

Investigaciones Geográficas (Mx)
ISSN: 0188-4611
edito@igg.unam.mx
Instituto de Geografía
México

Huízar Álvarez, Rafael; Carrillo Rivera, J. Joel; Juárez, Faustino
Fluoruro en el agua subterránea: niveles, origen y control natural en la región de
Tenextepango, Morelos, México
Investigaciones Geográficas (Mx), núm. 90, 2016, pp. 40-58
Instituto de Geografía
Distrito Federal, México

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=56946869005>

- ▶ Cómo citar el artículo
- ▶ Número completo
- ▶ Más información del artículo
- ▶ Página de la revista en redalyc.org

Fluoruro en el agua subterránea: niveles, origen y control natural en la región de Tenextepango, Morelos, México

Recibido: 24 de noviembre de 2014. Aceptado en versión final: 28 de agosto de 2015.
Versión en línea (pre-print): 21 de octubre de 2015.

Rafael Huízar Álvarez*

J. Joel Carrillo Rivera**

Faustino Juárez***

Resumen. El agua subterránea que consume la población en la región de Tenextepango, Morelos, contiene fluoruro en concentración que varía de 0.5 a 1.9 mg/L, causando problema de fluorosis dental a la población. El objetivo de este trabajo es conocer los niveles de fluoruro en el agua subterránea, su distribución y su procedencia en la región de Tenexpenango, Morelos, México. Para esto se elaboró el modelo hidrogeológico soportado con análisis químicos del agua obtenida en 17 pozos y cinco manantiales; el pH, alcalinidad, CE y temperatura del agua se registraron en campo. La concentración de cationes, aniones y elementos traza se determinó por ICP-MS. Los resultados indican que la concentración de fluoruro, y temperatura del agua subterránea, son mayores en los pozos que extraen agua sin interrupción y menor en aquéllos que bombean solo nueve horas-día. La variación de estos parámetros sugiere que los

primeros extraen agua de un flujo con mayor profundidad de recorrido con respecto al agua de otros pozos, indicando que el incremento en el tiempo de extracción induce un flujo vertical de agua (ascendente) permitiendo que en tales pozos se descargue un sistema de flujo más profundo, cuyo contenido de fluoruro y valor de temperatura son sensiblemente mayores al resto de los demás pozos. Como conclusión, la fuente del fluoruro al agua subterránea en esta región está en las rocas que conforman del relieve que rodea la planicie y principalmente en aquel ubicado fuera de la planicie hacia el noreste (Sierra Nevada). El fluoruro es liberado al agua subterránea por el proceso del intemperismo químico de rocas ígneas intermedias y félasicas.

Palabras clave: agua subterránea, fluoruro, fluorosis, flujo vertical, calidad del agua.

* Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica, Ciudad Universitaria, 04510, Coyoacán, México. E-mail: huizar@unam.mx, tolson@unam.mx

** Departamento de Geografía Física, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica, Ciudad Universitaria, 04510, Coyoacán, México. E-mail: joeljcr@igg.unam.mx

*** Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica, Ciudad Universitaria, 04510, Coyoacán, México. E-mail: tino@geofisica.unam.mx

Cómo citar:

Huízar Á., R., J. J. Carrillo R. y F. Juárez (2016), “Fluoruro en el agua subterránea: niveles, origen y control natural en la región de Tenextepango, Morelos, México”, *Investigaciones Geográficas, Boletín*, núm. 90, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 40-58, dx.doi.org/10.14350/rig.47374.

Fluoride in groundwater: levels, origin and natural control at the Tenextepango region, Morelos, Mexico

Abstract. Fluoride in drinking water has been a major concern in many parts of the world as it diminishes the acceptable good quality of groundwater sources. In Mexico this health hazard has been mainly identified along the Sierra Madre Occidental (of felsic nature) and neighbouring territory. Little concern has been given in other parts of the country, as in the State of Morelos in which groundwater is considered by the Ministry of Health fluoride-free. The water supply to the population in the quantity and quality required for human consumption is a public policy issue in Mexico; fluoride (F-) natural content in groundwater varies from 0.001 to 25 mg/L. The highest concentrations are reported in studies carried out in the central, northern, north-western, and areas in the north-eastern part of the country, where a high rate of dental and skeletal fluorosis has been reported. In the southern part of the country, there are very few studies on fluoride; however, there are cases of dental fluorosis, reported in some communities.

This study was carried out in the Tenextepango region in the state of Morelos, located just to the south of Mexico City. Groundwater consumed by the population in this region has a fluoride concentration from 0.5 to 1.9 mg/ L, causing a dental fluorosis condition; infants up to 7 years of age and senior citizens being the most vulnerable. Localities with the highest presence of fluorosis are: Tenextepango, La Longaniza, El Salitre and Xalostoc, where dental fluorosis occurs with a concentration of 0.9 mg/L of fluoride, only.

The aim of this work was to define fluoride levels in groundwater, their distribution in the region of Tenexpenango, its origin, as well as to document its presence and control in the water through the concept of the groundwater flow systems. The hydrogeological conceptual model was established with information on the geological context, water-level monitoring in boreholes, and chemical analyses. Analytical information was obtained from groundwater samples collected on a plain (17 boreholes and five springs) where field (pH, alkalinity, EC and water temperature) parameters were measured at borehole-head. Major cations and anions, as well as trace element content were determined by ICP-MS. These physicochemical data were useful in deducing hydrogeochemical processes, a possible chemical stratification of the water and to comparatively derive the depth travelled by water within the geological environment of reference.

Results suggest that fluoride concentration and groundwater temperature are higher in boreholes pumping continuously, and lower in boreholes tapping water only nine hours a day. This response proposes former boreholes to be inducing up-coning of deeper groundwater flows of regional nature Any scheme proposing an increase in water extraction (either in time or in quantity) is to enhance vertical ascending flow to reach the production level permitting such boreholes to capture deeper and warmer regional flow systems with higher fluoride content than that in other boreholes tapping in an intermittent basis.

This hydrodynamic result of extraction time as a continuous decrease in the piezometric surface, is also showing

as a decrease of the hydraulic head in the vertical direction just below the extraction level of the borehole, resulting in a deep water ascending flow, whose fluoride content is higher than in the cooler system above (shallow local flow). Also, the calcium content in the warm groundwater is lower than in the cool one, and vice versa. Also a high fluoride concentration corresponds with a high sodium content supporting evidence of a large flow path and long travelling time. Due to affinity of fluoride to calcium in water these ions bind to form fluorite mineral, which precipitates.

Regarding fluoride origin in groundwater, it is meant to be released from rocks of rhyolitic nature primarily by the chemical weathering through hydrolysis processes. The resulting dissolution is from minerals containing fluoride as albite, biotite, amphibole, phlogopite and fluorite, which are widely present in the felsic igneous rocks in the area; once in the groundwater, fluoride will move through hydrodynamic dispersion.

It was concluded that the origin of fluoride in groundwater in this region is result of chemical processes enhanced by travelling time and the high temperature on the regional flows generated beyond the surrounding plain, mainly through felsic rock formations located in the surrounding mountains at the northeast of the study area.

The temperature value and fluoride content in the extracted water in the area vary depending on the extraction time (ie, the longer and/or higher extraction rate). The increase of these parameters show that a continue extraction induces the arrival of water from a deeper regional flow containing fluoride in a significant high content as compared to the shallow water. The control of water extraction with low fluoride content requires conducting control tests on the boreholes allowing to improve the natural quality of the extracted water, allowing a reduction of the fluoride content by setting fluoride vs. temperature at different time intervals after extraction started; and fluoride vs. extraction rate. It becomes important to test different extraction rates (produce different hydraulic gradients in the extraction borehole) to define the extraction rate (or extraction time) with the least fluoride content possible to achieve a fluoride control. The understanding of the groundwater functioning under extraction may avoid additional side-effects of fluoride induction. This could take advantage of the natural system without installing unnecessary and high cost treatment plants which would require costly maintenance, and specialized personnel, which, however, will produce a hazardous sludge that need to be properly managed to avoid additional health risks. It was found advisable that the inhabitants of this region decrease by natural means the fluoride inflow from boreholes containing high fluoride, while a diet with high calcium content should be implemented.

Keywords: Groundwater, Fluoride, Fluorosis, Vertical ascending Flow, Water Quality.

INTRODUCCIÓN

Uno de los retos de una política pública eficiente en materia de agua a nivel mundial es lograr el abasto perenne de agua a la población y que tenga asimismo la calidad exigida para consumo humano. El consumo permanente de agua con una calidad no apta para la salud representa un riesgo de diversas enfermedades cutáneas, dentales, hepáticas y óseas, donde la aparición de cáncer es común (Russell y Elvove, 1951; Hamilton, 1982 y 1990; Kennedy, 1999; Karthikeyan y Shunmugasundarraj, 2000; UNICEF, 2002; Edmunds y Smedley, 2005; Stockholm International Water Institute, 2005; Ozsvath, 2009).

En consecuencia, el contenido de diversos elementos químicos disueltos en el agua no debe superar el límite óptimo permitido de ingesta para el organismo humano (Palmer y Wolfe, 2009); por ejemplo, el flúor (F^-) es un elemento importante para la salud humana que se obtiene en forma de fluoruro (F^-) principalmente a través del consumo de agua subterránea. Sin embargo, si el agua de ingesta tiene más de 1.2 mg/L de fluoruro, límite máximo recomendado por la OMS (2012), representa un riesgo para la salud.

En México, el contenido natural de F^- en el agua subterránea varía desde 0.001 mg/L hasta 25 mg/L, reportándose elevadas concentraciones principalmente en estados del centro, norte, noroeste y parte del noreste del país, donde se presentan zonas con alta prevalencia de fluorosis dental y esquelética (Cardona *et al.*, 1993; Loyola *et al.*, 1996; Díaz *et al.*, 1997; Del Río Herrera, 2001; Bonilla *et al.*, 2002; Juárez *et al.*, 2003; Hurtado y Gardea, 2004; Galicia *et al.*, 2009; Secretaría de Salud, 2004; Carrillo *et al.*, 2002, 2007 y 2008; Sánchez, 2007; Ortega, 2009; Varela *et al.*, 2013). Sin embargo, únicamente los últimos cuatro autores referidos han documentado la presencia de F^- en el agua bajo el contexto de entender su presencia usando el concepto de los sistemas de flujo de agua subterránea, metodología propuesta por Tóth (1962, 1963 y 2000). Sánchez (2007) reporta que rocas ígneas de composición ácida aportan mayor cantidad de F^- al agua subterránea con respecto a rocas de composición intermedia y básica.

