

Interfases de agua dulce y agua salobre en la región Mérida-Progreso, Yucatán

• Hermann Rocha* • Antonio Cardona •
Universidad Autónoma de San Luis Potosí, México

*Autor de correspondencia

• Eduardo Granielt •
Universidad Autónoma de Yucatán

• Catalina Alfaro • Javier Castro •
Universidad Autónoma de San Luis Potosí, México

• Thomas Rüde •
RWTH Aachen University, Germany

• Eduardo Herrera • Lisa Heise •
Universidad Autónoma de San Luis Potosí, México

Resumen

Rocha, H., Cardona, A., Granielt, E., Alfaro, C., Castro, J., Rüde, T., Herrera, E., & Heise, L. (noviembre-diciembre, 2015). Interfases de agua dulce y agua salobre en la región Mérida-Progreso, Yucatán. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 6(6), 89-112.

La población en la región Mérida-Progreso, Yucatán, México, depende totalmente del agua subterránea que es obtenida de un acuífero kárstico costero, vulnerable a la contaminación antropogénica y natural por los efectos de la intrusión salina. El objetivo de estudio fue describir, espacial y temporalmente, el comportamiento de las interfases de agua dulce y agua salobre ante eventos de precipitación, y proponer alternativas que ayuden a explicar la respuesta observada y su relación con el principio de Ghyben-Herzberg. Se utilizó una red de 26 pozos de observación para determinar elevaciones del nivel del agua y cambios en la conductividad eléctrica en las interfases mediante mediciones manuales y una red automatizada. Los resultados indican que en general existe una respuesta rápida (del orden de horas) del nivel freático a la precipitación, por ejemplo un incremento de 19 cm en la elevación del nivel del agua al occidente de Mérida y un comportamiento irregular de las elevaciones de las interfases de agua salina (decremento de $570 \mu\text{mhos}\cdot\text{cm}^{-1}$) y salobre ante eventos de precipitación (60 mm). De acuerdo con los resultados obtenidos, el principio de Ghyben-Herzberg no es aplicable para la determinación de la posición de la interfase de agua salina en la región. Finalmente, se definieron espesores de agua dulce bajo la zona urbana de Mérida para las temporadas de lluvia (33 m) y estiaje (31.5 m), y un espesor promedio de 26 m al norte de Mérida a 15 km de la línea de costa donde no hay una variación entre ambos periodos.

Palabras clave: agua subterránea, karst, agua dulce, agua salobre, principio de Ghyben-Herzberg, conductividad eléctrica, Mérida-Progreso, Yucatán.

Abstract

Rocha, H., Cardona, A., Granielt, E., Alfaro, C., Castro, J., Rüde, T., Herrera, E., & Heise, L. (November-December, 2015). Fresh/Brackish Water Interfaces in the Merida-Progreso Region, Yucatan. *Water Technology and Sciences (in Spanish)*, 6(6), 89-112.

A coastal karstic aquifer highly exposed to anthropogenic pollution and seawater intrusion is the main water supply source for Merida-Progreso inhabitants (Yucatan, Mexico). In this investigation fresh/brackish water interface changes linked to precipitation events were identified and correlated with the Ghyben-Herzberg principle. Water level elevations and electrical conductivity values were manual and automatic recorded in a 26 wells monitoring network. Results indicate a fast water level increase (hours) to precipitation events, for example a 19 cm water level increase and $570 \mu\text{mhos}\cdot\text{cm}^{-1}$ decrease measured at the fresh/brackish water interface were recorded in an observation well located west of Merida city less than 24 hours after a 60 mm rainfall. Predictions using the Ghyben-Herzberg principle do not correlate with in-situ measurements. Actual thickness of the freshwater lens change from rainy (33 m) to dry (31.5 m) season below Merida city, minor thickness changes along the year were identified north to Merida city (26 m freshwater lens thickness).

Keywords: Groundwater, karst, Freshwater, Brackish water, Ghyben-Herzberg principle, Electrical conductivity, Merida-Progreso, Yucatan.

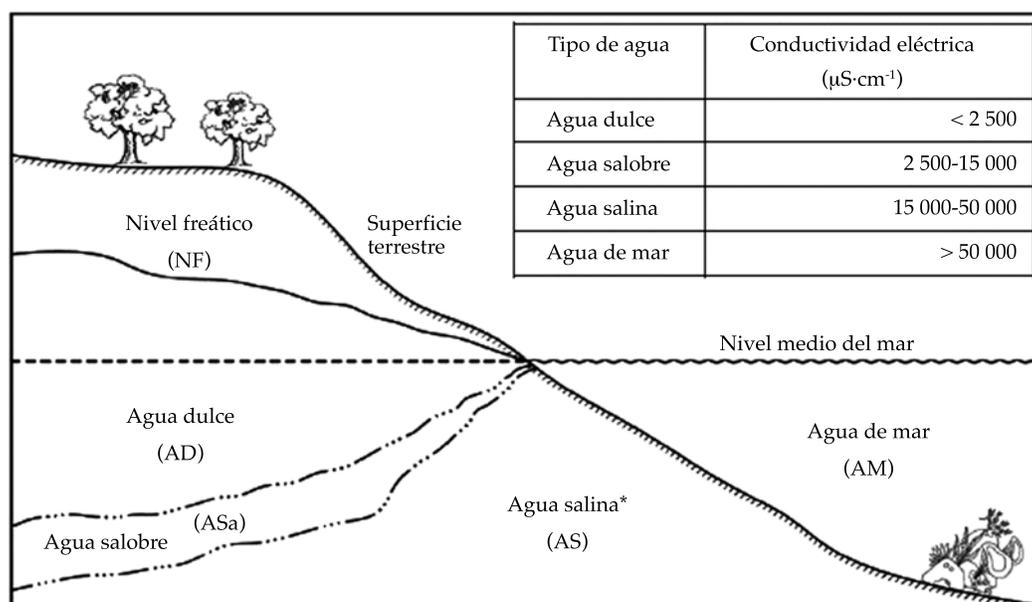
Recibido: 14/01/2015
Aceptado: 08/07/2015

Introducción

Las aguas subterráneas han sido desde tiempos remotos una fuente importante de abastecimiento de las necesidades de agua del hombre (Custodio & Llamas, 1976). Aunque su uso intensivo y contaminación representan problemas frecuentes, la interacción agua dulce (AD)-agua de mar (AM) crea un problema único con respecto a la sostenibilidad del agua subterránea, denominado intrusión salina (IS). Este fenómeno consiste en la entrada de AM en los acuíferos de AD, generando cambios en la cantidad y calidad de la descarga subterránea hacia los sistemas costeros (Barlow & Reichard, 2010). Como consecuencia, los acuíferos costeros se caracterizan por variaciones de salinidad con respecto al espacio y tiempo, condición que justifica un tratamiento de investigación especial en las características de flujo, calidad y manejo (Post & Abarca, 2009). México, al igual que muchos otros países en el mundo, dispone de grandes longitudes de costas. El desarrollo

de diversas actividades económicas, genera un aprovechamiento de agua subterránea que origina constantes cambios en las relaciones AD-agua salina (AS) (Custodio & Llamas, 1976). El análisis de la relación entre el AD-AS (figura 1) en las regiones costeras crea un estado de equilibrio llamado interfase de agua salobre (ASa); su ubicación y dimensiones dependen de las características hidrogeológicas y densidad del AM. La interfase es dinámica y depende de variaciones en la recarga y extracción (Custodio & Llamas, 1976).

Los medios kársticos cubren entre 12% (KWI, 2008) y 25% (Ford & Williams, 2007; LaMoreaux, Powell, & LeGrand, 1997) de la superficie total continental del planeta; 25% de la población total mundial es abastecida de forma parcial o completa con agua captada en este tipo de acuíferos (Darnault, 2008; Green, Painter, Sun, & Worthington, 2006), como es el caso del estado de Yucatán. Los acuíferos kársticos costeros presentan un gran interés debido a que su descarga natural sostiene diversos ecosistemas costeros



* De composición similar al agua de mar, pero que ha interactuado por largo tiempo con el medio geológico y que subyace al agua salobre.

Figura 1. Definición general de tipos de agua en acuíferos costeros aplicable para esta publicación.

(manglares y humedales, entre otros) y a que se captan para el abastecimiento de la población. En estos medios calcáreos se desarrollan procesos geoquímicos que pueden acelerar el incremento de la permeabilidad secundaria a través de la disolución de conductos. Aplicando principios químicos termodinámicos, se ha demostrado que la simple mezcla de dos aguas en equilibrio o incluso sobresaturadas con respecto a la calcita, puede dar lugar a una mezcla subsaturada con respecto a ese mineral (Hanshaw & Back, 1979). Las observaciones directas corroboran que hay un aumento de karstificación dentro de la interfase de ASa. Además, en la físico-química de la interacción agua/acuífero juegan un papel importante los procesos de intercambio iónico (Ca/Na), así como la dolomitización o aumento de la fracción magnésiana de las calizas, y que además pueden ser variables en el transcurso del año, al variar la composición del AD (Fernández, Baquero, Lorca, & Verdejo, 2003).

En México, los mayores problemas de IS se ubican en los estados de Sonora, Baja California y Baja California Sur, mientras que problemas de menor magnitud se han identificado en la Península de Yucatán (PY), Veracruz, Sinaloa y Nayarit (Barlow & Reichard, 2010). Se han reportado fenómenos de salinización debido a efectos diagenéticos por interacción con agua subterránea de baja salinidad, modificaciones en el régimen de flujo como consecuencia del bombeo y efluentes percolados producidos por actividades agrícolas en el acuífero costero Valle de Santo Domingo, Baja California Sur (Cardona, Carrillo-Rivera, Huizar-Álvarez, & Ganiel-Castro, 2004); problemas de IS en más de 30 km tierra adentro en el acuífero Costa de Hermosillo, Sonora (Rangel, Monreal, Morales, & Castillo, 2002); y afectaciones en la calidad del agua en sitios de abastecimiento de la ciudad de Ensenada a causa de la IS, como consecuencia del bombeo en el acuífero Maneadero, Baja California (Daesslé et al., 2005). En todas estas investigaciones, no se identificó la ubicación de la interfase de AS. Debido a las altas conductividades hidráulicas de las planicies costeras del

Plioceno (10-86 000 m·día⁻¹, dependiendo de la escala de análisis) (Worthington & Ford, 2009), donde las elevaciones del nivel freático (NF) del AD son menores a 2 msnm, gran parte de la PY presenta efectos de IS (Bauer-Gottwein et al., 2011). La región Mérida-Progreso en el estado de Yucatán constituye un territorio muy importante donde el desarrollo agrícola, industrial y de servicios, aunado al incremento poblacional en las últimas décadas, ha repercutido en la necesidad de incrementar los caudales de extracción del agua subterránea (Ganiel, Morris, & Carrillo-Rivera, 1999; Bauer-Gottwein et al., 2011). Entre los problemas de la región, se tiene: a) no existen sistemas de alcantarillado, por lo que las aguas residuales se disponen mediante distintas formas en el subsuelo (Marín, Steinich, Pacheco, & Escolero, 2000); b) las profundidades NF son muy someras; c) existe una práctica ausencia de suelos; d) condiciones de karsticidad, y e) interacción con el AS. Esta combinación de factores ha provocado que el agua subterránea sea muy vulnerable a la contaminación antropogénica y natural.

En el estado de Yucatán han sido pocos los esfuerzos por caracterizar espacial y temporalmente el espesor de AD que sobreyace a un cuerpo de agua de mayor salinidad. La profundidad de la interfase de AS en la PY ha sido medida *in situ* en cenotes, pozos de observación, pozos y cuevas, mediante mediciones directas (perfiles de CE y temperatura), además de formas no invasivas utilizando técnicas geofísicas. Se han reportado estudios de variaciones mediante la realización de perfiles de conductividad eléctrica (CE) de la interfase de AS en el transecto Mérida-Progreso (Rodríguez, 2011) y la zona costera poniente del estado Palomo (2012). Isidro (2013) realizó una correlación de sondeos geofísicos electromagnéticos transitorios en dominio de tiempo y perfiles de CE para diversos transectos en la región Mérida-Progreso, definiendo la profundidad a la interfase de ASa. Schmidt (2012) realizó una prueba de bombeo de agua subterránea en un campo experimental de pozos ubicado en la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de

Yucatán (FIUADY), donde presenta los efectos en los cambios de la CE por el incremento de la elevación de la interfase de ASa en diferentes tiempos después de iniciado el bombeo.

