas posteriormente (Seinfield y Pandis, 1998). El CH_4 es un compuesto molecular que se encuentra en abundancia en la atmósfera, con propiedades radiativas tales que le confieren una capacidad elevada de absorción de la energía infrarroja, contribuyendo así al calentamiento global.

La concentración de CH_4 en la atmósfera ha aumentado rápidamente y se ha multiplicado por dos desde el comienzo de la Era Industrial (Steele et ál., 1992; Moss et ál., 2000; Wuebbles y Hayhoe, 2002). Además, el CH_4 tiene un potencial de calentamiento 23 veces superior al CO_2 (IPCC, 2007), es decir, que cada kilo de CH_4 liberado a la atmósfera contribuye al calentamiento global relativo tanto como la emisión de 23 kg de CO_2 , calculado para un horizonte temporal de 100 años.

La ganadería es responsable del 23 % de las emisiones globales de CH_4 de origen antropogénico (Khalil, 2000), debidas mayoritariamente a la digestión de los rumiantes, que emiten CH_4 durante la digestión del alimento en el rumen, figurando el ganado bovino como principal responsable, seguido del ovino (Crutzen et ál., 1986; Monteny et ál., 2001).

Con base en la información del Censo Agrícola, Ganadero y Forestal 2007, del INEGI, México cuenta con 23.3 millones de cabezas de ganado bovino de carne y leche; 8.0 millones de ovinos y 8.9 millones de caprinos. Estas tres especies de rumiantes domésticos, por su elevada población, son las principales emisoras de metano ruminal en el país. Estimaciones recientes hechas por medio del modelo ISM (Integrated Simulation Model, o Modelo de Simulación Integral) se han estimado 2.02 teragramos/año para las emisiones de metano ruminal proveniente de los bovinos en México (Ku Vera et ál., 2012).

En México, se han realizado dos inventarios de emisiones de metano del estiércol animal. En el primer inventario, se siguió la metodología EPA (Environmental Protection Agency) (González-Avalos, 1994), y en el segundo, la metodología del Panel Intergubernamental sobre cambio climático (IPCC). Los valores de emisión fueron 117.9 Gg en 1990 usando la primera metodología y 24.8 Gg usando la segunda (González y Ruiz, 1995).

Una de las zonas ganaderas más importantes de nuestro país es la Comarca Lagunera que representa el 0.03 % del territorio mexicano y cuenta con el 0.2 % de la población lechera nacional, la cual cuenta con aproximadamente 430,000 cabezas de ga-

nado. La estimación de la cantidad de metano liberado en esta región, se realizó empleando el modelo del IPCC determinando la liberación de 55 Gg de CH_4 por año, lo cual representa un 2.5 % de las emisiones nacionales de origen ganadero, una gran cantidad considerando el área de la región (0.03 %). El ganado fue responsable del 83 % de la fermentación entérica liberada a la atmósfera, y el restante 17 % se originó de los sistemas de manejo del estiércol (Quantin et ál., 2012).

El metano ha aumentado de aproximadamente 0.65 a 1.69 ppm en el hemisferio norte durante los últimos 200 años, debido principalmente a las actividades humanas (Harris, 1989). En este proceso, los desechos orgánicos son biológicamente degradados en ausencia de oxígeno para el CO_2, CH_4 y pequeñas cantidades de H_2, N_2 y H_2S (Stafford et ál., 1980).

Debido al rápido aumento de las concentraciones atmosféricas de este gas durante los últimos años, así como a los efectos que el CH_4 ejerce sobre el clima y sobre la química atmosférica, las emisiones deben controlarse y reducirse. El Protocolo Internacional de Kioto (1997) establece límites para los distintos gases de efecto invernadero, así como el compromiso de los países desarrollados para evaluar y cuantificar las concentraciones de estos gases para desarrollar técnicas para reducirlos.

2. Emisiones y captura de carbono

En Norteamérica se estima que en el periodo de 1990 - 2009 se emitieron 1720.0 ± 112.5 Tg C por año donde México aportó cerca de 104.5 ± 10.6 Tg C por año; (King et ál., 2014). El inventario nacional de GEI reporta una emisión de 748,252 Gg CO_2-eq para el año 2010, lo que representa un incremento de 33.4 % con respecto a 1990 (SEMARNAT & INECC, 2012). Las emisiones de CO_2 representan 65.9 % del total de GEI, mientras que las emisiones de CH_4 y N_2O representan respectivamente el 22.3 % y 9.2 %. El restante 2.6 % corresponde a emisiones de hidrofluorocarbonos (HFC), perfluorocarbonos (PFC) y hexafluoruro de azufre (SF_6). La distribución por categoría de fuente de emisión es: energía, 67.3 %; agricultura, 12.3%; procesos industriales, 8.2 %; uso de suelo, cambio de uso de suelo, 6.3 %; y desechos, 5.9 %.

2.1 Zonas oceánicas

Al aumentar la temperatura superficial del mar, la solubilidad de los gases disminuye, incluyendo la del CO_2. Además, a medida que el CO_2 se disuelve más en las aguas superficiales del mar aumenta el factor de Revelle, ya que la alcalinidad se mantiene constante y la concentración del carbono inorgánico disuelto aumenta provocando que el mar absorba menos CO_2 para el mismo aumento de la presión parcial del CO_2 en el aire ($pCO_{2\ aire}$).

Por ejemplo, con un aumento en la $pCO_{2\ aire}$ de 120 µatm durante el antropoceno (del año 1850 al 2014), el carbono inorgánico disuelto en el agua superficial del Pacífico mexicano aumentó 80 µmol l^{-1} y el pH disminuyó 0.13 de una unidad (acidificación del agua de mar); de seguir la tendencia actual de aumento de $pCO_{2\ aire}$ se alcanzaría otro incremento de ~120 µatm hacia el final del siglo XXI (en la mitad del tiempo que tomó de 1850 hasta ahora) para llegar a $pCO_{2\ aire}$ = 520 µatm, y el carbono inorgánico disuelto en el agua superficial del mar sólo aumentaría 55 µmol l^{-1} (una disminución de la capacidad de absorción del CO_2 de ~ 31 %), con un decremento adicional del pH de sólo 0.09 de unidad.

Con el incremento de temperatura del agua superficial del mar esta absorción va a ser todavía menor. Con base en la distribución global de los valores de ΔpCO_2 (ΔpCO_2 = presión parcial del CO_2 en agua superficial menos la presión parcial del CO_2 atmosférico: $pCO_{2\ agua} - pCO_{2\ aire}$), para el año 2000 se estimó una captación neta global de CO_2 antropogénico por el océano de 2.0 ± 1.0 Pg C $año^{-1}$ (Takahashi et ál., 2009).

Las aguas del Golfo de México han acumulado ~ 20 moles m^{-2} de carbono antropogénico en los últimos 30 años (el doble que las aguas del Pacífico adyacente al Golfo de California). Esta tasa de absorción de CO_2 se ha dado en toda la trayectoria de esas aguas y no sólo *in situ* en el Golfo de México. El carbono antropogénico total absorbido por las aguas del Golfo de México en los últimos 165 años (periodo geológico conocido como antropoceno) es equivalente a 0.72 Gt C. Esto es relativamente pequeño comparado con las ~ 118 Gt C absorbidos por todos los océanos del mundo (Álvarez-Borrego, 2007b).

2.2 Zonas urbanas

Se sabe que las ciudades son la principal fuente de emisión de CO_2 hacia la atmósfera y que tienen un papel fundamental en las acciones de mitigación (Rosenzweig et ál., 2010). El consumo de combustibles fósiles y las transformaciones en el uso de suelo asociadas con la urbanización han causado alteraciones drásticas en los ciclos biológicos, geofísicos y químicos con consecuencias a escala regional y global (Lal, 2012).

La primera entidad en cuantificar sus emisiones de GEI fue el Distrito Federal en 2006 y ocupa una posición de vanguardia a nivel nacional. La elaboración del Programa de Acción Climática de la Ciudad de México (PACCM) 2014-2020 incluyó la adecuación del inventario de emisiones de GEI para el año 2012. Respecto a las emisiones a nivel nacional reportadas en la Quinta Comunicación ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático (CMNUCC), las emisiones del Distrito Federal representan el 4 % (30,731 Gg CO_2-eq) (Molina Center, 2013). El transporte terrestre contribuye con 37.5 % y el consumo de energía 31.0 %. La eliminación de residuos sólidos y la combustión residencial de gas L.P. y natural contribuyen respectivamente con el 11.4 % y 7.0 %.

El gobierno del Distrito Federal publica cada 2 años un inventario de emisiones de GEI para la Zona Metropolitana del Valle de México (ZMVM). Las 16 delegaciones del Distrito Federal y 59 municipios del Estado de México que conforman la ZMVM emitieron 49,503 Gg CO_2-eq en 2012, aproximadamente 6.6 % de las emisiones reportadas a nivel nacional. Los inventarios existentes en México consideran sólo las emisiones generadas dentro de las jurisdicciones políticas y no las emisiones asociadas con el consumo de sus habitantes (huella de carbono). Es decir, las emisiones asociadas con la producción de bienes y servicios (por ejemplo, electricidad) de un estado o municipio en particular no se contabilizan si no ocurren dentro de su territorio.

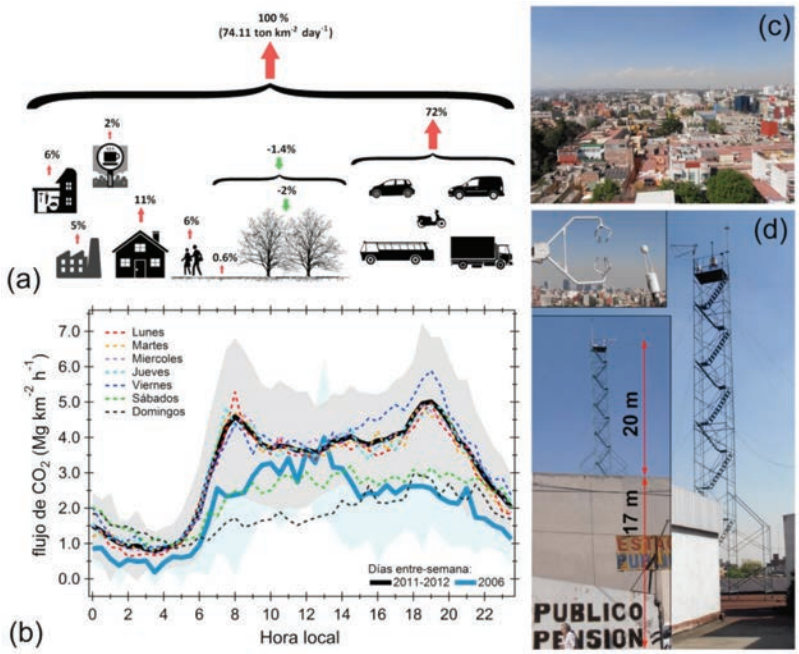
Esto explica por qué las emisiones per cápita de la ZMVM (2.4 Mg año^{-1}) son inferiores a las emisiones per cápita a nivel nacional (6.7 Mg año^{-1}), según la información disponible. Hertwich y Peters (2009) determinaron la huella de carbono para habitantes de 73 países con datos del 2001. México reportó una huella de 5.6 Mg CO_2-eq por persona, huella similar a la de otros 7 países de Latinoamérica incluidos en ese estudio y muy por debajo de los 28.6 Mg CO_2-eq por persona reportados para Estados Unidos.

Los instrumentos para medir flujos por covarianza turbulenta (EC) que se han instalado en la Ciudad de México como parte de estudios para investigar las variaciones diurnas de los flujos de CO_2 y otros contaminantes atmosféricos han sido los únicos esfuerzos por medir los flujos de carbono en zonas urbanas de México (Velasco et ál., 2005; 2009; 2014).

La figura 1 muestra la contribución por fuente de emisión (flechas rojas) y sumidero (flechas verdes) en a) corresponde a días entre semana y se obtuvo de las mediciones del flujo total de CO_2, datos del inventario de emisiones a la atmosfera de gases de efecto invernadero del Distrito Federal, calculados empleando factores de emisión y ecuaciones alométricas para árboles urbanos. Los perfiles diurnos del flujo de CO_2 por día de la semana en b) cubren 15 meses de medición de junio de 2011 a septiembre de 2012. Se incluye también los flujos medidos en abril de 2006 en el mismo sitio durante la campaña MILAGRO. Las áreas de color gris y azul representan ± 1 desviación estándar de los flujos promedio para días entre semana en ambos periodos de medición. La fotografía de la colonia Escandón (zona residencial/comercial tradicional de la Ciudad de México) en c) fue tomada desde lo alto del andamio empleado como plataforma por el sistema de covarianza turbulenta mostrado en el recuadro del panel d). Para mayores detalles ver Velasco et ál., 2009 y Velasco et ál., 2014.

Los flujos medidos de CO_2 han ayudado a evaluar la precisión del inventario oficial de emisiones a la atmosfera, y evidenciar el aumento en las emisiones y el impacto positivo de las restricciones vehiculares implementadas los fines de semana a partir de 2008 en la Ciudad de México. La contribución por respiración humana y el secuestro de carbono de la vegetación urbana también se ha evaluado, encontrando que la primera puede ser significativa en zonas densamente pobladas, mientras que la segunda es insuficiente para contrarrestar las emisiones antropogénicas (Velasco et ál., 2014).

Figura 1. a) Distribución por fuente de emisión/sumidero; b) variabilidad diurna por día de la semana de los flujos de CO_2 a la atmósfera; c) vista panorámica de la zona de estudio; d) sistema de medición de flujos por covarianza turbulenta



Fuente: (Velasco et a., 2014)

2.3 Flujos de CO_2 y CH_4 en zonas costeras

Los flujos de carbono entre los ecosistemas terrestres y la atmósfera consisten esencialmente en las ganancias y pérdidas de CO_2 y CH_4 mediante flujos laterales y verticales (Chapin et ál., 2012). La mayoría de los estudios de la dinámica del carbono a nivel mundial y en México se han enfocado al CO_2 debido a su importancia como GEI y a la disponibilidad de sensores y técnicas para medirlo. Los estudios sobre CH_4 han aumentado recientemente alrededor del mundo, pero no existen resultados en publicaciones arbitradas sobre flujos de CH_4 en ecosistemas terrestres y muy pocas en zonas costeras de México (Castro-Morales et ál., 2014; Corrales-Palomares, 2014).

En el caso de lagunas costeras mexicanas, Mendoza Mojica et ál. (2013) reportan una estimación de flujos de CO_2 y CH_4 en agua-aire en las lagunas de Chautengo y Tres Palos en Guerrero, México, durante la época de secas. En la laguna de Chautengo reportan un promedio de captura de CH_4 de 8.7 mg/m^2/día y la emisión de 15.4 mg/m^2/día. La captura de CO_2 de 1001.7 mg/m^2/día y la emisión de 2241.5 mg/m^2/día. En la laguna de Tres Palos el promedio de captura de CH_4 fue 127.7 mg/m^2/día y la emisión 1483.3 mg/m^2/día. La captura de CO_2 presentó un valor promedio de 1475 mg/m^2/día y la emisión 95 mg/m^2/día. Estos autores describen que la Laguna de Chautengo presentó un equilibrio entre captura y emisión de los gases de efecto invernadero estudiados, y lo consideran como un cuerpo de agua neutro en función de los flujos de gas superficial y la laguna de Tres Palos fue considerada como una fuente de CH_4 y sumidero de CO_2.

Corrales-Palomares (2014), realizó un estudio de flujos de CO_2 y CH_4 en el área natural protegida Laguna de Términos en 2012 y 2013 durante la temporada de secas. Se monitorearon diferentes ambientes en la laguna: pastos marinos, con influencia de agua continental y en zona de mangle. El flujo de CO_2 estimado para la laguna fue de 116 mg/m^2/h para el muestreo del 2012 y de 250 mg/m^2/h en la campaña de 2013. De acuerdo con los flujos obtenidos, se caracterizó a la laguna como un sistema emisor de CO_2 en la zona con influencia de agua continental y como sumidero a las zonas de pastos marinos y manglar. En cuanto a los

flujos de CH_4 reporta valores de 2.3 mg/m^2/h para la campaña de 2012 y 3.3 mg/m^2/h en la campaña de 2013. Los resultados indican que el sistema es un emisor de CH_4.

3. Otros ciclos biogeoquímicos

3.1 Ciclo del agua

3.1.1. Inventarios nacionales

Por su población, México ocupa el decimoprimer lugar del mundo. Su disponibilidad de agua promedio per cápita[1] lo ubica en el lugar 89 del mundo, con 4,261 m^3 por habitante por año. Para el año 2030, la proyección de crecimiento demográfico muestra un incremento mayor en las zonas urbanas comparadas con las rurales. En 1950 la disponibilidad per cápita del agua correspondía a 17,742 m^3, año^{-1}, en 2009 se redujo a 4,261 m^3 año-^{1}, y que para el año 2030 se estima será de 3,783 m^3 (Arreguín et ál., 2007). Aun sin cambio climático, la gestión de los recursos hídricos en México se complicará en los próximos años como resultado del crecimiento demográfico y del desarrollo económico, que típicamente incrementa el consumo per cápita.

La disponibilidad de agua difiere fuertemente dentro del territorio mexicano debido a las marcadas diferencias en los regímenes de lluvias, escurrimientos y recarga de acuíferos que caracterizan las 13 regiones hidrológicas de México[2]. Por ejemplo, la región norte y centro del país concentra 77 % de la población, pero únicamente cuenta con 37 % del agua disponible, mientras que la región sur y sureste donde habita 23 % de la población, dispone de 69 % del agua (CONAGUA, 2008).

En la región norte y noroeste (la cual ocupa 40 % del territorio), la baja disponibilidad de agua hace especialmente crítico y necesario contar con información sólida y veraz. Por su clima árido y semiárido, estas regiones del país presentan precipitaciones anuales menores a los 300 mm ligada a una alta variabilidad espacial y temporal. La precipitación produce escurrimientos superficiales perennes durante la época de lluvias, algunas veces en respuesta a fenómenos hidrometeorológicos extremos, los cuales constituyen cerca de 90 % de los caudales totales observados en las cuencas. El resto del año la región sobrevive con las bajas tasas de recarga por infiltración de agua en el suelo. Esta situación trae como consecuencia ciclos de sequías e inundacion es. Dada las bajas entradas por lluvia, los balances hídricos son sumamente frágiles, las extracciones por bombeo aunado a episodios de sequía extrema pueden fácilmente disminuir las reservas por recarga de agua en el subsuelo.

En la región centro (30 % del territorio) se localiza gran parte de la población del país, misma que se caracteriza por una intensa actividad socioeconómica. Esta región recibe precipitaciones entre 500 y 1000 mm por año. La conurbación de la ZMVM concentra una población de 19.6 millones de habitantes. Tres grandes cuencas hidrológicas son las encargadas de abastecer agua a esta región: el sistema fluvial Lerma-Chapala-Santiago, la cuenca del río Pánuco y la cuenca del río Balsas, las cuales cubren en conjunto una extensión de 350,000 km^2 (Menderey y Jiménez, 2000). Con base en un estudio que estimó la disponibilidad de agua actual en esas cuencas, y la esperada a partir de 3 escenarios de cambio climático al año 2050, se encuentra que en las tres cuencas hay una disminución significativa en sus escurrimientos (60 % en promedio), debido a aumentos en las tasas de evapotranspiración. Es particularmente crítica la situación en la cuenca del sistema fluvial Lerma-Chapala-Santiago, la cual experimentaría un cambio a un clima más seco, lo que reduciría significativamente sus caudales y volúmenes aprovechables de agua, hasta el grado de eliminarlos (Menderey y Jiménez, 2000).

La región sur y sureste (30 % del territorio) concentra la mayor parte de la precipitación del país con entradas de hasta 4,500 mm anuales. Debido a la alta precipitación, los caudales de los ríos y escurrimientos superficiales son generalmente altos en las cuencas (60 - 70 % de la precipitación anual). Sin embargo, por su accidentada topografía, las lluvias intensas asociadas a ciclos

[1] Disponibilidad media per cápita = disponibilidad total/población año 2009 (113'485, 097 hab.). Disponibilidad total = escorrentía superficial + importación – exportación + recarga = 483,560 m^3/año.

[2] Regiones Hidrológicas de México: Baja california, Noroeste, Pacífico Norte, Balsas, Pacífico Sur, Río Bravo, Cuencas Centrales, Lerma-Santiago-Pacífico, Golfo Norte, Golfo Centro, Frontera Sur, Península de Yucatán, Valle de México.

tropicales durante la época de lluvias causan frecuentemente deslaves en las partes altas de las montañas, así como fuertes inundaciones en las regiones costeras de los estados de Veracruz, Tabasco y Chiapas. Con base en proyecciones de escenarios de cambio climático, la región es muy vulnerable al aumento en la frecuencia de eventos extremos de lluvia. Así también, los balances de las cuencas hidrológicas muestran cambios, el almacenamiento de agua en suelo y subsuelo muestra particularmente una disminución significativa, lo que podría derivar en menores caudales en los ríos y disponibilidad de agua durante épocas prolongadas de estiaje.

3.1.2 Ecosistemas terrestres

El ciclo hidrológico desempeña un papel fundamental en el clima, en los ciclos biogeoquímicos y en el funcionamiento de los distintos ecosistemas terrestres en el planeta (Hernández, 2008). México, con una superficie aproximada de 140 millones de hectáreas terrestres, alberga una gran cantidad de ecosistemas. Los ecosistemas que ocupan la mayor parte del territorio son los matorrales xerófilos (41 %), los bosques templados (24 %) y las selvas (23 %). Estos desarrollan funciones ambientales como la regulación del ciclo hidrológico, captura y almacenamiento de agua, secuestro de carbono, generación y conservación de suelos, entre otros. A pesar de su gran valor, los bosques y las selvas son los ecosistemas más deforestados en México. Su disturbio, fragmentación, deforestación y reemplazo por tierras agrícolas y ganaderas han sido las causas principales de su destrucción (Muñoz-Villers y López-Blanco, 2008).

En México existen muy pocos estudios que, a través de observaciones detalladas, han cuantificado la evapotranspiración real (consumo de agua) de distintas cubiertas vegetales (naturales y antropogénicas) y aún más escasas son las investigaciones que han cuantificado los balances hídricos a escala de cuenca. La provisión y regulación de flujos de agua en cuencas es probablemente el servicio más importante de los ecosistemas terrestres naturales; sin embargo, su funcionamiento hidrológico y cómo éste es alterado por el cambio en el uso de suelo y climático es a la fecha aún muy poco entendido.

La evapotranspiración (ET), además de ser uno de los componentes dominantes del balance hídrico, suele ser una variable importante para la toma de decisiones en cuanto a la planeación y uso del agua (Pereira et ál., 2006). Para las zonas áridas y semiáridas que enfrentan problemas de escasez de agua o bien aquellas regiones con alta susceptibilidad de sufrir sequías más frecuentes bajo escenarios de cambio climático, hay una gran necesidad de racionalizar los usos del agua, así como de seguir más de cerca los impactos en los ciclos hidrológicos (Oki y Kanae, 2006).

El cálculo de la ET se obtiene experimentalmente con bastante precisión utilizando métodos micrometeorológicos (p. ej. flujos por covarianza turbulenta o "eddy covariance") en terreno plano, o bien con métodos ecofisiológicos e hidrológicos (e.g. transpiración a través de mediciones de flujo de savia en especies e interceptación de agua por la vegetación) en terrenos irregulares o de montaña. Estos métodos permiten la cuantificación de la ET a nivel de ecosistema, pero con limitaciones a escalas regionales. Para ello, la información satelital se utiliza cada vez más, ya que permite la descripción de la superficie en un mayor rango de escalas, desde una parcela hasta toda una región, y en escalas temporales no mayores a un par de semanas, lo cual es de particular importancia para las zonas áridas, ya que permite conocer los cambios en ET por el crecimiento de la vegetación (Oki y Kanae, 2006).

Los sitios de investigación ecohidrológica de referencia científica en México se localizan en dos regiones que contrastan por su clima, vegetación y paisaje: la zona semiárida al norte de Sonora (Sierra Madre Occidental), Baja California Norte (vegetación Mediterránea de chaparral), y la zona tropical húmeda de montaña en el centro de Veracruz (Sierra Madre Oriental).

Se sabe que los cambios estacionales en la vegetación durante el monzón de Norteamérica juegan un papel importante en la modificación de los flujos de agua y energía en la región norte de Sonora (Méndez-Barroso et ál., 2014). Estudios realizados en tipos de vegetación dominantes (matorral espinoso y bosque de pino-encino) mostraron cambios en los componentes dominantes de la ET, así como de la evaporación de suelo a transpiración de la vegetación, lo cual depende de la temporalidad y magnitud con el cual se lleva a cabo el reverdecimiento de la vegetación, misma que está ligada a los patrones de lluvia.

De esta forma, los ecosistemas presentes en altitudes intermedias (600 - 1,200 msnm) como el matorral espinoso muestran consumos de agua intensivos y rápidos en respuesta a la disponibilidad de agua en el suelo. En contraste, los ecosistemas como el bosque de pino-encino presentes en altitudes mayores (1,200 - 1,500 msnm) muestran atenuaciones y retrasos en sus tasas de transpiración, lo que sugiere estrategias de consumo de agua que pueden prolongarse más allá de la temporada de lluvias (Méndez-Barroso et ál., 2014).

Las tasas anuales y estacionales de ET están ligadas a mecanismos de generación de escurrimiento de agua a escala de cuenca (Robles-Morúa et ál., 2012). En este caso, un incremento en ET ocurre cuando aumenta la fracción por escurrimiento superficial, mientras que lo opuesto ocurre cuando el exceso es por infiltración. Por tanto se espera que durante años húmedos las tasas de transpiración puedan sostenerse por periodos más prolongados, y lo contrario para años secos, teniendo efectos distintos en la partición de flujos y escurrimientos en cuencas.

La evaluación de los efectos hidrológicos causados por la sustitución del bosque mesófilo de montaña (BMM) por otros tipos de vegetación (bosque en regeneración por 20 años, pastizal y plantaciones de pino patula) en la región central de Veracruz, México, han sido sujeto de estudio en los últimos ocho años (Muñoz-Villers et ál., 2015). Las diferencias en evapotranspiración entre las distintas cubiertas vegetales en este ecosistema húmedo de montaña se explican principalmente por diferencias en interceptación de lluvia (evaporación) (Holwerda et ál., 2010).

Estos resultados indican que la conversión del BMM a pastizal en el centro de Veracruz se asocia con un incremento significativo en el rendimiento hídrico anual en cuencas (~ 460 mm; ~ 15 % de la precipitación anual). También sugieren que si se promueve la regeneración natural del bosque mesófilo se esperaría una disminución en el rendimiento hídrico anual debido a la progresiva recuperación del componente interceptación de lluvia, y en consecuencia mayor retorno de agua a la atmósfera (Muñoz-Villers y McDonnell, 2013).

Las microcuencas de bosque mesófilo también registraron caudales anuales y estacionales similares. Esto sugiere que 20 años de regeneración natural es probablemente suficiente para recuperar el régimen hidrológico de ese ecosistema. En contraste, la microcuenca de pastizal reportó un mayor caudal anual (10 % en promedio); y caudales 35 y 70 % más bajos al final de la época de estiaje comparado con el bosque maduro y secundario. Esto probablemente se asocia a la combinación de una topografía más suave y una menor capacidad de infiltración de agua, consecuentemente un menor almacenamiento y recarga de agua en el subsuelo (Muñoz-Villers y McDonnell, 2013). Se concluye que los bosques son capaces de regular y sostener caudales en los afluentes durante la temporada de estiaje, así como modular los escurrimientos generados en respuesta a eventos extremos de precipitación. Esto muestra además que el ecosistema es capaz de minimizar los flujos por inundaciones y de maximizar la disponibilidad de agua para las poblaciones en las partes bajas de la montaña.

3.2 Ciclo del azufre

El dimetisulfuro (DMS) desempeña un papel importante en el ciclo de azufre atmosférico global. Contribuye significativamente en la reducción del azufre biogénico transferido desde el océano a la atmósfera, teniendo una influencia sobre el sistema climático (Lovelock et ál., 1972).

El DMS es producido a partir del compuesto dimetilsulfoniopropionato (DMSP) por división enzimática de poblaciones algales, contribuyendo de ésta forma a su producción (Andreae, 1990; Belviso et ál., 1990; Bratbak et ál., 1995;). Dependiendo de las condiciones ambientales en la columna de agua el DMSP es convertido a DMS o a otros compuestos sulfatados (Andreae y Crutzen, 1997). Los registros de concentraciones y flujos de DMS en México son prácticamente nulos, en la "alberca caliente" del Pacífico Mexicano Tropical (PMT) se realizaron dos campañas en verano, la primera se llevó a cabo en julio de 2001 en el área sur del PMT; el segundo crucero fue situado en la zona norte en agosto de 2004.

Los resultados obtenidos por Benítez-Macías (2005) de concentraciones promedio de DMS y DMSP total (DMSPt) en la zona sur a 10 m de profundidad fueron de 5.7 y 48.3 nM (nM = nano Moles 1^{-1}) respectivamente, a 30 m de profundidad el DMSPt fue de 24.2 nM. En la zona norte la concentración promedio de DMS a 10 y 40 m de profundidad fueron 9.9 y 12.6 nM, mientras que las concentraciones de DMSPt fueron 67.5 y 65.9 respectivamente. Este trabajo contribuyó a establecer el primer inventario de DMS en el Pacífico Mexicano (Benítez-Macías, 2005).

3.3 Ciclo del nitrógeno y fósforo

Entre los ciclos biogeoquímicos que regulan los flujos de materia y energía en los sistemas naturales, los ciclos del nitrógeno (N) y del fósforo (P) han sido estudiados con particular interés ya que la sobrecarga de estos elementos en los sistemas naturales es la causa directa de la eutrofización de los mismos. Recientemente se ha relacionado el aumento de la temperatura con la "disminución" de los umbrales de eutrofización (Jeppesen et ál., 2010); es decir que, en un mundo más cálido, la misma carga de nutrientes en los ecosistemas ocasionaría efectos más graves asociados a la eutrofización p. ej. incrementando la frecuencia y la intensidad de florecimientos masivos algales en los sistemas acuáticos o bien generando una producción primaria tan abundante que al desbalancear la dinámica del oxígeno (fotosíntesis/respiración) generaría zonas anóxicas o "muertas" en las capas profundas de lagos, lagunas y cuencas oceánicas (Paul, 2008).

La incorporación del monitoreo de la concentración de los totales y las formas disueltas de nitrógeno y fósforo es indispensable para el diagnóstico eficaz de la calidad de agua, de hecho algunos autores señalan que la carga de nutrientes (concentración de nutrientes por flujo de agua) permite entender mejor el funcionamiento de los sistemas y con ello prevenir sus respuestas al cambio ambiental (Ramírez-Zierold et ál., 2010). En nuestro país, a pesar de su relevancia, ni la concentración ni la carga de N o P forman parte de los programas de evaluación de la calidad del agua. La aproximación a los balances de masa de nitrógeno y fósforo (la descripción de las entradas y salidas en los sistemas) constituyen esfuerzos detallados y muy informativos, la base para estimar los balances de N y P son los balances de agua de los sistemas acuáticos; ambos análisis son también escasos en nuestro país.

Diversos trabajos refieren este tipo de balances en sistemas costeros (Herrera-Silveira y Comin, 1995; Herrera-Silveira, 1996; Quiroz del Campo 2014) y en sistemas dulceacuícolas (Carro et ál., 2008; Merino-Ibarra et ál., 2008; Ramírez-Zierold et ál., 2010). En un panorama general, mientras que el N y el P parecen ser los factores que regulan la producción primaria en los sistemas continentales (Ramírez-Zierold et ál., 2010), en sistemas kársticos como la península de Yucatán, es el nitrógeno el elemento que debe controlarse con mayor rigor (Herrera Silveira, 1996; Young et ál., 2005; Hernández Terrones et ál., 2011), ya que puede causar un impacto importante en los acuíferos de esa zona; sistemas de importancia estratégica pero de gran vulnerabilidad.

La investigación basada en enfoques biogeoquímicos aportan información valiosa para estudios de otras disciplinas (p. ej. Física, Ecología o las Ingenierías) y aporta elementos para el manejo sustentable de los recursos. El trabajo de Ramírez Zierold et ál. (2010) en el embalse eutrófico de Valle de Bravo, tras estimar el balance de agua y nutrientes pudo identificar que en una década se incrementó 276 % la carga de P y 203 % la de N en el sistema, se identificaron las principales fuentes de nutrientes y que la mayoría del P (aproximadamente 85 %) se acumula en los sedimentos.

El análisis de la proporción N:P (NID:TP 8.3) y la alta fijación de N en el sistema (que excede su salida hacia la atmósfera por desnitrificación) permitieron determinar que es el P el nutriente que se relaciona más fuertemente con los florecimientos algales nocivos y la anoxia. Este trabajo tiene una aplicación potencial en las estrategias de manejo y conservación del agua en este embalse. En un sistema costero, el balance de carbono orgánico y nitrógeno realizado por Young et ál. (2005) en la laguna Celestún, Yucatán, señala que del total de nitrógeno que entra por el agua subterránea (la mayor concentración de DIN fue registrada en los "ojos" o manantiales de la laguna; hasta 1.19 mg $N1^{-1}$) y el 90 % del N que entra es reciclado en el sistema de manglar. Celestún es por tanto un sumidero de nitrógeno, sin embargo, del total de N que entran a la laguna, aproximadamente 10 % es exportado al mar adyacente, en esta fracción dominan las formas orgánicas particuladas (65 - 85 %). El trabajo subraya el papel de los sistemas de manglar como sumideros o bien, sitios de intenso reciclaje de nutrientes y con una vasta capacidad para contener la salida de nutrientes al mar adyacente. La contaminación de los acuíferos puede también impactar, tal vez irreversiblemente,

recursos de gran relevancia natural y económica, como los arrecifes de coral. En un trabajo pionero en este sentido en México, Hernández Terrones et ál. (2011) evaluaron los flujos de N y P por la vía subterránea hacia la laguna arrecifal en Puerto Morelos, Quintana Roo. Los flujos estimados de N y P a la laguna fueron de magnitud considerable: 2.4 ton N km^{-1} $año^{-1}$ y 75 a 217 kg P km^{-1} $año^{-1}$.

El ciclo del fósforo tiene un componente geoquímico muy importante, el paso de este elemento por los sistemas acuáticos es la fuente principal de distribución del P en los sistemas naturales. Por ende, este ciclo está ligado a los patrones de precipitación. Es prioritario construir modelos a escalas ecosistémicas y de cuencas hidrográficas de los principales ciclos biogeoquímicos para poder responder a los efectos del cambio climático. En un panorama global, el suministro de fósforo será un tema de creciente importancia ya que en la actualidad se usa sobradamente (p. ej. en detergentes y fertilizante), y por otro lado, sus reservas tienen capacidad y tiempo limitados.

4. Aprovechamiento del ciclo de carbono para reducir el CO_2 atmosférico

El sector forestal actualmente incluido en la categoría denominada AFOLU (Agriculture, Forestry and Other Land Use, por sus siglas en inglés) es considerado único con respecto a otros sectores que reportan emisiones de gases de efecto invernadero, porque puede reducir emisiones al evitar la deforestación y promover manejos sustentables y otras alternativas más. Este sector captura carbono de la atmósfera durante el crecimiento forestal y ofrece otros servicios ecosistémicos que reducen los efectos del cambio climático (IPCC, 2013). El sector forestal de México es un gran contribuyente a las emisiones de gases de efecto invernadero.

La degradación forestal, los incendios y el cambio de uso de suelo liberan continuamente grandes cantidades de CO_2-eq. De acuerdo con el Primer Inventario de Emisiones, en 1997 se reportaron 135,857 Gg CO_2-eq $año^{-1}$ provenientes de los bosques; en la segunda Comunicación Nacional (año de referencia 1998) se reportaron 161,422 Gg CO_2-eq $año^{-1}$; en la actualización del inventario al año 2002 se estimaron 99,376 Gg CO_2-eq $año^{-1}$; en la cuarta Comunicación Nacional se reportaron 80,162 y en la actualización al año 2010 las emisiones del sector se determinaron en 73,872 Gg CO_2-eq $año^{-1}$ (SEMARNAP, 1997; SEMARNAT, 2001; 2006; 2009; 2012).

En este periodo (1990 - 2010) las emisiones de GEI del sector forestal han representado entre 17 % y 30 % de las emisiones nacionales. Aunque los resultados del año 2010 exhiben una tendencia a la baja de 45 % respecto a las primeras estimaciones de 1990, la incertidumbre asociada a los cálculos es aún muy alta.

Las primeras investigaciones sobre las emisiones de carbono y el potencial de mitigación del sector forestal se realizaron a finales de los años noventa y cuantificaban las pérdidas de carbono por deforestación a través de la reducción de biomasa aérea. De acuerdo con Masera et ál. (1997) la pérdida de cobertura forestal tropical alcanzaba 500,000 ha anuales y representaba una emisión de 52,300 Gg CO_2. Navár (2011) cuantificó una biomasa aérea cercana a 3.0 Pg en los bosques tropicales de México, lo que muestra el gran potencial de mitigación que representan dichos bosques si se conservan y manejan de manera sustentable.

Los primeros escenarios sobre el potencial de aprovechamiento del ciclo de carbono en bosques referían la captura de carbono mediante la recuperación de terrenos forestales previamente deforestados. Las cifras estimadas por deforestación evitada y por captura de carbono aumentaron del año 2000 al 2010 de 50 a 217 Tg CO_2 (Sheinbaum y Masera, 2000).

Estudios posteriores encontraron que era posible reducir las emisiones y aumentar el secuestro de carbono con la reforestación, el enriquecimiento forestal de bosques secundarios y el manejo sustentable de bosques nativos en los sistemas agroforestales y las plantaciones forestales. De acuerdo con Sathaye et ál. (2001) en 1990 el área de bosques degradados donde se podía realizar este tipo de actividades era de 21 millones de hectáreas. Un análisis posterior, realizado en 2009 por Johnson et ál. estimó una superficie de 35 millones de hectáreas para deforestación evitada y 6 millones de ha para el secuestro de CO_2, lo que a su vez representaría una disminución de 31 Gg CO_2 y 36 Gg CO_2 anuales, respectivamente.

En los últimos años la investigación sobre el ciclo de carbono, incluyendo estudios de almacenamiento en los diferentes ecosistemas del país ha aumentado significativamente (Martínez et ál., 2014). Los resultados de estos estudios sugieren que el almacenamiento del carbono es más dinámico en la biomasa aérea, pero que el reservorio del suelo es mayor (Etchevers et ál., 2006).

Los diversos estudios a distintas escalas temporales y espaciales han permitido entender mejor el ciclo del carbono en el sector forestal del país y diseñar así acciones de mitigación efectivas. Estas acciones se dividen en tres: 1) secuestro mediante reforestación y agroforestería; 2) actividades de sustitución de carbono derivado del uso de la energía del petróleo y carbón mineral por carbono proveniente de la bioenergía sustentable; y 3) actividades de conservación mediante el almacenamiento del carbono en los diferentes compartimentos del bosque (Masera et ál., 2001; De Jong et ál., 2007).

De acuerdo con Masera et ál. (2012) mejorar la eficiencia de combustión de biomasa en hornos tradicionales a nivel residencial y de pequeña industria (con estufas y hornos eficientes de leña) puede reducir 54 % de emisiones al año 2030, con respecto a los 7 Gg CO_2-eq determinados para la línea de base (Serrano et ál., 2014).

Conclusiones

A manera de conclusiones se presentar los retos y limitaciones siguientes:

México necesita establecer una base de referencia sobre los procesos y mecanismos que regulan el secuestro y emisión del carbono en los sistemas terrestres y marinos. Así mismo, se necesita desarrollar la capacidad de informar sobre proyecciones y trayectorias de los procesos del ciclo del carbono bajo las diferentes condiciones económicas, políticas, sociales y climáticas específicas del país. La siguiente lista de retos y limitaciones dificulta el desarrollo de dichos puntos e imposibilita evaluar la incertidumbre de las predicciones actuales.

1) Existe una limitante de recursos económicos y humanos para desarrollar investigación sobre este tema.
2) Falta de coordinación internacional para la implementación de políticas internacionales y pago de incentivos dentro de un posible mercado de carbono.
3) Se necesita la consolidación de una estructura de investigación sobre el ciclo del carbono en México.
4) Se requiere de una línea base de información sobre el ciclo del carbono en México para establecer parámetros para implementar modelos de procesos de ecosistemas.
5) Es necesario un mecanismo de financiamiento con visión a largo plazo para establecer sistemas de monitoreo, así como una logística humana capacitada.
6) Existen candados burocráticos que limitan el acceso transparente a la información referente a la dinámica del carbono a nivel nacional.

El país en conjunto ha avanzado en la cuantificación de sus emisiones de GEI a la atmósfera; sin embargo, no se ha generado información científica suficiente que permita evaluar la veracidad y precisión de los inventarios de emisiones. Se requieren mediciones directas e indirectas que permitan corroborar de manera independiente las emisiones estimadas. Esto es, se necesitan sistemas de monitoreo de GEI que cubran las escalas empleadas en los inventarios y sean útiles para evaluar políticas de mitigación. Algunos esfuerzos, como los de MexFlux por establecer una red de monitoreo de flujos de carbono en México están contribuyendo con información para evaluar las emisiones de CO_2 provenientes de ecosistemas naturales y urbanos (Vargas et ál., 2013).

Referencias

Álvarez-Borrego, S., 2014: Seawater-air CO_2 exchange in the Gulf of California. Memorias del Segundo Congreso Nacional de Cambio Climático, UNAM-Mazatlán (en prensa).

Álvarez-Borrego S., 2007a: Principios generales del ciclo del carbono en el océano. En: B Hernández de la Torre y G Gaxiola Castro (Eds), *Carbono en ecosistemas acuáticos de México*. SEMARNAT-INE-CICESE, México, DF, pp. 11-28.

Álvarez-Borrego S., 2007b: Flujos de carbono en los golfos de California y México. En: B Hernández de la Torre y G Gaxiola Castro (Eds), *Carbono en ecosistemas acuáticos de México*. SEMARNAT- INE-CICESE, México, DF, pp. 337-354.

Andreae M. O., (1990). Ocean- atmosphere interactions in the global biogeochemical sulfur cycle. *Mar. Chem*., 30, 1-29.

Andreae, M. O. y P. J. Crutzen, 1997: Atmospheric aerosols: Biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry. *Science*, **276**, 1052-1058.

Arreguín, F., M. López, H. Marengo, C. Tejeda, 2007: Agua virtual en México. *Revista Ingeniería Hidráulica en México* **12**(4):109-112.

Beer, C., M. Reichstein, E. Tomelleri, P. Ciais, M. Jung, N. Carvalhais, C. Rodenbeck, M. A. Arain, D. Baldocchi, G. B. Bonan, A. Bondeau, A. Cescatti, G. Lasslop, A. Lindroth, M. Lomas, S. Luyssaert, H. Margolis, K. W. Oleson, O. Roupsard, E. Veenendaal, N. Viovy, C. Williams, F. I. Woodward, and **D.** Papale, 2010: Terrestrial Gross Carbon Dioxide Uptake: Global Distribution and Covariation with Climate. *Science* **329**:834-838.

Belviso S, S. K. Kim, F. Rassoulzadegan, B. Krajka, B. C. Nguyen, N. Mihalopoulos, P. Buat- Menard, 1990: Production of dimethylsulfoniopropionate (DMSP) and dimethylsulfide (DMS) by a microbial food web. *Limnol. Oceanogr*., **35**, 1810- 1821.

Benítez Macìas, M., 2005: Determinación de las concentraciones de propionato de dimetilsulfonio y sulfuro de dimetilo en el Pacífico Mexicano. Tesis de Maestría, Facultad de Química, UNAM, México, pp. 91.

Bratbak, G., M. Levasseur, S. Michaud, G. Cantin, E. Fernández, B. R. Heimdal, M. Heldal, 1995: Viral activity in relation to *Emiliana huxleyi* blooms: a possible mechanism of DMSP release? *Mar. Ecol. Prog*. Ser., **128**: 133-142.

Burba, G. G. and S. B. Verma, 2005: Seasonal and interannual variability in evapotranspiration of native tallgrass prairie and cultivated wheat ecosystems. *Agricultural and Forest Meteorology* **135**:190-201.

Burquez, A., A. Martinez-Yrizar, S. Nunez, T. Quintero, and A. Aparicio, 2010: Above ground biomass in three Sonoran Desert communities: Variability within and among sites using replicated plot harvesting. *Journal of Arid Environments* **74**:1240-1247.

Canadell, J. G., H. A. Mooney, D. D. Baldocchi, J. A. Berry, J. R. Ehleringer, C. B. Field, S. T. Gower, D. Y. Hollinger, J. E. Hunt, R. B. Jackson, S. W. Running, G. R. Shaver, W. Steffen, S. E. Trumbore, R. Valentini, and B. Y. Bond, (2000): Carbon metabolism of the terrestrial biosphere: A multitechnique approach for improved understanding. *Ecosystems* **3**:115-130.

Carro, M., Davila, J., Balandra, A., Lopez, R., Delgadillo, R., Chavez, J., L. Inclan, 2008: Importance of diffuse pollution control in the Patzcuaro Lake Basin in Mexico. Water Science and Technology **58**(11), 2179-2186.

Cartus, O., J. Kellndorfer, W. Walker, C. Franco, J. Bishop, L. Santos, and J. M. M. Fuentes. 2014: A National, Detailed Map of Forest Aboveground Carbon Stocks in Mexico. Remote Sensing 6:5559-5588.

Castellanos, J., V. J. Jaramillo, R. L. Sanford, and J. B. Kauffman, 2001: Slash-and-burn effects on fine root biomass and productivity in a tropical dry forest ecosystem in Mexico. *Forest Ecology and Management* **148**:41-50.

Castellanos, J., M. Maass, and J. Kummerow, 1991: Root Biomass of a Dry Deciduous Tropical Forest in Mexico. *Plant and Soil* **131**:225-228.

Castro-Morales, K., J. V. Macias-Zamora, S. R. Canino-Herrera, and R. A. Burke, 2014: Dissolved methane concentration and flux in the coastal zone of the Southern California Bight-Mexican sector: Possible influence of wastewater. Estuarine Coastal and Shelf Science **144**:65-74.

Chapin, F. S., P. A. Matson, and P. M. Vitousek, 2012: Principles of terrestrial ecosystem ecology. Second edition edition. Springer, New York.

CONAGUA, 2008: Estadísticas del agua en México. Comisión Nacional del Agua.

Corrales-Palomares J. A., 2014: Flujos de carbono en el área natural protegida laguna de términos durante la época de secas, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM, México, pp. 101.

Crutzen, P.J., I. Aselmann and W. Seiler, 1986: Methane production by domestic animals, wild ruminants, other herbivorous fauna, and humans. *Tellus*, **38** (B): 271-284.

Delgado-Balbuena, J., J. T. Arredondo, H. W. Loescher, E. Huber-Sannwald, G. Chavez-Aguilar, M. Luna-Luna, and R. Barretero-Hernandez, 2013: Differences in plant cover and species composition of semiarid grassland communities of central Mexico and its effects on net ecosystem exchange. *Biogeosciences* **10**:4673-4690.

De Jong, B., C. Anaya, O. Masera, M. Olguin, F. Paz, J. Etchevers, R. D. Martinez, G. Guerrero, and C. Balbontin, 2010: Greenhouse gas emissions between 1993 and 2002 from land-use change and forestry in Mexico. *Forest Ecology and Management* **260**:1689-1701.

De Jong, B., O. Masera, M. Olguín, R. Martínez, 2007: Greenhouse gas mitigation potential of combinig forest management and bioenergy substitution: A case of study from central highlands of Michoacan Mexico. *Forest Ecology and Management*. **242**:398-411.

De-La-Cruz-Orozco ME, JE Valdéz-Holguín, G Gaxiola-Castro, M Mariano-Matías, TL Espinosa-Carreón, 2010: Flujos de CO_2 océano-atmósfera. En: G. Gaxiola-Castro y R. Durazo (eds.) *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California, 1997–2007 Diez años de investigaciones mexicanas de la Corriente de California*. SEMARNAT-INE-CICESE-UABC, México, D. F. pp. 165-180.

Etchevers, J. D., O. Masera, C. Balbontín, D. Gómez, A. Monterroso, R. Martínez, M. Acosta and, C. Ortiz, 2006: "Soil Carbon Sequestration: México and Central America (Bioma A)". en R. Lal et ál., "Potential for Soil Carbon Sequestration in Latin America". Ohio State University. The Haworth Press. ISBN: 13: 978-1-56022-136-

González-Avalos E., 1994: Inventario de emisiones de metano por actividades pecuarias. El caso de los desechos del ganado bovino y su relación con los climas actuales y futuros en México. M. Sc. Thesis, Facultad de Ciencias, UNAM, México.

González, E., y Ruiz, L.G., 1995: Agriculture. In: Gay, C. Ruiz-Suárez, L. G. Imaz,M., Martínez, J. (Eds.) Preliminary National Inventory of Greenhouse Gas: México, Instituto Nacional de Ecología, Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente, US Country Studies Program, México, pp.36-55.

Harris, R. 1989: Historical trends in atmospheric methane concentration and the temperatura sensitivity of methane outgassing from boreal and polar regions. In: Ozone depletion, greenhouse gases, and climate change. In: Proceedings of a Joint Symposium by the Board on Atmospheric Sciences and Climate and the Committee on Global Change, Commission on Physical Sciences, Mathematics and Resources, National Research Council. National Academy Press, Washington, DC, pp, 79-84.

Heimann, M. and M. Reichstein, 2008: Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedbacks. Nature **451**:289-292.

Hernández-Ayón JM, Zirino A, Delgadillo-Hinojosa F, S Galindo-Bect, 2007a: Carbono inorgánico disuelto en el Golfo de California en condiciones de verano. En: Hernández de la Torre B, Gaxiola Castro G (Eds.), Carbono en ecosistemas acuáticos de México. INE-SEMARNAT, CICESE, México, DF, pp. 45-57.

Hernández-Ayón JM, Delgadillo-Hinojosa F, Camiro-Vargas T, López-Mariscal M. 2007b: Estudio de las variables del CO_2 en la región de las grandes islas del Golfo de California en condiciones de invierno. En: Hernández de la Torre B, Gaxiola Castro G (Eds.), Carbono en ecosistemas acuáticos de México. INE-SEMARNAT, CICESE, México, DF, pp. 59-73.

Hernández-Ayón JM, G Gaxiola-Castro, F Chavez, T Takahashi, D Feely, CL Sabine, B Hales, R Lara-Lara, 2010: Variabilidad espacial y temporal del flujo de CO_2 océano-atmósfera. En: G. Gaxiola-Castro y R. Durazo (eds.) *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California, 1997–2007 Diez años de investigaciones mexicanas de la Corriente de California.* SEMARNAT-INE-CICESE-UABC, México, D. F. pp. 197-208.

Hernández Balanzar, J.R. 2008: El metabolismo de la Tierra. *Ciencias* **90**:4-14.

Hernández-Terrones, L., Rebolledo-Vieyra, M., Merino-Ibarra, M., Soto, M., A. Le Cossec, A., Monroy-Ríos, E. 2011: Groundwater pollution in a karstic region (NE Yucatan): baseline nutrient content and flux to coastal ecosystems. *Water, Air, & Soil Pollution*. **218**(1–4), 517–528.

Herrera-Silveira, J. A., F. A. Comin, 1995: Nutrient fluxes in a tropical coastal lagoon. *Ophelia* **42**(1), 127-146.

Herrera-Silveira, J. A. 1996: Salinity and nutrients in a tropical coastal lagoon with groundwater discharges to the Gulf of Mexico. *Hydrobiologia* **321**(2), 165-176.

Hertwich, E.G., Peters, G.P., 2009: Carbon footprint of nations: A global, trade linked analysis, *Environ. Sci. Technol*. **43**, 6414–6420.

Hidalgo-González RM, Alvarez-Borrego S, Zirino A. 1997: Mixing in the region of the Midriff Islands of the Gulf of California: Effect on surface pCO_2. *Cienc. Mar*. **23**: 317-327.

Holwerda, F., L.A. Bruijnzeel, L.E. Muñoz-Villers, M. Equihua, H. Asbjornsen, 2010: Rainfall and cloud water interception in mature and secondary lower montane cloud forests of central Veracruz, Mexico. *Journal of Hydrology* **384**(1-2):84-96.

Hughes, R. F., J. B. Kauffman, and V. J. Jaramillo, 1999: Biomass, carbon, and nutrient dynamics of secondary forests in a humid tropical region of Mexico. *Ecology* **80**:1892-1907.

Hughes, R. F., J. B. Kauffman, and V. J. Jaramillo, 2000: Ecosystem-scale impacts of deforestation and land use in a humid tropical region of Mexico. *Ecological Applications* **10**:515-527.

INEGI. *Censo Agrícola, Ganadero y Forestal* 2007: México: Instituto Nacional de Estadística y Geografía.

IPCC, 2013: Chapter 11. Agriculture, Forestry and Other Land Use (AFOLU). Climate Change (2014): Mitigation of Climate Change. Working Group III Contribution to the IPCC 5th Assessment Report - Changes to the underlying Scientific/Technical Assessment.

IPCC, 2007: Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.

Jaramillo, V. J., R. Ahedo-Hernandez, and J. B. Kauffman, 2003a: Root biomass and carbon in a tropical evergreen forest of Mexico: changes with secondary succession and forest conversion to pasture. *Journal of Tropical Ecology* **19**:457-464.

Jaramillo, V. J., J. B. Kauffman, L. Renteria-Rodriguez, D. L. Cummings, and L. J. Ellingson, 2003b: Biomass, carbon, and nitrogen pools in Mexican tropical dry forest landscapes. *Ecosystems* **6**:609-629.

Jeppesen, E., Meerhoff, M., Holmgren, K., González-Bergonzoni, I., Teixeira-de Mello, F., Declerck, S. A, 2010: Impacts of climate warming on lake fish community structure and potential effects on ecosystem function. *Hydrobiologia* **646**(1), 73-90.

Johnson, T., C. Alatorre, Z. Romo, F. Liu, 2009: México: Estudio sobre las emisiones de carbono MEDEC. Banco Mundial, Mayol Ediciones.

Kauffman, J. B., M. D. Steele, D. L. Cummings, and V. J. Jaramillo, 2003: Biomass dynamics associated with deforestation, fire, and, conversion to cattle pasture in a Mexican tropical dry forest. *Forest Ecology and Management* **176**:1-12.

Khalil, M.A.K. 2000: Atmospheric methane: An introduction. In: M.A.K. Khalil (Ed.) Atmospheric methane, its role in the global environment. Springer-Verlag. Berlín. p. 1-8.

King, A. W., Andres, R. J., Davis, K. J., Hafer, M., Hayes, D. J., Huntzinger, D. N., de Jong, B., Kurz, W. A., McGuire, A. D., Vargas, R., Wei, Y., West, T. O., and Woodall, C. W., 2014.: North America's net terrestrial carbon exchange with the atmosphere 1990–2009, *Biogeosciences* Discuss., **11**, 11027-11059

Ku Vera, J. C, A. J. Ayala Burgos, C. A. Aguilar Pérez, J. Herrera Camacho, O. A. Catelán Ortega, 2012: Emisiones de metano y rumiantes, **Revista Ciencia y Desarrollo**, Mayo-Junio, 7-12

Lal, R., 2012: Urban ecosystems and climate change. En: Lal, R., Augustin, B. (Eds.), Carbon Sequestration in Urban Ecosystems. Springer.

Lawrence, D. and D. Foster, 2002: Changes in forest biomass, litter dynamics and soils following shifting cultivation in southern Mexico: An overview. *Interciencia* **27**:400-+.

León, E., R. Vargas, S. H. Bullock, E. Lopez, A. R. Panosso, and N. La Scala, 2014: Hot spots, hot moments and spatio-temporal controls on soil CO_2 efflux in a water-limited ecosystem. . *Soil Biology and Biogeochemistry* 77:12-21 DOI. 10.1016/j.soilbio.2014.1005.1029.

Lovelock J. E., R. J. Maggs, and R. A. Rasmussen, 1972: Atmospheric dimethyl sulfide and the natural sulphur cycle. Nature, 237, 452-453.

Maass, J. M., A. Martinez-Yrizar, C. Patino, and J. Sarukhan, 2002: Distribution and annual net accumulation of above-ground dead phytomass and its influence on throughfall quality in a Mexican tropical deciduous forest ecosystem. *Journal of Tropical Ecology* **18**:821-834.

Martínez B. R., A. López, R. Orozco, 2014: Sistematización, análisis y distribución espacial de trabajos relacionados con el estudio de contenido de carbono en los ecosistemas terrestres y costeros de México: Últimos 20 años. The Nature Conservancy. Consultancy database, México, D.F.

Martinez-Yrizar, A., J. Sarukhan, A. Perez-Jimenez, E. Rincon, J. M. Maass, A. Solis-Magallanes, and L. Cervantes, 1992: Aboveground Phytomass of a Tropical Deciduous Forest on the Coast of Jalisco, Mexico. Journal of Tropical Ecology 8:87-96.

Martinez-Yrizar, A, 1995: Biomass distribution and primary productivity of tropical dry forests. Pages 326-345 in S. H. Bullock, H. A. Mooney, and E. Medina, editors. Seasonally dry tropical forests. Cambridge University Press, Cambridge UK.

Martinez-Yrizar, A., J. M. Maass, L. A. PerezJimenez, and J. Sarukhan, 1996: Net primary productivity of a tropical deciduous forest ecosystem in western Mexico. *Journal of Tropical Ecology* **12**:169-175.

Masera, O., M.J. Ordoñez, R. Dirzo, 1997: Carbón Emissions from Mexican of Forests: Current Situations and Long-term Scenarios. *Climate Change*, **35**: 265-295.

Masera O., A.D. Cerón, B. Ordoñez, 2001: Forestry Mitigation Options for Mexico: Synergies between National Sustainable Development Priorities and Global Concerns. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*. **6**: 291-312.

Masera, O., V. Berrueta, C. García B., M. Serrano M., R. Martínez, 2012: Escenarios de Mitigación de gases efecto invernadero, carbono negro y otros forzadores climáticos de vida corta, mediante el uso de biocombustibles sólidos. GIRA/UNAM/INE.

Menderey, L.E., A. Jiménez, 2000: Los recursos hidrológicos del centro de México ante un cambio climático global. En: México: una visión hacia el siglo XXI. El cambio climático en México. Gay García, C. (Compilador). Instituto Nacional de Ecología, Universidad Nacional Autónoma de **México**, US Country Studies Program. México, 220 p. ISBN 968-36-7562-X.

Méndez-Barroso, L.A., E.R. Vivoni, A. Robles-Morúa, G. Mascaro, E.A. Yepez, J.C. Rodríguez, C.J. Watts, J. Garatuza-Payan, J.A. Saíz-Hernández, 2014: A modeling approach reveals differences in evapotranspiration and its partitioning in two semiarid ecosystems in Northwest Mexico. *Water Resources Research* **50**(4): 3229-3252.

Mendoza-Mojica M., Martínez-Arroyo A., Espinosa-Fuentes M. L., Peralta-Rosales O. y Castro-Romero T., 2013: Caracterización de dos lagunas costeras del pacífico tropical en relación al contenido de carbono y captura y emisión de CH_4 y CO_2. *Revista Internacional de Contaminación Ambiental*, **29**(2): 145-154.

Merino-Ibarra, M., E. Monroy-Ríos, G. Vilaclara, F. S. Castillo, M. E. Gallegos, J. Ramírez-Zierold, 2008: Physical and chemical limnology of a wind-swept tropical highland reservoir. *Aquat Ecol*. **42**:335–345.

Molina Center for Strategy Studies in Energy and Environment, 2013: Apoyo a la iniciativa de planificación nacional sobre contaminantes climáticos de vida corta en México. Reporte Final. INECC. México.

Monteny, G. J., C. M. Groenestein, and M. A. Hilhorst, 2001: Interactions and coupling between emissions of methane and nitrous oxide from animal husbandry. *Nutr. Cycl. Agroecosys.*, **60**: 123-132.

Moss, A. R., J. P. Jouany and J. Newbold, 2000: Methane production by ruminants: its contribution to global warming. *Ann. Zootech.*, **49**, 231- 253.

Muñoz-Villers, L.E., J. López-Blanco, 2008: Land use/cover changes using Landsat TM/ETM images in a tropical and biodiverse mountainous area of central eastern Mexico. *International Journal of Remote Sensing* **29**(1): 71-93.

Muñoz-Villers, L.E., J.J. McDonnell, 2013: Land use change effects on runoff generation in a humid tropical montane cloud forest region. *Hydrology and Earth System Sciences* **17**:3543-3560.

Muñoz-Villers, L.E., F. Holwerda, M.S. Alvarado-Barrientos, D. Geissert, B.E. Marín-Castro, A. Gómez-Tagle, J.J. McDonnell, H. Asbjornsen, T.E. Dawson y L.A. Bruijnzeel, 2015: Efectos hidrológicos de la conversión del bosque de niebla en el centro de Veracruz, México. Bosque, 36(3). En Prensa.

Navár, Ch. J. 2011: The Spatial Aboveground Biomass in Tropical Forests of Mexico. *Tropical and Subtropical Agroecosystems*, **13**: 149- 158.

Oki, T., S. Kanae, 2006: Global hydrological cycles and world water resources. Science 313: 1068-1072.

Paul, V. J. 2008: Global warming and cyanobacterial harmful algal blooms. In Cyanobacterial Harmful Algal Blooms: State of the Science and Research Needs (pp. 239-257). Springer New York.

Pereira, A., S. Green, N.A.V. Nova, 2006: Penman-Monteith Reference Evapotranspiration adapted to estimate irrigated tree transpiration. *Agricultural Water Management* **83**:153-161.

Perez-Ruiz, E. R., J. Garatuza-Payan, C. J. Watts, J. C. Rodriguez, E. A. Yepez, and R. L. Scott, 2010: Carbon dioxide and water vapour exchange in a tropical dry forest as influenced by the North American Monsoon System (NAMS). *Journal of Arid Environments* **74**:556-563.

Quantin, M.; Roy, B.; Moreno-Resendez, A. y Vásquez-Arroyo, J. 2012: Methane emissions caused by cattle and manure in the laguna region: environmental impact and opportunities for biogas production. *Revista Chapingo Serie Zonas Áridas.* **11**:45-50

Quiroz del Campo, N. N. 2014: Variabilidad de la productividad fitoplanctónica en el sistema lagunar navachiste. Tesis de Maestría. Centro Interdisciplinario de Investigación para el desarrollo Integral regional Unidad Sinaloa, IPN. México

Ramírez-Zierold J. A, Merino-Ibarra, M., Monroy-Ríos, E., Olson, M., Castillo, F. S., Gallegos, M. E., Vilaclara G, 2010: Changing water, phosphorus and nitrogen budgets for Valle de Bravo reservoir, water supply for Mexico City Metropolitan Area. Lake and Reservoir Management **26**(1), 23–34.

Read, L. and D. Lawrence, 2003a: Litter nutrient dynamics during succession in dry tropical forests of the Yucatan: Regional and seasonal effects. *Ecosystems* **6**:747-761.

Read, L. and D. Lawrence, 2003b: Recovery of biomass following shifting cultivation in dry tropical forests of the Yucatan. *Ecological Applications* **13**:85-97.

Robles-Morúa, A., Vivoni, E.R., Mayer, A.S, 2012: Distributed hydrologic modeling in northwest Mexico reveals the links between runoff Mechanisms and evapotranspiration. *Journal of Hydrometeorology* **13**: 785-807.

Rosenzweig, C., Solecki, W., Hammer, S., Mehrotra, S., 2010: Cities lead the way in climate-change action. *Nature* **467**, 909-911.

Sathaye, J. A., W. R. Makundi, K. Andrasko, R. Boer, N.H. Ravindranath, P. Shuda, S. Rao, R. Lasco, F. Pulhin, O. Masera, A. Cerón, J. Ordoñez, X. **Deying**, X. Zhang, S. Zuomin, 2001: Carbon mitigation potential and costs of forestry options in Brazil, China, Indonesia, Mexico, The Philippines and Tanzania. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, **6**: 185-211.

Seinfeld, J. H., y S.N. Pandis, 1998: Atmospheric chemistry and physics of air pollution. John Wiley & Sons, Nueva York. p. 1326.

SEMARNAP. 1997: México, Primera Comunicación Nacional ante la Convención Marco de Naciones Unidas sobre el Cambio Climático. México.

Secretaria del Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT): 2001. México, 2a Comunicación Nacional ante la Convención Marco de Naciones Unidas sobre el Cambio Climático. México.

SEMARNAT. 2006: México, Tercera Comunicación Nacional ante la Convención Marco de Naciones Unidas sobre el Cambio Climático. México.

