

Tendencia del oxígeno-18 en la precipitación del centro de México

Alejandra Cortés
Jaime Durazo

Universidad Nacional Autónoma de México

El estudio presenta una primera estimación de la concentración del oxígeno-18 de la precipitación en la región montañosa central de México como una relación geográfica, $\delta^{18}\text{O}$ (X, Y), no publicada anteriormente. Utilizando datos de 57 estaciones meteorológicas se reveló que, no obstante la variabilidad climática de la región, la temperatura media anual en la superficie está fuertemente controlada por un proceso atmosférico de enfriamiento adiabático húmedo, con lo que sólo depende de la elevación topográfica Z [km snm]. Para calcular la relación mencionada se dispuso únicamente de 11 parejas de datos (Z, $\delta^{18}\text{O}$), donde casi todas las deltas son promedios de medidas de corta duración realizadas en sitios concentrados hacia la cuenca de México. Como marco teórico para validar los datos isotópicos disponibles a la escala de interés del estudio, se mostró que su conjunto era congruente con un modelo clásico de Dansgaard de precipitación isotópica generada exclusivamente por el enfriamiento adiabático documentado. El resultado, $\delta^{18}\text{O}$ (X, Y) = - 2.13 Z (X, Y) - 3.2, es así una calca del mapa topográfico de la región. Como efecto de altura, $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta Z$ = - 2.13‰ por kilómetro de elevación es un valor regional. Dicho valor está dentro del rango de valores publicados para diversas localidades tropicales del planeta. Como ejemplo de prueba y utilización de la $\delta^{18}\text{O}$ (X, Y) se esbozaron dos casos de recarga acuífera.

Palabras clave: precipitación isotópica, enfriamiento orográfico adiabático, proceso de Rayleigh, efecto isotópico de altura, región central de México, cuenca de México, hidrología subterránea.

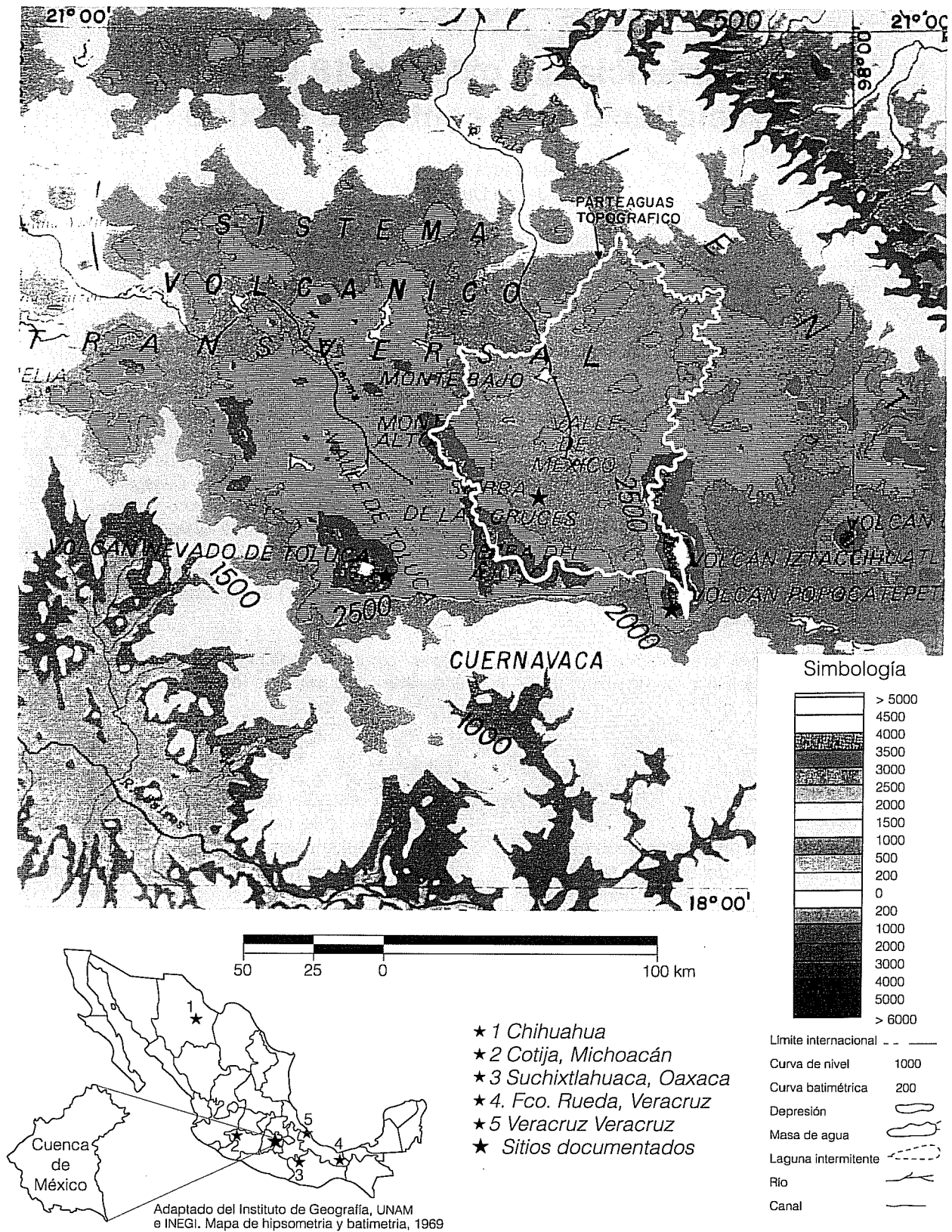
Introducción

El presente estudio estimará una distribución geográfica inédita de la concentración del oxígeno-18 en la precipitación [en unidades $\delta^{18}\text{O}$ (‰ versus Vienna-smow). Ver apéndice] en una extensa región montañosa del centro de la república mexicana (ilustración 1). Interesa fundamentar empíricamente una distribución de concentraciones término medio, independientes del tiempo en una escala expresada en quinquenios. Tal distribución debería ser útil, por ejemplo, en ayudar a determinar el origen de recargas acuíferas. Obviamente, el objetivo es hidrológico, que no meteorológico, y no interesarán las fluctuaciones diarias, mensuales y anuales de la precipitación.