El estudio de los movimientos e interacciones AD-AS pueden dividirse en dos categorías principales: a) aquellos que consideran a ambos fluidos inmiscibles (representación bifásica del flujo, aproximación de Dupuit, aproximación de Ghyben-Herzberg (G-H), representación de la interfase mediante elementos artificiales); y b) aquellos que admiten su miscibilidad (ecuación de flujo, ecuación de transporte de solutos, carácter de la ecuación de transporte del soluto, flujo dependiente de la densidad) (Jousma, Thorborg, & Verruijt, 1988). El principio de G-H postula que en un acuífero costero homogéneo e isótropo, la profundidad de la interfase de AS y el AD es directamente proporcional a la elevación del NF sobre el nivel medio del mar (Ghyben, 1888; Herzberg, 1901; Hubbert, 1940). La relación para un acuífero costero libre se expresa de la siguiente forma:

$$z = \frac{\rho_w}{\rho_s - \rho_w} h$$

(utilizada con valores de densidad medidos en laboratorio) (1)

$$z = 40 h \text{ (asumiendo } \rho_w = 1 \text{ g} \cdot (\text{cm}^3)^{-1} \text{ y } \rho_s = 1.025 \text{ g} \cdot (\text{cm}^3)^{-1}) \text{ (2)}$$

donde ρ_w representa la densidad del AD; ρ_s , la densidad del AS; z , la profundidad de la interfase de AS bajo el nivel del mar, y h es la carga hidráulica del AD sobre el nivel del mar. Una de las limitaciones de este principio es que asume condiciones hidrostáticas (no flujo) y no existe una zona de mezcla entre el AD-AS. Mientras que mediante mediciones de campo, algunos investigadores confirman la validez de este principio en algunas partes de la PY (Perry et al., 1989; Gondwe et al., 2010; Steinich & Marín, 1996; Marín, Perry, Essaid, & Steinich, 2004), otros encuentran variaciones significativas (Moore, Stoessell, & Easley, 1992; Escolero, Marín, Domínguez-Mariani, & Torres-Onofre, 2007).

A la fecha no se tienen registros sistemáticos en espacio y tiempo del espesor del lente de AD, por lo que el objetivo de este estudio consistió en definir para el periodo de tiempo “temporada de lluvias 2012-temporada de estiaje 2013” (18 meses) el espesor del lente de AD en la región Mérida-Progreso, Yucatán, reconociendo de manera cualitativa la relación de su respuesta ante eventos de precipitación (P) y proponiendo alternativas que ayuden a explicar las causas de los fenómenos que ocurren. Con base en esta investigación se pretende comprender el comportamiento espacial y temporal de las interfases de AD y ASa, en términos de cambios de espesor, además de verificar si éstos son compatibles con el principio de G-H.

Localización

La región Mérida-Progreso analizada, con una extensión aproximada de 1 700 km², se encuentra ubicada al noroeste del estado de Yucatán, México, dentro del área delimitada conocida como anillo de cenotes, principalmente en los municipios de Mérida y Progreso (figura 2), con una altitud máxima que oscila entre los 12 y 15 msnm en la zona sur. De acuerdo con INEGI (2009a, 2009b), los climas que predominan en la región de estudio son: a) hacia la zona sur (municipio de Mérida), cálido subhúmedo con lluvias en verano, de menor humedad, y semiseco (muy cálido y cálido), con una P media anual del orden de 1 100 mm y temperatura media anual entre 24°C y 28°C; y b) hacia la zona norte (municipio de Progreso y zona costera), clima seco y semiseco (muy cálido y cálido), con una P media anual de 700 mm y una temperatura promedio de 25 °C.

Geología

La geología de la región de estudio está constituida por rocas carbonatadas marinas de edad Terciaria y, rocas marinas y depósitos continentales del Cuaternario (Butterlin & Bonet, 1963; López, 1973; Brewerton, 1993; Herrera-Rendón, Cardona-Benavides, & Graniel-Castro, 2014).

El Terciario está representado por la Formación Carrillo Puerto (Oligoceno superior, Mioceno-Plioceno). Con base en estudios de muestras de roca de pozos hasta de 55 m de profundidad (Rivera-Armendáriz, 2014), la zona de estudio está representada por: a) depósitos de plataforma restringida, caracterizados por wackestone-grainstone de pellets y grainstone de ostrácos, asociados con foraminíferos bentónicos, pelecípodos, y algas verdes y azules; b) sistemas de bancos oolíticos/tras arrecife, conformados por grainstone de ooides y oncoides, asociados con fragmentos de corales tubulares, briozoarios y algas rojas, foraminíferos bentónicos y minerales de hierro; c) sistemas de parches arrecifales, conformados por framestone de algas rojas y corales tubulares, donde los constituyentes alquímicos asociados son foraminíferos bentónicos y planctónicos, pelecípodos, braquiópodos, algas rojas, pellets, ooides, dolomita y minerales de hierro; d) depósitos de plataforma abierta, constituida por wackestone de cianobacterias, bivalvos, foraminíferos (*Nummulites* sp.) y gasterópodos, packstone de bivalvos y grainstone de *Nummulites* sp., con briozoarios y algunos minerales de hierro. El Cuaternario en la zona próxima a Puerto Progreso se encuentra representado por una alternancia de calizas fosilíferas (grainstone-packstone), coquinas (boundstone), y calizas arcillosas (mudstone-wackestone), todas de tonalidad blanquecina a amarillenta, porosas y medianamente cementadas debido a la modificación textural inducida por las zonas de mezcla de AD-AS (Herrera-Rendón et al., 2014).

Marco hidrogeológico

Debido a que la PY es prácticamente plana y al paisaje kárstico, no existen escurrimientos superficiales. El almacenamiento y flujo del agua subterránea ocurre de manera regional en sistemas de grandes cavernas donde existe flujo de régimen turbulento. Las trayectorias de flujo preferencial son variables y se presentan en una gama de diferentes escalas clasificadas como fracturas de escala regional (10-100 km),

grandes conductos de disolución (1-10 km) y fracturas de pequeña escala y cavidades de disolución (decenas de metros) (Bauer-Gottwein et al., 2011). Asimismo, la distribución del agua subterránea se conceptualiza como la existencia de un lente de AD con un espesor entre 1 y 40 m, el cual se sitúa sobre una zona ASa de 2 a 20 m de espesor que sobreyace al AS, existiendo una constante interacción con la zona costera donde el agua salada penetra más de 40 km tierra adentro (Graniel et al., 1999; González-Herrera, Sánchez-y-Pinto, & Gamboa-Vargas, 2002). Con respecto al bombeo, Escolero et al. (2002) señalan que en Mérida se extraen aproximadamente $3.8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ y Conagua (2010) refiere que en todo el acuífero administrativo la extracción equivale a alrededor de 1.4% de la P promedio anual. En la región de estudio se tiene un acuífero kárstico de tipo libre; con base en la información generada en el presente estudio se determinó que la profundidad al nivel del agua varía de 6.50 a 9.50 m en la parte sur y de 2.50 a 4.00 m en la zona norte; las elevaciones del NF varían entre 0.50 y 2.00 msnm para la zona sur en las inmediaciones de Mérida, y entre -0.10 y 1.50 msnm en la zona norte a 11 km de la línea de costa; la dirección de flujo subterráneo general es de sur a norte y el gradiente hidráulico promedio es de $0.022 \text{ m} \cdot \text{km}^{-1}$. Los valores de conductividad hidráulica definidos y reportados para la región de estudio oscilan entre 9×10^{-4} y $1 \times 10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ en el campo de pozos Mérida I (Andrade-Briceño, 1984), 1.75×10^{-2} y $4.37 \times 10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ en el campo de pozos de la FIUADY (Schmidt, 2012), y 3×10^{-4} y $5 \times 10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ en la zona costera al oeste de Progreso (Reeve & Perry, 1990).

Metodología

Para el desarrollo de esta investigación se definieron de manera espacio-temporal las variaciones del nivel del agua en pozos y se identificaron los cambios en el espesor de AD mediante la realización de perfiles de CE, además de las variaciones de la CE mediante una red automatizada. Finalmente, se asoció el comportamiento de la P a los efectos presen-

tados en el nivel del agua y la CE en conjunto con la geología del subsuelo. La obtención de información se realizó en una red de monitoreo en 26 pozos de observación (PO) (figura 2), en los que fueron instalados 20 medidores automatizados para el registro de los niveles (PH), y 19 medidores de CE. La ubicación de medidores de CE se definió con base en la profundidad al inicio de la interfase de ASa; con la finalidad de identificar diferentes tipos de respuesta, algunos

se colocaron en el lente de AD, otros en la zona de ASa y unos más en el límite entre estas dos zonas. Todos los medidores generaron cuatro registros por día durante el periodo comprendido del 17 de junio de 2012 al 23 de noviembre de 2013 en los siguientes horarios: 00:00, 06:00, 12:00 y 18:00 horas. Se hicieron cuatro campañas de medición de perfiles de CE en los meses de agosto y noviembre de 2012, y enero y marzo de 2013 en todos los PO. Estos perfiles se realiza-

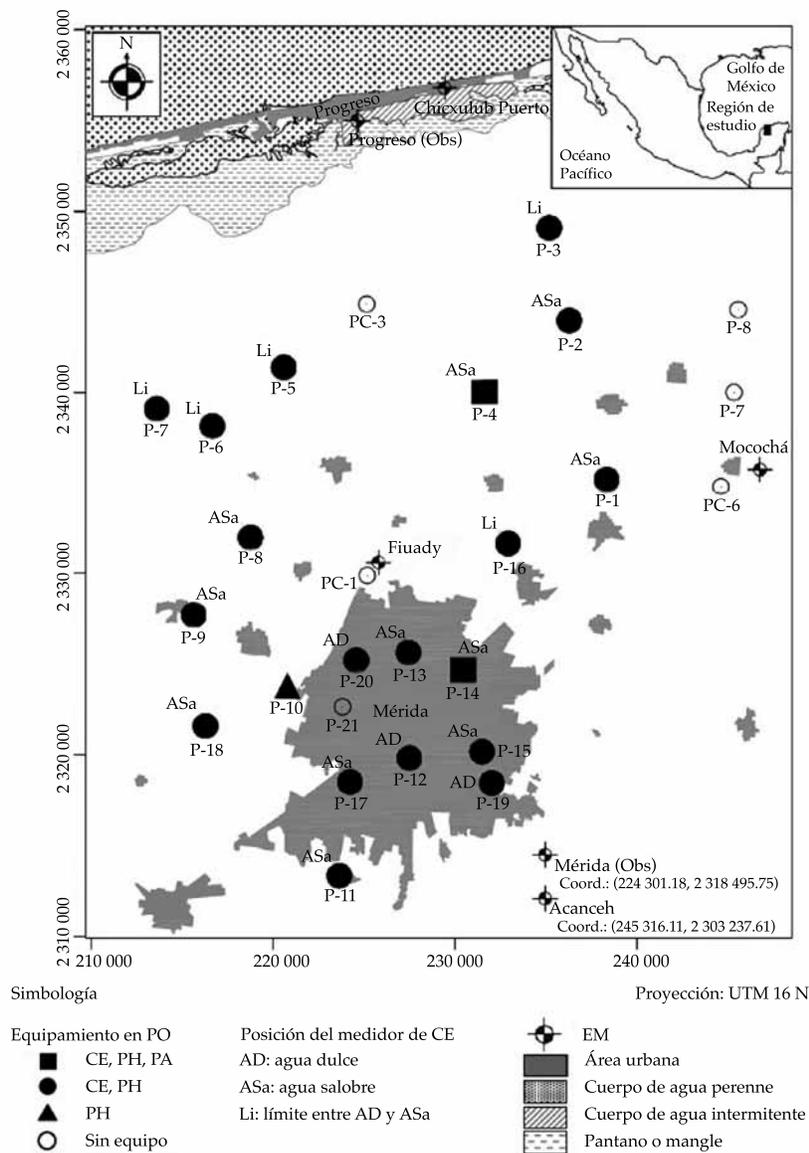


Figura 2. Localización y ubicación de pozos de observación y estaciones meteorológicas en la región de estudio.

ron lentamente (1 m/2 minutos) a cada metro de la columna de agua de cada pozo. En cada medición se dejó el sensor dos minutos antes del registro, para permitir que se estabilizara la lectura. Antes de cada medición y después del cambio de pilas del dispositivo mencionado, se calibraron los sensores de medición de CE con las soluciones estándar de $1\,413\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ y $5\,000\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Para obtener la presión atmosférica (PA) que permitiera corregir las presiones registradas para definir las variaciones del nivel del agua en los PO, se instalaron dos medidores automáticos con los cuales se cubrió la región de estudio. La información de P y temperatura media diarias de las estaciones meteorológicas (EM) Progreso Observatorio, Chicxulub Puerto, Mocochoá y Mérida Observatorio se obtuvieron de la Comisión Nacional del Agua (Conagua). Además, se tuvo información de la EM de la FIUADY. En todos los casos, los PO tienen una profundidad total entre 30 y 60 m, dependiendo de la distancia a la costa (menor profundidad conforme mayor cercanía a la costa), un diámetro de 0.25 m con

6 m de ademe liso y sello de concreto para evitar la infiltración directa de la superficie. Todos los PO se ubican a más de 1 km de distancia de pozos profundos en los que se capte más de 10 lps de agua subterránea, por lo que para efectos prácticos se considera que no están afectados por la extracción. También se hizo una comparación de las EIAS logradas por medición directa en los perfiles de CE y las calculadas con el principio de G-H utilizando las ecuaciones (1) y (2). Mediante un muestreo de agua subterránea y análisis de laboratorio (método gravimétrico) se obtuvieron las densidades del agua por diferencia de masas con picnómetros de vidrio de 50 ml, y balanza analítica a temperatura ambiente en las interfases de AD, ASa y AS.

