

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California



Doctorado en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada

**Estimación de parámetros geohidrológicos, poroelásticos y
geomecánicos con base en el análisis de las variaciones del
nivel del agua subterránea en pozos de monitoreo en el Valle
de Mexicali.**

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Doctor en Ciencias

Presenta:

Mario Alberto Fuentes Arreazola

Ensenada, Baja California, México
2018

Tesis defendida por
Mario Alberto Fuentes Arreazola

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Rogelio Vázquez González
Director de tesis

Dr. Francisco Javier Esparza Hernández

Dr. Jonás de Dios de Basabe Delgado

Dr. Jorge Ramírez Hernández



Dr. Jonás de Dios de Basabe Delgado
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la
Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Mario Alberto Fuentes Arreazola** como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

Estimación de parámetros geohidrológicos, poroelásticos y geomecánicos con base en el análisis de las variaciones del nivel del agua subterránea en pozos de monitoreo en el Valle de Mexicali.

Resumen aprobado por:

Dr. Rogelio Vázquez González
Director de tesis

La determinación de las propiedades geohidrológicas, poroelásticas y geomecánicas de los materiales que constituyen una formación acuífera mediante pruebas de estrés directamente en el acuífero o a través de ensayos en laboratorio presentan complicaciones inherentes, alto costo económico, determinaciones espacialmente puntuales de las propiedades, poca o nula factibilidad de realizarse *in situ*, por mencionar algunas. Una herramienta alternativa que presenta importantes ventajas de implementación y la versatilidad de utilizar datos ya existentes, corresponde al estudio de la respuesta del nivel del agua subterránea en pozos de monitoreo como resultado manifiesto de la variación de la presión de poro, en consecuencia de la deformación de la estructura externa e interna de la formación inducida por la presión barométrica y marea de la Tierra sólida. Los anteriores fenómenos actúan de forma continua y permanente en el sistema pozo-acuífero, y difieren significativamente de la actividad sísmica, proceso reconocido por modificar la presión hidrostática en la formación, pero con ocurrencia estocástica. La respuesta del nivel del agua en un punto de observación es modulada por las propiedades geohidrológicas y poroelásticas de los materiales que constituyen la formación acuífera: porosidad, almacenamiento específico, transmisividad y coeficiente de compresibilidad, son los parámetros más relevantes. Estimaciones razonables de los anteriores parámetros son obtenidas a partir de la determinación de la eficiencia barométrica y sensibilidad a la marea de la Tierra sólida del sistema pozo-acuífero. En este trabajo, ampliamos el análisis de los fenómenos que gobiernan la respuesta del nivel del agua subterránea, consideramos las relaciones geohidrológicas-poroelásticas con el objetivo de determinar, adicionalmente a los parámetros hidráulicos y elásticos, valores correspondientes a las propiedades geomecánicas de los materiales que constituyen la formación acuífera. Las propiedades geomecánicas con frecuencia no son consideradas de interés en estudios geohidrológicos; sin embargo, son necesarias para estudiar la respuesta del subsuelo a procesos de deformación, por ejemplo, subsidencia y licuefacción. Con el objetivo de mostrar la aplicación de la metodología desarrollada, características de los datos, alcances y limitaciones, estimamos valores correspondientes a los parámetros de almacenamiento específico, porosidad, coeficiente de almacenamiento, transmisividad, conductividad hidráulica, módulo de compresibilidad, coeficientes de Skempton, módulo elástico de Young y velocidad de propagación de ondas elásticas; con base en el análisis de registros semi-continuos del nivel del agua subterránea y presión barométrica recolectados en un conjunto de pozos de monitoreo del acuífero superficial del Valle de Mexicali. Las estimaciones obtenidas fueron congruentes con el contexto geohidrológico, geológico y comparables con determinaciones previas de las propiedades físicas de los materiales que constituyen la formación acuífera. Adicionalmente, con base en los resultados, se propuso un criterio simple para determinar cualitativamente la vulnerabilidad a licuefacción y subsidencia; el criterio se basa en el principio de esfuerzo efectivo, coeficiente de Skempton alfa, la velocidad de propagación de las ondas elásticas transversales, porosidad, y profundidad del nivel freático en las inmediaciones de los pozos de monitoreo estudiados.

Palabras clave: respuesta del nivel del agua subterránea; fluctuaciones de presión barométrica; marea de la Tierra sólida; estimación de propiedades geohidrológicas, poroelásticas y geomecánicas; subsidencia y licuefacción; acuífero somero del Valle de Mexicali.

Abstract of the thesis presented by **Mario Alberto Fuentes Arreazola** as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in Doctor of Philosophy in Earth Sciences with orientation in Applied Geophysics.

Estimation of geohydrological, poroelastic and geomechanical parameters based on the analysis of groundwater level variations in monitoring wells of the Mexicali Valley.

Abstract approved by:

Dr. Rogelio Vázquez González
Thesis Director

The determination of the geohydrological, poroelastic and geomechanical properties of the materials that constitute an aquifer formation by stress tests directly in the aquifer or through laboratory tests present inherent complications, high economic cost, spatially punctual properties determinations, little or no feasibility of being carried out *in situ*, to mention some. An alternative tool that presents important advantages of implementation and versatility of using existing data corresponds to the study of groundwater level response in monitoring wells as a result of the change in pore pressure, as a consequence of the deformation of the external and internal structure of the formation induced barometric pressure and solid Earth tide. The above phenomena act continuously and permanently in the well-aquifer system and differ significantly from the seismic activity, a process recognized by modifying the hydrostatic pressure in the formation, but with stochastic occurrence. The water level response at a point of observation is modulated by the geohydrological and poroelastic properties of the rock materials that constitute the aquifer formation: porosity, specific storage, transmissivity, and compressibility, are the most relevant parameters. Reasonable estimates of the above parameters are obtained from the determination of the barometric efficiency and Earth-tides sensitivity of the well-aquifer system. In this work, we expanded the analysis of phenomena that govern the groundwater level response; we consider the geohydrological-poroelastic relationships with the objective of determining in addition to the hydraulic and elastic parameters, values corresponding to geomechanical properties of the materials that constitute aquifer formation. Geomechanical properties are often not considered of interest in geohydrological studies; however, they are necessary to study the subsoil response to deformation processes, for example, subsidence and liquefaction. In order to show the application of the developed methodology, data characteristics, scope and limitations, we estimate values corresponding to the parameters of: specific storage, porosity, storage coefficient, transmissivity, hydraulic conductivity, bulk modulus, Skempton coefficients, Young's modulus and elastic-waves propagation velocities; based on the analysis of semi-continuous records of groundwater level and barometric pressure collected in a set of monitoring wells on Mexicali Valley shallow aquifer. The estimates obtained were consistent with the geohydrological-geological context and comparable with previous determinations of the physical properties of the rock materials that constitute the aquifer formation. Additionally, based on the results, a simple criterion to qualitatively determine the vulnerability to liquefaction and land subsidence was proposed; the criterion is based on the principle of effective stress, Skempton alpha coefficient, transverse elastic wave velocity, porosity, and water-table depth in the vicinity of the monitoring wells studied.

Keywords: groundwater level response; barometric pressure fluctuations; solid Earth tide; geohydrological, poroelastic and geomechanical properties estimation; land subsidence and liquefaction; Mexicali Valley shallow aquifer.

Dedicatoria

Este trabajo está dedicado a:

A mis padres

María Teresa Arreazola Chávez y José Félix Fuentes López

Su amor, apoyo, motivación, educación y orientación han sido fundamentales en todas las etapas de mi vida. Es un honor ser su hijo. Sin ustedes nada de esto sería posible.

A mis hermanos

José Gabriel, Ricardo y Marco Antonio.

Si bien la distancia desde hace años nos ha mantenido alejados, el amor y apoyo incondicional ha estado presente en todo momento.

Al amor de mi vida

Ana Mercedes Cupul Velázquez

Es los momentos más turbios, cuando sólo oscuridad se ha observado en el horizonte, has estado a mi lado con tu luz iluminando el sendero y nuestro amor sosteniendo el caminar.

El encontrarte flaquita ha sido lo mejor que me ha sucedido, no imaginé poder ser tan feliz. Juntos nada nos detendrá.

Por siempre te voy a amar Ana Cupul.

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología CONACYT por haber otorgado la beca número 234622 para la realización de estudios de posgrado.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada CICESE, particularmente agradezco las atenciones del personal administrativo adscrito a la Dirección de Estudios de Posgrado, Servicios Escolares y Biblioteca.

Especialmente agradezco la enseñanza, apoyo y orientación que se me ha brindado por parte de los investigadores, técnicos, personal administrativo y de servicios generales de la División de Ciencias de la Tierra, Departamentos de Geofísica Aplicada, Geología, Sismología y Geociencias Ambientales.

Agradezco a mi director de tesis de doctorado y maestría Dr. Rogelio Vázquez González por su apoyo, consejo, confianza, orientación, visión, motivación y paciencia en todas las situaciones profesionales y personales que surgieron durante mis estudios de posgrado. Como ingeniero civil de formación, recuerdo haber llegado en agosto de 2009 a CICESE buscando especializarme en métodos de exploración geofísica con enfoque a la geohidrología, no pude haber elegido mejor mentor. Gracias Dr. Rogelio Vázquez.

Miembros de mi comité de tesis Dr. Francisco Javier Esparza Hernández, Jonás de Dios de Basabe Delgado y Dr. Jorge Ramírez Hernández, agradezco su tiempo, apoyo, paciencia, orientación e invaluable contribuciones para la realización de la presente tesis.

Dr. Jorge Ramírez Hernández sin su apoyo simplemente esta investigación no habría llegado a su culminación en los mejores términos posibles, estaré en deuda con usted.

Agradezco al personal del Laboratorio de Geohidrología del Departamento de Geofísica Aplicada de CICESE por permitirme aprender y colaborar con ustedes. Particularmente al técnico responsable del laboratorio Alejandro Díaz Fernández por acceso a información específica de los pozos analizados en esta tesis. Sus conocimientos compartidos para la instrumentación de pozos han sido invaluable, al igual que su disposición y apoyo en las innumerables salidas de campo. Extiendo el agradecimiento especial al personal técnico-administrativo Gertie Olympia Caudillo Ruíz, Samantha Mariel Rodríguez Ruíz, Yamile Olazarán Gutiérrez. Y a los estudiantes de verano científico del programa delfín y estancias de investigación, particularmente su amistad a Mónica Isabel López Barraza, Jazive Rebeca Sánchez Jacobo, África Lucero Arteaga Cortes y Nancy Montserrat Banda Barbosa, considero que en esta etapa descubrí mi gusto por la docencia.

Especialmente agradezco al siguiente personal de la División de Ciencias de la Tierra por sus orientación, consejo, atenciones, apoyo y amena convivencia: Martha Barrera, Ana R. Soto, Magdalena Chávez, Enid Moran, Guadalupe Zepeda, Bárbara Uribe, Nasshwa Barragán, María de la Cruz González, Mónica Sánchez, Yannick Anaya, María Concepción González, Ivonne Pedrín, Angélica Córdova, Célida Cuevas, Jaime Calderón, Daniel Peralta, Jesús Brassea, Enrique Castillo, Humberto Benítez, José Mojarro, Ramón Mendoza, Sergio Arregui, Margarita Almeida, Juan M. Espinoza, Alejandro Hinojosa, José Frez, Carlos Flores, Raúl Castro, Juan Contreras, Luis Delgado, Luis Gallardo, Juan García, Efraín Gómez, Enrique Gómez, Mario González, Antonio González, Javier Helenes, Thomas Kretschmar, Arturo Martín, Luis Munguía, Alejandro Nava, José Romo, Ewa Glowacka, Marco Pérez y en respetuosa memoria de Francisco Suárez Vidal.

Agradezco la dicha de haber encontrado durante esta estancia a muy buenos compañeros y amigos con los que compartí una de las etapas más maravillosas de mi vida y que su apoyo, consejo y convivencia fue fundamental para lograr esta meta en mi vida personal y profesional, gracias a: Luis A. Sánchez P., Ana C. Islas R., Olga Sarychikhina, Ahiezer Alarcón B., Laura E. Gil V., Laura G. Ortiz H., Gemma Gómez C., Xóchitl G. Torres C., Karina Hernández M., Viviana E. Elías Z., Olaf J. Cortés A., Karla M. Lara V., José Serrano O., Adrián Teutle G., Yunuhen Muñiz G., Armando Calderón M., Angélica Mota C., Francisco J. Del Toro G., Juan C. Hurtado B., Alonso Sojo A., Néstor A. Ramírez Z., José J. Chanes M., Favio Cruz H., Jessica J. Salas A., Teresa Y. Rosales R., Napoleón Gudiño E., Claudia B. M. Quinteros C., Florian Neumann, Samuel Villarreal R., Dania I. Pasillas P., Clemente G. Gallardo M., Erik E. Ramírez R., Javier González R., Ana C. Sánchez G., Nancy E. García S., Minerva Padilla M., L. Hilham Palafox S., Eréndira Y. Álvarez G., Salvador García F., Enrique D. Arango A., Javier A. González O., Nelly L. Ramírez S., Anaid Fragoso I., Dulce M. E. Gutiérrez C., Roció F., Arellano C., José P. Calderón M., María A. Mancera F., Oscar Borges S., Andrea Lotero V., Usama I. Yarbuh L., Radha A. Flores Z., Brenda I. Anda M., Esteban A. Tiznado V., Fernando J. Bello F., Carolina Villarraga M., Manuel Contreras L., Karen P. Legorreta G., Juan O. Hernández M., Marianggy D. C. Gómez A., Valeria Reyes O., Luis E. Ochoa T., Reneé González G., Valdemar Belmonte G., Doris K. Gómez A., Javier Avendaño C., Leydi J. Leyva S., Eliana Rosas V., María D. Tazzo R., Ramón Y. Batista C., Andrés F. Duque H., Yalina Montecelos Z.

Familias Fuentes, Arreazola, Cupul y Velázquez, agradezco su amor, cariño, apoyo, atesorar cada instante que convivo con cada uno de ustedes.

Estudiantes de Ingeniería en Geofísica de la Universidad Autónoma del Carmen, espero haya aportado a su conocimiento por lo menos una centésima parte de todo lo que ustedes me enseñaron, gracias por ayudarme a confirmar que el compartir conocimiento es una actividad que me hace sentir pleno. Les guardo un cariño muy especial y los quiero ver hacer cosas trascendentales.

Finalmente, gracias a todas las personas con las que he tenido la fortuna y dicha de convivir durante estos cuantos años en la hermosa Ensenada. Siempre hay que regresar a donde se ha sido más feliz.

Un agradecimiento sumamente especial, a la persona que haya elegido la ubicación de la impresora conocida como: Sala de Juntas 2. Tu decisión de colocar la impresora en ese lugar me permitió conocer a la persona más maravillosa de mi mundo. Gracias totales.

Tabla de contenido

Página

| | |
|---|----------|
| Resumen en español | ii |
| Resumen en inglés | iii |
| Dedicatoria | iv |
| Agradecimientos | v |
| Lista de figuras | ix |
| Lista de tablas..... | xiii |
| Capítulo 1. Introducción..... | 1 |
| 1.1 Antecedentes | 2 |
| 1.2 Justificación..... | 5 |
| 1.3 Hipótesis..... | 6 |
| 1.4 Objetivos | 6 |
| 1.4.1 Objetivo general | 6 |
| 1.4.2. Objetivos específicos | 6 |
| Capítulo 2. Metodología | 8 |
| 2.1 Introducción | 8 |
| 2.2 Marco teórico..... | 10 |
| 2.2.1 Presión barométrica y marea de la Tierra sólida..... | 10 |
| 2.2.1.1. Dependencia en el dominio de la frecuencia | 15 |
| 2.2.1.2. Independencia en el dominio de la frecuencia. | 18 |
| 2.2.2. Estimación de parámetros geohidrológicos, poroelásticos y geomecánicos | 20 |
| 2.3. Área de estudio | 31 |
| 2.3.1. Contexto geológico | 32 |
| 2.3.2. Contexto geohidrológico..... | 35 |
| 2.3.3. Estudios previos | 36 |

| | |
|--|------------|
| 2.4. Datos y procesamiento | 40 |
| Capítulo 3. Resultados | 45 |
| 3.1 Introducción | 45 |
| 3.2 Análisis de la respuesta del nivel del agua únicamente a la presión barométrica y marea de la Tierra sólida | 46 |
| 3.2.1. Introducción..... | 46 |
| 3.2.2. Análisis y estimación de parámetros geofísicos | 46 |
| 3.3 Análisis de la respuesta del nivel del agua a la presión barométrica y marea de la Tierra sólida ante la influencia de un evento sísmico moderado..... | 61 |
| 3.3.1. Introducción..... | 61 |
| 3.3.2. Análisis y estimación de parámetros geofísicos | 62 |
| 3.4 Análisis de la respuesta del nivel del agua a la presión barométrica y marea de la Tierra sólida ante la influencia de un fenómeno antropogénico. | 74 |
| 3.4.1. Introducción..... | 74 |
| 3.4.2. Análisis y estimación de parámetros geofísicos | 74 |
| 3.5 Vulnerabilidad a los procesos de subsidencia y licuefacción..... | 83 |
| Capítulo 4. Discusión | 87 |
| Capítulo 5. Conclusiones | 97 |
| Literatura citada | 99 |
| Anexos | 107 |
| Anexo A: Métodos para estimar la eficiencia barométrica mediante regresión lineal de los datos correspondientes a variaciones del nivel del agua y presión barométrica. | 107 |
| Anexo B: Estimación de coeficientes para determinar amplitud y fase en las frecuencias exactas de las componentes armónicas de la marea de la Tierra sólida. | 110 |

Lista de figuras

| Figura | | Página |
|--------|---|--------|
| 1 | Sección transversal idealizada representativa de un sistema pozo-acuífero localizado tierra dentro, sin influencia de la marea oceánica, y que ilustra de forma general la acción de los fenómenos de presión barométrica y marea de la Tierra sólida actuando en un acuífero tipo no-confinado. Modificado de Rojstaczer y Riley, (1990). | 9 |
| 2 | Segmento de serie de tiempo correspondiente a la variación del nivel del agua subterránea, línea color gris oscuro; y fluctuaciones de la presión barométrica, línea color gris claro. En el registro se ilustra la relación proporcional entre el nivel del agua (WL) y la presión atmosférica (BP). Ambas variables son reportadas en centímetros de columna de agua equivalente. Las observaciones del nivel del agua fueron registradas en el pozo C-03 y la presión barométrica en el pozo PZ-03 perforados en el acuífero superficial del Valle de Mexicali, durante el 29 de abril al 21 de mayo de 2006. | 10 |
| 3 | Elementos de la marea de la Tierra sólida derivados del cálculo del potencial gravitacional teórico: a) Potencial gravitacional teórico ($W_2 [L^2 \cdot T^{-2}]$); b) aceleración gravitacional ($g [L \cdot T^{-2}]$); c) componente vertical del tensor de deformación ($\varepsilon_{33} [nstr]$); d) deformación en un plano horizontal ($\varepsilon_a [nstr]$); e) deformación volumétrica ($\varepsilon_v [nstr]$). El cálculo del potencial gravitacional teórico corresponde a una localización geográfica arbitraria dentro del Valle de Mexicali durante el 01 de mayo al 01 de junio de 2006. | 15 |
| 4 | Conceptualización del medio poroso que aloja a una formación acuífera, se ilustran: a) fase sólida del medio; b) fase porosa del medio y que en mayor o menor medida es saturada por la fase del fluido contenido en el medio poroso. Modificada de Patzek (2005). | 22 |
| 5 | Representación gráfica de la solución analítica que expresa el retraso en el ángulo de fase que se presenta entre la dilatación de la formación acuífera y la respuesta del nivel del agua en el pozo como una función de la transmisividad, coeficiente de almacenamiento, sección transversal de la perforación y período de la perturbación armónica, definida por Hsieh <i>et al.</i> (1987) ecuaciones 36-37, y extendida por Merrit (2004). | 26 |
| 6 | Localización general del Valle de Mexicali. Se incluye la ubicación de algunos pozos agrícolas (activos/abandonados), de uso urbano y de monitoreo del acuífero superficial del Valle de Mexicali como resultado de la integración de bases de datos reportadas previamente (Vázquez-González <i>et al.</i> , 1998; Díaz-Cabrera, 2001). Se señalan las ciudades principales Mexicali, B.C. y San Luís Río Colorado, Sonora (S.L.R.C.). El Campo Geotérmico de Cerro Prieto (CGCP) se ubica con un polígono color verde. Adicionalmente, se ilustran los escurrimientos principales que componen la cuenca de drenaje del Delta del Río Colorado. Datum: Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84). | 32 |
| 7 | Geología general del Valle de Mexicali y sus inmediaciones. Traza de las principales fallas activas en la región: Falla La Salada (FLS), Falla Cerro Prieto (FCP), Falla Imperial (FI), Falla Morelia (FM), Falla Saltillo (FS), fuente: Instituto Nacional de Estadística y | 34 |

| | | |
|----|---|----|
| | Geografía (INEGI,2017), y (Sarychikhina, comunicación personal). Datum: Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84). | |
| 8 | Distribución espacial de la localización de epicentros asociados a los eventos sísmicos con rango de magnitud (M_w , Magnitud de Momento) 3.50 a 7.20 durante los años 2000-2018 en el Valle de Mexicali y sus inmediaciones (IRIS, 2018). Datum: Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84). | 35 |
| 9 | Contexto geohidrológico general presente en el acuífero del Valle de Mexicali. Se ilustran los ambientes de depositación interpretados y reportados por (Vázquez-González, 1999). Se señalan con línea curva sólida color negro las direcciones de flujo regional predominantes (Díaz-Cabrera, 2001). Adicionalmente, se muestra la distribución espacial de los pozos instrumentados y analizados en este trabajo, círculo relleno color verde y clave de identificación Datum: Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84). | 38 |
| 10 | Esquema general de instalación de transductores de presión de registro semi-continuo. Se muestra además el fundamento de medición y el método directo de compensación por efecto barométrico para obtener las variaciones del nivel del agua como resultado de la fluctuación de la columna de agua por encima del sensor. Modificada de Solinst (2011). | 42 |
| 11 | Diagrama de flujo del procedimiento de análisis de registros de variación del nivel del agua y presión barométrica para la estimación de parámetros geohidrológicos, poroelásticos y geomecánicos. | 43 |
| 12 | a) Registros de fluctuaciones de nivel del agua subterránea recolectados en los pozos con clave C-03, PZ-01 y PZ-03; registro de variación de la presión barométrica observada en el pozo PZ-03; nivel del agua y presión atmosférica son expresados en centímetros de columna de agua equivalente y en hecto-pascales. b) Deformación horizontal para las inmediaciones del pozo C-03 como resultados de la marea de la Tierra sólida con base en el potencial gravitacional teórico calculado, expresado en unidades de nanostrain. Nota: El registro del nivel del agua correspondiente al pozo PZ-03 fue desplazado – 900 cm con propósito ilustrativo. | 47 |
| 13 | Espectros discretos de amplitudes en función de la frecuencia expresada en ciclos por día, correspondientes a: a) nivel del agua, pozo C-03; b) presión barométrica, pozo PZ-03; c) deformación horizontal, pozo C-03; d) nivel del agua, pozo PZ-01; e) nivel del agua, pozo PZ-03 y f) detalle del nivel del agua en pozo PZ-03. Con línea discontinua se señalan las frecuencias de las principales componentes armónicas asociadas a la marea de la Tierra sólida. | 49 |
| 14 | Función de coherencia calculada con base en los datos recolectados en el pozo C-03: a) Presión barométrica - Nivel del agua; b) Deformación horizontal - Nivel del agua. Línea tipo segmento-punto señala los límites de las bandas de frecuencia definidas. Banda de Frecuencia Baja ($0.00 < BFB < 0.50 [cpd]$), Banda de Frecuencia Media ($0.50 < BFM < 10.00 [cpd]$), y Banda de Frecuencia Alta ($BFA > 10.00 [cpd]$). | 50 |
| 15 | Función de transferencia calculada con base en los datos recolectados en el pozo C-03: a) Presión barométrica – Nivel del agua, asumiendo efecto de la presión atmosférica desacoplado de la influencia de la marea de la Tierra sólida; b) Presión | 51 |

- barométrica – Nivel del agua, asumiendo efecto de la presión atmosférica acoplado con la influencia de la marea de la Tierra sólida; c) Deformación horizontal como resultado de la marea de la Tierra sólida – Nivel del agua.
- 16 Cálculo de eficiencia barométrica mediante métodos que consideran independencia en el dominio de la frecuencia de los fenómenos de presión atmosférica y marea de la Tierra sólida, Anexo A (Clark, 1967; Rahi, 2010). a) Registro del nivel del agua observado en el pozo C-03 y registro de presión barométrica registrado en el pozo PZ-03; b) Estimación del valor de eficiencia barométrica con base en el Método de Clark; c) Estimación del valor de eficiencia barométrica utilizando Método de Rahi. 52
- 17 a) Modelo de variaciones del nivel del agua asociado a las cinco principales componentes armónicas de la marea de la Tierra sólida, línea continua color negro; y registro de fluctuaciones del nivel del agua observado, línea continua color gris; b) Espectro discreto de amplitudes comparativo, variación del nivel del agua observado y modelado; c) Modelo de comportamiento de las cinco principales componentes armónicas de la deformación horizontal originada por la marea de la Tierra sólida, línea continua color negro; y cálculo de la deformación horizontal asociada a la marea de la Tierra sólida considerando trescientos cincuenta componentes armónicas; d) Espectro discreto de amplitudes comparativo modelo con base en cinco componentes armónicas y con base en trescientos cincuenta componentes armónicas para la deformación horizontal originada por la marea de la Tierra sólida. 55
- 18 Localización del epicentro, flecha color negro, y mecanismo focal para el evento sísmico de magnitud moderada $M_w=5.4$ del 24 de mayo de 2006. Se muestra adicionalmente el contexto geológico y geohidrológico de las inmediaciones del Valle de Mexicali. Datum: Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84). 62
- 19 a) Registros de fluctuaciones de nivel del agua subterránea recolectados en los pozos con clave C-03, PZ-01, PZ-03, PZ-05, PZ-07 y G-1-17; registro de variación de la presión barométrica observada en el pozo PZ-03; nivel del agua y presión atmosférica son expresados en centímetros de columna de agua equivalente y en hecto-pascales. b) Deformación horizontal para las inmediaciones del pozo C-03 como resultados de la marea de la Tierra sólida con base en el potencial gravitacional teórico calculado, expresado en unidades de nanostrain. Nota: El registro del nivel del agua correspondiente al pozo PZ-01 fue desplazado – 850 cm con propósito ilustrativo. Se definen además los segmentos de análisis pre-sismo y post-sismo. 63
- 20 Espectros discretos de amplitudes en función de la frecuencia expresada en ciclos por día, correspondientes a: a) nivel del agua, pozo C-03; b) nivel del agua, pozo PZ-03; c) presión barométrica, pozo PZ-03; d) deformación horizontal, pozo C-03; e) nivel del agua, pozo PZ-01; f) nivel del agua, pozo PZ-05; g) nivel del agua, pozo PZ-07; h) nivel del agua, pozo G-1-17. Con línea discontinua se señalan las frecuencias de las principales componentes armónicas asociadas a la marea de la Tierra sólida. 64
- 21 a) Registros de fluctuaciones de nivel del agua subterránea recolectados en los pozos con clave N-05, P-06, RC-02 y RC-24; registro de variación de la presión barométrica observada en el pozo P-06; nivel del agua y presión atmosférica son expresados en centímetros de columna de agua equivalente y en hecto-pascales. b) Deformación horizontal para las inmediaciones del pozo N-05 como resultados de 75

| | | |
|----|--|----|
| | la marea de la Tierra sólida con base en el potencial gravitacional teórico calculado, expresado en unidades de nanostrain. | |
| 22 | Espectros discretos de amplitudes en función de la frecuencia expresada en ciclos por día, correspondientes a: a) nivel del agua, pozo N-05; b) presión barométrica, pozo P-06; c) deformación horizontal, pozo N-05; d) nivel del agua, pozo P-06; e) nivel del agua, pozo RC-02 y f) detalle del nivel del agua en pozo RC-24. Con línea discontinua se señalan las frecuencias de las principales componentes armónicas asociadas a la marea de la Tierra sólida. | 76 |
| 23 | Determinación de la vulnerabilidad de licuefacción de los materiales que constituyen la formación acuífera en las inmediaciones del pozo C-03, de acuerdo al criterio de evaluación propuesto. | 85 |
| 24 | Comparativo de la determinación de la vulnerabilidad de licuefacción de los materiales que constituyen la formación acuífera en las inmediaciones de los pozos analizados, de acuerdo al criterio de evaluación propuesto. | 86 |
| 25 | Grado de confinamiento de la formación acuífera en función de la estimación de la eficiencia barométrica en cada uno de los escenarios de análisis. | 87 |
| 26 | Tipo de sedimento asociado teóricamente con base en la determinación del intervalo de variación del almacenamiento específico calculado para cada uno de los escenarios de estudio. | 88 |
| 27 | Rango de variación de la estimación de porosidad en cada uno de los escenarios de análisis y su correlación con los valores teóricos esperados para los tipos de sedimentos presentes. | 89 |
| 28 | Variación de la estimación del coeficiente de almacenamiento en cada uno de los escenarios de análisis correlacionados con los valores reportados previamente. | 90 |
| 29 | a) Rango de variación de la estimación de transmisividad en cada uno de los escenarios de análisis comparados con valores teóricos y determinados previamente. b) Variación de la conductividad hidráulica, en función de la transmisividad, y su correspondiente comparación con valores teóricos y definidos en trabajos previos. | 92 |
| 30 | Rango de variación del coeficiente de compresibilidad determinado en cada uno de los escenarios de análisis y su respectiva correlación con los valores teóricos asociados a los materiales geológicos presentes. | 93 |
| 31 | Rango de variación del módulo elástico de Young determinado en cada uno de los escenarios de análisis y su respectiva correlación con los valores teóricos esperados con base en los materiales geológicos presentes. | 95 |
| 32 | Variación del módulo elástico de rigidez determinado en cada uno de los escenarios de análisis y su respectiva correlación con los valores reportados en estudios previos. | 95 |

Lista de tablas

| Tabla | | Página |
|-------|--|--------|
| 1 | Principales componentes armónicas de la marea de la Tierra sólida. Modificada de Merrit (2004). | 12 |
| 2 | Algunos parámetros de las componentes diurnas y semidiurnas necesarios para calcular el potencial gravitacional teórico, ecuación 5. Simbología: θ latitud geográfica del punto de observación, grados decimales; q velocidad angular de la Tierra relativa con la velocidad angular media del Sol (15 grados por hora solar); $\Phi_s(t)$ longitud del Sol promedio (incrementa en 0.0411 grados por hora solar); $\Phi_m(t)$ longitud de la Luna promedio (incrementa en 0.5490 grados por hora solar); $\Phi_p(t)$ longitud media del perigeo lunar (incrementa en 0.0046 grados por hora solar); λ longitud geográfica del punto de observación, grados decimales. Modificada de Merrit (2004). | 14 |
| 3 | Clasificación del tipo de acuífero en función del grado de confinamiento con base en las componentes armónicas presentes en el espectro discreto de amplitudes de las variaciones del nivel del agua. Modificada de Rahi y Halihan (2013). | 16 |
| 4 | Integración del rango de variación para los parámetros hidráulicos disponibles para el acuífero del Valle de Mexicali en función de los ambientes de depositación definidos y reportados por *Vázquez-González (1999); **Díaz-Cabrera (2001); ***DOF-CNA (2015); **** Sarychikhina (2010). Nomenclatura: K conductividad hidráulica; S coeficiente de almacenamiento; T transmisividad; D difusividad hidráulica. | 39 |
| 5 | Resumen de algunas características básicas de los pozos de observación considerados en los distintos escenarios de monitoreo y análisis contemplados en el presente trabajo. | 41 |
| 6 | Continuación, resumen de algunas características básicas de los pozos de observación considerados en los distintos escenarios de monitoreo y análisis contemplados en el presente trabajo. *Comisión Federal de Electricidad (comunicación personal). | 41 |
| 7 | Integración de estimaciones del valor de eficiencia barométrica. Nomenclatura: <i>BE – Des</i> eficiencia barométrica promedio calculada desacoplando el efecto simultaneo de la presión barométrica de la marea de la Tierra sólida, ecuación 8; <i>BE – Acop</i> eficiencia barométrica promedio calculada considerando el efecto simultaneo de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida, ecuación 7; <i>BE – BF (BFB/BFM/BFA)</i> eficiencia barométrica promedio calculada para cada una de las bandas de frecuencia definidas banda de frecuencia baja, banda de frecuencia media y banda de frecuencia alta; <i>BE – Clark</i> eficiencia barométrica calculada con el algoritmo propuesto por Clark; y <i>BE – Rahi</i> eficiencia barométrica calculada con el algoritmo propuesto por Rahi. | 53 |
| 8 | Coefficientes de regresión y amplitudes estimadas para el nivel del agua. | 56 |

| | | |
|----|---|----|
| 9 | Coeficientes de regresión y amplitudes estimadas para la marea de la Tierra sólida. | 56 |
| 10 | Estimación de parámetros geohidrológicos: almacenamiento específico, porosidad, coeficiente de almacenamiento, transmisividad y conductividad hidráulica considerando la fase sólida de la formación acuífera incompresible ($\beta_s = 1/K_s = 0$). | 56 |
| 11 | Estimación de sensibilidad a la marea de la Tierra sólida, coeficiente y módulo de compresibilidad total (β_k y K_k) y de la fase porosa (β_p y K_p) asociados a los materiales que conforman el acuífero en las inmediaciones de los pozos analizados, considerando fase sólida compresible ($\beta_s = 1/K_s \neq 0 = 2.00 \times 10^{-10} [Pa^{-1}]$). | 57 |
| 12 | Estimación de valores para parámetros geohidrológicos (S_s, η, S) y geofísicos (B, α, ν_u : relación de Poisson en condiciones no drenadas) considerando a la fase sólida compresible ($\beta_s = 1/K_s \neq 0$). | 58 |
| 13 | Estimación de parámetros geofísicos: módulo elástico de Young, parámetros de Lamé y velocidades de propagación de ondas sísmicas compresionales y transversales. | 60 |
| 14 | Variación del nivel del agua observado y asociado al efecto del evento sísmico, 24 de mayo de 2006. Variación positiva corresponde a incremento en el nivel del agua, variación negativa representa decremento en el nivel del agua registrado por los transductores de presión instalados en cada pozo de monitoreo. | 61 |
| 15 | Integración de estimaciones del valor de eficiencia barométrica. Nomenclatura: <i>BE – Des</i> eficiencia barométrica promedio calculada desacoplando el efecto simultaneo de la presión barométrica de la marea de la Tierra sólida, ecuación 8; <i>BE – Acop</i> eficiencia barométrica promedio calculada considerando el efecto simultaneo de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida, ecuación 7; <i>BE – Clark</i> eficiencia barométrica calculada con el algoritmo propuesto por Clark; y <i>BE – Rahi</i> eficiencia barométrica calculada con el algoritmo propuesto por Rahi. | 66 |
| 16 | Coeficientes de regresión y amplitudes estimadas para nivel del agua. | 67 |
| 17 | Coeficientes de regresión y amplitudes estimadas para la marea de la Tierra sólida. | 68 |
| 18 | Estimación de parámetros geohidrológicos: almacenamiento específico, porosidad, coeficiente de almacenamiento, transmisividad y conductividad hidráulica considerando la fase sólida de la formación acuífera incompresible ($\beta_s = 1/K_s = 0$). | 69 |
| 19 | Estimación de sensibilidad a la marea de la Tierra sólida, coeficiente y módulo de compresibilidad total (β_k y K_k) y de la fase porosa (β_p y K_p) asociados a los materiales que conforman el acuífero en las inmediaciones de los pozos analizados, considerando fase sólida compresible ($\beta_s = 1/K_s \neq 0 = 2.00 \times 10^{-10} [Pa^{-1}]$). | 70 |
| 20 | Estimación de valores para parámetros geohidrológicos (S_s, η, S) y geofísicos (B, α, ν_u : relación de Poisson en condiciones no drenadas) considerando a la fase sólida compresible ($\beta_s = 1/K_s \neq 0$). | 71 |

| | | |
|----|--|----|
| 21 | Estimación de parámetros geofísicos: módulo elástico de Young, parámetros de Lamé y velocidades de propagación de ondas sísmicas compresionales y transversales. | 73 |
| 22 | Integración de estimaciones del valor de eficiencia barométrica. Nomenclatura: <i>BE – Des</i> eficiencia barométrica promedio calculada desacoplando el efecto simultáneo de la presión barométrica de la marea de la Tierra sólida, ecuación 8; <i>BE – Acop</i> eficiencia barométrica promedio calculada considerando el efecto simultáneo de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida, ecuación 7; <i>BE – Clark</i> eficiencia barométrica calculada con el algoritmo propuesto por Clark; y <i>BE – Rahi</i> eficiencia barométrica calculada con el algoritmo propuesto por Rahi | 78 |
| 23 | Coeficientes de regresión y amplitudes estimadas para el nivel del agua. | 78 |
| 24 | Coeficientes de regresión y amplitudes estimadas para la marea de la Tierra sólida. | 79 |
| 25 | Estimación de parámetros geohidrológicos: almacenamiento específico, porosidad, coeficiente de almacenamiento, transmisividad y conductividad hidráulica considerando la fase sólida de la formación acuífera incompresible ($\beta_s = 1/K_s = 0$). | 79 |
| 26 | Estimación de sensibilidad a la marea de la Tierra sólida, coeficiente y módulo de compresibilidad total (β_k y K_k) y de la fase porosa (β_p y K_p) asociados a los materiales que conforman el acuífero en las inmediaciones de los pozos analizados, considerando fase sólida compresible ($\beta_s = 1/K_s \neq 0 = 2.00 \times 10^{-10} [Pa^{-1}]$). | 80 |
| 27 | Estimación de valores para parámetros geohidrológicos (S_s, η, S) y geofísicos (B, α, ν_u) considerando a la fase sólida compresible ($\beta_s = 1/K_s \neq 0$). | 81 |
| 28 | Estimación de parámetros geofísicos: módulo elástico de Young, parámetros de Lamé y velocidades de propagación de ondas sísmicas compresionales y transversales. | 82 |
| 29 | Integración de modelos de velocidades para las inmediaciones del Valle de Mexicali, se enlistan únicamente las capas someras. Modelo de las Sierras Peninsulares de Baja California, SPBC (Nava y Brune, 1982); Modelo del Valle de Mexicali, MVM (Fabriol y Munguía, 1995; McMechan y Mooney, 1980); Modelo del Valle Imperial, MVI (Fuis <i>et al.</i> , 1984); Modelo del Sur del Valle de Mexicali, MSVM (Ramírez-Ramos, 2013). | 95 |

Capítulo 1. Introducción

El registro de la variación de la elevación del nivel del agua subterránea en pozos de monitoreo ha sido utilizado para estudiar la evolución del almacenamiento en la formación acuífera, determinar el gradiente hidráulico y con base en éste definir la dirección de flujo subterráneo; sin embargo, se ha observado que las variaciones de la elevación del nivel del agua responden a una combinación de diversos fenómenos naturales y/o antropogénicos, y que la intensidad de la respuesta del agua subterránea es modulada principalmente por las propiedades físicas de los materiales que constituyen el acuífero.

El nivel del agua (también referido en la literatura como carga hidráulica, potencial hidráulico o nivel piezométrico) observado dentro de un pozo de monitoreo es el resultado de la acción directa en el acuífero de distintos procesos como: precipitación, evapotranspiración y recarga, flujo regional y bombeo, variaciones de presión barométrica, mareas terrestres (oceánica y de la Tierra sólida), actividad sísmica, etcétera. Algunos de éstos fenómenos son responsables de inducir esfuerzos capaces de deformar la estructura de los materiales que constituyen el acuífero, su efecto modifica directamente la presión de poro, manifestándose comúnmente como fluctuaciones del nivel del agua en el interior de los pozos de monitoreo. De forma general, cuando los materiales son comprimidos, la porosidad es reducida y en ausencia de flujo de masa, la presión de poro aumenta; mientras que si los materiales son sometidos a tensión, la porosidad aumenta y en ausencia de flujo de masa, la presión de poro disminuye.

El desarrollo e innovación tecnológica ha permitido contar en la actualidad con instrumentos con las capacidades de medir el nivel del agua con gran precisión, de forma autónoma y cuasi-continua dentro de pozos de observación, lo anterior ha facilitado las actividades de monitoreo y registro de las variaciones del nivel del agua subterránea, disminuyendo además la incertidumbre de la medición. En éste trabajo se presenta una metodología para estimar parámetros geohidrológicos, poroelásticos y geomecánicos de los materiales que constituyen una formación acuífera con base en el estudio del registro semi-continuo de las fluctuaciones del nivel del agua subterránea como resultado de la deformación del acuífero inducida por el efecto de la presión barométrica y la marea de la Tierra sólida.

Particularmente, la presión atmosférica y la marea de la Tierra sólida corresponden a fenómenos naturales de acción continua y permanente que generan cambios periódicos en el estado de esfuerzos que causan deformación de la estructura externa e interna de la formación acuífera. El patrón cíclico y orden de magnitud de la deformación como resultado del efecto de los anteriores fenómenos permite estudiar la

respuesta de la formación a condiciones de deformación lineal y elástica, estableciendo el marco de referencia para analizar procesos que ocasionan deformación plástica, no lineal y dependiente del tiempo.

1.1 Antecedentes

Una formación acuífera permanentemente está sometida a un estado de esfuerzos que tiene como origen procesos naturales; las mareas oceánicas y la presión barométrica inducen la deformación de los materiales que constituyen un acuífero costero, principalmente; mientras que un acuífero tierra dentro, es deformado como resultado del efecto de los cambios de presión atmosférica y la marea de la Tierra sólida (Jacob, 1940; Bredehoeft, 1967; Van der Kamp y Gale, 1983; Rojstaczer y Agnew, 1989; Rojstaczer y Riley, 1990; y numerosas referencias más).

Rahi (2010) mencionó que el análisis de las variaciones del nivel del agua como resultado de la deformación asociada al efecto de fenómenos naturales inició a comienzos del siglo XX. Young (1913) reportó fluctuaciones periódicas del nivel del agua con base en el registro de mediciones realizadas en un pozo en Cradock, República de Sudáfrica durante dos semanas de 1905. Robinson (1939) publicó un conjunto de registros del nivel del agua subterránea colectados en pozos en los estados de Iowa y Nuevo México, EE. UU., en los que observó la influencia de las mareas terrestres; adicionalmente, describió el fenómeno de marea de la Tierra sólida en función de las componentes dominantes responsable de inducir variaciones de la elevación del nivel del agua subterránea. Theis (1939) reconoció que las variaciones del nivel del agua observadas en Nuevo Mexico, sólo podrían ser atribuidas a la dilatación asociada a la marea de la Tierra sólida. Jacob (1940) demostró cómo el estudio de la respuesta del nivel del agua al efecto barométrico y de la mareas puede ser usado para determinar el coeficiente de almacenamiento y la porosidad de un acuífero, introdujo los términos de eficiencia barométrica y eficiencia a la marea como índices de la elasticidad del sistema acuífero. Richardson (1956) reportó fluctuaciones del nivel del agua como resultado del efecto de la marea de la Tierra sólida en un pozo asociado a un acuífero no confinado.

Melchior (1960) realizó un análisis armónico de las fluctuaciones del nivel del agua asociadas a las mareas terrestres reportadas por investigadores previamente (Robinson, 1939; Theis, 1939; Richardson, 1956). El autor concluyó que las variaciones del nivel del agua en esos pozos estaban relacionadas con la dilatación asociada a la marea de la Tierra sólida; el análisis armónico reveló hasta 380 componentes armónicas; sin embargo sólo cinco de las componentes armónicas tienen influencia significativa en las variaciones del nivel del agua subterránea.

Cooper *et al.* (1965) presentaron una relación entre el movimiento armónico del nivel del agua como resultado del efecto inercial y oscilatorio como consecuencia de un sismo perturbando el sistema acuífero. Adicionalmente, mostraron que la magnitud de respuesta armónica del nivel del agua a estas perturbaciones de naturaleza oscilatoria es función de las propiedades hidráulicas del acuífero (transmisividad y coeficiente de almacenamiento).

Bredehoeft (1967) continuó el análisis de Cooper *et al.* (1965) y desarrolló la teoría para estudiar la respuesta del nivel del agua subterránea como resultado del efecto de la marea de la Tierra sólida. El autor consideró la fase sólida incompresible, de tal forma que las variaciones cíclicas del volumen de la formación asociadas a la marea de la Tierra sólida, se asumen iguales a cambios en la fase porosa de la formación acuífera. Presentando así un método para determinar el almacenamiento específico y la porosidad en un acuífero confinado a partir de la suposición del valor de la relación de Poisson en condiciones no drenadas.

Robinson y Bell (1971) desarrollaron métodos para la estimación de parámetros hidráulicos del acuífero, concluyendo que las variaciones observadas del nivel del agua subterránea pueden ser explicadas por el proceso de dilatación de la formación acuífera como resultado del efecto de la marea de la Tierra sólida, marea oceánica y de la presión barométrica.

Bear (1972) indicó que las fluctuaciones de la presión atmosférica inducen variaciones del nivel del agua, dichas variaciones se observan en pozos perforados en acuíferos confinados y no son observadas en pozos dentro de acuífero no confinados. El autor explicó que los cambios en la presión barométrica son transmitidos directamente en el nivel freático del acuífero y simultáneamente en la superficie libre del agua dentro del pozo. Weeks (1979) investigó el efecto de las fluctuaciones de la presión atmosférica en un pozo perforado en un acuífero no confinado. El autor concluyó que el agua dentro de un pozo perforado en un acuífero no confinado está influenciada por cambios en la presión barométrica pero el mecanismo es distinto al efecto en un acuífero confinado. Estableció que:

Como resultado de la difusividad hidráulica en la zona no saturada, en el nivel freático se presenta un retraso a la respuesta al cambio de presión barométrica acontecido en la superficie del terreno, mientras que el efecto es inmediato en la superficie libre del agua dentro del pozo.

Van der Kamp y Gale (1983) presentaron una expresión matemática que relacionó el almacenamiento específico de un acuífero en función de la deformación inducida por la marea de la Tierra sólida

considerando el efecto de la compresibilidad de la fase sólida del medio poroso. Definieron la relación entre el cambio en la presión de poro asociado al cambio de presión sucedido en la superficie del terreno.

Narasimhan *et al.* (1984) reconocieron la importancia del efecto de almacenamiento en pozo en el análisis de la respuesta del nivel del agua asociado a la marea de la Tierra sólida en un acuífero confinado. Los autores criticaron el análisis realizado por Bredehoeft (1967) sugiriendo que el análisis era “inconsistente internamente” argumentando que el almacenamiento específico corresponde a un parámetro definido solamente en condiciones de drenado por lo que la determinación en condiciones no drenadas con base en la respuesta del acuífero a la marea de la Tierra sólida suponiendo la ausencia de flujo de masa, no era posible. Hsieh *et al.* (1988) discutieron el argumento de Narasimhan *et al.* (1984) respecto al análisis desarrollado por Bredehoeft (1967) y mostraron que si es posible determinar el almacenamiento específico mediante una prueba directa en condiciones no drenadas. Adicionalmente, los autores mostraron que el resultado obtenido por Van der Kamp y Gale (1983) se reduce al obtenido por Bredehoeft (1967) cuando la fase sólida se asume no compresible.