SEMARNAT. 2009: México, Cuarta Comunicación Nacional ante la Convención Marco de Naciones Unidas sobre el Cambio Climático. México.

SEMARNAT. 2012: México, Quinta Comunicación Nacional ante la Convención Marco de Naciones Unidas sobre el Cambio Climático. México.

Secretaria del Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT) & Instituto Nacional de Ecología y Cambio Climático (INECC). 2012: México. Quinta Comunicación Nacional ante la Convención Marco de las naciones unidas sobre el Cambio Climático. SEMARNAT, México, D.F.

Serrano-Medrano M.; Arias-Chalico T.; Ghilardi A. y Masera O, 2014: Spatial and temporal projection of fuelwood and charcoal consumption in Mexico. *Energy for Sustainable Development*. **19**: 39-46.

Sheinbaum, C., O. Masera, 2000: Mitigating Carbon Emissions while Advancing National Development Priorities: The case of Mexico. *Climate Change*, **47**: 259-282.

Stafford, D., D. Hawkes, and R. Horton, 1980: Methane production from waste organic matter. CRC Press, FL, USA.

Steele, L. P., E. J. Dlugokencky, P. M. Lang, P. P. Tans, R. C. Martin and K. A. Masarie, 1992: Slowing down of the global accumulation of atmospheric methane during the 1980s. *Nature*, **358**, 313-316.

Takahashi T, Sutherland SC, Wanninkhof R, Sweeney C, Feely RA, Chipman D, Hales B, Friederich G, Chavez F, Watson A, Bakker D, Schuster U, Metzl N, Inoue HY, Ishii M, Midorikawa T, Sabine C, Hoppema M, Olafsson J, Amarson T, Tilbrook B, Johannessen T, Olsen A, Bellerby R, DeBaar H, Nojiri Y, Wong CS, Delille B, Bates N, 2009: Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO_2, and net sea–air CO_2 flux over the global oceans. *Deep-Sea Research II* **56**: 554-577.

Takahashi T, Sutherland SC, Sweeney C, Poisson A, Metzl N, Tillbrook B, Bates N, Wanninkhof R, Feely RA, Sabine C, Olafsson J, Nojiri Y, 2002: Global sea–air CO_2 flux based on climatological surface ocean pCO_2, and seasonal biological and temperature effects. *Deep-Sea Res. II* **49**: 1601–1622.

Vargas, R., E. A. Yepez, J. L. Andrade, G. Angeles, T. Arredondo, A. E. Castellanos, J. Delgado-Balbuena, J. Garatuza-Payan, E. Gonzales del Castillo, W. Oechel, J. C. Rodriguez, G. A. Sanchez-Azofeifa, E. Velasco, E. R. Vivoni, and C. Watts, 2013: Progress and opportunities for monitoring greenhouse gases fluxes in Mexican ecosystems: the MexFlux network. *Atmósfera* **26**:325-336.

Vargas, R., H. W. Loescher, T. Arredondo, E. Huber-Sannwald, R. Lara-Lara, and E. A. Yépez, 2012: Opportunities for advancing carbon cycle science in Mexico: toward a continental scale understanding. *Environmental Science & Policy* **21**:84-93.

Vargas, R., M. S. Carbone, M. Reichstein, and D. D. Baldocchi, 2011: Frontiers and challenges in soil respiration research: from measurements to model-data integration. *Biogeochemistry* **102**:1-13.

Vargas, R., E. B. Allen, and M. F. Allen, 2009: Effects of vegetation thinning on above- and belowground carbon in a seasonally dry tropical forest in Mexico. *Biotropica* **41**:302-311.

Vargas, R., M. F. Allen, and E. B. Allen, 2008: Biomass and carbon accumulation in a fire chronosequence of a seasonally dry tropical forest. *Global Change Biology* **14**:109-124, doi:110.1111/j.1365-2486.2007.01462.x.

Vargas, R. and M. F. Allen, 2008: Diel patterns of soil respiration in a tropical forest after Hurricane Wilma. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences* **113**:G03021.

Velasco, E., Pressley, S., Allwine, E., Westberg, H., Lamb, B., 2005: Measurements of CO_2 fluxes from the Mexico City urban landscape. *Atmos. Environ*. **39**, 7433-7446.

Velasco, E., Pressley, S., Grivicke, R., Allwine, E., Coons, T., Foster, W., Jobson, T., Westberg, H., Ramos, R., Hernández, F., Molina, L.T., Lamb, B., 2009: Eddy covariance flux measurements of pollutant gases in urban Mexico City. *Atmos. Chem. Phys*. **9**, 7325-7342.

Velasco, E., Perrusquia, R., Jiménez, E., Hernández, F., Camacho, P., Rodríguez, S., Retama, A., Molina, L.T., 2014: Sources and sinks of carbon dioxide in a neighborhood of Mexico City. *Atmos. Environ*. **97**, 226-238.

Williams, M., A. D. Richardson, M. Reichstein, P. C. Stoy, P. Peylin, H. Verbeeck, N. Carvalhais, M. Jung, D. Y. Hollinger, J. Kattge, R. Leuning, Y. Luo, E. Tomelleri, C. M. Trudinger, and Y. P. Wang. 2009: Improving land surface models with FLUXNET data. *Biogeosciences* **6**:1341-1359.

Wuebbles, D.J., and K. Hayhoe, 2002: Atmospheric methane and global change. *Earth-Sci. Rev.*, **57**, 177-210.

Young, M. E. G. A. N., Gonneea, M. E., Herrera-Silveira, J. O. R. G. E., Paytan, A, 2005: Export of dissolved and particulate carbon and nitrogen from a mangrove-dominated lagoon, Yucatan Peninsula, Mexico. *Int J Ecol Environ Sci.* **31**, 189-202.

Zirino A, Hernández-Ayón JM, Fuhrmann RA, Álvarez-Borrego S, Gaxiola-Castro G, Lara-Lara JR, Bernstein RL. 1997: Estimate of surface pCO_2 in the Gulf of California from underway pH measurements and satellite imagery. *Cienc. Mar.* **23**: 1-22.

Capítulo 8

RADIACIÓN SOLAR Y FORZAMIENTO RADIATIVO ANTROPOGÉNICO Y NATURAL

Autora líder:

Blanca Emma Mendoza Ortega[8].

Autores colaboradores:

Juan Manuel Espíndola Castro[8], René Garduño López[2], Michel Grutter de la Mora[2], Víctor Manuel Mendoza[8], David Riveros Rosas[8], Wolfgang Stremme[2], Mauro Valdés Barrón[8] y Elba Villanueva Urrutia[2].

[2]UNAM CCA Centro de Ciencias de la Atmósfera, [8]UNAM Instituto de Geofísica.

Palabras clave: Radiación solar, forzamiento radiativo, desbalance radiativo, radiación de onda, gradiente térmico, isla de calor, piranógrafos, piranómetros, solarimétricas, isolíneas.

Resumen

Evaluación del recurso solar. En 2014 se realizó la primera validación de cobertura nacional de un modelo de radiación solar versus datos seleccionados de 36 estaciones del Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Respecto a la radiación ultravioleta, en México existe una sola red de sensores Banda "A" y Banda "B" que cumple con los requerimientos de la Organización Meteorológica Mundial (OMM), ésta se encuentra en la Zona Metropolitana de la Ciudad de México y pertenece a la Secretaria del Medio Ambiente del Gobierno del Distrito Federal, inició sus operaciones en el año 2000. La Sección de Radiación Solar del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autônoma de México (UNAM), tiene una estación que mide estos dos parámetros y sus instalaciones también cumplen con los requerimientos de la OMM, la estación se encuentra dentro de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México. Existen muy escasos trabajos sobre el tema, y hay un Atlas Nacional en la página del Instituto de Geofísica (http://www.geofisica.unam.mx/ors/datos.html).

Efecto antropogénico sobre el forzamiento radiativo. El aumento antropógeno de gases de invernadero, reduce la radiación de onda larga saliente y produce un desbalance radiativo (incremento de flujo hacia abajo) en el tope de la troposfera; desbalance conocido como forzamiento radiativo (FR). En ese nivel de la atmósfera la temperatura se mantiene fija, mientras que a nivel de superficie se calienta, aumentando el gradiente térmico vertical (lapse rate) troposférico. El FR se calcula como la diferencia de esa radiación entre 2011 y 1990. Aquí calculamos las contribuciones de México, España, Argentina y Estados Unidos al FR global por sus emisiones de CO_2, CH_4 y N_2O. Las de México resultan 1.42, 1.85 y 0.79 %, respectivamente; las de Estados Unidos son un orden de magnitud mayor que las de los otros tres países.

Química atmosférica. La emisión de Gases de Efecto Invernadero (GEI) bien mezclados es significativamente mayor en ciudades y zonas industriales, y por consiguiente el forzamiento radiativo local se incrementa, sin embargo, el calentamiento observado en grandes urbes se debe principalmente al cambio de uso de suelo y la denominada isla de calor. Las perturbaciones locales del FR total debidas a mayores concentraciones de GEI en la capa límite, no contribuyen significativamente a la crecida de la temperatura en la superficie. No obstante, las grandes ciudades contribuyen a las emisiones globales de GEI y por lo tanto al aumento en la temperatura promedio global que se ha manifestado desde la era preindustrial. Por ello, la implementación en ciudades de tecnologías limpias con mayor eficiencia energética es una estrategia que los gobiernos deben seguir.

Efecto solar y volcánico sobre el forzamiento radiativo. Se sugiere la posibilidad de que el Sol se aproxime a un nuevo estado de actividad mínima. Hay una modelación muy reciente que abarca hasta el año 2100, donde se encuentra un gran mínimo para el siglo XXI que empezó en el año 2004 y finalizará en el año 2075. El FR entre el presente y este mínimo será de -0.07 W/m^2 (-0.03 a -0.11 W/m^2), muy parecido al FR del Mínimo Moderno. El impacto de los rayos cósmicos (modulados por la actividad solar) en el clima es aún un tema controversial; para evaluar esta propuesta más detalladamente se necesitan tanto mediciones de nubes como de radiación difusa. Este tipo de mediciones en nuestro país no son continuas y son pocos los lugares donde se realizan. Los volcanes contribuyen al forzamiento radiativo principalmente a través de sus emisiones de CO, CO_2, SO_2 y con la formación de ácido sulfúrico. Históricamente la contribución más importante al forzamiento radiativo en Mexico fue debida a la erupción del volcán Chichón (Chiapas), mismo que inyectó cantidades significativas de SO_2 a la atmósfera. Actualmente, las contribuciones más importantes provienen del Popocatépetl en el centro de México y el Volcán de Fuego en Colima.

1. La evaluación del Recurso Solar

Los primeros registros de la radiación solar en la República Mexicana datan de principios del siglo XX. El Dr. Ladislao Gorcziñsky la midió en diferentes lugares entre 1911 y 1917 (Muhlia, 1990; Estrada-Cagigal, 1992). Años después, entre 1923 y 1928, el SMN continuó este trabajo en el observatorio astronómico de Tacubaya, dirigido entonces por el Dr. Gorcziñsky. Los resultados se publicaron en diversos reportes, algunos de los cuales aún existen en los archivos de dicha institución, sin embargo, muchos otros se han perdido.

En 1957, con la celebración del Año Geofísico Internacional, el Instituto de Ciencia Aplicada y el Instituto de Geofísica de la UNAM, reiniciaron las mediciones de la radiación solar instalando cinco estaciones solarimétricas: Ciudad Universitaria, campus principal en la Ciudad de México; Altzomoni, Estado de México; San Cristóbal de las Casas, Chiapas; Veracruz, Veracruz; y Chihuahua, Chihuahua. En 1959 la estación de Altzomoni fue reubicada en Tlamacas, Estado de México. En 1960, se instaló una estación en San Luis Potosí. De estas estaciones sólo dos funcionaron un largo periodo: Chihuahua, durante quince años, y Ciudad Universitaria, la cual continúa en operación. Desde 1967, el Instituto de Geofísica de la UNAM inició la operación de una estación en Orizabita, Hidalgo, que funciona hasta la fecha.

El SMN, perteneciente a la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), instaló, en los años 70, piranógrafos de bandas bimetálicas y heliógrafos. Sin embargo los piranógrafos no fueron recalibrados sistemáticamente y la información no fue procesada. Los únicos registros de mediciones de largo plazo en México se encuentran en la base de datos del centro mundial de radiación para tres estaciones: Ciudad Universitaria, Chihuahua, y Orizabita. Varias agencias gubernamentales han instalado redes de estaciones meteorológicas, algunas de las cuales cuentan con sensores de radiación solar.

1.1 Redes solarimétricas actuales

Al día de hoy, se encuentran redes instaladas, principalmente, por algunas agencias gubernamentales:

- El SMN opera una red de 187 estaciones automáticas (http://smn.cna.gob.mx/-productos/emas/emas.html), que miden radiación global horizontal con un piranómetro acorde con la Organización Meteorológica Mundial (WMO, 2008). A pesar de que los radiómetros estaban calibrados de fábrica, no tuvieron un programa subsecuente de recalibración. Más de la mitad de estos piranómetros alcanzaron entre cinco y 13 años de funcionamiento sin calibración dependiendo del sitio donde se encontraban. Además, los sitios de instalación de las estaciones fueron seleccionados con criterios hidro-meteorológicos, sin atender otros relacionados con la topografía y diversidad climatológica del país (Riveros-Rosas, et ál., 2012).
- En los años 80 la Comisión Federal de Electricidad (CFE) creó una red solarimétrica de 20 estaciones equipadas con piranógrafos localizados en cuencas hidrológicas. En años recientes instaló seis estaciones más con piranómetros, pero sin recalibración.
- La Secretaría de Marina tiene una red de 10 piranógrafos y 10 heliógrafos y una red de 22 estaciones climatológicas instaladas con piranómetros. Sin embargo, la información no es pública.
- La Secretaría del Medio Ambiente del Distrito Federal, con la Red Automática de Monitoreo Atmosférico, tiene 10 piranómetros de radiación global horizontal, siete sensores de radiación ultravioleta Bandas "A" y "B" y dos sensores de radiación fotosintéticamente activa, todos cumplen con los requerimientos de la OMM y tienen un programa de recalibración anual.
- El Instituto de investigaciones eléctricas (IIE), instaló una red con más de 10 estaciones climatológicas para la evaluación del recurso solar y eólico, entre 2008 y 2010. La red incluye piranómetros de radiación global horizontal, los datos no son públicos, pudiendo comprarse al IIE.
- El Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agropecuarias y Pecuarias (INIFAP) tiene una red de ~993 estaciones climatológicas, la mayoría de ellas tiene piranómetros de radiación global horizontal. Con estos datos se ha evaluado el recurso solar de manera local, pero no son fácilmente accesibles, los equipos no tienen sensores de termopila y nunca han sido calibrados.

Diversas universidades, con apoyo del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnologia (CONACYT), han instalado estaciones solarimétricas específicamente para la evaluación del recurso solar, por ejemplo, el Instituto de Energías Renovables de la UNAM, desde 1994 (Quiñones et ál., 2002), el grupo de energía de la Universidad de Sonora, desde 1993 a 2001 (Villa Martinez et ál., 2001), y el Laboratorio de Energía y Medioambiente del Departamento de Arquitectura y Diseño en la Universidad de Sonora. Los piranómetros de mayor antigüedad de las Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMA) del SMN, se han reemplazado por piranómetros calibrados. Los sensores removidos serán recalibrados y almacenados para instalarlos después de que los sensores nuevos tengan al menos un año de operación. El objetivo del proyecto es recabar datos confiables de radiación solar en 133 estaciones durante un periodo de al menos 4 a 5 años. En la Figura 1 se observa la red EMA (Valdés et, al, 2012).

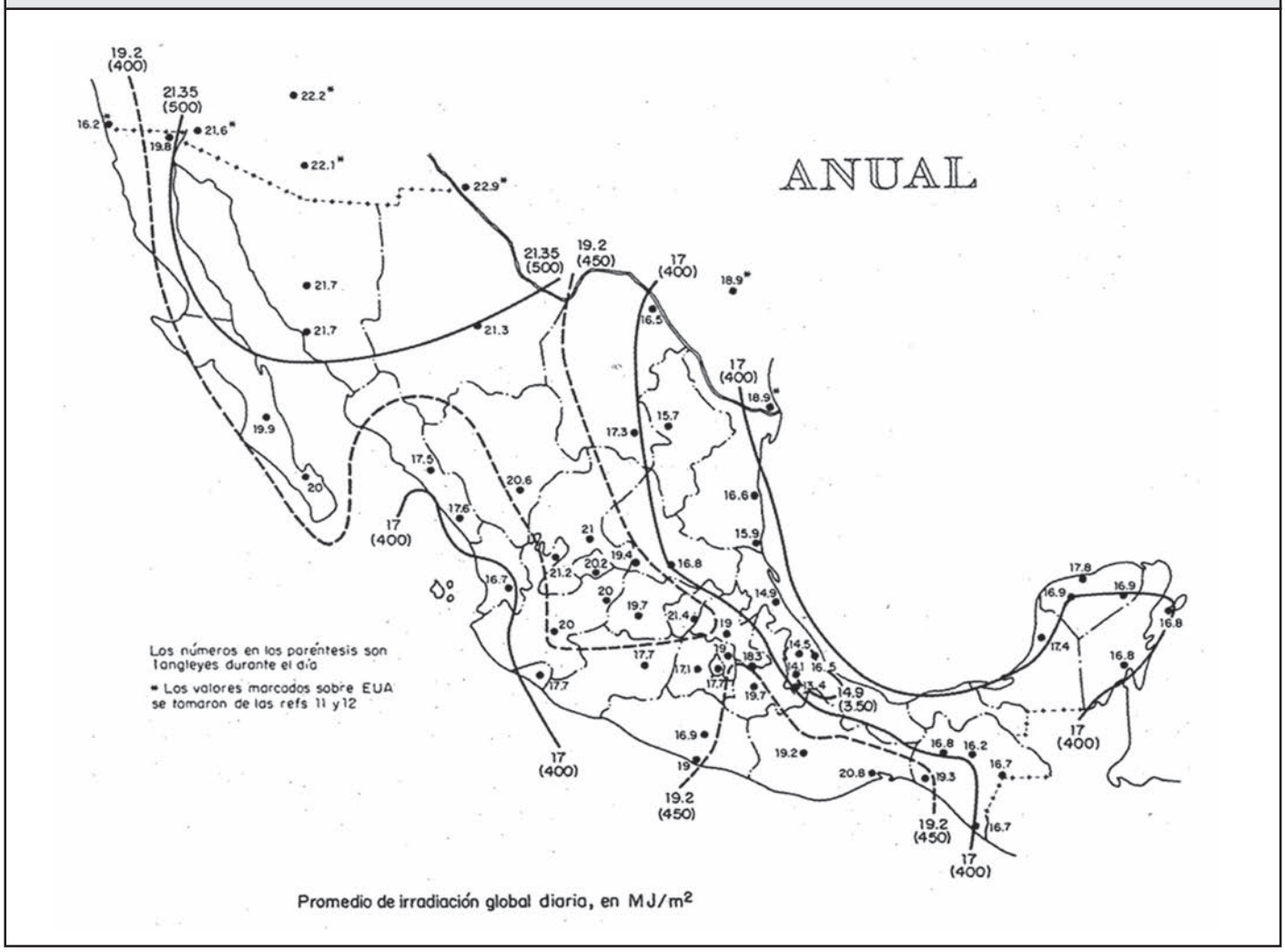
Figura 1. Localización de las Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMA) del SMN

Fuente: (Valdés et, ál., 2012)

1.2 Radiación solar estimada a partir de modelos

Diversos mapas y tablas de radiación solar en México han sido publicados por diferentes autores entre ellos Valdés y colaboradores (2014). Cada mapa ha contado con un limitado número de datos disponibles, y todos ellos están basados en métodos de estimación de diferentes tipos, la mayoría de ellos con incertidumbres superiores al 15 % de error. En 1975, Almanza y López obtuvieron los primeros mapas de radiación solar en forma de isolíneas de irradiación diaria promedio mensual, a partir de datos de duración de la insolación en 38 sitios por un periodo de 10 a 30 años utilizando el modelo de Reddy (1971). Posteriormente Almanza et ál. (1992) actualizaron los mapas de irradiancia de 1975, utilizando datos meteorológicos de 1941 a 1980 en 54 sitios de medición. Los resultados se publicaron en mapas mensuales de isolíneas de irradiación promedio diaria y un mapa con las isolíneas de promedio anual (Figura 2). Similarmente Hernández et ál. (1991) publicaron el Atlas de Radiación Solar para la República Mexicana, utilizando la ecuación de Amstrong aplicada a imágenes de satélite, reportando mapas mensuales, estacionales y anuales de soleamiento efectivo y de isolíneas promedio diario de la radiación global, directa y difusa.

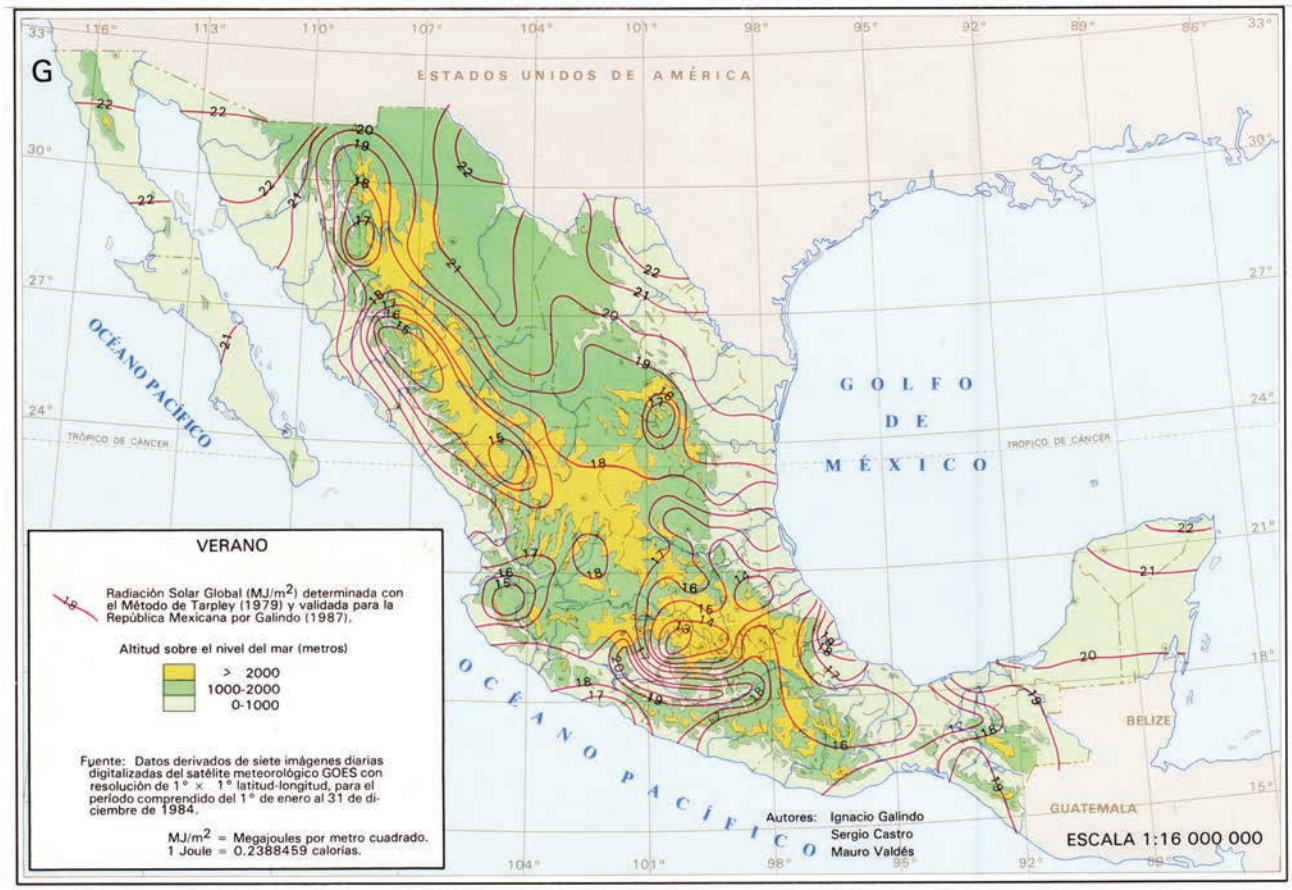
Figura 2. Isolíneas de irradiación diaria promedio anual en México en MJ / (m^2día)



Fuente: (Almanza et ál., 1992)

Galindo y Valdés (1992), Galindo y Cifuentes (1996), usaron imágenes de satélite de los radiómetros VISSR, con un rango de detección de longitudes de onda entre 550 y 750 nm. Las imágenes en el visible se transformaron en valores de irradiancia utilizando el modelo de Tarpley, modificado por Galindo et ál. (1991) mediante una corrección de coeficientes comparando los resultados del modelo con mediciones en superficie en la estación de Ciudad Universitaria en 1984. Con este método se generaron mapas mensuales con isolíneas de irradiación promedio diaria y uno con el promedio anual (Figura 3).

Figura 3. Isolíneas de irradiación diaria promedio anual en México, en MJ / (m^2 día). Los colores representan la altitud sobre el nivel del mar



Fuente: Adaptado de Galindo y Valdés (1992)

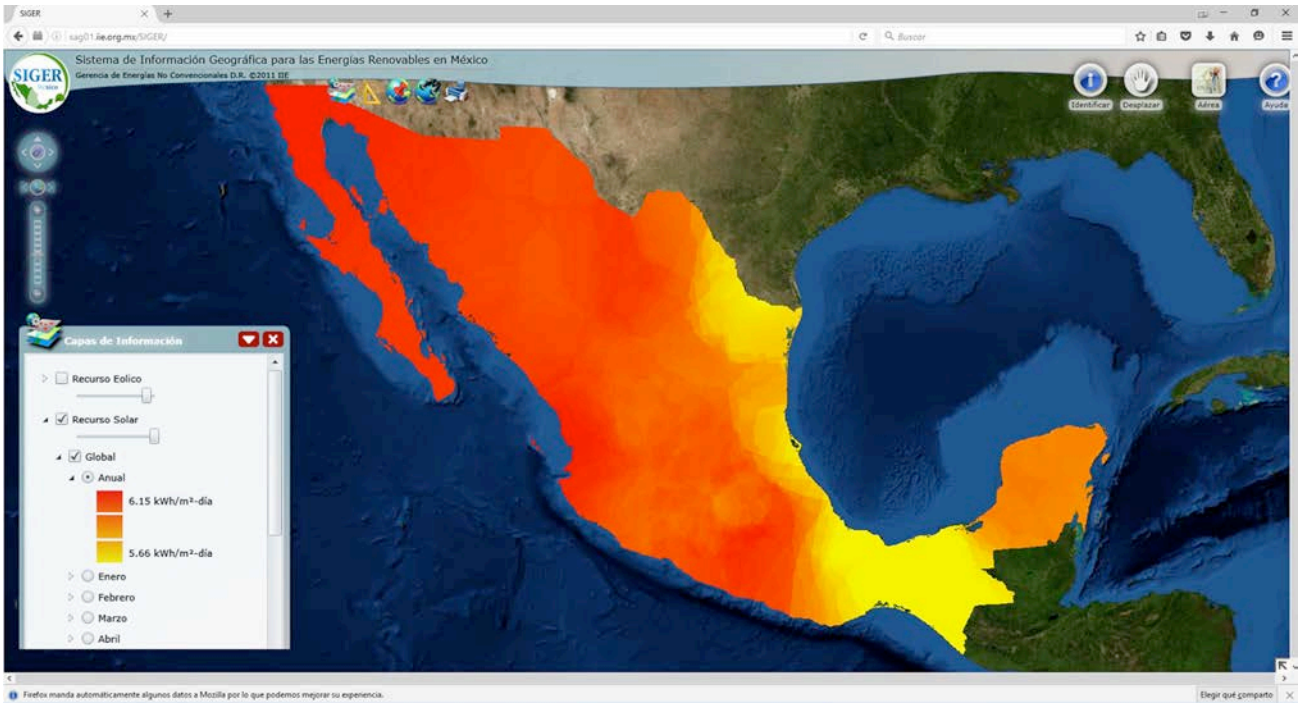
Renné et ál. (2000), compararon diferentes modelos aplicados para México, encontrando diferencias entre ellos superiores al 20 %. En particular se compararon los de Galindo y Valdés (1992), Hernández et ál. (1991), Almanza et ál. (1992), Galindo y Chávez (1977) y el modelo CSR (Maxwell, 1998) que utiliza datos de cobertura nubosa. Ellos concluyeron que el CSR es la estimación más precisa realizada en México hasta la fecha, sin embargo, no se hicieron validaciones posteriores con datos en superficie sino hasta el año 2013. Riveros-Rosas et ál (2015), compararon datos medidos y validados de las EMA del SMN, encontrando un error promedio del modelo de aproximadamente 5 % y un nivel de irradiación promedio diaria en todo el país de 5.5 KWh/m^2. Los datos del modelo CSR están en la página del Solar and Wind Energy Resource Assessment (SWERA), administrada por el National Renewable Energy Laboratory (NREL). Para México, el servidor provee datos de radiación solar promedio diaria mensual, con una resolución de 40 por 40 km sobre el territorio nacional, así como el promedio anual (Figura 4).

Figura 4. Irradiación diaria promedio anual para México a partir del modelo CSR, en kWh/ (m^2día)

Fuente; National Renewable Energy Laboratory - SWERA (http://maps.nrel.gov/swera)

En 2010, la CFE realizó una licitación pública para la elaboración de mapas de radiación solar en México con una resolución de 10 por 10 km utilizando el modelo de SUNY (Pérez et ál., 2002), sin embargo los resultados no están disponibles al público. También en 2010, el IIE publicó los resultados del proyecto Laboratorio Nacional para la Evaluación de Energías Renovables en México, financiado por CONACYT y el IIE. Existe muy poca información sobre los métodos utilizados para la implementación de los modelos (Figura 5).

Figura 5. Irradiación diaria promedio anual para México, en kWh / (m^2 día)



Fuente: Sistema de Información Geográfica para las Energías Renovables en México (SIGER)

En 2014 inició el proyecto del Centro Mexicano de Innovación en Energía Solar (CEMIESOL). Uno de los subproyectos consiste en la elaboración de un inventario nacional de energía solar, con la instalación de una red de referencia de estaciones solarimétricas en todo el país, además de la implementación de los modelos recientes de estimación de la radiación solar en superficie con una resolución espacial de 1 km^2. El proyecto será lidereado por el Instituto de Geofísica con otras entidades de la UNAM y diversas universidades e instituciones académicas de todo el país.

1.3 Radiación Solar Ultravioleta

En la Zona Metropolitana de la ciudad de México existe, desde el año 2000, una sola red de sensores de radiación solar Ultravioleta Banda "A" (UVA) y Banda "B" (UVB) la cual forma parte de la Red Automática de Monitoreo Atmosférico (RAMA) [www.aire.df.gob.mx]. Esta red cumple con los requerimientos de la Organización Meteorológica Mundial, sus sensores son calibrados periódicamente por un Centro para la Medición de la Radiación Solar, el cual pertenece a la Secretaría del Medio Ambiente del Gobierno del Distrito Federal.

La Sección de Radiación Solar del Instituto de Geofísica de la UNAM, cuenta con una estación que mide estos dos parámetros y sus instalaciones también cumplen con los requerimientos de la OMM, entre ellos, la calibración periódica; la estación, al igual que la red, se encuentra dentro de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México (www.rama.edomex.gob.mx).

Existen otros sensores de radiación y pequeñas redes como las de la ciudad de Toluca, la cual no había recibido mantenimiento alguno, actualmente el gobierno del estado, renovó el equipamiento y están en prueba los instrumentos, los cuales pueden considerarse confiables. Además se encuentra en proceso la instalación de sensores de ultravioleta en las estaciones de la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos (RUOA), en diferentes puntos del país. Dicha red esta bajo el resguardo de la Sección de Radiación Solar del Instituto de Geofísica. Existen escasos trabajos publicados sobre el comportamiento del UVB en superficie (Valdés et ál., 2014), así como un Atlas Nacional, en la plataforma de mapas de riesgo del Centro Nacional de Prevención de Desastres.

1.4 Recomendaciones

Es fundamental aumentar el número de estaciones que midan la radiación solar UVB en todo el país, pues los índices de cáncer de piel e incidencia de cataratas en ojos, aumenta peligrosamente. Las variaciones del espesor de la capa de ozono, pudiera durante el próximo año, considerarse un riesgo al cual están expuestos 120 millones de mexicanos.

Un problema fundamental en la evaluación de la radiación solar en superficie, es la obtención de datos confiables que alimenten a los modelos basados en imágenes satelitales. Diversos grupos de investigación y organismos de gobierno se enfrentan con dificultades para el mantenimiento de las redes de estaciones solarimétricas. Por tanto, es recomendable la creación del Servicio Radiométrico Mexicano, el cual tendría a su cargo la adecuada instalación, mantenimiento y procesamiento de datos, así como del monitoreo de la radiación solar en territorio nacional, además de la publicación de los datos y los sistemas de alertas relacionados con la exposición a la radiación solar y ultravioleta en todo el país.

2. Efecto antropogénico sobre el forzamiento radiativo

Entendemos por forzamiento radiativo (FR) a la anomalía de la radiación neta (de ondas corta y larga) manteniendo fija la de onda corta; por lo tanto, es el imbalance transitorio en el flujo de radiación de onda larga, en la tropopausa debido a un forzamiento externo al sistema climático (Mendoza et ál., 2016).

Aquí consideramos que el FR es debido al aumento antropogénico de gases de efecto invernadero (GEI) en la atmósfera, para condiciones de cielo raso, i.e., sin considerar el efecto radiativo nuboso. Los GEI cuyo FR calcularemos para México son bióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4) y bióxido de nitrógeno (N_2O). Hansen (2005) y los Cuarto (AR4) y Quinto (AR5) Informes de Evaluación del Panel Intergubernamentalde Cambio Climático [IPCC por sus siglas en inglés] (2007, 2013), completan la definición de FR permitiendo que penetre en la troposfera y su perfil vertical se modifique incrementando el gradiente térmico ( ); Mendoza et ál. (2016), lo hacen así. Ninguna otra alteración de la atmósfera o del clima se toma en cuenta; la temperatura superficial del mar y la criosfera permanecen fijas, especialmente.

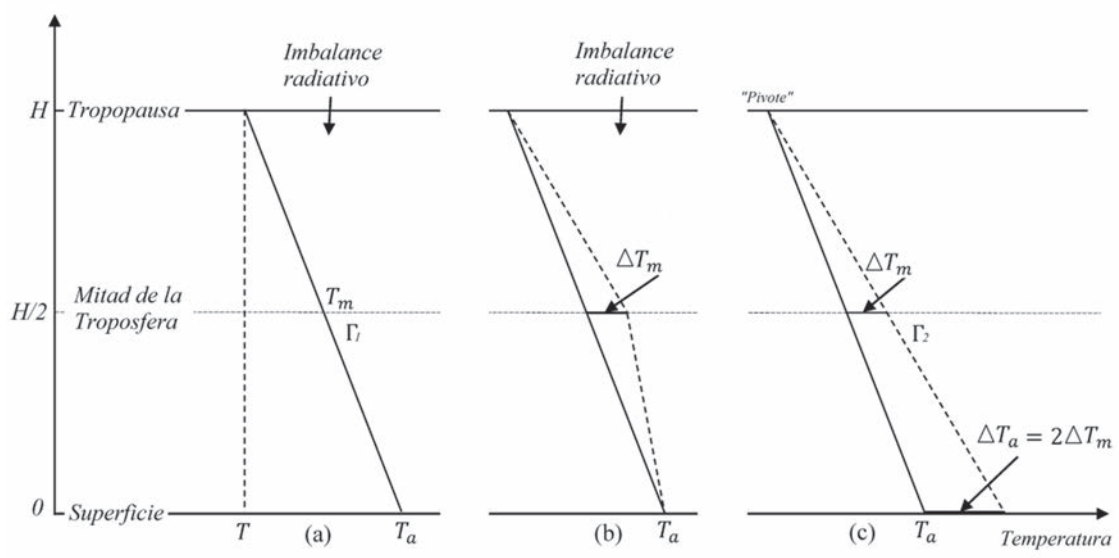
En términos de la Figura 2 de la Pregunta Frecuente 2.1 ¿Cómo contribuyen las actividades humanas a los cambios climáticos? y ¿Cómo se comparan con las influencias humanas? del AR4 - IPCC (2007), calcularemos el FR de los GEI de larga vida, exceptuando los halocarbonos, de la sección Actividades Humanas. Ya Garduño y Adem (1994), calcularon lo que entonces se llamaba perturbación radiativa inicial (PI) y que ahora es el FR al que Hansen (2005) y los AR4 y AR5 del IPCC (2007) le agregan el adjetivo *instantáneo*, según Myhre et ál. (2013); éste es el FR que aquí calculamos. Garduño y Adem (1994), evaluaron las PI por dos forzadores externos: la radiación solar total y la duplicación de CO_2 atmosférico. En el Modelo Termodinámico del Clima (MTC) de Adem (1962) la PI es la anomalía de radiación neta en la tropopausa. Usando los datos del Inventario Nacional de Emisiones de Gases de Efecto Invernadero (INEGEI, 2013) se calculan las concentraciones de los tres GEI, y usando las formulas del Tercer Reporte (AR3) del IPCC (2001) se calcula el FR.

2.1 Forzamiento radiativo antropogénico

Al aumentar la concentración de GEI en la atmósfera, aumenta su absortividad de onda larga (saliente); la cual produce un FR en la tropopausa (cuya temperatura es Γ), que causa a su vez un aumento de , ajustándose el perfil de temperatura al nuevo estado. El perfil básico de la troposfera en el MTC (Adem, 1962) es lineal con Γ=6.5 km_1(Figura 6).

Mendoza y colaboradores (2016), calcularon para cualquier FR en general, y un incremento de CO_2 en particular, la respuesta atmosférica como un incremento de temperatura (ΔT_m) constante y uniforme en todos los niveles de la troposfera, manteniendo fija *T*. Posteriormente, actualizaron este análisis con base en Hansen (2005) y los AR4 y AR5 del IPCC (2007) (Mhyre et ál., 2013); ahora el FR, es un imbalance transitorio en el flujo de radiación neta en la tropopausa. La respuesta de la troposfera para recuperar el balance radiativo en la tropopausa, es una anomalía de su temperatura variable con la altura, que en la superficie se incrementa hasta ΔT_a. En la Figura 7 mostramos esquemáticamente este proceso (Hansen, 2005, citado por Mhyre et ál., 2013), que difiere un poco del que aparece en el AR4 del IPCC (2007).

Figura 6. Representación esquemática del cambio de perfil térmico en la troposfera generado por el FR (Ec. 3); el cual tiene un punto fijo en la tropopausa (H) a manera de pivote, parte (a). En la superficie la temperatura del aire se incrementa en ΔT_a, parte (c). Hay un paso intermedio en donde a la mitad de la troposfera (H/2) ya se dio el cambio (ΔT_m), mientras que en la superficie aún no, parte (b)



Fuente: (Mendoza et ál., 2016)

El FR se calcula como una anomalía (Δ) transitoria en el balance de radiación de onda larga (F) en la tropopausa, con cielo raso y dejando fija la radiación de onda corta. Esta ΔF se debe al incremento de GEI que provoca la disminución del flujo de radiación de onda larga saliente y aumenta el respectivo flujo hacia abajo. La Figura 7 muestra con flechas los flujos de onda larga en la tropopausa, la radiación entrante tiene signo positivo y los flujos salientes son negativos:

$$F = e_v \sigma T^4 - (1 - e_m)\sigma T_s^4 - e_m \, \sigma T^4 \qquad (1)$$

Donde *e* es la emisividad, el subíndice *m*(*v*)se refiere a la troposfera (estratosfera), $e_m \sigma T^4$ es el flujo de radiación emitido hacia la estratosfera por los GI troposféricos, $e_v \sigma T^4$ es la radiación emitida hacia la troposfera por los GEI estratosféricos, $(1 - e_m)\sigma T_s^4$ es la

radiación emitida por la superficie (con temperatura T_s) que pasa (sin ser absorbida) a través de la troposfera y que sí es absorbida por la estratosfera; σ es la constante de Stefan-Boltzmann.

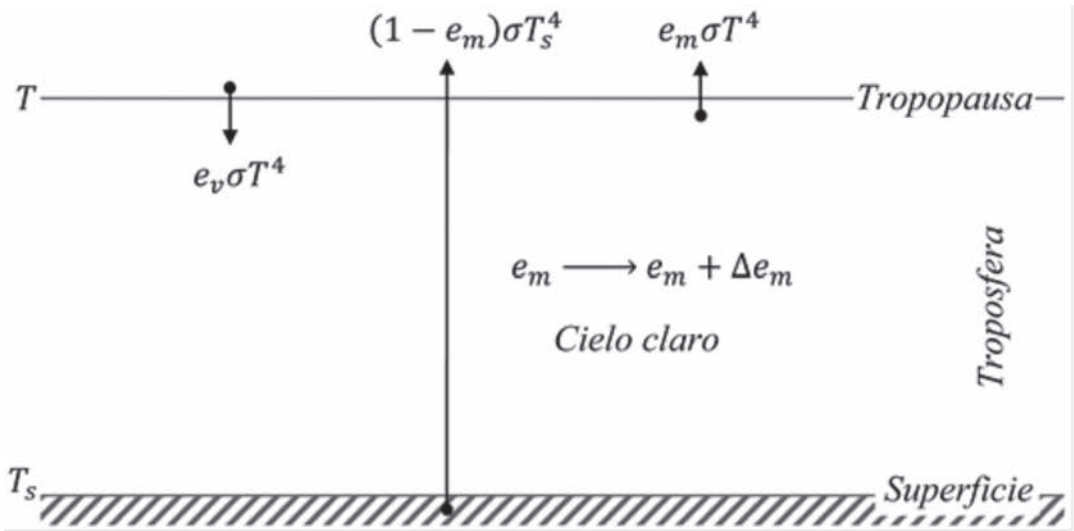
El incremento inicial de los GEI en la troposfera está representado en la Figura 7 por la transición $e_m \rightarrow e_m + \Delta e_m$; además, suponemos que el correspondiente incremento de los GEI en la estratosfera es despreciable; esto implica que F se incrementa en la siguiente forma (Mendoza et ál., 2016):

$$F + \Delta F = e_v \sigma T^4 - (1 - e_m)\sigma T_s^{\,4} - e_m \sigma T^4 + \Delta e_m \sigma (T_s^4 - T^4) \qquad (2)$$

Y al restar la ecuación (1) de la (2), se obtiene el imbalance radiativo:

$$\Delta F = \Delta e_m \sigma (T_s^4 - T^4) \qquad (3)$$

Figura 7. Esquema del imbalance radiativo de onda larga en la tropopausa con cielo raso. Los flujos están representados por las flechas verticales: positivo el que entra en la troposfera y negativo el que sale



Fuente: (Hansen, 2005, citado por Myhre et ál., 2013)

Regresando a la Figura 6, en la parte (a) se muestra el imbalance radiativo (forzador instantáneo). La parte (b) ilustra el siguiente paso, en donde el calentamiento ha penetrado hasta la mitad de la troposfera y, por un ajuste T_m, resulta ΔT_m a la mitad de la troposfera; dando lugar a un nuevo Γ_2, que va desde allí hasta la tropopausa. Hasta este paso se mantiene fija la temperatura del aire superficial (T_a), por lo que el gradiente térmico de la mitad inferior de la troposfera disminuye momentáneamente. El resultado final, parte (c), es un ajuste de temperatura en todos sus niveles (incluyendo la T_a) y la consecuente modificación del gradiente térmico (Γ_2) en toda la troposfera. Este nuevo perfil se comporta como si tuviera un pivote en la tropopausa (i.e., T se mantiene fijo), el perfil térmico se columpia hacia la derecha y, por lo tanto, la T_a se incrementa en ΔT_a. En nuestro esquema hacemos una idealización adicional a las de Hansen y de los AR4 y AR5 del IPCC (2007) que se muestra Myhre et ál. (2013); i.e., ambos perfiles térmicos (original y modificado) son lineales; es decir, el nuevo perfil tiene un Γ_2 también constante y uniforme, pero con un valor mayor Γ_1. Por esta linealidad de ambos perfiles $\Delta T_a = 2\,\Delta T_m$ (Mendoza et ál., 2016).

2.2 Cálculo de forzamiento radiativo debido a cambios de concentración o de emisión

El INEGEI publicó un inventario para 1990 - 2010 (INEGEI, 2013). Este inventario muestra que en los últimos dos años las emisiones de los tres principales GEI: CO_2, CH_4 y N_2O prácticamente se estabilizaron. Para cuantificar la contribución de México al FR global por las emisiones de estos gases, reportadas al 2011 por el AR5 del IPCC (Mhyre et ál., 2013), Mendoza y autores (2016) agregan un año más a la serie del INEGEI, suponiendo que sus emisiones para 2011 fueron iguales a las de 2010. De esta manera, en el periodo 1990 - 2011, las emisiones mexicanas acumuladas de estos gases fueron 9´938,066 Gg de CO_2, 131,830 Gg de CH_4 y 4,296 Gg de N_2O; en particular, entre 25.4 y 33.7 % de las emisiones de CH_4 pueden ser atribuibles a la fermentación entérica del ganado (González y Ruiz-Suárez, 1995; Castelán-Ortega et ál., 2014).

Mendoza et ál. (2016) supusieron que para México, al igual que para el resto del mundo, sólo 45, 3.7 y 23.2 % (IPCC, 2013 y 2001) de las emisiones de CO_2, CH_4 y N_2O, respectivamente, son retenidas y distribuidas de manera homogénea en la atmósfera; entonces el país contribuyó a las emisiones globales durante este periodo, con 4´472,130, 4,878 y 997 Gg de CO_2, CH_4 y N_2O, respectivamente. Tomando en cuenta el peso molecular de estos gases y del aire seco, así como la masa del aire seco de la atmósfera, estas cantidades corresponden a 0.57 ppmv de CO_2, 1.75 ppbv de CH_4 y 0.13 ppbv de N_2O. Por su parte, el AR5-IPCC (Myhre et ál., 2013) reporta al 2011 concentraciones de CO_2, CH_4 y N_2O de 391 ±0.2 ppmv, 1,803 ±2 ppbv y 324 ±1 ppbv, con FR (en relación a los valores de 1,750) de 1.82 ±0.19, 0.48 ±0.05, y 0.17 ±0.03 Wm^{-2} respectivamente. Según Mendoza et ál. (2016), estos FR representan incrementos de 44.5, 7.63 y 40.2 % con respecto a los FR calculados para 1990 con las fórmulas paramétricas reportadas en el AR3-IPCC (2001). Además se concluye que si se quitan las emisiones de México, estos incrementos serían 43.9, 7.49 y 39.9 %. Esto significa que la contribución de México es, en términos absolutos ($\%D_{ctry}$), de 0.62, 0.14 y 0.32 puntos porcentuales, y en términos relativos ($\%d_{ctry}$) de 1.42, 1.85 y 0.79 %, respectivamente.

La contribución por país al FR global también se hizo para España, Argentina y Estados Unidos, quienes al igual que México, han elaborado su inventario nacional de emisiones de GEI, respondiendo al compromiso internacional ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC). El año base de los inventarios es 1990 de acuerdo con el AR1-IPCC (1990). El inventario español reporta sus emisiones año con año desde 1990 a 2012; el de Argentina sólo reporta las emisiones de cuatro años: 1990, 1994, 1997 y 2000; Mendoza y colaboradores (2016), multiplican el promedio aritmético de estos cuatro años por 22, para obtener una estimación de las emisiones acumuladas por Argentina en el periodo 1990-2011. Estados Unidos reporta sus emisiones para seis años: 1990, 2005, 2008, 2009, 2010 y 2011; el promedio aritmético es multiplicado por 22 para obtener las emisiones acumuladas en el periodo considerado.

El cuadro 1. (Mendoza et ál., 2016), muestra las emisiones per cápita en kg/año de CO_2 equivalente (debido al potencial de calentamiento de cada uno de los tres principales GEI o Global Warming Potential [GWP] del IPCC [2001, 2007 y 2013], así, 1 Gg de CH_4 equivale a 21 Gg de CO_2, mientras que 1 Gg de N_2O equivale a 310 Gg de CO_2), estas se calcularon para 2010 (segunda columna) con relación a México, España, Argentina y Estados Unidos; asímismo se calcularon las emisiones retenidas (Gg) en la atmósfera de los tres principales GEI entre 1990 y 2011 (tercera columna), con las cuales se calcula la contribución de cada país al FR global (cuarta y quinta columnas). Comparativamente, las emisiones retenidas en la atmosfera de CH_4 y N_2O entre Argentina y México son muy semejantes, y por consiguiente sus contribuciones al FR global también lo son. Sin embargo, las emisiones de CO_2 de Argentina y su contribución al FR son considerablemente más bajas que las de México y España. Las emisiones per cápita de España, Argentina y Estados Unidos, en unidades de CO_2 equivalente, son 113.5 %, 87.9 % y 286.9 % de las de México. Las emisiones retenidas de CO_2 correspondientes a Estados Unidos son en porciento, 12.5, 19.4 y 65.1 veces mayores que las de México, España y Argentina, respectivamente; y su contribución al FR global por este gas, es 15.1, 23.6 y 79.4 veces mayor que las de los mismos países, respectivamente. Además, debemos tener en cuenta que el producto interno bruto (PIB) de Estados Unidos es ~13.3, 12.4 y 27.5 veces mayor que el de México, España y Argentina, respectivamente (Banco Mundial (http://www.worldbank.org).

2.3 Recomendaciones

Los estudios realizados por Garduño y Adem (1994) sobre el FR calculado con el MTC son pioneros en México y Latinoamérica y se han continuado hasta la fecha (Mendoza et ál., 2010; 2016). Sin embargo, sólo se han realizado en el Centro de Ciencias de la Atmósfera y el Instituto de Geofísica de la UNAM; por lo tanto, consideramos que estas investigaciones deberían hacerse en más instituciones nacionales para profundizar el conocimiento en el tema. Se sugiere hacer un segundo Estudio de País-México, en donde se dé especial importancia a los estudios de forzamiento radiativo y sus efectos en el cambio climático, tal y como se pone de manifiesto en el AR5 del IPCC (Myhre et ál., 2013).

Cuadro1. Emisiones per cápita en kg/año de CO_2 equivalente calculadas para 2010 para México, España, Argentina y Estados Unidos (EE. UU.), así como las emisiones retenidas (Gg) en la atmósfera de los tres principales GEI entre 1990 y 2011, con las cuales se calcula la contribución de cada país al FR global (Mendoza et ál., 2014)

País	Emisione per capita de CO_2 -eq calculadas para 2010 (kg/año)	Emisione retenidas en 1900–2011 en la atmósfera (Gg)			Contribución al FR global % *D* (pts porctl)			Contribución al FR global % *d* (%)		
		CO_2	CH_4	N_2O	CO_2	CH_4	N_2O	CO_2	CH_4	N_2O
México	6,492	4'472,130	4,878	997	0.62	0.14	0.32	1.42	1.85	0.79
España	7,372	2'888,497	1,210	438	0.40	0.03	0.14	0.91	0.45	0.35
Argentina	5,707	861,310	3,191	981	0.12	0.09	0.31	0.27	1.21	0.78
EE. UU.	18,629	56'064,530	23,178	6,795	7.86	0.71	2.16	21.44	10.24	5.68

3. Química atmosférica

El tiempo de vida o residencia de los GEI en la atmósfera es de suma importancia para establecer cómo se afecta el balance radiativo si hay un cambio en sus concentraciones o una perturbación. Existen una gran cantidad de procesos que participan en el tiempo de vida de los GEI como por ejemplo a través de la remoción húmeda, su deposición seca, su captura en procesos biogeoquímicos y su interacción con el océano. Sin embargo, también hay que considerar que muchos de los GEI son químicamente activos, tanto mediante la interacción con otras sustancias como a tavés de reacciones fotoquímicas (Finlayson-Pitts y |Pitts, 2000).

3.1 Gases de efecto invernadero bien mezclados

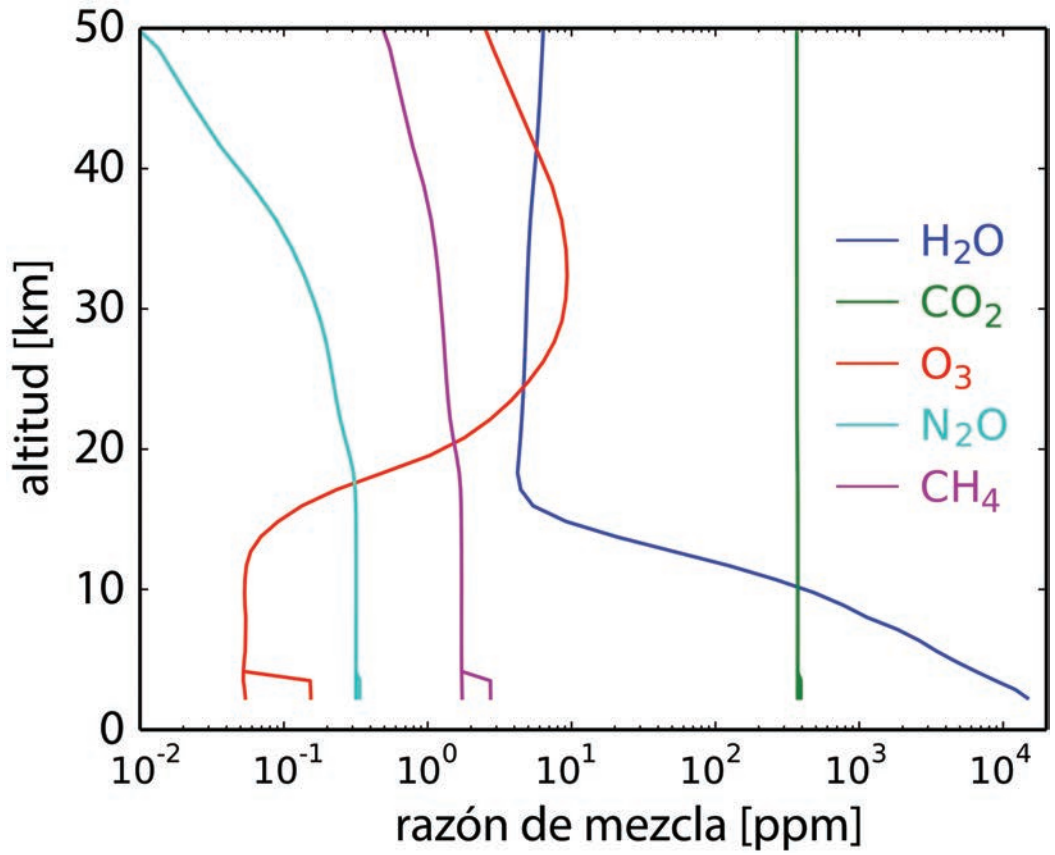
Los GEI bien mezclados son aquellos cuya concentración troposférica comunmente medida en sitios remotos es representativa de la carga actual del planeta. Sus tiempos de vida en la atmósfera son suficientemente largos, lo que contribuye a que sus concentraciones de fondo sean mayores y su variabilidad esté dominada por el ciclo estacional y zonal que los caraterizan. Debido a que las variaciones locales de estos gases son pequeñas, los cálculos para evaluar su efecto en el balance energético a través del FR no dependen de la localidad geográfica de su emisión. En caso de evaluarse el aumento del FR en México debido a las emisiones de GEI bien mezclados, se tendrían que considerar no sólo las emisiones reportadas para este país, sino de todo el planeta (IPCC, 2007).

Entre los GEI bien mezclados con sus respectivos tiempos de vida, se considera según su importancia al bióxido de carbono (CO_2) con entre cinco y 200 años, al metano (CH_4) con 12 años, al óxido nitroso (N_2O) con 114 años, y otros compuestos alogenados

(AR3-IPCC, 2001). Las concentraciones de los primeros tres están en aumento y esto resulta en un FR mayor y por consiguiente en un aumento en la temperatura media de la superficie. El componente antropógeno del FR de los GEI bien mezclados asciende actualmente a 2.43 W/m^2 (IPCC, 2001, p.358). A diferencia de los GEI de vida corta (ver abajo) y en particular los efectos directos e indirectos de los aerosoles, la certidumbre con la que conocemos este forzamiento en los GEI bien mezclados es muy alta.

En las grandes ciudades y zonas industriales, la emisión de GEI bien mezclados, en particular el CO_2 y CH_4, es significativamente mayor y el FR claramente aumenta. No obstante el calentamiento en grandes urbes como la Ciudad de México, se debe principalmente al cambio de uso de suelo y al efecto de la llamada isla de calor (Jáuregui 2000). De las concentraciones de los GEI bien mezclados medidos en la Ciudad de México por Grutter (2003) y Bezanilla (2014), se puede estimar esta contribución urbana al FR total. Las concentraciones de CO_2, CH_4 y N_2O, presentan mayor variación para la Ciudad de México (Grutter, 2003), en donde a corto plazo hay un ciclo diurno con una diferencia entre el mínino y máximo característico de las fuentes locales. Esta variabilidad local no refleja la estacionalidad, los cambios interanuales o las tendencias globales de los GEI y para entender su contribución dentro de la capa limite, se grafican. En la Figura 8, los perfiles con y sin esta perturbación, la distribución vertical de los GEI es el promedio de las simulaciones obtenidas con el modelo Whole Atmosphere Community Climate Model (WACCM) para esta localidad, para el periodo 1980 - 2020 (Liu et ál., 2010 y Hannigan, 2013).

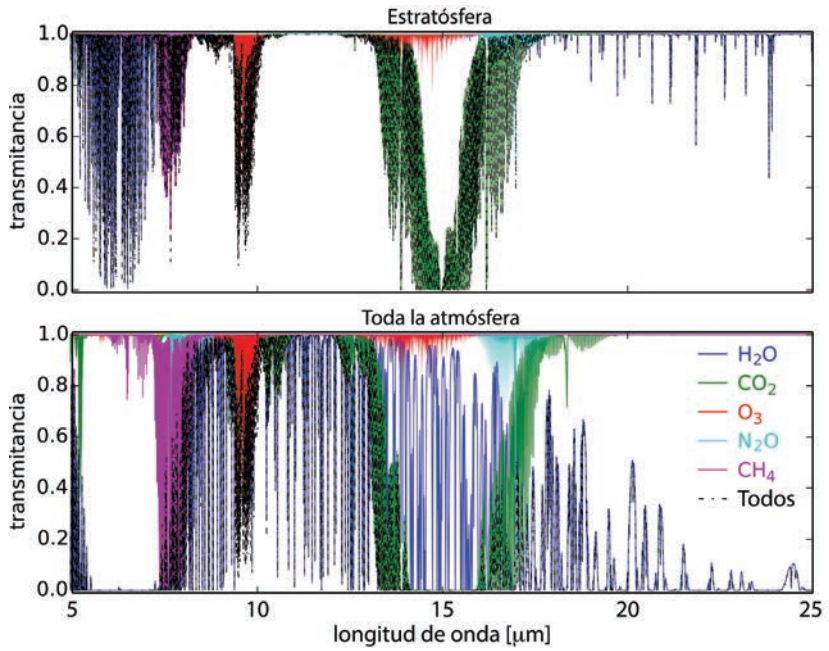
Figura 8. Perfiles de concentración promedio de los principales GEI sobre el Centro de México, considerando una perturbación en la capa límite planetaria debido a fuentes urbanas e industriales (ver texto arriba)



Fuente: (Liu et ál., 2010 y Hannigan, 2013)

La perturbación en las concentraciones dentro de la capa límite planetaria de la Ciudad de México se estima del estudio de Grutter (2003), con una variabilidad de 5 % (20 ppm) para el CO_2, 4 % (20 ppb) para el N_2O y de hasta 50 % para el CH_4. Se estima que la perturbación en el capa límite afecta las primeras 3 capas del modelo en un espesor de aproximadamente 1.2 km. Un aumento en la concetración local de GEI en contraste al fondo suguiere que la ciudad es un gran contribyente del aumento del efecto invernadero y del calentamiento global. Sin embargo, no se aprecia un efecto significativo en el calentamiento local por el aumento de sus concentraciones en la capa límite. La Figura 9, muestra que el cambio en la transmitancia de la radiación solar a través de la atmósfera es muy pequeño y no se nota cómo el FR local afecta la temperatura en la ciudad.

Figura 9. Transmitancia de la atmósfera en el rango espectral en el que la Tierra emite la mayor parte de la radiación (5 a 25 µm). En el panel superior esta la transmitancia de la estratosfera para alturas > 15 km. El panel de abajo muestra la transmitancia de la atmósfera completa sobre el centro de México



Fuente: (Hase et ál., 2004)

3.2 Gases de efecto invernadero de vida corta

Los GEI pueden ser químicamente activos, afectando su permanencia en la atmósfera y por lo tanto al FR durante ese tiempo. Inclusive, hay gases que no se emiten directamente desde la superficie ya sea a través de procesos naturales o actividades humanas, sino que se están formando y destruyendo continuamente a partir de reacciones fotoquímicas. Tal es el caso del ozono (O_3), que tiene un papel fundamental en el balance radiativo. Se define a los GEI de vida corta como aquellas sustancias con una residencia de un par de días a un par de décadas, y tienen un efecto en el balance radiativo. Los principales GEI de vida corta son el CH_4, el O_3 troposférico y algunos hidrofluorocarburos. El CH_4 se puede considerar también un GEI de vida corta ya que puede oxidarse rápidamente en atmósferas contaminadas principalmente a través de su reacción con el radical hidroxilo (Finlayson-Pitts y Pitts, 2000).

El aumento reportado de 0.4 W/m^2 (IPCC-2013, Myhre et ál., 2013) en el FR de O_3 troposférico se debe a la emisión de CH_4, los óxidos de nitrógeno, el monóxido de carbono y otros compuestos orgánicos volátiles mediante divesas actividades humanas. Los cambios reportados en el FR del O_3 estratosférico son de -0.05 W/m^2 (IPCC-2013, Myhre et ál., 2013), sin embargo, se

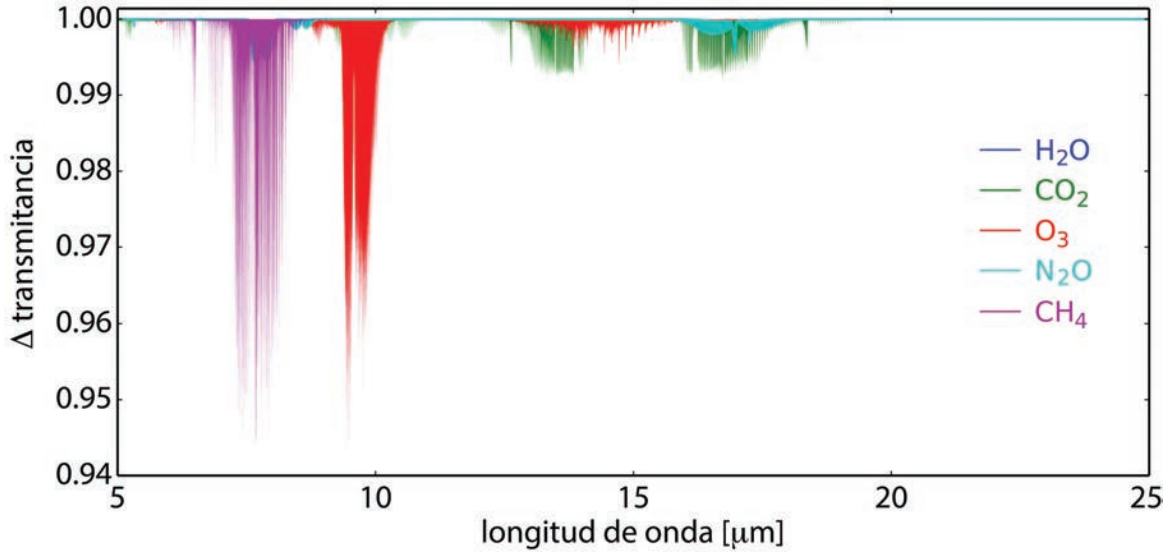
deben principalmente a su destrucción causada por los halocarbonos, muchos de los cuales también se originan de actividades atropógenas. Ya que el FR del O_3 tiene una alta dependencia tanto latitudinal como en la altura, es de gran importancia contar con información vertical de este gas. En México no se cuenta con un programa continuo de medición de perfiles a través de ozonosondeos, lo cual le correspondería al Servicio Meteorológico Nacional, pero existen estudios aislados con datos escasos (Thompson, 2008; Kanda 2014). Recientemente se obtienen los perfiles de O_3 en el Centro de Mexico con una técnica de percepción remota (Plaza et ál., 2013).