Resultados y discusión

Respuesta del nivel freático a la precipitación. Debido a la presencia de cavidades y fracturas de dimensiones variadas, la respuesta del nivel freático a la P en acuíferos kársticos general-

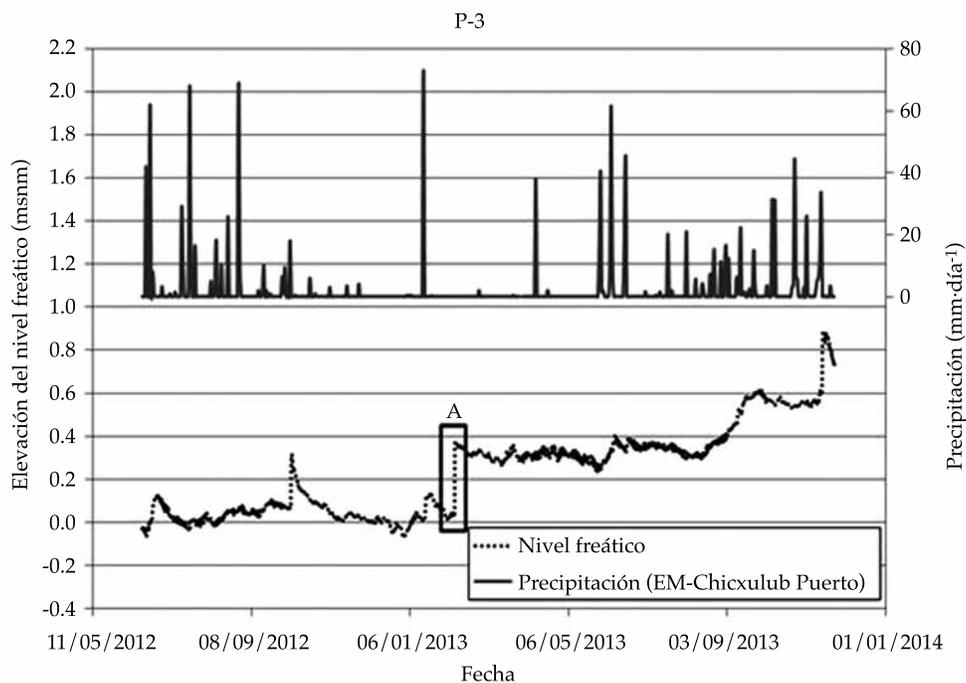


Figura 3. Gráfica de elevación del nivel freático/precipitación para P-3.

mente es muy rápida. En esta investigación, por primera vez se presenta esta relación de manera continua por un periodo de prácticamente año y medio. En la figura 3 se presenta la respuesta del nivel del agua en el P-3 (zona norte de la región de estudio) con respecto a la P; de acuerdo con la naturaleza kárstica del acuífero libre y que el NF se ubica a 3.73 m de profundidad, la respuesta del nivel del agua en el P-3 es notoria y rápida. El registro permite identificar también que el incremento del nivel del agua en el P-3 no sólo se asocia con la lluvia local, en el recuadro A se identifica un incremento notable del NF sin una relación directa con un evento de P registrada en la EM Chicxulub Puerto. Este efecto se presenta en la mayoría de los PO (información no presentada), y se debe a la recarga de agua subterránea que ocurrió en la región sur del sitio del PO. El pozo P-3 se ubica en zona norte, cerca de la zona de descarga natural de los sistemas de flujo, por lo que la recarga durante la temporada de lluvias de 2012 que se presentó en la zona sur del área, al fluir hacia la línea de costa, mantiene el nivel del agua entre 0.2 y 0.4 msnm desde febrero hasta septiembre 2013; la temporada de lluvias de 2013 incrementa posteriormente el nivel del agua hasta 0.8 msnm.

Relación con el principio de G-H. De acuerdo con el principio de G-H, la elevación del NF por efecto de la recarga natural derivada de la P debería producir la profundización de la interfase AS. Se utilizó una técnica indirecta para identificar este efecto, que consiste en registrar la CE en un punto ubicado ligeramente abajo del lente de AD, en la zona de ASa; conceptualmente el "efecto esperado" consiste en que la elevación del NF produzca una profundización del límite AD/ASa, AD/AS y por lo tanto una disminución de la CE. En la figura 4 se presentan los resultados que indican si con base en el principio de G-H se identificó a) el efecto esperado; b) el efecto contrario; c) ambos efectos, o d) ninguno de los anteriores. La naturaleza heterogénea del acuífero kárstico condicionó que se identificaran los cuatro escenarios previstos; la distribución espacial reportada en la figura 4 indica que no existe un patrón espacial que indique comportamientos afines.

En la figura 5, correspondiente al P-18, localizado al poniente de la zona urbana de Mérida y a una distancia de 33.31 km en dirección nortesur a la costa, se presenta el comportamiento análogo al esperado (recuadro A) de acuerdo con el principio de G-H en la relación NF/CE. Se puede observar que debido a una P registrada el 2 de octubre de 2012, el nivel del agua asciende de 0.86 a 1.05 msnm y la CE registrada en el medidor automático disminuye de manera inmediata (de 3 620 a 3 050 $\mu\text{mhos}\cdot\text{cm}^{-1}$); al comenzar a disminuir de manera paulatina el nivel del agua 0.04 m, la CE se incrementa con rapidez (3 610 a 4 125 $\mu\text{mhos}\cdot\text{cm}^{-1}$), aún más de su estado antes del evento de la P, y se estabiliza (en 3 440 $\mu\text{mhos}\cdot\text{cm}^{-1}$) cuando el nivel se ubica a 0.90 msnm. En el recuadro B se reporta un incremento súbito del nivel del agua sin un cambio análogo en la CE. Aun presentando el efecto esperado con base en el principio de G-H, el efecto de rebote y estabilización de la CE indica que la respuesta es compleja; las variaciones rápidas (del orden de 300 a 400 $\mu\text{mhos}\cdot\text{cm}^{-1}$) identificadas a lo largo del periodo de registro y que no corresponden con cambios en el nivel del agua del pozo son evidencia de que la zona de mezcla AD/ASa es muy dinámica en cuanto a las proporciones de mezcla de los miembros extremos.

En la figura 6, correspondiente al perfil de CE del P-18, se reporta la posición del medidor automatizado de CE en la zona de la interfase de ASa. Además, los perfiles de CE hechos en época de lluvias (agosto-noviembre de 2012) y estiaje (enero-marzo de 2013) indican de modo claro que el espesor del lente de agua dulce se mantiene relativamente constante a lo largo del año; es decir, la recarga natural no genera el incremento notable del espesor del lente de AD. Por ejemplo, para la fechas en que se llevaron a cabo los perfiles de CE, el 9 de agosto de 2012 el NF estaba a 0.75 msnm y el 13 de marzo de 2013 el NF estaba a 0.56 msnm; sin embargo, en el perfil de CE no existen cambios significativos en el espesor de AD en la columna de agua del pozo.

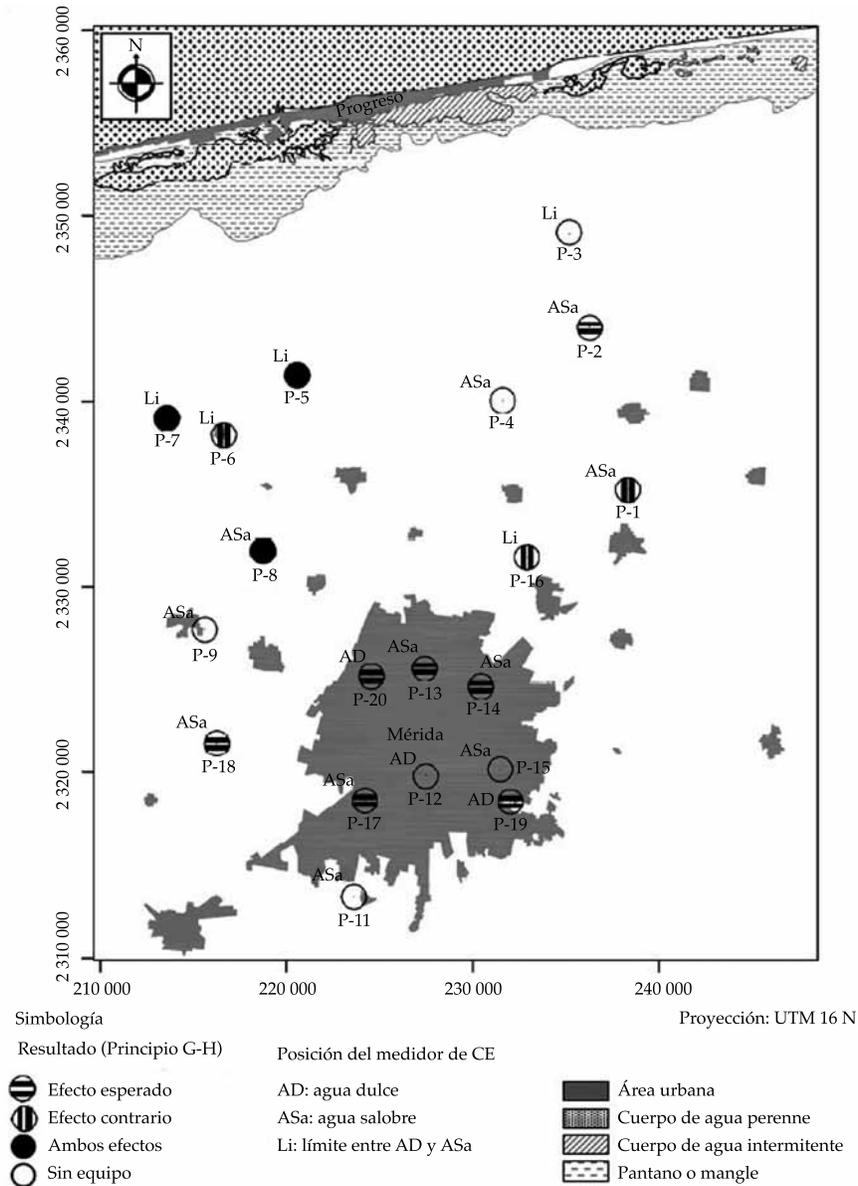


Figura 4. Interfase de agua salobre/precipitación y su relación con el principio de Ghyben-Herzberg.

En la figura 7, correspondiente al P-6 ubicado al noroeste de Mérida y a 16.77 km en dirección norte-sur a la costa, se observa el comportamiento contrario en la relación NF/CE con base en la analogía establecida con el principio de G-H. En los recuadros A, B y C, el nivel del agua asciende (de 0.37 a 0.63; de 0.23 a 0.78, y de 0.90 a 1.41 msnm, respectivamente) por efecto de la recarga natural a partir de la

P y la CE se incrementa (de 2 395 a 2 560; de 2 415 a 2 490, y de 2 450 a 2 535 $\mu\text{mhos}\cdot\text{cm}^{-1}$, respectivamente). Además, en D pueden observarse incrementos y decrementos del nivel del agua en el pozo sin efectos identificados en la CE. Las condiciones hidrogeológicas del medio kárstico correspondientes a la interfaz de ASa en el P-6 son diferentes a las del P-18; en el primero, en 5 m de espesor (de la elevación

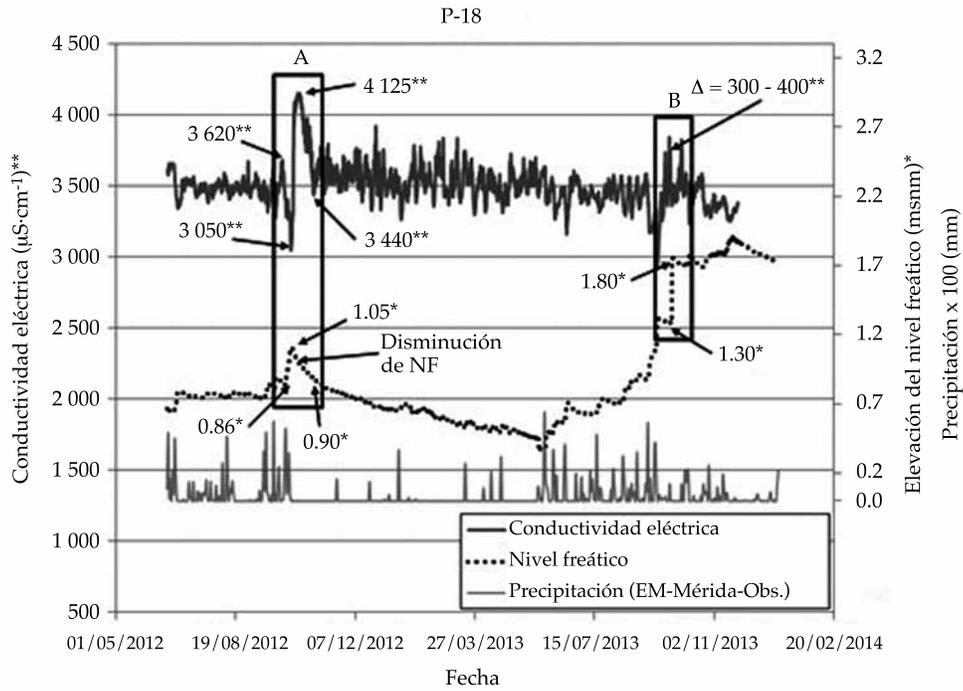


Figura 5. Elevación del nivel freático/conductividad eléctrica para P-18.