Hsieh *et al.* (1987) estudiaron la disminución del nivel del agua dentro de un pozo en función de oscilaciones periódicas de presión en el acuífero. Ignorando los efectos de inercia del agua almacenada en el pozo, derivaron una solución analítica expresando el retraso en el ángulo de fase que existe entre la dilatación de la formación acuífera y la respuesta del nivel del agua en el pozo como una función de la transmisividad del acuífero, el coeficiente de almacenamiento, la sección transversal de la perforación y el período de la perturbación armónica.

Rojstaczer y Agnew (1989) mostraron que en un medio poroelástico de baja porosidad se presenta alta sensibilidad a la deformación horizontal como resultado del efecto de la marea de la Tierra sólida; mientras que alta sensibilidad al efecto de las fluctuaciones de presión barométrica ocurre cuando la porosidad de la formación es alta; ambas sensibilidades presentan correlación inversa con el coeficiente de compresibilidad de los materiales que constituyen la formación. Adicionalmente, demostraron que las propiedades poroelásticas determinadas controlan el flujo vertical, definiendo dos tipos de difusividad hidráulica que gobiernan la difusión de la masa del fluido en un medio poroelástico.

Merrit (2004) realizó una revisión exhaustiva de los trabajos reportados que consideran el análisis de las variaciones del nivel del agua subterránea como resultado del efecto de fenómenos naturales que inducen deformación en los materiales que constituyen una formación acuífera. El autor concluyó que el estudio de los registros de las fluctuaciones del nivel del agua subterráneas asociadas a la influencia de los

fenómenos de presión barométrica y mareas terrestres ha proporcionado estimaciones razonables de transmisividad y determinaciones realistas del almacenamiento específico y porosidad.

El estudio de la respuesta del nivel del agua subterránea como resultado del efecto de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida ha demostrado que las propiedades geohidrológicas y poroelásticas de los materiales que constituyen la formación acuífera modulan la magnitud de la respuesta observada; sin embargo, en los trabajos previos analizados no se han reportado estimaciones de parámetros geomecánicos como resultado de la relación existente entre las propiedades geohidrológicas y poroelásticas. En este trabajo considero que el conjunto de parámetros geomecánicos conformado por el módulo elástico de Young y velocidad de propagación de ondas elásticas, disminuye la incertidumbre de las estimación de los parámetro geohidrológicos y poroelásticos realizada; adicionalmente, brinda información de referencia que permite entender procesos que suceden en la formación acuífera y que son gobernados por condiciones de deformación plástica, no lineal y dependiente del tiempo, como por ejemplo, subsidencia y licuefacción.

1.2 Justificación

Las metodologías convencionales para la determinación de las propiedades físicas que controlan los procesos de flujo de agua subterránea (parámetros geohidrológicos: transmisividad y coeficiente de almacenamiento, o bien, la conductividad hidráulica y porosidad efectiva, según sea el caso de un acuífero confinado o un acuífero libre); deformación de medios porosos saturados (parámetros poroelásticos: porosidad, coeficiente de compresibilidad, relación de Poisson en condiciones drenadas y no drenadas, y coeficientes de Skempton) e interacción de las formaciones geológicas con los esfuerzos aplicados (parámetros geomecánicos: módulo elástico de Young, velocidad de propagación de ondas elásticas) incluyen, por mencionar algunas:

- Pruebas de estrés directamente en el acuífero (pruebas de bombeo o del tipo “slug”).
- Determinaciones indirectas a través del modelado directo de superficies piezométricas y solución del problema inverso de flujo subterráneo.
- Pruebas de flujo y mecánicas en laboratorios a muestras alteradas (permeámetro de carga constante y variable, ensayos uniaxiales y triaxiales).

Sin embargo, algunas de estas metodologías presentan desventajas inherentes como, alto costo económico, realización logísticamente no factible, extensión territorial caracterizada limitada (determinaciones puntuales), modificación al estado de esfuerzos natural y necesidad de información de calidad *a priori*. Por lo tanto, la estimación de parámetros geohidrológicos, poroelásticos y geomecánicos con base en el análisis de la respuesta del nivel del agua al efecto de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida, es una herramienta factible y de bajo costo para hidrólogos y geofísicos, siendo estas ventajas particularmente importantes en el estudio de formaciones acuíferas donde la información disponible es insuficiente o no existe, situación comúnmente presente en países en vías de desarrollo.

1.3 Hipótesis

El análisis de las variaciones del nivel del agua subterránea como resultado de la deformación asociada al efecto continuo de la presión barométrica y la marea de la Tierra sólida permite estimar valores razonables de algunos parámetros geomecánicos a partir de la determinación de propiedades geohidrológicas y poroelásticas de los materiales que constituyen una formación acuífera.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Estimar valores razonables para los parámetros geohidrológicos, poroelásticos y geomecánicos no disponibles o insuficientes de una formación acuífera, como resultado del análisis de la respuesta del nivel del agua subterránea a los fenómenos de presión barométrica y mareas terrestres; y adicionalmente, estudiar su posible variación espacial y temporal como consecuencia de actividad sísmica y antropogénica.

1.4.2. Objetivos específicos

- Analizar e identificar el efecto de la presión barométrica mediante el análisis armónico de registros continuos de nivel del agua subterránea y presión atmosférica en un conjunto de pozos de monitoreo.

- Calcular la marea de la Tierra sólida teórica e identificar su influencia mediante análisis armónico de las series de tiempo calculadas y los registros de nivel del agua subterránea.
- Cuantificar la respuesta del nivel del agua al efecto de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida teórica a través del cálculo de la eficiencia barométrica y eficiencia a la marea, respectivamente.
- Estimar valores razonables de parámetros geohidrológicos, poroelásticos y geomecánicos en función de las eficiencias barométrica y a la marea determinadas en un conjunto de pozos de monitoreo.
- Correlacionar las estimaciones de las propiedades de una formación acuífera con base en el contexto geohidrológico, geológico, determinaciones previas e influencia de actividad sísmica y antropogénica.

Capítulo 2. Metodología

2.1 Introducción

Dos fenómenos de fuente natural que inducen esfuerzos capaces de deforma la estructura externa e interna de los materiales que constituyen las formaciones acuíferas y que su efecto comúnmente se manifiesta como fluctuaciones del nivel del agua subterránea son la presión barométrica y las mareas terrestres. Estas variaciones del nivel del agua son de interés en los campos de estudio de la geohidrología y geofísica por dos razones principales: las fluctuaciones son evidencia de que los pozos de monitoreo pueden ser considerados como indicadores sensibles a la deformación de la corteza; y debido a que la amplitud de las variaciones registradas provee de información con respecto a las propiedades físicas de los materiales que constituyen la formación y controlan los fenómenos de flujo subterráneo, deformación poroelástica e interacción de la formación con las variaciones de esfuerzo aplicadas.

La presión barométrica y las mareas terrestres son dos fenómenos de origen independiente, pero relacionados entre sí; en un sistema pozo-acuífero ambos fenómenos actúan simultáneamente en el sistema pero a través de mecanismos distintos. En un sistema pozo-acuífero localizado alejado de la influencia de la marea oceánica, cómo el que se ilustra en la Figura 1; la marea de la Tierra sólida actúa y es controlada principalmente por las propiedades elásticas y la matriz porosa de las rocas que constituyen el acuífero (Bredehoeft, 1967; Van der Kamp y Gale, 1983; Rojstaczer y Agnew, 1989). En el caso de la presión barométrica actúa uniformemente sobre la superficie de la Tierra y simultáneamente sobre la superficie libre del agua en pozos abiertos. La respuesta del nivel del agua dentro de un pozo es complicada y además, el sistema pozo-acuífero frecuentemente es afectado por condiciones de flujo local-regional (Rojstaczer, 1988a; Rojstaczer y Riley, 1990).

Con base en lo anterior, con el objetivo de su estudio es posible idealizar al sistema pozo-acuífero como un sistema en el que actúan dos señales de entrada independientes, pero que su efecto en el acuífero se acopla y amplifica en ciertas frecuencias (presión barométrica y marea de la Tierra sólida) y una única señal de salida (nivel del agua); la amplitud de la señal de salida es modulada por las propiedades geohidrológicas y poroelásticas de los materiales que constituyen la formación acuífera.

En el desarrollo de este capítulo se presenta en una primera instancia el origen de la variación periódica de los fenómenos de presión atmosférica y marea de la Tierra sólida, y su influencia en el nivel del agua subterránea. Se muestra el análisis de ambos fenómenos actuando de forma acoplada y desacoplada, es

decir, considerando su estudio en función de la dependencia e independencia en el dominio de la frecuencia de sus principales componentes armónicas y que son las responsables de inducir fluctuaciones del nivel del agua. Más adelante en el capítulo se plantean las relaciones matemática que permiten estimar algunas de las propiedades geohidrológicas y poroelásticas de los materiales que constituyen la formación acuífera con base en la identificación y cuantificación de la influencia de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida, mediante la determinación de los valores de eficiencia barométrica y eficiencia a la marea. Posteriormente, se desarrolla la relación entre los parámetros geohidrológicos y poroelásticos estimados previamente para determinar valores de algunos coeficientes geomecánicos, módulo elástico de Young y velocidad de propagación de ondas elásticas.

El marco teórico planteado y la metodología de análisis desarrollada son evaluadas utilizando registros del nivel del agua y presión barométrica recolectados en un conjunto de pozos de monitoreo en el Valle de Mexicali, se presentan los aspectos más sobresalientes de los contextos geológicos y geohidrológicos que pudieran tener implicaciones con los resultados obtenidos y reportados en el Capítulo 3; adicionalmente, se considera la posible variación de las estimaciones realizadas con base en la influencia de actividad sísmica y antropogénica acontecida en el área de estudio. Finalmente, se analiza el principio de esfuerzo efectivo para determinar cualitativamente la vulnerabilidad a procesos de subsidencia y licuefacción en las inmediaciones de los pozos analizados.

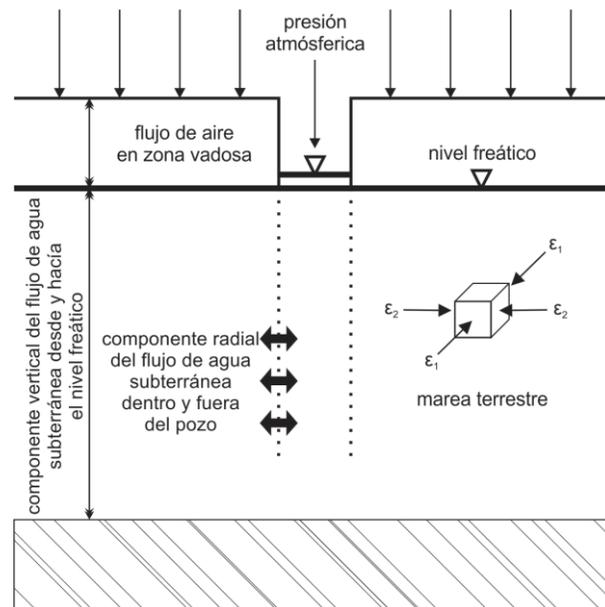


Figura 1. Sección transversal idealizada representativa de un sistema pozo-acuífero localizado tierra dentro, sin influencia de la marea oceánica, y que ilustra de forma general la acción de los fenómenos de presión barométrica y marea de la Tierra sólida actuando en un acuífero tipo no-confinado. Modificado de Rojstaczer y Riley (1990).

2.2 Marco teórico

2.2.1 Presión barométrica y marea de la Tierra sólida

La variación de la presión barométrica es resultado del cambio de volumen en la columna de atmósfera soportada por la superficie de la Tierra. Estos cambios son asociados a componentes periódicas y aperiódicas; las componentes determinísticas son relacionadas con el calentamiento y enfriamiento, expansión y contracción, ascenso y descenso de masas de aire cercanas a la superficie de la Tierra. Mientras que las componentes aperiódicas son consecuencia de la interacción de procesos atmosféricos de baja frecuencia y fenómenos climatológicos actuando a escala regional (Merrit, 2004). El estudio de las fluctuaciones de la presión atmosférica revela la presencia de dos mínimos y dos máximos durante un día solar. Clark (1967) sugirió que los mínimos en la presión barométrica ocurren a las 04:00 y 16:00 horas, y los máximos a las 10:00 y 22:00 horas. Merrit (2004) indicó que estos máximos y mínimos varían día con día; por lo que definir un horario exacto para estos eventos es difícil.

El nivel del agua presenta una relación proporcional inversa con la variación de la presión atmosférica, Figura 2. La razón de cambio del nivel del agua (WL) con respecto a la magnitud de la fluctuación de la presión barométrica (BP) se conoce como eficiencia barométrica (BE) y está dada por la siguiente expresión (Rasmussen y Crawford, 1997):

$$BE = -\frac{WL}{BP} \quad (1)$$

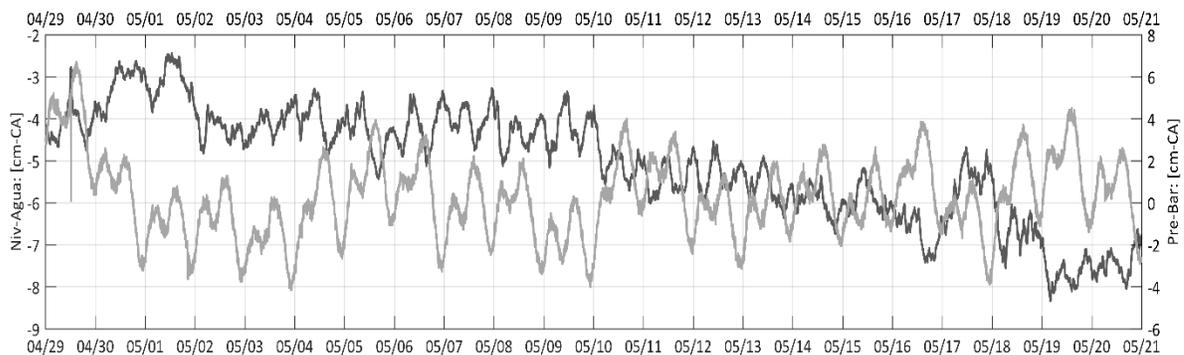


Figura 2. Segmento de serie de tiempo correspondiente a la variación del nivel del agua subterránea, línea color gris oscuro; y fluctuaciones de la presión barométrica, línea color gris claro. En el registro se ilustra la relación proporcional entre el nivel del agua (WL) y la presión atmosférica (BP). Ambas variables son reportadas en centímetros de columna de agua equivalente. Las observaciones del nivel del agua fueron registradas en el pozo C-03 y la presión barométrica en el pozo PZ-03 perforados en el acuífero superficial del Valle de Mexicali, durante el 29 de abril al 21 de mayo de 2006.

Cuttillo y Bredehoeft (2011) señalaron que la amplitud del cambio del nivel del agua se asume igual al cambio en la presión de poro dentro del acuífero cuando el flujo lateral subterráneo es despreciable como resultado de considerar una fuerza uniforme actuando en una gran extensión territorial de la formación acuífera, condición no-drenada. Por otro lado, sí los materiales que constituyen el acuífero presentan una alta transmisividad lateral, se favorece una condición drenada (i. e. transferencia de masa a través de flujo subterráneo), como resultado una respuesta del nivel del agua a la variación de presión barométrica puede no ser observada (Weeks, 1979). En el caso de pozos abiertos a la atmósfera, la presión barométrica ejerce su acción simultáneamente en la superficie del terreno y en la superficie libre del agua dentro del pozo, propiciando el drenaje de la columna de agua contenida en la perforación y generando diferencias de presión entre el pozo y el acuífero como resultado del flujo de aire a través de la zona vadosa (Rahi y Halihan, 2013). Por lo tanto, la razón de cambio del nivel el agua es menor en un sistema pozo-acuífero en comunicación directa con la atmósfera. La amplitud disminuida es función del factor de amplitud de la formación, eficiencia a la carga (γ_e), análogo a la eficiencia a la marea definida por Jacob (1940), y que representa la razón de cambio de la presión de poro (p) con respecto a la variación de esfuerzo (σ_3) cuando la deformación lateral es despreciable, la dilatación de la formación se considera con signo positivo; la eficiencia a la carga se determina de acuerdo a Van der Kamp y Gale, (1983):

$$\gamma_e = -\frac{p}{\sigma_3} \quad (2)$$

Todd (1959) sugirió que la eficiencia barométrica puede ser utilizada como indicador de la capacidad de una capa confinante para resistir un cambio de presión. Por otro lado, la eficiencia a la carga corresponde a un indicador de la incapacidad de una capa confinante a resistir un cambio de presión. Valores altos de eficiencia barométrica son asociados a capas gruesas confinantes. Mientras que valores bajos cercanos a cero sugieren estar relacionados con estratos delgados y que no propician el confinamiento.

Sin embargo, el sistema pozo-acuífero no sólo es afectado por la presión barométrica; adicionalmente, la interacción continua de la Tierra con los cuerpos celestes genera variaciones en la fuerza de atracción gravitacional que se manifiestan a través de perturbaciones periódicas en la forma de la Tierra, conocidas como mareas terrestres. Por un lado, el nivel del océano oscila periódicamente como resultado del incremento o reducción de la fuerza de atracción gravitacional que ejerce la Luna y el Sol, principalmente, sobre la masa de agua oceánica, a este fenómeno se le refiere como marea oceánica. Su efecto en particularmente influye en acuíferos cercanos a la costa, acuíferos costeros, debido a la variación

manifestada como el aumento o disminución de la presión ejercida por la columna de agua oceánica sobre los materiales del subsuelo y que frecuentemente inducen variaciones de la presión de poro.

Por otro lado, la marea de la Tierra sólida, corresponde a pequeñas variaciones periódicas de la forma del planeta Tierra como resultado de la contracción y expansión de la estructura de la Tierra en consecuencia de los cambios de las fuerzas de atracción gravitacional derivados de la interacción de la Tierra con la Luna y el Sol, principalmente. La longitud de onda del fenómeno es lo suficientemente larga para que la deformación sea controlada por las propiedades de las rocas en la estructura interna de la Tierra, primordialmente el manto (Cutillo y Bredehoeft, 2011). Variaciones del nivel del agua subterránea asociadas a las fluctuaciones de la presión de poro como resultado de la deformación de la corteza terrestre en ubicaciones geográficas alejadas de la influencia de la marea oceánica han sido exhaustivamente analizadas y reportadas por Robinson (1939); Theis (1939); Richardson (1956); Melchior (1960); Bredehoeft (1967); Weeks (1979); Merrit (2004).

Melchior (1960) concluyó que el fenómeno de atracción gravitacional es complejo, el análisis armónico del potencial gravitacional reveló estar constituido por una gran cantidad de componentes armónicas, aproximadamente trescientos cincuenta componentes; sin embargo, sólo cinco de ellas son asociadas a las fluctuaciones del nivel del agua subterránea, denotadas como (M₂, S₂, K₁, O₁ y N₂), estas componentes armónicas son responsables del 95% de la variación del potencial gravitacional (Melchior, 1964). La frecuencia, período y causa de las componentes armónicas son conocidas con gran precisión de observaciones astronómicas; la frecuencia, período y explicación del origen de las cinco componentes armónicas dominantes del fenómeno de la marea de la Tierra sólida se enlistan en la Tabla 1.

Tabla 1. Principales componentes armónicas de la marea de la Tierra sólida. Modificada de Merrit (2004).

| Símbolo | Frecuencia [ciclos/día] | Periodo [horas] | Descripción |
|----------------|-------------------------|-----------------|----------------------------|
| O ₁ | 0.9295 | 25.8193 | Diurna principal lunar |
| K ₁ | 1.0027 | 23.9344 | Diurna solar-lunar |
| M ₂ | 1.9322 | 12.4206 | Semidiurna principal lunar |
| S ₂ | 2.0000 | 12.0000 | Semidiurna principal solar |
| N ₂ | 1.8959 | 12.6583 | Elíptica lunar |

Rojstaczer y Agnew (1989) notaron que, estrictamente hablando el fluido contenido en un medio poroso responde a la acción de un campo de esfuerzo-deformación volumétrico (ε_v), similar al que es capaz de originar el potencial gravitacional. Sin embargo; para los esfuerzos impuestos por la marea de la Tierra sólida el estado de deformación tridimensional no es bien conocido *a priori*; por lo que los autores sugieren analizar la respuesta del nivel del agua a un estado de deformación bidimensional, deformación del área definida en el plano horizontal (ε_a) y que corresponde a la suma de las componentes ortogonales en el plano horizontal de coordenadas cartesianas “xy”, y que se expresa como:

$$\varepsilon_a = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 = \varepsilon_x + \varepsilon_y \quad (3)$$

Cutillo y Bredehoeft (2011), mostraron que si se considera el estado de deformación bidimensional actuando en las rocas superficiales, la compresión de éstas provoca la extensión vertical de las mismas, la amplitud de la deformación es función de la relación de Poisson y del incremento en la presión de poro. La deformación vertical de la roca tendrá una magnitud aproximadamente igual a una de las componentes horizontales, pero con signo opuesto. Por lo tanto, el estado de deformación volumétrico será menor al estado de deformación bidimensional, ($\varepsilon_v \ll \varepsilon_a$). La amplitud típica de cada uno de los elementos del tensor de deformación es del orden de una parte por billón de deformación relativa a la forma original no deformada, es decir 1.00×10^{-09} y se conoce como “*nanostain-nanodeformación*” [nstr-ppb].

La razón de cambio del nivel del agua (WL) con respecto a la amplitud de la deformación (ε_a) como resultado del campo bidimensional de esfuerzo se conoce como sensibilidad a la marea (A_s), y que de acuerdo a Rojstaczer y Agnew (1989) se obtiene por:

$$A_s = -\frac{WL}{\varepsilon_a} \quad (4)$$

El estado de deformación bidimensional puede ser estimado fácilmente en cualquier localización geográfica a partir del potencial gravitacional teórico (Harrison, 1971). Sin embargo, el valor teórico difiere del real en un factor como máximo de dos, dicha variación se asocia a discontinuidades topográficas y geológicas (Berger y Beaumont, 1976; Harrison, 1976). La influencia de las discontinuidades topográficas y geológicas es difícil de estimar y corregir *a priori*; además, en ausencia de mediciones directas de la deformación volumétrica el valor teórico de la deformación bidimensional es utilizado (Galloway y Rojstaczer, 1988). Adicionalmente, la sensibilidad a la marea determinada de forma teórica puede ser

utilizada para calibrar la respuesta de instrumentos que son sensibles a otro tipo de mecanismos que inducen esfuerzo-deformación, como lo son los procesos tectónicos (Rojstaczer y Agnew, 1989).

Munk y McDonald (1960) definieron la siguiente expresión para calcular el potencial gravitacional teórico de orden dos (W_2 [$L^2 \cdot T^{-2}$]) en función de la latitud geográfica (θ), longitud geográfica (λ) y en el tiempo (t), con base en el manual de la Marina Británica (Doodson y Warburg, 1941):

$$W_2(\theta, \lambda, t) = gK_m b f(\theta) \cos[\beta(\lambda, t)] \quad (5)$$

Donde g corresponde a la aceleración gravitacional [$L \cdot T^{-2}$] en el superficie de la Tierra; K_m es el coeficiente lunar general y es igual a 0.537 [L: metros]; b corresponde a un factor de amplitud adimensional con valor distinto para cada componente armónica; $f(\theta)$ es una función de latitud adimensional; y $\beta(\lambda, t)$ corresponde a un término de fase que es función de la longitud geográfica en el tiempo t , referido al Tiempo Medio de Greenwich (TMG-GMT). Los valores para el coeficiente b y las expresiones matemáticas para determinar las funciones dependientes de la latitud y longitud para cada una de las principales componentes armónicas de la marea de la Tierra sólida se muestran en la Tabla 2.

Tabla 2. Algunos parámetros de las componentes diurnas y semidiurnas necesarios para calcular el potencial gravitacional teórico, ecuación 5. Simbología: θ latitud geográfica del punto de observación, grados decimales; q velocidad angular de la Tierra relativa con la velocidad angular media del Sol (15 grados por hora solar); $\Phi_s(t)$ longitud del Sol promedio (incrementa en 0.0411 grados por hora solar); $\Phi_m(t)$ longitud de la Luna promedio (incrementa en 0.5490 grados por hora solar); $\Phi_p(t)$ longitud media del perigeo lunar (incrementa en 0.0046 grados por hora solar); λ longitud geográfica del punto de observación, grados decimales. Modificada de Merrit (2004).

| Componente | b [-----] | $f(\theta)$ [-----] | $\beta(\lambda, t)$ [-----] |
|----------------|--------------|-----------------------------|---|
| O ₁ | 0.3770 | $\sin(\theta) \cos(\theta)$ | $qt + \Phi_s(t) - 2\Phi_m(t) - 169.8 + \Phi$ |
| K ₁ | 0.5310 | $\sin(\theta) \cos(\theta)$ | $qt + \Phi_s(t) + 10.2 + \Phi$ |
| M ₂ | 0.9080 | $0.5 \cos^2(\theta)$ | $2[qt + \Phi_s(t) - \Phi_m(t) - 79.8 + \Phi]$ |
| S ₂ | 0.4230 | $0.5 \cos^2(\theta)$ | $2[qt + \Phi]$ |
| N ₂ | 0.1740 | $0.5 \cos^2(\theta)$ | $2[qt + \Phi_s(t) - 1.5\Phi_m(t) + 0.5\Phi_p(t) - 79.8 + \Phi]$ |

Berger *et al.* (1987) extendieron la derivación del potencial gravitacional de Munk y Cartwright (1966), programando un conjunto de algoritmos que permiten calcular la aceleración de la gravedad, inclinación y los elementos del tensor de deformación (ε_{11} , ε_{22} y ε_{33}), para un modelo de Tierra: esférica, no-rotacional, elástica e isotrópica, de acuerdo a Berger (1969). El comportamiento típico y orden de

magnitud de algunos de estos elementos de la marea de la Tierra sólida como resultado del potencial gravitacional teórico son ilustrados en la Figura 3.

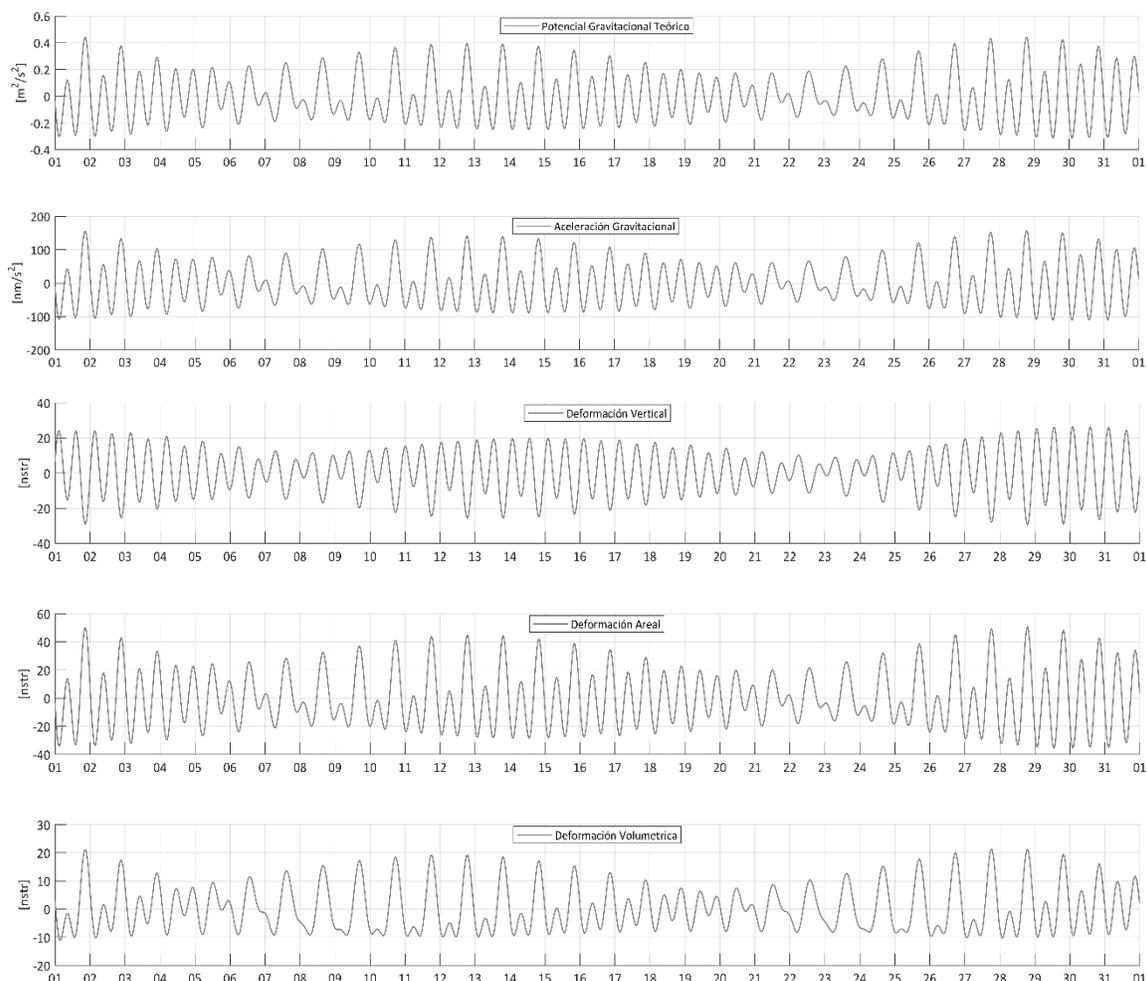


Figura 3. Elementos de la marea de la Tierra sólida derivados del cálculo del potencial gravitacional teórico: a) Potencial gravitacional teórico (W_2 [$L^2 \cdot T^{-2}$]); b) aceleración gravitacional (g [$L \cdot T^{-2}$]); c) componente vertical del tensor de deformación (ε_{33} [nstr]); d) deformación en un plano horizontal (ε_a [nstr]); e) deformación volumétrica (ε_v [nstr]). El cálculo del potencial gravitacional teórico corresponde a una localización geográfica arbitraria dentro del Valle de Mexicali durante el 01 de mayo al 01 de junio de 2006.

2.2.1.1. Dependencia en el dominio de la frecuencia

En latitudes medias, las fluctuaciones diurnas y semidiurnas del nivel del agua subterránea asociadas con la presión barométrica, coinciden y son influenciadas por la respuesta del nivel del agua atribuida a la marea de la Tierra sólida en períodos de doce y veinticuatro horas, principalmente (Galloway y Rojstaczer, 1988). El método de análisis clásico para determinar la presencia de componentes diurnas y semidiurnas en las variaciones del nivel del agua corresponde a la estimación del espectro discreto de amplitudes en

el dominio de la frecuencia como resultado de aplicar la Transformada Discreta de Fourier a las series de tiempo observadas (nivel del agua y presión barométrica) y calculadas (marea de la Tierra sólida teórica). Un espectro discreto de amplitudes típico revela y cuantifica la influencia de las componentes armónicas dominantes del fenómeno de marea de la Tierra sólida (M₂, S₂, K₁, O₁ y N₂). Rahi y Halihan (2013) señalaron que en condiciones de confinamiento, como resultado de la permeabilidad o de la profundidad, domina la influencia de fenómeno de marea de la Tierra sólida sobre el fluido contenido en la formación acuífera generalmente presurizada, siendo la componente armónica M₂ la señal dominante en el espectro discreto de amplitudes correspondiente al nivel del agua. Por otro lado, en un acuífero de tipo libre no existe confinamiento capaz de producir y revelar la influencia de la marea de la Tierra sólida; sin embargo, puede presentarse un retraso de las componentes diurnas y semidiurnas de la presión barométrica sobre el nivel freático como resultado del paso del aire a través de la zona vadosa, generando la presencia de las componentes armónicas S₂ y K₁ en el espectro discreto de amplitudes de las variaciones del nivel del agua en un acuífero de tipo libre. Finalmente los autores señalaron que la presencia de las componentes armónicas S₂, K₁ y M₂ en el espectro discreto de amplitudes, puede ser relacionada con características en las propiedades físicas de los materiales que constituyen la zona vadosa que propician una condición de semi-confinamiento en la formación acuífera; las componentes armónicas típicamente presentes en el espectro discreto de amplitudes correspondiente al nivel del agua en función del grado de confinamiento se muestra en la Tabla 3.

Tabla 3. Clasificación del tipo de acuífero en función del grado de confinamiento con base en las componentes armónicas presentes en el espectro discreto de amplitudes de las variaciones del nivel del agua. Modificada de Rahi y Halihan (2013).

| Símbolo | Confinado | Semi-confinado | No confinado/Libre |
|----------------|-----------|----------------------|----------------------|
| O ₁ | Presente | Puede estar presente | No presente |
| K ₁ | Presente | Presente | Puede estar presente |
| M ₂ | Dominante | Presente | No presente |
| S ₂ | Presente | Dominante | Puede estar presente |
| N ₂ | Presente | Puede estar presente | No presente |

Con la finalidad de extender el análisis cualitativo y cuantitativo de la respuesta del nivel del agua como resultado del efecto simultaneo de la presión barométrica y la marea de la Tierra sólida, se determinó la función de coherencia de magnitud cuadrática en el dominio de la frecuencia (Γ_{xy}^2) definida por Rojstaczer y Riley (1990; Lai, *et. al.* (2013) como:

$$\Gamma_{xy}^2 = \frac{|G_{xy}(\omega)|^2}{G_{xx}(\omega)G_{yy}(\omega)} \quad (6)$$

Donde $G_{xy}(\omega)$ es la estimación de la densidad espectral de potencia cruzada entre dos señales; $G_{xx}(\omega)$ y $G_{yy}(\omega)$ son las estimaciones de la densidad espectral de potencia de cada una de las señales. La función de coherencia de magnitud cuadrática es análoga al coeficiente de correlación lineal (r^2) en análisis de regresión lineal. Para un sistema lineal ideal con una única señal de entrada y una única señal de salida, la función de coherencia de magnitud cuadrática es igual a 1.

Sin embargo, el sistema pozo-acuífero difiere de ser un sistema lineal simple, el estudio de la respuesta del nivel del agua como señal de salida del sistema en el cual las propiedades de los materiales que constituyen el acuífero modulan el efecto simultáneo y acoplado de la presión barométrica y la marea de la Tierra sólida, requiere de estimar las funciones de transferencia (WB y WA), respectivamente. Rojstaczer (1988a; 1988b) planteó y solucionó el siguiente sistema complejo de ecuaciones para calcular las respectivas funciones de transferencia:

$$\begin{vmatrix} BB & BA \\ AB & AA \end{vmatrix} \begin{vmatrix} WB \\ WA \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} BW \\ AW \end{vmatrix} \quad (7)$$

Donde BB y AA representan la estimación de la función de densidad espectral de potencia de la presión barométrica BP y de la deformación bidimensional ε_a como resultado del cálculo del potencial gravitacional teórico, respectivamente; BA es la estimación de la función de densidad espectral de potencia cruzada entre BP y ε_a ; mientras que AB corresponde al complejo conjugado de BA ; BW y AW representan la estimación de la función de densidad espectral de potencia cruzada entre BP y WL , y entre ε_a y WL , respectivamente. Finalmente, el módulo de las funciones de transferencia WB y WA corresponde al valor de la eficiencia barométrica BE y de la sensibilidad a la marea A_s en función de la frecuencia, respectivamente.

Sí como resultado del análisis del espectro discreto de amplitudes y de la función de coherencia de magnitud cuadrática, correspondientes a las variaciones del nivel del agua no se identifica la influencia de la marea de la Tierra sólida, en función de la presencia de las componentes armónicas o mínima coherencia, como es el caso de un acuífero tipo libre, es preferible determinar el valor de la eficiencia barométrica de forma desacoplada del fenómeno de la marea de la Tierra sólida, calculando la función de transferencia desacoplada (WB_D) y que corresponde al módulo de la relación entre la estimación de la

función de densidad espectral de potencia cruzada de la presión barométrica y el nivel del agua, y la estimación de la función de densidad espectral de la presión barométrica, definida por Rojstaczer y Riley (1990) como:

$$WB_D = \frac{BW}{BB} \quad (8)$$

Algunas características en los materiales que constituyen el sistema pozo-acuífero son capaces de amortiguar o amplificar la respuesta del nivel del agua, o bien causar un retraso en tiempo entre la variación de la presión de poro y la variación del nivel del agua. Particularmente, a frecuencias altas con períodos del orden de minutos o incluso menores, un efecto inercial significativo causado por la masa de la columna de agua dentro del pozo es identificado, conocido como efecto de almacenamiento en pozo “*wellbore storage*”. Bredehoeft (1967) mostró que el efecto de almacenamiento en pozo es despreciable cuando se analiza la respuesta del nivel del agua como resultado del efecto de la marea de la Tierra sólida. Sin embargo, el análisis de la dependencia en tiempo del efecto de almacenamiento en pozo puede ser estudiada para estimar la transmisividad en el sistema pozo-acuífero (Cutillo y Bredehoeft, 2011).

2.2.1.2. Independencia en el dominio de la frecuencia.

Los fenómenos de presión barométrica y marea de la Tierra sólida tienen componentes dominantes diurnas y semidiurnas de períodos bien definidos. Sin embargo, parte de las fluctuaciones de presión barométrica son asociadas a componentes aperiódicas, de baja frecuencia y asociadas a fenómenos meteorológicos de escala local-regional.

En varias investigaciones (Clark, 1967; Toll y Rasmussen, 2007; Rahi, 2010; McLin, 2012) han definido métodos para determinar la eficiencia barométrica como resultado de implementar técnicas de regresión lineal directamente a las series de tiempo correspondientes a los registros de variaciones del nivel del agua y fluctuaciones de presión atmosférica recolectados en pozos de monitoreo. Detalles de los requerimientos e implementación de los métodos definidos por Clark (1967), y Rahi (2010), para estimar la eficiencia barométrica se presentan y discuten en el Anexo A, correspondiendo a dos métodos también considerados en la realización del presente trabajo.

Galloway y Rojstaczer (1988) mostraron que la amplitud A_k y ángulo de fase Φ_k de las variaciones del nivel del agua subterránea en las frecuencias exactas de las componentes armónicas de la marea de la Tierra

sólida, pueden ser obtenidas como resultado del ajuste del registro del nivel del agua y el estado de deformación bidimensional calculado, mediante una suma de funciones seno y coseno. Utilizando técnicas de análisis numérico de regresión con solución del tipo mínimo error cuadrático, de acuerdo al modelo presentado por Hsieh *et al.* (1987). Sea x_i la i -ésima observación del nivel del agua en el tiempo t_i . La suma de los cuadrados de los residuales (scr) se obtiene mediante:

$$scr = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left[x_i - \frac{a_0}{2} - \sum_{k=1}^N (a_k \cos(\omega_k t_i) + b_k \sin(\omega_k t_i)) \right]^2 \quad (9)$$

Donde n es el número de datos observados de variación del nivel del agua; N corresponde al número de componentes armónicas consideradas; ω_k es la frecuencia angular de la k -ésima componente armónica, con unidades de ciclos por tiempo, y corresponden a las frecuencias de las componentes enlistadas en la Tabla 1. a_0 , a_k y b_k corresponden a los $(2N + 1)$ coeficientes a determinar mediante mínimos cuadrados, Anexo B. La amplitud y ángulo de fase en radianes se obtienen a partir de los coeficientes determinados y están dadas por:

$$A_k = A_w = \sqrt{a_k^2 + b_k^2}; \quad \Phi_k = \tan^{-1} \left(-\frac{b_k}{a_k} \right) \quad (10a, b)$$

Por lo tanto, la sensibilidad a la marea para una componente armónica en particular es obtenida por:

$$A_s = -\frac{WL}{\varepsilon_a} = \frac{A_w}{A_t} \quad (11)$$

Donde A_w y A_t corresponden a las amplitudes a una frecuencia determinada del nivel del agua y del estado de deformación bidimensional, respectivamente; A_w es expresado en unidades de longitud de la columna de agua equivalente, mientras que A_t en unidades de nano-deformación [nstr].

Debido a que el nivel del agua subterránea es sensible al efecto de la presión barométrica, fenómeno en el cual dominan las componentes diurnas y semidiurnas, las amplitudes de las componentes armónicas denotadas como K1 y S2 asociadas a la marea de la Tierra sólida e identificadas en el espectro discreto de amplitudes del nivel del agua son influenciadas también por las fluctuaciones de presión atmosférica, como resultado el análisis de la sensibilidad a la marea se restringe a las componentes armónicas O1 y M2; además, regularmente la amplitud de la componente armónica N2 es mucho menor comparada con la

amplitud de O1 y M2, por lo que es ignorada (Galloway y Rojstaczer, 1988; Rojstaczer y Agnew, 1989; Cutillo y Bredehoeft, 2011).

2.2.2. Estimación de parámetros geohidrológicos, poroelásticos y geomecánicos

La ecuación expresada en derivadas parciales y coordenadas cartesianas que describe el flujo subterráneo bidimensional de acuerdo a Freeze y Cherry (1979) es:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (12)$$

Donde h representa la carga hidráulica en la formación [L]; S corresponde al coeficiente de almacenamiento, adimensional; T representa la transmisividad [$L^2 \cdot T^{-1}$] y es función de la conductividad hidráulica (K [$L \cdot T^{-1}$]) y del espesor saturado del medio (b [L]).

La formulación equivalente expresada en coordenadas polares de acuerdo a Jacob (1950) es:

$$\frac{\partial^2 s}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial s}{\partial r} = \frac{S}{T} \frac{\partial s}{\partial t} \quad (13)$$

Donde s corresponde al descenso de nivel [L] observado en el pozo como resultado de la descarga (Q [$L^3 \cdot T^{-1}$]); r representa la distancia [L] desde el pozo al punto donde se observa el descenso de nivel.

Ferris (1962) definió al coeficiente de almacenamiento a través de la relación entre el volumen de agua liberada (dV_w [L^3]) desde el almacenamiento por una superficie de referencia (A [L^2]), como resultado de la disminución de la carga hidráulica. Adicionalmente, el coeficiente de almacenamiento es función del espesor saturado y del coeficiente de almacenamiento específico (S_s [L^{-1}]) de la formación acuífera, de acuerdo a Bear (1979):

$$S = \frac{dV_w}{dh} \frac{1}{A} = S_s \cdot b + S_y \quad (14)$$

El valor del coeficiente de almacenamiento varía dentro del rango de 0 y hasta el valor máximo de la porosidad efectiva en el caso de un acuífero no-confinado, conocida también como rendimiento específico

($\eta_e = S_y$). En un acuífero tipo libre el rendimiento específico frecuentemente es varios ordenes de magnitud mayor que el almacenamiento específico, del tal forma que ($S_y \gg S_s \cdot b$), (Bear, 1979).

La forma tradicional de determinar el coeficiente de almacenamiento es través del análisis de pruebas de bombeo. Sin embargo, estas pruebas están diseñadas para determinar la transmisividad, en donde la medición del nivel del agua dentro del pozo bombeado es suficiente. Por lo tanto, una prueba de bombeo para determinar el coeficiente de almacenamiento requiere de la medición del nivel del agua en por lo menos un pozo de observación adicional al pozo bombeado.

Ferris (1962) estableció que el almacenamiento específico representa el volumen de agua (dV_w [L^3]) que una porción volumétrica de acuífero (V_A [L^3]) libera como resultado del decremento de la carga hidráulica, permaneciendo saturado el volumen considerado; y que en términos de propiedades físicas medibles también puede expresarse de acuerdo a Freeze y Cherry (1979) como:

$$S_s = \frac{dV_w}{dh} \frac{1}{V_A} = \rho g (\beta_k + \eta \beta_f) \quad (15)$$

Donde ρ corresponde a la densidad del fluido [$M \cdot L^{-3}$]; β_k representa al coeficiente de compresibilidad del medio que contiene al acuífero [$M^{-1} \cdot L \cdot T^2$]; η corresponde a la porosidad; y β_f representa al coeficiente de compresibilidad del fluido contenido [$M^{-1} \cdot L \cdot T^2$]. Los parámetros poroelásticos correspondientes a los coeficientes de compresibilidad de la formación y del fluido, relacionan un cambio en el volumen del medio y del fluido, respectivamente, como resultado de una variación del esfuerzo aplicado. Los módulos de compresibilidad de la formación (K_k [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$]) y del fluido contenido (K_f [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$]) pueden ser definidos de la siguiente forma:

$$\beta_k = -\frac{dV_k}{d\sigma_e} \frac{1}{V_k} = \frac{1}{K_k} \quad (16)$$

$$\beta_w = -\frac{dV_w}{dp} \frac{1}{V_w} = \frac{1}{K_w} \quad (17)$$

Donde σ_e corresponde al esfuerzo efectivo [$M^{-1} \cdot L \cdot T^2$] y p representa la presión de poro [$M^{-1} \cdot L \cdot T^2$]. Con base en el caso simple de consolidación unidimensional, el esfuerzo total (σ [$M^{-1} \cdot L \cdot T^2$]) es obtenido por Terzaghi (1925):

$$\sigma = \sigma_e + p \quad (18)$$

Por otro lado, los acuíferos se alojan en medios que presenta porosidad y dicha porosidad es saturada frecuentemente por un fluido, comúnmente agua. Por lo tanto, el conjunto de las fases sólida, porosa y del fluido representa de forma más realista al medio correspondiente a una formación acuífera que se estudia en geohidrología, un esquema general del conjunto de las anteriores fases (sólida, porosa y del fluido) se muestra en la Figura 4.

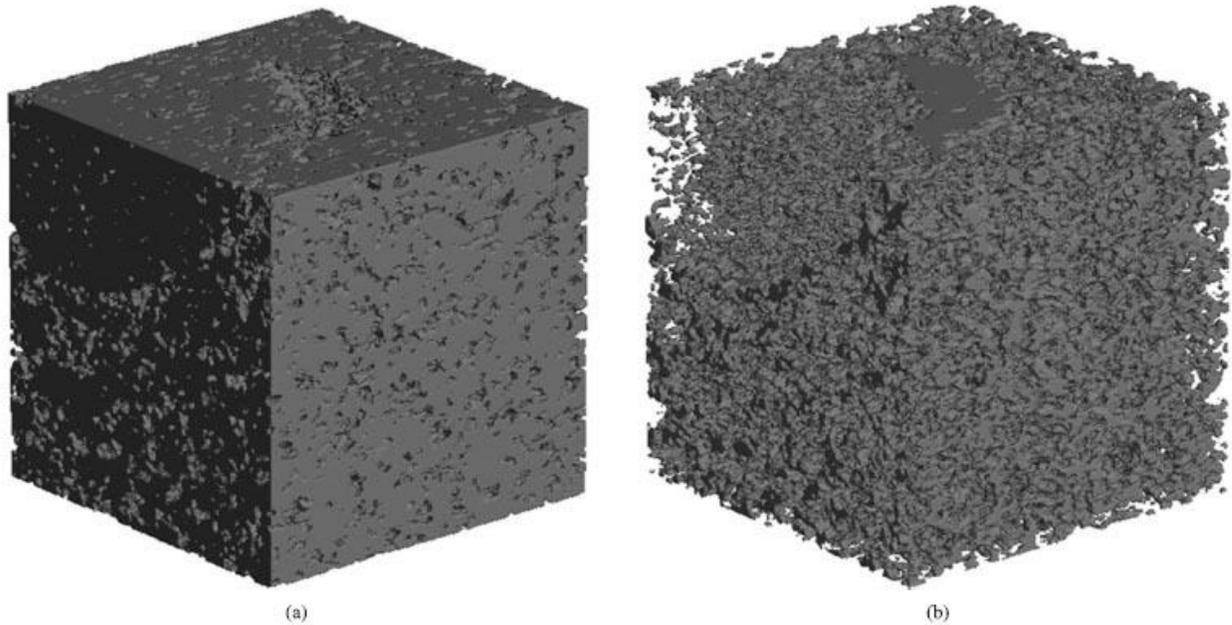


Figura 4. Conceptualización del medio poroso en que aloja a una formación acuífera, se ilustran: a) fase sólida del medio; b) fase porosa del medio y que en mayor o menor medida es saturada por la fase del fluido contenido en el medio poroso. Modificada de Patzek (2005).

