

Estudios de hidrología isotópica en América Latina 1994

***Estudios hidrológicos e hidrogeológicos en América Latina
sobre los recursos hídricos y la contaminación
de las aguas subterráneas***

*Resultados obtenidos en el marco del proyecto RLA/8/014 – ARCAL XIII:
Aplicación de técnicas isotópicas en hidrología*

Isotope hydrology investigations in Latin America 1994

***Investigations on hydrology and hydrogeology
in Latin America on water resources
and groundwater pollution***

*Results achieved during the implementation of the project
RLA/8/014 – ARCAL XIII: Application of isotope techniques in hydrology*



The IAEA does not normally maintain stocks of reports in this series.
However, microfiche copies of these reports can be obtained from

INIS Clearinghouse
International Atomic Energy Agency
Wagramerstrasse 5
P.O. Box 100
A-1400 Vienna, Austria

Orders should be accompanied by prepayment of Austrian Schillings 100,—
in the form of a cheque or in the form of IAEA microfiche service coupons
which may be ordered separately from the INIS Clearinghouse.

La Sección encargada de la elaboración de esta publicación en el OIEA fue:

Sección de Hidrología Isotópica
Organismo Internacional de Energía Atómica
Wagramerstrasse 5
P.O. Box 100
A-1400 Viena, Austria

ESTUDIOS DE HIDROLOGIA ISOTOPICA EN AMERICA LATINA 1994
ISOTOPE HYDROLOGY INVESTIGATIONS IN LATIN AMERICA 1994
OIEA, VIENA, 1995
IAEA-TECDOC-835
ISSN 1011-4289

© OIEA, 1995

Impreso por el OIEA en Austria
Octubre de 1995

PREFACIO

En esta publicación se incluyen los trabajos presentados en la Reunión Final de Coordinación del Proyecto Regional para América Latina ARCAL XIII (RLA/8/014) que tuvo lugar en Maracaibo (Venezuela) del 25 al 29 de Octubre de 1993. Este proyecto se ha desarrollado durante cinco años dentro del marco de ARCAL (Acuerdos Regionales Cooperativos para la promoción de la ciencia y tecnología nuclear en América Latina y el Caribe) y ha sido financiado por el Gobierno alemán desde 1989 hasta 1991, y por el OIEA desde 1991 hasta 1993. Los temas de estudio incluidos dentro del proyecto están relacionados con la evaluación de los recursos hídricos, tanto superficiales como subterráneos, así como con aspectos relacionados con la contaminación de las aguas subterráneas.

El proyecto ARCAL XIII ha contado con la participación de 14 contrapartes que han trabajado en temas de hidrología isotópica en trece países de América Latina. Esta experiencia ha servido en la mayoría de los casos para consolidar la aplicación de estas técnicas en varios países de la región, mientras que en otros casos, esta experiencia ha representado la introducción de nuevas metodologías aplicadas al reconocimiento y gestión de los recursos hídricos. El intercambio de experiencias y conocimientos entre los diferentes investigadores y técnicos participantes de América Latina en el proyecto ha sido, posiblemente, uno de los logros más importantes.

En ciertos casos, el personal técnico encargado del manejo y gestión y de los recursos ha podido hacer uso práctico de los resultados derivados de los estudios llevados a cabo en su país, contribuyendo de este modo, a la difusión de estas técnicas en la región. El proyecto ha servido también como ejemplo de la cooperación regional mediante la realización de análisis isotópicos en laboratorios de países vecinos y mediante el envío de expertos procedentes de la misma región. El resto de los análisis isotópicos se llevaron a cabo en el laboratorio del OIEA en Viena y en el "Institut für Hydrologie", GSF Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit, Neuherberg, Alemania, contraparte del país financiador del proyecto en sus etapas iniciales.

Esta publicación recoge la mayor parte de los trabajos completados por las contrapartes del proyecto, así como otros estudios llevados a cabo por otros investigadores latinoamericanos que utilizan de forma habitual isótopos ambientales en estudios hidrogeológicos. En estos trabajos se refleja el interés creciente en la región para la aplicación de estas técnicas en los campos de hidrología, hidrogeología y protección de los recursos hídricos.

NOTA EDITORIAL

Al preparar esta publicación para la imprenta, el personal correspondiente del Organismo Internacional de Energía Atómica ha montado y paginado los manuscritos originales facilitados por los autores y ha procurado una presentación satisfactoria.

Las opiniones expresadas en las memorias, las declaraciones formuladas y el estilo general adoptado son propios de los autores citados. Dichas opiniones no reflejan necesariamente las de los Gobiernos de los Estados Miembros o las de las organizaciones bajo cuyos auspicios se han elaborado los manuscritos.

Las denominaciones concretas de países o territorios empleadas en esta publicación no implican juicio alguno por parte del OIEA sobre la condición jurídica de dichos países o territorios, de sus autoridades e instituciones, ni del trazado de sus fronteras.

La mención de determinadas empresas o de sus productos o marcas comerciales no implica ningún género de aprobación o recomendación por parte del OIEA.

Corresponde a los autores obtener el permiso necesario para reproducir textos ajenos sujetos a derechos de propiedad intelectual.

EDITORIAL NOTE

In preparing this publication for press, staff of the IAEA have made up the pages from the original manuscripts as submitted by the authors. The views expressed do not necessarily reflect those of the governments of the nominating Member States or of the nominating organizations.

The use of particular designations of countries or territories does not imply any judgement by the publisher, the IAEA, as to the legal status of such countries or territories, of their authorities and institutions or of the delimitation of their boundaries.

The mention of names of specific companies or products (whether or not indicated as registered) does not imply any intention to infringe proprietary rights, nor should it be construed as an endorsement or recommendation on the part of the IAEA.

The authors are responsible for having obtained the necessary permission for the IAEA to reproduce, translate or use material from sources already protected by copyrights.

INDICE

PROYECTO REGIONAL ARCAL XIII - APLICACIÓN DE TÉCNICAS ISÓTOPICAS EN HIDROLOGÍA. RESUMEN DE ACTIVIDADES	7
Mecanismos de salinización del agua subterránea de la zona de La Plata, Buenos Aires, Argentina: Su interpretación por medio de los isótopos ambientales.....	13
<i>H.O Panarello, C. Dapeña, M. Auge</i>	
Estudio de las aguas subterráneas del Valle de Cochabamba (Bolivia) mediante técnicas isotópicas.....	29
<i>G. Solis, L. Araguás Araguás</i>	
Groundwater resources in the Araripe Plateau and the Cariri Basin.....	43
<i>M.F. Santiago, H. Frischkorn, C.V. Silva, A. Serejo, J. Mendes Filho</i>	
Environmental isotope and hydrogeochemical investigation of Baurú and Botucatu aquifers, Paraná Basin, Brazil.....	57
<i>A. Kimmelman, M. Forster, R. Coelho</i>	
Isótopos de uranio como contaminantes naturales de acuíferos brasileiros	75
<i>D.M. Bonotto, L. H. Mancini, E.G. da Silveira, E.M. Tonetto</i>	
Estudio del origen y procesos de salinización de las aguas subterráneas en el Valle de Azapa. I Región. Chile.....	91
<i>H. Peña, C. Salazar, A. Pollastri</i>	
Estudio de las aguas subterráneas de la cuenca del río Chicú, Sabana de Bogotá, Colombia	107
<i>E. Obando, G. Jimenez, E. Torres, E. Alayón, F. Garavito</i>	
Hidrología isotópica del Valle del río Tempisque, Provincia de Guanacaste, Costa Rica.....	119
<i>A. Gómez Cruz, S. Arredondo</i>	
Dinámica del flujo regional en el sistema cársico Jaruco-Aguacate, Cuba	139
<i>L.F. Moleiro León, P. Maloszewski, M. Guerra Oliva, O. Ascanio Regalado, D.M. Arellano Acosta, C. March Delgado, K. del Rosario</i>	
Dinámica del flujo regional en el macizo metamórfico de la isla de la Juventud, Cuba.....	175
<i>D. M. Arellano, L.F. Moleiro León, A. Santos Saname</i>	
Estudio hidrogeológico e isotópico de los acuíferos del delta del río Guayas (Ecuador)	195
<i>S. Maldonado Astudillo, H. Cepeda Tobar, L. Araguás Araguás</i>	
Estudio hidrogeológico e isotópico de las aguas subterráneas del área de Chacras-Huaquillas (Ecuador).....	211
<i>S. Maldonado Astudillo, H. Cepeda Tobar, L. Araguás Araguás</i>	
Investigaciones isotópicas ambientales, químicas e hidrogeológicas en la Cuenca del Lago Atitlán, Guatemala	225
<i>R. Baldizón, K.P. Seiler, P. Trimborn</i>	
Estudio hidrogeoquímico e isotópico del acuífero granular de la Comarca Lagunera, México	237
<i>L. González Hita, F. Sánchez Díaz, I. Mata Arellano</i>	
Estudio hidrológico del acuífero de Lima (Peru) aplicando técnicas isotópicas	277
<i>J.C. Ruiz, R. Rojas Molina</i>	
Datación por carbono-14 de las aguas termales del acuífero Tacuarembó (Botucatu), Uruguay.....	307
<i>A. Dellepere</i>	

Investigación hidrogeológica, isotópica e hidroquímica en la cuenca del Lago Valencia, Venezuela	315
<i>J. Alvarado, K.P. Seiler, P. Trimborn</i>	
Lista de participantes.....	339

PROYECTO REGIONAL ARCAL XIII - APLICACIÓN DE TÉCNICAS ISOTÓPICAS EN HIDROLOGÍA RESUMEN DE ACTIVIDADES

INTRODUCCIÓN

Dentro del Programa ARCAL (Arreglos Cooperativos Regionales para la Promoción de las Ciencias y Tecnologías Nucleares en América Latina) se ha llevado a cabo en los últimos años el Proyecto Regional ARCAL XIII (RLA/8/014) dedicado a la aplicación de técnicas isotópicas en hidrología. EL proyecto se inició en el año 1989 con la celebración de la Primera Reunión de Coordinación, que tuvo lugar en Buenos Aires (Argentina) y concluyó en 1993 con la Reunión Final de Coordinación celebrada en la ciudad de Maracaibo (Venezuela). En el proyecto han participado trece países de la región que realizan actividades de un modo coordinado dentro del programa ARCAL: Argentina, Bolivia, Brasil, Colombia, Costa Rica, Cuba, Chile, Ecuador, Guatemala, México, Perú, Uruguay y Venezuela. Durante los últimos años, catorce grupos de técnicos y científicos latinoamericanos (uno por cada país, excepto Brasil, con dos contrapartes) han completado una serie importante de estudios hidrogeológicos donde las técnicas basadas en trazadores e isótopos ambientales han contribuido de forma significativa al conocimiento de los procesos que afectan a diversos sistemas hidrológicos y han permitido aportar soluciones a diversos problemas relacionados con la explotación y manejo de recursos hídricos.

La necesidad de un proyecto de carácter regional en el campo de la aplicación de técnicas isotópicas en hidrología fue expresado en diversas reuniones de los miembros de ARCAL desde 1987. La propuesta de dicho proyecto fue aprobada por el OIEA, para ser llevado a cabo entre 1989 y 1991, como un proyecto pie de página a y, por tanto, con una duración de tan sólo tres años. El Gobierno de la República Federal de Alemania ha financiado la mayor parte de las actividades llevadas a cabo. El proyecto se ha desarrollado entre 1989 y 1994. La contraparte del país financiador "Institut für Hydrologie" del "Gesellschaft für Strahlen - und Umweltforschung (GSF) ha participado activamente en el proyecto proporcionando servicios de expertos y la realización de los análisis isotópicos necesarios para completar los diferentes estudios.

OBJETIVOS Y MÉTODOS DE TRABAJO

El objetivo básico del proyecto ha sido la promoción del uso de técnicas nucleares y geoquímicas en la evaluación y protección de recursos hídricos, incluyendo aspectos relacionados con la contaminación y los efectos de los cambios ambientales producidos por el hombre en las aguas subterráneas. Los temas abordados en el proyecto abarcan un amplio espectro de disciplinas y aspectos hidrológicos:

- Origen y mecanismos de salinización de las aguas subterráneas.
- Vulnerabilidad a la contaminación de los recursos hídricos a partir de fuentes industriales, agrícolas y/o urbanas.

- Consecuencias de la deforestación en los recursos subterráneos.
- Reconocimiento general de recursos de aguas subterráneas (origen y dinámica)

En la selección de los institutos que han participado en el Proyecto se ha intentado seleccionar aquellas instituciones que disponían de cierta experiencia en la aplicación de estas técnicas y que al mismo tiempo están proporcionando un servicio a la población, normalmente a través del manejo y distribución de agua potable. En la siguiente tabla se presentan los países y los correspondientes institutos que han participado en el Proyecto ARCAL XIII (RLA/8/014).

Para alrededor de la mitad de las contrapartes indicadas en la tabla anterior, la participación en este proyecto ha representado la primera experiencia en la aplicación de

Tabla I. Relación de países y contrapartes participantes en el proyecto ARCAL XIII.

País	Institutos participantes y estudios llevados a cabo
Argentina	Laboratorio de Geocronología y Geología Isotópica, Universidad de Buenos Aires, Argentina. Mecanismos de salinización en las aguas subterráneas en el acuífero de La Plata
Bolivia	Corporación Regional de Desarrollo de Cochabamba, Cochabamba, Bolivia Origen y dinámica de las aguas subterráneas en el acuífero de Cochabamba
Brasil	Departamento de Física, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, Brasil Origen y dinámica de las aguas subterráneas en la Meseta de Araripe
Brasil	Instituto de Geociencias, Universidade de Sao Paulo, Brasil Estudio de las aguas subterráneas del acuífero de Botucatu, Cuenca del Paraná
Colombia	Instituto de Asuntos Nucleares y Energías Alternativas, Bogotá, Colombia Origen y dinámica de las aguas subterráneas en la Cuenca del río Chicú
Costa Rica	Servicio Nacional de Riego y Avenamiento, San José, Costa Rica Origen y dinámica de las aguas subterráneas en la zona del Valle de Tempisque
Cuba	Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos, La Habana, Cuba Hidrogeología del sistema kárstico Jaruco-Aguacate Flujo de las aguas subterráneas del acuífero de la Isla de la Juventud
Chile	Comisión Chilena de Energía Nuclear, Santiago, Chile Mecanismos de salinización de las aguas subterráneas del Valle de Azapa
Ecuador	Instituto Ecuatoriano de Recursos Hidráulicos, Quito, Ecuador Origen y dinámica de las aguas subterráneas en el acuífero del Delta del Guayas Origen y dinámica de las aguas subterráneas en la zona de Chacras-Huaquillas
Guatemala	Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología, Ciudad de Guatemala, Guatemala Interconexión entre aguas superficiales y subterráneas en la cuenca del Lago Atitlán
México	Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Juitepec, Morelos, México Hidrogeoquímica y estudio de la contaminación del acuífero de la Comarca Lagunera
Perú	Servicio de Agua Potable y Alcantarillado de la Ciudad de Lima, Lima, Perú Origen y dinámica de las aguas subterráneas en el acuífero de Lima
Uruguay	Comisión Nacional de Energía Atómica, Montevideo, Uruguay Datación por carbono-14 de las aguas termales del acuífero Botucatu
Venezuela	Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables, Caracas, Venezuela Origen y dinámica de las aguas subterráneas en el área del Lago de Valencia

técnicas basadas en hidroquímica e isótopos ambientales en estudios relacionados con el manejo de recursos hídricos. Por ello, se organizaron durante las primeras fases del proyecto varios tipos de reuniones con objetivos muy específicos:

a) Reuniones de Coordinación Técnica. En ellas, los investigadores principales fueron invitados a presentar los resultados obtenidos en sus estudios y a informar del progreso alcanzado en cada una de las fases del plan de trabajo asignado. Este tipo de reuniones ha sido una herramienta importante para facilitar el intercambio de experiencias y conocimientos técnicos entre los responsables de cada proyecto, quienes normalmente se enfrentan a problemas hidrológicos muy similares, pero desconocen como se ha abordado dicho problema en los países vecinos. Las reuniones han servido también para dar charlas de temas específicos por parte de expertos invitados a la reunión. Los resultados incluidos en este volumen fueron presentados en la Reunión Final de Coordinación, que tuvo lugar en Maracaibo, Venezuela.

b) Cursos de adiestramiento. Han tenido un carácter más general, donde se han impartido clases teóricas, demostraciones de trabajo de campo y/o ensayos con trazadores. Algunos de los cursos han tenido lugar en la región, pero otros, como el curso de Hidrología Isotópica se han impartido en la sede del OIEA en Viena.

c) Cursos itinerantes. Dichos cursos se han organizado con el objeto de diseminar las metodologías referidas de modo que la información este disponible por un número mayor de participantes de cada país. En el caso de cursos de adiestramiento fuera de la región, tan sólo una o dos personas de cada país podía asistir a los cursos de adiestramiento. Mediante la modalidad de cursos itinerantes, los conferenciantes iban visitando varios países impartiendo clases a una audiencia importante de ese país (20-40 participantes) que representaba a un número importante de instituciones. En los cursos itinerantes, la contraparte se encargaba normalmente de la organización de los mismos. Estos cursos se celebraron en Costa Rica, Venezuela, Uruguay y Perú.

La participación en estas reuniones y/o cursos junto a la colaboración prestada por los expertos ha contribuido a elevar de un modo significativo el nivel de los estudios realizados, tanto para aquellas contrapartes con experiencia previa, como aquellas que trabajaban con estas técnicas por primera vez. En este sentido es importante destacar que en este proyecto se ha establecido una colaboración entre varios institutos de la región y que las contrapartes con mayor experiencia han prestado servicios de expertos en otros países donde estas técnicas todavía no estaban siendo utilizadas. Expertos de Argentina, Brasil, Chile y Colombia han completado un total de 17 misiones en diversos países de la región.

La experiencia de la mayor parte de las contrapartes que incluían estas técnicas en sus estudios por primera vez ha sido evaluada muy positivamente, hasta el punto que la metodología ha sido instaurada de modo rutinario en estudios hidrogeológicos posteriores. Los resultados y posibilidades mostradas por estos trabajos han creado un impacto positivo en la actitud de los responsables de la gerencia de los recursos hídricos.

Otro componente adicional de este proyecto ha sido el equipamiento y adecuación de la infraestructura para realizar los estudios de varias de estas instituciones, tanto mediante material de muestreo, equipo de control ambiental y trabajo de campo, como mediante la mejora de la capacidad analítica de los laboratorios de isótopos estables y tritio de la región. Esta contribución se ha traducido no sólo en los laboratorios donde se miden contenidos isotópicos, sino también en laboratorios convencionales donde se determina la composición

química del agua. Al objeto de garantizar la calidad de los resultados producidos en cada laboratorio se han realizado controles periódicos de los análisis. Como otro ejemplo de cooperación entre institutos de la misma región se puede mencionar la utilización de ciertos laboratorios instalados con asistencia del OIEA para la realización de análisis isotópicos a otros países, reduciendo los costos de envío de dichas muestras a zonas fuera de la región.

RESULTADOS TÉCNICOS Y CIENTÍFICOS

Los problemas hidrológicos prioritarios que se han incluido en este proyecto se han citado anteriormente y pueden agruparse en dos grandes apartados. En el primero se incluyen estudios de aquellos sistemas que están mínimamente explotados y que todavía mantienen características similares a su estado natural. La falta de información sobre el funcionamiento de los sistemas acuíferos condiciona la gestión inadecuada de los mismos por desconocimiento de las zonas de recarga, su cuantía y el grado de renovación de dichos recursos. Este tipo de aplicación de las técnicas isotópicas representa el uso clásico de los trazadores ambientales en la determinación de parámetros dinámicos de las aguas subterráneas.

El segundo grupo incluye aquellos sistemas que están siendo explotados de una forma intensiva, de modo que se ha modificado el patrón de flujo natural y en muchos casos la calidad química de las aguas está empeorando o existe un riesgo importante de que ello ocurra en un futuro próximo. Los problemas de salinización de las aguas subterráneas, bien por intrusión marina, exceso de bombeo o inadecuadas prácticas agrícolas se han incluido dentro de varios trabajos. Otros trabajos se centran en la evaluación de riesgo de contaminación existente.

a) Origen y mecanismos de salinización de las aguas subterráneas

En este apartado se incluyen dos estudios llevados en Chile y Argentina, donde los mecanismos de salinización no eran evidentes o existían diversas fuentes que podían contribuir al progresivo deterioro del recurso hídrico. El uso combinado de herramientas geoquímicas, isótopos estables y la datación mediante carbono-14 y tritio ha permitido distinguir los mecanismos y la escala temporal involucrada en estos procesos.

b) Cambios hidrológicos derivados de la deforestación y otras actividades

Los cambios medioambientales como consecuencia del desarrollo agrícola e industrial tienen un impacto en el ciclo de agua, modificando el patrón natural. Inicialmente los efectos se observan en las aguas superficiales, pero más adelante, estos afectan a las aguas subterráneas. Estos cambios no sólo afectan a los flujos de agua, sino también a sus características físico-químicas. Por ejemplo, los trabajos presentados por las contrapartes brasileñas se centran en estos aspectos.

c) Vulnerabilidad a la contaminación como resultado de actividades humanas

En la mayoría de los países de América Latina con un crecimiento económico notable la demanda de nuevos recursos es muy importante. La explotación de recursos se realiza en muchas ocasiones sin un estudio detallado que puede conducir a un deterioro irreversible de algunos acuíferos. Por ello, existe una preocupación creciente sobre la explotación racional de

las aguas subterráneas y como consecuencia numerosos estudios se encaminan hacia la determinación de las tasas de bombeo máximas admisibles y la instauración de zonas de protección para evitar la contaminación en nivel extremos. En este proyecto se han realizado trabajos que han estudiado la conexión entre aguas superficiales contaminadas y su posible impacto en las aguas subterráneas. Por ejemplo, en Costa Rica se ha demostrado cómo las aguas contaminadas con residuos agrícolas están afectando a acuíferos aluviales situados aguas abajo de las plantaciones agrícolas. También el estudio del acuífero de Lima ha mostrado que sectores del acuífero están expuesto en mayor medida a la infiltración de aguas contaminadas a través de la zona no saturada.

d) Origen y dinámica de las aguas subterráneas

Este tipo de aplicación constituye la aplicación más clásica de los isótopos ambientales en hidrogeología y ha sido el tema principal de trabajo de las contrapartes que, por primera vez, aplicaban estas técnicas. En la mayoría de los casos, se desconocía de antemano el patrón de flujo, el grado de conexión entre aguas subterráneas profundas y las aguas superficiales y más importante, la escala temporal para la renovación, que a su vez es un aspecto relacionado con su vulnerabilidad como recurso. El uso combinado de técnicas convencionales e isotópicas ha aportado información valiosa en este sentido. Los acuíferos de Cochabamba en Bolivia, Guayas y Chacras en Ecuador o la cuenca del río Chicú son algunos casos incluidos en este volumen.

PERSPECTIVAS

Como se mencionó anteriormente, el impacto de este proyecto en algunas contrapartes ha sido notorio, ya que estas técnicas se han incluido de forma rutinaria en los estudios hidrogeológicos. Desde el punto de vista más técnico, la experiencia ganada a lo largo de los años que ha durado el proyecto ha servido para que futuros trabajos se centren en los aspectos más prioritarios y que deben ser clarificados antes de tomar decisiones para la realización de obras civiles o perforación de pozos. A pesar de la premura con que deben trabajar estos institutos para proporcionar los servicios correspondientes a la población, los técnicos deben garantizar tanto la cantidad como la calidad del recurso, lo que implica el conocimiento detallado del sistema hidrológico que se estudia.

A menudo, los problemas de las instituciones que distribuyen el agua no sólo se refieren a la cantidad del agua, sino a la calidad del recurso que se debe suministrar a la población, tanto para usos agrícolas como para agua potable. Tras la conclusión de estos trabajos se ha puesto de manifiesto el papel que pueden desempeñar las técnicas isotópicas en el manejo más correcto de los recursos hídricos. Después de la conclusión de este proyecto, una buena parte de las contrapartes sigue involucrada en estudios que incluyen análisis geoquímicos e isotópicos. Algunos de estos proyectos se realizan a través de proyectos de Cooperación Técnica del OIEA, pero otros realizan sus investigaciones con recursos propios.

**MECANISMOS DE SALINIZACIÓN DEL AGUA
SUBTERRÁNEA DE LA ZONA DE LA PLATA, BUENOS
AIRES, ARGENTINA: SU INTERPRETACIÓN POR
MEDIO DE LOS ISÓTOPOS AMBIENTALES (*)**

H.O. PANARELLO C. DAPEÑA
Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS),
Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria,

M. AUGÉ
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA),
Pabellón II, Ciudad Universitaria,
Buenos Aires, Argentina.

Resumen - Abstract

MECANISMOS DE SALINIZACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA DE LA ZONA DE LA PLATA, BUENOS AIRES, ARGENTINA: SU INTERPRETACIÓN POR MEDIO DE LOS ISÓTOPOS AMBIENTALES

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos durante las primeras fases de las investigaciones llevadas a cabo en la zona de La Plata y zonas adyacentes. El estudio se ha llevado a cabo en el marco del contrato establecido entre el INGEIS y el OIEA (ARCAL XIII). El proceso de salinización y la dinámica de la recarga han sido estudiados mediante el uso de isótopos ambientales estables y radioactivos: ^2H , ^{18}O , ^3H , ^{14}C así como mediante análisis químicos. Los resultados isotópicos evidencian la existencia de más de un mecanismo de salinización, de acuerdo con los tipos de agua involucrados: 1) aguas salinas derivadas de la mezcla de aguas subterráneas de los acuíferos Puelche o Pampeano y contribución variable del Río de La Plata con aguas similares al agua de mar encontradas en la llanura baja; 2) aguas mayoritariamente sulfatadas que pudieron ser recargadas en la llanura baja, cuyo contenido de sulfatos puede ser explicado como resultado de procesos redox en sulfatos, y 3) aguas salinizadas únicamente como consecuencia de su lixiviado durante el flujo en el acuífero. Los análisis de tritio y carbono-14 permitieron determinar la edad relativa de varias muestras y aportaron nueva información sobre la dinámica del acuífero en la zona saturada y en la zona no saturada.

MECHANISMS OF SALINIZATION OF GROUNDWATER IN THE LA PLATA AREA, BUENOS AIRES, ARGENTINA: INTERPRETATION BY MEANS OF ENVIRONMENTAL ISOTOPES

This work reports results obtained in the first stages of an isotopic investigation at La Plata and surrounding zones. The research is being developed within the framework of the ARCAL XIII-IAEA, INGEIS contract. Salinization and recharge dynamics were studied by means of stable and radioactive environmental isotopes ^2H , ^{18}O , ^3H , ^{14}C as well as chemical analyses.

(*) Trabajo parcialmente financiado por el Organismo Internacional de Energía Atómica. Proyecto RLA/8/014 y el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), dependiente del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

Isotopic results evidence more than one origin of salinization, according to the chemical types of water involved: 1) brackish waters resulting of the mixture of fresh Puelche or Pampeano groundwaters and variable contribution of the Río de la Plata with sea type waters found in the low plain; 2) mainly sulfated waters that could be recharged in the low plain, which sulfate content could be explained as resulting of sulfur redox processes; 3) waters salinized only by leaching during their flow. Carbon-14 and tritium analysis allowed to determine the relative age of several samples and throw some light on the aquifer dynamic in the unsaturated and saturated zones.

1. INTRODUCCIÓN

Dentro del contexto del programa de investigación Arreglos Regionales Cooperativos para la promoción de la Ciencia y Tecnología Nucleares en América Latina (ARCAL) del Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) y para el proyecto ARCAL XIII con financiamiento del Gobierno Alemán y participación de países de Latinoamérica, se encaró, para el caso de la República Argentina, un estudio isotópico e hidrogeológico de los acuíferos de La Plata (capital de la provincia de Buenos Aires) y sus alrededores (mapa 1). La sobrexplotación en esta ciudad ha originado un importante cono de depresión con disminución de la reserva; la salinización de las aguas ha llevado al cierre de varios pozos [1].

De continuarse la explotación, sin comprender los mecanismos que provocan el aumento del contenido salino y los factores que regulan la posición de la interfase agua dulce-agua salada, el recurso se perjudicará en forma difícilmente reversible en escalas de tiempo humanas.

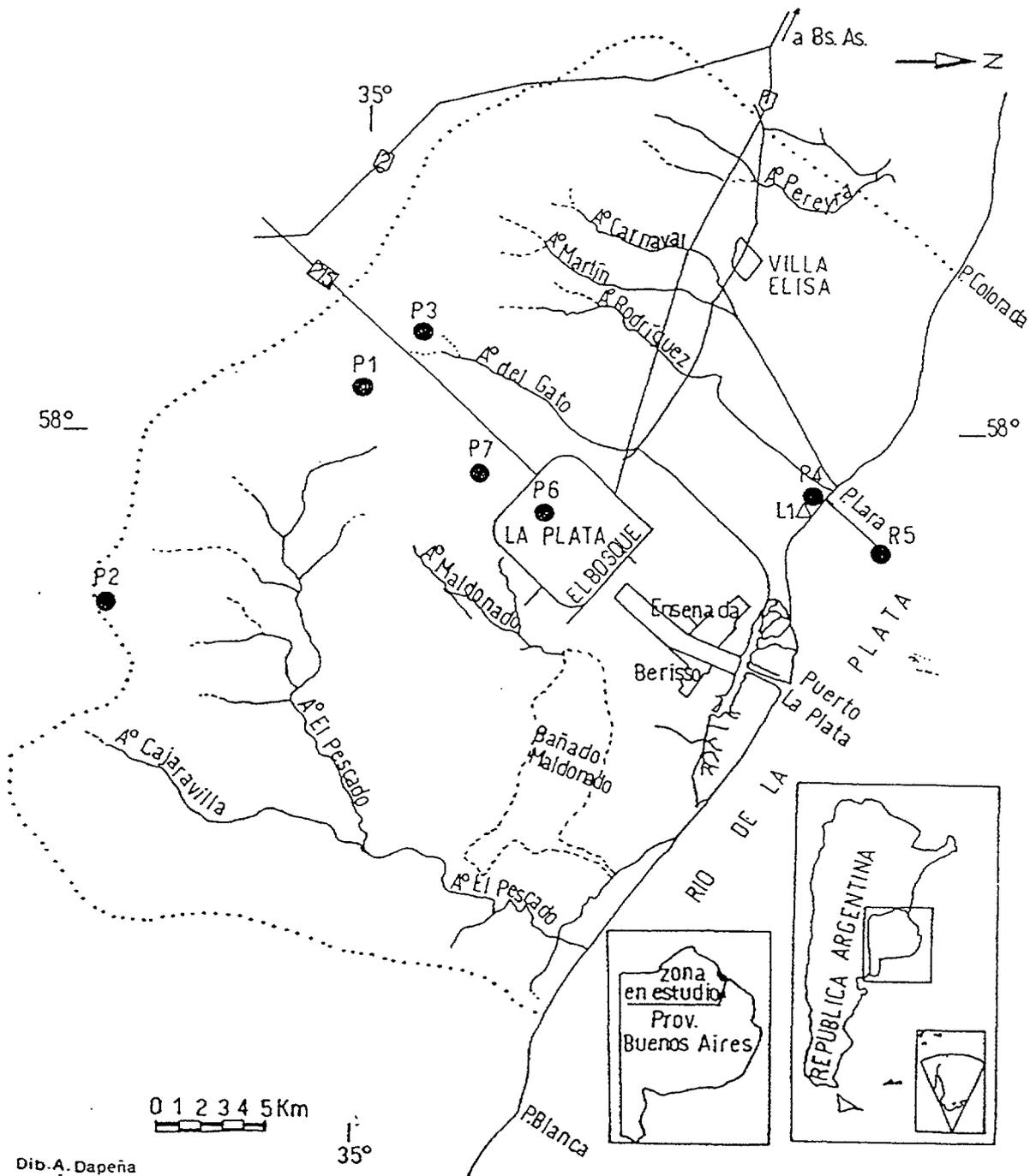
2. GEOLOGÍA Y COMPORTAMIENTO HIDROGEOLÓGICO

Se mencionan a continuación los componentes geológicos, caracterizándolos desde el punto de vista estratigráfico y mencionando especialmente su comportamiento hidrogeológico (hidráulico, hidrodinámico e hidroquímico) [2-1-3]. La descripción se inicia por las unidades más modernas pues son las que poseen una vinculación directa con las fases atmosférica y superficial del ciclo hidrológico.

2.1. POSTPAMPEANO: (Pleistoceno superior-Holoceno). Se agrupa bajo esta denominación a un conjunto de sedimentos limo-arcillosos y arenosos de origen fluvial, lacustre y marino, acumulados en sectores topográficamente deprimidos. Comprende las formaciones Luján, Querandí y La Plata.

