

# Hidrología isotópica e hidroquímica de la región Caprivi Oriental, Namibia

ANTONIO PLATA BEDMAR (\*)

**RESUMEN** La región de Caprivi Oriental, Namibia, es una zona plana de 11.600 km<sup>2</sup>, que constituye, en su mayor parte, una prolongación del desierto Kalahari. Una parte de la zona está formada por las llanuras de inundación de los ríos Kwando y Zambeze y el resto por los conocidos sedimentos del Kalahari. La región soporta una población de unos 60.000 habitantes que viven, principalmente, de una agricultura y ganadería rudimentarias. La mayor parte de esta población se nutre de aguas subterráneas. El estudio realizado proporciona información básica sobre el origen, calidad y renovación de estas aguas subterráneas. Las herramientas de trabajo han sido hidrogeoquímica, medida de los isótopos estables deuterio y oxígeno-18 y medida del tritio natural. Estas técnicas han permitido la identificación de la contribución de los ríos a la recarga del acuífero y la estimación de la recarga. Asimismo, han proporcionado información sobre el controvertido curso del río Kwando y su eventual conexión con el río Zambeze.

## ISOTOPE HYDROLOGY AND HYDROCHEMISTRY OF EASTERN CAPRIVI, NAMIBIA

**ABSTRACT** *The region of Eastern Caprivi, Namibia, is a flat area of 11.600 km<sup>2</sup>, that corresponds to a prolongation of the Kalahari desert. The Region is partially formed by the flood plains of the rivers Kwando and Zambeze, and the rest by the well-known Kalahari sands. The Region is supporting a population of about 60.000 inhabitants, being a rudimentary agriculture and cattle raising the backbone of the economic activity. Most of the population is using groundwater for all purposes. The performed study has provided basic information on the origin, quality and turnover time of this groundwater. Hydrochemistry, stable isotopes of water, deuterium and oxygen-18, and natural tritium have been used as working tools. These techniques have permitted the identification of the contribution to recharge of the existing surface water flows, as well as the estimation of this recharge rate. In a similar way, these techniques have provided information on the controversial pathway of river Kwando and on its eventual connection with the river Zambeze.*

**Palabras clave:** Caprivi; Kalahari; río Kwando; río Zambeze; tritio; deuterio; oxígeno-18; hidrogeoquímica.

## 1. INTRODUCCIÓN

Como puede verse en la figura 1, la región de Namibia conocida como Caprivi Oriental se encuentra situada en el extremo Nordeste del país. La región se encuentra bordeada por los ríos Zambeze y Kwando, este último procedente de Angola. A esta región se llega a través de una estrecha banda de tierra de unos 10 km de ancho. La región está limitada al Norte por Angola y Zambia y al Sur por Botsuana.

La extensión de la zona del estudio asciende a 11.600 km<sup>2</sup>. Se trata de un territorio completamente llano, que constituye una prolongación del desierto de Kalahari. Aproximadamente, el 30% de esta superficie está formada por las llanuras de inundación de los ríos Zambeze, Chobe y Kwando-Linyanti. La población de la región asciende a unos 60.000 habitantes, más de la mitad de los cuales viven sobre estas llanuras de inundación. La agricultura y ganadería constituyen las fuentes principales de una economía bastante primitiva. La vegetación existente es de tipo autóctono y cubre una superficie comprendida entre el 20 y el 45%.

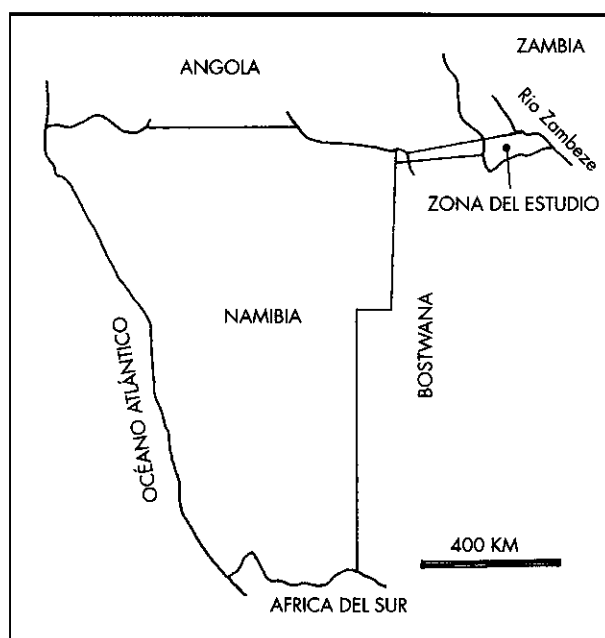


FIGURA 1. Situación de la zona del estudio

(\*) Licenciado en Ciencias Químicas. Director del Programa de Hidrología Isotópica. Centro de Estudios de Técnicas Aplicadas del CEDEX (Ministerio de Fomento).

El estudio presente tenía como finalidad la investigación de los recursos hídricos subterráneos de la zona. El estudio fue realizado dentro del marco de un Proyecto de Cooperación Técnica entre el Organismo Internacional de Energía Atómica, con sede en Viena, Austria, y el Gobierno de Namibia a través del Departamento de Hidrología del Ministerio de Agricultura.

## 2. MARCO HIDROLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

Como se ha mencionado anteriormente, la región es una continuación del desierto de Kalahari. Los materiales del terreno son de carácter sedimentario y están formados por una secuencia de arenas blancas bien clasificadas, humus oscuro rico en materiales limosos y turbas arcillosas. En general, escasean los materiales gruesos. Las depresiones del terreno suelen encontrarse cubiertas por materiales arcillosos de baja permeabilidad. El resto de la zona se encuentra cubierta por arenas amarillas y rojas de procedencia eólica. El tipo de deposición de estos materiales ha dado lugar a una gran irregularidad en su distribución.

El clima de la región es de tipo subtropical con dos estaciones bien definidas, una húmeda que se extiende desde Octubre a Marzo y una seca que comprende el resto del año. La precipitación media de la zona asciende a unos 650 mm/año, si bien muestra una distribución muy irregular, tanto en tiempo, como en espacio. La temperatura en la capital de la región Katima Mulilo oscila entre 10°C y 39°C. La humedad relativa alcanza valores inferiores a 40% durante la estación seca. La evaporación anual media asciende a unos 2 m/año. La altitud media de la zona corresponde a una cota de 930 m.s.n.m.

Debido a tratarse de una zona muy llana, no se ha desarrollado en la misma una red interna de drenaje, pero si existen algunas depresiones y anchos canales a través de los cuales puede circular el agua de las precipitaciones en años excepcionalmente lluviosos. La más importante de estas depresiones es la que forma el lago Liambezi, el cual tiene una superficie de 300 km<sup>2</sup>. Este lago se llena, solamente, los años en los que el río Zambeze se desborda, tal

como ocurrió en 1973-74. El agua llega al mismo a través del canal Bukalo (véase figura 3).

El sistema fluvial está formado, por una parte, por el río Zambeze y, por otra, por el sistema formado por los ríos Kwando, Linyanti y Chobe. El río Zambeze nace en Angola, cruza Zambia y tiene en Katima Mulilo una cuenca de 340.000 km<sup>2</sup>, con un caudal medio mayor de 1000 m<sup>3</sup>/s.