Con base en lo anterior, se requieren definir los términos de compresibilidad para las fases poroso y sólida:

$$\beta_p = -\frac{dV_p}{d\sigma_e} \frac{1}{V_p} = \frac{1}{K_p} \quad (19)$$

$$\beta_s = -\frac{dV_s}{d\sigma_e} \frac{1}{V_s} = \frac{1}{K_s} \quad (20)$$

Donde β_s y β_p corresponden a los coeficientes de compresibilidad de la fase sólida y porosa, respectivamente $[M^{-1} \cdot L \cdot T^2]$; mientras que, K_s y K_p representan los módulos de compresibilidad de la fase sólida y porosa, respectivamente $[M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}]$. Los valores de los módulos de compresibilidad y por

ende, valores del almacenamiento específico, son determinados en laboratorio mediante pruebas de consolidación basadas en la teoría de consolidación en mecánica de suelos de acuerdo a Terzaghi (1925).

Jacob (1940) expresó los términos de eficiencia a la marea y barométrica en función de las propiedades elásticas del medio. Theis (1935) presentó una expresión para el coeficiente de almacenamiento que puede ser reescrita para determinar el coeficiente de almacenamiento específico. Merrit (2004) relacionó estas expresiones para definir una relación entre la porosidad y el almacenamiento específico, de la siguiente manera:

$$BE = \frac{\eta\beta_w}{\beta_k + \eta\beta_w}; \quad \gamma_e = 1 - \frac{\eta\beta_w}{\beta_k + \eta\beta_w} \quad (21a, b)$$

$$S = \gamma\eta b \left(\beta_w + \frac{\beta_k}{\eta} \right); \quad S_s = \gamma\eta \left(\beta_w + \frac{\beta_k}{\eta} \right) \quad (22)$$

$$\eta = \frac{BES_s}{\rho g \beta_w} \quad (23)$$

Donde γ corresponde al peso específico del agua en función de la temperatura [$M \cdot L \cdot T^{-2} \cdot L^{-3}$]; y que se obtiene por $\gamma = \rho \cdot g$, con el cual se considera la aceleración de la gravedad local. Sin embargo, la deducción de la porosidad realizada por Jacob (1940) considera despreciable el efecto de la compresibilidad de la fase sólida del medio. Van der Kamp y Gale (1983) desarrollaron expresiones para el cálculo del almacenamiento específico incluyendo dicho efecto, estableciendo que la compresibilidad de la fase sólida no debe ser despreciable para la mayoría de las formaciones, particularmente cuando la porosidad es baja.

Bredehoeft (1967) presentó una expresión que relaciona el cambio en la carga hidráulica, desplazamiento de la columna de agua, como resultado de la dilatación de la formación asociada al efecto de la marea de la Tierra sólida y que depende del almacenamiento específico:

$$-dh = \frac{\Delta_t}{S_s} \quad (24)$$

$$\Delta_t = \left(\frac{1 - 2\nu}{1 - \nu} \right) \left[(2\bar{h} - 6\bar{l}) \frac{W_2}{ag} \right] \quad (25)$$

Donde ν corresponde a la relación de Poisson en condiciones drenadas; \bar{h} y \bar{l} representan los números de Love en la superficie de la Tierra, a corresponde al radio de la Tierra [L]. Combinando (24 y 25) se tiene:

$$S_s = - \left[\left(\frac{1-2\nu}{1-\nu} \right) \left(\frac{2\bar{h}-6\bar{l}}{ag} \right) \right] \frac{W_2}{dh} \quad (26)$$

La anterior expresión puede ser reescrita en función de los módulos de compresibilidad y considerando deformación vertical de la siguiente forma (Van der Kamp y Gale, 1983):

$$S_s = - \left[\left(1 - \frac{K_k}{K_s} \right) \left(\frac{1-2\nu}{1-\nu} \right) \left(\frac{2\bar{h}-6\bar{l}}{ag} \right) \right] \frac{W_2}{dh} \quad (27)$$

Debido a que el módulo de compresibilidad de la formación es menor que el módulo de compresibilidad de la fase sólida, el resultado del primer paréntesis en la ecuación 27 varía entre 0 y 1. Adicionalmente, si la fase sólida se asume incompresible ($\beta_s = 1/K_s = 0$) la expresión 27 se reduce a la ecuación 26.

Merrit (2004) mostró que el potencial gravitacional presente en la ecuaciones 26 y 27 puede ser aproximado empleando un esquema de diferencias finitas, considerando que un cambio en el potencial gravitacional W_2 (ΔW_2) genera una variación de la carga hidráulica dh (Δh) en un corto período de tiempo (Δt). Adicionalmente, si la amplitud de una de las componentes armónicas de W_2 es denotada por $[A_2(\tau, \theta)]$ y la amplitud de la variación de la carga hidráulica denotada como $[A_h(\tau)]$; podemos reescribir como:

$$S_s = - \left[\left(1 - \frac{K_k}{K_s} \right) \left(\frac{1-2\nu}{1-\nu} \right) \left(\frac{2\bar{h}-6\bar{l}}{ag} \right) \right] \frac{A_2(\tau, \theta)}{A_h(\tau)} \quad (28)$$

Donde la amplitud $A_2(\tau, \theta)$ es función únicamente de la latitud, no considera la longitud, y se obtiene por:

$$A_2(\tau, \theta) = gK_m b f(\theta) \quad (29)$$

Cuttillo y Bredehoeft (2011) señalaron que las expresiones 23 y 28 para estimar la porosidad y el almacenamiento específico, con base en la respuesta del sistema pozo-acuífero como resultado del efecto de la marea de la Tierra sólida y la presión atmosférica, sólo se asume deformación vertical ($\varepsilon_1 = \varepsilon_2 = 0$). Esta suposición depende de la existencia de formaciones horizontalmente uniformes, sin presencia de discontinuidades geológicas, y extremadamente incompresibles asociadas a grandes profundidades.

Rojstaczer y Agnew (1989) definieron expresiones para determinar la porosidad y el almacenamiento específico que consideran el efecto de la compresibilidad de la fase sólida y la influencia de la deformación horizontal y vertical y que fueron reescritas por Rojstaczer y Agnew (1989); Igarashi y Wakita (1991) como:

$$\beta_k = \frac{\gamma_e}{BE} \left(\frac{3}{2\rho g A_s (1 + \nu)} - \beta_s \right) \quad (30)$$

$$\eta = \frac{(\beta_k - \beta_s)(1 - B)}{B(\beta_w - \beta_s)} \quad (31)$$

$$S_s = \rho g \alpha \beta_k \left[1 - \frac{2\alpha(1 - 2\nu)}{3(1 - \nu)} \right] + \rho g \eta (\beta_w - \beta_s) \quad (32)$$

Donde los coeficientes de Skempton se obtienen de la siguiente forma:

$$B = \frac{\rho g A_s \beta_k}{1 + \rho g A_s (\beta_k - \beta_s)} \quad (33)$$

$$\alpha = 1 - \frac{\beta_s}{\beta_k} \quad (34)$$

Los coeficientes de Skempton son dos parámetros poroelásticos fundamentales y corresponden a índices que cuantifica como el esfuerzo aplicado es distribuido entre la fase sólida-porosa y el fluido (Wang, 2000).

El coeficiente de Skempton B define la relación entre la presión de poro y el cambio en el esfuerzo aplicado para condiciones de no-drenaje, no flujo de masa a través de fluido. Su valor se encuentra entre 0 y 1. Tiende a un valor de 1 para materiales saturados, ya que el fluido soporta el esfuerzo; mientras que tiende a un valor de cero para materiales saturados con gas o materiales consolidados saturados, donde la fase sólida soporta el esfuerzo. Por su parte, el coeficiente de Skempton α , también conocido como coeficiente Biot-Willis, relaciona la compresibilidad de la fase sólida β_s con la compresibilidad total β_k . Tiende a un valor de 1 para materiales porosos, en donde la compresibilidad de la fase sólida es insignificante, como es el caso de sedimentos no consolidados; pero tiende a valores mucho menores para materiales consolidados (Skempton, 1954; Mesri *et al.*, 1976).

Rice y Cleary (1976) relacionaron los coeficientes de Skempton para definir una expresión matemática para calcular la razón de Poisson en condiciones no drenadas (ν_u) de la siguiente forma:

$$v_u = \frac{3\nu + \alpha B(1 - 2\nu)}{3 - \alpha B(1 - 2\nu)} \quad (35)$$

Hsieh *et al.* (1987) derivaron expresiones para estimar la transmisividad con base en el retraso en el ángulo de fase entre la dilatación de la formación acuífera como resultado de la marea de la Tierra sólida y la respuesta del nivel del agua observada en un pozo. El retraso en la respuesta corresponde a la diferencia de ángulo de fase (Φ_k) y es función de la transmisividad (T), el coeficiente de almacenamiento (S), el radio del pozo (r_c), y el período de la fluctuación en el nivel del agua (τ), asociado a las componentes armónicas de la marea de la Tierra, definiendo así los siguientes parámetros adimensionales:

$$\frac{T\tau}{r_c^2} \quad (36)$$

$$\frac{Sr_w^2}{r_c^2} \quad (37)$$

Donde r_w corresponde al radio de la sección de tubería dentro de la perforación con rejilla y en comunicación directa con el sistema pozo-acuífero. Representaciones gráficas de la solución analítica y que relaciona las amplitudes de las variaciones del nivel del agua y de la marea de la Tierra sólida, y la diferencia de ángulo de fase en función de las expresiones 36 y 37 fueron propuestas por Hsieh *et al.* (1987) y se muestran en la Figura 5.

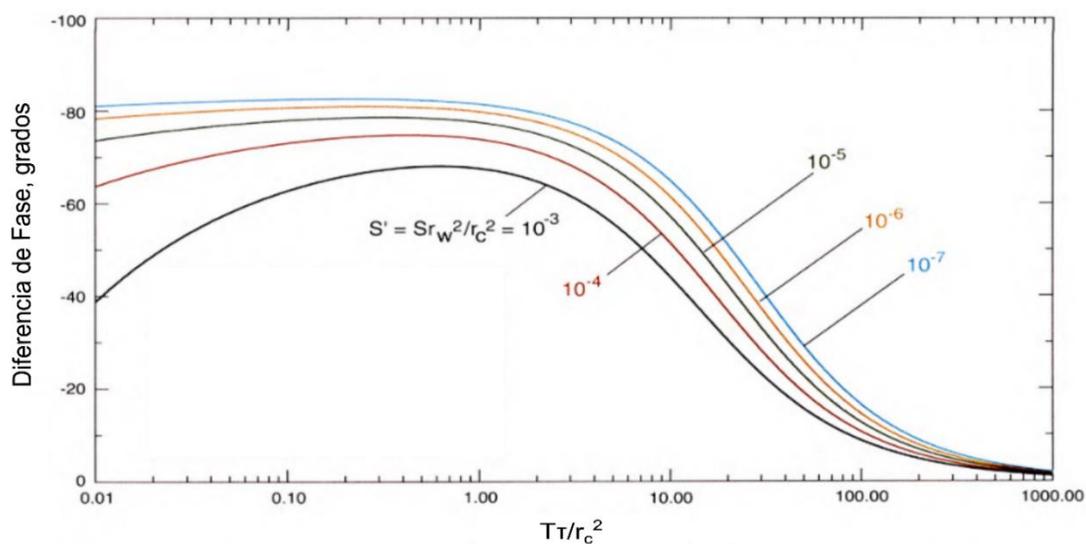


Figura 5. Representación gráfica de la solución analítica que expresa el retraso en el ángulo de fase que se presenta entre la dilatación de la formación acuífera y la respuesta del nivel del agua en el pozo como una función de la transmisividad, coeficiente de almacenamiento, sección transversal de la perforación y período de la perturbación armónica, definida por Hsieh *et al.* (1987) ecuaciones 36-37, y extendida por Merrit (2004).

Jaeger *et al.* (2007) señalaron que el comportamiento de las rocas ante un escenario de esfuerzo-deformación es bastante complejo, incluso en situaciones aparentemente simples como el caso de compresión uniaxial. Con el objetivo de generar soluciones analíticas a problemas aún más complejos de mecánica de rocas, es necesario idealizar y simplificar el comportamiento de los materiales que constituyen la formación. La suposición de un comportamiento elástico lineal de las rocas, es la más común; de tal forma que el tensor de deformación es una función lineal del tensor de esfuerzo. Aunque las rocas no presenten un comportamiento elástico lineal, esta aproximación a menudo es bastante útil y precisa. El comportamiento elástico lineal supuesto implica un cuerpo sólido isotrópico y además que el esfuerzo no depende de la razón de deformación en función del tiempo, ni de la historia de deformación de la roca.

Las relaciones de esfuerzo-deformación de un cuerpo elástico isotrópico, conocidas como Ley de Hooke, pueden ser escritas en función de las componentes de la diagonal principal como:

$$\sigma_1 = (\lambda + 2G)\varepsilon_1 + \lambda\varepsilon_2 + \lambda\varepsilon_3 \quad (38)$$

$$\sigma_2 = \lambda\varepsilon_1 + (\lambda + 2G)\varepsilon_2 + \lambda\varepsilon_3 \quad (39)$$

$$\sigma_3 = \lambda\varepsilon_1 + \lambda\varepsilon_2 + (\lambda + 2G)\varepsilon_3 \quad (40)$$

Cualquier parámetro que relacione las componentes del tensor de esfuerzo y deformación, se conocen como módulos elásticos. Los dos módulos elásticos que aparecen en las ecuaciones 38-40, corresponden a los parámetros de Lamé.

Retomando la definición de la deformación volumétrica como el resultado de la suma de las componentes ortogonales de la deformación, las expresiones 38-40 pueden ser reescritas de la siguiente forma:

$$\sigma_1 = \lambda\varepsilon_v + 2G\varepsilon_1 \quad (41)$$

$$\sigma_2 = \lambda\varepsilon_v + 2G\varepsilon_2 \quad (42)$$

$$\sigma_3 = \lambda\varepsilon_v + 2G\varepsilon_3 \quad (43)$$

Por lo tanto, la suma de las componentes de la diagonal del tensor de esfuerzo es:

$$\sigma_t = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3 = 3\lambda\varepsilon_v + 2G(\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3) = (3\lambda + 2G)\varepsilon_v \quad (44)$$

De tal forma que se define el módulo de compresibilidad como la relación entre la deformación volumétrica y el esfuerzo promedio, como:

$$\sigma_m = \left(\lambda + \frac{2}{3}G \right) \varepsilon_v \equiv K\varepsilon_v \quad (45)$$

Utilizando el resultado mostrado en la expresión 45 se puede sustituir ε_v en la ecuación 44 y reescribir la Ley de Hooke para obtener las componentes del tensor de esfuerzos en función de la deformación, de la siguiente forma:

$$\varepsilon_1 = \frac{(\lambda + G)}{G(3\lambda + 2G)}\sigma_1 - \frac{\lambda}{2G(3\lambda + 2G)}\sigma_2 - \frac{\lambda}{2G(3\lambda + 2G)}\sigma_3 \quad (46)$$

$$\varepsilon_2 = \frac{\lambda}{2G(3\lambda + 2G)}\sigma_1 + \frac{(\lambda + G)}{G(3\lambda + 2G)}\sigma_2 - \frac{\lambda}{2G(3\lambda + 2G)}\sigma_3 \quad (47)$$

$$\varepsilon_3 = \frac{\lambda}{2G(3\lambda + 2G)}\sigma_1 - \frac{\lambda}{2G(3\lambda + 2G)}\sigma_2 + \frac{(\lambda + G)}{G(3\lambda + 2G)}\sigma_3 \quad (48)$$

Si consideramos un estado de esfuerzo uniaxial, el módulo de Young es definido como la relación entre el esfuerzo y la deformación en la misma dirección es dado por:

$$E \equiv \frac{\sigma_3}{\varepsilon_3} = \frac{G(3\lambda + 2G)}{(\lambda + G)} \quad (49)$$

La relación de Poisson es definida entonces como la razón entre la deformación transversal y la deformación longitudinal, en condiciones de esfuerzo uniaxial corresponde a:

$$\nu \equiv \frac{-\varepsilon_1}{\varepsilon_3} = \frac{-\varepsilon_2}{\varepsilon_3} = \frac{\lambda}{2(\lambda + G)} \quad (50)$$

En donde el signo negativo se asocia a que si se presenta compresión longitudinal se genera expansión transversal, y viceversa.

Las ecuaciones 45, 49 y 50 permiten obtener los módulos elásticos E , K y ν en función de los parámetros λ y G . Sin embargo, en este trabajo se identificó que como resultado del análisis de la respuesta del nivel del agua al efecto de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida, se obtienen estimaciones del coeficiente de compresibilidad considerando un valor teórico de la relación de Poisson en condiciones drenadas; por lo tanto, la expresión para determinar el módulo elástico de Young, los coeficientes de Lamé y las velocidades de propagación de ondas elásticas de tipo compresionales y transversales se pueden reescribir de acuerdo a Davis y Selvadurai (1996; Jaeger *et al.* (2007) como:

$$E = 3K(1 - 2\nu) \quad (51)$$

$$\lambda = \frac{3K\nu}{1 + \nu} \quad (52)$$

$$G = 3K \frac{(1 - 2\nu)}{2(1 + \nu)} \quad (53)$$

$$c_L = v_p = \sqrt{\frac{(\lambda + 2G)}{\rho}} \quad (54)$$

$$c_T = v_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (55)$$

Ishihara (1966) señaló que el comportamiento elástico de la mayoría de las rocas y sedimentos se presenta cuando la deformación es pequeña $< 10^{-4}$ [nstr]. Por encima de este límite, la deformación presenta un comportamiento plástico, no lineal y dependiente del tiempo durante el cual actúa el esfuerzo. Banerjee y Butterfield (1991) mencionan que el comportamiento mecánico de los geomateriales saturados es gobernado por la interacción de la fase sólida con el fluido contenido en la fase porosa, siendo esta interacción particularmente fuerte en problemas dinámicos.

Con el objetivo de explicar la dependencia en tiempo de la deformación, el principio de esfuerzo efectivo considerando al coeficiente de Biot-Willis, que físicamente se interpreta como la relación entre la fase porosa y el fluido contenido, el coeficiente alfa es igual a cero para materiales no porosos, e igual a uno para materiales con partículas suspendidas, puede ser reescrito como:

$$\sigma_e = \sigma - \alpha p \quad (56)$$

La expresión anterior implica dos condiciones límite, considerando la dirección vertical; por un lado, si la presión de poro disminuye, el esfuerzo efectivo se incrementa, propiciando la consolidación de los materiales en función del tiempo, es decir, subsidencia. Por otro lado, si la presión de poro aumenta, y el drenado se encuentra restringido o bien el tiempo es insuficiente para disipar el incremento en la presión de poro, el esfuerzo efectivo se reduce drásticamente, si este alcanza un valor de cero se origina la licuefacción de los materiales saturados (Wang y Manga, 2010).

Seed e Idriss (1971) establecieron un procedimiento simplificado para evaluar el potencial de licuefacción de un suelo ante un sismo; el método empírico determina la vulnerabilidad a la licuefacción considerando a los siguientes factores: tipo de suelo, presión de confinamiento, densidad relativa, intensidad y duración de la agitación del suelo. Youd *et al.* (2001) definieron que la estimación de la resistencia del suelo a la licuefacción depende de dos variables: la demanda sísmica de la capa del suelo (CSR); y la capacidad de resistencia a la licuefacción de la capa del suelo (CRR). Pruebas mecánicas en especímenes de suelo inalterado, congelamiento de suelo, corresponden al método común para determinar CRR. Sin embargo, debido al costo de la técnica, pruebas alternas para determinar la resistencia a la licuefacción de la capa del suelo se han vuelto comunes, por ejemplo: prueba de penetración estándar (PPE), prueba de cono de penetración (PCP), medición de la velocidad de ondas elásticas transversales (v_s). Andrus y Stokoe (2000) desarrollaron un criterio para la determinación de la resistencia a la licuefacción derivado de la medición *in situ* de la velocidad de ondas elásticas transversales v_s . Los autores señalaron las siguientes ventajas: (1) la medición de las velocidades de ondas transversales es posible en materiales difíciles de penetrar en las pruebas PPE y PCP, particularmente gravas; y (2) la velocidad de propagación de ondas elásticas transversales de un geomaterial es una propiedad geomecánica básica relacionada al módulo de cizalla (G) determinado de la deformación elástica del material.

A pesar de la naturaleza cíclica de la deformación impuesta por los fenómenos de presión barométrica y marea de la Tierra sólida, no son capaces de generar licuefacción, debido a que la deformación que originan es de tipo elástica. Sin embargo, debido a esta misma naturaleza e influencia permanente en la formación considero su análisis puede ser utilizado para la estimación de valores asociados al módulo de cortante, velocidad de ondas transversales y coeficiente Biot-Willis. Con base en la determinación de la velocidad v_s y del coeficiente alfa, influyendo en la magnitud de la presión de poro, es posible definir de forma conservadora la vulnerabilidad de la formación a los procesos de subsidencia y licuefacción.

2.3. Área de estudio

El Valle de Mexicali se localiza en el extremo Noreste del Estado de Baja California, México; en el Municipio de Mexicali. Colinda al Norte con el Valle Imperial perteneciente al estado de California, EE. UU., al Este con el Valle de San Luís Río Colorado inicio del Desierto de Sonora, al Sur con el Golfo de California y al Oeste con el sistema de Sierras Cucapá y El Mayor.

El Valle de Mexicali forma parte del gran sistema hídrico binacional del Río Colorado. Rodríguez-Burgueño (2017), menciona que el Río Colorado alimentaba uno de los estuarios desérticos más grandes del mundo, llamado Delta del Río Colorado, localizado al límite norte del Golfo de California, sus vastos humedales de agua dulce, de agua salobre, ribereños e intermareales, alguna vez cubrieron 780,000 hectáreas y albergaron una importante riqueza de flora y fauna (Luecke *et al.*, 1999). Actualmente el Delta del Río Colorado se encuentra formado por los Valles Agrícolas de Mexicali y San Luís Río Colorado. Un acuífero de gran importancia debido a su capacidad y extensión se ha formado en la planicie deltáica, denominado como acuífero del Valle de Mexicali.

Las principales actividades económicas en el Valle de Mexicali son la agricultura y la generación de energía geotermoeléctrica, donde se desarrollan cultivos cíclicos y perenes que hacen de esta región el Distrito de Riego más importante de México (DOF-CNA, 2015) y uno de los yacimientos geotérmicos más importantes del Mundo. Las fuentes principales del recurso hídrico para la irrigación de las tierras de cultivo y la generación de energía geotérmica corresponden a las aguas superficiales provenientes de la canalización del Río Colorado y las aguas subterráneas obtenidas del aprovechamiento del acuífero somero, granular y de tipo libre de Mexicali; mientras que el vapor es extraído del reservorio geotérmico, acuífero profundo y confinado, para su aprovechamiento en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto (CGCP). La localización general del Valle de Mexicali y su posición con respecto a la cuenca de drenaje del Río Colorado se muestran en la Figura 6.

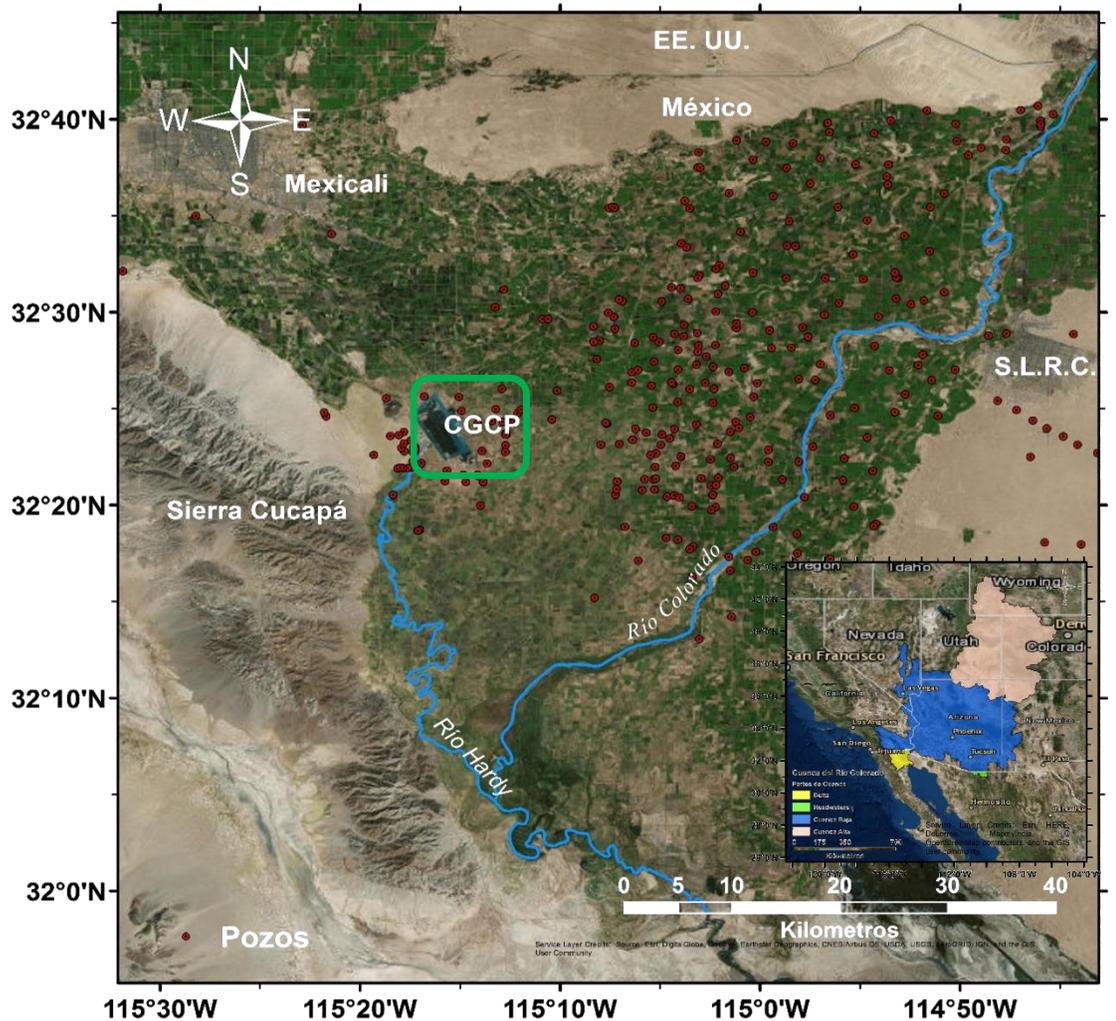


Figura 6. Localización general del Valle de Mexicali. Se incluye la ubicación de algunos pozos agrícolas (activos/abandonados), de uso urbano y de monitoreo del acuífero superficial del Valle de Mexicali como resultado de la integración de bases de datos reportadas previamente (Vázquez-González *et al.*, 1998; Díaz-Cabrera, 2001). Se señalan las ciudades principales Mexicali, B.C. y San Luis Río Colorado, Sonora (S.L.R.C.). El Campo Geotérmico de Cerro Prieto (CGCP) se ubica con el polígono color verde. Adicionalmente, se ilustran los escurrimientos principales que componen la cuenca de drenaje del Delta del Río Colorado. Datum: Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84).

2.3.1. Contexto geológico

Gastil *et al.* (1975) distinguieron dos eventos geológicos sobresalientes en la historia de la península de Baja California. El primero, ocurrió desde el Jurásico hasta el Cretácico temprano y depositó estratos volcánicos de tipo arco de islas; además, tuvo lugar el emplazamiento regional de rocas graníticas (Batolito Peninsular), lo que provocó deformación estructural, metamorfismo regional, levantamiento y erosión, que probablemente originó importantes cambios tectónicos. Este periodo fue seguido por una intensa denudación y exhumación (12 a 20 km) a finales del Cretácico e inicios del Terciario (Axen *et al.*, 2000). El segundo evento sucedió en el Cenozoico, antes o durante el Mioceno, en el cual ocurrió la acumulación

de una amplia variedad de rocas volcánicas, junto con metamorfismo y emplazamiento de rocas graníticas, además de la apertura del Golfo de California, cuya evolución continúa.

Actualmente, el Noreste de la Península de Baja California presenta fallas normales y de rumbo, asociadas al límite transtensivo entre las placas tectónicas de Norteamérica y del Pacífico (Stock *et al.*, 1991). Lo anterior define tres provincias estructurales con base en su historia de deformación y actividad tectónica: la Provincia Extensional del Golfo, el Bloque Peninsular Estable y la Zona de Deformación Activa. Además, Spelz-Madero *et al.* (2008) distinguieron cuatro dominios en los que agrupa a las fallas presentes en el Noreste de la Península de Baja California: Dominio Valle de Mexicali, Fallas Imperial y Cerro Prieto; dominio Laguna Salada, Fallas Laguna Salada, Detachment Cañada David y Sierra Juárez; dominio Valle de San Felipe-Valle Chico, Fallas San Pedro Mártir, Cuevitas y Santa Rosa; y el dominio Tanspeninsular, Fallas Agua Blanca, San Miguel, Tres Hermanos y Vallecitos.

La Provincia Extensional del Golfo se extiende al Este del Escarpe Principal del Golfo, a lo largo de la parte oriental de la península de Baja California, presenta una topografía característica de cuencas y sierras (Stock *et al.*, 1991). La provincia se encuentra formada por rocas sedimentarias post-batolíticas (aluvión, sedimentos eólicos, areniscas, conglomerados de grava y arena, lutitas calcáreas), volcanosedimentarias, y volcánicas (basalto, andesita), granodiorita, tonalita, además de pizarras, cuarcitas, esquistos y gneises (Gastil *et al.*, 1975).

El Valle de Mexicali se encuentra afectado por los sistemas de fallas activas La Salada, Cucapá, Cerro Prieto e Imperial que han originado una cuenca de hasta 5 000 metros de profundidad. La forma y dimensiones de la cuenca fueron reportados por Suárez-Vidal *et al.* (2008). La cuenca ha sido rellenada por sedimentos continentales y marinos del Terciario-Cuaternario, (Aguilar-Dumas, 2008). Estos sedimentos han sido divididos en dos unidades principales: sedimentos no consolidados y consolidados, separados por una región de muy baja permeabilidad como resultado de alteración hidrotermal (Elders *et al.*, 1979; Lira-Herrera, 2005). La unidad consolidada, profunda y confinada, corresponde a rocas tipo areniscas en las cuales se encuentra contenido el reservorio geotérmico; mientras que la unidad no consolidada, somera y de tipo libre, se conforma de arenas finas-gruesas con intercalaciones de grava, arcilla y limo; presenta un espesor variable de 400 a 2 500 metros; y contiene al acuífero superficial del Valle de Mexicali (Álvarez-Rosales, 1999). Los principales rasgos estructurales y litológicos presentes en el Valle de Mexicali se muestran en la Figura 7. Los sistemas de fallas presentes en el Valle de Mexicali y sus inmediaciones actualmente son activos y tienen asociada gran cantidad de actividad sísmica; correspondiendo a los procesos tectónicos la principal causa de la ocurrencia de sismicidad (Lommitz *et al.*, 1970; Frez y González,

1991). Sin embargo, la componente antropogénica que origina sismicidad y subsidencia, como resultado asociado al aprovechamiento del reservorio geotérmico es significativa (Glowacka *et al.*, 1996; Glowacka y Nava, 1996; Sarychikhina *et al.*, 2007). Munguía *et al.* (2009) señalaron que históricamente la sismicidad de magnitud intermedia ($M_w \approx 5.5 - 6.5$) ocurrida en el Valle de Mexicali ha generado aceleraciones del terreno de hasta $1g$ en estaciones de medición cercanas a la fuente. Las altas aceleraciones del terreno que se han presentado interactuando con sedimentos saturados presentes en los Valles de Mexicali e Imperial han favorecido la ocurrencia de licuefacción (Ulrich, 1941; Sylvester, 1979, Zelwer y Granell, 1982; Suárez-Vidal *et al.*, 2007, 2008; McCrink *et al.*, 2011).

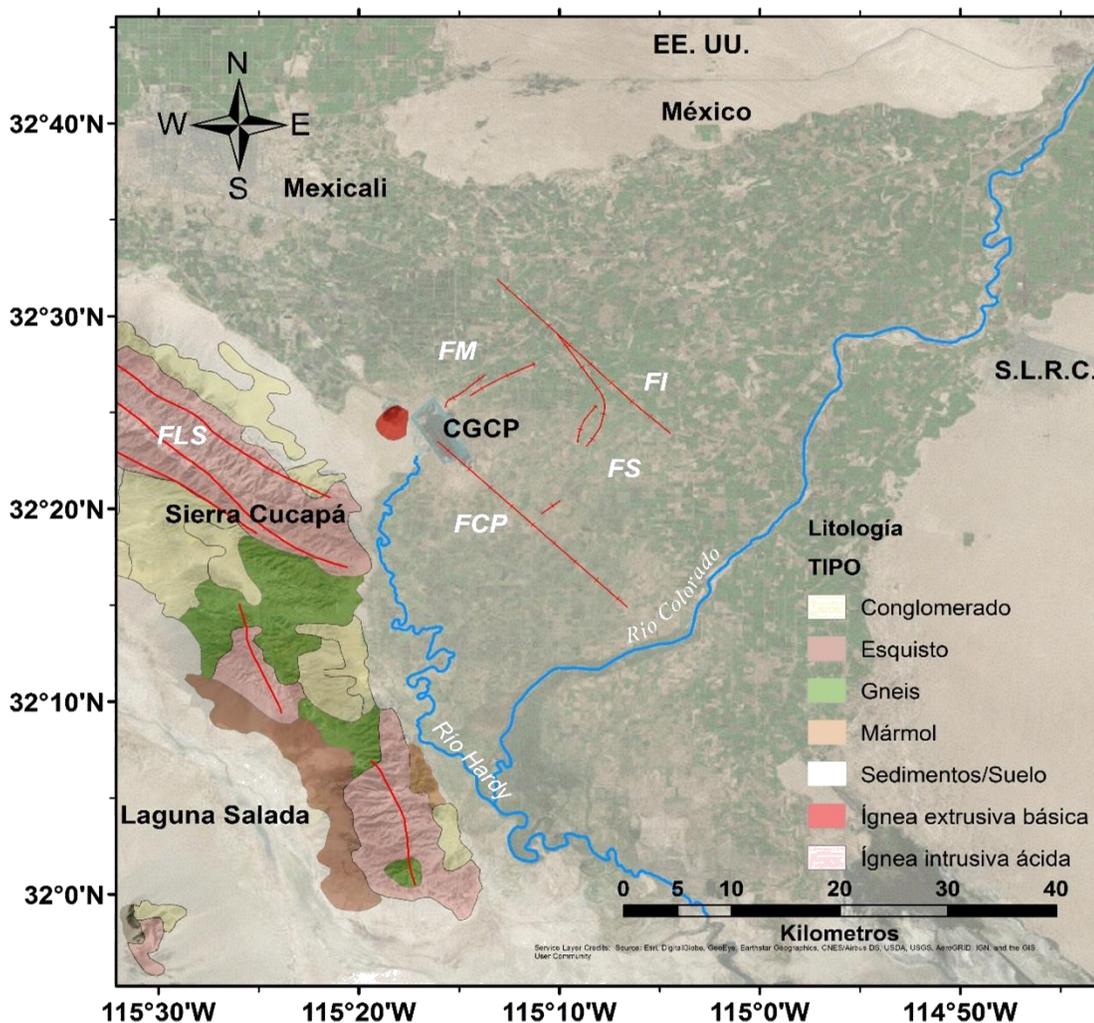


Figura 7. Geología general del Valle de Mexicali y sus inmediaciones. Traza de las principales fallas activas en la región: Falla La Salada (FLS), Falla Cerro Prieto (FCP), Falla Imperial (FI), Falla Morelia (FM), Falla Saltillo (FS), fuente: Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI, 2017), y Sarychikhina (comunicación personal). Datum: Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84).

La distribución de la localización de epicentros correspondientes a eventos sísmicos con magnitud de momento, M_w 3.5 – 7.2, ocurridos durante el intervalo de 2000 al 2017 en el Valle de Mexicali y sus inmediaciones se muestra en la Figura 8, información integrada por Incorporated Research Institutions for Seismology, IRIS (2018).

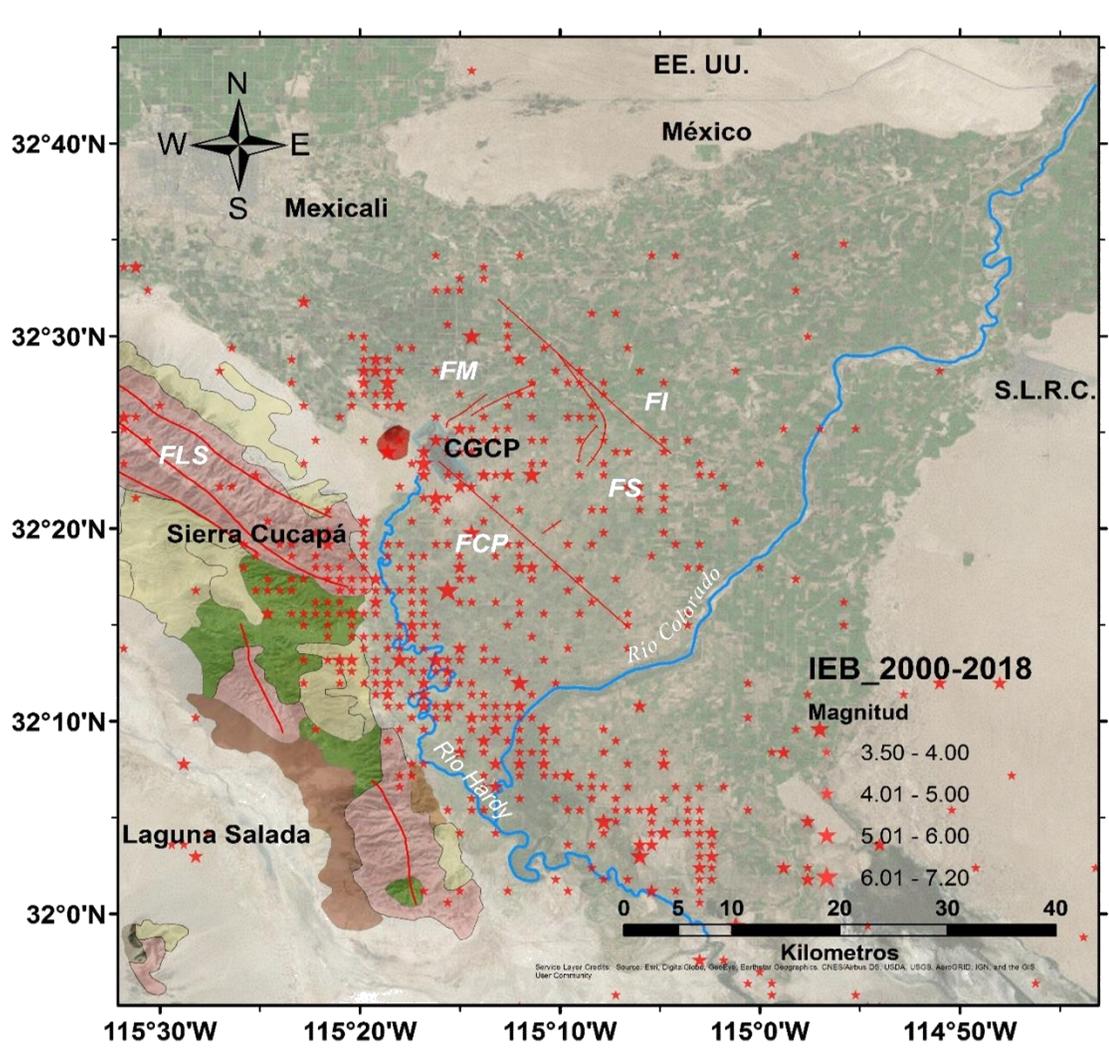


Figura 8. Distribución espacial de la localización de epicentros asociados a los eventos sísmicos con rango de magnitud (M_w , Magnitud de Momento) 3.50 a 7.20 durante los años 2000-2018 en el Valle de Mexicali y sus inmediaciones (IRIS, 2018). Datum: Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84).

2.3.2. Contexto geohidrológico

El sistema fluvio-deltáico del Río Colorado ha sido el responsable de proveer grandes paquetes de sedimentos que conforman el medio granular en el que se encuentra contenido el acuífero del Valle de Mexicali. Estos sedimentos corresponden diversos tamaños de grano gravas, arena, limo y arcillas, presentando una distribución errática; estas características sedimentológicas y de alta permeabilidad de

los materiales, originan un medio granular anisotrópico con flujo horizontal preferencial (DOF-CNA, 2015). El flujo regional es afectado por la extracción de agua subterránea, infiltración desde las parcelas agrícolas y canales de conducción, y recarga como resultado de flujo esporádico en el Río Colorado (Kennedy *et al.*, 2017). Dentro del acuífero se presentan dos direcciones de flujo subterráneo dominantes, ambas originadas en el extremo noreste del Valle de Mexicali: una de ellas fluye siguiendo el trazo del Río Colorado con dirección suroeste hacia el Golfo de California; la otra fluye con dirección perpendicular a la Sierra Cucapá, girando hacia el noroeste en las inmediaciones del CGCP para dirigirse a la depresión del Mar de Salton (Díaz-Cabrera, 2001).

2.3.3. Estudios previos

Vazquez-Gonzalez *et al.* (1998) mencionaron que en el Valle de Mexicali y la parte occidental de la Mesa de San Luís, Sonora, en la década de 1930 se estableció el Distrito de Riego 014 “Río Colorado” utilizando principalmente las aguas del Río Colorado para satisfacer las demandas de las actividades agrícolas. Díaz-Cabrera (2001) indicó que la perforación de pozos para el aprovechamiento del agua subterránea presente en el acuífero del Valle de Mexicali inició en 1956; sin existir un control sobre su ubicación y volumen de extracción; las inmediaciones del cauce del Río Colorado fue la principal zona de perforación de pozos. Ariel (1967) concluyó que de continuarse con las actividades de perforación sin atender a una estrategia de control, se propiciaría la disminución de la calidad del agua como resultado de la intrusión salina; además, propuso delimitar una franja de perforación de pozos de extracción entre la ciudad de Mexicali y San Luis Río Colorado. De lo anterior, se comenzaron las actividades de perforación de pozos de monitoreo de niveles piezométricos y calidad del agua en el acuífero del Valle de Mexicali. Para el año de 1972 se contaba con 127 pozos de observación distribuidos en el Valle de Mexicali, pozos serie G y Lesser (SARH, 1972). Sin embargo, la red de monitoreo no incluía la zona del CGCP.

Arellano y Gutiérrez (1986) definieron la litología del subsuelo en las inmediaciones del CGCP con base en la información obtenida como resultado de la perforación de pozos geotérmicos, identificando tres unidades principales, denominadas A, B y C. La unidad A corresponde a depósitos deltáicos del Cuaternario, presentes desde la superficie y constituidos por gravas, arenas, limos y arcillas no consolidadas, sobreyaciendo capas de lutitas semi-consolidadas. La unidad B que subyace a la unidad A, se compone de lutitas con intercalaciones laminares de arenisca alternando irregularmente con estratos de limolitas y pizarras. Recubriendo a la secuencia de lutitas, areniscas y limolitas, se encuentra una capa

de lodolitas con distribución irregular. La unidad C corresponde a las rocas graníticas del basamento que afloran en la Sierra Cucapá.

Ramírez-Hernández *et al.* (1989) simularon la infiltración de salmuera geotérmica, señalando la necesidad de una red de monitoreo en las inmediaciones del CGCP. La estrategia de monitoreo geohidrológico a corto y mediano plazo, que incluía la perforación de pozos de observación serie II y PZ, dentro del campo geotérmico y sus inmediaciones fue establecido por Ramírez-Hernández *et al.* (1994). Vázquez-González *et al.* (1998) integraron información referente a pozos de extracción con fines agrícolas, y pozos de monitoreo dentro de la porción central del Valle de Mexicali, inmediaciones del CGCP y en la región de abanicos aluviales próximos al campo geotérmico, con el objetivo de estudiar la relación del flujo subterráneo localmente y su interacción con el flujo regional del acuífero del Valle de Mexicali.

Vázquez-González (1999) interpretó tres ambientes de depositación a partir de la descripción de columnas litológicas e información puntual sobre componentes secundarias (materia orgánica y fósiles), denominados como: ambiente de planicie deltáica dominada por los procesos fluviales que predominan hacia el E-NE; ambiente lagunar-deltáico definido en la zona del Campo Geotérmico de Cerro Prieto; zona de depósitos distales de los abanicos aluviales que emergen de la Sierra Cucapá, la distribución espacial de dichos ambientes de depositación se ilustran en la Figura 9. Adicionalmente, el autor estableció que hidrológicamente el acuífero superficial del Valle de Mexicali corresponde a una formación heterogénea, no confinada, con espesor variable, constituida por secuencias de sedimentos no consolidados principalmente de origen deltáico, con intercalaciones de materiales con diferentes permeabilidades, lo que genera condiciones locales de confinamiento; sin embargo, de forma general el acuífero se comporta como una única formación acuífera. Además, señaló que la información disponible sobre las propiedades hidráulicas de los materiales en el Valle de Mexicali es muy limitada, por lo cual sólo determinó los posibles rangos de variación de los parámetros disponibles.

Díaz Cabrera (2001) presentó un modelo conceptual del acuífero del Valle de Mexicali considerando los primeros 120 metros de profundidad, definió los valores correspondientes a los parámetros geohidrológicos con base en la interpretación de columnas litológicas de pozos dentro del área de estudio, simuló el comportamiento hidráulico del acuífero del Valle de Mexicali utilizando el programa Modflow (McDonald y Harbaugh, 1987), resolvió la condición estacionaria correspondiente al registro de niveles piezométricos medidos en campo durante el año de 1972, partió de esta solución inicial y simuló el estado transitorio durante 23 años, obteniendo congruencia en niveles piezométricos modelados y medidos en campo, y en el balance de masa en el sistema estimado para el año de 1994.