3.3 Propiedades espectrales de los gases de invernadero y códigos de transferencia radiativa

La radiación solar aumenta la temperatura de la supericie terrestre y ésta re-emite parte de esa energía como calor. Una buena parte de esta radiación se emite en el rango infarrojo (5 a 25 µm) y los GEI absorben, según sus caracterísiticas moleculares, en diferentes partes del espectro. En la Figura 9 se presenta la transmitancia de dos regiones atmosféricas; la estratosfera (>25 km) en el panel superior, en el que se aprecia la atenuación de la radiación saliente debida principalmente al CO_2, O_3, y H_2O solamente en partes específicas del espectro. La línea punteada representa la transitancia debida al total de GEI. A medida que se van incluyendo capas inferiores, la transmitancia disminuye debido a la presencia de una mayor concentracion de gases cerca de la superficie (ver Figura 9). Esto se aprecia en el panel inferior de la figura donde se integra el efecto de absorción de los GEI a lo largo de toda la atmósfera; la línea punteada muestra un osurecimiento a través de prácticamente todo el espectro. Las transmitancias se calcularon con el código de transferencia radiativa PROFFIT (Hase et ál., 2004) a alta resolución espectral (10 µm) para identificar la contribución de cada gas, y se utilizaron los perfiles promedio (1980-2020) de los gases mostrados a partir del modelo WACCM para esta región.

En la Figura 10, se muestra el cambio en la transmitancia total para perturbaciones significativas en la emisión de GEI dentro de la capa límite planetaria, como por ejemplo, debido a las emisiones de la Ciudad de México. Hay cambios menores al 3 % en ciertas longitudes de onda, que no representan efectos significativos en el FR cuando se integra en todo el espectro infrarrojo. Sin embargo, se sabe que las grandes ciudades contribuyen a las emisiones globales de GEI y por lo tanto a los aumentos en la temperatura promedio global que se ha venido manifestando desde la era industrial.

Figura 10. Cambio en la transmitancia por el aumento de gases GEI según la perturbación considerada dentro de capa limite (ver texto y Figura 9)



Fuente: (Hase et ál. 2004)

3.4 Ozono atmosférico

3.4.1 Ozono troposférico

Los primeros artículos científicos aparecieron a inicios de la década de los años 60 en la Universidad Nacional Autónoma de México (Bravo, 1960; Bravo y Lodge, 1964) con mediciones en campo de los mismos autores. Sistemáticamente la medición de O_3 se hace actualmente en 26 estaciones en la Zona Metropolitana de la Ciudad de México, estas estaciones cuentan con procedimientos bien establecidos para su mantenimiento preventivo y calibración periódica, dichos procedimientos y equipos son auditados anualmente por la Environmental Protection Agency de los Estados Unidos, la información de O_3 está publicada en el sitio www.airnow.gov, respaldando la calidad de las mediciones del Gobierno del Distrito Federal. En el país, existen más de 10 redes de medición de O_3 troposférico, que se encuentran en Monterrey, Puebla, Guadalajara, Aguascalientes, Tijuana, Ciudad Juárez, etc., pero ninguna de ellas se somete a procedimientos rigurosos de auditoria, y su información no es totalmente confiable, en cuanto a artículos científicos, existen un gran número de ellos, por ejemplo, Juarez et ál., 1995; Bravo et ál., 1996 que pueden ubicarse en revistas indexadas.

3.4.2 Ozono estratosférico

México cuenta con el Espectrofotómetro Dobson No. 98, bajo el resguardo de la Sección de Radiación Solar del Instituto de Geofísica de la UNAM, dicho instrumento a lo largo de su estancia en nuestro país, ha proporcionado información de la capa de O_3 desde 1974 a la fecha con una interrupción durante los años 2000 a 2012; en el año 2013, el instrumento fue sometido a un procedimiento de mantenimiento e intercomparación con un instrumento patrón en las jornadas organizadas por la Organización Meteorológica Mundial en Buenos Aires, Argentina; a partir de este año, la información se publica y envía a la Agencia del Medio Ambiente de Canadá, encargada de la Base de Datos Mundial de estos instrumentos, los datos pueden consultarse en: www.es-ee.tor.ec.gc.ca/e/ozone/ozoneworld.ttm. Durante los últimos 10 años, no existen artículos científicos con información de medidas en nuestro país.

3.5 Recomendaciones

Es evidente la importancia de contar con un sistema de observación de GEI que incluya una red de instrumentos in situ para la evaluación de la variabilidad y tendencia en la concentración de estos gases. También es de suma importancia contar con un programa de lanzamiento de radiosondas para conocer la distribución vertical del O_3 y su variabilidad en diferentes puntos del país. Recientemente, la UNAM ha puesto en marcha la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos (RUOA, www.ruoa.unam.mx) que incluye la instalación de seis equipos para medir el CO_2 y CH_4 continuamente en sitios de diversas caracterísiticas en la República Mexicana. Asimismo, el Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM cuenta con instrumentos de percepción remota para medir perfiles y la variabilidad del O_3 estratosférico. Estas iniciativas, sin embargo, no satisfacen las necesidades del país y se requiere que las agencias gubernamentales participen en establecer sistemas de medición de GEI con programas permanentes.

4. Efecto solar y volcánico sobre el forzamiento radiativo

La emisión electromagnética del Sol, resultado de su actividad, ocurre a diferentes escalas temporales que incluyen minutos, años, décadas, siglos, milenios o millones de años. La variación de los parámetros orbitales terrestres (ciclos de Milankovitch) también produce variaciones de la energía radiante que llega a la Tierra a escalas de miles de años o mayores. El forzamiento volcánico es episódico, pudiendo tener impactos rápidos y profundos en el clima. Tanto los volcanes como el Sol, son los forzadores naturales más importantes del cambio climático dentro del periodo que comprende del inicio de la era industrial al presente.

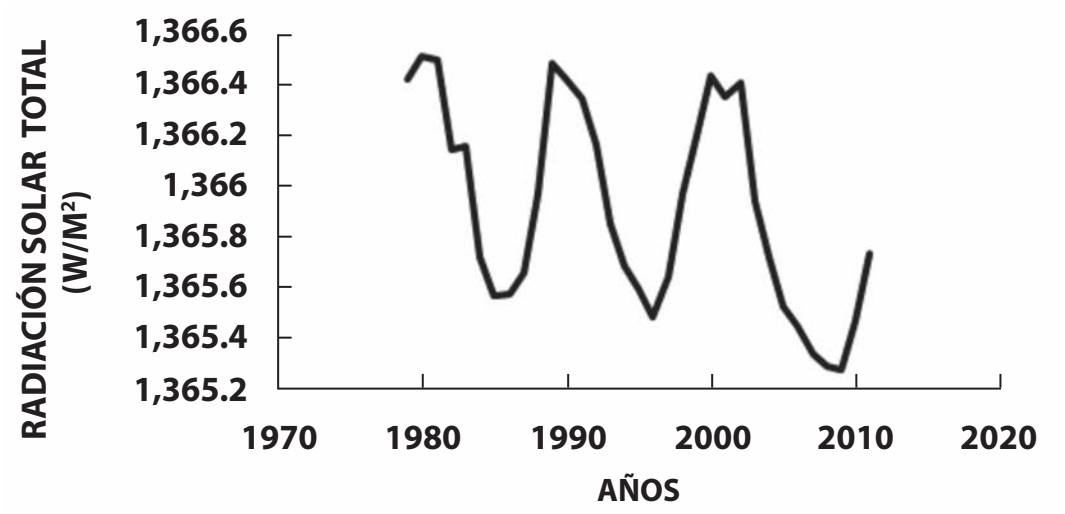
4.1 Forzamiento Solar

La radiación solar total (RST) es la cantidad de energía emitida por el Sol en todas las longitudes de onda que recibe la Tierra en el tope de la atmósfera. El FR (ajustado estratosféricamente) debido a cambios en la RST entre el inicio de la era industrial en el año 1750 y 2011 es de 0.05 (0.00-0.10) W/m^2, de acuerdo con el Quiinto Reporte de Evaluación del IPCC (Myhre et ál., 2013).

4.1.1 Mediciones satelitales de la radiación solar total

Se tienen mediciones satelitales directas de la RST desde 1978 (Wilson y Mordvinov, 2003; Dewitte et ál., 2004; Fröhlich, 2006), las cuales presentan una clara periodicidad de 11 años, en fase con el ciclo de manchas solares. En la Figura 11 se muestra la composición Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos (PMOD) (Fröhlich, 2009) de la RST obtenida usando datos de varios satélites.

Figura 11 Promedios anuales de la RST de la serie compuesta PMOD



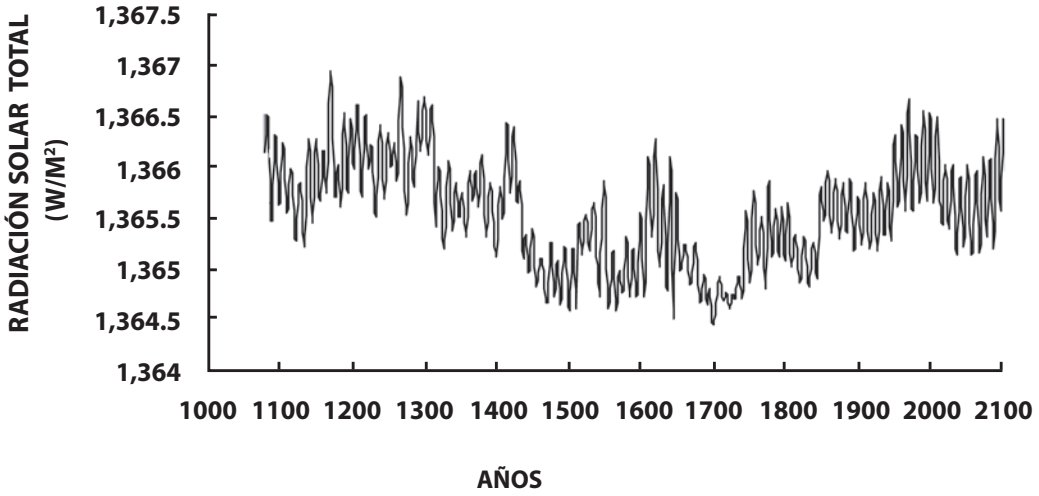
Fuente: (Fröhlich, 2009)

4.1.2 Variaciones de la radiación solar total desde la era preindustrial

También es posible reconstruir la RST del pasado, con base en observaciones de manchas solares, se hace desde el año 1610 (p. ej. Wang et ál., 2005; Krivova et ál., 2010). La reconstrucción de la RST en tiempos más remotos, se realiza con base en la concentración de isótopos cosmogénicos producidos por rayos cósmicos galácticos en la atmósfera (p. ej. Steinhilber et ál., 2009; Delaygue y Bard, 2011); estos isótopos se depositan en diversos archivos naturales, tal es el caso del ^{10}Be obtenido de núcleos de hielo o el ^{14}C obtenido de los anillos de árboles, que nos permiten obtener la RST desde hace aproximadamente 10 000 años. Estas reconstrucciones de la RST muestran que el Sol presenta periodos de varias decenas de años durante los cuales su actividad puede ser menor o mayor a la normal (p. ej. Abreu et ál., 2008; Velasco-Herrera et ál., 2015), a los que se les conoce como mínimos o máximos seculares y contribuyen al enfriamiento y calentamiento del clima, respectivamente. El periodo de actividad mínima secular más antiguo del que se tiene buena información ha sido el mínimo de Maunder, ocurrido entre los años 1635 y 1702. Ha habido mínimos seculares anteriores y posteriores al de Maunder. Los posteriores, el de Dalton, 1767 - 1826 y el Moderno, 1885

- 1945, muestran una disminución en la actividad solar y en particular en la radiación solar menos severas comparadas con la de Maunder (Velasco-Herrera et ál., 2015). Desde el Mínimo de Maunder al presente, la RST ha aumentado, causando un FR de 0.20 W/m^2 (Velasco-Herrera et ál., 2015). En la Figura 12 se aprecia la modelación de la RST de Velasco-Herrera et ál. (2015) desde el año 1000, basada en el método Least Squares Support Vector Machines, aplicado por primera vez para estimar un índice solar.

Figura 12. Serie de la Radiación Solar Total entre 1000 y 2100



Fuente: (Velasco-Herrera et ál., 2015)

4.1.3 Estimaciones futuras de la variación de la radiación solar total

Entre los mínimos de actividad solar de 1986 y 2008 que es el más reciente, se ha observado un forzamiento radiativo solar de -0.04 (0.0-0.08) W/m^2 (Myhre et ál., 2014), que junto con otras manifestaciones solares (p. ej. McComas et ál., 2008; Smith y Balogh, 2008), indican la posibilidad de que nuestra estrella se aproxime a entrar en un nuevo estado de actividad solar mínima secular. Hay trabajos que predicen que esto es en efecto el caso (Jones et ál., 2012; Steinhilber y Beer, 2013; Velasco-Herrera et ál., 2015) pero todavía la evidencia es débil, por lo que es muy necesario desarrollar más investigaciones al respecto. La Figura 12 muestra la modelación de Velasco-Herrera et ál. (2015). Estos autores encontaron un gran mínimo para el siglo 21 que empezó en el año 2004 y finalizará en el año 2075. El FR entre el presente y este mínimo será de -0.07 W/m^2 (-0.03 a -0.11 W/m^2), muy parecido al del Mínimo Moderno.

4.1.4 El papel de los rayos cósmicos en el clima

Los rayos cósmicos (RC) son patículas de muy altas energías (10^9-10^{21} eV), principalmente protones y partículas α, que provienen de fuera del Sistema Solar. Al ingresar se encuentran con el campo magnético interplanetario que es el campo generado por el Sol. En épocas de alta (baja) actividad solar este campo tiene una topología muy compleja (más sencilla) y dispersa mucho (poco) a los RC. Al llegar al entorno terrestre, los RC se encuentran con el campo geomagnético que también modula su entrada. Sin embargo los efectos de estos dos campos se dan en escalas de tiempo diferentes, en el caso del campo interplanetario, éste tiene variaciones evidentes a lo largo de 11 años, mientras que para el geomagnético son mucho más lentas, presentándose de

manera evidente sólo a lo largo de siglos o milenios. Entonces el flujo de los RC que ingresa a la Tierra depende de la actividad solar en escalas de tiempo de décadas (ver p. ej. Cordero et ál., 2013).

Se ha propuesto que los rayos cósmicos, modulados por la actividad solar, pueden crear iones atmosféricos facilitadores de la producción de aerosoles que son nucleadores de nubes (Dickinson, 1975; Kirkby, 2007). Al modificar las propiedades de las nubes se modifica su albedo y por tanto el clima. Sin embargo, el AR5-IPCC (Myhre et ál., 2013) concluye que este mecanismo es demasiado débil para influir la formación de nubes o su cambio a escalas de tiempo del ciclo solar de 11 años o mayores. Sólo se acepta su influencia de forma local y para fenómenos de rayos cósmicos de escalas de un par años a días. Por otro lado, Mendoza et ál. (2010, 2015b) muestran que los rayos cósmicos en el hemisferio Norte, pueden contribuir a modificar el clima, calentando o enfriando la atmósfera a través de su efecto en el H_2O en nubes.

4.1.5 Recomendaciones

Por lo expuesto anteriormente, es evidente lo controversial que sigue siendo el tema del efecto de los rayos cósmicos y el clima, así como la necesidad de realizar estudios regionales y locales. Esto implica tener mediciones confiables tanto de rayos cósmicos como de nubes y radiación difusa. Contamos con la Estación de Rayos Cósmicos del Instituto de Geofísica de la UNAM (http://www.geofisica.unam.mx/observatorios/rayos_cosmicos/grupo_raycos/index.html) que por la calidad de sus datos pertenece a la red internacional Neutron Monitor Data BASE (NMDB). Sin embargo, las mediciones de nubes y de radiación difusa en nuestro país no se han llevado a cabo de manera continua y son pocos los lugares donde se realizan, por lo que no hay una base de datos útil. Por tanto, nuestra recomendación es que se generen bases de datos de nubes y de radiación difusa con las características necesarias para su uso.

4.2 Forzamiento volcánico

Durante las erupciones volcánicas, se emiten cantidades considerables de SO_2. Este gas reacciona con el agua en la atmósfera y forma ácido sulfúrico. Al contrario de los sulfatos formados a bajas altitudes, los aerosoles de SO_2 emitidos en las erupciones volcánicas plinianas permanecen en la atmosfera por varios años, absorben y reflejan la radiación solar por lo que reducen la cantidad de energía que llega a la superficie de la tierra impactando el FR.

4.2.1 Forzamiento volcánico en México

En tiempos recientes la contribución más importante al FR por un volcán Mexicano es el de la erupción del Chichón (Chiapas) de marzo y abril de 1982. Kondratyev y Galindo (1997) reportaron un decremento en la temperatura de ~0.2 °C debido a esta erupción. En las últimas decadas, sin embargo, el FR por la actividad volcánica en México, es debido principalmente a dos estratovolcanos: Colima (19.514 °N, 103,62 °W, 3850 m s.n.m.) y Popocatépetl (19,02 °N, 98,6 °W, 5465 m s.n.m.). Colima ha sido históricamente el volcán más activo, con periodos de actividad muy frecuentes y extensos aunque de intensidad variable. El Popocatépetl también ha tenido una actividad recurrente y prolongada de actividad fumarólica, pero había permanecido en un estado de reposo durante la mayor parte del siglo XX, aunque probablemente con emisión pasiva de gases a lo largo de este periodo. En 1994 inició un nuevo perlodo de actividad caracterizado por la formación y destrucción de domos en el interior de su cráter que continúa hasta nuestros días (Siebe et ál., 1996; Macias y Siebe, 2005).

Estos volcanes están generalmente en estado de desgasificación pasiva alternados con periodos de fumarolas y erupciones moderadas, en las emiten más abundantemente gases (Engberg, 2009; Delgado-Granados, 2001; Grutter et ál., 2008). Desde el año 2000 Colima ha presentado ~ 90 de estos eventos y el Popocatépetl más de 100 (Smithsonian Institution, 25 July 2014). En ausencia de mediciones continuas de SO_2 y CO_2 es difícil cuantificar la introducción anual de gases a la atmósfera y más difícil aún determinar la altitud a la que llegan después de su expulsión.

De acuerdo con Engberg (2009) ~ 2/3 del SO_2 emitido por el volcán de Colima durante 2003 - 2007, ~1.3 x 10^5 toneladas, se ha emitido en pequeñas explosiones verticales producidas en eventos con una tasa de 100 a 3,000 irrupciones por mes. El tercio restante se emitió por desgasificación pasiva continua. Concluye que las emisiones de azufre de Colima son aproximadamente 0.04 a 0.08 wt % S, similar a la de otros volcanes andesíticos en los límites convergentes de las placas.

Delgado-Granados et ál. (2001) estimaron que hasta 1998 las emisiones de SO_2 del Popocatépetl ascendieron a más de 9 Mt, por lo que estos investigadores consideran a este volcán como de alta tasa de emisión en un proceso pasivo de desgasificación. En observaciones más recientes, Grutter et ál. (2008) determinaron emisiones de 2.45±1.39 Gg/día de SO_2 durante el mes de marzo de 2006. Las emisiones de CO_2 son difíciles de estimar mediante mediciones durante un periodo o evento determinado debido a su gran variación temporal e incluso para el mismo tipo de eventos. Por ejemplo, Love et ál. (2001) midieron grandes ráfagas intermitentes de CO_2 en una campaña de varios días realizada en 1998 con instrumentos portátiles de espectrometría infrarroja por transformada de Fourier (FTIR). Esta determinación contrastó fuertemente con sus observaciones de 1997 que fueron mucho menores. También encontraron tasas de CO_2/SO_2 por peso de hasta 140, una cantidad 30 veces superior a los valores típicos que encontraron desde 1994 a 1996.

Aunque podrían estimarse promedios anuales de estos datos evidentemente son necesarias muchas más observaciones detalladas para obtener estimaciones confiables de la contribución de los volcanes mexicanos al balance global.

4.2.2 Recomendaciones

Se recomienda un monitoreo continuo en los volcanes de mayor actividad, el cual debe realizarse con un criterio enfocado a la determinación de la contribución volcánica al cambio climatico y no como parte de un sistema de alerta para erupciones, pero pudiendo ser un aspecto del mismo.

La pregunta Frecuente es ¿en años recientes ha aumentado la radiación ultravioleta y disminuido la capa de ozono en México?

No, de acuerdo a datos medidos en el Observatorio de Radiación Solar en Ciudad Universitaria, México, DF. El comportamiento de la radiación solar UVB y de la capa de ozono han permanecido estables en años recientes. Sin embargo, con base en datos de la Secretaria del Medio Ambiente de la Ciudad de México (Secretaría del medio Ambiente, 2001-2014) algunos valores eleavados de la banda UVA, han aumentado aproximadamente 4 % a partir del año 2013 respecto a años anteriores. Esta variación debe analizarse con mayor detenimiento, para determinar si existe o no una tendencia. La ocurrencia de estos valores, no necesariamente tiene repercusiones en el clima, pero sí en la salud de los seres vivos. La radiación UVB, en Ciudad Universitaria, se ha medido regularmente desde el año 2000. Por otro lado, el espesor de la capa de ozono se ha medido regularmente por largos periodos desde la década de los 70 y en los últimos 2 años de forma constante. Los datos de estas mediciones se reportan al Centro Mundial de Datos de Radiación Ultravioleta y Ozono (World Ozone and UV Radiation Data Centre) de la Organización Meteorológica Mundial, y aparecerán a partir del año 2014.

Conclusiones

Es fundamental aumentar el número de estaciones que midan la radiación solar UVB en el país, pues los índices de cáncer de piel e incidencia de cataratas en ojos aumentan peligrosamente. Las variaciones del espesor de la capa de ozono, pudiera durante el próximo año, considerarse un riesgo al cual están expuestos todos los mexicanos. Un problema primordial en la evaluación de la radiación solar superficial, es la obtención de datos confiables que alimenten a los modelos basados en imágenes de satelitales. Por tanto, es recomendable la creación del Servicio Radiométrico Mexicano, el cual tendría a su cargo la adecuada instalación, mantenimiento y procesamiento de datos, así como del monitoreo de la radiación solar en territorio nacional, además de la publicación de los datos y los sistemas de alertas relacionados con la exposición a la radiación solar y UV en todo el país.

Los estudios realizados con el MTC son pioneros en México y Latinoamérica y se han continuado hasta la fecha. Sin embargo, sólo se han realizado en el Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) y el Instituto de Geofísica (IG) de la UNAM; consideramos

que deberían hacerse en más instituciones nacionales para profundizar su conocimiento. Se sugiere hacer un segundo Estudio de País-México, con hincapié en los estudios de forzamiento radiativo y sus efectos en el cambio climático, tal y como se pone de manifiesto en el AR5-IPCC.

Es indispensable tener un sistema de observación de GEI que incluya una red de instrumentos in situ para la evaluación de la variabilidad y tendencia en la concentración de estos gases. Igualmente, es importante contar con un programa de lanzamiento de radiosondas para conocer la distribución vertical del O_3 y su variabilidad en diferentes puntos del país. Recientemente, la UNAM ha puesto en marcha la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos que incluye la instalación de seis equipos para medir el CO_2 y CH_4 continuamente en sitios de diversas características. Asimismo, el CCA cuenta con instrumentos de percepción remota para medir perfiles y variabilidad del O_3 estratosférico. Estas iniciativas, sin embargo, no satisfacen las necesidades del país y se requiere que las agencias gubernamentales participen en establecer programas permanentes de medición de GEI.

Es evidente lo controversial que sigue siendo el estudio del efecto de los rayos cósmicos en el clima, así como la necesidad de realizar estudios regionales y locales. Para ello, se necesitan mediciones confiables tanto de rayos cósmicos como de nubes y radiación difusa. En México, contamos con la Estación de Rayos Cósmicos del IG, que por la calidad de sus datos pertenece a la red Internacional Neutron Monitor Data BASE (NMDB); sin embargo, las mediciones de nubes y de radiación difusa se han llevado a cabo de manera discontinua y en pocas locaciones. Por lo tanto, nuestra recomendación es que se generen base de datos nubosas y de radiación difusa adecuadas para su uso. Así mismo, se recomienda un monitoreo continuo de los volcanes de mayor actividad, el cual debe realizarse con un criterio enfocado a la determinación de la contribución volcánica al cambio climático y no como parte de un sistema de alerta para erupciones, pero pudiendo ser un aspecto del mismo.

Referencias

Abreu, J., J. Beer, F. Steinhilber, S. Tobias, and N. Weiss. (2008). For how long will the current grand maximum of solar activity persist? Geophys. Res. Lett. 35, L20109.

Adem, J. (1962). On the theory of the general circulation of the atmosphere. Tellus 1, 102-105.

Almanza, R., López, S. (1975). Radiación solar en la República Mexicana mediante datos de insolación. Series del Instituto de Ingeniería No. 357. UNAM, México (ISSN 0185-2345).

Almanza Salgado, R., Estrada-Cajigal Ramírez, V., Barrientos Avila, J. (1992). Actualización de los Mapas de Irradiación Global Solar en la República Mexicana. Series del Instituto de Ingeniería No. 543, Instituto de Ingeniería, UNAM, México (ISSN 0185-2345).

Bezanilla A., Krueger A., Stremme W. and Grutter M. (2014). Solar absorption infrared spectroscopic measurements over Mexico City: Methane enhancements. Atmósfera 27(2), 173-183.

Bravo, A.H. (1960) "Variation of Different Pollutants in the Atmosphere of Mexico City". Journal of the Air Pollution Control Association. 10(6): 447-449.

Bravo, A.H., J.P. Lodge. (1964). "Specific Spectrophotometric Determination of Ozone in the Atmosphere". Analytical Chemistry, 36(3): 671-673.

Bravo, J.L., Diaz, M.T., Gay, C. and Fajardo, J. (1996). A short term prediction model for surface ozone at southwest part of Mexico valley. Atmósfera, Volumen 9 Número 1, 33-45

Castelan-Ortega O.A., Ku-Vera J.C. and Estrada-Flores J.G. (2014). Modeling methane emissions and methane inventories for cattle production systems in Mexico. Atmósfera 27(2), 185-191.

Cordero G., Lara A., Maravilla D., Mendoza B., Valdés-Galicia J. y Velasco V. (2013). Introducción a la Física Espacial. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica y Dirección General de Fomento Editorial. ISBN 978-607-02-4594-7, 320 pp.

Delaygue, G., and E. Bard. (2011). An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millennium. Clim. Dyn., 36, 2201-2218.

Delgado-Granados, H., Gonzalez, L. C., and Sanchez, N. P. (2001). Sulfur dioxide emissions from Popocatépetl volcano (Mexico): case study of a high-emission rate, passively degassing 5 erupting volcano, J. Volcanol. Geoth. Res., 108, 1–4, 107–120.

Dewitte, S. D., Crommelynck, S. Mekaoui, and A. Joukoff. (2004). Measurement and uncertainty of the long-term total solar irradiance trend. Solar Phys. 224, 209-216.

Dickinson, R. (1975). Solar variability and the lower atmosphere. Bull. Am. Met. Soc. 56, 1240-1248.

Engberg, E. (2009). SO2 Emissions at Volcán de Colima, 2003-2007. Msc Thesis Department of Geological and Mining Engineering and Sciences, Michigan Technological University

Environmental Protection Agency (EPA). (2014). Inventory of U.S. Greenhouse Gas Emissions and Sinks: 1990– 2012. U.S., 528pp

Estrada-Cajigal, V. Datos de Radiación Solar en la República Mexicana, alcances y limitaciones. La Revista Solar, 1992, No. 21, pp. 10-19.

Finlayson-Pitts, B.J. and Pitts, J.N. Chemistry of the upper and lower atmosphere. Acad. Press, san Diego, 2000, pp 942. ISBN 978-0-12-257060-5.

Fröhlich, C. (2006). Solar irradiance variability since 1978-Revision of the PMOD composite during solar cycle 21. Space. Sci. Rev. 125, 53-65.

Fröhlich, C. (2009). Evidence of a long-term trend in total solar irradiance. Astron. Astrophys. 501, L27-L30.

Galindo, I., Chávez, A. (1977). Estudio del clima solar en la república mexicana I. Radiación solar total. Instituto de Geofísica, UNAM y Dirección General del Servicio Meteorológico Nacional, México.

Galindo, I., Castro, S., Valdés, M. (1991). Satellite derived solar irradiance over Mexico. Atmósfera, vol. 4, pp. 169-201.

Galindo, I., Valdés, M. (1992). México, Atlas de Radiación Solar. Programa Universitario de Energía, UNAM, México.

Galindo, I., Cifuentes Nava, G. (1996). Radiación Solar Global en la Republica Mexicana: Valores Horarios Medios. Programa Universitario de **Energía**, UNAM, México (ISBN 968-36-5446-0).

Garduño, R. y J. Adem. (1994). Initial radiative pertubations and their responses in the Adem thermodynamic model. World Res. Rev., 6, 343-349.

González E. and L. G. Ruiz-Suárez. (1995). Methane emissions from cattle in Mexico: Methodology and mitigation issues. Interciencia 20, 370-372.

Grutter, M., Basaldud, R., Rivera, C., Harig, R., Junkerman, W., Caetano E., and H. Delgado-Granados. (2008) SO2 emissions from Popocatépetl volcano: emission rates and plume imaging using optical remote sensing techniques. Atmos. Chem. Phys. Discuss., 8, 6655-6663

Grutter, M. Multi-gas analysis of ambient air using FTIR spectroscopy over Mexico City. Atmósfera 16, (2003).

Hannigan J. (2013). Comunicación personal.

Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy et ál. (2005). Efficacy of climate forcings. J. Geophys. Res., 110, D18104.

Hase, F., J.W. Hannigan, M.T. Coffey, A. Goldman, M. Höpfner, N.B. Jones, C.P. Rinsland, S.W. Wood: Intercomparison of retrieval codes used for the analysis of high-resolution, ground-based FTIR measurements, Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer 87, 25–52, 2004.

Hernández, E., Tejeda, A., Reyes, S. (1991). Atlas Solar de la República Mexicana. Universidad de Colima, Universidad Veracruzana, México (ISBN 968-834-230-0).

INEGEI. (2013). Inventario Nacional de Emisiones de Gases de Efecto Invernadero 1990-2010. Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT) e Instituto Nacional de Ecologia y Cambio Climatico (INECC). Primera edición. ISBN: 978-607-8246-63-2. 384pp.

Informe de emisiones de Gases de Efecto invernadero en España 1990-2012. 2013. WWF España, 32pp.

Inventario de Gases de Efecto Invernadero de la República Argentina 2000-2005, 168pp.

IPCC. (1990). Climate Change 1990: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the First Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. J.T. Houghton, G.J. Jenkins and J.J. Ephraums (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, Great Britain, New York, NY, USA and Melbourne, Australia 410 pp.

IPCC. (2001). Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T.,Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.

IPCC. (2007). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Jáuregui, E. El clima de la ciudad de México. (2000). 1ra ed. México D.F. Plaza y Valdés editores. 129 p.

Jones, G., M. lockwood, and P. Stott. (2012). What influence will future solar activity changes over the 21st century have on projected global near-surface temperature changes? J. Geophys. Res. 117, D05103.

Juarez, A., Gay , C. and Bravo, J.L. (1995). Influence of urban ozone in the measurements of the total ozone column in Mexico City. Atmósfera, Volumen 8 Número 1, 35-43.

Kanda, I., Basaldud, R., Horikoshi, N., Okazaki, Y., Benítez Garcia, S. E., Ortínez, A., Ramos Benítez, V. R., Cárdenas, B., and Wakamatsu, S. (2014). Interference of sulphur dioxide to balloon-borne ECC ozone sensors over the Valley of Mexico, Atmos. Meas. Tech. Discuss., 7, 293-320, doi:10.5194/amtd-7-293-2014, 2014.

Kirby, J. (2007). Cosmic rays and climate. Surv. in Geophys. 28, 333-375.

Kondratyev K.Y. and I. Galindo, Volcanic Activity and Climate, A. Deepak, Hampton, VA. (1997), 382pp.

Krivova, N., L. Vieira, and S. Solanki. (2010). Reconstruction of solar spectral irradiance since the Maunder minimum. J. Geophys. Res., 115, A12112.

Liu, et ál. (2010). Thermosphere extension of the Whole Atmosphere Community Climate Model, J. Geophys. Res.,doi:10.1029/2010JA015586, 2010.

Love, S. P., Goff, F., Counce, D., Siebe, C., (2001) Remote Infrared Spectroscopy of Volcanic Gases: Large CO_2 Bursts and SiF4 Variations at Popocatépetl. In: Proceeding of: International Workshop on Optical Methods in Earth Science, Naples, Italy

Macias, J. L. and Siebe, C. (2005) Popocatépetl crater filled to the brim: significance for hazard evaluation, J. Volcanol. Geoth. Res., 141 (3–4), 327–330.

McComas, D., R. Ebert, H. Elliott, B. Goldstein, J. Gosling, N. Schwadron, and R. Skoug. (2008). Weaker solar wind from the polar coronal holes and the whole Sun. Geophys. Res. Lett. 35, L18103.

Maxwell, E. M., George, R. L., Wilcox, S. M. (1998). A climatological solar radiation model. Proceedings of The ASES 1998, Annual Conference. American Solar Energy Society. pp. 505-510.

Mendoza, B. Mendoza, V.M, Garduño R. and Adem, J. (2010). Modelling te NH temperature for solar cycles 24 and 25. J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 72,1122-1128

Mendoza, V.M., B. Mendoza, R. Garduño, J. Adem. (2010). Simulation of the surface temperature anomalies in the Northern Hemisphere during the last 300 years of the Little Ice Age using a thermodynamic model. Climate Res. 43, 263-273.

Mendoza, V.M., Garduño, R., Villanueva, E.E. and Mendoza, B. (2015a). Mexico´s contribution to global radiative forcing by major greenhouse gases: CO_2, CH_4 and N_2O. Atmósfera 28, 219-227.

Mendoza, V. M., B. Mendoza, R. Garduño, E. E. Villanueva y J. Adem†. (2015b). Solar activity cloudiness effect on NH warming for 1980-2095. Aceptado en Advances in Speace Research.

Muhlia, A. Algo de Historia de la Solarimetría en México. II Taller de Radiación Solar, Instituto de Investigaciones Eléctricas, Palmira Morelos, 23 al 25 de mayo de 1990. pp 21-25.

Myhre, G.D., D. Shindell, F.-M. Bréon, W. Collins, J. Fuglestvedt, J. Huang, D. Koch, J.-F. Lamarque, D. Lee, B. Mendoza, T. Nakajima, A. Robock, G. Stephens, T. Takemura and H. Zhang. (2014). Anthropogenic and natural radiative forcing. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of the Working Group I to the Fifth Assessement Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Perez, R., Ineichen, P., Moore, K., Kmiecik, M., Chain, C., George, R., Vignola, F. (2002). A new operational model for satellite derived irradiances: description and validation. Solar Energy, vol. 73, pp. 307-317.

Plaza, E., Stremme W., Bezanilla A., Baylon J., Grutter M., Blumenstock T. and Hase F.. Ground-based Fourier transform infrared spectroscopy in central Mexico. EGU General Assembly 2014. Geophysical Research Abstracts Vol. 16, EGU2014-14891, 2014.

Quiñones, Aguilar, J. J., Arancibia Bulnes, C. A., Estrada, C. A. (2002). Análisis de datos de radiación solar global y temperatura ambiente en Temixco, Morelos. Memorias de la XXVI Semana Nacional de Energía Solar, Asociación Nacional de Energía Solar, México, pp. 579-573.

Reddy, S. J.. An empirical method for the estimation of total solar radiation. Solar energy, Vol. 13, 1971, pp. 143-148.

Renné, D., George, R., Brady, L., Marion, B., Estrada-Cajigal, V., (2000). Estimating Solar Resources in México Using Cloud Cover Data. Proceedings of the ISES Millennium Solar Forum 2000. Asociación Nacional de Energía Solar, México (ISBN 968-5219-01-X), pp. 627-632.

Riveros-Rosas, D., M. Valdes, R. Bonifaz, M.A. Medina "Analysis of solarimetric database from national weather service in Mexico" SolarPACES 2012, 11 al 14 de Septiembre, Marrakech, Marruecos 2012

Riveros-Rosas, D., Camilo A. Arancibia-Bulnes, Roberto Bonifaz, Miguel A. Medina, Rodolfo Peón, Mauro Valdés, Analysis of a solarimetric database for Mexico and comparison with the CSR Model, Renewable Energy 75, 21-29, 2015. ISSN:0960-1481.

Secretaría del Medio Ambiente del Gobierno del Distrito Federal. Informes anuales del monitoreo de la calidad del aire, 2001a 2014.

Siebe, C., Abrams, M., Macias, J. L., Obenholzner, J. (1996) Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatépetl, central Mexico: Past key to the future?, Geology, 24, 5, 399–402

Smith, E., and A. Balogh, 2008. Decrease in heliospheric magnetic flux in this solar minimum: recent Ulysses magnetic field observations. Geophys. Res. Lett., 35, L22103.

Smithsonian Institution, Global Volcanism Program, http://www.volcano.si.edu/ .

Steinhilber, F., J. Beer, and C. Fröhlich. (2009). Total solar irradiance during the Holocene. Geophys. Res. Lett. 36, L19704.

Steinhilber, F., J. Beer. (2013). Prediction of solar activity for the next 500 years. JGR, 118, 1861-1867.

Thompson, A. M., Yorks, J. E., Miller, S. K., Witte, J. C., Dougherty, K. M., Morris, G. A., Baumgardner, D., Ladino, L., and Rappenglück, B. (2006). Tropospheric ozone sources and wave activity over Mexico City and Houston during MILAGRO/Intercontinental Transport Experiment (INTEX-B) Ozonesonde Network Study, (IONS-06), Atmos. Chem. Phys., 8, 5113–5 5125, doi:10.5194/acp-8-5113-2008. 295, 296.

Valdés-Barrón, M., Riveros-Rosas, D., Arancibia-Bulnes, C.A, Bonifaz, R. (2014). "The Solar Resourse Assessment in Mexico: State of Art". Energy Procedia. 57, 1299-1308. ISSN 1876-6102

Valdés-Barrón M., Peláez Chávez J.C., Bonifaz Alfonzo R., Rivero-Rosas D., Velasco Herrera V. and Estévez Pérez H. (2012). "UVB Solar Radiation Climatology for Mexico", Geofísica Internacional, Vol. 52, 31-42, 2013.

Velasco-Herrera, V.M., B. Mendoza and G. Velasco-Herrera. (2015). Reconstruction and prediction of the Total Solar Irradiance: From the Medieval Warm period to the 21st century. New Astronomy, 34, 221-233.

Villa, Martínez, H. A., Robles García, S., Cabanillas López, R. E. (2001). Sistema de Acceso, a Través de Internet, a los Datos de la Estación Solarimétrica de la Universidad de Sonora. Memoria de la XXV Semana Nacional de Energía Solar. Asociación Nacional de Energía Solar, México (ISBN 968-5219-02-8), pp. 493-496.

Wang, Y., J. Lean, and N Sheeley. (2005). Modeling the sun´s magnetic field and irradiance since 1713. Astrophys. J. , 625, 522-538.

Wilson, R. and A. Mordvinov. (2003). Secular total solar irradiance trend during solar cycles 21-23. Geophys. Res. Lett., 30, 1199.

WMO. (2008) Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation No. 8. World Meteorological Organization, Geneva. ISBN 978-92-63-10008-

Capítulo 9

MODELOS CLIMÁTICOS Y SU EVALUACIÓN

Autor líder:

Benjamín Martínez López[2].

Autores colaboradores:

Ignacio Arturo Quintanar isaías[2], William David Cabos Narváez[18] y Carlos Lizárraga Celaya[3].

[2]UNAM CCA Centro de Ciencias de la Atmósfera, [3]UNISON Universidad de Sonora, [18]UAH Universidad de Alcalá de Henares.

Palabras clave: Variabilidad, decadal, modelos climáticos, ensambles, simulaciones, evaluación de modelos, incertidumbre, reducción de escala, condiciones iniciales, sistema climático, CMIP3, CMIP5, AOGCM.

Resumen

En este capítulo se recopilan los esfuerzos que han existido por construir modelos matemáticos que permitan la interacción entre el mayor número posible de componentes climáticos.

Se describe el abanico de modelos construidos por la comunidad científica precisando las diferencias en complejidad, sensibilización, escala y marco matemático. Se plantea el panorama en el estado del arte de la modelación, al comparar los reportes Cuarto (AR4) y Quinto (AR5) de evaluación del Panel Intergubernamental de Cambio Climático en términos de las mejoras de los modelos que utiliza.

Se recuperan las metodologías que han sido planteadas para la evaluación de modelos, así como para generar ensambles de los mismos. Por último, se presentan los métodos de reducción de escala y los diferentes tipos de errores e incertidumbre asociados a los modelos climáticos regionales.

Introducción

El sistema climático comprende la interacción de varias componentes, dos de las cuales, océano y atmósfera, involucran un acoplamiento marcadamente no lineal. Por esta razón es muy difícil predecir cómo cambiará la intensidad de ciclones tropicales cuando el clima terrestre se vuelva cada vez más cálido, o cuantificar la razón de elevación del nivel del mar a finales del presente siglo, o la frecuencia y severidad de sequías e inundaciones en el mediano y largo plazo, por mencionar sólo algunos ejemplos importantes y bien conocidos (Katz et ál., 2013).

Es reconocido que los regímenes de circulación de gran escala (varios miles de kilómetros) tienen efectos sobre el clima a escala de tiempo estacional e interanual, así como en su variabilidad decadal. A escalas de tiempo más largas, el cambio en el clima inducido por las actividades humanas dominará la evolución del sistema climático. Por ejemplo, a escala global y para periodos más extensos de una década, el cambio climático inducido por nuestras actividades puede dominar sobre la variabilidad generada internamente (Meehl et ál., 2013). A escala regional y local, sin embargo, se ha mostrado recientemente que la variabilidad interna puede ser tan importante como el cambio climático antropogénico, incluso para intervalos tan largos como los próximos 50 años en latitudes medias y altas (Deser et ál., 2012). De esta manera, podemos esperar que en las próximas décadas, la trayectoria que siga el clima terrestre estará determinada por los efectos combinados del cambio climático antropogénico y la variabilidad natural del clima (Deser et ál., 2014).

Para enfrentar los retos que plantea el cambio climático y tener una valoración correcta de sus impactos, es necesario considerar que la variabilidad multidecadal interna del sistema climático puede enmascarar parcialmente al cambio climático inducido por el hombre. Tener un conocimiento sólido de lo anterior es crucial para establecer las mejores estrategias de adaptación y definir las medidas de mitigación más adecuadas. En este contexto, la toma de decisiones y cualquier esfuerzo de política pública y planeación debe basarse en el mejor conocimiento posible de las condiciones actuales del sistema climático y de su variabilidad, así como en una estimación robusta de las proyecciones climáticas bajo distintos escenarios de forzamiento del sistema por gases de efecto invernadero (GEI).

Las herramientas básicas para realizar dichas estimaciones son los modelos de circulación general acoplados océano-atmósfera (AOGCM, por sus siglas en inglés) y es, por lo tanto, de crucial importancia evaluar el rendimiento de estos modelos, tanto de manera individual como colectiva (Flato et ál., 2013). En este capítulo, recopilamos brevemente la información disponible para nuestro país proveniente de diversas evaluaciones de los modelos que participaron en las fases 3 y 5 de los Proyectos de Inter-comparación de Modelos Acoplados (Coupled Model Intercomparison Project [CMIP3 y CMIP5], por sus siglas en inglés, respectivamente [AR4 y AR5]). La resolución horizontal de los modelos usados en CMIP5 es ligeramente superior a la de los modelos utilizados en CMIP3. Además, los experimentos reportados en CMIP5 son más completos, incluidos algunos diseñados explícitamente para el pronóstico del clima estacional en la escala de tiempo de décadas, posibilitando así explorar una amplia gama de cuestiones científicas (Taylor et ál., 2012; Knutti et ál., 2013).

Otros modelos relevantes para nuestro país incluidos en este capítulo son los modelos climáticos regionales, los cuales proporcionan información más detallada y con mayor resolución espacial del clima regional. Aquí es importante enfatizar la importancia del papel que tienen, o deberían tener, esta clase de modelos, puesto que la señal asociada al cambio climático sobre regiones con rasgos orográficos y características continente-océano complejas, como nuestro vasto territorio, es más propicia a exhibir estructuras con escalas espaciales finas, mismas que pueden ser capturadas solamente por modelos climáticos con una resolución espacial alta (Gao et ál., 2006).

Además de los modelos ya mencionados, los cuales dan una representación tan completa como sea posible del sistema climático, se incluye también en este capítulo un modelo climático de complejidad intermedia, capaz de reproducir las características más importantes de la evolución del clima y cuyo uso representa una gran tradición en una parte de la comunidad científica mexicana dedicada a la meteorología.

Es conveniente enfatizar y aclarar que un problema fundamental que presentan los AOGCM es la gran incertidumbre inherente a sus resultados. Por un lado, existe un margen de incertidumbre asociado a los escenarios de emisión de los gases de efecto invernadero utilizados en la elaboración de las proyecciones futuras, así como al efecto que estos gases y los aerosoles tienen conjuntamente en la dinámica del sistema climático (Van Vuuren et ál., 2011). Por otro lado, independientemente del horizonte futuro simulado, la habilidad de los AOGCM en la elaboración de proyecciones de cambio climático está inexorablemente condicionada por las formulaciones y los métodos empleados en la resolución de las ecuaciones diferenciales parciales que describen la dinámica atmosférica y oceánica. Lo anterior incluye las resoluciones espaciales y temporales utilizadas en la discretización de las ecuaciones, los esquemas numéricos empleados, las parametrizaciones de los procesos físicos involucrados, así como la interacción de subsistemas como el tipo de suelo y vegetación, por mencionar sólo algunos. Finalmente, se ha mostrado que las condiciones iniciales tienen un papel fundamental y que se necesita un ensamble con un número adecuado de elementos para estimar correctamente la respuesta forzada del sistema (Deser et ál., 2014), lo cual es aún una tarea pendiente de la comunidad internacional de modeladores del clima.

1. Tipos de modelos climáticos y sus características

Los modelos utilizados en los estudios de cambio climático difieren en su complejidad, cubriendo un rango que va desde los más simples, por ejemplo los modelos de balance energético que pueden ser ejecutados en computadoras personales, hasta los más complejos denominados Modelos del Sistema Tierra (ESM por sus siglas en inglés), mismos que requieren para su utilización de complejos sistemas de cómputo de alto rendimiento. La elección del modelo más adecuado depende directamente del objetivo del estudio (Held, 2005; Collins et ál., 2006). Estas aplicaciones son de naturaleza muy diversa, incluyendo simulaciones del clima del pasado lejano (estudios paleo-climáticos) o más cercano (de tiempo presente), así como del futuro (proyecciones climáticas); estudios de sensibilidad a cambios en las parametrizaciones y representación de procesos físicos relevantes y predicción de la variabilidad climática a corto plazo en escalas que van de las estacionales a las decadales.

En los modelos climáticos, las leyes físicas que gobiernan el comportamiento de las componentes del sistema climático y sus interacciones son expresadas a través de un conjunto de ecuaciones diferenciales parciales no lineales, que deben ser resueltas numéricamente. Para ello es necesario discretizar el sistema a describir –la atmósfera, el océano, el continente, la criósfera– en una malla con celdas de unas dimensiones adecuadas. Las ecuaciones que gobiernan la evolución del sistema son integradas a partir de unas condiciones iniciales dadas, obteniéndose así la evolución temporal del sistema climático. Las dimensiones de las celdas están limitadas generalmente por la capacidad de cómputo disponible y la utilización de métodos numéricos de resolución de ecuaciones añade, además, problemas de índole matemática, como son la convergencia de las soluciones y su estabilidad. Debido a las limitaciones causadas por la discretización y nuestro conocimiento incompleto de algunos procesos importantes de pequeña escala no resueltos por el tamaño de malla empleada, los modelos utilizan parametrizaciones, que no son otra cosa que algoritmos que describen aproximadamente un proceso determinado, de pequeña escala y no resuelto en la discretización, a partir de variables fundamentales sí resueltas por las mallas utilizadas. La gran diversidad de métodos numéricos y parametrizaciones utilizadas da lugar a la existencia de distintos modelos, con sus propios detalles únicos y características particulares.

Las diversas componentes del sistema climático están acopladas, es decir, interaccionan a través de intercambios de masa, energía y momento. Por ejemplo, el esfuerzo del viento sobre la superficie del océano es el principal impulsor de la circulación superficial en el mar. En la atmósfera, el vapor de agua al condensarse libera calor latente, el cual es una fuente importante de energía que caracteriza a la circulación atmosférica.

En el AR4 (IPCC, 2007), los AOGCM fueron el tipo de modelos estándares utilizados, mientras que el AR5 (IPCC, 2013) se utilizaron los ESM los cuales incluyen la representación de varios ciclos biogeoquímicos y representan, actualmente, las herramientas más poderosas para simular la respuesta del sistema climático a forzamientos externos, cuando las retroalimentaciones biogeoquímicas son muy importantes. En nuestro país no se ha desarrollado ningún estudio propio relacionado con el cambio climático que utilice un AOGCM o un ESM. Sí existen, sin embargo, una gran variedad de estudios que utilizan los resultados disponibles, tanto de AOGCM como de ESM para estimar cambios en el clima y para generar escenarios regionales de cambio

climático, ya sea utilizando la información de los modelos globales directamente, combinándola con técnicas estadísticas, o utilizando un modelo regional de área limitada. Los modelos climáticos regionales se utilizan en la reducción de la escala dinámica y existen muy contados estudios de esta clase enfocados a nuestro país. En el marco de esta metodología, la información solamente fluye desde las escalas grandes (modelos globales) a las escalas menores (modelos regionales). Los modelos regionales cubren un dominio de área limitada con una malla más fina que la del modelo global y son forzados en sus fronteras laterales y en la superficie oceánica por los datos provenientes del modelo global.

A pesar de la carencia de estudios que hayan utilizado AOGCM propios para estudiar el clima, su variabilidad y sus proyecciones, nuestro país contó en su momento con un modelo sencillo de balance energético que sí fue utilizado, y se utiliza, en la simulación el cambio climático, mismo que por su relevancia se detalla en la Caja 1.

Caja 1. Modelos Climáticos de Complejidad Intermedia

En estos modelos, la finalidad es incluir los componentes más relevantes del sistema climático, pero de una manera idealizada y, en general, utilizando una resolución espacial menor que la usada en los AOGCM. Estos modelos se usan, por ejemplo, para estudiar retroalimentaciones climáticas en escalas temporales de milenios o para estudios de sensibilidad en los que son necesarias simulaciones de periodos muy largos o se requieren conjuntos muy numerosos de simulaciones (Claussen et ál., 2002; Petoukhov et ál., 2005).

Un pionero entre los modelos de complejidad intermedia fue el Modelo Termodinámico del Clima (MTC), desarrollado por Julian Adem a partir del primer modelo climático de Balance de Energía (Adem, 1962). En su momento, el MTC marcó el estado del arte en la modelación climática, contando con una base fisicomatemática robusta y cuyo dominio abarcó el Hemisferio Norte y contó con una distribución realista de continentes y océanos. Los trabajos de investigación asociados al MTC fueron usados en otros países como Estados Unidos, la antigua Unión Soviética, Bélgica, Japón, Alemania y Holanda. En particular, el MTC tuvo un gran éxito en la predicción de las anomalías de temperatura y precipitación para un periodo de un mes para todo el Hemisferio Norte, con resultados de predictibilidad incluso superiores a los métodos tradicionales que usaba el Servicio Meteorológico Americano (Donn et ál., 1986).

2. Mejoras en los modelos del AR5 con respecto al AR4

Los modelos climáticos utilizados en el AR5 han tenido perfeccionamientos con respecto a los del AR4. Se han mejorado las parametrizaciones, la representación de muchos procesos físicos y se han introducido nuevas componentes. Algunos de los principales avances de los modelos usados en CMIP5 incluyen un acoplamiento más detallado de la atmósfera con los océanos, la inclusión del ciclo del carbono y el uso de un forzamiento radiativo más completo, que contiene efectos de aerosoles de origen volcánico así como del forzamiento solar en la mayoría de los modelos (Taylor et ál., 2012; Knutti y Sedlacek, 2013; Sillmann et ál., 2013). Además, en CMIP5 se incluyó un mayor número de centros de modelización participantes, se utilizó generalmente una resolución más alta en los modelos, se contó con una representación más completa de los procesos del sistema de la Tierra y un número mayor de corridas para cada modelo.

Como ya se explicó anteriormente, en cada una de las componentes de un modelo climático, se utilizan parametrizaciones para representar procesos que no pueden ser resueltos explícitamente en la malla utilizada en el modelo. Una de las parametrizaciones más importantes y de gran relevancia para nuestro país es la manera de incluir en el modelo los procesos asociados con la convección atmosférica y las nubes. En este rubro, los modelos usados en CMIP5 muestran un avance modesto con respecto a los de CMIP3. A pesar de la gran importancia de este tipo de investigación, por ejemplo, los sesgos asociados a la simulación de las nubes podrían resultar en errores regionales de su efecto radiativo de algunas decenas de vatios por metro cuadrado (Flato et ál., 2013), nuestro país no cuenta con investigación básica orientada a este tópico de relevancia mundial, al menos no en el contexto de un modelo global.

Desde AR4, los esfuerzos en mejorar las parametrizaciones de los modelos oceánicos se han concentrado en los remolinos de mesoescala, ya que las componentes oceánicas de los modelos climáticos actuales tienen por lo general resoluciones horizontales que son muy bajas para detectar estos vórtices. Otros cambios se han centrado en la mejora de la parametrización de la difusividad de esos remolinos. Ambas mejoras han repercutido positivamente en la simulación del estado medio y la respuesta a cambios en el forzamiento, especialmente en los océanos del Sur (Farneti y Gent, 2011; Gent y Danabasoglu, 2011; Hofmann y Morales Maqueda, 2011). En este rubro, tampoco existe investigación generada en México o enfocada a nuestra región, a pesar de que nuestro territorio se encuentra rodeado de dos grandes océanos y la gran longitud de nuestros litorales.

Las propiedades de la superficie terrestre tales como vegetación, tipo de suelo y la cantidad de agua acumulada en superficie como humedad del suelo, nieve y agua subterránea influyen fuertemente en el clima, particularmente a través del albedo superficial y la evapotranspiración. Esa influencia en el clima puede ser profunda. Por ejemplo, se ha sugerido que cambios en el estado del suelo son responsables de la gran sequía europea de 2003 y que más del 60 % de cambios proyectados en la temperatura de verano en Europa es debida a retroalimentaciones entre la temperatura del aire y el suelo (Seneviratne et ál., 2006). Los esquemas de suelo (ecuaciones que describen la evolución de las propiedades del suelo) de las simulaciones que se utilizaron en CMIP3, incluso los esquemas más refinados, tenían fuertes simplificaciones, como por ejemplo el prescribir la cubierta de vegetación y una tendencia a ignorar los flujos laterales de agua (Pitman, 2003). En CMIP5, ciertos modelos han incluido alguna representación de la dinámica de vegetación, intercambio de CO_2 entre el suelo y la atmósfera y cambios en el uso del suelo. En este rubro, tampoco se ha realizado en nuestro país investigación básica que se haya incorporado a la gama de modelos utilizados en CMIP3 y CMIP5.

Recientemente se publicó un artículo y un reporte de la NOAA (Sheffield et ál., 2013; 2014) que resumen los análisis de los resultados históricos de CMIP5 para Norteamérica, enfatizando cambios cualitativos y cuantitativos de los resultados previos de CMIP3 referentes a procesos climáticos regionales

Las diferencias en los cambios proyectados son en gran parte debido a diferentes supuestos entre los escenarios utilizados en CMIP5 y CMIP3 sobre el forzamiento de gases que no tienen efecto invernadero, en particular, la especificación y el tratamiento de los aerosoles.

La magnitud de la deriva del clima en los modelos es relativamente pequeña en la parte superior del océano, y la inclusión de procesos de interacción entre la atmósfera y el suelo ha mejorado considerablemente en CMIP5 en relación a CMIP3. En general, la media del conjunto de todos los modelos representa bien a los patrones observados de las variables climáticas básicas, pero con una gran variabilidad entre modelos individuales y regiones, tanto en la magnitud como en el signo de los errores. Si bien se mejoró ligeramente en CMIP5 la representación de la media y su dispersión para casi todas las variables climáticas, el desempeño de algunos modelos individuales decreció con respecto a CMIP3. Para algunos procesos climáticos regionales, como el Monzón de Norteamérica, existe, sin embargo, un mejoramiento notable en CMIP5. En el Capítulo 12. Fenómenos climáticos y su relevancia para el cambio climático regional futuro, de este volumen, se analiza la información disponible sobre procesos climáticos individuales de relevancia para nuestro país, su simulación y sus proyecciones.

3. Técnicas de Evaluación de los modelos climáticos

Una evaluación sistemática de los modelos por medio de comparaciones con las observaciones es un prerrequisito para utilizarlos en la generación de proyecciones de cambio climático. A continuación describiremos brevemente algunos de los métodos que se utilizan para la evaluación de los modelos y las limitaciones que les son inherentes.

3.1. Evaluación global de las simulaciones

La forma más directa de evaluar los resultados de los modelos consiste en comparar magnitudes simuladas (p. ej., distribuciones de temperatura y precipitación, entre otros.) con estimaciones de las mismas magnitudes basadas en observaciones. En

este caso la evaluación se lleva a cabo comparando medias temporales (p. ej., medias estacionales) o espaciales (p. ej., medias globales). Un avance significativo desde el AR4, es el creciente uso en la evaluación de magnitudes estadísticas cuantitativas (en adelante referidas como métricas) para la evaluación objetiva del desempeño de los modelos climáticos.

3.2. Evaluación de procesos

Para entender el origen de los errores en los modelos es necesario evaluar la representación de los procesos tanto en el contexto global del modelo como aislando estos procesos. Una de las técnicas desarrolladas a estos efectos está basada en los llamados "tipos de regímenes". En lugar de promediar los resultados de los modelos en el tiempo o espacio, éstos son promediados en categorías que describen regímenes del sistema físicamente distintos. Algunos ejemplos de esta metodología, relevantes para nuestro país, son el papel que juega la circulación vertical en la representación de una doble Zona Intertropical de Convergencia en los AOGCM (Bellucci et ál., 2010), la representación del Fenómeno del Niño-Oscilación del Sur (Bellenger et ál., 2014) y los regímenes de nubes (Chen y Del Genio, 2009; Ichikawa et ál., 2012; Tsushima et ál., 2013). Otro método de evaluación consiste en llevar a cabo simulaciones utilizando componentes aisladas de un modelo, cuyos resultados son comparados con observaciones o estudios de proceso más detallados. Este tipo de evaluación es importante porque permite verificar qué tan realista es la formulación de procesos empleada en los modelos (Randall et ál., 2003; Boyle y Klein, 2010; Hourdin et ál., 2010).

3.2.1 Evaluación de modelos con ensambles

Los ensambles (promedio de varias corridas de un modelo en particular o el promedio de las corridas de varios modelos diferentes) son utilizados para explorar las incertidumbres en las simulaciones climáticas resultantes de las condiciones de contorno utilizadas, de la variabilidad interna asociada a cada modelo, de la variación de los valores de parámetros para una configuración fija del modelo, o de las incertidumbres debidas a diferencias en las formulaciones de los modelos (Knutti et ál., 2010). Existen varias técnicas para evaluar el desempeño individual de los miembros del ensamble, las cuales son aplicables a la evaluación de los modelos en general. Los ensambles pueden ser clasificados en dos grandes categorías: Ensambles Multi-Modelo (MME) y Ensambles de Parámetros Perturbados (PPE, también conocidos como Ensambles de Física Perturbada).

3.2.2 Ensambles Multi-Modelo (MME)

Este tipo de ensambles utiliza simulaciones realizadas por diferentes instituciones enfocadas al estudio del clima, su variación natural y su cambio. Los MME están diseñados específicamente para explorar las incertidumbres asociadas a las diferencias entre modelos, así como a la variabilidad interna. El número de miembros del ensamble, sin embargo, es generalmente pequeño y los ensambles suelen contener modelos que comparten componentes, lo que hace que también compartan los errores (Masson y Knutti, 2011). Por ello, los miembros del MME no pueden ser tratados como completamente independientes, implicando una reducción en el número efectivo de modelos independientes (Knutti et ál., 2010; Pennell y Reichler, 2011).

3.2.3 Ensambles de Parámetros Perturbados (PPE)

A diferencia de los MME, los PPE son utilizados para evaluar las incertidumbres en un único modelo por lo que se puede aislar el efecto de los cambios en un parámetro. Esto permite determinar estadísticamente a los parámetros que son las principales fuentes de incertidumbre en todo el ensamble (p. ej., Rougier et ál., 2009; Klocke et ál., 2011; Lambert et ál., 2012). Una desventaja de los PPE es que no permiten explorar la incertidumbre debida a las diferencias en los modelos (diferencias estructurales debidas a que no todos los procesos relevantes están bien representados en los modelos) y por tanto, los resultados dependen del modelo particular utilizado (Sakaguchi et ál., 2012). En consecuencia, se ha propuesto combinar ambos tipos de ensamble (Sexton et ál., 2012; Sanderson, 2013), pero aún así, la incertidumbre de los errores sistemáticos sigue sin ser evaluada adecuadamente.

4. Reducción de escala y simulación del clima regional

Los AOGCM utilizados para simular el sistema climático tienen una resolución espacial baja (se utilizan típicamente 200 km para representar la atmósfera y 100 km para el océano). Esta resolución espacial, claramente, es insuficiente para modelar el clima regional o para generar los insumos requeridos para estudios regionales de evaluación de los impactos del calentamiento global, los cuales son necesarios para apoyar la toma de decisiones (Benestad et ál., 2008).

Los métodos de reducción de escala contribuyen a satisfacer la demanda de información con mayor resolución espacial, complementando la información de los AOGCM con el efecto de escala local asociado con los rasgos fisiográficos. Resumiendo, se puede decir que la reducción de escala es un procedimiento que utiliza información conocida a grandes escalas (obtenida de algún AOGCM) para hacer proyecciones del clima a escala local. Existen básicamente dos aproximaciones en la reducción de escala: los métodos dinámicos y los métodos estadísticos, estos últimos también denominados empíricos.

4.1. Métodos dinámicos de reducción de escala

Los métodos dinámicos de reducción de escala (MDRE) requieren correr modelos climáticos de alta resolución en un subdominio de interés, utilizando datos de menor resolución provenientes de la salida de un modelo climático como una condición de contorno. Por ejemplo, utilizando una resolución espacial en la horizontal de 20 y 2 km se resolverían las escalas regionales y locales, respectivamente. Esta clase de modelos usan principios físicos bien establecidos con la finalidad de reproducir el clima local, pero para realizar las corridas con la resolución espacial requerida es necesario contar con una gran capacidad de cómputo y almacenamiento.

4.2. Métodos estadísticos de reducción de escala

Los métodos estadísticos de reducción de escala (MERE) usan una relación estadística para ligar la evolución de la solución de un modelo con el clima de una región determinada, cuya área puede ser tan pequeña como un simple pixel. Siempre que exista una relación estadística significativa, los MERE suministran información regional para cualquier variable deseada, como precipitación y temperatura, e incluso, se aplican también para variables que no son simuladas típicamente en modelos climáticos como lo son, por ejemplo, la iniciación de la floración o la población de comunidades de zooplankton. Los MERE comparados con los MDRE, constituyen una alternativa competitiva y barata (en lo que a tiempo de cómputo se refiere) para suministrar información a escala local (Wilby et ál., 2004). El bajo costo computacional de estas técnicas y su flexibilidad en cuanto a la elección de las variables de interés ha resultado en una gran variedad de aplicaciones en la estimación de los impactos del cambio climático.

En nuestro país, existen variadas aplicaciones de los MERE (vea el Capítulo 11. Cambio Climático, Proyecciones y Predictibilidad de este volumen). En contraste, existen escasas aplicaciones de los MDRE generadas en el extranjero (vea el Capítulo 12. Fenómenos climáticos y su relevancia para el cambio climático regional futuro, de este volumen), pero no existen aplicaciones de los MDRE realizados con infraestructura nacional (corridas de modelos regionales realizadas en México con la finalidad de generar proyecciones de cambio climático). Recientemente, algunas universidades e instituciones dedicadas a la investigación están haciendo los esfuerzos necesarios para utilizar localmente los MDRE (el Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM, el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua y la Universidad Veracruzana, por mencionar algunos casos conocidos para los autores).

5. Errores e incertidumbres en los modelos regionales

El proceso de generación de escenarios regionales de cambio climático utilizando métodos dinámicos de reducción de escala está sometido a ciertas incertidumbres que contaminan todos los pasos del proceso. Algunas de éstas, como las relacionadas con procesos naturales y sociales son difícilmente tratables y normalmente quedan al margen de los estudios que intentan aco-

tar los efectos de las incertidumbres en las proyecciones finales. De las restantes, se suelen considerar los siguientes cuatro tipos de incertidumbres ligadas a:

a) Las emisiones de GEI;
b) Los diferentes modelos globales (imperfecciones en las condiciones de contorno que son necesarias para los modelos regionales);
c) La variabilidad interna del modelo;
d) Las diferentes formulaciones de modelos regionales.