El río Kwando nace en Angola y tiene un caudal máximo que supera los 100 m<sup>3</sup>/s, si bien, durante los últimos años, este caudal ha caído drásticamente por causas no identificadas. Este río soporta una fauna muy abundante y variada, que incluye varias colonias de hipopótamos. La mayor parte del agua de este río se infiltra en las arenas del Kalahari en zona de Botsuana, dando vida a un extenso Parque Nacional. Si bien no ha sido demostrado de una forma fehaciente, se supone que este río continúa, en años de fuertes crecidas, a través de los ríos Linyanti y Chobe hasta desembocar en el río Zambeze. El cauce del río Linyanti existe de hecho, pero existe la duda de si el agua de este río circula en un sentido u otro. El río Chobe conecta al lago Liambezi con el río Zambeze. El nivel del agua de este último río medido en Katima Mulilo suele presentar un mínimo de 0,5 metros en el mes de Octubre y un máximo de 8,2 metros (valores medios) durante los meses de Marzo o Abril. Esta variación cíclica de nivel hace que el agua del río Chobe circule en las dos direcciones dependiendo de la época del año.

Por lo que respecta a las aguas subterráneas, los estratos más productivos corresponden a las arenas finas. Se han perforado varias centenas de pozos con profundidades que oscilan entre 15 y 150 metros. Por regla general las aguas subterráneas son de elevada salinidad para profundidades mayores de unos 50 metros, dependiendo de la zona. Incluso, existen zonas donde sólo se tienen aguas salinas no aptas para ningún tipo de uso. Lo más frecuente es que las aguas dulces de buena calidad se encuentren localizadas en una capa de un espesor comprendido entre 10 y 20 metros por debajo del nivel freático. Se desconoce el origen de las aguas salinas más profundas. Una posibilidad es que se trate de aguas procedentes de lagos fuertemente evaporados que fueron colmatados por los sedimen-

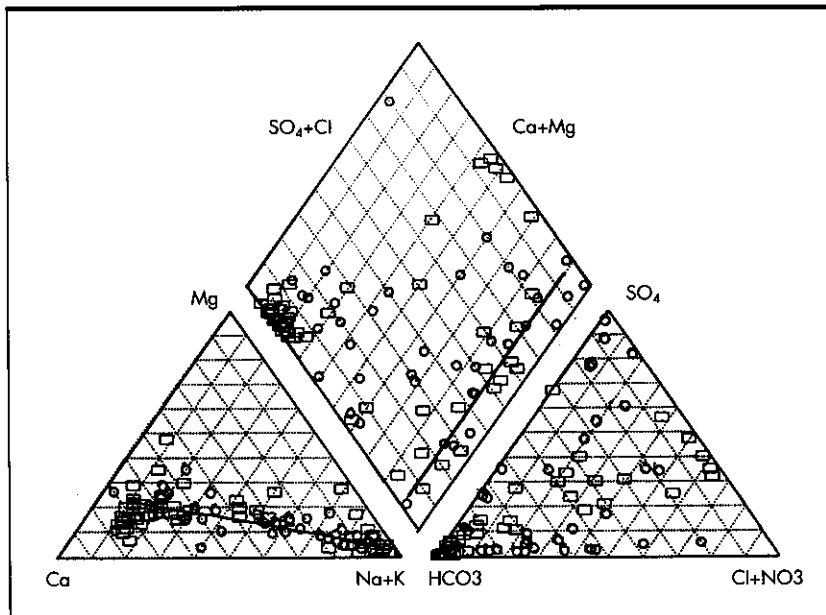


FIGURA 2. Diagrama de Piper.

tos transportados por antiguos cursos de agua, es decir, de aguas congénitas. Los isótopos estables del agua, junto con el carbono-14 pueden aportar una información muy importante a este respecto. Pero, desgraciadamente, no pudo ser analizado este último isótopo. No se tienen datos sobre la piezometría de las aguas subterráneas de la zona ni sobre los cambios de nivel freático de los pozos que ocurren a lo largo del año.

Debido al escaso desarrollo económico de la región, el uso que se hace de las aguas superficiales es mínimo a pesar de los grandes caudales del río Zambeze. En las condiciones actuales, los bajos caudales existentes en el río Kwando (entre 8 y 20 m<sup>3</sup>/s) no permiten la explotación de este río con fines agrícolas sin un serio detrimento de la fauna que depende del mismo. La mayor parte de la población se abastece de aguas subterráneas obtenidas de pozos perforados a través de programas de ayuda soportados por diferentes países.

### 3. OBJETIVOS DEL ESTUDIO Y TÉCNICAS UTILIZADAS

El objetivo principal del estudio era la investigación de los recursos hídricos del acuífero, incluyendo los siguientes puntos:

- 1) Identificación y determinación de la contribución de los ríos a la recarga del acuífero.
- 2) Evaluación de la recarga del acuífero a partir de las técnicas de datación basadas en el tritio de origen termonuclear.
- 3) Estudio del régimen de funcionamiento del sistema fluvial formado por los ríos Kwando, Linyanti y Chobe.

Las técnicas utilizadas para conseguir estos objetivos han sido las siguientes:

- 1) Medida de la composición isotópica del agua, es decir, de las desviaciones isotópicas δD y δ<sup>18</sup>O. Las muestras fueron analizadas en el laboratorio del CEDEX.
- 2) Medida del tritio natural de las aguas subterráneas y superficiales. Debido a las bajas concentraciones de este radioisótopo en el agua, estas medidas han requerido el uso de la técnica de concentración electrolítica y de un espectrómetro de centelleo líquido de fondo extremadamente bajo. Los análisis fueron realizados, en parte, en el laboratorio del CEDEX y, en parte, en el laboratorio de tritio de la Universidad de Pretoria, África del Sur.
- 3) Análisis químico de muestras de agua, incluyendo la determinación en campo de parámetros no conservativos, concretamente del pH, conductividad, temperatura y alcalinidad, así como la determinación en laboratorio de los componentes mayoritarios del agua.

## 4. RESULTADOS OBTENIDOS

### 4.1. HIDROQUÍMICA

#### 4.1.1. Calidad química del agua

Se han analizado un total de 164 muestras de agua, la mayor parte de ellas tomadas de pozos de la zona en diferentes campañas de muestreo. Asimismo se analizaron algunas muestras de aguas de los ríos de dicha zona. Por razones de espacio, no se presenta una tabla con estos resultados.

La figura 2 muestra un diagrama de Piper, que incluye todos los resultados obtenidos. Los puntos circulares corresponden a una campaña diferente a la de los puntos rectangulares. En dicha campaña, no fueron analizados los iones Na<sup>+</sup> y K<sup>+</sup>. La contribución de estos elementos alcalinos se ha calculado teóricamente de forma que se equilibre el balance de cationes y aniones.