Bailey (1977) sugiere que el F^- es un constituyente considerado como uno de los más volátiles y característico en las rocas ígneas de carácter félscico; en la corteza terrestre su concentración promedio es de 625 mg/L.

El F^- se encuentra siempre en el agua subterránea como molécula con una concentración muy variable. Los controles principales de concentración en las rocas son el tipo de diferenciación magmática, ya que si bien las rocas félscicas lo contienen, existen cuerpos de estas rocas que lo contienen en mayor concentración. Así, el tipo de minerales de origen, el tiempo de residencia del agua con la roca, la temperatura debido a la profundidad de circulación, y el pH, condicionan su concentración en el agua subterránea (Nordstrom y Jenne, 1977; Carrillo *et al.*, 2002). La fuerza iónica del F^- también influye en la solubilidad del mineral candidato a disolverse y en las reacciones de intercambio iónico (Apambire *et al.*, 1997). Los minerales que comúnmente aportan flúor son pocos, o moderadamente solubles y liberan F^- al agua lentamente (Nordstrom y Jenne, 1977; Gaus *et al.*, 2002; Ozsvath, 2009). Aunque la tasa de intemperización de las micas y anfíboles sea baja, el F^- es liberado de ellos desde su posición hidroxilo, lo que aumenta los niveles de F^- disuelto (Li *et al.*, 2003; Edmunds y Smedley, 2005; Chae *et al.*, 2007).

Entre los minerales más comunes que aportan F^- al agua subterránea están la fluorita CaF_2 , fluorapatito ($Ca_5(PO_4)_3F$), anfíboles, micas, criolita (Na_3AlF_6), villiaumita (NaF), topacio ($Al_2(SiO_4)F_2$), triofluorita, maladrita, y algunas arcillas, en donde el F^- sustituye al (OH^-) dentro de la estructura mineral (Hem, 1985; Apambire *et al.*, 1997; Rao, 2003; Cronin *et al.*, 2000; Bailey, 1980; Handa, 1975; Wenzel y Blum, 1992). Estos minerales son abundantes en algunas rocas ígneas, metamórficas y en los sedimentos derivados de la erosión de estas rocas. También el F^- puede formar complejos fuertes con aluminio, boro, berilo, hierro, uranio y vanadio.

Experimentalmente, Mysen y Virgo (1985) observaron que el F^- no forma puentes de oxígeno al agregarlo como $AlF_3\text{--}NaF$, para fundir SiO_2 , y que se encuentra en estrecha asociación con Al^{3+} y Na^+ , sin que alguno de éstos forme parte de la

red del silicato. Los complejos de AlF_3 también han sido reportados en masas de criolita fundida (Na_3AlF_6), (Gilbert *et al.*, 1975), algo similar sucede cuando se analizan masas fundidas de albita, jadeíta y nefelina.

Una ecuación que representa este equilibrio puede escribirse de la forma siguiente:



El F^- en el agua subterránea puede incrementarse hasta alcanzar niveles de saturación con respecto a la fluorita y precipitar, por ejemplo, cuando el agua está cercana al nivel de saturación y su temperatura disminuye (produce saturación). Una vez alcanzado el límite de solubilidad de la fluorita ($\text{Ca}^{2+} 2\text{F}^- \leftrightarrow \text{CaF}_2$), existirá una relación inversa entre concentración de Ca^{2+} con respecto al F^- , y positiva entre HCO_3^- y F^- . Esto indica, que sí en las rocas el contenido de Ca^{2+} es inferior al de Na^+ se favorece la solubilidad del F^- en agua subterránea (Handa, 1975; Robertson, 1986; Bardsen *et al.*, 1996; Gupta *et al.*, 1999; Kohut *et al.*, 2001; Earle y Krogh, 2004; Dhiman y Keshari, 2006; Chae *et al.*, 2007).

También se conoce que el flúor es un componente volátil muy importante en el magma, que propicia su incremento de agua; su solubilidad dentro del magma se asocia principalmente con cationes donde el Na^+ y K^+ influyen más que el Ca^{2+} y el Mg^{2+} (Martini, 1984). Gunnar *et al.* (2005) documentan que para un sistema de flujo en particular (local, intermedio o regional) la concentración de F^- se incrementa desde la zona de recarga alcanzando valores máximos en la zona de descarga. Además, también se observa una diferenciación de facies hidrogeoquímicas de CaHCO_3 a NaHCO_3 , respectivamente. Asimismo, se ha definido una relación entre contenido de F^- y tipo jerárquico del sistema de flujo de agua subterránea incrementándose en los sistemas regionales (con mayor tiempo de residencia y temperatura), (Huízar *et al.*, 2014; Carrillo *et al.*, 2002).

Por lo anterior, es importante destacar el papel del funcionamiento hidrogeológico en el conocimiento y evaluación de diferentes respuestas químicas del agua, en este caso del F^- , para entender su in-

cidencia en las fuentes de agua subterránea y cómo ésta afecta la salud de la población que la consume.

Es amplia la literatura que documenta las diferentes enfermedades derivadas del consumo de agua con un contenido variable de Cr, Pb, As, S, Hg, Ra, I, Cd y F, (Selinus *et al.*, 2005; Edmunds *et al.*, 2005). Esto indica lo importante que es realizar una mejor caracterización física y química del agua subterránea con base en la metodología de los sistemas de flujo de agua subterránea propuesta por Tóth (1962, 1963 y 2000), para conocer la trayectoria y procedencia de los iones disueltos y así decidir un mejor uso posible del agua y disminuir posibles daños a la salud de la población que la ingiere.

Considerando que la composición físico-química del agua subterránea es resultado de la interacción entre agua y la roca por donde fluye produciendo flujos de diferente jerarquía, el objetivo de este trabajo es utilizar la metodología de los sistemas de flujo (Tóth, 1962, 1963 y 2000) para conocer la procedencia, distribución y nivel del contenido de F^- en el agua subterránea en la región de Tenextepango, estableciendo los lugares donde su ingesta puede ser un riesgo para la salud de las personas, proponiendo alternativas al abasto de agua por medio del control natural del flujo que lo contenga.

LA REGIÓN EN ESTUDIO

La región de Tenextepango corresponde a una planicie cuya elevación promedio es 1 200 msnm, está rodeada de relieves que la sobresalen unos 300 m. Así, la topografía es ondulada, donde resaltan pequeñas colinas; el escurreimiento superficial fluye de noreste a suroeste (Figura 1). En 2010 había unos 46 500 habitantes en esta región, distribuidos en localidades urbanas y urbano-rurales (INEGI, 2010); en esta región, como en todo México, los grupos principalmente vulnerables a la ingesta de F^- son niños desde su nacimiento hasta los seis años, y gente de la tercera edad.

Contexto geológico

El marco geológico de referencia por donde circula el agua subterránea puede ser entendido en su

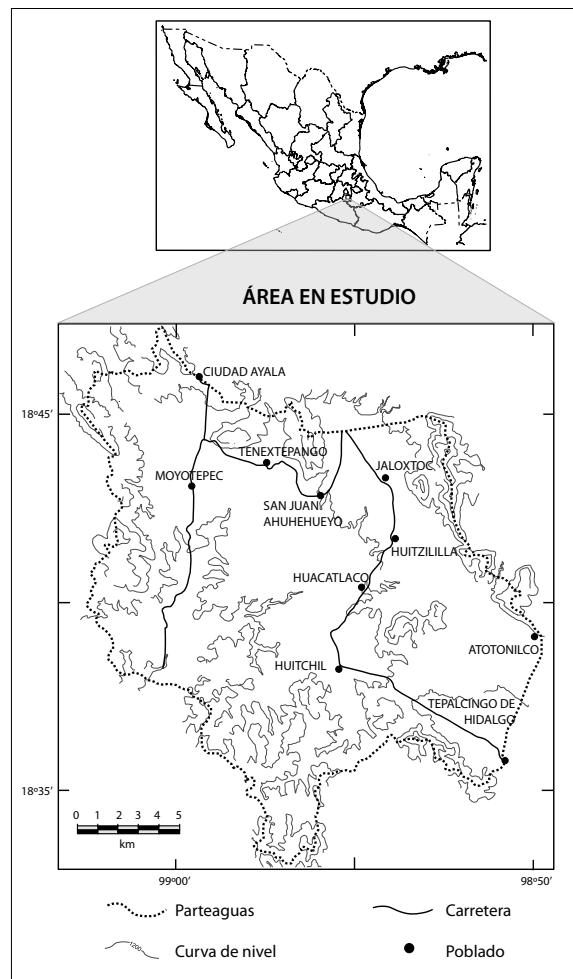


Figura 1. Localización del área en estudio.

situación volumétrica y posición secuencial de las unidades litoestratigráficas aflorantes (Figura 2); las cuales pueden ser descritas por su posición estratigráfica desde la más antigua representada por un complejo metamórfico (roca basamento), hasta la más moderna, de acuerdo con lo siguiente:

- Una sucesión de rocas caliza y dolomía en estratos de espesor mediano a grueso, que contienen nódulos de pedernal, fósiles (rudistas, pelecípodos y gasterópodos) que Fries (1960), llamó Formación Morelos, de edad Albiano Superior-Cenomaniano Inferior. Los afloramientos corresponden a núcleos de anticlinales dispuestos en orientación NW-SE, que afloran

en los sectores NW, W y E de la región de estudio, estos afloramientos se extienden fuera de ésta hacia el NW, SW y W. Su espesor medio es de 400 m.