Con estas incertidumbres, se intenta acotar el rango de variación de las proyecciones climáticas. Para evaluar estas incertidumbres se utiliza la aproximación probabilística en la que se explora un conjunto representativo de modelos globales, modelos regionales, escenarios de emisiones de GEI, etc. Este conjunto de modelos y emisiones define un conjunto de miembros o ensamble que permiten paliar las distintas incertidumbres. El referente internacional actual de esta metodología de predicción por ensambles, que se ha impuesto en la última década para la predicción probabilística, lo constituye el proyecto integrado ENSEMBLES (http://www.ensembles-eu.org/) del 6.º Programa Marco de la Unión Europea, mismo que se desarrolló entre los años 2005 - 2009 y que tiene, entre otros objetivos, el de acotar las incertidumbres en las predicciones seculares de cambio climático mediante integraciones con diferentes escenarios de emisión, diferentes modelos globales, diferentes modelos regionales y diferentes técnicas estadísticas de regionalización, proporcionando también métodos de pesado y de combinación (por ejemplo, métodos estadísticos bayesianos) para aglutinar los distintos resultados individuales en una única predicción probabilística más robusta que las basadas en un único modelo global y en una única técnica de regionalización.

Hasta nuestro conocimiento, no existen esfuerzos en México tendientes a afrontar la gran complejidad y magnitud de la tarea de una estimación de las incertidumbres de las proyecciones de cambio climático regionalizadas, que se tratan de paliar con la utilización de ensambles para la estimación de la señal de cambio climático.

Conclusiones

Es necesario incentivar y generar la capacidad nacional para realizar proyecciones, a escala regional, de la evolución del clima que sean adecuadas para los diversos estudios de impactos del cambio climático. Un requisito fundamental para ello, es incrementar nuestro entendimiento de la evolución histórica del clima en nuestro país, así como tener un conocimiento sólido de las fortalezas y debilidades de su simulación y de su proyección futura.

Para avanzar en esta dirección, es necesario realizar evaluaciones exhaustivas, utilizando las diversas metodologías mencionadas en este capítulo, de las diferencias de las corridas de CMIP3/CMIP5 utilizando una escala regional centrada en nuestro territorio. Además, se deben revisar las evaluaciones históricas existentes de los modelos que incluyan nuestro territorio con la finalidad de realizar un análisis conjunto de toda esa información para estimar robustamente el desempeño de los modelos en la simulación de la evolución observada del clima en nuestro país. Al tener disponible esta información, se podrá inferir que implicaciones tiene todo ello en la incertidumbre de las proyecciones futuras del clima en México contenidas en los diversos reportes del IPCC. En este contexto, es necesario además estimar el desempeño de los modelos, tanto globales como regionales, para simular los registros disponibles de la evolución de extremos en nuestro país. Con esta finalidad, es necesario tomar en cuenta las incertidumbres de las observaciones y el tamaño reducido de las muestras, un problema grave que nos atañe seriamente por no contar con registros largos y confiables de las variables meteorológicas fundamentales (vea el Capítulo 1. Observaciones atmosféricas en superficie y en altura, de este volumen).

Resumiendo, se requieren una gran variedad de análisis integrales históricos, que incluyan diversas métricas y evaluaciones de las medias, los extremos, la variabilidad climática y las teleconexiones que modulan el clima de nuestro país. Este tipo de estudios son básicos y constituyen un requisito esencial para poder estimar, con mayor confiabilidad que la actual, como cambiarían las condiciones medias (nuestro clima) prevalecientes sobre nuestro territorio ante el calentamiento global de nuestro planeta. Lograrlo implica todo un reto, tanto de la academia como del gobierno en todos sus niveles, pero es indudable el gran beneficio que representa invertir en el conocimiento. Esto último, desgraciadamente, es extremadamente raro en nuestro país. Dada la gran importancia y el gran desafío que implica el calentamiento global del planeta, los autores de este capítulo confiamos en el buen juicio de nuestros gobernantes para encarar enérgicamente este problema y canalizar los recursos necesarios para su atención; aunque los frutos de tales inversiones no se cosechen en sus respectivos periodos de gestión pero sí los disfruten las generaciones venideras de mexicanos, incluidos sus descendientes. No hacerlo, conlleva un riesgo inaceptable para nuestra sociedad.

Referencias

Adem, J., 1962: On the theory of the general circulation of the atmosphere. Tellus, 14: 102–115. doi: 10.1111/j.2153-3490.1962.tb00123.x

Bellenger H., E. Guilyardi, J, Leloup, M. Lengaigne, J. Vialard, 2014: ENSO representation in climate models: from CMIP3 to CMIP5. Climate Dynamics, 2014, 42 (7-8), p. 1999-2018. ISSN 0930-7575.

Bellucci A, Gualdi S, Navarra A (2010) The double-ITCZ syndrome in coupled general circulation models: the role of large-scale vertical circulation regimes. Journal of Climate 5:1127–1145

Benestad, R.E., Chen, D., and Hanssen-Bauer, I., 2008. Empirical-Statistical Downscaling. Singapore: World Scientific Publishing.

Boyle, J., and S. A. Klein, 2010: Impact of horizontal resolution on climate model forecasts of tropical precipitation and diabatic heating for the TWP-ICE period. J. Geophys. Res., 115, D23113.

Chen, Y. H., and A. D. Del Genio, 2009: Evaluation of tropical cloud regimes in observations and a general circulation model. Clim. Dyn., 32, 355–369.

Claussen, M. Mysak, L. A. Weaver, A. J.Crucifix, M. Fichefet, T. Loutre, M.-F. Weber, S. L. Alcamo, J. Alexeev, V. A. Berger, A. Calov, R. Ganopolski, A. **Goosse**, H. Lohmann, G. Lunkeit, F. Mokhov, I. I. Petoukhov, V. Stone, P. Wang. Z., 2012: Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models. Clim Dyn 18 (7): 579-586 (2002).

Collins, W.D., V. Ramaswamy, M.D. Schwarzkopf, Y. Sun, R.W. Portmann, Q. Fu, S.E.B. Casanova, J.-L. Dufresne, D.W. Fillmore, P.M.D. Forster, V.Y. Galin, L.K. Gohar, W.J. Ingram, D.P. Kratz, M.-P. Lefebvre, J. Li, P. Marquet, V. Oinas, Y. Tsushima, T. Uchiyama, and W.Y. Zhong, 2006: Radiative forcing by well-mixed greenhouse gases: Estimates from climate models in the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fourth Assessment Report (AR4). *J. Geophys*. Res., **111**

Deser, C., A. S. Phillips, V. Bourdette, and H. Teng, 2012: Uncertainty in climate change projections: The role of internal variability. Climate Dyn., 38, 527–546. doi:10.1007/s00382-010-0977-x.

Deser, C., A. S. Phillips, Michael A. Alexander, and Brian V. Smoliak, 2014: Projecting North American Climate over the Next 50 Years: Uncertainty due to Internal Variability. J. Climate, 27, 2271–2296. doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00451.1

Donn L. W., R. Goldberg y J. Adem, 1986. Experiments in monthly temperature forecasting. Bull. Amer. Meteor. Soc., 67, 165-169.

Flato, G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S.C. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, C., Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. **Jakob**, V. Kattsov, C. Reason and M. Rummukainen, 2013: Evaluation of Climate Models. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-**K. Plattner**, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA

Farneti, R. and P. Gent, 2011: The effects of the eddy-induced advection coefficient in a coarse-resolution coupled climate model, Ocean Modell., 39, 135-145.

Gao X, J.S. Pal, F. Giorgi, 2006: Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. Geophys Res Lett 33: L03706. doi: 10.1029/2005 GL024954

Gent, P. and G. Danabasoglue, 2011: Response to Increasing Southern Hemisphere Winds in CCSM4. Journal Climate. Vol. 4.DOI: 10.1175/JCLI-D-10-05011.1

Held, I. 2005: The Gap between Simulation and Understanding in Climate Modeling. AMS. DOI: 10.1175/BAMS-86-11-1609.

Hourdin, F., et ál., 2010: AMMA-Model Intercomparison Project. Bull. Am. Meteorol. Soc., 91, 95–104.

Hofmann, M. and M.A. Morales Maqueda, 2011: The response of Southern Ocean eddies to increased midlatitude westerlies: a non-eddy resolving model study. *Geophysical Research Letters*, 38. L03605. 10.1029/2010GL045972.

Ichikawa, H., H. Masunaga, Y. Tsushima, and H. Kanzawa, 2012: Reproducibility by climate models of cloud radiative forcing associated with tropical convection. J. Clim., 25, 1247–1262.

IPCC, 2007: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.) Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.996 pp.

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" [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.

Katz, R.W., P.F. Craigmile, P. Guttorp, M. Haran, B. Sansó, and M.L. Stein, 2013: Uncertainty analysis in climate change assessments, Nature Climate Change, vol. 3, pp. 769-771. http://dx.doi.org/10.1038/nclimate1980

Klocke, D., R. Pincus, and J. Quaas, 2011: On constraining estimates of climate sensitivity with present-day observations through model weighting. J. Clim., 24, 6092–6099.

Knutti, R., R. Furrer, C. Tebaldi, J. Cermak, and G. A. Meehl, 2010: Challenges in combining projections from multiple climate models. J. Clim., 23, 2739–2758.

Knutti R., and Sedlacek J. 2013: Robustness and uncertainties in the new CMIP5 climate model projections. Nature Climate Change 3, 369–373.

Knutti, R., D. Masson, and A. Gettelman, 2013: Climate model genealogy: Generation CMIP5 and how we got there. Geophys. Res. Lett., 40, 1194–1199.

Lambert, F. H., G. R. Harris, M. Collins, J. M. Murphy, D. M. H. Sexton, and B. B. B. Booth, 2012: Interactions between perturbations to different Earth system components simulated by a fully-coupled climate model. Clim. Dyn.,

Masson, D., and R. Knutti, 2011: Climate model genealogy. Geophys. Res. Lett., 38, L08703.

Meehl, G. Hu, Aixue. Arblaster, Julie. Fasulo, John and Trenberth Kevin. 2013: Externally Forced and Internally Generated Decadal Climate Variability Associated with the Interdecadal Pacific Oscillation. DOI: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00548.1

Pennell, C., and T. Reichler, 2011: On the effective number of climate models. J. Clim., 24 2358–2367.

Petoukhov, V., et ál., 2005: EMIC Intercomparison Project (EMIP-CO_2): Comparative analysis of EMIC simulations of current climate and equilibrium and transient responses to atmospheric CO_2 doubling. Clim. Dyn., 25, 363–385, doi:10.1007/s00382-005-0042-3.

Pitman, A. J. 2003. REVIEW. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. Int. J. Climatol. 23:479-510. DOI: 10.1002/joc.893.

Randall, D. A., M. F. Khairoutdinov, A. Arakawa, and W. W. Grabowski, 2003: Breaking the cloud parameterization deadlock. Bull. Am. Meteorol. Soc., 84, 1547–1564.

Rougier, J., D. M. H. Sexton, J. M. Murphy, and D. Stainforth, 2009: Analyzing the climate sensitivity of the HadSM3 climate model using ensembles from different but related experiments. J. Clim., 22, 3540–3557.

Sanderson, B. M., 2013: On the estimation of systematic error in regression-based predictions of climate sensitivity. Clim. Chang, doi:10.1007/s10584-012-0671-6.

Sakaguchi, K., X. B. Zeng, and M. A. Brunke, 2012: The hindcast skill of the CMIP ensembles for the surface air temperature trend. J. Geophys. Res. Atmos., 117, D16113.

Seneviratne, S. I. et ál. 2006: Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. Nature 443, 205-209. DOI: 10.1038/nature05095

Sexton, D. M. H., J. M. Murphy, M. Collins, and M. J. Webb, 2012: Multivariate probabilistic projections using imperfect climate models part I: Outline of methodology. Clim. Dyn., 38, 2513–2542.

Sillmann, J., V. V. Kharin, X. Zhang, F. W. Zwiers, and D. Bronaugh, 2013): Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 1. Model evaluation in the present climate, J. Geophys. Res. Atmos., 118, 1716–1733, doi:10.1002/jgrd.50203.

Sheffield, Justin, Andrew P. Barrett, Brian Colle, D. Nelun Fernando, Rong Fu, Kerrie L. Geil, Qi Hu, Jim Kinter, Sanjiv Kumar, Baird Langenbrunner, Kelly Lombardo, Lindsey N. Long, Eric Maloney, Annarita Mariotti, Joyce E. Meyerson, Kingtse C. Mo, J. David Neelin, Sumant Nigam, Zaitao Pan, Tong Ren, Alfredo Ruiz-Barradas, Yolande L. Serra, Anji Seth, Jeanne M. Thibeault, Julienne C. Stroeve, Ze Yang, and Lei Yin, 2013: North American Climate in CMIP5 Experiments. Part I: Evaluation of Historical Simulations of Continental and Regional Climatology. J. Climate, 26, 9209–9245. doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00592.1

Sheffield, J., A. Barrett, D. Barrie, S.J. Camargo, E.K.M. Chang, B. Colle, D.N. Fernando, R. Fu, K.L. Geil, Q. Hu, X. Jiang, N. Johnson, K.B. Karnauskas, S.T. Kim, J. Kinter, S. Kumar, B. Langenbrunner, K. Lombardo, L.N. Long, E. Maloney, A. Mariotti, J.E. Meyerson, K.C. Mo, J.D. Neelin, S. Nigam, Z. Pan, T. Ren, A. Ruiz-barradas, R. Seager, Y.L. Serra, A. Seth, D.-Z. Sun, J.M. Thibeault, J.C. Stroeve, C. Wang, S.-P. Xie, Z. Yang, L. Yin, J.-Y. Yu, T. Zhang, M. Zhao, 2014: Regional Climate Processes and Projections for North America: CMiP3/CMiP5 differences, Attribution and Outstanding issues, NOAA Technical Report OAR CPO-2.

Taylor, K. E., R. J. Stouffer, G. A. Meehl, 2012: An overview of CMIP5 and the experiment design. Bull. Am. Meteorol. Soc. 93, 485–498.

Tsushima, Y., M. Ringer, M. Webb, and K. Williams, 2013: Quantitative evaluation of the seasonal variations in climate model cloud regimes. Clim. Dyn., doi:10.1007/s00382-012-1609-4.

Van Vuuren D., J. Edmonds, M. Kainuma, K. Riahi, A. Thomson, K. Hibbard, G. C. Hurtt, T. Kram, V. Krey, J.-F Lamarque, T. Masui, M. Meinshausen, N. Nakicenovic, S. J. Smith and S.K. Rose, 2011: The representative concentration pathways: an overview. Clim. Change, 109, 5–31. DOI 10.1007/s10584-011-0148-z.

Wilby, R.L., S. P. Charles, E. Zorita, B. Timbal, P. Whetton, L. O. Mearns, 2004: The guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. Supporting material of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), prepared on behalf of Task Group on Data and Scenario Support for Impacts and Climate Analysis (TGICA).

Capítulo 10

DETECCIÓN Y ATRIBUCIÓN DE CAMBIO CLIMÁTICO

Autores líderes:

Francisco Estrada Porrúa[2], Carlos Gay y García[1,2].

Autores colaboradores:

Fanny Díaz López[2], Ana Cecilia Conde Álvarez[2], Benjamín Martínez López[2], Edgar Gerardo Pavia López[6], Gerardo Sánchez Torres Esqueda[11] y Jorge Zavala Hidalgo[2].

[1]UNAM PINCC Programa de Investigación en Cambio Climático,
[2]UNAM CCA Centro de Ciencias de la Atmósfera,
[6]CICESE Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C.,
[11]Ingenieros Sin Fronteras México, A.C.

Palabras clave: atribución, detección, cambios en temperatura, cambios en la precipitación, eventos extremos, análisis contrafactual, pausa en el calentamiento.

Resumen

El sistema climático es dinámico y altamente complejo. Está formado por cinco componentes básicos (atmósfera, hidrosfera, criósfera, litosfera y biosfera) así como sus interacciones. A lo largo de la historia, el desarrollo humano se ha basado en la transformación del entorno. Desde la Revolución Industrial las actividades humanas se han convertido en el principal causante del cambio ambiental a nivel local, regional y global y han afectado significativamente cada uno de los componentes del sistema clima (Field y Van Aalst, 2014; IPCC, 2013; Rockström et ál., 2009).

Tanto evidencia empírica como fundamentos físicos indican que las actividades humanas han jugado un papel determinante en cómo el clima ha evolucionado en diversas escalas espaciales desde inicios del siglo XX. El impacto de las actividades humanas sobre el clima local y regional como resultado de transformaciones del entorno ha sido ampliamente documentado y reconocido (Howard, 1833; Menon et ál., 2002; Oke, 2002, 1973; Oke et ál., 1992; Qian et ál., 2003). Ejemplos de esto son los procesos de urbanización y de deforestación que afectan los balances de energía en la escala local cambiando las propiedades radiativas de la superficie, su capacidad calorífica y conductividad térmica, y como consecuencia, han alterado el clima local. Sin embargo, ha sido en la escala global que, tanto por lo complejo del problema estudiado como por sus implicaciones socioeconómicas, la detección y en particular la atribución de la influencia humana ha sido objeto de debate.

En particular, el calentamiento global resultante del incremento en las emisiones de gases de efecto invernadero ha sido cuestionado principalmente en los medios de comunicación y la literatura no especializada. Dentro de la comunidad científica existe actualmente un fuerte consenso sobre el origen antropogénico de al menos parte del calentamiento observado desde mediados del siglo XX (Maibach et ál., 2014). Como se documenta en capítulos de este volumen y en la contribución del Grupo de Trabajo I al Quinto Reporte de Evaluación del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC, 2013), la evidencia acumulada desde el siglo pasado así como los avances en el conocimiento y modelación del clima dejan poco espacio para debatir el efecto de dichos gases en el clima global y el origen antropogénico del calentamiento observado. La detección y atribución de cambio climático son un requisito para entender cambio climático observado y la proyección del clima futuro, sus posibles consecuencias y las opciones para enfrentarlas. Estos estudios son la base para definir el problema de cambio climático. Este capítulo presenta un resumen del estado del conocimiento en cuanto a la detección y atribución de cambio climático a nivel global así como a nivel país y apunta las necesidades en términos de información y de creación de capacidades en este tema.

Cambios observados en el sistema clima

Un elemento básico en este capítulo es el concepto de clima y su evolución (ver capítulo 5 de este volumen). El estado del sistema climático durante un periodo determinado (por ejemplo durante 30 años) se conoce como clima y a menudo se describe en términos de la media y la variabilidad de las cantidades pertinentes, tales como temperatura y precipitación (IPCC, 2013a). En estricto, esta definición tiene sentido solamente cuando el clima se considera aproximadamente estacionario, es decir cuando los momentos de su distribución no dependen del tiempo. La evidencia observada indica que nos encontramos en un periodo de transición hacia otro estado del clima; la estacionariedad del clima ha muerto y esto tiene importantes implicaciones sobre cómo se manejan los riesgos climáticos (Milly et ál., 2008)[1].

El cambio climático se refiere a desviaciones con respecto a un clima de referencia que persisten durante largos periodos de tiempo y que conducen a cambios identificables en la descripción estadística de sus propiedades. Este fenómeno resulta de cambios en el balance energético global, y puede ser causado por factores naturales tales como cambios en la radiación solar, erupciones volcánicas o cambios en la órbita de la Tierra y en su eje de rotación, así como por causas antropogénicas como son cambios en las concentraciones atmosféricas de gases de efecto invernadero o cambios en emisiones de aerosoles troposféricos (Stephens et ál., 2010; Hansen et ál., 2011).

[1] Si bien la estacionariedad del clima probablemente jamás ha existido (Pielke, 2009), ésta ha sido un supuesto detrás de cómo se manejan los riesgos climáticos (p. ej. estimaciones de tiempo de retorno, diseño y construcción de infraestructura).

La composición química de la atmósfera y con ella el balance energético del planeta han sido modificados significativamente durante los últimos siglos. Desde la época preindustrial (~1750) las actividades humanas han producido grandes cambios en las abundancias atmosféricas de gases de efecto invernadero y otras sustancias radiativamente activas (IPCC, 2013). Las principales actividades detrás de estos cambios son el uso de combustibles fósiles y la modificación del uso del suelo. Estos cambios han llevado las concentraciones de dióxido de carbono (CO_2) de 280 partes por millón (ppm) en la época preindustrial a 398.5 ppm en el año 2014. Por su parte, la agricultura ha sido el principal impulsor de metano (CH_4) y óxido nitroso (N_2O), contribuyendo a incrementar las concentraciones atmosféricas de 715 partes por mil millones (ppb) y 270 ppb en la época preindustrial a 1,803 ppb y 324 ppb en 2011, respectivamente. Las concentraciones actuales de estos gases son las más altas en al menos los últimos 800,000 años, y sus tasas de crecimiento promedio en el último siglo no tiene precedente en los últimos 22,000 años (IPCC-GTI, 2007; IPCC, 2013). Las actividades industriales han sido la fuente principal de las emisiones de aerosoles troposféricos que tienen efectos tanto regionales como globales sobre el clima debido a sus efectos directos e indirectos en el balance de energía de la Tierra. En el caso de México, sus emisiones se discuten en el capítulo 6 Industria, del volumen III de esta obra.

Se estima que el forzamiento radiativo total con respecto a los tiempos preindustriales ha aumentado 2.29 W/m^2, mientras que el efecto neto de las actividades antropogénicas durante este periodo es 2.83 W/m^2. Cabe señalar que el forzamiento antropogénico es varios órdenes de magnitud mayor que la de los cambios en el forzamiento solar (0.05 W/m^2). El principal contribuyente al cambio observado en el forzamiento radiativo total desde 1,750 ha sido el aumento de CO_2 (alrededor de 1.68 W/m^2), mientras que los aerosoles y el cambio de uso de suelo son responsables de la mayor parte del forzamiento radiativo negativo durante el mismo periodo (IPCC, 2013). La contribución de México al forzamiento radiativo se consigna en el capítulo 8 de este volumen.

Modificaciones en el sistema clima como producto de estos cambios son una consecuencia física esperada. Las bases físicas del efecto invernadero así como las consecuencias de la alteración de las concentraciones atmosféricas de algunos de los gases traza sobre el balance de energía de la Tierra y en la temperatura global fueron establecidas desde el siglo XIX (Fourier, 1824; Tyndall, 1873; Arrhenius, 1908). El efecto invernadero descansa en principios físicos fundamentales difícilmente discutibles (IPCC-GTI, 2007; Fleming, 2006). Sin embargo, gran incertidumbre persiste hasta ahora en cuanto a la magnitud y el momento en que estos cambios en el clima se manifestarían en respuesta a los incrementos observados en el forzamiento radiativo, así como respecto a cuánto tiempo le tomaría al sistema clima llegar a un nuevo equilibrio. El clima observado contiene una mezcla de oscilaciones naturales de alta y de baja frecuencia que pueden ocultar o exagerar una posible señal de cambio climático durante largos periodos de tiempo (Wu et ál., 2011; Swanson et ál., 2009).

De esta forma, establecer la existencia de una señal de cambio climático en los datos observados, y determinar si al menos parte de esta señal puede ser explicada por las actividades humanas, ha mostrado ser no sólo una tarea compleja debido a la naturaleza del problema en sí, sino también una tarea polémica debido a sus implicaciones políticas y socioeconómicas (Gleick et al, 2010; Tol, 2014; Stern, 2006). Estos temas de investigación van más allá del interés científico puro: "La detección y la atribución confiable de los cambios en el clima y sus efectos, es fundamental para nuestra comprensión de las bases científicas del cambio climático y para permitir que los tomadores de decisiones para la gestión de riesgos relacionados con el clima" (Hegerl et al, 2010, página 1).

1. Detección y atribución de cambio climático: métodos y resultados a nivel global y regional

1.1. Descripción de conceptos y métodos: el caso de la temperatura global y hemisférica

La detección del cambio climático está directamente relacionada con el problema de identificación de señales o patrones en alguna variable o conjunto de variables relevantes y se define formalmente como "el proceso de demostrar que el clima o un sistema afectado por el clima ha cambiado en cierto sentido estadístico definido sin proporcionar razón alguna para ese cambio. Se dice que se ha detectado un cambio en las observaciones si su probabilidad de ocurrencia debida únicamente a la variabilidad interna es pequeña" (IPCC, 2013; Hegerl et ál., 2010. Los inicios de la detección de cambios en el clima del planeta datan de la década de 1950 cuando diversos grupos de investigación se dieron a la tarea de producir, con base en los registros observados, estimaciones de las temperaturas global y hemisféricas (p. ej. Willet 1950; Mitchell, 1961; Jones et ál., 1986a,b,c; Hansen y Lebe-

deff, 1987). Desde entonces las estimaciones de las temperaturas: global y hemisféricas, se han beneficiado de grandes avances en la recuperación y procesamiento de información climática. Diversas técnicas tanto físicas como estadísticas han permitido completar y extender hacia el pasado el récord climático, así como mejorar la exactitud de las estimaciones y sus incertidumbres (p. ej. Morice et ál., 2012; Hansen et ál., 2010). La publicación de bases de datos de temperaturas globales y hemisféricas ha sido tradicionalmente acompañada de análisis de tendencias, en muchos casos poco rigurosos. Esta debilidad metodológica está, aún hoy en día, presente en gran cantidad de estudios de detección de cambio climático y los hace fácilmente criticables debido a la alta probabilidad de detección de cambios espurios (p. ej. Wilks, 2011; von Storch y Navarra, 1999. Durante la década de 1990 un gran esfuerzo se dedicó a hacer más formal el estudio de detección de cambio climático, y una parte importante de estos estudios se enfocó en analizar las propiedades de series de tiempo de las temperaturas globales y hemisféricas. Una pregunta fundamental que surgió en esta época es ¿qué tipo de proceso estocástico representa mejor las temperaturas, global y hemisféricas observadas? La investigación se enfocó en tres tipos de procesos: estacionario alrededor de una constante, tendencia estacionario y diferencia estacionario (Estrada y Perron, 2014; ver Gay García y Estrada, 2010). En el primer tipo de proceso los momentos (incondicionales) son invariantes en el tiempo; por ejemplo, su media y covarianza son constantes dentro del periodo muestral. En este caso no existiría evidencia del cambio climático o ésta no sería detectable. Dado que ya desde los inicios de la década de 1990 simple inspección visual de los registro de las temperaturas sugería un componente de tendencia, la discusión se centró en los otros dos tipos de procesos. Tendencia estacionario y diferencia estacionario son ambos procesos no-estacionarios que muestran una tendencia de largo plazo. Sin embargo, la naturaleza e interpretación de este movimiento de largo plazo son en cada caso muy distintas. En el primero la tendencia es determinística mientras que en el segundo es estocástica. Hasta la introducción de métodos de co-integración para analizar la relación entre el forzamiento radiativo y temperaturas, la presencia de una tendencia estocástica se interpretó como evidencia de que el calentamiento observado era producto de la variabilidad natural de baja frecuencia y no era de esperarse que se mantuviera en el largo plazo. Por lo contrario, la presencia de una tendencia determinística comúnmente se interpreta como evidencia de un cambio de largo plazo en el clima.

Los estudios de Woodward y Gray (1993, 1995) sugirieron que la temperatura global puede ser representada mejor como un proceso integrado y que por lo tanto la tendencia positiva observada en la temperatura es producto de fluctuaciones aleatorias. Asimismo, Kärner (1996) concluyó que un proceso integrado puede explicar todas las variaciones de la temperatura global durante el siglo XX. Estos estudios sugerían que tendencias de corto plazo son inevitables en la temperatura global y que no tienen relación con los aumentos en las concentraciones de CO_2 en la atmósfera. Por el contrario, la evidencia presentada en Galbraith y Green (1992) sugería que la temperatura global se puede descomponer en una tendencia positiva más un componente de ruido estacionario y que por lo tanto el calentamiento observado continuaría en el futuro. Bloomfield (1992), llega a resultados similares y estima que una tasa de calentamiento de 0.2 a 0.8ºC por siglo. Zheng y Basher (1999) concluyen que la existencia de una tendencia determinística no puede rechazarse y que por lo tanto el calentamiento global observado no es una realización de variabilidad natural. El debate sobre las propiedades de series de tiempo de las temperaturas global y hemisféricas ha durado décadas y aún está vigente (p. ej. Estrada et ál., 2010; Kaufmann et ál., 2009).

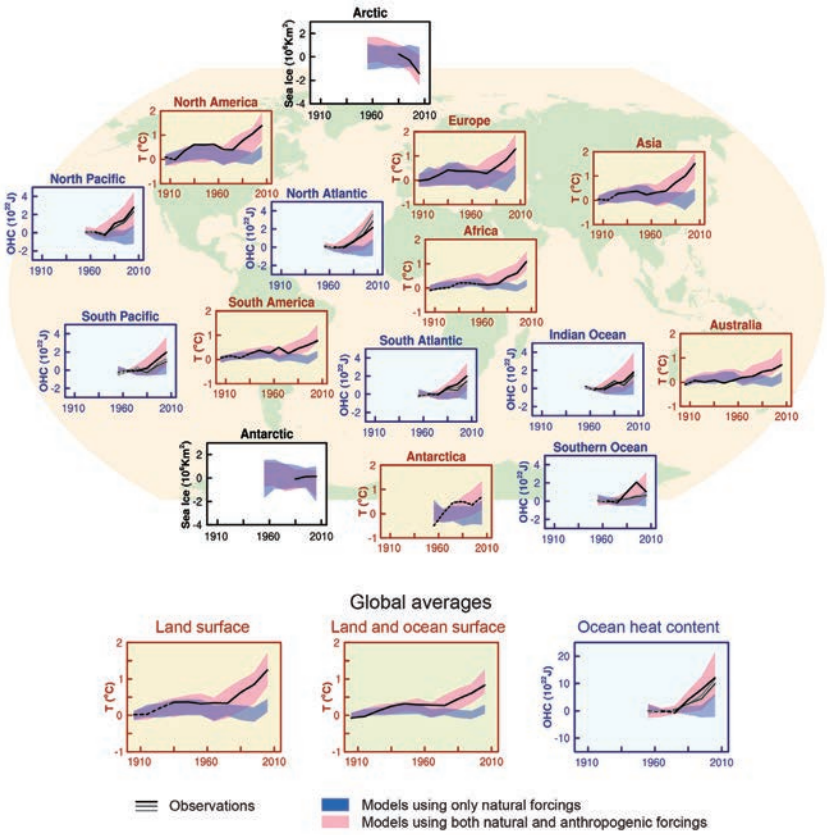
Sin embargo, a pesar de fuertes discusiones metodológicas y con la excepción de un número limitado de publicaciones (Beenstock et ál., 2012; Mills, 2010), los resultados recientes del análisis de las temperaturas global y hemisféricas apuntan a una tendencia de calentamiento de largo plazo que no puede ser explicada por la variabilidad natural del sistema climático (p. ej. Gay-Garcia, Estrada, y Sánchez 2009; Gil-Alana 2015; Kaufmann, Kauppi, y Stock 2006; Swanson, Sugihara, y Tsonis 2009; Wu et ál. 2011). En general estos estudios indican que la tasa de calentamiento no ha sido constante durante el periodo observado. La temperaturas superficiales global promedio ha aumentado aproximadamente 0.85 °C desde 1880 mostrando una tendencia no lineal que puede caracterizarse por un gran incremento en la tasa de calentamiento durante el periodo 1970-1990 y dos periodos de desaceleración en el calentamiento, el primero ocurriendo alrededor de 1940 a 1970 y el segundo desde finales de 1990 (p. ej. el IPCC, 2013; Hansen y Lebedeff, 1987; Jones et al, 1986a,b;. Gay et al, 2009;. Estrada et al, 2013b; ver Cuadro 1). A pesar de que la tendencia de la temperatura global en los últimos 15 años ha sido cercana a cero, 0.05 °C [-0.05 a 0.15] por década, cada una de las tres últimas décadas ha sido, sucesivamente, más caliente que cualquiera de las precedentes desde 1850 (IPCC, 2013).

Atribución implica la descomposición de la señal climática en sus diferentes componentes naturales y antropogénicos y la evaluación de la importancia relativa de cada uno de ellos. El IPCC define la atribución como "el proceso de evaluar las contribuciones relativas de múltiples factores causales a un cambio o evento con una asignación de confianza estadística" (IPCC, 2013). El IPCC hace hincapié en que la atribución de cambio climático requiere la combinación de análisis estadístico y conocimiento de la física del clima. Los primeros estudios de atribución se centraron principalmente en las temperaturas de superficie globales y hemisféricas, debido a su interpretación como índices de calentamiento general y porque los mecanismos físicos causales detrás de estos procesos están bien entendidos. Sin embargo, los estudios de atribución más recientes han abordado una amplia gama de variables climáticas, escalas espaciales, así como cambios en la probabilidad de extremos e incluso la atribución de fenómenos meteorológicos o eventos climáticos individuales (véase secciones 1 y 2 e IPCC, 2013; Capítulo 10).

Los métodos para la realización de estudios de atribución se pueden agrupar en dos categorías generales (IPCC, 2013, Capítulo 10.2): estadísticos y físicos/físico-estadísticos. La mayoría de los estudios de detección y atribución disponibles hasta la fecha se basan en la última categoría (Hegerl y Zwiers, 2011).

El enfoque basado en modelos físicos del clima para atribución implica, en su expresión más simple, el uso de análisis contrafactual: "en general, parte de un cambio observado es atribuible a un factor causal específico si las observaciones pueden ser consideradas consistentes con los resultados de un modelo físico que incluye el factor causal en cuestión, e incompatible con un modelo idéntico que excluye este factor" (IPCC, 2013; Knutson et ál., 2013a). Las simulaciones del clima del siglo XX, obtenidas mediante modelos de circulación general y las mejores estimaciones del forzamiento radiativo disponibles, son comúnmente utilizadas para comparar la respuesta del clima bajo forzamiento natural exclusivamente con la obtenida incluyendo tanto el forzamiento natural como el antropogénico. Estos ejercicios contrafactuales han aparecido desde el tercer Reporte de Evaluación del IPCC (IPCC, 2001) con el fin de ilustrar la influencia de los factores antropogénicos sobre el calentamiento observado (Figura 1). El método de "optimal fingerprinting" (Hasselmann, 1997, 1979; Hegerl et ál., 1997) permite investigar la atribución del cambio climático de una manera más formal. Este método tiene particular importancia debido al amplio rango de escalas y variables a las que se puede aplicar. El "optimal fingerprinting" se basa en una regresión multivariada generalizada en donde la variable dependiente es una variable climática observada y las variables independientes son simulaciones producidas por modelos de circulación general en las que se presume que la señal de cambio climático y la variabilidad del sistema están bien representadas (IPCC, 2013a; Hegerl, Zwiers y Tebaldi, 2011). Los primeros estudios que utilizaron los métodos de fingerprinting se basaron en relacionar patrones observados con aquellos en la respuesta de equilibrio o la respuesta transiente obtenida de un modelo físico de clima bajo con una cierta combinación de forzantes radiativos (Santer et ál., 1996, 1995). Actualmente estos estudios se basan en simulaciones físicas utilizando el forzamiento observado durante el periodo de estudio (Allen et ál., 2006). Figura 2 ilustra la aplicación de este método para descomponer el aumento de la temperatura superficial global observada durante el periodo 1950-2010 en sus diferentes componentes naturales y antropogénicos (Knutson et ál., 2013a; 2013b). Se estima que el forzamiento antropogénico contribuyó probablemente entre 0.6 °C a 0.8 °C al calentamiento observado, mientras que el forzamiento natural aportó menos de 0.05 °C. También es interesante observar que, de acuerdo con estas estimaciones, la variabilidad natural no contribuyó al calentamiento observado. Sin embargo, existe nueva evidencia de que el papel de la variabilidad natural en el calentamiento observado podría haber sido subestimado fuertemente por los modelos climáticos, y por lo tanto en las evaluaciones de los componentes del calentamiento observado como el que se muestra en la Figura 1 (p. ej. Von Storch, 2013).

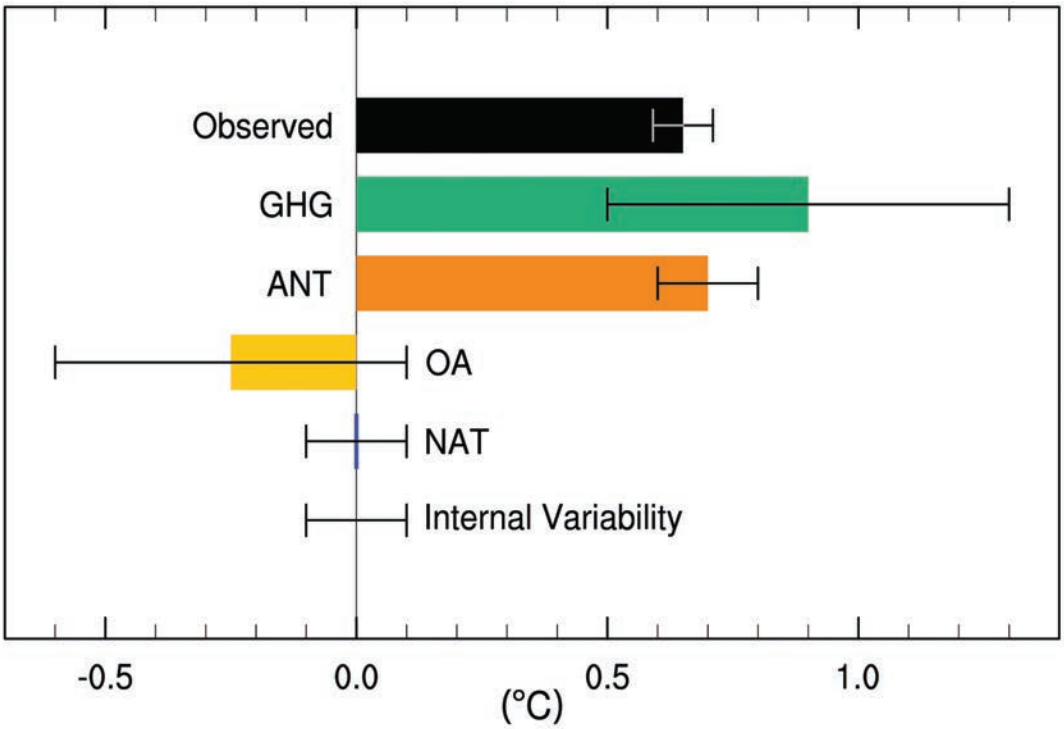
Figura 1. Ejemplo de análisis contrafactual utilizando las simulaciones de modelos climáticos para ilustrar la atribución del calentamiento observado a nivel global y regional



Fuente: (IPCC, 2013a)

Los paneles cafés y azules muestran series de tiempo de temperatura superficial y contenido de calor del océano, respectivamente. Cada panel muestra las observaciones con líneas y las sombras azules y rosas representan un intervalo de 90 % confianza de la respuesta simulada utilizando a) el forzamiento natural únicamente, y b) el forzamiento tanto natural como antropogénico, respectivamente. En el caso de temperaturas superficiales en tierra y de la superficie del océano, las líneas continuas (discontinuas) indican que la coberturas espacial es mayor (menor) al 50 % del área. En el caso del contenido de calor del océano, las líneas continuas (discontinuas) indican en que la cobertura y calidad de los datos es buena (adecuada).

Figura 2. Rangos probables (bigotes) y puntos medios (barras) de las tendencias de calentamiento observadas durante el periodo 1951 - 2010, atribuibles a: gases de efecto invernadero bien mezclados (GHG); forzamientos antropogénicos (ANT); forzamientos antropogénicos diferentes a GEI (OA); forzamientos naturales (NAT) y; variabilidad interna. La tendencia en los datos de la temperatura de la superficie observada (HadCRUT4) se muestra en negro, con un rango de incertidumbre observacional del 5 % al 95 %



Fuente: (IPCC, 2013a)

Ambos métodos para realizar estudios de atribución están estrechamente relacionados con la evaluación de los modelos de clima y las conclusiones sobre la atribución de cambio climático obtenidas a través de ellos son tan confiables como la capacidad de los modelos climáticos para simular adecuadamente tanto la variabilidad natural como la tendencia de calentamiento observadas (p. ej, North y Stevens, 1998). Las mejoras en el desempeño de los modelos físicos para reproducir el clima observado han sido un factor clave detrás de las evaluaciones del IPCC sobre la atribución del cambio climático. El nivel de confianza del IPCC en cuanto a la atribución del calentamiento observado a actividades humanas ha pasado de "probable" (> 66 % de probabilidad; IPCC, 2001) a "muy probable" (> 90 % de probabilidad; IPCC-GTI, 2007) y a "extremadamente probable" (> 95 % de probabilidad; IPCC, 2013a).

Los estudios de atribución basados en métodos estadísticos no dependen de qué tan capaces son los modelos físicos del clima para reproducir el clima observado y por lo tanto ofrecen una manera independiente de investigar el papel de las actividades humanas en el calentamiento observado. Sin embargo, debido a limitaciones metodológicas para relacionar series de tiempo no estacionarias, la atribución de cambio climático a actividades humanas usando datos observados ha sido problemática y fuente de un intenso debate metodológico. Entre los primeros esfuerzos para investigar la atribución de cambio climático usando métodos estadísticos modernos se encuentra Tol y de Vos (1993;1998); Stern y Kaufmann (1997a; 1997b); entre otros. Estos estudios

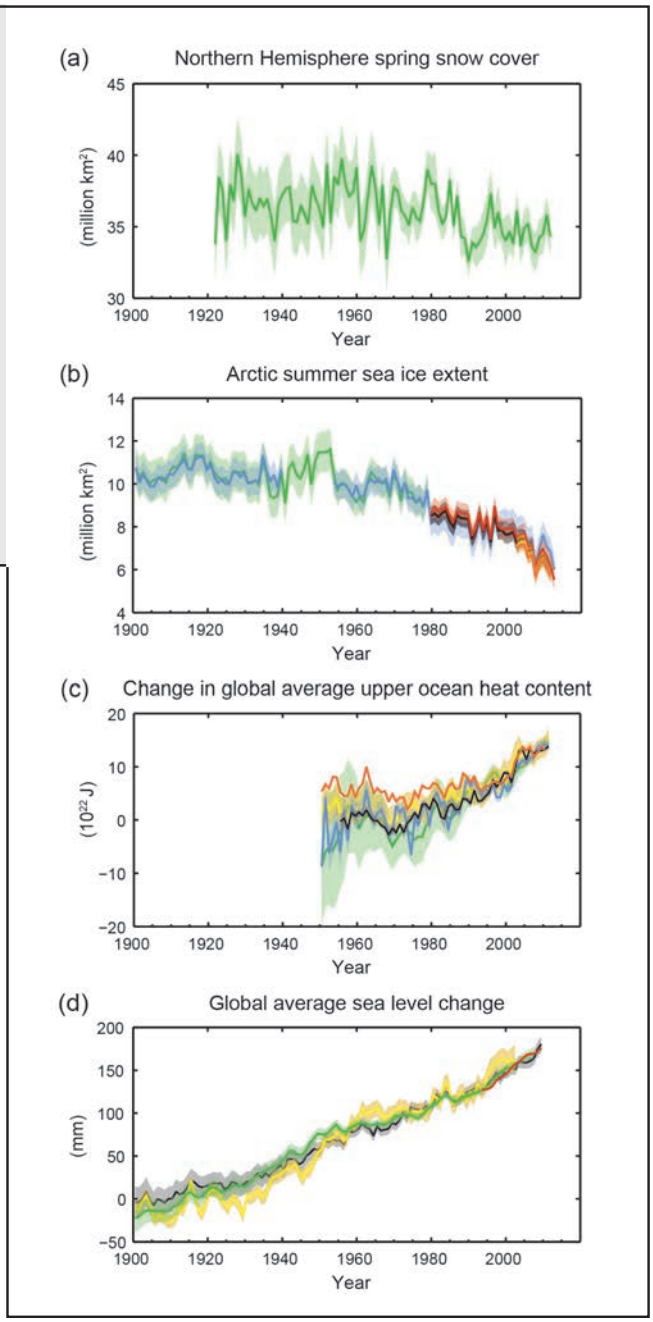
se basaron en técnicas de co-integración (Engle y Granger, 1987), las cuales representaban uno de los avances más importantes en cuanto a la modelación de series de tiempo no estacionarias del momento. Estos estudios concluyeron que la temperatura y el forzamiento radiativo comparten una misma tendencia estocástica de largo plazo, aportando evidencia empírica consistente con los modelos físicos de clima. Sin embargo, durante las dos décadas pasadas nuevos avances en pruebas de raíces unitarias y de cambio estructural han cambiado sustantivamente la modelación estadística de series de tiempo (ver Perron, 2006). Estos avances han también impactado la literatura sobre la detección y, en particular, la atribución de cambio climático (Estrada et ál., 2013a; 2013b; 2010; Gay-Garcia et ál., 2009; Gil-Alana, 2015). Publicaciones recientes mostraron que las temperaturas global y hemisféricas así como el forzamiento radiativo total podrían haber sido erróneamente identificadas como procesos integrados y esto implicaría que las pruebas de co-integración podrían llevar a resultados espurios (Estrada et ál., 2010; Gay et ál., 2009; Triacca, 2001). En respuesta, nuevos enfoques basados en métodos estadísticos especialmente diseñados para series de tiempo de tendencia estacionaria con cambios estructurales han sido propuestos para estudiar atribución de cambio climático (p. ej. Estrada et ál. 2013; Estrada, Perron, y Martínez-López, 2013). Estos enfoques son acordes con las propiedades de series de tiempo de las temperaturas: global y hemisféricas, y el forzamiento radiativo total, y han provisto evidencias sólidas sobre el papel dominante de las actividades humanas sobre la evolución del clima en el periodo registrado. Usando estas técnicas, estudios recientes han ligado eventos socioeconómicos globales que han impactado fuertemente las emisiones de gases de efecto invernadero con cambio en las tasas de calentamiento observadas (Estrada et ál. 2013; Estrada, Perron, y Martínez-López, 2013; Estrada y Perron, 2014; ver Cuadro 1).

A pesar de los problemas metodológicos mencionados anteriormente y diferentes enfoques de modelación, la literatura sobre atribución ofrece una conclusión robusta: el calentamiento del sistema climático es inequívoco y la mayor parte del aumento en la temperatura global superficial es muy probablemente debido al incremento observado en las concentraciones de gases de efecto invernadero debido a la actividad humana. La evidencia indica la existencia de características comunes entre el forzamiento radiativo total y las temperaturas: global y hemisféricas, tales como una tendencia no lineal común y cambios estructurales ordenados en el tiempo. El origen de esta tendencia compartida se puede rastrear a el forzamiento radiativo de gases de efecto invernadero —uno de los componentes del forzamiento radiativo total— y que es dominantemente antropogénico (p. ej. IPCC, 2013a; Delworth y Knutson, 2000; Meehl et ál., 2007b; Tol y de Vos (1993; 1998), Stern y Kaufmann (1997a; 1997b); Estrada et ál., 2013a,b).

1.2. Detección y atribución en otras variables climáticas y escalas geográficas

Una variedad de estudios sobre la detección de cambio climático han sido realizados para diversas escalas espaciales y una gran cantidad de variables climáticas tales como precipitación y eventos extremos (Coumou y Rahmstorf, 2012; p. ej. Fischer y Knutti, 2014), cobertura de nieve y hielo (p. ej. Comiso, 2011), sequías (p. ej, Greve et ál., 2014), contenido de calor en los océanos (p. ej. Barnett et ál., 2001; Chen y Tung, 2014) y aumento en el nivel del mar (Church y White, 2011), entre otras (ver Stott et ál., 2010). Los resultados reportados en la literatura en general muestran tendencias claras y consistentes con un calentamiento persistente y generalizado del sistema climático (Figura 3). Una gran cantidad de los cambios observados desde mediados del siglo XX no tienen precedente en los últimos decenios a milenios (IPCC, 2013a).

Figura 3. Distintos indicadores observados de un clima mundial cambiante: a) promedio de la extensión del manto de nieve del hemisferio norte en marzo-abril (primavera); b) promedio de la extensión del hielo marino del Ártico en julio-agosto-septiembre (verano); c) cambio en el contenido calorífico medio global de las capas superiores del océano (0-700 metros), ajustado al periodo 2006 - 2010, y en relación con el promedio de todos los conjuntos de datos correspondientes a 1970; d) nivel medio global del mar con respecto al promedio del conjunto de datos de más larga duración entre 1900 y 1905, y con todos los conjuntos de datos alineados para tener el mismo valor en 1993, primer año de datos de altimetría por satélite. Todas las series temporales (líneas de color que indican los diferentes conjuntos de datos) muestran valores anuales, y, en los casos en que se han evaluado, las incertidumbres se indican mediante sombreado de color



Fuente: (IPCC, 2013)

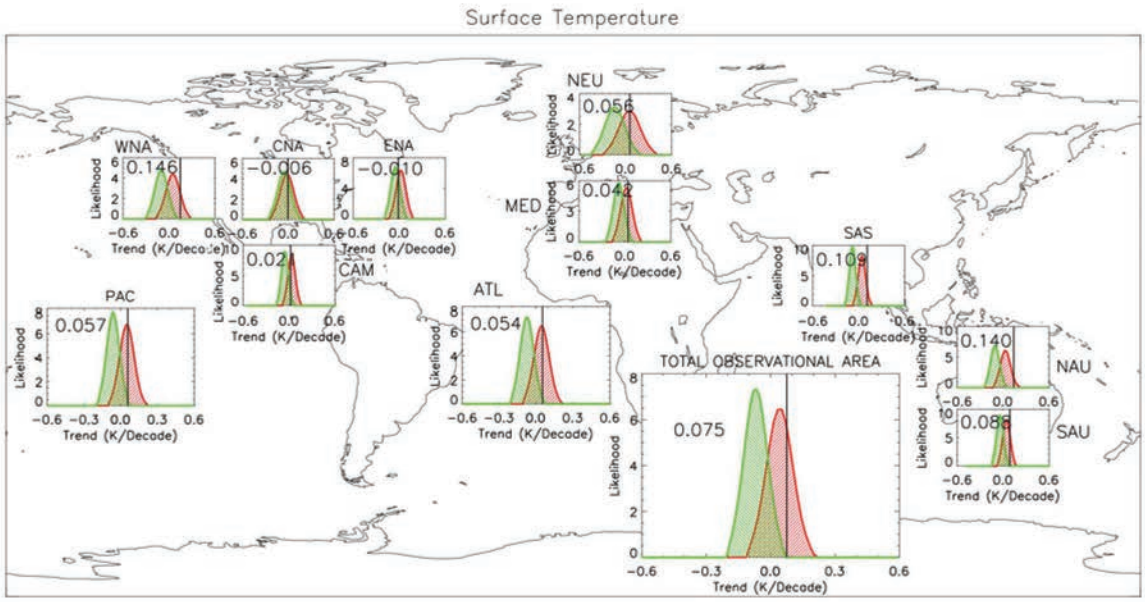
La detección y atribución de cambio climático en escalas regionales es una tarea considerablemente más complicada que a nivel global. En la contribución del Grupo de Trabajo I para el Quinto Reporte de Evaluación del IPCC (IPCC, 2013) se describen algunas de las razones que hacen difícil la detección y atribución de cambio climático en estas escalas (IPCC, 2013). Primero, la variabilidad interna regional es generalmente mucho mayor que la variabilidad global promedio y por lo tanto la señal de cambio climático es más difícil de detectar. Segundo, los patrones asociados a la respuesta del clima con respecto a cambios en el forzamiento tiende a ser de gran escala. Tercero, algunos forzantes relevantes en escalas regionales son omitidos en muchas de las simulaciones de los modelos de clima. Cuarto, el desempeño de los modelos de clima en escalas regionales es considerablemente peor que en la escala global (ver capítulo 9 de este volumen). Adicionalmente, es importante tener en cuenta que estos estudios están generalmente disponibles únicamente para ciertas regiones del mundo. El análisis de la atribución regional es generalmente realizado solamente por grandes centros de modelación del clima ya que es computacionalmente costoso y requiere capacidades técnicas que no están disponibles en muchas regiones del mundo (ver sección 10.4).

La conclusión general de la literatura de detección y atribución de cambio climático a nivel regional es que es probable que ha habido una contribución antropogénica sustancial en el calentamiento observado en los siete continentes desde mediados del siglo XX (Gillett et ál., 2008; Hegerl et ál., 2007; Knutson et ál., 2013a,b). Ha sido únicamente hasta años recientes que se ha logrado identificar una señal consistente con el calentamiento antropogénico en la Antártida. La señal en dicho continente es débil y fue detectada solamente después de que los efectos del modo dominante de variabilidad natural en la región (Modo Anular del Sur) fueran filtrados de los datos (IPCC, 2013; Knutson et ál., 2013b). La detección de un componente antropogénico en el aumento observado en temperaturas no se limita a promedios anuales. Min y Hense (2007) analizaron las temperaturas estacionales para los seis continentes poblados y encontraron que en la mayor parte de los casos el componente antropogénico es necesario para reproducir los cambios observados durante el siglo pasado.

Los análisis de detección de Wu y Karoly (2007) realizados para regiones de 500 km a nivel global indican que en más de 50 % de ellas existe una tendencia de calentamiento significativa que no es parte de la variabilidad natural. Diversos estudios han investigado la existencia de una señal antropogénica a nivel subcontinental en diversas variables. Dichos estudios muestran en general que las observaciones son consistentes únicamente con simulaciones que incluyen el forzamiento antropogénico en adición a los forzantes naturales (Bonfils et ál., 2008; Christidis et ál., 2010; Dean y Stott, 2009; Jones et ál., 2008; Knutson et ál., 2013; Pierce et ál., 2008). En algunos casos, los estudios de detección y atribución se han realizado con una escala espacial igual al tamaño de celda en los modelos de clima (Karoly y Stott, 2006; Knutson et ál., 2013b). Knutson et ál. (2013b) abordaron la detección y atribución de cambio climático utilizando datos observados y un ensamble de las corridas del CMIP5 para cada celda en una región que cubre casi la totalidad del planeta. En dicho estudio los autores reportan que una alta proporción de las celdas (alrededor de 80 %), el calentamiento observado contiene un componente antropogénico detectable durante el periodo 1901 - 2010. Con respecto a Norte América, una señal consistente con cambio climático antropogénico es detectable en las temperaturas de superficie en Canadá pero no en la parte continental de Estados Unidos ni en México (Knutson et ál., 2013b). Como se mencionó anteriormente, estos resultados deben interpretarse cuidadosamente ya que para áreas geográficas reducidas las dificultades para detectar y atribuir una señal de cambio climático son considerables y la robustez de dichos análisis es cuestionable (IPCC, 2013; Stott et ál., 2010).

Christidis et ál. (2010) presenta distribuciones de probabilidad de tendencias regionales utilizando los resultados de un análisis de atribución global y una variedad de modelos de clima. Sus resultados muestran que en todas las regiones consideradas en el estudio, exceptuando la parte central de Norte América, la influencia humana ha más que duplicado la probabilidad de encontrar tendencias de calentamiento (Figura 4).

Figura 4. Funciones de densidad de probabilidad de las tendencias en temperatura promedio durante el periodo 1950 – 1997 para distintas regiones, restringidas mediante un análisis de atribución óptimo a nivel global



Fuente: Christidis et ál. (2010)

Las líneas rojas muestran las funciones de densidad de probabilidad utilizando el forzamiento radiativo total mientras que las verdes utilizan únicamente el forzamiento radiativo natural. Las líneas negras muestran la tendencia observada durante el periodo de estudio.

La influencia de las condiciones regionales específicas permite comparar los cambios en el uso del suelo y su efecto en las temperaturas extremas. Christy et ál., 2006 realizaron una comparación entre estaciones de dos regiones en California, en San Joaquín Valley (Valley) y Sierra Nevada (Sierra), analizaron sus series de temperatura para encontrar diferencias entre unas zonas de riego y de no riego, respectivamente. Ellos encontraron que durante el siglo XX, las temperaturas mínimas de Valley son más cálidas, con valores significativamente altos sobre todo en verano y otoño (> + 0.25 °C/década). En Valley, la tendencia de la temperatura promedio anual fue +0.07 ° ± 0.07 °C/década. En la región de la Sierra, las Tmin en verano y otoño presentaron una tendencia de enfriamiento, mientras la tendencia del promedio anual de temperatura fue de -0.02 ° ± 0.10 °C/década. Los cambios estuvieron relacionados con la alteración de la superficie del ambiente, por el desarrollo de la agricultura de riego, cambiando un albedo desértico a uno más obscuro, más húmedo y con mayor vegetación.

Una atmósfera más cálida es capaz de contener más vapor de agua y se espera que bajo cambio climático el ciclo hidrológico se intensifique (IPCC, 2013). Bases teóricas apuntan a que los cambios en flujos y transporte de humedad llevarían a que las regiones del mundo que actualmente son húmedas sean más húmedas en el futuro y a que las regiones que son secas actualmente sean más secas. También se espera que se produzca una redistribución de la precipitación: un aumento en altas latitudes, una disminución en latitudes bajas y un posible cambio en la precipitación en los trópicos debido a un desplazamiento en la Zona de convergencia Intertropical (Stott et ál., 2010). Sin embargo, la detección y atribución de cambio climático a nivel regional continúa siendo problemática debido a que generalmente la razón señal/ruido es baja, a lo limitado de la cobertura observacional y a los problemas para simular variables hidrológicas en modelos dinámicos (IPCC, 2013; Stephens et ál., 2010). Aún así, el IPCC

(2013) estima que existe confianza media en que la influencia humana ha contribuido a cambios de gran escala en los patrones de precipitación continental.

Zhang et ál. (2007) presenta el primer estudio en el que se logra atribuir los cambios en precipitación global a la intervención humana con el sistema clima. En dicho estudio los autores analizan la precipitación promedio anual por bandas de latitud durante el siglo XX utilizando 14 modelos de clima. Los resultados muestran que existe una señal antropogénica y que los cambios observados en la precipitación no pueden ser explicados por la variabilidad interna natural ni por los forzantes naturales. El forzamiento antropogénico ha contribuido al incremento observado en la precipitación en latitudes medias en el hemisferio norte, así como menor precipitación en los subtrópicos y trópicos del mismo hemisferio y a mayor precipitación en los subtrópicos y trópicos en el hemisferio sur. Adicionalmente, los autores indican que los cambios observados en precipitación durante el siglo pasado son mayores que los que los modelos proyectan.

Estos resultados más las consideraciones teóricas mencionadas anteriormente, apoyan el paradigma de que bajo cambio climático las regiones húmedas se volverán más húmedas mientras que las regiones secas serán más secas. Sin embargo, un estudio reciente (Greve et ál., 2014) de más de 300 bases de datos sobre aridez para el periodo 1948 - 2005 mostró que los patrones de cambio en aridez son mucho más complejos. Solo 10.8 % del área en tierra sigue el patrón de "húmedo se vuelve más húmedo y seco se vuelve más seco". Se estima que el área árida a nivel global ha aumentado durante desde mediados del siglo XX y que estos cambios tienen una influencia antropogénica significativa (Burke et ál., 2006).

La atribución de cambios en precipitación a nivel regional es problemática debido a las limitaciones de los modelos actuales para simular esta variable en dichas escalas. Avances en la simulación de precipitación regional ha sido posible mediante el uso de modelos de clima de área limitada y estudios recientes han mostrado que son capaces de producir simulaciones consistentes con los cambios observados en la precipitación de invierno en Europa del norte (Bhend y Von Storch, 2008).

Se estima que alrededor del 90 % del aumento en la energía del planeta en el periodo 1971 - 2010 ha sido absorbida por los océanos, llevando a un aumento significativo en el contenido de calor (IPCC, 2013). A pesar de la existencia de posibles errores sistemáticos en las observaciones y el aparente mal desempeño de los modelos de clima para simular la variabilidad observada, existe evidencia de una señal antropogénica en el contenido de calor en la capa de 0-700m de profundidad (Barnett et ál., 2005; 2001; Domingues et ál., 2008; Pierce et ál., 2006). Estudios recientes han verificado la robustez de estos resultados utilizando una variedad modelos y opciones de procesamiento de datos (Gleckler et ál., 2012; Pierce et ál., 2012).

De acuerdo con el IPCC (2013), existe alta confianza en que el 75 del aumento en el nivel del mar observado desde 1971 se debe a la expansión térmica de los océanos junto con la pérdida de masa glacial (excluyendo la Antártida). Se considera que es muy probable que el forzamiento antropogénico haya contribuido de manera substancial al aumento en el nivel del mar observado a nivel global. Algunos estudios han mostrado que en la escala de cuencas oceánicas es detectable una señal en el componente termostérico que es atribuible a la influencia humana (Barnett et ál., 2005; Pierce et ál., 2012; Capítulo 3. Cambios en el nivel del mar, de este volumen). En escalas de sub-cuenca o más finas los cambios observados en el nivel del mar están dominados por los modos de variabilidad natural y, en algunos casos, las tendencias observadas pueden diferir importantemente de la tendencia global (IPCC, 2013). Hasta el momento, la razón señal ruido en estas escalas es muy pequeña, lo que limita la posibilidad de realizar estudios de atribución con una resolución menor a cuencas oceánicas.

De acuerdo con el IPCC (2013) es muy probable que la actividad humana haya contribuido a los cambios a escala global observados tanto en la frecuencia como en la intensidad de las temperaturas extremas diarias desde mediados del siglo XX. Se ha mostrado para una gran cantidad de índices globales de eventos extremos que los cambios observados son consistentes con las simulaciones de clima que incluyen el forzamiento antropogénico. Entre estos índices se encuentran los días con heladas, la duración de la estación de crecimiento, el número de noches cálidas por año, y los índices de intensidad de olas de calor y de precipitación (Stott et ál., 2010). Más aún, es probable que la influencia humana haya duplicado la probabilidad de ocurrencia de ondas de calor en algunas regiones del mundo.

El Equipo de Expertos en Impactos del Cambio Climático en Ciclones Tropicales (Knutson et ál., 2010) concluyó que continúa siendo incierto si los cambios observados en los ciclones tropicales en cuanto a su frecuencia, intensidad y cantidad de lluvia exceden la variabilidad natural, una vez que los cambios en sistemas observacionales son tomados en cuenta. El IPCC en el Quinto Reporte de Evaluación (2013) concluye que existe baja confianza en que alguna tendencia positiva de largo plazo (i.e., 40 o más años) relacionada con ciclones tropicales sea robusta. Sin embargo, se han encontrado tendencias desde 1970 a la fecha que parecen robustas en la frecuencia de ciclones tropicales y de ciclones tropicales muy intensos en el Atlántico del Norte (Kossin et ál., 2007). El origen de dichas tendencias no es claro ni tampoco es claro que tan fidedignas son en periodos de tiempo más largos debido a diferencias en métodos de observación en la primera parte del siglo XX (Landsea et ál., 2006; Holland y Webster, 2007; Landsea, 2007; Mann et ál., 2007; Chang y Guo, 2007; Vecchi y Knutson, 2008, 2011)

2. Detección de Cambio Climático en México

La literatura en cuanto a la detección de cambio climático en variables de clima en México, si bien es relativamente escasa, provee una primera imagen sobre el clima en distintas regiones del país y su evolución durante el siglo pasado. Un problema comúnmente reportado en la gran mayoría de los estudios disponibles es la falta de series de datos largas, continuas y de calidad. Es reconocible el esfuerzo realizado por el IMTA recopilando y haciendo públicas las bases de datos de CONAGUA y el SMN así como la importancia de bases de datos globales en malla para precipitación y temperatura (p.ej. HadCRUT, NASA, GCPC). Sin embargo, la falta de datos de origen y su mala calidad representa un serio reto para entender el clima observado en nuestro país y, con más razón, su evolución en el tiempo. Los siguientes subapartados resumen las principales características de los cambios en variables de clima en México.

2.1. Temperaturas de superficie

Existen diversas fuentes de datos para analizar la evolución de las temperaturas del aire superficial tanto a nivel global como regional y hasta local. Una de estas fuentes es Berkeley Earth que ofrece una metodología alternativa de aquellas usadas por NASA y el Hadley Center para la construcción de temperaturas globales y regionales. El análisis de la temperatura del aire superficial para México muestra una evolución similar a la observada en otras escalas (p. ej. hemisferio norte, global). La característica más importante en estas series es un marcado incremento en la tasa de calentamiento desde mediados del siglo XX.