El Postpampeano es discontinuo, restringiéndose a los valles menores de los arroyos actuales y a la planicie costera que se extiende como una faja paralela a la costa del Río de la Plata, entre éste y la cota de 5 m. Esta faja tiene un ancho entre 5 y 10 km y 40 km de largo dentro del área estudiada. El espesor de los "Sedimentos Postpampeanos" varía entre unos 30 m en la costa a 1-2 m en las terrazas aluviales más modernas, desapareciendo por encima de la cota 5 m (escalón) y transversalmente a los cauces, hacia la terraza alta, donde se acuñan contra el Pampeano.

Desde el punto de vista hidráulico se comporta como acuitardo y acuicludo, salvo los cordones conchiles costeros que actúan como acuíferos de baja productividad. La



MAPA 1: Ubicación del área de estudio y muestreo 1990

recarga es de origen meteórico, pero en general está dificultada o impedida por la escasa profundidad a la que se emplaza la superficie freática.

Existe una correspondencia notable entre los "Sedimentos postpampeanos" y la presencia de agua salada en el perfil, aún en unidades profundas como las Arenas Puelches, que fuera de estos ámbitos contienen aguas de baja salinidad. En este sentido y aunque la Formación Querandí es de origen marino, no se conoce con certeza el origen del agua salada ni los procesos de salinización de los acuíferos más profundos, temas que constituyen los objetivos principales de este trabajo.

2.2. PAMPEANO: (Pleistoceno medio-superior) Se incluye en esta unidad también conocida como "Sedimentos Pampeanos" [4] a las formaciones Ensenada y Buenos Aires, pues tienen grandes similitudes tanto litológicas como hidrogeológicas.

El Pampeano se ubica por debajo de la cubierta edáfica en los sitios topográficamente elevados e intermedios (terrazza alta) y subyace al Postpampeano en los ambientes bajos. Está compuesto por limo arenoso de origen eólico y fluvial de aspecto loessoide con abundante vidrio volcánico y CaCO_3 pulvulento, nodiforme y estratiforme (tosca). Es continuo arealmente y su espesor varía entre unos 10 y 45 m. Su importancia hidrogeológica radica en que se comporta como acuífero multiunitario en el que la sección superior actúa como libre y contiene a la capa freática, mientras que en la inferior existe cierto confinamiento, por lo que actúa como semiconfinado. La base del Pampeano, generalmente es un estrato limo-arcilloso que se comporta como acuitardo y lo separa de las Arenas Puelches infrapuestas.

El Acuífero Pampeano o Epipuelche recibe recarga de origen meteórico y es el único medio por el que se recarga y descarga el Acuífero Puelche, mediante procesos de filtración vertical, descendentes y ascendentes a través del acuitardo.

El agua contenida en el Pampeano es bicarbonatada cálcica en los ámbitos de recarga, pero se transforma rápidamente en bicarbonatada sódica en el sentido del flujo subterráneo. Probablemente en esta evolución, tenga significativa importancia el intercambio de bases. El Acuífero Pampeano presenta normalmente salinidades menores a 1 g l^{-1} pero ésta se incrementa notablemente en el ámbito de la planicie costera donde es sobreyacido por el Postpampeano. Las aguas del Pampeano se utilizan profusamente en el ámbito rural y urbano donde no hay provisión centralizada.

2.3. ARENAS PUELCHES (Plio-Pleistoceno) Constituye una secuencia de arenas cuarzosas sueltas, medianas y finas, de tonalidad pardo amarillenta y estratificación gradada, por lo que suelen presentar tamaños gruesos hacia la base y muy finos a limosos hacia el techo. Sobreyacen en discordancia erosiva a las arcillas de la Formación Paraná y conforman el acuífero más importante del área estudiada por su calidad y productividad.

Las Arenas Puelches son de origen fluvial, se extienden en forma continua en el subsuelo sobrepasando ampliamente el ámbito en estudio, dado que en N.E. de la provincia de ocupan 80.000 km^2 . En la zona investigada su techo se emplaza entre 20 y 50 m de profundidad y su espesor varía entre 20 y 40 m. Todos los pozos del servicio de agua potable de La Plata y localidades cercanas captan de este acuífero, que también se aprovecha para uso industrial y riego en la zona de cultivo intensivo (verduras, gramíneas y flores) vecina a La Plata. En este último caso la explotación se realiza conjuntamente con el Pampeano, debido a que las perforaciones carecen en general de cañerías de aislamiento.

La productividad del Acuífero Puelche varía entre 40 y $150 \text{ m}^3\text{h}^{-1}$ y aproximadamente el 50% de la provisión de agua potable a La Plata proviene de él y el resto del Río de la Plata.

El agua del Puelche es bicarbonatada sódica, con tenores salinos menores a 1 g l^{-1} , sin embargo en la planicie costera sobrepasa los 20 g l^{-1} . La sobreexplotación ha generado un cono de depresión con ápices profundos en la zona urbana de La Plata invirtiendo el sentido del flujo subterráneo hacia el S.O.; ésto se tradujo en el avance del agua salada

que salinizó al acuífero aproximadamente hasta el centro de la ciudad y provocó el abandono de varios pozos en el sector N.E. de la misma.

2.4. FORMACIÓN PARANÁ: (Mioceno superior) Esta unidad también conocida como El Verde, es de origen marino y está formada por una secuencia predominantemente arcillosa en la sección superior, sobre la que se apoyan las Arenas Puelches. En la sección inferior predomina una granometría arenosa hasta conglomerádica con algunas intercalaciones pelíticas. La Formación Paraná es continua y registra un espesor de unos 210 m, de los que corresponden 90 m a la sección superior que se comporta como acuícludo y 120 m a la inferior que es predominantemente acuífera. El agua contenida en esta última presenta salinidades entre 10 y 30 g l⁻¹ por lo que no es apta para usos corrientes (riego, consumo humano y ganadero).

2.5. FORMACIÓN OLIVOS (Mioceno Inferior): Se apoya directamente sobre el basamento cristalino y presenta una distribución granométrica similar a la formación anterior.

La sección superior está entre 270 y 295 m de profundidad, es predominantemente pelítica y de comportamiento acuícludo. La inferior, entre 295 y 485 m es arenosa y acuífera, presentando una capa de grava y conglomerado en los 40 metros más profundos.

El origen de esta formación, conocida también como El Rojo, es eololacustre, bajo clima predominantemente árido. Esto motivó, debido al alto índice de evaporación la precipitación de sulfatos en forma de yeso y anhidrita que son abundantes en el perfil, por esto el agua contenida en él es sulfatada y de elevada salinidad (entre 6 y 60 g l⁻¹).

2.6. BASAMENTO CRISTALINO (Precámbrico): Está formado por rocas de aspecto gneísico, similares a las que afloran en Uruguay y las Sierras de Tandil. Estas últimas son las más antiguas datadas hasta el presente en el país (2200 m.a.) y geotectónicamente es parte del extremo austral del Escudo Brasileño. En La Plata se lo ubicó a 450 m b.n.m.. Hidráulicamente actúa como base impermeable del sistema hidrogeológico.

3. MATERIALES Y METÓDOS

Para estudiar las características del flujo y las causas de salinización, se efectuaron análisis químicos y de isótopos estables sobre más de 100 muestras del Puelche y el Pampeano. Asimismo se realizaron determinaciones de ³H y ¹⁴C para introducir la variable temporal.

Los resultados para ¹⁸O, ²H, ³⁴S, ³H y ¹⁴C se expresan de la manera habitual.

Las dataciones y los análisis sobre el sulfato fueron realizados en el GSF-Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit GmbH - Institut für Hydrologie, Munich; los análisis químicos en el Departamento de Química Analítica de la Universidad de La Plata y los análisis isotópicos en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS).

Finalmente las concentraciones de aniones y cationes se dan en mg/l; la alcalinidad y dureza en mg/l de CaCO₃ y la conductividad eléctrica (CE) en μS/cm.

CUADRO I: ANÁLISIS QUÍMICOS E ISOTÓPICOS DEL MUESTREO 1991

MUESTRA	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H}$ [‰]	^3H [U.T.]	^{14}C [P.C.M.]	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]
P1	-4.9	-25	2.6 ± 0.7	100 ± 3	-16.2
P2	-5.4	-29	< 1.3	104 ± 3	-13.2
P3	-5.4	-28	< 0.9	91 ± 3	-14.3
P4	-2.8	-18	< 1.0	36 ± 3	-7.6
R5	-5.2	-36	23.9 ± 1.7	-	-
P6	-5.6	-30	1.6 ± 0.7	92 ± 3	-13.6
P7	-5.3	-29	< 0.7	80 ± 3	-10.4

4. RESULTADOS

Con el fin de evaluar la función de entrada isotópica al sistema se compilaron los datos de la estación de precipitación INGEIS - CIUDAD UNIVERSITARIA, con más de 12 años de registro. De la misma se pudo establecer un valor promedio anual de $\delta^{18}\text{O} = -5.1$ ‰ y $\delta^2\text{H} = -29$ ‰ [5-6]. Sin embargo durante los meses de invierno, cuando el balance hídrico es positivo la precipitación muestra valores algo más enriquecidos en deuterio, promediando el exceso de ese isótopo ($d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$) en aproximadamente +14 ‰.

Con respecto a los niveles de tritio se estimó una concentración de entrada del orden de las 8-9 U.T. [6].

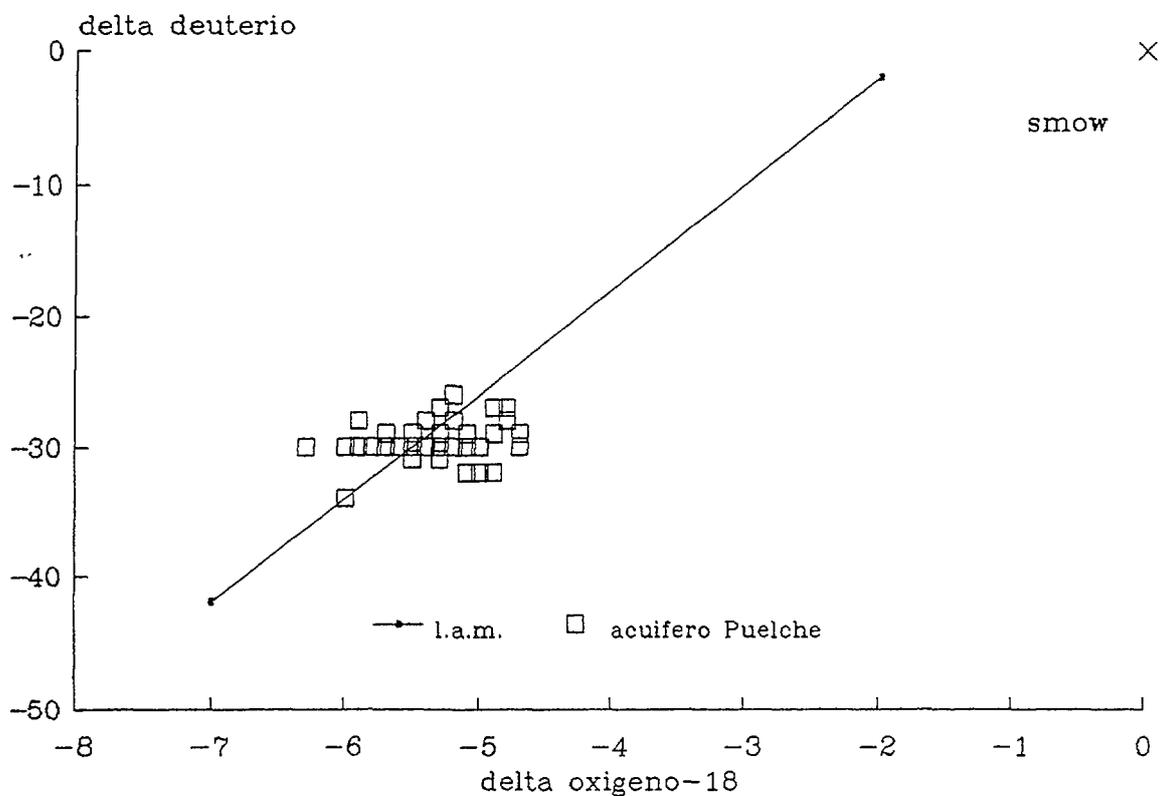


FIGURA 1a : Gráfico delta deuterio vs delta oxígeno-18 de las muestras colectadas durante 1991. Acuífero Puelche.

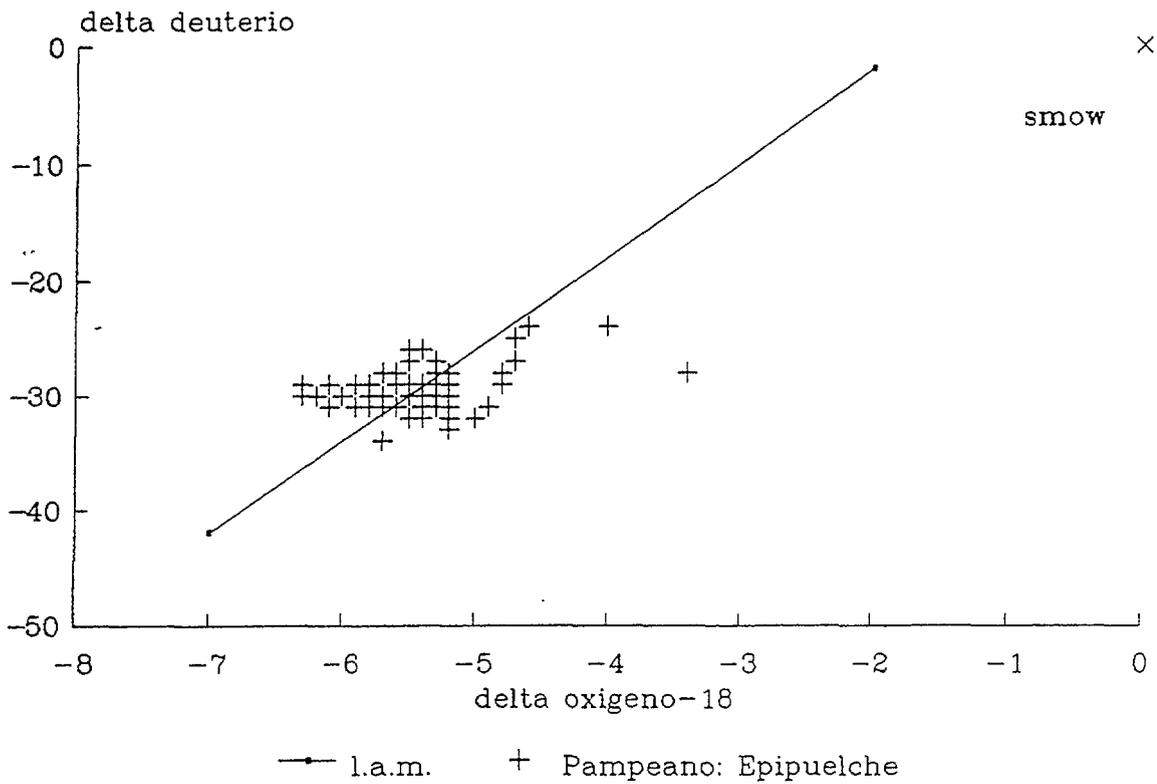


FIGURA 1b : Gráfico delta deuterio vs delta oxígeno-18 de las muestras colectadas durante 1991. Acuífero Pampeano o Epipelche.

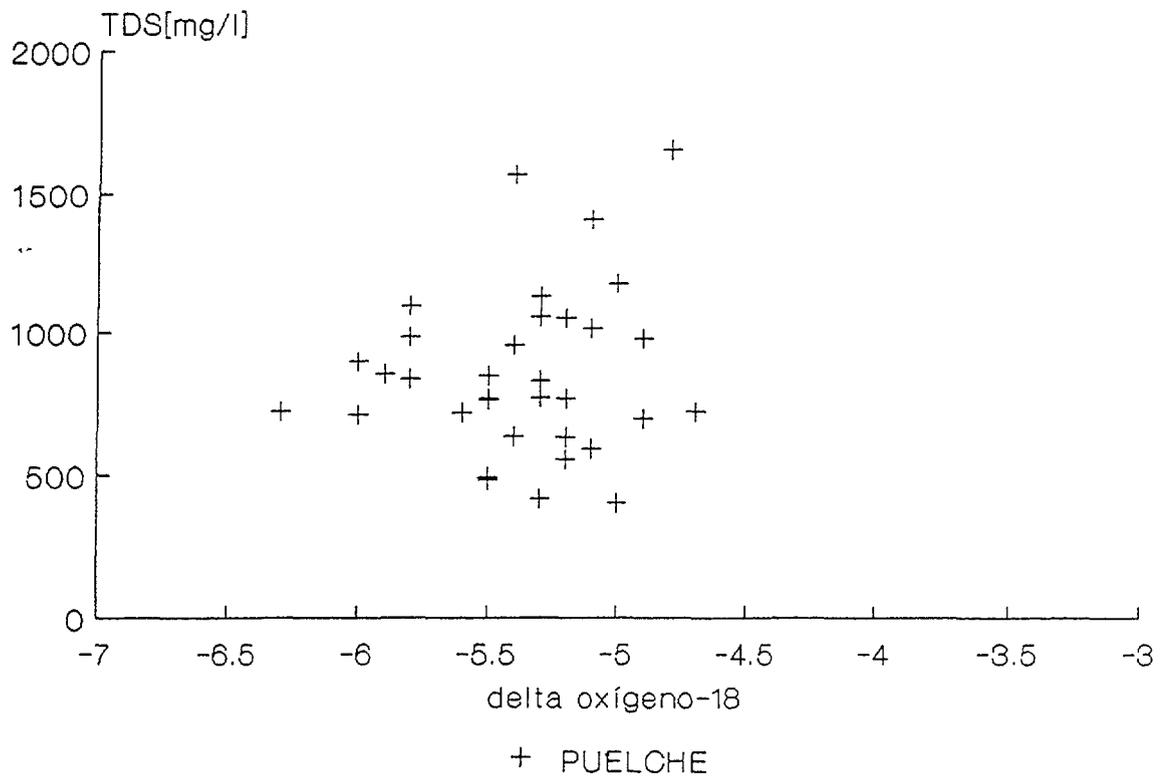


FIGURA 2a: Gráfico TDS vs. delta oxígeno-18 de las muestras colectadas durante 1991. Acuífero Puelche.

CUADRO II: VALORES DE ISÓTOPOS ESTABLES, CARBONO-14
Y TRITIO DE LAS MUESTRAS TOMADAS DURANTE 1990

POZO UBIC	C.E	TDS	pH	ALC.	DUR.	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	δ ¹⁸ O	δ ³ H	d
M-01 P.A.	-	986	7.9	392	176	39	19	200	18	96	55	0.45	80	-5.8	-30	16
M-02 P.A.	-	955	7.6	418	212	50	21	173	18	35	62	0.43	86	-5.4	-30	13
M-03 P.A.	-	1130	7.7	483	169	92	15	243	16	83	54	0.55	87	-5.3	-30	12
M-05 P.A.	-	1051	7.5	479	120	29	11	242	15	83	44	0.55	43	-5.2	-30	12
M-07 P.A.	-	1015	7.7	463	127	31	12	226	15	73	42	0.62	50	-5.1	-32	9
M-12 P.A.	-	1179	7.7	502	153	35	16	263	18	96	60	0.59	78	-5.0	-30	10
M-13 P.A.	-	1177	7.5	473	200	53	16	241	20	96	65	0.43	107	-5.0	-30	10
M-16 P.A.	1180													-4.9	-29	10
M-26 P.A.		721	7.5	359	69	20	5	165	12	23	26	0.68	31	-4.7	-30	8
M-28 P.A.		1659	7.6	632	159	28	21	411	21	273	90	0.73	44	-4.8	-28	10
M-29 P.A.		979	7.5	437	110	27	10	225	15	73	45	0.56	50	-4.9	-29	10
M-41 P.A.	630													-4.9	-32	7
M-46 P.A.		1056	7.5	5	131	30	13	237	18	35	74	0.74	51	-5.3	-30	12
M-53 P.A.	700													-5.3	-30	12
M-54 P.A.		763	7.4	361	67	16	6	183	13	64	32	0.71	8	-5.5	-29	15
M-59 P.A.		1097	7.8	622	41	8	5	572	26	109	391	0.65	37	-5.8	-30	16
S-02 P.A.	970													-5.1	-29	12
S-09 P.A.	820	770	7.0	219	124	27	14	184	13	48	169	0.80	46	-5.3	-29	13
S-11 P.A.	930													-5.7	-29	17
S-13 P.A.	1580	1410	6.7	306	410	88	46	214	22	19	361	1.70	88	-5.1	-29	12
S-20 P.A.	950													-4.7	-29	9
S-30 P.A.		1570	6.7	355	510	120	50	289	23	96	443	1.00	114	-5.4	-28	15
S-34 P.A.	950	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-5.9	-30	17
S-41 P.A.	670	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-5.7	-30	16
S-42 P.A.	720	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-5.4	-30	13
S-46 P.A.	870	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-5.4	-28	15
S-46a P.A.	2300	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-4.8	-27	11
02 P.A.	780	770	7.0	219	124	27	14	184	13	48	169	0.80	46	-4.9	-31	8
05 P.A.	410	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-5.0	-32	8
10 P.A.	380	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-5.2	-33	9
13 P.A.	470	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-5.4	-32	11
23' P.A.	-	524	7.2	229	140	34	13	51	17	38	26	0.40	67	-5.1	-28	13
25' P.A.	-	550	7.4	292	237	53	25	41	24	2	40	0.10	9	-5.2	-29	13
29 P.A.	-	615	6.9	256	133	35	11	118	18	31	85	0.04	7	-5.5	-27	17
32 P.A.	-	707	7.1	255	131	37	9	148	14	106	71	0.15	11	-5.9	-31	16
41 P.A.	-	727	6.6	126	170	36	19	114	20	59	148	0.22	96	-5.8	-30	16
48" P.A.	-	614	7.3	197	176	40	18	99	18	22	89	0.10	87	-5.7	-28	18
53 P.A.	-	588	7.4	327	272	48	36	34	26	12	24	0.21	9	-5.3	-27	15
54' P.A.	-	515	7.5	292	185	53	13	46	24	2	8	0.04	6	-5.2	-28	14
61' P.A.	-	1356	7.4	264	306	69	32	293	27	67	331	0.41	287	-4.0	-24	8
63' P.A.	-	628	7.2	189	108	28	9	137	18	58	105	0.27	43	-5.8	-29	17
66 P.A.	-	639	6.7	218	237	56	23	82	21	16	115	0.10	57	-5.7	-29	17
72 P.A.	-	808	7.9	370	251	69	19	112	16	16	48	0.59	76	-5.7	-30	16
74 P.A.	550	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-5.6	-31	14
80 P.A.	510	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-5.3	-30	12
83' P.A.	560	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-5.6	-31	14
85 P.A.		541	7.6	232	97	27	7	114	13	12	76	0.27	11	-5.7	-28	18
86 P.A.	830													-5.4	-29	14
87 P.A.	810													-5.6	-29	16
90' P.A.		588	8.0	300	196	45	20	72	16	11	26	0.64	31	-5.5	-29	15
90'a P.A.	540													-5.4	-31	12
97 P.A.		404	6.8	177	158	38	15	37	18	20	27	0.16	33	-5.0	-32	8
100 P.A.		500	7.5	258	100	22	11	119	14	2	11	1.02	2	-5.5	-30	14
108 P.A.		767	7.2	329	258	55	29	137	16	48	23	0.66	59	-5.5	-30	14
112 P.A.		717	8.1	331	114	25	12	148	14	20	40	0.58	54	-5.6	-31	14
112a P.A.	710													-6.1	-31	18
116 P.A.		605	8.3	320	194	43	21	77	15	16	13	0.56	27	-6.2	-30	20
121 P.A.		722	7.9	348	157	39	14	128	12	11	25	0.60	68	-6.3	-30	20
121a P.A.	620													-5.9	-29	18
129' P.A.	680													-5.3	-28	14
133 P.A.		602	7.1	200	160	38	16	104	12	115	40	1.00	32	-5.2	-33	9
148 P.A.		584	7.0	236	145	38	12	120	18	58	20	0.60	33	-5.1	-29	12
150' P.A.		766	7.0	244	120	33	9	157	20	77	45	1.30	125	-5.2	-26	16
156 P.A.	350													-5.4	-26	17
157 P.A.		418	7.8	209	179	43	17	30	16	9	12	0.59	35	-5.3	-27	15
157a P.A.		632	7.9	326	196	49	18	82	14	3	17	0.47	51	-4.7	-25	13
166' P.A.	490													-5.6	-28	17
169 P.A.		846	8.3	333	163	39	16	171	12	9	86	0.52	104	-5.5	-27	17
173 P.A.		558	7.2	211	102	29	7	116	12	48	57	1.40	38	-5.5	-25	19
192 P.A.	820													-5.2	-28	14
194 P.A.		696	7.0	228	135	47	4	149	14	77	118	0.70	5	-4.9	-27	12
198 P.A.		757	8.1	405	121	27	13	152	14	20	25	0.70	11	-5.2	-30	12
198a P.A.														-5.2	-32	10

CUADRO II: VALORES DE ISÓTOPOS ESTABLES, CARBONO-14 Y TRITIO DE LAS MUESTRAS TOMADAS DURANTE 1990 (CONTINUACIÓN)

POZO	UBIC	C.E.	TDS	pH	ALC.	DUR.	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	δ ¹⁸ O	δ ³ H	d
206	P.A.		707	8.0	361	100	25	9	147	12	20	30	0.66	20	-5.2	-30	12
206'	P.A.		855	8.0	393	178	41	18	160	15	29	52	0.70	60	-5.3	-31	11
206a	P.A.	680													-5.3	-30	12
224	P.A.	660													-5.3	-29	13
232	P.A.	760													-5.2	-29	13
242	P.A.		683	7.2	255	292	79	23	62	23	29	52	0.70	125	-5.4	-30	13
247	P.A.		769	7.4	347	194	53	15	75	17	2	62	0.41	117	-5.3	-31	11
254	P.A.		635	7.3	255	202	76	3	80	24	38	45	0.48	61	-5.8	-28	18
260	P.A.		554	7.2	255	214	57	17	61	20	12	68	0.49	12	-5.2	-28	14
267	P.A.		828	7.3	319	294	69	29	106	25	21	104	0.33	87	-5.3	-30	12
267'	P.A.		729	7.4	373	237	58	22	88	28	21	40	0.13	17	-4.6	-24	13
269	P.A.		592	7.4	334	216	56	18	63	14	21	6	0.10	10	-5.3	-30	12
277	P.A.		632	7.1	326	119	28	12	120	12	22	26	-	14	-5.2	-28	14
277'	P.A.														-5.2	-29	13
288	P.A.		3531	6.5	1393	592	96	84	741	36	115	204	0.97	560	-5.7	-34	12
289	P.A.		532	7.5	203	150	27	20	94	14	13	102	0.10	15	-5.4	-31	12
298	P.A.		718	6.9	271	205	58	14	95	35	22	81	0.19	80	-5.7	-31	15
300	P.A.		1405	7.3	519	723	182	64	79	38	29	147	0.33	232	-5.5	-26	18
313	P.A.		751	7.5	334	86	23	7	179	11	48	70	0.20	8	-5.9	-29	18
314	P.A.		544	7.6	242	60	18	4	130	12	12	69	0.20	8	-6.2	-30	20
326	P.A.		726	8.0	331	263	61	26	86	14	21	34	0.15	85	-6.3	-30	20
332	P.A.		727	7.2	343	158	32	19	123	26	48	26	0.05	38	-5.3	-29	13
343	P.A.		526	7.3	245	74	20	6	114	12	21	50	0.18	1	-5.5	-30	14
344	P.A.		380	7.4	57	156	35	16	47	15	21	85	0.20	98	-5.5	-30	14
356	P.A.		696	7.7	340	276	66	27	42	29	21	16	0.14	25	-4.7	-27	11
363	P.A.		665	6.8	331	242	72	15	60	35	38	24	0.23	20	-5.2	-31	11
366	P.A.		466	7.0	247	197	61	11	32	19	12	16	0.30	14	-5.2	-30	12
369	P.A.		575	6.8	263	274	69	24	33	25	29	41	0.43	35	-5.0	-30	10
376	P.A.		461	7.0	89	142	34	14	89	17	12	130	0.60	67	-5.5	-32	12
377	P.A.		591	6.7	326	240	39	34	58	15	21	22	0.80	9	-5.1	-30	11
378	P.A.		327	6.8	112	148	25	20	45	17	21	40	0.40	22	-5.3	-28	14
384	P.A.	540	830	6.7	400	224	46	26	120	20	77	13	1.10	36	-4.8	-28	10
206'a	P.A.	810													-5.4	-29	14
206"	P.A.		634	8.0	332	100	23	10	131	13	2	35	0.70	16	-5.4	-30	13
206"ap	P.A.	700													-5.4	-30	13
384	P.A.	540													-4.8	-28	10
395	P.A.	620													-5.3	-30	12
400	P.A.	740													-5.3	-30	12
402	P.A.		493	7.1	192	144	41	10	78	17	13	76	0.12	28	-5.5	-30	14
407	P.A.	540													-6.0	-30	18
411	P.A.		898	6.7	130	357	72	42	113	15	154	88	1.10	106	-6.0	-31	17
419'	P.A.	670	866	6.6	200	201	35	27	185	18	98	193	1.00	67	-5.4	-30	13
420	P.A.		710	6.8	152	232	53	24	126	17	118	173	0.90	14	-6.0	-34	14
422	P.A.		836	7.2	389	222	59	18	142	13	38	70	1.50	28	-5.8	-30	16
427	P.A.		722	6.9	290	250	78	13	83	27	38	52	0.28	77	-5.8	-31	15
434	P.A.		675	7.1	253	106	24	11	136	15	38	29	0.33	112	-5.8	-29	17
449	P.A.		852	8.2	415	110	26	11	191	18	12	78	0.11	13	-6.1	-29	20
454	P.A.		854	7.9	356	400	121	23	55	29	58	40	0.06	93	-5.9	-28	19
454'	P.A.		876	8.1	443	329	82	30	84	34	29	30	0.05	46	-4.8	-29	9
455	P.A.	1050	928	8.0	232	43	9	5	266	27	77	224	0.70	38	-5.4	-30	13
466	P.A.	550	541	7.6	276	149	41	11	70	29	12	27	0.06	16	-6.3	-29	21
460	P.B.		1464	8.1	476	137	25	18	368	43	188	235	0.10	3	-6.2	-35	15
463	P.B.		1500	6.9	244	218	46	25	418	30	106	576	2.40	3	-5.2	-28	14
493	P.B.		799	7.9	334	172	42	16	144	15	21	45	0.13	107	-5.3	-29	13
495	P.B.		410	6.7	138	192	43	20	29	18	12	58	1.00	60	-5.2	-29	13
496	P.B.	550	484	7.3	182	112	27	11	90	14	19	72	1.50	29	-5.5	-31	13
503	P.B.	3070													-4.4	-29	6
510	P.B.	3370													-4.0	-29	3
518	P.B.	9720													-4.0	-22	10
522	P.B.		864	7.5	298	174	23	28	147	41	39	47	0.66	177	-5.1	-30	11
543	P.B.	2710													-4.9	-33	6
544'	P.B.	1980													-5.4	-29	14
550	P.B.	1270													-3.5	-23	5
552	P.B.		1279	7.4	316	311	60	39	139	39	431	43	1.44	2	-5.1	-27	14
557	P.B.	970													-6.6	-29	24
560	P.B.		818	7.6	413	190	33	26	133	32	20	45	1.44	28	-6.0	-32	16
565'	P.B.		6148	7.4	399	520	133	45	2029	58	384	2977	6.50	27	-5.7	-32	14
565"	P.B.		10400	8.2	1387	4437	573	721	1725	257	830	4283	24.00	310	-3.5	-20	8
570	P.B.		1060	6.5	374	262	67	23	198	30	125	163	0.40	2	-4.4	-29	6
666	P.B.		791	7.3	223	220	53	21	138	37	38	193	0.20	41	-6.0	-32	16
669	P.B.		1748	6.5	584	590	66	102	336	39	237	229	1.70	19	-5.2	-31	11

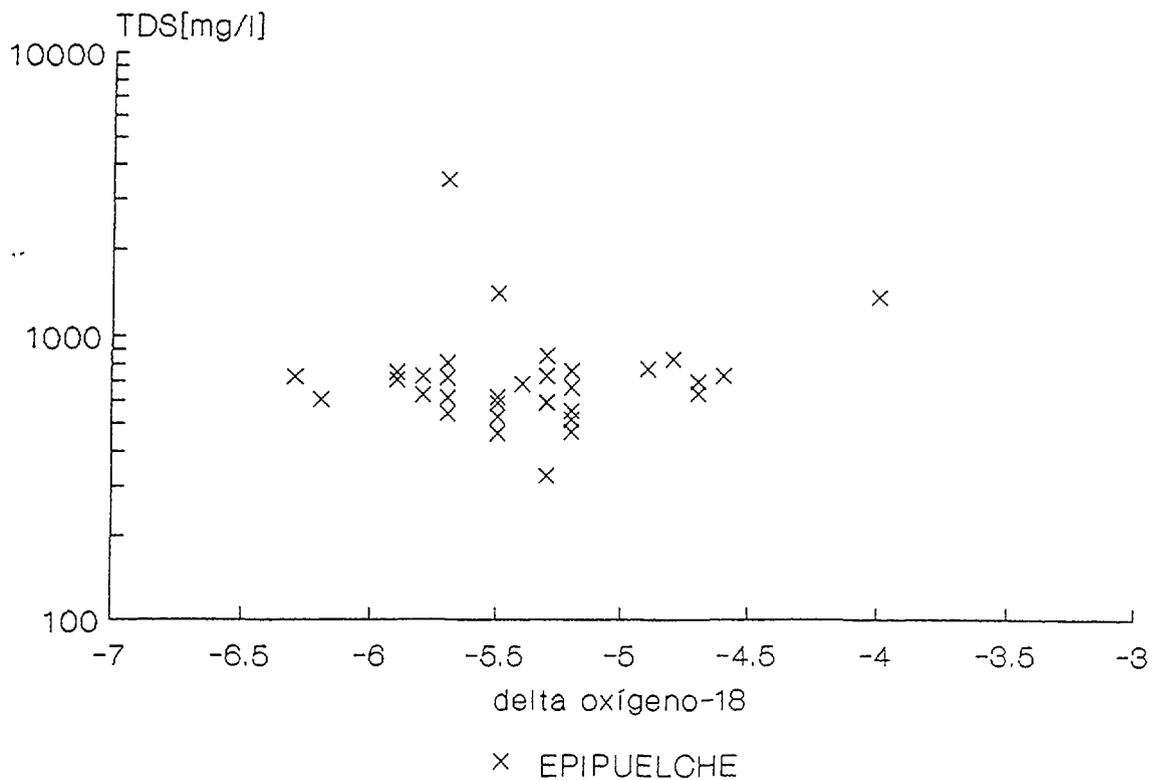


FIGURA 2b Gráfico TDS vs. delta oxígeno-18 de las muestras colectadas durante 1991. Acuífero Pampeano o Epipelche

Las mediciones de deuterio, oxígeno-18, tritio y carbono-14 realizadas durante el año 1990 se presentan en la Tabla II y su ubicación en el mapa 1. Por otra parte, muestras de la campaña 1991 se pueden observar en la Tabla I, con sus correspondientes datos hidroquímicos e isotópicos. Las Figs. 1a y 1b corresponden a los gráficos $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras colectadas en 1991. En ambos casos se graficó también la recta meteórica local $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 14$. Las Figs. 2a y 2b son gráficos TDS vs. $\delta^{18}\text{O}$ del muestreo 1991 clasificadas según pertenezcan al Puelche o al Epipelche.

5. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

La Fig. 3, gráfico $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras pertenecientes a 1990, presentan un panorama sintético de los tipos de agua encontrados en la zona de La Plata. Los pozos P1 y P3, en la zona de recarga de la planicie alta, hacia el sudoeste de la ciudad, poseen filtros instalados en el Epipelche junto con el Puelche (E+P). P2 es una muestra de la capa freática en el extremo sur del área bajo estudio, hacia el borde de cuenca. P6 y P7 son pozos de gran caudal de la red de provisión de agua potable, sus filtros se encuentran en el Puelche (P). Los pozos L1 [7] y P4 se encuentran en la planicie baja cerca del Río de la Plata, producen del Puelche salinizado, no son aptas para el consumo humano e industrial y se usan para el llenado de piletas de natación. Son aguas cloruradas sódicas del tipo del agua de mar, con conductividades mayores a $20.000 \mu\text{S cm}^{-1}$; observando la Fig. 3 se puede apreciar que sus composiciones isotópicas se pueden interpretar como la mezcla entre aguas del Puelche recargado en la planicie baja, el Río de la Plata (R5) y aguas antiguas de una ingresión marina (valor similar a SMOW).

El contenido de carbono-14 de la P4 = 36 p.c.m. sería la resultante de esta mezcla. La composición del Río de la Plata varía estacionalmente sobre la recta meteórica $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 11$ [5] entre -7.5 y -3 ‰, lo que alteraría el modelo presentado, sólo en la relación de mezcla. El pozo P4 posee abundante contenido de sulfato. El mismo se precipitó como BaSO_4 y se determinó la composición isotópica del azufre y oxígeno. El valor obtenido $\delta^{34}\text{S} = 19.5$ ‰ vs. CDT es similar al valor promedio del agua de mar actual y durante el Pleistoceno (20-21 ‰) [8] y el $\delta^{18}\text{O}$ del sulfato, 11.3 ‰ vs. VSMOW, confirma el origen fundamentalmente marino de esta sal.

La Fig. 4 muestra los valores de ^{14}C obtenidos en las muestras de la campaña 1990. Se graficó el p.c.m. contra el $\delta^{13}\text{C}$ de acuerdo al modelo de Pearson modificado [9].

La isocrona de 0 a se construyó considerando un $\delta^{13}\text{C}$ del suelo de -19.0 ‰ vs. PDB relacionado al intenso cultivo de maíz en la zona (el valor $\delta^{13}\text{C}$ del maíz ronda el -12 ‰). En cambio, en las muestras más antiguas (isocrona de 5730 a) se tomó el valor -25.0 ‰ pues se supone que el área no estaba cultivada y la cubierta vegetal predominante era la normal de la Pampa Húmeda, fundamentalmente C-3 [10]. De acuerdo con el gráfico mencionado, las muestras P2 y P7 son modernas (P2 es freática), les sigue P6, en tanto que P1 y P3 son más antiguas y de edades similares. P4, como se expresara más arriba corresponde a una mezcla con edad aparente cercana a los 3000 a a.p.

Los contenidos de tritio (Tabla II) en todos los casos son menores a la función de entrada estimada, sugiriendo envejecimiento por tránsito o mezcla con flujos subterráneos

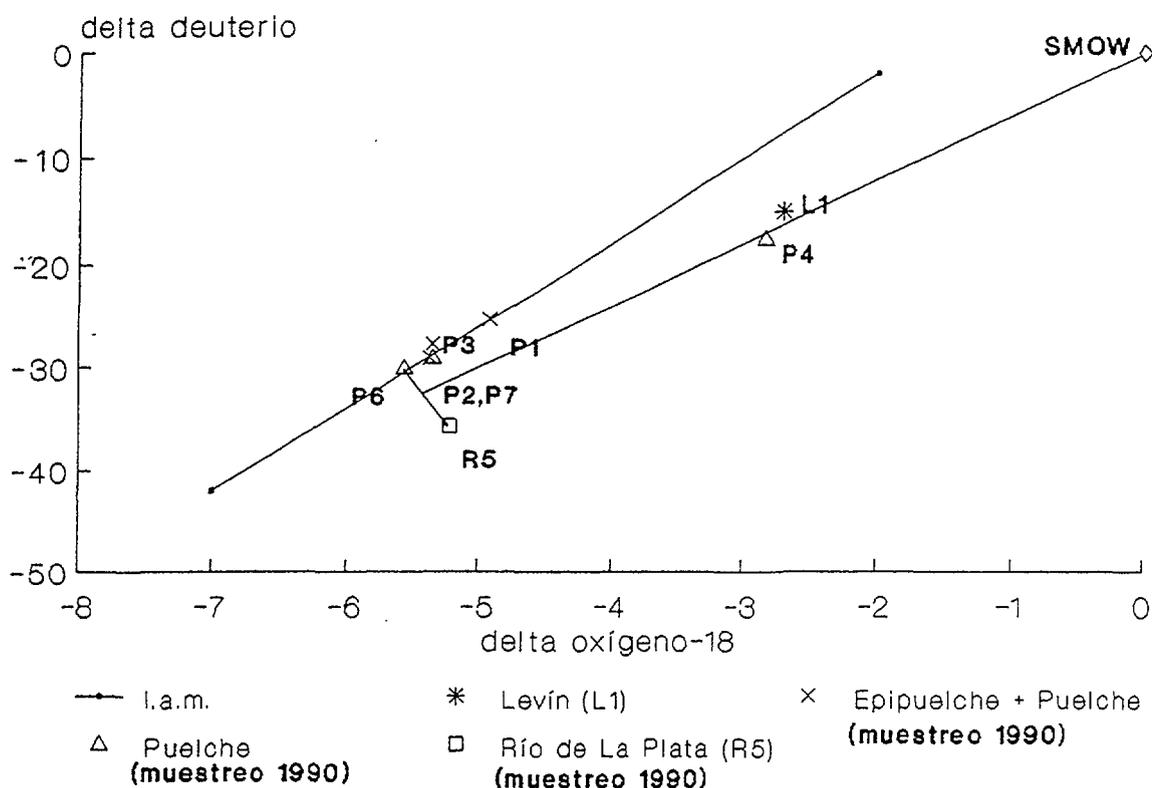


FIGURA 3 : Gráfico delta deuterio vs delta oxígeno-18 de las muestras colectadas durante 1990.

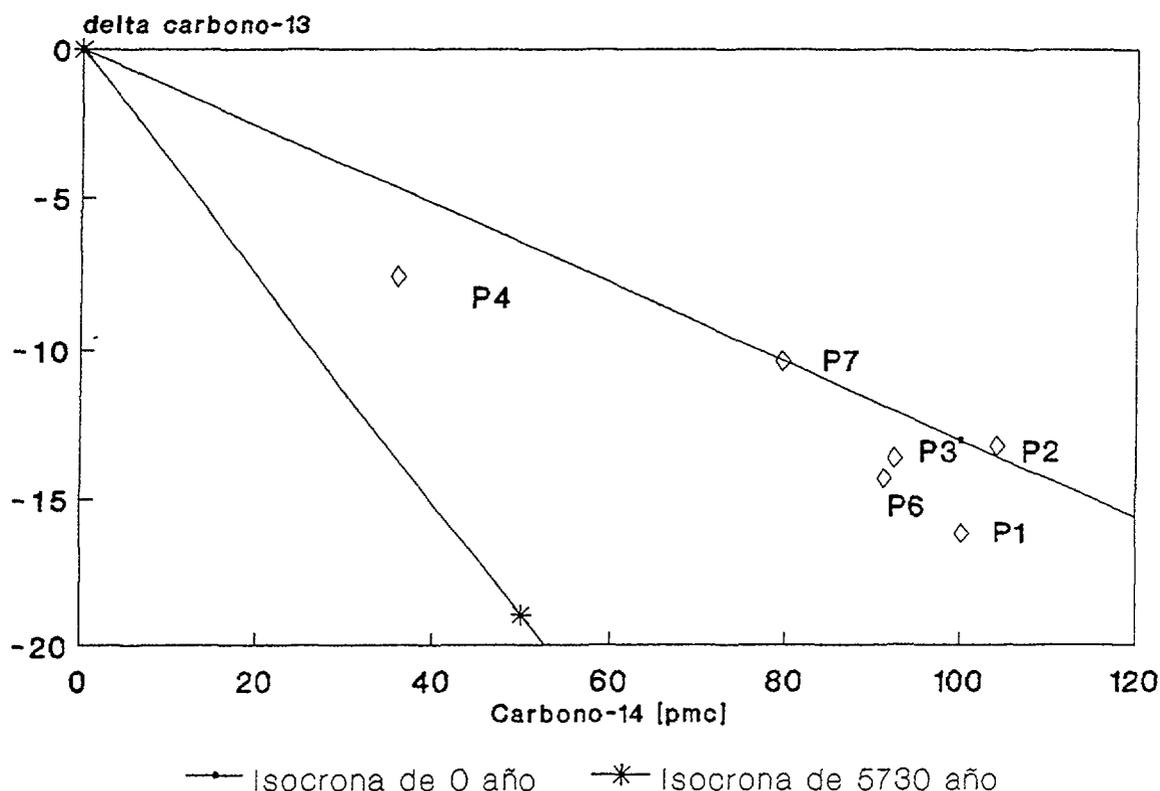


FIGURA 4: Valores de actividad carbono-14 vs carbono-13, de acuerdo al modelo de Pearson modificado (ver texto). Muestreo 1990.

más antiguos como en el caso de la P1, P3 y P6. Un caso, ya conocido en acuíferos de la provincia de Buenos Aires, [11] es el de la muestra P2, que es freática y por lo tanto, moderna en ^{14}C . De acuerdo a los mecanismos que se plantean para la recarga, debería reflejar la función de entrada en tritio, sin embargo su contenido es mucho menor; esto se puede relacionar con la existencia de flujos regionales a nivel freático o con un retardamiento de la infiltración debido, tal vez, a la intercalación discontinua de carbonatos biogénicos (toscas) y que actuarían como acuitardo en zonas determinadas.

El contenido de tritio del Río de la Plata, anormalmente alto, se puede deber a dos causas posibles: experiencias con trazadores llevadas a cabo en zonas aguas arriba (Quilmes-Berazategui, Plata Bedmar, com. per.) o a pérdidas de fluidos que lo contienen en la central nuclear de Atucha u otras usinas similares del Brasil.

Otro tipo de aguas salobres existentes en los acuíferos bajo estudio, lo constituyen aquellas que contiene mayor cantidad de sulfato que de cloruro como el pozo 552 (Tabla I). En un estudio llevado a cabo en la planicie baja por Logan y Panarello (en preparación), se encontraron aguas con relaciones molares $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ cercanas a 2 y contenidos de sulfato mayores que 20.000 mg l^{-1} . El estudio de los isótopos estables del azufre realizado en ese trabajo, sugiere que el sulfato proviene de procesos de reoxidación ⁽²⁾ de sulfuros (pirita) en la zona pantanosa de la planicie baja que recargan el agua subterránea en esa zona.

⁽²⁾ El sulfuro a su vez provendría de la reducción bacteriana de sulfato marino

Los contenidos salinos del Epipelche y el Pelche en la planicie elevada, no muestran correlación con la composición isotópica (Figs. 2a y 2b) sugiriendo que el mecanismo principal de salinización, en este caso, es la disolución de sales por tránsito. Esto estaría confirmado por las Figs. 1a y 1b en las que no se insinúan mezclas con aguas del tipo marino; las más enriquecidas como la 61' ($\delta^{18}\text{O} = -4 \text{ ‰}$) incrementan su salinidad a expensas de un aumento de la concentración de nitrato [11].

6. CONCLUSIONES

De acuerdo a lo enunciado se pueden establecer las siguientes conclusiones:

- 1- Existen al menos tres mecanismos de salinización.
 - a- Aguas saladas de intrusiones marinas antiguas, mezcladas con agua dulce (recargada en el acuífero con mayor o menor aporte del Río De la Plata). Son del tipo cloruradas-sódicas, con abundante sulfato y bicarbonato. El $\delta^{34}\text{S}$ y el $\delta^{18}\text{O}$ del sulfato definen a esta sal como de origen marino. La actividad del $^{14}\text{C} = 36 \text{ p.c.m.}$ no tiene un significado de una edad dado que se trata de la dilución de un agua con alto contenido de ese isótopo con otra de un valor significativamente empobrecido por tratarse de una intrusión antigua.
 - b- Aguas con elevado contenido de sulfato, donde el alto grado de dispersión encontrado en el $\delta^{34}\text{S}$ y sus altas relaciones $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$, sugieren intensos procesos de oxidación-reducción producidos en la zona inundada de la planicie baja (Logan y Panarello, en preparación).
 - c- Aguas salinizadas por tránsito con evidente intercambio de bases (Ca^{++} por Na^+), altos contenidos de NaHCO_3 y a veces de NO_3^- ver Tabla I [12].
- 2- Los bajos valores de tritio encontrados en la zona de mayor recarga en la capa freática a 5 m de profundidad señalan que el agua que se infiltra se encuentra diluida en este isótopo por un flujo regional muerto en tritio, o bien el tránsito se encuentra demorado por intercalaciones discontinuas de baja permeabilidad.
- 3- Respecto a las edades carbono-14, con las restricciones propias del modelo de Pearson, se han encontrado edades que oscilan entre modernas hasta unos 1500 a a.p. (1/4 período de semidesintegración) con intermedias alrededor de los 700 a a. p. (1/8 período de semidesintegración). Un caso particular lo constituye la P4 con una edad aparente de alrededor de 2800 a a. p. que corresponde a la mezcla de aguas dulces del Pelche y del Río de la Plata con una intrusión marina que ocurrió probablemente durante el Hypsithermal (ca 5500 a a. p.).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a W. Logan, de la Universidad de Waterloo por habernos suministrado muestras de la Planicie Baja; a P. Fritz, del GSF, Munich, por la lectura crítica del manuscrito; al personal del Laboratorio de Isótopos Estables del INGEIS y a E. Linares, director del INGEIS.

REFERENCIAS

- [1] AUGE, M.P., Sobreexplotación del acuífero Puelche en La Plata. Argentina. XXIII Congress International Association of Hydrogeologist, Actas: 411-415. Islas Canarias. España 1991.
- [2] ARTAZA, E., Saneamiento Urbano en la República Argentina. Provisión de agua y desagües urbanos. I parte. Cuaderno N° 6 Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas. La Plata (1943).
- [3] AUGE, M.P. y M.A. HERNÁNDEZ, Características geohidrológicas de un acuífero semiconfinado (Puelche) en la Llanura Bonaerense. Su implicancia en el ciclo hidrológico de llanuras dilatadas. Proceedings of the Hydrology on Large Flatlands, UNESCO, II: 1019-1043. París-Buenos Aires (1983).
- [4] FIDALGO, F., F.O. DE FRANCESCO y R. PASCUAL, Geología superficial de la Llanura Bonaerense. VI Congreso Geológico Argentino. Relatorio de la provincia de Buenos Aires: 103-138. Bahía Blanca (1975).
- [5] PANARELLO, H.O. y M.C. ALBERO, Tritium, oxygen-18 and deuterium contents of Buenos Aires rainwater. Proceedings of the Hydrology on Large Flatlands, UNESCO, II, 889-898. París-Buenos Aires (1983).
- [6] PANARELLO, H., Tritio e isótopos estables en aguas de precipitación de la República Argentina. Informe final del Proyecto de Investigación y Desarrollo "Abundancia de tritio e isótopos estables en aguas de precipitación de la República Argentina. CONICET, 1985-1988. Buenos Aires, (1990).
- [7] LEVIN, M., C.R. CORTELEZZI y A.J. FIGGINI, Uso de isótopos estables (deuterio y oxígeno-18) para determinación del origen de la salinización del "Puelchense" en la ciudad de La Plata y alrededores. 1era. parte. V Congreso Geológico Argentino, Actas, I: 373-393. Buenos Aires (1970).
- [8] HOLSER, W.T. & I.R. KAPLAN, Isotope Geochemistry of Sedimentary Sulfates. Chemical Geology 1: 93-135 (1966).
- [9] SALEM, O., J.H. VISSER, M. DRAY, & R. GONFIANTINI, Groundwater flow patterns in the Western Lybiam Arab Jamahiriya evaluated from isotope data. Investigations with Isotope Techniques, International Atomic Energy Agency, 165-180, Vienna (1980).
- [10] DEINES, P. The isotopic composition of reduced organic carbon. En P. Fritz y J. Ch. Fontes (eds.) Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Volume I, The terrestrial environment, A. 329-406, Elsevier (1980).
- [11] LEVIN, M., J. FASANO, C. OSPITAL, H.O. PANARELLO, M.C. ALBERO y E. BOCANEGRA, Aplicaciones isotópicas e hidroquímicas en estudios hidrogeológicos del área de Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires. Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses Actas: 631-640. Bahía Blanca (1988).

[12] AUGE, M.P.y M.I. NAGY, Nitratos en el agua subterránea de La Plata, República Argentina. I Congreso Hidrogeológico Latinoamericanoa. Compendio de Ponencias. Mérida, Venezuela (1992).

ESTUDIO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DEL VALLE DE COCHABAMBA (BOLIVIA) MEDIANTE TÉCNICAS ISOTÓPICAS

G. SOLIS

Corporación Regional de Desarrollo de Cochabamba, CORDECO,
Cochabamba, Bolivia

L. ARAGUÁS ARAGUÁS

Sección de Hidrología Isotópica,
Organismo Internacional de Energía Atómica,
Viena, Austria

Resumen - Abstract

ESTUDIO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DEL VALLE DE COCHABAMBA (BOLIVIA) MEDIANTE TÉCNICAS ISOTÓPICAS

El estudio de las aguas subterráneas del Valle de Cochabamba se ha centrado en los siguientes aspectos:

- *Identificación de las zonas de recarga preferente y determinación de la importancia de la infiltración procedente de aguas superficiales.*
- *Direcciones principales de flujo y dinámica de las aguas.*
- *Identificación de fuentes de contaminación y vulnerabilidad de cada sector a la contaminación de fuentes antropogénicas.*

La distribución espacial de los contenidos isotópicos, en especial tritio y carbono-14, muestran la existencia de aguas de renovación rápida en las zonas próximas a los abanicos aluviales, donde el gradiente hidráulico es máximo. En una zona de transición de apenas 2 km los contenidos de tritio se reducen desde un valor similar a la precipitación actual (4-6 U.T.) hasta hacerse nulos. Las edades radiométricas calculadas a partir de las concentraciones de carbono-14 en estas muestras son del orden de varios miles de años. Algunos de estos pozos muestran cambios en la composición química e isotópica debido a la contaminación por aguas superficiales que se infiltran en el acuífero principal. El estudio ha confirmado la importancia de la recarga derivada de las fuentes superficiales en la zona próxima a los abanicos aluviales y la existencia de una zona con mejores condiciones para la explotación de aguas subterráneas.

STUDY OF GROUNDWATER IN THE COCHABAMBA VALLEY (BOLIVIA) USING ISOTOPE TECHNIQUES

The hydrogeological study of the Cochabamba Valley has focussed on the following aspects:

- *Identification of recharge zones and determination of the importance of recharge derived from the infiltration of surface waters.*
- *Groundwater flow directions and groundwater dynamics*
- *Identification of pollution sources and vulnerability of several areas.*

The spatial distribution of environmental isotope contents, especially tritium and carbon-14, showed the presence of groundwater recently recharged in areas close to the

alluvial fans, where the hydraulic gradients are more pronounced. In a transition zone of less than 2 km, the tritium concentration drops from a value similar to the one found in present precipitation (4-6 T.U.) to 0 T.U. The radiometric ages derived from the radiocarbon contents in these waters are in the order of several thousand years. Some of the wells located in this area show changes in the chemical and isotopic composition as a consequence of infiltration of polluted surface waters.

This study has confirmed the importance of the recharge derived from surface sources in the area close to the alluvial fans and the presence of a favourable area for groundwater exploitation.

1. INTRODUCCION

El Departamento de Cochabamba, se encuentra situado en el centro de la República de Bolivia, tiene una extensión de 55.631 Km² y políticamente se divide en 16 provincias (Fig. 1). En la actualidad tiene una población de 1.103.739 habitantes y sus actividades principales son: agricultura, agropecuaria, industrias lechera, de alimentos y en poca proporción metalmeccánica y artesanal.

El clima predominante en la región es templado variando ocasionalmente a frío, con una precipitación media anual de 456 mm., una humedad relativa del 50 %, una evapotranspiración anual de aproximadamente 1.300 mm y una temperatura promedio anual de 11,4 a 17 °C.

El déficit en el balance hídrico es particularmente importante durante las estaciones secas, desde marzo hasta noviembre. Este hecho, junto al limitado desarrollo de la distribución de aguas superficiales, ha propiciado una explotación importante de las aguas subterráneas, habiendose construido hasta la fecha unos 6,000 pozos en un área de unos pocos Km², la mayoría de ellos con una profundidad inferior a 60 m.

2. ANTECEDENTES

Los trabajos hidrogeológicos previos en el valle de Cochabamba se han centrado en aspectos generales de las aguas subterráneas. La información básica sobre la hidrogeología de la zona ha sido proporcionada por el trabajo elaborado bajo los auspicios del PNUD en 1978, [1]. Otros trabajos más recientes realizados por CORDECO [2-3] han permitido añadir detalles sobre el corte geológico del relleno sedimentario del valle y confirmar el modelo de flujo predominante en las partes altas del relleno sedimentario. También se ha podido identificar la existencia de focos puntuales de contaminación.

Otros trabajos más recientes han incluido en el estudio datos geoquímicos e isotópicos en el estudio de la dinámica de las aguas subterráneas [4-5]. En estos trabajos se hace hincapie en los cambios en el gradiente geotérmico observado en los diferentes sectores del valle y en los cambios en las relaciones iónicas en varios sectores del acuífero.

3. OBJETIVOS

A pesar de los estudios efectuados hasta la fecha por instituciones y organismos encargados de las aguas subterráneas, no se conocen a ciencia cierta los mecanismos de recarga

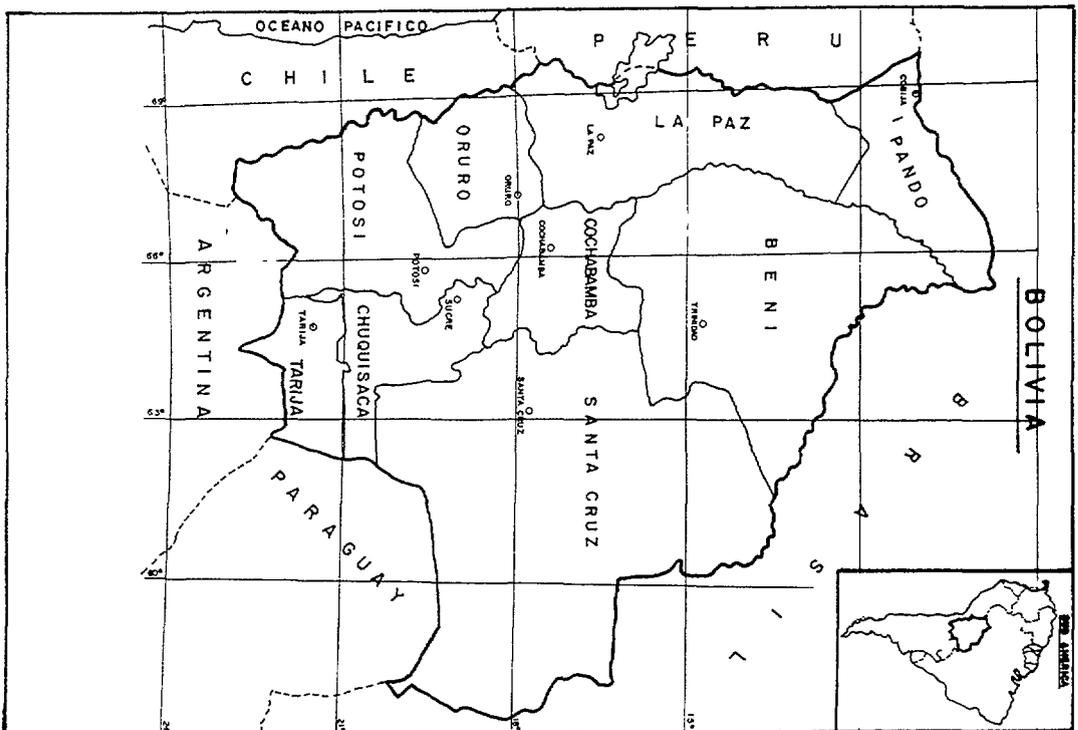
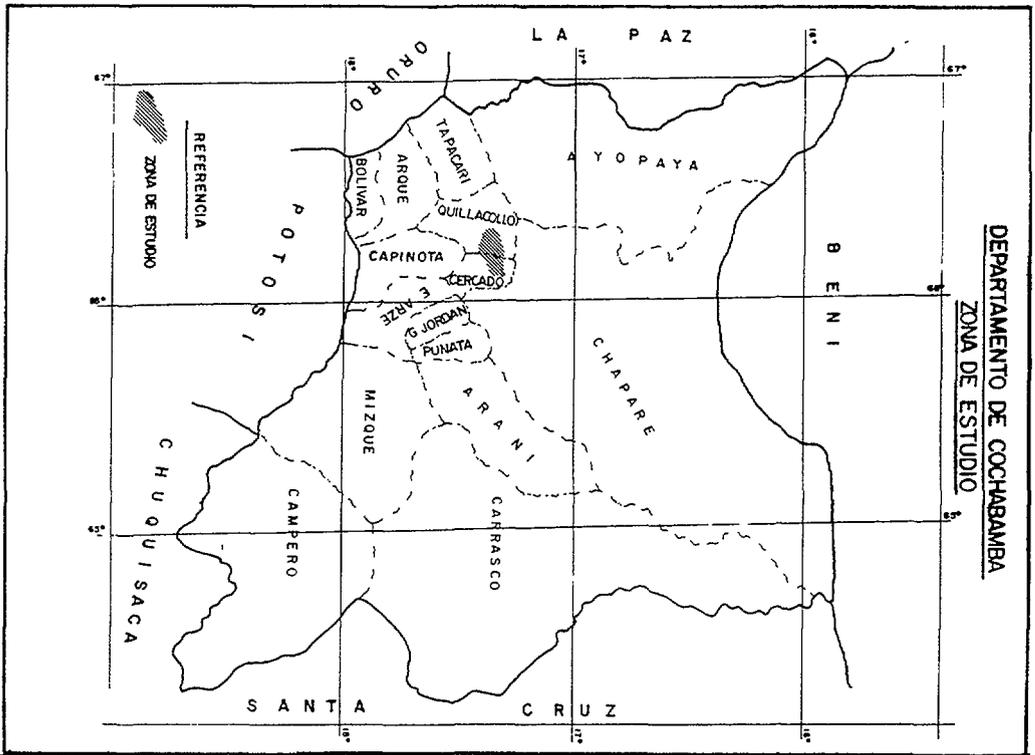


Fig. 1. Situación de la zona de estudio en el departamento de Cochabamba.

de los acuíferos del Valle de Cochabamba. En algunos trabajos se estima que la misma proviene de la infiltración directa de las precipitaciones pluviales en el valle, mientras que otros trabajos sugieren que las aguas de las numerosas torrenteras que bajan de la cordillera se infiltran en los abanicos aluviales, y desde allí se transfiere el agua a los acuíferos confinados existentes en la cuenca. La distribución de estas aguas en los acuíferos tiene una enorme importancia para la explotación de los mismos, de manera que se puede optimizar el uso y aprovechamiento del recurso hídrico.

La aplicación de los isótopos ambientales en el presente estudio, aporta información referente al funcionamiento hidrogeológico del acuífero: las direcciones de las líneas de flujo, el tiempo de permanencia del agua en el mismo, la identificación de zonas favorables a la explotación y la vulnerabilidad a la contaminación.

4. AREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se encuentra ubicada en el Valle Central, principalmente hacia el norte y sudoeste de la ciudad de Cochabamba, abarcando parte de las provincias de Cercado, Quillacollo y Chapare (Sacaba), Fig. 1.

La cuenca hidrográfica, que se extiende sobre 1.150 Km², limita al norte con la cordillera del Tunari, al sur con la cuenca de Punata, Cliza y Santibañez, al este con la cuenca de Sacaba y al oeste con la cordillera del Mazo Cruz. El área de estudio se encuentra entre las cotas 2800 y 2650 metros sobre el nivel del mar.

El relieve montañoso paleozoico y cretácico de las zonas norte y oeste, que corresponde a las estribaciones de la cordillera Central de los Andes, alcanza alturas que fluctúan entre los 3000 y 5000 m.s.n.m., en tanto que la región sur, fuertemente denudada, comprende colinas de edad paleozoica. Estos relieves encierran la llanura central colmatada por materiales cuaternarios fluvio-lacustres que ocupan una tercera parte de la cuenca.

El principal río de la cuenca es el Rocha, que nace en las alturas del Valle de Sacaba y que al ingresar en la cuenca del valle de Cochabamba recibe el aporte de los ríos Chimboco, Pucara, Chungara, Wara Wara y Cantarana, así mismo del Valle Alto a través del río Tamborada, cuyo caudal está controlado por la represa México de la laguna de Langostura. A partir de este punto recibe el aporte de numerosos ríos, todos ellos de características torrentosas; Pajcha, Pintumayu, Taquiña, Chutakawa, Kora Tiquipaya, Tolavi, Chijllahuri, Chocaya, Chulla, La Llave, Charinco, Higuera, Viloma, Pankoruma, Ayoma, y Pilcomayu. Todos ellos reflejan un proceso de erosión intenso, con transporte y sedimentación de los materiales, debido al fuerte gradiente existente.