- Sobre-yaciendo a la Formación Morelos está la Formación Cuautla, que consta de tres facies de caliza: *i*) caliza en estratos con espesor mediano a grueso, *ii*) caliza laminada en capas delgadas a medianas y *iii*) caliza clástica en estratos delgados (Fries, 1960; Hernández-Romano, 1999). Con base en microfósiles se ubicó a esta formación desde el Cenomaniano hasta el Santoniano. Estas rocas forman núcleos de anticlinales orientados de NW-SE, que afloran en los extremos NW, SW y W de la región de interés; se considera que tiene un espesor de 350 m.
- Las formaciones Morelos y Cuautla, subyacen en discordancia a depósitos clásticos continentales de edad Terciaria constituidos por grandes espesores de conglomerado calcáreo, volcánico, brecha volcánica, caliza lacustre, arena tobácea, limonita y arcilla que Fries (1960 y 1965) llamó Grupo Balsas; su espesor dentro de la región de interés con base en sondeos geofísicos se calcula en 400 m. Estos depósitos afloran en gran parte de la región de estudio, y fuera de ésta, con una extensión regional hacia el S, SW, W y N. Fries (1960) ubicó al Grupo Balsas del Eoceno Superior a Oligoceno Inferior.
- En el centro, E, S y SE de la región de estudio aflora una secuencia de ignimbrita, lava y brecha de composición riolítica y riodacítica, que en conjunto tiene unos 170 m de espesor y que Fries (1960 y 1965) llamó Formación Tlaica. Esta formación cubre parcialmente al Grupo Balsas y mediante edad radiométrica obtenido por Jaffe *et al.* (1959); Fries (1965) ubicó a esta formación en el Oligoceno Superior. Esta formación presenta alta densidad de fracturas con orientación preferencial NE-SW; NW-SE y E-W, fracturas que se reportan en las unidades subyacentes.
- Cubriendo discordantemente a la Formación Tlaica en el centro y sur de la planicie afloran rocas volcánicas intensamente fracturadas e

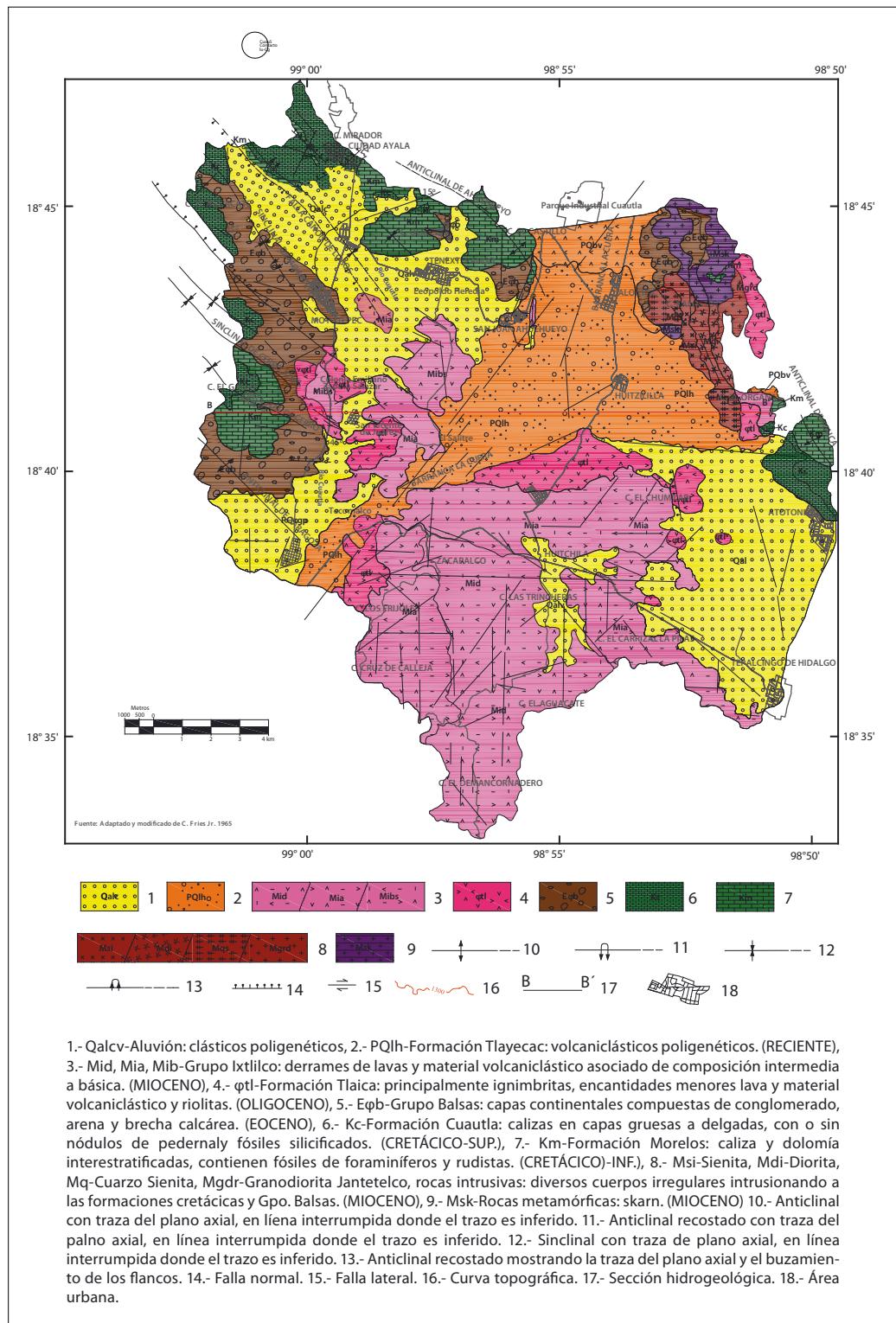


Figura 2. Mapa geológico de la región de Tenextepango, Morelos. Fuente: Varela (2011).

interestratificadas con capas volcano-clásticas no diferenciadas de composición química intermedia, las lavas difieren notablemente en textura. Fries (1960) nombró a estas rocas Grupo Ixtlilco, su edad es del Oligoceno Superior-Mioceno. Varela (2011), señala que en la región de interés la secuencia consta de derrames de basalto con hiperstena y olivino, andesita de hornblenda y augita y dacita con biotita. En conjunto tienen un espesor aproximado de 200 m, calculado por medio de sondeos geofísicos.

- La Formación Tlayecac (Fries, 1965) consta de depósitos volcánico clásticos (lahares, conglomerados, brecha volcánica, arena y limo), mezclados sin estratificación discernible, encontrándose algunos lentes de material fluvial. El espesor definido mediante sondeos geofísicos se ha estimado de unos 200 m. Esta formación se extiende hacia el N y NW de la región en estudio. La edad de esta Formación es del Pleistoceno y descansa discordantemente sobre el Grupo Ixtlilco, y la Formación Tlaica.
- Las rocas intrusivas están representadas por diques y troncos de diorita y granodiorita del Terciario Medio, que Fries (1960 y 1965) llamó tronco Xalostoc. Estas unidades afloran en el extremo oriente de la planicie. Varela (2011) cartografió además, intrusivos de cuarzo-sienita y sienita. La roca encojanante de estos intrusivos son las rocas calizas cuya aureola de metamorfismo formó un cuerpo metamórfico representado por *skarn*.
- Finalmente, el aluvión, constituido por depósitos fluviales (arcilla, limo, arena, conglomerado y bloques de hasta 1.5 m de diámetro), que se presentan en paquetes alternados con espesor variable y a menudo inter-digitados. En el N y NW de la planicie, el aluvión es predominantemente calcáreo, mientras que en el resto de la región en estudio es principalmente volcánico; el espesor estimado es de 100 m.

Agua subterránea

El contexto geológico antes descrito indica que las unidades acuíferas subyacentes en la región de Tenextepango están constituidas por dos tipos

de litología: el primero por material volcano-clástico, que está sobrepuerto con el segundo, que consiste de paquetes de roca dura.

Desde el punto de vista hidrogeológico, considerando la disposición estratigráfica vertical y horizontal de esos materiales, así como sus propiedades petrofísicas, se han clasificado en unidades inter-granulares y unidades de roca (dura) fracturada, que se describen a continuación.

i) Unidades inter-granulares, comprenden materiales vulcano-clásticos cuyo tamaño de grano varía desde lapilli hasta bloques de 2.0 m de diámetro. Estos clastos no están compactados excepto en algunos lugares, aunque sin cementación; poseen una porosidad de hasta 50%; forman estratos cuyo espesor varía desde 0.15 m hasta 20 m, es común encontrar fracturas. Las unidades inter-granulares se extienden fuera de la región estudiada, hacia el N, NE, E y S, mientras que hacia el W su extensión se interrumpe por presencia de las rocas carbonatadas que se muestran fisuradas.

La conductividad hidráulica de estos sedimentos, basada en la interpretación de pruebas de bombeo (pozos Tenextepango, Jaloxtoc, La Joya, Leopoldo Heredia y Paseos de Ayala 1) por el método de Cooper y Jacob (1946) varía de 1×10^{-3} a 5.8×10^{-4} m/s (Huízar *et al.*, 2014), asimismo, en estas unidades inter-granulares (aluvión, Formación Tlayecac, o del Grupo Balsas) se encuentran construidos los pozos que se usan para extraer el agua que consume la población de la región en estudio.

ii) Unidades fisuradas, formadas por las rocas caliza, volcánica extrusiva e intrusiva, y metamórfica que presentan alta densidad de fracturas de acuerdo con las tres siguientes familias de fracturas regionales NE-SW, NW-SE y E-W. Las fracturas tienen abertura de hasta 30 cm, haciendo posible la intercomunicación hidráulica dentro de estas rocas; asimismo, originan una importante conductividad hidráulica. Varela (2011) obtuvo el valor de 1.3×10^{-3} m/s para éste parámetro, en el pozo San Vicente, que está perforado en el Grupo Ixtlilco.

Con base en el contexto geológico, el modelo hidrogeológico de la región de interés está constituido de arriba hacia abajo por: *i*) una unidad de 300 m de espesor de material inter-granular integrada por sedimentos del aluvión, la Formación Tlayecac, y algunos afloramientos del Grupo Balsas; *ii*) una unidad fisurada de 250 m de espesor que agrupa las rocas (duras) de la Formación Tlaica y Grupo Ixtlilco; *iii*) la unidad inter-granular de 200 m de espesor que constituida por el Grupo Balsas; *iv*) una unidad fisurada de 700 m de espesores que incluye las rocas de las formaciones Morelos y Cuautla; y finalmente, *v*) todas estas formaciones yacen en un posible basamento de origen intrusivo y metamórfico (Figura 3).

Las propiedades petrofísicas de estos materiales, indican que su tipo de litología tiene importante porosidad, debido a la poca compactación y cementación, así como debido al intenso fracturamiento que presentan. Lo anterior, sugiere que las unidades fisuradas e inter-granulares estén conectadas hidráulicamente a través de fracturas, constituyendo un gran acuífero del tipo mixto (material clástico y roca dura fisurada), donde las condiciones hidrodinámicas están bajo la presión atmosférica son de acuífero libre (o no-confinado).

La configuración de las líneas equipotenciales (Figura 4), sugieren que el flujo subterráneo en el

plano horizontal fluye principalmente de NW a SW y de N a S; originando en el mismo plano un gradiente hidráulico de 0.024 ‰ desde los pozos Paseos de Ayala 1 y 2, hasta el pozo Chinameca 5 (Huízar *et al.*, 2014); también se observan pequeños conos de abatimiento en el sector N.