El MetOffice del Reino Unido (2011), utilizando la base de datos de CRUTEM3 (Brohan et ál., 2006), presenta el análisis de las tendencias de temperaturas medias para México de 1960 a 2010 (estudios similares se realizaron para 20 países). En coincidencia con Sánchez–Lugo et ál. (2011), encuentran que en México se ha presentado un incremento anual de temperatura de 0.85 °C. Pavia y colaboradores (2009), al analizar la temperatura superficial del aire de alrededor de 1,400 estaciones en todo México, de 1940 a 2004, encontraron que en general el país se calentó durante la segunda mitad del periodo analizado (1970 - 2004); y que este calentamiento fue más generalizado en la temperatura máxima (Tmax) que en la temperatura mínima (Tmin), y más marcado durante los veranos que en las otras estaciones. La parte sur del país muestra un patrón de calentamiento similar: las temperaturas promedio han aumentado durante el periodo 1960 a 2004 con una tasa de 0.09 ºC por década, siendo que las temperaturas máximas las que han aumentado a una tasa mucho mayor. En esta región las temperaturas mínimas se han mantenido relativamente constantes durante dicho periodo. La influencia de la PDO y ENSO es mucho menor y no podría explicar el patrón de calentamiento observado (Peralta-Hernández et ál., 2009). El centro y noroeste de México presentan tendencias contrastantes con el resto del país.

México sufrió un enfriamiento durante el periodo 1940 - 1969 (Pavía et ál., 2006). Este enfriamiento fue más marcado en el invierno que en otras estaciones. En estos resultados el fenómeno de "El Niño Oscilación Austral" (ENOA) no parece jugar un papel directamente; sin embargo las fases de la "Oscilación Decadal del Pacífico" (ODP) coinciden en ambos casos: tendencia al calentamiento en los 70 y fase cálida durante la mayoría del periodo 1970 - 2004, así como una tendencia al enfriamiento en los 40 y fase fría durante el periodo 1940 - 1969.

En cuanto a las temperaturas extremas (máxima y mínima: Tmax, Tmin), Carrasco (2013), encontró que, en general, en la parte norte y centro del país hubo un incremento para Tmax. Mientras que en la región sureste la tendencia fue contraria, aunque en la mayoría de los sitios las tendencias resultaron no significativas. Para Tmin, en las regiones nor-noroeste y centro del país se detectó un incremento; por otra parte en las regiones nor-noreste y sureste hubo un descenso. En esta última región, con excepción de Yucatán, tanto Tmax y Tmin disminuyeron, lo que indicaría que en esta zona se está dando un enfriamiento. Por el contrario, en Sonora, Chihuahua, Puebla y Tlaxcala, ambas temperaturas aumentaron, lo que indicaría que en estos sitios hay un posible calentamiento.

De manera similar, López (2014) encuentra que la temperatura máxima anual ha aumentado significativamente en el noroeste de México (0.25 °C a partir de 1990), de menor magnitud, pero también con tendencia de aumento se encuentra la región suroeste y parte del Golfo de México. En estas dos últimas regiones también aumenta la temperatura mínima anual. En el centro norte del país (Durango), se presenta una disminución en la temperatura máxima y un aumento en la temperatura mínima.

A otro nivel de escala espacial, Escalante-Sandoval y Amores-Rovelo (2014), realizaron un estudio en la región Costa de Chiapas. Para Tmax observaron una tendencia general de incremento a lo largo de toda la costa de Chiapas, en la región Soconusco y en la serie de temperatura promedio en año agrícola. Se obtuvo un mayor número de estaciones con tendencia positiva en primavera-verano. El municipio con mayor tasa de incremento fue Tapachula en la región del Soconusco. Se puede tener impacto en el incremento en del consumo de agua por plantas y animales, la alteración de ciclos biológicos de diferentes organismos y cambios en la distribución ecológica.

En temperatura mínima en la región norte del Soconusco, si bien encontraron en gran parte tendencias negativas en las estaciones de la región, en los municipios del sur de la región sur del Soconusco y la región Istmo detectaron tendencias positivas. Ellos señalan que la diminución en temperatura mínima podría ocasionar un aumento en la frecuencia e intensidad de olas de frío en la sierra, lo que afectaría el rendimiento de la agricultura en zonas donde regularmente se presentan temperaturas frías. Por el contrario una aumento de las temperaturas nocturnas, podrían afectar negativamente, ocasionando pérdidas en la calidad y productividad de diferentes cultivos.

Por otra parte en la región de la cuenca del Pacifico norte, en el noroeste de México, de acuerdo a Romero-Higadera et ál. (2014), en el área de la planicie costera, se observó una gran incremento en temperatura mínima, en contraste con la región perteneciente a la Sierra Madre donde hubo un mayor rango de incremento para temperatura máxima. Los cambios encontrados en las regiones de la costa y la montañosa, se lo explican por la conversión de la vegetación original en campos de cultivo, y en menor escala pero no menos importante, la urbanización e incluso el efecto de la isla de calor, sobre todo en el área de la planicie costera.

Englehart y Douglas (2005) encontraron que la tendencia del rango diario de temperatura (RDT = Tmax-Tmin) fue positiva en México a partir de 1970, ya que el aumento en Tmax fue mayor que el aumento en Tmin; así mismo sugieren que los cambios en el uso del suelo y tipo de superficie pueden ser los posible mecanismos responsables del comportamiento del RDT. Una parte importante de la variabilidad en Tmin de las estaciones en o cercanas a grandes áreas urbanas es capturada por la tendencia positiva, por lo que parece asociada a una rápida urbanización regional (Englehart y Douglas, 2003). Algo similar pasa con Tmax, pero en menor escala. Sin embargo Englehart y Douglas (2003) reconocen que tanto en áreas urbanas como rurales la clara tendencia positiva después de 1970 apunta a efectos globales más que a la urbanización regional.

Peralta-Hernández et ál. (2009b) encontró un aumento del RDT para la parte sur de México, el cual fue de 0.160 °C por década; variaciones en la cantidad de precipitación regional podrían explicar el 22.6 % de las variaciones del RDT, pero no de su tendencia sobre el periodo analizado que fue de 1960-2004.

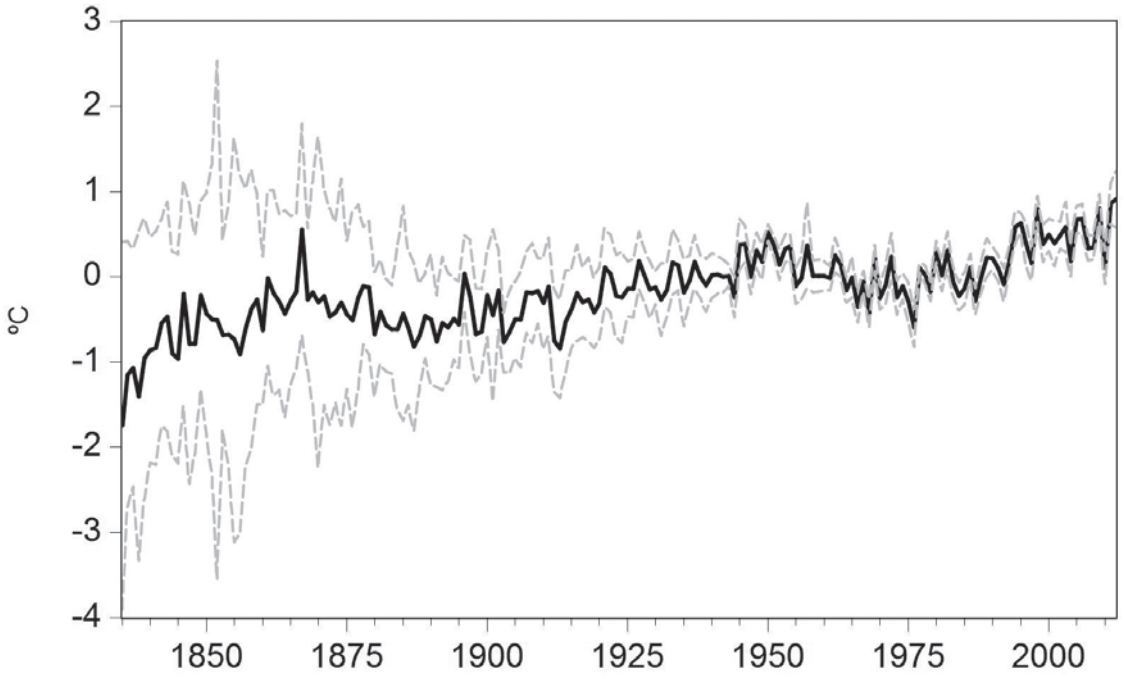
Brito-Castillo et ál. (2009), detectaron que durante 1963-2002 el RDT se incrementó en la parte sur de Zacatecas, debido a un aumento de Tmax y una disminución de Tmin. Mientras que en el norte del estado está descendiendo por un mayor rango de

decremento en Tmax que el incremento en Tmin. Muestran que la posible causa de estas diferencias puede estar asociada con cambios de patrones de flujo de gran escala, representadas por anomalías de altura geopotencial de 700 hPa, las cuales están relacionadas a cambios de gran escala de las temperaturas superficiales del mar en el Pacifico y en el Atlántico.

Los grandes centros urbanos de México han mostrado un patrón de calentamiento particular en el cual convergen diferentes elementos que afectan el clima local: calentamiento global, patrones regionales, variabilidad natural y, de manera muy importante, los efectos de la isla de calor. Durante la segunda parte del siglo XX, las ciudades con un número de habitantes mayor a 10 millones mostraron un calentamiento promedio de 0.57 ºC por década, del cual se estima que 0.07 ºC por década corresponden a los efectos de cambio climático global (Jáuregui, 2005).

Por ejemplo, García-Cueto et ál. (2009), corroboró que una isla de calor urbano se ha desarrollado en Mexicali, Baja California, realizó un análisis entre estaciones de área urbana y rural para un periodo de 1950 - 2000. En el área urbana se observaron tendencias positivas significativas para Tmin (0.66 °C/década), mientras que en las estaciones rurales se observaron valores menores. Para Tmax se encontraron resultados significativos pero con tendencia negativa, dicho comportamiento puede estar asociado por la inercia térmica de los materiales, sobre todo en los últimos cuatro meses del año. Durante 2000 - 2005 se identificó la presencia de una masa de aire tibio nocturna en la atmósfera urbana, encontraron que la diferencia máxima entre la ciudad y sus alrededores, fue en invierno con un valor de 5.7 °C. Lo que sugieren que la urbanización, afecta de manera importante al clima local.

Figura 5. Evolución de la temperatura anual media en México de acuerdo con el Berkeley Group



Fuente: http://berkeleyearth.lbl.gov/regions/mexico

2.2. Precipitación

En el caso de la precipitación en México parece haber menos consenso acerca de su evolución reciente y futura. Por ejemplo, la climatología de la precipitación en México a finales del siglo XX fue estudiada por Reyes y colaboradores (2000), encontrando que en gran parte del país las lluvias comienzan en abril y terminan en noviembre. Asimismo, dicho estudio indica que existe

un efecto topográfico de la Sierra Madre Occidental el cual favorece la intensificación de la precipitación en esa región. También encontraron en el extremo noroeste del país, en Baja California, una región de clima mediterráneo con inviernos lluviosos y veranos secos; y que Quintana Roo presenta las mayores lluvias de la Península de Yucatán, sobre todo de noviembre a febrero. Finalmente que la variación anual muestra claramente la sequía intraestival durante el mes de agosto.

Por su parte Barrett y Esquivel (2013), analizaron la variabilidad de la precipitación en el estado de Guanajuato. Hallaron un incremento en la frecuencia del número de días con precipitación que excedan el 90 º percentil durante el periodo 1979 - 2011. Encontraron que la precipitación varía temporalmente de acuerdo con la fase en la que se encuentre la oscilación Madden-Julian (MJO, por sus siglas en inglés). Los días con precipitación se asocian con flujo ascendente y costero, así como disminuciones en la temperatura superficial y la evaporación potencial, teniendo una buena correlación con las fases 1-3 y 8 de la MJO. Por otra parte en los días sin precipitación en Guanajuato consistieron en temperatura superficial más elevada, flujo anticiclónico que cubre el norte de México, y evaporación potencial intensificada. Las fases 4-7 de la MJO muestran una buena correlación con esas anomalías.

Englehart y colaboradores (2008) estudiaron la variabilidad de largo plazo de los ciclones tropicales en las costas mexicanas del Océano Pacífico, sugiriendo que la variabilidad decenal puede ser una componente importante en la variabilidad de estos ciclones. Englehart y Douglas (2001) analizaron estadísticamente las tendencias de la lluvia provocada por las tormentas tropicales (TT), encontrando que éstas no tienen una tendencia significativa, en contraste con la lluvia no asociada a las TT. Dichos autores sugieren que estas tendencias están parcialmente asociadas a fluctuaciones de baja frecuencia del sistema océano-atmósfera. Así mismo las fluctuaciones interanuales de la precipitación parecen estar asociadas al ENOA y, por lo tanto, al estado de las temperaturas superficiales del mar (TSM).

Englehart y Douglas (2002) estudiaron la variabilidad interanual de la lluvia de verano en México no encontrando evidencias de un comportamiento no lineal en las teleconexiones asociadas a la ODP, sino que simplemente éstas son más fuertes y extensas durante las fases positivas de la ODP. Valdez-Cepeda et ál. (2012), analizaron series de precipitación para Zacatecas para identificar su tendencia. En la mitad de los sitios analizados encontraron tendencias negativas y en la otra mitad fueron tendencias de incremento. Es de notarse que solamente la estación correspondiente a La Bufa la tendencia positiva fue estadísticamente significativa (3.51 mm/década). Con un análisis espectral identificaron que las frecuencias importantes se podrían relacionar con el ciclo anual, el ciclo quasi-bienal, el ENSO y los ciclos de manchas solares.

Méndez y colaboradores (2008) analizaron las tendencias de precipitación en 789 estaciones climatológicas en México, encontrando que las tendencias son mayores durante el verano que durante el invierno. Asimismo, encontraron que las regiones áridas y semiáridas en promedio se incrementaron 1.8 % , comparado con un 0.9 % correspondiente a regiones húmedas. Asimismo Méndez y colaboradores (2010) estudiaron la teleconexión de la ODP con la precipitación en México. En general encuentran que los inviernos lluviosos coinciden con la fase cálida de la ODP.

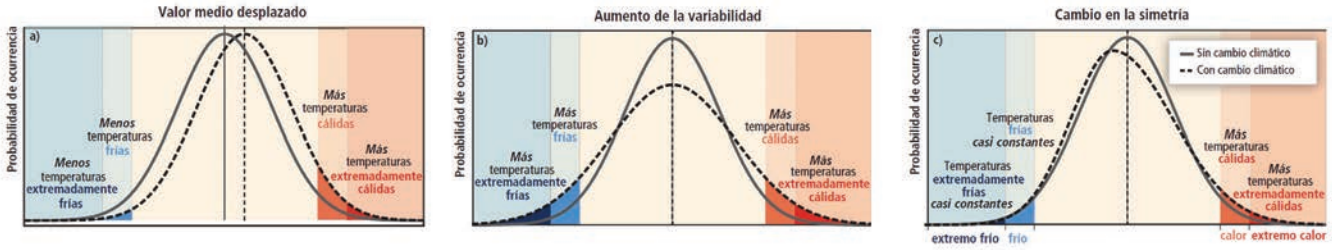
2.5. Eventos extremos

Desde 1950 existen evidencias de cambios en los eventos climáticos extremos alrededor del planeta. El nivel de confianza de los cambios observados dependerán de factores como: la calidad, cantidad y disponibilidad de datos. El hecho de asignar un "nivel de confianza bajo" a los cambios observados en un evento climático extremo específico a escala regional o mundial, no supone ni excluye la posibilidad de cambios en ese fenómeno (IPCC, 2012a). Cuando no se tiene datos con calidad suficiente, es posible utilizar datos de re-análisis. Este tipo de datos, que generalmente, para variables como la temperatura son aceptables, cuando se compraran con los datos observados; aunque al emplearlos para calcular índices con temperaturas diarias puede no ser la vía más conveniente como lo muestra Donat et ál. (2014). Ellos encontraron grandes diferencias entre resultados observados y de re-análisis para extremos de temperatura, particularmente durante la era pre-satelital. Por otra parte los re-análisis fueron más consistentes con análisis de décadas más recientes, lo cual era de esperarse ya que, este tipo de datos se basan en observaciones de satélite. Pero hay que considerar que para el caso de los eventos extremos es relevante contar con series de datos cuyo

periodo sea lo más extenso posible y no sólo de recientes décadas. Por tanto, si se utiliza este tipo de información, los resultados que se puedan obtener deben tratarse con precaución, ya que sólo son una aproximación de lo observado, sobre todo para precipitación, como lo señala Zhang et ál. (2011).

Un evento extremo se puede definir de acuerdo a su probabilidad de ocurrencia, es decir de manera estadística, como un evento que se encuentra por encima del percentil 90. o por debajo del 10. en una distribución de probabilidad observada de alguna variable, como la temperatura o la precipitación (IPCC, 2007). O bien de acuerdo a criterios como su variabilidad y, también considerando la vulnerabilidad de la población a dichos eventos. Entre los criterios se encuentran: a) por su rareza, eventos que ocurren con poca frecuencia; b) por su intensidad, eventos cuya magnitud está fuera de lo "normal" (Beniston et ál., 2006); y c) por su impacto, por lo general asociado a daños y pérdidas en diferentes sectores (Beniston y Stephenson, 2004). Dentro de la definición de evento extremo se hace referencia a la diferencia entre un evento meteorológico y climático extremo. El primero está asociado con patrones meteorológicos cambiantes, esto es con el estado del tiempo de menos de un día o hasta algunas semanas. Por otra parte un evento climático extremo ocurre en una escala de tiempo mayor. Esto es, puede ser la acumulación de eventos meteorológicos (extremos o no); por ejemplo la acumulación de días promedio de lluvia sobre una temporada o condiciones de sequía (IPCC, 2012a).

Figura 6. Distribución normal para temperatura y sus respectivos cambios en los eventos extremos por cambios en a) en el promedio de la distribución, b) en la varianza y c) en promedio y varianza



Fuente: Tomada de IPCC (2012b)

Por ejemplo, en la Figura 6 se observa diferentes cambios en la distribución de temperatura, la ocurrencia de un calentamiento que incluye no sólo un aumento de temperatura en el promedio, sino en las colas de la distribución. Lo que implica eventos extremos más calientes en el percentil superior como en el inferior. De igual manera puede haber cambios en la variabilidad de los eventos, o incluso en el promedio y la varianza (IPCC, 2012a).

Hay que considerar que un incremento en la frecuencia y/o intensidad de eventos extremos, de variables como la temperatura y precipitación, por ejemplo, podrían ocasionar un mayor impacto en sectores socioeconómicos y ambientales. Por tanto es de suma importancia detectar cambios en este tipo de eventos. Sin embargo, cabe señalar que los eventos extremos no siempre están asociados a la ocurrencia de un desastre. Estos eventos pueden conducir a un desastre si la población se expone a tal evento y si esa exposición está acompañada de un alto nivel de vulnerabilidad (una predisposición para que exista alguna pérdida y un daño) (IPCC, 2012a).

Para detectar cambios en los eventos climáticos extremos relacionados con temperatura y precipitación, el Grupo de Expertos en Detección y Cambio Climático (ETCCDI, por sus siglas en inglés) ha desarrollado índices bases (Peterson, 2005), los cuales han sido empleados por diferentes investigadores alrededor del planeta. Uno de los objetivos de este grupo de expertos ha sido el promover el análisis de los extremos particularmente en los países con menor desarrollo, a través de la organización de grupos de trabajo con expertos a nivel regional (Zhang et ál., 2011).

En México, López (2014) encontró un aumento de días cálidos en el norte del país (Baja California Sur y Sonora) incluso en la parte sur-sureste (Morelos, Veracruz y Oaxaca). Además detectó decrementos en este índice en la región de Tamaulipas y en el litoral del Pacifico, en los estados de Jalisco y Nayarit. De igual manera tendencias negativas se encontraron en Chiapas y la Península de Yucatán. En los índices de noches frías y noches cálidas, se detectaron varios cambios, los cuales en su mayoría se distribuyeron en la zona norte del país. Para noches cálidas, tendencias no significativas predominaron en la parte central del territorio.

En su investigación Salas (2008) hizo un análisis con diferentes índices de eventos climáticos extremos para 35 sitios distribuidos en todo el país. Sólo analizó tendencias en cuatro lugares los cuales presentaron una gran cantidad de resultados significativos. Se observó un patrón de enfriamiento en el estado de Nayarit cerca de las costas del Pacifico. Incluso apreció tendencias de calentamiento en el norte y de enfriamiento hacia el sur del país.

De acuerdo al estudio del MetOffice (2011) se reveló que en México hay un enfriamiento en la Península de Yucatán, que es consistente con el incremento de noches frías. El incremento en este indicador se extiende sobre regiones en la costa del oeste, contrastando con el decremento en el resto del país. También se muestra un incremento significativo en noches calientes en la mayor parte del país, excepto en algunas regiones de las costas del Pacifico y la Península de Yucatán, donde hay un decremento no significativo en este índice. Los días cálidos, en su mayoría, también muestran incrementos. Para la mayor parte del país hay mucha variación en el signo de cambio de la cantidad total de precipitación. En el sureste hay un fuerte descenso de precipitación, con un nivel de confiabilidad alto. El número de días secos consecutivos muestra un decremento en gran parte del país, pero con bajo nivel de confianza para todas las regiones.

López-Díaz et ál. (2013) realizaron un estudio sobre detección de cambios en eventos climáticos extremos de temperatura para un sitio en el estado de Tlaxcala. Su análisis mostró que los días de verano tuvieron un incrementaron y los días fríos disminuyeron, también hubo un aumento significativo de días de helada. En general, los resultados indicaron que se presentaron temperaturas extremas más cálidas pero también más frías. Es decir, no todos los cambios apuntan hacia temperaturas más cálidas.

López et ál. (2014) en su análisis dividieron al Distrito Federal en dos zonas Zona Húmeda y Zona Seca, tomando como referencia el trabajo realizado por Estrada et ál. (2009). De esta manera encontraron que las noches tropicales, en las dos zonas se están incrementado, es decir, hay una mayor cantidad de Tmin cálidas extremas. Por otra parte los días fríos están disminuyendo, mientras que los días de verano en la zona húmeda podrían incrementarse, no así en la zona seca. Para el caso de la precipitación extrema, se encontró más variación en los resultados, pero en ambas zonas aunque no hay una tendencia significativa, el indicador de precipitación total anual tiene una tendencia positiva.

Peralta-Hernández et ál. (2009b), analizaron indicadores anuales de eventos de precipitación extrema para el sur de México. Encontraron que las variaciones en los eventos extremos estuvieron relacionados significativamente a el ENSO y a la Oscilación Decadal del Pacifico (ODP), ocurriendo una mayor frecuencia de eventos extremos durante los periodos de La Niña y durante la fase positiva de la ODP.

Arriaga-Ramírez y Cavazos (2010), realizaron un estudio para precipitación extrema de la región Noroeste de México y suroeste de Estados Unidos. Encontraron que los índices de precipitación anuales mostraron un mayor número de cambios significativos que aquellos estacionales, especialmente en Arizona-Nuevo México y en la región del monzón en el noroeste de México (MON). En estas regiones contiguas hubo tendencias significativas en la precipitación extrema que excedieron el 95th (R95p) y 99th percentiles (R99p). En el verano (junio-octubre) en la región del MON hubo una tendencia positiva significativa para R95p, debido principalmente a la actividad de ciclones tropicales en la región. Cuatro de las seis regiones (en que se dividió el área de estudio) mostraron tendencias anuales significativas en la precipitación extrema de invierno (R10mm, R95p y R99p).

Por otra parte, García-Cueto y Santillán-Soto, (2012), utilizaron la Teoría de Valores Extremos para obtener niveles de retorno de temperatura y precipitación para Mexicali y Villahermosa, respectivamente. Para Mexicali, Baja California, modeló la temperatura de verano con bloques máximos. Una distribución tipo Weibull fue el mejor ajuste. De aquí se obtuvo que la estimación del

límite superior fue de 56.0 °C. Los retornos de nivel para la temperatura máxima de verano fueron 49.3 (48.7, 50.0) °C en promedio cada 10 años, 50.7 (50.0, 52.2) °C en promedio cada 50 años y 51.2 (50.4, 53.1) °C en promedio cada 100 años. Para Villahermosa, Tabasco, se ajustó la Distribución Generalizada Pareto para lluvia máxima diaria con un umbral de 60 mm. Los periodos de retorno fueron 201.8 (179.5, 236.6) mm en promedio cada 10 años, sobre 281.4 (232.5, 335.9) mm en promedio cada 50 años y sobre 320.9 (256.7, 385.1) mm en promedio cada 100 años.

Cuadro 1. La pausa actual en el calentamiento: ¿afecta las conclusiones sobre el origen de cambio climático?

Desde finales de la década de 1990 se ha presentado un periodo de desaceleración en la tendencia mostrada por la temperatura de superficie global. La tendencia actual resulta considerablemente menor (0.05 [–0.05 a 0.15] °C por década) en comparación con la observada desde mediados del siglo XX (1951 – 2012; 0.12 [0.08 a 0.14] °C por década; (IPCC, 2013)). Este fenómeno conocido como "la pausa en el calentamiento" ha sido utilizado como argumento de escépticos de cambio climático para negar la influencia humana en el sistema clima y, hasta años recientes fue ignorado por la comunidad científica. Inicialmente, el aparente alentamiento en el aumento en la temperatura global fue considerado como un artefacto estadístico producto de, por ejemplo, la combinación de una muestra de pequeña (p. ej. 10 años) y el efecto bien conocido de algunas oscilaciones naturales que pueden enmascarar temporalmente tendencias de largo plazo ("Hiatus in context," 2014; IPCC, 2013).

Sin embargo, al extenderse la duración de la pausa y dada la incapacidad de los modelos climáticos para simular correctamente dicho periodo, la comunidad científica inició un importante esfuerzo de investigación para entender los procesos detrás de este fenómeno. A pesar de que hasta el momento no existe una explicación completa de sus causas, a continuación se presenta un resumen de aquellas que posiblemente hayan contribuido de manera más importante a la desaceleración en el calentamiento.

Entre las posibles causas de la disminución en la tasa de calentamiento global se encuentra que gran parte de esta energía puede haber sido absorbida por el océano profundo. El Niño de 1997-1998 transfirió importantes cantidades de calor del los océanos a la atmósfera y se ha sugerido que esto propició un cambio a un periodo frío en la PDO (Tollefson, 2014). Utilizando modelos físicos del clima se ha mostrado que un cambio a la fase negativa de la PDO puede producir pausas en el calentamiento que pueden durar una década y que enfriamientos en el la parte este del Océano Pacífico Ecuatorial pueden producir una desaceleración en el calentamiento global similar al observado (Kosaka and Xie, 2013; Meehl et ál., 2013; Steinman et ál., 2015). Este enfriamiento en el Océano Pacifico Ecuatorial se ha asociado a un reforzamiento del campo de vientos alisios sobre esta región (England et ál., 2014; Kosaka y Xie, 2013; Trenberth y Fasullo, 2013).

Otras posibles causas de la pausa han sido ligadas a cambios en algunos componentes del forzamiento radiativo total. Se ha propuesto que disminuciones en la actividad solar y aumentos en las emisiones de aerosoles atmosféricos (Hansen et ál., 2011; Kaufmann et ál., 2011; Lean y Rind, 2009) han contribuido a la pausa pero en general se estima que estos factores son capaces de explicar solamente una pequeña parte de la reducción en la tasa de calentamiento. Adicionalmente, parte de la disminución en la tasa de calentamiento observada ha sido asociada a la reducción en el forzamiento radiativo por CFC y por metano generada por el Protocolo de Montreal y por cambios en la producción agrícola en Asia (Estrada et ál., 2013b).

Recientemente se ha propuesto que la pausa en el calentamiento podría ser producto de problemas en la homogeneización de datos de temperatura superficial del océano. De acuerdo con un estudio realizado por la NOAA, una vez que se aplican mejores técnicas para reducir sesgos en los datos la desaceleración de la temperatura global desaparece y la tasa de calentamiento de los últimos 15 años sería la misma que la observada durante la segunda parte del siglo pasado (Karl et ál., 2015). Sin embargo, cabe mencionarse que el tema de homogeneización de datos de temperatura superficial oceánica ha sido también estudiado por otros grupos de investigación y sus resultados contrastan fuertemente con los presentados por NOAA (Brohan et ál., 2006; p. ej. Kennedy et ál., 2011a; 2011b).

Finalmente, a la fecha ningún trabajo sobre la atribución de cambio climático publicado en revistas científicas arbitradas ha puesto en duda la influencia humana sobre el calentamiento generalizado del sistema climático que se ha observado desde la segunda mitad del siglo pasado. Inclusive, de acuerdo con algunos trabajos, la pausa en el calentamiento sería un ejemplo más de la intervención humana con el sistema climático (p. ej. Estrada et ál., 2013b; Hansen et ál., 2011; Kaufmann et ál., 2011; Pretis y Allen, 2013).

3. Atribución de Cambio Climático en México

Como se mencionó en la sección 1.2, los estudios de atribución a nivel regional están basados en el análisis de ensambles de simulaciones de clima. Estos análisis son computacionalmente costosos, requieren un manejo considerable de modelos de circulación general y también asumen un registro largo y confiable de observaciones. Estas tres condiciones difícilmente se cumplen en nuestro país, a pesar del gran esfuerzo de contados centros de investigación en clima en cuanto a creación de capacidades así como de importantes iniciativas para mantener y ampliar la red observacional del país y para digitalizar la información histórica. Un estudio reciente sobre la atribución de cambios en la temperatura regional (Knutson et ál., 2013b) analiza el caso de México y lo usa para ilustrar como la incertidumbre en observaciones impacta los resultados de detección y atribución. La conclusión de dicho estudio es que si bien para Norte América existe una señal antropogénica en las temperaturas regionales, para nuestro país no es posible identificar de manera robusta una señal antropogénica.

La carencia de estudios de atribución en México es preocupante ya que sin ellos es difícil, si no imposible, distinguir si los impactos observados son producto de un déficit de adaptación a la variabilidad natural del clima o sí son efectivamente causados por un clima cambiante. Es importante tener en cuenta que en cada caso las estrategias de política podrían ser muy diferentes (por ejemplo, en cuanto al balance entre esfuerzos de mitigación y de adaptación).

Referencias

Allen, M.R., Gillett, N.P., Kettleborough, J.A., Hegerl, G., Schnur, R., Stott, P.A., Boer, G., Covey, C., Delworth, T.L., Jones, G.S., (2006). Quantifying anthropogenic influence on recent near-surface temperature change. Surv. Geophys. 27, 491–544.

Arrhenius, Svante (1908). Worlds in the Making. New York: Harper & Brothers.

Arriaga-Ramírez, S., and T. Cavazos, (2010). Regional Trends of Daily Precipitation Indices in Northwest Mexico and Southwest United States, J. Geophys. Res. 115. 10 pp, doi:10.1029/2009JD013248.

Barnett, T.P., Pierce, D.W., AchutaRao, K.M., Gleckler, P.J., Santer, B.D., Gregory, J.M., Washington, W.M., (2005). Penetration of Human-Induced Warming into the World's Oceans. Science 309, 284–287.

Barnett, T.P., Pierce, D.W., Schnur, R., (2001). Detection of Anthropogenic Climate Change in the World's Oceans. Science 292, 270–274.

Barrett, B.S. and M. I. Esquivel, (2013). Variability of precipitation and temperature in Guanajuato, Mexico. Atmósfera, 26(4): 521-536.

Beenstock, M., Reingewertz, Y., Paldor, N., (2012). Polynomial cointegration tests of anthropogenic impact on global warming. Earth Syst. Dyn. 3, 173–188.

Beniston, M. and D.B. Stephenson, (2004). Extreme Climatic Events and Their Evolution under Changing Climatic Conditions. Global and Planetary Change. 9 pp.

Beniston, M., D.B. Stephenson, O.B. Christensen, C.A.T. Ferro, C. Frei, S. Goyette, K. Halsnaes, T. Holt, K. Jylä, B. Koffi, J. Palutikof, R. Schöll, T. Semmeler and K. Woth, (2006). Future Extreme Events in European Climate: An Exploration of Regional Climate Model Projections. Clim. Change. 81: 71-95.

Bhend, J., Von Storch, H., (2008). Consistency of observed winter precipitation trends in northern Europe with regional climate change projections. Clim. Dyn. 31, 17–28.

Bloomfield P (1992) Trend in global temperature. Clim Change 21, 1-16

Bonfils, C., Duffy, P.B., Santer, B.D., Wigley, T.M., Lobell, D.B., Phillips, T.J., Doutriaux, C., (2008). Identification of external influences on temperatures in California. Clim. Change 87, 43–55.

Brito-Castillo, L., S. C. Díaz and R. S. Ulloa, (2009). Observed tendencies in maximum and minimum temperatures in Zacatecas, Mexico and possible causes. Int. J. Climatol. 29: 211–221

Brohan, P., Kennedy, J.J., Harris, I., Tett, S.F.B. and Jones, P.D. (2006). Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. J. Geophys. Res. 111, D12106. doi:10.1029/2005JD006548.

Burke, E.J., Brown, S.J., Christidis, N., (2006). Modeling the recent evolution of global drought and projections for the twenty-first century with the Hadley Centre climate model. J. Hydrometeorol. 7, 1113–1125.

Carrasco Mijarez Norma I., (2013). Reconstrucción y Análisis de la Variación de la Temperatura en México. Tesis para optar por el grado de Maestra en Ciencias (Física de la Atmósfera). Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM. 151 pp.

Cavazos, T., y S. Arriaga-Ramírez. (2012). Downscaled Climate Change Scenarios for Baja California and the North American Monsoon during the Twenty-First Century. Journal of Climate, 25, 5904-5915.

Chen, X., Tung, K.-K., (2014). Varying planetary heat sink led to global-warming slowdown and acceleration. Science 345, 897–903.

Christidis, N., Stott, P.A., Zwiers, F.W., Shiogama, H., Nozawa, T., (2010). Probabilistic estimates of recent changes in temperature: a multi-scale attribution analysis. Clim. Dyn. 34, 1139–1156.

Christy, J. R., Norris, W. B., Redmond, K., & Gallo, K. P. (2006). Methodology and results of calculating central California surface temperature trends: evidence of human-induced climate change?. Journal of Climate, 19(4), 548-563.

Church, J.A., White, N.J., (2011). Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. Surv. Geophys. 32, 585–602.

Comiso, J.C., (2011). Large Decadal Decline of the Arctic Multiyear Ice Cover. J. Clim. 25, 1176–1193.

Coumou, D., Rahmstorf, S., (2012). A decade of weather extremes. Nat. Clim. Change 2, 491–496.

Dean, S.M., Stott, P.A., 2009. The effect of local circulation variability on the detection and attribution of New Zealand temperature trends. J. Clim. 22, 6217–6229.

Delworth TL, Knutson TR (2000) Simulation of early 20th century global warming. Science 287, 2246

Domingues, C.M., Church, J.A., White, N.J., Gleckler, P.J., Wijffels, S.E., Barker, P.M., Dunn, J.R., (2008). Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. Nature 453, 1090–1093.

Donat, M., J. Sillmann, S. Wild, Alexander L. V., Lippmann T. and Zwiers F., (2014). Consistency of Temperature and Precipitation Extremes across Various Global Gridded In Situ and Reanalysis Datasets. Amer. Meteorol. Soc., 27: 5019-5035.

Douglas, A.V., y P.J. Englehart. (2007). A Climatological Perspective of Transient Synoptic Features during NAME 2004. Journal of Climate, 20, 1947-1954. DOI: 10.1175/JCLI4095.1.

England, M.H., McGregor, S., Spence, P., Meehl, G.A., Timmermann, A., Cai, W., Gupta, A.S., McPhaden, M.J., Purich, A., Santoso, A., (2014). Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. Nat. Clim. Change 4, 222–227.

Engle, RF, Granger CWJ (1987). Co-integration and error correction: Representation, estimation and testing. Econometrica 55, 251-276

Englehart, P.J., M.D. Lewis, y A. V. Douglas. (2008). Defining the frequency of near-shore tropical cyclone activity in the eastern North Pacific from historical surface observations (1921–2005). Geophysical Research Letters, 35, L03706, DOI: 10.1029/2007GL032546.

Englehart, P.J., y A. V. Douglas. (2001). The role of eastern North Pacific tropical storms in the rainfall climatology of western Mexico. International Journal of Climatology, 21, 1357-1370.

Englehart, P.J., y A. V. Douglas. (2002). Mexico's summer rainfall patterns: an analysis of regional modes and changes in their teleconnectivity. Atmósfera, 15, 147-164.

Englehart, P.J., y A. V. Douglas. (2003). Urbanization and seasonal temperature trends: observational evidence from a data-sparse part of North America. International Journal of Climatology, 23, 1253-1263.

Englehart, P.J., y A. V. Douglas. (2005). Changing behavior in the diurnal range of surface air temperatures over Mexico. Geophysical Research Letters, 32, L01701. DOI: 10.1029/2004GL021139.

Englehart, P.J., y A. V. Douglas. (2006). Defining Intraseasonal Rainfall Variability within the North American Monsoon. Journal of Climate, 19, 4243–4253. DOI: 10.1175/JCLI3852.1.

Escalante-Sandoval, C. y L. Amores-Rovelo, (2014). Análisis de Tendencia de las Variables Hidroclimáticas de la Costa de Chiapas. Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas. 5(1):61-75.

Estrada, F., A. Martínez-Arroyo, A. Fernández-Eguiarte, E. Luyando and C. Gay, (2009). Defining climate zones in México City using multivariate analysis. Atmosfera, 22(2): 175-193.

Estrada, F., Gay, C., Sánchez, A., (2010). A reply to "Does temperature contain a stochastic trend? Evaluating conflicting statistical results" by R. K. Kaufmann et ál. Clim. Change 101, 407–414.

Estrada, F., Perron, P., (2014). Detection and attribution of climate change through econometric methods. Boletín Soc. Matemática Mex. 20, 107–136.

Estrada, F., Perron, P., Gay-García, C., Martínez-López, B., (2013a). A Time-Series Analysis of the 20th Century Climate Simulations Produced for the IPCC's Fourth Assessment Report. Plos One 8, e60017.

Estrada, F., Perron, P., Martínez-López, B., (2013b). Statistically derived contributions of diverse human influences to twentieth-century temperature changes. Nat. Geosci. 6, 1050–1055.

Estrada, Francisco, and Pierre Perron. (2014). "Detection and Attribution of Climate Change through Econometric Methods." Boletín de La Sociedad Matemática Mexicana 20 (1) (March 27): 107–136. doi:10.1007/s40590-014-0009-7.

Estrada, Francisco, Carlos Gay, and Armando Sánchez. (2010). "A Reply to 'Does Temperature Contain a Stochastic Trend? Evaluating Conflicting Statistical Results' by R. K. Kaufmann et ál." Climatic Change 101 (3-4) (August 1): 407–414. doi:10.1007/s10584-010-9928-0.

Farfán, L.M., E.J. Alfaro, y T. Cavazos. (2013). Characteristics of tropical cyclones making landfall on the Pacific coast of Mexico: 1970-2010. Atmósfera, 26,163-182.

Field, C. and Van Aalst, M., (2014). Climate change 2014, impacts, adaptation, and vulnerability. IPCC.

Field, Christopher, and Maarten Van Aalst. (2014). Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Vol. 1. IPCC. https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg2/WGIIAR5-FrontMatterA_FINAL.pdf.

Fischer, E. M., and R. Knutti. (2014). "Detection of Spatially Aggregated Changes in Temperature and Precipitation Extremes." Geophysical Research Letters 41 (2): 547–554. doi:10.1002/2013GL058499.

Fischer, E.M., Knutti, R., (2014). Detection of spatially aggregated changes in temperature and precipitation extremes. Geophys. Res. Lett. 41, 547–554.

Fleming, James R. (2006). "The Pathological History of Weather and Climate Modification: Three Cycles of Promise and Hype." Historical Studies in the Physical Sciences 37: 3-25

Fourier, J (1824). "Remarques Générales Sur Les Températures Du Globe Terrestre Et Des Espaces Planétaires". Annales de Chimie et de Physique 27: 136–67.

Fuentes-Franco, R., E. Coppola, F. Giorgi, E.G. Pavia, G.T Diro y F. Graef. Inter-annual variability of precipitation over Southern Mexico and Central America and its relationship to sea surface temperature from a set of future projections from CMIP5 GCMs and RegCM4 CORDEX simulations. (2014). Climate Dynamics (publicado en línea). DOI: 10.1007/s00382-014-2258-6

Fuentes-Franco, R., E. Coppola, F. Giorgi, F. Graef y E.G. Pavia. Assessment of RegCM4 simulated inter-annual variability and daily-scale statistics of temperature and precipitation over Mexico. (2014). Climate Dynamics, 42, 629-647. DOI: 10.1007/s00382-013-1686-z

Galbraith J, Green C (1992) Inference about trends in global temperature data. Clim Change 22, 209—221.

García-Cueto O. R., A. Tejeda Martínez, G. Bojórquez Morales, (2009). Urbanization effects upon the air temperature in Mexicali, B. C., México. Atmósfera, 22(4): 349-365.

García-Cueto, O.R. and Santillán-Soto N., (2012). Modeling Extreme Climate Events: Two Case Studies in Mexico, Climate Models. Dr. Leonard **Druyan** (Ed.), ISBN: 978-953-51-0135-2, InTech, Available from: http://www.intechopen.com/books/climate-models/modeling-extreme-climate-events-two-case-studies-inmexico

Gay, G. C., Estrada, F., (2010). Cambio de las temperaturas global y hemisférica. Investig. Cienc. Edición Española Sci. Am. 84–89.

Gay-Garcia, C., Estrada, F., Sánchez, A., (2009). Global and hemispheric temperatures revisited. Clim. Change 94, 333–349.

Giddings, L., M. Soto, B.M. Rutherford, y A. Maarouf. (2005). Standardized Precipitation Index Zones for México. Atmósfera, 18, 33-56.

Gil-Alana, L.A., (2015). Linear and segmented trends in sea surface temperature data. J. Appl. Stat. 0, 1–16.

Gillett, N.P., Stone, D.A., Stott, P.A., Nozawa, T., Karpechko, A.Y., Hegerl, G.C., Wehner, M.F., Jones, P.D., (2008). Attribution of polar warming to human influence. Nat. Geosci. 1, 750–754.

Gleckler, P.J., Santer, B.D., Domingues, C.M., Pierce, D.W., Barnett, T.P., Church, J.A., Taylor, K.E., AchutaRao, K.M., Boyer, T.P., Ishii, M., Caldwell, P.M., (2012). Human-induced global ocean warming on multidecadal timescales. Nat. Clim. Change 2, 524–529.

Gleick PH, et ál. (2010) Climate Change and the Integrity of Science. Science, 328, 689-690

Greve, P., Orlowsky, B., Mueller, B., Sheffield, J., Reichstein, M., Seneviratne, S.I., (2014). Global assessment of trends in wetting and drying over land. Nat. Geosci. 7, 716–721.

Hansen, J. Lebedeff S (1987). Global trends of measured surface air temperature. J Geophys Res 92(13), 345–13 372

Hansen, J. Ruedy R, Sato M, Lo K (2010). Global surface temperature change. Rev Geophys 48, RG4004

Hansen, J., Sato, M., Kharecha, P., von Schuckmann, K., 2011. Earth's energy imbalance and implications. Atmos Chem Phys 11, 13421–13449.

Hasselmann, K., 1979. On the signal-to-noise problem in atmospheric response studies. Meteorol. Trop. Oceans 251–259.

Hasselmann, K., 1997. Multi-pattern fingerprint method for detection and attribution of climate change. Clim. Dyn. 13, 601–611.

Hegerl, G, Hoegh-Guldberg O, Casassa G, Hoerling MP, Kovats RS, Parmesan C, Pierce DW, Stott PA (2010) Good Practice Guidance Paper on Detection and Attribution Related to Anthropogenic Climate Change. In: Meeting Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Expert Meeting on Detection and Attribution of Anthropogenic Climate Change [Stocker, T.F., C.B. Field, D. Qin, V. Barros, G.-K. Plattner, M. Tignor, P.M. Midgley, and K.L. Ebi (eds.)]. IPCC Working Group I Technical Support Unit, University of Bern, Bern, Switzerland

Hegerl, G., & Zwiers, F. (2011). Use of models in detection and attribution of climate change. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change, 2(4), 570-591.

Hegerl, G., Zwiers, F., & Tebaldi, C. (2011). Patterns of change: whose fingerprint is seen in global warming? Environmental Research Letters, 6(4), 044025.

Hegerl, G., Zwiers, F., Braconnot, P., Gillet, N., Luo, Y., Marengo, J., Nicholls, N., Penner, J., Stott, P., (2007). Understanding and attributing climate change.

Hegerl, G.C., Hasselmann, K., Cubasch, U., Mitchell, J.F.B., Roeckner, E., Voss, R., Waszkewitz, J., 1997. Multi-fingerprint detection and attribution analysis of greenhouse gas, greenhouse gas-plus-aerosol and solar forced climate change. Clim. Dyn. 13, 613–634.

Hiatus in context, (2014). Nat. Geosci. 7, 157–157.

Holland, G. J., & Webster, P. J. (2007). Heightened tropical cyclone activity in the North Atlantic: natural variability or climate trend?. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 365(1860), 2695-2716.

Houghton, J., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., Van der Linden, P. J., Dai, X., ... & Johnson, C. A. (2001). IPCC 2001: Climate Change 2001. The Climate change Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovemmental Panel on Climate Change, 159.

Howard, L., (1833). The climate of London: deduced from meteorological observations made in the metropolis and at various places around it. Harvey and Darton, J. and A. Arch, Longman, Hatchard, S. Highley [and] R. Hunter.

IPCC, (2007). Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

IPCC, (2012a). Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 pp.

IPCC, (2012b). "Resumen para Responsables de Políticas" en el Informe Especial sobre la Gestión de los Riesgos de Fenómenos Meteorológicos Extremos y Desastres para Mejorar la Adaptación al Cambio Climático [edición a cargo de C. B. Field, C. B., V. Barros, T. F. Stocker, D. Qin, D. J. Dokken, K. L. Ebi, M. D. Mastrandrea, K. J. Mach, G. -K. Plattner, S. K. Allen, M. Tignor, y P. M. Midgley]. Informe especial de los Grupos de trabajo I y II del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, Nueva York, Estados Unidos de América. 1-19 pp.

IPCC, (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of the Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge UK.

Jones, PD, Raper SCB, Bradley RS, Diaz HF, Kelly PM, Wigley TML (1986a). Northern Hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984. J Clim App Meteorol 25, 161-179

Jones, PD, Raper, SCB, Wigley TML (1986b). Southern Hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984. J Clim App Meteorol 25, 1213-1230

Jones, PD, Wigley TML, Wright PB (1986c). Global temperature variations between 1861 and 1984. Nature 322, 430-434.

Jauregui, E. (2005). Possible impact of urbanization on the thermal climate of some large cities in Mexico. Atmósfera, 18:4.

Jones, G.S., Stott, P.A., Christidis, N. (2008). Human contribution to rapidly increasing frequency of very warm Northern Hemisphere summers. J. Geophys. Res. Atmospheres 1984–2012 113.

Jones, Gareth S., Peter A. Stott, and Nikolaos Christidis. (2008). "Human Contribution to Rapidly Increasing Frequency of Very Warm Northern Hemisphere Summers." Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012) 113 (D2). http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2007JD008914/full.

Karl, T.R., Arguez, A., Huang, B., Lawrimore, J.H., McMahon, J.R., Menne, M.J., Peterson, T.C., Vose, R.S., Zhang, H.-M., (2015). Possible artifacts of data biases in the recent global surface warming hiatus. Science 348, 1469–1472.

Kärner, O. (1996). Global temperature deviations as a random walk. J Clim 9:656-658

Karoly, D.J., Stott, P.A., (2006). Anthropogenic warming of central England temperature. Atmospheric Sci. Lett. 7, 81–85.

Kaufmann, R.K., Kauppi, H., Mann, M.L., Stock, J.H., (2011). Reconciling anthropogenic climate change with observed temperature 1998–2008. Proc. Natl. Acad. Sci. 108, 11790–11793.

Kaufmann, R.K., Kauppi, H., Stock, J.H., (2006). Emissions, Concentrations, & Temperature: A Time Series Analysis. Clim. Change 77, 249–278.

Kaufmann, Robert K., Heikki Kauppi, and James H. Stock. (2009). "Does Temperature Contain a Stochastic Trend? Evaluating Conflicting Statistical Results." Climatic Change 101 (3-4) (October 22): 395–405. doi:10.1007/s10584-009-9711-2.

Kennedy, J.J., Rayner, N.A., Smith, R.O., Parker, D.E., Saunby, M., (2011a). Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850: 1. Measurement and sampling uncertainties. J. Geophys. Res. Atmospheres 1984–2012 116.

Kennedy, J.J., Rayner, N.A., Smith, R.O., Parker, D.E., Saunby, M., (2011b). Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850: 2. Biases and homogenization. J. Geophys. Res. Atmospheres 1984–2012 116.

Knutson, T.R., McBride, J.L., Chan, J., Emanuel, K., Holland, G., Landsea, C., Held, I., Kossin, J.P., Srivastava, A.K., Sugi, M., (2010). Tropical cyclones and climate change. Nat. Geosci. 3, 157–163.

Knutson, T.R., Zeng, F., Wittenberg, A.T., (2013a). Multimodel Assessment of Regional Surface Temperature Trends: CMIP3 and CMIP5 Twentieth-Century Simulations. J. Clim. 26, 8709–8743.

Knutson, Thomas R., Fanrong Zeng, and Andrew T. Wittenberg. (2013b). "Multimodel Assessment of Regional Surface Temperature Trends: CMIP3 and CMIP5 Twentieth-Century Simulations." Journal of Climate 26 (22) (March 15): 8709–8743. doi:10.1175/JCLI-D-12-00567.1.

Kosaka, Y., Xie, S.-P., (2013). Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. Nature 501, 403–407.

Kossin, J.P., Knapp, K. R., Vimont, D.J., Murnane, R.J. and B.A. Harper. (2007). A globally consistent reanalysis of hurricane variability and trends. Geophysical Research Letters, 34:4.

Landsea, C. (2007). Counting Atlantic tropical cyclones back to 1900. Eos, Transactions American Geophysical Union, 88(18), 197-202.

Landsea, C. W., Harper, B. A., Hoarau, K., & Knaff, J. A. (2006). Climate change. Can we detect trends in extreme tropical cyclones? Science (New York, NY), 313(5786), 452-454.

Lean, J.L., Rind, D.H. (2009). How will Earth's surface temperature change in future decades? Geophys. Res. Lett. 36, n/a–n/a.

López Díaz, F. (2014). Análisis Regional de Eventos Extremos de Temperatura en México y sus Posibles Variaciones en el Contexto de Cambio Climático. Tesis para obtener el grado de Doctorado en Ciencias de la Tierra, Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM. 145 pp.

López, F., O. Sánchez y C. Conde, (2014). Capitulo III: Análisis de Tendencias y eventos Climáticos Extremos. Historia del Clima de la Ciudad de México: Efectos Observados y Perspectivas [Editores Jesús Efren Ospina, Carlos Gay y Cecilia Conde]. Publicado por el Centro Virtual de Cambio Climático de la Ciudad de México y Secretaria de Ciencia, Tecnología e innovación. 149 pp.

López-Díaz, F., C. Conde and O. Sánchez, (2013). Analysis of indices of extreme temperature events at Apizaco, Tlaxcala, Mexico: 1952-2003. Atmósfera, 26(3): 349-358.

Magaña, V.O., J. L. Vázquez, J.L. Pérez, y J. B. Pérez. (2003). Impact of El Niño on precipitation in Mexico. Geofísica Internacional, 42, 313-330.

Maibach, E., Myers, T., Leiserowitz, A. (2014). Climate scientists need to set the record straight: There is a scientific consensus that human-caused climate change is happening. Earths Future 2, 295–298.

Mann, M. E., Emanuel, K. A., Holland, G. J., & Webster, P. J. (2007). Atlantic tropical cyclones revisited. Eos, Transactions American Geophysical Union, 88(36), 349-350.

Meehl GA, Stocker TF, Collins WD, et ál. (2007b) Global Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S.,D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Meehl, G.A., Hu, A., Arblaster, J.M., Fasullo, J., Trenberth, K.E., (2013). Externally Forced and Internally Generated Decadal Climate Variability Associated with the Interdecadal Pacific Oscillation. J. Clim. 26, 7298–7310.

Méndez González, J., A. Ramírez Leyva, E. Cornejo Oviedo, A. Zárate Lupercio, y T Cavazos Pérez. (2010). Teleconexiones de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) a la precipitación y temperatura en México. Investigaciones Geográficas, 73, 57-70.

Méndez González, J., J.J. Návar Cháidez, V. González Ontiveros. (2008). Análisis de tendencias de precipitación (1920-2004) en México. Investigaciones Geográficas, 65, 38-55.

Menon, S., Hansen, J., Nazarenko, L., Luo, Y., (2002). Climate effects of black carbon aerosols in China and India. Science 297, 2250–2253.

MetOffice. (2011). Climate: observations, projections and impacts. Mexico. [http://www.metoffice.gov.uk/climate-guide/science/uk/obs-projections-impacts]

Mills, T.C. (2010). Is global warming real? Analysis of structural time series models of global and hemispheric temperatures. J. Cosmol. 8, 1947–1954.

Mills, Terence C. (2010). "Is Global Warming Real? Analysis of Structural Time Series Models of Global and Hemispheric Temperatures." Journal of Cosmology 8: 1947–1954.

Milly, P.C.D., Betancourt, J., Falkenmark, M., Hirsch, R.M., Kundzewicz, Z.W., Lettenmaier, D.P., Stouffer, R.J. (2008). Stationarity Is Dead: Whither Water Management? Science 319, 573–574.

Min, S.-K., Hense, A., (2007). A Bayesian Assessment of Climate Change Using Multimodel Ensembles. Part II: Regional and Seasonal Mean Surface Temperatures. J. Clim. 20, 2769–2790.

Mitchell, J. Murray, Jr. (1961). "Recent Secular Changes of Global Temperature." Annals of the New York Academy of Sciences 95: 235-50.

Morice, CP., Kennedy, J.J., Rayner, NA., Jones, PD. (2012). Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set, J. Geophys. Res., 117, D08101

North, G.R., Stevens, M.J., (1998). Detecting Climate Signals in the Surface Temperature Record. J. Clim. 11, 563–577.

Oke, T. R., G. Zeuner, and E. Jauregui. 1992. "The Surface Energy Balance in Mexico City." Atmospheric Environment. Part B. Urban Atmosphere 26 (4): 433–444.

Oke, T.R., 1973. City size and the urban heat island. Atmospheric Environ. 1967 7, 769–779.

Oke, T.R., 2002. Boundary layer climates. Routledge.

Oke, T.R., Zeuner, G., Jauregui, E., 1992. The surface energy balance in Mexico City. Atmospheric Environ. Part B Urban Atmosphere 26, 433–444.

Oke, Tim R. (1973). "City Size and the Urban Heat Island." Atmospheric Environment (1967) 7 (8): 769–779.

Pavia, E.G. (2004). La influencia de los ciclones tropicales en la lluvia del noroeste de Baja California y suroeste de California.. GEOS, 24, 69-72.

Pavia, E.G. (2000). Secondary forecast models. The ENSO example.. Journal of Applied Meteorology, 39, 1952-1955.

Pavia, E.G. (2009). The relationship between Southern and Pacific Decadal Oscillations: Implications for the climate of northwestern Baja California.. Geofísica Internacional, 48, 385-389.

Pavia, E.G. y A. Badan. (1998). ENSO modulates rainfall in the Mediterranean Californias.. Geophysical Research Letters, 25, 3855-3858.

Pavia, E.G. y F. Graef. (2002).The recent rainfall climatology of the Mediterranean Californias. Journal of Climate, 15, 2697-2701.

Pavia, E.G., F. Graef y J. Reyes (2009). Annual and Seasonal Surface Air Temperature Trends in Mexico. . International Journal of Climatology, 29, 1324-1329. doi:10.1002/joc.1787.

Pavia, E.G., F. Graef y J. Reyes. PDO-ENSO effects in the climate of Mexico. (2006). Journal of Climate, 19, 6433-6438.

Pavia, E.G., R. Fuentes-Franco, F. Graef-Ziehl. (2012). Recent changes in the precipitation climatology of the Mediterranean California. American Geophysical Union, Fall Meeting 2012, abstract #GC53A-1258.

Peralta-Hernández, A. R., R. C. Balling Jr. and L.R Barba-Martínez. (2009b). Comparative analysis of indices of extreme rainfall events: variations and trends from southern México. Atmósfera, 22(2): 219-228.

Peralta-Hernández, A. R., R. C. Balling Jr., and L. R. Barba-Martinez, (2009a). Analysis of near-surface diurnal temperature variations and trends in southern Mexico. Int. J. Climatol. 29: 205–209.

Perron P (2006). Dealing with structural breaks. In: Mills TC, Patterson K (eds). Palgrave Handbook of Econometrics, Vol. 1. New York: Palgrave Macmillan. 278-352

Peterson, T.C. (2005). Climate Change Indices. WMO Bulletin April 2005.

Pielke, R. (2009). Collateral damage from the death of stationarity. Gewex Newsl. May 5–7.

Pierce, D.W., Barnett, T.P., AchutaRao, K.M., Gleckler, P.J., Gregory, J.M., Washington, W.M., (2006). Anthropogenic warming of the oceans: observations and model results. J. Clim. 19, 1873–1900.

Pierce, D.W., Barnett, T.P., Hidalgo, H.G., Das, T., Bonfils, C., Santer, B.D., Bala, G., Dettinger, M.D., Cayan, D.R., Mirin, A. (2008). Attribution of declining western US snowpack to human effects. J. Clim. 21, 6425–6444.

Pierce, D.W., Gleckler, P.J., Barnett, T.P., Santer, B.D., Durack, P.J. (2012). The fingerprint of human-induced changes in the ocean's salinity and temperature fields. Geophys. Res. Lett. 39, n/a–n/a.

Pretis, F., Allen, M. (2013). Climate science: Breaks in trends. Nat. Geosci. 6, 992–993.

Qian, Y., Ruby Leung, L., Ghan, S.J., Giorgi, F. (2003). Regional climate effects of aerosols over China: modeling and observation. Tellus B 55, 914–934.

Reyes, J., E.G. Pavia y F. Graef. Una nueva climatología de la precipitación en México. (2000). CICESE. Ensenada, B.C., México. 9 pp.

Rockström, J., Steffen, W., Noone, K., Persson, Å., Chapin, F.S., Lambin, E.F., Lenton, T.M., Scheffer, M., Folke, C., Schellnhuber, H.J., Nykvist, B., de Wit, C.A., Hughes, T., van der Leeuw, S., Rodhe, H., Sörlin, S., Snyder, P.K., Costanza, R., Svedin, U., Falkenmark, M., Karlberg, L., Corell, R.W., Fabry, V.J., Hansen, J., Walker, B., Liverman, D., Richardson, K., Crutzen, P., Foley, J.A., (2009). A safe operating space for humanity. Nature 461, 472–475.

Romero-Higareda, C. E., L.I. Peinado-Guevara, S. Campista-León, J. Cázarez-Martínez, J.G. Sánchez-Zazueta y R. Sánchez-Bañuelos (2014). Temperature Trend Analysis in the North Pacific Watershed in Mexico. American Journal of Climate Change, 3: 306-325. http://dx.doi.org/10.4236/ajcc.2014.33028.

Salas Flores, M. A. (2008). Assessing the Variability off Long-Term Mexican Instrumental Records and the Enso Modulating Force. Thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy at the University of East Anglia. 341 pp.

Sánchez-Lugo, A., Kennedy, J.J. and Berrisford, P. (2011). Global Climate, Surface Temperatures in State of the Climate 2010. Bulletin of the American Meteorological Society 92 (6), S36-S37.

Santer, B.D., Mikolajewicz, U., Brüggemann, W., Cubasch, U., Hasselmann, K., Höck, H., Maier-Reimer, E., Wigley, T.M. (1995). Ocean variability and its influence on the detectability of greenhouse warming signals. J. Geophys. Res. Oceans 1978–2012 100, 10693–10725.

Santer, B.D., Wigley, T.M.L., Barnett, T.P., Anyamba, E. (1996). Detection of climate change and attribution of causes. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Steinman, B.A., Mann, M.E., Miller, S.K. (2015). Atlantic and Pacific multidecadal oscillations and Northern Hemisphere temperatures. Science 347, 988–991.

Stephens, G.L., L'Ecuyer, T., Forbes, R., Gettlemen, A., Golaz, J.-C., Bodas-Salcedo, A., Suzuki, K., Gabriel, P., Haynes, J. (2010). Dreary state of precipitation in global models. J. Geophys. Res. Atmospheres 115, n/a–n/a.

Stern, DI. & Kaufmann RK. (1997a). Time series properties of global climate variables: Detection and attribution of climate change. Working Papers in Ecological Economics 9702, Centre for Resource and Environmental Studies, Australian National University, Canberra, ACT 0200, Australia (URL: http://cres.anu.edu.au/anzsee/9702.html)

Stern, DI. & Kaufmann RK. (1997b). Is there a global warming signal in hemispheric temperature series? Working Papers in Ecological Economics, The Australian National University, Center for Resource and Environmental Studies Ecological Economics Programme (available at http://www.bu.edu/cees/research/workingp/pdfs/9903.pdf)

Stern, N. (2006).The Economics of Climate Change: The Stern Review, Cambridge University Press, Cambridge, UK

Stott, P.A., Gillett, N.P., Hegerl, G.C., Karoly, D.J., Stone, D.A., Zhang, X., Zwiers, F. (2010). Detection and attribution of climate change: a regional perspective. Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Change 1, 192–211.

Swanson, K.L., Sugihara, G., Tsonis, A.A. (2009). Long-term natural variability and 20th century climate change. Proc. Natl. Acad. Sci. 106, 16120–16123.

Tol, RSJ. (2014). Correction and Update: The Economic Effects of Climate Change. J. Econ. Perspect. 28(2), 221-26

Tol, RSJ. & de Vos AF. (1993). Greenhouse statistics - time series analysis. Theor Appl Climatol 48, 63-74.

Tol, RSJ, Fankhauser S. (1998). On the representation of impact in integrated assessment models of climate change. Environ Model Assess 3, 63–74. doi: 10.1023/A:1019050503531

Tollefson, J. (2014). Climate change: The case of the missing heat. Nature 505, 276–278.

Trenberth, K.E. and Fasullo, J.T. (2013). An apparent hiatus in global warming? Earths Future 1, 19–32.

Triacca, U. (2001). On the use of Granger causality to investigate the human influence on climate. Theoretical and Applied Climatology, 69(3-4), 137-138.

Tyndall, John (1873). "Further Researches on the Absorption and Radiation of Heat by Gaseous Matter (1862)." In Contributions to Molecular Physics in the Domain of Radiant Heat pp. 69-121. New York: Appleton

Valdez–Cepeda, R. D., A. A. Aguilar–Campos, F. Blanco–Macías, G. Miramontes de León, S. J. Méndez–Gallegos and R. Magallanes–Quintanar (2012). Analysis of precipitation in Central México: Trends, self-affinity and important frequencies. International Journal of the Physical Sciences, 7(34): 5314-5326. Available online at http://www.academicjournals.org/IJPS

Vecchi, G. A., & Knutson, T. R. (2008). On Estimates of Historical North Atlantic Tropical Cyclone Activity*. Journal of Climate, 21(14), 3580-3600.

Vecchi, G. A., & Knutson, T. R. (2011). Estimating annual numbers of Atlantic hurricanes missing from the HURDAT database (1878-1965) using ship track density. Journal of Climate, 24(6), 1736-1746.

Von Storch, H., & Navarra, A. (1999). Analysis of climate variability: applications of statistical techniques. Springer Science & Business Media.

Von Storch, H., A. Barkhordarian, K. Hasselmann and E. Zorita, (2013). Can climate models explain the recent stagnation in global warming? Available at: http://www.academia.edu/4210419/Can_climate_models_explain_the_recent_stagnation_in_global_warming

Wilks, D. S. (2011). Statistical methods in the atmospheric sciences. Academic press.

Willett, H.C. (1950). "Temperature Trends of the Past Century." In Royal Meteorological Society Centenary Proceedings pp. 195-206. London: Royal Meteorological Society.

Woodward, WA, Gray HL (1993). Global warming and the problem of testing for trend in time series data. J Clim 6, 953-962

Woodward WA, Gray HL (1995). Selecting a model for detecting the presence of a trend. J Clim 8, 1929-937

Wu, Q., Karoly, D.J., 2007. Implications of changes in the atmospheric circulation on the detection of regional surface air temperature trends. Geophys. Res. Lett. 34, n/a–n/a.

Wu, Z., Huang, N.E., Wallace, J.M., Smoliak, B.V., Chen, X., 2011. On the time-varying trend in global-mean surface temperature. Clim. Dyn. 37, 759–773.