Lo primero que se observa en el diagrama de la figura es la gran variedad de las composiciones químicas de las aguas subterráneas de la zona. Cuando la conductividad eléctrica es baja (inferior a unos 600 μS/cm), las aguas suelen ser bicarbonatadas cálcico-magnésicas. Puede decirse que la mayor parte de las aguas más modernas corresponden a esta calidad química. Pero, en cambio, las aguas con un tiempo largo de permanencia en el acuífero han evolucionado químicamente a través de un proceso de intercambio de los iones alcalino-térricos con los iones alcalinos de las arcillas (principalmente sodio). Este proceso justifica la existencia de numerosas aguas en las que el catión predominante es el Na<sup>+</sup>. El diferente grado de evolución de las aguas determina, principalmente, la gran variabilidad de la composición química del agua. Este proceso evolutivo del agua se refleja por la línea recta trazada en el diagrama de la figura 2 que corresponde a los cationes.

Sin embargo, las concentraciones relativas elevadas de ion Cl<sup>-</sup> son escasas, como puede verse en el diagrama de aniones. Por tanto, las altas concentraciones de sodio se asocian a los iones cloruro, bicarbonato y sulfato en proporciones similares, como se desprende la densidad de puntos a lo largo de la línea trazada en el diagrama romboidal de la figura 2.

Por otra parte, la tabla 1 muestra la correlación existente entre los diferentes componentes y parámetros químicos. Se observa la existencia de buenas correlaciones de los sólidos totales disueltos con los iones Na<sup>+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y CO<sub>3</sub>H<sup>-</sup>, del ion Mg<sup>2+</sup> con Na<sup>+</sup> y del ion Na<sup>+</sup> con Cl<sup>-</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. La buena correlación existente entre el ion Na<sup>+</sup> y el ion SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y la mala correlación entre Ca<sup>2+</sup> con todos los iones restantes refuerza lo expuesto anteriormente en relación con el intercambio de iones alcalino-térricos por iones alcalinos. La correlación entre Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup> resulta lógica, si bien sería mejor de no ocurrir el proceso anterior.

TABLA 1. Coeficiente de correlación lineal r<sup>2</sup> de los diferentes parámetros químicos. STD = sólidos totales disueltos.

	[Ca <sup>2+</sup> ]	[Mg <sup>2+</sup> ]	[Na <sup>+</sup> ]	[K <sup>+</sup> ]	[Cl <sup>-</sup> ]	[SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ]	[CO <sub>3</sub> H <sup>-</sup> ]
STD	0,0007	0,106	0,918	0,595	0,671	0,858	0,858
[Ca <sup>2+</sup> ]		0,280	0,295	0,284	0,015	0,004	0,023
[Mg <sup>2+</sup> ]			0,878	0,634	0,060	0,099	0,082
[Na <sup>+</sup> ]				0,545	0,859	0,941	0,011
[K <sup>+</sup> ]					0,522	0,599	0,011
[Cl <sup>-</sup> ]						0,624	0,132
[SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ]							0,362

4.1.2. Mapas hidroquímicos adecuada

Las figuras 3 y 4 muestran, respectivamente, los mapas hidroquímicos correspondientes a la conductividad del agua y a la concentración de ión sulfato. Desgraciadamente, los datos disponibles no cubren la totalidad del área del estudio con una densidad de puntos adecuada.

La distribución de ambos parámetros conduce a conclusiones similares. En ambos casos, se refleja de forma muy clara la influencia de la recarga producida por el río Kwando. Esta influencia afecta a una banda de unos 20 km de ancho, que se extiende a lo largo del río hasta un punto que coincide con el punto hasta donde llegan las últimas aguas del mismo en condiciones normales de caudal (estación de bombeo de Linyanti). Lógicamente, el ancho de esta banda viene determinado por los bajos valores de la conductividad y de la concentración de ion  $SO_4^-$ .

Los resultados anteriores sugieren, en principio, que las aguas del río Kwando no contribuyen a la recarga del acuífero más allá del punto indicado anteriormente. Los elevados valores de la conductividad y de la concentración de ión  $SO_4^-$  entre este punto y el lago Liambezi sugieren, por el contrario, que las aguas altamente evaporadas de este lago fluyen en sentido inverso al del río Kwando. Este flujo sólo existe de tarde en tarde, cuando el lago contiene agua procedente del desbordamiento del río Zambeze llegada al mismo a través del canal Bukalo.

No se tiene una explicación clara de la baja conductividad y bajo contenido en ión  $SO_4^-$  existente al Sur de Katima Mulilo. En principio, parecería lógico que ello fuera debido a la contribución a la recarga del río Zambeze. Pero, como se verá más adelante, los isótopos estables del agua no confirman

esta hipótesis. Lo más probable es que la baja salinidad del agua sea debida al hecho de tratarse de una planicie de inundación del río Zambeze. Pero, el autor no dispone de información suficiente para poder afirmarlo. La diferente litología del acuífero en esta zona sería la causa de la menor salinidad.

5. ISÓTOPOS ESTABLES DEL AGUA

Los isótopos estables del agua deuterio y oxígeno-18 se midieron en 89 muestras de agua, la mayor parte de las cuales pertenecían a pozos de explotación. Por razones de espacio, no se presenta una tabla con estos resultados. En su lugar, la distribución de la desviación isotópica  $\delta^{18}O$  se presenta en la figura 5.

Por otra parte, la figura 6 muestra un diagrama que relaciona las desviaciones isotópicas  $\delta D$  y  $\delta^{18}O$ . Como puede verse, todos los puntos del diagrama se alinean a lo largo de una línea de evaporación que corresponde a la ecuación  $\delta D = 5,5\delta^{18}O - 11$ . Esta pendiente de 5,5 es típica de la mayor parte de las líneas de evaporación que se obtienen en zonas diversas del globo. Solamente, las muestras de composición isotópica más negativa se aproximan a la línea de aguas meteóricas, que, como se sabe, representa a la mayoría de las aguas superficiales y subterráneas del globo. Esta línea corresponde a la ecuación  $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ . La intersección de ambas líneas se produce en un punto que corresponde a los valores  $\delta D = -58\text{‰}$  y  $\delta^{18}O = -8,7\text{‰}$ . Esta es, aproximadamente, la composición isotópica media de las precipitaciones de la zona que contribuyen a la recarga del acuífero. Hay que indicar que valores similares a éste han sido encontrados en aguas subterráneas de zonas próximas a la región de Caprivi (Dinçer et al., 1979 y 1989). Si se tiene en cuenta que también los puntos correspondientes a los ríos Kwando y