METODOLOGÍA

Inicialmente, con base en la consulta de literatura existente y el reconocimiento geológico de campo de las unidades litológicas aflorantes, se definió el contexto geológico que fue la base del modelo hidrogeológico conceptual. De esta manera, se documentan las rocas que forman la columna litoestratigráfica de la región, estableciéndose su distribución horizontal y vertical, las propiedades petrofísicas e hidráulicas de las rocas, así como las características físico-químicas del flujo de agua subterránea. En dos ocasiones se registró la elevación del nivel estático del agua subterránea; se colectaron 17 muestras de agua en pozos y cinco en manantiales para determinar el contenido de aniones, cationes y elementos traza (Figura 5; Tabla 1). Las muestras fueron filtradas con un filtro de celulosa de 0.45 µm, las muestras para cationes (y elementos traza) fueron aciduladas con HNO₃

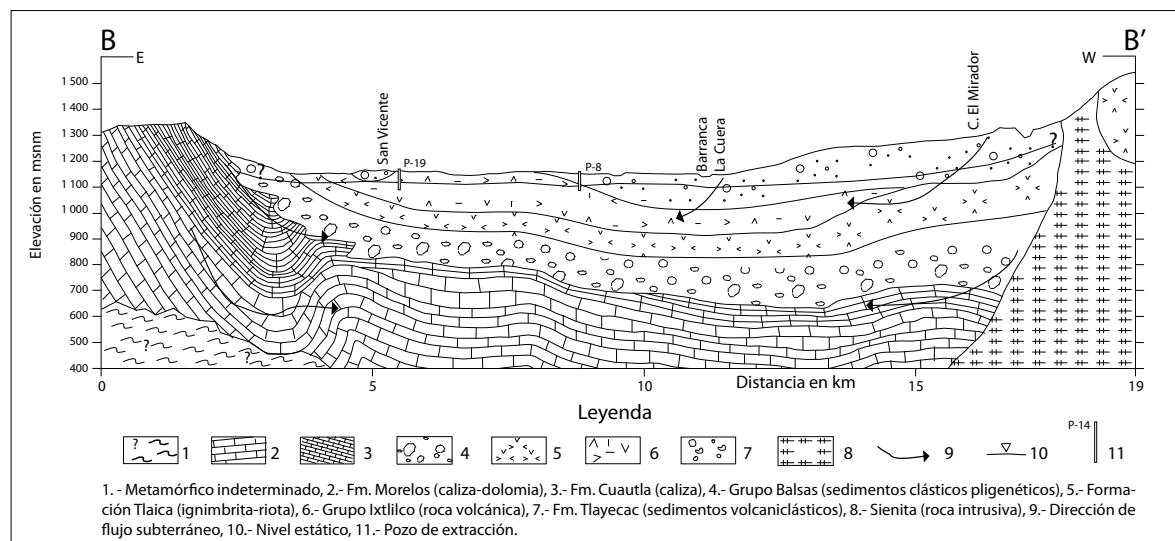


Figura 3. Sección hidrogeológica mostrando la disposición de los materiales en el subsuelo y dos de sus áreas de recarga.

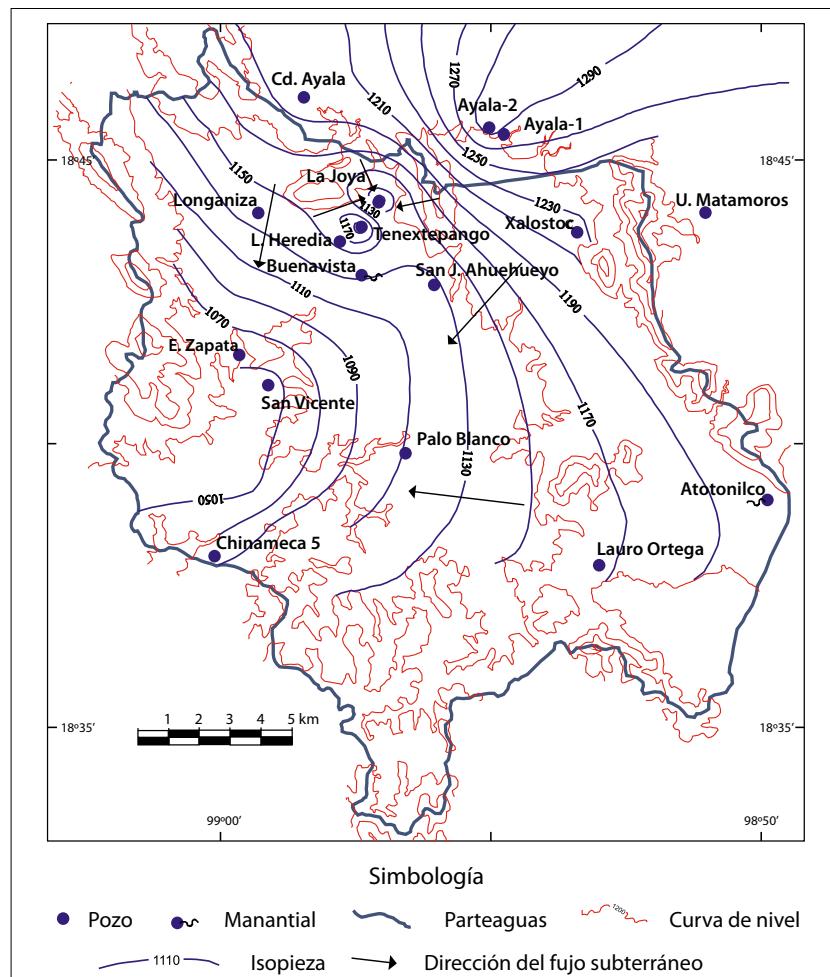


Figura 4. Configuración de la dirección del flujo subterráneo.

Fuente: Varela (2011).

(de alta pureza); durante la obtención de cada muestra de agua, usando una celda de aislamiento, se registró en campo el valor de la temperatura, pH y CE. El contenido de CO_3^{2-} y HCO_3^- se analizó *in situ* por el método de titulación de acuerdo al *Standard Methods for the Examination of Water and Waste Water*, APHA (1989). Los cationes, elementos traza, y aniones se determinaron mediante ICP-MS. El error analítico es aceptable para el 95% de las muestras (con <5%) encontrándose un error de 8 a 9% para tres de las muestras analizadas.

A partir de la interpretación de la información aquí generada se establecieron los territorios de procedencia del F⁻ y la variación espacial del contenido en el agua subterránea.

Es de destacar la importancia de registrar la temperatura, pH y conductividad eléctrica (EC) *in*

situ, ya que son parámetros cuyo valor permiten deducir procesos por el contenido mineral del agua, y la posible estratificación química de ésta y comparativamente derivar la profundidad de trayectoria recorrida por el agua, dentro del ambiente hidrogeológico de referencia.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Química del agua subterránea en la planicie de Tenextepango

La Tabla 1 muestra el contenido de los diferentes iones en el agua subterránea captada en la planicie y aunque la diferencia relativa entre las concentraciones es pequeña, es decisiva para poder clasificar dos facies hidroquímicas; una cálcica y otra sódica. La

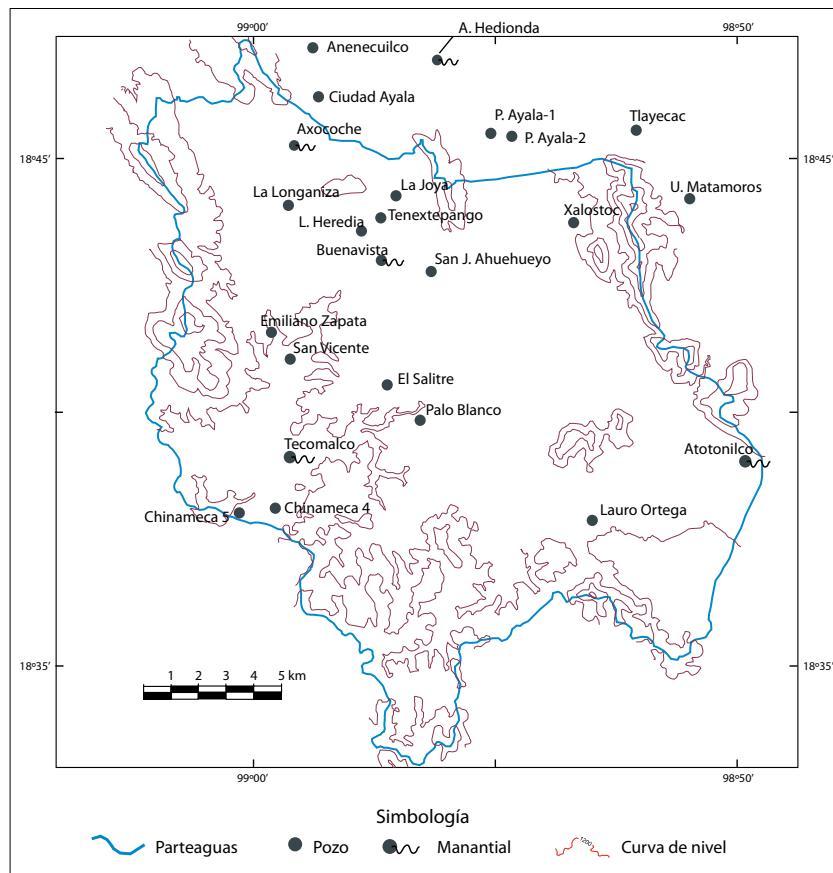


Figura 5. Ubicación de los sitios donde se obtuvieron muestras de agua para su análisis químico.

primera es cálcica-sódica-magnésica-bicarbonatada (Ca-Na-Mg-HCO_3) que comprende el 25% de las muestras, excepto una muestra que es cálcica-sódica-magnésica-sulfatada (Ca-Na-Mg-SO_4). La segunda es una facies sódica-cálcica-magnésica-bicarbonatada (Na-Ca-Mg-HCO_3) que agrupa el 75% de las muestras.

En el diagrama de Piper (1944), el diamante de cationes marca claramente la diferencia relativa de su contenido en las aguas sugiriendo que han viajado por rocas con diferente contenido mineral; mientras que los aniones sugieren que las aguas han viajado distancias comparativamente similares. Las muestras 1, 7, 9, 13, 18 y 22, que corresponden a la facies cálcica quedan situadas en la parte del diamante en la que Appelo y Postma (1993) sugieren intercambio iónico (Figura 6). Asimismo, los diagramas de Stiff (1951), también son muy similares (Figura 7), evidenciando la

relativa homogeneidad de la litología por donde el agua subterránea circula y su consecuencia en la composición química del agua que se extrae en los pozos. En efecto, esta mineralización del agua captada por los pozos es producida por reacciones entre ésta y materiales volcánicos de composición química intermedia-ácida y en parte por las rocas carbonatadas descritas.