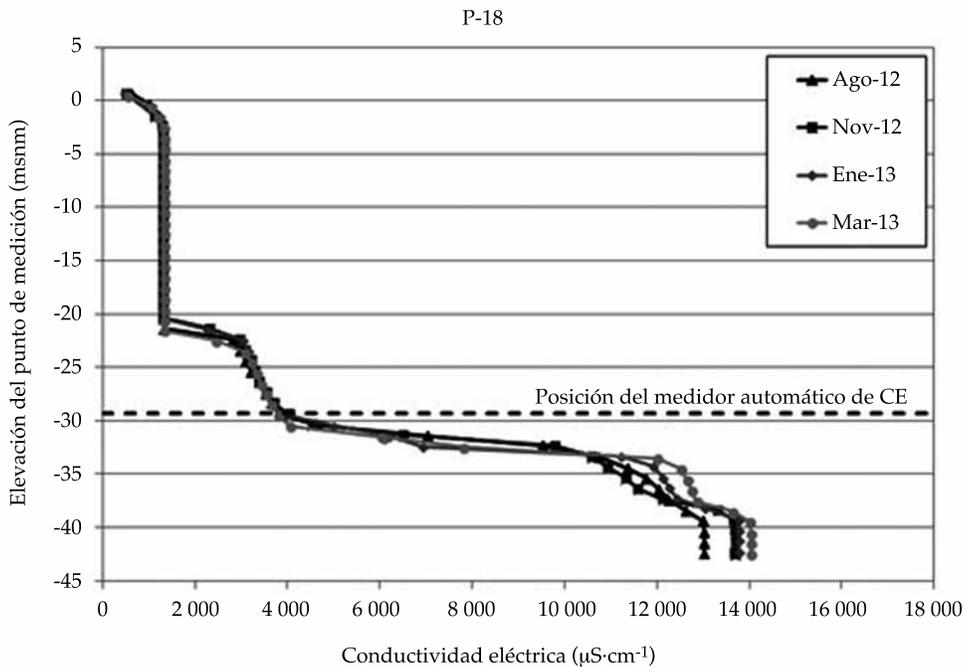


Figura 6. Perfil de conductividad eléctrica para P-18.

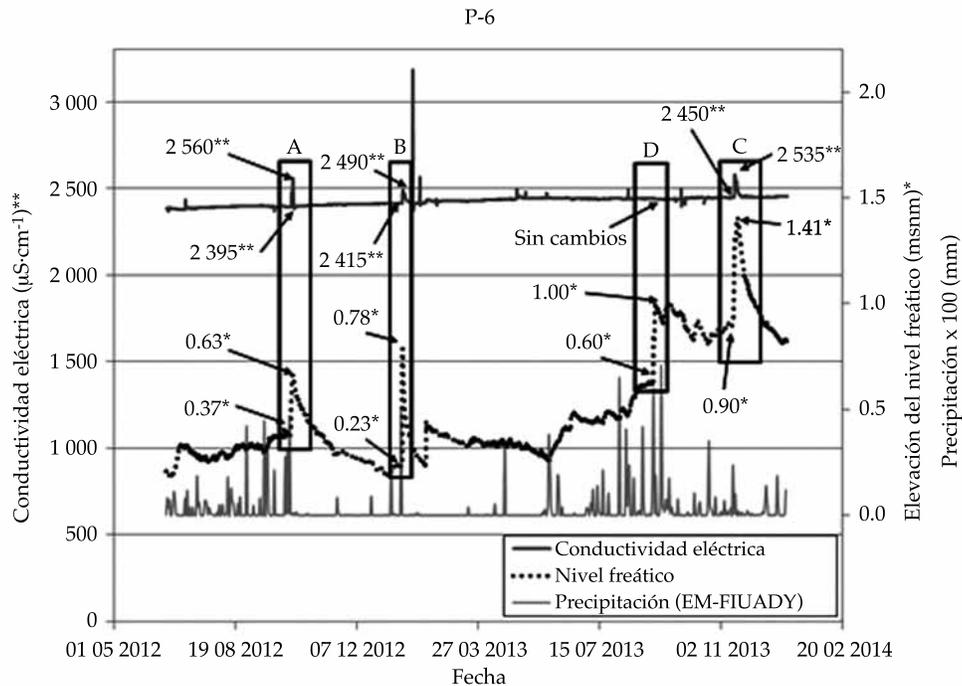


Figura 7. Elevación del nivel freático/ conductividad eléctrica para P-6.

-15 a -20 msnm), la CE se incrementa $\approx 20\ 000\ \mu\text{mhos}\cdot\text{cm}^{-1}$, mientras que en el segundo en 6 m de espesor (de las elevaciones -22 a -28 msnm), la CE se incrementa $\approx 1\ 500\ \mu\text{mhos}\cdot\text{cm}^{-1}$, y con excepción de los registros de los recuadros A, B y C, los valores de CE se mantienen dentro de un estrecho margen.

En la figura 8 se presenta que la posición del medidor de CE en el P-6 está en la zona definida como límite entre AD y ASa. En los cuatro periodos de caracterización de CE realizados no se presentaron cambios temporales en la profundidad al inicio del primer cambio brusco de la CE, esto implica que la recarga natural no provoca modificaciones notables en el espesor del lente de AD. En la interfaz de ASa se observa una disminución en la CE en el mes de enero de 2013, con respecto los demás meses que no presentan cambios significativos entre sí.

En la figura 9, correspondiente al P-5 ubicado al noroeste de Mérida a 14.36 km en dirección norte-sur a la costa, se observa que se presentan un par de comportamientos distintos

en la CE en respuesta al ascenso del nivel del agua en el pozo. En el evento A se observa que el nivel del agua se eleva (de 0.16 a 0.60 msnm) en respuesta a la lluvia del día 6 de octubre de 2012 y la CE disminuye (de 2 880 a 2 845 $\mu\text{mhos}\cdot\text{cm}^{-1}$); después comienza a descender el nivel del agua y la CE se eleva (de 2 845 a 2 960 $\mu\text{mhos}\cdot\text{cm}^{-1}$), presentándose el comportamiento análogo al esperado de acuerdo con el principio de G-H. En el evento B se observa que el nivel del agua asciende (de 0.62 a 1.20 msnm) y la CE se incrementa (de 2 885 a 3 160 $\mu\text{mhos}\cdot\text{cm}^{-1}$); posteriormente el nivel del agua desciende (de 1.20 a 0.61 msnm) y la CE disminuye (de 3 160 a 2 870 $\mu\text{mhos}\cdot\text{cm}^{-1}$), lo que representa un comportamiento contrario al esperado de acuerdo con el principio de G-H. En la figura 10 se reporta que la posición del medidor automatizado de CE está ubicado en la interfase de ASa. En los cuatro periodos de caracterización de CE realizados no se observan cambios temporales en la profundidad antes del primer cambio brusco de la CE, con excepción del mes de agosto de

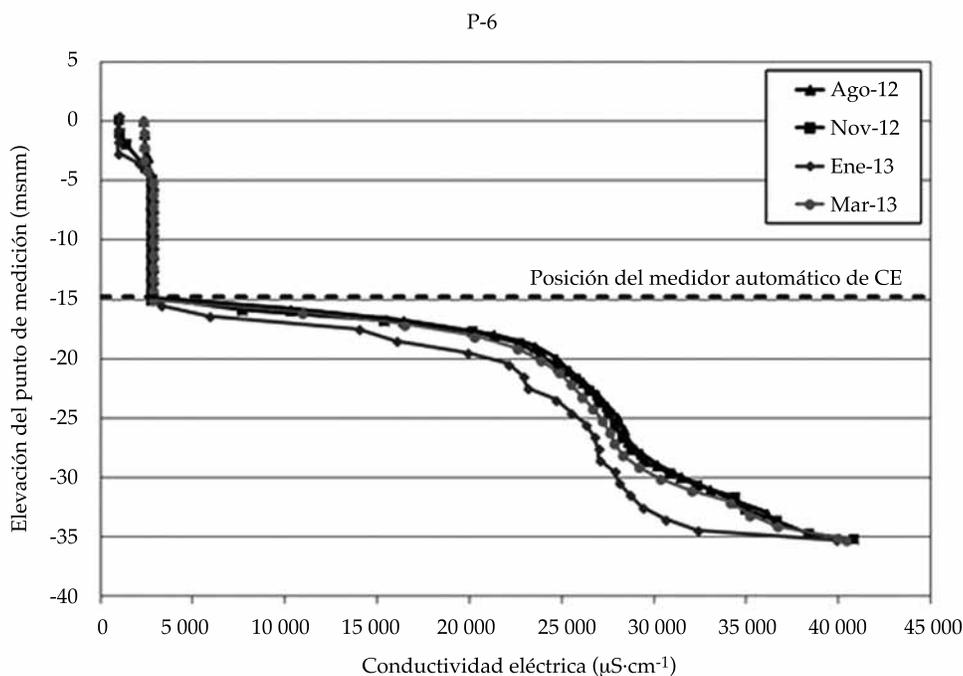


Figura 8. Perfil de conductividad eléctrica para P-6.

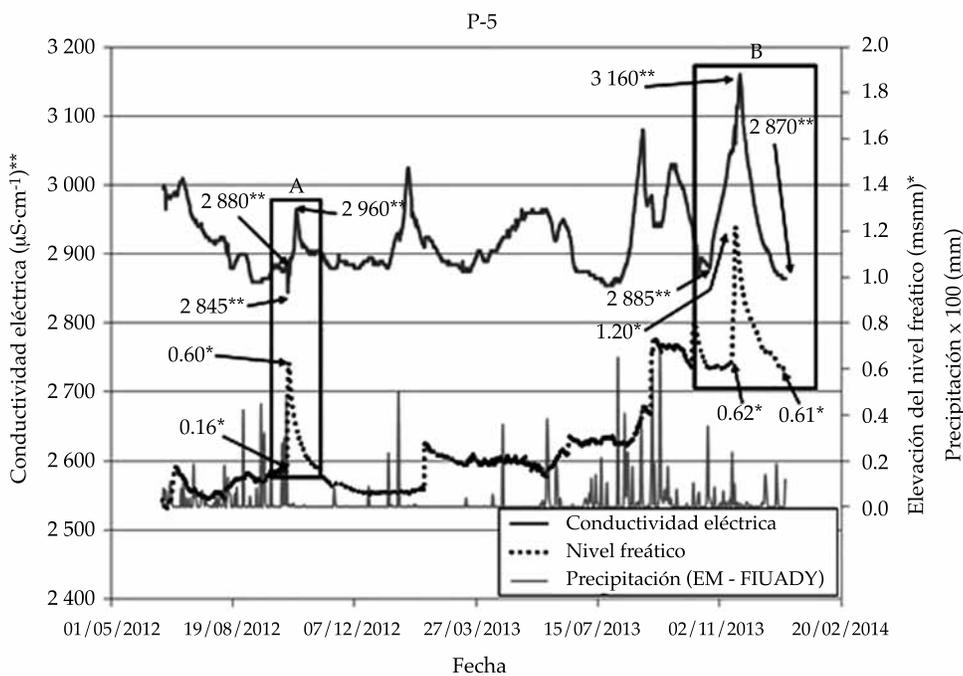


Figura 9. Elevación del nivel freático/conductividad eléctrica para P-5.