Nuestra tarea será justificar valores hidrológicos a partir de medidas propiamente meteorológicas. En esta labor se presentan dos circunstancias: primera, la región a estudiar la caracteriza un régimen climático muy

variable —esto se especificará en la sección titulada *La región*—, que se relaciona con las considerables fluctuaciones anuales de las concentraciones isotópicas de la precipitación (Arizabalo *et al.*, 1989, una versión preliminar del presente estudio); y segunda, los datos isotópicos fuente consisten de sólo 11 promedios de medidas de la lluvia colectada por diversos estudios, ocho de ellos durante lapsos no mayores de un año, en sitios heterogéneamente distribuidos, pero fuertemente concentrados en la cuenca de México. En la sección *Los datos* se presentarán sus características. En tales circunstancias, cualquier regresión directa de las $\delta^{18}\text{O}$ con parámetros geográficos sería dudosa de principio. A falta de un soporte estadístico confiable, el propósito en la *Discusión* será validar sobre una base física el conjunto de datos disponibles y, de esta manera, justificar la dependencia de la concentración término medio del oxígeno-18 de la precipitación regional con los parámetros geográficos que resulten relevantes.

Ilustración 1. La región de estudio, zona montañosa del centro de México.



Con documentación de 57 estaciones meteorológicas de la región de estudio que miden la cantidad de lluvia y la temperatura, pero que se seleccionaron rigurosamente (aquí sí como medias anuales estadísticas), se verificará que el enfriamiento orográfico regional es de naturaleza adiabática y está asociado exclusivamente con la topografía. A saber, $T(X, Y) = -6.44Z(X, Y) + 30.4$, donde $T(X, Y)$ y $Z(X, Y)$ son, respectivamente, la temperatura media anual en superficie (en °C) y la elevación topográfica (en kilómetros sobre el nivel del mar, km snm), de todo sitio (X, Y) de la región, tal que $4.72 > Z > 0.8$ km snm. Después, se propondrá como referencia teórica una curva que fue calibrada para las condiciones de la región de estudio, $\delta^{18}\text{O}(X, Y) = -2.13 Z(X, Y) - 3.2$, que se obtendrá a partir del modelo adiabático de precipitación desarrollado en el estudio clásico de Dansgaard (1964). Se mostrará que los datos disponibles fluctúan sobre esa recta teórica, indicando que el conjunto de datos es compatible con el modelo propuesto.

La distribución geográfica regional buscada, $\delta^{18}\text{O}(X, Y)$, que sólo depende de la elevación topográfica, tiene así una representación gráfica semejante al mapa topográfico de la región estudiada. Los resultados aquí obtenidos están dentro del rango definido por otros estudios en diversas zonas y localidades del mundo. Con la presentación sucinta de dos casos locales de la hidrología subterránea de la región se examinará lo plausible y útil de la distribución encontrada.

La región

La región de estudio (definida aproximadamente en la ilustración 1 para $Z > 0.8$ km snm) es un escenario de serranías, valles y volcanes, con paisajes que incluyen desde la tundra y el semidesierto hasta el subtrópico. Son tres los volcanes que sobrepasan elevaciones de cinco kilómetros sobre el nivel del mar y todos mantienen glaciares perennes sobre la cota de $Z = 4.72$ km snm (Delgado, 1987).

La temporada de lluvias se extiende de junio a septiembre. Según Mosiño y García (1981), la precipitación media anual varía geográficamente entre menos de 500 hasta más de 2,500 mm; la variabilidad anual de la precipitación local es de $\pm 20\%$; la temperatura también muestra considerables variaciones anuales. Todas estas fluctuaciones pudieran relacionarse con las fluctuaciones anuales significativas de las concentraciones isotópicas de la precipitación documentadas en Arizabalo *et al.* (1989).

La región incluye a la cuenca cerrada de México (la Cuenca). Algunas características topográficas se sintetizan en el cuadro 1. Su drenaje, superficial y subte-

Cuadro 1. Algunas características topográficas internas de la cuenca cerrada de México*.**

	Rango de elevación (km snm)*	Elevación promedio (km snm)	Área (km ²)	% del área total
Planicie	2.230 - 2.250	2.24	1,431	18.4
Pie de monte	2.250 - 2.450	—	1,663	21.4
Serranías	2.450 - 5.532	2.92	4,667	60.2
Total			7,761	100

* km snm = kilómetros sobre el nivel del mar.

** Promedio pesado por áreas.

*** Valores calculados por planímetro a partir del mapa topográfico base: Valle de México, escala 1: 250000, Sistema de Información Geográfica, S.A., México, D.F. (primera edición, 1983).

rráneo, terminaba en un sistema de lagos someros que drenaban hacia uno salino central, aunque ocasionalmente todos ellos se unían. Sus fondos arcillosos acumularon agua lacustre. Esos fondos, hoy artificialmente secos y en plena subsidencia inducida por la gran cantidad de agua extraída por los pozos en operación, forman una planicie arcillosa que sirve de espacio urbano a la mayor parte de la ciudad de México y su zona metropolitana (cerca de 18 millones de habitantes en el año 2000). Durazo (1996) presenta una síntesis.