En la Figura 6, los triángulos sugieren que el agua de estas muestras fluyen por material sedimentario resultado de la denudación de rocas presentes en partes altas; similarmente, el agua representada por rombos fluye por rocas volcánicas. El diagrama de aniones sugiere que las muestras provienen de flujos que han tenido recorridos identificables como de tipo intermedio y regional, mientras que el flujo local resulta menos evidente. Desde el punto de vista de los sistemas de flujo la concentración relativa de aniones en las muestras indica que todos

Tabla 1. Composición química del agua subterránea en la región de Tenextepango, Morelos

Muestra No.	Nombre sitio	°C	pH	Ca ²⁺ mg/L	Mg ²⁺ mg/L	Na ⁺ mg/L	K ⁺ mg/L	Cl ⁻ mg/L	HCO ₃ ⁻ mg/L	SO ₄ ²⁻ mg/L	NO ₃ ⁻ mg/L	F- mg/L
T-1	A. Hedionda M	25.80	6.50	421.241	127.923	296.792	16.148	74.466	890.075	948.790	77.513	1.30
T-2	Anenecuilco P	22.30	6.90	44.600	23.108	94.452	15.104	94.547	217.168	80.117	20.000	0.30
T-3	Atotonilco M	33.31	7.10	70.100	24.332	114.724	15.327	70.069	278.450	153.055	20.029	1.20
T-4	Axocoche M	22.43	7.80	78.980	12.461	77.094	32.158	54.625	238.353	138.589	6.542	0.63
T-5	Buenavista M	24.00	7.22	62.244	24.535	114.586	15.564	78.202	354.210	82.823	41.733	0.84
T-6	Chinameca 5 P	25.90	7.40	74.126	20.200	93.580	28.383	54.580	398.160	85.234	15.875	0.45
T-7	Chinameca 4 P	25.10	7.42	83.196	22.107	78.034	21.966	49.174	406.163	84.218	6.000	0.40
T-8	El Salitre P	26.10	7.30	76.500	35.100	126.793	14.557	71.599	405.000	135.721	35.036	0.98
T-9	E.Zapata P	23.10	7.13	101.019	23.732	69.034	19.480	60.290	364.381	110.760	28.277	0.20
T-10	Jaloxtoc P	25.30	7.01	75.140	27.402	107.520	32.244	53.945	430.487	91.304	52.212	0.75
T-11	La Joya P	25.13	7.02	69.212	22.989	130.961	26.889	71.199	487.880	73.178	9.984	1.09
T-12	La Longaniza P	23.63	7.28	74.148	25.200	125.040	35.812	91.991	401.250	51.550	5.023	0.71
T-13	Lauro Ortega P	25.60	7.26	65.560	20.217	47.506	10.503	41.787	280.264	19.532	35.278	0.50
T-14	Leopoldo Heredia P	24.80	7.35	66.491	26.982	133.976	30.779	83.854	460.000	80.588	48.802	1.05
T-15	Palo Blanco P	25.10	7.32	27.795	16.800	73.832	10.026	70.100	200.500	18.000	9.239	0.28
T-16	P. Ayala 2 P	26.18	7.43	68.857	18.240	128.018	24.789	56.027	298.888	63.461	93.015	1.50
T-17	P. Ayala 1 P	26.14	7.42	65.791	25.402	125.396	23.577	56.027	329.393	85.175	93.015	1.50
T-18	Sn. J. Ahuehuey P	24.90	7.71	85.690	32.120	77.430	22.066	80.473	328.010	100.310	68.769	0.60
T-19	San Vicente P	24.40	7.10	34.400	16.505	93.741	15.904	70.100	232.141	56.982	7.000	0.30
T-20	Tecomalco M	24.50	6.99	75.201	26.710	99.520	34.219	74.676	363.580	107.671	42.125	0.40
T-21	Tenextepango P	26.40	7.24	69.048	21.512	134.140	23.761	72.395	429.240	57.864	22.882	1.90
T-22	Tlayecac P	30.60	8.10	60.880	19.284	58.943	2.601	49.070	225.705	76.896	15.000	0.46

M = Manantial, P = Pozo.

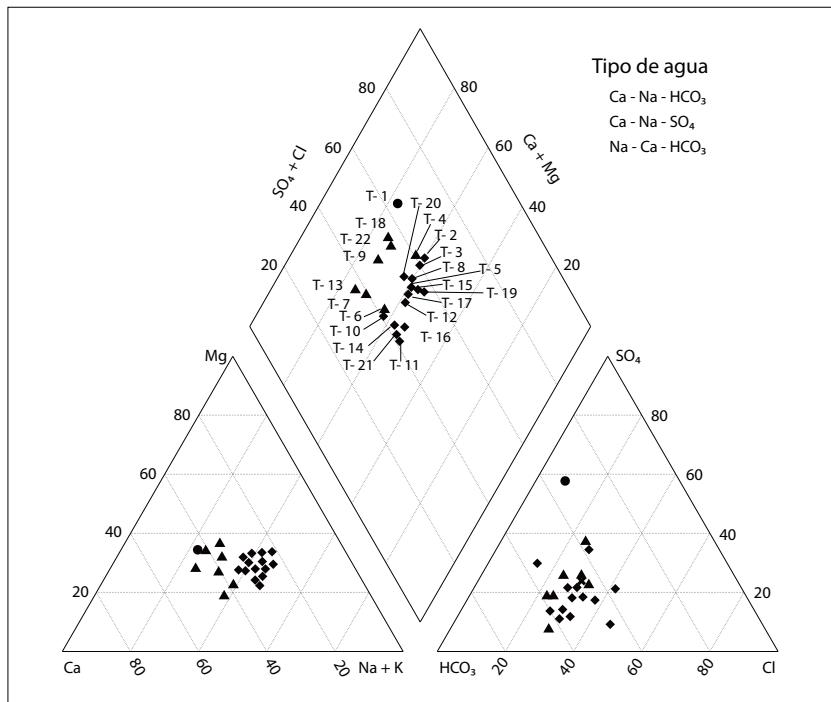


Figura 6. Ubicación del tipo de agua subterránea y facie hidroquímica en el diagrama de Piper.

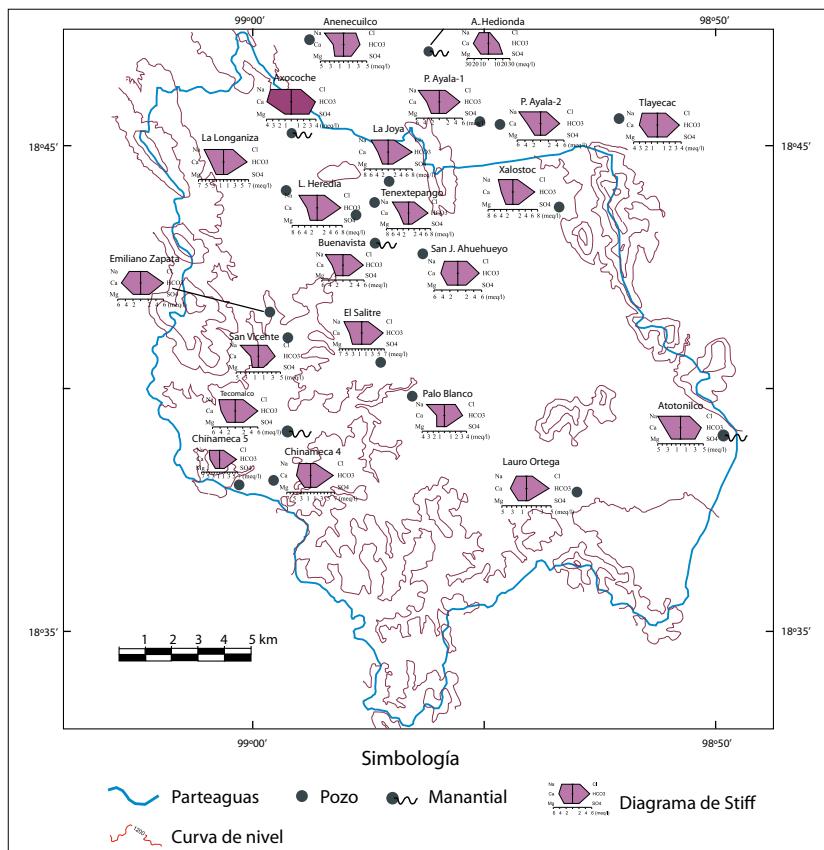


Figura 7. Representación de la composición química del agua subterránea a través del diagrama de Stiff.

los flujos han tenido una trayectoria relativamente larga, donde el contenido de $\text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^{-}$ en el manantial Agua Hedionda sugiere poseer el agua de mayor recorrido y haber circulado por caliza y dolomía de la Formación Morelos.

Fluoruro en el agua subterránea

Los análisis realizados para este estudio confirman los resultados obtenidos por Huízar *et al.* (2014), la Figura 8 muestra que el contenido de F^{-} decrece de NE a SW, en la dirección del flujo subterráneo en el plano horizontal (Figura 4) y, que en general en los sectores S y SW de la planicie, con excepción del pozo El Salitre y el manantial Atotonilco, el contenido de F^{-} es inferior a 0.80 mg/L. Cabe resaltar, que al comparar las líneas marcando el movimiento del agua en el plano horizontal con las isolíneas de concentración de F^{-} se interpreta que los valores altos están controlados por flujo

vertical, ya que en caso contrario, se podría postular que el contenido de F^{-} en agua tendría que ir aumentando en el sentido del flujo. Así, en contra a lo sugerido por la dirección de flujo, un mayor contenido de F^{-} se presenta en el N y NE de la región en estudio, en los pozos Paseos de Ayala 1 y 2, Tenextepango, Leopoldo Heredia, La Joya y el agua que descarga en el manantial Agua Hedionda, con 1.5, 1.9, 1.05, 1.09 y 1.30 mg/L de F^{-} respectivamente; su temperatura $> 25^{\circ}\text{C}$. El agua obtenida de los manantiales y pozos restantes tiene de 0.2 a 0.8 mg/L de F^{-} y en general su temperatura es $< 25^{\circ}\text{C}$ (Tabla 1). Es importante notar que los pozos Paseos de Ayala 1, 2, Tenextepango, Leopoldo Heredia y La Joya, operan de forma ininterrumpida, mientras que los demás pozos operan unas nueve hr/día. La relativa alta temperatura de estos pozos se considera evidencia de que un régimen de operación con un abatimiento continuo puede