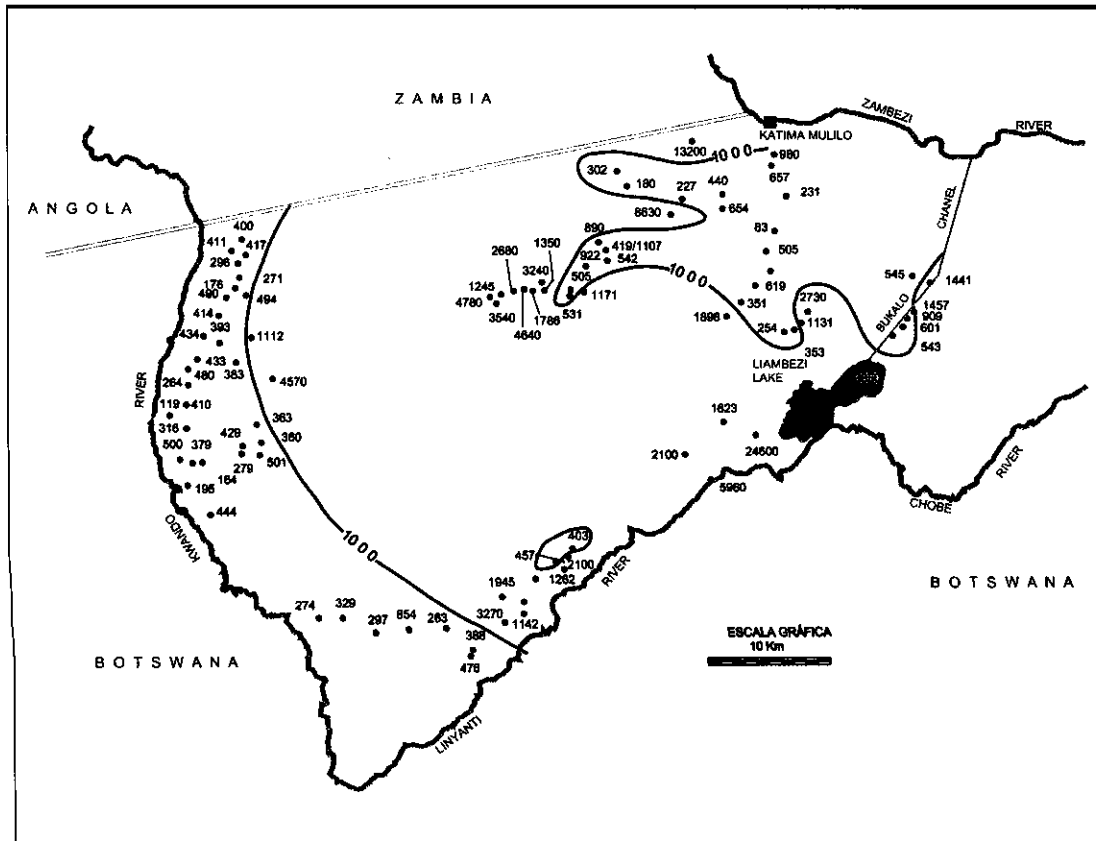


FIGURA 3. Distribución de conductividad eléctrica. Valores en  $\mu S/cm$ .

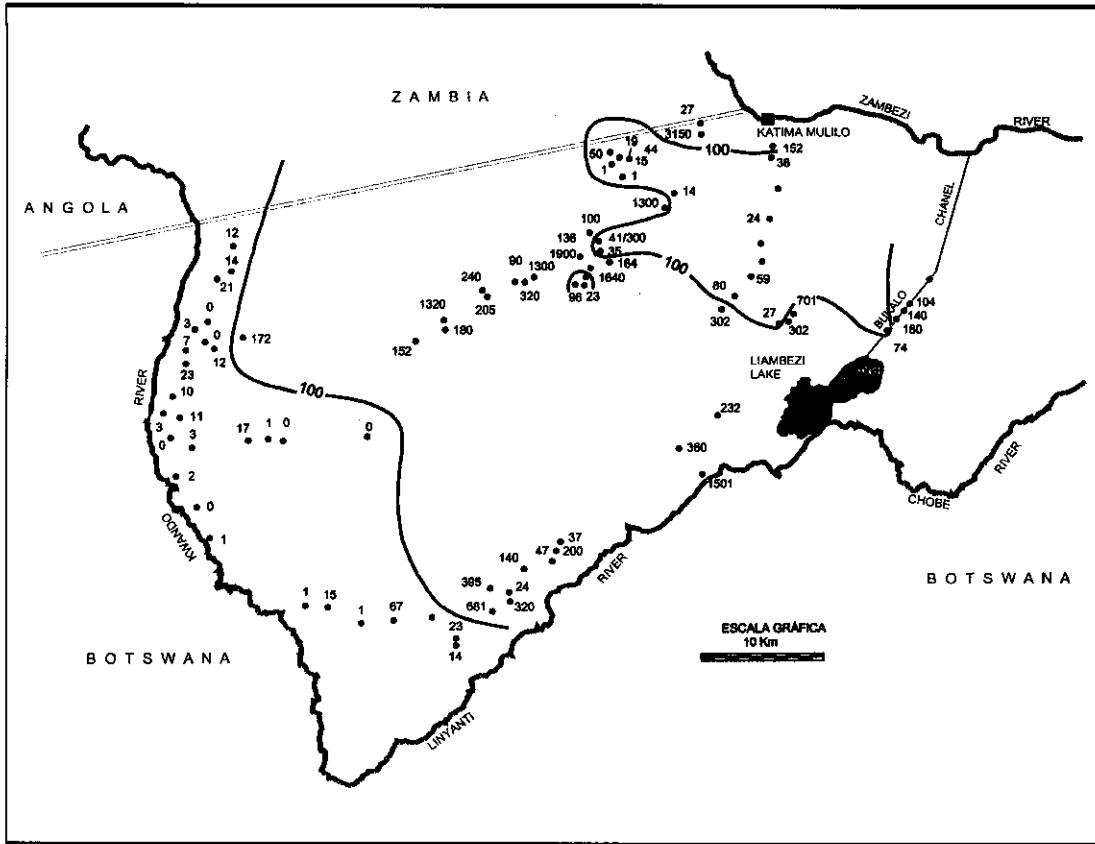


FIGURA 4. Distribución de la concentración de ión  $\text{SO}_4^{2-}$ . Valores expresados en mg/l.