La lluvia media anual en la Cuenca varía geográficamente entre menos de 500 mm, hacia los llanos del noreste, hasta 1,300 mm en las partes altas de las serranías circundantes. La zona central de la planicie ($Z = 2.235$ km snm, actualmente) se caracterizó hasta hace unos ocho quinquenios por una precipitación media anual de 700 mm y una temperatura media de 16.0°C (SRH, 1966), pero esta última ha aumentado varios grados debido a la actividad urbana (Jáuregui, 1994).

En resumen, la región en estudio se caracteriza por fuertes contrastes topográficos y gran diversidad climática. La región incluye a la cuenca de México, donde la temperatura media de su zona urbana está significativamente alterada por la actividad antrópica reciente.

Los datos

Se distinguen dos conjuntos de datos disponibles: el de las parejas (Z, T), que corresponden a la información de 57 estaciones meteorológicas ordinarias, que no realizan mediciones isotópicas, y el de las parejas ($Z, \delta^{18}\text{O}$), que corresponden a la información generada tanto por diferentes estudios isotópicos como por las

dos únicas estaciones meteorológicas en la república mexicana, en las ciudades de Veracruz y Chihuahua, especializadas en la precipitación isotópica. La distribución de los sitios documentados es heterogénea (ilustración 1) y el carácter de los diversos promedios que servirán de datos es disímil, como se explica a continuación.

Topografía y temperatura media en superficie

Se toman en cuenta todas las estaciones meteorológicas que tienen registros de treinta o más años reportadas por García (1988) para las serranías de la Cuenca (Distrito Federal y Estado de México), el resto del Estado de México y todas las de los estados de Tlaxcala, Puebla, Michoacán, Morelos y Veracruz. Se excluyeron las estaciones de la planicie de la Cuenca. La exclusión de estaciones de la planicie de la Cuenca tiene dos finalidades: evitará considerar datos posiblemente alterados por factores antrópicos recientes y los datos no tan recientes servirán de corroboración para una regresión lineal estadística Z versus T , a calcular con los otros datos.

Con registros de treinta años, las temperaturas de superficie aquí consideradas son, consecuentemente, *temperaturas medias*, según una definición estadística estricta adaptada por Mosiño y García (1981) a las peculiaridades de la república mexicana. Con esto se asegura tratar con valores de T estadísticamente estables en lapsos del orden de quinquenios, apropiados al interés del presente estudio. Datos y regresión $Z(T)$ se presentan gráficamente en la ilustración 2.

Topografía y oxígeno-18 en la precipitación

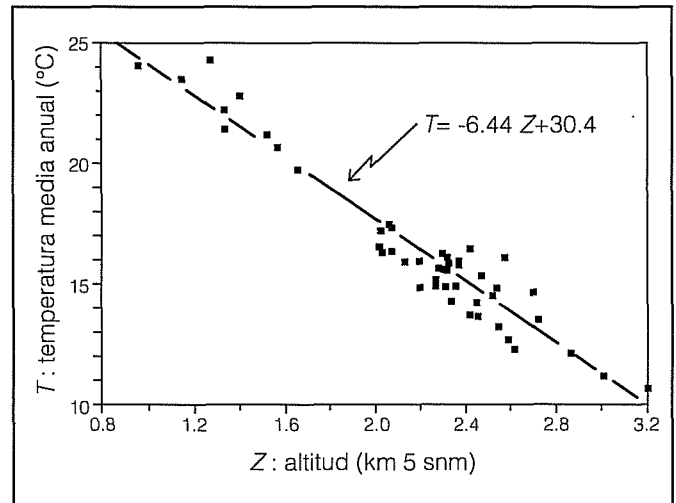
Las elevaciones de los sitios documentados, el oxígeno-18 medido en la precipitación colectada durante diversos lapsos, los créditos a los estudios utilizados, así como las observaciones pertinentes a su limitada representatividad, se exponen para análisis del lector en el cuadro 2.

Discusión

Temperatura media dominada por el enfriamiento adiabático

La ilustración 2 muestra visualmente que, en un amplio rango elevaciones topográficas, existe una clara relación lineal entre éstas y la temperatura media anual en superficie. Su regresión estadística resulta en: $T = -6.44 Z + 30.4$; con $n = 57$ datos y coeficiente de correlación $r = -0.96$. De esta regresión se infiere lo siguiente:

Ilustración 2. Datos y regresión $Z(T)$.



- Si $Z > 4.72$ km snm, entonces $T < 0^\circ\text{C}$, lo que coincide con la cota de los glaciares perennes (sección *La región*).
- Si $Z = 2.24$ km snm, entonces $T = 16^\circ\text{C}$. Excelente inferencia con la temperatura anterior a 1966 de la planicie de la Cuenca (sección *La región*).
- Si $Z = 0.016$ km snm (planicies costeras), entonces $T = 30.3^\circ\text{C}$. La inferencia es significativamente mayor que 25.4°C , reportada para Veracruz (ver cuadro 2).

Examinando la ilustración y considerando que el coeficiente de correlación $r = -0.96$ es alto, pero tomando en cuenta la última discordancia, se puede concluir que:

$$T(X,Y) = -6.44 Z(X,Y) + 30.4, \quad (1)$$

con $4.72 \geq Z > 0.8$ km snm,
que cubre el rango $0 \leq T < 25.2^\circ\text{C}$

es una expresión fiel y suficiente para evaluar el enfriamiento orográfico en un rango de elevación que corresponde a la región montañosa central de México.