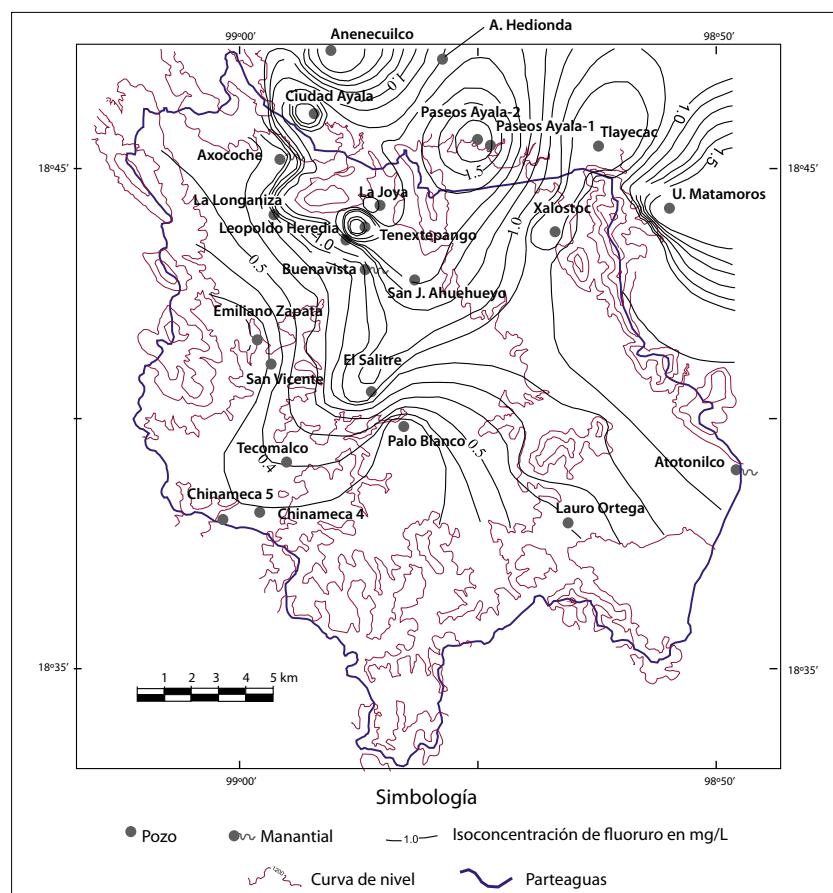


Figura 8. Variación espacial del contenido de fluoruro en el agua subterránea. Fuente: Varela (2011).

estar resultando en la inducción de agua de un flujo que tiene un recorrido más profundo reflejado también por una mayor salinidad.

En efecto, la temperatura del agua subterránea registrada en campo permite establecer dos intervalos: el primero de 20 a 25°C y el segundo de 25 a 30°C. Con base en esos intervalos de temperatura, y considerando criterios de Van-Lanen y Carrillo (1998); Carrillo *et al.*, (2002); Varela (2011); Tóth (2000), quienes sugieren la existencia de dos sistemas de flujo subterráneo; el primero de tipo local-intermedio, captado por flujo horizontal en los pozos que extraen agua solo algunas horas al día, y el segundo de tipo intermedio y regional, resultado de la inducción de flujos más profundos hacia la zona de producción de los pozos que extraen agua sin interrupción.

Al analizar conjuntamente la variación en la temperatura en el agua extraída, con el tiempo de bombeo en los pozos y la distribución espacial del contenido de F⁻ resultante, sugiere que los pozos Paseos de Ayala 1 y 2, Tenextepango, L. Heredia y La Joya, extraen agua de un flujo subterráneo más profundo con respecto al agua extraída por los pozos restantes. Situación similar se presenta en el agua que se descarga en los manantiales aquí analizados (Tabla 1), esto sugiere que el agua de descarga en dichos manantiales también se asocia a los sistemas de flujo antes mencionados. Esta hidrodinámica subterránea es resultado del tiempo de bombeo de los pozos ya que esto origina una disminución continua de la presión en la superficie piezométrica que induce el ascenso de flujos de agua profunda, en el cual su contenido de F⁻ es mayor que en los sistemas de flujo más fríos y someros (Carrillo *et al.*, 2002). Condiciones similares de flujo vertical ascendente como respuesta de inducción a la extracción han sido documentadas en otras regiones volcánicas de México por Carrillo *et al.* (1996, 2002), Ortega (2009); Huízar *et al.* (2004).

Este comportamiento hidrodinámico e hidrogeoquímico en la región estudiada es contrario a lo que usualmente se espera si se considera que el flujo de agua a un pozo solo ocurre en el plano horizontal, lo cual no explica la evolución geoquímica (*ie*, aumento de F⁻ en el agua extraída). Esto corrobora, por un lado, la presencia de componentes verticales

de flujo ascendente inducidos por nuevas condiciones hidrodinámicas de flujo radial al pozo en 3-D. Respuesta que se hace más evidente por efectos de diferencia de densidad del agua involucrada (el agua caliente subyacente tiende a ascender). Por el otro, ratifica que hacia los pozos se produce una mezcla de al menos dos sistemas de flujo de calidad contrastante, resultado de, entre otras, el tiempo de extracción.

En la Tabla 1 se observa que el contenido de F⁻ en el agua subterránea es mayor cuando en ésta la cantidad de Ca²⁺ es menor, y viceversa; también que a mayor concentración de F⁻ corresponde un alto contenido de Na⁺. Esto evidencia una estrecha relación entre las concentraciones de Ca²⁺ y F⁻ en el agua, que es de esperarse debido a la afinidad del F⁻ por el Ca²⁺, ya que de acuerdo con Whittemore *et al.* (1993), Bardsen *et al.* (1996), Gupta *et al.* (1999), Earle y Krogh (2004); Kim (2005) y Chae *et al.* (2006a) estos iones se unen para formar CaF₂, lo cual precipita; así, la tendencia es que el contenido de F⁻ en agua subterránea se incremente cuando decrece el contenido de Ca²⁺ en solución.

En experimentos sobre la solubilidad de fluorita y de calcita, Shen *et al.* (1989) demostraron que el contenido de F⁻ en el agua subterránea es bajo en un ambiente ácido, cambia en situación neutral y es mayor en un ambiente alcalino. Lo anterior explica porqué al correlacionar el contenido de F⁻ con aquél de los aniones y cationes del agua aquí analizada (Tabla 2), resulta que el coeficiente de correlación entre Ca²⁺ y F⁻, es pequeño, en cambio ese coeficiente es grande en relación con Na⁺, HCO₃⁻, NO₃⁻, y temperatura, que son parámetros que influyen en la disolución del F⁻. Asimismo, a mayor contenido de Ca²⁺ habrá una cantidad de F⁻ complejándose, la cual al precipitar como CaF₂ disminuirá el F⁻ disuelto en el agua, ya que de acuerdo con Hem (1985), Saxena y Amed (2001), y Rafique *et al.* (2009) el Ca²⁺ limita la concentración presente de F⁻.

Mecanismos de liberación de fluoruro en el acuífero

El modelo hidrogeológico y su funcionamiento hidroquímico arriba expuesto permite apuntar que la fuente de F⁻ al agua subterránea en esta región,

Tabla 2. Coeficiente de correlación entre las concentraciones de fluoruro, aniones y cationes en el agua subterránea en la región de Tenextepango, Morelos.

Coeficiente de correlación, valores en mg/L											
	Temp.	pH	Ca	Mg	Na	K	Cl	HCO ₃	SO ₄	NO ₃	F
Temp.	1.000	0.183	0.022	0.041	0.055	-0.405	-0.278	-0.041	0.066	0.050	0.343
pH		1.000	-0.486	-0.553	-0.607	-0.107	-0.384	-0.564	-0.506	-0.131	-0.132
Ca			1.000	0.972	0.832	-0.042	0.065	0.862	0.983	0.378	0.261
Mg				1.000	0.871	-0.102	0.197	0.861	0.974	0.418	0.273
Na					1.000	0.133	0.343	0.867	0.850	0.442	0.594
K						1.000	0.180	0.231	-0.097	0.088	0.173
Cl							1.000	0.161	0.119	-0.048	0.066
HCO ₃								1.000	0.812	0.339	0.412
SO ₄									1.000	0.351	0.253
NO ₃										1.000	0.511
F											1.000

se encuentra en las rocas ígneas presentes que forman el relieve que rodea la planicie, principalmente en el relieve que constituye el volcán Popocátepetl, ubicado fuera de ésta en su parte NE y N. Zonas donde el F⁻ es liberado hacia el agua subterránea principalmente por el proceso del intemperismo químico de las rocas.

En la intemperización química se desarrollan conjuntamente reacciones de óxido reducción, hidratación, hidrolisis, y disolución. De acuerdo con Buol *et al.* (1981), el proceso más importante de la intemperización química es la hidrólisis, que origina la desintegración completa o la modificación química de los minerales primarios intemperizables.

Durante la interacción agua-roca, el H⁺ que se intercambia proviene de la disociación del ácido carbónico que se forma durante el proceso de recarga natural del agua subterránea, e induce que el bicarbonato esté en relación directa con el consumo de iones H⁺ durante el intercambio de cationes (Hem, 1985). El H⁺ ayuda en el ataque del feldespato que lo transforma en minerales de arcilla. Esto se ejemplifica a través de la disolución de la albita, en cuya reacción consume iones H⁺, libera HCO₃⁻ y Na⁺, consume CO₂²⁻(aq), decrece la PCO₂ e incrementa el pH.

Adicionalmente, al proceso de disolución de los minerales normativos constitutivos de las rocas de la región en estudio (plagioclásas), el contenido de Na⁺ en el agua subterránea se incrementará debido al proceso de intercambio iónico, y motiva que disminuya la concentración de Ca²⁺. Simultáneamente, como resultado de la disolución de los minerales que contienen F⁻, la presencia de este ion tiende a aumentar en el agua. Al existir una facies sódico-bicarbonatada (Na-HCO₃) en el agua subterránea, de acuerdo con Saxena y Ahmed (2001), durante la interacción agua-roca, el agua rica en NaHCO₃ acelera la disolución de los minerales, liberando F⁻ en el agua a través del tiempo. Ortega (2009), reporta una situación similar en el acuífero Independencia ubicado en Guanajuato, donde el enriquecimiento de F⁻ se debe a la disolución de minerales fluorados y al alto contenido de Na y HCO₃, producto de disolución de albita (feldespato sódico) que está integrado en la matriz de las rocas.