Zhang, X., A. Klein Tank, L. Alexander, G. C. Hegerl, P. Jones , T. C. Peterson, B. Trewin and F. W. Zwiers, (2011). Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data.WIREs Clim Change. 20 pp, doi: 10.1002/wcc.147.

Zhang, X., Zwiers, F.W., Hegerl, G.C., Lambert, F.H., Gillett, N.P., Solomon, S., Stott, P.A., Nozawa, T. (2007). Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. Nature 448, 461–465.

Zheng, X, Basher RE. (1999). Structural time series models and trend detection in global and regional temperature series. J Clim 12, 2347-2358

Capítulo 11

CAMBIO CLIMÁTICO, PROYECCIONES Y PREDICTIBILIDAD

Autores:

Martín José Montero Martínez[12] y Mercedes Andrade Velázquez[21].

[12]SEMARNAT IMTA Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, [21]UNAM DGDC Dirección General de Divulgación de la Ciencia.

Palabras clave: Decadal, proyecciones, predicciones, escenarios, reducción de escala, regionalización, ensambles multi-modelo.

Resumen

En este capítulo se analiza la literatura científica reportada en los últimos años en cuanto a predicciones decadales de clima y proyecciones del clima futuro para México, en particular para el presente siglo. El estado del clima para un periodo de tiempo lejano depende de los niveles futuros de las cantidades que fuerzan al sistema climático, tales como las concentraciones de dióxido de carbono y otros gases de efecto invernadero, aerosoles atmosféricos de diferentes tipos, y los niveles de actividad solar y volcánica. Por otro lado, las proyecciones de clima a nivel regional generalmente se realizan usando directamente las simulaciones de los Modelos del Clima Global (GCM-siglas en inglés) o bien realizando algún proceso de reducción de escala.

La generación de predicciones en escalas de tiempo decadales realizadas por investigadores mexicanos es muy escasa. Dentro de las predicciones climáticas decadales a nivel nacional, destacan aquellas trascendentales predicciones realizadas utilizando el Modelo Termodinámico del Clima (MTC) de Adem (1962). Por otro lado, en cuanto a proyecciones del clima futuro, la mayor parte de los estudios se han enfocado a la aplicación de técnicas de reducción de escala estadística sobre los GCM. Esto en parte por los altos costos computacionales que requiere el realizar regionalización dinámica con modelos climáticos regionales que utilizan datos de entrada de los GCM y por la falta de inversión en recursos tanto humanos como de infraestructura.

Poco después de completarse el Primer Informe del IPCC (en 1990), Liverman y O'Brien (1991) reportaban que los modelos climáticos sugieren que el cambio climático podría traer condiciones más cálidas y más secas a México. Durante el "Estudio País: México", Conde et ál. (1994) generaron escenarios climáticos bajo condiciones de $1xCO_2$ para tres regiones (Norte, Centro y Sur). Posteriormente se discute un nuevo método para relacionar salidas de GCM con clima regional que podrían utilizar en trabajos futuros. Tomando como base el algoritmo REA (Giorgi y Mearns, 2002), Montero y Pérez (2008) generaron proyecciones climáticas de temperatura de superficie y precipitación del presente siglo para México. También se reportaron proyecciones de cambio climático regional para el Noroeste de México (Cavazos y Arriaga, 2012). Las últimas proyecciones regionalizadas del clima se hicieron con una colaboración entre el IMTA, el CICESE y la UNAM, coordinados por el INECC, trabajando con datos del CMIP5 del Quinto Reporte de Evaluación del IPCC utilizando nuevamente el algoritmo REA y fueron reportadas por Cavazos et ál. (2013).

Las proyecciones climáticas derivadas directamente de simulaciones de GCM se han venido utilizando desde prácticamente el Primer Informe de IPCC en 1990, y desde ese entonces las simulaciones ya estimaban condiciones más cálidas y secas para México, aunque con un mayor grado de incertidumbre, especialmente en precipitación. En general, ese mismo patrón esperado para México (más cálido y más seco) se ha conservado a lo largo de las diferentes proyecciones climáticas de los cinco diferentes reportes del IPCC.

Por último, es indudable que el poder computacional continuará incrementándose en las décadas por venir de la misma forma que lo ha venido haciendo en el pasado reciente. De esta forma, una de las controversias actuales es si se debe poner mayor esfuerzo o no en incrementar la resolución de los GCM o en incrementar el rango de componentes en los Modelos del Sistema Terrestre (MST). La respuesta a esta pregunta no es trivial y deberá resolverse muy pronto en los años por venir.

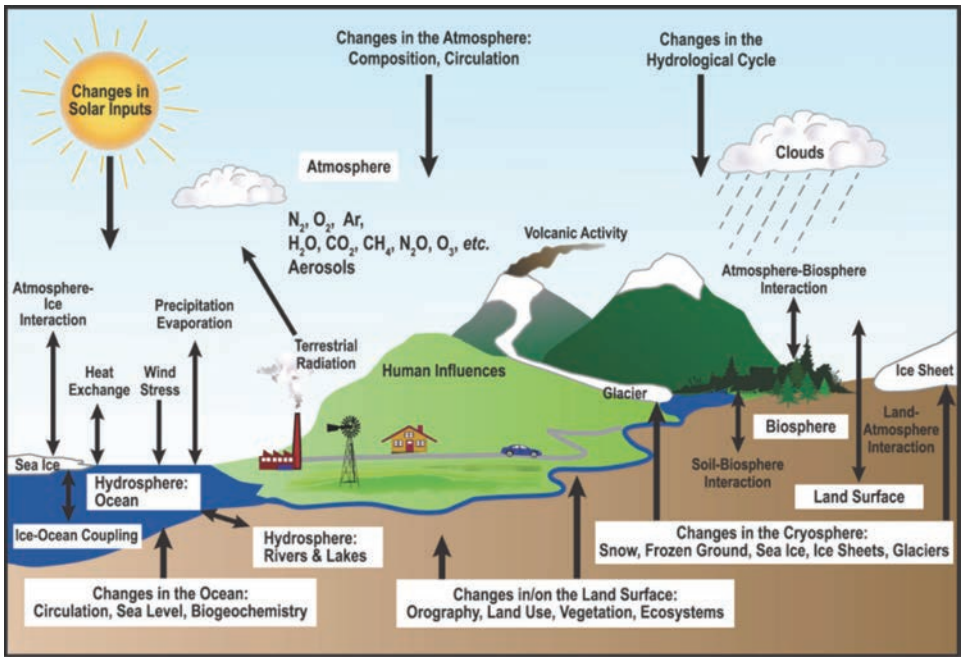
Introducción

Una forma de estudiar el clima y entenderlo, es a través de la construcción y utilización de modelos, que además de la comprensión, nos pueden permitir hacer predicciones y proyecciones futuras del mismo (ver Caja 1).

Un modelo representa el medio para expresar el conocimiento acerca de un proceso, o un conjunto de procesos mediante ecuaciones que se pueden resolver en una computadora. Un modelo climático se utiliza para entender cómo funciona el sistema climático, y cómo los diversos componentes interactúan entre sí. Se utiliza para simular el clima actual, el clima del pasado reciente, y los climas de diferentes épocas paleoclimáticas. También se puede utilizar para simular el estado estadístico de la atmósfera de una década o un siglo en el futuro, pero no predice el tiempo local para un día determinado. La resolución espacial y temporal de un modelo climático es mucho más burda en comparación con la utilizada en la predicción del tiempo, por lo que la información climática se da en escalas regionales a globales, y no a escala local. El estado del clima para un periodo de tiempo lejano depende de los niveles futuros de las cantidades que fuerzan al sistema climático, tales como las concentraciones de dióxido de carbono y otros gases de efecto invernadero, aerosoles atmosféricos de diferentes tipos, y los niveles de actividad solar y volcánica. Por lo tanto, estas proyecciones climáticas dependen de muchos factores en función de las vías de desarrollo que la humanidad escoja (Panel Intergubernamental en Cambio Climático - IPCC, 2013), lo cual determinará las concentraciones de gases de efecto invernadero y de aerosoles durante el próximo siglo. Cada proyección climática necesita un escenario para las futuras concentraciones de gases de efecto invernadero y de aerosoles antes de que pueda llevarse a cabo.

Un GCM típico consta de cuatro componentes: la atmósfera, el océano, la tierra y el hielo. Los GCM están diseñados para estimar la evolución del sistema climático como tal (ver Figura 1). Este tipo de modelos se ocupa principalmente para: i) realizar el pronóstico numérico del tiempo; ii) realizar proyecciones climáticas; y iii) estudiar la interacción de los procesos físicos que interaccionan a nivel atmosférico y bajo diferentes escalas de tiempo.

Figura 1. Esquema del sistema climático



Fuente: (IPCC, 2007)

Sus componentes son: atmósfera (en color azul cielo) con nubes (en gris); hidrosfera (azul marino) con dos sub-componentes: océano (mayoritario) y agua continental (lagos y ríos); continente (café, incluye actividad volcánica en café oscuro); criósfera (blanca, tiene varios sub-componentes de hielo y nieve); biosfera (verde oscuro) y la influencia humana (en la zona verde claro: industria, transporte, vivienda y generación de energía). Se indican las interacciones entre los componentes y sus cambios asociados al cambio climático global. Para simplificar la figura se omiten algunos elementos como la biosfera animal, la influencia humana por cambio de uso de suelo, entre otros.

Es muy probable que el clima ya haya cambiado en respuesta a la actividad humana, con cambios aún mayores hacia finales del siglo si las concentraciones de gases de efecto invernadero se siguen incrementando (IPCC, 2007; IPCC, 2013). Sin embargo, hoy en día muchos sectores de la sociedad requieren de hacer pronósticos climáticos para la siguiente década para poder tomar decisiones que respondan al cambio climático y sus impactos en el manejo de la tierra y la producción de cultivos, el uso de energía, el turismo y salud pública (Smith et ál., 2013). Para hacerle frente a esta necesidad existe ya un creciente esfuerzo internacional para desarrollar predicciones climáticas decadales (Meehl et ál., 2009).

La predicción del clima a escala de tiempo decadal es un área de investigación relativamente nueva (Latif y Barnett, 1996; Latif et ál., 2006; Wilby, 2007). Meehl et ál. (2009) confirman el uso de modelos climáticos inicializados para generar predicciones climáticas regionales que comprendan el pronóstico de El Niño Oscilación del Sur (ENOS) y las proyecciones de cambio climático futuras.

El objetivo de la predicción climática decadal es mejorar la habilidad de las proyecciones climáticas inicializando los modelos climáticos usando observaciones (Robson et ál., 2013).

Por otro lado, las proyecciones de clima a nivel regional generalmente se realizan usando directamente las simulaciones de los GCM o bien realizando algún proceso de reducción de escala de esos resultados con el fin de obtener mayor resolución espacial (a veces también temporal). Los métodos de reducción de escala suelen dividirse en dos: la reducción de escala empírica/estadística (ESD por sus siglas en inglés) y la reducción de escala dinámica.

La ESD es el proceso de desarrollar enlaces matemáticos entre el estado de algunas variables de gran escala espacial y el estado de otras variables que representan la escala local. De esta forma la ESD supone implicitamente un enlace dinámico fundamental entre las dos escalas (Mearns et ál., 2014). Lo anterior con base en la suposición de que la temperatura del aire o la cantidad de precipitación puedan ser determinados por procesos que se manifiestan a una escala bien descrita por modelos climáticos o regionales (Maraun et ál., 2010).

La reducción de escala dinámica está basada en el uso de modelos regionales de clima (RCM por sus siglas en inglés), que no son más que modelos de área limitada ajustados para incorporar la información de las simulaciones de GCM, para producir proyecciones regionalizadas de clima a mayor resolución espacial. Ejemplos de este tipo que han producido resultados para algunas regiones de México son los programas CORDEX[1] y NARCCAP[2] (Mearns et ál., 2009). La contribución de científicos mexicanos en este tema es muy escasa y solo a nivel experimental, esto debido principalmente al alto costo computacional de estas simulaciones.

1. Predicciones de clima en escalas de tiempo decadales

La generación de predicciones en escalas de tiempo decadales realizadas por investigadores mexicanos es muy escasa.

Dentro de las predicciones climáticas nacionales, destacan aquellas trascendentales predicciones a nivel mensual y estacional, realizadas utilizando el Modelo Termodinámico del Clima (MTC) de Adem (1962), donde sin abordar ciertamente el campo de la predicción decadal de clima y de forma indirecta, mostraban en ocasiones implicaciones a más largo plazo. Por ejemplo, inicializando tal modelo con datos del mes anterior de temperatura de superficie del mar (SST por sus siglas en inglés) y la temperatura

[1] http://wcrp-cordex.ipsl.jussieu.fr/
[2] http://narccap.ucar.edu/

del aire a 700 mb, Adem et ál. (2000) encontraron cierta habilidad del modelo en la predicción de las anomalías de temperatura y precipitación. También mostró el importante rol de la SST en las predicciones de clima, ya que las temperaturas por arriba de la normal en el Golfo de México y en el Océano Pacífico contiguo a México podrían producir en el país precipitaciones por debajo de la normal, y posiblemente favorecer condiciones de sequía.

El clima del Noroeste de México (NO-Mex) se caracteriza por ser árido y semiárido con una alta variabilidad climática interanual. Las fluctuaciones de precipitación en la región han estado asociadas con eventos de ENOS a escalas de tiempo interanuales y/o con la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO por sus siglas en inglés) a escalas de tiempo decadales (Magaña et ál., 2003; Arriaga y Cavazos, 2010). Usando análisis de componentes principales (PCA por sus siglas en inglés) para regionalizar la precipitación del Noroeste de México, Arriaga y Cavazos (2010) calcularon, para el periodo 1960 - 1997, tendencias anuales y estacionales de diez índices de precipitación diaria, cuatro de ellos relacionados con precipitación extrema. Los resultados muestran que los índices anuales tuvieron un mayor número de tendencias estadísticamente significativas en comparación con los índices estacionales, especialmente en la región del monzón. También encontraron tendencias positivas significativas en la precipitación extrema de invierno durante el periodo de estudio.

Durante la década de los 1930, las SST del Pacífico central y del este fueron persistentemente negativas (de forma contraria a lo registrado en el Atlántico norte) y no se registraron condiciones El Niño. Seager et ál., (2008) demostraron que de haberse conocido con anticipación tales condiciones climáticas (digamos en 1929) el promedio del ensamble de simulaciones del modelo con el forzamiento global de las SST hubiera predicho una sequía multianual parecida a las sequías de los comienzos del siglo XIX, impactando principalmente el suroeste de los EE. UU. y el norte de México.

Utilizando simulaciones del DePreSys (Smith et ál., 2010), el cual a su vez utiliza variantes del modelo Met Office Unified Model (HadCM3) para representar la incertidumbre del modelo en las predicciones, Robson et ál. (2013) anticipan una reducción de precipitación significativa sobre el sureste de EE. UU. y México en contraste con un aumento de la precipitación en Centro América.

2. Proyecciones climáticas utilizando directamente simulaciones de GCM

Poco después de completarse el Primer Informe del IPCC (en 1990), Liverman y O'Brien (1991) reportaban que los modelos climáticos sugieren que el cambio climático podría traer condiciones más cálidas y más secas a México, aunque en ese entonces la mayoría de los GCM proyectaban que la precipitación aumentaría, ésta no sería capaz de compensar la evapotranspiración potencial. Por lo tanto, la humedad del suelo y la disponibilidad de agua pueden disminuir en gran parte de México. Sin embargo, evaluar los impactos del calentamiento global en México sigue siendo una tarea incierta debido a que las proyecciones de los diferentes modelos varían ampliamente, sobre todo para la precipitación, y debido al mal desempeño de los modelos, en la reproducción del clima observado de México.

Durante el "Estudio País: México", Conde et ál. (1994) generaron escenarios climáticos bajo condiciones de 1xCO_2 para tres regiones (Norte, Centro y Sur) para temperatura, precipitación y radiación solar utilizando interpolaciones de las salidas de dos GCM (CCCM y GFDL-R30). Estos escenarios se crearon utilizando el MTC para el periodo base de 1951 a 1980 con una resolución de malla de 2.5° x 2.5°. Bajo condiciones de 2 x CO_2, los resultados que mostraban cambios en la variación anual de temperatura entre +2.4 y +5.4 °C para la Zona Norte, +1.6 a +3.6 °C para la Zona Centro y de +1.8 a +2.9 °C para la Zona Sur. Los cambios en precipitación mostraron mucha variabilidad sin quedar una señal futura clara sobre su posible aumento o reducción hacia el futuro.

Continuando con esta metodología de interpolación de las salidas de GCM, Magaña et ál. (1997) actualizaron la regionalización de escenarios climáticos para México generada por Conde et ál. (1994), para experimentos numéricos de 1 x CO_2 (concentración actual de CO_2) y 2 x CO_2 (duplicación de la concentración actual de CO_2). Aunque esta metodología de datos interpolados era lo más común hasta ese momento, en este trabajo se discuten las limitaciones del método, como una técnica de reducción de escala y se discute un nuevo método para relacionar salidas de GCM con clima regional que podrían utilizar en trabajos futuros.

Las proyecciones regionales de cambio climático para América Central y México (llamada CAM) se resumen en el IPCC-AR4 (IPCC, 2007). Las proyecciones regionales eran obtenidas a partir de la compilación de simulaciones de GCM (conocido como el conjunto de datos multi-modelo; MMD), dividiendo al mundo en diferentes regiones (Giorgi y Francisco, 2000). Uno de éstas regiones es CAM que abarca de 10 ° a 30 °N y las longitudes de 83 ° a 116 °W. El calentamiento en CAM simulado por el MMD bajo el escenario SRES A1B es mayor que el calentamiento medio mundial, tanto en el verano (JJA) como en invierno (DJF) boreales. El calentamiento medio anual entre 1980 y 1999, y entre 2080 y 2099 varía en la región CAM de 1.8 a 5.0 °C (Christensen et ál., 2007), con la mitad de los modelos dentro de 2.6 y 3.6 °C y una mediana de 3.2 °C.

Para Centro América, 19 (de 21) GCM coinciden en la dirección de cambio en la precipitación, y se proyecta una disminución en la precipitación bajo el escenario A1B. La gama completa de proyecciones del IPCC para el área van desde -48 % a un 9 % de la precipitación media con la mitad de los modelos de entre -16 % a -5 % (Christensen et ál. 2007). El algunas partes del noreste de México y la región de ZCIT en el Pacífico oriental se proyecta un aumento en las precipitaciones de verano. Giorgi (2006) desarrolló un índice Regional de Cambio Climático (RCCI) basado en los cambios proyectados en la media y la variabilidad de la temperatura y la precipitación regional en relación con sus valores globales para 26 regiones terrestres del mundo. Este índice comparativo demostró que la CAM es un "punto caliente" potencial, sobre todo debido a una reducción en la precipitación y aumento de su variabilidad en escenarios futuros. Ninguna otra región en los trópicos mostró cambios tan grandes como en América Central.

Prieto et ál. (2011) presentaron una aplicación del índice de precipitación estandarizada de 12 meses (SPI, por sus siglas en inglés) como una herramienta para identificar y evaluar la severidad en eventos de sequía en México durante el periodo 1949 - 2098, bajo el escenario SRES-A2 del IPCC. El análisis indica un incremento en la ocurrencia y severidad de eventos de sequía en México, con una tendencia negativa en los valores proyectados del SPI de 12 meses, concluyendo que las proyecciones de eventos de sequía superan la duración, magnitud y frecuencia de aquellos eventos modelados en la segunda mitad del siglo XX.

Cavazos y Arriaga (2012) mencionan que el escenario A2 muestra las mayores reducciones de las precipitaciones en los últimos 20 años del siglo XXI; una disminución del 30 % se proyecta para Baja California, principalmente en invierno y primavera, mientras que la precipitación en la región del monzón podría ser disminuida en un 20 % durante invierno, primavera y verano. Después de 2050, se espera una reducción significativa de precipitación en el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos al sur de 35 °N, y aumentos de temperatura mayores a 2 °C.

De acuerdo al último IPCC-AR5 en México se proyecta un decrecimiento en evaporación sobre la parte continental que es más pequeño que la desviación estándar de la variabilidad interna (IPCC, 2013).

3. Proyecciones climáticas utilizando métodos de reducción de escala

Poco después de concretarse las simulaciones del CMIP3 para el IPCC-AR4 (IPCC, 2007), se presentaron diferentes ESD para generar escenarios climáticos regionalizados en México, principalmente temperatura en superficie y precipitación. De cierta forma, todos los métodos resultaron ser más refinados que la simple interpolación de datos que era común hasta entonces.

Tomando como base el algoritmo REA (Giorgi y Mearns, 2002), Montero y Pérez (2008) generaron escenarios climáticos de temperatura de superficie y precipitación del presente siglo para México. Para ello se utilizaron las simulaciones de 23 GCM forzados con el SRES-A1B (escenario de emisiones medio) y SRES-A2 (escenario de emisiones alto) a una resolución de malla de 0.5° x 0.5° (~50 x 50 km). Los datos observados fueron tomados de Climate Research Unit (CRU TS2.1) y el periodo base climatológico de 1961-1990. El REA toma en cuenta dos criterios de fiabilidad: el desempeño del modelo en reproducir el clima actual (criterio de desempeño) y la convergencia de los cambios futuros simulados entre modelos (criterio de convergencia). Los resultados para el periodo 2010 - 2039 con el A2 muestran cambios en temperatura mínima promedio que rondan entre 0.5 y 1.5 °C para la mayor parte del país y para temperatura máxima entre 1 y 2 °C, con valores mayores para verano (Montero et ál., 2010). Para precipitación, los cambios proyectados en ese mismo periodo se encuentran entre 0 y -10 % para verano (negativo significa

decremento) y de 0 a -20 % para invierno, con los mayores decrementos en el occidente; solo pequeñas regiones en el norte centro muestran cambios positivos de precipitación. Dichas proyecciones fueron puestas a disposición dentro del "Sistema para la Exhibición de Datos del Ensamble Ponderado de Escenarios de Cambio Climático para México", mejor conocido como SEDEPECC (Montero et ál., 2013).

Usando la herramienta de predictibilidad de clima (CPT por sus siglas en inglés) para reducir errores sistemáticos e interpolar a mayor resolución el ensamble de simulaciones de 23 GCM del CMIP3, Magaña et ál. (2012) generaron proyecciones climáticas regionalizadas a 50 x 50 km de temperatura de superficie y precipitación para México. El periodo base utilizado fue 1971 - 1999 y también utilizaron los datos de CRU para las correcciones de sesgo de los GCM. Los resultados muestran que los incrementos de temperatura pueden ser mayores en el noroeste que en el noreste del país. Para la precipitación, las proyecciones indican una probabilidad alta de reducción sobre el noroeste de México con valores cercanos a -30 % para finales de siglo. Esa potencial combinación de incrementos fuertes en temperatura de superficie y reducciones de precipitación para el noroeste de México podrían agravar la situación ya problemática de disponibilidad de agua para esa zona (Magaña et ál., 2012).

Estrada et ál. (2012; 2013a,b) discuten con bastante detalle la metodología anterior propuesta por Magaña et ál. (2012) cuyos escenarios de cambio climático regionales fueron utilizados dentro de la Cuarta Comunicación Nacional de la Convención Marco de Naciones Unidas para el Cambio Climático. Los trabajos de Estrada et ál. muestran, en general, que la metodología empleada por Magaña et ál. es errónea, debido principalmente a que el método genera valores y patrones espaciales azarosos que reemplazan las señales climáticas producidas por los GCM , así como aquellos contenidos en los datos observados de gran escala. De esta forma, concluyen, que los trabajos basados en tales escenarios regionalizados deberían ser revisados.

Utilizando las salidas de los modelos ECHAM5, HADGEM1 y GFDL CM2.0 que participaron dentro del IPCC-AR4, Conde et ál. (2011) generaron proyecciones climáticas para México de temperatura en superficie y precipitación en los horizontes 2030 y 2050, y para los escenarios de emisiones A1B, A2, B2 y B1. Estas proyecciones fueron realizadas utilizando dos resoluciones espaciales: baja (2.5° x 2.5°), y alta (5' x 5'). En este método se utiliza el MAGICC/SCENGEN-5.3 para ponderar los modelos con base en su desempeño en reproducir el clima histórico con base en métricas como correlación del patrón espacial, la raíz del error cuadrático medio y el sesgo.

También se reportaron escenarios de cambio climático regional para el Noroeste de México (Cavazos y Arriaga, 2012). El análisis se realizó corrigiendo el sesgo y reduciendo espacialmente los escenarios de seis GCM para dos escenarios del IPCC, SRES-B1 y SRES-A2. Se mostró que el ensamble de GCM produce demasiada precipitación durante otoño e invierno, lo cual pudiera ser la causa del retraso observado en las lluvias monzónicas de verano. A pesar de que el ensamble mejora los ciclos anuales medios y la distribución espacial de la lluvia y la temperatura en la región, también subestiman la variabilidad de la precipitación interanual observada.

En el 2012, después de hacer una revisión entre los diferentes métodos de reducción de escala que se habían trabajado en México hasta entonces, el INECC (en ese entonces todavía INE) llevó a cabo una reunión con los principales actores de implementar métodos de reducción de escala estadística en México (IMTA, CICESE y UNAM) en la cual se determinó que el algoritmo REA sería el método a implementar para las nuevas proyecciones climáticas regionalizadas a 50x50 km utilizando el ensamble de GCM que participaron en el CMIP5. Las proyecciones se realizaron para las variables de precipitación, temperatura media, máxima y mínima, bajo tres trayectorias de concentración representativas RCP4.5, RCP6.0 y RCP8.5 para dos periodos futuros 2015 - 2039 y 2075 - 2099 (Cavazos et ál., 2013). La base de datos histórica utilizada fue la de CRU TS3.1 la cual se encuentra a una resolución de 0.5 ° x 0.5 °. Todos los GCM considerados se interpolaron bilinealmente a dicha resolución. En el periodo cercano casi no se observaron diferencias entre las proyecciones con los tres RCP, mientras que para el futuro lejano el RCP8.5 es el escenario más drástico el cual proyecta incrementos de temperatura hasta de 5.5 °C en verano en la planicie central del país, mientras que bajo los escenarios RCP4.5 y RCP6.0 las proyecciones de temperatura son de incrementarse alrededor de 3 °C en dicha región. En el caso de la precipitación en la península de Baja California es donde se proyectan mayores decrementos de hasta 30 %.

En cuanto a la obtención de proyecciones climáticas usando reducción de escala estadística en México se ha trabajado solo a nivel experimental. Los resultados más convincentes en esta línea vienen de programas como NARCCAP y CORDEX o bien de productos con modelos climáticos regionales como PRECIS (Providing REgional Climates for Impacts Studies) del UK Hadley Center. Una discusión más extensa de los programas NARCCAP y CORDEX se puede encontrar en Mearns et ál. (2014).

Karmalkar et ál. (2011) presentaron proyecciones de cambio climático para Centroamérica y México usando PRECIS, el cuál es un modelo atmosférico y de superficie tierra de área limitada y alta resolución. Este modelo nace de la tercera generación del Modelo Climático Regional del Hadley Center (HadRM3), el cual está basado en la componente atmosférica del GCM del Hadley Center acoplado Atmósfera-Océano (HadCM3). PRECIS se puede aplicar a cualquier área del globo terráqueo y fue desarrollado con la intención de apoyar a los países en sus estudios de vulnerabilidad y adaptación. Las simulaciones se realizaron a una resolución de 0.22 ° x 0.22 ° (~ 25 km) con una climatología base de 1960 - 1990 y proyecciones climáticas con el escenario SRES-A2 (2070-2100). El dominio espacial solo cubrió la región de Mesoamérica dejando fuera la parte norte de México. La mayoría de los modelos del CMIP3 (IPCC-AR4) tienen un sesgo de temperatura fría de 0 a 3 °C para Centroamérica (IPCC, 2007). La precipitación esta subestimada por la mayoría de los GCM debido a escasa resolución espacial (Rauscher et ál., 2008) y subestimación de las SST en el Golfo de México y el Mar Caribe (Dai, 2006). La validación del modelo mostró que tuvo éxito en captar algunas de las características de variabilidad espacial y temporal de la región como el ciclo anual bimodal de la precipitación y la corriente en chorro de bajos niveles del Caribe. Karmalkar et ál., mencionan que aunque el modelo (PRECIS) sufre de sesgos importantes de precipitación de todas formas hay una mejora con respecto al modelo global en la representación de las características de precipitación. El calentamiento proyectado bajo el escenario A2 resulto más alto para la temporada húmeda que para la seca con la Península de Yucatán mostrando el calentamiento mayor (recordar que el norte del país no está incluido).

Entre los proyectos más ambiciosos sobre reducción de escala dinámica en la región fue la llevada en años recientes por el North American Regional Climate Change Assessment Program (NARCCAP por sus siglas en inglés) (Mearns et ál., 2009; Mearns et ál., 2012; Mearns et ál., 2013). Los dos motivos principales de este programa internacional fueron: i) el de explorar las incertidumbres separadas y combinadas en las proyecciones regionales de cambio climático futuro resultantes del uso de múltiples modelos de circulación general atmósfera-océano (AOGCM por sus siglas en inglés) al conducir múltiples modelos climáticos regionales (RCM por sus siglas en inglés); y ii) proveer a la comunidad de impactos climáticos y adaptación de escenarios de cambio climático regionales de alta-resolución que pueden ser usados para estudios de impactos sociales de cambio climático y posibles estrategias de adaptación.

Desafortunadamente para México, el dominio espacial de las simulaciones de este proyecto solo abarco la parte norte de México por lo cual los análisis mencionados aquí se enfocaran a esa zona. Uno de los resultados sobresalientes fue el que las tendencias estacionales de temperatura de superficie históricas (periodo 1980 - 2003) de los seis RCM, que fueron inicializados todos con datos del National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy Global Reanalysis 2 (NCEP-2), coincidieron bastante bien con las proyectadas por CRU para el norte del país (Bukovsky, 2012). Otro interesante estudio evalúa las simulaciones climáticas de NARCCAP para la precipitación en la región del monzón de Norteamérica (NAM por sus siglas en inglés) (Bukovsky et ál., 2013). El análisis mostró que los seis RCM forzados con el reanálisis de NCEP y los dos intervalos de tiempo de AGCM, forzados con SST, producen precipitación relacionada al sistema monzónico en la región núcleo de tal manera que implica que simula razonablemente los mecanismos de gran escala detrás de la precipitación monzónica en México pero tienen un fuerte sesgo seco en Arizona. En general, el modelo Hadley HADCM proporcionó las condiciones de frontera menos problemáticas a los RCM. En cuanto a las proyecciones futuras resultantes de NARCCAP para el norte de México, de Elia et ál. (2013) encuentra que posiblemente las regiones del noroeste de México y la provincia de Quebec sean las primeras en sentir los efectos del cambio climático en invierno que en cualquier otra región de Norteamérica dentro de menos de 30 años de acuerdo a algunos modelos.

Por otro lado, muy poco se ha escrito sobre México relacionado al proyecto North American COordinated Regional climate Downscaling Experiment (CORDEX por sus siglas en inglés). Martynov et ál., (2013) llevó a cabo simulaciones inicializadas con reanálisis del Modelo Climático Regional Canadiense, versión 5 (CRCM5 por sus siglas en inglés) para intentar reproducir el clima actual en el dominio CORDEX-Norteamérica para el periodo 1989 - 2008 y lo evaluaron comparándolo con varios datos obser-

vados. Aunque el modelo reprodujo satisfactoriamente las características de precipitación y temperatura en superficie para la mayor parte de Norteamérica, algunas zonas costeras y montañosas mostraron problemas: un sesgo frío (2-6 °C) prevaleció sobre las Montañas Rocallosas y todo el año sobre México; la precipitación invernal se sobreestimo en zonas costeras montañosas. Sin embargo, los patrones de precipitación relacionados al Monzón de Norteamérica se reprodujeron bien, excepto en su límite norte.

Por otro lado, usando el dominio CORDEX-Centroamérica y simulaciones del Modelo Climático Regional RegCM4, recientemente se evaluó la variabilidad interanual y estadísticas a escala diaria de la temperatura y precipitación sobre México (Fuentes et ál., 2014a) y su relación con la SST (Fuentes et ál., 2014b). Se encontró que el RegCM4 reproduce adecuadamente los patrones espaciales medios de la precipitación y temperatura estacional, así como las características de variabilidad estacional asociadas. Nuevamente, el sesgo principal del modelo es una sobreestimación de la precipitación en regiones montañosas. Los percentiles 5 y 95 de la temperatura diaria se simularon realísticamente; en tanto que para precipitación, tanto la distribución como el percentil 95 mostraron un sesgo húmedo en regiones topográficamente complejas (Fuentes-Franco et ál., 2014). Además, usando simulaciones futuras de dos GCM diferentes combinadas con dos configuraciones diferentes del RegCM4, Fuentes-Franco et ál. (2014b) verifican que la variabilidad de precipitación sobre la región del Suroeste de México y Centroamérica y su dependencia entre el gradiente de anomalías de SST del Atlántico y del Pacífico reproduciendo patrones de anomalías de SST durante periodos húmedos y secos a los vistos en datos observados. El RegCM4 hace comparativamente un trabajo mejor que los GCM usados para inicializarlo.

Conclusiones

Es indudable, hoy en día, la importancia que tienen los modelos climáticos globales –actualmente acoplados con atmósfera, océano, hielo marino y superficie-tierra– para generar las diferentes proyecciones climáticas esperadas para las siguientes décadas, que el IPCC emite en cada uno de sus reportes de evaluación, dada una trayectoria de concentración representativa.

De acuerdo a los resultados de los dos últimos reportes de evaluación del IPCC, muy probablemente ya hay señales claras de cambio climático debido a la actividad antropogénica. De esta forma, en las últimas dos décadas se han aumentado los esfuerzos en mejorar la predicción climática decadal cuya meta es mejorar la habilidad de las proyecciones climáticas inicializando los modelos climáticos con observaciones. Sin embargo, la aplicación de este campo para nuestro país y sus diferentes regiones es en general muy escasa.

A pesar de lo anterior, las contribuciones de Adem al desarrollo de los primeros pasos de la modelación del clima global fueron muy importantes, con su famoso MTC que entre otras cosas fue de los primeros en demostrar la importancia de las SST para las predicciones de clima de corto, mediano y largo plazo.

En cuanto a la predicción climática decadal a nivel regional, sin duda la zona del NO-Mex y el monzón han sido los más estudiados en México mostrándose la dependencia de variabilidad interanual de precipitación con fenómenos como el ENSO y la PDO. Se mostró también el potencial de las SST para poder predecir sequías importantes utilizando modelación de ensambles de modelos climáticos.

Las proyecciones climáticas derivadas directamente de simulaciones de GCM se han venido utilizando desde prácticamente el Primer Informe de IPCC en 1990, y desde ese entonces las simulaciones ya estimaban condiciones más cálidas y secas para México, aunque con un mayor grado de incertidumbre, especialmente en precipitación. En general, ese mismo patrón esperado para México (más cálido y más seco) se ha conservado a lo largo de las diferentes proyecciones climáticas de los cinco diferentes reportes del IPCC. Giorgi determinó con su índice RCCI que la zona CAM (donde está incluido México) como un "punto caliente" potencial, debido a una reducción en la precipitación y aumento de la variabilidad de precipitación en el futuro. Ninguna otra región en los trópicos mostró cambios tan grandes como en América Central.

Panorama futuro

De acuerdo a información de Gent (2012), sin lugar a dudas, el poder computacional continuará incrementándose en las décadas por venir de la misma forma que lo ha venido haciendo en el pasado reciente. De esta forma, una de las controversias actuales es si se debe poner mayor esfuerzo o no en incrementar la resolución de los GCM o en incrementar el rango de componentes en los Modelos del Sistema Terrestre (MST). Dar una respuesta definitiva a esta pregunta no es nada trivial. El incrementar la resolución ciertamente mejorará algunos aspectos de las simulaciones de los GCM, tal como los procesos afectados por la orografía, pero si se omiten componentes adicionales bien podrían dejar fuera procesos de retroalimentación que sean potencialmente importantes. Quizás la respuesta más segura es que se continúe avanzando en ambas direcciones. Otra posibilidad es que se incremente el tamaño de los ensambles usados en las proyecciones y predicciones futuras, lo cual proporcionará mayor confiabilidad en los cambios simulados de eventos extremos, entre otros, lo cual es un factor muy importante en la planeación futura.

Ejemplos de nuevos componentes que están siendo incorporados actualmente en los MST son la calidad química del aire, la hidrología, la dinámica de vegetación y los modelos de cultivo. El nuevo componente para simular las capas de hielo en Groenlandia y en la Antártida es un muy buen ejemplo de un componente importante nuevo. Sin embargo, hay una larga lista de posibles retroalimentaciones que no se han incluido hasta ahora en los MST. Algunos de estos son i) la mayor liberación de metano, que es un gas invernadero muy potente, desde la tundra ártica. En cuanto la región del Ártico se calienta, existe una posible liberación de más metano de los caltratos oceánicos y ii) el posible rompimiento rápido de la capa de hielo antártica occidental. Todos estos son ejemplos de posibles cambios climáticos bruscos que podrían resultar en cambios significativos que tendrían consecuencias muy importantes en el futuro. Sin embargo, actualmente son muy difíciles para simular con precisión en un MST y evaluar cuantitativamente sus impactos.

La ciencia de los pronósticos decenales también avanzará en el futuro próximo, tanto por las nuevas ideas y experiencias en la forma en que deben ser inicializados, y por el aumento de la resolución de los componentes usados que proporcionará información más regional. Aún hay mucho por aprender y experimentar para que los pronósticos decenales se conviertan en algo fiable. Sin embargo, la información producida será de gran utilidad para el futuro.

Por último, ¿qué motiva a los científicos a trabajar en desarrollar GCM y MST? En primer lugar, se trata de un reto intelectual muy interesante el comprender que controla el clima del pasado, presente y futuro de la Tierra y construir un MST que de una fiel representación de esto. Para ello se requiere de la experiencia de muchos científicos en áreas relacionadas a las ciencias de la tierra y la informática. Es un verdadero reto el que estos modelos funcionen apropiadamente y de manera eficiente en varias de las supercomputadoras, de proceso masivo, que existen actualmente. Un segundo factor de motivación es la creencia de que estos modelos son el mejor medio que disponemos para anticipar posibles cambios futuros en el clima de la tierra, y que sus resultados se distribuyan ampliamente para cualquier persona que quiera utilizarlos.

Referencias

Adem, J. (1962). On the theory of the general circulation of the atmosphere. *Tellus*, 14, 102-115.

Adem, J., Mendoza, V.M., Ruiz, A., Villanueva E., y Garduño, R. (2000). Recent numerical experiments on three-months extended and seasonal weather prediction with a thermodynamical model. *Atmósfera*, 13, 53-83.

Arriaga, S., y Cavazos, T. (2010). Regional trends of daily precipitation indices in northwest Mexico and southwest United States, *J. Geophys*. Res., 115, D14111, doi:10.1029/2009JD013248.

Bukovsky, M. S. (2012). Temperature trends in the NARCCAP regional climate models. *J. Climate*, 25, 3985-3991.

Bukovsky, M. S., Gochis, D. J., y Mearns, L. O. (2013). Towards Assessing NARCCAP Regional Climate Model Credibility for the North American Monsoon: Current Climate Simulations. *J. Climate*, 26, 8802-8826.

Cavazos, T., y Arriaga, S. (2012). Downscaled Climate Change Scenarios for Baja California and the North American Monsoon during the Twenty-First Century. *J. Clim*., 25, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00425.1.

Cavazos, T., Salinas, J., Martínez, B., Colorado, G., De Grau, P., Prieto, R.,… y Bravo, M. (2013). *Actualización de escenarios de cambio climático para México como parte de los productos de la Quinta Comunicación Nacional*. Informe Final del Proyecto al INECC. Recuperado de http://escenarios.inecc.gob.mx/index2.html

Christensen, J.H., Carter, T.R., Rummukainen, M., y Amanatidis, G. (2007). Evaluating the performance of regional climate models: the PRUDENCE project. *Clim. Change*, 81,1–6.

Conde, C., Sánchez, O., y Gay, C. (1994). Escenarios básicos y regionales. Estudio de País: México. *En México ante el cambio climático. Primer Taller Estudio de País: México* (pp. 39-44). Cuernavaca, Morelos, México.

Conde, C., Estrada, F., Martínez, B., Sánchez, O., y Gay, C. (2011). Regional climate change scenarios for México. *Atmósfera*, 24, 125-140.

Dai, A. (2006). Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. J. Climate, 19, 4605–4630.

Estrada, F., Martínez-López, B., Conde, C., y Gay-García, C. (2012). The new National Climate Change Documents of Mexico: What do the regional climate change scenarios represent? *Clim. Change*, 110: 1029–1046, doi: 10.1007/s10584-011-0100-2.

Estrada, F., Livezey, R.E., Martínez-López, B., y Gay-García, C. (2013a). Revisiting a flawed downscaling methodology: Comment on Magaña et ál. (2012). Clim. Res., 56, 81-90, doi: 10.3354/cr01154.

Estrada, F., Guerrero, V.M., Gay-García, C., y Martínez-López, B. (2013b). A cautionary note on automated statistical downscaling methods for climate change. Clim. Change, 120: 263–276, doi: 10.1007/s10584-013-0791-7.

Fuentes, R., Coppola, E., Giorgi, F., Graef, F., y Pavia, E. G. (2014a). Assessment of RegCM4 simulated inter-annual variability and daily-scale statistics of temperature and precipitation over Mexico. Clim. Dynam., 42, 629-647.

Fuentes, R., Coppola, E., Giorgi, F., Pavia, E. G., Diro, G. T., y Graef, F. (2014b). Inter-annual variability of precipitation over Southern Mexico and Central America and its relationship to sea surface temperature from a set of future projections from CMIP5 GCM and RegCM4 CORDEX simulations. *Clim. Dynam*., 1-16.

Gent, P.R. (2012). Coupled Climate and Earth System Models. In Philip J. Rasch (ed.), Climate Modeling Methodology, 2012. Selected Entries from the Encyclopedia of Sustenaibility Science and Technology, doi: 10.007/978-1-4614-5767-1_2, Springer Science+Business Media New York 2012.

Giorgi, F., y Francisco, R., (2000). Evaluating uncertainty in the prediction of regional climate change. *Geophys. Res. Lett*., 27, 1295-1298.

Giorgi, F., y Mearns, L.O. (2002). Calculation of average, uncertainty range, and reliability of regional climate changes from AOGCM simulations via the Reliability Ensemble Averaging (REA) method. *J. Clim*., 15, 1141-1158.

Giorgi, F. (2006), Climate change hot-spots. *Geophys*. Res. Lett., 33, L08707, doi:10.1029/2006GL025734.

Panel Intergubernamental en Cambio Climático **[IPCC]**, (2007). Climate Change 2007: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by S. Solomon et ál., Cambridge Univ. Press, New York.

IPCC, (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Karmalkar, A.V., Bradley, R.S., y Diaz, H.F. (2011). Climate change in Central America and Mexico: regional climate model validation and climate change projections. *Clim. Dynam*., 37, 605-629. doi: 10.1007/s00382-011-1099-9.

Latif, M., y Barnett, T.P. (1996). Decadal climate variability over the North Pacific and North America: Dynamics and predictability. *J. Clim*., 9, 2407-2423.

Latif, M., Collins, M., Pohlmann, H., y Keenlyside, N. (2006). A review of predictability studies of Atlantic sector climate on decadal time scales. *J. Clim.*, 19, 5971–5987.

Liverman, D.M., y O'Brien, K.L. (1991). Global warming and climate change in Mexico. *Global Environmental Change*, 1, 351-364, doi:10.1016/0959-3780(91)90002-B.

Magaña, V., Conde, C., Sanchez, O., y Gay, C. (1997). Assessment of current and future regional climate scenarios for Mexico. *Clim. Res.*, 9, 107-114.

Magaña, V.O., Vázquez, J.L., Pérez, J.L., y Pérez, J.B. (2003). Impact of El Niño on precipitation in Mexico, *Geofis*. Int., 42, 313–330.

Magaña, V.O., Zermeño, D., y Neri, C. (2012). Climate change scenarios and potential impacts on water availability in northern Mexico. *Clim. Res.*, 51, 171–184, doi:10.3354/CR01080.

Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A.M., Chandler, R.E., Kendon, E.J., Widmann, M., Brienen, S., Rust, H.W., Sauter, T., Themessl, M., Venema, V.K.C., Chun, K.P., Goodess, C.M., Jones R,G., Onof, C., Vrac, M., Thiele-Eich, I. (2010). Precipitation downscaling under climate change: recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Rev. Geophys*., 48, doi:10.1029/2009rg000314.

Martynov, A., Laprise, R., Sushama, L., Winger, K., Šeparović, L., y Dugas, B. (2013). Reanalysis-driven climate simulation over CORDEX North America domain using the Canadian Regional Climate Model, version 5: model performance evaluation. *Climate Dynamics*, 41, 2973-3005.

Mearns, L.O., Gutowski, W.J., Jones, R., Leung, L.-Y., McGinnis, S., Nunes, A.M.B. et ál (2009). A regional climate change assessment program for North America. *EOS*, 90, 311–312.

Mearns, L.O., Arritt, R., Biner, S., Bukovsky, M.S., Mcginnis, … y Snyder, M. (2012). The north American regional climate change assessment program: Overview of phase I results. Bull. Am. Meteorol. Soc., 93, 1337-1362.

Mearns, L.O., Bukovsky, M.S., Pryor, S.C., y Magaña, V. (2014). Downscaling of Climate Information. In G. Ohring (Ed.), *Climate Change in North America (pp. 201-250), Springer International Publishing Switzerland*, doi: 10.1007/978-3-319-03768-4.

Meehl, G.A., Goddard, L., Murphy, J., Stouffer, R.J., Boer, G., Danabasoglu, G., Dixon, K., Giorgetta, M.A., Greene, A., Hawkins, E., Hegerl, G., Karoly, D., Keenlyside, N., Kimoto, M., Kirtman, B., Navarra, A., Pulwarty, R., Smith, D., Stammer, D., Stockdale, T. (2009). Decadal prediction: can it be skillful? *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 90, 1467–1485.

Montero, M.J., y Pérez, J.L. (2008). Regionalización de proyecciones climáticas en México de precipitación y temperatura en superficie usando el método REA para el siglo XXI. En: Martínez P, Aguilar A (Eds.), *Efectos del Cambio Climático en los Recursos Hídricos de México, vol. 2, (pp. 11-21)*, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.

Montero, M.J., Martínez, J., Castillo, N.I., y Espinoza, B.E. (2010). Escenarios climáticos en México proyectados para el siglo XXI: precipitación y temperaturas máxima y mínima, en *Atlas de vulnerabilidad hídrica en México ante el cambio climático*. Eds. P.F. Martínez Austria y C. Patiño Gómez, 162 pp., IMTA, México, pp. 39-63.

Montero, M.J., Ojeda, W., Santana, J.S., Prieto, R., y Lobato, R. (2013). Sistema de consulta de proyecciones regionalizadas de cambio climático para México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 4, 113-128.

Prieto, R., Cortés, V.E., y Montero, M.J. (2011). Variability of the standardized precipitation index over Mexico under the A2 climate change scenario. *Atmósfera*, 24, 243-250.

Rauscher, S.A., Giorgi, F., Diffenbaugh, N.S., y Seth, A. (2008). Extension and intensification of the Meso-American mid-summer drought in the twenty-first century. *Clim. Dynam*., 31, 551–571.

Robson, J., Sutton, R., Lohmann, K., y Smith, D. (2013). Predictable climate impacts of the decadal changes in the ocean in the 1990s. *J. Clim*., 26, 6329–6339, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00827.1.

Seager, R., Kushnir, Y., Ting, M., Cane, M., Naik, N., y Miller, J. (2008). Would Advance Knowledge of 1930s SSTs Have Allowed Prediction of the Dust Bowl Drought?. *J. Climate*, 21, 3261-3281.

Smith, D. M., Eade, R., Dunstone, N. J., Fereday, D., Murphy, J. M., Pohlmann, H., y Scaife, A. A. (2010). Skilful multi-year predictions of Atlantic hurricane frequency. *Nature Geoscience*, 3, 846-849.

Smith, D.M., Scaife, A.A., Boer, G.J., Caian, M.,. y K. Wyser, (2013). Real-time multi-model decadal climate predictions. *Climate Dynamics*, 41, 2875-2888, doi:10.1007/s00382-012-1600-0.

Wilby, R. (2007). *Decadal climate forecasting techniques for adaptation and development planning*, 12 October 2007. DFID, London, 54 págs.

Material complementario

Preguntas Frecuentes

CAJA 1. ¿Cuál es la diferencia entre predicción y proyección del clima?

De acuerdo a las propias definiciones del IPCC-AR5 (IPCC, 2013), una predicción o pronóstico de clima es el resultado de un intento de producir (comenzando de un estado particular del sistema climático) una estimación de la evolución actual del clima en el futuro, por ejemplo, a escala temporal estacional, anual o decadal. Debido a que la evolución futura del sistema climático suele ser altamente sensible a las condiciones iniciales, tales predicciones tienden a ser probabilísticas.

Por otro lado, una proyección de clima es una simulación de clima basada en un escenario de forzamiento externo futuro. En otras palabras, es una respuesta simulada del sistema climático a un escenario de emisiones o concentraciones futuras de gases de efecto invernadero y aerosoles, generalmente derivada usando modelos climáticos. Las proyecciones de clima se distinguen de las predicciones de clima por su dependencia en el escenario usado de forzamiento de emisiones/concentraciones/radiativo, el cual está basado en suposiciones concernientes, por ejemplo, a desarrollos virtuales socioeconómicos o tecnológicos futuros que pueden o no ser realizados.

Capítulo 12

FENÓMENOS CLIMÁTICOS Y SU RELEVANCIA PARA EL CAMBIO CLIMÁTICO REGIONAL FUTURO

Autora líder:

Rosario de Lourdes Romero Centeno[2].

Autores colaboradores:

David Kenton Adams[2], Jorge Alberto Amador Astúa[25], Christopher L. Castro[31], María Tereza Cavazos Pérez[6], René Garduño López[2], Carlos Lizárraga Celaya[3], Víctor Manuel Mendoza Castro[2] y Edgar Gerardo Pavia López[6].

[2]UNAM CCA Centro de Ciencias de la Atmósfera, [3]UNISON Universidad de Sonora, [6]CICESE Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C., [25]CIGEFI Centro de Investigaciones Geofísicas, Universidad de Costa Rica, [31]Departamento de Ciencias de la Atmósfera, Universidad de Arizona.

Palabras clave: cambio climático regional, proyecciones a futuro, monzón, variabilidad climática, ENSO, oscilación decadal del Pacífico, oscilación multidecadal del Atlántico, ciclones tropicales, sequía, canícula, nortes.

Resumen

La diversidad de fenómenos atmosféricos y oceánicos que afectan el tiempo y el clima en el territorio mexicano es muy amplia y los rangos de variabilidad de esos fenómenos abarcan distintas escalas tanto espaciales como temporales. Para entender el clima de una localidad y su evolución, es necesario el estudio de los procesos físicos involucrados y de sus interacciones con las características del terreno y de las aguas que la rodean. Para ello, es de suma importancia contar con observaciones de calidad que abarquen periodos de tiempo largos, las cuales permitirán no sólo analizar y entender la evolución de las distintas variables meteorológicas y oceanográficas en el pasado, sino que son fundamentales para alimentar a los modelos numéricos de pronóstico del tiempo y el clima y para evaluar la capacidad de dichos modelos para reproducir la variabilidad observada.

Cabe mencionar que las proyecciones a futuro, basadas en modelos numéricos de predicción del clima, tienen asociada una incertidumbre considerable debido a los métodos computacionales, algoritmos y parametrizaciones utilizadas, así como a la incapacidad de los modelos para representar adecuadamente características de escala muy pequeña y al entendimiento incompleto que se tiene sobre las variaciones naturales del clima regional.

En términos generales, las proyecciones a futuro apuntan hacia: 1) una posible presencia de larga duración del fenómeno de El Niño que pudiera favorecer las lluvias de invierno en el noroeste de México; 2) un retraso en el pico principal de las lluvias durante el monzón y un retraso en su terminación; 3) una disminución significativa de la precipitación pluvial en el sur de México debido a cambios en la corriente en chorro del Caribe; 4) una disminución en la frecuencia promedio global de ocurrencia de ciclones tropicales, en particular sobre las zonas costeras del Atlántico y el Pacífico oriental, pero con un incremento en la frecuencia de ciclones más intensos y de mayor duración; 5) un desplazamiento hacia el norte de las regiones de ciclogénesis sobre el Atlántico tropical, que implicaría una reducción en el número de tormentas que entran a territorio mexicano por el Golfo de México y Mar Caribe; 6) una intensificación y un inicio más temprano de la sequía de medio verano (o canícula), y 7) una mayor frecuencia de ocurrencia de nortes que se propagan más rápido, lo que redundaría en un decremento en la duración de los eventos de precipitación de invierno en la parte sur del Golfo de México.

Introducción

Los climas regionales son el resultado complejo de procesos físicos que varían de acuerdo a las características locales y que responden a fenómenos de mesoescala, sinópticos y de gran escala tales como El Niño Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) y otros modos de variabilidad climática. La dinámica de los climas regionales está determinada por la interacción de la topografía compleja y los mares adyacentes con los sistemas meteorológicos locales que controlan el transporte neto de calor, humedad y momento (IPCC, 2013). De aquí la importancia de estudiar y entender el clima con base en consideraciones regionales y locales.

La República Mexicana se localiza entre el trópico y el subtrópico y está inmersa en la denominada región de los mares intraamericanos (RMIA), la cual abarca masas oceánicas como el Golfo de México, el Mar Caribe y el Pacífico Tropical Oriental, así como las regiones continentales adyacentes. Una variedad de fenómenos meteorológicos representativos de latitudes medias y de los trópicos afectan la región, como por ejemplo los frentes fríos y nortes, los ciclones tropicales y las ondas del este. Corrientes en chorro de niveles bajos, la Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT) y las ondas planetarias, son sólo algunos de los sistemas que afectan a la región en la escala intraestacional. Forzantes de baja frecuencia como ENSO, la Oscilación Decadal del Pacífico o la Oscilación Multidecadal del Atlántico modulan la variabilidad interanual del clima en la región, incluyendo las sequías. Los cambios en las variables atmosféricas y oceánicas afectan sectores como la salud pública, la seguridad alimentaria, la generación de energía eléctrica y el turismo, entre otros. Como evidencia, y sólo por mencionar un ejemplo, la sequía severa que se ha venido experimentando en gran parte de los estados del centro y norte de la República Mexicana durante los últimos años, ha provocado enormes pérdidas en los cultivos y en cabezas de ganado, así como falta de alimentos y agua para la población (Boyd e Ibarrarán, 2009). Ante los escenarios presentes de cambio climático para la RMIA, aún se desconoce cómo cambiarían los forzantes de gran escala y cómo influirían sobre los fenómenos meteorológicos arriba mencionados, haciendo incierto el futuro y la adaptación de las poblaciones de los países de la región, en particular para México.

En este capítulo se analizan las bases físicas de un cambio climático regional futuro en México en el contexto de cambios en los siguientes tipos de fenómenos: el monzón de Norteamérica (Secc. 1), diversos modos de variabilidad climática de gran escala (Secc. 2) y ciclones tropicales (Secc. 3). La evaluación de los cambios futuros en estos fenómenos se basa en las proyecciones de los modelos climáticos y en el entendimiento de cómo representan los modelos los procesos clave involucrados. En la última sección del capítulo (Secc. 4), se abordan las características de un cambio climático regional futuro en México en términos de las variaciones observadas y proyectadas en los patrones de precipitación, la sequía de medio verano (o *canícula*), los ciclones tropicales, las sequías y los nortes.

En la Caja 1 se presentan algunas definiciones básicas de varios conceptos utilizados en los análisis de variabilidad climática y en el Cuadro 1 se describen los impactos de algunos patrones climáticos de diferentes escalas temporales en los climas regionales y en México.

Caja 1. Definiciones conceptuales de algunos modos fundamentales de variabilidad del clima. Adaptado del Quinto Reporte de Evaluación del Cambio Climático del IPCC (2013)[AR5]

Se definen brevemente algunos conceptos clave para interpretar los modos de variabilidad climática y que se usan para describir las variaciones en las series de tiempo de variables atmosféricas u oceánicas en sitios geográficos determinados.

Índices climáticos: Series de tiempo construidas a partir de variables climáticas que proporcionan un resumen general del estado del sistema climático. Debido a sus propiedades de varianza máxima, los índices climáticos se definen con frecuencia usando componentes principales.
Componentes principales: Combinación lineal de un conjunto de series de tiempo de variables que poseen una varianza máxima sujeta a ciertas restricciones de normalización. Los componentes principales son ampliamente utilizados para definir los índices climáticos óptimos de conjuntos de datos en una malla.
Patrón climático: Conjunto de coeficientes obtenidos mediante la 'proyección' (regresión) de variables climáticas en diferentes sitios sobre la serie de tiempo de un índice climático.
Teleconexión: Asociación estadística entre variables climáticas en sitios geográficos fijos muy distantes entre sí.
Patrón de teleconexión: Mapa de correlación obtenido mediante el cálculo de la correlación entre variables en diferentes sitios y un índice climático. Es el caso especial de un patrón climático obtenido para variables estandarizadas y un índice climático estandarizado. Los mapas de teleconexión de un punto son creados seleccionando una variable en uno de los sitios como el índice climático.
Modo de variabilidad climática: Es una estructura espacio-temporal subyacente con un patrón espacial preferencial y una variación temporal que ayuda a explicar las características generales de la varianza y las teleconexiones. Frecuentemente se considera a un modo de variabilidad como el producto de un patrón climático espacial y una serie de tiempo de un índice climático asociado.
Régimen climático: Conjunto de estados similares del sistema climático que ocurren con mayor frecuencia que otros estados cercanos, ya sea debido a una mayor persistencia o una recurrencia más frecuente. En términos probabilísticos, es un conglomerado en el espacio de estados climáticos asociado con un máximo local en la función de densidad de probabilidad.

Cuadro 1. Impactos de algunos modos fundamentales de variabilidad climática en los climas regionales y en México

Modo	Impacto en los climas regionales
ENSO	El Niño - Oscilación del Sur: Impacto global en la variabilidad interanual de la temperatura promedio global. Tiene influencia en las condiciones de tiempo severo y en la actividad ciclónica tropical a nivel planetario. Las variantes o fases del ENSO (El Niño, Neutral y La Niña) presentan diferentes patrones de teleconexión que producen grandes impactos en muchas regiones, desde los polos hasta los trópicos. El ENSO genera impactos diferenciados en México; por ejemplo, El Niño se asocia con lluvias en invierno y sequías en verano en algunas regiones, mientras que La Niña tiende a generar lluvias arriba de lo normal en verano.
PDO	Oscilación Decadal del Pacífico: Tiene influencia sobre la temperatura del aire en superficie y la precipitación sobre el continente Norteamericano y el Pacífico norte extratropical. Modula las teleconexiones de la precipitación del ENSO.
PNA	Patrón de teleconexión del Pacífico/Norteamérica: Tiene influencia sobre la corriente en chorro y las trayectorias de las tormentas en sectores del Pacífico y América del Norte, ejerciendo una influencia notable sobre la temperatura y precipitación en estas regiones en escalas de tiempo intraestacional e interanual.
NAO	Oscilación del Atlántico Norte: Modo de variabilidad estacional, principalmente en invierno y primavera. Tiene influencia en el Atlántico Norte sobre la corriente de chorro, las trayectorias de tormentas invernales y ciclones tropicales y el bloqueo; afecta las masas continentales aledañas.
AMO	Oscilación Multidecadal del Atlántico: Influye en la temperatura del aire y la precipitación del Hemisferio Norte. Se le asocia con la frecuencia de sequías en Norteamérica y los huracanes en el Atlántico, entre otros.
AMM	Modo Meridional del Atlántico: Tiene influencia sobre la actividad estacional de huracanes en el Atlántico tropical en ambas escalas de tiempo, interanual y decadal. Su variabilidad es afectada por otros modos, en particular por el ENSO y la NAO.
MJO	Oscilación de Maden-Julian: Modo intraestacional que modula la intensidad de los sistemas monzónicos a nivel planetario y la actividad de los ciclones tropicales en los océanos Índico, Pacífico y Atlántico. Se asocia con el aumento de precipitaciones en el noroeste de Norteamérica durante el invierno boreal y en México y Centroamérica durante el verano boreal.
BLC	Bloqueo: Modo sinóptico (de unos cuantos días) que se asocia con los brotes de aire frío, ondas cálidas, inundaciones y sequías en las latitudes medias y altas en ambos hemisferios.

1. Sistemas monzónicos

1.1 Visión general

Los monzones son el modo más importante de variación estacional del clima en los sub-trópicos y son responsables de una gran parte de la precipitación anual en muchas regiones. Los principales sistemas monzónicos están asociados con el movimiento estacional de las zonas de convergencia sobre los continentes, dando lugar a marcados cambios estacionales en los ciclos hidrológicos locales. Su intensidad y duración están relacionadas con el contenido de humedad en la atmósfera y el contraste de temperatura tierra-mar a escala continental (IPCC, 2013). En este sentido, el cambio climático influye sobre los monzones al incrementarse el contraste térmico tierra-mar debido a que la superficie terrestre se calienta más rápidamente que la oceánica, y al incremento en el contenido de humedad debido al aumento en la temperatura. Las proyecciones de modelos globales más recientes sugieren que la precipitación al comienzo del monzón disminuirá, mientras que al final de la temporada aumentará. Sin embargo, los efectos localizados del cambio climático en la intensidad y variabilidad de monzones regionales son complejos y más inciertos (IPCC, 2013). Asimismo, es importante hacer notar que los modelos globales no representan bien los mecanismos físicos responsables para la generación de precipitación convectiva (ver la Secc. 1.3).

1.2 El Monzón de Norteamérica

El Monzón de Norteamérica (NAM, por sus siglas en inglés) es una característica natural importante y dominante en todo el suroeste de Estados Unidos (EE. UU.) y el noroeste de México en torno al cual los ecosistemas y los seres humanos se han organizado desde hace milenios. Las lluvias críticas de verano asociadas con este fenómeno contribuyen con más de la mitad de la precipitación anual sobre gran parte de su dominio (Carleton et ál., 1990; Douglas et ál., 1993; Higgins et ál. 1997; Adams y Comrie, 1997; Mitchell et ál., 2002; Sheppard et ál., 2002; Arriaga-Ramírez y Cavazos, 2010). Además de la lluvia, las tormentas monzónicas son responsables de condiciones locales de tiempo severo, incluyendo inundaciones, granizo, viento, tormentas de polvo y tormentas eléctricas. Muchas personas que viven en la región dependen de la llegada del monzón para romper el opresivo calor de principios de verano y los pueblos nativos tienen una profunda conexión cultural con este fenómeno. En la Caja 2 se presenta un resumen de los beneficios regionales específicos asociados al NAM.

Caja 2. Resumen de los beneficios regionales asociados al Monzón de Norteamérica

Ecológicos: El inicio de las lluvias de verano termina la estación seca y establece condiciones relativamente húmedas, lo cual es crítico para la reproducción de especies. El NAM promueve un ambiente adecuado para la temporada de cría de insectos y anfibios, condiciones óptimas para el nacimiento masivo de reptiles y una oportunidad para el consumo y almacenamiento de grasa para los mamíferos y las aves migratorias (Hanson y Hanson, 2000). El reverdecimiento, floración y producción de frutos de la flora del desierto en respuesta a la humedad del monzón es también esencial para el mantenimiento de este ciclo ecológico.

Condiciones atmosféricas: Una característica distintiva de la región del NAM con respecto a las regiones áridas más al oeste (es decir, el desierto de Mojave y el oeste del desierto de Sonora), es que el calor a mediados y finales del verano se ve mitigado por el aumento de la nubosidad durante el monzón. Los lugares más áridos fuera de la región del NAM experimentan un calor excesivo persistente hasta bien entrado el mes de Agosto (suroeste de Arizona, este de California, sur de Nevada y las regiones bajas de Sonora). Los niveles de humedad relativamente altos durante el monzón se correlacionan inversamente con la contaminación por material particulado en el suroeste de EE. UU. (Wise y Comrie, 2005a ; 2005b; Ray et ál., 2007).

Agricultura y uso del agua: Durante el siglo XX, la agricultura tradicional de temporal de los nativos americanos declinó conforme las técnicas agrícolas de riego (NNDWR, 2006) y la dependencia de alimentos externos se hicieron más frecuentes (TOCA 2012). Sin embargo, en años más recientes, las comunidades y organizaciones indígenas nativas han trabajado para revitalizar la agricultura tradicional utilizando el agua de lluvia del monzón. La utilización de agua de lluvia del monzón para propósitos prácticos (p.e., paisajismo, jardinería) a través de la "cosecha de agua" también es una práctica creciente en comunidades urbanas y rurales del suroeste de EE. UU. (Waterfall, 2004).