La naturaleza del proceso que origina el enfriamiento cuantificado por la ecuación 1 se reconoce por el valor de su pendiente: $\Delta T / \Delta h = -6.44^\circ\text{C}$ por km de elevación. Explicado en Wells (1986), es precisamente este valor el que corresponde a un conocido proceso que sucede en las húmedas masas atmosféricas superficiales cuando en su ascenso se enfrían y precipitan al expandirse, sin más aporte de calor que el latente de condensación. Este proceso suele denominarse

Cuadro 2. Elevación topográfica y concentración del oxígeno-18 de la precipitación.

Sitio	Elevación: Z (km snm)	Oxígeno-18: $\delta^{18}\text{O}$ (‰ Vienna-smow)	Fuentes y comentarios
Cuenca de México, planicie* central	2.235	-8.0	Esta pareja de valores será fundamental en el presente estudio, pues se utilizará para calibración (sección <i>Información isotópica de precipitación compatible...</i>). La $\delta^{18}\text{O}$ fue inferida –no medida– por Rudolph <i>et al.</i> (1991) y corroborada por Ortega <i>et al.</i> (1997). Ambos estudios parten de la alteración del agua de poro paleolacustre de las arcillas de la planicie de la cuenca de México. Allí, la alteración es resultado de la infiltración de lluvia reciente, inducida por la despresurización de los estratos acuíferos subyacentes, mismos que han sido afectados por el bombeo intenso de los pozos. El proceso se inició hace diez quinquenios (Pitre, 1994), con lo que el valor inferido de la precipitación en la planicie aquí supuesto será equivalente a una media estadística estable (ver <i>Topografía y temperatura media en superficie</i>).
Chihuahua, Chihuahua	1,423	-6.1	(Fuente: IAEA, 1982, actualizada a 1987 por comunicación oficial escrita). Se incluyen las dos únicas estaciones meteorológicas en la república mexicana que miden rutinariamente, desde finales de la década de los sesenta, las concentraciones isotópicas de la precipitación. Las estaciones, en las ciudades de Chihuahua y Veracruz (la última con temperatura media anual de 25.4°C), son operadas conjuntamente por la Organización Meteorológica Mundial y el Organismo Internacional de Energía Atómica. Las $\delta^{18}\text{O}$ son promedios aritméticos de 11 promedios anuales, pesados por cantidad de precipitación. En un sentido estricto, estos valores son sólo promedios de lapsos largos, pero no se consideran medias estadísticas (ver <i>Topografía y temperatura media en superficie</i>).
Veracruz, Veracruz	0.016	-3.9	
Cuenca de México. Volcán Popocatepetl, glaciar**.	Aprox. 4.72	-13.9	(Fuente: Morales <i>et al.</i> , 1988 y datos inéditos de A. Cortés). Hielo glacial del volcán Popocatepetl. La $\delta^{18}\text{O}$ es un promedio aritmético de cuatro medidas.
Volcán Nevado de Toluca	4.12	-10.1	(Fuente: Castillo <i>et al.</i> , 1985). Todos los sitios fueron muestreados desde abril de 1983 hasta marzo de 1984. Las muestras son lluvia acumulada semanalmente durante el lapso de estudio. Las $\delta^{18}\text{O}$ son promedios pesados por cantidad de lluvia colectada.
Cuenca de México. Pie de monte (Ciudad Universitaria)	2.4	-6.7***	
Suchixtlahuaca, Oaxaca	2.12	-9.7	(Fuente: Castillo <i>et al.</i> , 1985).
Cotija, Michoacán	1.64	-7.4	
Francisco Rueda, Veracruz	0.007	-4.2	(Fuente: Castillo <i>et al.</i> , 1985).
Cuenca de México. Tres sitios serranos en la frontera oeste	Aprox. 3.25	-10.8	(Adaptado de Cortés y Farvolden, 1989). La $\delta^{18}\text{O}$ es un promedio aritmético de 22 medidas de lluvia colectada en periodos variables entre 1985 y 1986.
Cuenca de México. Pie de monte (Ciudad Universitaria)	2.4	-10.6****	(Fuente: archivos de A. Cortés). La $\delta^{18}\text{O}$ es un promedio aritmético de distintas lluvias ocurridas entre 1989 y 1992.

* Ver cuadro 1.

** Se dispone de una medida, $\delta^{18}\text{O} = -20.2\text{‰}$, de una muestra tomada de un manantial en la cima del volcán, $Z = 5.2$ km snm (Fuente: Werner *et al.*, 1997). Esta pareja (Z , $\delta^{18}\text{O}$) de datos ha sido descartada del presente estudio dado que el valor isotópico es definitivamente anómalo.*** Valor que corresponde a una precipitación anual de 448 mm, medida por el estudio fuente en Ciudad Universitaria, México, D.F. Según consta en la sección *La región*, el año documentado fue particularmente seco.

**** Este valor corresponde a la lluvia anual colectada cuatro años después en Ciudad Universitaria, México, D.F., a treinta metros del sitio descrito arriba (ver ***).

adiabático húmedo y es precisamente el que ocurre en la región de estudio. La precipitación en el centro de México debe generarse a consecuencia.

Información isotópica de precipitación compatible con el modelo adiabático de Dansgaard

Como base para una interpretación física de los datos isotópicos disponibles, a continuación se propone un modelo clásico de precipitación por enfriamiento adiabático húmedo (Dansgaard, 1964), ampliamente demostrado en diversas regiones del planeta. Este modelo considera la condensación de una nube madre como un proceso de destilación fracciona tipo Rayleigh de las distintas variedades isotópicas del agua: a medida que la nube va precipitando, paulatinamente se empobrece en oxígeno-18. Como consecuencia, la composición isotópica de la precipitación subsecuente, $\delta^{18}\text{O}$, será cada vez más negativa. La $\delta^{18}\text{O}$ depende tanto de la composición isotópica de la nube remanente como de la temperatura *in situ* de condensación, T_C .