Paralelamente, como resultado de la disolución de minerales que contienen F⁻ como biotita, anfíboles, flogopita y la fluorita, que están presentes en las rocas ígneas de la zona de interés, corrobora la presencia de F⁻ en el agua; una vez en ésta, el F⁻ se desplazará mediante dispersión hidrodi-

námica y puede controlarse en forma natural si, por ejemplo, un flujo enriquecido en F⁻ se desplaza por una unidad litológica con detritos de roca caliza o directamente por la roca caliza. Una situación alternativa es cuando la extracción induce que el flujo se desplace eventualmente hacia el pozo de extracción a través de ese tipo de materiales, condiciones que controlan la presencia de F⁻ en el agua extraída (Carrillo *et al.*, 2002).

CONCLUSIONES

El valor de temperatura y contenido de F⁻ en el agua que extraen los pozos del área estudiada varían en función del tiempo de extracción (*ie*, a mayor tiempo de extracción mayores son los valores de estos parámetros, mostrando así que la extracción ininterrumpida induce el arribo de agua más profunda con un contenido de F⁻ sensiblemente mayor respecto al del agua más somera).

Si se pretende analizar los resultados químicos aquí obtenidos como si el agua fluyera solo en el plano horizontal, el comportamiento físico-químico del agua sería contrario a lo observado en campo, pues la evolución geoquímica no coincide con la dirección de flujo. Esto solo se explica considerando la presencia de componentes verticales de flujo, inducidas por la extracción, lo que origina una mezcla en los pozos de al menos dos sistemas de flujo, uno somero (local-intermedio) y otro que viaja a más profundidad (definitivamente regional).

Los resultados de este trabajo permiten concluir que el F⁻ es liberado hacia el agua subterránea por el proceso del intemperismo químico de las rocas, en donde el proceso más importante es la hidrólisis.

El análisis químico de agua subterránea que se extrae en los aprovechamientos existentes indica que en el N y NE de la región estudiada se presenta agua con mayor contenido de F⁻, disminuyendo hacia el S y SW; por lo tanto, la ingesta del agua en el N y NE presenta un mayor riesgo para la salud de las personas, que en el resto de la región en estudio.

Con base en el contexto hidrogeoquímico aquí descrito, es necesario realizar perforaciones direc-

tas y efectuar mediciones hidrogeológicas sistemáticas y rigurosas; por ejemplo medir temperatura y contenido de F⁻ en el tiempo, desde el inicio de la extracción en pruebas escalonadas que permitan establecer el intervalo de profundidad, el tiempo de extracción y el caudal de extracción para el cual el contenido de F⁻ en el agua es aceptable para consumo humano (Carrillo *et al.*, 2002).

En efecto, para controlar la extracción de agua con menor contenido de F⁻ es necesario hacer pruebas de control en los pozos construidos para incursionar en la mejora de la calidad natural del agua extraída, permitiendo atenuar el contenido de F⁻ mediante el establecimiento de la relación F⁻ vs Temperatura, F⁻ vs Caudal y F⁻ vs Tiempo de Extracción. Para esto, es importante realizar pruebas extrayendo agua a diferente caudal (ejercer diferentes gradientes hidráulicos en el pozo) para extraer el agua necesaria con el menor contenido de F⁻ posible, a efecto de lograr un control del F⁻. Así, entendiendo el funcionamiento del sistema bajo extracción se puede evitar tener efectos colaterales adicionales por el uso de sustancias químicas ajena al sistema natural o instalar innecesarias y costosas plantas de tratamiento. De esta manera, por ejemplo, al construir un pozo para evitar un flujo enriquecido en F⁻ será deseable inducir este flujo por una unidad litológica con material calizo o directamente por roca caliza, condición que controla la presencia de F⁻ en el agua extraída (Carrillo *et al.*, 2002).

Es deseable que los habitantes de esta región disminuyan o se abstengan de consumir todo producto líquido (o sólido) que contenga F⁻, a la vez que se implemente una dieta con mayor contenido de Ca²⁺.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a las autoridades de los Institutos de Geología y Geografía de la UNAM, respectivamente, el apoyo logístico proporcionado para la elaboración de esta investigación. A las autoridades del Sistema Operador de Agua Potable y Saneamiento del Municipio de Ayala, Morelos, las facilidades brindadas para la actividades de campo.

REFERENCIAS

- Apambire, W. B., D. R. Boyle and F. A. Michel (1997), "Geochemistry, genesis and health implications of fluoriferous groundwater in the upper regions of Ghana", *Environmental Geology*, vol. 33, no. 1, pp. 13-24, doi:10.1007/s002540050221.
- Appelo, C. A. J. and D. Postma (1993), *Geochemistry, groundwater and pollution*, A. A. Balkema, Rotterdam.
- APHA, AWWA, WPCF (1989), *Standard Methods for Examination of Water & Wastewater (Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater)* (17thed.), Public Health Association Washington, D.C.
- Bailey, J. C. (1977), "Fluorine in granitic rocks and melts: a review", *Chemical Geology*, no. 19, pp. 1-42.
- Bailey, J. C. (1980), "Formation of cryolite and other alumino fluorides: a petrologic review", *Bulletin Geological Society Den*, no. 29, pp. 1-45.
- Bårdsen, A., K. Bjorvatn and K. A. Selving (1996), "Variability in fluoride content of subsurface water reservoir", *Acta Odontologica Scandinamica*, vol. 54, no. 6, pp. 343-347.
- Bonilla-Petriciolet, A., R. Trejo Vázquez y C. Márquez Algara (2002), "Análisis del riesgo para la salud pública ocasionado por la exposición a fluoruros en el estado de Aguascalientes, México", *Revista International Contaminación Ambiental*, vol. 18, no. 4, pp. 171-177.
- Buol, S. W., F. D. Hole y R. J. McCracken (1981), *Génesis y clasificación de suelos*, Trillas, México.
- Cardona, B. A., J. J. Carrillo Rivera y M. A. Armienta (1993), "Elementos traza: contaminación y valores de fondo en aguas subterráneas de San Luis Potosí, México", *Geofísica Internacional*, no. 32, pp. 277-286.
- Carrillo Rivera, J. J., A. Cardona and D. Moss (1996), "Importance of the vertical component of groundwater flow: a hydrogeochemical approach in the valley of San Luis Potosí, México", *Journal Hydrology*, no. 185, pp. 23-44.
- Carrillo Rivera, J. J., A. Cardona and W. M. Edmunds (2002), "Use of abstraction regime and knowledge of hydrogeological conditions to control high-fluoride concentration in abstracted groundwater: San Luis Potosí basin, Mexico", *Journal Hydrology*, no. 26, pp. 24-47.
- Carrillo Rivera, J. J., R. Huízar Álvarez, A. Cardona, G. G. Varela González, E. Graniel y G. Zenteno (2007), "Impactos ambientales relacionados al uso ineficiente del agua subterránea en México", Mapa NA XI-1, escala 1:5 000 000, *Nuevo Atlas Nacional de México*, Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Carrillo Rivera, J. J., A. Cardona, R. Huízar Álvarez and E. Graniel Castro (2008), "Response of the interaction between groundwater and others components of the environment in Mexico", *Environmental Geology*, no. 55, pp. 303-319.
- Cooper, H. H. and C. E. Jacob (1946), "A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history", *Transactions, American Geophysical Union*, no. 27, pp. 526-534.
- Cronin S. J., V. Manoharan, M. J. Hedley and P. Loganathan (2000), "Fluoride: a review of its fate, bioavailability, and risks of fluorosis in grazed-pasture systems in New Zealand", *New Zealand Journal Agriculture Research*, no. 43, pp. 295-321.
- Chae, G. T., S. T. Yun, K. Kim and B. Mayer (2006a), "Hydrogeochemistry of sodium-bicarbonate type bedrock groundwater in the Pocheon spa area, South Korea: water-rock interaction and hydrologic mixing", *Journal of Hydrogeology*, no. 321, pp. 325-343.
- Chae, G. T., S. T. Yun, B. Mayer, K. Kim, S. Y. Kim, J. S. Kwon and Y. K. Koh (2007), "Fluorine geochemistry in bedrock groundwater of South Korea", *Science Total Environmental*, vol. 385, no. 1-3, pp. 272-283.
- Del Río Herrera, S. (2001), "Prevalencia y grados de fluorosis en una muestra de población escolar de educación primaria de la Ciudad de Tampico Tamaulipas, México", [prodigy.com/dientitos/fluorosis.html].
- Dhiman, S. D. and A. K. Keshari (2006), "Hydrogeochemical evaluation of high-fluoride groundwaters: a case study from Mehsana district, Gujarat, India", *Hydrology Science Journal*, vol. 51, no. 6, pp. 1149-1162.
- Díaz Barriga, F., R. Leyva, J. Quistian, J. P. Loyola Rodríguez, A. Pozos and M. Grimaldo (1997), "Endemic fluorosis in San Luis Potosí, Mexico", IV Sources of fluoride exposure, *Fluoride*, no. 30, pp. 219-222.
- Earle, S. and E. Krogh (2004), "Geochemistry of Gabriola's groundwater Shale" *Journal Gabriola Historical Museum Society*, no. 7, pp. 35-42.
- Edmunds, W. M. and P. L. Smedley (2005), "Fluoride in natural waters", in Selinus, O. (ed.), *Essential of Medical Geology*, Elsevier Academic Press, Burlington. M. A, pp. 301-329.
- Fries, C. Jr (1960), "Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México", *Boletín*, núm. 60, Instituto de Geología, UNAM, México.
- Fries, C. Jr (1965), "Hoja Cuernavaca (14Q-h (8), Resumen de la geología de la hoja Cuernavaca, estado de Morelos, México, Guerrero y Puebla", *Carta Geológica de México*, serie 1:100 000, Instituto de Geología, UNAM, México.
- Galicia Chacón, L. F., M. L. A. Juárez López y N. Molina Frechero (2009), "Prevalencia de fluorosis dental y consumo de fluoruros ocultos en escolares del municipio de Nezahualcóyotl", *Gaceta Médica Mexicana*, vol. 145, núm. 4, pp. 263-267.