Ganadería y manejo de pastizales: Los pastos de temporada cálida cubren gran parte de las zonas de pastizales del suroeste de EE. UU. y norte de México. Son un componente crítico de los ecosistemas de pastizales en estas regiones y proporcionan forraje para la fauna y los animales de granja. El verano es la temporada de cultivo para estas gramíneas perennes nativas y éstas dependen de las precipitaciones monzónicas para apoyar el crecimiento y la acumulación de biomasa que puede ser comida por los herbívoros (Coles y Scott, 2009).

Mitigación de incendios forestales: La llegada de las lluvias monzónicas también puede significar una disminución sustancial en la actividad de incendios forestales en la región. El número promedio de inicio de incendios forestales disminuye rápidamente a principios de Julio, coincidiendo con la llegada del monzón (Mohrle et ál., 2003). Las precipitaciones, los puntos de rocío más altos y las temperaturas más bajas pueden inhibir el crecimiento de nuevos incendios y limitar la propagación de incendios activos. En algunos años, sin embargo, las descargas eléctricas de principios de la temporada y la precipitación intermitente pueden conducir a un aumento de la actividad de incendios forestales, aunque de manera temporal (Brandt, 2006).

El NAM es un fenómeno muy variable, tanto de un día a otro como estacionalmente, debido al acoplamiento complejo entre la atmósfera, la superficie terrestre y los océanos (Castro et ál., 2007a; Zhu et ál., 2005; 2007; Bieda et ál., 2009). Los pronósticos diarios son un reto mientras que las previsiones estacionales siguen siendo pobres y las proyecciones de cambio climático son inciertas (p. ej. Mo et ál., 2007; Cook y Seager, 2013; Maloney et ál., 2014; Seth et ál., 2013; Torres-Alavez et ál., 2014). Sin embargo, la comprensión científica del NAM se ha extendido de manera significativa en los últimos años y la investigación sobre muchos aspectos del fenómeno ha avanzado rápidamente.

1.3 Variabilidad y proyecciones climáticas del Monzón de Norteamérica

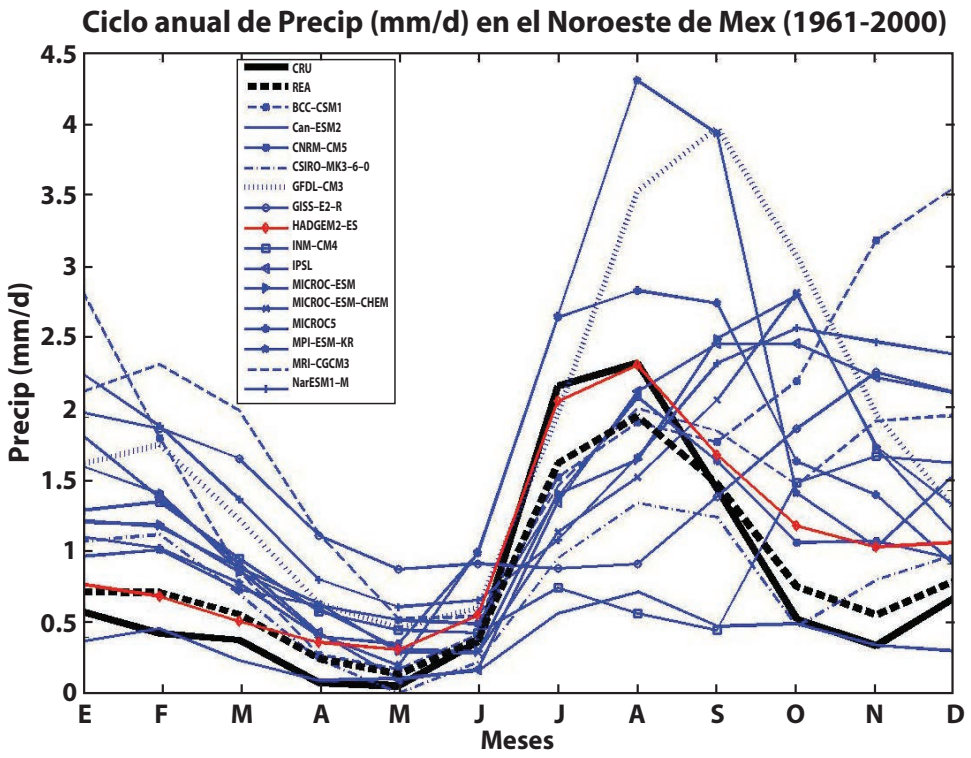
La investigación científica sobre el NAM (principalmente a través del llamado Experimento del Monzón de Norteamérica o NAME, por sus siglas en inglés) ha estado enfocada al entendimiento de las bases físicas de la variabilidad de la precipitación como resultado de los forzantes de gran escala. En las primeras investigaciones se encontró que la posición e intensidad de la dorsal subtropical en el suroeste de los EE. UU. y el noroeste de México podrían explicar gran parte de la variabilidad interanual de las precipitaciones del NAM (Adams y Comrie, 1997). Sin embargo, hay varios factores que influyen sobre la posición e intensidad de la dorsal subtropical y, en consecuencia, en la variabilidad interanual del NAM (ver el Cuadro 2). Además, la precipitación asociada al NAM ha mostrado una relación fuera de fase con la precipitación de verano en el noroeste y centro de los EE.UU. (Higgins et ál., 1998; Higgins y Shi, 2000; Byerle y Paegle, 2003; Zhu et ál., 2005; Hu y Feng, 2008). Los estudios para entender cómo cada factor, de forma individual o en combinación, influye sobre el NAM están motivados principalmente por el objetivo de mejorar los pronósticos de precipitación, pero también por la perspectiva de comprender cómo responderá el NAM al cambio climático.

Cuadro 2. Lista de factores que influyen sobre la variabilidad interanual del NAM y referencias asociadas

Factor	Referencia
Acumulación de nieve en invierno-primavera y precipitaciones precedentes en el suroeste	Gutzler y Preston, 1997; Higgins et ál., 1998; Gutzler, 2000; Small 2001; Hawkins et ál., 2002; Lo y Clark, 2002; Matsui et ál., 2003; Hu y Feng, 2004; Zhu et ál., 2005; McCabe y Clark, 2006; Grantz et ál., 2007; Zhu et ál., 2007; Notaro y Zarrin, 2011.
Capa de nieve persistente durante el verano en Norteamérica occidental	Ellis y Hawkins, 2001; Hawkins et ál., 2002.
Teleconexiones moduladas por la temperatura superficial del mar en el Pacífico	Higgins et ál., 1998; Higgins et ál., 1999; Higgins y Shi, 2000; Castro et ál., 2001; Higgins y Shi, 2001; Englehart y Douglas, 2002; Castro et ál., 2007b; Grantz et ál., 2007; Bieda et ál., 2009; Turrent y Cavazos 2009; 2012.
Teleconexiones moduladas por la temperatura superficial del mar en el Atlántico	Enfield et ál., 2001; Hu y Feng, 2008; Hu et ál., 2011.
Anomalías de TSM en el Golfo de California	Mitchell et ál., 2002; Mo y Juang, 2003.
Intensidad del contraste térmico tierra-mar del Pacífico oriental-Norteamérica suroccidental	Turrent y Cavazos, 2009; 2012; Torres-Alavez et ál., 2014.

La modelación numérica ha incrementado nuestro entendimiento del NAM, pero la resolución horizontal de los modelos ha sido un factor limitante primario, quedando en segundo término la definición de las condiciones de frontera y las parametrizaciones adecuadas de la convección. En general, los modelos de circulación general (GCM, por sus siglas en inglés) han sido incapaces de conciliar forzamientos complejos de escala topográfica más pequeña, chorros confinados de niveles bajos, o convección local, todos los cuales influyen fuertemente sobre la precipitación de mesoescala en la región del NAM (Castro et ál., 2012; Cerezo-Mota et ál., 2011). La mayoría de los GCM exhiben algún grado de error en la precipitación simulada del NAM en comparación con las observaciones **(Figura 1)** y, en general, han representado mejor la región central más pequeña del NAM que las regiones periféricas, tal como el suroeste de los EE.UU. (Yang et ál., 2001; Yang et ál., 2003; Collier y Zhang, 2007; Lee et ál., 2007; Gutzler et ál., 2009). Diversos estudios indican que la representación del Golfo de California y la simulación del NAM probablemente mejorarían con experimentos numéricos que combinaran resoluciones más finas con corridas de simulación más largas (Berbery y Rabinovitz, 2003; Collier y Zhang, 2007; Schemm et ál., 2009; Castro et ál., 2012). Sin embargo, esto es computacionalmente caro y no se ha realizado hasta la fecha.

Figura 1: Ciclo anual de la precipitación en el Noroeste de México de acuerdo a datos observados obtenidos del Climatic Research Unit (CRU) (línea negra gruesa continua); de 15 modelos del CMIP5 y de un ensamble ponderado de los modelos (REA) (línea negra segmentada). La ventana es de 23°N a 35°N y de 106°W a 117°W

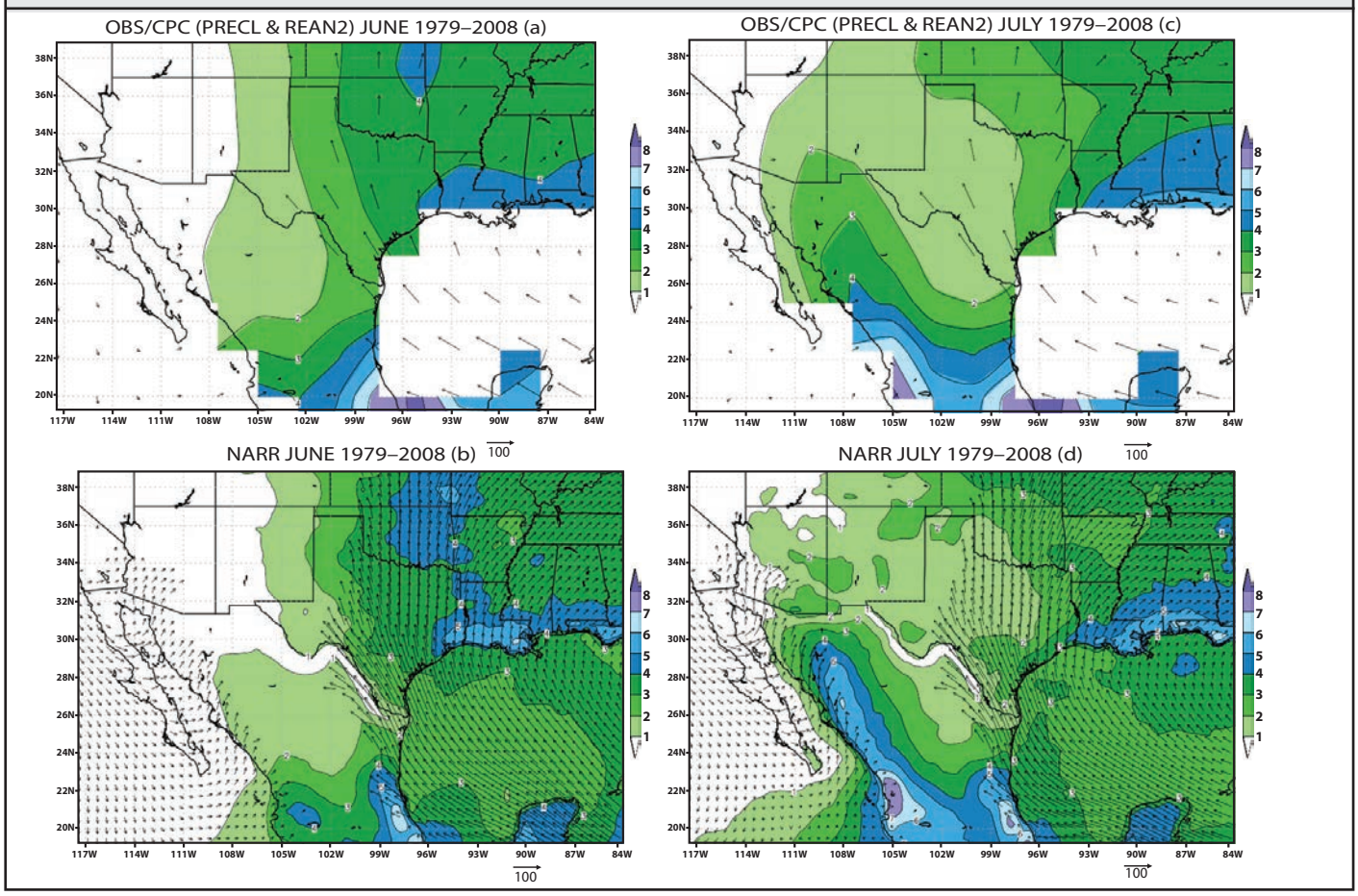


Fuente: (Cavazos et ál., 2013; http://escenarios.inecc.gob.mx/)

Además de la cuestión de la resolución del modelo, sigue habiendo huecos en los datos observados en la región del NAM para usarse en la evaluación del desempeño de los modelos, una cuestión que fue abordada por el proyecto NAME y por diversos autores (Gutzler et ál., 2009; Xu et ál., 2004b; Gutzler et ál., 2005; Castro et ál., 2007b; Gebremicheal et ál., 2007). Recientemente se ha incrementado el número de estaciones GPS-meteorología que servirán para realizar estudios sobre la variabilidad temporal de los campos de vapor de agua, así como estudios de los sistemas convectivos que proporcionan gran cantidad de la lluvia del NAM (Adams et ál., 2014).

A pesar de los desafíos, se han logrado mejoras significativas en las simulaciones del NAM con una mayor resolución en los GCM (Bosilovich et ál., 2003; Collier y Zhang, 2007; Lee et ál., 2007; Schemm et ál., 2009, Chan y Misra, 2011; Cook et ál., 2011; Cerezo-Mota et ál., 2011; Castro et ál., 2012; Cavazos y Arriaga-Ramírez, 2012); mayor resolución en modelos climáticos regionales (RCM) (Saleeby y Cotton, 2004; Castro et ál., 2007a; Castro et ál., 2012); modelos regionales anidados en un GCM (Chakraborty y Krishnamurti, 2003; Mo et ál., 2005), o en GCM con mallas elásticas (Berbery y Rabinovitz, 2003) **(Figura 2)**. Sin embargo, Cerezo-Mota et ál. (2011) concluyeron que las proyecciones climáticas del NAM permanecerán erróneas hasta que las características clave del fenómeno sean correctamente simuladas tanto en los RCM como en los GCM.

Figura 2. Promedios mensuales del flujo de humedad en 925 hPa (g kg-1 ms-1) y precipitación (mm/día) (sombreado) de 1979 a 2008 para (a) Junio con datos del reanálisis de NCEP-NCAR y observaciones de precipitación del CPC (PRECL); (b) Junio con datos del reanálisis NARR; (c) como en (a) pero para Julio; (d) como en (b) pero para Julio. Los datos del reanálisis de NCEP-NCAR y de precipitación del CPC en (a) y (c) están en una malla horizontal de 2.5° x 2.5°, mientras que los campos del NARR en (b) y (d) están en una malla de mayor resolución de 0.188° x 0.188°. Los vectores de flujo de humedad están enmascarados por debajo de 925 hPa y en (b) y (d) se representan cada tercer punto de la malla



Fuente: Figuras realizadas siguiendo a Berbery y Rabinovitz (2003) y Xu et ál. (2004a). Cortesía de D. Adams.

En su gran mayoría, las proyecciones a futuro están basadas en simulaciones realizadas como parte del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (Coupled Model Intercomparison Project o CMIP), que fué establecido por el Working Group on Coupled Modelling (WGCM) en el marco del World Climate Research Programme (WCRP), como un protocolo experimental

estándar para el estudio de las salidas de modelos de circulación general acoplados atmósfera-océano. Estos modelos permiten al clima simulado ajustarse a cambios en el forzamiento climático, tales como el incremento del CO_2 atmosférico (http://cmip-pcmdi.llnl.gov/). El Cuarto Reporte de Evaluación del IPCC (AR4) incluye investigaciones basadas en la fase tres del CMIP (CMIP3), mientras que el AR5 comprende las evaluaciones de la fase cinco del CMIP (CMIP5) (http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/index.html). Un gran número de estudios basados en las proyecciones del CMIP3, consistentemente indicaron que las zonas semiáridas del noroeste de México y el suroeste de EE. UU. se podrían volver más áridas debido al calentamiento global (Seager et ál., 2007; Cavazos y Arriaga-Ramirez, 2012). La razón de esto es que los modelos mostraban que el calentamiento generaba una expansión de la celda de Hadley hacia el norte, moviendo las zonas de subsidencia subtropical más al norte de los 30 ºN. Durante el invierno, la corriente de chorro migraba hacia el norte generando una aparente reducción de la precipitación de invierno y primavera en el suroeste de EE. UU. y el noroeste de México, pero más precipitación cerca de los 40ºN. Sin embargo, los modelos del CMIP5 proyectan un escenario ligeramente diferente a escala estacional. El invierno-primavera en el suroeste de EE. UU. y en Baja California no parece ser tan seco como lo proyectaba el CMIP3, pero sí en otras regiones del noroeste de México. La posible causa de esta diferencia es que en los modelos del CMIP5 la corriente de chorro subtropical invernal no cambia significativamente de posición en el futuro (Polade et ál., 2013; Torres-Alavez et ál., 2014), en contraste con la migración significativa hacia el norte que proyectaban los del CMIP3 (Lu et ál., 2010).

Se han identificado algunas limitaciones y mejoras de los modelos del CMIP5 en la reproducción de procesos físicos que aportan variabilidad al clima regional de México. Por ejemplo, durante el periodo histórico 1961-2000, tanto el CMIP3 como el CMIP5 subestiman la temperatura de otoño e invierno, lo que podría ser la causa del retraso del pico principal de las lluvias monzónicas en la región, el cual ocurre hasta Septiembre en los modelos de ambos ensambles. Los modelos no producen la retracción del monzón en otoño para dar paso a la temporada seca, sino que se quedan en modo húmedo sobrestimando la precipitación de otoño-invierno (p. ej. Seth et ál., 2011; Cook y Seager 2013; Torres-Alavez et ál., 2014). Por lo tanto, es muy probable que los modelos tengan un problema de retroalimentación atmósfera-continente que consiste en que el exceso de lluvia invernal podría ser la causa del enfriamiento continental, el cual a su vez genera un retraso en la llegada del pico de lluvia monzónica hasta finales del verano. Este sesgo frío observado en el CMIP3 no fue mejorado en el CMIP5. El sesgo frío en otoño-invierno se observó en casi todo México en los datos de temperatura máxima del CMIP5 (Cavazos et ál. 2013). Además, las proyecciones futuras tanto del CMIP3 como del CMIP5 también muestran un retraso en la terminación del monzón, lo cual podría ser un reflejo de lo que los modelos muestran en el presente (Cavazos y Arriaga-Ramirez, 2012; Cook y Seager, 2013; Torres-Alavez et ál., 2014).

A lo largo del presente siglo, las simulaciones del CMIP5 proyectan generalmente una reducción de las precipitaciones en la zona central del monzón (ver Figura 14.6 del IPCC, 2013), pero esta señal no es particularmente consistente a través de los diversos modelos, incluso bajo el escenario RCP8.5 (Cook y Seager, 2013). De este modo, la confianza en las proyecciones de cambios en las precipitaciones del monzón es actualmente baja y no hay consenso en los modelos del CMIP5 sobre los cambios futuros en la duración del monzón. De manera consistente, todos los modelos proyectan aumentos de temperatura, lo cual probablemente aumentará la frecuencia de temperaturas extremas en verano (Diffenbaugh y Ashfaq, 2010; Diffenbaugh y Giorgi, 2013; Anderson, 2011; Duffy y Tebaldi, 2012), junto con el aumento proyectado de días secos consecutivos (ver Figura 14.6 del IPCC, 2013).

2. Modos de variabilidad climática

Según el AR5 (IPCC, 2013), una evaluación de los cambios en los modos de variabilidad climática (MVC), en donde dichos cambios estén asociados al cambio climático, puede resultar problemática. La interpretación de esta evaluación dependerá de cómo se separen los MVC de los cambios forzados en el promedio temporal o de las variaciones en el ciclo anual. Los MVC son generalmente definidos usando índices basados en anomalías, en donde la tendencia de largo plazo ha sido removida; entonces, por definición, no hay tendencia climática en el índice de un MVC, de manera que puede resultar difícil separar una variación natural de largo plazo de una respuesta climática forzada. El AR5 menciona además que los MVC están relacionados entre sí de forma no lineal y que esa relación puede cambiar con el tiempo. Por ello, las variaciones naturales del clima, como las debidas a los MVC, son una fuente importante de incertidumbre en las proyecciones futuras del clima regional promedio.

En esta sección se presenta un resumen de estudios que se han hecho sobre tres MVC que impactan el clima en México: el ENSO, la Oscilación Decadal del Pacífico y la Oscilación Multidecadal del Atlántico, para establecer especialmente su relación con la temperatura y precipitación en el territorio mexicano, y cómo se espera que evolucionen con el cambio climático.

2.1 El Niño Oscilación del Sur

El ENSO es un fenómeno acoplado océano-atmósfera que ocurre de manera natural en la escala de tiempo interanual sobre el Pacífico tropical, siendo el motor más importante de la variabilidad del clima global en esta escala temporal. Este fenómeno impacta muchas regiones alrededor del planeta a través de teleconexiones climáticas (Sheffield et ál., 2013b y trabajos ahí citados), afectando ecosistemas, agricultura, ciclones tropicales, sequías, incendios forestales, inundaciones y otros eventos extremos (Cai et ál., 2014 y trabajos ahí citados). Los registros instrumentales muestran considerables modulaciones inter-decadales en la amplitud y patrón espacial de este fenómeno y algunas de sus características, como la asimetría entre las fases del ENSO, aún no se entienden claramente (Sheffield et ál., 2013b). Existe poco consenso en los modelos con relación a si los cambios observados en ENSO son debidos a forzantes externos o a la variabilidad natural. Sin embargo, existe un nivel de confianza alto en que ENSO seguirá siendo el modo dominante de variabilidad interanual con influencia global en el siglo 21, y un nivel de confianza medio en que los patrones de teleconexión inducidos por ENSO se desplazarán hacia el este sobre el Pacífico norte y Norteamérica debido posiblemente a la migración hacia el este de los centros de convección asociados con la expansión de la alberca cálida (IPCC, 2013 y trabajos ahí citados).

El noroeste de México se caracteriza por su clara respuesta al fenómeno de ENSO, principalmente con relación a las lluvias de invierno. Durante esa temporada los eventos cálidos ("El Niño") favorecen precipitaciones por arriba de lo normal y los eventos fríos ("La Niña") están asociados con precipitaciones por debajo de lo normal; sin embargo, al parecer esta relación se ha debilitado recientemente (Pavía y Badan 1998; Pavía 2009, entre otros). Por otra parte, proyecciones de modelos climáticos (p. ej. Fuentes-Franco et ál. 2014b y trabajos ahí mencionados) indican la posible presencia de una fase de El Niño de larga duración hacia finales del siglo 21, lo cual podría favorecer las lluvias de invierno en esta región. Estimaciones basadas en modelos climáticos del CMIP3 y CMIP5, muestran evidencia de una posible duplicación en la ocurrencia futura de eventos de El Niño como respuesta al calentamiento por gases de efecto invernadero (GEI) (Cai et ál., 2014). Este aumento en la frecuencia sería provocado por un calentamiento más rápido de la superficie en el Pacífico ecuatorial oriental en comparación con las aguas que lo rodean, lo que facilitaría una mayor ocurrencia de convección atmosférica en esta cuenca oceánica. Cabe mencionar que algunos de los modelos del CMIP3 y del CMIP5 no reproducen el acoplamiento característico del ENSO al ciclo anual (Sheffield et a., 2013b). En consecuencia, existe gran incertidumbre en cuanto a los cambios que pueda experimentar el ENSO y la estructura de las teleconexiones atmosféricas ya que la generación de estas teleconexiones depende del estado climático promedio, el cual está experimentando cambios.

Para el sur de México y Centroamérica, Steinhoff et ál. (2014) analizaron los cambios medios proyectados y las características del ENSO para el siglo 21 bajo diferentes escenarios usando simulaciones del CMIP5 y encontraron un estado medio con anomalías positivas de la temperatura superficial del mar (TSM) en el Pacífico tropical oriental y una Centroamérica más seca. Hidalgo et ál. (2013) encontraron, para esta misma región, que la sequía sería más intensa en los países del norte de Centroamérica con respecto a los del sur (Costa Rica y Panamá). Por otro lado, proyecciones realizadas recientemente con el modelo climático regional RegCM4 (Fuentes-Franco et ál., 2014b) confirman los resultados obtenidos con diferentes modelos globales acerca de un posible reforzamiento de los vientos del este asociados a la Corriente en Chorro del Caribe (CCC) (Amador, 1998). Este reforzamiento sería la respuesta a un fenómeno de tipo El Niño permanente, causado por el aumento en la diferencia de TSM entre los océanos Pacífico oriental y Atlántico occidental hacia fines del siglo 21, debido a un incremento de la TSM más marcado en el Pacífico (p. ej. Leloup y Clement, 2009). Esta CCC reforzada provocaría a su vez, durante los veranos, una disminución significativa de la precipitación pluvial sobre el sur de México y Centroamérica (entre 33 % y 65 %) al transportar humedad hacia el Pacífico lejos del continente. Este escenario es una señal robusta, independientemente de modelos y parametrizaciones, por lo que su estudio merece especial atención.

La lectura crítica de los trabajos de Fuentes-Franco et ál. 2014a y 2014b nos lleva a proponer una relación sencilla entre componentes de la diferencia de TSM entre los océanos Pacífico oriental y Atlántico occidental y los vientos del este que nos dé una idea cualitativa de una posible proyección climatológica en la región del sur de México y Centroamérica más allá del siglo 21. Lo anterior debido a que sequías de estas dimensiones ya han ocurrido en por lo menos algunos lugares del sur de México y Centroamérica, aunque no hay evidencia de que las causas hayan sido las mismas (Kennett et ál., 2012).

Por otra parte, existe una relación evidente entre ENSO y la actividad de ciclones tropicales (CT) en diferentes cuencas oceánicas. En particular, el número de CT y el número de días con huracán en el Atlántico norte disminuye sustancialmente en condiciones de un evento de El Niño moderado a intenso, mientras que en el Pacífico nororiental se ha observado un efecto opuesto (Amador et ál., 2010 y trabajos ahí citados). De aquí la necesidad de entender cómo los cambios proyectados para ENSO pudieran influir en los procesos físicos involucrados en la formación, trayectoria e intensidad de los CT (ver Sección 4.4).

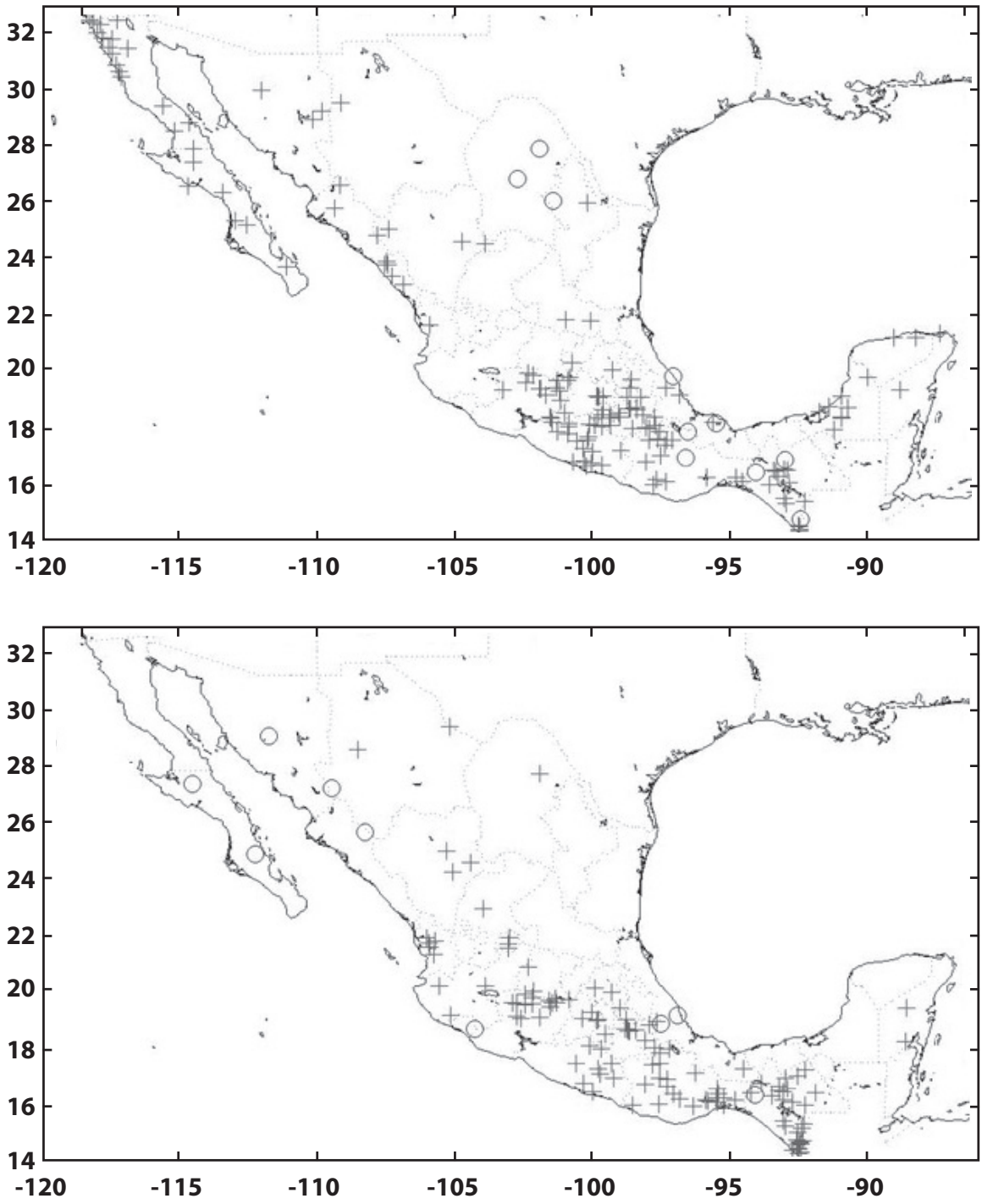
2.2 Oscilación Decadal del Pacífico

La Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés) es un patrón persistente de variabilidad climática del Pacífico norte (de ~20 ° a 70 °N) caracterizado por anomalías de la TSM (ATSM) en escalas de tiempo inter-decadales y que resulta de la suma de varios procesos físicos con diferentes orígenes dinámicos. En su fase positiva (PDO+), esta oscilación exhibe ATSM positivas a lo largo de la costa oeste de América del norte y negativas en el Pacífico norte occidental y central, mientras que en su fase negativa (PDO-) esta situación se invierte. La PDO también está estrechamente vinculada a las fluctuaciones de baja frecuencia en la intensidad del sistema de baja presión invernal de las Aleutianas (IPCC, 2013). El periodo de la PDO es de 40 a 60 años: de 1923 a 1947 la fase fue positiva, de 1948 a 1975 fue negativa y de 1976 a 2004 positiva (Mantua et ál., 1997; Mendoza et ál., 2014).

Un análisis de datos históricos de precipitación en México para el periodo de 1927 a 1997, muestra que existen teleconexiones entre las series de tiempo de la lluvia regional y distintos índices de variabilidad de gran escala del océano y la atmósfera, y que las teleconexiones más fuertes ocurren generalmente en la fase positiva de la PDO (Englehart y Douglas, 2002). Por otra parte, las fases de la PDO y del ENSO están asociadas de tal manera que hay más incidencia de eventos de El Niño durante PDO+ y más incidencia de La Niña durante PDO-. Mendoza et ál. (2014), con base en los resultados del Modelo Termodinámico del Clima (MTC) y campos de anomalías de precipitación, temperatura y viento compuestos con ocho veranos, los cuales se caracterizan por una amplitud de la ATSM significativamente alta (índice de PDO alto), encuentran que en casi todo México las precipitaciones por arriba (abajo) de lo normal son características de PDO+ (PDO-). Estos autores encuentran, además, que las nubes generadas internamente por el MTC desempeñan un papel importante (como puente atmosférico entre el océano y el continente) en la producción de anomalías de la temperatura y precipitación sobre México. Pavía et ál. (2006), con relación a la precipitación en México, encuentran que El Niño favorece condiciones húmedas en los veranos de PDO- y en los inviernos de PDO+ **(Figura 3)**.

No se ha observado que la PDO exhiba una tendencia de largo plazo y, según los modelos del CMIP3, la PDO no muestra cambios importantes en las características espaciales y temporales para el próximo medio siglo, aunque algunos modelos indican una débil tendencia hacia más ocurrencias de PDO- para finales del siglo 21 (IPCC, 2013). Por lo tanto, el efecto del calentamiento global sobre las anomalías de temperatura y precipitación en México, vía las fases de la PDO, es aún bastante incierto.

Figura 3. Anomalías (+ positivas, O negativas) de la precipitación de invierno durante El Niño-PDO+ (arriba). Anomalías de la precipitación de verano durante El Niño-PDO- (abajo). Solamente las anomalías positivas son estadísticamente significativas



Fuente: Tomadas de Pavía et al. (2006)

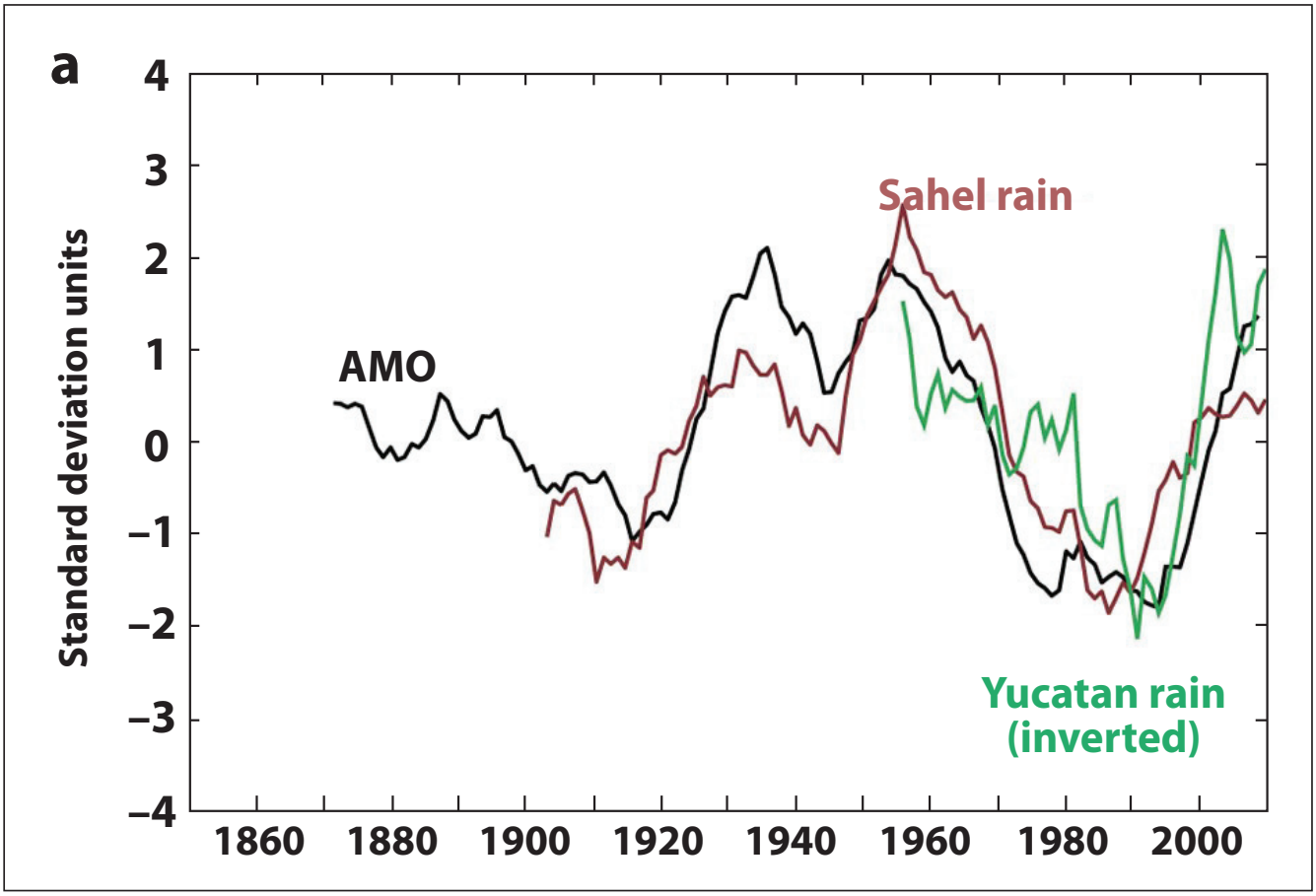
2.3 La Oscilación Multidecadal del Atlántico

La Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, por sus siglas en inglés) es un modo de variabilidad natural que ocurre en el océano Atlántico norte y tiene su expresión en cambios de baja frecuencia en la TSM relacionados con la variabilidad en la circulación termohalina. Una vez que se ha quitado la señal del calentamiento global, los promedios móviles de 10 años de las anomalías climáticas de este modo constituyen su índice, el cual alcanza valores de ±0.2 °C (ver la Caja 2.5 del WG1AR5 del IPCC, 2013). De esta manera la fase es positiva (AMO+) o negativa (AMO-) cuando este índice es positivo o negativo, respectivamente, mostrando una quasi-periodicidad de alrededor de 70 años. Los registros de aproximadamente 150 años muestran las siguientes fases: AMO- de 1900 a 1930, AMO+ de 1930 a 1965, AMO- de 1965 a 1995, y otra vez positiva después de 1995.

Las reconstrucciones paleo-climáticas y las simulaciones de modelos numéricos indican que es poco probable que la AMO cambie su comportamiento en el futuro a medida que cambie el clima. Sin embargo, las variaciones naturales de la AMO en las próximas décadas pueden influir en el clima regional, al menos tan fuertemente como los cambios antropógenos, con implicaciones para la frecuencia de ocurrencia de huracanes intensos en el Atlántico, la temporada de lluvias en África Occidental y América del Norte, además de las condiciones de verano en Europa (IPCC, 2013). El acoplamiento entre la AMO y las anomalías de precipitación es espacialmente complejo; se cree que la fase AMO+ está asociada con una anomalía positiva de precipitación en la región africana del Sahel, mientras que las anomalías de precipitación en la península de Yucatán parecen estar anti-correlacionadas con la AMO y la precipitación en el Sahel (Knudsen et ál., 2011) **(Figura 4)**.

El severo impacto de las sequías en México ha motivado a Méndez y Magaña (2010) a estudiar los elementos que modulan la variabilidad del clima regional en escalas de tiempo de décadas; ellos encuentran que las relaciones entre AMO y PDO se pueden usar para examinar las sequías prolongadas que han ocurrido en México. De esta manera, determinan que las sequías en el norte de México se relacionan con PDO- y AMO+ mientras que las sequías en el centro-sur se relacionan con PDO+ y AMO-. Los autores mencionan que se pueden hacer intentos de pronosticar sequías intensas futuras en México, lo cual dependerá de las proyecciones de las fases de la PDO y la AMO, por lo que el comportamiento de estos modos de variabilidad climática pueden servir para proyecciones de escenarios regionales de cambio climático para las próximas décadas.

Figura 4. El índice de la AMO (negro) junto con registros instrumentales de variabilidad de la precipitación en la región del Sahel (café) y sobre la península de Yucatán (verde). El registro de precipitación en la península de Yucatán se presenta invertido, lo cual implica que las fases cálidas (frías) de la AMO se corresponden con condiciones secas (húmedas)



Tomada de Knudsen et ál., 2011

3. Ciclones tropicales

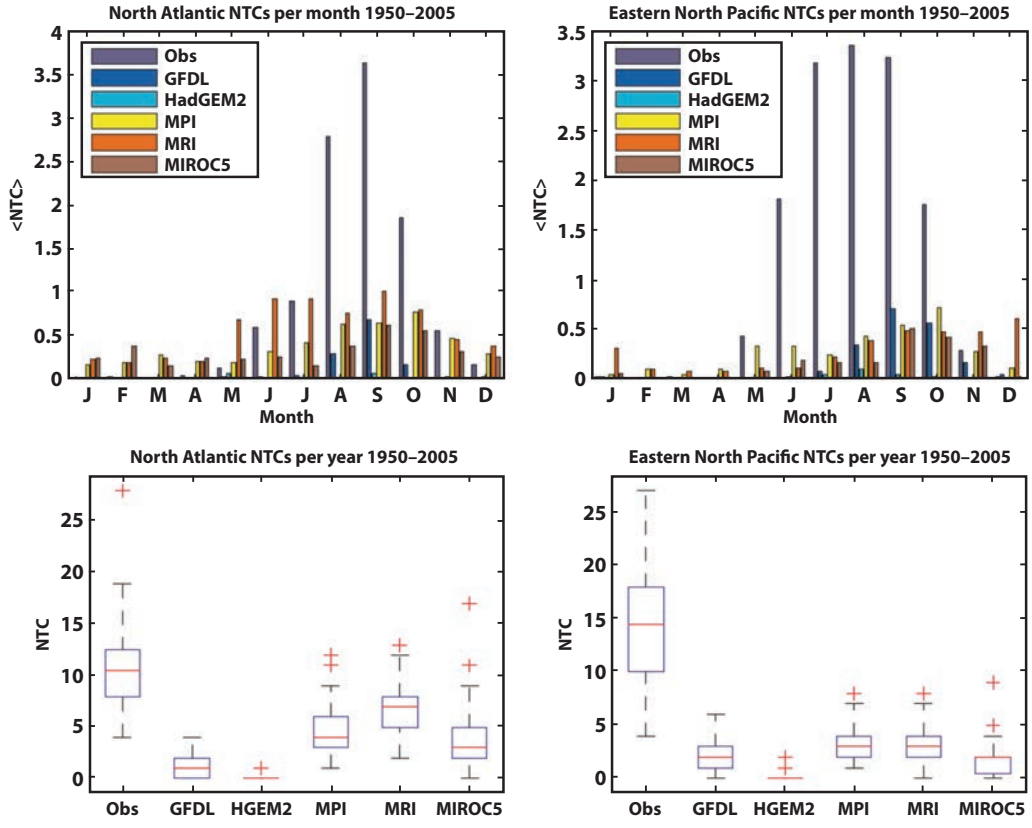
3.1 Visión general

Los ciclones tropicales (CT) representan la mayor parte de las pérdidas catastróficas por fenómenos naturales en el mundo desarrollado y, junto a las inundaciones, son la principal causa de muerte y lesiones entre los desastres naturales que afectan a los países en desarrollo (Emanuel, 2005). Al mismo tiempo, los CT juegan un papel muy importante en el mantenimiento de los recursos hídricos regionales. Lo anterior nos muestra la necesidad de entender las causas de las variaciones y tendencias observadas en la actividad de CT en el pasado y de estimar los cambios potenciales futuros en su frecuencia, intensidad y trayectorias. Sin embargo, los estudios que se realizan para abordar los diversos aspectos relacionados con la actividad de CT se ven limitados por la calidad y extensión de los registros históricos y por la incertidumbre en la cuantificación de la variabilidad natural en estos registros (IPCC, 2013 y trabajos ahí citados). Las variaciones observadas están asociadas tanto a factores naturales como antropogénicos, y la manera en que responden los CT a las interacciones entre estos factores dista mucho de ser bien entendida, dada su complejidad y las distintas escalas espaciales y temporales involucradas. Por ejemplo, además del forzamiento interanual-a-multidecadal de la TSM del Atlántico tropical a través de la atenuación de la radiación, los aerosoles de polvo tienen un efecto

local grande y más inmediato en el ambiente termodinámico y cinemático regional; las tormentas de polvo del Sahara - cuya frecuencia se ha relacionado con la concentración atmosférica de CO_2 - también han sido vinculadas con una reducción en la intensidad de CT (IPCC, 2013 y trabajos ahí citados). También se han identificado relaciones directas in situ entre las concentraciones de aerosoles y la estructura e intensidad de los CT. Esto implica que, cuando se evalúan los cambios en la actividad ciclónica, es claro que la detección y atribución dirigidas simplemente a las tendencias lineales de largo plazo forzadas por el aumento de GEI bien mezclados, no es suficiente para proporcionar una visión completa de las posibles contribuciones antropogénicas a los cambios que se han observado en la actividad de CT (IPCC, 2013 y trabajos ahí citados).

Por otra parte, existe una alta incertidumbre en las proyecciones de los posibles cambios en la actividad de CT a nivel global y la confiabilidad de las simulaciones numéricas disminuye cuando se reduce el dominio espacial del modelo (para lo cual se utilizan técnicas estadísticas o dinámicas de reducción de escala o *downscalling*). Las proyecciones varían dependiendo de las características de los modelos y de los experimentos realizados, y es difícil evaluar objetivamente los resultados combinados para formar un consenso, sobre todo a nivel regional (Met Office, 2011). Cabe mencionar que los modelos climáticos actuales no simulan adecuadamente las variaciones espaciales y temporales observadas en la actividad de CT **(Figura 5)**, y que los GCM son incapaces de representar las tormentas más intensas debido a la incertidumbre en las parametrizaciones de cumulus utilizadas, incluso en los GCM de mayor resolución disponibles (20 km) (Yamada et ál., 2010 y trabajos ahí citados). Por ello, se debe tener precaución en la interpretación de los resultados basados en modelos, incluso cuando hay acuerdo entre ellos.

Figura 5. Número promedio de CTs por mes en modelos y observaciones en el Atlántico Norte (arriba izq.) y en el Pacífico Nororiental (arriba der.). Número de CTs por año en el período 1950-2005 en modelos y observaciones para el Atlántico Norte (abajo izq.) y el Pacífico Nororiental (abajo der.). La caja azul muestra el rango entre los percentiles 25 y 75, con la mediana marcada con línea roja. Las cruces muestran valores extremos



Fuente: Figura tomada de Sheffield et ál., 2013b

3.2 Simulaciones numéricas y proyecciones a futuro

Actualmente existe una cantidad considerable de estudios basados en simulaciones numéricas cuyo objetivo es realizar proyecciones a futuro sobre los posibles cambios asociados a un cambio climático en las regiones de génesis, frecuencia, intensidad y trayectoria de CT, tanto a nivel global como en las distintas cuencas oceánicas. En un trabajo de revisión sobre CT y cambio climático, Knutson et ál. (2010) discuten aspectos relacionados a la detección y atribución y a las proyecciones futuras de estos fenómenos, aplicadas al escenario A1B para finales del siglo 21. Los autores mencionan que las fluctuaciones de gran amplitud en la frecuencia e intensidad de los CT complican en gran medida la detección de tendencias a largo plazo y su atribución al aumento de los GEI. La detección de tendencias se ve obstaculizada además por las limitaciones sustanciales en la disponibilidad y calidad de registros históricos globales de CT. En consecuencia, sigue siendo incierto si los cambios pasados en la actividad de CT han excedido la variabilidad esperada por causas naturales y actualmente no es posible identificar, de manera concluyente, señales antropogénicas en los registros históricos de CT. Sin embargo, las proyecciones a futuro basadas en la teoría y en modelos dinámicos de alta resolución indican consistentemente que el calentamiento por GEI provocará que la intensidad de los CT, promediada globalmente, se desplace hacia tormentas más intensas, con incrementos del 2 % al 11 % para el 2100. Al mismo tiempo, las modelaciones existentes también proyectan consistentemente disminuciones en la frecuencia promedio global de CT, entre 6 % y 34 %. Las modelaciones con mayor resolución proyectan aumentos sustanciales en la frecuencia de los CT más intensos e incrementos del orden del 20 % en la tasa de precipitación dentro de los 100 km del centro de la tormenta. Sin embargo, los cambios proyectados en cuencas individuales muestran grandes variaciones entre los diferentes estudios de modelación.

Knutson et ál. (2010) mencionan también que en los países en desarrollo el desplazamiento de la población hacia zonas costeras es el resultado de factores sociales que no son fácilmente controlables y, por ello, el cambio climático es sólo uno de los varios factores que pueden afectar la evolución futura de los daños causados por CT. Aún cuando existe poca confianza en los cambios proyectados en cuanto a la ubicación de la génesis, trayectoria, duración y áreas de impacto de los CT, se espera que la vulnerabilidad de las regiones costeras a inundaciones por marea de tormenta se incremente debido a la elevación en el nivel del mar y al desarrollo costero, aunque esta vulnerabilidad dependerá también de las características futuras de las tormentas. Los autores concluyen que dependemos de una combinación de estudios observacionales, teóricos y de modelación para evaluar cambios climáticos futuros en la actividad de CT. Estos estudios están creciendo progresivamente y tienen más credibilidad, pero aún tienen muchas limitaciones. Los modelos con resolución espacial más fina y los nuevos enfoques para mejorar los registros pasados de CT son prometedores para reducir las incertidumbres en la comprensión de las causas de cambios pasados y en las proyecciones futuras de la actividad de CT.

Algunos estudios más recientes, basados en modelos del CMIP3 y CMIP5, presentan resultados que se contraponen. Por ejemplo, Tory et ál. (2013) indican que la mayoría de los modelos utilizados (considerando el RCP8.5 y usando el parámetro Okubo-Weiss-Zeta en el método para la detección de CT) reproducen razonablemente bien el número observado de CT y su distribución geográfica, con números anuales dentro de ±50 % de las observaciones, y proyectan disminuciones en la frecuencia global de CT que varían entre 7 % y 28 %. Sin embargo, los autores observaron grandes variaciones en magnitud y signo entre los modelos y entre cuencas, siendo mayores en las cuencas del Hemisferio Norte. Por su parte, Camargo (2013) utilizó corridas históricas de 14 modelos del CMIP5 para analizar la actividad de CT y comparó contra observaciones. La autora menciona que la frecuencia global de CT fue mucho menor que la observada, y que existe una deficiencia significativa en cuanto a los patrones geográficos de las trayectorias y los lugares de formación. Los modelos con la resolución horizontal más alta muestran un nivel más alto de actividad global de CT, aunque la resolución no es el único factor que determina dicha actividad en los modelos, ya que un sesgo frío en la TSM puede contribuir al número bajo de CT en los modelos. La autora menciona que los modelos no muestran un consenso en cuanto a las diferencias en la actividad de CT en dos escenarios de calentamiento (RCP4.5 y RCP8.5) y la simulación histórica, y que no encontró cambios robustos en la frecuencia de CT en el Atlántico Norte y el Pacífico nororiental. Por lo tanto, concluye, no hay una señal robusta en los modelos del CMIP5 en cuanto a cambios en la actividad de CT a nivel global y regional para los escenarios futuros. En este estudio también se examinaron los cambios futuros en diversos campos ambientales de gran escala asociados con la actividad de CT: el índice de génesis potencial, la intensidad potencial, la cortante vertical del viento y la presión a nivel del mar, mencionando que los cambios promedio de multi-modelos de estas variables en los modelos CMIP5 son consistentes con los obtenidos en los del CMIP3.

Como parte del experimento CORDEX (Experimento Coordinado Regional de Reducción de Escala), se analizaron las características de los CT con condiciones presentes y futuras en el dominio de Centro América usando el modelo climático regional RegCM4 (Diro et ál., 2014). En general, se observó un buen desempeño del modelo para reproducir la climatología observada de CT en el periodo 1982-2003 y las variaciones interanuales de la frecuencia de CT en el Atlántico. Los autores mencionan que la simulación de CT es sensible tanto al esquema de convección como al GCM usado para forzar el modelo, obteniéndose un mejor desempeño con el esquema de convección de Emanuel y el modelo MPI. La comparación entre las estadísticas presentes y futuras indica que la frecuencia de CT en el futuro disminuye sobre las zonas costeras del Atlántico tropical y el Pacífico tropical oriental. También se encontró un incremento en la frecuencia de CT intensos y de mayor duración, así como un desplazamiento hacia el norte de las trayectorias sobre el Atlántico. Por su parte, Kozar y Misra (2013) mencionan que la disminución en la frecuencia de CT está relacionada aparentemente con una disminución en el flujo de masa por convección profunda y un incremento en el déficit de saturación de la troposfera media en los trópicos asociados con el calentamiento global.

Se ha demostrado que la simulación precisa de la actividad de CT depende fundamentalmente de la capacidad de los modelos para reproducir diversos modos de variabilidad, como ENSO, PDO y AMO. Entonces, tener proyecciones confiables de la actividad futura de CT, tanto globales como regionales, dependerá fundamentalmente de proyecciones confiables del comportamiento de esos modos de variabilidad bajo calentamiento global, así como de un entendimiento adecuado de sus vínculos físicos con los CT (IPCC 2013 y referencias ahí incluidas).

4. Cambio climático regional futuro

4.1 Visión general

Las proyecciones climáticas para el siglo 21 de los GCM del CMIP3 y CMIP5 que fueron utilizadas en los reportes AR4 y AR5 del IPCC sugieren cambios importantes en la circulación tropical y subtropical que modula el clima de México (p. ej. Seth et ál., 2011; Fasullo y Trenberth, 2012; Neelin et ál., 2013; Polade et ál., 2013; Fuentes-Franco et ál., 2014b; Maloney et ál., 2014; Torres-Alavez et ál., 2014), así como posibles incrementos en la temperatura superficial del aire (entre 1.5 °C y 5 °C) para mediados y finales de siglo bajo los escenarios de bajas (B1 y RCP4.5) y altas (A2 y RCP8.5) emisiones de GEI, y cambios en la frecuencia de eventos extremos en algunas regiones del país y de los mares que rodean a México (Wehner, 2012; Cavazos et ál., 2013; Garcia-Cueto et ál., 2014; Kharin et ál., 2013; Giorgi et ál., 2014). También se proyectan reducciones de precipitación del orden de 10 a 20 % en algunas partes del país, con fuertes diferencias regionales y estacionales (Cavazos et ál., 2013; Torres-Alavez et ál., 2014; Fuentes-Franco et ál., 2014a; 2014b). Sin embargo, la topografía compleja del país, las sombras orográficas y la posición de México entre el trópico y el subtrópico y entre dos grandes océanos generan una gran variedad de climas y procesos en diversas escalas de tiempo que no todos los GCM son capaces de reproducir. Por esta razón existen incertidumbres sobre los cambios proyectados por los GCM a escala regional, por lo que se han evaluado proyecciones futuras con variables re-escaladas estadísticamente (Montero-Martínez y Pérez-López, 2008; Cavazos y Arriaga-Ramirez 2012; Cavazos et ál., 2013) o utilizando modelos dinámicos de mesoescala como el RegCM4 (Fuentes-Franco et ál., 2014a; 2014b; Giorgi et ál., 2014) o con otros modelos regionales (p. ej. Cerezo-Mota et ál., 2015). En particular, Fuentes-Franco et ál. (2014a,b) utilizaron el RegCM4 para investigar la variabilidad presente y futura de la precipitación en México y Centro América y su relación con las temperaturas del océano, la circulación tropical y los ciclones tropicales. Por otra parte, Giorgi et ál. (2014) también utilizaron el RegCM4 para investigar algunos índices climáticos extremos en diferentes partes del mundo, incluyendo México y Centro América.

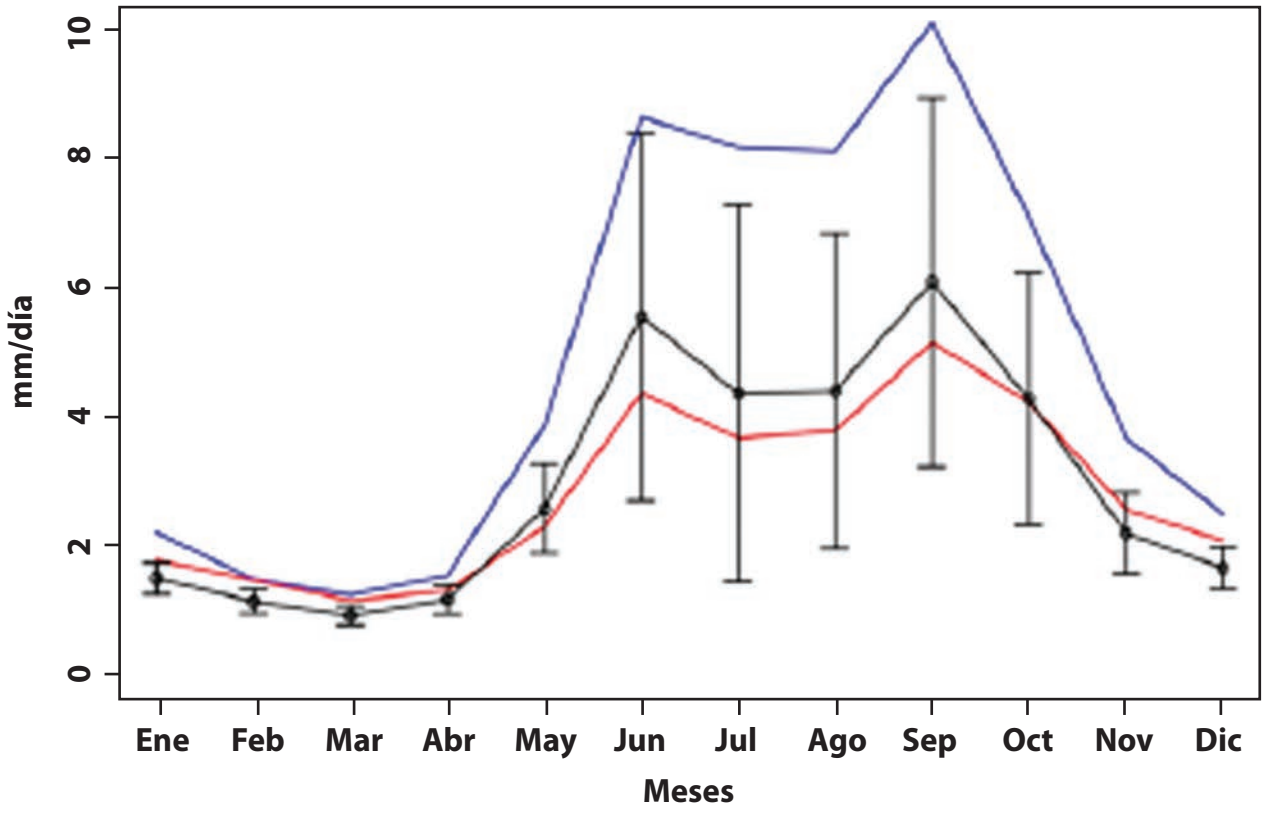
Algunos de los fenómenos regionales más importantes que afectan al país y que han sido investigados desde el punto de vista dinámico o termodinámico con los modelos del CMIP3 o el CMIP5 son: el monzón (Fasullo, 2012; Cook y Seager, 2013; Bukovsky et ál., 2013; Seth et ál., 2013; Langford et ál., 2014; Maloney et ál., 2014; Torres-Alavez et ál., 2014), los ciclones tropicales (Emanuel, 2006; Knutson et ál., 2010; Webster et ál., 2005; Kozar y Misra, 2013; Fuentes-Franco et ál., 2014a; Emanuel, 2013), la variabilidad intraestacional tropical (Jiang et ál., 2013), la canícula (Rauscher et ál., 2008; 2011) y la sequía (Seager et ál., 2007). A continuación se describen las características de un cambio climático regional futuro en México en términos de las variaciones observadas y proyectadas en algunos de estos fenómenos.

4.2 La sequía intraestival (o canícula)

La sequía intraestival o sequía de medio verano (MSD, por sus siglas en inglés) es una reducción en la cantidad de precipitación a la mitad de la estación lluviosa (durante julio-agosto) que forma parte del ciclo anual de esa variable y que se observa principalmente en regiones de la parte central y sur del territorio mexicano y de la vertiente del Golfo de México (GM), en gran parte de Centro América y algunas regiones del Caribe (p. ej. Mosiño y García, 1968; Magaña et ál., 1999; Amador, 2008). Dependiendo de su intensidad y duración, la MSD puede tener efectos negativos en el rendimiento de los cultivos de temporal y en otras actividades económicas en las zonas que se ven afectadas por este fenómeno. Predecir el fenómeno se dificulta debido a que la MSD muestra una fuerte variabilidad interanual en cuanto a su inicio, duración, intensidad y conclusión. Varios mecanismos se han propuesto y examinado para explicar esta disminución de precipitación en las distintas regiones, como por ejemplo el bloqueo de los vientos alisios y ciclones tropicales por el GM; los rasgos topográficos; las variaciones de la TSM en el Pacífico tropical oriental (PTO) asociadas a cambios en la cantidad de radiación solar que llega a la superficie; la intensificación y elongación hacia el oeste del sistema de alta presión del Atlántico norte; el desplazamiento de las zonas de convergencia hacia el oeste y sur en el extremo oriental del PTO; los contrastes térmicos tierra-mar; las albercas de agua cálida del PTO y el Caribe; la variabilidad de la CCC y las fluctuaciones en los movimientos verticales de la atmósfera, entre otros (p. ej. Mosiño y García, 1968; Amador, 1998 y 2008; Curtis, 2004; Magaña y Caetano, 2005; Gamble et ál., 2008; Romero-Centeno et ál., 2007; Small et ál., 2007; Martínez, 2013; Herrera et ál., 2014). Una explicación simple de la MSD fue planteada por Karnauskas et ál., 2013, considerándola como el resultado de un mecanismo de reforzamiento de la precipitación que ocurre dos veces (el paso descendente del ángulo de declinación solar), en lugar de asociarla con un mecanismo supresor de la precipitación. En un estudio sobre el impacto del ENSO durante la canícula en el centro de México, se encontró que durante eventos de El Niño (fase cálida) los patrones de precipitación no se ven marcadamente afectados, observándose cierta señal de debilitamiento de la canícula en esta región (Peralta-Hernández et ál., 2008). Por su parte, Amador (2008) menciona que la CCC varía con las fases del ENSO y que este mecanismo modula, en gran medida, la evolución de la precipitación en el verano sobre la región de los mares intra-americanos ya que un evento cálido (frío) incrementa (disminuye) la intensidad de esta corriente y genera anomalías negativas (positivas) de precipitación en la región.

Aunque con sesgos, algunos modelos globales simulan adecuadamente la circulación estacional asociada a la precipitación del sureste de México (temperatura superficial, vientos alisios y presión a nivel del mar) (Cavazos y De Grau, 2014). Un ensamble estadístico promedio de 15 GCM del CMIP5 (Cavazos et ál., 2013) reproduce bastante bien el patrón del ciclo anual de precipitación del sur y sureste mexicano, con un doble pico en verano (en julio y septiembre) y el mínimo en julio-agosto característico de la sequía de medio verano **(Figura 6)**. Sin embargo, el ensamble subestima fuertemente la precipitación de verano, como era de esperarse en esta región de topografía compleja y con influencia de un gran número de fenómenos tropicales de escalas sinópticas e intraestacionales (ciclones tropicales, ondas del este y convección topográfica, entre otros). Los escenarios RCP8.5 para finales del siglo 21 indican reducciones en la precipitación, especialmente en el verano (Cavazos et ál., 2013; Cavazos y De Grau 2014; Fuentes-Franco et ál., 2014b; Torres-Alavez et ál., 2014). Esto es consistente con los resultados del CMIP3, los cuales sugieren que la reducción en la precipitación se asocia con una intensificación y un inicio más temprano de la sequía de medio verano, que depende parcialmente de la temperatura superficial de los océanos (Rauscher et ál., 2008; 2011).

Figura 6. Comparación del ciclo anual de la precipitación en el sureste de México entre datos observados del CRU (línea azul), datos derivados del ensamble del REA (línea negra) y el promedio simple de 15 modelos del CMIP5 (línea roja). Las barras verticales muestran las incertidumbres del ensamble del REA



Fuente: Tomada de Cavazos et al., 2013

En particular, Fuentes-Franco et ál. (2014a y 2014b) utilizaron el modelo regional RegCM4 para investigar la variabilidad presente y futura de la precipitación en México y Centro América y su relación con las temperaturas del océano y la circulación tropical. Ellos encontraron que, bajo el RCP8.5, el gradiente térmico superficial entre el Atlántico y el Pacífico podría hacerse más negativo a finales de siglo, por lo que la CCC podría intensificarse y por lo tanto llover menos en el sur de México.