Para $20 \leq T_C \leq 0^\circ\text{C}$, que según lo dicho es un rango aproximado al de las temperaturas superficiales de la región en estudio, Dansgaard (cuadro 3, columna 3) muestra que el *fraccionamiento isotópico*, $\Delta\delta^{18}\text{O} / \Delta T_C$, es, en promedio, 0.33‰ por $^\circ\text{C}$. Este autor también justifica el suponer que la variación de la temperatura media de condensación, ΔT_C , y la variación de la temperatura media en superficie, ΔT , son paralelas, es decir:

$\Delta T_C = \Delta T$. Entonces, tomando en cuenta la ecuación 1, se obtiene el *efecto isotópico de altura* de la precipitación, $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta Z = (\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta T_C) (\Delta T/\Delta Z) = 0.33 \times (-6.44)$:

$$\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta Z = -2.13\text{‰ por km de elevación} \quad (2)$$

La ecuación 2, expresada como $\delta - \delta^* = -2.13 (Z - Z^*)$, admite calibrarse utilizando la pareja de datos que en el cuadro 2 han justificado ser estadísticamente estables, pero inferidos para la planicie de la Cuenca. A saber:

$$(\delta^{18}\text{O}^*, Z^*)_{\text{Planicie de la cuenca de México}} \equiv (-8.0\text{‰}, 2.235 \text{ km snm}) \quad (3)$$

Con esto:

$$\delta^{18}\text{O} (X, Y) = -2.13 Z (X, Y) - 3.2; \quad (4)$$

con $4.72 \geq Z > 0.8 \text{ km snm}$

La ilustración 3 muestra la recta correspondiente a esta ecuación teórica (la ecuación 4) y, como puntos ($Z, \delta^{18}\text{O}$), a los datos del cuadro 2. En esa ilustración, los puntos se distribuyen alrededor la recta, es decir, siguen la ecuación teórica (realmente el cálculo de la regresión de los datos resulta en una recta prácticamente indistinguible de la ecuación 4.) La conclusión es que, no obstante la cuestionada representatividad individual de los datos, su escaso número y la hetero-

Cuadro 3. Comparación de valores del fraccionamiento isotópico y el efecto de altura del oxígeno-18 de la precipitación en diversas regiones y localidades del mundo.

Precipitación	Fraccionamiento $\delta\text{d}^{18}\text{O}/\delta\text{T}^1$ (‰ por $^\circ\text{C}$)	Efecto de altura $\delta\text{d}^{18}\text{O}/\delta\text{Z}^1$ (‰ por km de elevación)	Referencia
Centro de México	0.33	-2.13	El presente estudio
República mexicana ²	0.193	ND ⁴	Castillo <i>et al.</i> , 1985
Precipitación mundial ²	0.34	ND	Yurtsever y Gat, 1981
Groenlandia y Atlántico Norte ²	0.69	ND	Dansgaard, 1964
Monte Camerún, África Central ²	0.155	-1.6	Fontes, 1980
Nicaragua ³	ND	-2.6	En Janik <i>et al.</i> , 1992
Volcán Tecamburro, Guatemala ³	ND	-3.0	Janik <i>et al.</i> , 1992
Caldera Valles, Nuevo México ³	ND	-3.2	Vuataz y Goff, 1985
Zona montañosa del norte de Grecia ³	ND	-1.42	Leontiadis y Nikolaou, 1999
Zonas templadas ³	ND	~ -3	En Fontes, 1980

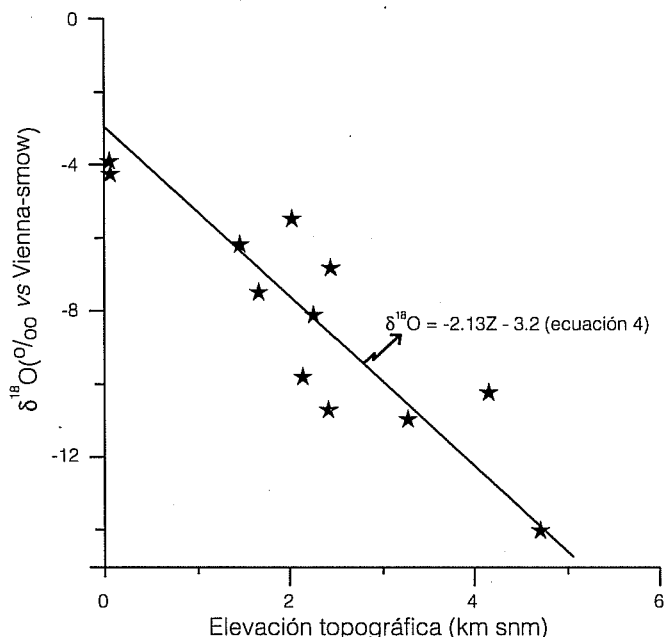
¹ Expresiones equivalentes para la concentración del deuterio, $\delta^2\text{H}$ [‰ versus Vienna-smow]. En la precipitación del centro de México pueden evaluarse utilizando la relación meteórica local en la cuenca de México y su vecindad: $\delta^2\text{H} = 7.97 \delta^{18}\text{O} + 11.03$ (Cortés *et al.*, 1997).