- Gaus, I., P. Shand, I. N. Gale, A. T. Williams and J. C. Eastwood (2002), “Geochemical modeling of fluoride concentration changes during aquifer storage and recovery (ASR) in the chalk aquifer in Wessex, England”, *England Geology Hydrogeology*, vol. 35, no. 2, pp. 203-208.
- Gilbert, B., G. Mamantov and G. M. Begun (1975), “Raman spectra of aluminum fluoride containing melts and ionic equilibrium in molten cryolite-type mixture”, *Journal Chemistry Physics*, no. 62, pp. 950-955.
- Gunnar Jacks, A., A. Prosun, K. Bhattacharya, P. Vikas and Chaudhary Singh (2005), “Controls on the genesis of some high-fluoride groundwaters”, *India Applied Geochemistry*, no. 20, pp. 221-228.
- Gupta, M. K., V. Singh, P. Rajwanshi, M. Agarwal, R. Rai and S. Srivastava (1999), “Groundwater quality assessment of Tehsil Kheragarh, Agra (India) with special reference to fluoride”, *Environmental Monitoring Assessment*, vol. 59, no. 3, pp. 275-285.
- Hamilton, I. R. and G. H. Bowden (1982), “Response of freshly isolated strains of *Streptococcus mutans* and *Streptococcus mitior* to change in pH in the presence and absence of fluoride during growth in continuous culture”, *Infection and Immunity*, no. 36, pp. 255-262.
- Hamilton, R. I. (1990), “Biochemical effects of fluoride on oral bacteria”, *Journal Dental Research*, 69 special issue, pp. 660-607; 682-685.
- Handa, B. K. (1975), “Geochemistry and genesis of fluoride containing ground waters in India”, *Groundwater*, no. 13, pp. 275-281.
- Hem, J. D. (1985), *The study and interpretation of the chemical characteristics of natural water*, 3rd ed. U. S. Geological Survey Water-Supply, paper 2254.
- Hernández Romano, U. (1999), Facies Stratigraphy and diagenesis of the Cenomanian –Turonian of the Guerrero– Morelos Platform, southern Mexico, Ph D. Thesis, Postgraduate Research Institute for Sedimentology, University of Reading, U. K.
- Huízar Álvarez, R., J. J. Carrillo Rivera, G. Ángeles Serrano, T. Herdt and A. Cardona (2004), “Chemical response to groundwater extraction southeast of Mexico City”, *Hydrogeology Journal*, vol. 12, no. 4, pp. 436-450.
- Huízar Álvarez, R., G. G. Varela González y M. M. Espinoza Jaramillo (2014), “Sistemas de flujo subterráneo y contenido de fluoruro en el agua de Tenextepango, Morelos, México”, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 3, núm. 2, pp. 238-247.
- Hurtado, R. and J. Gardea-Torresdey (2004), “Environmental evaluation of fluoride in drinking water at “Los Altos de Jalisco”, in the central Mexico region”, *Journal of Toxicology and Environmental Health, Part A*, no. 67, pp. 1741-1753.
- INEGI (2010), *Censo general de población y vivienda*, Instituto Nacional de Geografía Estadística e Informática, México.
- Jaffe, H. W., D. Gottfried, C. L. Waring and H. W. Worthing (1959), “Lead-alpha age determinations of accessory minerals of igneous rocks (1953-1957)”, *U.S. Geol. Survey*, no, 1097, pp. 65-148.
- Juárez López, L., J. Diéguez Martínez y C. Hernández Guerrero (2003), Prevalencia de Fluorosis en escolares de Iztapalapa en la Ciudad de México, Facultad de Odontología, UNAM, México (resumen Seminario interno de investigación), (inédito).
- Karthikeyan, G. and A. Shunmugasundaraj (2000), “Isopleth mapping and in-situ fluoride dependence on water quality in the Krishnagiri Block of Tamil Nadu in South India”, *US, Flouride*, vol. 33, no. 3, pp. 121-127.
- Kennedy, C. D. (1999), “Pan-Asia Pacific conference on fluoride and arsenic research, conference report, *Flouride*, vol. 32, no. 4, pp. 251-154.
- Kim, K. and S. T. Yun (2005), “Buffering of sodium concentration by cation exchange in the groundwater system of a sandy aquifer”, *Geochemical Journal*, no. 39, pp. 273-284.
- Kohut, A. P., J. Foweraker and W. Hodge (2001), *Ground water resources of the basins, lowlands, and plains: gulf islands, ground water resources of British Columbia*. British Columbia Ministry of Environment [http://wlapwww.gov. bc.ca/wat/gws/gwbc/!!gwbc.html].
- Li, Z., Y. Tainoshio, K. Shiraishi and M. Owada (2003), “Chemical characteristics of fluorine-bearing biotite of early Paleozoic plutonic rocks from the SorRondane Mountains, East Antarctica”, *Geochemical Journal*, no. 37, pp. 145-161.
- Loyola Rodríguez, J. P., A. Pozos Guillén, S. Rueda González, G. Vázquez Moctezuma y De la Paz Domínguez (1996), “Factores de riesgo a fluorosis dental en San Luis Potosí, México”, *Revista ADM*, núm. 6, pp. 295-300.
- Martini, M (1984), On the behaviour of fluorine in volcanic processes”, *Bulleting Volcanology*, vol. 47, no. 3, pp. 483-489.
- Mysen B. O. and D. Virgo (1985), “Interaction between fluorine and silica in quenched melts on the joins SiO₂-AlF₃ and SiO₂-NaF determined by Raman spectroscopy”, *Physical Chemistry Mineralogy*, no. 12, pp. 77-85.
- Nordstrom, D. K. and E. A. Jenne (1977), “Fluoride solubility in selected geothermal waters, *Geochimistry et Cosmochimistry Acta*, no. 41, pp. 175–88.
- OMS (2012), *Abastecimiento de agua y monitoreo del saneamiento informe* [www.who.int/water_sanitation_health/monitoring/es/index.html, octubre].

- Ortega Guerrero, M. A. (2009), "Presencia, distribución, hidrogeoquímica y origen de arsénico, fluoruro y otros elementos traza disueltos en agua subterránea, a escala de cuenca hidrológica tributaria de Lerma-Chapala, México", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 26, núm. 1, pp. 143-161.
- Ozsvath, D. L. (2009), "Fluoride and environmental health: a review", *Review Environmental Science, Biotechnol*, no. 8, pp. 59-79.
- Palmer, C. and S. H. Wolfe (2006), "Position of the American Dietetic Association: the impact of fluoride on health", *Journal American Dietetic Association*, no. 105, pp. 1620-1628.
- Piper, A. M. (1944), "A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analysis", *Transactions American Geophysical Union*, no. 25, pp. 914-923.
- Rafique, T., T. H. Naseem, S. Usmani, E. Bashir, F. A. Khan and M. I. Bhanger (2009), "Geochemical factors controlling the occurrence of high fluoride groundwater in the Nagar Parkar area, Sindh, Pakistan", *Journal of Hazardous Materials*, no. 171, pp. 424-430.
- Robertson, F. N. (1986) "Occurrence and solubility controls of trace elements in groundwater in alluvial basins of Arizona, in Anderson, T. W. abd A. I. Johnson (eds.), *Regional aquifer systems of the United States*, Southwest alluvial basins of Arizona. American Water Research Association Series #7.
- Rao, N. S. (2003), "High-fluoride groundwater", *Environmental Monitoring Assessment*, no. 176, pp. 637-45.
- Russell, A. L. and E. Elvove (1951), "Domestic Water and Dental Caries, VII A Study of the Fluoride-Dental Caries Relationship in an Adult Population", *Public Health Rep*, no. 66, pp.1389-1401.
- Sánchez Díaz, L. F. (2007), Origen, transporte, distribución y concentraciones de los fluoruros en el sistema Hidrogeológico Volcánico Atemajac-Toluquilla, Jalisco, México, tesis Doctoral, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, México.
- Saxena, V. K. and S. Ahmed (2001), "Dissolution of fluoride in groundwater: a water – rock interaction study", *Environmental Geology*, no. 40, pp. 1084-1087.
- Secretaría de Salud (2004), Presencia de flúor en México. Centro Nacional de vigilancia y control de enfermedades epidemiológicas, estudio nacional, Secretaría de Salud, México.
- Shen, Z., M. Zhou and M. Tang (1989), *The characteristics of fluorine in groundwater of North China and the significance of fluorite-water interaction to fluorine transportation*, Water-Rock Interaction, Ed. Balkema, Rotterdam, pp. 801-804.
- Selinus, O., B. Alloway, J. A. Centeno, R. B. Finkelman, R. Fuge, U. Lindh and P. Smedley (2005), *Essential of Medical Geology -Impacts of natural environment on public health*, Amsterdam Elsevier, Academic Press.
- Stiff, H. A. Jr (1951), "The interpretation of chemical water analysis by means of patterns", *Journal of Petroleum Technology*, vol. 3, no. 10, pp. 15-17.
- Stockholm International Water Institute (2005), (SIWI) y Proyecto del Milenio, Organización de las Naciones Unidas, Health Dignity, and Development: What Will it Take?, Nueva York.
- Tóth, J. (1962), "Theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta, Canada", *Journal Geophysical Research*, vol. 67, no. 11, pp. 4375-4387.
- Tóth, J. (1963), "Theoretical analysis of groundwater in small drainage basins", *Journal Geophysical Research*, no. 68, pp. 4791-4812.
- Tóth, J. (2000), "Las aguas subterráneas como agente geológico causas, procesos y manifestaciones", *Boletín Geológico y Minero, Revista de Ciencias de la Tierra y del medio ambiente*, vol. 111, núm. 4, pp. 9-27.
- UNICEF (2002), *Participantes en la conferencia electrónica de 2002 sobre "Abastecimiento de agua potable a nivel doméstico"*, Nueva York.
- Van-Lanen, A. J. H and J. J. Carrillo Rivera (1998), "Framework for groundwater monitoring in (semi-) arid regions" en: UNESCO, *Monitoring for groundwater management in (semi-) arid regions*, Studies and reports in Hydrology, no. 57, pp. 7-20.
- Varela González, G. G. (2011), Niveles de fluoruro en el agua subterránea y condiciones de fluorosis en la región Tenextepango-Tepalcingo, Morelos, tesis de Maestría, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, México.
- Varela González, G. G., A. García Pérez, R. Huízar Álvarez, M. E. Irigoyen Camacho and M. M. Espinoza Jaramillo (2013), "Fluorosis and dental caries in the Hydrogeological Environment of Southeastern Communities in the State of Morelos, Mexico", *Journal, Environmental Protection*, no. 4, pp. 994-1001.
- Wenzel W. W. and W. E. Blum (1992), "Fluorine speciation and mobility in F-contaminated soils", *Soil Science*, vol. 153, no. 5, pp. 357-364, doi:10.1097/00010694-199205000-00003.
- Whittemore, D. O., P. A. MacFarlane, J. H Doveton, J. J. Butler, T. Chu, R. Bassler, M. Smith, J. Mitchell and A. Wade (1993), "The Dakota aquifer program annual report, FY92", Kansas Geological Survey open-file report [<http://www.kgs.ku.edu/Dakota/vol3/fy91/>].