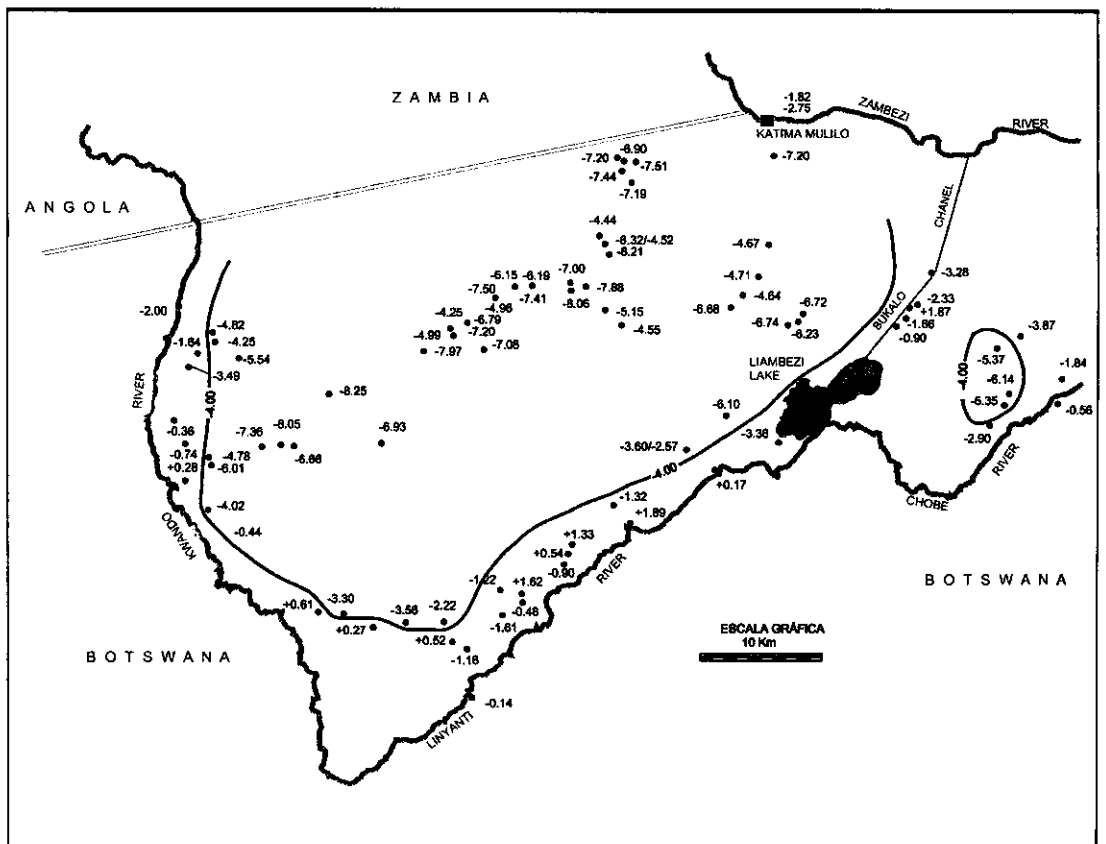


FIGURA 5. Distribución de la desviación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$ . Valores expresados en tantos por mil.

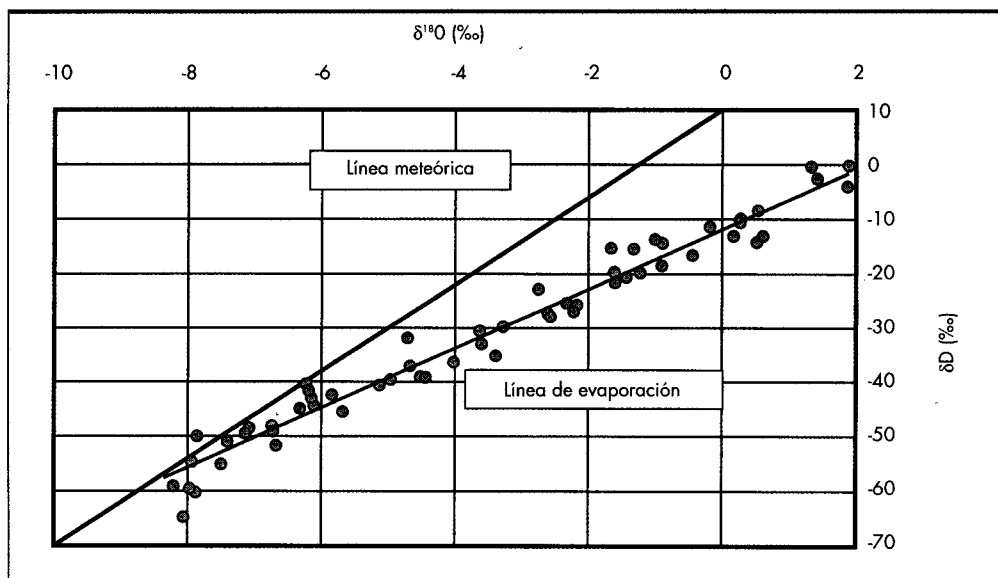


FIGURA 6. Diagrama que relaciona las desviaciones isotópicas  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta\text{D}$ .

Zambeze se encuentran sobre esta línea de evaporación, puede afirmarse que la composición isotópica media de las precipitaciones de las cuencas de estos ríos también se encuentra próxima a los valores antes indicados.

En definitiva, los resultados obtenidos demuestran que la mayor parte de las aguas subterráneas de la zona han experimentado procesos de evaporación importantes antes de su infiltración en el terreno. Ello se debe en gran parte a la importante contribución a la recarga de los ríos Kwando y Zambeze. En las zonas alejadas de estos ríos, la presencia de aguas muy evaporadas (valores menos negativos de  $\delta^{18}\text{O}$ ) implica un tiempo de permanencia del agua en superficie, relativamente, largo y, por consiguiente, una escasa infiltración directa. Las aguas de las precipitaciones se acumulan en las depresiones del terreno y, posteriormente, se infiltran con lentitud. Ello indica, asimismo, una baja permeabilidad de los materiales finos de origen eólico que cubren la mayor parte de la zona. Pero, hay que tener en cuenta que la evaporación del agua ocurre también durante la caída de las gotas desde la nube al suelo, lo cual ocurre, lógicamente, al principio de los períodos lluviosos cuando la atmósfera no se encuentra saturada en vapor de agua.

La distribución de los datos de  $\delta^{18}\text{O}$  mostrada en la figura 5 refleja de forma clara la contribución de los ríos a la recarga de los acuíferos. En la zona central alejada de los ríos, abundan valores de  $\delta^{18}\text{O}$  más negativos de  $-7\text{‰}$ . Estos corresponden a zonas donde el agua de lluvia se infiltra de forma más rápida, es decir, con un grado de evaporación menor. En cambio, en las zonas próximas a los ríos abundan valores menos negativos de  $-5\text{‰}$ , los cuales se interpretan como puntos donde estos ríos contribuyen a la recarga de forma predominante o significativa. Debe tenerse en cuenta que la composición isotópica del río Kwando varió entre los valores  $\delta\text{D} = -25,7\text{‰}$  y  $\delta^{18}\text{O} = -2,1,7\text{‰}$ , en el punto de entrada a la zona del estudio, y  $\delta\text{D} = -0,2\text{‰}$  y  $\delta^{18}\text{O} = -1,89\text{‰}$  en el tramo final, cuando el río se interna en Botsuana. Lógicamente, el enriquecimiento isotópico del agua de este río se debe a la evaporación del agua entre ambos puntos. Para el río Zambeze, la muestra tomada en Katima Mulilo dio los valores  $\delta\text{D} = -22,8\text{‰}$  y  $\delta^{18}\text{O} = -2,75\text{‰}$ .

Llama la atención los valores muy poco negativos de los pozos situados a lo largo del canal Bukalo entre el río Zam-

beze y el lago Liambezi. Estos valores indican de forma clara que estas aguas subterráneas proceden, en su mayor parte, de la infiltración del agua del canal durante los escasos períodos de tiempo en que lleva agua. La última vez que el canal llevó agua fue en 1975. Sin embargo, a pesar del largo período de tiempo transcurrido hasta la fecha de muestreo (año 1998), el agua subterránea aún conservaba la señal isotópica propia del agua del canal. Esto refleja, sin duda, un valor muy pequeño de la recarga procedente de las precipitaciones.

Los pozos de la zona situada al Sur de Katima Mulilo, donde existen aguas de baja salinidad (véanse figuras 3 y 4), no presentaron valores de  $\delta^{18}\text{O}$  que permitan identificar esta agua como procedentes del río Zambeze. Por tanto, hay que buscar otra hipótesis para explicar esta baja salinidad. Posiblemente, la hipótesis apuntada en el apartado 4 sea la correcta.