² Inferido por regresión lineal de medidas de precipitación.

³ Inferido por aproximación lineal de medidas de agua subterránea. Estudios locales.

⁴ ND significa "no determinado".

Ilustración 3. Concordancia del efecto isotópico de altura de la precipitación con el modelo adiabático de Dansgaard, 1964.



génea distribución de los sitios muestreados, su conjunto revela congruencia con el modelo de Dansgaard propuesto. Ahora, y sólo ahora, es posible justificar que la concentración isotópica del oxígeno-18 de la precipitación medida en la zona montañosa del centro de México es compatible con un fenómeno esencial de fraccionamiento de Rayleigh generado en un enfriamiento orográfico de naturaleza adiabática.

Finalmente, vale la pena hacer notar que el conjunto de datos isotópicos es lo suficientemente fiel a la ecuación 4 como para asumir que en el cálculo $\delta^{18}\text{O}(X, Y)$ no se requieren correcciones adicionales importantes, por ejemplo, la ubicación del sitio (conocido como efecto continental) u otros factores de tipo circunstancial (como el efecto de cantidad) o local. Semejante al caso de la temperatura en superficie, la sola topografía muestra ser el control fundamental regional de la concentración isotópica de la precipitación.

En el cuadro 3 se muestran tanto los resultados obtenidos como otros publicados para diversas regiones y lugares. El examen comparativo de ese cuadro revela las dos cosas:

1. El fraccionamiento isotópico de la precipitación en la región central de México es definitivamente menos intenso que el de las regiones frías del planeta, aunque es prácticamente el mismo que el de la precipitación mundial calculado por Yurtsever y Gat

(1981). Sin embargo, la validez regional y local del mencionado fraccionamiento mundial es demasiado limitada debido a la gran escala a que se refiere (Fontes, 1980). La misma objeción se aplica al estudio de Castillo *et al.* (1985) sobre toda la república mexicana, como lo indican ellos mismos.

2. El efecto isotópico de altura, aunque resulta menos intenso —es decir, de menor valor absoluto— que el de los efectos medidos en ciertos lugares montañosos de Nuevo México, Guatemala y otros lugares templados, tiende a parecerse a los efectos locales documentados en otras regiones tropicales del mundo. Sin embargo, debe notarse que el valor del efecto de altura presentado por este estudio se refiere a una *constante regional* y como tal es un resultado más general que los valores locales reportados en los otros estudios aludidos.

La distribución geográfica $\delta^{18}\text{O}(X, Y)$

Al igual que la conocida fórmula que convierte grados Celsius en Fahrenheit, la ecuación 4 convierte la elevación topográfica en la concentración isotópica de la precipitación. Un mapa topográfico de la región estudiada puede así transformarse en un mapa de la distribución geográfica $\delta^{18}\text{O}(X, Y)$ en la misma región, objetivo del presente estudio. Tal representación gráfica, que aquí no se expone por ser obvia, se parece a la distribución para Norteamérica deducida por Taylor (1974), utilizando datos isotópicos de aguas subterráneas que no fueron expuestos en ese estudio. La nuestra es una relación específica físicamente sustentada.

Relación con la hidrología subterránea

El agua subterránea de un cierto sitio es la precipitación que se infiltró tiempo atrás en alguna zona de igual o mayor elevación, no demasiado lejana. Con los dos ejemplos siguientes se examina la ecuación 4 tanto en relación con su posible límite de validez como por su potencial de utilización en el trazado ambiental (ver el apéndice) de casos específicos de la hidrología subterránea.

- El valor promedio $\delta^{18}\text{O}$ del agua del acuífero de toda la cuenca de México es -10.0‰ (Cortés *et al.*, 1997). Este valor, por la ecuación 4, corresponde a una altura media de recarga de 3.2 km snm. Según esto, los acuíferos de la Cuenca serían recargados fundamentalmente en las partes más elevadas de sus serranías. Tal estimación parece algo exagera-

da si consideramos que 2.92 km snm es la altura promedio de dichas serranías (cuadro 1), lo que podría interpretarse como indicio de que el verdadero efecto de altura debería ser más acentuado (o, quizá, no lineal). Sin embargo, la ecuación 4 no puede invalidarse con tal argumento, ya que habría de considerarse que la precipitación más intensa ocurre precisamente hacia las cimas. Este es un problema susceptible de discusión.

- Cercano a Taxco, Guerrero, $Z = 1.75$ km snm, que según la ecuación 4 recibe precipitación de $\delta^{18}\text{O} = -6.9\%$, hay un importante manantial perenne que descarga agua de $\delta^{18}\text{O} = -10.7\%$. Este último valor, a través de la ecuación 4, corresponde a una altura media de recarga de 3.5 km snm. Tal elevación no se da en las cercanías de Taxco sino en las relativamente lejanas serranías del volcán Nevado de Toluca (ilustración 1). Éstas, y no las serranías locales, son entonces un fuerte candidato para ser el origen de la recarga del mencionado manantial (Cortés y Martínez, 1997).

Por lo visto, la ecuación 4 —o el mapa de la distribución geográfica $\delta^{18}\text{O}$ (X, Y)— permite asignar el valor de la concentración isotópica de la precipitación en todo sitio de la región de estudio. Su comparación con las concentraciones isotópicas del agua subterránea local permitirá el planteo de hipótesis de trabajo en ciertos estudios de la hidrología subterránea del centro de México.