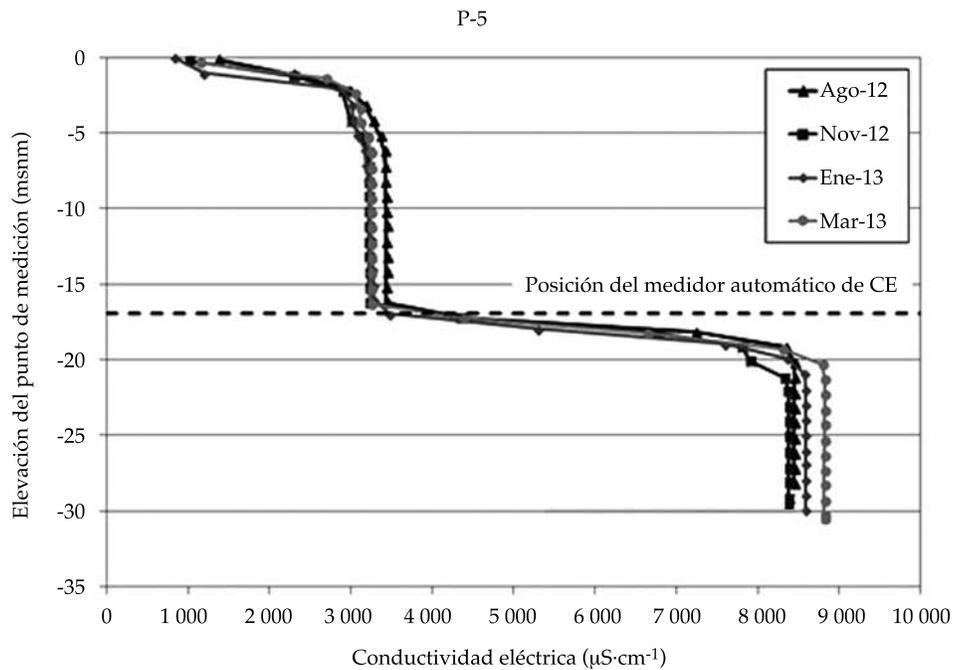


Figura 10. Perfil de conductividad eléctrica para P-5.

2013, en el cual se presentan CE ligeramente mayores a los otros tres meses, lo que implica que la recarga natural no provoca modificaciones notables en el espesor del lente de AD. En la interfaz de ASa se observa un incremento en la CE en el mes de marzo de 2013 por debajo de los -20 msnm, en relación con los demás meses, que no presentan cambios significativos entre sí.

Existen diversas causas que podrían explicar el comportamiento irregular con respecto a los cambios en la elevación del nivel del agua y la CE en las interfases AD/ASa. En primera instancia se debe considerar que la elevación del nivel del agua en B es mayor (0.62 msnm) que en A (0.16 msnm), por lo que existe la posibilidad de que con las variaciones del nivel del agua se activen o desactiven algunas fracturas o cavidades cuyo comportamiento hidráulico esté fluctuando como canal y a presión (tubo lleno). Schmidt (2012) presentó una caracterización, realizada mediante video en los pozos del campo experimental de la FIUADY, de los principales conductos de disolución (mayores a

30 cm) asociados con las fallas y fracturas (figura 11), lo que proporciona una idea de la presencia de los conductos de flujo preferenciales que existen en la región de estudio; además refuerza la propuesta del comportamiento de dichos conductos con respecto a la variación del NF. Este comportamiento podría provocar flujos puntuales horizontales y/o verticales que modifiquen las velocidades de flujo y como consecuencia de las mezclas de diversas concentraciones de sales en el AD y ASa se presentan cambios en las CE en determinadas zonas. La mezcla de AD y ASa, ambas en equilibrio con calcita, genera agua subsaturada con este mineral, lo que produce disolución de carbonatos. Estos fenómenos pueden estar influyendo en la variación de sales en el agua subterránea, lo cual modifica su CE y no necesariamente es dependiente de las fluctuaciones del nivel del agua.

La marea es otro efecto que podría tener influencia en los cambios de la elevación del nivel del agua y la CE en las interfases AD/ASa; Heise (2013) reportó mediciones de efectos

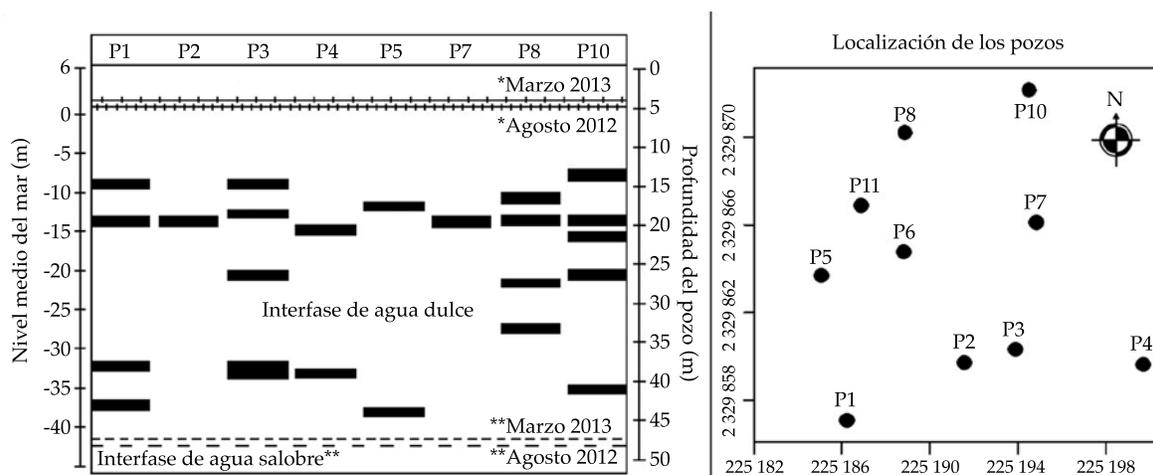


Figura 11. Fracturas y cavidades en pozos del campo experimental de la FIUADY (adaptado de Schmidt, 2012).

de la marea en el caudal de descarga y calidad del agua en pozos artesianos situados en la zona costera entre 500 y 1 800 m de la línea de costa. Beddows, Smart, Whitaker y Smith (2002), y Villasuso *et al.* (2011) reportaron que la marea tiene efecto en los niveles de agua subterránea tierra adentro en hasta 9 y 13 km respectivamente. En esta investigación, el pozo más cercano se ubica a 9.3 km de la línea de costa, por lo que se considera que el efecto de la marea no tiene influencia en el área de estudio.

Con base en el principio de G-H se obtuvo la elevación de la interfase de AS (EIAS) para los PO 18, 6 y 5 (cuadro 1), mediante el cálculo con las ecuaciones (1) ($EIAS_1$) y (2) ($EIAS_2$), y por medición directa en los perfiles de CE ($EIAS_{med}$). En los perfiles de CE del P-18 (figura 6) se infiere que el inicio de la $EIAS_{med}$ está por debajo de los -43 msnm y el inicio de la elevación de la interfase de ASa ($EIASa$) se ubica a ≈ -22 msnm (ambas con base en el criterio de la figura 1). Mediante el cálculo de $EIAS_2$, se observa que en ninguna de las fechas de análisis, la estimación mediante la ecuación de G-H representa la $EIAS_{med}$, pues ningún cálculo está por debajo los -31 msnm. Con el cálculo de la $EIAS_1$ no es posible establecer una comparación con la $EIAS_{med}$, ya que no fue posible monitorear la CE a esas profundidades. En los perfiles

de CE del P-6 (figura 8) se observa que la $EIAS_{med}$ está a ≈ -17.5 msnm y el inicio de la $EIASa$ entre -16.7 y -18 msnm (con base en el criterio de la figura 1). Mediante el cálculo de $EIAS_2$ se puede observar que en ninguna de las fechas de análisis, la estimación mediante el principio de G-H representa la $EIAS_{med}$ (con variaciones de hasta ≈ 6 m). Los resultados de $EIAS_1$ indican una estimación muy cercana a la $EIAS_{med}$ (con variación máxima de ≈ 1.50 m), excepto para el día 18 de enero de 2013, el cual supone una mayor profundidad a la real (variación de ≈ 10 m). En los perfiles del CE del P-5 (figura 10), se infiere que la $EIAS_{med}$ está por debajo de los -30 msnm y el inicio de la $EIASa$ se encuentra a ≈ -2 msnm (con base en el criterio de la figura 1). Mediante el cálculo de $EIAS_2$ se puede observar que en ninguna de las fechas de análisis la estimación mediante el principio de G-H representa la $EIAS_{med}$, pues ninguna está por debajo los -7.60 msnm. Los resultados de $EIAS_1$ indican que la $EIASa$ está por debajo de los -22 msnm, para lo cual se observa que para la medición del 17 de enero de 2013 no existe una relación directa y no es posible establecer una comparación con la $EIAS_{med}$ y al no tener mediciones de CE con elevaciones menores a -30 msnm, ya no fue posible monitorear la CE a esas profundidades.

Cuadro 1. Estimación de la elevación de la interfase con base en el principio de Ghyben-Herzberg.

Pozo	Fecha	Elev. del NF (h) (msnm)	EIAS ₂	AD		ASa / AS		EIAS ₁	EIAS _{med}
			= -40h (msnm)	CE (μS·cm ⁻¹)	ρ _w (g·(cm ³) ⁻¹)	CE (μS·cm ⁻¹)	ρ _s (g·(cm ³) ⁻¹)	$= \frac{\rho_w}{\rho_s - \rho_w} b$ (msnm)	(msnm)
P-18	9/ago/2012	0.75	-30.0	1 319	0.9961595	13 022	1.0020110	-127.68	< -43.0
	24/nov/2012	0.77	-30.8	1 319	0.9961595	13 699	1.0023495	-123.92	< -43.0
	21/ene/2013	0.68	-27.2	1 319	0.9961595	13 783	1.0023915	-108.70	< -43.0
	12/mar/2013	0.56	-22.4	1 319	0.9961595	14 029	1.0025145	-87.78	< -43.0
P-6	7/ago/2012	0.29	-11.6	2 833	0.9969165	40 800	1.0159000	-15.23	-16.7
	22/nov/2012	0.30	-12.0	2 833	0.9969165	40 800	1.0159000	-15.75	-16.7
	18/ene/2013	0.54	-21.6	2 833	0.9969165	40 800	1.0159000	-28.36	-18.0
	15/mar/2013	0.33	-13.2	2 833	0.9969165	40 800	1.0159000	-17.33	-16.7
P-5	14/ago/2012	0.09	-3.6	3 437	0.9972185	8 450	0.9997250	-35.81	< -30.0
	22/nov/2012	0.11	-4.4	3 242	0.9971210	8 373	0.9996870	-42.74	< -30.0
	17/ene/2013	0.06	-2.4	3 242	0.9971210	8 592	0.9997960	-22.37	< -30.0
	14/mar/2013	0.19	-7.6	3 242	0.9971210	8 819	0.9999100	-67.93	< -30.0

Con base en el cálculo de la EIAS₂ mediante el principio de G-H es posible mencionar que no presentan similitud, tal como lo han mencionado en estudios previos Moore *et al.* (1992) y Escolero *et al.* (2007). Con respecto a la estimación de la EIAS_v, en el P-6 se presenta una buena similitud con respecto a la EIAS_{med}; sin embargo, no fue posible establecer una comparación con los PO P-18 y P-5.