Por otra parte, la figura 7 muestra la relación existente entre la desviación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  y la conductividad de las aguas subterráneas de la zona. La mayor parte de los puntos tienen una conductividad inferior a  $1000 \mu\text{S}/\text{cm}$ , mientras que sus desviaciones isotópicas varían entre  $2$  y  $-8,2\text{‰}$ . En el caso de existir aguas congénitas procedentes de lagos antiguos fuertemente evaporados, habría una correlación positiva entre conductividad y desviación isotópica, es decir, las aguas de mayor conductividad tendrían valores de  $\delta^{18}\text{O}$  menos negativos o positivos. Tal vez, los tres puntos de la parte superior del diagrama puedan representar una tendencia que conduzca hacia aguas congénitas con una conductividad entre  $10$  y  $20 \text{mS}/\text{cm}$  y unos valores positivos de  $\delta^{18}\text{O}$ . Esto sería un indicio de la existencia de este tipo de aguas a niveles más profundos. El carbono-14 puede presentar mayor evidencia a este respecto.

Sin embargo, en la mayor parte de los casos, la conductividad del agua viene gobernada por la disolución de materiales del terreno, la cual, lógicamente, se relaciona con el tiempo de permanencia del agua en el acuífero. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  menos negativos o positivos se forman a partir de la evaporación en superficie de aguas procedentes de las precipitaciones, así como del agua de los ríos. La evaporación produce un elevado desplazamiento de la composición isotópica hacia valores menos negativos o, incluso, positivos, pero la conductividad se mantiene con valores bajos debido al bajo valor inicial de este parámetro.

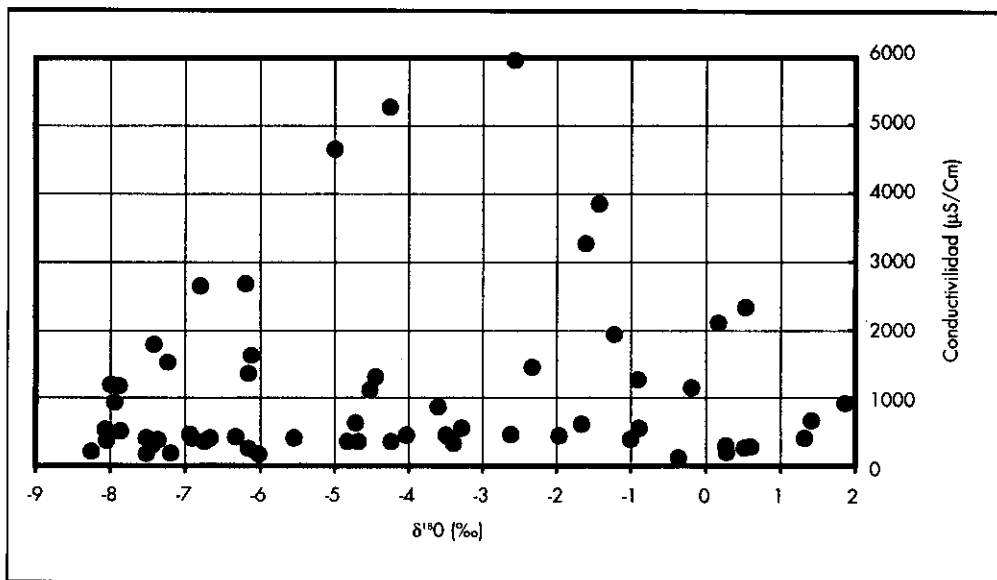


FIGURA 7. Relación entre la desviación isotópica  $\delta^{18}O$  y la conductividad para las aguas subterráneas de la zona.

### 6. TRITIO NATURAL DEL AGUA

Los resultados de la concentración de tritio de las aguas de la zona se muestran en la figura 8 expresados en unidades de tritio (UT). Como se sabe, una unidad de tritio equivale a una concentración de 3,2  $\mu Ci/m^3$  o 8,5 Bq/l. Una parte de los análisis fueron realizados en el laboratorio de tritio del CEDEX (CETA) y el resto en el laboratorio de la Universidad de Pretoria (Africa del Sur). Los errores analíticos de estos valores, representados por la desviación estándar, varían al-

rededor de 0,1 UT para las muestras analizadas en el primer laboratorio y 0,3 UT para las analizadas en el segundo.

Como puede verse en la figura, la distribución de la concentración de tritio en las aguas subterráneas de la zona del estudio es muy irregular, lo mismo que sucede con la distribución de la composición isotópica del agua y de las concentraciones de los parámetros químicos. Esto constituye una clara indicación de la extrema lentitud de los flujos subterráneos dentro del acuífero. El agua que se infiltra en un punto determinado de éste permanece en el entorno del punto de infiltra-

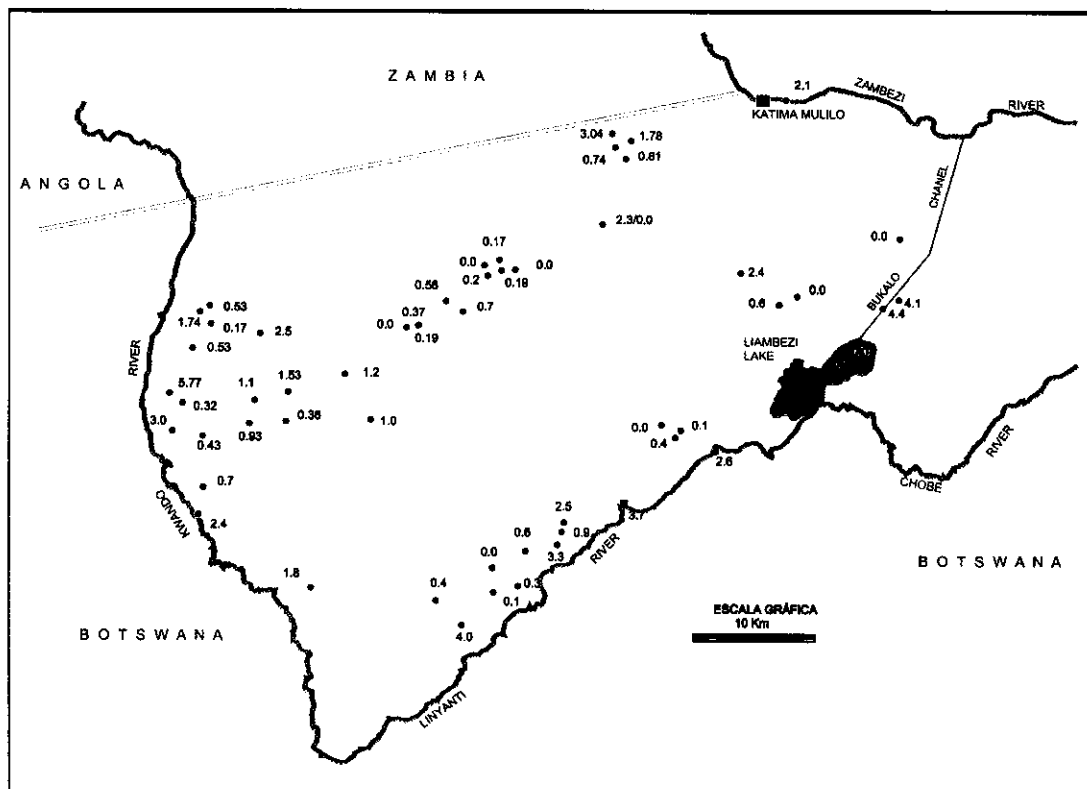


FIGURA 8. Distribución de la concentración de Tritio. Valores expresados en unidades de Tritio (UT).

ción sin mezclarse apenas con las aguas de puntos próximos.