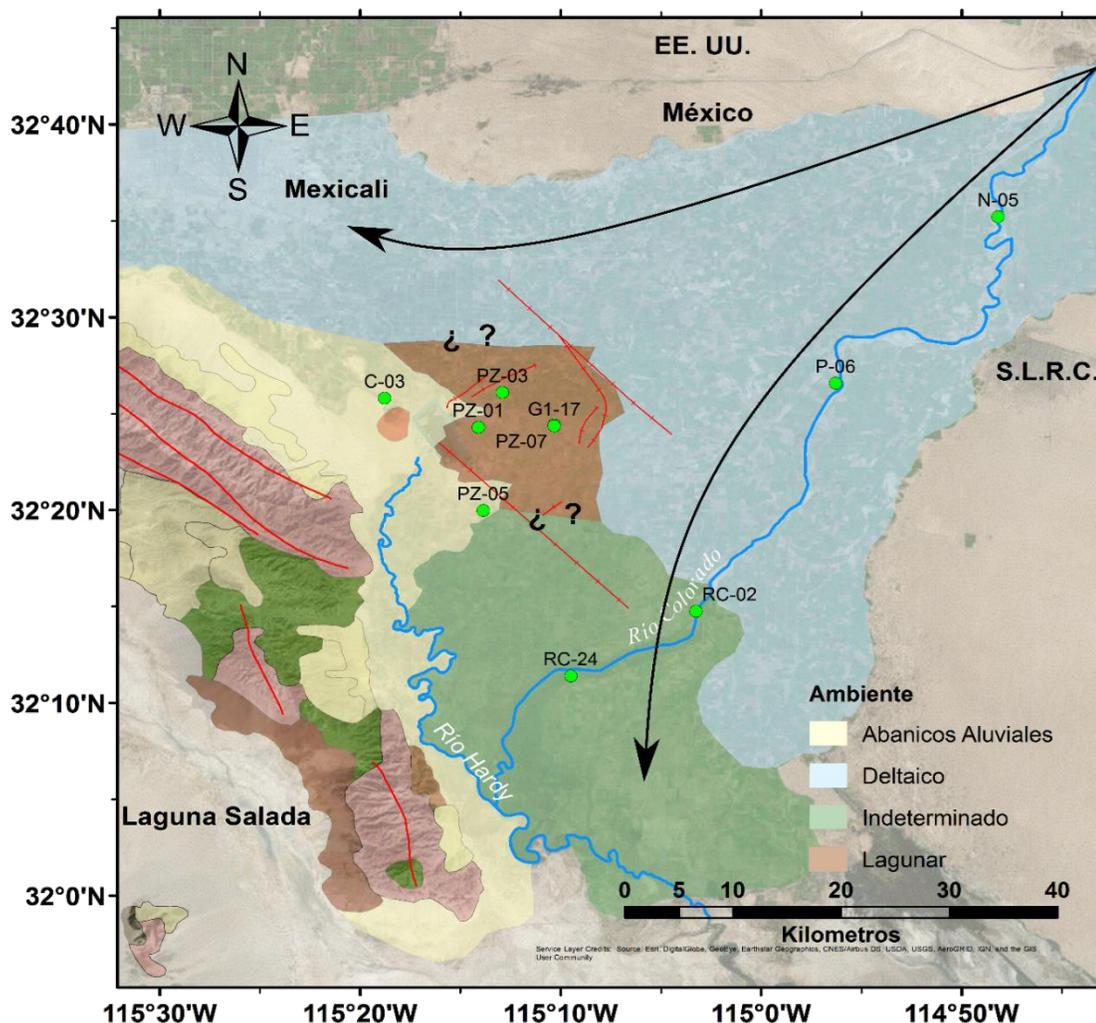


Figura 9. Contexto geohidrológico general presente en el acuífero del Valle de Mexicali. Se ilustran los ambientes de depositación interpretados y reportados por Vázquez-González (1999). Se señalan con línea curva sólida color negro las direcciones de flujo regional predominantes (Díaz-Cabrera, 2001). Adicionalmente, se muestra la distribución espacial de los pozos instrumentados y analizados en este trabajo, círculo relleno color verde y clave de identificación Datum: Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84).

DOF-CNA (2009) reportó como resultado de la interpretación de pruebas de bombeo que la transmisividad fluctúa de media a muy alta, con valores entre 0.05 y 0.35 [m^2/s], correspondiendo los valores altos a la Mesa de San Luís y el extremo noreste del Valle de Mexicali, decreciendo hacia el sur y oeste, en las inmediaciones de Cerro Prieto y de la ciudad de Mexicali. El valor del coeficiente de almacenamiento obtenido es 0.27; mientras que el rango de variación del rendimiento específico fue de 0.10 y 0.20.

Sarychikhina (2010) estimó valores de difusividad hidráulica sísmica para los materiales en las inmediaciones de un conjunto de pozos de monitoreo con base en el modelado teórico del flujo post-sísmico asociado a un sismo de magnitud moderada en el Valle de Mexicali. Adicionalmente, determinó el rango de variación para los valores de eficiencia a la deformación volumétrica deducido a partir del análisis

de la variación co-sísmica del nivel del agua subterránea, suponiendo valores teóricos para el coeficiente de Skempton B y el módulo de corte, segundo parámetro de Lamé.

Fuentes-Arreazola (2011) identificó y reportó algunas componentes determinísticas y estocásticas presentes en los registros de variación del nivel del agua de un conjunto de pozos en las inmediaciones del Campo Geotérmico de Cerro Prieto, durante los años 2003-2008, implementando técnicas de análisis de las series de tiempo en los dominios de la frecuencia y del tiempo a los registros de nivel del agua recolectados en los pozos de monitoreo. Observó que las componentes armónicas dominantes en los registros de nivel del agua se podían asociar a fenómenos naturales y antropogénicos, por lo que la aportación de cada uno de estos procesos no fue posible de determinar. Sin embargo, planteó el marco de referencia para el análisis de las fluctuaciones del nivel del agua subterránea como resultado del efecto de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida que se desarrolló en el presente trabajo de tesis. Adicionalmente, identificó la carencia de estudios realizados en donde se consideren estos fenómenos naturales para la estimación de parámetros geohidrológicos y geofísicos en los acuíferos de México y particularmente en el Valle de Mexicali, señalando la ventaja de que la estimación de valores razonables puede realizarse a partir de registros del nivel del agua y de la presión barométrica ya existentes, como lo son la base de datos que integró para los años de 2003 a 2008 (Fuentes-Arreazola y Vázquez-González, 2016a, 2016b).

Derivado de la recopilación reportada en algunos de los trabajos anteriormente mencionados, se integra un conjunto de valores asociados a los parámetros geohidrológicos del acuífero superficial del Valle de Mexicali y se presentan en la Tabla 4.

Tabla 4. Integración del rango de variación para los parámetros hidráulicos disponibles para el acuífero del Valle de Mexicali en función de los ambientes de depositación definidos y reportados por *Vázquez-González (1999); **Díaz-Cabrera (2001); ***DOF-CNA (2015); **** Sarychikhina (2010). Nomenclatura: *K* conductividad hidráulica; *S* coeficiente de almacenamiento; *T* transmisividad; *D* difusividad hidráulica sísmica.

| Ambiente | Parámetros Hidráulicos | | | | | |
|---------------------|-------------------------------|---------------------|-------------------------------------|--------------------|----------------------------------|--------------------------------------|
| | K^* [$m \cdot s^{-1}$] | S^* [---] | T^{***} [$m^2 \cdot s^{-1}$] | S^{***} [---] | K^{**} [$m \cdot s^{-1}$] | D^{****} [$m^2 \cdot s^{-1}$] |
| Planicie Deltáica | $10^{-3} a 10^{-4}$ | 0.1 a 0.2 | 0.35 | 0.27 | 10^{-4} | — — — |
| Lagunar o estuarino | $10^{-6} a 10^{-7}$ | $10^{-4} a 10^{-2}$ | 0.05 | 0.27 | 10^{-4} | 5.21 |
| Abanicos aluviales | $10^{-2} a 10^{-3}$ | 0.2 a 0.3 | — — — | — — — | 10^{-2} | — — — |

2.4. Datos y procesamiento

El desarrollo e innovación tecnológica ha permitido que las actividades de monitoreo de los niveles del agua dentro de pozos en la actualidad sea automatizado, disminuyendo así la incertidumbre del dato como resultado de la influencia humana en su medición, y presentando la ventaja de que los instrumentos son capaces de almacenar una importante cantidad de mediciones en su memoria interna o bien transmitir la información prácticamente en tiempo real de forma remota.

Las variaciones del nivel del agua subterránea fueron registradas en un conjunto de pozos de monitoreo del acuífero del Valle de Mexicali utilizando transductores de presión de registro continuo, marca Solinst Levelogger, con rango de medición de 5 y 10 metros de variación de la presión absoluta, exactitud de 0.05% del rango total y capacidad de almacenar hasta 40,000 mediciones. Los instrumentos sumergidos dentro de un pozo miden una combinación de presión barométrica y presión hidrostática, presión absoluta, expresada como columna de agua equivalente. Por lo tanto, los registros deben ser compensados por presión barométrica; los registros correspondientes a la presión atmosférica fueron obtenidos instalando transductores de presión, marca Solinst Barologger, con rango de medición de 1.5 metros y con precisión de 0.001 metros. La compensación por presión barométrica consiste en sustraer directamente en cada una de las mediciones del Levelogger el valor de presión atmosférica registrado por el Barologger; la instalación general de los transductores de presión, principio de la medición y de la compensación por efecto barométrico se muestran en la Figura 10.

Los registros de variación del nivel del agua subterránea analizados en este estudio fueron colectados de un conjunto de pozos de observación pertenecientes a la red de monitoreo del acuífero superficial del Valle de Mexicali. Las Tablas 5 y 6 enlistan algunas de las características de los pozos instrumentados y considerados para este estudio; mientras que la distribución espacial de los pozos analizados se muestra en la Figura 9.

Con base en el marco teórico expuesto se planteó e implemento la metodología de análisis de los registros de presión que es explicada a continuación y sintetizada de forma gráfica en la Figura 11.

Como resultado de la compensación por efecto barométrico se obtuvo el registro de la variación del nivel del agua en función de la fluctuación de la columna de agua por encima del transductor de presión. Se eliminó la tendencia lineal de los registros de nivel del agua y presión barométrica; con el objetivo de que la serie de tiempo fuera estacionaria se realizó el cálculo y sustracción de un polinomio de grado dos o

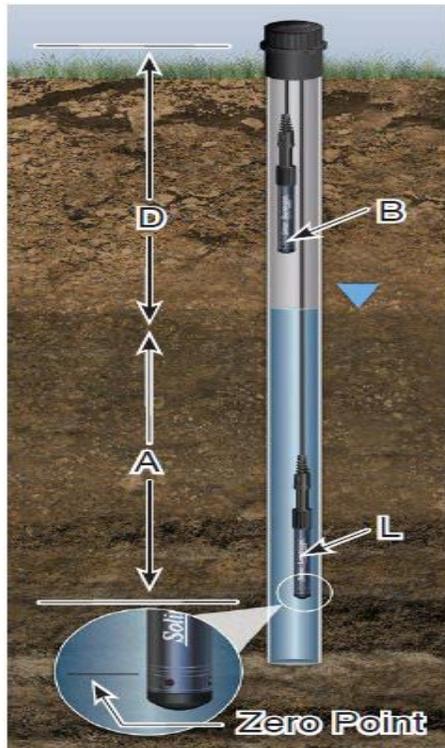
mayor, según fuera el caso, debido a que la eliminación de la tendencia lineal no fue suficiente para lograr que la series de tiempo fueran representadas en su forma estacionaria.

Tabla 5. Resumen de algunas características básicas de los pozos de observación considerados en los distintos escenarios de monitoreo y análisis contemplados en el presente trabajo.

| Clave del Pozo | Ubicación [WGS-84] | | Profundidad | Elevación | Profundidad | Período |
|----------------|--------------------|-----------|-------------|-----------|---------------|--------------|
| | Latitud | Longitud | Perforación | Brocal | Nivel de Agua | de Muestreo |
| | [°] | [°] | [m] | [msnm] | [m] | [segundos] |
| C - 03 | 32.4261 | -115.3102 | 201.00 | 13.38 | 10.71 | 300.00 |
| PZ - 01 | 32.4045 | -115.2343 | 507.00 | 9.28 | 13.69 | 300.00 |
| PZ - 03 | 32.4342 | -115.2140 | 159.00 | 11.40 | 3.10 | 300.00 |
| PZ - 05 | 32.3332 | -115.2318 | 147.00 | 12.34 | 8.57 | 300.00 |
| PZ - 07 | 32.4078 | -115.1724 | 171.00 | 12.76 | 2.27 | 300.00 |
| G - 1 - 17 | 32.4059 | -115.1724 | 200.00 | 16.20 | 4.81 | 300.00 |
| N - 05 | 32.5876 | -114.8030 | 4.23 | 30.12 | 4.05 | 120.00 |
| P - 06 | 32.4431 | -114.9383 | 8.11 | 18.34 | 8.02 | 120.00 |
| RC - 02 | 32.2461 | -115.0542 | 5.98 | 15.67 | 5.00 | 120.00 |
| RC - 24 | 32.1906 | -115.1580 | 6.94 | 10.98 | 6.00 | 120.00 |

Tabla 6. Continuación, resumen de algunas características básicas de los pozos de observación considerados en los distintos escenarios de monitoreo y análisis contemplados en el presente trabajo. *Comisión Federal de Electricidad (comunicación personal).

| Clave del Pozo | Profundidad | Diámetro | Litología |
|----------------|-----------------|-----------|--|
| | Ranurado* | Ranurado* | Ranurado* |
| | [m] | [m] | [----] |
| C - 03 | 150.00 – 201.00 | 0.1016 | No Disponible |
| PZ - 01 | 374.00 – 425.00 | 0.1016 | Arcilla con intercalaciones de arena de grano muy fino. |
| PZ - 03 | 104.50 – 147.20 | 0.1016 | Arena de grano fino con materia orgánica dispersa. |
| PZ - 05 | 88.00 – 133.00 | 0.1016 | Arcilla y arena de grano fino con horizontes de conglomerado |
| PZ - 07 | 134.00 – 158.00 | 0.1016 | Arcilla con arena de grano fino a muy fino |
| G - 1 - 17 | 150.00 - 200.00 | 0.4191 | No Disponible |
| N - 05 | 0.00 – 4.00 | 0.0508 | Ribera del Río Colorado |
| P - 06 | 0.00 – 8.00 | 0.0508 | Ribera del Río Colorado |
| RC - 02 | 0.00 – 6.00 | 0.0508 | Margen del Río Colorado |
| RC - 24 | 0.00 – 7.00 | 0.0508 | Ribera del Río Colorado |



A: Columna de agua.

B: Presión barométrica.

D: Profundidad del nivel del agua.

L: Sensor y punto de medición de la presión absoluta.

$$A = L - B$$

Figura 10. Esquema general de instalación de transductores de presión de registro semi-continuo. Se muestra además el fundamento de medición y el método directo de compensación por efecto barométrico para obtener las variaciones del nivel del agua como resultado de la fluctuación de la columna de agua por encima del sensor. Modificada de Solinst (2011).

Con base en la latitud geográfica de cada uno de los pozos considerados, se calculó el potencial gravitacional teórico y las componentes ortogonales del tensor de deformación utilizando el algoritmo *ERTID-1* desarrollado e integrado en *Some Programs for Ocean-Tide Loading-SPOTL* (Berger *et al.*, 1987; Agnew, 2013), no se consideró la influencia de la marea oceánica ni las discontinuidades topográficas y geológicas.

Se obtuvieron los espectros discretos de amplitud como resultado del cálculo de la Transformada Discreta de Fourier para los registros de nivel del agua, presión barométrica y deformación bidimensional asociada a la marea teórica de la Tierra sólida. En función de las componentes armónicas de mayor amplitud identificadas en el espectro correspondiente al nivel del agua se clasificó el comportamiento geohidrológico de la formación acuífera, de acuerdo a lo señalado en la Tabla 3, correspondiendo a un acuífero tipo libre a un espectro de amplitudes de las variaciones del nivel del agua subterránea con presencia y dominio de componentes armónicas asociadas al fenómeno de presión barométrica; o bien un acuífero tipo confinado y semi-confinado, como resultado de la presencia de componentes armónicas

en el espectro de amplitudes de las variaciones del agua asociadas a la marea de la Tierra sólida únicamente, o debido al retraso de las componentes armónicas diurnas y semi-diurnas de la presión barométrica, respectivamente.

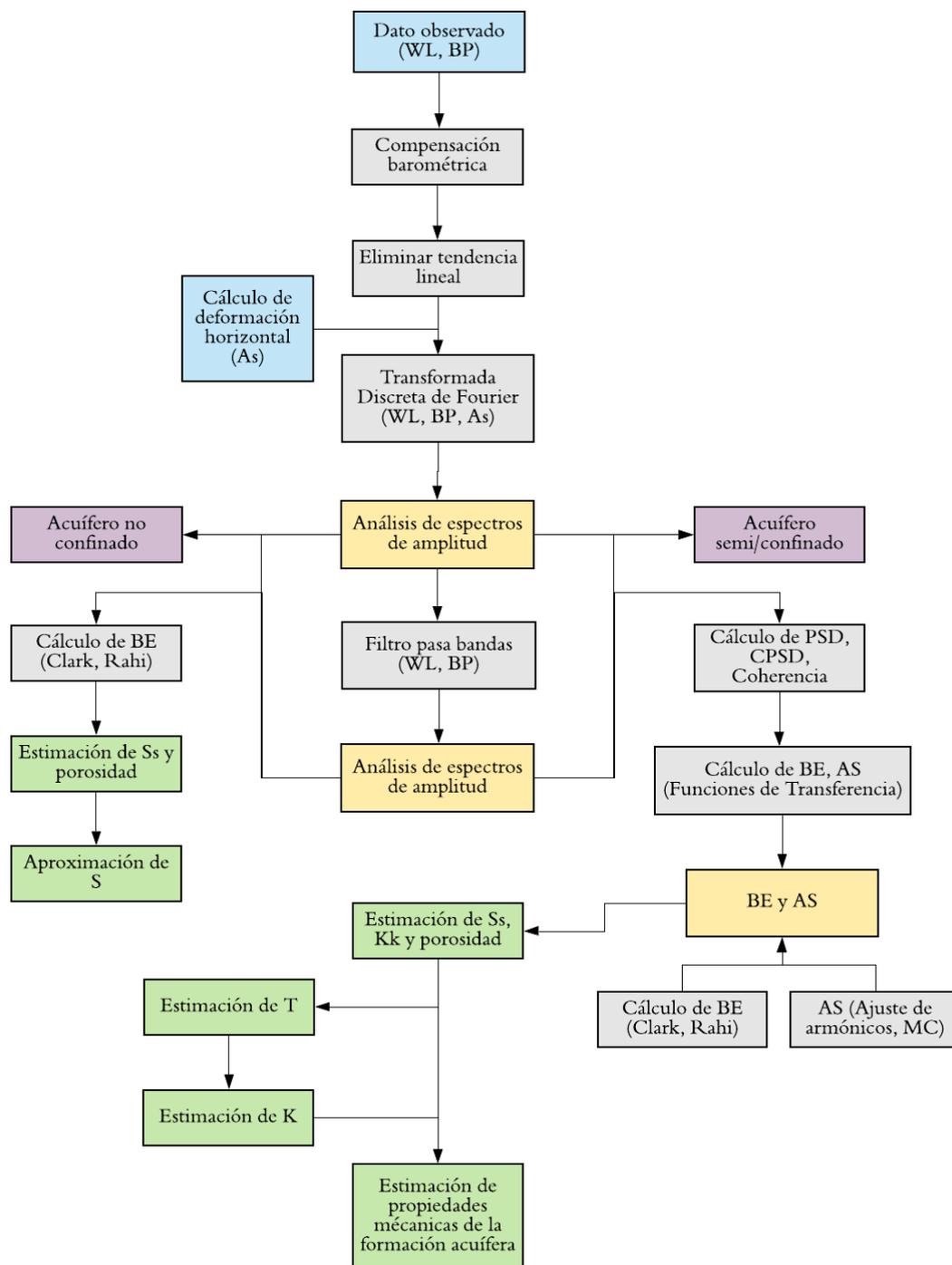


Figura 11. Diagrama de flujo del procedimiento de análisis de registros de variación del nivel del agua y presión barométrica para la estimación de parámetros geohidrológicos, poroelásticos y geomecánicos.

La clasificación del comportamiento geohidrológico en función de las componentes armónicas presentes en el espectro de amplitudes asociado a la variación del agua, fue verificada mediante la comparación de los espectros de amplitudes calculados y estimados como resultado del filtrado en el dominio de la frecuencia de las componentes de baja y alta frecuencia. Se diseñó e implementó un filtro digital de respuesta infinita al impulso tipo pasa-banda, Chebyshev Tipo I (rizado en la banda pasante), con frecuencias de corte en 0.50 y 10.00 ciclos por día (cpd).

En el caso en que la formación se asociara a un acuífero de comportamiento tipo libre, se calculó la eficiencia barométrica utilizando los algoritmos mostrados en el Anexo A y que corresponden a los métodos propuestos por Clark (1967); y Rahi (2010). Utilizando las ecuaciones 23 y 28 se estimó el valor del almacenamiento específico, porosidad y coeficiente de almacenamiento asumiendo solamente deformación vertical de la formación acuífera.

Cuando la influencia de la marea de la Tierra sólida fue identificada en el espectro de amplitud correspondiente al nivel del agua, se calculó la función de coherencia utilizando la ecuación 6. Adicionalmente, se calcularon las funciones de densidad espectral de potencia (PSD) y densidad espectral de potencia cruzada (CPSD) con las que se estimaron las funciones de transferencia entre el nivel del agua (señal de salida) y la presión barométrica y la marea de la Tierra sólida (señales de entrada) en el sistema pozo-acuífero, utilizando la ecuación 7. Además, usando la ecuación 8 se determinó la función de transferencia en su forma desacoplada entre la presión barométrica y el nivel del agua subterránea. La eficiencia barométrica y la sensibilidad a la marea fueron determinadas con base al módulo de las funciones de transferencia calculadas.

Los valores de almacenamiento específico, porosidad y coeficiente de compresibilidad fueron estimados en función de la eficiencia barométrica y sensibilidad a la marea determinadas, asumiendo deformación vertical y lateral como resultado del efecto de la presión atmosférica y la marea de la Tierra sólida, utilizando las ecuaciones 30, 31 y 32. El orden de magnitud de la transmisividad y conductividad hidráulica fue estimado con base en el coeficiente de almacenamiento calculado.

Con base en las estimaciones de sensibilidad a la marea y coeficiente de compresibilidad se determinaron valores para los coeficientes de Skempton usando las ecuaciones 33 y 34. Valores para los parámetros geomecánicos correspondientes al módulo elástico de Young y velocidades de propagación de ondas elásticas tipo compresionales y transversales asociados a los materiales que conforman las inmediaciones de los pozos analizados fueron estimados utilizando las relaciones mostradas en las ecuaciones 51-55.

Capítulo 3. Resultados

3.1 Introducción

Con el objetivo de evaluar la metodología desarrollada, se estimaron valores para las propiedades geohidrológicas, poroelásticas y geomecánicas asociadas a los materiales geológicos en las inmediaciones de un conjunto de pozos de monitoreo del acuífero granular somero presente en el Valle de Mexicali. Se estudió su variación como resultado de procesos naturales y antropogénicos, para lo cual se consideraron tres escenarios particulares, que de forma general se describen a continuación: el primero de ellos correspondió a la estimación de valores de propiedades geohidrológicas, poroelásticas y geomecánicas con base en el estudio de las variaciones del nivel del agua subterránea como respuesta únicamente al efecto de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida actuando en el sistema pozo-acuífero; el segundo escenario de estudio correspondió a la estimación de valores para los parámetros hidráulicos y elásticos de los materiales que conforman el acuífero en las inmediaciones del conjunto de pozos de monitoreo considerados en una condición previa y posterior a un evento sísmico de magnitud moderada; finalmente, el tercer escenario de análisis correspondió al estudio de las variaciones del nivel del agua como resultado del efecto de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida influenciados por un fenómeno antropogénico como lo fue el denominado flujo pulso.

En los siguientes apartados (3.2, 3.3 y 3.4) se presentan las generalidades de los datos analizados y la descripción de los resultados correspondientes a cada uno de los escenarios de análisis descritos. En el apartado 3.5 se presenta la formulación de un criterio conservador para evaluar cualitativamente la vulnerabilidad a los procesos de subsidencia y licuefacción de los geomateriales que constituyen la formación acuífera en las inmediaciones de los pozos analizados, considerando particularmente la velocidad de propagación de ondas transversales y el coeficiente Biot-Willis determinados, siendo complementados por la estimación de la porosidad y profundidad del nivel freático medida.

3.2 Análisis de la respuesta del nivel del agua únicamente a la presión barométrica y marea de la Tierra sólida

3.2.1. Introducción

Fuentes-Arreazola (2011) integró la base de datos correspondiente al registro semi-continuo de variaciones del nivel del agua y fluctuaciones de presión barométrica durante 2003 a 2008 en un conjunto de pozos de monitoreo en las inmediaciones del Campo Geotérmico de Cerro Prieto, pozos (C-03, II-5B, PZ-01, PZ-03, PZ-04, PZ-05, PZ-06, PZ-07, PZ-09 y G-1-17). Identificó los pozos que contaban con registro continuo a lo largo de seis años de monitoreo, señaló que la mayoría de los pozos presentaban intervalos significativos de ausencia de datos como resultado de la saturación de memoria y/o falla del instrumento, y vandalismo, principalmente.

La inspección visual detallada de los registros de variación del nivel del agua recolectados en los pozos con clave C-03, PZ-01 y PZ-03 durante el intervalo de tiempo comprendido entre el 23 de mayo y 14 de agosto no mostraron respuesta significativa a la intensa actividad sísmica que acontece en el Valle de Mexicali, con base en lo anterior se supuso que las variaciones del nivel del agua subterránea registradas, durante el anterior intervalo, son el resultados del efecto de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida únicamente. Las características generales de los pozos C-03, PZ-01 y PZ-03 se muestran en las Tabla 5 y 6.

3.2.2. Análisis y estimación de parámetros geofísicos

Los registros correspondientes a la variación del nivel del agua subterránea recolectados en los pozos C-03, PZ-01 y PZ-03; y el registro de las fluctuaciones de presión atmosférica observada en el pozo PZ-03 obtenidos de la instrumentación con transductores de presión programados para realizar una medición cada 5 minutos durante el 23 de mayo al 14 de agosto de 2007 se muestran en la Figura 12a. La deformación horizontal asociada a la marea de la Tierra sólida con base en el potencial gravitacional teórico calculado para la latitud geográfica correspondiente al pozo C-03 se muestra en la Figura 12b.

De acuerdo al diagrama de flujo mostrado en la Figura 11, se eliminó la tendencia lineal de los registros de variación del nivel y de la presión barométrica; sin embargo, lo anterior no resultó ser suficiente para obtener que las series de tiempo fueran estacionarias, se calculó un polinomio de grado cuatro que fue sustraído de los registros de nivel del agua y presión barométrica, como resultado fue posible expresar las series de tiempo de forma estacionaria. La estacionalidad de la serie de tiempo se requiere para la correcta

transformación de los datos observados y calculados del dominio del tiempo al de la frecuencia utilizando la Transformada Discreta de Fourier (TDF). Los espectros discretos de amplitudes para los registros de nivel del agua, presión barométrica y deformación horizontal asociada a la marea de la Tierra sólida teórica se muestran en la Figura 13.

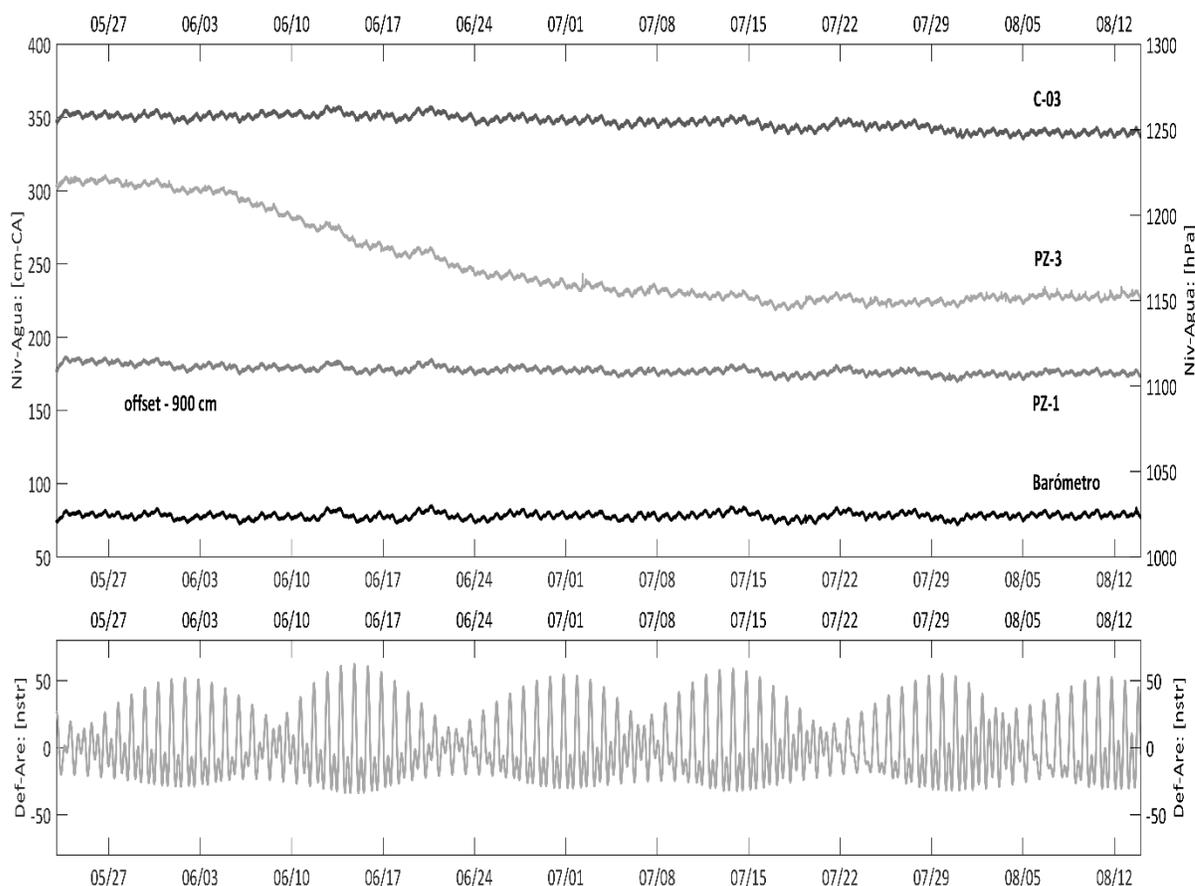


Figura 12. a) Registros de fluctuaciones de nivel del agua subterránea recolectados en los pozos con clave C-03, PZ-01 y PZ-03; registro de variación de la presión barométrica observada en el pozo PZ-03; nivel del agua y presión atmosférica son expresados en centímetros de columna de agua equivalente y en hecto-pascales. b) Deformación horizontal para las inmediaciones del pozo C-03 como resultados de la marea de la Tierra sólida con base en el potencial gravitacional teórico calculado, expresado en unidades de nanostrain. Nota: El registro del nivel del agua correspondiente al pozo PZ-03 fue desplazado – 900 cm con propósito ilustrativo.

El análisis de las componentes armónicas dominantes indicó que los procesos asociados a la presión barométrica con frecuencia diaria y semi-diurna representaron ser las componentes armónicas dominantes en las variaciones del nivel del agua en los tres pozos de monitoreo contemplados. Sin embargo, se observaron componentes armónicas con frecuencia de 0.9295 y 1.9324 cpd, lo anterior podría sugerir que los materiales que conforman el acuífero en las inmediaciones de los pozos analizados presentan características físicas que pueden ser asociados a condiciones de semi-confinamiento del

acuífero. Los resultados son consistente con la ubicación de los pozos, los pozos PZ-01 y PZ-03 se localizan en ambiente de depositación tipo lagunar, y el pozo C-03 en la zona de transición entre ambiente lagunar y abanicos aluviales; los sedimentos asociados a estos ambientes de depositación, predominancia de arcillas y limos con algunas intercalaciones de arenas, son congruentes con el comportamiento semi-confinado de la formación acuífera determinado con base en el análisis de los espectros discretos de amplitudes.

La influencia simultanea de los fenómenos de presión barométrica y marea de la Tierra sólida actuando sobre el sistema pozo-acuífero fue también analizada calculando la función de coherencia: presión barométrica-nivel del agua, y deformación horizontal-nivel del agua, el valor de la coherencia en función de la frecuencia se muestra en las Figura 14a y 14b, respectivamente. Los resultados revelan una alta coherencia, mayor a 0.80, entre la presión barométrica y el nivel del agua en frecuencias con periodo diurno y semi-diurno. Un resultado similar se observó entre la deformación horizontal y nivel del agua, correspondiendo a la frecuencia de 1.9324 cpd la coherencia más alta, mayor de 0.90, este resultado confirmó que los materiales en las inmediaciones del pozo C-03 presentan condiciones físicas que favorecen el comportamiento semi-confinado del acuífero. La función de coherencia para los pozos PZ-01 y PZ-03 no se muestra en el contenido de este trabajo; sin embargo, presentaron valores altos de coherencia, mayores a 0.80, presión barométrica-nivel del agua, y deformación horizontal-nivel del agua, en frecuencias de periodo diurno y semi-diurno principalmente, se observó en ambos pozos valore de coherencia mayor a 0.80 en la frecuencia de 1.9324 cpd. Se ilustró el caso del pozo C-03 debido a su ubicación, zona de transición entre el ambiente de sedimentación lagunar y abanicos aluviales.

Se verificó el comportamiento geohidrológico, semi-confinamiento de la unidad acuífera, en función de las componentes armónicas presentes en los espectros discretos de amplitudes correspondientes a las variaciones del nivel del agua filtradas en cada uno de los pozos de monitoreo; el filtrado de las observaciones consistió en sustraer el contenido de baja y alta frecuencia mediante el diseño e implementación de un filtro digital pasa bandas Chebyshev tipo I con frecuencias de corte de 0.50 y 10.00 cpd, respectivamente. De lo anterior, se definieron tres bandas de frecuencias de análisis: banda de frecuencia baja, media y alta, (BFB, BFM y BFA) respectivamente. El espectro discreto de amplitudes correspondiente a las variaciones del nivel del agua filtrado en cada uno de los registros correspondientes a los pozos considerados, no mostró cambios en las componentes armónicas dominantes; por lo tanto, la clasificación de un comportamiento semi-confinado del acuífero en las inmediaciones de los pozos analizados se corroboró.

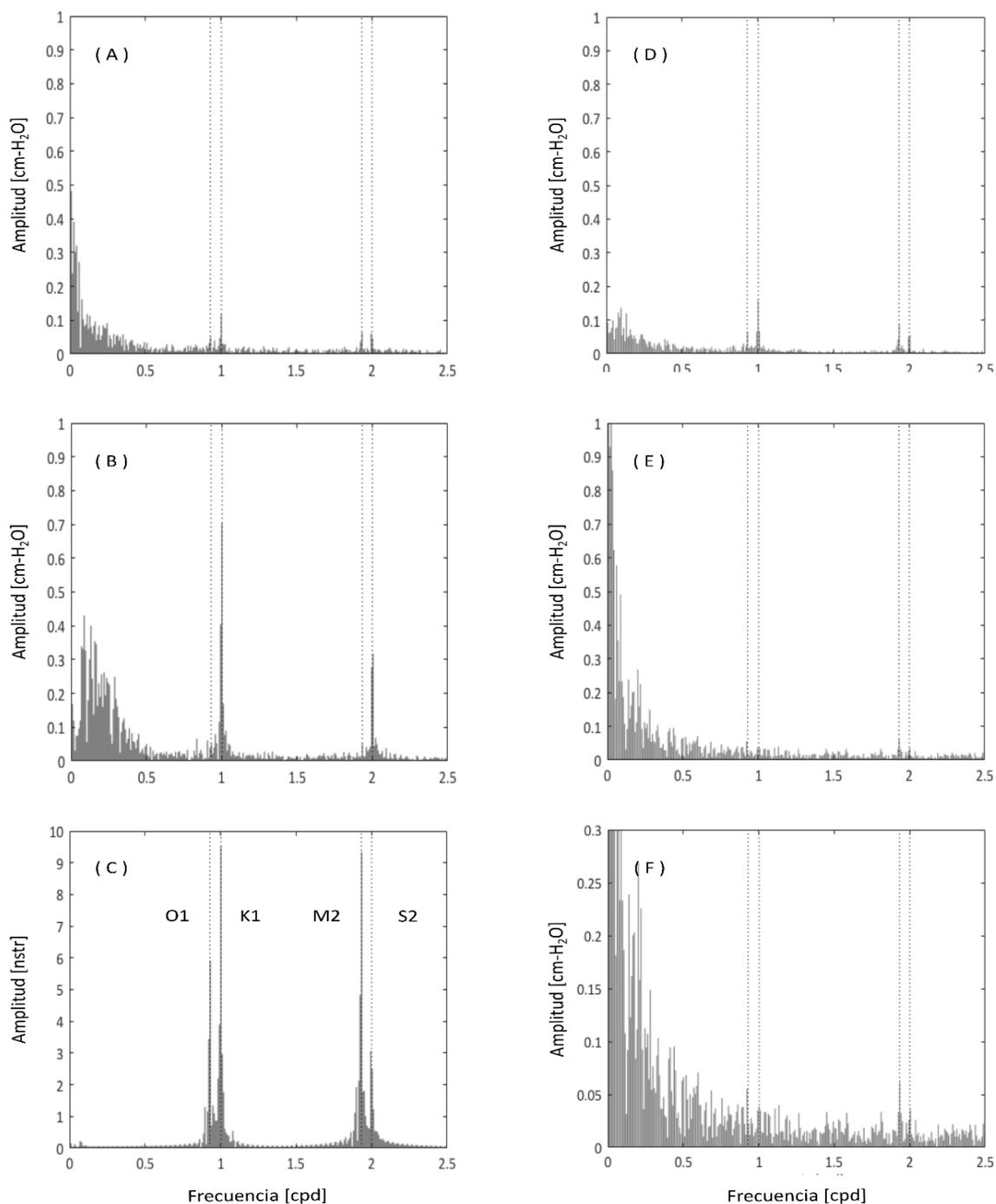


Figura 13. Espectros discretos de amplitudes en función de la frecuencia, expresada en ciclos por día, correspondientes a: a) nivel del agua, pozo C-03; b) presión barométrica, pozo PZ-03; c) deformación horizontal, pozo C-03; d) nivel del agua, pozo PZ-01; e) nivel del agua, pozo PZ-03 y f) detalle del nivel del agua en pozo PZ-03. Con línea discontinua se señalan las frecuencias de las principales componentes armónicas asociadas a la marea de la Tierra sólida.

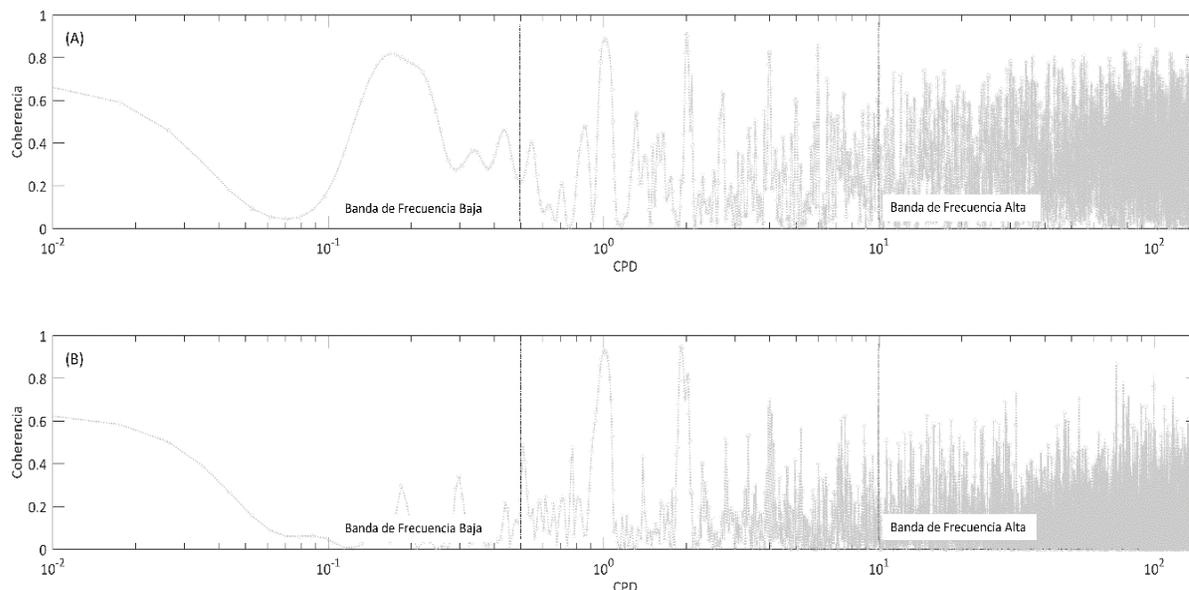


Figura 14. Función de coherencia calculada con base en los datos recolectados en el pozo C-03: a) Presión barométrica - Nivel del agua; b) Deformación horizontal - Nivel del agua. Línea tipo segmento-punto señala los límites de las bandas de frecuencia definidas. Banda de Frecuencia Baja ($0.00 < BFB < 0.50$ [cpd]), Banda de Frecuencia Media ($0.50 < BFM < 10.00$ [cpd]), y Banda de Frecuencia Alta ($BFA > 10.00$ [cpd]).

Con base en los espectros discretos de amplitudes filtrados en el dominio de la frecuencia se calcularon los registros de variación del nivel del agua filtrados en el dominio del tiempo utilizando la Transformada Inversa de Fourier (TIF). Utilizando los registros del nivel del agua, observado–filtrado, presión barométrica y deformación horizontal asociada a la marea de la Tierra sólida, se calcularon los valores de eficiencia barométrica y sensibilidad a la marea.

Considerando la dependencia en el dominio de la frecuencia de los fenómenos de presión barométrica y deformación horizontal actuando sobre el sistema pozo-acuífero, induciendo variaciones del nivel del agua moduladas por las propiedades físicas de los materiales que conforman el acuífero, se calculó la función de transferencia entre la presión barométrica y nivel del agua WB , y entre la deformación horizontal y nivel del agua WA a través del rango completo de frecuencias, utilizando el registro del nivel del agua observado y resolviendo el sistema de ecuaciones definido en la ecuación 7.

El módulo de las funciones de transferencia presión barométrica-nivel del agua $|WB|$, y deformación horizontal-nivel del agua $|WA|$, en función de la frecuencia expresada en ciclos por días, se muestra en las Figuras 15b y c. El valor de eficiencia barométrica promedio calculado a lo largo del rango completo de frecuencias fue de 108%, correspondiendo a un valor físicamente no posible. Con base en lo anterior, se resolvió la relación definida en la ecuación 8, y se expresó gráficamente el módulo de la función de transferencia presión barométrica-nivel del agua, actuando de forma desacoplada al fenómeno de la

marea de la Tierra sólida, el módulo de la función de transferencia se muestra en la Figura 15a. Se obtuvo un valor de eficiencia barométrica promedio de 106%, valor también físicamente no posible. Se procedió a analizar el comportamiento de la eficiencia barométrica para cada una de las bandas de frecuencias definidas previamente, baja, media y alta frecuencia. Se obtuvieron valores promedio de eficiencia barométrica de 27.05%, para la banda de frecuencia baja, 45.08% para la banda de frecuencia media y 112.36% para la banda de frecuencia alta, los valores de eficiencia barométrica en cada banda de frecuencia se muestran en la Figura 15a.

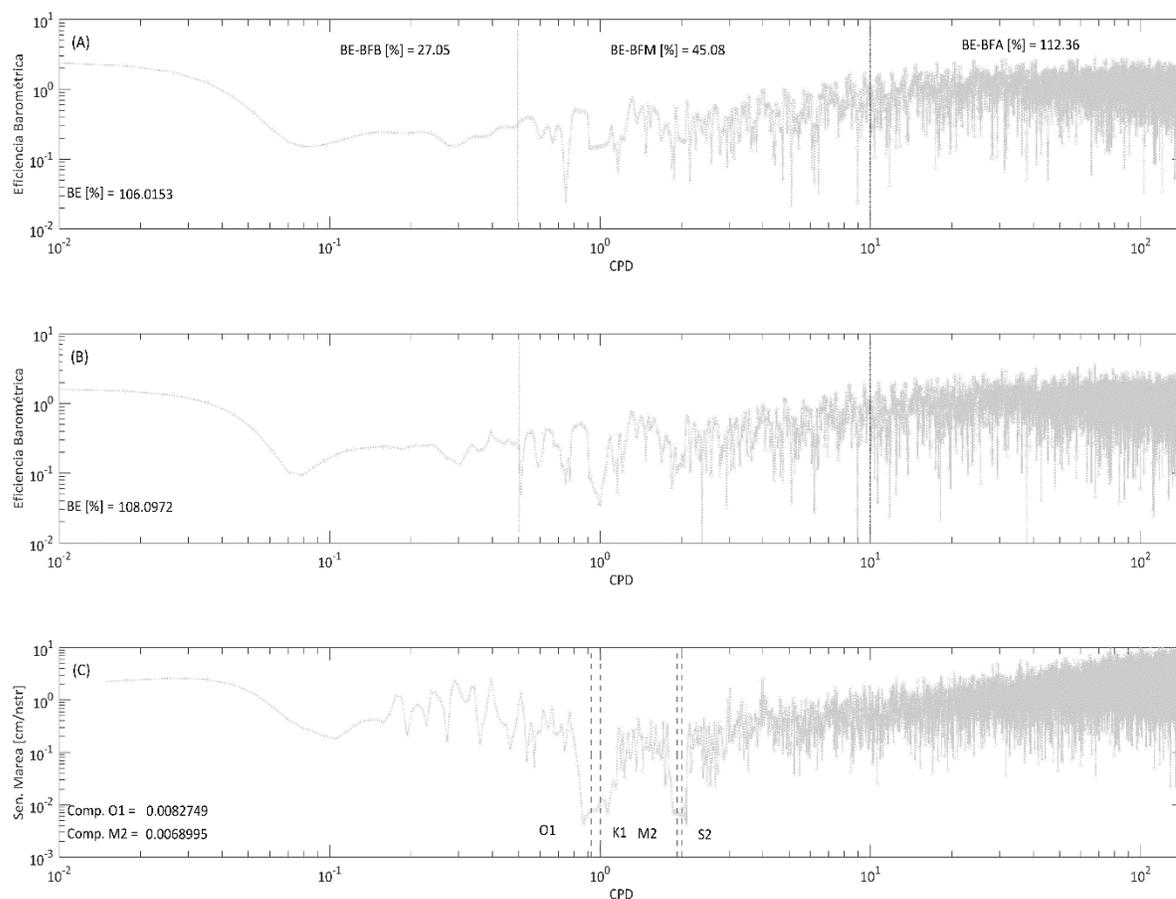


Figura 15. Función de transferencia calculada con base en los datos recolectados en el pozo C-03: a) Presión barométrica – Nivel del agua, asumiendo efecto de la presión atmosférica desacoplado de la influencia de la marea de la Tierra sólida; b) Presión barométrica – Nivel del agua, asumiendo efecto de la presión atmosférica acoplado con la influencia de la marea de la Tierra sólida; c) Deformación horizontal como resultado de la marea de la Tierra sólida – Nivel del agua.