4.3 Los ciclones tropicales

Actividad de CT en México

La ubicación geográfica de la República Mexicana la hace particularmente vulnerable al impacto de CT por ambos litorales, el del GM y el del PTO, en donde se presentan condiciones favorables para su formación. Estos fenómenos han provocado, a lo largo de la historia, algunos de los desastres más grandes registrados a nivel nacional. Dichos desastres se traducen tanto en pérdida de vidas humanas, como en impactos devastadores en infraestructuras y en diversas actividades económicas y sociales. Los CT, aún de intensidad menor (depresiones), han causado inundaciones severas, deslaves, avalanchas de lodo, desbordamiento de ríos,

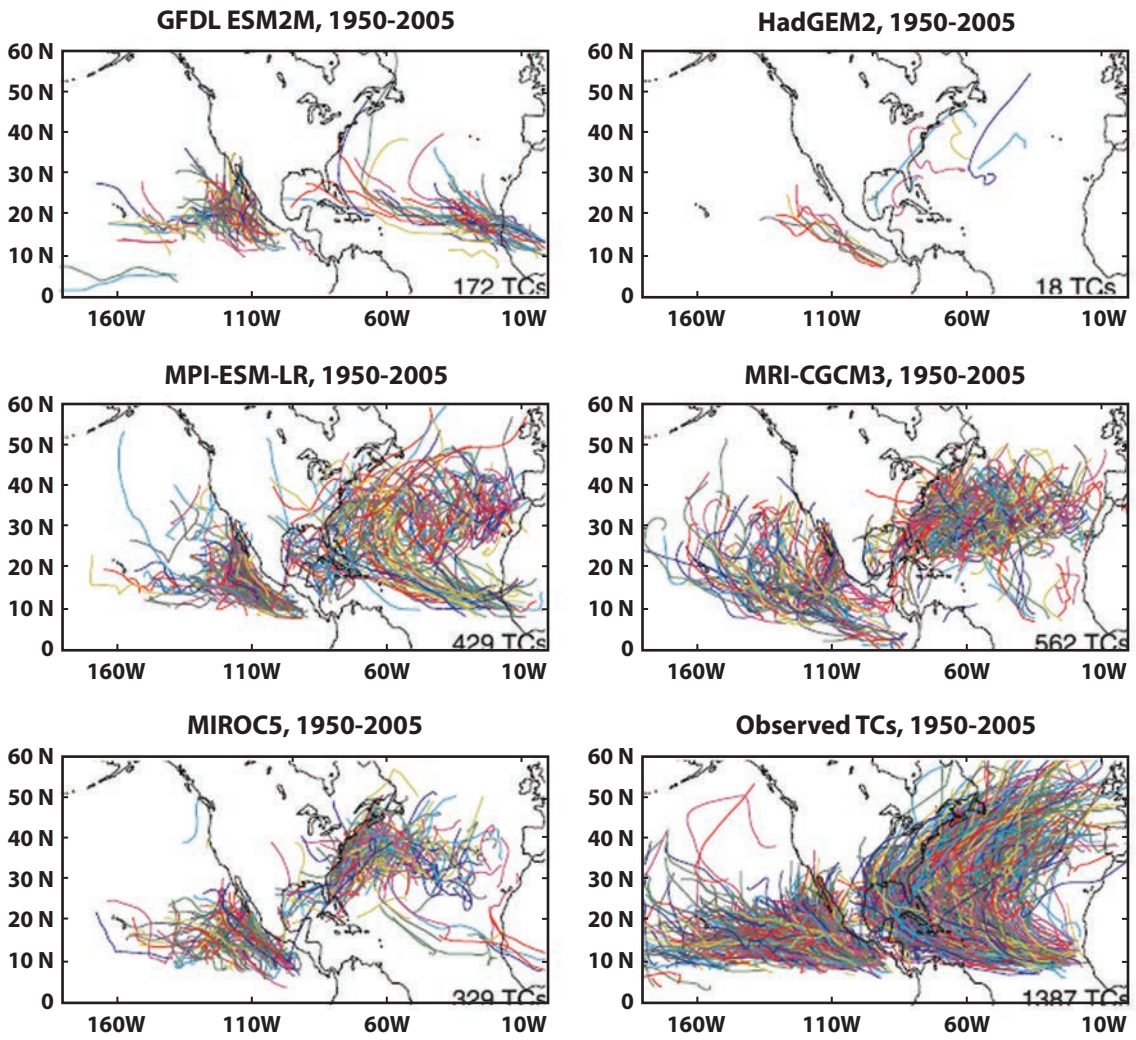
destrucción de viviendas, edificaciones y vías de comunicación, así como afectaciones a la red de suministro de energía eléctrica y de agua potable, las cuales se están viendo agravadas por efecto del cambio climático (Ángeles y Gámez, 2010 y trabajos ahí citados). Sólo por mencionar algunos de los casos más recientes, el huracán Odile, ocurrido en septiembre de 2014, fue el CT más intenso en tocar tierra en la península de Baja California en la era satelital, afectando severamente a una gran cantidad de residentes y turistas, particularmente en la región de Los Cabos en el estado de BCS ; o los huracanes Ingrid (por el GM) y Manuel (por el PTO) ocurridos en septiembre de 2013 y cuyo impacto combinado afectó a dos terceras partes del país .

En un análisis sobre la variabilidad de los huracanes en el PTO durante el periodo 1970 - 2010, Martínez-Sánchez y Cavazos (2014) mostraron que la TSM en la región principal de desarrollo de CT en esta cuenca experimentó un incremento estadísticamente significativo de 0.57 °C, pero la frecuencia de huracanes de categoría mayor (HUR4-5) no mostró una tendencia significativa, mientras que la de huracanes menos intensos (HUR1-3) disminuyó significativamente (-0.95 %/año). Los autores indican que esta tendencia está asociada a periodos activos e inactivos de ocurrencia de huracanes, los cuales están relacionados inversamente con la AMO y directamente con la PDO. La frecuencia de HUR4-5 también muestra una relación positiva significativa con la PDO y ENSO debido probablemente a una mayor extensión de la alberca de agua cálida en el PTO y valores más bajos de la cortante del viento en la región principal de desarrollo durante eventos de El Niño que durante La Niña. Para evaluar el impacto de los CT que tocaron tierra por las costas mexicanas del PTO de 1970 a 2010, Farfán et ál. (2013) utilizaron una base de datos internacional de desastres e identificaron más de 30 eventos en este periodo. La intensidad diaria de las precipitaciones y su acumulación excesiva se vinculan a la ocurrencia de desastres en áreas densamente pobladas. Al analizar los 10 eventos que causaron mayores daños a la población afectada, muestran que 6 de ellos ocurrieron en condiciones de El Niño y tres en condiciones neutrales; mientras que al considerar los 25 eventos más destructivos identificaron que 10 de ellos ocurrieron durante El Niño y 10 en condiciones neutrales.

Los registros históricos sobre tormentas tropicales son relativamente cortos y la detección de estos fenómenos antes de la era satelital es controversial. Un esfuerzo por documentar la frecuencia de CT que han penetrado al territorio mexicano por las costas del PTO desde 1850 fue realizado por Raga et ál., 2013 con base en la revisión de periódicos y documentos históricos de los estados costeros ubicados al norte de 14 °N. En este trabajo se determinó que, en promedio, ocurrieron 2.1 ± 1.6 entradas a tierra por año durante el periodo 1880 - 2010 y que estos eventos están modulados principalmente por la PDO, con una influencia menor de fenómenos como el ENSO y la NAO. De manera semejante, Pazos y Mendoza (2013) realizaron una revisión de datos históricos para construir una serie de tiempo de CT que penetraron por los estados costeros del Pacífico Mexicano entre 1536 y 1948. Considerando los registros históricos y datos instrumentales para el periodo de 1701 a 2010, y aplicando un análisis espectral, las autoras encontraron periodicidades de ~2.6, 4, 5, 12, 16, 39 y 105 años en la serie reconstruida, y para el periodo instrumental (1949 - 2010) las periodicidades más sobresalientes fueron las de ~12 y 2.6 años. Algunas de estas periodicidades, tomando en cuenta las incertidumbres, coinciden con algunos fenómenos climáticos naturales de gran escala tales como la AMO, la PDO y el SOI (índice del ENSO), o con fenómenos externos como el ciclo de actividad solar de 11 años.

Las proyecciones del impacto del cambio climático sobre la frecuencia y trayectorias de CT son inciertas, tanto para el GM como para el PTO **(Figura 7)**. Para el GM la incertidumbre se debe al tamaño pequeño de la cuenca y a la resolución limitada de los modelos climáticos; mientras que para el Pacífico es debida al desacuerdo entre los modelos en cuanto al signo del cambio en la frecuencia. La mayoría de los estudios realizados sugieren que la intensidad de los CT podría incrementarse en ambas cuencas en un ambiente más cálido, pero la incertidumbre en la magnitud de este cambio, junto con la asociada a la frecuencia de los ciclones, hace que las estimaciones sobre daños futuros asociados a estos fenómenos en México sean altamente inciertas (Met Office, 2011 y las referencias ahí incluidas).

Figura 7. Trayectorias de CTs en las corridas históricas del CMIP5 para el período 1950-2005 y observadas en el mismo período (panel inferior derecho). El nombre del modelo utilizado aparece en la parte superior y el número de tormentas en cada caso aparece en la esquina inferior derecha de cada panel



Fuente: Tomada de Sheffield et ál., 2013b

Proyecciones para el Pacífico oriental

Bengtsson et ál. (2007) realizaron experimentos con el componente atmosférico del GCM ECHAM5 con resoluciones de 60 km y 40 km, respectivamente. Los experimentos simularon un incremento de CT en el PTO del 4 % en el modelo de 60 km (2071 - 2100) y de 7 % en el de 40 km (2081 - 2100). Estos incrementos se debieron a un desplazamiento general hacia el este de la ciclogénesis (formación de un ciclón) en el PTO, debido a una disminución de la cizalladura vertical del viento (lo cual es propicio para la ciclogénesis) en esta cuenca y a un aumento de la cizalladura y de la estabilidad atmosférica en el Pacífico occidental. Por su parte, McDonald et ál. (2005) encontraron un incremento de 80 % en la frecuencia de ciclones en el PTO al realizar un experimento con el modelo del Hadley Centre (HadAM3) a 100 km de resolución para el horizonte 2081 - 2100. Sin embargo, hubo un desplazamiento de la ciclogénesis lejos de las costas mexicanas en esta simulación, lo cual sugiere que más ciclones pudieran dirigirse hacia el océano abierto y menos pudieran impactar el territorio mexicano, aunque estos resultados a escala de sub-cuenca son altamente inciertos.

Usando un ensamble promedio de 18 GCM a 50 km para el horizonte 2081 - 2100, Zhao et ál. (2009) realizaron cuatro experimentos, en tres de los cuales la frecuencia de ciclones en la cuenca del PTO se incrementó entre un 15 % y un 61 %. Sin embargo, la cuarta simulación, realizada con el GFDL, mostró una disminución del 23 %. En contraposición, Oouchi et ál. (2006), aplicando el modelo climático JMA con 20 km de resolución, encontraron 34 % menos ciclones en el PTO, concluyendo que se debió a un incremento de la estabilidad atmosférica en un mundo más cálido. El modelo simuló un incremento de 10 % en la estabilidad global estática seca, definida como la diferencia en temperatura potencial entre el nivel de 250 hPa y la superficie terrestre. Sugi et ál. (2009) también muestran evidencia de una disminución en la frecuencia de CT en el Pacífico oriental, con decrementos entre 25 % y 50 % en los experimentos que realizaron con el modelo JMA. A pesar de la incertidumbre en las proyecciones sobre la frecuencia de CT en el PTO, diversas simulaciones numéricases muestran consistentemente un posible incremento en su intensidad, particularmente de las tormentas más intensas (McDonald et ál., 2005; Ouchi et ál., 2006; Vecchi y Soden 2007).

Proyecciones para el Atlántico y el Golfo de México

Debido al tamaño relativamente pequeño del GM y a la resolución horizontal limitada de muchos modelos climáticos, el GM no ha sido analizado como una cuenca separada en la mayoría de los estudios sobre cambio climático y actividad de CT, sino que las evaluaciones se han hecho para toda la cuenca del Atlántico Norte (AN). Estos resultados pudieran ser de poca utilidad para México debido a la gran variabilidad en la trayectoria de ciclones en el Atlántico (Met Office, 2011) (ver Figura 7).

La mayoría de los estudios, particularmente los que usan simulaciones de alta resolución, reportan que la frecuencia de CT en el AN pudiera disminuir en un clima más cálido (p. ej. Gualdi et ál., 2008; Knutson et ál., 2008; Bengtson et ál., 2007; McDonald et ál., 2005; Zhao et ál., 2009; Garner et ál., 2009). Knutson et ál., 2008, usando un modelo regional no-hidrostático con una resolución espacial de 18 km bajo el escenario de emisiones A1B, concluyeron que el aumento en la cortante vertical del viento y la reducción de humedad relativa en la troposfera media son los factores clave que pueden provocar dicha disminución. Los autores encontraron que las disminuciones fueron más marcadas en el Atlántico occidental que en el oriental, lo que sugiere que el número de tormentas que tocan tierra en México podría reducirse más que el promedio de la cuenca (27 % menos).

Murakami y Wang (2010) mostraron, mediante un simulación de 25 años de alta resolución (20 km) con datos de multimodelos del CMIP3 bajo el escenario de emisiones A1B, un desplazamiento considerable en las regiones de génesis de CT hacia el norte y oriente comparado con el clima presente. Esto también causó un desplazamiento de las trayectorias, de manera que el modelo simuló menos tormentas al oeste del AN y más en la mitad oriental de la cuenca. La reducción en la génesis en la región occidental del AN la atribuyen a un secado de la troposfera media y a un descenso anómalo forzado de forma remota, y no a cambios locales en el forzamiento termodinámico. El descenso anómalo resultó de un aumento en el movimiento ascendente sobre la mitad oriental de la cuenca, como resultado de grandes incrementos simulados de la TSM en esa región que favorecieron el aumento de la génesis en la región oriental. Estos resultados apoyan la conclusión de Knutson et ál. (2008), de que el número de tormentas que entran a tierra en México puede reducirse como consecuencia del cambio climático.

Como podemos apreciar, aún existe una incertidumbre considerable en las proyecciones de cambios en la frecuencia de CT en el PTO y el AN, particularmente en el GM. Los estudios indican que, mientras que la intensidad general de las tormentas pudiera incrementarse en ambas cuencas, en particular para las tormentas más intensas, la incertidumbre en sus frecuencias y trayectorias conduce a un alto grado de incertidumbre en la comprensión de la respuesta de los CT y en las proyecciones de los daños futuros por ciclones en México atribuidos al cambio climático (Met Office, 2011).

4.4 Las sequías

Los periodos secos que duran desde años hasta décadas han ocurrido en varias ocasiones en Norteamérica, África Occidental y el Este Asiático. La sequía se caracteriza por tres aspectos: intensidad, duración y cobertura espacial. La intensidad es el grado de déficit de precipitación, humedad o almacenamiento de agua, a partir de la cual las sequías se clasifican en moderadas, medias, severas y extremadamente severas (p. ej. Castorena et ál., 1980). La duración puede ser del orden de meses hasta algunos años o aún décadas, como es el caso de las megasequías (Stahle, 2007), las cuales ocurren debido a las variaciones decadales de la TSM en el Pacífico y el Índico (Meehl, 2006; Seager, 2008). De acuerdo a la cobertura espacial afectada, las sequías se pueden clasificar como locales o de carácter vasto, extraordinario o catastrófico (Taboada y Oliver, 2009 y trabajos ahí citados). Diversos estudios detallados sobre las sequías históricas que han afectado a México en épocas pasadas han sido realizados utilizando datos meteorológicos y/o información registrada en distintas fuentes de archivo sobre los impactos de las sequías en distintos sectores socioeconómicos (Contreras, 2005 y trabajos ahí citados).

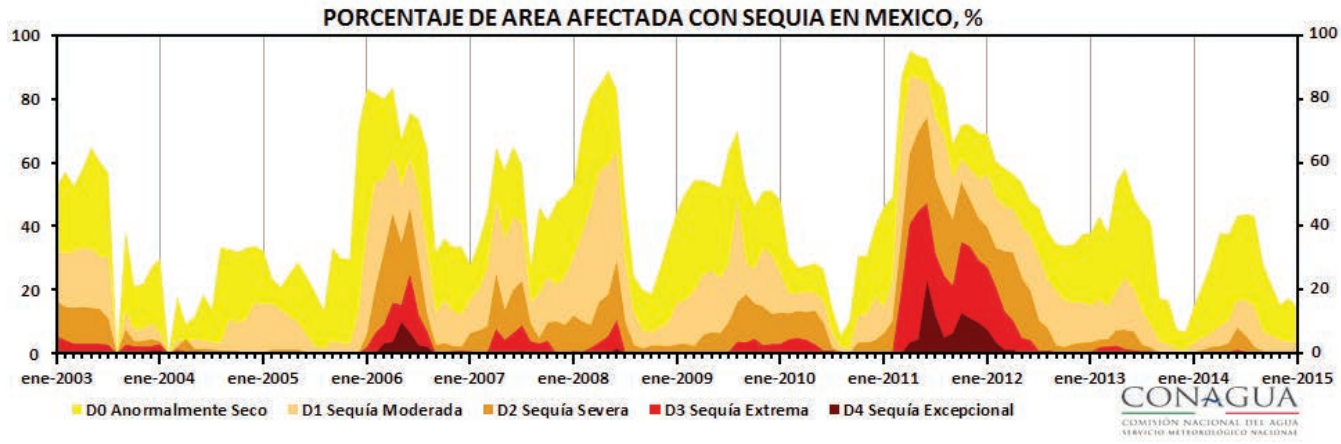
Dado que la precipitación es el factor determinante del grado de aridez de una región, las sequías a nivel local y los periodos húmedos están determinados por los efectos acumulados del desbalance entre la oferta de agua atmosférica (precipitación) y la demanda (evapotranspiración potencial). La primera es controlada por los procesos atmosféricos, mientras que la última es determinada por la radiación neta, el viento y la humedad sobre la superficie terrestre (Shuttleworth, 1993). Existen varios índices para estimar el grado de severidad de las sequías, los cuales miden la desviación de la condición normal histórica de una variable relacionada con la humedad en una región particular. Dependiendo del tipo de estudio, las sequías se clasifican en meteorológicas, hidrológicas, agrícolas y socioeconómicas (p. ej. Contreras, 2005). Para cuantificar la sequía meteorológica (grado de sequedad con respecto al promedio) la precipitación es la variable más importante, y en segundo término la contribución que tiene la temperatura de la superficie sobre la evaporación. El Índice de Severidad de Sequía de Palmer (PDSI, por sus siglas en inglés) es comúnmente empleado para medir este tipo de sequía (Keyantash y Dracup, 2002). El PDSI también ha sido utilizado para cuantificar los cambios de aridez a largo plazo sobre regiones extensas ocurridos en los siglos 20 (Dai et ál., 1998; 2004) y 21 (Burke et ál., 2006; Burke y Brown, 2008), en la reconstrucción de sequías con base en anillos de árboles (Cook et ál., 1999; 2004), y para identificar periodos de sequía severa en la Península de Yucatán (Mendoza et ál., 2007). Los valores del PDSI están significativamente correlacionados con el contenido de humedad del suelo medido durante la estación cálida y los flujos de ríos sobre muchas regiones del mundo (Dai et ál., 2004) y, por lo tanto, puede ser utilizado como índice de sequía en latitudes bajas y medias. El PDSI usa tanto la precipitación como la temperatura del aire a nivel de superficie (Keyantash y Dracup, 2002), lo que permite incorporar el efecto del incremento de la temperatura de la superficie que ha ocurrido en las últimas décadas sobre las sequías y periodos húmedos (Dai et ál., 2004; Cook et ál., 1999). Dado que la precipitación y la temperatura de la superficie son las dos únicas variables con registros históricos largos, el PDSI puede ser calculado para los últimos 100 o más años para la mayor parte de las regiones (Dai et ál., 2004). Sin embargo, tanto el PDSI como los otros índices de sequía han sido definidos y calibrados para el clima actual, por lo que pueden no reflejar el clima futuro dado que se encuentran fuera de rango (Dai, 2011).

Los registros instrumentales de precipitación, flujo de ríos, radiación sobre la superficie, humedad, vientos y otras variables importantes para cuantificar la sequía, previos a 1950 son escasos. El periodo posterior a 1950 ha experimentado un incremento rápido en la temperatura de la superficie global, el CO_2 y otros GEI. Los cambios en aridez posteriores a 1950 pudieran proveer un panorama de si los periodos de sequía serán más frecuentes y generalizados bajo el calentamiento global en las siguientes décadas, aunque se requiere una mayor comprensión de las variaciones naturales que han ocurrido con anterioridad, en particular las asociadas a ENSO y PDO, para predecir tendencias de largo plazo (Groisman et ál., 2004; Zhu y Lettenmaier, 2007; Trenberth et ál., 2013). En la actualidad, las proyecciones de modelos climáticos sugieren que habrá condiciones más secas en muchas zonas de

latitudes medias y bajas con el aumento en las concentraciones de GEI, mostrando una fuerte tendencia a que las áreas húmedas se vuelvan más húmedas y las secas se vuelvan más secas, con una expansión hacia los polos de las zonas subtropicales secas (Trenberth et ál., 2013 y trabajos ahí citados). Debido a que el cambio climático está agregando calor al sistema climático, una sequía natural podría establecerse en menos tiempo, volverse más intensa y durar más tiempo en el futuro (Trenberth et ál., 2013).

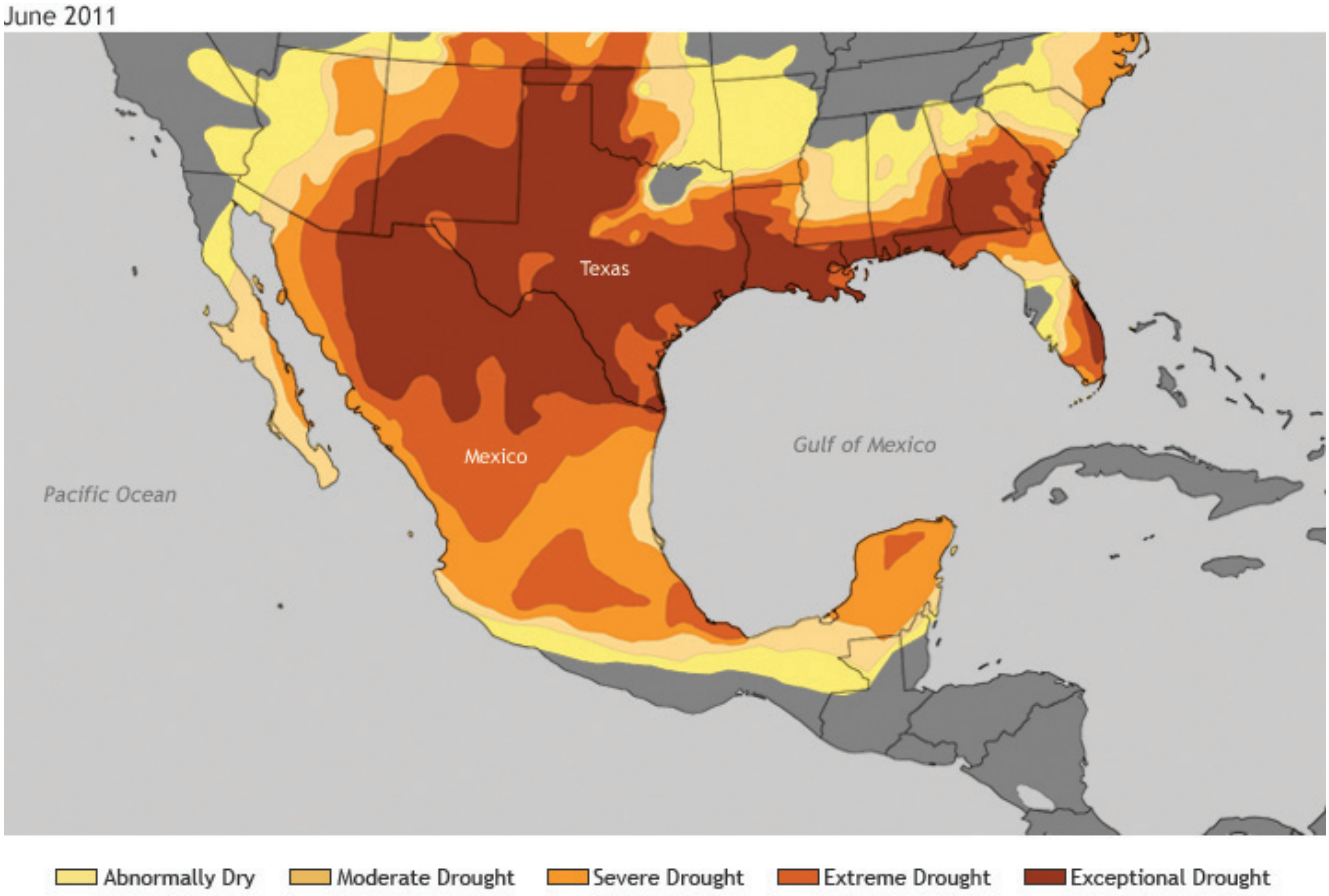
El Servicio Meteorológico Nacional colabora en la elaboración del mapa mensual de monitoreo de sequía de Norteamérica generado por la NOAA, el Centro Nacional de Monitoreo de la Sequía y la Agencia del Medio Ambiente de Canadá (http://www.ncdc.noaa.gov/temp-and-precip/drought/nadm/nadm-maps.php). En la **Figura 8** se muestra el porcentaje de área afectada por sequía en México desde 2003 a la fecha, en donde sobresale la sequía prolongada de 2011-2012, y en la **Figura 9** se muestra el mapa mensual de monitoreo de la sequía correspondiente a Junio de 2011.

Figura 8. Porcentaje de área afectada con sequía en México de enero de 2003 a diciembre de 2014, según la escala de severidad mostrada en la parte inferior. Monitor de Sequía en México



Fuente: Mapa de Climate.gov a partir de datos del North American Drought Monitor

Figura 9. El estado de la sequía en Junio de 2011. Evidencia de la probable teleconexión del fenómeno de La Niña con el clima estacional de una región, ocasionando eventos climáticos extremos. La escala de severidad de la sequía se muestra en la parte inferior



Fuente: Servicio Meteorológico Nacional, CONAGUA

Méndez y Magaña (2010) estudiaron las principales sequías en México ocurridas en el siglo 20 (1930, 1950 y 1990) a partir de los registros históricos de precipitación. Analizaron las anomalías de precipitación y encontraron que las sequías en el norte de México coinciden frecuentemente con anomalías húmedas sobre el sur de México y Centroamérica y viceversa. Los autores encuentran que la mayor parte de las anomalías negativas de precipitación están asociadas con anomalías positivas de la AMO y con un flujo de humedad menor de lo normal hacia el norte de México. Asimismo, las sequías en el norte de México coinciden con una mayor actividad de ondas del este y una CCC más débil durante la fase negativa de la PDO. Por su parte, Bhattacharya y Chiang (2014), analizando las teleconexiones de ENSO con la precipitación de verano en México, encuentran evidencia de ocurrencia de sequía en el verano del año precedente al máximo de anomalías positivas de la TSM en el Pacífico central oriental, así como en la primavera del año siguiente a estas anomalías.

Utilizando registros instrumentales históricos y simulaciones idealizadas de modelos forzados por la TSM y anillos de árboles, Seager et ál., (2009) hacen un estudio de la variabilidad y cambio del hidroclima en México, obteniendo los siguientes resultados:

- La variación del clima depende fuertemente de las variaciones de las TSM del Pacífico y Atlántico tropicales. Durante la temporada fría, en condiciones de El Niño, la mayor parte de México es húmedo. En la época caliente el norte de México también es más húmedo en condiciones de El Niño, pero la parte sur es más seca. Para el norte de México, es durante los periodos de La Niña acompañados de un Atlántico Norte subtropical templado, que ocurren las sequías y viceversa para el sur de México.
- Los datos de anillos de árboles indican la ocurrencia de una megasequía a finales del siglo 16. La sequía más severa en el norte de México desde mediados del siglo 19 ocurrió en la primera mitad de la década de 1950.
- Los modelos de clima pronostican un futuro más seco para México debido al calentamiento antropogénico, pero aún no se pueden observar estos cambios en la precipitación debido posiblemente a que las variaciones naturales de la TSM tropical son lo suficientemente grandes para esconder la señal antropogénica.

Aún cuando existe una gran incertidumbre sobre cómo podría afectar el cambio climático a la disponibilidad del recurso hídrico en México, diversos estudios a escala global coinciden en que México es un país altamente vulnerable en este aspecto y que la población expuesta a estrés hídrico podría incrementarse sustancialmente en el futuro (Met Office, 2011 y trabajos ahí citados).

4.5 Los nortes

Los denominados nortes, resultado de la acumulación de aire frío en latitudes medias e intensos gradientes meridionales de presión en la tropósfera baja, favorecen irrupciones de aire frío hacia los trópicos (Magaña et ál., 2004 y trabajos ahí citados). Estas masas de aire frío y sus respectivos sistemas frontales, que ocurren preferentemente de octubre a mayo, son parte de ondas de escala sinóptica de latitudes medias asociadas con altas presiones que se desplazan desde las montañas Rocallosas hacia el sureste. Los nortes pueden favorecer vientos de hasta 110 km/h, descensos de temperatura que pueden alcanzar los 20 ºC en 24 horas, nubosidad baja y precipitaciones de hasta 200 mm/día sobre los estados de la vertiente del Golfo de México (Magaña et ál., 2004; Pérez et ál., 2014).

Durante eventos de El Niño (La Niña), ocurre un número mayor (menor) de nortes (p. ej. Romero-Centeno et ál., 2003 y trabajos ahí citados). El aumento de nortes en el GM durante periodos de El Niño está relacionado con cambios en el flujo promedio inducido por el patrón del Pacífico-Norteamérica que afecta la corriente de chorro subtropical, forzando el flujo medio a un estado más hacia el oeste sobre esta región. Los nortes con velocidades de fase más altas pueden provocar anomalías negativas en la precipitación durante el invierno en el Hemisferio Norte sobre el sureste de México. Los nortes más lentos (mayor longitud de onda) producen precipitaciones de mayor duración (Pérez et ál., 2014).

Como resultado del cambio climático, tanto el gradiente de temperatura atmosférica meridional promedio, la inestabilidad baroclínica, la estabilidad estática y el flujo medio pueden verse afectados. Estos cambios pueden traer consecuencias importantes en el clima a nivel regional. En un clima más cálido la frecuencia de nortes sería mayor, pero con vida media más corta. Se incrementaría el porcentaje de sistemas que inducen caídas de temperatura menores a 5 ºC, pero el número de eventos que ocasionan una caída de más de 5 ºC sería menor. El número de nortes con vientos intensos extremos mayores de 10 m/s serían menos frecuentes. En síntesis, ante la expectativa de una mayor frecuencia de ocurrencia de nortes que se propagan más rápido, habría un decremento en la duración de la precipitación de invierno y, por lo tanto, los inviernos serían más secos en la parte sur del GM (Pérez et ál., 2014).

Referencias

Adams, D.K., and A. Comrie. 1997. The North American monsoon. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2197–224.

Adams, D.K., C. Minjarez, Y. Serra, A. Quintanar, L. Alatorre, A. Granados, E. Vázquez, J. Braun. 2014). Mexican GPS Tracks Convection fron North American Monsoon. *EOS Transactions*, **95**, 61-62.

Amador, J. A. 1998. A climatic feature of the tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Top. Meteor. Oceanogr*, **5**(2), 91-102.

Amador, J. A. 2008. The Intra-Americas Seas Low-Level Jet (IALLJ): Overview and Future Research. Annals of the New York Academy of Sciences. *Trends and Directions in Climate Research*, L. Gimeno, R. García, and R. Trigo (Eds.), **1146**(1), 153-188(36).

Amador, J.A., E.J. Alfaro, E.R. Rivera, and B. Calderón, 2010. Climatic features and their relationship with tropical cyclones over the Intra-Americas Seas. In: *Hurricanes and Climate Change*. J. Elsner, R. Hodges, J. Malmstadt, K. Scheitlin (Eds.), Vol. 2, pp. 149-173.

Anderson, B. T. 2011. Near-term increase in frequency of seasonal temperature extremes prior to the 2 degree C global warming target. *Clim. Change*, **108**, 581–589.

Ángeles, M. Y A.E. Gámez. 2010. Eventos extremos, cambio climático y vulnerabilidad en México y Baja California Sur. En: *México frente al cambio climático. Retos y oportunidades*. G.C. Delgado, C. Gay, M. Imaz, M.A. Martínez (Coordinadores). UNAM, 240 pp.

Arriaga-Ramírez, S., and T. Cavazos. 2010. Regional trends of daily precipitation indices in northwest Mexico and southwest United States. *J. Geophys. Res.*: Atmospheres (1984-2012). 115(D14). DOI: 10.1029/2009JD013248.

Bhattacharya, T., and J.C.H. Chiang. 2014. Spatial variability and mechanisms underlying El Niño-induced droughts in Mexico. *Clim. Dyn.*, **43**:3309-3326.

Bengtsson, L., K.I. Hodges, M. Esch, N. Keenlyside, L. Kornblueh, J.-J. Luo, and T. Yamagata. (2007). How may tropical cyclones change in a warmer climate? *Tellus A*, **59**, 539-561.

Berbery, E.H., and M.S. Fox-Rabinovitz. 2003. Multiscale Diagnosis of the North American Monsoon System Using a Variable-Resolution GCM. *J. Climate*, **16**, 1929-1947.

Bieda, S.W., III, C.L. Castro, S.L. Mullen, A.C. Comrie, and E. Pytlak. 2009. The Relationship of Transient Upper-Level Troughs to Variability of the North American Monsoon Systems. *J. Climate*, **22**, 4213-4227.

Bosilovich, M. G., Y. C. Sud, S. D. Schubert, and G. K. Walker. 2003. Numerical simulation of the large-scale North American monsoon water sources. J. Geophys. Res., 108(D16), 8614, doi: 10.1029/2002JD003095.

Boyd, R., and M. E. Ibarrarán. (2009). Extreme climate events and adaptation: an exploratory analysis of drought in Mexico. Env. Develop. Econom. , 14(03), 371-395.

Bukovsky, M. S., D. J. Gochis, and L. O. Mearns. 2013. Towards assessing NARCCAP regional climate model credibility for the North American monsoon: Current climate simulations. *J. Climate*, **26**, 8802–8826, doi:10.1175/JCLI-D-12-00538.1.

Burke, E.J., S.J. Brown, and N. Christidis. 2006. Modeling the recent evolution of global drought and projections for the twenty-first century with the Hadley centre climate model. J. Hydrometeorol., 7, 1113-1125.

Burke, E.J. and S.J. Brown. 2008. Evaluating uncertainties in the projection of future drought. *J. Hydrometeorol.*, **9**, 292-299.

Byerle, L.A., and J. Paegle. 2003.Modulation of the Great Plains low-level jet and moisture transports by orography and large scale circulations, *J. Geophys. Res.*, **108**(D16), 8611, doi: 10.1029/2002JD003005.

Cai, W., and Coauthors. 2014. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nat. Clim. Change*, **4**, 111-116.

Camargo, S.J. 2013. Global and regional aspects of tropical cyclone activity in the CMIP5 models. *J. Climate*, **26**, 9880-9902.

Carleton, A.M., D. A. Carpenter, and P. J. Weber. 1990. Mechanisms of interannual variability of the southwest United States summer rainfall maximum. *J. Climate*, **3**, 999–1015.

Castorena, G., E. Sánchez, E. Florescano, G. Padilla y L. Rodríguez. 1980. Análisis histórico de las sequías en México. Comisión del Plan Nacional Hidráulico, SARH, 22, pp 136.

Castro, C.L., R.A. Pielke Sr., and J.O. Adegoke. 2007a. Investigation of the Summer Climate of the Contiguous United States and Mexico using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part I: Model Climatology (1950-2002). *J. Climate*, **20**, 3844-3865.

Castro, C.L., R.A. Pielke Sr., J.O. Adegoke, S.D. Schubert, and P.J. Pegion. 2007b. Investigation of the summer climate of the contiguous United States and Mexico using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part II: Model climate variability. *J. Climate*, **20**, 3866-3887.

Castro, C.L., H-I. Chang, F. Dominguez, C. Carrillo, J-K. Schemm, H-M. H. Juang. 2012. Can a Regional Climate Model improve the ability to forecast the North American Monsoon? *J. Climate*, **25**, 8212-8237.

Cavazos, T. and S. Arriaga-Ramírez. 2012. Downscaled climate change scenarios for Baja California and the North American Monsoon during the twenty-first century. *J. Climate*, **25**, 5904-5915.

Cavazos, T., y Coautores. 2013. Actualización de escenarios de cambio climático para México como parte de los productos de la Quinta Comunicación Nacional. Informe Final del Proyecto al INECC, 150 pp.

Cavazos, T. y P. De Grau. 2014. Parte I: Análisis de variables atmosféricas (históricas y de escenarios de cambio climático). En T. Cavazos, Reporte Final: Estudio para la incorporación de nuevas variables en los escenarios de cambio climático para México utilizados en la Quinta Comunicación Nacional. INECC, México, 58 pp.

Cerezo-Mota, R., M. Allen, and R. Jones. 2011. Mechanisms Controlling Precipitation in the Northern Portion of the North American Monsoon. *J. Climate*, **24**, 2771-2783.

Cerezo-Mota, R., T. Cavazos, R. Arritt, A. Torres-Alavez, K. Sieck, G. Nikulin, W. Moufouma-Okia, and J.A. Salinas-Prieto. 2015. CORDEX-NA: factors inducing dry/wet years on the North American Monsoon region. *Int. J. Climatol.*, Published online. DOI: 10.1002/joc.4385.

Chakraborty, A. and T.N. Krishnamurti. 2003. Numerical simulation of the North American Monsoon System. *Meteor. Atmos*. Phys., 84(1-2), 57-82.

Chan, S., and V. Misra. 2011. Dynamic downscaling of the North American Monsoon with the NCEP-Scripps Regional Spectral Model from the CFS Global Model. *J. Climate*, **24**, 653–673.

Collier, J.C., and G.J. Zhang. 2007. Effects of Increased Horizontal Resolution on Simulation of the North American Monsoon in the NCAR CAM3: An Evaluation Based on Surface, Satellite, and Reanalysis Data. *J. Climate*, **20**, 1843-1861.

Contreras, C. (2005). Las sequías en México durante el siglo XIX. *Investigaciones Geográficas*, Boletín del Inst. de Geografía, UNAM, Núm. 56, 118-133.

Cook, E.R., D.M. Meko, D.W. Stahle and M.K. Cleaveland. 1999. Drought reconstructions for the continental United States. *J. Clim.*, **12**, 1145-1162.

Cook, E.R., C.A. Woodhouse, C.M. Eakin, D.M. Meko, and D.W. Stahle. 2004. Long-term aridity changes in the western United States. *Science*, **306**, 1015-1018.

Cook, K.H., G.A. Meehl, and J.M. Arblaster. 2011. Monsoon regimes and processes in CCSM4, Part 2: African and American monsoon systems. *J. Climat*e, Early online release, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00185.1.

Cook, B. I., and R. Seager, 2013. The response of the North American monsoon to increased greenhouse gas forcing. *J. Geophys*. Res., 118, 1690–1699, doi:10.1002/jgrd.50111.

Curtis, S. 2004. Diurnal cycle of rainfall and surface winds and the mid-summer drought of Mexico/Central America. *Clim. Res*., **27**, 1-8.

Dai, A., K.E. Trenberth and T.R. Karl. 1998. Global variation in droughts and wet spells: 1900-1995. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3367-3370.

Dai, A., K.E. Trenberth and T. Quian. 2004. A global dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 1117-1130.

Dai, A., (2011). Drought under global warming: a review. *WIREs Clim. Change*, **2**, 45-65.

Diffenbaugh, N. S., and M. Ashfaq. 2010. Intensification of hot extremes in the United States. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L15701.

Diffenbaugh, N. S, and F. Giorgi. 2013. Climate change hotspots in the CMIP5 global climate model ensemble. *Climatic Change*, 114:813–822. DOI 10.1007/s10584-012-0570-x.

Diro, G.T., F. Giorgi, R. Fuentes-Franco, K.J.E. Walsh, G. Giuliani, and E. Coppola. 2014. Tropical cyclones in a regional climate change projection with RegCM4 over the CORDEX Central America domain. *Climatic Change*, **125**, 79-94.

Douglas, M.W., R.A. Maddox, K. Howard, and S. Reyes. 1993. The Mexican Monsoon. *J. Climate*, **6**, 1665-1677.

Duffy, P. B., and C. Tebaldi. 2012. Increasing prevalence of extreme summer temperatures in the U.S. *Climatic Change*, **111**, 487–495.

Emanuel, K. (2005). Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, **436**, 686-688.

Emanuel, K. (2006). Climate and tropical cyclone activity: a new model downscaling approach. *J. Climate*, **19**, 4797–4802.

Emanuel, K. (2013). Downscaling CMIP5 climate models shows increased tropical cyclone activity over the 21st century. PNAS Early Edition, www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1301293110.

Englehart, P. J., and A. V. Douglas. 2002. México's summer rainfall patterns: An analysis of regional modes and changes in their teleconnectivity. *Atmósfera*, **15**, 147–164.

Farfán, L.M., E.J. Alfaro, and T. Cavazosos. 2013. Characteristics of tropical cyclones making landfall on the Pacific coast of Mexico: 1970-2010. *Atmósfera*, **26**(2), 163-182.

Fasullo, J. T. (2012). A mechanism for land–ocean contrasts in global monsoon trends in a warming climate. Clim. Dynam., **39**, 1137–1147, doi: 10.1007/s00382-011-1270-3.

Fasullo, J.T., and K.E. Trenberth. 2012.A less cloudy future: The role of subtropical subsidence in climate sensitivity. *Science*, **338**, 792-794.

Fuentes-Franco, R., E. Coppola, F. Giorgi, F. Graef, and E. G. Pavia. 2014a. Assessment of RegCM4 simulated inter-annual variability and daily-scale statistics of temperature and precipitation over Mexico. *Clim. Dynam*., 42, 629–647, doi: 10.1007/s00382-013-1686-z.

Fuentes-Franco, R., E. Coppola, F. Giorgi, E. G. Pavía, G.T. Diro and F. Graef. 2014b. Inter-annual variability of precipitation over Southern Mexico and Central America and its relationship to sea surface temperature from a set of future projections from CMIP5 GCMs and RegCM4 CORDEX simulations. *Clim. Dynam*., DOI 10.1007/s00382-014-2258-6.

Gamble, D.W., D.B. Parnell, and S. Curtis. 2008. Spatial variability of the Caribbean mid-summer drought and relation to north Atlantic high circulation. *Int. J. Climatol*., **28**(3), 343-350.

García-Cueto, R., T. Cavazos, P. de Grau, and N. Santillán-Soto. 2014. Analysis and modeling of extreme temperatures in several cities in northwestern Mexico under climate change conditions. *Theoretical and Applied Climatology*, **116**, 211-225. DOI: 10.1007/s00704-013-0933-x.

Garner, S.T., I.M. Held, T. Knutson, and J. Sirutis. 2009. The roles of wind shear and thermal stratification in past and projected changes of Atlantic tropical cyclone activity. *J. Climate*, **22**, 4723-4734.

Giorgi, F., and Coauthors. 2014. Changes in extremes and hydroclimatic regimes in the CREMA ensemble projections. *Climatic Change*, **125**, 39-51.

Gebremichael, M., E.R. Vivoni, C.J. Watts, and J.C. Rodriguez. 2007. Submesoscale Spatiotemporal Variability of North American Monsoon Rainfall over Complex Terrain. *J. Climate*, **20**, 1751-1773. doi: 10.1175/JCLI4093.1

Groisman, P.Y., R.W. Knight, T.R. Karl, D.R. Easterling, B. Sun and J.H. Lawrimore. 2004. Contemporary changes of the hydrological cycle over the contiguous United States: trends derived from in situ observations. *J. Hydrometeorol*., **5**, 64-85.

Gualdi, S., E. Scoccimarro, and A. Navarra. 2008. Changes in tropical cyclone activity due to global warming: Results from a Hihg-Resolution Coupled General Circulation Model. *J. Climate*, **21**, 5204-5228.

Gutzler, D.S., and Coauthors. 2005. The North American Monsoon Model Assessment Project: Integrating numerical modeling into a field-based process study. *Bull. Amer. Meteorol. Soc*., **86**, 1423–1429.

Gutzler, D.S., and Coauthors. 2009. Simulations of the 2004 North American Monsoon: NAMAP2. *J. Climate*, **22**, 6716–6740.

Herrera, E., V. Magaña and E. Caetano. 2014. Air–sea interactions and dynamical processes associated with the midsummer drought. *Int. J. Climatology*. DOI: 10.1002/joc.4077.

Hidalgo, H.G., Amador, J.A., Alfaro, E.J., Quesada, B. 2013. Hydrological climate change projections for Central America. *J. Hydrology*, **495**, 94-112. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.05.004.

Higgins, R. W., Y. Yao, and X. L. Wang. 1997. Influence of the North American monsoon system on the U.S. summer precipitation regime. *J. Climate*, **10**, 2600–2622.

Higgins, R.W., K.C. Mo, and Y. Yao. 1998. Interannual variability of the United States summer precipitation regime with emphasis on the southwestern monsoon. *J. Climate*, **11**, 2582–2606.

Higgins, R.W. and W. Shi. 2000. Dominant factors responsible for the interannual variability of the Summer Monsoon in the Southwestern Unites States. *J. Climate*, **13**, 759-776.

Hu, Q. and S. Feng. 2008. Variation of the North American Summer Monsoon Regimes and the Atlantic Multidecadal Oscillation. *J. Climate*, **21**, 2371-2383.

IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.

Jiang, X., E. D. Maloney, J. L. Li, and D. E. Waliser. 2013. Simulations of the eastern North Pacific intraseasonal variability in CMIP5 GCMs. *J. Climate*, 26, 3489–3510, doi:10.1175/JCLI-D-12-00526.1.

Karnauskas, K.B., R. Seager, A. Giannini, and A.J. Busalacchi. 2013. A simple mechanism for the climatological midsummer drought along the Pacific coast of Central America. *Atmósfera*, **26**(2), 261-281.

Kennett, D. J. y colaboradores. 2012. Development and disintegration of Maya political system in response to climate change. *Science*, **338** (6108), 788-791.

Keyantash, J., and J.A. Dracup. 2002.The quantification of drought: An evaluation of drought indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc*., **83**, 1167-1180.

Kharin, V. V., F. W. Zwiers, X. Zhang, and M. Wehner. 2013. Changes in temperature and precipitation extremes in the CMIP5 ensemble. *Climatic Change*, **119**, 345-357. DOI 10.1007/s10584-013-0705-8.

Knudsen, M.F., M.-S. Seidenkrantz, B.H. Jacobsen, and A. Kuijpers. 2011. Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years. *Nature Commun*, **2**, 178.

Knutson, T.R., J.J. Sirutis, S.T. Garner, G.A. Vecchi, and I.M. Held. 2008. Simulated reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first-century warming conditions. *Nat. Geosci.*, **1**, 359-364.

Knutson, T.R., and Coauthors. 2010. Tropical cyclones and climate change. *Nat. Geosci.*, **3**(3), 157–163.

Kozar, M. E., and V. Misra. 2013. Evaluation of twentieth-century Atlantic Warm Pool simulations in historical CMIP5 runs. *Clim. Dynam.*, **41**:2375–2391

Langford, S., S. Stevenson, and D. Noone. 2014. Analysis of low-frequency precipitation variability in CMIP5 historical simulations for southwestern North America. *J. Climate*, **27**(7): 2735-2756. doi:10.1175/JCLI-D-13-00317.1.

Lee, M.-I., and Coauthors. 2007. Sensitivity to horizontal resolution in the AGCM simulations of warm season diurnal cycle of precipitation over the United States and northern Mexico. J. Climate, 20, 1862–1881.

Leoloup, J., and A. Clement. 2009. Why is there a minimum in projected warming in the tropical North Atlantic Ocean? Geophys. Res. Lett., 36, L14802, doi: 10.1029/2009GL038609.

Lu, J., G. Chen, and D.M.W. Frierson. 2010.The position of the midlatitude storm track and eddy-driven westerlies in aquaplanet AGCMs. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 3984-4000.

Magaña, V., J. A. Amador, and S. Medina. (1999).The Mid-Summer Drought over México and Central America. *J. Climate*, **12**, 1577-1588.

Magaña, V., J.L. Pérez, J.L. Vázquez, E. Carrisoza y J. Pérez. 2004. El Niño y el clima. En: *Los impactos de El Niño en México*, V. Magaña (ed.), Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, 229 pp.

Magaña, V. and E. Caetano. 2005. Temporal evolution of summer convective activity over the Americas warm pools. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02803, doi: 10.1029/2004GL021033.

Maloney, E., and Coauthors. 2014. North American climate in CMIP5 experiments. Part III: Assessment of twenty-first-century projections. *J. Climate*, **27**(6), 2230–2270, doi:10.1175/JCLI-D-13-00273.1.

Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, V., Wallace, J.M., Francis, R.C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 1069–1079.

Martínez, J. 2013. Representación de la sequía intra-estival para el sur de México y Centroamérica con datos ERA-Interim reanálisis, con énfasis en la circulación en superficie. *Tesis de Maestría*, Posgrado en Ciencias en Oceanografía Física, CICESE, 65 pp.

Martínez-Sanchez, J.N. and T. Cavazos. 2014. Eastern Tropical Pacific hurricane variability and landfalls on Mexican coasts. *Climate Res.*, **58**, 221-234.

McDonald, R. E., D. G. Bleaken, D. R. Cresswell, V. D. Pope, and C. A. Senior. 2005. Tropical storms: representation and diagnosis in climate models and the impacts of climate change. *Clim. Dynam.*, **25**, 19-36.

Meehl, G.A., and A. Hu. 2006. Megadroughts in the Indian monsoon region and southwest North America and a mechanism for associated multidecadal Pacific sea surface temperature anomalies. *J. Clim.*, **19**, 1605-1623.

Méndez, M. and V. Magaña. 2010. Regional Aspects of Prolonged Meteorological Droughts over Mexico and Central America. *J. Climate*, **23**, 1175-1188.

Mendoza, B., V. García-Acosta, V. Velasco, E. Jáuregui, and R. Díaz-Sandoval. 2007. Frequency and duration of historical droughts from the 16th to the 19th centuries in the Mexican Maya lands, Yucatan Peninsula. *Climatic Change*, **83**, 151-168.

Mendoza, V.M., B. Oda, R. Garduño, E.E. Villanueva, and J. Adem. 2014. Simulation of the PDO effect on the North America summer climate with emphasis on Mexico. *Atm. Res.*, 137, 228-244.

Met Office. 2011. Climate: observations, projections and impacts: Mexico. Met Office, University of Nottingham, pp. 149.

Mitchell, D.L., D. Ivanova, R. Rabin, T.J. Brown, and K. Redmond. 2002. Gulf of California Sea Surface Temperatures and the North American Monsoon: Mechanistic Implications from Observations. *J. Climate*, **15**, 2261-2281.

Mo, K. C., J.-K. Schemm, H. Juang, and R. W. Higgins. 2005. Impact of model resolution on the prediction of summer precipitation over the United States and Mexico. *J. Climate*, **18**, 3910–3927.

Mo, K.C., E. Rogers, W. Ebisuzaki, R.W. Higgins, J. Woollen, and M.L. Carrera. 2007. Influence of the North American Monsoon Experiment (NAME) 2004 Enhanced Soundings on NCEP Operational Analyses. *J. Climate*, **20**, 1821-1842.

Montero-Martínez, M., y J. L. Pérez-López. 2008. Regionalización de proyecciones climáticas en México de precipitación y temperatura en superficie usando el método REA para el siglo XXI. En: *Efectos del Cambio Climático en los Recursos Hídricos de México*. P. F. Martínez y A. Aguilar, Eds., Vol. 2, IMTA, 11–21.

Mosiño, P. y E. García. (1968). Evaluación de la sequía intraestival en la República Mexicana. Colegio de Postgraduados, Esc. Nal. de Agricultura, Chapingo.

Murakami, H., and B. Wang. 2010. Future change of North Atlantic tropical cyclone tracks: Projection by a 20-km-mesh Global Atmospheric **Model**. *J. Climate*, **23**, 2699-2721.

Neelin, J.D., B. Langenbrunner, J.E. Meyerson, A. Hall, and N. Berg. (2013). California winter precipitation change under global warming in CMIP5 models. *J. Clim.*, **26**, 6238-6256

Oouchi, K., J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, S. Kusunoki, and A. Noda. 2006. Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh Global Atmospheric Model: Frequency and wind intensity analyses. *J. Meteorol. Soc. Jpn*, **84(**2), 259-276.

Pavía, E.G. and A. Badan. 1998. ENSO modulates rainfall in the Mediterranean Californias. *Geophys. Res. Lett.*, **25**(20), 3855-3858.

Pavía, E.G., F. Graef, J. Reyes. 2006. PDO-ENSO effects in the climate of Mexico. *J. Climate*, **19**, 6433–6438.

Pavía, E.G. 2009. The relationship between Pacific Decadal and Southern Oscillations: Implications for the climate of northwestern Baja California. *Geofísica Internacional*, **48**(4), 385-389.

Pazos, M., and B. Mendoza. 2013. Landfalling tropical cyclones along the Eastern Pacific Coast between the sixteenth and twentieth centuries. *J. Climate*, **26**, 4219-4230.

Peralta-Hernández, A.R., L.R. Barba-Martínez, V.O. Magaña-Rueda, A.D. Matthias, and J.J. Luna-Ruíz. (2008). Temporal and spatial behavior of temperature and precipitation during the canícula (midsummer drought) under El Niño conditions in central México. *Atmósfera*, **21**(3), 265-280.

Pérez, E.P., V. Magaña, E. Caetano, and S. Kusunoki. 2014. Cold surge activity over the Gulf of Mexico in a warmer climate. *Frontiers in Earth Science*, **2**, Article 19, 1-10.

Polade, S.D., A. Gershunov, D.R. Cayan, M.D. Dettinger, D.W. Pierce. 2013. Natural climate variability and teleconnections to precipitation over the Pacific-North American region in CMIP3 and CMIP5 models. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2296-2301. doi:10.1002/grl.50491.

Raga, G.B., B. Bracamontes-Ceballos, L.M. Farfán, and R. Romero-Centeno. 2013. Landfalling tropical cyclones on the Pacific coast of Mexico: 1850-2010. *Atmósfera*, **26**(2), 209-220.

Rauscher, S.A., F. Giorgi, N.S. Diffenbaugh, A. Seth. 2008. Extension and intensification of the Meso-American mid-summer drought in the twenty-first century. *Clim. Dynam.*, **31** (5), 551-571.

Rauscher, S.A., F. Kucharski, D.B. Enfield. 2011. The role of regional SST warming variations in the drying of Meso-America in future climate projections. *J. Climate*, **24**(7), 2003-2016.

Romero-Centeno, R., J. Zavala-Hidalgo, A. Gallegos, and J.J. O'Brien. 2003. Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *J. Climate*, **16**, 2628-2639.

Romero-Centeno, R., J. Zavala-Hidalgo, and G. B. Raga. (2007). Midsummer gap winds and low-level circulation over the Eastern Tropical Pacific. *J. Climate*, **20**(15), 3768-3784.

Saleeby, S.M., and W.R. Cotton. 2004. Simulations of the North American Monsoon System. Part I: Model Analysis of the 1993 Monsoon Season. *J. Climate*, **17**, 1997-2018.

Schemm, J-K., R.W. Higgins, L. Long, and W. Shi. 2009.The North American Monsoon Forecast Forum at CPC and Assessment of the NCEP CFS GC. *5th Symposium on Southwest Hydrometeorology*. Albuquerque, New Mexico.

Seager, R., and Coauthors. 2007. Model projections of an imminent transition to a more arid climate in southwestern North America. *Science*, **316**, 1181-1184, doi: 10.1126/science.1139601.

Seager, R., R. Burgman, Y. Kushnir, A. Clement, E.R. Cook, N. Naik, and J. Miller. 2008. Tropical Pacific forcing North American Medieval megadroughts: testing the concept with an atmosphere model forced by coral reconstructed SSTs. *J. Clim.*, **21**, 6175-6190.

Seager, R., M. Ting, M. Davis, M. Cane, N. Naik, J. Nakamura, C. Li, E.R. Cook and D.W. Stahle. 2009. Mexican Drought: An observational modeling and tree ring study of variability and climate change. *Atmósfera*, **22**, 1-31.

Seth, A., S.A. Rauscher, M. Rojas, A. Giannini, and S.J. Camargo. 2011. Enhanced spring convective barrier for monsoons in a warmer world? *Climatic Change*, **104**, 403-414.

Seth, A., S.A. Rauscher, M. Biasutti, A. Giannini, and S.J. Camargo. 2013. CMIP5 Projected changes in the annual cycle of precipitation in monsoon regions. *J. Climate*, **26**, 7328-7351.

Sheffield, J., and Coauthors. 2013a. North American Climate in CMIP5 Experiments. Part I: Evaluation of Historical Simulations of Continental and Regional Climatology. *J. Climate*, **26**, 9209-9245.

Sheffield, J., and Coauthors. 2013b. North American Climate in CMIP5 Experiments. Part II: Evaluation of Historical Simulations of Intraseasonal to Decadal Variability. *J. Climate*, **26**, 9247-9290.

Sheppard, P. R., A. C. Comrie, G. D. Packin, K. Angersbach, and M. K. Hughes. 2002.The climate of the U.S. southwest. *Climate Res.*, **21**, 219–238.

Small, R.J.O., S.P. de Szoeke, and S.-P. Xie. 2007. The Central American Midsummer Drought: Regional aspects and large-scale forcing. *J. Climate*, **20**(19), 4853-4873.

Shuttleworth, W.J. (1993). Evaporation. In: D.R. Maidment (ed.) *Handbook of Hydrology*. McGraw Hill, N.Y., 4.1-4.53.

Stahle, D.W., F.K. Fye, E.R. Cook, and R.D. Griffin. 2007. Tree-ring reconstructed megadroughts over North America since 1300 AD. *Clim. Change*, **83**, 133-149.

Steinhoff, D. F., A. J. Monagham, and M. P. Clark. 2014. Projected impact of twenty-first century ENSO changes on rainfall over Central America and northwest South America from CMIP5 AOGCMs. *Clim. Dyn*., DOI 10.1007/s00382-014-2196-3.

Sugi, M., H. Murakami, and J. Yoshimura. 2009. A reduction in global tropical cyclone frequency due to global warming. *SOLA*, **5**, 164-167.

Taboada, M., y R. Oliver. 2009. La sequía intraestival, una manifestación de cambio climático en el estado de Morelos, México. *Investigación Agropecuaria*, **6**(1), 51-62.

Torres-Alavez, A., T. Cavazos, C. Turrent. 2014. Land-sea thermal contrast and intensity of the North American Monsoon under climate change conditions. *J. Climate*, **27**(12), 4566-4580.

Tory, K., S. Chand, R. Dare, and J. McBride. 2013. An assessment of a model-, grid- and basin-independent tropical cyclone detection scheme in selected CMIP3 global climate models. *J. Clim*., doi:10.1175/JCLI-D-12-00511.1.

Trenbert, K.E., A. Dai, G. Van der Scrier, P.D. Jones, J. Barichivich, K.R. Briffa, and J. Sheffield. 2013. Global warming and changes in drought. *Nature Climate Change*, **4**, 17-22.

Vecchi, G.A., and B.J. Soden. 2007. Effect of remote sea surface temperature change on tropical cyclone potential intensity. *Nature*, **450**, 1066-70.

Webster, P. J., G. J. Holland, J. A. Curry, and H. R. Chan. 2005. Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, **309**, 1844–1846, doi:10.1126/science.1116448.

Wehner, M. F. 2012. Very extreme seasonal precipitation in the NARCCAP ensemble: model performance and projections. *Clim. Dynam.*, **32**:241–247, doi: 10.1007/s00382-012-1393-1.

Xu, J., X. Gao, W.J. Shuttleworth, S. Sorooshian, and E.E. Small. 2004a. Model Climatology of the North American Monsoon Onset Period during 1980-2001. *J. Climate*, **17**, 3892-3906.

Xu, J., W.J. Shuttleworth, X. Gao, S. Sorooshian, and E.E. Small. 2004b. Soil moisture-precipitation feedback on the North American monsoon system in the MM5-OSU model. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **130**, 2873-2890.

Yamada, Y., K. Oouchi, M. Satoh, H. Tomita, and W. Yanase. 2010. Projection of changes in tropical cyclone activity and cloud height due to greenhouse warming: Global cloud-system-resolving approach. Geophys. Res. Lett., 37, L07709.

Yang, Z-L., D. Gochis, and W.J. Shuttleworth. 2001. Evaluation of the simulations of the North American monsoon in the NCAR CCM3. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1211–1214.

Yang, Z-L., D. Gochis, W.J. Shuttleworth, and G-Y. Niu. 2003.The impact of sea surface temperature on the North American monsoon: A GCM study. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2002GL015628.

Zhao, M., I.M. Held, S.-J. Lin, and G.A. Vecchi. 2009. Simulations of global hurricane climatology, interannual variability, and response to global warming using a 50-km resolution GCM. *J. Climate*, **22**, 6653-6678.

Zhu, C., D.P. Lettenmaier, and T. Cavazos. 2005. Role of Antecedent Land Surface Conditions on North American Monsoon Rainfall Variability. *J. Climate*, **18**, 3104-3121.

Zhu, C., T. Cavazos, and D.P. Lettenmaier. 2007. Role of Antecedent Surface Conditions in Warm Season Precipitation over Northwestern Mexico. *J. Climate*, **20**, 1774-1791.

Zhu, C.M., and D.P. Lettenmaier. 2007. Long-term climate and derived surface hydrology and energy flux data for Mexico: 1925-2004. *J. Clim.*, **21**, 1936-1946. Clim., 21, 1936-1946.

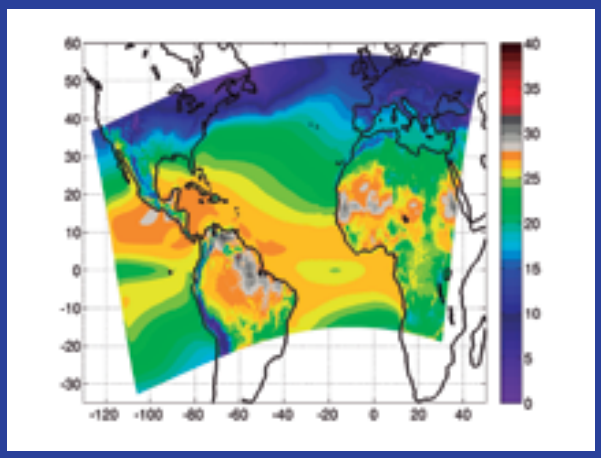
Coordinadores del Proyecto:

Carlos Gay y García / José Clemente Rueda Abad

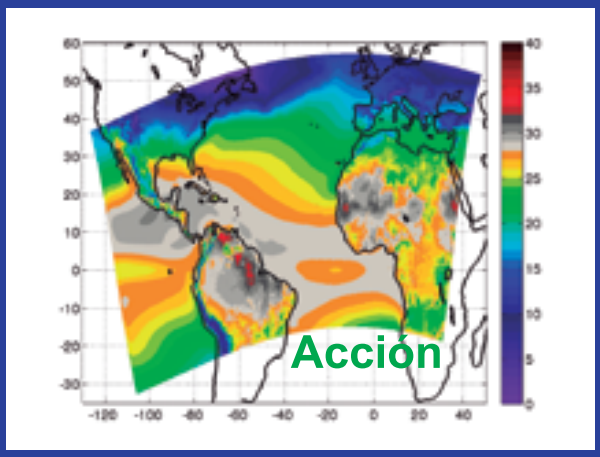
Grupo I

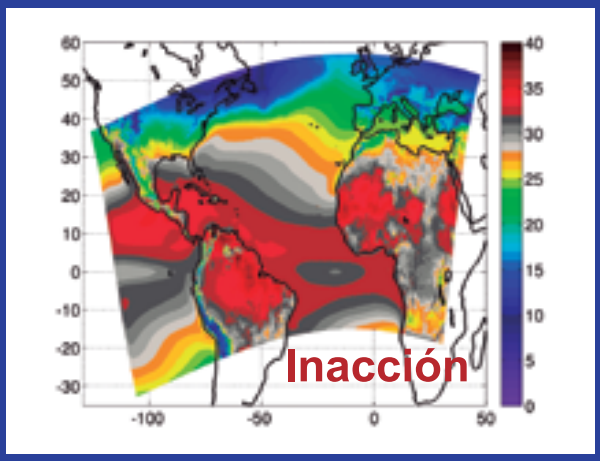
Bases científicas. Modelos y modelación

Coordinación del grupo I: Benjamín Martínez López



Temperaturas medias simuladas por un modelo climático regional en el CCA - Benjamín Martínez López





Editores:

Carlos Gay y García / Angelina Cos Gutiérrez / C. Tatiana Peña Ledón

REPORTE MEXICANO DE CAMBIO CLIMÁTICO
Grupo I Bases científicas. Modelos y modelación