Para poder interpretar de forma correcta estos resultados, se precisa conocer las concentraciones de tritio habidas en las precipitaciones de la zona desde que se iniciaron los ensayos de armas termonucleares en 1952. Estos valores han sido obtenidos a partir de los datos publicados por la red OIEA-OMM (Organismo Internacional de Energía Atómica y Organización Meteorológica Mundial, respectivamente) en estaciones próximas a la zona del estudio (IAEA, 1992). Concretamente, se han utilizado los datos de Windhoek (Namibia), Pretoria (Africa del Sur), Harare (Zimbabue), Ndola (Zambia) y Malange (Angola). Como modelo general de tritio en las precipitaciones del Hemisferio Sur, se ha utilizado, como recomienda el OIEA, el obtenido para Kaitoke (Nueva Zelanda), debido a ser ésta la estación donde se tiene una serie más completa de datos. Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 2. El primer dato para cada año corresponde a la concentración de las precipitaciones anuales referida al momento en que estas se produjeron. El segundo dato indica la concentración corregida por desintegración del tritio hasta el año 1998, fecha en que se tomaron las muestras de agua. Es decir, este segundo dato indica las concentraciones que tendrían las aguas de las precipitaciones de años pasados en el momento en que se realizó el muestreo.

Los datos de la tabla 2 muestran que la concentración media de tritio en las precipitaciones de la zona ha sido superior a unas 2,3 UT desde el año 1960 (valores corregidos por desintegración radiactiva). La concentración media para el período 1953 a 1997 asciende a 3,96 UT y la misma para el período 1981 a 1997 asciende a 2,7 UT. Por tanto, puede decirse, sin temor a equivocarse, que los pozos que dieron concentraciones de tritio menores de unas 2 UT contienen fracciones significativas de aguas procedentes de las precipitaciones anteriores al año 1960. Esto ocurre en la mayor parte de los pozos muestreados, como puede verse en la figura 8.

De las 55 muestras de agua analizadas, solamente, 9 dieron concentraciones de tritio que corresponden a aguas modernas, entendiéndose por tales aguas procedentes de precipitaciones posteriores al año 1960. La concentración media de todas las muestras analizadas fue igual a 1,1 UT.

En principio, la recarga *R* del acuífero puede determinarse a partir del balance de tritio. La siguiente expresión puede utilizarse para ello:

$$R_{1953-1997} = P_{1953-1997} \frac{I_a}{(I_p)_{1953-1997}}$$

donde  $P_{1953-1997}$  es la precipitación media del período 1953 a 1997 expresada en mm/año,  $(I_p)_{1953-1997}$  es el inventario de tritio en las precipitaciones locales durante el mismo período de tiempo expresado en  $\mu\text{Ci}/\text{m}^2$  o  $\text{Bq}/\text{m}^2$  e  $I_a$  es el inventario de tritio en el acuífero expresado en las mismas unidades anteriores. La relación  $I_a/(I_p)_{1953-1997}$  representa la fracción de tritio infiltrada en el acuífero.

Con los datos disponibles sobre los parámetros involucrados en el cálculo, sólo puede realizarse una estimación grosera de la recarga. El inventario de tritio en las precipitaciones  $(I_p)_{1953-1997}$  puede obtenerse por medio de la ecuación siguiente:

$$(I_p)_{1953-1997} = \sum P_i C_i \approx P_m C_m$$

donde  $P_i$  es la precipitación anual media para los años entre 1953 y 1997 y  $C_i$  es la concentración correspondiente, es decir, los valores indicados en la tabla 2. No se tienen datos concretos sobre la distribución de la precipitación de la zona durante el período indicado. Tomando una precipitación media ( $P_m$ ) de 650 mm/año ( $\text{l}/\text{m}^2$ ) y la concentración media ( $C_m$ ) de tritio antes indicada igual a 3,96 UT, se tiene un valor del  $(I_p)_{1953-1997}$  igual a 0,37  $\mu\text{Ci}/\text{m}^2$ .

El inventario de tritio en el acuífero se compone, tanto del tritio que se encuentra en la zona saturada, como el que está en la zona no saturada. El primero puede determinarse de forma aproximada haciendo uso de la siguiente ecuación:

$$(I_a)_{\text{ZONA SATURADA}} = p h_{SZ} C_{SZ}$$

donde  $p$  es la porosidad,  $h_{SZ}$  el espesor de la zona saturada y  $C_{SZ}$  es la concentración de tritio en la muestra de agua medida.

Para el espesor medio de la columna de agua de los pozos de la zona, puede tomarse un valor estimado igual a 10 metros, el cual se basa en la información que se tiene de numerosos pozos. Debido a que las aguas profundas del acuífero suelen ser de alta salinidad, la mayor parte de los pozos de la zona penetran sólo un espesor de agua de este orden de magnitud por debajo del nivel freático. Por tanto, tomando este es-

Año	UT sin corregir	UT corregidas	Año	UT sin corregir	UT corregidas	Año	UT sin corregir	UT corregidas
1953	0,3	0,02	1968	45,6	8,55	1983	6,4	2,78
1954	1,2	0,10	1969	54,1	10,74	1984	6,1	2,77
1955	6,5	0,59	1970	52,5	11,02	1985	5,9	2,85
1956	3,0	0,29	1971	44,3	9,84	1986	5,2	2,64
1957	7,5	0,76	1972	27,2	6,39	1987	5,0	2,70
1958	6,2	0,67	1973	21,5	5,34	1988	4,5	2,58
1959	6,8	0,77	1974	16,7	4,39	1989	4,5	2,72
1960	21,2	2,55	1975	18,0	4,99	1990	4,0	2,56
1961	15,3	1,94	1976	12,1	3,55	1991	4,0	2,71
1962	22,6	3,04	1977	12,3	3,81	1992	3,5	2,50
1963	39,5	5,61	1978	10,9	3,56	1993	3,5	2,65
1964	67,1	10,08	1979	9,6	3,33	1994	3,0	2,40
1965	60,2	9,55	1980	8,9	3,26	1995	3,0	2,54
1966	60,2	10,10	1981	6,9	2,69	1996	2,5	2,24
1967	50,2	8,91	1982	6,9	2,84	1997	2,5	2,36

TABLA 2. Concentraciones de tritio calculadas para las precipitaciones de la zona del estudio a partir de los datos conocidos para las estaciones de la red OIEA-OMM de Kaitoke, Windhoek, Pretoria, Harare, Ndola y Malange (IAEA, 1992). Los valores indican concentraciones medias anuales sin ponderar. Se indican los valores corregidos por desintegración radiactiva con referencia al año 1998 cuando se tomaron las muestras de agua.



pesor de agua, una porosidad igual a 0,25 (valor estimado) y la concentración media de tritio igual a 1,1 UT, es decir,  $3,5 \times 10^{-3} \mu\text{Ci}/\text{m}^3$ , el inventario medio para la zona saturada asciende a:

$$(I_a)_{\text{ZONA SATURADA}} = 0,25 \times 3,5 \times 10^{-3} = 8,75 \times 10^{-3} \mu\text{Ci}/\text{m}^2$$

El inventario de tritio para la zona saturada puede estimarse a partir de las suposiciones siguientes:

- 1) El espesor medio de la zona no saturada se estima en un valor medio igual a 15 metros, basándose en la información existente. Si se acepta una humedad media del 15%, el espesor de la lámina de agua de esta zona asciende a 2,25 metros.
- 2) La concentración de tritio en esta zona no saturada corresponde a la concentración media de los últimos 16 años, es decir, 2,7 UT, equivalente a  $8,64 \times 10^{-3} \mu\text{Ci}/\text{m}^3$ .
- 3) Debido a la abundancia de pozos con una concentración de tritio igual a cero o menor de 1 UT, puede suponerse que, aproximadamente, la mitad de la superficie del acuífero no contribuye a la recarga debido a la baja permeabilidad de los materiales superficiales del suelo.