La estimación y análisis de los valores de eficiencia barométrica se extendió utilizando las técnicas descritas en el Anexo A, que consideran independencia en el dominio de la frecuencia de las variaciones del nivel del agua como resultado del efecto de los fenómenos de presión atmosférica y marea de la Tierra sólida, y corresponden a los métodos propuestos por Clark (1967) y Rahi (2010). En las Figuras 16a y b se muestran

los valores de eficiencia barométrica estimados utilizando los registros del nivel del agua observados y presión barométrica. Se obtuvieron valores de eficiencia barométrica de 27.95 y 45.81% para cada uno de los métodos, respectivamente. Estimaciones del valor de eficiencia barométrica resultado de distintas metodologías contempladas para los pozos C-03, PZ-01 y PZ-03 se muestran en la Tabla 7.

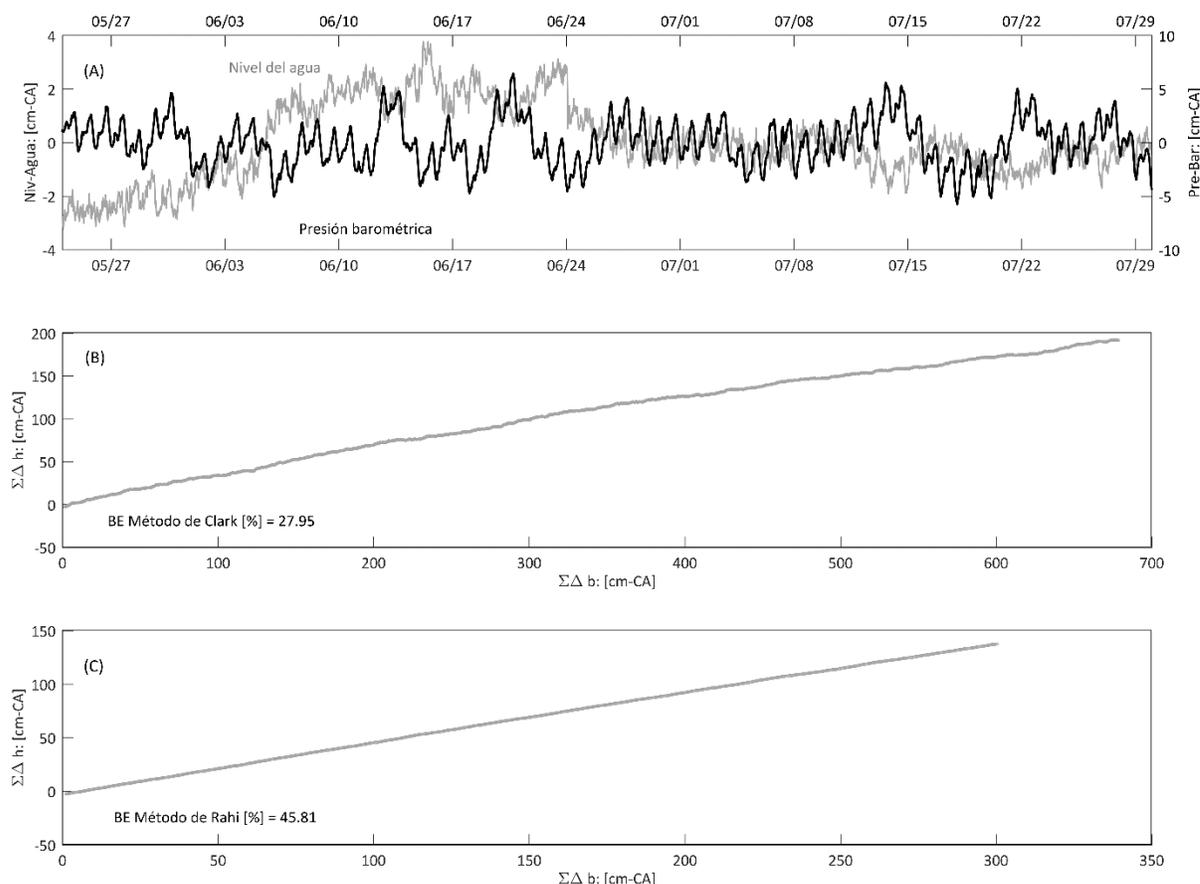


Figura 16. Cálculo de eficiencia barométrica mediante métodos que consideran independencia en el dominio de la frecuencia de los fenómenos de presión atmosférica y marea de la Tierra sólida, Anexo A (Clark, 1967; Rahi, 2010). a) Registro del nivel del agua observado en el pozo C-03 y registro de presión barométrica registrado en el pozo PZ-03; b) Estimación del valor de eficiencia barométrica con base en el Método de Clark; c) Estimación del valor de eficiencia barométrica utilizando Método de Rahi.

Con base en los valores de eficiencia barométrica determinados considerando todo el rango de frecuencias, forma acoplada y desacoplada, se observó la influencia dominante de las fluctuaciones de alta frecuencia de la presión barométrica, que inducen variaciones del nivel del agua de alta frecuencia, correspondiendo a valores de eficiencia barométrica del orden de 100% o incluso mayores, aunque físicamente no posibles. Lo anterior podría ser resultado de dos fenómenos: (1) efecto de inercia-resonancia que amplifica la amplitud de la variación del nivel del agua con respecto a la amplitud de la fluctuación de la presión atmosférica en el mismo instante y como consecuencia la eficiencia barométrica

estimada es mayor a 100%, dicho fenómeno es conocido en geohidrología como almacenamiento en pozo “*wellbore storage*”; (2) acción conjunta del fenómeno de marea de la Tierra sólida que genera variaciones simultáneas del nivel del agua mayores a las fluctuaciones de presión barométrica observada.

Los valores de eficiencia barométrica considerando los datos de nivel del agua correspondientes a la BFB fueron congruentes con los valores obtenidos con el método de Clark, que en su formulación consideró la influencia de fenómenos de baja frecuencia y aperiódicos. Los valores de eficiencia barométrica correspondientes a la BFM presentaron coherencia con los valores calculados con el método de Rahi, que considera y restringe la influencia de la marea de la Tierra sólida, como causa de variaciones simultáneas del nivel del agua, que amplifica la amplitud de la respuesta del agua subterránea con respecto a las fluctuaciones de presión barométrica en un instante dado.

Con base en el análisis de la estimación de los valores de eficiencia barométrica realizado y el comportamiento semi-confinado de los materiales que conforman las inmediaciones de los pozos considerados, deducido del análisis de los espectros discretos de amplitudes correspondientes a las variaciones del nivel del agua, se asumió que los valores de eficiencia barométrica obtenidos por el método de Rahi son los más representativos de los sistemas pozo-acuífero analizados y fueron utilizados para la estimación de parámetros geohidrológicos, poroelásticos y geomecánicos de los materiales que conforman el acuífero en la periferia de los pozos contemplados. El rango de variación de la eficiencia barométrica determinada fue de 45.82 – 51.43%, el valor mayor se determinó en el pozo PZ-01, mientras que el valor menor en el pozo C-03.

Tabla 7. Integración de estimaciones del valor de eficiencia barométrica. Nomenclatura: BE – Des eficiencia barométrica promedio calculada desacoplando el efecto simultáneo de la presión barométrica de la marea de la Tierra sólida, ecuación 8; BE – Acop eficiencia barométrica promedio calculada considerando el efecto simultáneo de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida, ecuación 7; BE – BF (BFB/BFM/BFA) eficiencia barométrica promedio calculada para cada una de las bandas de frecuencia definidas banda de frecuencia baja, banda de frecuencia media y banda de frecuencia alta; BE – Clark eficiencia barométrica calculada con el algoritmo propuesto por Clark; y BE – Rahi eficiencia barométrica calculada con el algoritmo propuesto por Rahi.

| Clave del Pozo | Eficiencia Barométrica [%] | | | | |
|----------------|------------------------------|----------|------------------------|----------|---------|
| | BE-Des. | BE-Acop. | BE-BF (BFB/BFM/BFA) | BE-Clark | BE-Rahi |
| C - 03 | 106.01 | 108.09 | 27.05 / 45.08 / 112.36 | 26.66 | 45.82 |
| PZ - 01 | 98.93 | 100.37 | 23.77 / 47.92 / 104.47 | 39.37 | 51.43 |
| PZ - 03 | 99.19 | 100.758 | 56.90 / 23.63 / 103.45 | 31.18 | 50.71 |

Con respecto a la estimación de la sensibilidad a la marea (A_S), los valores para cada una de las componentes armónicas de la marea de la Tierra sólida se obtuvieron directamente de la representación gráfica del módulo de la función de transferencia ($|WA|$) obtenida de la ecuación 7. La sensibilidad a la marea de los materiales en las inmediaciones del pozo C-03 fue de $0.0827 [mm/nstr]$ para la componente armónica $O1$ y de $0.0689 [mm/nstr]$ para la componente armónica $M2$. Resultado de la denominada “contaminación por efecto barométrico” las componentes $K1$ y $S2$ comúnmente no son consideradas para el análisis de la respuesta del nivel del agua al efecto de la marea de la Tierra sólida (Galloway y Rojstaczer, 1988; Rojstaczer y Agnew, 1989; Cutillo y Bredehoeft, 2011).

Los valores de sensibilidad a la marea fueron adicionalmente calculados como resultado de la relación entre los valores de la amplitud de la variación del nivel del agua (A_w) y de la amplitud de cada una de las cinco principales componentes armónicas de la deformación horizontal (A_t), en la frecuencia exacta de cada uno de las componentes armónicas. Las amplitudes fueron determinadas con base en el cálculo de los coeficientes a_{kw} , b_{kw} , a_{kt} y b_{kt} , que corresponden a la solución de tipo mínimo error cuadrático, los primeros dos conjuntos de coeficientes se obtuvieron mediante técnicas de análisis de regresión numérica del modelo resultado de la suma de funciones seno y coseno, considerando las cinco componentes principales de la marea de la Tierra sólida, y los datos observados del nivel del agua, mientras que los dos conjuntos de coeficientes restantes se obtuvieron mediante regresión del modelo resultado de la suma de funciones seno y coseno, considerando las cinco componentes principales de la marea de la Tierra sólida y la deformación horizontal calculada y asociada a la marea de la Tierra sólida teórica, Anexo B.

La representación gráfica comparativa para el pozo C-03 entre el modelo de ajuste y los datos observados de variaciones del nivel del agua y su correspondiente espectro discreto de amplitudes se muestran en las Figuras 17a y c. El modelo de ajuste y los datos calculados de deformación horizontal asociada a la marea de la Tierra sólida y su correspondiente espectro discreto de amplitudes se muestran en las Figuras 17b y d. Las amplitudes (A_{kw} y A_{kt}) y los ángulos de fase (Φ_{kw} y Φ_{kt}) de las componentes armónicas correspondientes a las variaciones del nivel del agua y la deformación horizontal asociada a la marea de la Tierra sólida se enlistan en las Tablas 8 y 9.

Los valores de sensibilidad a la marea de la Tierra sólida determinados mediante la función de transferencia WA presentaron congruencia con la estimación de la sensibilidad a la marea mediante el análisis armónico de las variaciones del nivel del agua y la deformación horizontal, Tablas 9, 10 y 11.

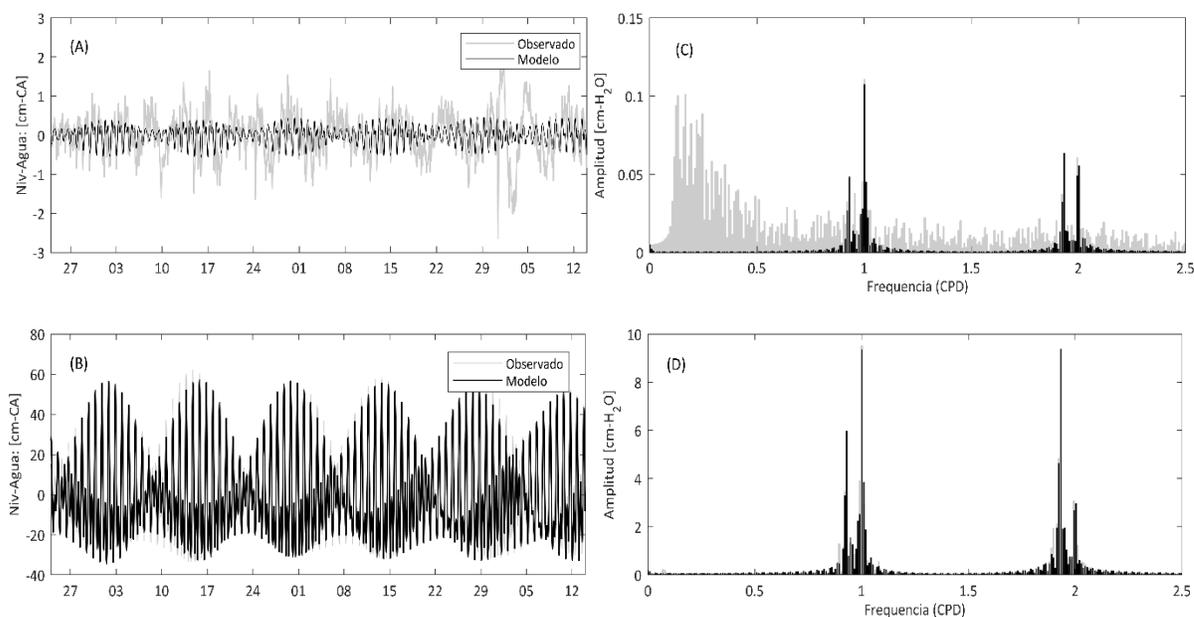


Figura 17. a) Modelo de variaciones del nivel del agua asociado a las cinco principales componentes armónicas de la marea de la Tierra sólida, línea continua color negro; y registro de fluctuaciones del nivel del agua observado, línea continua color gris; b) Espectro discreto de amplitudes comparativo, variación del nivel del agua observado y modelado; c) Modelo de comportamiento de las cinco principales componentes armónicas de la deformación horizontal originada por la marea de la Tierra sólida, línea continua color negro; y cálculo de la deformación horizontal asociada a la marea de la Tierra sólida considerando trescientos cincuenta componentes armónicas; d) Espectro discreto de amplitudes comparativo modelo con base en cinco componentes armónicas y con base en trescientos cincuenta componentes armónicas para la deformación horizontal originada por la marea de la Tierra sólida.

Una vez que se determinaron los valores de eficiencia barométrica, se estimaron valores para el parámetro de almacenamiento específico (S_s), ecuación 27, y se muestran en la Tabla 10. En una primera instancia se consideró para la estimación que la fase sólida de la formación acuífera es incompresible ($\beta_s = 1/K_s = 0$). Se asumieron valores para la razón de Poisson en condiciones drenadas $\nu = 0.25$, radio de la Tierra $a = 6.371 \times 10^6 [m]$, aceleración de la fuerza de gravedad para la latitud del Valle de Mexicali $g = 9.7953 [m^2 \cdot s^{-1}]$ y números de Love $\bar{h} = 0.6032$ y $\bar{l} = 0.0839$ (Agnew, 2007). Se consideró además la aproximación mostrada en la ecuación 28 y se determinó la amplitud de las componentes armónicas $O1$ y $M2$ en función de la latitud geográfica de los pozos de acuerdo a la ecuación 29 definida por Merrit (2004).

El almacenamiento específico en los pozos de monitoreo analizados mostró una variación entre $1.19 - 2.06 \times 10^{-6} [m^{-1}]$, el valor mínimo se obtuvo en las inmediaciones del pozo PZ-01 y el mayor en el pozo PZ-03. De forma general, la estimación correspondiente a la componente armónica $O1$ fue ligeramente menor que la obtenida con la componente armónica $M2$.

Tabla 8. Coeficientes de regresión y amplitudes estimadas para el nivel del agua.

| Clave del Pozo | Coeficientes de Regresión | | Amplitud | Ángulo de Fase |
|----------------|---------------------------|-----------------|---------------|----------------|
| | a_{kw} | b_{kw} | | |
| | O1 / M2 | O1 / M2 | [cm] | [°] |
| C - 03 | -0.0067/0.0084 | -0.0992/-0.1311 | 0.0994/0.1314 | -86.14/86.33 |
| PZ - 01 | -0.0662/-0.1488 | -0.0984/-0.0948 | 0.1186/0.1764 | -56.08/-32.50 |
| PZ - 03 | -0.0678/-0.0979 | -0.0153/-0.0852 | 0.0695/0.1298 | -12.71/-41.02 |

Tabla 9. Coeficientes de regresión y amplitudes estimadas para la marea de la Tierra sólida.

| Clave del Pozo | Coeficientes de Regresión | | Amplitud | Ángulo de Fase |
|----------------|---------------------------|-----------------|-----------------|----------------|
| | a_{kt} | b_{kt} | | |
| | O1 / M2 | O1 / M2 | [nstr] | [°] |
| C - 03 | 8.7197/15.3506 | 8.5470/-11.4382 | 12.2101/19.1435 | -44.43/36.69 |
| PZ - 01 | 8.7177/15.3606 | 8.5670/-11.4362 | 12.2226/19.1503 | -44.50/36.67 |
| PZ - 03 | 8.7175/15.3506 | 8.5470/-11.4365 | 12.2086/19.1423 | -44.43/36.68 |

Tabla 10. Estimación de parámetros geohidrológicos: almacenamiento específico, porosidad, coeficiente de almacenamiento, transmisividad y conductividad hidráulica considerando la fase sólida de la formación acuífera incompresible ($\beta_s = 1/K_s = 0$).

| Clave del Pozo | S_s | η | S | T | K |
|----------------|--------------|-------------|-----------|------------------------|----------------------|
| | 10^{-6} | | 10^{-4} | 10^{-7} | 10^{-8} |
| | [m^{-1}] | [%] | [--] | [$m^2 \cdot s^{-1}$] | [$m \cdot s^{-1}$] |
| | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 |
| C - 03 | 1.60/2.04 | 17.07/21.76 | 3.21/4.02 | 3.05/10.39 | 0.61/2.07 |
| PZ - 01 | 1.19/1.52 | 14.22/18.14 | 6.03/7.70 | 29.15/1.38 | 5.71/0.27 |
| PZ - 03 | 2.03/2.06 | 23.93/24.30 | 3.22/3.27 | 6.94/0.52 | 1.36/0.10 |

Con base en las determinaciones de la eficiencia barométrica y almacenamiento específico se estimaron valores para los parámetros geohidrológicos de porosidad (η), asumiendo el valor del coeficiente de compresibilidad del agua $\beta_w = 4.40 \times 10^{-10} [Pa^{-1}]$ y considerando el valor de la densidad del agua en función de la temperatura promedio del agua registrada en cada uno de los pozos dentro del rango de $\rho = 995.71 - 997.86 [kg/m^3]$; coeficiente de almacenamiento (S), siendo el espesor saturado (b) igual a la longitud de tubería ranurada; transmisividad (T), con base en el retraso entre los ángulos de fase

($\Phi_{kl} = \Phi_{kw} - \Phi_{kt}$), la Figura 5 y de acuerdo a Hsieh *et al.* (1987); y conductividad hidráulica (K), que puede ser estimada en función de la transmisividad y el espesor saturado ($T = K \cdot b$); para cada una de las componentes armónicas de la marea de la Tierra sólida. Los valores estimados para los parámetros geohidrológicos mencionados se muestran en la Tabla 10.

El rango de variación de la porosidad fue de 14.22 – 24.30%, en el pozo PZ-01 se obtuvo el valor mínimo, mientras que en el pozo PZ-03 se determinó el valor mayor de porosidad. Para el pozo C-03 se calculó una porosidad de 17.07 – 21.76%, para las componentes armónicas O1 y M2, respectivamente.

El coeficiente de almacenamiento presentó una variación de $3.21 - 7.70 \times 10^{-4}$, el valor menor se asoció a las inmediaciones del pozo C-03, mientras que el valor mayor al pozo PZ-01. En los tres pozos de monitoreo, el espesor saturado, profundidad ranurada, es similar y aproximadamente igual a 50 metros.

El valor de la transmisividad en los pozos analizados se determinó dentro del rango de $0.52 - 29.15 \times 10^{-7} [m^2 \cdot s^{-1}]$, correspondiendo al pozo PZ-03 el valor menor y el valor mayor al pozo PZ-01. Se consideró el radio de la tubería ranurada reportado en la Tabla 5; el orden de magnitud del coeficiente de almacenamiento determinado y la diferencia entre los ángulos de fase de la variación del nivel del agua y componentes armónicas de la deformación horizontal, se muestran en las Tablas 8 y 9, respectivamente. Con base en la determinación de la transmisividad se estimó la conductividad hidráulica, el rango de variación fue $0.10 - 5.71 \times 10^{-8} [m \cdot s^{-1}]$, el valor mayor se asoció a las inmediaciones del pozo PZ-01 y el valor menor al pozo PZ-03.

Tabla 11. Estimación de sensibilidad a la marea de la Tierra sólida, coeficiente y módulo de compresibilidad total (β_k y K_k) y de la fase porosa (β_p y K_p) asociados a los materiales que conforman el acuífero en las inmediaciones de los pozos analizados, considerando fase sólida compresible ($\beta_s = 1/K_s \neq 0 = 2.00 \times 10^{-10} [Pa^{-1}]$).

| | A_s | β_k | β_p | K_k | K_p |
|----------------|--|------------------------------------|------------------------------------|------------------|------------------|
| Clave del Pozo | 10^{-2} [mm · nstr ⁻¹] | 10^{-10} [Pa ⁻¹] | 10^{-10} [Pa ⁻¹] | 10^9 [Pa] | 10^9 [Pa] |
| | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 |
| C - 03 | 8.14/6.86 | 7.62/7.97 | 5.62/5.97 | 1.31/1.25 | 1.78/1.67 |
| PZ - 01 | 9.70/9.21 | 3.90/4.31 | 1.90/2.31 | 2.56/2.32 | 5.26/4.32 |
| PZ - 03 | 5.69/6.78 | 8.21/6.69 | 6.21/4.69 | 1.21/1.49 | 1.61/2.13 |

Debido a que la incompresibilidad de la fase sólida ante deformación vertical se encuentra asociada a estratos homogéneos horizontales, sin presencia de discontinuidades, o formaciones incompresibles localizadas a grandes profundidades; y con base en el contexto geológico de la zona de aplicación, se estimaron las propiedades geohidrológicas, poroelásticas y geomecánicas en las inmediaciones de los pozos analizados considerando la compresibilidad de la fase sólida ($\beta_s = 1/K_s \neq 0$).

Con base en las estimaciones de eficiencia barométrica y a la marea, sensibilidad a la marea y las suposiciones hechas para la relación de Poisson en condiciones drenadas y coeficiente de compresibilidad de la fase sólida de la formación, se estimaron valores para el coeficiente de compresibilidad total de la formación (β_k), relación de Poisson en condiciones no-drenadas, coeficientes de Skempton (B y α), porosidad, y almacenamiento específico de los materiales que constituyen la formación acuífera. El coeficiente de compresibilidad de la fase sólida se asumió $\beta_s = 2.00 \times 10^{-10} [\text{Pa}^{-1}]$, valor típico para una formación compresible y con porosidad de hasta 30% (Rojstaczer y Agnew, 1989). La determinación de los valores de los parámetros mencionados requirió la solución iterativa de las ecuaciones 30, 33, 34, 31 y 32 hasta que los valores estimados fueran estables, 5 iteraciones generalmente. Los valores estimados correspondientes a los coeficientes y módulos de compresibilidad total y fase porosa de la formación se muestran en la Tabla 11, mientras que los valores estimados de almacenamiento específico, porosidad, coeficiente de almacenamiento, coeficientes de Skempton y la relación de Poisson para condiciones no-drenadas se muestran en la Tabla 12.

Tabla 12. Estimación de valores para parámetros geohidrológicos (S_s, η, S) y geofísicos (B, α, ν_u : relación de Poisson en condiciones no drenadas) considerando a la fase sólida compresible ($\beta_s = 1/K_s \neq 0$).

| | S_s | η | S | B | α | ν_u |
|----------------|---------------------------|-------------|----------------------|-----------|-----------|-----------|
| Clave del Pozo | 10^{-6} [m^{-1}] | [%] | 10^{-4} [- -] | [- -] | [- -] | [- -] |
| | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 |
| C - 03 | 7.31/7.75 | 15.48/16.51 | 3.65/3.87 | 0.60/0.59 | 0.74/0.75 | 0.37/0.37 |
| PZ - 01 | 2.93/3.54 | 6.31/7.76 | 1.49/1.80 | 0.54/0.55 | 0.49/0.54 | 0.35/0.35 |
| PZ - 03 | 8.99/6.86 | 21.15/15.79 | 3.89/2.92 | 0.55/0.54 | 0.76/0.70 | 0.36/0.36 |

Los valores estimados de coeficiente de compresibilidad total se obtuvieron dentro del rango de variación de $3.90 - 8.21 \times 10^{-10} [\text{Pa}^{-1}]$, el valor menor se determinó en el pozo PZ-01 y el mayor se asoció a los materiales en las inmediaciones del pozo PZ-03. De forma análoga, PZ-01 presentó la menor estimación del coeficiente de compresibilidad de la fase porosa, y PZ-03 la mayor estimación.

El valor promedio de almacenamiento específico se incrementó ligeramente considerando la compresibilidad de la fase sólida de la formación con respecto al valor determinado sin considerar la compresibilidad de la fase sólida; sin embargo, el orden de magnitud permaneció. El valor de la porosidad disminuyó considerando la compresibilidad de la fase sólida de la formación, particularmente las inmediaciones del pozo PZ-01 presentó la disminución más significativa, lo anterior podría estar asociado a un mayor contenido de arcilla en las cercanías del pozo en cuestión.

Se determinó un rango de variación del almacenamiento específico $2.93 - 8.99 \times 10^{-6} [m^{-1}]$, el valor mínimo se obtuvo en las inmediaciones del pozo PZ-01 y el mayor en el pozo PZ-03. El coeficiente de almacenamiento permaneció en el mismo orden de magnitud en ambos casos, considerando la incompresibilidad de la fase sólida y considerando la compresibilidad de la fase sólida de la formación, como resultado la transmisividad y conductividad hidráulica no presentaron cambios significativos, el orden de magnitud fue el mismo.

Con respecto a la estimación de valores correspondientes a parámetros poroelásticos, el coeficiente de Skempton B presentó un rango de variación de $0.54 - 0.60$; correspondiendo al valor menor estimado a las inmediaciones del pozos PZ-01 y el valor mayor al pozo C-03. El coeficiente de Biot-Willis mostró una variación de $0.49 - 0.76$: la estimación mayor se obtuvo en el pozo PZ-03 y la menor en el pozo PZ-01. La relación de Poisson en condiciones no-drenadas varió entre $0.35 - 0.37$, la estimación fue mayor al valor asumido para condiciones drenadas (0.25); lo anterior se relaciona a que el incremento en la presión de poro, en condición no drenada, disminuye la deformación vertical.

Con base en los coeficientes de compresibilidad calculados y utilizando la relación de Poisson en condiciones drenadas asumida, se estimaron valores para el módulo elástico de Young (E), primero (λ) y segundo parámetro de Lamé o módulo de corte (G), y a partir de los parámetros de Lamé se determinaron velocidades de propagación de ondas sísmicas compresionales (v_p) y transversales (v_s) para los materiales que conforman el acuífero en las inmediaciones de los pozos analizados, asumiendo una densidad promedio arcillas-arenas $\rho = 2000 [kg/m^3]$, los valores estimados de los parámetros geomecánicos se enlistan en la Tabla 13.

El módulo elástico de Young presentó un rango de variación $0.78 - 14.02 [GPa]$, el primer parámetro de Lamé de $0.31 - 5.60 [GPa]$ y el módulo de corte de $0.31 - 5.60 [GPa]$ correspondiendo a las inmediaciones del pozo PZ-01 donde se estimaron los valores mayores, mientras que los valores menores se asociaron a los materiales en las cercanías del pozo C-03.

Como resultado de la estimación de los módulos elásticos se obtuvieron velocidades de propagación de ondas sísmicas, los valores determinados presentaron el siguiente rango de variación $v_p = 669 - 2830 [m \cdot s^{-1}]$, y $v_s = 386 - 1634 [m \cdot s^{-1}]$; los valores mayores se determinaron en las inmediaciones del pozo PZ-01 y los valores menores en C-03, respectivamente.

Tabla 13. Estimación de parámetros geofísicos: módulo elástico de Young, parámetros de Lamé y velocidades de propagación de ondas sísmicas compresionales y transversales.

| Clave del Pozo | E | λ | G | V_p | V_s |
|----------------|--------------|------------|------------|----------------------|----------------------|
| | 10^8 | 10^8 | 10^8 | | |
| | [Pa] | [Pa] | [Pa] | [$m \cdot s^{-1}$] | [$m \cdot s^{-1}$] |
| | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 |
| C - 03 | 9.51/7.83 | 3.81/3.14 | 3.80/3.13 | 737/669 | 426/386 |
| PZ - 01 | 14.94/140.20 | 5.96/56.07 | 5.97/56.06 | 924/2830 | 533/1634 |
| PZ - 03 | 7.89/9.58 | 3.14/3.82 | 3.15/3.83 | 671/740 | 388/427 |

3.3 Análisis de la respuesta del nivel del agua a la presión barométrica y marea de la Tierra sólida ante la influencia de un evento sísmico moderado

3.3.1. Introducción

Sarychikhina (2010) mencionó que el 24 de mayo de 2006 04:20 (UTC) un sismo de magnitud moderada $M_w = 5.40$ ocurrió en el Valle de Mexicali. Localmente, el sismo fue sentido con gran intensidad pero causó daños menores, fue registrado por redes sísmicas locales y regionales, así como por varios instrumentos geotécnicos y su efecto además se observó en registros de variación del nivel del agua en un conjunto de pozos de monitoreo. El hipocentro fue localizado en $115.26^\circ W$, $32.41^\circ N$ y profundidad de $3.60 \pm 1 km$, el evento se relacionó con la Falla Morelia (Munguía *et al.*, 2009). El desplazamiento vertical máximo fue de 30 cm y movimiento lateral menor a 4 cm (Lira, 2006; Suárez-Vidal *et al.*, 2007).

Durante el evento sísmico del 24 de mayo de 2006, los transductores de presión instalados en algunos pozos de monitoreo en el Valle de Mexicali se encontraban en operación, registrando la variación del nivel del agua subterránea como resultado del sismo, la variación del nivel del agua asociada a la respuesta co-sísmica se enlista en la Tabla 14, mientras que la localización del epicentro y el mecanismo focal asociado al evento sísmico se muestra en la Figura 18.

Después del 24 de mayo el nivel del agua comenzó a recuperar su nivel y tendencia gradualmente como resultado de la difusión de presión causada por el gradiente de presión inducido en el acuífero. Sin embargo, el nivel del agua en algunos pozos no volvió a su nivel original, fenómeno que sugirió estar asociado a una variación en propiedades físicas de los materiales que constituyen la formación acuífera.

Tabla 14. Variación del nivel del agua observado y asociado al efecto del evento sísmico, 24 de mayo de 2006. Variación positiva corresponde a incremento en el nivel del agua, variación negativa representa decremento en el nivel del agua registrado por los transductores de presión instalados en cada pozo de monitoreo.

| Clave del Pozo | Variación del Nivel del Agua |
|----------------|------------------------------|
| | [m] |
| C - 03 | +0.55 |
| PZ - 01 | +6.70 |
| PZ-03 | -0.28 |
| PZ - 05 | +0.01 |
| PZ - 07 | -0.03 |
| G - 1 - 17 | +0.10 |

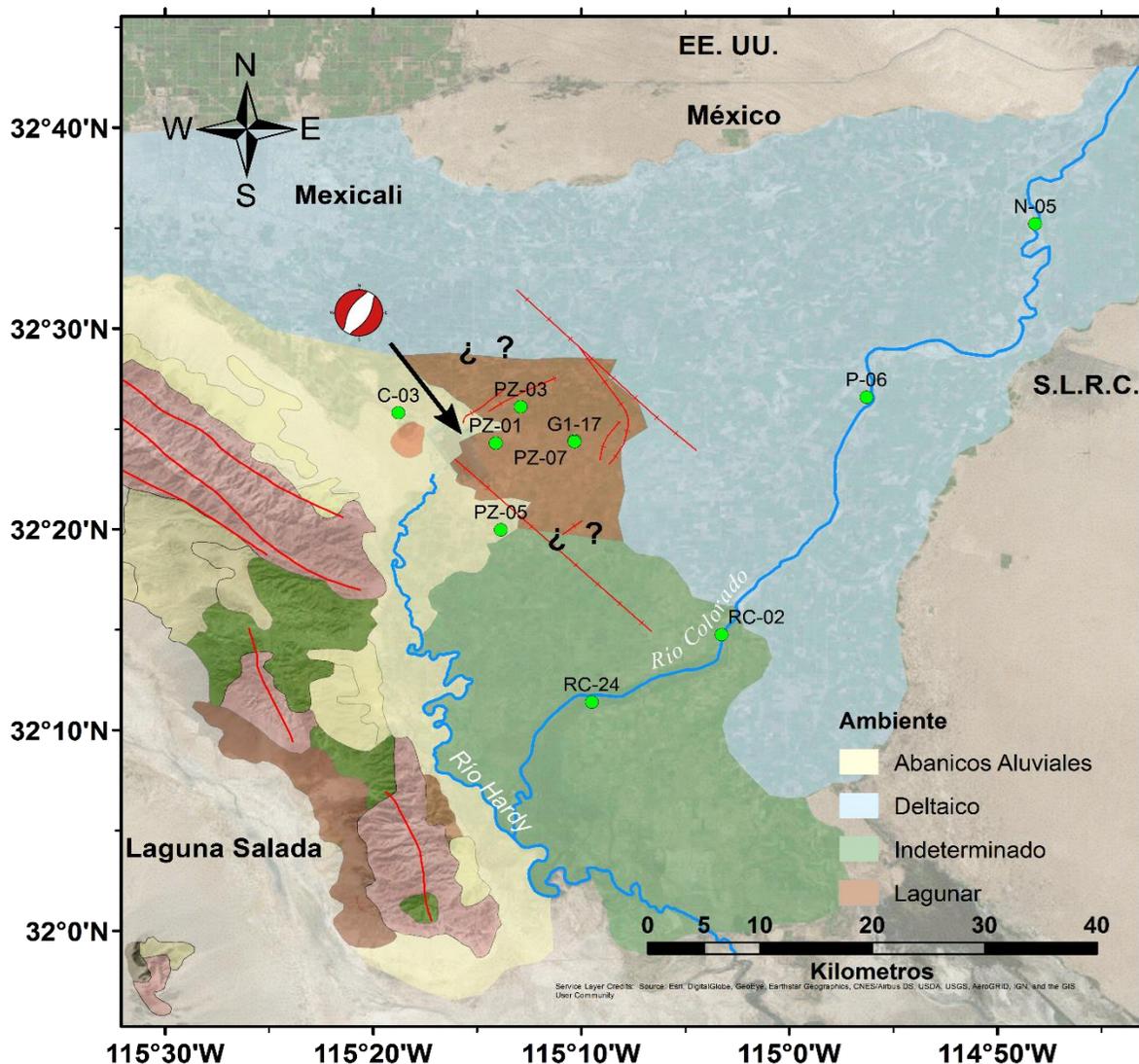


Figura 18. Localización del epicentro, flecha color negro, y mecanismo focal para el evento sísmico de magnitud moderada $M_w=5.4$ del 24 de mayo de 2006. Se muestra adicionalmente el contexto geológico y geohidrológico de las inmediaciones del Valle de Mexicali. Datum: Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS-84).

3.3.2. Análisis y estimación de parámetros geofísicos

Los registros de variación del nivel del agua subterránea, recolectados en los pozos C-03, PZ-01, PZ-03, PZ-05, PZ-07 y G-1-17, y el registro de las fluctuaciones de presión barométrica observada en el pozo PZ-03 obtenidos de la instrumentación con transductores de presión programados con un periodo de muestreo de 5 minutos durante el 27 de abril al 19 de junio de 2006 se muestran en la Figura 19a. La deformación horizontal asociada a la marea de la Tierra sólida con base en el potencial gravitacional teórico calculado

para la latitud correspondiente al pozo C-03 se muestra en la Figura 19b. Las características de los pozos C-03, PZ-01, PZ-03, PZ-05, PZ-07 y G-1-17 se enlistan en las Tablas 5 y 6.

Con el objetivo de estudiar las propiedades geohidrológicas y geofísicas de los materiales y su posible variación como consecuencia del evento sísmico, se definieron segmentos de análisis pre-sismo y post-sismo, estos segmentos se muestran en la Figura 19a.

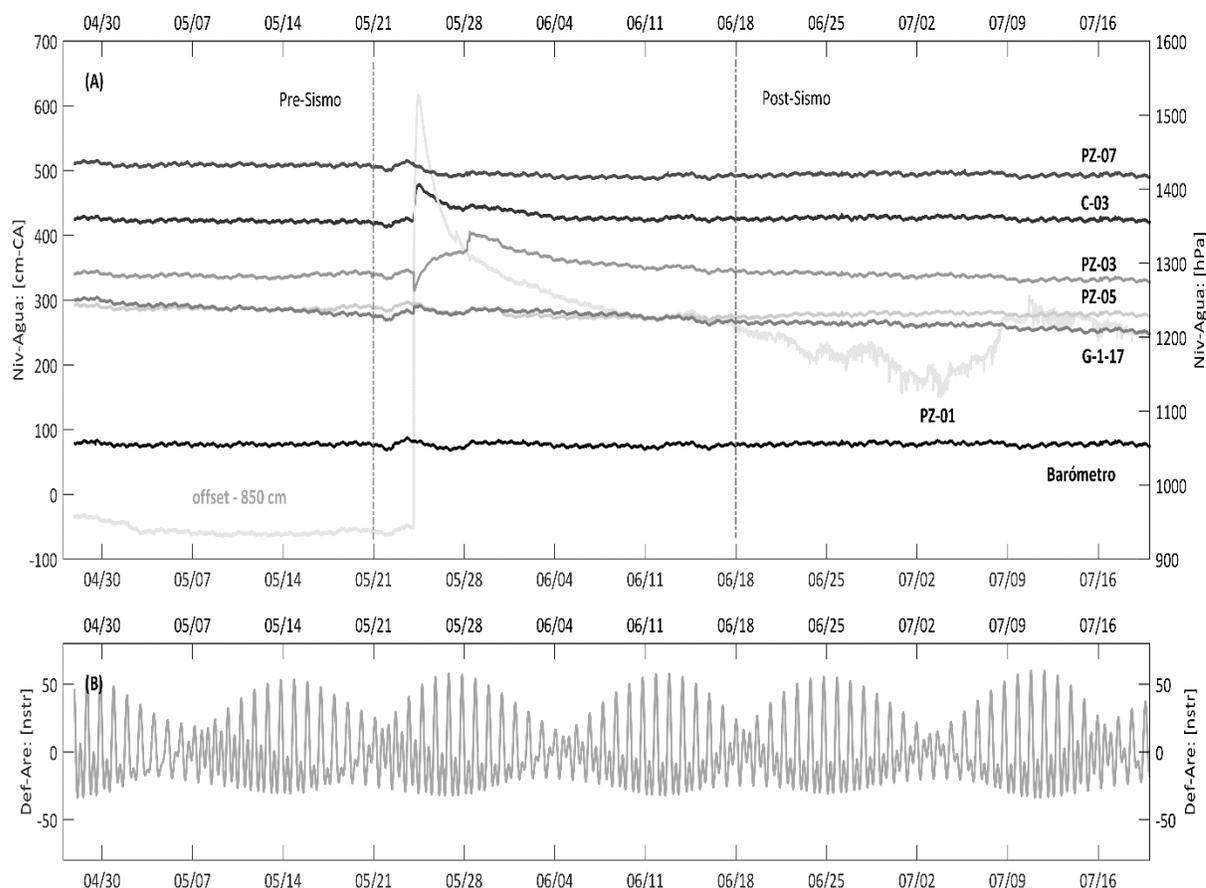


Figura 19. a) Registros de fluctuaciones de nivel del agua subterránea recolectados en los pozos con clave C-03, PZ-01, PZ-03, PZ-05, PZ-07 y G-1-17; registro de variación de la presión barométrica observada en el pozo PZ-03; nivel del agua y presión atmosférica son expresados en centímetros de columna de agua equivalente y en hecto-pascales. b) Deformación horizontal para las inmediaciones del pozo C-03 como resultados de la marea de la Tierra sólida con base en el potencial gravitacional teórico calculado, expresado en unidades de nanostrain. Nota: El registro del nivel del agua correspondiente al pozo PZ-01 fue desplazado – 850 cm con propósito ilustrativo. Se definen además los segmentos de análisis pre-sismo y post-sismo.

Se eliminó en una primera instancia la tendencia lineal de los registros de variación del nivel y de la presión barométrica; posteriormente se calculó un polinomio de grado cuatro que fue sustraído de los registros, para expresar las series de tiempo de forma estacionaria. Los espectros discretos de amplitudes

correspondientes a los registros de nivel del agua, presión barométrica y deformación horizontal asociada a la marea de la Tierra sólida se muestran en la Figura 20.

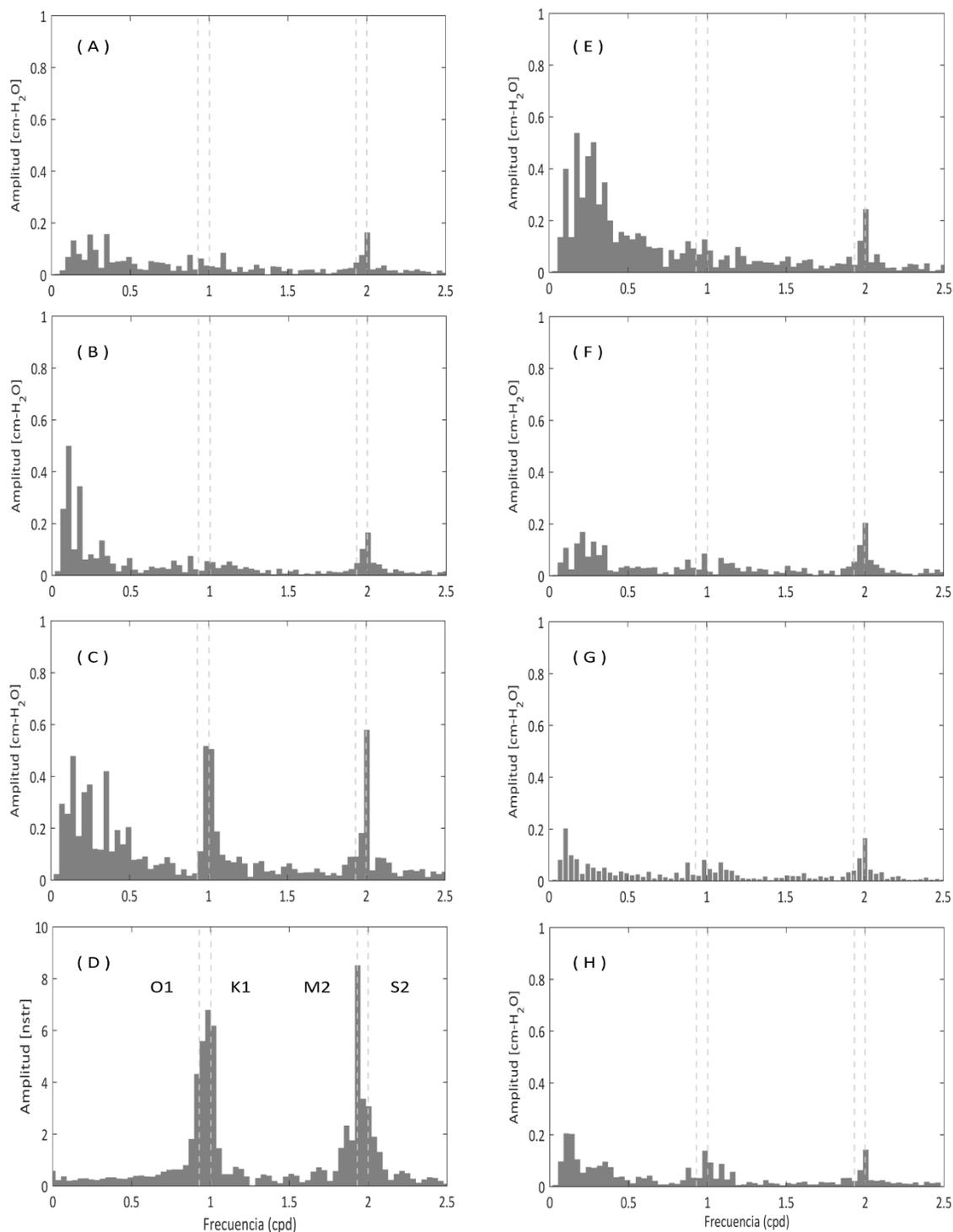


Figura 20. Espectros discretos de amplitudes en función de la frecuencia expresada en ciclos por día, correspondientes a: a) nivel del agua, pozo C-03; b) nivel del agua, pozo PZ-03; c) presión barométrica, pozo PZ-03; d) deformación horizontal, pozo C-03; e) nivel del agua, pozo PZ-01; f) nivel del agua, pozo PZ-05; g) nivel del agua, pozo PZ-07; h) nivel del agua, pozo G-1-17. Con línea discontinua se señalan las frecuencias de las principales componentes armónicas asociadas a la marea de la Tierra sólida.

El análisis de las componentes armónicas dominantes en los espectros discretos de amplitudes correspondientes a las variaciones del nivel del agua indicó que los procesos asociados a la presión barométrica con frecuencia semi-diurna y diurna corresponden a las componentes armónicas dominantes en las variaciones del nivel del agua en los pozos analizados. Sin embargo, la presencia de componentes armónicas con frecuencia asociada a las componentes $O1$ y $M2$ sugiere que los materiales que conforman la formación acuífera en las inmediaciones de los pozos estudiados presentan un comportamiento geohidrológico asociado a condiciones de semi-confinamiento. Los pozos PZ-01, PZ-03, PZ-07 y G-1-17 se encuentran localizados en dentro del ambiente de depositación tipo lagunar, mientras que el pozo C-03 y PZ-05 se localizan en la zona de transición entre ambiente lagunar y abanicos aluviales; los sedimentos asociados a estos ambientes de sedimentación, predominancia de arcillas y limos con algunas intercalaciones de arenas, explican el comportamiento semi-confinado de la formación acuífera.

El comportamiento geohidrológico en función de las componentes armónicas presentes en los espectros discretos de amplitudes correspondientes a las variaciones del nivel del agua en cada uno de los pozos de monitoreo fue corroborado, lo anterior se realizó sustrayendo el contenido de baja y alta frecuencia implementando un filtro digital pasa bandas Chebyshev tipo I con frecuencias de corte de 0.50 y 10.00 cpd, previamente diseñado. El espectro discreto de amplitudes filtrado correspondiente a las variaciones del nivel del agua en cada uno de los pozos considerados no mostró cambios en las componentes armónicas dominantes; como resultado, la clasificación de un comportamiento semi-confinado del acuífero en las inmediaciones de los pozos analizados se verificó.

Se calculó la función de transferencia entre la presión barométrica y nivel del agua WB , y entre la deformación horizontal y nivel del agua WA a través del rango completo de frecuencias, utilizando el registro del nivel del agua observado y resolviendo el sistema de ecuaciones definido en las ecuaciones 7 y 8. La estimación y análisis de los valores de eficiencia barométrica se extendió utilizando las técnicas descritas en el Anexo A. Utilizando los registros del nivel del agua observados, sin filtrar en el dominio de la frecuencia, y presión barométrica se estimó el valor de la eficiencia barométrica. Las estimaciones de acuerdo a las distintas metodologías contempladas para los pozos C-03, PZ-01, PZ-03, PZ-05, PZ-07 y G-1-17 se integran y muestran en la Tabla 15.