La zona en estudio es una fosa tectónica situada en el flanco sur de la Cordillera de Cochabamba, rellenada por sedimentos pre-cuaternarios. En lo que se refiere a los sedimentos cuaternarios que se encuentran sobre el basamento paleozoico, cuya composición litológica es conocida solamente en la parte superficial por perforaciones con fines de explotación de aguas subterráneas, éstos muestran dos ambientes principales de deposición. Se ha definido un ambiente fluvial en la zona próxima a la cordillera y otro ambiente lacustre en la zona distal. Existe una zona de transición entre ambos con sedimentos de origen mixto.

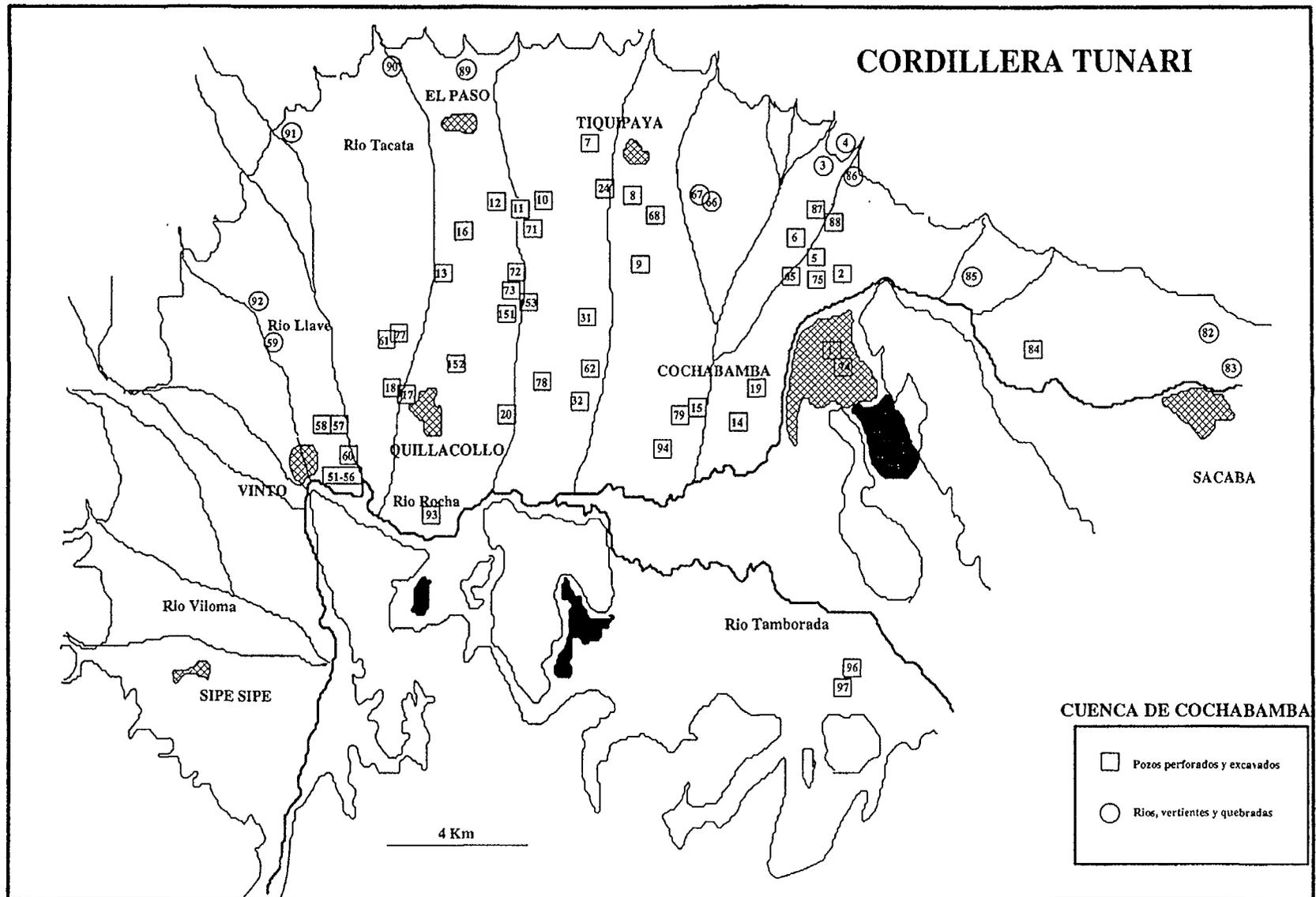


Fig. 2. Mapa de localización de los puntos de muestreo incluidos en la Tabla I.

Los sectores norte y noroeste de la cuenca están caracterizados por un ambiente fluvial con ríos que colectan el agua de la zona cordillerana y descargan el material que transportan, formando grandes abanicos aluviales, compuestos por bloques de grava y arena, depósitos unidos, que conforman los abanicos coalescentes. Desde un punto de vista hidrológico, estos materiales tienen alta permeabilidad y permiten la recarga de los acuíferos por filtración del agua proveniente de la Cordillera.

El ambiente lacustre, de gran desarrollo en la parte central y sur de la cuenca, comprende sedimentos finos como arcillas y limos con intercalaciones de sedimentos más gruesos como grava y arena, en el sector sureste de la cuenca, los sedimentos son arcillosos y con alto contenido de materia orgánica. Entre estas dos clases de ambiente se encuentra la zona transicional, con características litológicas de uno y otro ambiente.

5. AGUAS SUBTERRANEAS

Las aguas subterráneas constituyen la mayor fuente de agua para consumo humano y riego en el Valle Central. Se estima que un 70 % del consumo de la ciudad de Cochabamba es abastecida con pozos, y un número aproximado de 500 comunidades y barrios peri-urbanos, es decir población urbana formal, se aprovisionan en un 100 % de aguas subterráneas. Según inventariación de pozos perforados y excavados realizado por "CORDECO" en el año 1989, de 556 pozos del abanico del Paso (zona en estudio); 54.50 % son de uso para agua potable, 26.40 % para riego, 13.20 % para uso industrial y el resto para uso doméstico privado. Para el mismo año se tenía un total aproximado de 5000 pozos en todo el valle, en la actualidad se estima más de 6000 pozos, entre excavados y perforados, con un índice de crecimiento aproximado de 14 pozos/mes con mayor concentración en la zona de transición entre los abanicos y el llano.

El flujo regional del agua subterránea está condicionado por la orientación de los abanicos aluviales (de norte a sur) y la presencia de paleocauces.(Fig. 2). La existencia de relleno lacustre sobre los paleocauces (materiales impermeables) dá lugar al fenómeno local de artesianismo. El rendimiento de los pozos es función de la proporción de materiales permeables en la columna litológica y del grado de conexión hidráulica de estos con la zona de recarga activa. Los pozos de bajo rendimiento y poca calidad química del agua se encuentran en el sector sur.

Abarcando la zona comprendida entre la parte alta de los abanicos y el sector central de la cuenca, se encuentran acuíferos de espesor variable, delimitados por el basamento paleozoico y rocas mesozoicas en el sector oeste (zona de Sipe-Sipe), por rocas paleozoicas en la parte norte (zona de Pairumani, El Paso, Tiquipaya hasta Mesadilla). Las rocas paleozoicas en general son consideradas impermeables, aunque localmente pueden tener una permeabilidad secundaria.

El relleno arcilloso de la zona sur de la cuenca constituye el límite de estos acuíferos según una línea que se extiende desde el lado sur de la ciudad hasta el lado norte del cerro Quinamari. La presencia de material aluvial permeable en el estrecho de Mesadilla, indicaría la posibilidad de que estos acuíferos están conectados con la cuenca de Sacaba; en la zona norte en la parte apical de los abanicos, los acuíferos están constituidos por materiales gruesos, cantos rodados, grava y arena de alta permeabilidad, depositados por los numerosos torrentes que bajan de la cordillera y cuyos cauces constituyen áreas óptimas de recarga.

Desde la zona norte a los afloramientos paleozoicos hasta la zona arcillosa sur, se distingue un cambio de facies gradual en los horizontes acuíferos, empezando por una zona de abanicos altamente permeable constituida por un acuífero libre, una zona de transición con capas acuíferas alternadas con horizontes confinantes y semi-confinantes hasta una zona predominantemente arcillosa con ocasionales horizontes arenosos delgados. La zona de abanicos presenta una gran heterogeneidad litológica vertical y lateral en los sedimentos cuaternarios, lo que hace difícil estimar el espesor de los materiales permeables que contienen arcilla, en un porcentaje menor al 20 %. Sin embargo, es posible afirmar que la suma de los espesores de los horizontes acuíferos hasta la profundidad de 120 metros varía entre 15 y 45 metros.

En la zona de transición, el espesor de las capas permeables es muy variable, debido a los materiales provenientes de la cordillera y de la cuenca de Sacaba. El espesor de estas capas varía entre 10 y 30 metros. En la zona lacustre el espesor de las capas permeables de 20 cm hasta unos pocos metros.

La correlación entre los diferentes horizontes acuíferos, ya que se presentan cambios litológicos importantes en cortas distancias, requiere de una investigación complementaria.

6. METODOS

Durante el trabajo de campo se han mostrado un total de 49 pozos profundos, 7 someros y 16 muestras de aguas superficiales en las zonas de Quillacollo, Tiquipaya, Cochabamba y área circundante al río Rocha. Los resultados de los análisis isotópicos y la conductividad del agua se incluyen en la Tabla I. Los resultados de los análisis químicos disponibles han sido proporcionados por la oficina de GEOBOL en Cochabamba y corresponden a pozos incluidos en la red de monitoreo establecida en el Valle.

Los análisis isotópicos se realizaron en el laboratorio de OIEA en Viena, siendo los errores analíticos del orden de ± 0.1 ‰ para oxígeno-18, ± 1 ‰ para deuterio y ± 0.2 ‰ para carbono-13. Los errores asociados a los análisis de carbono-14 y tritio están incluidos en la Tabla I.

7. ESTUDIO ISOTOPICO E HIDROQUIMICO

7.1. VARIACIONES LA CONDUCTIVIDAD

La calidad química de las aguas, reflejada a través de la conductividad es buena (del orden de 100-300 $\mu\text{S}/\text{cm}$) en la mayor parte de la zona estudiada; en especial en la zona de Tiquipaya, sector norte de Quillacollo y Cochabamba y sector oeste de Sacaba. Sin embargo, existen algunas muestras puntuales donde la conductividad es bastante superior al valor medio (hasta 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$), debido a posible contaminación superficial (granjas avícolas, alcantarillado) o bien como consecuencia de la propia evolución de las aguas subterráneas en el acuífero (zona sur). A partir de una línea de transición en el área del río Tacatá (cuenca Chocaya), márgenes este y oeste, los valores de conductividad se elevan desde 340 a 695 $\mu\text{S}/\text{cm}$, justificándose por la presencia de asentamientos humanos recientes, sin infraestructura sanitaria.

Los valores más bajos de conductividad corresponden a las vertientes procedentes de la cordillera, desde 60 a 120 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mientras que las aguas de peor calidad se tienen en el

TABLA I: Resultados de los análisis isotópicos llevados a cabo en las aguas del Valle de Cochabamba. PP - pozo profundo perforado, PS - pozo somero, generalmente excavado, SU - aguas superficiales.

Cod.	Localización	Fecha muest.	T	Prof (m)	Cond μS/cm	$\delta^{18}O$ (‰)	δD (‰)	Tritio (U.T.)	$\delta^{13}C$ (‰)	C-14 (pmc)
------	--------------	-----------------	---	-------------	---------------	-----------------------	-------------------	------------------	-----------------------	---------------

5	Aldea Inf Mayorazgo	MAR/90	PP	30	141	-13 25	-99 7			
5'	Aldea Inf Mayorazgo	FEB/91	PP	30	100	-13 30	-95 3			
6	Aldea Juv Mayorazgo	MAR/90	PP	30	100	-13 46	-100 7		-14 06	90 2 ± 2 6
7	Tiquipaya	MAR/90	PP		346	-12 94	-97 4	6 8 ± 0 5		
8	Tiquipaya-Trianfillo	MAR/90	PP		189	-12 57	-92 4		-12 69	83 2 ± 2 2
9	Tiquipaya - Col D Bosco	MAR/90	PP	70	213	-12 68	-89 8			
9'	Tiquipaya - Col D Bosco	FEB/91	PP	70	230	-12 82	-90 8			
9''	Tiquipaya - Col D Bosco	SEP/93	PP	70	235	-12 89	-91 4	1 3 ± 0 4		55 4 ± 1 7
10	El Paso Peñaranda	MAR/90	PP	48	184	-12 72	-91 3		-12 86	81 6 ± 2 3
10'	El Paso Peñaranda	FEB/91	PP	48		-13 01	-92 7			
11	Pozo Semapa	MAR/90	PP	70	250	-12 75	-91 3	7 3 ± 0 4	-10 11	76 8 ± 2 9
12	Pozo Semapa	MAR/90	PP	70	174	-13 01	-93 3		-11 36	77 6 ± 2 2
13	Balneario El Cisne	MAR/90	PP	55	170	-13 23	-95 0			
13'	Balneario El Cisne	JUL/90	PP	55		-13 60	-93 9		-10 95	68 2 ± 2 5
13''	Balneario El Cisne	FEB/91	PP	55	200	-13 49	-96 5			
14	Cerveceria CBN	MAR/90	PP	60	1620	-11 81	-90 3	3 5 ± 0 4		
15	Urb Santa Rosa-Cam	MAR/90	PP	60	237	-12 86	-90 4			
15'	Urb Santa Rosa-Cam	JUL/90	PP	60		-12 97	90 5		-12 06	29 5 ± 1 0
16	Granja Link - El Paso	MAR/90	PP	66	160	-13 10	-93 2	7 2 ± 0 5	-10 01	75 2 ± 3 7
16'	Granja Link - El Paso	JUL/90	PP	66		-12 62	-88 0			
17	Calzados Manaco	MAR/90	PP	60	695	-12 69	-90 4			

18	Dom Ernesto Vargas	MAR/90	PP	18	456	-12 75	-94 4	0 9 ± 0 3		
19	Urb ENDE, Km 4,5 Co-Qui	MAR/90	PP	57	218	-12 64	-94 0	0 0 ± 0 3		
20	Granja Cadeca	MAR/90	PP	40	218	-12 48	-91 5			
24	Granja Trianfillo	JUL/90	PP			-13 02	-92 5	4 8 ± 0 6		
24'	Granja Trianfillo	FEB/91	PP		220	-12 70	-93 2			
31	Cielo Mokho	JUL/90	PP			-13 07	-90 9			
32	Colcapiru	JUL/90	PP			-12 94	-90 2			
53	Ca Rosas esq Tupac-Catari	FEB/91	PP	22	240	-12 78	-89 5			
54	Pozo SEMAPA 8-Vinto	FEB/91	PP	100	400	-13 32	-93 9	3 5 ± 0 3		
55	Pozo SEMAPA 10-Vinto	FEB/91	PP	100	300	-12 79	-89 2	8 2 ± 0 4		
56	Km 18 Sivingani - Vinto	FEB/91	PP	70	320	-12 90	-90 7			
57	Col Adventista	FEB/91	PP	90	150	-12 85	-89 4	0 3 ± 0 2		
58	Col Adventista	FEB/91	PP	80	180	-12 87	-90 2			
60	Cruce Paynumani - La Paz	FEB/91	PP	24	210	-13 04	-91 5	6 9 ± 0 4		
61	Balneario Vertiente	FEB/91	PP	38	390	-12 91	-90 8	3 8 ± 0 3		
62	Tranca 220 m Norte	FEB/91	PP	12	230	-12 71	-90 4			
63		FEB/91	PP			-13 01	-92 7			
64		FEB/91	PP			-13 30	-95 3			
65	Aldea Inf N-Mayo	FEB/91	PP	30	110	-13 47	-97 7			
68	Granaj Trianfillo	FEB/91	PP	36	200	-12 79	-92 8			
69		FEB/91	PP			-12 70	-93 2			

Cod.	Localización	Fecha muest.	T	Prof (m)	Cond μS/cm	δ ¹⁸ O (‰)	δD (‰)	Tritio (U.T.)	δ ¹³ C (‰)	C-14 (pmc)
------	--------------	-----------------	---	-------------	---------------	--------------------------	-----------	------------------	--------------------------	---------------

70		FEB/91	PP			-12.82	-90.8			
71	Pozo E - El Paso	FEB/91	PP	70	260	-12.86	-92.3	6.3 ± 0.4		
72	Plaza de Pandoja	FEB/91	PP	40	220	-13.24	-94.4			
73	Puente de Pandoja	FEB/91	PP		200	-13.37	-94.9	7.3 ± 0.4		
74	Calle Potosí	FEB/91	PP	30		-13.18	-95.1			
75	Ca Atahualpa, SEMAPA	FEB/91	PP		200	-12.33	-89.8	5.4 ± 0.4		
76		FEB/91	PP			-12.91	-90.4			
77	Pozo Arauz, fr vertiente	FEB/91	PP	50	390	-13.02	-90.9	5.2 ± 0.3		
78	Quimbol (11,5 Co-Qui)	FEB/91	PP		220	-12.76	-90.7	0.2 ± 0.2		
78'	Quimbol (11,5 Co-Qui)	SEP/93	PP		233	-12.95	-91.5			53.9 ± 1.5
84	Rochas-Chaca-Collo	FEB/92	PP		350	-12.66	-93.7	3.3 ± 0.3		
87	Mole Mole	FEB/92	PP		100	-13.45	-98.0	4.9 ± 0.3		
88	Aldea Inf	FEB/92	PP		100	-13.36	-96.8	3.8 ± 0.3		
93	Quillacollo	FEB/92	PP		500	-13.27	-92.6	0.3 ± 0.2	-10.27	6.0 ± 0.4
94	Pampa Grande	FEB/92	PP		400	-12.84	-91.9	0.2 ± 0.2	-11.26	48.7 ± 1.3
96	Oleoducto (S)	FEB/92	PP		1200	-13.86	-105.3	0.1 ± 0.2	-9.98	4.0 ± 0.4
97	Pampa Grande Curaca	FEB/92	PP		2100	-10.93	-89.6	5.6 ± 0.3		
151	El Jardín	SEP/93	PP	49	225	-13.19	-90.6	3.4 ± 0.4		
152	Estadio Quillacollo	SEP/93	PP	60	218	-12.96	-90.9	2.4 ± 0.5		
153	Pojpocollo	SEP/93	PP		252	-12.95	-90.1	5.8 ± 0.5		

1	Esq Av America-Potosí	MAR/90	PS	30	136	-12.92	-95.1			
2	Av Atahualpa	MAR/90	PS	30	164	-12.26	-89.5	5.6 ± 0.4	-13.94	100.0 ± 3.0
51	Calle Rosas-Vinto	FEB/91	PS		230	-12.93	-90.6	6.6 ± 0.4		
52	Estacion FFCC - Vinto	FEB/91	PS	30	390	-13.01	-92.9	0.4 ± 0.2		
52'	Estacion FFCC - Vinto	SEP/93	PS	30	251	-12.48	-86.5			101.1 ± 2.2
79	Sta Rosa (6,5 Co-Qui)	FEB/91	PS	60	260	-12.87	-91.3			
80		FEB/91	PS			-13.49	-96.5			
81		FEB/91	PS			-12.62	-88.0			
155	Pozo Vallehermoso	SEP/93	PS	7	1912	-9.07	-76.2			
3	Quebrada Taquiña	MAR/90	SU		61	-12.85	-93.6			
3'	Quebrada Taquiña	FEB/91	SU		220	-12.91	-90.4			
4	Quebrada Taquiña	MAR/90	SU		60	-12.87	-96.5			
59	Plant elec Payrumani	FEB/91	SU		50	-12.41	-84.3			
66	Tiquipaya - Pte Chutakahua	FEB/91	SU		80	-12.53	-89.3			
67	Tiquipaya - Pte Chutakahua	FEB/91	SU		90	-12.19	-87.3			
82	Molino Mayu	FEB/92	SU			-13.83	-100.9			
83	R Rocha	FEB/92	SU			-13.55	-99.2			
85	Chaqui Maya	FEB/92	SU			-13.73	-97.2			
86	Q Taquiña	FEB/92	SU			-13.38	-95.7			

89	Q Chijhuani	FEB/92	SU			-13.18	-92.9			
90	Q Chocaya	FEB/92	SU			-12.48	-87.8			
91	Q Payrumani	FEB/92	SU			-13.42	-93.6			
92	R LLave	FEB/92	SU			-12.62	-88.7			
95	Laguna Sullamí	FEB/92	SU			-15.18	-114.0			
98	Lluvia Feb/92	FEB/92	SU					8.1 ± 0.4		
154	Canal Vallehermoso	SEP/93	SU		370	-9.27	-82.7			

sector sur del Valle, cuyos valores encontrados alcanzan valores de 400 - 500 $\mu\text{s}/\text{cm}$ en especial en las zonas próximas al río Rocha. Es importante mencionar que el río Rocha se constituye en el efluente de las aguas servidas de la ciudad, y aunque existe una Planta de Tratamiento ubicada en el sector de Alba Rancho (zona sur del área de estudio) existe cierta posibilidad de que estas aguas puedan infiltrarse en el acuífero.

Como consecuencia de una contaminación puntual de las aguas, la conductividad de algunas muestras alcanza valores superiores a 1000 $\mu\text{s}/\text{cm}$ en el área sur del Valle (p.e. muestra 14 de la Fig. 4). La presencia de aguas salinas en la parte central de la cuenca parece ser debida, en principio, a la propia evolución geoquímica del agua en acuífero (por interacción con los materiales arcillosos del mismo) y la infiltración de aguas salinas y fuertemente evaporadas (p. e. n°. 97 y 96 de la Fig. 4). Este hecho parece ser un efecto paleoclimático, posiblemente relacionado con la infiltración de aguas de un antiguo lago presente en la zona (Ver 7.3).

En general, existe una línea de transición de las aguas, donde se distingue la calidad de las mismas, proximas a la avenida Blanco Galindo que une las ciudades de Cochabamba y Quillacollo. El carácter químico de las aguas es bicarbonato cálcico-magnésico en la mayor parte de los pozos perforados en la zona N, (Fig. 3) próxima a los abanicos aluviales, y donde

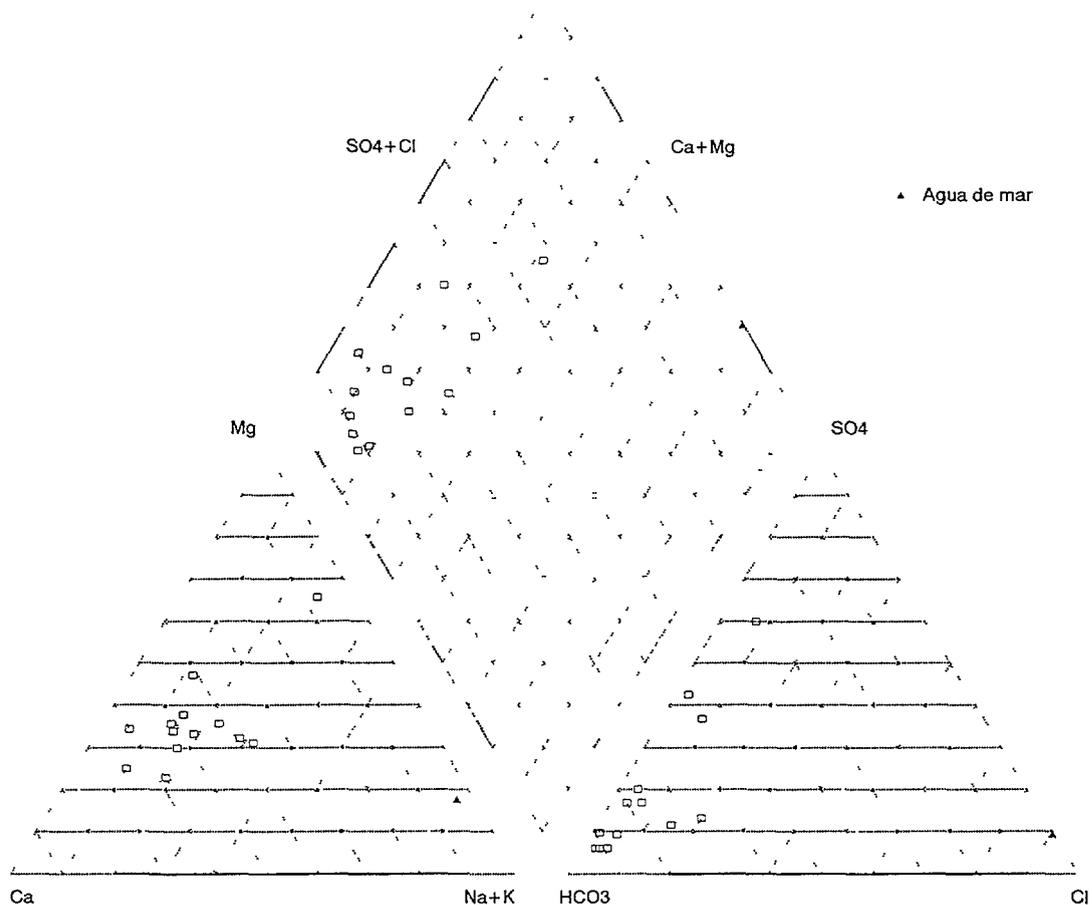


Fig. 3. Diagrama de Piper de las muestras de agua colectadas en la red de control de aguas subterráneas de GEOBOL. 1992-1993. El carácter bicarbonatado cálcico-magnésico es dominante en estas muestras, ya que fueron colectadas en pozos situados cerca de los abanicos aluviales.

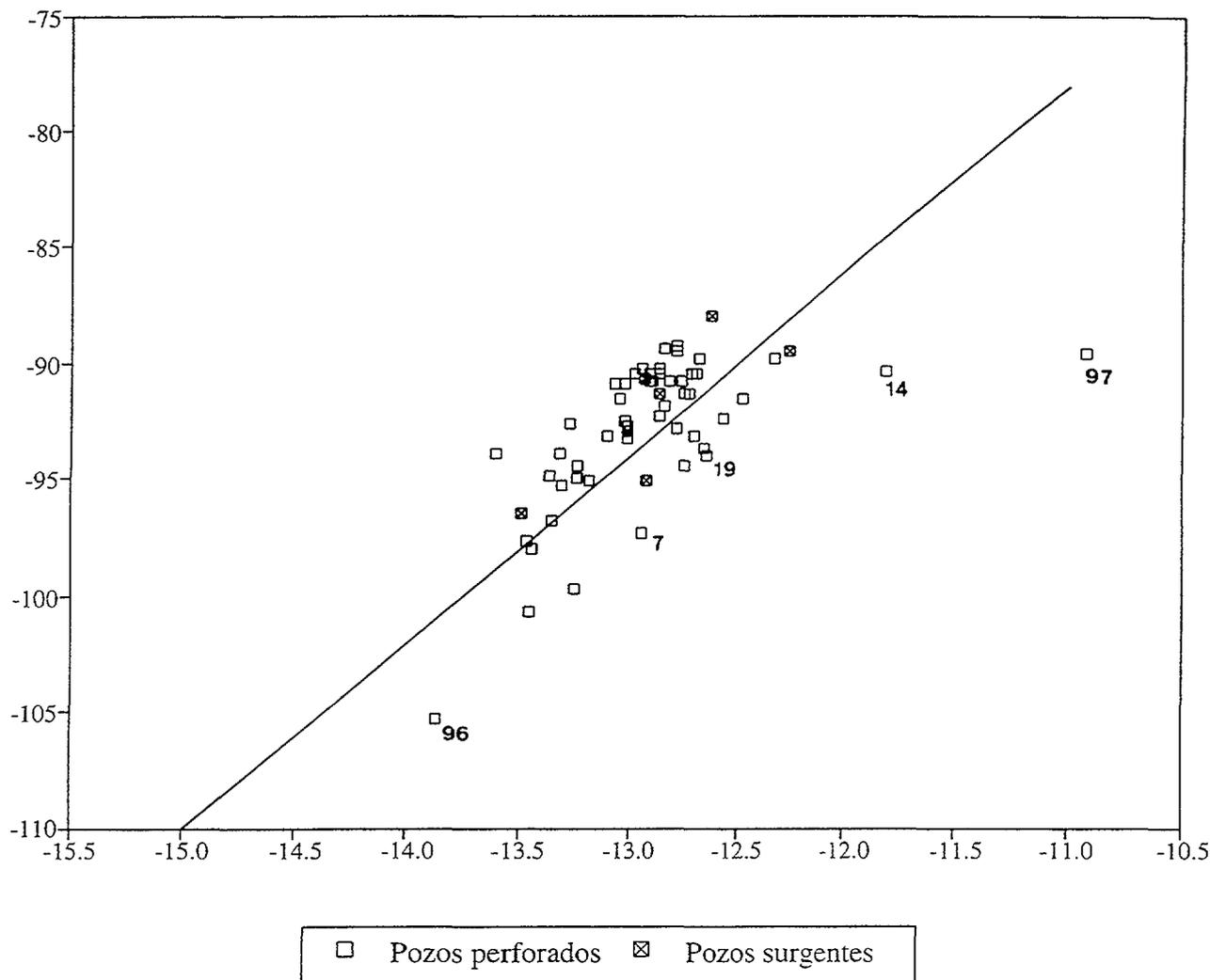


Fig. 4. Relación $\delta^{18}\text{O}$ - δD de las muestras de agua subterránea del Valle de Cochabamba. El rango total de variación de las aguas del valle es muy limitado (1 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ y 10 ‰ en δD), sugiriendo un único mecanismo dominante de recarga.

existe una circulación rápida de las aguas. El diagrama Piper de la Fig. 3 representa únicamente muestras de agua localizadas en las zonas próximas a los abanicos aluviales. Sin embargo, en la zona S, donde predominan los materiales finos y el gradiente hidráulico es muy bajo, los iones cloruro y sodio se hacen predominantes, acompañando al incremento de la conductividad.

7.2. DISTRIBUCION DE ISOTOPOS ESTABLES

La distribución espacial de los contenidos de la $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ de las aguas subterráneas se presentan en la Fig 4, distinguiéndose únicamente por un símbolo los pozos artesianos de aquellos que no lo son. Los numeros que acompañan a algunos puntos corresponden a pozos que se mencionan en el texto en relación a su diferencia respecto a la mayoría de las muestras. El rango absoluto de variación de las aguas subterráneas es muy pequeño, del orden de 1 ‰ en oxígeno-18 y 10 ‰ en deuterio. Con excepción de las dos muestras tomadas en el sector situado al sur del río Tamborada, y otras que son mezcla con aguas superficiales evaporadas, todas las muestras se ajustan aceptablemente a la LMAM, con valor medio de exceso de deuterio "d" próximo a +10 ‰.

Esta uniformidad en los contenidos isotópicos y la similitud con los valores de los ríos muestreados (cuyas aguas proceden de cotas más elevadas) sugieren que el agua que recarga el acuífero procede en su mayor parte de la escorrentía a través de arroyos y quebradas procedentes de la Cordillera Tunari. El rango de variación de los contenidos de oxígeno-18 en cada sector del Valle (Fig. 2) es el siguiente:

SECTOR	RANGO	n
Quillacollo	-12.48 a -13.60	11
Tiquipaya	-12.19 a -13.10	11
Vinto	-12.41 a -13.32	15
Cochabamba	-11.81 a -13.47	17
Sacaba	-12.66 a -13.83	4
Zona sur	-10.93 a -13.86	2

A excepción de la zona sur, donde se encuentran las aguas que se apartan de la LMAM, el rango es prácticamente el mismo en todos los grupos, sin que distingan diferencias en relación al valor del parámetro "d", exceso de deuterio.

Tampoco existe una distribución espacial de estos valores mostrando valores más negativos en la proximidad de los abanicos, que indicaría la existencia de una mezcla de aguas de dos tipos: agua de lluvia en el valle más enriquecida, y otra más negativa isotópicamente, procedente de la Cordillera. Este hecho refuerza la importancia que tiene para la explotación del acuífero la reducción la concentración de material fino arrastrado por los torrentes, puesto que la deposición de estos materiales en los abanicos contribuirá a la progresiva reducción de la infiltración de las aguas procedentes de la cordillera.

7.3. TRITIO Y CARBONO-14

Las variaciones especiales de las concentraciones de estos dos isótopos tanto en aguas subterráneas se recogen en la Tabla I. Los contenidos de tritio en los pozos profundos en el área de los abanicos aluviales (p.e. zona de El Paso)son similares a la precipitación actual (estimada entre 4-8 U.T.; mientras que la única muestra analizada de precipitación da como resultado 8.1 U.T.). Estos valores reflejan la dinámica rápida de las aguas subterráneas en esta amplia zona del acuífero, puesto que la recarga de estas aguas debe realizarse dentro de un periodo inferior a una década.