Con estas suposiciones, el inventario de tritio en la zona no saturada se obtendría por medio de la expresión siguiente:

$$(I_a)_{\text{ZONA NO SATURADA}} = 2,25 \times 8,64 \times 10^{-3} \times 0,5 = 9,72 \times 10^{-3} \mu\text{Ci}/\text{m}^2$$

El inventario total de tritio del acuífero se obtiene sumando los correspondientes a las zonas saturada y no saturada, llegándose así a un valor igual a  $0,018 \mu\text{Ci}/\text{m}^2$ . Dividiendo este valor por el inventario de tritio en las precipitaciones ( $0,37 \mu\text{Ci}/\text{m}^2$ ), se obtiene una fracción de agua infiltrada igual a 0,049, es decir, del 4,9%. Por tanto la recarga anual media para el periodo comprendido entre los años 1953 y 1997 ascendería a  $650 \times 0,049 = 31,8$  mm o litros por metro cuadrado. Lógicamente, este valor de la recarga sólo puede considerarse como valor orientativo. El cálculo puede mejorarse utilizando valores de los parámetros involucrados que se ajusten mejor a la realidad, que puedan ser obtenidos a partir de otros estudios realizados en el futuro.

Una gran parte de la recarga anterior se debe a la contribución del río Kwando y del canal Bukalo. Si no se consideran las zonas de influencia de estas dos vías de agua, la concentración media de tritio de las aguas subterráneas se reduce a 0,71 UT, en lugar de 1,1 UT. Este dato reduciría la recarga para el resto de la zona a, aproximadamente, un 65% del valor antes indicado, es decir, a unos 20 mm/año.

## 7. CONCLUSIONES

La calidad química de las aguas subterráneas de la región Caprivi Oriental varía mucho de un punto a otro. Aguas de buena calidad se encuentran en los pozos situados a corta distancia de los ríos, donde estos son los contribuyentes más importantes a la recarga. En zonas alejadas de los ríos, el agua de buena calidad se localiza en los niveles superiores del acuífero, concretamente, en una capa comprendida entre 5 y 15 metros por debajo del nivel freático. Las aguas modernas de buena calidad tienen conductividades inferiores a unos  $600 \mu\text{S}/\text{cm}$  y, generalmente, se trata de aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas. Las aguas más antiguas se caracterizan por un predominio del ion  $\text{Na}^+$  producido a través de procesos de intercambio de los iones alcalino-térreos con el sodio de las arcillas del medio.

La distribución regional de los diferentes parámetros químicos, así como de los isótopos estables del agua deuterio y oxígeno-18 y del tritio, reflejan una contribución predomi-

nante a la recarga de los ríos que bordean la zona. En el caso del río Kwando, la influencia de esta recarga afecta a una banda paralela al río de una anchura comprendida entre 5 y 20 kilómetros, dependiendo de la zona. La anchura de esta banda es muy elevada en zonas que son o que fueron inundadas en el pasado durante los periodos de crecida del río. Esto se aprecia de forma particularmente clara en la franja correspondiente al canal Bukalo, que conecta al río Zambeze con el lago Liambezi durante periodos de desbordamiento de dicho río, así como en el tramo final del río Kwando antes de internarse en Botsuana (zona de Sagwali).

Los datos obtenidos sugieren que el agua del río Kwando no alcanza nunca el río Zambeze, ni siquiera en los escasos periodos de avenida. Por el contrario, los flujos de agua en el tramo correspondiente al llamado río Linyanti discurren en sentido contrario, es decir, desde el lago Liambezi hacia el río Kwando. Esto último sucede, solamente, cuando el lago Liambezi contiene agua procedente del río Zambeze. Con el lago vacío, el tramo mencionado del río Linyanti se encuentra seco.

El balance de tritio del acuífero sugiere una recarga media total para la zona del estudio ligeramente superior a 30 mm/año. Esta recarga incluye también la contribución de los ríos. Para la zona del acuífero no influenciada por los ríos, la recarga media se sitúa en un valor alrededor de 20 mm/año. Debido a este bajo valor de la recarga y a la presencia de aguas de elevada salinidad a niveles profundos, la explotación del acuífero tiene que realizarse con caudales muy pequeños de bombeo (unos pocos litros por segundo, como máximo) y captando solamente las aguas de la capa superior del mismo.

La mayor parte de las aguas de elevada salinidad corresponden a aguas meteóricas procedentes de las precipitaciones locales. La alta salinidad se relaciona con el tiempo de permanencia del agua en el acuífero. Las capas superficiales del terreno, donde el agua se renueva con mayor velocidad, han experimentado un "lavado" a través del tiempo y como consecuencia de ello, contienen aguas de mejor calidad. Esto no ocurre en las capas más profundas, donde el agua permanece con una renovación extremadamente lenta. Sin embargo, no puede descartarse del todo la presencia de aguas congénitas de origen lacustre. De hecho, los isótopos estables del agua, en combinación con la conductividad del agua, sugieren la posible presencia de aguas de este tipo. Pero, en cualquier caso, estas se localizarían en áreas pequeñas.

## EXPRESIONES DE AGRADECIMIENTO

El autor agradece la oportunidad brindada por el Organismo Internacional de Energía Atómica con sede en Viena para la realización del presente trabajo. Asimismo, agradece los medios aportados por la Dirección de Hidrología del Ministerio de Agricultura de Namibia y la colaboración del personal técnico de esta Dirección que participó en las dos campañas de campo realizadas.

## BIBLIOGRAFÍA

- DINÇER, T., CHILD, S. and KHUPE, B. (1987). "A simple mathematical model of a complex hydrologic system - Okavango Swamp, Botswana". *J. of Hydrology*, 93, 51-65.
- DINÇER, T., HUTTON, L.G. and KUPEE B.B.J. (1979). "Study using stable isotopes of flow distribution, surface-groundwater relations and evapotranspiration in the Okavango Swamp, Botswana". *Isotopes Hydrology, Vol. I (Proc. Symp. Neuherberg, 19-23, June 1978) IAEA, Vienna, 1979*.
- IAEA (1992). "Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitation". *Technical Report Series No. 331, IAEA, Vienna*.