Con base en los valores de eficiencia barométrica calculados considerando el rango completo de frecuencias de forma acoplada y desacoplada, se observó la influencia dominante de las fluctuaciones de alta frecuencia de la presión barométrica que inducen variaciones de alta frecuencia del nivel del agua, correspondiendo a valores de eficiencia barométrica cercanos a 100%. En el presente escenario de análisis

el objetivo es estudiar el posible cambio en las propiedades físicas de los materiales que conforman el acuífero, se asumió que los valores estimados de eficiencia barométrica que toman en cuenta fenómenos de alta frecuencia correspondieron a los valores más representativos de los sistemas pozo-acuífero analizados en este escenario. El rango de variación de la eficiencia barométrica determinada fue de 67.65 – 96.44%, el valor mayor se determinó en el pozo PZ-01 en una condición pre-sismo, mientras que el valor menor correspondió al pozo PZ-03, también en una condición previa al evento sísmico. El rango de valores de eficiencia barométrica determinados fue utilizado para la estimación de parámetros geohidrológicos, poroelásticos y geomecánicos de los materiales que constituyen la formación acuífera en las inmediaciones de los pozos analizados.

Tabla 15. Integración de estimaciones del valor de eficiencia barométrica. Nomenclatura: *BE – Des* eficiencia barométrica promedio calculada desacoplando el efecto simultaneo de la presión barométrica de la marea de la Tierra sólida, ecuación 8; *BE – Acop* eficiencia barométrica promedio calculada considerando el efecto simultaneo de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida, ecuación 7; *BE – Clark* eficiencia barométrica calculada con el algoritmo propuesto por Clark; y *BE – Rahi* eficiencia barométrica calculada con el algoritmo propuesto por Rahi.

| Clave del Pozo | Condición Sísmica | Eficiencia Barométrica [%] | | | |
|----------------|-------------------|------------------------------|----------|----------|---------|
| | | BE-Des. | BE-Acop. | BE-Clark | BE-Rahi |
| C - 03 | Pre- | 82.09 | 84.68 | 33.69 | 44.74 |
| | Post- | 80.54 | 79.81 | 23.36 | 47.36 |
| PZ-01 | Pre- | 96.44 | 98.03 | 47.48 | 76.03 |
| | Post- | 93.12 | 90.21 | 25.59 | 71.17 |
| PZ - 03 | Pre- | 67.65 | 69.11 | 37.82 | 45.69 |
| | Post- | 69.46 | 66.68 | 30.76 | 43.37 |
| PZ - 05 | Pre- | 76.98 | 76.03 | 44.53 | 46.66 |
| | Post- | 69.49 | 68.32 | 36.09 | 44.49 |
| PZ - 07 | Pre- | 75.23 | 77.90 | 35.36 | 44.53 |
| | Post- | 69.38 | 69.20 | 30.57 | 45.70 |
| G - 1 - 17 | Pre- | 73.85 | 76.99 | 31.48 | 43.06 |
| | Post- | 75.23 | 77.22 | 28.96 | 46.34 |

Las amplitudes (A_{kw} y A_{kt}) y los ángulos de fase (Φ_{kw} y Φ_{kt}) de las componentes armónicas correspondientes a las variaciones del nivel del agua y la deformación horizontal asociada a la marea de la Tierra sólida fueron determinados con base en el cálculo de los coeficientes (a_{kw} , b_{kw} , a_{kt} y b_{kt}) obtenidos mediante regresión son enlistados en las Tablas 16 y 17.

Tabla 16. Coeficientes de regresión y amplitudes estimadas para el nivel del agua.

| Clave del Pozo | Condición Sísmica | Coeficientes de Regresión | | Amplitud | Ángulo de Fase |
|----------------|-------------------|---------------------------|-----------------|---------------|----------------|
| | | a_{kw} | b_{kw} | A_w | Φ_w |
| | | O1 / M2 | O1 / M2 | [cm] | [°] |
| C - 03 | Pre- | 0.0745/-0.0898 | -0.0217/-0.0876 | 0.0776/0.1255 | 16.24/-44.29 |
| | Post- | 0.0445/-0.1188 | -0.1197/0.1247 | 0.1277/0.1722 | 69.61/46.38 |
| PZ-01 | Pre- | 0.0075/-0.1320 | -0.0451/0.0617 | 0.0457/0.1457 | 80.56/25.05 |
| | Post- | 0.4810/0.3678 | 0.6773/0.0518 | 0.8307/0.3714 | -54.62/-8.02 |
| PZ - 03 | Pre- | 0.0244/-0.1453 | 0.0162/0.0584 | 0.0293/0.1566 | -33.58/21.89 |
| | Post- | 0.0182/0.0533 | -0.546/0.1405 | 0.0576/0.1503 | 71.56/-69.22 |
| PZ - 05 | Pre- | -0.0159/-0.1882 | -0.0038/0.0409 | 0.0163/0.1926 | -13.44/12.26 |
| | Post- | 0.0247/0.0490 | -0.0830/0.2288 | 0.0866/0.2340 | 73.42/-77.91 |
| PZ - 07 | Pre- | 0.0222/-0.1222 | 0.0213/0.0680 | 0.0308/0.1398 | -43.81/29.09 |
| | Post- | 0.0227/0.0464 | -0.0580/0.1179 | 0.0623/0.1267 | 68.62/-68.51 |
| G - 1 - 17 | Pre- | 0.0092/-0.0829 | -0.0028/0.0489 | 0.0096/0.0962 | 16.92/30.53 |
| | Post- | 0.0098/0.0355 | -0.0544/0.0754 | 0.0553/0.0833 | 79.78/-64.78 |

Con base en los valores de eficiencia barométrica determinados se estimaron valores para el parámetro de almacenamiento específico (S_s), y son mostrados en la Tabla 18. Se consideró la fase sólida de la formación acuífera incompresible ($\beta_s = 1/K_s = 0$). Además, se asumieron los valores antes mencionados para la razón de Poisson condiciones drenadas, radio de la Tierra, aceleración de la fuerza de gravedad para la latitud del Valle de Mexicali y números de Love. Se consideró la aproximación correspondiente a la ecuación 28 y se determinó la amplitud de las componentes armónicas $O1$ y $M2$ en función de la latitud de los pozos.

Se determinó una variación global del almacenamiento específico en el rango de $0.71 - 15.45 \times 10^{-6}[m^{-1}]$. Se observó disminución de la estimación del valor de almacenamiento específico en condiciones post-sismo con respecto a la estimación en condiciones previas al evento sísmico. Los materiales en las inmediaciones del pozo C-03 presentaron los valores mínimos en condiciones pre- y post-sismo, $0.71 \times 10^{-6}[m^{-1}]$ y $1.41 \times 10^{-6}[m^{-1}]$ respectivamente. El valor máximo en condición pre-sismo fue de $15.45 \times 10^{-6}[m^{-1}]$. Mientras que el valor menor en la misma condición fue de $4.66 \times 10^{-6}[m^{-1}]$ se asoció a los materiales en las inmediaciones de los pozos PZ-03 y G-1-17.

Tabla 17. Coeficientes de regresión y amplitudes estimadas marea de la Tierra sólida.

| Clave del Pozo | Condición Sísmica | Coeficientes de Regresión | | Amplitud A_t [nstr] | Ángulo de Fase Φ_t [°] |
|----------------|-------------------|---------------------------|-----------------|-------------------------------|-------------------------------------|
| | | a_{kt} | b_{kt} | | |
| | | O1 / M2 | O1 / M2 | | |
| C - 03 | Pre- | 11.5996/-18.3658 | 3.1859/1.7437 | 12.0292/18.4484 | -15.36/5.42 |
| | Post- | 11.3336/4.2752 | -5.4075/19.9725 | 12.5575/20.4249 | 25.51/-77.92 |
| PZ-01 | Pre- | -12.0804/-17.384 | -0.6603/5.5387 | 12.0984/18.2450 | -3.13/17.67 |
| | Post- | 11.3216/4.3293 | -5.2108/18.9712 | 12.4632/19.4589 | 24.71/-77.15 |
| PZ - 03 | Pre- | -12.0868/-17.368 | -0.6563/5.5472 | 12.1046/18.2328 | -3.11/17.71 |
| | Post- | 11.3253/4.3397 | 5.4275/18.9555 | 12.5587/19.4459 | 25.61/-77.10 |
| PZ - 05 | Pre- | -12.0661/-17.411 | -0.6589/5.5488 | 12.0841/18.2735 | -3.13/17.67 |
| | Post- | 11.3081/4.3376 | -5.4150/19.0004 | 12.5378/19.4892 | 25.59/-77.141 |
| PZ - 07 | Pre- | -12.0819/17.3705 | -0.6471/5.5758 | 12.0992/18.2435 | -3.07/-17.79 |
| | Post- | 11.3165/4.3699 | 5.4334/18.9602 | 12.5533/19.4573 | 25.64/-77.02 |
| G - 1 - 17 | Pre- | -12.0824/-17.361 | -0.6371/5.6046 | 12.0991/18.2436 | -3.02/17.89 |
| | Post- | 11.312/4.4011 | -5.4427/18.9531 | 12.5533/19.4574 | 25.69/-76.92 |

Partiendo de las determinaciones de la eficiencia barométrica y almacenamiento específico se estimaron valores para los parámetros geohidrológicos de porosidad, coeficiente de almacenamiento, transmisividad y conductividad hidráulica; los valores calculados se muestran en la Tabla 18.

El rango de variación global de la porosidad fue de 5.05 – 53.94%. Se observó un patrón de disminución de la porosidad determinada en una condición post-sismo con respecto a las condiciones previas, excepto, para las estimaciones considerando la componente armónica *M2* en los pozos PZ-03, PZ-07 y G-1-17. Las disminuciones más significativas de porosidad se determinaron en los pozos PZ-01, PZ-03 y PZ-07, particularmente para la componente armónica *O1*. Los materiales en las inmediaciones del pozo PZ-01 mostraron la menor porosidad, los valores mayores fueron determinados en el pozo G-1-17.

Se determinó una variación global de $0.43 - 36.75 \times 10^{-4}$, para el coeficiente de almacenamiento. El valor menor se asoció a las inmediaciones del pozo PZ-01 en condiciones posteriores al sismo; mientras que el valor mayor al pozo G-1-17 en condiciones previas al sismo. De forma general, se observó un patrón de disminución del coeficiente de almacenamiento en la condición post-sismo con respecto a las determinaciones previas al evento sísmico.

Tabla 18. Estimación de parámetros geohidrológicos: almacenamiento específico, porosidad, coeficiente de almacenamiento, transmisividad y conductividad hidráulica considerando la fase sólida de la formación acuífera incompresible ($\beta_s = 1/K_s = 0$).

| Clave del Pozo | Condición Sísmica | S_s | η | S | T | K |
|----------------|-------------------|------------|-------------|------------|----------------------|--------------------|
| | | 10^{-6} | | 10^{-4} | 10^{-7} | 10^{-8} |
| | | $[m^{-1}]$ | $[\%]$ | $[- -]$ | $[m^2 \cdot s^{-1}]$ | $[m \cdot s^{-1}]$ |
| | | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 |
| C - 03 | Pre- | 1.42/1.77 | 34.34/44.01 | 4.55/5.34 | 6.94/5.19 | 1.38/1.04 |
| | Post- | 0.71/1.48 | 18.93/30.24 | 2.77/3.90 | 3.33/0.05 | 0.66/0.01 |
| PZ-01 | Pre- | 15.45/9.20 | 23.67/30.89 | 7.88/4.69 | 0.02/80.80 | 0.05/15.84 |
| | Post- | 0.85/3.61 | 5.05/21.45 | 0.43/1.84 | 0.02/1.21 | 0.02/0.23 |
| PZ - 03 | Pre- | 5.09/1.87 | 52.13/23.61 | 10.32/3.65 | 9.99/138.50 | 2.34/32.44 |
| | Post- | 4.66/2.47 | 43.56/26.77 | 5.25/3.81 | 3.33/92.34 | 0.78/2.16 |
| PZ - 05 | Pre- | 12.51/1.27 | 42.52/25.49 | 19.41/3.14 | 24.99/132.70 | 5.55/29.50 |
| | Post- | 2.11/1.51 | 22.77/19.86 | 3.67/2.64 | 3.33/461.70 | 0.74/102.60 |
| PZ - 07 | Pre- | 5.81/1.76 | 53.76/34.56 | 5.52/2.30 | 6.66/8.08 | 2.77/3.36 |
| | Post- | 2.44/3.11 | 26.32/35.59 | 2.72/2.54 | 3.88/103.90 | 1.62/43.28 |
| G-1-17 | Pre- | 7.65/1.88 | 53.94/47.27 | 36.75/0.69 | 177.3/921.6 | 35.47/184.30 |
| | Post- | 4.66/2.47 | 44.99/53.39 | 6.39/8.04 | 33.25/737.30 | 6.65/147.50 |

La transmisividad en los pozos analizados presentó un rango de variación de $0.02 - 737.30 \times 10^{-7} [m^2 \cdot s^{-1}]$. De forma general, se observó una disminución de la transmisividad en la condición posterior con respecto a la previa al sismo; excepto en los materiales asociados a los pozos PZ-05, PZ-07 y G-1-17, particularmente en la componente armónica *M2*. Correspondiendo al pozo PZ-01 el valor menor global y el valor mayor global al pozo G-1-17. Se consideró el radio de la tubería ranurada reportado en la Tabla 5; el orden de magnitud del coeficiente de almacenamiento determinado y la diferencia entre los ángulos de fase de la variación del nivel del agua y componentes armónicas de la deformación horizontal, se enlistan en las Tablas 16 y 17, respectivamente. El pozo G-1-17, tiene una sección transversal significativamente mayor que la del resto de los pozos analizados, a esta característica se asoció la determinación del valor máximo de transmisividad. Con base en la determinación de la transmisividad se estimó la conductividad hidráulica, el rango de variación global fue $0.01 - 184.30 \times 10^{-8} [m \cdot s^{-1}]$, el valor mayor se asoció a las inmediaciones del pozo G-1-17 y el valor menor al pozo PZ-01.

Los valores de sensibilidad a la marea de la Tierra sólida determinados mediante análisis armónico de las variaciones del nivel del agua y la deformación horizontal se muestran en la Tabla 19. Fueron obtenidos con base en las amplitudes determinadas y mostradas en las Tablas 16 y 17. Se observó un patrón general que indica aumento en la sensibilidad a la marea de la Tierra sólida de los materiales que constituyen el acuífero posterior al evento sísmico.

Tabla 19. Estimación de sensibilidad a la marea de la Tierra sólida, coeficiente y módulo de compresibilidad total (β_k y K_k) y de la fase porosa (β_p y K_p) asociados a los materiales que conforman el acuífero en las inmediaciones de los pozos analizados, considerando fase sólida compresible ($\beta_s = 1/K_s \neq 0 = 2.00 \times 10^{-10} [Pa^{-1}]$).

| Clave del Pozo | Condición Sísmica | A_s | β_k | β_p | K_k | K_p |
|----------------|-------------------|---------------------------------------|-----------------------------|-----------------------------|--------------------|--------------------|
| | | 10^{-2} [$mm \cdot nstr^{-1}$] | 10^{-10} [Pa^{-1}] | 10^{-10} [Pa^{-1}] | 10^9 [Pa] | 10^9 [Pa] |
| | | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 |
| C - 03 | Pre- | 6.45/6.80 | 33.58/31.66 | 31.58/29.66 | 0.29/0.31 | 0.31/0.33 |
| | Post- | 10.17/8.43 | 28.21/33.35 | 26.21/31.35 | 0.35/0.29 | 0.38/0.32 |
| PZ-01 | Pre- | 3.78/7.99 | 33.70/14.80 | 31.70/12.80 | 0.29/0.67 | 0.31/0.78 |
| | Post- | 66.65/19.09 | 0.42/12.89 | ----/10.89 | ----/0.77 | ----/0.92 |
| PZ - 03 | Pre- | 2.42/8.59 | 80.21/20.22 | 78.21/18.22 | 0.12/0.49 | 0.13/0.54 |
| | Post- | 4.58/7.73 | 55.86/31.26 | 53.86/29.26 | 0.18/0.32 | 0.18/0.34 |
| PZ - 05 | Pre- | 1.35/10.54 | 110.50/12.04 | 108.50/10.04 | 0.09/0.83 | 0.09/0.99 |
| | Post- | 6.91/12.01 | 29.79/15.00 | 27.79/10.01 | 0.33/0.67 | 0.36/0.77 |
| PZ - 07 | Pre- | 2.54/7.67 | 84.61/25.61 | 82.61/23.61 | 0.11/0.39 | 0.12/0.42 |
| | Post- | 4.96/6.51 | 51.65/38.29 | 49.65/36.29 | 0.19/0.26 | 0.20/0.27 |
| G-1-17 | Pre- | 0.79/5.28 | 331.70/46.30 | 329.70/44.30 | 0.03/0.21 | 0.03/0.22 |
| | Post- | 4.40/4.28 | 63.46/65.37 | 61.46/63.37 | 0.15/0.15 | 0.16/0.15 |

A partir de las estimaciones de eficiencia barométrica, sensibilidad a la marea y las suposiciones para la relación de Poisson en condiciones drenadas y coeficiente de compresibilidad de la fase sólida de la formación, se estimaron valores para el coeficiente de compresibilidad total de la formación (β_k), módulo de Poisson en condiciones no-drenadas, coeficientes de Skempton (B y α), porosidad y almacenamiento específico de los materiales que constituyen la formación acuífera. La determinación de los valores de los parámetros mencionados requirió la solución iterativa de las ecuaciones 30, 33, 34, 31 y 32. Los valores estimados correspondientes a los coeficientes y módulos de compresibilidad total y fase porosa de la formación se muestran en la Tabla 19, mientras que los valores estimados de almacenamiento específico,

porosidad, coeficiente de almacenamiento, coeficientes de Skempton y la relación de Poisson para condiciones no-drenadas se muestran en la Tabla 20.

Los valores del coeficiente de compresibilidad total en condiciones previas al sismo fueron estimados en el rango de $12.04 - 331.70 \times 10^{-10} [\text{Pa}^{-1}]$, el valor menor se determinó en el pozo PZ-05 y el mayor se asoció a los materiales en las inmediaciones del pozo G-1-17. De forma análoga, el rango de variación en condiciones posteriores al sismo fue de $0.42 - 65.37 \times 10^{-10} [\text{Pa}^{-1}]$, los materiales en las cercanías del pozo PZ-01 presentó el menor valor estimado del coeficiente de compresibilidad, y G-1-17 el mayor valor estimado.

Tabla 20. Estimación de valores para parámetros geohidrológicos (S_s, η, S) y geofísicos (B, α, ν_u) considerando a la fase sólida compresible ($\beta_s = 1/K_s \neq 0$).

| Clave del Pozo y Condición Sísmica | S_s | η | S | B | α | ν_u |
|------------------------------------|--------------|-------------|------------|-----------|-----------|-----------|
| | 10^{-6} | | 10^{-4} | | | |
| | [m^{-1}] | [%] | [--] | [--] | [--] | [--] |
| | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 |
| C - 03 | 3.06/2.88 | 34.43/31.05 | 1.54/1.43 | 0.71/0.70 | 0.94/0.94 | 0.41/0.41 |
| Pre-/Post- | 2.23/2.66 | 31.30/27.67 | 1.11/1.33 | 0.78/0.77 | 0.93/0.92 | 0.42/0.42 |
| PZ-01 | 4.10/1.68 | 18.23/18.98 | 2.09/0.85 | 0.57/0.58 | 0.94/0.86 | 0.37/0.36 |
| Pre-/Post- | 0.11/0.94 | 10.91/11.83 | 0.05/0.48 | 0.48/0.79 | 0.78/0.84 | 0.33/0.41 |
| PZ-03 | 8.17/1.94 | 33.86/27.23 | 3.49/0.82 | 0.67/0.68 | 0.98/0.91 | 0.40/0.39 |
| Pre-/Post. | 4.92/2.69 | 31.75/33.83 | 2.10/1.15 | 0.73/0.74 | 0.96/0.94 | 0.42/0.41 |
| PZ-05 | 13.02/1.24 | 30.10/26.83 | 5.86/0.56 | 0.60/0.61 | 0.98/0.83 | 0.39/0.37 |
| Pre-/Post- | 2.65/1.35 | 29.64/24.28 | 1.19/0.61 | 0.69/0.69 | 0.93/0.87 | 0.40/0.39 |
| PZ - 07 | 8.22/2.38 | 25.58/23.57 | 1.97/0.57 | 0.69/0.68 | 0.98/0.92 | 0.41/0.40 |
| Pre-/Post- | 4.53/3.32 | 24.58/24.17 | 1.08/0.79 | 0.74/0.73 | 0.96/0.96 | 0.42/0.42 |
| G-1-17 | 30.29/4.11 | 24.54/19.35 | 15.15/2.08 | 0.72/0.73 | 0.99/0.96 | 0.42/0.42 |
| Pre-/Post- | 5.43/5.59 | 25.68/18.38 | 2.71/2.80 | 0.75/0.75 | 0.97/0.97 | 0.42/0.43 |

Considerando la compresibilidad de la fase sólida, se determinó una variación global del almacenamiento específico en el rango de $0.11 - 30.29 \times 10^{-6} [m^{-1}]$, el valor mínimo fue menor al estimado asumiendo incompresibilidad, y el valor máximo fue mayor considerando compresibilidad de los materiales que constituyen la formación. Se observó un patrón general de disminución de la estimación del valor de almacenamiento específico en condiciones post-sismo con respecto a la estimación en condiciones previas

al evento sísmico; excepto en los pozos PZ-03, PZ-07 y G-1-17, particularmente en la estimación considerando la componente armónica $M2$.

De forma general, los valores estimados de coeficiente de almacenamiento presentaron disminución en la estimación realizada en condiciones post-sismo con respecto a la estimación previa al sismo. El orden de magnitud fue consistente con el determinado asumiendo incompresibilidad de la fase sólida de los materiales que constituyen la formación. Se identificó un patrón general de disminución de la porosidad en condiciones post-sismo con respecto al valor determinado en una condición previa al evento sísmico. El rango de variación de la porosidad fue de 10.91 – 34.43%. Correspondiendo la mayor disminución de porosidad (–7.32%), a los materiales en las inmediaciones del pozo PZ-01.

El coeficiente de Skempton B presentó un rango de variación de 0.48 – 0.78; los valores extremos del rango de variación fueron determinados en una condición posterior al evento sísmico. Correspondiendo al valor menor estimado a las inmediaciones del pozos PZ-01 y el valor mayor al pozo C-03. El coeficiente de Biot-Willis mostró una de variación de 0.78 – 0.99: la estimación mayor se obtuvo en el pozo G-1-17 en la condición pre-sismo y la menor en el pozo PZ-01 en la condición posterior al evento sísmico. La relación de Poisson en condiciones no-drenadas varió entre 0.33 – 0.43, el valor mayor se estimó en las inmediaciones del pozo G-1-17 y el valor menor correspondió al pozo PZ-01, ambos en condición posterior al evento sísmico.

Con base en los coeficientes de compresibilidad calculados y utilizando la relación de Poisson en condiciones drenadas asumida, se estimaron valores para el módulo elástico de Young (E), primero (λ) y segundo parámetro de Lamé o módulo de corte (G), y a partir de los parámetros de Lamé se determinaron velocidades de propagación de ondas sísmicas compresionales (v_p) y transversales (v_s) para los materiales que conforman el acuífero en las inmediaciones de los pozos analizados, asumiendo una densidad promedio arcillas-arenas $\rho = 2000 [kg/m^3]$, los valores estimados de los parámetros geomecánicos se enlistan en la Tabla 21.

El módulo elástico de Young presentó un rango de variación 0.04 – 1.24 [GPa], para la condición pre-sismo, el valor menor se determinó en el pozo G-1-17 y el valor mayor en el pozo PZ-05.; Mientras que en la condición posterior al sismo fue de 0.22 – 35.82 [GPa], el valor menor se calculó en el pozo G-1-17, y el valor mayor en el pozo PZ-01.

Los parámetros de Lamé variaron en el rango de 0.01 – 0.49 [GPa], para la condición pre-sismo, el valor mayor se observó en el pozo PZ-05 y el valor menor en el pozo G-1-17. La estimación posterior varió entre 0.10 – 14.33 [GPa], siendo la estimación menor para el pozo PZ-03, y la mayor en el pozo PZ-01.

Como resultado de la estimación de los módulos elásticos se obtuvieron velocidades de propagación de ondas sísmicas, los valores determinados presentaron el siguiente rango de variación $v_p = 161 - 4524 [m \cdot s^{-1}]$, y $v_s = 93 - 2612 [m \cdot s^{-1}]$; los valores mayores se determinaron en las inmediaciones del pozo PZ-01 y los valores menores en G-1-17.

Tabla 21. Estimación de parámetros geofísicos: módulo elástico de Young, parámetros de Lamé y velocidades de propagación de ondas sísmicas compresionales y transversales.

| Clave del Pozo | Condición Sísmica | E | λ | G | V_p | V_s |
|----------------|-------------------|--------------|------------|------------|------------------------|------------------------|
| | | 10^8 | 10^8 | 10^8 | $[m \cdot s^{-1}]$ | $[m \cdot s^{-1}]$ |
| | | [Pa] | [Pa] | [Pa] | [m · s ⁻¹] | [m · s ⁻¹] |
| | | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 |
| C - 03 | Pre- | 4.46/4.73 | 1.78/1.89 | 1.77/1.85 | 505/520 | 292/300 |
| | Post- | 5.31/4.49 | 2.12/1.79 | 2.17/1.79 | 551/507 | 318/293 |
| PZ-01 | Pre- | 4.45/10.14 | 1.78/4.05 | 1.70/4.04 | 504/761 | 291/439 |
| | Post- | 358.20/11.64 | 143.3/4.65 | 143.3/4.65 | 4524/815 | 2612/471 |
| PZ - 03 | Pre- | 1.87/7.42 | 0.74/2.96 | 0.78/2.97 | 327/651 | 189/376 |
| | Post- | 2.68/4.79 | 1.07/1.91 | 1.04/1.99 | 392/524 | 226/302 |
| PZ - 05 | Pre- | 1.35/12.46 | 0.54/4.98 | 0.53/4.93 | 279/844 | 161/487 |
| | Post- | 5.03/10.01 | 2.01/4.00 | 2.04/4.01 | 536/756 | 310/436 |
| PZ - 07 | Pre- | 1.77/5.85 | 0.70/2.34 | 0.71/2.33 | 318/579 | 184/334 |
| | Post- | 2.90/3.92 | 1.16/1.56 | 1.12/1.57 | 407/473 | 235/273 |
| G-1-17 | Pre- | 0.45/3.24 | 0.18/1.29 | 0.19/1.26 | 161/430 | 93/248 |
| | Post- | 2.36/2.29 | 0.94/0.95 | 0.91/0.97 | 368/362 | 212/209 |

3.4 Análisis de la respuesta del nivel del agua a la presión barométrica y marea de la Tierra sólida ante la influencia de un fenómeno antropogénico.

3.4.1. Introducción

Kennedy *et al.* (2017) mencionó que durante los meses de marzo y abril del año 2014 un pulso de flujo de agua de aproximadamente $102 \times 10^6 m^3$ fue liberado dentro del cauce normalmente seco del Río Colorado a través de la presa Morelos en la frontera de México y EE. UU., de acuerdo al acta 319. El cauce del Río Colorado delimita 33 kilómetros de frontera internacional, para después internarse y recorrer aproximadamente 100 kilómetros en territorio mexicano hasta descargar en el Golfo de California. Adicionalmente, señaló que la mayoría del pulso de flujo de agua se infiltró propiciando un aumento en el nivel del agua subterránea en las inmediaciones del cauce del Río Colorado.

Datos correspondientes al nivel del agua subterránea fueron colectados en 85 piezómetros y pozos de monitoreo perforados por UABC-USGS (Universidad Autónoma de Baja California-Servicio Geológico de Estados Unidos, US-Geological Survey). Transductores de presión de registro continuo fueron instalados en 51 de los pozos de monitoreo (Kennedy *et al.*, 2017).

La porción noreste del Valle de Mexicali presenta la mayor actividad agrícola, siendo la extracción de agua subterránea la principal fuente de abastecimiento; en consecuencia, el nivel del agua subterránea es constantemente influenciado por el abatimiento del nivel como resultado de la explotación del acuífero. La intensa actividad de bombeo de agua subterránea para satisfacer las demandas del recurso hídrico propicia que no sea logísticamente factible detener la extracción de agua subterránea para realizar pruebas directamente en el acuífero que permitan determinar las propiedades geohidrológicas; por lo que la estimación de parámetros geohidrológicos y geofísicos de los materiales que conforman el acuífero superficial en las inmediaciones de algunos de los pozos de monitoreo instrumentados con base en el análisis de la respuesta del nivel del agua ante el efecto de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida en los pozos instrumentados durante el pulso de flujo de agua se convierte en una herramienta factible de implementar.

3.4.2. Análisis y estimación de parámetros geofísicos

Los registros de variación del nivel del agua subterránea recolectados en los pozos N-05, P-06, RC-02 y RC-24; y el registro de fluctuaciones de presión barométrica observado en el pozo P-06 obtenidos de la

instrumentación con transductores de presión programados para realizar una medición cada 2 minutos durante el 23 de marzo a 20 de mayo de 2014 se muestran en la Figura 21a. La deformación horizontal asociada a la marea de la Tierra sólida con base en el potencial gravitacional teórico calculado para la latitud geográfica correspondiente al pozo N-05 se muestra en la Figura 21b. Las características de los pozos N-05, P-06, RC-02 y RC-24 se muestran en las Tablas 5 y 6.

Se definieron secciones de análisis con base en el comportamiento estable del nivel del agua, se eliminó en una primera instancia la tendencia lineal y se calculó un polinomio de grado tres que fue sustraído para expresar las series de tiempo de forma estacionaria. Los espectros discretos de amplitudes para los registros de nivel del agua, presión barométrica y deformación horizontal asociada a la marea de la Tierra sólida se muestran en la Figura 22.

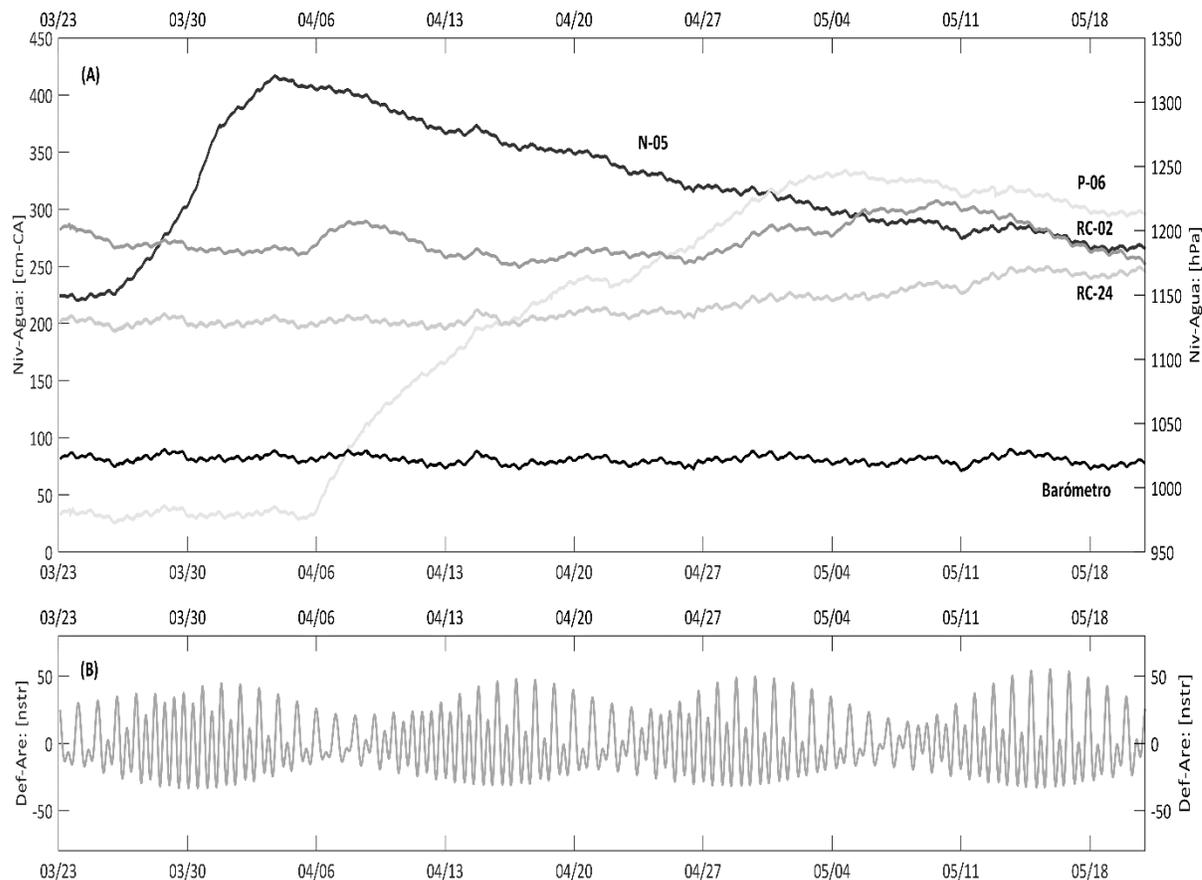


Figura 21. a) Registros de fluctuaciones de nivel del agua subterránea recolectados en los pozos con clave N-05, P-06, RC-02 y RC-24; registro de variación de la presión barométrica observada en el pozo P-06; nivel del agua y presión atmosférica son expresados en centímetros de columna de agua equivalente y en hecto-pascales. b) Deformación horizontal para las inmediaciones del pozo N-05 como resultados de la marea de la Tierra sólida con base en el potencial gravitacional teórico calculado, expresado en unidades de nanostrain.

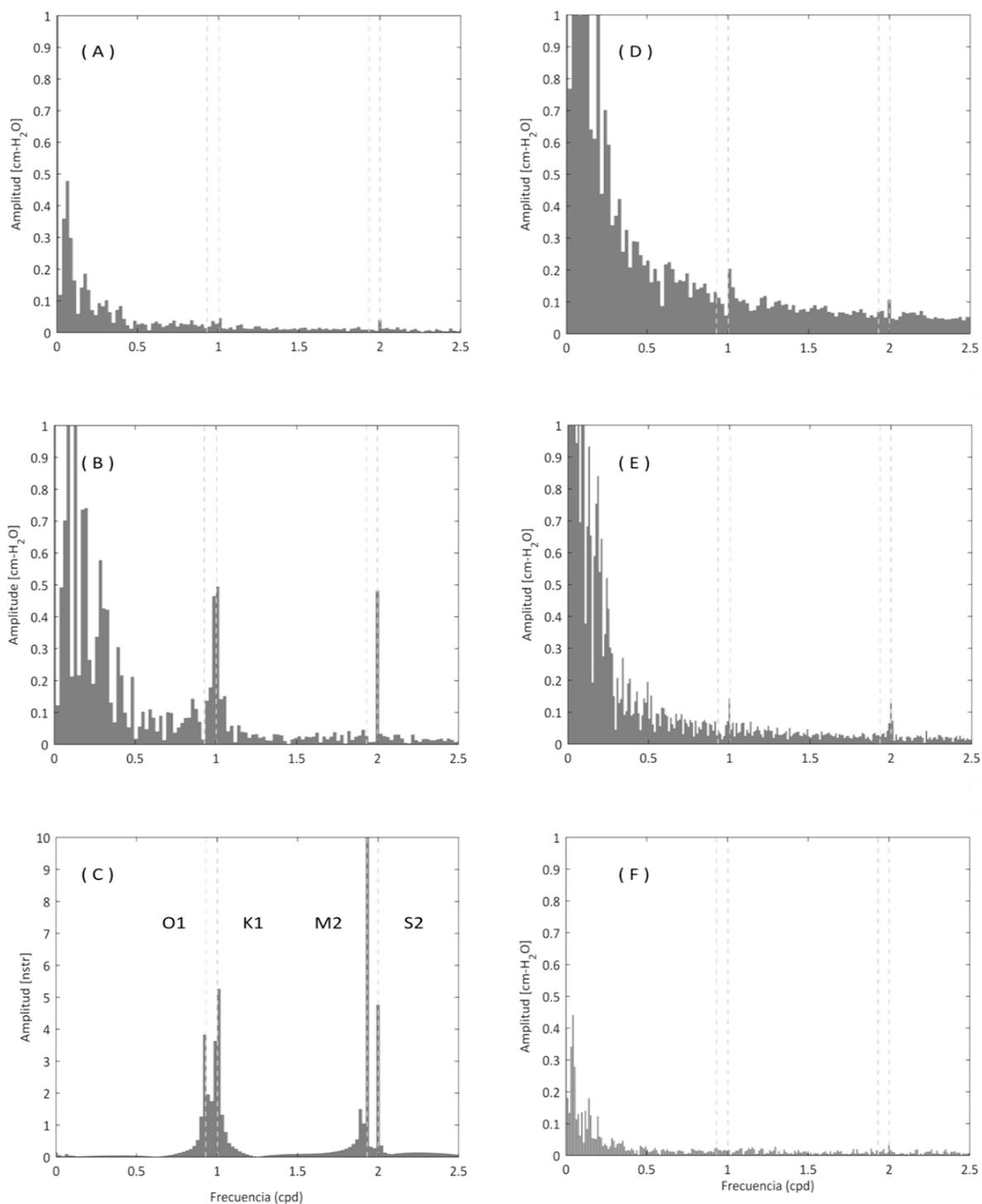


Figura 22. Espectros discretos de amplitudes en función de la frecuencia expresada en ciclos por día, correspondientes a: a) nivel del agua, pozo N-05; b) presión barométrica, pozo P-06; c) deformación horizontal, pozo N-05; d) nivel del agua, pozo P-06; e) nivel del agua, pozo RC-02 y f) detalle del nivel del agua en pozo RC-24. Con línea discontinua se señalan las frecuencias de las principales componentes armónicas asociadas a la marea de la Tierra sólida.

El análisis de las componentes armónicas dominantes en los espectros discretos de amplitudes correspondientes a las variaciones del nivel del agua indicó que los procesos asociados a la presión barométrica con frecuencia semi-diurna y diurna corresponden a las componentes armónicas dominantes en las fluctuaciones del nivel del agua subterránea en los pozos analizados. No se identificó la presencia de componentes armónicas con frecuencia asociada a las componentes $O1$ y $M2$ lo anterior sugiere que los materiales que conforman la formación acuífera en las inmediaciones de los pozos estudiados presentan un comportamiento geohidrológico asociado a un acuífero tipo libre. Los pozos N-05, P-06, RC-02 y RC24 se encuentran localizados en dentro del ambiente de depositación tipo deltáico y específicamente en la ribera y margen del Río Colorado, con predominancia de arenas finas a gruesas, limos y cantos rodados. Adicionalmente, con base en la profundidad de los pozos de monitoreo la presencia de un estrato confinante es poco factible.

El comportamiento geohidrológico en función de las componentes armónicas presentes en los espectros discretos de amplitudes correspondientes a las variaciones del nivel del agua en cada uno de los pozos de monitoreo fue verificado, lo anterior se realizó sustrayendo el contenido de baja y alta frecuencia implementando un filtro digital pasa bandas Chebyshev tipo I con frecuencias de corte de 0.50 y 10.00 cpd, diseñado con base en la frecuencia de muestreo, 0.0083 Hz. El espectro discreto de amplitudes correspondiente a las variaciones del nivel del agua en cada uno de los pozos considerados no mostró cambios en las componentes armónicas dominantes, como resultado la clasificación de un comportamiento tipo libre del acuífero en las inmediaciones de los pozos analizados fue corroborada.

A pesar de no identificarse la influencia directa de la marea de la Tierra sólida, se realizó el análisis similar al realizado en los escenarios previamente considerados, por lo tanto se calculó la función de transferencia presión barométrica-nivel del agua WB , y deformación horizontal-nivel del agua WA a través del rango completo de frecuencias. La estimación y análisis de los valores de eficiencia barométrica se extendió utilizando las técnicas que se mencionan en el Anexo A. Utilizando los registros del nivel del agua observados, sin filtrar en el dominio de la frecuencia, y presión barométrica, se estimó el valor de la eficiencia barométrica. Las estimaciones del valor de eficiencia barométrica para los pozos N-05, P-06, RC-02 y RC-24 se integran y muestran en la Tabla 22.

Con base en el análisis de las estimaciones de eficiencia barométrica y el comportamiento asociado a un acuífero tipo libre de los materiales que conforman la formación acuífero, se asumió que los valores de eficiencia barométrica obtenidos por el método de Clark son los más representativos de los sistemas pozo-acuífero analizados en este escenario. El rango de variación de la eficiencia barométrica determinada fue

de 20.59 – 39.39%, el valor mayor se determinó en el pozo RC-02, mientras que el valor menor correspondió al pozo RC-24. Los valores determinados de eficiencia barométrica fueron utilizados para la estimación de parámetros geohidrológicos, poroelásticos y geomecánicos de los materiales que constituyen la formación acuífera en las inmediaciones de los pozos analizados.

Tabla 22. Integración de estimaciones del valor de eficiencia barométrica. Nomenclatura: *BE – Des* eficiencia barométrica promedio calculada desacoplando el efecto simultaneo de la presión barométrica de la marea de la Tierra sólida, ecuación 8; *BE – Acop* eficiencia barométrica promedio calculada considerando el efecto simultaneo de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida, ecuación 7; *BE – Clark* eficiencia barométrica calculada con el algoritmo propuesto por Clark; y *BE – Rahi* eficiencia barométrica calculada con el algoritmo propuesto por Rahi

| Clave del Pozo | Eficiencia Barométrica [%] | | | | |
|----------------|------------------------------|----------|-------------------------|----------|---------|
| | BE-Des. | BE-Acop. | BE-BF (BFB/BFM/BFA) | BE-Clark | BE-Rahi |
| N - 05 | 176.84 | 184.83 | 26.56 / 05.28 / 194.83 | 20.59 | 56.14 |
| P - 06 | 179.86 | 189.26 | 93.29 / 08.37 / 199.06 | 29.98 | 37.37 |
| RC - 02 | 132.83 | 140.71 | 151.05 / 37.38 / 138.34 | 39.39 | 62.80 |
| RC - 24 | 198.29 | 212.17 | 06.13 / 04.63 / 218.79 | 22.14 | 57.46 |

Las amplitudes (A_{kw} y A_{kt}) y ángulos de fase (Φ_{kw} y Φ_{kt}) de las componentes armónicas correspondientes a las variaciones del nivel del agua y la deformación horizontal asociada a la marea de la Tierra sólida fueron determinados con base en el cálculo de los coeficientes (a_{kw} , b_{kw} , a_{kt} y b_{kt}) obtenidos mediante regresión y son enlistados en las Tablas 23 y 24.

Tabla 23. Coeficientes de regresión y amplitudes estimadas para el nivel del agua.

| Clave del Pozo | Coeficientes de Regresión | | Amplitud | Ángulo de Fase |
|----------------|---------------------------|----------------|---------------|----------------|
| | a_{kw} | b_{kw} | A_w | Φ_w |
| | O1 / M2 | O1 / M2 | [cm] | [°] |
| N - 05 | -0.0174/-0.0083 | 0.0094/0.0101 | 0.0198/0.0131 | 28.38/50.59 |
| P - 06 | -0.0231/-0.0208 | 0.0496/-0.0014 | 0.0547/0.0208 | 65.02/-03.85 |
| RC - 02 | -0.0269/0.0197 | 0.0440/-0.0131 | 0.0516/0.0237 | 58.56/33.62 |
| RC - 24 | -0.0337/-0.0091 | 0.0111/0.0149 | 0.0355/0.0175 | 18.23/58.56 |

Con base en los valores de eficiencia barométrica determinados se estimaron valores para el parámetro de almacenamiento específico (S_s), y se muestran en la Tabla 25. Se consideró en un primer caso que la fase sólida de la formación acuífera incompresible ($\beta_s = 1/K_s = 0$). Se asumieron los valores antes

mencionados para la razón de Poisson condiciones drenadas, radio de la Tierra, aceleración de la fuerza de gravedad para la latitud del Valle de Mexicali y números de Love. Se consideró la aproximación correspondiente a la ecuación 28 y se determinó la amplitud de las componentes armónicas $O1$ y $M2$ en función de la latitud de los pozos.

Se determinó que el almacenamiento específico varía en el rango de $12.94 - 546.30 \times 10^{-6} [m^{-1}]$. Los materiales en las inmediaciones del pozo P-06 presentaron los valores mínimos, el valor mayor se determinó en el pozo N-05.

Tabla 24. Coeficientes de regresión y amplitudes estimadas para la marea de la Tierra sólida.

| Clave del Pozo | Coeficientes de Regresión | | Amplitud | Ángulo de Fase |
|----------------|---------------------------|------------------|-------------------|-------------------|
| | a_{kt} | b_{kt} | | |
| | O1 / M2 | O1 / M2 | A_t [nstr] | Φ_t [°] |
| N - 05 | -5.3074/-16.9434 | -7.3613/-11.1004 | 9.0751/20.2558 | -54.21/-33.23 |
| P - 06 | -5.2772/-16.9451 | -7.3560/-11.2158 | 9.0532/20.3207 | -54.34/-33.50 |
| RC - 02 | 4.8157/14.6698 | 7.5875/14.6135 | 8.9867/20.7065 | -57.59/-44.89 |
| RC - 24 | 4.7973/14.6344 | 7.5891/14.6845 | 8.9782/20.7316 | -57.70/-45.09 |

Partiendo de las determinaciones de la eficiencia barométrica y almacenamiento específico se estimaron valores para los parámetros geohidrológicos de porosidad, coeficiente de almacenamiento, transmisividad y conductividad hidráulica; los valores calculados se muestran en la Tabla 25.

Tabla 25. Estimación de parámetros geohidrológicos: almacenamiento específico, porosidad, coeficiente de almacenamiento, transmisividad y conductividad hidráulica considerando la fase sólida de la formación acuífera incompresible ($\beta_s = 1/K_s = 0$).

| Clave del Pozo | S_s | η | S | T | K |
|----------------|--------------|-------------|------------|------------------------|----------------------|
| | 10^{-6} | | 10^{-4} | 10^{-11} | 10^{-11} |
| | [m^{-1}] | [%] | [—] | [$m^2 \cdot s^{-1}$] | [$m \cdot s^{-1}$] |
| | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 |
| N - 05 | 157.5/546.3 | 21.05/20.96 | 6.30/21.85 | 6.94/14.43 | 1.75/3.60 |
| P - 06 | 12.94/64.31 | 21.33/23.93 | 1.03/5.14 | 6.93/36070.0 | 0.86/4509.0 |
| RC - 02 | 13.67/56.67 | 24.87/23.22 | 0.82/3.41 | 6.92/432.80 | 1.15/54.11 |
| RC - 24 | 19.84/77.31 | 20.39/29.44 | 1.39/5.41 | 277.6/6.94 | 39.66/0.87 |

El rango de variación de la porosidad fue de 20.96 – 29.44%, en el pozo N-05 se obtuvo el valor mínimo, mientras que en el pozo RC-24 se determinó el valor mayor de porosidad. El coeficiente de almacenamiento presentó una variación de $0.82 - 21.85 \times 10^{-4}$, el valor menor se asoció a las inmediaciones del pozo RC-02, mientras que el valor mayor al pozo N-05. En los cuatro pozos de monitoreo, el espesor saturado, profundidad ranurada, es similar y menor a 50 metros.