Existe una transición rápida de los contenidos de tritio entre las zonas donde predominan los materiales que forman parte de los abanicos aluviales y el área donde dominan los materiales finos de origen lacustre. La reducción en el gradiente hidráulico es paralela a un descenso en los contenidos de tritio hasta desaparecer completamente en las proximidades del río Rocha y en el sector meridional, donde todos los niveles acuíferos son confinados.

Las actividades de C-14 medidas en los pozos situados en la zona de abanicos oscila entre 75 y 100 pmc., y corresponde en todos los casos a aguas recientes, como lo confirman los altos contenidos en tritio. Sin embargo, los contenidos observados en la zona baja del acuífero se reducen progresivamente hasta unas 5 pmc. Los mismos valores se observan en los pozos muestrados en el sector al Sur del río Tamborada.

Estos valores sugieren edades del orden de 10.000 años a 15.000, según el modelo de corrección de Gonfiantini [6]. Estos datos junto a la observación de valores empobrecidos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD y valores bajos de exceso de deuterio (como en las muestras n. 96, 19, 97 en Fig. 4) en la parte central de la cuenca ha permitido a Stimson et al. [5] postular sobre la recarga del acuífero en periodos más frios. Por otra parte, el largo de tiempo de residencia en dicha parte de estos acuíferos (con predominio de materiales arcillosos) se refleja en la composición química de las aguas subterráneas, concretamente en el cambio de la relación iónica $\text{Na}^+/\text{Ca}^{++}$.

8. DISCUSION Y CONCLUSIONES

La integración de la información hidrogeológica disponible y los resultados de los análisis físico-químicos realizados en el estudio han permitido confirmar el modelo conceptual de flujo en el Valle de Cochabamba. Se han delimitado las zonas de flujo más rápido y las zonas más favorables para la explotación de las aguas subterráneas incluso a cotas más profundas que los pozos existentes.

Las zonas donde se han detectado contenidos más elevados de tritio corresponden con zonas favorables para explotación puesto que se encuentran en la zona de transición entre los sedimentos de mayor tamaño (dificultad para la perforación) y la zona donde predominan los materiales más finos (donde se reduce el porcentaje de material permeable en la columna litológica). Se ha confirmado la existencia localizada de recarga de aguas superficiales, indicando que la mayor fuente de recarga deriva de la infiltración de las aguas torrenciales procedentes de la Cordillera. Cada línea de flujo se identifica tanto por los contenidos isotópicos como por sus características físico-químicas, en particular la evolución de aguas bicarbonatas Ca^{++} - Mg^{++} a bicarbonatadas sódicas o incluso, cloruradas sódicas.

Se ha confirmado la existencia de puntos donde se infiltran aguas superficiales contaminadas, contribuyendo al deterioro de calidad química de las aguas subterráneas.

REFERENCIAS

- [1] PNUD. Investigaciones de aguas subterráneas en las Cuencas de Cochabamba. Informe Técnico. 348 pag. (1978).
- [2] CORDECO. Informes internos: Hidrogeología del Valle de Cochabamba. (1989/92)
- [3] Jordan, L. Informe interno, CORDECO. Cochabamba (1992).
- [4] Stimpson, J.; Frapre, S.; Drimmie, R., Rudolph D. y Farvolden, R. "Evolución isotópica y geoquímica de las aguas subterráneas en el valle de Cochabamba, Bolivia. En: "Los Recursos hídricos en Bolivia y su dimensión ambiental". Pag. 197-210. Ed. Ricaldi, V; Flores, C y Anaya, L. (1992).
- [5] Stimpson J., Rudolph D. y Farvolden, F. Frapels y Drimmie, R., Causes of groundwater salinization in a low lying area of Cochabamba Valley, Bolivia. En: "Isotope Techniques in the study of past and current environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere". Pag. 185-198. OIEA, Viena (1993).

- [6] Salem O., Visser, J.H., Dray, M and Gonfiantini, R. Groundwater flow patterns in the Western Libya Arab Jamahiriya. In "Arid Zona hydrology: Investigations with Isotope Techniques", 165-179. IAEA, Vienna. (1980).

GROUNDWATER RESOURCES IN THE ARARIPE PLATEAU AND IN THE CARIRI BASIN

M.F. SANTIAGO

Departamento de Física,
Universidade Federal do Ceará,
Fortaleza, Brazil

H. FRISCHKORN

Departamento de Hidráulica
Universidade Federal do Ceará,
Fortaleza, Brazil

C.V. SILVA, A. SEREJO, J. MENDES FILHO

Departamento de Física,
Universidade Federal do Ceará,
Fortaleza, Brazil

Resumen-Abstract

LOS RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÁNEOS DE LA MESETA DE ARARIPE Y DE LA HOYA DE CARIRI

La región de Cariri está situada en el estado de Ceará en la frontera con el estado de Pernambuco, en el nordeste de Brasil. En esta región, la investigación de aguas subterráneas es de gran interés en la medida que el subsecuente desarrollo de esta área es de importancia económica para el estado de Ceará. El objetivo de nuestro proyecto fue la determinación de edades de las aguas subterráneas dentro del marco de las condiciones hidrogeológicas de formación. Por varios motivos, las medidas con el uso de Tritio en la región citada son de aplicabilidad limitada, mientras que las medidas de C-14 fueron muy útiles. Por comparación directa de muestras de agua subterránea tomadas en dos acuíferos diferentes y basados en las medidas con C-14 fue detectada una evolución clara de aguas recargadas recientemente hasta edades de algunos 5000 años.

GROUNDWATER RESOURCES IN THE ARARIPE PLATEAU AND IN THE CARIRI BASIN

The Cariri Region is situated at the border of the States Ceará and Pernambuco, in the northeast of Brazil. In this region research on groundwater resources is of high interest as possible further development of this area is of economic importance for the State of Ceará. The aim of our project was the investigation of groundwater ages within the framework of existing hydrogeological conditions. Due to several circumstances, tritium measurements are of limited applicability in groundwater of that region but C-14 dating was useful. From direct comparison of groundwater originating from two different aquifers and based on C-14 data, an evolution from young groundwater to ages in the range of up to some 5,000 years could be stated.

1. INTRODUCTION

The Cariri region is situated near the border of Car to Pernambuco and represents a green oasis within the semiarid northeast of Brazil (Fig. 1,2). It is of highest economic



Fig. 1 Map of South America with Research Area.

importance for the State of Cear since around 10% of the cross product of the State is produced there. The region has a density of population of 83 inhabitants per square kilometer. This implies an increasing demand of high quality groundwater for irrigation projects and drinking water supply. In recent years, water levels have dropped considerably due to overexploitation in some parts. As groundwater in that region mainly originate from two different aquifer layers, Lower Missão Velha and Upper Missão Velha, the goal of our study was to reveal groundwater ages and to detail the interaction of both aquifers on the basis of isotope data.

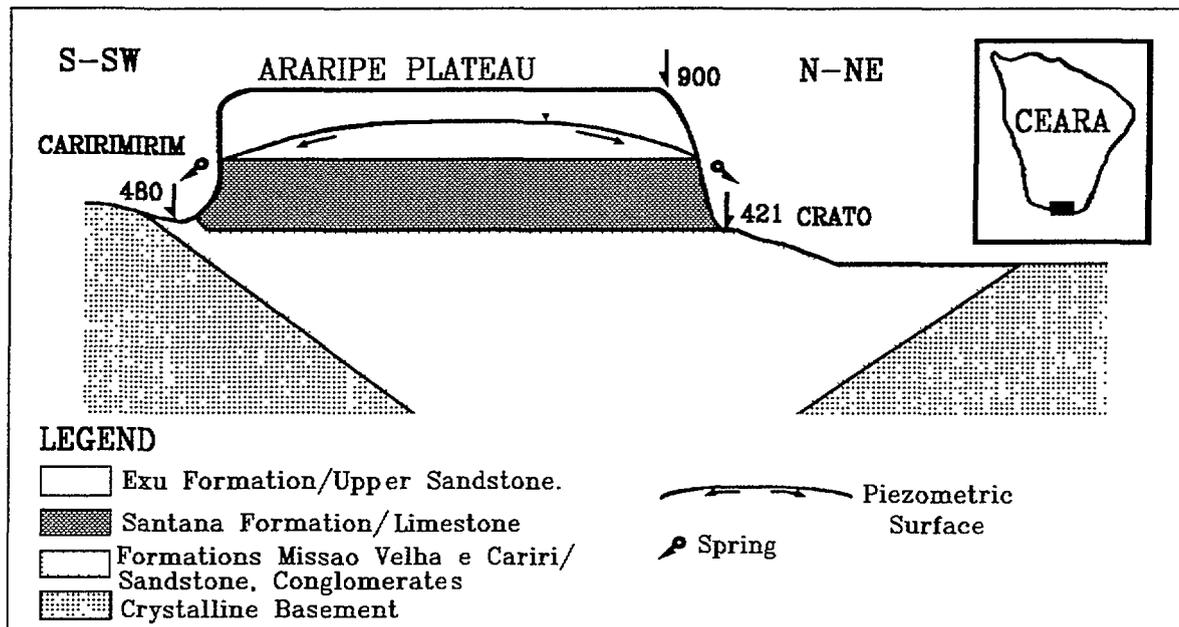


Fig. 2 Schematic Profile of the Araripe Plateau.

2.GEOLOGY AND HYDROGEOLOGY OF THE CARIRI

The three main aquifers of the region are the formations Exu, on the top the Araripe Plateau, Missão Velha and Mauriti in the sedimentary basin (Fig. 3). The Exu formation covers an area of 1,500 km² [1]. It consists of a monotonous sequence of friable sandstones of medium granulometry with a maximum thickness of about 300 m, a permeability of 3×10^{-5} m/s and a transmissivity of 2×10^{-3} m²/s.

The Exu is separated from the Missão Velha aquifer by the Santana formation. This aquiclude consists of fine sediments with loams and marls. Its estimated permeability is about 10^{-10} m/s. The Missão Velha aquifer is formed by a sequence of friable sandstone and clayey layers. Its thickness ranges from 70 to 200 m; the mean permeability is about 1.5×10^{-5} m/s and the transmissivity 10^{-3} m²/s [2]; its area is 3,100 km². There are indications that the presence of clay results, at least in great portions of the area, in a separation of the aquifer into an upper and a lower part, with the Upper Missão Velha being phreatic and the Lower Missão Velha being confined.

The Mauriti formation crops out at the contact with the crystalline basement near the area of the townships of Milagres and Mauriti. This formation has a thickness of 30 to 150 m, a mean permeability of 3×10^{-6} m/s and a mean transmissivity of 2.4×10^{-3} m²/s [3].

Groundwater exploitation of these aquifers in the sedimentary basin is intense. Wells are often arranged in batteries. In figure 4 a typical profile of a well receiving entries from the aquifers Upper and Lower Missão Velha and Mauriti is given.

40°

39°

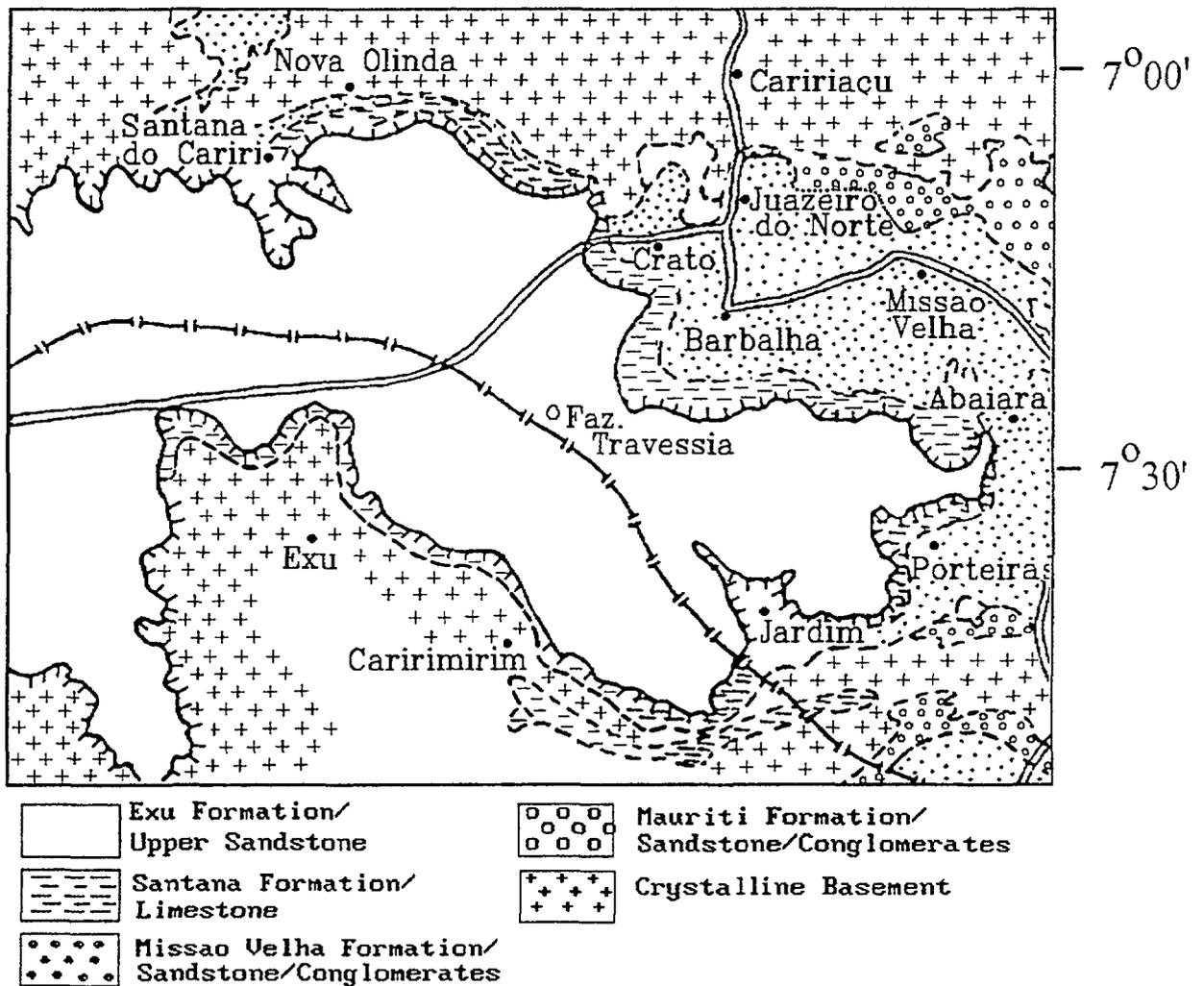


Fig. 3 Area of Investigation.

3. GROUNDWATER INVESTIGATIONS

There is a great number of wells in the Cariri (Tab. 1), many of which are not suited for isotope sampling due to the use of air-lift pumps or defective installation. Finally, wells were selected in the townships of Abaiara (1), Barbalha (8), Brejo Santo (1), Crato (6), Juazeiro do Norte (12), Mauriti (2), and Milagres (1). Depths, discharges, static and dynamic levels as well as drilling profiles were obtained from the governmental water companies CAGECE and SAAEC (Tab. 2).

3.1 Isotope Measurements

3.1.1 Tritium

Tritium concentrations were measured in groundwater samples collected from some springs that emerge from the Exu/Santana contact. This tritium contents are

compared with those from ponds ("barreiros") and cisterns which were taken as modern average tritium values for the region. A value of about 3 TU represents those waters [4,5]. It is to be pointed out, that due to its low concentration in the southern hemisphere, the H-3-method is of limited use in this study.

H-3-measurements of groundwater samples collected from wells in the Cariri-region (Tab. 1) showed concentrations between about < 1 and 3 TU. H-3 analyses were performed in our laboratory using a Packard Tri-Carb 2000 CA/LL after electrolytic enrichment of the sample.

3.1.2 Carbon-14

The C-14 content of groundwater was analyzed in 30 wells. The C-14 concentrations found in Cariri-groundwater samples reach from about 28 to 125 pMC (Tab. 1).

Carbon-14 contents of groundwater samples from wells in Juazeiro vary within 60 and 90 pMC. Carbon-14 content of the groundwater from well P34 was 124 pc as an exception. As the depth of this well is only 32 m, this C-14 result corresponds to the very young,

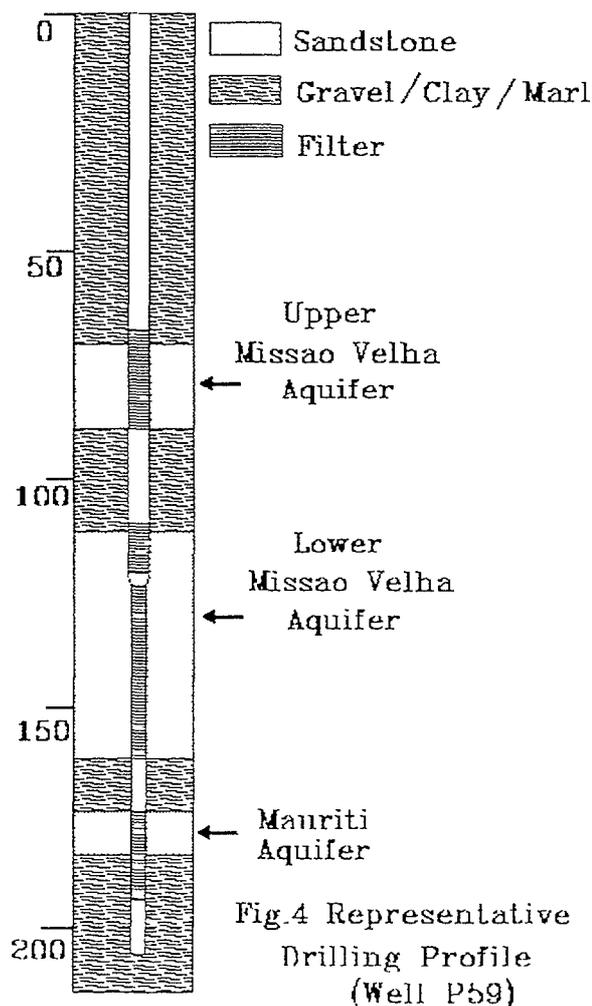


TABLE 1. CARBON-14 CONTENTS OF DEEP GROUNDWATERS (WELLS) IN THE CARIRI REGION

Nº	Location/township	Lab. no.	C $\mu\text{S/cm}$	Carbon-14 (pMC)	Tritium TU	q	Q
P5	Rch. Macacos, 2 - Jz	2669	168	74,6 \pm 0,9	2,8 \pm 0,5	0.49	0.95
P6	Rch. Macacos, 8 - Jz	2140	502	36,1 \pm 0,4	-	0.29	0.52
P6	Rch. Macacos, 8 - Jz	2388	522	35,4 \pm 0,6	-	0.29	0.52
P7	Tupinamba, 1 - Bb	2396	350	89,3 \pm 0,9	\leq 1	0.49	0.95
P8	Tupinamba, 2 - Bb	2671	199	83,6 \pm 0,8	\leq 1	0.46	0.89
P11	Barro Preto - BS	2352	144	78,0 \pm 0,6	-	0.45	0.87
P19	Sítio S. Pedro - Bb	2603	226	99,2 \pm 0,5	-	0.45	0.86
P26	Conj. Mirandao - Ct	2394	244	91,4 \pm 0.8	\leq 1	0.41	0.78
P27	Lagoa Seca, 10 - Jz	2345	86	80,8 \pm 1,1	2,1 \pm 0,4	0.49	0.95
P27	Lagoa Seca, 10 - Jz	2500	78	74,7 \pm 0,5	-	0.49	0.95
P28	Lagoa Seca, 11 - Jz	2346	186	66,6 \pm 0,5	2,4 \pm 0,4	0.37	0.80
P29	Lagoa Seca, 16 - Jz	2347	230	88,7 \pm 0,6	\leq 1	0.42	0.78
P31	Usina, Prof 200 - Bb	2350	363	84,5 \pm 0,7	\leq 1	0.31	0.56
P32	Usina, Prof 80 - Bb	2351	380	83,9 \pm 0,8	-	0.39	0.74
P33	Barro Branco - Bb	2349	202	88,0 \pm 0,8	-	0.36	0.68
P34	Rch. Macacos, 2a - Jz	2383	154	124,8 \pm 0,9	-	0.50	0.97
P35	Rch. Macacos, 3 - Jz	2384	243	92,0 \pm 0,7	-	0.44	0.85
P36	Rch. Macacos, 4 - Jz	2385	291	78,2 \pm 0,5	-	0.64	0.85
P37	Rch Macacos, 5 - Jz	2606	380	48,9 \pm 0,4	-	0.33	0.60
P38	Rch Macacos, 7 - Jz	2663	281	75,1 \pm 0,7	1,4 \pm 0,4	0.47	0.92
P39	Lagoa Seca, 14 - Jz	2399	299	61,0 \pm 0,5	-	0.42	0.81
P40	Lagoa Seca, 17 - Jz	2662	162	80,5 \pm 0,6	2,2 \pm 0,5	0.47	0.91
P41	Batateira - lav. - Ct	2401	312	115,5 \pm 0,5	2,0 \pm 0,4	0.49	0.96
P42	SESI - Ct	2392	657	99,1 \pm 0,7	2,9 \pm 0,4	0.51	0.98
P44	Hp. S. Vicente - Bb	2395	604	90,8 \pm 0,8	\leq 1	0.58	0.96
P46	Vila Alta, 2 - Ct	2610	242	93,7 \pm 1,1	\leq 1	0.42	0.78
P47	Cafundo, 5 - Ct	2467	183	98,8 \pm 0.8	-	0.52	0.89
P48	Abaiara - lav. - Bb	2469	417	44,9 \pm 0,6	-	0.30	0.56
P49	CAGECE, 1 - Mi	2470	629	81,5 \pm 0,6	-	0.22	0.43
P51	CAGECE, 4 - Ma	2472	133	70,1 \pm 0,9	-	0.39	0.74
P52	CAGECE, 1 - Ma	2473	300	116,0 \pm 0,5	-	0.46	0.90
P53	Bela Vista - Bb	2502	517	28,1 \pm 0,5	\leq 1	0.36	0.69
P55	S. Rdo Novo - Ct	2466	144	104,2 \pm 1,1	-	0.49	0.91

Note:

Carbon-14 contents are given as percentage of modern carbon (pMC).

The "error" of C-14-results is based on 1-fold standard deviation of counting.

"-" indicates that sampling has been done, yet measurement could not be performed.

\leq 1 TU indicates H-3-contents near/below the detection limit.

Abbreviations indicate location of wells sampled:

Bb - Barbalha / Ct - Crato / Jz - Juazeiro do Norte / Ma - Mauriti / Mi - Milagres

Q: Cheng model [6], q: Tamers model [11].

TABLE 2. RESULTS OF HYDROCHEMICAL ANALYSES FOR DEEP GROUNDWATERS OF THE CARIRI REGION AND DRILLING DEPTHS OF WELLS

Nº	pH	T (° C)	Alk meq/l	CO ₂ meq/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	P (m)
P5	6,0	30,5	0,5	5,0	20	9	81	4	150
P6	7,7	31,5	3,1	1,5	34	11	282	27	191
P7	5,8	28,1	0,5	4,5	15	18	178	15	134
P8	6,0	29,4	1,3	5,2	24	10	128	<4	163
P11	6,4	30,0	1,4	4,5	-	-	-	-	85
P19	6,3	29,8	1,2	4,1	17	10	32	52	78
P26	6,8	27,8	1,6	2,6	20	13	78	18	92
P27	5,7	30,2	0,5	4,5	6	3	27	13	144
P28	6,4	30,6	1,4	5,2	17	7	65	5	91
P29	6,4	29,5	1,3	2,2	25	10	110	17	200
P31	7,1	28,7	2,9	1,7	34	13	127	36	200
P32	6,5	27,7	2,1	2,8	31	16	93	60	80
P33	7,2	29,8	2,5	2,5	29	14	129	35	76
P34	4,7	30,0	0,4	6,8	8	10	12	14	32
P35	6,4	30,3	1,7	4,6	23	11	85	9	140
P36	6,4	31,7	2,2	3,2	22	13	105	21	140
P37	6,8	31,3	2,3	3,0	29	16	151	33	160
P38	6,2	31,1	1,6	8,7	17	12	83	28	130
P39	6,3	29,9	2,4	5,0	24	12	110	27	155
P40	6,1	30,2	1,1	5,5	16	5	49	5	82
P41	5,9	28,1	0,6	6,6	24	13	29	66	180
P42	5,1	28,5	0,3	7,7	28	25	22	13	71
P44	6,5	28,3	2,6	4,3	65	35	127	210	150
P46	5,8	29,4	1,3	2,1	14	12	63	62	108
P47	6,1	27,7	1,1	3,8	14	10	56	19	109
P48	6,9	28,3	3,5	2,1	32	17	171	63	130
P49	8,0	36,0	3,3	1,1	56	3	128	214	160
P51	7,3	32,0	2,2	2,9	12	10	6	80	181
P52	6,3	31,1	1,1	4,6	9	17	61	4	105
P53	6,7	30,0	3,5	3,8	30	24	168	105	-
P55	5,7	27,7	0,5	2,5	12	5	32	62	126

Note:

"-" indicates "not performed"/outstanding.

surface-near groundwater. The C-14 content of groundwater from P6 was 36 pMC. As the drilling depth of this well is 191 m it is assumed, that this groundwater represents the "old" groundwater component. Wells P35 to P40 were freely outflowing or had static levels close to the surface when they were drilled. In our study groundwater samples were collected when the well was being pumped. Their C-14 contents were in the range between 50 to 90 pMC and are supposed to represent groundwater from the aquifer Lower Missão Velha. However, as can be seen from its drilling profile, the 92 pMC of

groundwater from well P35 are probably due to a strong contribution from the Upper Missão Velha aquifer. In contrast to this, leakage between Upper and Lower Missão Velha is of minor influence in other wells. In general, it is the variation of the thickness of the low permeability layers with clays and marls that defines the ratio of mixture for the upper and lower part of the Missão Velha. The drilling profile of well P6 indicates, that a C-14 content of 36pMC refers to the aquifer Lower Missão Velha.

On the other hand, all wells in Crato show C-14 contents above 90 pMC and are believed to represent the Upper Missão Velha as also drilling profiles show a dominant contribution from the Upper Missão Velha.

The C-14 content of wells in Barbalha varies between 80 and 90 pMC. An exception is groundwater sampled in well P53, which only showed 28 pMC. Hydrochemical results and C-14 contents of this groundwater can be compared with results from groundwater samples collected in P6 and P48. Groundwater from the first well is attributed to the Lower Missão Velha, whereas the others belong to the Mauriti aquifer. Groundwater samples from the two wells in Mauriti show 70 and 116 pMC. The samples from the wells in Milagres show C- 14 contents near 70 pMC.

In order to determine the correction factor Q for the initial C-14 concentration, the chemical model proposed by Cheng [6] was used. Since we do not have measured C-13 values, isotope models as those designed by Brinkmann, Mihmich and Vogel [7], and Pearson [8] or mixed isotope/chemical models as those by Reardon and Fritz [9] or the PHREEQE/CISOTOP [10] could not be used.

The Cheng model is a pure chemical one describing processes of dissolution in open and closed groundwater systems. It is based on the measurement of the total alkalinity and total DIC formed during the infiltration of the water within the unsaturated zone. The factor Q in this model is defined by the following ratio:

$$Q = \frac{DIC - 0.5ALK}{DIC} + \frac{x}{DIC}$$

where $DIC = 2x + y + (H_2CO_3)^0$ and $ALK = 2x + 2y$.

DIC: amount of dissolved inorganic carbon.

ALK: alkalinity

x resp. y: number of moles of H_2CO_3 resp. HCO_3^-

$(HCO_3)^0$: concentration of initial carbonic acid at the end of the open system.

The first half of that equation is identical with the value "q" of the closed system dissolution equation. The values for Q and q are given in Table 1.

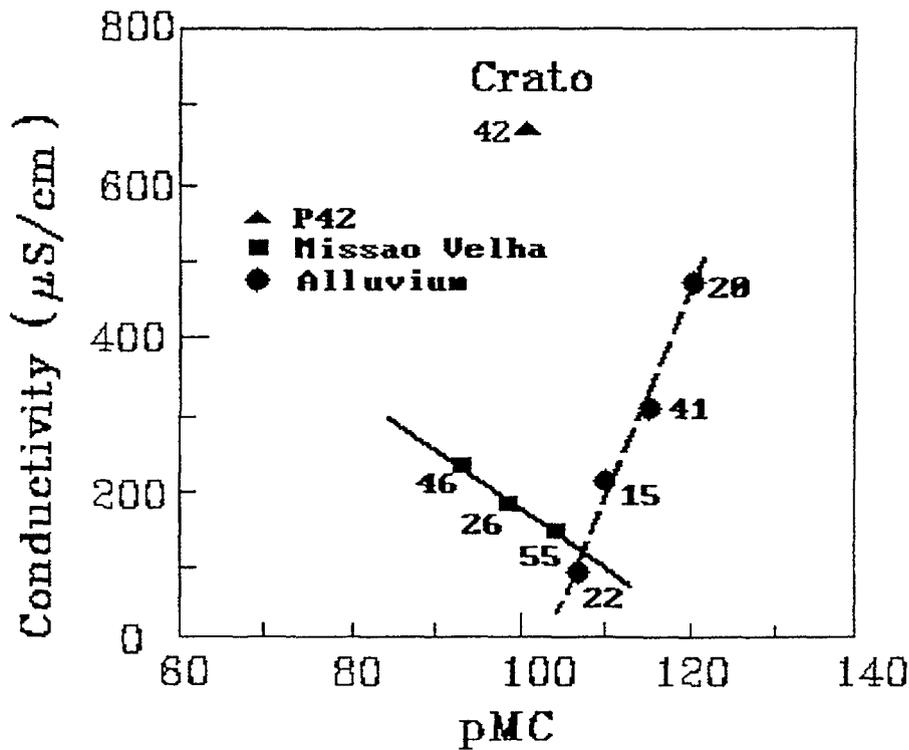


Fig.5 Electrical Conductivity vs Percentage of Modern Carbon for wells in the township of Crato.

3.2 Hydrochemistry

Hydrochemical results of groundwater samples are listed in Table 2. pH values, temperatures, CO_2 contents and alkalinity of all samples were measured in the field, whereas their Ca^{2+} -, Mg^{2+} -, HCO_3^- and their sulfate contents were analyzed in the laboratory (Departamento de Solos of the UFC).

For groundwater samples collected from the wells in Juazeiro and Crato conductivity increases with decreasing C-14 contents as can be seen from Figs. 5 and 6. Wells P15, P20, P22 and P41 are situated in the alluvium of the Batateira River [12,13]. Their groundwater samples show increasing conductivity with increasing C-14 contents (Fig. 6).

Wells P42, in Crato, and P44, in Barbalha (Tab. 1), behave different from all the others in the same area, mainly due to a very complicated geology. All groundwater samples from wells in Barbalha resist to any scheme of ordering.

3.3 Discharge from Springs

The study of groundwater samples from two springs (Bom Jesus and João Coelho in Barbalha) at the contact of the formations Exu and Santana reveals a discharge/time

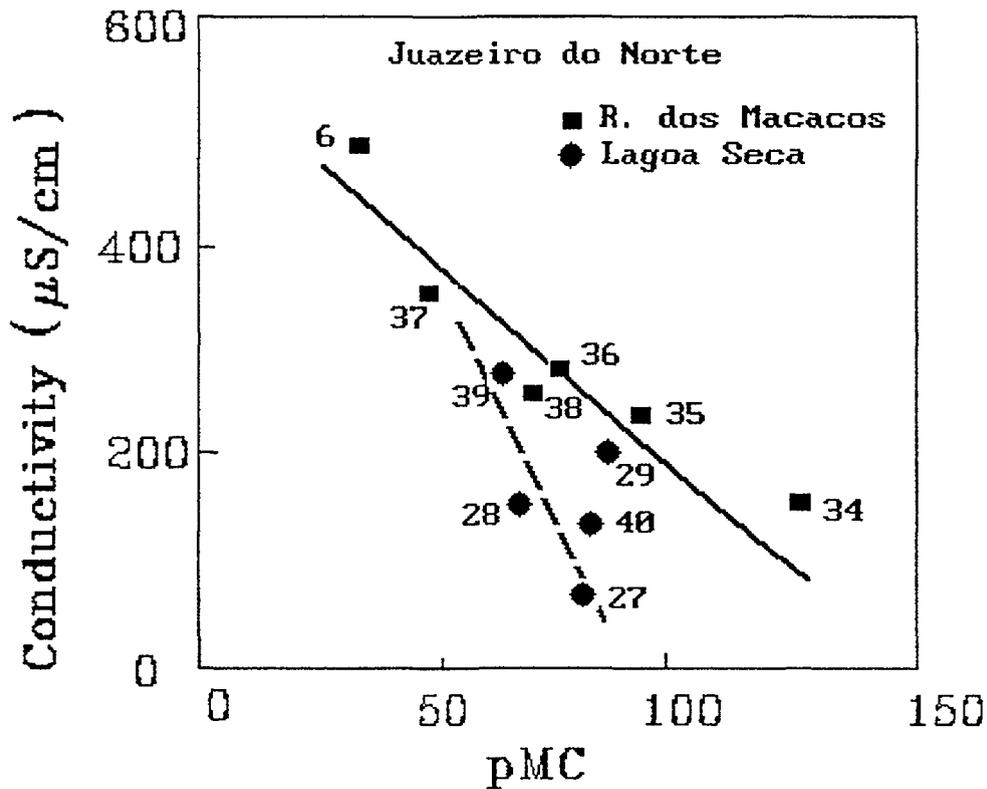


Fig.6 Electrical Conductivity vs Percentage of Modern Carbon for wells in the township of Juazeiro do Norte

pattern that follows a two-humped distribution which could be correlated to rainfall events. With respect to the spring discharge a delay of 6 months could be derived [13]

4. DISCUSSION.

With the natural concentration of tritium in rainwater of the southern hemisphere being in the range of 3 TU, practically all tritium contents found in groundwater are close to the detection limit which is near 1 TU. Thus conclusions derived from H-3 results carry high uncertainties. Nevertheless H-3 measurements in waters from rainfall and from springs (Exu/Santana contact), together with the seasonal variation of the spring discharge seem to indicate a surprisingly fast vertical passage of infiltrating water through the Exu formation. This vertical passage is followed by a slow horizontal displacement within the saturated layer at the contact of both geological layers. The latter is evaluated from hydrogeological data to be about 7 m/year [1].