Definición del espesor del lente de agua dulce. Con base en los registros de CE realizados en los PO para diferentes fechas, es posible elaborar diversos tipos de configuraciones con respecto de la elevación y el tiempo. Esta información es útil para representar en el espacio los cambios verticales de la composición global del agua subterránea asociados con las temporadas de lluvia (noviembre) y estiaje (marzo), que condicionan la geometría del lente de AD en la región analizada. Por ejemplo, la distribución espacial de la CE a la elevación de -15 msnm indica que los menores valores (del orden de ≈ 1 000 μmhos·cm⁻¹) se ubican en la zona E-SE del área de estudio, incrementándose de modopaulatino hacia el W-NW (inmediaciones de los PO P-5, P-6 y P-7) a valores del orden de ≈ 6 000 μmhos·cm⁻¹ (figura 12). Una condición

similar en la distribución espacial de la CE se identifica para la elevación de -25 msnm; los menores valores del orden de ≈ 1 000 μmhos·cm⁻¹ en la zona SE se incrementan hasta ≈ 25 000 μmhos·cm⁻¹ en el NW. La comparación de las configuraciones elaboradas para diferentes condiciones indica que existen cambios espaciales de la composición química global del agua subterránea para las profundidades seleccionadas y que los efectos temporales de la infiltración de agua que incrementan la elevación del NF en la temporada de lluvia no generan un cambio significativo en la composición química global del agua subterránea cuando se comparan con la temporada de estiaje. De acuerdo con la exploración geofísica realizada por Kind (2014), el incremento en la CE en la porción W-NW puede estar asociado con conductos de disolución bien desarrollados en los sedimentos del Terciario que forman redes puntuales que facilitan la interacción directa entre las interfases de AD, ASa y AS; aunado a lo anterior, debido a que las concentraciones de sulfatos en los PO P-5, P-6 y P-7 (130 mg·l⁻¹ en promedio; Salazar, 2014) son mayores que en los PO P-2, P-3 y P-4 (35 mg·l⁻¹ en promedio) ubicados a distancias similares a la costa; se infiere que el incremento de la sali-

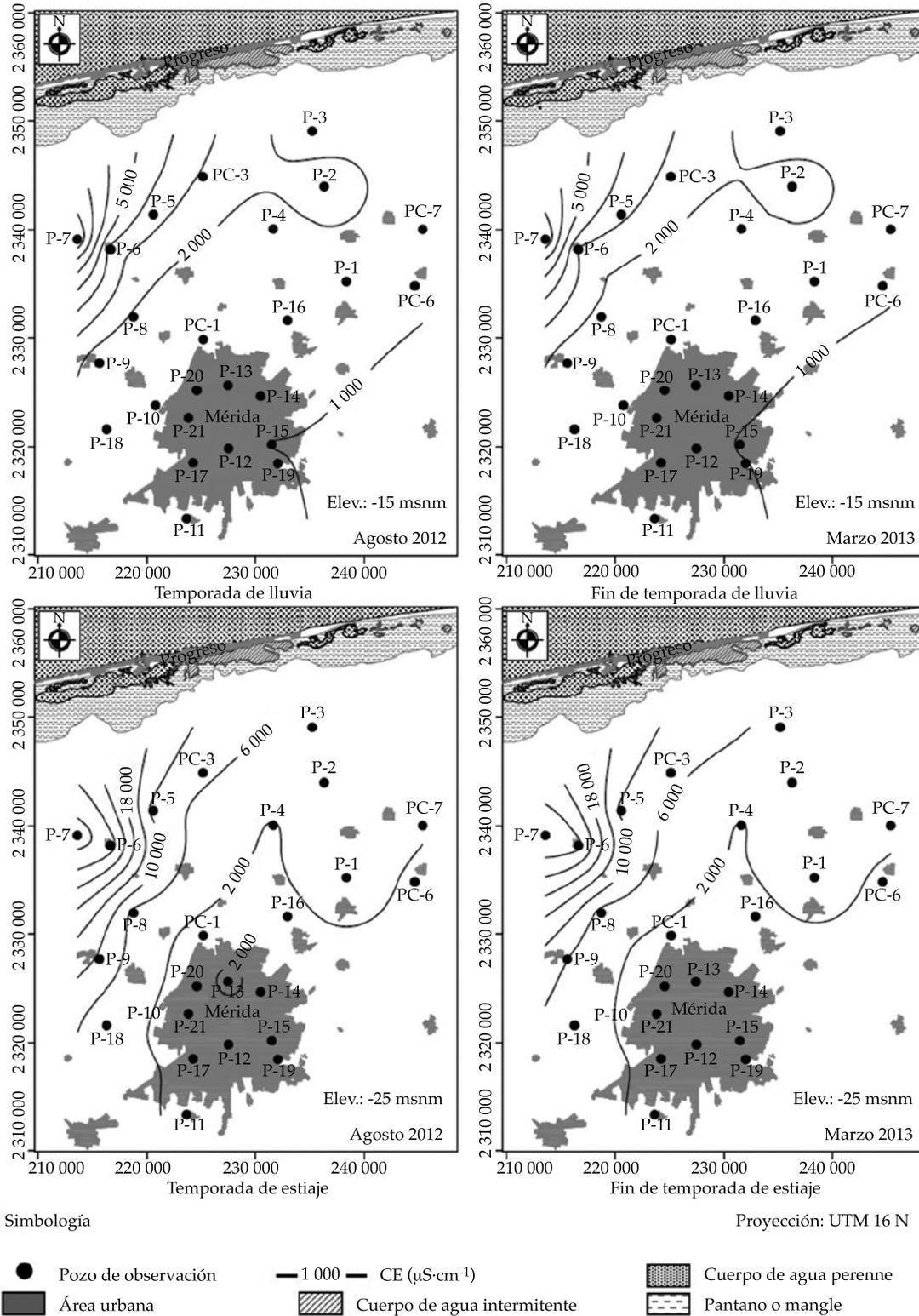


Figura 12. Configuraciones espaciales y temporales de conductividad eléctrica en agua dulce (-15 msnm) y agua salobre (-25 msnm).

nidad puede estar asociado con la disolución de yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) presente en la Formación Carrillo Puerto.

El efecto de infiltración de agua derivada de la P y el desplazamiento del flujo subterráneo en el acuífero kárstico es más notorio cuando se analiza la elevación del NF y la configuración espacial de la P (figura 13). El periodo de lluvia analizado, donde P media fue obtenida con el método aritmético con la información de las EM analizadas, inició en agosto de 2013 (P media = 125.9 mm) y terminó en este caso a mediados de octubre de 2012, por lo que la configuración de noviembre de 2012 (P media = 12.7 mm) representa el efecto de la infiltración al término de dicha temporada; mientras que las configuraciones de enero 2013 (P media = 56.2) y marzo de 2013 (P media = 6.2 mm) representan el inicio y final de la temporada de estiaje, respectivamente (existiendo un incremento en la P media de noviembre 2012 a enero 2013 debido a lluvias aisladas en este último mes), ya que considerando los registros meteorológicos disponibles, las lluvias iniciaron nuevamente a mediados de mayo de 2013. Posterior a ese periodo existen precipitaciones esporádicas, pero que de acuerdo con los registros no influyen de manera importante en el incremento de la elevación del NF. Con base en el patrón general de distribución del flujo subterráneo, las mayores elevaciones se registran en la zona sur del área de estudio, en específico en las inmediaciones de la zona urbana de Mérida; los efectos de la infiltración de la P y de la recarga inducida planeada y no planeada asociada con la infraestructura urbana generan una especie de domo con elevaciones máximas del orden de 1.3-1.0 msnm, lo cual también ha sido reportado por Graniel *et al.* (1999) y Marín *et al.* (2000). Las menores elevaciones fueron registradas en la zona norte del área analizada, lo que es consistente con la dirección de flujo subterráneo hacia la línea de costa; en la temporada de lluvias, las elevaciones fueron del orden de 0.05-0.0 msnm a 6 km al sur de la línea de costa. En la temporada de estiaje, las elevaciones en la zona cercana a la costa fueron mucho mayores (entre 0.25-0.30

msnm) que en la temporada de lluvias, lo que es un reflejo de la dinámica del flujo subterráneo cuando se desplaza a través del medio kárstico; el arribo a la zona costera del agua subterránea infiltrada en la zona sur incrementó las elevaciones del nivel del agua, generando además una dinámica interesante en los ecosistemas costeros, ya que la descarga natural de agua subterránea se incrementa durante la temporada de estiaje. Adicionalmente, los cambios en los patrones de las líneas equipotenciales sugieren modificaciones en las direcciones de flujo del agua subterránea. Al tratarse de un medio heterogéneo y anisótropo, las líneas de flujo no son necesariamente perpendiculares a las equipotenciales; de cualquier modo puede observarse que las configuraciones presentadas reflejan sin duda cambios en las direcciones de flujo que sufren modificaciones a lo largo del año, especialmente en la temporada de estiaje. Los principales cambios en las direcciones de flujo se observan bajo la zona urbana de Mérida, lo cual puede deberse a las continuas extracciones y recarga artificial. Entre Mérida y Progreso se observan cambios en la dirección de flujo, en particular en marzo de 2013, donde la dirección es principalmente hacia el NW, presentando en meses previos direcciones N, NE y NW. La dinámica del lente de AD se analiza en los registros de CE obtenidos, que de manera conjunta se presenta en los planos que indican que los cambios en la elevación del nivel del agua subterránea no se reflejan de manera proporcional con modificaciones del espesor del lente de AD. En la figura 14 se presenta el límite superior de la EIASa (considerando dicha frontera en el primer cambio brusco del gráfico de CE). Se observa que la EIASa en la zona norte se mantiene entre -20 y -10 msnm a lo largo del año; el incremento de la elevación del nivel del agua en la temporada de estiaje no genera la profundización notoria de la EIASa. En la zona sur, la EIASa se ubica de -36 a -30 msnm en la temporada de estiaje; por otro lado, es notoria una depresión de la EIASa en la zona norte de Mérida, señalada por las elevaciones -32 y -40 msnm, tomando en consideración, por

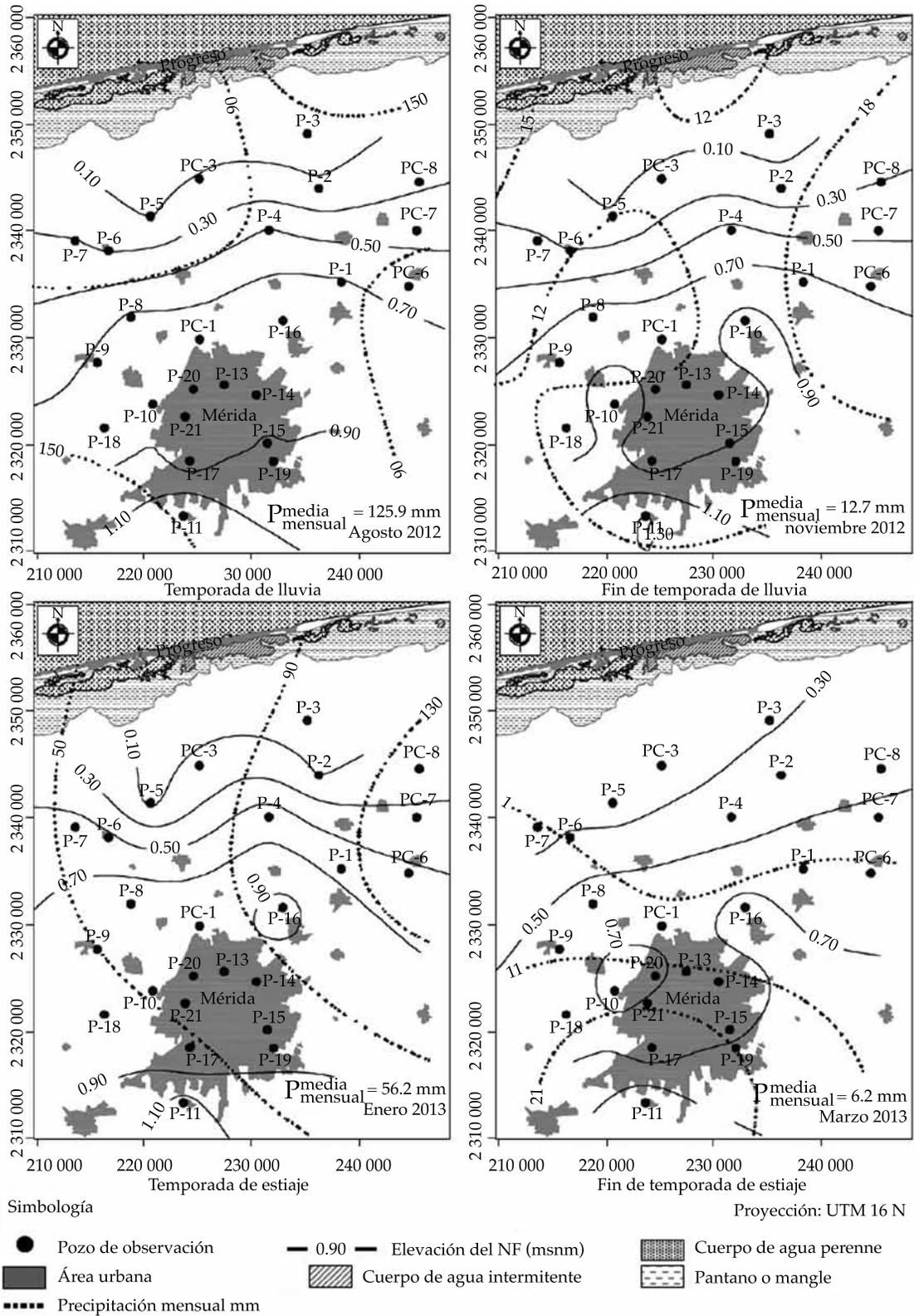


Figura 13. Elevaciones del nivel freático.