El valor de la transmisividad en los pozos analizados se determinó dentro del rango de $6.92 - 36070.00 \times 10^{-11} [m^2 \cdot s^{-1}]$, correspondiendo al pozo RC-02 el valor menor y el valor mayor al pozo P-06. Se consideró el radio de la tubería ranurada reportado en la Tabla 5; el orden de magnitud del coeficiente de almacenamiento determinado y la diferencia entre los ángulos de fase de la variación del nivel del agua y componentes armónicas de la deformación horizontal, Tablas 23 y 24, respectivamente. Con base en la determinación de la transmisividad se estimó la conductividad hidráulica, el rango de variación fue $0.86 - 4509.00 \times 10^{-11} [m \cdot s^{-1}]$, el valor mayor se asoció a las inmediaciones del pozo P-06 considerando la componente armónica O1 y el valor menor al mismo pozo P-06 en la componente M2.

Los valores de sensibilidad a la marea de la Tierra sólida determinados mediante análisis armónico de las variaciones del nivel del agua y deformación horizontal se muestran en la Tabla 26. Y fueron obtenidos con base en las amplitudes determinadas y mostradas en las Tablas 23 y 24.

Tabla 26. Estimación de sensibilidad a la marea de la Tierra sólida, coeficiente y módulo de compresibilidad total (β_k y K_k) y de la fase porosa (β_p y K_p) asociados a los materiales que conforman el acuífero en las inmediaciones de los pozos analizados, considerando fase sólida compresible ($\beta_s = 1/K_s \neq 0 = 2.00 \times 10^{-10} [Pa^{-1}]$).

| Clave del Pozo | A_s | β_k | β_p | K_k | K_p |
|-------------------|------------------------|-------------|-------------|-----------|-----------|
| | 10^{-2} | 10^{-8} | 10^{-8} | 10^8 | 10^8 |
| | $[mm \cdot nstr^{-1}]$ | $[Pa^{-1}]$ | $[Pa^{-1}]$ | $[Pa]$ | $[Pa]$ |
| | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 |
| N - 05 | 2.18/0.65 | 2.10/7.25 | 2.08/7.23 | 0.47/0.13 | 0.48/0.13 |
| P - 06 | 6.04/1.03 | 0.42/2.75 | 0.40/2.73 | 2.33/0.36 | 2.45/0.36 |
| RC - 02 | 5.74/1.14 | 0.30/1.63 | 0.28/1.61 | 3.32/0.61 | 3.56/0.62 |
| RC - 24 | 3.95/0.84 | 1.02/5.06 | 1.00/5.04 | 0.97/0.19 | 0.99/0.19 |

Con base en las estimaciones de eficiencia barométrica, sensibilidad a la marea y las suposiciones para la relación de Poisson en condiciones drenadas y coeficiente de compresibilidad de la fase sólida de la formación, se estimaron valores para el coeficiente de compresibilidad total de la formación (β_k), módulo

de Poisson en condiciones no-drenadas, coeficientes de Skempton (B y α), porosidad y almacenamiento específico de los materiales que constituyen la formación acuífera. Los valores estimados correspondientes a los coeficientes y módulos de compresibilidad total y fase porosa de la formación se muestran en la Tabla 26, mientras que los valores estimados de almacenamiento específico, porosidad, coeficiente de almacenamiento, coeficientes de Skempton y la relación de Poisson para condiciones no-drenadas se muestran en la Tabla 27.

Tabla 27. Estimación de valores para parámetros geohidrológicos (S_s, η, S) y geofísicos (B, α, ν_u) considerando a la fase sólida compresible ($\beta_s = 1/K_s \neq 0$).

| | S_s | η | S | B | α | ν_u |
|----------------|---------------------------|-------------|----------------------|-----------|-----------|-----------|
| Clave del Pozo | 10^{-6} [m^{-1}] | [%] | 10^{-4} [- -] | [- -] | [- -] | [- -] |
| | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 |
| N - 05 | 35.96/102.2 | 19.87/17.65 | 1.43/4.08 | 0.82/0.82 | 0.99/1.00 | 0.45/0.45 |
| P - 06 | 36.90/243.90 | 30.63/27.45 | 2.95/19.51 | 0.74/0.74 | 0.95/0.99 | 0.42/0.42 |
| RC - 02 | 30.50/172.70 | 21.99/25.22 | 1.83/10.36 | 0.66/0.65 | 0.93/0.99 | 0.39/0.40 |
| RC - 24 | 78.09/391.20 | 38.73/36.98 | 5.46/27.38 | 0.81/0.80 | 0.98/1.00 | 0.44/0.45 |

Los valores estimados de coeficiente de compresibilidad total se obtuvieron dentro del rango de variación de $0.30 - 7.25 \times 10^{-8} [Pa^{-1}]$, el valor menor se determinó en el pozo RC-02 y el mayor se asoció a los materiales en las inmediaciones del pozo N-05. De forma análoga, P-06 presentó la menor estimación del coeficiente de compresibilidad de la fase porosa, y N-05 la mayor estimación.

El rango de variación del almacenamiento específico fue de $1.43 - 27.38 \times 10^{-4}$, se observó incremento considerando la compresibilidad de la fase sólida de la formación con respecto al valor determinado sin considerar la compresibilidad de la fase sólida; sin embargo, el orden de magnitud permaneció. El rango de variación del valor de la porosidad fue $17.65 - 38.73 \%$, se identificó aumento de la porosidad considerando la compresibilidad de la fase sólida de la formación.

El rango de variación del almacenamiento específico determinado fue de $30.50 - 243.90 \times 10^{-6} [m^{-1}]$, el valor mínimo se obtuvo en las inmediaciones del pozo RC-02 y el mayor en el pozo P-06. De forma general, el coeficiente de almacenamiento permaneció en el mismo orden de magnitud en ambos casos, considerando la incompresibilidad de la fase sólida y considerando la compresibilidad de la fase sólida de

la formación, como resultado la transmisividad y conductividad hidráulica no presentaron cambios significativos, el orden de magnitud fue el mismo.

Con respecto a la estimación de valores correspondientes a parámetros poroelásticos, el coeficiente de Skempton B presentó un rango de variación de 0.66 – 0.82; correspondiendo al valor menor estimado a las inmediaciones del pozos RC-02 y el valor mayor al pozo N-05. El coeficiente de Biot-Willis mostró una de variación de 0.93 – 1.00: la estimación mayor se obtuvo en los pozos N-05 y RC-24; mientras que la menor estimación se determinó en el pozo RC-02. La relación de Poisson en condiciones no-drenadas varió entre 0.39 – 0.45, el valor menor se obtuvo en el pozo RC-02, y el valor mayor se asoció a los materiales en las inmediación de los pozos N-05 y RC-24.

Con base en los coeficientes de compresibilidad calculados y utilizando la relación de Poisson en condiciones drenadas asumida, se estimaron valores para el módulo elástico de Young (E), primero (λ) y segundo parámetro de Lamé o módulo de corte (G), y a partir de los parámetros de Lamé se determinaron velocidades de propagación de ondas sísmicas compresionales (v_p) y transversales (v_s) para los materiales que conforman el acuífero en las inmediaciones de los pozos analizados, asumiendo una densidad promedio arcillas-arenas $\rho = 2000 [kg/m^3]$, los valores estimados de los parámetros geomecánicos se enlistan en la Tabla 28.

Tabla 28. Estimación de parámetros geofísicos: módulo elástico de Young, parámetros de Lamé y velocidades de propagación de ondas sísmicas compresionales y transversales.

| | E | λ | G | V_p | V_s |
|----------------|------------------|------------------|------------------|----------------------|----------------------|
| Clave del Pozo | 10^8 [Pa] | 10^8 [Pa] | 10^8 [Pa] | [$m \cdot s^{-1}$] | [$m \cdot s^{-1}$] |
| | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 | O1 / M2 |
| N - 05 | 0.71/0.20 | 0.28/0.06 | 0.25/0.08 | 202/109 | 117/63 |
| P - 06 | 3.50/0.54 | 1.40/0.21 | 1.42/0.28 | 447/177 | 258/102 |
| RC - 02 | 4.98/0.92 | 1.99/0.36 | 1.94/0.37 | 534/229 | 308/132 |
| RC - 24 | 1.47/0.29 | 0.58/0.11 | 0.57/0.18 | 290/130 | 167/75 |

El módulo elástico de Young presentó un rango de variación 0.02 – 0.49 [GPa], el valor menor se determinó en el pozo N-05, y el valor mayor en las inmediaciones del pozo RC-02. Los parámetros de Lamé variaron en el rango de 0.06 – 0.19 [GPa], correspondiendo los valores menores al pozo N-05 y el valor mayor asociados a los materiales en las inmediaciones del pozo RC-02.

Como resultado de la estimación de los módulos elásticos se obtuvieron velocidades de propagación de ondas sísmicas, los valores determinados presentaron el siguiente rango de variación $v_p = 130 - 534 [m \cdot s^{-1}]$, y $v_s = 75 - 308 [m \cdot s^{-1}]$; los valores mayores se determinaron en las inmediaciones del pozo RC-02 y los valores menores en RC-24.

3.5 Vulnerabilidad a los procesos de subsidencia y licuefacción

En consecuencia de la frecuente e intensa actividad sísmica que ocurre en las inmediaciones de los valles agrícolas de Mexicali e Imperial, históricamente se han reportado episodios severos de licuefacción y subsidencia asociada (Ulrich, 1941; Sylvester, 1979, Zelwer y Granell, 1982; Suárez-Vidal *et al.*, 2007, 2008; McCrink *et al.*, 2011); estos procesos han sido responsables de importantes afectaciones a obras civiles.

Los métodos comunes para evaluar el potencial de licuefacción del suelo consideran las propiedades físicas del suelo, amplitud y duración de la perturbación cíclica que se ejerce. Las anteriores variables se agrupan en los términos conocidos como, resistencia a la licuefacción del suelo (CRR) y demanda sísmica del suelo (CSR), respectivamente. Correspondiendo a pruebas de mecánica de suelos las técnicas más populares para estimar la resistencia a la licuefacción del terreno.

Por otro lado, la velocidad de propagación de las ondas elásticas transversales ha sido relacionada con variaciones cíclicas de esfuerzo para evaluar el potencial de licuefacción del suelo. La velocidad de las ondas transversales se determina mediante sondeos sísmicos en pozos (Andrus y Stokoe, 2000).

Shelley *et al.* (2015) mencionaron que el método pasivo de análisis de microtremores y el método activo de análisis multicanal de ondas superficiales actualmente son utilizados para evaluar el potencial de licuefacción del terreno. Los autores implementaron los anteriores métodos de prospección sísmica y pruebas de penetración estándar (PPE) en la ciudad de Mexicali, como resultado definieron un estrato superficial, menor a 20 metros de profundidad, susceptible a licuefacción. Dicho estrato se asoció a un rango de velocidades de ondas transversales de $100 - 200 [m \cdot s^{-1}]$.

Con base en la determinación del módulo de cortante realizada en el presente trabajo, obtenida mediante el análisis de la deformación elástica de los materiales que constituyen la formación acuífera estudiada; consideramos que las velocidades de propagación de ondas elásticas transversales (v_s) determinadas pueden ser consideradas en conjunto con las estimaciones correspondientes de coeficiente de Skempton

alfa (α) y la porosidad (η), complementadas por la profundidad del nivel freático medida en campo (NF); para plantear un criterio simple de determinación de la vulnerabilidad a la licuefacción de los materiales que constituyen la formación acuífera en las inmediaciones de los pozos de monitoreo estudiados.

El criterio propuesto determina cualitativamente la susceptibilidad de los materiales en las inmediaciones de los pozos de monitoreo a la ocurrencia de licuefacción alta, moderada o nula; la vulnerabilidad se define de forma conservadora mediante la representación gráfica del conjunto de variables mencionadas. La elección de los parámetros poroelásticos considerados se fundamenta en lo siguiente:

- El coeficiente Biot-Willis tiende a uno en materiales porosos, donde la compresibilidad de la fase sólida es insignificante y son propensos a la suspensión de partículas en consecuencia del aumento de la presión de poro, por ejemplo sedimentos no consolidados; mientras que tiende a valores bajos en materiales consolidados poco porosos, en los que la compresión es mínima. Adicionalmente, con base en el principio de esfuerzo efectivo se observa que el coeficiente de Skempton alfa es responsable de amplificar o atenuar la variación de la presión de poro.
- La porosidad representa directamente la relación de vacíos que se considera en el procedimiento simplificado para evaluar el potencial de licuefacción de un suelo propuesto por Seed e Idriss (1971). Particularmente, el rango de variación de porosidad considerado en nuestro criterio de evaluación, corresponde al rango de variación de la relación de vacíos en arenas de Nevada EE. UU. reportado por Yamamuro y Lade (1998). Adicionalmente, el valor mayor del rango de variación de porosidad contemplado es comparable con el valor teórico máximo para arenas limosas (Freeze y Cherry, 1979; Domenico y Schwartz, 1997).
- El rango de variación de la velocidad de propagación de ondas elásticas transversales, corresponde al definido mediante el método pasivo de análisis de microtemores y método activo de análisis multicanal de ondas superficiales en el Valle de Mexicali reportado por Shelley *et al.* (2015).
- La profundidad del nivel freático corresponde a las mediciones realizadas en cada uno de los pozos considerados durante el intervalo de tiempo correspondiente a cada escenario de análisis y que son reportados en el presente trabajo, Tabla 5. Se ha observado que el fenómeno de licuefacción raramente ocurre a profundidades del nivel freático mayores de 20 metros (Seed e Idriss, 1971).

La Figura 23 muestra la integración de las estimaciones del coeficiente alfa, velocidad de ondas transversales, porosidad y la medición de la profundidad del nivel freático, correspondientes al pozo C-03.

Con base en el criterio planteado, conservadoramente se determinó nula a moderada vulnerabilidad a licuefacción de los materiales que constituyen la formación acuífera en las inmediaciones del pozo C-03; sin embargo, la susceptibilidad puede aumentar significativamente como resultado de la cercanía del pozo C-03 a los sistemas de fallas activas que históricamente han originado actividad sísmica; en las proximidades del pozo en cuestión se considera para el diseño de obras civiles una aceleración pico del terreno de $0.38 g$ ($379.81 [m \cdot s^{-2}]$) según reporta INEEL (2017).

La Figura 24 ilustra la comparación de susceptibilidad a licuefacción de los materiales que constituyen la formación acuífera en las inmediaciones de los pozos analizados en la tesis. Se determinó moderada a alta vulnerabilidad de licuefacción en las inmediaciones de los pozos con clave PZ-03, PZ-05, PZ-07, G-1-17, RC-02 y RC-24. Los pozos de monitoreo se localizan en el denominado ambiente lagunar de depositación, a excepción de los pozos RC-02 y RC-24, localizados en una zona de transición donde confluyen los ambientes de depositación deltáico, lagunar y abanicos aluviales.

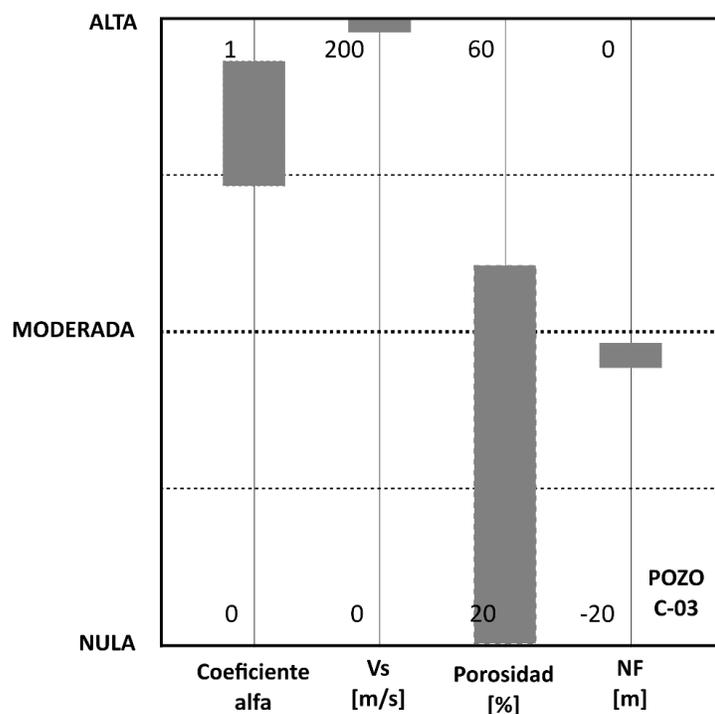


Figura 23. Determinación de la vulnerabilidad de licuefacción de los materiales que constituyen la formación acuífera en las inmediaciones del pozo C-03, de acuerdo al criterio de evaluación propuesto.

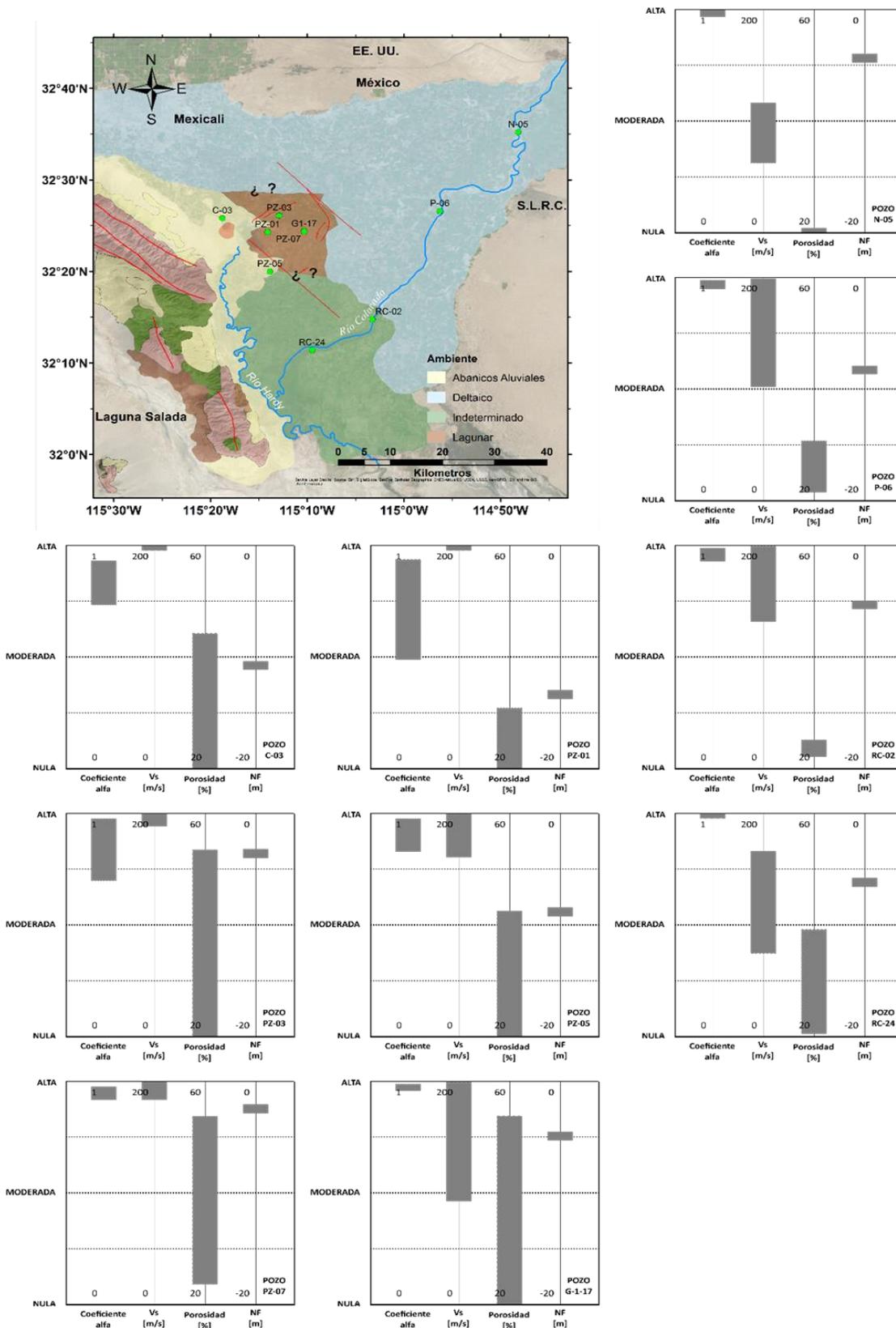


Figura 24. Comparativo de la determinación de la vulnerabilidad de licuefacción de los materiales que constituyen la formación acuífera en las inmediaciones de los pozos analizados, de acuerdo al criterio de evaluación propuesto.

Capítulo 4. Discusión

Las estimaciones de las propiedades geohidrológicas, poroelásticas y geomecánicas asociadas a los materiales que conforman la formación acuífera, con base en el análisis de las variaciones del nivel del agua subterránea, presión barométrica y marea de la tierra sólida, mostraron ser razonables. La metodología desarrollada fue aplicada a registros semi-continuos del nivel del agua y presión atmosférica recolectados en un conjunto de pozos de monitoreo localizados en el acuífero superficial presente en el Valle de Mexicali. Los resultados son congruentes con los tipos de materiales geológicos presentes en el área de estudio; adicionalmente, las estimaciones son comparables con determinaciones reportadas en estudios previos.

El rango de variación de la eficiencia barométrica determinado en cada uno de los escenarios de análisis muestra diferencias significativas. Considerando a la eficiencia barométrica como un indicador del grado de confinamiento de una formación, se observa que en las inmediaciones de los pozos analizados en los escenarios 1 y 2 se presentan características físicas en los materiales que originan un comportamiento semi-confinado de la unidad acuífera. Comportamiento geohidrológico congruente con el ambiente de depositación lagunar identificado por Vázquez-González (1999). Los materiales geológicos en las cercanías de los pozos analizados en el escenario 3 se asocian a un comportamiento geohidrológico del acuífero del tipo libre, congruente con el tipo de sedimentos en las márgenes del Río Colorado y con la profundidad somera de los pozos de monitoreo. El rango de variación de la estimación de eficiencia barométrica como indicador del grado de confinamiento de la formación acuífera en cada uno de los escenarios de análisis se muestra en la Figura 25.

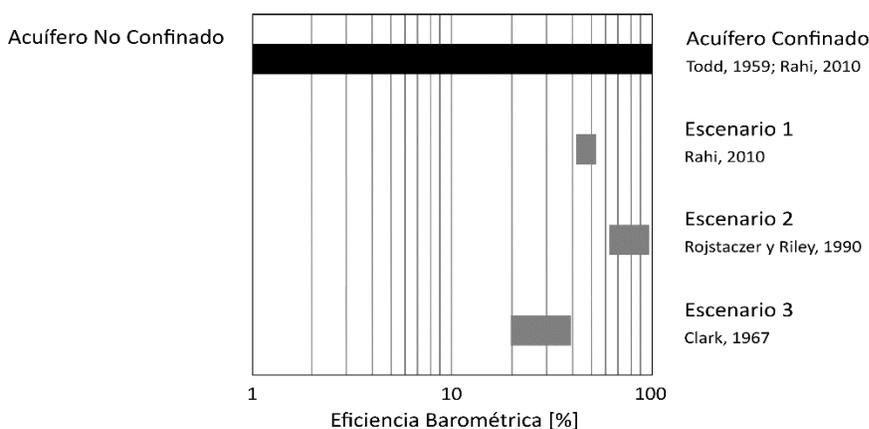


Figura 25. Grado de confinamiento de la formación acuífera en función de la estimación de la eficiencia barométrica en cada uno de los escenarios de análisis.

Para el acuífero presente en el Valle de Mexicali no se cuenta con información reportada referente a determinaciones del almacenamiento específico, debido a que el comportamiento de la formación acuífera generalmente ha sido asociado a un acuífero de tipo libre, donde el rendimiento específico es varios ordenes de magnitud mayor al almacenamiento específico; sin embargo, los valores estimados de almacenamiento específico obtenidos en los distintos escenarios de análisis que contempló este trabajo son congruentes teóricamente con el tipo de sedimentos presentes en las inmediaciones de cada uno de los pozos estudiados, de acuerdo a los valores determinados por Domenico y Schwartz (1997). Se observa una tendencia dominante asociada a la presencia de arcillas en los materiales geológicos asociados a las inmediaciones de los pozos de monitoreo analizados en los escenarios 1 y 2. Estos sedimentos son consistentes con los identificados en el ambiente de depositación lagunar definido por Vázquez-González (1999) y también son los responsables del comportamiento semi-confinado de la formación acuífera en las inmediaciones de los pozos considerados en estos escenarios de estudio. Las características físicas de los materiales geológicos en la proximidad de los pozos analizados en el escenario 3, determinadas con base en el almacenamiento específico calculado, muestra una composición mixta, arcillas, arenas y gravas; sedimentos que conforman el cauce del Río Colorado y presentes en el ambiente de depositación deltáico que describió Vázquez-González (1999). El intervalo de variación de la estimación de almacenamiento específico determinado para cada uno de los escenarios de análisis y los sedimentos asociados teóricamente se muestra en la Figura 26.

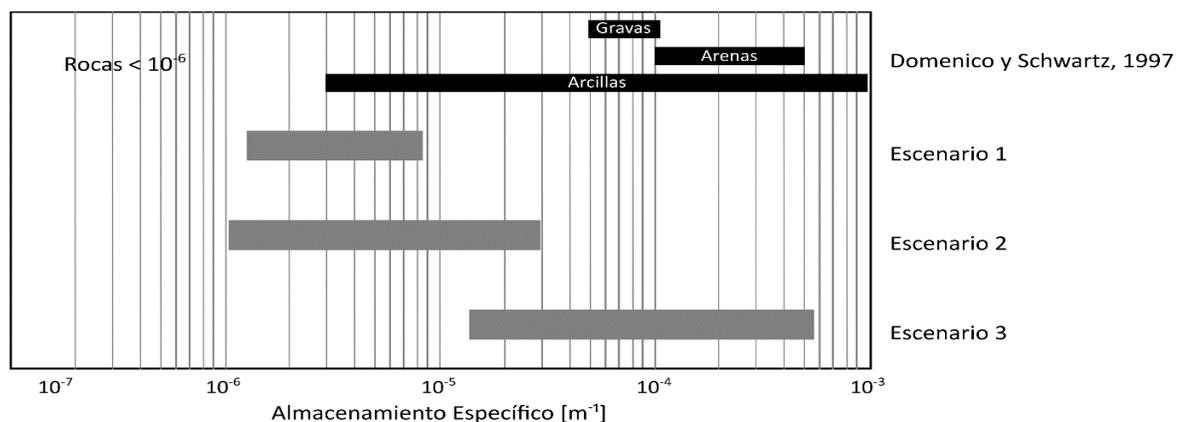


Figura 26. Tipo de sedimento asociado teóricamente con base en la determinación del intervalo de variación del almacenamiento específico calculado para cada uno de los escenarios de estudio.

El acuífero superficial presente en el Valle de Mexicali carece de información referente al parámetro de porosidad. Los resultados obtenidos en este trabajo son ligeramente menores a los valores teóricos asociados a los tipos de sedimentos presentes en la zona de estudio, arcillas, arenas y gravas, según definen Freeze y Cherry (1979); Domenico y Schwartz (1997). Sin embargo, son congruentes con los valores

de porosidad que se consideran en estudios geohidrológicos desarrollados en formaciones acuíferas conformadas por los materiales identificados en el Valle de Mexicali. El mayor rango de variación de la porosidad estimada correspondió al escenario 2 de análisis, la significativa variación identificada se relaciona directamente con la modificación de las propiedades físicas de los materiales que conforman el subsuelo como resultado del efecto del evento sísmico evaluado. El escenario 3 presentó la menor variabilidad de la estimación de la porosidad, lo anterior se asocia a una relativa homogeneidad en el estrato somero, menor a 10 metros, que corta cada uno de los pozos de monitoreo contemplados en el escenario 3. Las estimaciones de porosidad en el escenario 1 se encuentran contenidas en el intervalo de variación correspondiente al escenario 2. Para fines prácticos, y en ausencia de determinaciones puntuales de porosidad, se puede considerar que los materiales que constituyen el acuífero somero del Valle de Mexicali tienen un valor representativo de porosidad igual a 20%. El rango de variación de la porosidad estimada en los distintos escenarios de estudio con respecto a los valores teóricos asociados a los tipos de sedimentos presentes en el área de estudio se muestra en la Figura 27.

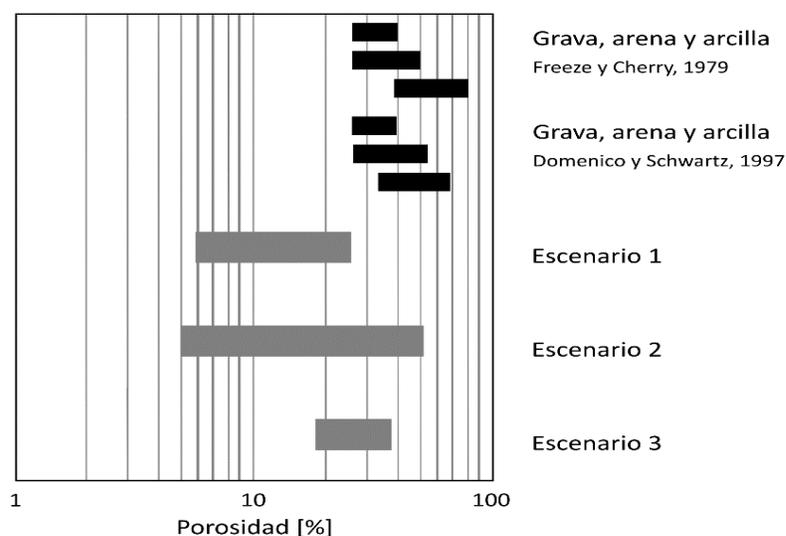


Figura 27. Rango de variación de la estimación de porosidad en cada uno de los escenarios de análisis y su correlación con los valores teóricos esperados para los tipos de sedimentos presentes.

El coeficiente de almacenamiento asociado al acuífero superficial del Valle de Mexicali presenta un significativo rango de variación, hasta cuatro órdenes de magnitud, y es función de los materiales geológicos presentes en los distintos ambientes de depositación responsables del grado de confinamiento de acuerdo a Vázquez-González (1999) y DOF-CNA (2015), Tabla 4 de este trabajo. En esta tesis se realizó una aproximación al coeficiente de almacenamiento derivado del almacenamiento específico y el espesor saturado, no se consideró el rendimiento específico, parámetro que domina en la determinación del coeficiente de almacenamiento en un acuífero de tipo libre. Lo anterior explica que nuestros resultados

difieran significativamente de las determinaciones del coeficiente de almacenamiento en los ambientes de depositación deltáico y abanicos aluviales, dos órdenes de magnitud menor nuestra estimación con respecto a los valores reportados particularmente para estos ambientes de depositación. Sin embargo, para el ambiente de depositación lagunar nuestra determinación es consistente con la reportada por Vázquez-González (1999), y se asocia a las características de los materiales que originan un comportamiento semi-confinado de la formación acuífera y por ende, el coeficiente de almacenamiento es función solamente del espesor saturado y almacenamiento específico. El intervalo de variación del coeficiente de almacenamiento estimado y su comparativo con determinaciones previas se muestra en la Figura 28.

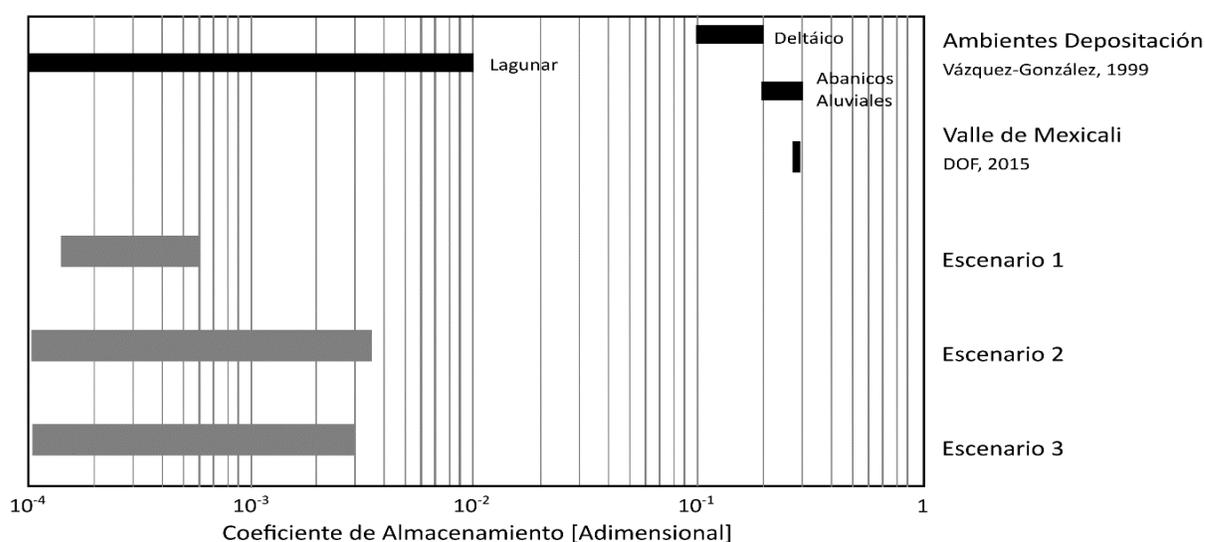


Figura 28. Variación de la estimación del coeficiente de almacenamiento en cada uno de los escenarios de análisis correlacionados con los valores reportados previamente.

Las simplificaciones realizadas para la estimación del coeficiente de almacenamiento influyen en la determinación de la transmisividad y conductividad hidráulica. La transmisividad de los materiales en las inmediaciones de los pozos de monitoreo estudiados fue determinada directamente de la estimación del coeficiente de almacenamiento y la diferencia de los ángulos de fase de las componentes armónicas de la variación del nivel del agua y marea de la Tierra sólida, mediante la solución analítica reportada por Hsieh *et al.* (1987). Nuestros resultados difieren considerablemente, 5 – 6 órdenes de magnitud menores, con respecto a los valores determinados mediante la interpretación de pruebas de bombeo realizadas directamente en el acuífero y reportadas por DOF-CNA (2015); y están subestimados 4 – 5 órdenes de magnitud en referencia con los valores de difusividad hidráulica ($D = T/S$) reportada por Sarychikhina (2010). Sin embargo, consideramos que nuestra estimación puede ser utilizada como referencia del valor mínimo de transmisividad del acuífero superficial del Valle de Mexicali. Aunado a lo anterior, la

conductividad hidráulica fue determinada con base en la estimación de la transmisividad obtenida, por lo que las suposiciones hechas para el cálculo del coeficiente de almacenamiento directamente afectan la estimación de conductividad hidráulica. Sin embargo, nuestros resultados muestran congruencia con los valores teóricos asociados a arcillas y arenas reportados en la literatura Freeze y Cherry (1979); Domenico y Schwartz (1997). Estos sedimentos están presentes en mayor o menor medida en las inmediaciones de los pozos de monitoreo analizados. Adicionalmente, nuestras estimaciones son comparables con los valores determinados para el ambiente de depositación lagunar reportados por Vázquez-González (1999); no así con los definidos para los ambientes de depositación deltáico y abanicos aluviales; ni con los valores utilizados por Cabrera-Díaz (2001). El rango de variación de las estimaciones de transmisividad y conductividad hidráulica, con su correspondiente comparativo con valores teóricos y determinados se muestra en las Figuras 29a y b, respectivamente.

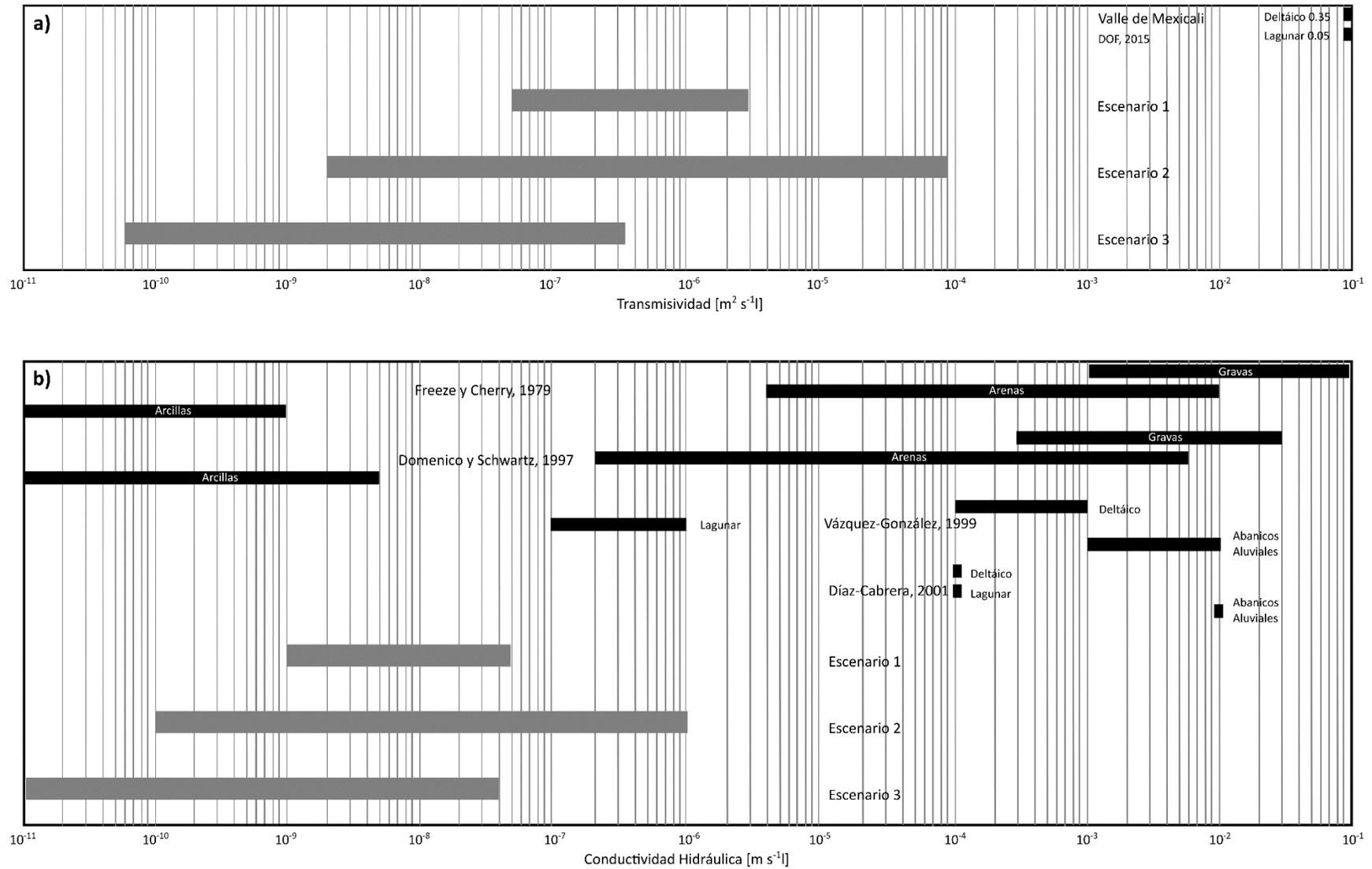


Figura 29. a) Rango de variación de la estimación de transmisividad en cada uno de los escenarios de análisis comparados con valores teóricos y determinados previamente. b) Variación de la conductividad hidráulica, en función de la transmisividad, y su correspondiente comparación con valores teóricos y definidos en trabajos previos.

Estimaciones del coeficiente de compresibilidad total asociado a los materiales geológicos que constituyen la formación acuífera superficial en el Valle de Mexicali no existen. Nuestros resultados son comparables con valores teóricos correspondientes a los tipos de sedimentos presentes en las inmediaciones de los pozos de monitoreo analizados, valores reportados por Zhu (2016). Para el escenario 1 de análisis se determinó la menor variación de las estimaciones, y presentan buena correspondencia a una dominancia de gravas. El escenario 2 mostró el mayor rango de variación del coeficiente de compresibilidad, esta significativa variabilidad se asocia a la influencia del evento sísmico acontecido y motivo de análisis. Los tipos de sedimentos que constituyen la unidad acuífera asociados teóricamente a los valores determinados son arcillas, arenas y gravas. Los materiales en las inmediaciones de los pozos estudiados en el escenario 3 presentan los valores menores de módulo de compresibilidad, asociados teóricamente a sedimentos de los tipos arenas y arcillas; el mayor coeficiente de compresibilidad implica una menor presión requerida para deformar estos sedimentos. Nuestros valores estimados son comparables con los determinados en Parkfield, CA y Yucca Mountain en Nevada, EE. UU. (Rojstaczer y Agnew, 1989; Galloway y Rojstaczer, 1994; Cutillo y Bredehoeft, 2011). Los rangos de variación del coeficiente de compresibilidad en los distintos escenarios de estudio son comparados con los valores teóricos y sus correspondientes tipos de sedimentos asociados, el comparativo se muestra en la Figura 30.

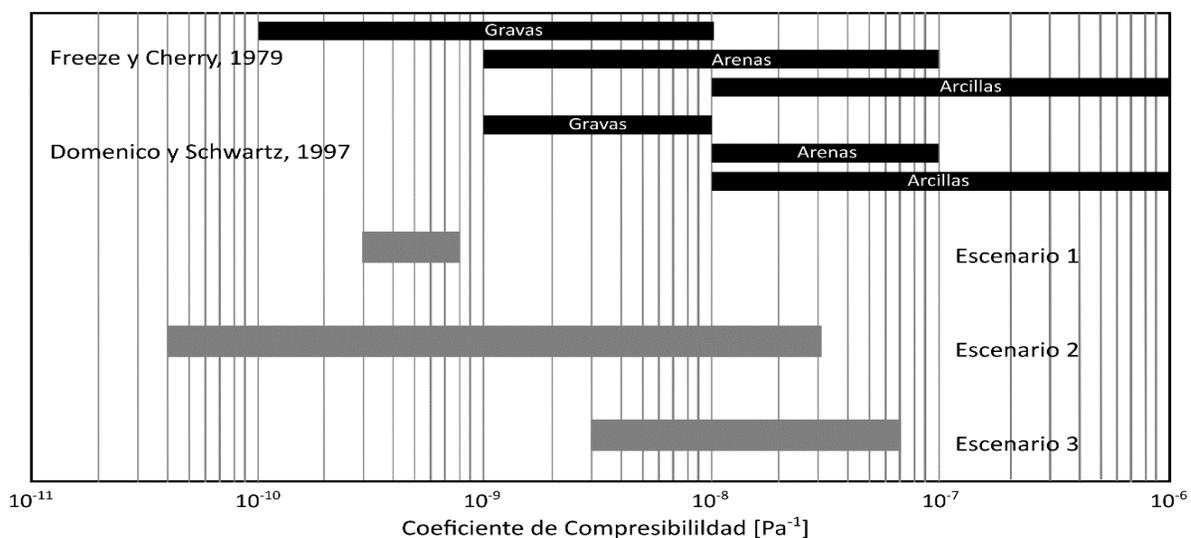


Figura 30. Rango de variación del coeficiente de compresibilidad determinado en cada uno de los escenarios de análisis y su respectiva correlación con los valores teóricos asociados a los materiales geológicos presentes.

Con respecto a la estimación de los valores correspondientes a los coeficientes de Skempton, se determinó qué, el rango de variación del coeficiente B para los escenarios de análisis fue de $E1 = 0.54 - 0.60$, $E2 = 0.48 - 0.78$ y $E3 = 0.65 - 0.82$, respectivamente. La tendencia de los valores estimados se asocia a sedimentos saturados en los que el fluido contenido en la fase porosa absorbe principalmente los cambios

de esfuerzo inducidos. Por su parte, el coeficiente Biot-Willis presentó un rango de variación de $E1 = 0.49 - 0.76$, $E2 = 0.78 - 0.99$ y $E3 = 0.95 - 1.00$. Los valores estimados son asociados a sedimentos porosos, en los que la compresibilidad de la fase sólida es prácticamente despreciable, sin embargo son propensos a presentar suspensión de partículas derivada de aumentos considerables de la presión de poro.

El presente trabajo, en un sentido figurado “dio el siguiente paso lógico” en las metodologías desarrolladas para la estimación de parámetros geohidrológicos y poroelásticos, que corresponde a considerar las relaciones geohidrológicas-poroelásticas para determinar las propiedades geomecánicas asociados a los materiales que constituyen la formación acuífera en estudio. Considerando deformación lineal y elástica, originada por la influencia de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida actuando de forma continua y permanente en el sistema pozo acuífero, se pueden determinar valores para el módulo elástico de Young, parámetros de Lamé, y velocidad de propagación de ondas elásticas compresionales y transversales con base en las estimación del coeficiente de compresibilidad y asumiendo un valor razonable de la relación de Poisson en condiciones drenadas.

Nuestras estimaciones del módulo elástico de Young asociado a los materiales en las inmediaciones de los pozos de monitoreo contemplados, son congruentes con los valores teóricos para el tipo de sedimentos no consolidados presentes en el Valle de Mexicali. Los resultados para los escenarios de análisis 1 y 2 sugieren la presencia de arcillas y arenas dominando la conformación de la unidad acuífera. Mientras que las estimaciones para el escenario 3 corresponde a materiales que requiere menor esfuerzo para ser deformados. Con respecto a los parámetros de Lamé, y en particular a la estimación del módulo de cortante, los resultados para los escenarios 1 y 2, son comparables con el valor utilizado para determinar la eficiencia a la deformación volumétrica realizada por Sarychikhina (2010). Los rangos de variación de las estimaciones de los módulos de Young y cortante para cada uno de los escenarios se muestra en las Figuras 31 y 32, respectivamente.

Derivado de las determinaciones del módulo de cortante, se estimaron velocidades de propagación de ondas elásticas de tipo compresionales y transversales. El rango de variación de la velocidad de propagación de las ondas longitudinales para los tres escenarios fue de $E1: v_p = 669 - 2830 [m \cdot s^{-1}]$, $E2: v_p = 161 - 4524 [m \cdot s^{-1}]$ y $E3: v_p = 130 - 534 [m \cdot s^{-1}]$. Los resultados obtenidos son comparables con las velocidades de propagación de ondas sísmicas tipo P para los estratos someros del Valle de Mexicali determinadas en trabajos de sismología y que son enlistados en la Tabla 29.

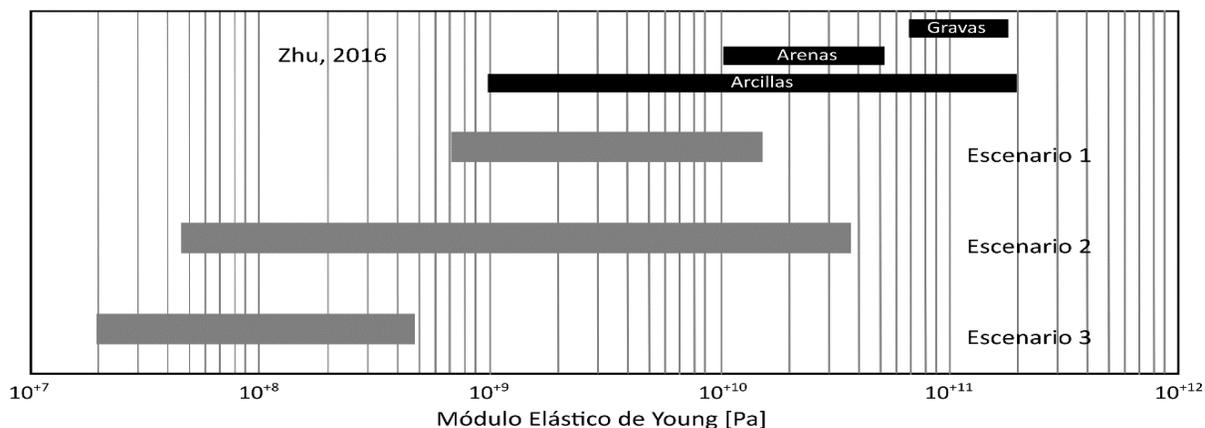


Figura 31. Rango de variación del módulo elástico de Young determinado en cada uno de los escenarios de análisis y su respectiva correlación con los valores teóricos esperados con base en los materiales geológicos presentes.