If one supposes, that part of the recharge of the Missão Velha aquifer takes place via deep infiltration through the Santana aquitard, it must be mentioned, that the Santana formation is of low permeability ($\sim 10^{-10}$ m/s). The high hydrostatic pressure (difference in altitude (~ 300 m) as well as the large area (500 km^2) however can lead to a considerable groundwater recharge.

With the difficulties discussed above concerning tritium values, the evaluation of isotope data for groundwater from the Missão Velha and Mauriti aquifers, are based on C-14 data. From a hydrogeological point of view, interpretation suffers mainly from the fact, that the layers of sandstones with clays and marls that separate the Upper from the Lower Missão Velha are not completely confined. Thus, naturally mixed waters of a wide range of proportions can be found. Furthermore, the wells sampled were drilled for water production and not for research purposes and therefore permit entries from various aquifers [14,15].

Groundwater samples from wells in Crato, with C-14 contents higher than 90 pMC, exploit the Upper Missão Velha. Groundwater samples from wells in Gauzier do Note show C- 14 contents below 80 pc and exploit the aquifer Lower Missão Velha. In both aquifer systems decreasing C-14 contents can be correlated with increasing salinity (electrical conductivity). In contrast to this, some wells are located in the alluvium and show a growing salinity with increasing C- 14 contents. Groundwater samples from wells in Barbalha show C-14 contents in the range of 80 to 90 pMC and correspond to groundwater mixing systems.

In general groundwater of the Cariri region show only minor concentrations of dissolved inorganic carbon (Tab. 2). As a consequence, when evaluating the initial content of C-14, only minor corrections (Q values) must be applied for most Cariri groundwater (Tab. 1).

Direct comparison with deep groundwater samples from Upper Missão Velha, a clear "aging" for groundwater originating from Lower Missão Velha can be stated. A conversion of C-14 contents into groundwater "ages" is problematic due to the fact that most groundwater belong to a groundwater mixing system. Groundwater from Lower Missão Velha however show mean "ages" in the range of up to 5,000 years.

5. OUTLOOK ON FURTHER ACTIVITIES

The detailed hydrogeology of the aquifers in the Cariri region is not yet understood quantitatively. The contributions from local recharge in the sedimentary basin and from deep infiltration of rain through the Araripe Plateau to the recharge of Missão Velha aquifers need to be further specified. This is of especial importance in view of the preservation of the water resources of the region.

Therefore the Government of the State of Ceará is now engaged to continue groundwater investigations. A project for telemetric monitoring of rainfall and of groundwater tables has been approved by the World Bank. With a focus on detailed groundwater investigations our group will take part in the next phase of this project. In parallel to this, further isotope studies will be made within the frame of a scientific compound project between Brazil and Germany.

ACKNOWLEDGEMENTS

We express our thanks to IAEA-Vienna and KFA-Jülich/Germany for their help in many aspects and to CNPQ, UFC, URCA, the Municipalities of Juazeiro do Norte and Crato, the SRH-CE and FUNCEME for financial and logistic support. In a special way we thank Prof Dr. Peter Fritz and Dr. Markus Forster acting as IAEA experts in this project.

REFERENCES

- [1] GASPARY, G. et alli. (1967) Estudo geral de base do Vale do Jaguaribe. Hidrogeologia, Recife, SUDENE, ASMIC, V.7, 250p.
- [2] ANJOS, N. F. R. dos (1964) Meie en valeur du Bassin du Jaguaribe. Études générales de base (1962,1964). Rev. Conv. ASMIC/SUDENE, 180p.
- [3] FRACALOSSI, Jr., M. (1986) Aspectos hidrogeológicos da bacia do Araripe. Aquíferos Missão Velha e Mauriti. Anais do 4º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas., ABAS. Brasília: 159 - 170.
- [4] SILVA, C. M. S., SANTIAGO, M. M. F., FRISCHKORN, H. e SEREJO, A. N. C. (1992) Contribuição de medidas de trício no conhecimento da hidrologia subterrânea no Cariri. I Congresso Regional de Recursos Hídricos, Recife, Brasil, 11/92.
- [5] SILVA, C. M. S., SANTIAGO, M. M. F., FRISCHKORN, H., SEREJO, A. N. e MENDES FILHO, J. (1993) O funcionamento de aquífero e seu modelo celular com medidas de trício. IV Simpósio Colombiano de Hidrologia, Cartagena, Colômbia, 10/93.
- [6] CHENG, S. (1992) Reaction-Path formulation of a simple dissolution model for radiocarbon dating groundwater. Radiocarbon, 34(3): 646-653.
- [7] BRINKMANN, R., MÜNNICH, K. O. and VOGEL, J. C. (1959) ^{14}C Altersbestimmung von Grundwasser. Naturwissenschaften 46:10-12.
- [8] PEARSON, F. J., Jr. (1965) Use of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios to correct radiocarbon ages of materials intially diluted by limestone In Proc. 6th Int. Conf. on Radiocarbon and Tritium Dating: 357-366.
- [9] REARDON, E. J. and FRITZ, P. (1978) Computer modeling of groundwater ^{13}C and ^{14}C isotope compositions. Journal of Hydrology 36: 201-224.
- [10] PARKHURST, D. L., THORSTENSON, D. C. and PLUMMER, L. N. (1980) PHREEQE - A computer program for geological calculations water-resources investigation 80-96: 210p.
- [11] TAMERS, M. A. (1975) Validity of radiocarbon dates on groundwater. Geophysical surveys 2:217-239.
- [12] FRISCHKORN, H., SANTIAGO, M., M. e BRASIL, R. (1990) Aspectos Hídricos do Cariri, Anais do I Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste. Crato: 99 - 110.

- [13] SANTIAGO, M. F.; FRISCHKORN, H.; SEREJO, A., N.; STUDART, T. and MENDES FILHO, J. (1992) Rainwater and aquifers in the Cariri: regulator agents for social and economic development. Conference: Impacts of Climatic Variations and Sustainable Development in Semi-arid Regions (ICID), Fortaleza: 32.
- [14] SANTIAGO, M., M., F.; FRISCHKORN, H. e SEREJO, A.N. (1990) Estudo isotópico das águas do Cariri. Anais do 6º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Porto Alegre: 338 - 343.
- [15] SANTIAGO, M., M., F.; FRISCHKORN, H.; SEREJO, A.N.; MENDES FILHO, J. and BRASIL, R. (1992) Isotope composition of Cariri groundwaters as indicator for the dynamics of Aquifer Recharge. I Congresso Hidrogeológico Latinoamericano. Compendio de Ponencias. Merida : 115 - 118.

ENVIRONMENTAL ISOTOPE AND HYDROGEOCHEMICAL INVESTIGATION OF BAURÚ AND BOTUCATÚ AQUIFERS, PARANÁ BASIN, BRAZIL

A. KIMMELMANN

Instituto de Geociências, Universidade de Sao Paulo,
Centro de Pesquisas de Aguas Subterrâneas,
Sao Paulo, Brazil

M. FORSTER

Hydroisotop,
Schweitenkirchen, Germany

R. COELHO

Universidade de Sao Paulo,
Instituto de Geociências, Sao Paulo,
Brazil

Resumen - Abstract

ESTUDIO HIDROGEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DE BAURÚ Y BOTUCATÚ, CUENCA DE PARANÁ, BRASIL

El estudio de las aguas subterráneas de los acuíferos Bauru y Botucatú se ha centrado en una sección E-W desde el borde E de la cuenca del Paraná hasta su parte central. Los resultados obtenidos han mostrado que las aguas subterráneas ya no pertenecen a un único acuífero, posiblemente como consecuencia de una alta tasa de bombeo. Existe indicación de la penetración de aguas someras hasta niveles profundos, donde se mezclan con aguas profundas geotermales. Las edades radiométricas obtenidas presentan valores bastante recientes, aunque en algunos casos, las actividades de ^{14}C valores son de sólo 8 pcm. A partir de estos resultados se recomienda la toma de medidas de protección para la explotación de las aguas subterráneas. En el estudio se han analizado la composición mineralógica y los contenidos de carbono-13 de la matriz del acuífero.

ENVIRONMENTAL ISOTOPE AND HYDROGEOCHEMICAL INVESTIGATION OF BAURÚ AND BOTUCATÚ AQUIFERS, PARANÁ BASIN, BRAZIL

The hydrogeological study of the Bauru and Botucatú aquifers follows a cross-section from the border of the Paraná basin to its central part. The results obtained until now have shown that groundwaters do not belong to an uniform aquifer system, possibly as a consequence of the heavy pumping. There is a strong indication that a significant penetration of shallow groundwaters has reached deep horizons, where amixing with deep geothermal waters takes place. The radiometric ages obtained show recent values, although in some cases, the ^{14}C activities are only of 8 pmc. From these results it is recommended to define protection measures for a rational exploitation of the resource. In the study, mineralogical and isotopic analyses (^{13}C) of the rock matrix were carried out.

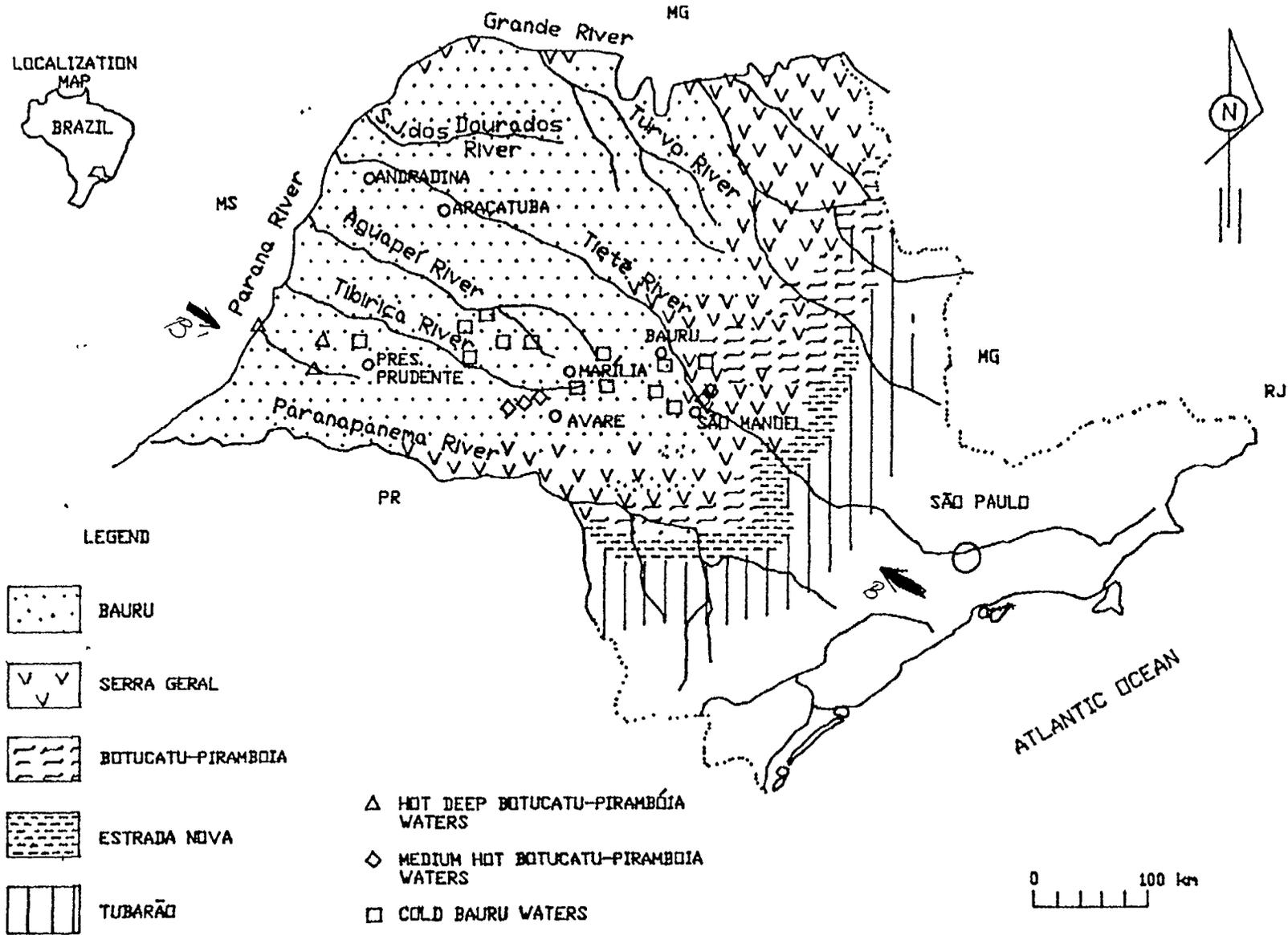


Fig. 1. Geological map of the investigation area and localization of sampling points.

1. Introduction

A combined hydrogeochemical and environmental isotope investigation is being carried out in the Bauru and Botucatu groundwaters. Based on $^2\text{H}/^{18}\text{O}$, ^3H , ^{13}C , ^{14}C and $^3\text{He}/^4\text{He}$ contents of representative groundwaters from the Bauru and Botucatu aquifer were used to define groundwater systems. Attempts were made to determine ^{14}C groundwater "ages" on the basis of different isotope methods.

The area of investigation includes the southwestern part of the State of Sao Paulo and follows a cross-section from the border of the Paraná Basin to its central part. In the east it covers the city of Analândia and in the west it reaches the city of Presidente Epitácio (Figures 1 and 2).

Based on previous isotope investigations, and in the context of this more detailed isotopic study, groundwaters were selected considering different drilling and casing depths to represent Bauru and Botucatu groundwaters.

The present study included sampling of drill cuts from the newly drilled well in Presidente Prudente. It was thus possible to determine the ^{13}C and ^{18}O -contents of carbonate minerals in the aquifer rock as well as the geochemical composition of the rock material. The ^{13}C -rock data are essential for evaluating the carbon isotope evolution of the inorganic carbon dissolved in groundwater (DIC), while geochemical data are of interest for the interpretation of the geochemistry of the groundwaters.

2. The geology and hydrogeology of the Paraná Basin

The main aquifers in the Brazilian part of the Paraná Basin are the Bauru, the Serra Geral and the Botucatu-Pirambóia aquifer systems. The Bauru and Botucatu-Pirambóia groundwaters are important drinking water supplies for cities with up to 500,000 inhabitants, such as e.g., Tupa a Pesidente Epitácio and Presidente Prudente.

The principal characteristics of the aquifer systems investigated are summarized in Table 1.

2.1 The Bauru Aquifer

The Bauru aquifer system covers 104.000 Km² in the State of Sao Paulo. It is an unconfined aquifer which is formed by Cretaceous sandstones. The average thickness of this aquifer is close to 100 m with greater thicknesses towards the central part of the area of investigation.

The Bauru aquifer can be subdivided into four Formations: Marília, Adamantina, Santo Anastácio e Caiuá. As the Caiuá is the most effective aquifer, its exploitation through wells with depths between 40 and 200 m is intensive. However, industrial and/or agricultural activities provide a significant contamination potential, this is documented by NO_3^- contents exceeding 20 mg/l in Bauru groundwaters. Industrial activities represent a source for Cr, Ba, Hg, and Cd contamination of Bauru groundwaters.

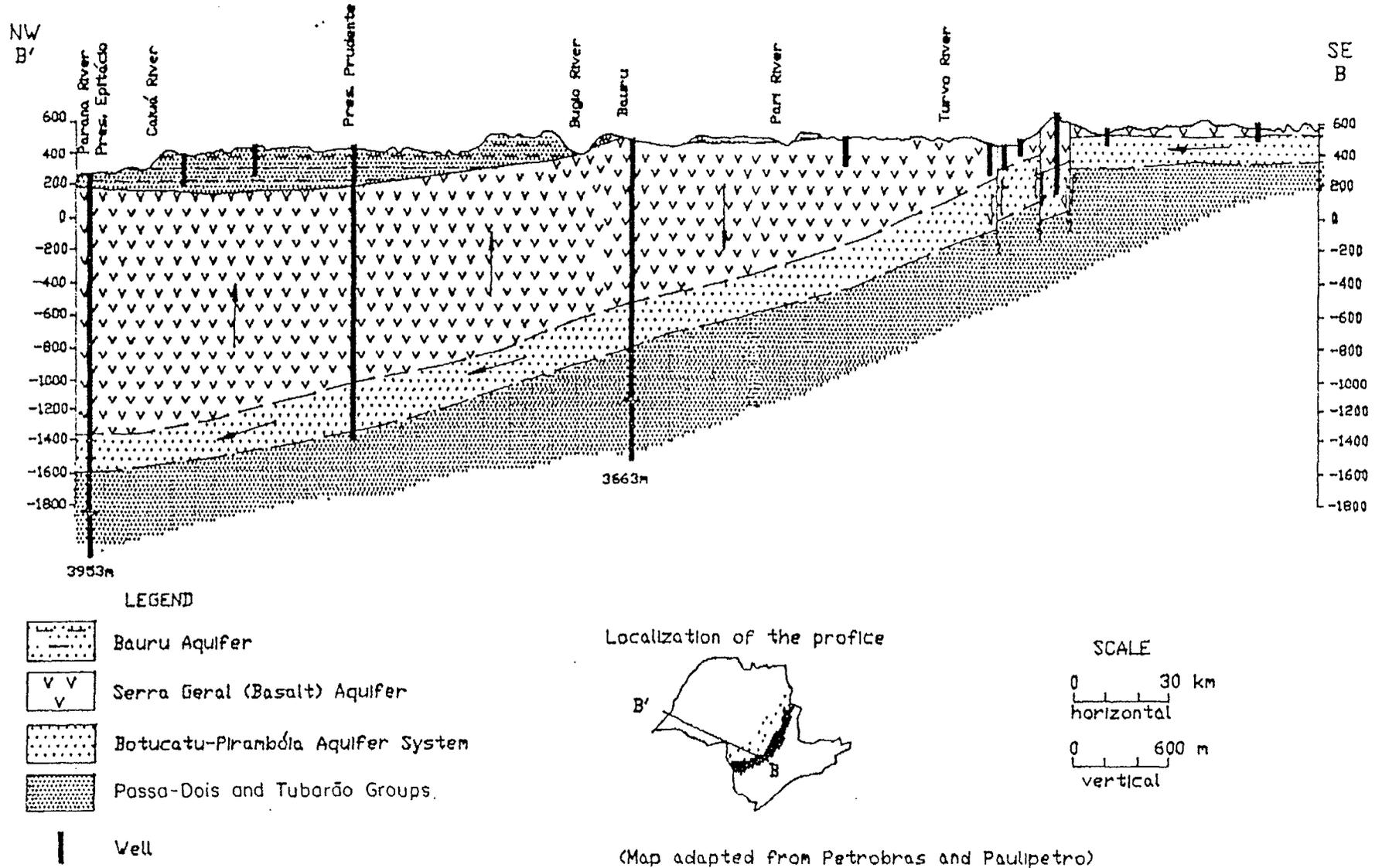


Fig. 2. Geological cross-section of the study area.

Table 1. Hydrogeological characteristics of the investigated aquifer system.

AQUIFER SYSTEM	* Bauru	* Serra Geral	* Botucatu-Pirambóia
MAIN FROMATION	Bauru Sandstone	Serra Geral Formation, Basalt flows	Botucatu sandstone (eolian origin) Pirambóia sandstone (fluvial lacustrine origin)
AGE	Cretaceous	Jurassic-Cretaceous	Triassic-Jurassic
TYPE	Unconfined	Unconfined 90% Confined 10%	Unconfined 10% Confined 90%
THICKNESS (m)	average 100	up to 1500 towards the center of the Paraná Basin	average 300 - 400
DEPTH OF WELLS (m)	40 to over 200	30 to 250	up to 1000 - 2200
YELD Q (m ³ /h)	1.5 - 80	20 - 40 (average)	10 - 150 unconfined aquifer 300 - 1000 confined aquifer artesianism
TRANSMISSIVITY (m ² /s)	10 ⁻³ - 10 ⁻²	10 ⁻⁴	5x10 ⁻⁴ - 4.5x10 ⁻⁵
HYDRAULIC CONDUCTIVITY (m/s)	10 ⁻⁵ - 10 ⁻⁴	10 ⁻² - 10 ⁻³ K _{vert} K _{horiz}	2.5x10 ⁻⁴ - 4.5x10 ⁻⁵
SPECIFIC CAPACITY (m ³ /h/m)	3x10 ⁻² - 6	3.5x10 ⁻² - 40	10 - 15
STORAGE COEFFICIENT	10 ⁻¹ - 10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	2x10 ⁻¹ - 5x10 ⁻² unconfined aquifer 10 ⁻² - 10 ⁻⁴ confined aquifer
TDS (mg/l)	max 200	max 300	40 - 800
T (°C)	19 - 24	17 - 25	25 - over 70
EXPLOTATION ^c	cheap, supply over 70%	cheap, when k" good, many wells	Due to high Q, very cheap, due to high T could be used for geothermal energy supply
DISADVANTAGES AND PROBLEMS	Q medium, vulnerability at contamination and pollution (heavy metals nitrate)	difficult location, vulnerable at contamination and pollution and sometimes F ⁻ anomalies	expensive drilling, high T creates problems. F ⁻ anomaly in studied area using wells, due to unadequate water quality, as F ⁻ excess is dangerous for health

2.2 The Serra Geral Basalt

The Serra Geral Basalt contains a fractured aquifer system with very inhomogeneous hydraulic characteristics. In the area of investigation only few wells exploit this aquifer, as groundwater yields are not very high. Two samples of drill cuts could be obtained, geochemical analyses show that the Serra Geral Basalt has very low U, Th and carbonate contents (see Table 5).

2.3 The Botucatu Aquifer

Whithin two most important aquifer systems of the Paraná Basin are the Botucatu-Pirambóia sandstones. The aquifers cover about 800.000 Km² on Brazilian territory and, from the North to the South, include the states of Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás, Minas Gerais, SAo Paulo, Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul.

The Botucatu-Pirambóia aquifer systems consist of the two sedimentary Formations: Pirambóia and Botucatu. The Pirambóia formation is a fluvial sandstone and the Botucatu Formation consists of sandstones of eolic origin. Both Formations are located between the Permian Passa Dois Group and basalt flows of the Serra Geral Formation.

The Botucatu aquifer is unconfined at the borders of the basin, this portion represents only some 10% of its total extension. The Botucatu aquifer has an average thickness of about 300 m whereas the confining basalt flows of the Serra Geral Formation may reach 2000 m in the center of the Paraná Basin. Hydrogeological studies revealed groundwater recharge rates up to 160×10^9 m³/year for Botucatu groundwaters. Only 10% of the recharge of the aquifer occurs through direct infiltration of rain water in the outcrop areas, the outstanding 90% of this amount are due to indirect recharge [3]. From the border of the basin towards its central part, the general groundwater flow direction follows the dip of the geological units.

Table 2. Bauru groundwaters sampled to complete the data set of the 1989/90 report are given together with characteristical parameters of the well.

SAMPLE	SITE/WELL	AQUIFER LAYER	TYPE	ALTITUDE (m)	DEPTH (m)	YELD (m)
50	Ubirajara P-1	Bauru	unconfined	490	160	38
51	Alvinlândia P-5	Bauru	unconfined	540	197	15
52	Alvinlândia P-4	Bauru	unconfined	540	160	10
53	Gália P-1	Bauru	unconfined	520	220	48
54	Gália P-2	Bauru	unconfined	560	250	18
55	Lucianópolis	Bauru	unconfined	*	*	*
56	Arco-Iris	Bauru	unconfined	*	*	*
57	Tupã	Bauru	unconfined	505	*	*
58	Tupã P-58	Bauru	unconfined	510	235	100
59	Tupã	Bauru	unconfined	500	*	100
60	Tupã P-25	Bauru	unconfined	490	222	60
61	Tupã P-26	Bauru	unconfined	495	*	70

* Data to be given by SABESP

The Botucatu aquifer is exploited through wells with depths between 150 m and some 3000 m and pumping rates range from 100 m³/h to 1000 m³/h. Botucatu groundwaters in the central part of the Paraná Basin are thermal and represent an important geothermal potential.

In view of the fact that the Bauru and Botucatu aquifers, are used as important drinking water supplies, this hydrogeochemical and environmental isotope investigation was carried out in order to evaluate possible interaction of the two major groundwater systems and to contribute to the understanding of their geochemical evolution.

3. Isotope methods used for groundwater investigation

The isotope techniques used in this project are summarized in Table 2. The principal aim was to define different groundwaters and to determine age relationships.

Sampling methods and analyses followed established methods. Analytical laboratories are also listed in Table 2.

3.1 ²H and ¹⁸O contents in groundwater

Deuterium and ¹⁸O contents in groundwater are determined by precipitation in the recharge area which in turn depend on the origin of the water vapour and climatic conditions. This results in a quasi linear relationship between the δ¹⁸O and δ²H-values which on a global scale is described by

$$\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10 \quad (1)$$

Locally, this line may differ from the Global Meteoric Water Line, yet the establishment of Local Meteoric Water Line requires longterm records which are not available.

This line is also valid for paleowaters which may have recharged under differing climatic conditions and, therefore, would position themselves differently on the GMWL: Lower d-values usually indicate cooler, higher d-values signify warmer climatic conditions.

In geothermal systems, oxygen-isotope exchange reactions between water and oxygen bearing minerals may be important. This is especially so if carbonate minerals are abundant. They do easily participate in such reactions and usually will lead to isotope enrichments in the water and thus a displacement to the right of (below) the meteoric water line.

3.2 ³H-contents in groundwater

The ³H concentrations in rain of the southern hemisphere are very low, and in recent groundwaters are in the range of 5 TU. Nevertheless, a few samples were collected for tritium measurements since it should be possible to recognize groundwater which contains primarily very young components.

3.2 ¹⁴C and ¹³C contents in groundwater

The ¹⁴C method is most commonly used to determine mean residence times of groundwater. It covers the dating range from modern to 30,000 years. Because the

^{14}C -content is determined in the inorganic carbon dissolved in groundwater (DIC) and since this aqueous carbonate will be influenced by geochemical processes, the initial ^{14}C content of the system groundwater/aquifer must be evaluated. In most situations a ^{14}C -dilution does occur in the DIC. It is necessary to quantify this dilution using "Chemical Mixing" and/or "C-Isotope Exchange" models. Both model types simulate the geochemical evolution of the ^{14}C -content following the groundwater pathway from the infiltration or recharge area to the sampling site.

The models correct for the C-isotope interaction and depletion of the ^{14}C signal between the DIC in the groundwater and the carbon of the rock matrix. The rock carbonate - as one component of C-isotope evolution of DIC in groundwater - is usually free of ^{14}C but has $\delta^{13}\text{C}$ -contents which will be specific for its origin. These $\delta^{13}\text{C}$ values of the solid carbon source are relevant for the assessment of the geochemical evolution of the DIC.

For this reason it was necessary to determine the isotopic composition of the rock carbonate.

3.3. The ^{13}C - and ^{18}O -contents of rock carbonate

Rock samples could only be obtained from cuttings of the second, new well at Presidente Prudente. However, as these cuttings are very small it was not possible to perform a detailed petrographic analyses. Nevertheless, it is very probable that the carbonates in the basalts of the aquifer have a hydrothermal origin and occur almost exclusively on fracture surfaces. The isotopic compositions were obtained on crushed bulk rock samples.

3.4 $^3\text{He}/^4\text{He}$ -contents in groundwaters

The atmospheric $^3\text{He}/^4\text{He}$ -isotope ratio is 1.4×10^{-6} , both in the southern and the northern hemisphere. The dissolution of atmospheric helium in groundwaters retains this atmospheric $^3\text{He}/^4\text{He}$ -ratio in the water. Modifications occur where ^3He is produced through the decay of ^3H in the groundwater or where helium of a different origin is added.

The most important fact is here the decay of radioisotopes of the U- and Th- series. This "crustal" He-source typically shows $^3\text{He}/^4\text{He}$ -ratios in the range between 1×10^{-8} and 1×10^{-7} .

In contrast to the low ratios of the crustal helium, the mantle helium component is characterized by $^3\text{He}/^4\text{He}$ -ratios exceeding values of 1×10^{-5} [1].

It is thus evident, that the $^3\text{He}/^4\text{He}$ -ratios measured on helium extracted from groundwaters depend on the He-flux from the different He-sources. The data are relevant for discussions of possible flowpaths and may be used as indicators for the origin of groundwater, especially if U and Th-contents in the aquifer material are known.

3.5. ^4He -excess data for groundwater investigations

Radioactive decay in aquifers and the input of radiogenic helium will not only influence the $^3\text{He}/^4\text{He}$ -ratios but can cause significant increases in helium concentrations in

the water. Were U - and Th-contents in the aquifer material are known, the helium production rate can be determined and the amount of this "excess" helium is then a function of time. With the assumption that the dissolved helium is not influenced by an external helium component, i.e. that only locally produced helium is contributing to the He-excess, He-"ages" of groundwater can be obtained and may give a rough approximation of groundwater ages.

3.6. Noble gas analyses as indicator for paleotemperatures

The concentration of noble gases in groundwaters is in many situations directly related to the surface temperature at the time of recharge. Since sampling for He-isotopes does provide samples for noble gas analyses such samples were collected. A comparison with $\delta^2\text{H}$ or $\delta^{18}\text{O}$ values of paleogroundwaters would be of special interest.

Table 3. Field parameters of Bauru/Botucatu ground waters.

SAMPLE	SITE/WELL	SAMPLING DATE	T _{water} (°C)	pH	Eh (mV)	El Cond uS/cm	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	CO ₂ (mg/l)
25	Avaré P-5	21 09 89	27 0	8 00	+228 0	210 0	164 7	22 0
26	Avare P-6	21 09 89	26 5	8 00	-	250 0	142 6	18 1
27	Avare P-7	21 09 89	27 0	7 80	-	189 0	89 2	12 0
28	P Prudente P-1	22 09 89	60 0	8 80	+75 5	1180 0	385 5	-
29	P Epitacio	23 09 89	72 0	8 60	-89 0	820 0	506 3	9 9
30	P Prudente P-1a	22 09 89	22 0	9 96	-	240 0	65 2	25 0
40	Ap de São Manuel P-2	08 02 90	24 0	6 60	+340 0	103 0	73 2	9 9
41	Ap de São Manuel P-1	08 02 90	24 0	6 40	+392 0	81 0	54 2	16 5
42	Arariópolis P-5	09 02 90	28 5	7 40	+319 0	194 0	134 2	5 5
43	Arariópolis P-1	09 02 90	21 0	6 00	+376 0	111 0	85 5	9 9
44	Pratânia	11 02 90	22 5	6 20	+480 0	142 0	97 6	15 4
46	P Prudente P-2	21 07 90	70 0	8 80	+207 0	1430 0	506 3	-
50	Ubirajara	13 07 91	22 0	9 01	+223 0	320 0	213 5	-
51	Alvinlândia P-5	13 07 91	22 0	7 16	+272 0	350 0	201 3	3 3
52	Alvinlândia P-4	13 07 91	23 0	7 06	+267 0	360 0	311 1	9 9
53	Gália P-1	16 07 91	21 5	6 06	+315 0	310 0	176 9	3 3
54	Gália P-2	16 07 91	22 0	5 84	+295 0	280 0	183 0	3 3
55	Lucianópolis	16 07 91	20 5	8 89	+241 0	280 0	231 0	-
56	Arco-Iris	17 07 91	21 0	10 05	+236 0	290 0	201 3	-
57	Tupã (Pq Univer-sitário)	17 07 91	21 5	7 03	+314 0	190 0	128 1	5 5
58	Tupã P-58	18 07 91	22 0	6 90	+353 0	170 0	115 9	11 0
59	Tupã	18 07 91	23 0	6 76	+351 0	70 0	68 8	19 8
60	Tupã P-25	19 07 91	22 0	6 87	+361 0	80 0	54 9	7 7
61	Tupã P-26	19 07 91	21 5	6 71	+344 0	160 0	97 6	12 1

Table 4. Results of hydrochemical analyses of Bauru- and Botucatu ground waters.