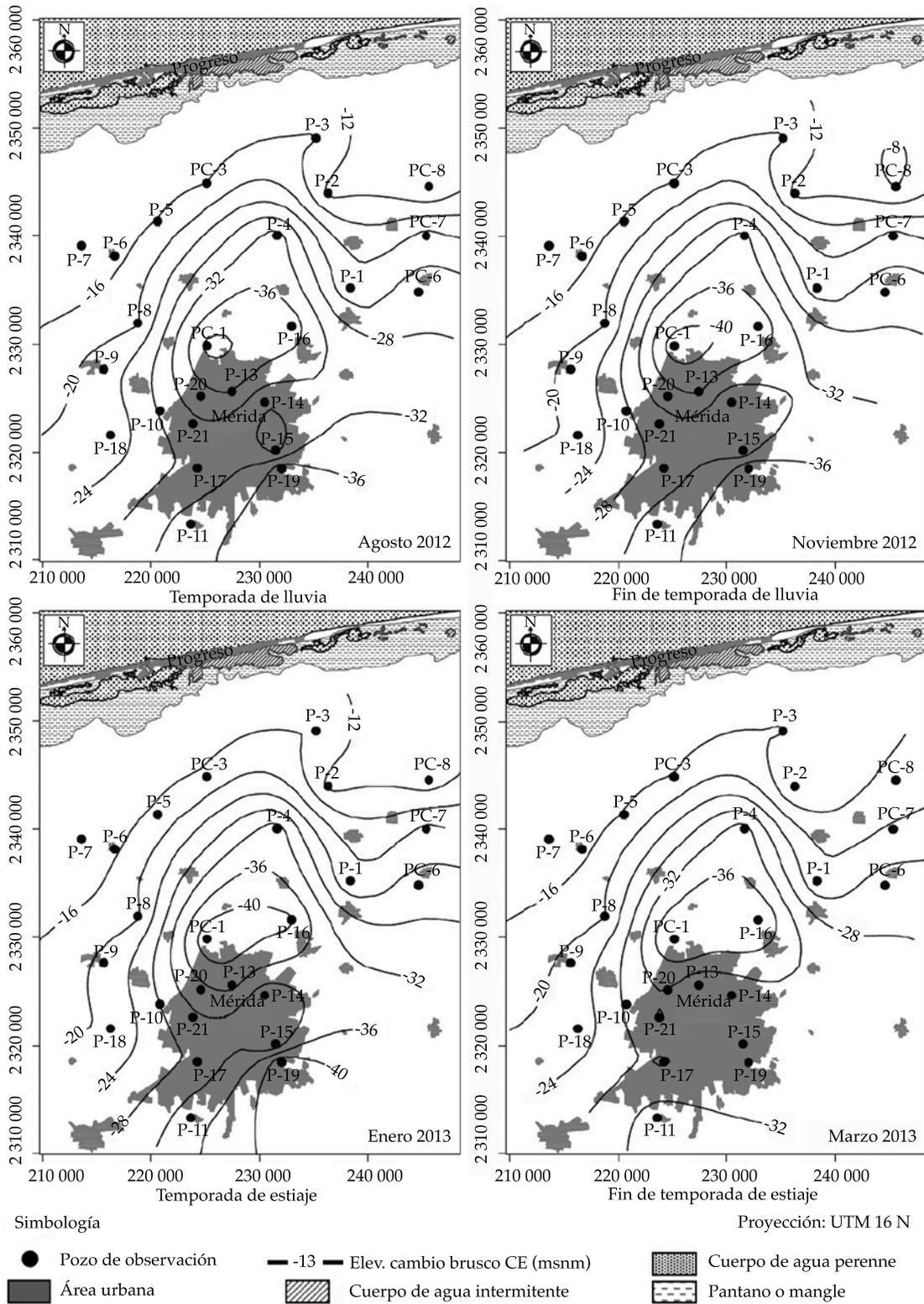


Figura 14. Elevaciones de la interfase de agua salobre (primer cambio brusco en el perfil de conductividad eléctrica).

ejemplo, la isolínea de elevación -16 msnm. En la figura 15 se presentan los espesores de AD (considerando su límite inferior en el primer cambio brusco del gráfico de CE) para los cuatro meses analizados. Además, se zonifica el área donde el límite superior de la EIASa (primer cambio brusco del gráfico de CE), presenta una $CE > 2\,500\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Este límite tiene un incremento espacial (lo cual puede deberse a la combinación de disminución de la P en combinación con la IS) hacia a la zona norte del área urbana de Mérida en enero de 2013 con respecto a los otros tres meses monitoreados. Tampoco se observan cambios importantes en los espesores de AD, a excepción de marzo de 2013, donde en algunas zonas del E y SE de la región de estudio existen decrementos de entre 6 y 8 m de los espesores en relación con los otros meses. Esta disminución de los espesores de AD pueden deberse a la falta de recarga de agua subterránea como consecuencia de la P debido a que es notorio un descenso importante de la P a partir de mediados de octubre de 2012. También se estimó el promedio de espesor de AD en un área seleccionada, que incluye la zona urbana de Mérida, donde es posible notar un incremento de 0.5 m de agosto a noviembre de 2012, y de 0.7 m de noviembre 2012 a enero 2013 (incremento como consecuencia de lluvias ocurridas ese último mes); asimismo, es posible notar un descenso de 3 m en el espesor medio de AD de enero a marzo de 2013, que es la temporada de estiaje.

Conclusiones

Esta investigación, primera en su tipo considerando la cantidad de PO y dimensiones del área de estudio, permitió definir el espesor de AD y la EIASa y su variación espacial y temporal, lo cual es de gran importancia en la búsqueda del manejo sostenible del agua subterránea en la región. Desde la perspectiva regional, los resultados de las mediciones con la red automatizada para la medición del nivel del agua y la CE, y los registros de CE no existen variaciones espaciales y temporales (periodos

de lluvia y estiaje) significativas en los espesores de la interfase de AD y en el límite superior de la EIASa, con independencia de la recarga de agua subterránea directa o por la recarga en la zona sur de la región de estudio, lo cual probablemente se deba a las condiciones de karsticidad reflejadas en altas conductividades hidráulicas, trayectorias de flujo preferencial y bajos gradientes hidráulicos; además, bajo el lente de AD, la salinidad es variada ($8\,000\text{--}40\,000\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Localmente, bajo la zona urbana de Mérida se estimó una disminución promedio del espesor de AD de 3 m en la temporada de estiaje con respecto a la de lluvias, esto aunado a que las direcciones de flujo subterráneo reflejan cambios principalmente bajo esta zona, que puede deberse a las continuas extracciones y recargas natural y artificial (planeada y no planeada). El arribo al área costera del agua subterránea infiltrada en la zona sur genera una dinámica interesante al presentarse un incremento y cambio en la dirección de flujo de la descarga natural en el periodo de estiaje. La respuesta del NF ante eventos de P es inmediata y genera fenómenos contrastantes en la IASa, donde ante un evento de P el incremento de la elevación del NF puede generar un incremento, decremento, o ninguno de los anteriores en la EIASa en las diferentes áreas de la región de estudio, lo cual demuestra una gran heterogeneidad, caracterizada por el ambiente kárstico de la región. Utilizando los valores de densidad medidos en muestra de agua se identificó que el principio de G-H no es válido para determinar el espesor de AD, condición similar a la identificada por Moore *et al.* (1992) y Escolero *et al.* (2007) en otras zonas de la PY. Por último, se recomienda que esta información sea complementada con investigaciones futuras que incluyan mayor detalle de la geología estructural de la región y un monitoreo de las interfases de AD, ASa y AS (lo cual requiere de estudios en pozos de monitoreo de mayor profundidad), que permitan evaluar el comportamiento de las interfases de agua ante fenómenos de precipitación y marea puntuales, e implementar la información para la calibración de un modelo numérico de flujo

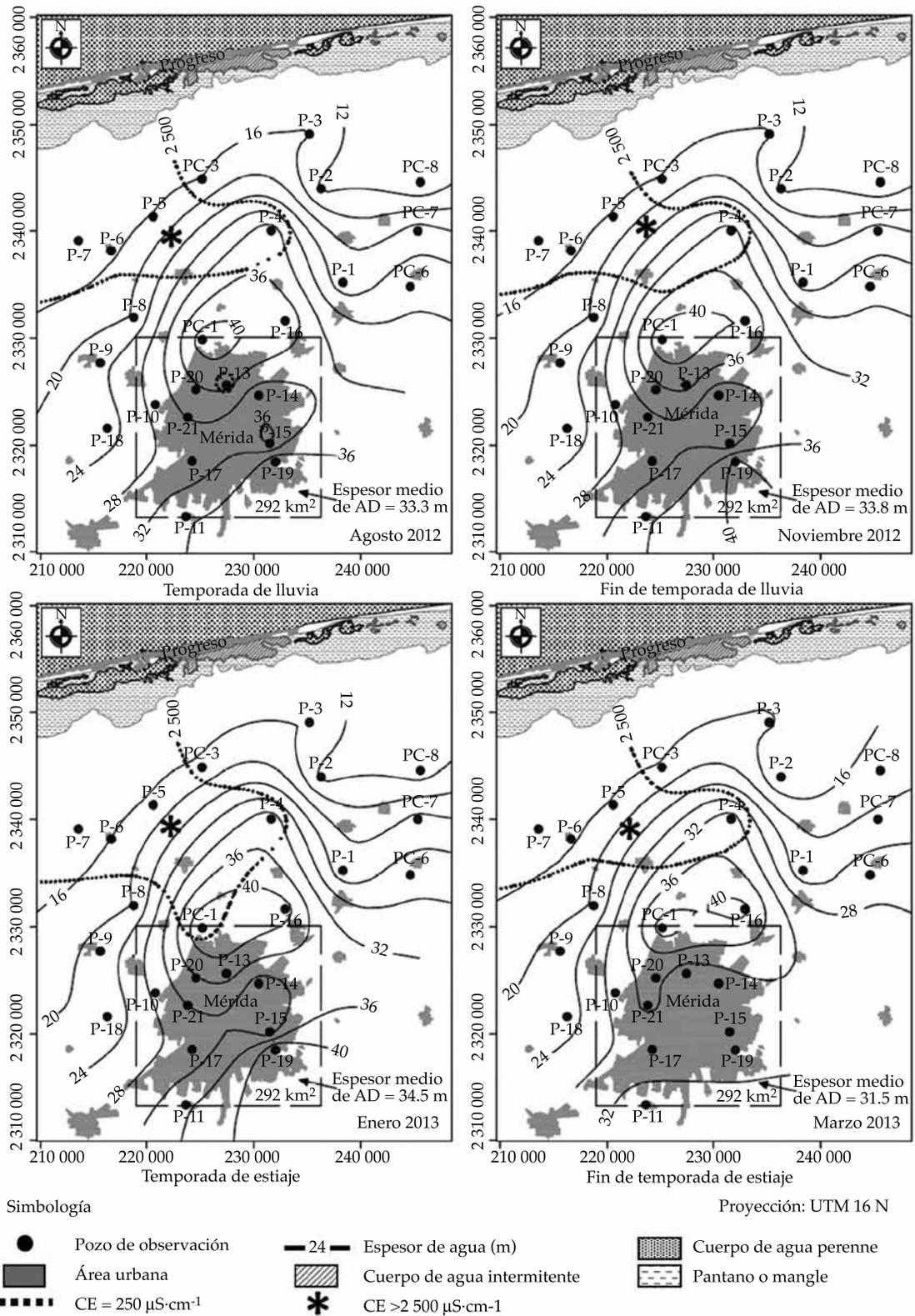


Figura 15. Espesores de agua dulce con base en el primer cambio brusco de conductividad eléctrica.

y densidad, que pueda ser aprovechado como una herramienta de gestión en la búsqueda de volúmenes óptimos de agua subterránea para ser aprovechados.

Agradecimientos

Se agradece al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Conacyt) y a la Comisión Nacional del Agua (Conagua) por el apoyo a través del Fondo Sectorial Conacyt-Conagua para el Proyecto (148167): "Evaluación de la calidad del agua subterránea que subyace a la ciudad de Mérida y su impacto en la zona costera del estado de Yucatán", del cual se deriva este trabajo. Se agradece a la Dra. María Elena García Arreola, M.C. Ana María Guadalupe López Hernández y a la Ing. Sandra Dinorah Ramos Castillo por las determinaciones de la densidad del agua que se llevaron a cabo en el Laboratorio de Análisis Químicos de Agua y Suelo de la Facultad de Ingeniería de la UASLP. Al Laboratorio de Ingeniería Ambiental de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Yucatán por las facilidades y apoyo otorgadas en el trabajo de campo.