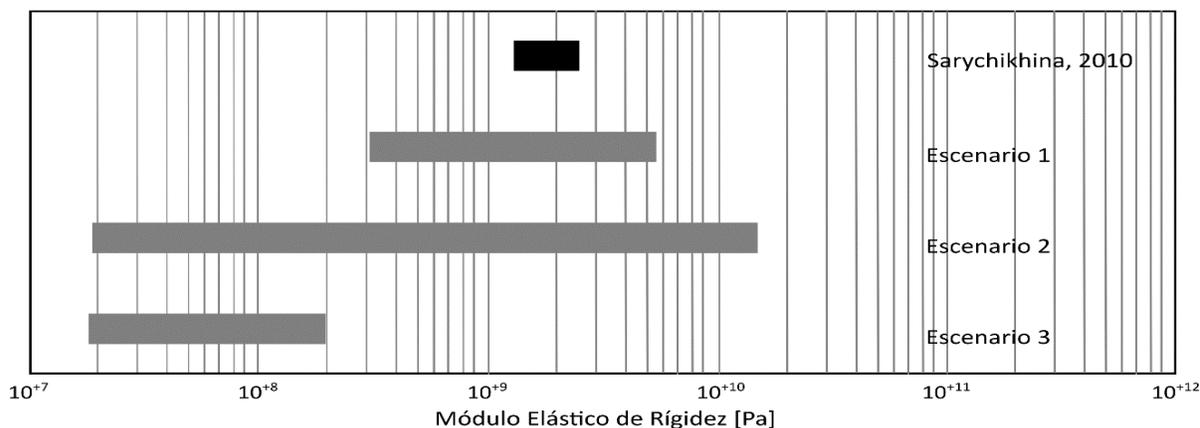


Figura 32. Variación del módulo elástico de rigidez determinado en cada uno de los escenarios de análisis y su respectiva correlación con los valores reportados en estudios previos.

Tabla 29. Integración de modelos de velocidades para las inmediaciones del Valle de Mexicali, se enlistan únicamente las capas someras. Modelo de las Sierras Peninsulares de Baja California, SPBC (Nava y Brune, 1982); Modelo del Valle de Mexicali, MVM (Fabriol y Munguía, 1995; McMechan y Mooney, 1980); Modelo del Valle Imperial, MVI (Fuis *et al.*, 1984); Modelo del Sur del Valle de Mexicali, MSVM (Ramírez-Ramos, 2013).

| Modelo | Profundidad [m] | v_p [$m \cdot s^{-1}$] | v_s [$m \cdot s^{-1}$] |
|--------|----------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| SPBC | 0.0 - 5 000.0 | 5 600 | 3 230 |
| MVM | 0.0 - 100.0 | 1 700 | 980 |
| | 100.0 - 730.0 | 2 000 | 1 150 |
| MVI | 0.0 - 1 000.0 | 2 000 | 1 150 |
| MSVM | 0.0 - 2 700.0 | 2 900 | 1 675 |

Por otro lado, el análisis de las estimaciones de las velocidades de propagación de ondas elástica transversales, y su congruencia con los valores asociados a la evaluación del potencial de licuefacción del suelo en la ciudad de Mexicali reportado por Shelley et al. (2015); representó el punto de partida para integrar la información geohidrológica, poroelástica y geomecánica determinada en el presente trabajo para proponer un criterio simple de evaluación de la vulnerabilidad a licuefacción, mostrado en el apartado 3.5. De forma general, el criterio brinda una evaluación cualitativa razonable y conservadora de la susceptibilidad de licuefacción con base en el coeficiente Biot-Willis, velocidad de las ondas elásticas transversales, porosidad y la profundidad del nivel freático. En particular, el criterio propuesto requiere de trabajo adicional para incorporar información relacionada con los tipos de sedimentos específicos y abundancia, que conforman la formación acuífera, mediante sondeos mecánicos y pruebas en laboratorios. Además, se debe constreñir el rango de variación de la velocidad de las ondas transversales con base en los resultados de algún método de exploración sísmica e incorporar las aceleraciones del terreno observadas asociadas directamente a actividad sísmica.

La mayor fuente de error de las estimaciones de las propiedades geohidrológicas, poroelásticas y geomecánicas de la formación acuífera, corresponde al uso de la deformación horizontal asociada a la marea de la Tierra sólida y que se obtiene calculando el potencial gravitacional teórico. La deformación determinada de forma teórica puede diferir de la real como resultado del efecto de la marea oceánica, discontinuidades geológicas y topográficas. Particularmente, en el Valle de Mexicali debido a la complejidad tectónica, geológica y geohidrológica se requiere de trabajo complementario para reducir la incertidumbre de las estimaciones, extender la instrumentación de pozos de monitoreo con transductores de presión de registro continuo; información proveniente del monitoreo continuo y espacial de las variaciones de la gravedad son requeridas; además, deben incorporarse registros continuos de la deformación del subsuelo y de la superficie del terreno recolectados por extensómetros, inclinómetros y estaciones de GPS; Adicionalmente, lo anterior permitirá establecer una red de monitoreo geofísico integral con la posibilidad de transmisión de datos en tiempo real que permita evaluar el comportamiento del estado de esfuerzo-deformación de manera continua, con el objetivo de incrementar la comprensión de los diversos fenómenos que suceden en el Valle de Mexicali.

Capítulo 5. Conclusiones

Se desarrolló una metodología de análisis de la respuesta del nivel del agua subterránea como resultado del efecto de la presión barométrica y marea de la Tierra sólida que permitió obtener información esencial de las propiedades físicas de una formación acuífera. La metodología presentada mostró ser una herramienta alterna, económica y factible, con la que se obtuvieron valores razonables, congruentes y comparables de los parámetros geohidrológicos, poroelásticos y geomecánicos con base en el análisis de registros de variaciones del nivel del agua subterránea y presión barométrica ya existentes. Las propiedades físicas determinadas son necesarias para diseñar estrategias de gestión sustentable de los recursos hídricos subterráneos. La metodología presenta importantes ventajas con respecto a los métodos tradicionales de determinación frecuentemente costosos.

El procedimiento de análisis se aplicó a registros semi-continuos de variaciones del nivel del agua y presiones barométrica, recolectados en un conjunto de pozos de monitoreo localizados en el acuífero somero presente en el Valle de Mexicali. El comportamiento geohidrológico en función de las propiedades físicas del acuífero fue determinado mediante técnicas de análisis de series de tiempo, resultando ser comparable al de un acuífero semi-confinado; comportamiento característico esperado con base en los ambientes de depositación presentes.

Se estimaron rangos de variación de los valores correspondientes a los parámetros de almacenamiento específico ($S_S = 1 \times 10^{-6} - 5 \times 10^{-4} [m^{-1}]$), porosidad ($\eta = 5 - 50 [\%]$), coeficiente de almacenamiento ($S_C = 1 \times 10^{-4} - 3 \times 10^{-3}$), transmisividad ($T = 6 \times 10^{-11} - 9 \times 10^{-5} [m^2 \cdot s^{-1}]$), conductividad hidráulica ($K = 1 \times 10^{-11} - 1 \times 10^{-6} [m \cdot s^{-1}]$), coeficiente de compresibilidad ($\beta_K = 4 \times 10^{-11} - 7 \times 10^{-8} [Pa^{-1}]$), coeficientes de Skempton ($B = 0.48 - 0.82$ y $\alpha = 0.49 - 1.00$), módulo de Young ($E = 4 \times 10^7 - 3 \times 10^{10} [Pa]$), módulo de corte ($G = 2 \times 10^7 - 1 \times 10^{10}$) y velocidad de propagación de ondas elásticas compresionales ($V_p = 130 - 4\,520 [m \cdot s^{-1}]$). Estas son las primeras determinaciones reportadas de almacenamiento específico, porosidad, coeficientes de compresibilidad y Skempton, y módulo de Young, para el acuífero del Valle de Mexicali.

La incertidumbre de las estimaciones se debe al uso de la deformación horizontal asociada a la marea de la Tierra sólida determinada a partir del potencial gravitacional teórico. Particularmente, el coeficiente de almacenamiento, transmisividad y conductividad hidráulica tuvieron la mayor incertidumbre, como resultado de las suposiciones realizadas para su cálculo. Sin embargo, las estimaciones realizadas están dentro de los intervalos de los valores teóricos y son congruentes con los valores determinados en estudios

previos. En ausencia de información hidrogeológica, las estimaciones de las propiedades del acuífero obtenidas en este trabajo pueden ser utilizadas como referencia.

Adicionalmente, con base en las estimaciones del coeficiente de Biot-Willis, velocidad de propagación de ondas elásticas transversales y la profundidad del nivel freático, se propuso un criterio simple de evaluación de vulnerabilidad de los materiales que constituyen la formación acuífera en las inmediaciones de los pozos de monitoreo. El criterio propuesto requiere de trabajo e información complementaria, por lo que debe usarse conservadoramente.

La metodología presentada para el análisis de la respuesta del nivel del agua a los fenómenos de presión barométrica y marea de la Tierra sólida, con el objetivo de determinar propiedades geohidrológicas, poroelásticas y geomecánicas de los materiales que constituyen el acuífero; puede ser implementada en otros acuíferos. Particularmente, en aquellos donde información referente a la determinación de las propiedades del acuífero no esté disponibles, el costo económico de las pruebas tradicionales sea alto o logísticamente no factible su realización.

Durante la realización de la presente investigación se identificaron algunos aspectos que deben ser abordados en trabajos futuros con la finalidad de reducir la incertidumbre de las estimaciones obtenidas:

- Extender espacialmente la instrumentación de pozos de monitoreo con transductores de presión de registro continuo y estimar los parámetros geohidrológicos, poroelásticos y geomecánicos correspondientes.
- Realizar un análisis comparativo para un lapso determinado entre las estimaciones obtenidas mediante el estudio de las variaciones naturales del nivel del agua subterránea y las propiedades físicas de la formación acuífera determinadas a través del modelado de superficies piezométricas.
- Conducir un estudio de la variación de la marea gravitacional en las inmediaciones de las principales discontinuidades geológicas presentes en el Valle de Mexicali.
- Explorar la relación entre la deformación armónica de la superficie del terreno registrada en sistemas de posicionamiento global de alta precisión y las variaciones periódicas del nivel del agua subterránea como herramienta para determinar la compresibilidad de la formación acuífera.

Literatura citada

- Agnew, D.C. 2007. Earth tides. En: Herring, T.A. (Ed.), *Treatise on Geophysics and Geodesy*, Elsevier, New York. (pp. 163-195).
- Agnew, D.C. 2013. SPOTL: Some programs for ocean-tides loading. Program version 3.3.0.2 Technical Report, Scripps Institution of Oceanography, University of California, La Jolla, CA. (pp. 30).
- Aguilar-Dumas, A. 2008. Análisis geológico-productivo enfocado a la exploración de la parte oriental del geotérmico de Cerro Prieto, B.C. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 21 (1), 2-11.
- Andrus, R.D., Stokoe, K.H. 2000. Liquefaction resistance of soils from shear-wave velocity. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 126 (11), 1015-1025. doi:10.1061/(ASCE)1090-0241(2000)126:11(1015)
- Arellano, F.J., Gutiérrez, L.C. 1986. Características geológicas, geohidrológicas y geofísicas en la porción oeste del Campo de Cerro Prieto, B.C. Reporte Interno GF 1/86, Comisión Federal de Electricidad.
- Ariel Construcciones, S. A. 1970. Estudio hidrogeológico completo de los acuíferos del Valle de Mexicali B.C. y Mesa de San Luís Son. Contrato de Estudios para la Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos. s/n. clave AS-1.
- Axen, G.J., Grove, M., Stockli, D., Lovera, O.M., Rothstein, D.A., Fletcher, J.M., Farley, K., Abbott, P.L. 2000. Thermal evolution of Monte Blanco dome: Low-angle faulting during Gulf of California rifting and late Eocene denudation or the eastern Peninsular Ranges. *Tectonics*, 19(2), 197-212. doi:10.1029/1999TC001123
- Banerjee, P. K., Butterfield, R. (Eds.). 1991. *Advance Geotechnical Analysis: Developments in soil mechanics and foundation engineering*. (4ta Ed.). Elsevier Applied Science, New York.
- Bear, J. 1972. *Dynamics of Fluids in Porous media*. Elsevier, New York, 764 pp.
- Bear, J. 1979. *Hydraulics of groundwater*. McGraw-Hill series in water resources and environmental engineering, New York, 569 pp.
- Berger, J. 1969. A laser earth strain meter. Ph.D. Dissertation, University of California, San Diego.
- Berger, J., Beaumont, C. 1976. An analysis of tidal strain observations from the United States of America II: The inhomogeneous tide. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(6), 1821-1846.
- Berger, J., Farrell, W., Harrison, J.C., Levine, J., Agnew, D.C. 1987. ERTID 1: A program for calculation of solid Earth tides. Scripps Institution of Oceanography, University of California, La Jolla, CA. 15 pp.
- Biot, M.A. 1941. General theory of three-dimensional consolidation. *Journal of Applied Geophysics*, 12, 155-164. doi:10.1063/1.1712886
- Bredehoeft, J.D. 1967. Response of well-aquifer systems to earth tides. *Journal of Geophysical Research*, 72(12), 3075-3087. doi:10.1029/JZ072i012p03075
- Clark, W.E. 1967. Computing the barometric efficiency of a well. *Journal of the Hydraulics Division*, 93(HY4), 93-98.

- Cooper, H.H., Bredehoeft, J.D., Papadopoulos, I.S., Bennett, R.R. 1965. The response of well-aquifer system to seismic waves. *Journal of Geophysical Research*, 70(16), 3915-3926. doi:10.1029/JZ070i016p03915
- Cutillo, P.A., Bredehoeft, J.D. 2011. Estimating aquifer properties from the water level response to earth tides. *Ground Water*, 49(4), 600-610. doi:10.1111/j.1745-6584.2010.00778.x
- Darner, R.A., Sheets, R.A. 2012. Using existing data to estimate aquifer properties, Great Lakes region, USA. *Ground Water*, 50(3), 477-484. doi:10.1111/j.1745-6584.2011.00848.x
- Davis, D.R., Rasmussen, T.C. 1993. A comparison of linear regression with Clark's method to estimating barometric efficiency of confined aquifers. *Water Resources Research*, 29(6), 1849-1854. doi:10.1029/93WR00560
- Davis, R.O., Selvadurai, A.P.S. 1996. *Elasticity and Geomechanics*. Cambridge University Press. Cambridge, UK. 256 pp.
- Díaz Cabrera, P. 2010. Simulación numérica del acuífero superficial del Valle de Mexicali, Baja California, México. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 148 pp.
- DOF-CNA. 1965. Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Valle de Mexicali (0210), estado de Baja California. Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas. Publicado en Diario Oficial de la Federación, 15 de mayo de 1965.
- DOF-CNA. 2009. Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Valle de Mexicali (0210), estado de Baja California. Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas. Publicado en Diario Oficial de la Federación, 28 de agosto de 2009.
- DOF-CNA. 2015. Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Valle de Mexicali (0210), estado de Baja California. Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas. Publicado en Diario Oficial de la Federación, 20 de abril de 2015.
- Domenico, P.A., Schwartz, F.W. 1997. Groundwater movement, Hydraulic conductivity and permeability of geological material. En: *Physical and chemical hydrogeology* (2da Ed.). John Wiley & Sons, Inc., New York. 33-54 pp.
- Doodson, A.T., Warburg, H.D. 1941. *Admiralty manual of tides*. Her Majesty's Stationary Office. London.
- Elders, W.A., Hoagland, J.R., McDowell, S.D., Cobo, J.M. 1979. Hydrothermal mineral zones in the geothermal reservoir of Cerro Prieto. En: Berkeley, Department of Energy (Ed.) *Proceedings/actas of the First Symposium on the Cerro Geothermal Field, Baja California, Mexico*. San Diego. pp. (68-75).
- INEEL. 2017. Programa de Diseño Sísmico, PRODISIS. Instituto Nacional de Electricidad y Energías Limpias. Consultado el 30 de marzo de 2018 de: <https://www2.ineel.mx/prodisis/es/prodisis.php>
- Fabriol, H., Munguía, L. 1995. Seismic activity at the Cerro Prieto Geothermal area (Mexico) from August 1994 to December 1995, and its relationship with tectonics and fluid exploitation. *Geophysical Research Letters*, 24(14), 1807-1810. doi:10.1029/97GL01669
- Ferris, J.G., Knowles, D.B., Brown, R.H., Stallman, R.W. 1962. *Theory of the aquifer tests*. United States Geological Survey, Water-Supply Paper 1536-E, Washington, USA. 174 pp.

- Freeze, R.A., Cherry, J.A. 1979. *Groundwater*. Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey. 604 pp.
- Frez, J., González, J.J. 1991. Crustal structure and seismotectonics of Northern Baja California. En: *American Association of Petroleum Geologist, memoir #47, The Gulf and Peninsular province of the Californias*. Simoneit, B. y Dauphin, J.P. (Eds.). doi:10.1306/M47542
- Fuentes-Arreazola, M.A. 2011. Análisis espectral de las variaciones de nivel piezométrico de la red de monitoreo del Campo Geotérmico de Cerro Prieto. Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California. 126 pp.
- Fuentes-Arreazola, M.A., Vázquez-González, R. 2016. Análisis temporal y frecuencial del registro de nivel del agua en el pozo G-1-17 de monitoreo del acuífero superficial en inmediaciones del Campo Geotérmico de Cerro Prieto. *Geotermia Revista Mexicana de Geoenergía*, 29(1), 15-27.
- Fuentes-Arreazola, M.A., Vázquez-González, R. 2016. Estimación de algunas propiedades geohidrológicas en un conjunto de pozos de monitoreo en el Valle de Mexicali, B.C., México. *Ingeniería del Agua*, 20(6), 87-101. doi:10.4995/ia.2016.4389
- Fuis, G.S., Mooney, W.D., Healy, G.A., McMechan, J.H., Lutter, W.J. 1984. A seismic refraction survey of the Imperial Valley region, California. *Journal of Geophysical Research*, 89(B2), 1165-1189. doi:10.1029/JB089iB02p01165
- Galloway, D., Rojstaczer, S. 1988. Analysis of the frequency response of water levels in wells to earth tides and atmospheric loading. En: *Fourth Canadian/American Conference in Hydrogeology, Banff, Alberta, Canada, June 21-24, 1988*. National Ground Water Association, 100-113.
- Gastil, G.R., Phillips, R.P., Allison, E.C. 1975. *Reconnaissance geology of the state of Baja California*. Geological Society of America, Memoirs. Boulder, Colorado. 170 pp. doi:10.1130/MEM140-p1
- Glowacka, E., Nava, F.A. 1996. Major earthquakes in Mexicali Valley, Mexico, and fluid extraction at Cerro Prieto Geothermal Field. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1A), 93-105.
- Glowacka, E., Sarychikhina, O., Nava, F.A. 2005. Subsidence and stress change in the Cerro Prieto Geothermal Field, B.C., Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, 162(11), 2095-2110. doi:10.1007/s00024-005-2706-7
- Harrison, J.C. 1971. New computer programs for the calculation of Earth tides. Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences. National Oceanic and Atmospheric Administration/University of Colorado. 29 pp.
- Harrison, J.C. 1976. Cavity and topographic effects in tilt and strain measurements. *Journal of Geophysical Research*, 81(2), 319-328. doi:10.1029/JB081i002p00319
- Hsieh, P.A., Bredehoeft, J.D., Farr, J.M. 1987. Determination of the aquifer transmissivity from Earth tide analysis. *Water Resources Research*, 23(10), 1824-1832. doi:10.1029/WR023i010p01824
- Hsieh, P.A., Bredehoeft, J.D., Rojstaczer, S.A. 1988. Response of well-aquifer systems to earth tides: problem revisited. *Water Resources Research*, 24(3), 468-472. doi:10.1029/WR024i003p00468
- Igarashi, G., Wakita, H. 1991. Tidal responses and Earthquake-related changes in the water level of deep wells. *Journal of Geophysical Research*, 96(B3), 4269-4278. doi:10.1029/90JB02637

- IRIS. 2018. Earthquake Browser. Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) Data Management Center in Seattle, WA, USA. Seattle, WA, USA. Consultado el 25 de noviembre de 2017 de: <https://ds.iris.edu/ieb/index.html?format=text&nodata=404&starttime=2000-01-01&endtime=2018-01-01&orderby=mag->
- Ishihara, K. 1966. Soil behavior in Earthquake geotechnics. Oxford Science Publication Engineering Science Series, Clarendon Press. 350 pp.
- Jacob, C.E. 1940. On the flow of water in an elastic artesian aquifer. Transactions of the American Geophysical Union, 21(2), 574-586. doi:10.1029/TR021i002p00574
- Jacob, C.E. 1950. Flow in groundwater. En: Rouse, H. (Ed.), Engineering Hydraulics, John Wiley, New York. pp. (321-380).
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., Zimmerman, R.W. 2007. Fundamentals of rock mechanics. (4ta. Ed.). Blackwell Publishing, Oxford, UK. 489 pp.
- Kennedy, J., Rodríguez-Burgueño, J., Ramírez Hernández, J. 2017. Groundwater response to the 2014 pulse flow in the Colorado River Delta. Ecological Engineering, 106(B), 715-724. doi:10.1016/J.ECOLENG.2016.10.072
- Lai, G., Ge, H., Wang, W. 2013. Transfer functions of the well-aquifer systems response to atmospheric loading and Earth tide from low to high-frequency band. Journal of Geophysical Research Solid Earth, 118(5), 1904-1924. doi:10.1002/jgrb.50165
- Lira-Herrera, H. 2005. Actualización del modelo geológico conceptual del reservorio geotérmico de Cerro Prieto. Geotermia Revista Mexicana de Geoenergía, 18(1), 37-46.
- Lira-Herrera, H. 2006. Características del sismo del 23 de Mayo de 2006. Informe RE-023/2006. Comisión Federal de Electricidad, Residencia de Estudios, México.
- Lomnitz, C., Mooser, F., Allen, C.R., Brune, J.N., Thatcher, W. 1970. Seismicity and tectonics of the northern Gulf of California region, Mexico, preliminary results. Geofísica Internacional, 10(2), 37-48.
- Luecke, D., Pitt, J., Congdon, C., Glenn, E., Valdés-Casillas, C., Briggs, M. 1999. A Delta once more: restoring riparian and wetland habitat in the Colorado, River Delta. Environmental Defense Fund Report, Washington, DC.
- Marine, I.W. 1975. Water level fluctuations due to earth tides in a well pumping from slightly fractured crystalline rock. Water Resources Research, 11(1), 165-173. doi:10.1029/WR011i001p00165
- McCrink, T.P., Pridmore, C.L., Tinsley, J.C., Sickler, R.R., Brandenburg, S.J., Stewart, J.P. 2011. Liquefaction and other ground failures in Imperial County, California, from the April 4, 2010, El Mayor-Cucapah Earthquake. U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1071 and California Geological Survey Special Report 220, 94 p. pamphlet, 1 pl., scale 1:51,440. Disponible en: [<http://pubs.usgs.gov/of/2011/1071/>] [<http://conservation.ca.gov/cgs>]
- McDonald, M.G., Harbaugh, A.W. 1987. A modular three dimensional finite-difference ground-water flow model, Modflow. Techniques of Water-Resources Investigations, Book 6 Chapter A1, US Geological Survey, Denver, Colorado. 539 pp.

- McLin, S. 2012. Spectral analysis of observed aquifer water level fluctuations. *Computer & Geosciences*, 46, 264-271. doi:10.1016/j.cageo.2011.12.013
- McMechan, G.A., Mooney, W.D. 1980. Asymptotic ray theory and synthetic seismograms for laterally varying structures: theory and application to the Imperial, Valley, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(6), 2021-20135.
- Melchior, P. 1960. Die gezeiten in unteriridschen flussigkerten, *Erdoel Kohle*. 13, 312-317.
- Melchior, P. 1964. Earth tides. En Odishaw, H. (Ed.), *Research in Geophysics volume 2*. Massachusetts Institute of Technology Press, Massachusetts. 183-193 pp.
- Merrit, M.L. 2004. Estimating hydraulic properties of the Floridan Aquifer System by analysis of earth-tide, ocean tide, and barometric effects. Collier and Hendry Counties, Florida. USGS Water-Resources Investigations Report 03-4267. Reston Virginia: U.S. Geological Survey. 70 pp.
- Mesri, G., Adachi, K., Ullrick, C.R. 1976. Pore pressure response in rock to undrained change in all round stress. *Géotechnique*, 26(2), 317-330. doi: 10.1680/geot.1976.26.2.317
- Munguía, L., Glowacka, E., Suárez-Vidal, F., Lira-Herrera, H., Sarychikhina, O. 2009. Near-fault strong Ground motions recorded during the Morelia normal-fault earthquakes of May 2006 in Mexicali Valley, BC. Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(3), 1538-1551. doi:10.1785/0120080256
- Munk, W.H., McDonald, G.J.F. 1960. The rotation of the earth: a geophysical discussion. Cambridge University Press, London. 323 pp. *Geological Magazine*, 98(4), 352-352. doi:10.1017/S0016756800060726
- Munk, W. H., Cartwright, D.E. 1966. Tidal spectroscopy and prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A. mathematical and physical sciences*. 259(II05), 533-581. doi:10.1098/rsta.1966.0024
- Narasimhan, T.N., Kanehiro, B.Y., Witherspoon, P.A. 1984. Interpretation of Earth tide response of three deep, confined aquifers. *Journal of Geophysical Research*, 89(B3), 1913-1924. doi:10.1029/JB089iB03p01913
- Nava, F.A., Brune, J.N. 1982. An Earthquake-explosion reversed refraction line in the Peninsular Ranges of southern California and Baja California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(4), 1195-1206.
- Patzek, 2005. Biot theory (almost) for dummies. En: Seminar at the University of Houston, Houston, December 5, 2005. 32 .pp.
- Rahi, K.A. 2010. Estimating the hydraulic parameters of the Arbuckle-Simpson aquifer by analysis of naturally-induced stresses. Ph.D. Dissertation, School of Geology, Oklahoma State University, Stillwater, Oklahoma. 168 pp.
- Rahi, K.A., Halihan, T. 2013. Identifying aquifer type in fractured rock aquifers using harmonic analysis. *Ground Water*, 50(1), 76-82. doi:10.1111/j.1745-6584.2012.00925.x
- Ramírez-Hernández, J., Huerta, G., Vázquez-González, R., Vega-Aguilar, R. 1989. Desarrollo de un simulador numérico del efecto de las infiltraciones de salmueras geotérmicas. Universidad Autónoma de Baja

- California. Informe Final. Contrato de Servicios No. 0882015, Comisión Federal de Electricidad, Mexicali, BC, México. 33 pp.
- Ramírez-Hernández, J., Sastre-Merlín, A., Carreón-Diazconti, C., Vega-Aguilar, M., Reyes-López, J.A., Sampedro, J.A. 1994. Determinación experimental de la ubicación y avance del frente salino dentro del acuífero superior en la zona del Campo Geotérmico de Cerro Prieto. Comisión Federal de Electricidad – Instituto de Ingeniería, Universidad Autónoma de Baja California. Reporte Interno.
- Ramírez-Ramos, E. E. 2013. Modelo de estructura de velocidades de corteza para el Sur del Valle de Mexicali, Baja California, México. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 115 pp.
- Rasmussen, T.C., Crawford, L.A. 1997. Identifying and removing barometric pressure effects in confined and unconfined aquifers. *Ground Water*, 35(3), 502-511. doi:10.1111/j.1745-6584.1997.tb00111.x
- Richardson, R.M. 1956. Tidal fluctuations of water level observed in wells in East Tennessee. *Transactions of the American Geophysical Union*, 37(4), 461-462. doi:10.1029/TR037i004p00461.
- Robinson, E.S., Bell, R.T. 1971. Tides in confined well-aquifer systems. *Journal of Geophysical Research*, 76(8), 1857-1869. doi:10.1029/JB076i008p01857
- Robinson, T.W. 1939. Earth-tides shown by fluctuations of water-levels in wells in New Mexico and Iowa. *Transactions of the American Geophysical Union*, 20(4), 656-666. doi:10.1029/TR020i004p00656.
- Rodríguez-Burgueño, J.E. 2017. Efectos hidrológicos de los flujos pulso y base en la zona riparia del Delta del Río Colorado. Tesis de Doctorado. Instituto de Ingeniería, Universidad Autónoma de Baja California. 101 pp.
- Rojstaczer, S. 1988a. Intermediate period response of water wells to crustal strain: Sensitivity and noise level. *Journal of Geophysical Research*, 93(B11), 13619-13634. doi:10.1029/JB093iB11p13619
- Rojstaczer, S. 1988b. Determination of fluid flow properties from the response of water levels in wells to atmospheric loading. *Water Resources Research*, 24(11), 1927-1938. doi:10.1029/WR024i011p01927
- Rojstaczer, S., Agnew, D.C. 1989. The influence of formation material properties on the response of water levels in wells to Earth tides and atmospheric loading. *Journal of Geophysical Research B*, 94(B9), 12403-12411. doi:10.1029/JB094iB09P12403
- Rojstaczer, S., Riley, F.S. 1990. Response of the water level in a well to earth tides and atmospheric loading under unconfined conditions. *Water Resources Research*, 26(8), 1803-1817. doi:10.1029/WR026i008p01803
- SARH, 1972. Estudio geohidrológico del Valle de Mexicali, B.C. y Mesa Arenosa de San Luis, Sonora. Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos. Estudio EI-68-67, Clave AS-14. Inédito.
- Sarychikhina, O., Glowacka, E., Gúzman, M., Suárez-Vidal, F. 2007. Modelación de la subsidencia en el campo geotérmico de Cerro Prieto, BC. *Geotermia Revista Mexicana de Geoenergía*, 20(2), 27-35.
- Sarychikhina, O., Glowacka, E., Mellors, R., Vázquez-González, R., Munguía, L., Guzmán, M. 2009. Surface displacement and groundwater level changes associated with the 24 May 2006 Mw 5.4 Morelia Fault

earthquake, Mexicali Valley, Baja California, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(4), 2180-2189. doi:10.1785/0120080228

- Sarychikhina, O. 2010. Distribución espacial y temporal de deformaciones del terreno en el Valle de Mexicali, en el contexto de procesos tectónicos, antropogénicos y sísmicos. Tesis de Doctorado. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California. 135 pp.
- Seed, H.B., Idriss, I.M. 1971. Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential. *Journal of Soil Mechanics and Foundations Division*, 97, 1249-1273.
- Shelley, E. O., Mussio, V., Rodríguez, M., Acosta-Chang, J.G. 2015. Evaluation of soil liquefaction from Surface analysis. *Geofísica Internacional*, 54(1), 95-109. doi: 10.1016/J.GI.2015.04.005
- Skempton, A.W. 1954. The pore pressure coefficients A and B. *Géotechnique*, 4(4), 143-147. doi:10.1680/geot.1954.4.4.143
- Solinst. 2011. Levellogger series, user guide. Solinst LTD, Canada: 72 pp.
- Spelz-Madero, R.M., Fletcher, J.M., Lewis, O., Caffee, M.W. 2008. Quaternary alluvial-fan development, climate and morphologic dating of fault scarps in Laguna Salada, Baja California, Mexico. *Geomorphology*, 102 (3-4), 578-594. doi:10.1016/j.geomorph.2008.06.001
- Stock, J.M., Martín-Barajas, A., Suárez-Vidal, F., Miller, M.M. 1991. Miocene to Holocene extensional tectonics and volcanic stratigraphy of NE Baja California, Mexico. En Walawender, M. J., y Hanan, B. (Eds.). *Geological excursions in southern California and Mexico*. San Diego, California State University, Department of Geological Sciences.
- Suárez-Vidal, F. Munguía-Orozco, L., González-Escobar, M, González-García, J., Glowacka, E. 2007. Surface rupture of the Morelia Fault near the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexicali, Baja California, Mexico, during the Mw 5.40 earthquake of 24 May 2006. *Seismological Research Letters*, 78(3), 394-399. doi:10.1785/gssrl.78.3.394
- Suárez-Vidal, F., Mendoza-Borunda, R., Nafarrete-Zamarripa, L.M., Ramírez, J., Glowacka, E. 2008. Shape and dimensions of the Cerro Prieto pull-apart basin, Mexicali, Baja California, Mexico, based on the regional seismic record and surface structures. *International Geology Review*, 50, 636-649. doi:10.2747/0020-6814.50.7.636
- Sylvester, A.G. 1979. Earthquake damage in Imperial Valley, California May 18, 1940, as reported by T.A. Clark. *Bulletin of the Seismological Association of America*, 69(2), 547-568.
- Terzaghi, K. 1925. Settlement and consolidation of clay. *Engineering News-Record*, 95, 874-878.
- Theis, C.V. 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *Transactions of the American Geophysical Union*, 16(2), 519-524. doi:10.1029/TR016i002p00519
- Theis, C.V. 1939. Earth tides as shown by fluctuations of water level in artesian wells in New Mexico. *Union of Geodesy and Geophysics*, Washington, D.C. US-Geological Survey open file report, 10 pp.
- Todd, D. K. 1959. Ground water hydrology. Chapman & Hall, London. 156 pp. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 87(371), 122. doi:10.1002/qj.49708737126

- Toll, N.J., Rasmussen, T.C. 2007. Removal of barometric pressure effects and earth tides from observed water levels. *Ground Water*, 45(1), 101-105. doi:10.1111/j.1745-6584.2006.00254.x
- Ulrich, F.P. 1941. The Imperial Valley earthquake of 1940. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 31(1), 13-32.
- Van der Kamp, G., Gale, J.E. 1983. Theory of earth tide and barometric effects in porous formations with compressible grains. *Water Resources Research*, 19(2), 538-544. doi:10.1029/WR019i002p00538
- Vázquez-González, R., Ramírez-Hernández, J., Martín-Barajas, A., Carreón-Díazconti, C., García-Cueto, O.R., Miranda-Reyes, F., Vázquez-Hernández, F., Benítez-Pérez, H., Espinoza-García, S. 1998. Estudio geohidrológico del Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Mexicali, B.C. CICESE-CFE, Contrato No. RCGP-CLS-002/97.
- Vázquez-González, R. 1999. Condiciones geohidrológicas del acuífero somero en la zona del Campo Geotérmico de Cerro Prieto. *Geotermia Revista Mexicana de Geoenergía*, 15(1), 11-18.
- Vázquez-González, R. 2002. Estimación continua cuasi-analítica de parámetros geohidrológicos. Tesis de Doctorado. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 152 pp.
- Wang, C.Y., Manga, M. 2009. Liquefaction. En: *Earthquakes and Water*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. pp. 7-29. doi:10.1007/978-3-642-00810-8
- Wang, H.F. 2000. *Theory of linear poroelasticity with application to geomechanics*. Princeton Series in Geophysics, Princeton University Press, Princeton, New Jersey. 304 pp.
- Weeks, E.P. 1979. Barometric fluctuations in wells tapping deep unconfined aquifers. *Water Resources Research*, 15(5), 1167-1176. doi:10.1029/WR015i005p01167
- Yamamuro, J.A., Lade, P.V. 1998. Steady state concepts and static liquefaction of silty sands. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 124(9), 868-877. doi:10.1061/(ASCE)1090-0241(1998)124:9(868).
- Youd, T.L., Idriss, I.M., Andrus, R.D., Arango, I., Castro, G., Christian, J.T., Dobry, R., Liam-Finn, W.D., Harder, L.F., Hynes, M.E., Ishihara, K., Koester, J.P., Liao, S.C., Marcuson, W.F., Martin, G.R., Mitchell, J.K., Moriwaki, Y., Power, M.S., Robertson, P.K., Seed, R.B., Stokoe, K.H. 2001. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 127(10), 817-833. doi:10.1061/(ASCE)1090-0241(2001)127:10(817)
- Young, A. 1913. Tidal phenomena at inland boreholes near Cradock. *Transactions of the Royal Society of South Africa*, 31(1), 61-106. doi:10.1080/00359191309519681
- Zelwer, R., Granell, R.B. 1982. Correlation between precision gravity and subsidence measurements at Cerro Prieto. En: *Cerro Prieto Geothermal Field Symposium, 4th edition*. Guadalajara, México 1982. Lawrence Berkeley Laboratory LBL-14894, 22pp.
- Zhu, T. 2016. Geophysical properties of materials. Consultado el 26 de marzo de 2018, de: <http://www.jsge.utexas.edu/tyzhu/resources/>

Anexos

Anexo A: Métodos para estimar la eficiencia barométrica mediante regresión lineal de los datos correspondientes a variaciones del nivel del agua y presión barométrica.

Jacob (1940) introdujo el término eficiencia barométrica (BE) como un índice de la elasticidad de un medio acuífero, con base en la determinación de la porosidad y el coeficiente de almacenamiento en función del análisis de los efectos barométricos y de las mareas terrestres:

$$BE = \frac{\rho g \Delta h}{\Delta b} \quad (A1)$$

Donde ρ corresponde a la densidad del agua; g representa la aceleración gravitacional; Δh es la variación de la carga hidráulica; y Δb es el cambio en la presión barométrica expresado en unidades de longitud de columna de agua equivalente.

Clark (1967) sugirió un método para estimar el valor de la eficiencia barométrica con base en las fluctuaciones aperiódicas de la presión atmosférica asociadas al movimiento de grandes masas de aire. El método propuesto por Clark (1967), emplea observaciones de las fluctuaciones de la presión barométrica (Δb) y de la carga hidráulica (Δh), registrados a intervalos constantes de medición. Este método asigna un signo positivo a los incrementos de presión barométrica y carga hidráulica. La formulación involucra el cálculo simultáneo de dos sumas acumuladas ($\sum \Delta h$) y ($\sum \Delta b$), de acuerdo a las siguientes reglas:

- Cuando Δb es igual a cero, rechazar el correspondiente valor de Δh en la suma $\sum \Delta h$.
- Cuando Δb y Δh presentan signos contrario, se adiciona el valor absoluto de Δh en la suma $\sum \Delta h$.
- Cuando Δb y Δh presentan signos iguales, se sustrae el valor absoluto de Δh en la suma $\sum \Delta h$.
- La suma de los valores absolutos de Δb corresponde a $\sum \Delta b$.

El valor de eficiencia barométrica corresponde a la pendiente de la recta de mejor ajuste obtenida utilizando técnicas de regresión lineal a los valores acumulados de carga hidráulica y presión barométrica graficados de acuerdo a la siguiente expresión:

$$BE = \frac{\sum \Delta h}{\sum \Delta b} \quad (A2)$$

El procedimiento de cálculo se representa a continuación:

$$\Delta b_i = b_i - b_{i-1} \quad (A3)$$

$$\Delta h_i = h_i - h_{i-1} \quad (A4)$$

$$index = \Delta b_i \cdot \Delta h_i \quad (A5)$$

$$S_h^i = S_h^{i-1} - |\Delta h_i|; \text{ si } index > 0 \quad (A6)$$

$$S_h^i = S_h^{i-1} + |\Delta h_i|; \text{ si } index < 0 \quad (A7)$$

$$S_h^i = S_h^{i-1}; \text{ si } index = 0 \quad (A8)$$

$$S_b^i = S_b^{i-1} + |\Delta h_i| \quad (A9)$$

Davis y Rasmussen (1993) en un estudio comparativo, concluyeron que el método definido por Clark (1967) provee de una estimación consistente e insesgada del valor de eficiencia barométrica sólo cuando los incrementos y decrementos son igualmente distribuidos; indicando además, que esta conclusión es válida para la tendencia lineal y no lineal que puede presentarse dentro de los datos de presión atmosférica. Sin embargo, cuando la distribución de cambios positivos y negativos de la presión difiere, se sugiere el uso de una técnica recursiva como la desarrollada posteriormente por Toll y Rasmussen (2007).

Problemas para la determinación de la eficiencia barométrica utilizando el método de Clark han sido discutidos por Hsieh *et al.* (1987); Merrit (2004). Marine (1975) obtuvo valores de porosidad mayores al 100%, atribuyendo estos valores irreales, a la sobreestimación de la eficiencia barométrica particularmente en pozos donde las variaciones del nivel del agua son resultado de la marea de la Tierra sólida principalmente.

Rahi (2010) propuso un método alternativo que minimiza la influencia de la marea de la Tierra sólida en la determinación del efecto barométrico. La formulación involucra el cálculo simultáneo de dos sumas acumuladas ($\sum \Delta h$) y ($\sum \Delta b$), de acuerdo a las siguientes reglas:

- Cuando Δb y Δh presentan signos opuestos, y el valor absoluto de Δh es menor al valor absoluto de Δb , se adiciona el valor absoluto de Δh a la suma $\sum \Delta h$ y el valor absoluto de Δb a la suma $\sum \Delta b$.
- De otra manera, Δh y Δb no son adicionados a la suma correspondiente.

El valor de eficiencia barométrica corresponde a la pendiente de la recta de mejor ajuste obtenida utilizando técnicas de regresión lineal entre los valores acumulados de carga hidráulica y presión barométrica graficados como define la expresión A2.

El procedimiento de cálculo se representa a continuación:

$$\Delta b_i = b_i - b_{i-1} \quad (\text{A10})$$

$$\Delta h_i = h_i - h_{i-1} \quad (\text{A11})$$

$$index = \Delta b_i \cdot \Delta h_i \quad (\text{A12})$$

$$S_h^i = S_h^{i-1} + |\Delta h_i|; \text{ si } index < 0; \text{ y } |\Delta h| < |\Delta b| \quad (\text{A13})$$

$$S_h^i = S_h^{i-1}; \text{ en cualquier otro caso} \quad (\text{A14})$$

$$S_b^i = S_b^{i-1} + |\Delta b_i|; \text{ si } index < 0; \text{ y } |\Delta h| < |\Delta b| \quad (\text{A15})$$

$$S_b^i = S_b^{i-1}; \text{ en cualquier otro caso} \quad (\text{A16})$$

Este método presenta la ventaja de someter al valor del incremento de carga hidráulica a dos pruebas previo a ser adicionado a la correspondiente suma acumulada. La primera prueba comprara el signo de la variación de carga hidráulica con el signo del cambio de presión barométrica, para después evaluar la magnitud de la variación de la carga hidráulica, restringiendo que sea menor a la variación de presión atmosférica registrada, de esta manera se asegura que la variación de la carga hidráulica no sea amplificada como resultado de la acción de la marea de la Tierra sólida.

Anexo B: Estimación de coeficientes para determinar amplitud y fase en las frecuencias exactas de las componentes armónicas de la marea de la Tierra sólida.

Un método alternativo al análisis de Fourier para determinar las amplitudes y fases de las componentes armónicas de una serie de tiempo corresponde a la minimización del error cuadrático de los datos observados y un modelo definido por la suma de funciones seno y coseno con frecuencias determinadas, correspondiendo el vector incógnita a resolver el vector compuesto por los coeficientes que definen las amplitudes y fases del modelo.

Con el objetivo de determinar las amplitudes y fases de las componentes armónicas de la marea de la Tierra sólida que inducen variaciones del nivel del agua subterránea, se planteó la función objetivo que correspondió a la minimización del error cuadrático medio entre los datos observados de variaciones del nivel del agua x_i y un modelo compuesto por funciones armónicas senos y cosenos capaz de estimar las observaciones xe_i y que puede ser escrito de la siguiente forma:

$$scr = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left[x_i - \frac{a_0}{2} - \sum_{k=1}^N (a_k \cos(\omega_k t_i) + b_k \sin(\omega_k t_i)) \right]^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [x_i - xe_i]^2 \quad (B1)$$

El modelo que estima los datos observados para cada tiempo t_i puede escribirse de la forma siguiente:

$$xe(t_i) = \sum_{i=1}^n \frac{a_0}{2} - \sum_{k=1}^N (a_k \cos(\omega_k t_i) + b_k \sin(\omega_k t_i)) \quad (B2)$$

El anterior modelo corresponde a la representación compacta de un sistema de ecuaciones lineales. El término a_0 representa al valor constante promedio de la serie de tiempo. Mientras que los coeficientes a_k y b_k son utilizados para determinar las amplitudes y fases de cada una de las componentes armónicas. Debido a que son sólo cinco las componentes armónicas las responsables del 95% de la variabilidad de la marea de la Tierra sólida y de importancia en estudios geohidrológicos ($k = 1, \dots, 5$); el sistema de ecuaciones lineales puede representarse en forma matricial con dimensiones de n renglones y $2k + 1$ columnas ($EC_{n \times 2k+1}$) de la siguiente forma:

$$EC = \begin{pmatrix} \frac{1}{2} & \cos(2\pi f_1 t_1) & \cdots & \cos(2\pi f_5 t_1) & \sin(2\pi f_1 t_1) & \cdots & \sin(2\pi f_5 t_1) \\ \frac{1}{2} & \cos(2\pi f_1 t_2) & \cdots & \cos(2\pi f_5 t_2) & \sin(2\pi f_1 t_2) & \cdots & \sin(2\pi f_5 t_2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{1}{2} & \cos(2\pi f_1 t_n) & \cdots & \cos(2\pi f_5 t_n) & \sin(2\pi f_1 t_n) & \cdots & \sin(2\pi f_5 t_n) \end{pmatrix}_{n \times 2k+1} \quad (B3)$$

Con base en lo anterior, el modelo que predice los datos observados estará dado por:

$$xe(t_i) = \begin{pmatrix} \frac{1}{2} & \cos(2\pi f_1 t_1) & \cdots & \cos(2\pi f_5 t_1) & \sin(2\pi f_1 t_1) & \cdots & \sin(2\pi f_5 t_1) \\ \frac{1}{2} & \cos(2\pi f_1 t_2) & \cdots & \cos(2\pi f_5 t_2) & \sin(2\pi f_1 t_2) & \cdots & \sin(2\pi f_5 t_2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{1}{2} & \cos(2\pi f_1 t_n) & \cdots & \cos(2\pi f_5 t_n) & \sin(2\pi f_1 t_n) & \cdots & \sin(2\pi f_5 t_n) \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \vdots \\ a_5 \\ b_1 \\ \vdots \\ b_5 \end{pmatrix} \quad (B4)$$

De tal forma que los coeficientes que determinan las amplitudes y fases en las frecuencias exactas de las componentes armónicas de la marea de la Tierra sólida estarán dados por:

$$\begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \vdots \\ a_5 \\ b_1 \\ \vdots \\ b_5 \end{pmatrix} = (EC^T \cdot EC)^{-1} \cdot (EC^T \cdot x_i) \quad (B5)$$

El anterior esquema de análisis numérico es aplicado a los registros de variación del nivel del agua subterránea y deformación horizontal; con base en las amplitudes y ángulos de fase determinadas para cada componente armónico se calcula la sensibilidad a la marea utilizando la ecuación 11.