SAMPLE	SITE AND WELL	SAMPLING DATE	Cl (mg/l)	NO ₃ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Fe _{TOT} (mg/l)	Mn ²⁺ (mg/l)
25	Avare P-5	21 09 89	0.4	0.1	0.5	15.0	0.9	7.3	1.2	-	-
26	Avare P-6	21 09 89	2.4	0.2	0.9	12.0	0.3	9.2	1.3	-	-
27	Avare P-7	21 09 89	1.7	nd	1.3	7.0	0.5	12.3	2.3	-	-
28	Pres Prudente P-1	22 09 89	165.0	nd	109.3	230.0	2.1	4.7	1.8	-	-
29	Pres Epitacio	23 09 89	59.7	nd	80.0	180.0	1.8	0.5	0.9	-	-
30	Pres Prudente P-1a	22 09 89	1.5	0.2	2.5	0.6	0.3	2.9	1.4	-	-
40	Aparecida de São Manoel P-2	08 02 90	1.0	5.0	0.1	2.0	0.9	10.7	1.8	-	-
41	Aparecida de São Manoel P-1	08 02 90	1.0	4.8	0.1	2.0	0.9	10.9	1.9	-	-
42	Areopolis P-5	09 02 90	0.1	0.7	nd	4.4	2.1	19.0	0.7	-	-
43	Areopolis P-1	10 02 90	0.8	2.1	nd	6.6	0.9	11.3	1.4	-	-
44	Pratânia	11 02 90	1.8	9.0	0.1	2.9	1.7	14.7	2.9	-	-
46	Pres Prudente P-2	21 07 90	208.0	nd	88.0	295.0	3.4	2.4	0.9	-	-
50	Ubirajara P-1	13 07 91	*	nd	*	63.3	0.3	36.3	5.8	0.110	0.019
51	Alvinlândia P-5	13 07 91	*	nd	*	24.5	1.8	32.3	5.8	0.074	0.008
52	Alvinlândia P-4	13 07 91	*	nd	*	16.0	1.5	36.2	5.5	0.082	0.012
53	Gália P-1	16 07 91	*	20.5	*	17.0	3.1	36.3	6.7	0.116	0.013
54	Gália P-2	16 07 91	*	nd	*	18.0	2.6	10.4	5.4	0.157	0.015
55	Lucianópolis	16 07 91	*	nd	*	73.3	0.3	21.3	4.4	0.175	0.016
56	Arco-Iris	17 07 91	*	nd	*	18.5	0.1	11.7	4.9	0.213	0.012
57	Tupã (Pg Uni- versitário)	17 07 91	*	nd	*	3.5	2.5	11.9	4.7	0.134	0.012
58	Tupã P-58	18 07 91	*	nd	*	2.7	2.8	17.8	4.5	0.361	0.020
59	Tupã	18 07 91	*	nd	*	2.0	3.7	13.4	2.0	0.242	0.012
50	Tupã P-25	19 07 91	*	nd	*	2.6	3.3	12.5	4.5	0.156	0.011
51	Tupã P-26	19 07 91	*	nd	*	3.8	4.1	19.5	3.4	0.137	0.022

* indicates samples where the results are outstanding
nd = below detection limit

Table 5. Isotope contents of the Botucatu and Bauru groundwaters 1990/1991.

SAMPLE	SITE AND WELL	SAMPLING DATE	TEMP (°C) H ₂ O	¹⁸ O (‰)	² H (‰)	¹³ C (‰)	¹⁸ O (‰) carb	¹³ C (‰)	³ He/ ⁴ He *10 ⁻⁶	⁴ He= ⁴ H *10 ⁻⁸ Nm ³ /g	² H (T U)	¹⁴ C1	N G
25	Avare P-5	21 09 89	27 0	-8 61	-56 6	-12 70	*	7 6 ± 1 6	< 0 04	46	± 0 5	(*)	(*)
26	Avare P-6	21 09 89	26 5	-7 66	-51 2	(*)	(*)	(*)	(*)	(*)	± 0 5	(*)	(*)
27	Avare P-7	21 09 89	27 0	-7 37	-49 5	(*)	(*)	(*)	(*)	(*)	0 60 ± 0 70	(*)	(*)
28	Pres. Prudente P-1	22 09 89	60 0	-6 52	-43 1	-5 23	*	15 0 ± 1 4	0 02	10500			
29	Pres. Epitácio	23 09 89	72 0	-6 94	-48 6	-6 27	*	-	< 0 12 0 030	5000 4700		*	(*)
30	Pres. Prudente P-1a	22 09 89	22 0	*	*			-	0 05	25			
40	Agarecida de São Manoel P-2	08 02 90	24 0	-7 01	-45 8	-18 90	*	104 0 ± 5 0			*		
41	Agarecida de São Manoel P-1	08 02 90	24 0	-6 92	-44 9			-					
42	Areopolis P-5	09 02 90	28 5	-9 87	-67 1	-11 70	*	17 2 ± 5 0	(*)	(*)		(*)	(*)
43	Areopolis P-1	10 02 90	21 0	-6 84	-46 3			-			*		
44	Pratânia	11 02 90	22 5	-7 21	-46 4	*		L			*		
46	Pres. Prudente P-2	21 07 90	70 0	-6 26	-43 8	-5 30	*	14 0 ± 1 4	L	L	*		
50	Ubirajara P-1	13 07 91	22 0	*	*	-14 19	*	*	*	*	*		
51	Alvinópolis P-5	13 07 91	22 0	*	*	-15 84	*	*	*	*	*		
52	Alvinópolis P-4	13 07 91	23 0	*	*	-12 74	*	-	*	*	*		
53	Gália P-1	16 07 91	21 5	*	*	-14 16	*	*	*	*	*		
54	Gália P-2	16 07 91	22 0	*	*	-14 03	*	-	*	*	*		
55	Lucianoópolis	16 07 91	20 5	*	*	-15 03	*	*	*	*	*		
56	Arco-Íris	17 07 91	21 0	*	*	-20 97	*	*	*	*	*		
57	Tupã F. Univer- sidade P-1	17 07 91	21 5	*	*	-16 05	*	*	*	*	*		
58	Tupã P-2	18 07 91	22 0	*	*	-18 39	*	-	*	*	*		
59	Tupã P-3	18 07 91	23 0	*	*	-20 16	*	-	*	*	*		
60	Tupã P-15	19 07 91	22 0	*	*	-20 09	*	*	*	*	*		
61	Tupã P-16	19 07 91	21 5	*	*	-17 10	*	*	*	*	*		

* indicate samples where the result is outstanding
 L indicate samples which are lost or were contaminated
 (*) indicate samples which were resampled in 1991
 - indicate samples to be taken
 N G Noble gases (paleotemperatures)

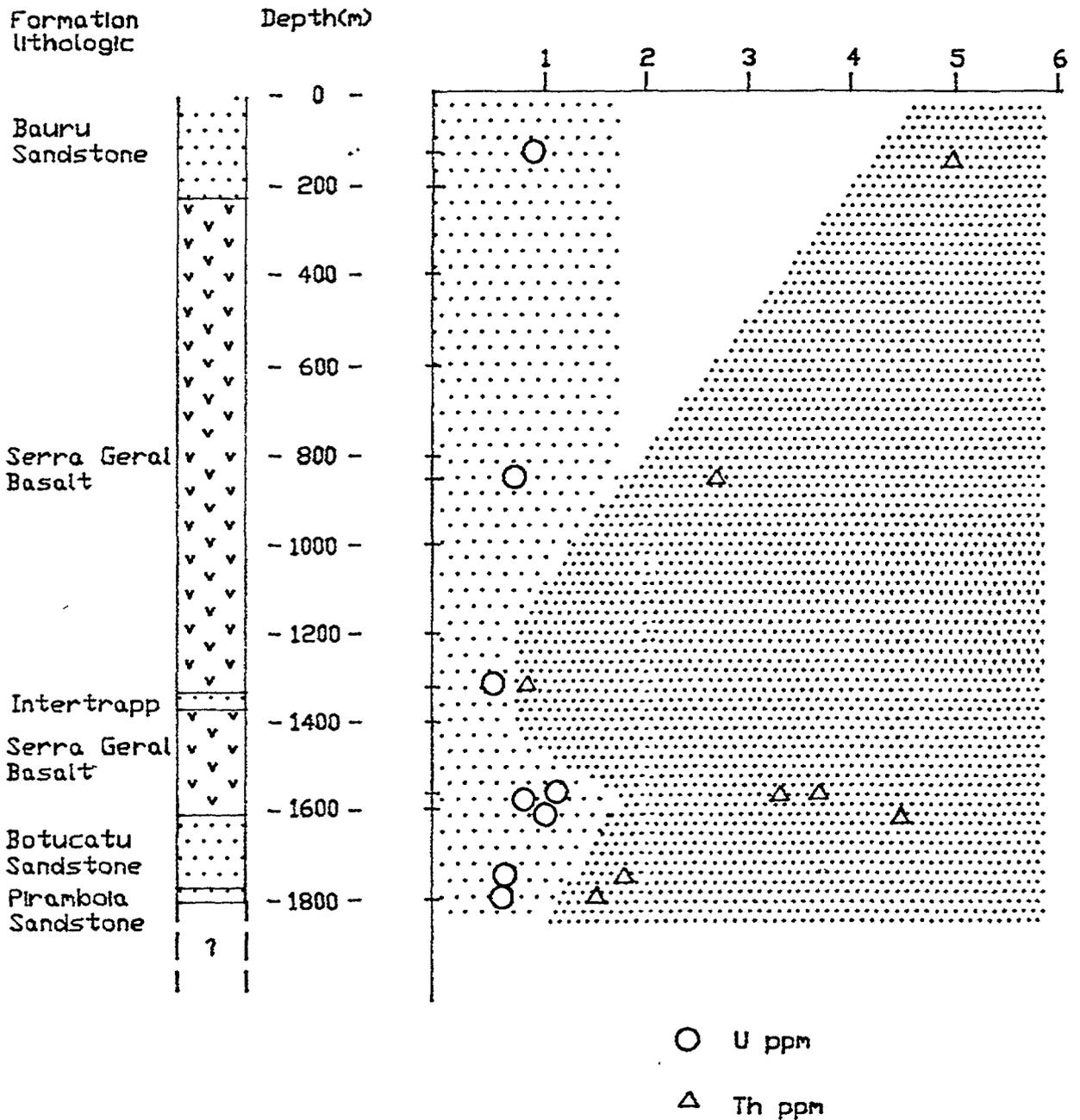


Fig. 3. U and Th contents in rock material. Well Presidente Prudente 2.

4. Results and discussion

The geochemical data obtained on groundwater samples are shown in Table 3, all isotope data are given in Table 4. The determination of saturation indices in selected wells was undertaken by M.Wolf (Germany) using a recent version of the computer code PHREEQE. Results of the geochemical analyses and ^{13}C and ^{18}O data from rock material are listed in Table 5.

4.1. Geochemical and isotope data in the core samples from the well Presidente Prudente 2

Aquifer material could be investigated through drill cuts from the well Presidente Prudente 2. and comprised measurement of the U, Th and ^{13}C -contents in samples from the lower layer of the Serra Geral Basalt, which covers the Botucatu. When compared to mean geochemical contents of basalt, Al_2O_3 , FeO, Na_2O and K_2O contents of the Serra Geral Basalt fit the mean values for basalts as given in literature, SiO_2 and Fe_2O_3 contents are slightly elevated, whereas K_2O , CaO and MgO contents are relatively low.

Table 6. $\delta^{13}\text{C}$, U, Th and K contents in a depth profile from drilling cuts from well Presidente Prudente 2.

DEPTH (m)	FORMATION/POCK	^{13}C (‰/∞)	U (ppm)	Th (ppm)	K %
146	Bauru Sandstone	-0 32	-	-	-
152	Bauru Sandstone	-	0 9±0 2	4 9±0 9	1 7±0 3
154	Bauru Sandstone	-0 93	-	-	-
450	Serra Geral Basalt	-6 42	-	-	-
452	Serra Geral Basalt	-7 40	-	-	-
848	Serra Geral Basalt	-11 36	-	-	-
852	Serra Geral Basalt	-	0 7±0 2	2 7±0 9	0 8±0 2
856	Serra Geral Basalt	-12 60	-	-	-
1150	Serra Geral Basalt	-6 99	-	-	-
1158	Serra Geral Basalt	-10 73	-	-	-
1336	Serra Geral Basalt	-3 77	-	-	-
1340	Intertrapp Sandst	-	0 6±0 2	0 9±0 3	0 4±0 1
1346	Serra Geral Basalt	-3 72	-	-	-
1568	Serra Geral Basalt	-10 26	-	-	-
1574	Serra Geral Basalt	-	1 2±0 3	3 7±1 2	1 0±0 2
1576	Serra Geral Basalt	-4 56	0 9±	3 3±	0 9±
1604	Serra Geral Basalt	-	1 1±	4 5±	1 5±
1606	Serra Geral Basalt	-6 62	-	-	-
1610	Serra Geral Basalt/ Botucatu Sandstone	-3 39	-	-	-
1616	Botucatu Sandstone	-4 55	-	-	-
1742	Botucatu Sandstone	-3 14	-	-	-
1744	Botucatu Sandstone	-	0 7±0 2	1 9±0 6	1 1±0 2
1752	Botucatu Sandstone	-2 79	-	-	-
1762	Botucatu Sandstone	-3 22	-	-	-
1782	Botucatu Sandstone	-2 46	-	-	-
1784	Botucatu Sandstone	-2 37	-	-	-
1786	Botucatu Sandstone	-2 45	-	-	-
1790	Piramboia Sandstone	-	0 7±0 3	1 6±0 7	1 1±0 2

The U and Th contents in the Serra Geral Basalt are low, although the actual distribution of these elements is very poorly known (see Table 5).

The $\delta^{13}\text{C}$ - and $\delta^{18}\text{O}$ -contents of the carbonates are listed in Table 5 and are graphically shown in Fig. 3. The results indicate that the carbonates have a non-marine origin and may well represent hydrothermal carbonates which precipitated shortly after the deposition of the basalt.

This interpretation is confirmed by the fact, that the carbonates are not in isotopic equilibrium with today's groundwaters. Table 6 compares measured and calculated $\delta^{18}\text{O}$ -values for representative samples from the Bauru and Botucatu aquifer systems.

4.2. Hydrochemical analyses of Bauru and Botucatu groundwaters

The hydrochemical data are listed in Table 3. and show that groundwaters from the Bauru and the Botucatu sandstones are only weakly mineralised. The HCO_3^- contents are typically below 200 mg/l, only in the geothermal groundwaters in Presidente Prudente and Presidente Epitácio HCO_3^- contents as high as 510 mg/l are reached. The calculated pCO_2 (see Table 7) are with one exception very low and document that no external source of carbon dioxide does exist. An exception is well #53 which has a very high pCO_2 (-0.83) and for which a local CO_2 -source has to be assumed. Considering the physical setting of this well local organic pollution cannot be excluded.

Comparison of geothermal with non-geothermal groundwaters in the Bauru and the Botucatu layers shows that geothermal groundwaters have higher HCO_3^- , Cl^- , Na^+ and SO_4^{2-} contents but are depleted in Ca^{++} . The SO_4^{2-} content does not correlate with the Ca^{++} , the SO_4^{2-} is not controlled by simple gypsum dissolution. An investigation of the isotopic composition of the dissolved sulphate could elucidate the question on the origin of sulphate and the role gypsum might play.

An important reason for the study of these aquifers is the local occurrence of very high fluoride concentrations. Its source is unknown, but all waters analysed are undersaturated with respect to the mineral fluorite (see Table 7). Again, simple dissolution equilibria cannot account for the concentrations. Since the saturation index for both gypsum and fluorite are dependent on Ca^{++} one may ask whether Ca is lost from the water due to geochemical reactions such as ion exchange.

Which role dolomite and dolomitization play in the geochemical evolution of these waters remains open to speculation. However, it is interesting to note that dolomite saturation is reached in a number of samples. It is unlikely that dolomite is a primary mineral of these rocks (however, no mineralogical and petrographical analyses have been undertaken) and, therefore, this dolomite may be secondary in nature and could play a role in the removal of calcium from solution.

4.3. The $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ -values of Bauru and Botucatu groundwater

All isotope data of groundwaters are given in Table 4 and $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ -values are plotted together with the mean global meteoric water line (GMWL) in Fig. 4. Several observations can be made:

- All groundwaters follow the global meteoric water line, all groundwaters - and even the groundwaters from the very deep wells - are of meteoric origin and recharged through precipitation.
- The range of isotope values is larger than would be expected for groundwaters which recharged under similar climatic conditions, i.e. differences in origin must exist.
- Isotope exchange with aquifer material is not important.

Recent precipitation in the recharge area of the Bauru Aquifer, which is close to the recharge area of both the Serra Geral Basalt and the Botucatu-Pirambóia aquifer system, has a four-years mean average value of $\delta^{18}\text{O} = 6 \pm 0.7 \text{‰}$ [2]. This is indicated in Fig. 4.

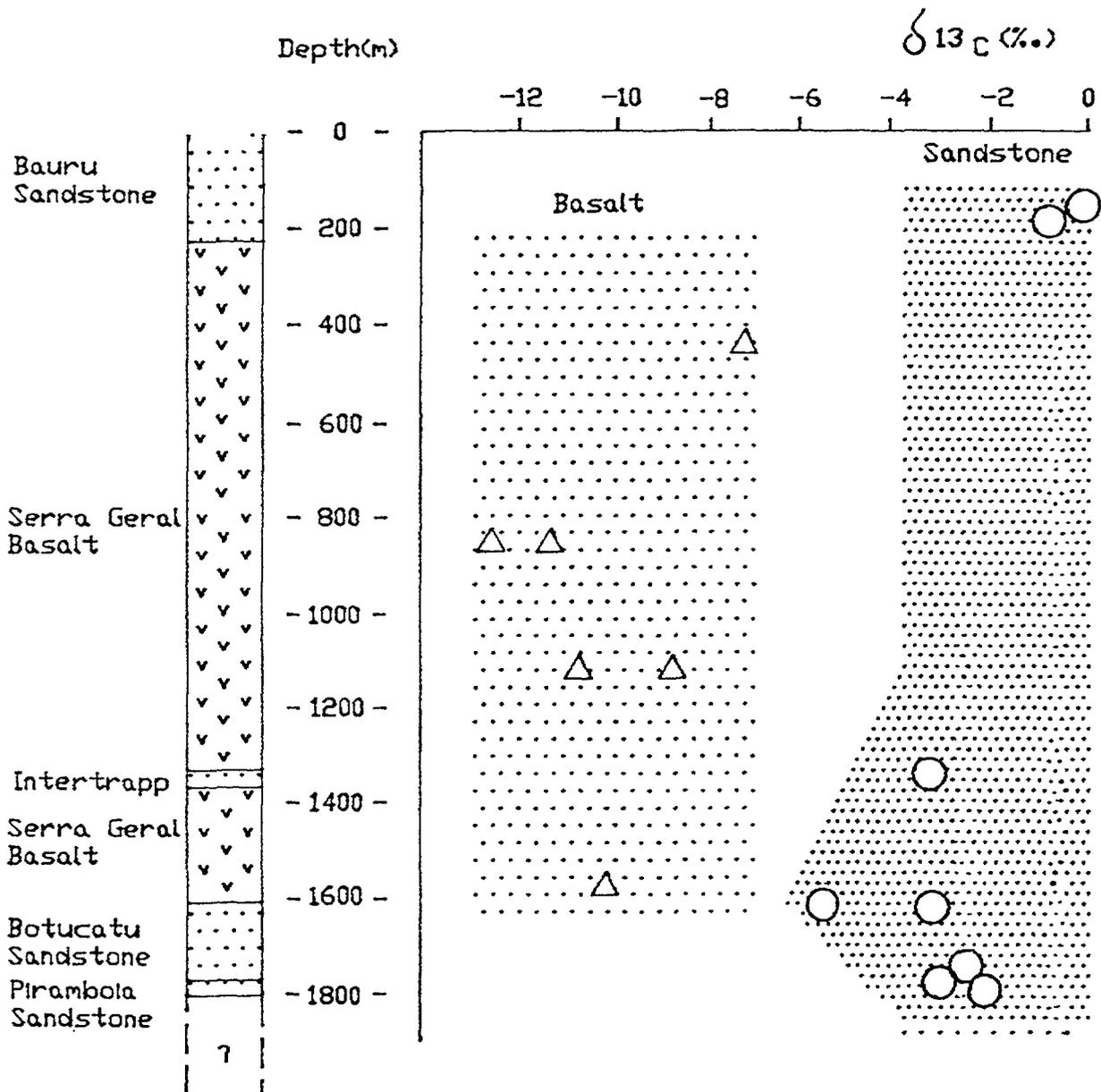


Fig. 4. $\delta^{13}\text{C}$ content in rock material vs depth. Well Presidente Prudente 2.

The $\delta^{18}\text{O}$ -values measured in groundwaters from the Bauru and Botucatu aquifer vary between -9.8 and -6.3 ‰, deuterium contents range from $\delta^2\text{H} = -43$ to -67 ‰. These values are somewhat lower than the average precipitation measured in recent years. This may either reflect selective recharge or minor shifts in climatic regimes. Noteworthy is, that in recent years rainfalls were heavier than usual and may influence the precipitation averages.

The $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ -values in groundwaters from Areiópolis P5, Avaré well 5 and 6 indicate a tendency that groundwaters from the confined Botucatu show more negative values. The ^2H and ^{18}O -contents from thermal groundwaters in Presidente Prudente and Presidente Epitácio do not fit this picture. These higher d-values in the deep, hot waters are not due to isotope exchange yet it is at present not possible to provide a comprehensive explanation for the observed differences between shallower Bauru and deeper Botucatu groundwaters. They could reflect contamination with very young waters which could be introduced through poor casing and/or groundwater extraction, in which case the lower $\delta^{18}\text{O}$ -values would belong to old groundwaters.

4.4 ^3H -contents in Bauru and Botucatu groundwaters

Due to the very low content of ^3H in rain of the southern hemisphere, the ^3H -content of most young groundwaters is below 5 TU. Measurements of tritium in Bauru-Botucatu groundwaters were, thus, only attempted in the Avaré waters. The results show that ^3H -contents are below 1 TU and a contribution of very recent water exceeding 30% of the total can thus be excluded in the groundwater from well Avaré P7.

4.5 ^{13}C and ^{14}C -contents of Bauru and Botucatu groundwaters

The $\delta^{13}\text{C}$ -values and ^{14}C -contents of all DIC-samples measured are listed in Table 4 and cover the range from $\delta^{13}\text{C} = -5.2$ to -18.9 ‰ and for ^{14}C -contents between ~ 8 and >100 pmC.

This wide variation of ^{13}C -contents is most likely the reflection of geochemical processes in the groundwaters. Geochemical modelling documents that calcite saturation does not exist universally in these groundwaters and, therefore, both the dissolution of calcite and exchange processes which are possibly represented by dissolution-precipitation reactions can dominate the carbon isotope evolution.

Table 7. Saturation indices based on PHREEQE

Well #	calcite	dolomite	gypsum	fluorite	pCO ₂
Botucatu					
25	-0.27	-0.94	-4.63	n.d.	-2.77
27	-0.48	-1.32	-3.97	n.d.	-2.83
29	-0.23	+0.41	-3.95	-1.93	-2.62
46	+0.51	+1.22	-3.34	-0.49	-2.90
Bauru					
50	+1.30	+2.14	-4.89	-3.08	-3.78
53	-1.58	-3.60	-3.84	-3.60	-0.83

The ^{18}O -data on rock carbonate show that isotopic equilibrium between water and calcite has not been reached yet this does not exclude that at least a portion of these calcite have been subjects to exchange reactions. The $\delta^{13}\text{C}$ -values of the DIC in the thermal waters from Presidente Prudente vary between -5.23 and -7.55 ‰. These values are very close to the deep rock carbonate which has $\delta^{13}\text{C} = -4.55$ to -2.37 ‰.

A magmatic CO_2 contribution to the present-day DIC can not be documented on the bases of the data available. Thus, the interpretation of the ^{14}C -data must be based on conventional modelling of the geochemical evolution.

The carbon isotopic composition of the "initial DIC" is best represented by the data of the unconfined groundwater in well #40 (Aparecida de Sao Manoel, P-2) which gave for 104 pmC a $\delta^{13}\text{C} = -18.9$ ‰. Using this value in the most simple "correction" model the calculated Ao-value would range from about 8 to 25 pmC and would be as high as 90 pmC for the very shallow groundwaters.

If this interpretation is correct, then the deep hot waters sampled in this study are younger than about 5000 years. It is likely that this approach overestimates the correction and that much older waters can exist. To document this, would require very detailed investigations which in the context of this study could not be undertaken. Nevertheless the a priori assumption that only old water exists in the deeper portion is not (yet) justified.

The situation is different for well Avaré P-5 with a measured value of 7.6 pmC and a $\delta^{13}\text{C} = 12.7$ ‰. Here the initial ^{14}C - value is close to 40 pmC and, therefore, the calculated "water ages" could exceed 15000 years. One may conclude that the contamination potential for this well is lower than for deep geothermal wells. This is supported by the ^{18}O -data which show lower d-values than observed in the geothermal wells.

4.6. $^3\text{He}/^4\text{He}$ and He- excess data in deep groundwaters from Botucatu

Helium samples were collected in wells Avaré P5, in Presidente Prudente and in Presidente Epitácio for $^3\text{He}/^4\text{He}$ -ratio determinations, results are listed in Table 4. The ratios fall into the range of 10^{-7} to 10^{-8} . Thus, a deep- seated mantle component is not recognised.

Despite the low U - and Th - contents measured in the samples from Serra Geral Basalt, excess helium can be recognized in all groundwaters investigated. It is interesting to note, that the oldest water (well # 40) has with 46×10^{-8} Nml He per gr H_2O almost as little helium excess as the young water in well # 30. The deep, geothermal waters show considerable excess ($4000 - 11000 \times 10^{-8}$ Nml He gr H_2O) which could indicate old groundwaters provided the system is closed and helium does not migrate. However, the distribution of U-Th in the aquifers is very poorly known and, therefore, a detailed discussion of the data is at present not possible.

5. Summary and recommendations

Environmental isotope techniques have shown that they can play a major role in the assessment of the hydrology of the groundwaters in these aquifer systems. In combination with hydrochemical data, it was possible to show, that:

- The groundwaters do not or no longer belong to an uniform aquifer system. The original system is most likely heavily disturbed through groundwater extraction. Strong indication exists that a significant penetration of shallow groundwaters has occurred and that such waters do mix with the deep geothermal waters. This may be due to poor or nonexistent casing in some of the older deep wells.
- Calculated groundwater "ages" are, in general, rather low although old water is recognised in at least one well (Avaré P-5). Whether the groundwater in this well represents a residual of a rapidly changing scenario cannot yet be evaluated. However, groundwater protection measures should be taken at all sites.

Future investigations must concentrate on the geochemistry of these waters and must include a detailed analyses of rock mineralogy. The studies should include an extension of the environmental isotope studies to analyses of the dissolved sulphate as well as further investigations of the noble gas and ³⁶Cl-research.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to thank Prof. Dr. Peter Fritz, UFZ - Umweltforschungszentrum Leipzig - Halle, Germany, for the kind discussions on this text. We thank Mr. M. Wolf, Institut für Hydrologie, GSF, Neuherberg, Germany for the calculations with PHREEQE.

This work was financially supported by the International Atomic Energy Agency (Project ARCAL XIII - RLA/8/014) and by FINEP/PADCT, Brazil (Project No 43.89.0124.00).

REFERENCES

- [1] MAMYRIN, B.A. & TOLSTIKHIN, I.N.: Helium nature. Developments in Geochemistry, 3, 273 p., Elsevier, Amsterdam. (1984)
- [2] MARTINEZ, J.C.: Relações entre os valores de oxigênio - 18 em águas naturais de bacias hidrográficas. Tese de Doutorado, UNESP - Botucatu, 130p. (1990)
- [3] REBOUÇAS, A.C.: Groundwater in Brazil. Episodes, vol. 11, p. 209-214. (1988)

ISÓTOPOS DE URÂNIO COMO CONTAMINANTES NATURAIS DE AQUÍFEROS BRASILEIROS

D. M. BONOTTO

Departamento de Petrologia e Metalogenia,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro,
São Paulo, Brasil

L. H. MANCINI

Bolsista FAPESP, Proc. 89/0749-0

E. G. da SILVEIRA

Departamento de Geografia,
Fundação Universidade Federal de Rondônia,
Porto Velho, Brasil

E.M. TONETTO

Mestranda, PG. Geociências e Meio Ambiente, UNESP, Rio Claro,
São Paulo, Brasil

Resumo - Abstract

ISÓTOPOS DE URÂNIO COMO CONTAMINANTES NATURAIS DE AQUÍFEROS BRASILEIROS

Coletaram-se amostras de águas subterrâneas provenientes de fontes e poços representativos de vários aquíferos localizados nas cidades de Águas da Prata, Águas de Lindóia e Rio Claro do Estado de São Paulo, região sudeste do Brasil, com o propósito de se avaliar se os mecanismos de dissolução dos isótopos instáveis U-238 e U-234 podem gerar concentrações para a fase líquida maiores que o limite nacional de 20µg/l para urânio total. Apesar de que os ambientes hidrológicos estudados não evidenciaram a contaminação das águas devido a presença desses nuclídeos, os resultados obtidos demonstraram que a contribuição do U-234 é muito importante para a radioatividade devido o urânio total nas águas, uma vez que chega a atingir até 92% em alguns casos.

URANIUM ISOTOPES AS NATURAL POLLUTANTS IN BRAZILIAN AQUIFERS

Groundwater samples from springs and wells belonging to several aquifers at Águas da Prata, Águas de Lindóia and Rio Claro cities in São Paulo State, southeast region of Brazil, were collected to evaluate if the mechanisms related to the dissolution of the unstable isotopes ²³⁸U and ²³⁴U can generate concentrations to the liquid phase greater than the national standard of 20 µg/l for total uranium. In spite of the studied hydrologic environments do not indicate contamination of the waters due to the presence of these nuclides, the results showed that the contribution of ²³⁴U is very important to the radioactivity due to total uranium in the waters, because values as high as 92% are attained in some cases.

INTRODUÇÃO

O urânio natural é uma mistura de três isótopos, ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U , indistinguíveis quanto ao comportamento químico. No equilíbrio radioativo, as proporções relativas dos isótopos ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U numa mistura são 99,28%, 0,72% e 0,0054%, respectivamente [12].

O U-238 é progenitor da série $(4n+2)$ de radioelementos, a mais longa cadeia conhecida. O ^{234}U é radiogênico e aparece na série do ^{238}U após o decaimento de dois núclídeos de meia vida insignificante na escala de tempo geológico, isto é, o ^{234}Th (24,1 dias) e o ^{234}Pa (1,18 minutos). O Urânio-235 é o núclídeo primário na cadeia de decaimento $(4n+3)$, possuindo meia-vida cerca de seis vezes menor que a do ^{238}U .

O urânio possui muitas valências (+2, +3, +4, +5 e +6), sendo um agente redutor tão poderoso nas duas valências menores que pode liberar hidrogênio da água [19]. Ocorrências de urânio nos estados de oxidação +4 e +6 são comuns na natureza. A valência +5, em presença de água, é instável em relação a +4 e +6. O íon uranoso (U^{+4}) tem raio iônico 1,05 Å, próximo ao do cálcio e terras raras trivalentes, sendo preferencialmente capturado por minerais desses elementos [15]. O U^{+6} , quase sempre encontrado na forma do radical uranila UO_2^{2+} , tem raio iônico 0,80 Å e potencial iônico 7 [23]. Os compostos de U^{+6} são mais móveis que os de U^{+4} , devido o maior potencial iônico [15]. O campo de estabilidade do UO_2^{2+} é bem mais amplo que o do U^{+4} e U^{+5} (como UO_2^+). Nas águas naturais, os principais complexos de uranila são formados com o fluoreto (em condições ácidas), fosfato (em condições quase neutras) e carbonato (em condições alcalinas), havendo contribuições em menor grau do sulfato e cloreto [20].