Referencias

- Andrade-Briceño, L. (1984). *Análisis de fluctuaciones y balance hídrico del acuífero de la zona de pozos de la JAPAY*. Tesis de Ingeniería. Mérida, México: Universidad Autónoma de Yucatán, México.
- Barlow, P., & Reichard, E. (2010). Saltwater Intrusion in Coastal Regions of North America. *Hydrogeology Journal*, 18, 247-260.
- Bauer-Gottwein, P., Gondwe, R., Charvet, G., Marín, L., Rebolledo-Vieyra, M., & Merediz-Alonso, G. (2011). Review: The Yucatán Peninsula Karst Aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 19, 507-524.
- Beddows, P., Smart, P., Whitaker, F., & Smith, S. (2002). Density Stratified Groundwater Circulation on the Caribbean Coast of the Yucatan Peninsula, Mexico (pp. 129-134). In L. Martin (Ed.). *Hydrogeology and Biology of Post-Paleozoic Carbonate Aquifers*. Charles Town, USA: Karst Waters Institute.
- Brewerton, L. (1993). *Aquifer Properties of Samples from Merida, Yucatan, Mexico. Technical report*. Hydrogeology Series (WD/93/50). London: British Geological Survey.
- Butterlin, J., & Bonet, F. (1963). Mapas geológicos de la Península de Yucatán. México, DF: Instituto de Geología, UNAM.
- Cardona, A., Carrillo-Rivera, J., Huizar-Álvarez, R., & Graniel-Castro, E. (2004). Salinization in Coastal Aquifers of Arid Zones: An Example from Santo Domingo, Baja California Sur, Mexico. *Environmental Geology*, 45, 350-366.
- Conagua (2010). *Estadísticas del agua en México*. México, DF: Comisión Nacional del Agua, Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales.
- Custodio, E., & Llamas, R. (1976). *Hidrología subterránea*. Vol. 1 y 2. Barcelona: Ed. Omega.
- Daesslé, W., Sánchez, E., Camacho-Ibar, V., Mendoza-Espinosa, L., Carriquiry, J., Macías, V., & Castro, P. (2005). Geochemical Evolution of Groundwater in the Maneadero Coastal Aquifer during a Dry Year in Baja California, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 13, 584-595.
- Darnault, C. (2008). Overexploitation and Contamination of Shared Groundwater Resources. *Environ. Earth Sci.*, 64, 1525-1535.
- Escolero, O., Marín, L., Steinich, B., Pacheco, A., Cabrera, S., & Alcocer, J. (2002). Development of a Protection Strategy of Karst Limestone Aquifers: The Merida Yucatan, Mexico Case Study. *Water Resources Management*, 16(5), 351-367.
- Escolero, O., Marín, L., Domínguez-Mariani, E., & Torres-Onofre, S. (2007). Dynamic of the Freshwater-Saltwater Interface in a Karstic Aquifer under Extraordinary Recharge Action: The Merida Yucatan Case Study. *Environ. Geol.*, 51, 719-723.
- Ford, D., & Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Chichester, England: John Wiley & Son LTD.
- Fernández, R., Baquero, J., Lorca, D., & Verdejo, J. (2003). Acuíferos kársticos costeros. Introducción a su conocimiento (pp. 3-30). En J. López-Geta, J. Gómez, J. de la Orden, G. Ramos, & L. Rodríguez (Eds.). *Tecnología de la intrusión de mar en acuíferos costeros: países mediterráneos*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- Ghyben, W. (1888). Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam [Notes on the Probable Results of Well Drilling near Amsterdam]. *Tijdschrift Kononklijk Inst. Ing.*, 9, 8-22.
- Gondwe, B., Lerer, S., Stisen, S., Marín, L., Rebolledo-Vieyra, M., Merediz-Alonso, G., & Bauer-Gottwein, P. (2010). Hydrogeology of the South-Eastern Yucatan Peninsula: New Insights from Water Level Measurements, Geochemistry, Geophysics and Remote Sensing. *Journal of Hydrology*, 389, 1-17.
- González-Herrera, R., Sánchez-y-Pinto, I., & Gamboa-Vargas, J. (2002). Groundwater-Flow Modeling in the Yucatan Karstic Aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 10, 539-552.
- Graniel, E., Morris, L., & Carrillo-Rivera, J. (1999). Effects of Urbanization on Groundwater Resources of Merida, Yucatan, Mexico. *Environmental Geology*, 37(4), 303-312.
- Green, R., Painter, S., Sun, A., & Worthington, S. (2006). Groundwater Contamination in Karst Terranes. *Water, Air, and Soil Pollution*, 6, 157-170.

- Hanshaw, B., & Back, W. (1979). Major Chemical Processes in the Evolution of Carbonate-Aquifer Systems. *Journal of Hydrology*, 43, 287-312.
- Heise, L. (2013). *Dynamics of the Coastal Karst Aquifer in Northern Yucatan Peninsula*. Thesis to obtain the degree of Maestría en Ciencias Ambientales and Master of Science Technology and Resources Management in the Tropics and Subtropics in the Specialization: Resources Management. San Luis Potosí, México. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Cologne University of Applied Sciences.
- Herrera-Rendón, E., Cardona-Benavides, A., & Graniel-Castro, E. (2014). Definición de unidades hidroestratigráficas en el norte de Yucatán: sus aplicaciones hacia el uso sustentable del agua subterránea. En *10 soluciones para el manejo sustentable del agua. Península de Yucatán* (136-156). México Agua sustentable. *Perspectivas universitarias* (2ª edición). Premio 2014. México, DF: Fundación ICA.
- Herzberg, A. (1901). Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder [The water supply of some spas on the North Sea]. *J. Gasbeleuch Wasserversorg*, 44, 815-819.
- Hubbert, M. (1940). The Theory of Ground-Water Motion. *J. Geol.* 48(8), 785-944.
- INEGI (2009a) *Prontuario de Información Geográfica Municipal de los Estados Unidos Mexicanos*. Clave geoestadística 31050. Mérida, México: Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- INEGI (2009b) *Prontuario de Información Geográfica Municipal de los Estados Unidos Mexicanos*. Clave geoestadística 31059. Progreso, México: Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- Isidro, L. (2013). *Cartografía del lente de agua dulce en la región Progreso-Mérida Yucatán, utilizando métodos geofísicos e hidrogeológicos*. Tesis para obtención del grado de Maestría en Hidrosistemas. San Luis Potosí, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Jousma, G., Thorborg, B., & Verruijt, A. (1988). Modelación de la intrusión marina. Revisión de métodos. En *Tecnología de la intrusión de acuíferos costeros (TIAC '88)*. Almuñécar, España: Instituto Geológico y Minero de España, 229-290.
- Kind, C. (2014). *Geophysical Exploration of Saltwater Intrusion in the Karst Aquifer Northwest of Mérida (Yucatán, México)*. Thesis to the Acquisition of the Academic Degree Master of Science. Aachen, Germany: RWTH Aachen University.
- KWI (2008). *Frontiers of Karst Research. Proceedings and Recommendations of the Workshop Held* (118 pp.). Special Publication 13. San Antonio, USA: Karst Waters Institute.
- LaMoreaux, P., Powell, W., & LeGrand, H. (1997). Environmental and Legal Aspects of Karst Areas. *Environmental Geology*, 29(1-2), pp. 23-36.
- López, E. (1973). Estudio geológico de la península de Yucatán. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 25, 23-76.
- Marín, L., Steinich, B., Pacheco, J., & Escolero, O. (2000). Hydrogeology of a Contaminated Sole-Source Karst Aquifer, Merida, Yucatán, México. *Geofísica Internacional*, 9(4), 359-365.
- Marín, L., Perry, E., Essaid, H., & Steinich, B. (2004). Hydrogeological Investigations and Numerical Simulation of Groundwater Flow in the Karstic Aquifer of Northwestern Yucatan, Mexico (pp. 257-278). In A. Cheng, & D. Ouazar (Eds). *Coastal Aquifer Management: Monitoring, Modeling and Case Studies*. Boca Raton, USA: CRC.
- Moore, Y., Stoessell, R., & Easley, D. (1992). Fresh-Water Sea-Water Relationship within a groundwater-Flow System, Northeastern Coast of the Yucatan Peninsula. *Ground Water*, 30(3), 343-350.
- Palomo, A. (2012). *Dinámica de la interfase salina en la zona poniente del estado de Yucatán*. Tesis de licenciatura en opción al título de Ingeniero Civil. Mérida, México: Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Yucatán.
- Perry, E., Swift, J., Gamboa, J., Reeve, A., Sanborn, R., Marín, L., & Villasuso, M. (1989). Geologic and Environmental Aspects of Surface Cementation, North Coast, Yucatan, Mexico. *Geology*, 17(9), 818-821.
- Post, V., & Abarca, E. (2009). Preface Saltwater and Freshwater Interactions in Coastal Aquifers. *Hydrogeology Journal*, 18, 1-4.
- Rangel, M., Monreal, R., Morales, M., & Castillo, J. (2002). Vulnerabilidad a la intrusión marina de acuíferos costeros en el Pacífico norte mexicano; un caso, el acuífero Costa de Hermosillo, Sonora, México. *Revista Latino-Americana de Hidrogeología*, 2, 31-51.
- Rivera-Armendáriz C. A. (2014). *Análisis microfacial, ambiental y de calidad del agua subterránea en la formación Carrillo Puerto, noreste de Mérida Yucatán*. Tesis para obtener el título de Ingeniero Geólogo. San Luis Potosí, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Reeve, A., & Perry, E. (1990). Aspects and Tidal Analysis along the Western North Coast of the Yucatan Peninsula, Mexico. San Juan, Puerto Rico: AWRA, International Symposium on Tropical Hydrogeology, American Water Resources Association.
- Rodríguez, J. (2011). *Dinámica de la interfase salina del transecto Mérida-Progreso*. Tesis de licenciatura en opción al título de Ingeniero Civil. Mérida, México: Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Yucatán.
- Salazar, E. (2014). *Hidrogeoquímica del acuífero en la zona Mérida-Progreso, Yucatán: aportaciones para su aprovechamiento sustentable*. Tesis de maestría en Ingeniería con orientación en hidrología subterránea. Nuevo, León, México: Facultad de Ingeniería Civil de la Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Schmidt, M. (2012). Groundwater in the Transect from the City of Mérida to the Coastal Ecosystems (Yucatán,

- México). Transport Parameters of the Karst Aquifer at the UADY Test Site by Pumping Test and Tracer Test. Thesis to the Acquisition of the Academic Degree Master of Science. Aachen, Germany: RWTH Aachen University.
- Steinich, B., & Marín, L. (1996). Hydrogeological Investigations in Northwestern Yucatan, Mexico, using Resistivity surveys. *Groundwater*, 34(4), 640-646.
- Villasuso, M., Sánchez, I., Canul, C., Casarez, R., Baldazo, G., Souza, J., Poot, P., & Pech, C. (2011). Hydrogeology and Conceptual Model of the Karstic Coastal Aquifer in Northern Yucatan State, Mexico. *Tropical and Subtropical Agroecosystems*, 13, 243-260.
- Worthington, S., & Ford, D. (2009). Self-Organized Permeability in Carbonate Aquifers. *Ground Water*, 47(3), 326-336.

Dirección institucional de los autores

M.C. Hermann Rocha

Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Programas Multidisciplinarios de Posgrado en Ciencias Ambientales
Agenda Ambiental de la UASLP
Av. Dr. Manuel Nava # 201, 2do piso, Zona Universitaria
78210 San Luis Potosí, SLP, MÉXICO
Teléfono: +52 (444) 8262 439
hermann.escalante@uaslp.mx

Dr. Antonio Cardona
Dr. Javier Castro
M.C. Eduardo Herrera
M.C. Lisa Heise

Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Facultad de Ingeniería
Área de Ciencias de la Tierra
Dr. Manuel Nava # 8, Zona Universitaria
78290 San Luis Potosí, SLP, MÉXICO
Teléfono: +52 (444) 8262 330, extensión 2105
acardona@uaslp.mx
gcastro@uaslp.mx
her.ren_e@yahoo.com.mx
lisa.heise7@gmail.com

Dr. Eduardo Granielt

Universidad Autónoma de Yucatán
Facultad de Ingeniería
Av. Industrias No Contaminantes por Periférico Norte
Apdo. Postal 150
Mérida, Yucatán, MÉXICO
Teléfono: +52 (999) 9300 550, extensión 1028
granielt@uady.mx

Dra. Catalina Alfaro

Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Facultad de Ciencias Químicas
Dr. Manuel Nava # 6, Zona Universitaria
78240 San Luis Potosí, SLP, MÉXICO
Teléfono: +52 (444) 8262 440, extensión 6565
alfaro@uaslp.mx

Dr. Thomas Rüde

RWTH Aachen University
Institute of Hydrogeology
Lochnerstr. 4-20, 52064
Aachen, GERMANY
Teléfono: +49 (241) 8095 743
ruede@hydro.rwth-aachen.de