Conclusiones

La concentración isotópica término medio del oxígeno-18, $\delta^{18}\text{O}$ (‰ *versus* Vienna-smow), de la precipitación en la región montañosa central de México es gobernada por un proceso de enfriamiento orográfico-adiabático tipo Rayleigh y sólo depende de la elevación topográfica Z (en km snm) del sitio donde ocurre. Como distribución geográfica, $\delta^{18}\text{O}$ (X, Y) = $-2.13 Z$ (X, Y) - 3.2, tiene una representación similar al mapa topográfico de la región, lo cual permite que a la precipitación de todo sitio allí incluido se le pueda asignar un valor específico para la concentración isotópica. El efecto de altura implícito, $\Delta\delta^{18}\text{O}/DZ = -2.13\%$ por kilómetro de elevación, es una constante regional.

Reconocimientos

En las etapas iniciales del presente estudio participaron Rubén Darío Arizabalo y Robert N. Farvolden (†). Yuyel Yurtsever, de la IAEA-Vienna, actualizó los datos de sus estaciones en México. Los autores agradecen los comentarios de Rodrigo Medina y Pedro Mosiño.

Apéndice

Esbozo de fundamentos y metodología de la hidrología isotópica ambiental

1. La hidrología isotópica ambiental, para distinguirla de la hidrología de trazadores radiactivos artificiales, se fundamenta en pocas premisas: el agua se constituye de hidrógeno y oxígeno, H_2O . Cada uno de esos elementos tiene diversos isótopos. El hidrógeno contiene dos isótopos estables: protio, ^1H , y deuterio, ^2H . El oxígeno abarca tres: ^{16}O , ^{17}O y ^{18}O . Así, existen seis variedades isotópicas estables del agua, de las cuales las más importantes para la hidrología actual (en parte por su fácil medida) son $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$, $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ y $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$. La primera es definitivamente la más abundante. Y lo que llueve e infiltra es una mezcla de ellas, gobernada por los procesos termodinámicos a que se ve sujeta. De estos procesos, los principales son los cambios de fase en las partes atmosférica y superficial del ciclo hidrológico, así como el equilibrio isotópico del agua con el substrato geológico. Excepto en condiciones geotérmicas, el equilibrio difícilmente se establece, por lo que, generalmente, la mezcla subterránea conserva en sus concentraciones isotópicas las marcas dejadas por sus historias atmosférica y superficial. En este sentido, las concentraciones isotópicas del ^{18}O y el ^2H son también trazadores hidrológicos, aunque naturales.

2. Sea $R_X = (\text{moles de } ^{18}\text{O}) / (\text{moles de } ^{16}\text{O})$ en el agua X , y $R_{\text{Vienna-smow}}$ la correspondiente a una agua llamada "Vienna-smow", usada como patrón internacional. Por "concentración delta del ^{18}O en el agua X " se entiende lo siguiente:

$$\delta^{18}\text{O}_X \text{ (en ‰ versus Vienna-smow)} \\ \equiv 1000 \times (R_X / R_{\text{Vienna-smow}} - 1).$$

Si $\delta^{18}\text{O}_X < 0$, caso común en aguas continentales no evaporadas en superficie, la concentración $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del agua X es menor que la concentración correspondiente del Vienna-smow; la última es una agua que asemeja a la marina (*standard mean ocean water*), fuente y sumidero del ciclo hidrológico.

3. La incertidumbre máxima de medida para el oxígeno-18 que se acepta de un laboratorio en el análisis de rutina de una cierta muestra de agua (esto es, en el análisis del agua contenida en una botella) es la siguiente: error en delta = ± 0.3 ‰. En México,

actualmente tales análisis se realizan en el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México.

4. Fundamentos, metodología y aplicaciones de la hidrología isotópica superficial y subterránea están expuestos extensamente en Clark y Fritz (1997).

Recibido: 20/09/1999

Aprobado: 12/10/2000

Referencias

- Arizabalo, R.D., A. Cortés y J. Durazo, "Concentraciones representativas de la precipitación en la cuenca de México", *GEOS - Boletín de la Unión Geofísica Mexicana*, Memorias de su Reunión Anual de 1988, Cuernavaca, 1989, pp. 261-275.
- Castillo, R.C., P. Morales, S. Ramos, I. Mata y O. Vivaldo, "El oxígeno-18 en las aguas meteóricas de México", *Revista Mexicana de Física*, vol. 31, 1985, pp. 637-647.
- Clark, I. y P. Fitz, *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, Lewis Publishers, Boca Raton-Nueva York, 1997.
- Cortés, A., J. Durazo y R.N. Farvolden, "Studies of isotopic hydrology of the basin of Mexico and vicinity: annotated bibliography and interpretation", *Journal of Hydrology*, vol. 198, 1997, pp. 346-376.
- Cortés, A. y R.N. Farvolden, "Isotope studies of precipitation and groundwater in the Sierra de Las Cruces, Mexico", *Journal of Hydrology*, vol. 107, 1989, pp. 147-153.
- Cortés, A. y S. Martínez, "Isotope hydrology in a mountain environment", *Advances in Ground-Water Hydrology: A Decade of Progress*, Watson, K.W. y A. Zaporozec (editores), American Institute of Hydrology, St. Paul, 1997, pp. 87-92.
- Dansgaard, W., "Stable isotopes in precipitation", *Tellus*, vol. XVI, 1964, pp. 436-467.
- Delgado, H., "Glaciers of Mexico", *Fluctuations of Glaciers: 1980-1985*, Haeberli, W. (editor), vol. V, UNESCO, París, 1987.
- Durazo, J., "Ciudad de México. Acuitardo superficial y contaminación acuífera", *Ingeniería Hidráulica en México*, vol. XI, núm. 2, mayo-agosto de 1996, pp. 5-14.
- Fontes, J.C., "Environmental isotopes in groundwater hydrology", *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Fritz, P. y J.C. Fontes (editores), vol. 1, Elsevier Sci. Pub. Co., Amsterdam, 1980.
- García, E., *Modificaciones al sistema de clasificación de Koeppen*, (publicado por su autora), México, D.F., 1988.
- IAEA, *Statistical Treatment of Environmental Isotope Data*, technical report series 206, International Atomic Energy Agency, Viena, 1982. [Los datos de las estaciones en México fueron actualizados a 1987 por la IAEA (Yuyel Yurtsever, comunicación escrita)].
- Janik, C.J., F. Goff, L. Fahlquist, A. Adams, A. Roldan-M., S.J. Chipera, P.E. Trujillo y D. Counce, "Hydrogeochemical exploration of geothermal prospects in the Tecuanburro Volcano region, Guatemala", *Geothermics*, vol. 21, 1992, pp. 447-481.
- Jáuregui, E., *Urban effects on convective precipitation in Mexico City*, comunicación escrita al 90th Meeting of Association of American Geographers, San Francisco, 1^o de abril de 1994.
- Leontiadis, I.L. y E. Nikolaou, "Environmental isotopes in determining groundwater flow systems, northern part of Epirus, Greece", *Hydrogeology Journal*, vol. 7, 1999, pp. 219-226.
- Morales, P., G. Mora, R.D. Arizabalo, A. Cortés y R. Rodríguez, *Contaminación de los acuíferos de Santa Catarina, D.F.*, reporte inédito Institutos de Física y Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 1988.
- Mosiño, P. y E. García, "The variability of rainfall in Mexico and its determination by means of the gamma distribution", *Geografiska Annaler*, vol. 63a, núm. 1-2, Suecia, 1981, pp. 1-10.
- Ortega, G.A., J.D. Cherry y R. Aravena, "Origin of pore water and salinity in the lacustrine aquitard overlying the regional aquifer of Mexico City", *Journal of Hydrology*, vol. 197, 1997, pp. 47-69.
- Pitre, C.V., *Analysis of induced recharge from waste water canal through fractured clays in Mexico City*, tesis de maestría, Facultad de Ciencias, Universidad de Waterloo, Canadá, 1994.
- Rudolph, D.L., J.A. Cherry y R.N. Farvolden, "Groundwater flow and solute transport in fractured lacustrine clay near Mexico City", *Water Resources Research*, vol. 27, 1991, pp. 2187-2201.
- SRH, *Lineamientos generales del Plan Hidráulico para la Cuenca del Valle de México*, Comisión Hidrológica de la Cuenca del Valle de México, Secretaría de Recursos Hidráulicos, México, 1966, pp. 45-47.
- Taylor, H.P. Jr., "The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposits", *Economic Geology*, vol. 6, 1974, 843 pp.
- Vuataz, F.D. y F. Goff, "Isotope geochemistry of thermal and nonthermal waters in the Valles caldera, Jemez Mountains, northern New Mexico", *Journal of Geophysics Research*, vol. 91, 1986, pp. 1835-1853.
- Wells, N., *The Atmosphere and Ocean: A Physical Introduction*, Taylor and Francis Ltd., Londres y Filadelfia, 1986.
- Werner, C., C.J. Janik, F. Goff, D. Counce, L. Johnson, C. Siebe, H. Delgado, S.N. Williams y T.P. Fisher, *Geochemistry of summit fumarole vapours and flanking thermal/mineral waters at Popocatepetl Volcano, Mexico* Report LA-13289-MS, Los Alamos National Laboratory, 1997.

Yurtsever, Y. y J.R. Gat, "Atmospheric waters", *Stable Isotopes in Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water*

Cycle, Gat, J.R. y R. Gonfiantini (editores), International Atomic Energy Agency, Viena, 1981.

Abstract

Cortés, A., & J. Durazo, "Oxygen-18 tendency in central Mexico rain", *Hydraulic Engineering in Mexico* (in Spanish), vol. XVI, num. 2, pages 93-102, April-June, 2001.

This paper presents a first estimation of the oxygen-18 concentration on central Mexico's mountain range rain, as a geographic relation, $\delta^{18}\text{O}(X, Y)$ not published before. Using data from 57 meteorological stations, it was acknowledged that, despite the region's climatic variability, the annual mean surface temperature is highly controlled by a humid, cooling, adiabatic atmospheric process, which makes temperature to depend solely on the topographic elevation Z (km over sea level). To estimate such relation, only eleven data pairs were used ($Z, \delta^{18}\text{O}$), where most deltas are short span mean values, collected mainly from the basin of Mexico. To theoretically validate the available isotopic data and bring them to the study's scale, it was shown that all data as a whole were congruous with a classical Dansgaard's model of isotopic rain, originated mainly by the adiabatic cooling already documented. Thus, the result $\delta^{18}\text{O}(X, Y) = -2.13 Z(X, Y) - 3.2$ is a exact copy of the region's topographic map. Concerning height, $\Delta\delta^{18}\text{O}/DZ = -2.13\%$ per kilometer of elevation, is a regional value. Such value is found within the published value range for several tropical sites of the planet. To exemplify the usage of $\delta^{18}\text{O}(X, Y)$, two aquifer recharge cases were outlined.

Key words: isotopic rain, orographic adiabatic cooling, Rayleigh process, height isotopic effect, central Mexico, basin of Mexico, underwater hydrology.

Dirección institucional de los autores:

Alejandra Cortés

Jaime Durazo

Correo electrónico: durazo@tonatiuh.igeofcu.unam.mx

Instituto de Geofísica

Universidad Nacional Autónoma de México

04510 México, D. F., México