O urânio no ambiente hidrológico é de especial interesse devido sua importância econômica, química e radiotóxica, inclusive de alguns de seus núclídeos filhos, por exemplo, o Ra-226. As determinações de radioatividade alfa total tem sido empregadas para estabelecer limites permitidos para o público. Os limites de contaminação são indicados assumindo que toda a atividade alfa deve-se ao Ra-226 devido o seu alto grau de radiotoxicidade, grande tendência de fixar-se nos ossos, longa meia-vida de 1622 anos e grande potencial de produzir dano biológico por ser emissor alfa. Existem vários padrões nacionais para limitar a exposição à radiação devido o Ra-226 nas águas potáveis. A máxima concentração permitida na água sugerida pela Organização Mundial de Saúde é de 10 pCi/l [28]. O critério empregado no Brasil é o limite anual de ingestão (356 Bq), o qual é aproximadamente equivalente a 10 pCi/l, dependendo dos hábitos alimentares [10]. O valor máximo permissível de 10 pCi/l para a radioatividade total da água potável foi explicitado pelo Ministério da Saúde brasileiro através da Portaria nº 56-BSB de 14/3/77.

A Agência de Proteção Ambiental dos Estados Unidos estabeleceu um limite para a atividade alfa total na água correspondente a 15 pCi/l [26]. O Ra-228 é um núclídeo emissor beta presente na série de decaimento do tório, tendo esse órgão também sugerido que: as águas destinadas ao abastecimento doméstico não devem apresentar teores de Ra-226 + Ra-228 excedentes a 5 pCi/l; se a atividade alfa total na água exceder 5 pCi/l, então, Ra-226 necessita ser mensurado e se o resultado mostrar que Ra-226 excede 3 pCi/l, então, Ra-228 deve também ser determinado. Contudo, uma nova série de padrões foi recentemente proposta [27], a qual estabelece um limite de 20 pCi/l tanto para o Ra-226 quanto para o Ra-228, valor que ainda é considerado temporário (R. Wanty, comunicação pessoal, 1992).

Numa escala global, as concentrações de urânio solúvel geralmente variam de 0,1 a 10 $\mu\text{g/l}$ em rios, lagos e águas subterrâneas [22]. No Brasil, o Conselho Nacional do Meio Ambiente, através da Resolução nº 20 de 18/6/86, sugeriu que o teor máximo de urânio total para as águas destinadas ao abastecimento doméstico após tratamento convencional não deve exceder 20 $\mu\text{g/l}$, o qual corresponde ao padrão recentemente proposto pela Agência de Proteção Ambiental dos Estados Unidos [27]. Com relação à observância desse padrão, especial atenção deve ser dirigida ao U-234, o qual tem abundância média na crosta de 2 a 3 x 10⁻⁸ % e cuja existência foi demonstrada por [21], que na época chamaram-no de U(II).

Os primeiros estudos enfocando a presença de ²³⁴U na natureza foram conduzidos em 1953 nos laboratórios da Universidade Kazakstan em Alma-Ata (Rússia). Cherdyntsev et al. (1955) [9] publicaram os primeiros resultados de desequilíbrio entre ²³⁴U e ²³⁸U em minerais recém-formados.

Numa rocha matriz mais antiga que 1 milhão de anos os isótopos ²³⁸U e ²³⁴U geram unitárias razões de atividade ²³⁴U/²³⁸U, contudo, os processos de interação água-rocha frequentemente resultam em razões de atividade ²³⁴U/²³⁸U maiores que a unidade para o urânio dissolvido [9],[22]. Tais processos tem assumido bastante importância sobretudo no Brasil, onde as dimensões continentais tem implicado numa variabilidade grande das condições ambientais e geoquímicas, as quais tem dificultado as tentativas de interpretação uniforme dos resultados [5].

Através do presente trabalho pretende-se averiguar se as concentrações do U dissolvido em águas subterrâneas de vários aquíferos do Estado de São Paulo excedem o limite máximo nacional de 20 $\mu\text{g/l}$ para U total bem como mostrar como o U-234 contribui para a concentração de U total nas águas.

ÁREAS DE INVESTIGAÇÃO

As áreas selecionadas para estudo estão localizadas no Estado de São Paulo (Fig. 1), nas quais ocorrem aquíferos associados a distintos contextos litológicos. A primeira delas situa-se na cidade de Águas da Prata, estância hidromineral localizada na borda ocidental do Planalto de Poços de Caldas, um dos maiores complexos alcalinos do mundo. A segunda localiza-se na cidade de Águas de Lindóia, que também constitui importante estância hidromineral que recebeu a visita de Madame Curie em 1928. A terceira situa-se na área urbana do Município de Rio Claro, localizado na porção centro-leste do Estado de São Paulo.

Em Águas da Prata foram estudadas as principais fontes da cidade: Platina, Paiol, Villela, Prata-Radioativa, Prata-Nova, Boi, Vitória e Prata Antiga. No mapa geológico ilustrado na Fig. 2 estão localizadas as fontes amostradas, tendo Szikszay [25] descrito o contexto no qual estão inseridas. A Fonte Platina surge de uma lente de fonólitos, que aparece no fundo do vale de um pequeno córrego. A Fonte Paiol localiza-se num vale, resultando de perfurações que variaram de 24 a 146 m de profundidade para aumentar a vazão inicial da nascente; as rochas encontradas foram tufos vulcânicos, nefelina sienitos e fonólitos. A Fonte Villela emerge ao pé de um paredão de arenito bastante silicificado, através de fraturas no

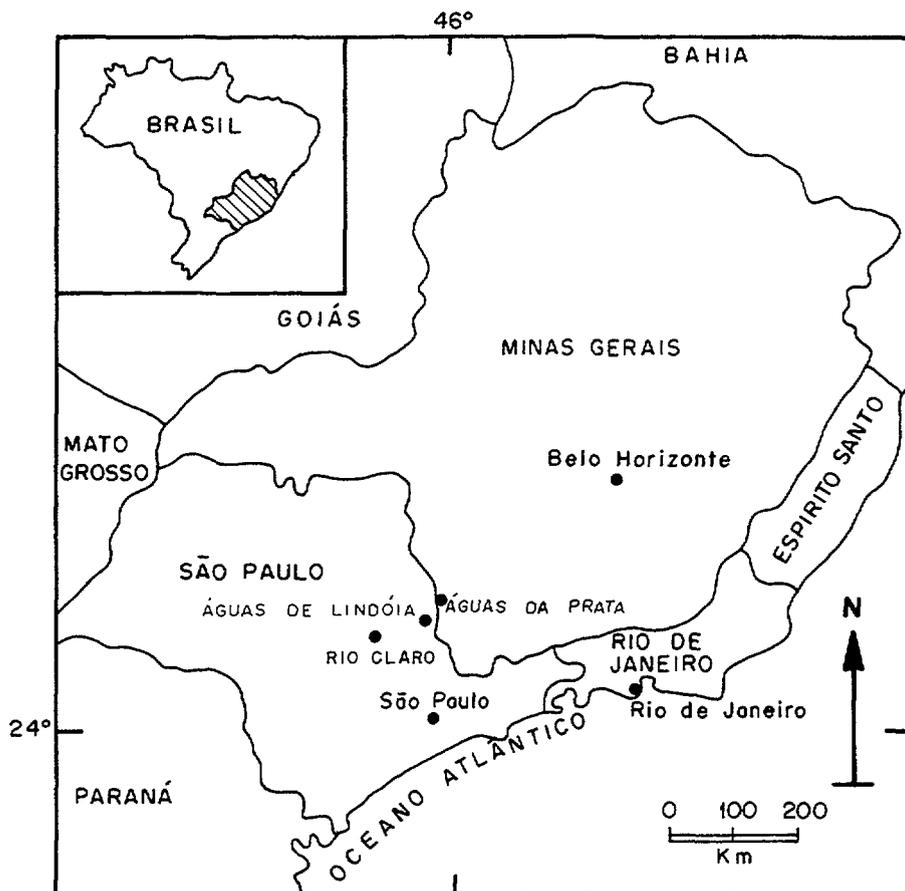


Fig. 1 - Localização das cidades de Águas da Prata, Águas de Lindóia e Rio Claro no Estado de São Paulo, região sudeste do Brasil.

sentido vertical e horizontal. A fonte Prata-Radioativa surge das fraturas de arenito silicificado e recristalizado em contato com siltitos. A Fonte Prata-Nova localiza-se numa pequena planície aluvionar dominada a nordeste por uma elevação de diabásio, consistindo de duas ou três pequenas perfurações com profundidades de 15,90 m (13,20 m de diabásio e 2,70 m de fonólito). A Fonte do Boi nasce diretamente de paredão de arenito, através de fraturas. A Fonte Vitória surge ao pé de uma elevação de diabásio, emergindo por circulação ascendente através das fissuras de fonólito e diabásio, que no local são recobertos por aluvião. A Fonte Prata-Antiga é captada através de perfuração no diabásio com profundidade de 13 m.

A região de Águas de Lindóia sofreu, ao longo do tempo, evolução polifásica e policíclica em seus aspectos metamórficos, deformativos, magmáticos e migmatíticos, tornando difícil a sua delimitação, reconstituição das seqüências e caracterização primária das rochas. Esses eventos atuaram na região desde o Arqueano até o Proterozóico Superior, englobando rochas caracterizadas por metamorfismo de alto grau, geralmente de fácies granulito e anfíbolito [1]. O trabalho de Zanardo (1987) [30] contém a descrição petrográfica e microestrutural das rochas da Folha de Águas de Lindóia, constando, dentre outros, os seguintes litotipos: aluviões atuais; protomilonito, blastomilonito, milonito, ultramilonito e cataclasito; ortoquartzitos, quartzo xistos, xistos psamo-pelíticos, gnaisses, anfíbolitos, ultramáficas; migmatitos e granitos sin-tectônicos gnaissificados; gnaisses com estrutura homogênea difusamente bandados; migmatitos gnaissificados.

Vários trabalhos enfocam aspectos estruturais para o entendimento da evolução geológica da área. Del Rey (1989) [13] verificou através de fotos aéreas famílias de fraturas de grande extensão com direção nordeste e fraturas pequenas com este falhamento, apresentando originalmente caráter cisalhante. O mapa geológico-estrutural da área está ilustrado na Fig. 3, no qual estão indicadas as fontes estudadas no presente trabalho. Do ponto de vista geológico, a surgência delas ocorre em migmatito (Lindália e Santa Isabel), quartzito (Levíssima I e II, Glória, Filomena e Beleza) e milonito (São Roque). Além delas, mais de 20 fontes estão catalogadas, porém, apenas as indicadas foram selecionadas para amostragem e análise isotópica de urânio por serem hidrogeológica e hidroquimicamente conhecidas, por apresentarem localização de fácil acesso para a coleta de amostras e por estarem relacionadas com diferentes litotipos. Na realidade, Lindália e São Roque são poços, porém, o termo "fonte" também será aplicado a eles para simplificar a terminologia no texto. A circulação das águas provavelmente se realiza através de fraturas e o fluxo se processa dos pontos de maior para menor altitudes [13].

O Município de Rio Claro situa-se na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná, aforando na região várias unidades estratigráficas da Bacia, devido o caráter marginal da localização. Assim, se fazem presentes: o Subgrupo Itararé e as Formações Aquidauana e Tatuí, do Grupo Tubarão; as Formações Irati e Corumbataí, do Grupo Passa-Dois; as

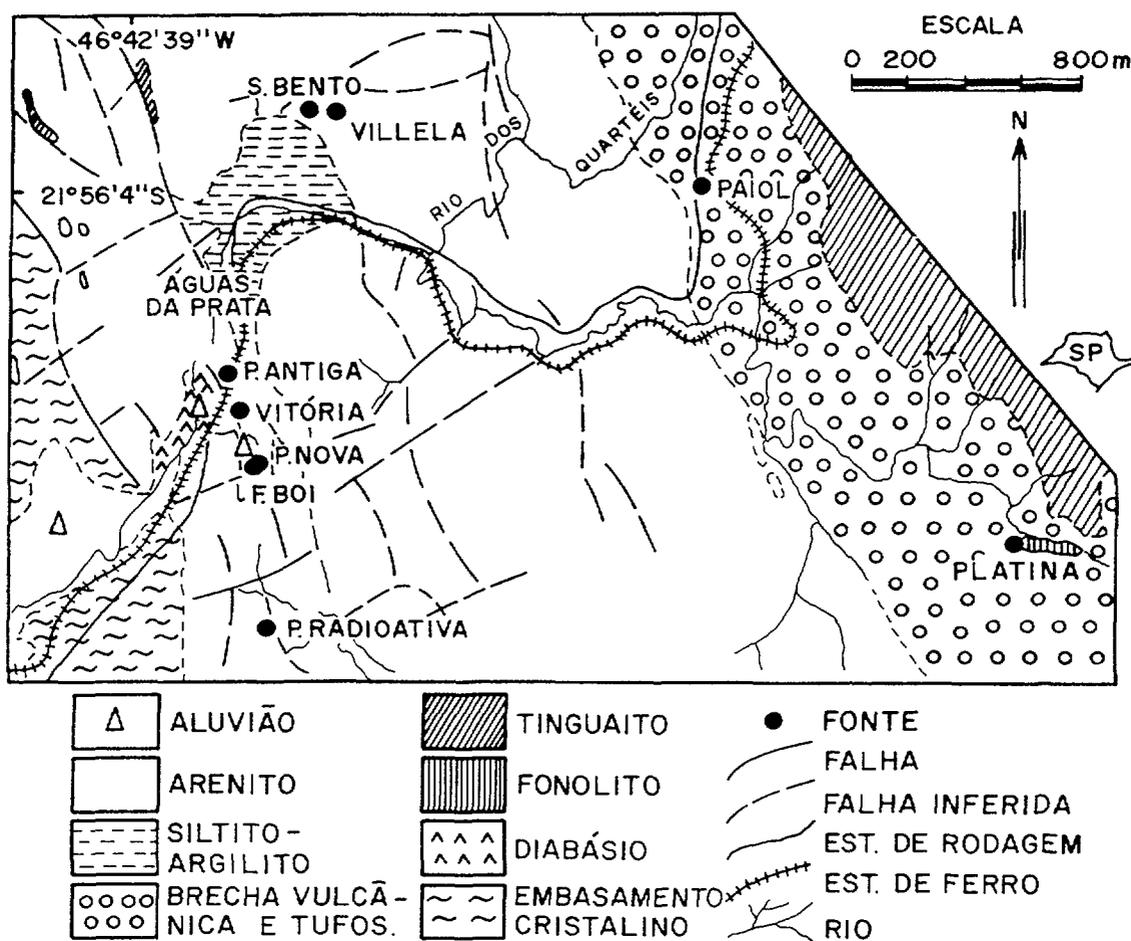


Fig. 2 - Mapa geológico da área do município de Águas da Prata (SP), conforme Bittencourt & Taltasse (1972) [2].

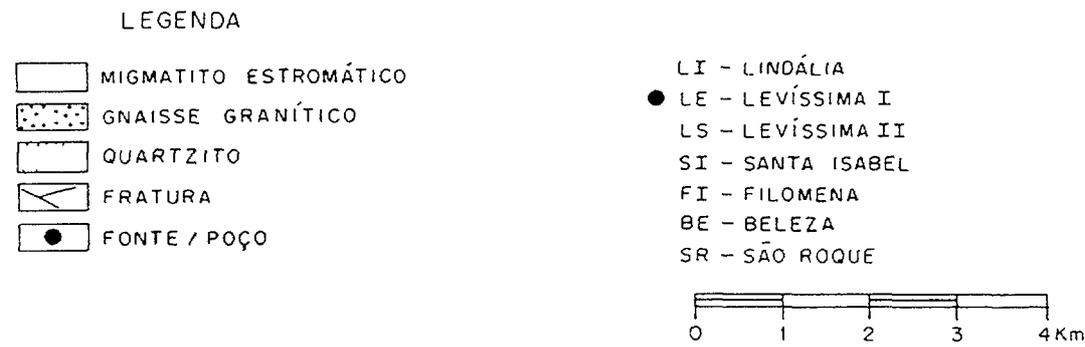
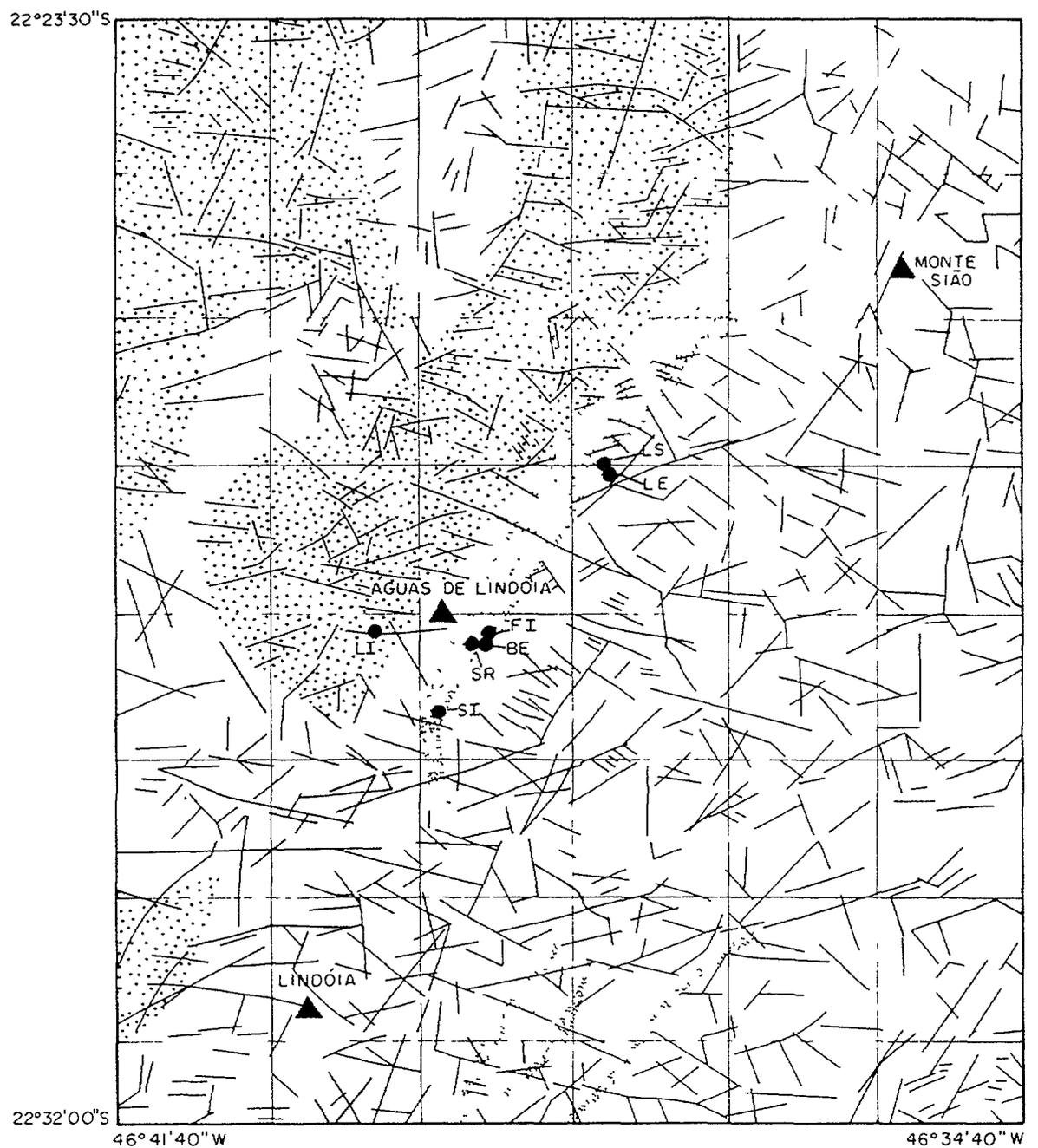


Fig. 3 - Mapa geológico-estrutural da área de ocorrência de fontes em Águas de Lindóia (SP) e região, segundo Del Rey (1989) [13].

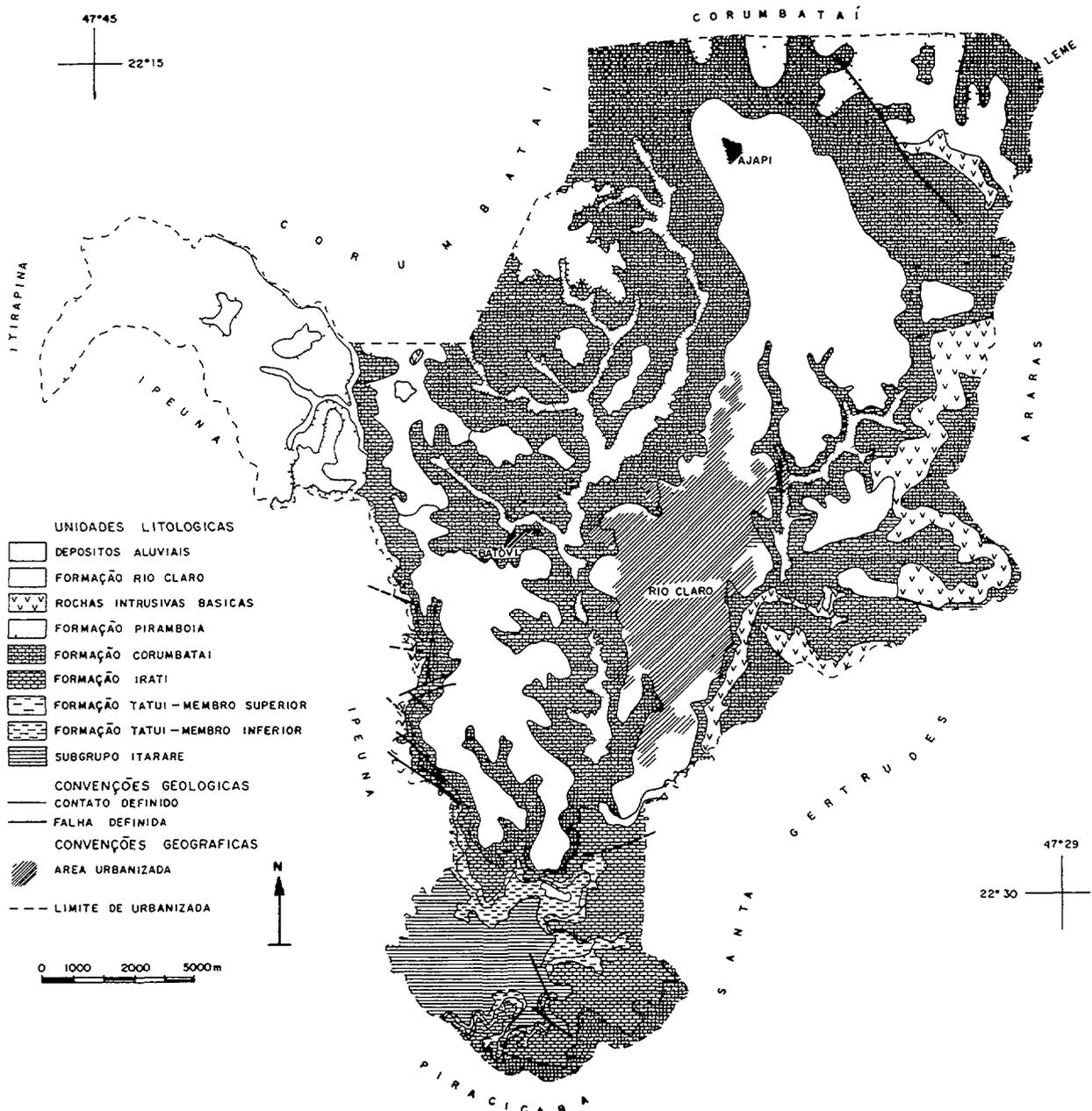


Fig. 4 - Mapa geológico da área do município de Rio Claro (SP).

Formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral, do Grupo São Bento; rochas intrusivas associadas aos derrames da Formação Serra Geral e diferentes tipos de coberturas cenozóicas, como a Formação Rio Claro, sobre a qual situa-se o perímetro urbano (Fig. 4).

Na área do município existem dois sistemas preferenciais de águas subterrâneas, além de eventuais corpos profundos de diabásio que podem conter água em suas fraturas. Um sistema é o aquífero livre e pouco profundo, constituído por materiais inconsolidados de cobertura e limitado na base por sedimentos impermeáveis da Formação Corumbataí. O outro consiste em arenitos do Grupo Tubarão, mais especificamente da Formação Tatuí e das camadas do topo do Subgrupo Itararé, que constituem um aquífero confinado com profundidades que variam em torno de 200 metros; a espessura desse aquífero é de 40 metros na área urbana do município [11].

TABELA 1 - Parâmetros físicos e químicos para águas subterrâneas do Estado de São Paulo, Brasil. Os parâmetros químicos são expressos em mg/l.

LOCALIDADE	DESIGNAÇÃO	pH	Eh (mV)	Conduti- vidade, S cm ⁻¹ a 25°C	O ₂ dis- sol- vido	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	SiO ₂	STD ¹
Águas da Prata (2)	Prata-Antiga	5,80	+141	3072,3	2,9	501,91	20,62	8,86	13,67	1376,0	24,70	89,60	12,88	11,57	2215
	Prata-Radioativa	4,68	+244	98,0	6,2	2,52	5,55	3,95	4,36	48,5	1,35	1,90	7,19	10,88	82
	Prata-Nova	5,81	+144	3044,7	4,5	619,86	14,79	4,49	5,96	1389,2	27,30	98,00	15,62	12,27	2258
	Vitória	5,58	+224	1389,4	5,5	272,70	7,63	3,50	3,42	604,7	18,90	38,60	13,14	11,19	1042
	Boi	4,59	+312	64,8	8,9	3,87	5,79	1,71	1,84	26,8	1,70	1,20	6,60	10,37	54
	Platina	5,67	+225	1299,1	7,2	250,04	4,80	1,21	1,01	571,1	13,10	13,00	10,82	11,14	936
	Paiol	6,00	+107	3802,7	5,6	734,50	11,93	0,87	1,23	1572,0	18,80	91,20	13,41	11,00	2625
	Villela	4,41	+326	48,6	9,0	2,52	6,93	1,24	0,78	17,0	1,25	2,70	6,01	5,72	43
Águas de Lindóia(3)	São Roque	7,20	+104	243,8	9,8	1,10	2,00	11,66	3,30	54,0	0,50	-	0,84	21,00	156
	Filomena	6,80	+129	156,2	9,0	1,32	2,80	10,30	4,30	67,1	0,12	0,90	0,02	21,00	100
	Beleza	7,30	+ 95	125,0	9,2	0,77	2,50	10,80	5,80	67,1	0,80	2,00	0,02	19,80	80
	Santa Isabel	6,48	+148	981,2	7,8	1,70	1,80	4,90	5,45	48,8	0,50	-	0,50	5,50	628
	Lindália	6,20	+188	137,5	4,5	7,02	4,50	6,76	1,81	48,8	0,50	0,33	0,65	-	88
	Levíssima I	5,72	+232	81,2	7,0	0,50	2,10	0,77	0,36	6,1	0,12	0,14	0,12	-	52
	Levíssima II	5,50	+234	106,2	6,0	0,50	2,30	0,50	0,31	6,1	-	0,15	0,09	-	68
Rio Claro (4)	Formação Rio Claro	6,24	+161	195,3	10,0	2,76	1,17	8,42	2,80	36,0	2,84	3,36	1,24	19,67	125
	Diabásio fraturado	5,33	+230	133,9	8,4	14,25	5,08	0,60	0,61	2,4	9,57	3,84	6,20	3,57	86
	Grupo Tubarão	9,30	- 25	539,1	3,6	117,70	0,39	0,20	0,12	180,6	4,96	43,71	0,31	7,79	345

(1) STD: Sólidos Totais Dissolvidos

(2) Com exceção de Eh, os valores representam a média obtida entre Maio/78 e Abril/79 por Szikszay (1981).

(3) Dados compilados de CETESB (1978), Szikszay & Teissedre (1978), Hurter (1988), Del Rey (1989) e Yoshinaga (1990).

(4) Valores médios obtidos por Bonotto & Mancini (1992) para o período de Setembro a Dezembro de 1989.

Para o desenvolvimento desta pesquisa, coletaram-se amostras de águas subterrâneas provenientes dos três aquíferos presentes na área do Município. A amostragem do aquífero livre foi efetuada em poço escavado na Formação Rio Claro, cuja profundidade do nível d'água medida em setembro de 1989 foi de cerca de 11 metros. A amostragem das águas provenientes do diabásio fraturado foi efetuada em poço tubular com 60 m de profundidade, o qual interceptou o corpo de diabásio desde 30 m de profundidade. A amostragem do aquífero confinado foi efetuada em poço tubular com 198,50 m de profundidade, para o qual se mediou uma profundidade de 34 metros para o nível estático após encerramento da perfuração em 28/4/70.

HIDROQUÍMICA

Os valores para os principais parâmetros físicos e químicos das águas subterrâneas estudadas estão representados na Tabela 1. Todas as águas estudadas são sistemas de baixas temperaturas, cujos valores variam de 19 a 27 °C.

As águas das fontes de Águas da Prata foram reconhecidas inicialmente em 1885 como contendo grandes concentrações de HCO_3^- e posteriormente passaram a ser empregadas para propósitos comerciais e médicos. Elas também são conhecidas por possuírem alta radioatividade devido o Rn-222 dissolvido. De acordo com as análises de condutividade, sólidos totais dissolvidos, Na^+ , HCO_3^- e SO_4^{2-} , três tipos de águas subterrâneas podem ser selecionados, possuindo: baixos valores (Prata Radioativa, Boi e Villela), altos valores (Prata-Antiga, Prata-Nova e Paiol) e valores intermediários (Vitória e Platina). Se os valores intermediários são atribuídos à mistura de águas possuindo baixos e altos valores, simples cálculos envolvendo o balanço de massas e empregando os maiores íons Na^+ e HCO_3^- mostram que cerca de 0,4 é a fração das águas tendo altos valores na mistura. Contudo, este cenário não é confirmado quando um diagrama de Piper [16] é construído a partir dos dados na Tabela 1, pois ele indica apenas duas fontes de água: uma derivada dos diabásios e rochas vulcânicas (bicarbonatada sódica) e outra derivada dos arenitos (variando de bicarbonatada sódica a bicarbonatada calco-magnésiana). Os dados isotópicos relativos ao O-18 e H-2 de Szikszay (1981) [25] indicaram que todas essas águas são de origem meteórica.

O pH das águas das fontes de Águas de Lindóia varia de 5,5 a 7,3 e o Eh de +95 a +234mV, de maneira que o diagrama Eh-pH permite estabelecer que o seu ambiente de circulação varia de transicional (de oxidante para redutor) a redutor. A classificação química efetuada a partir de diagrama de Piper construído com base nos dados da Tabela 1 permite obter as seguintes fácies para estas águas: bicarbonatada cálcica (Filomena, São Roque), bicarbonatada potássica (Levíssima I e II), bicarbonatada magnésiana (Santa Isabel), bicarbonatada calco-sódica (Lindália) e bicarbonatada calco-magnésiana (Beleza). Os dados isotópicos relativos ao ^{18}O e ^2H de Yoshinaga (1990) [29] indicam que essas águas são meteóricas, quanto à origem.

As menores concentrações de oxigênio dissolvido nas águas subterrâneas da área de Rio Claro foram determinadas para as amostras do Grupo Tubarão; apesar de que H_2S não foi quantificado, a sua presença foi identificada nessas águas devido o seu odor característico, o que confirma o caráter redutor atribuído a elas pelo diagrama Eh-pH. As águas da Formação Rio Claro são classificadas como bicarbonatadas cálcicas, as águas do diabásio fraturado como cloronitrogenadas sódicas e as águas do Grupo Tubarão como bicarbonatadas sódicas. Embora a falta de dados isotópicos relativos ao ^{18}O e ^2H não permite definir a origem dessas águas, as

precipitações na área afetam sobretudo o teor de urânio dissolvido nas águas do diabásio fraturado, o qual sofre elevação quando há aumento no índice pluviométrico [4].

METODOLOGIA

As amostras analisadas consistiram de águas subterrâneas provenientes de fontes, poços tubulares e poço tipo "cacimba", as quais são empregadas para diversas finalidades, inclusive consumo. A coleta foi efetuada por intermédio de vasilhame de polietileno com capacidade de 25 litros. Para a determinação das concentrações de U-238 e U-234, adicionou-se a cada amostra ácido clorídrico para diminuir o pH e evitar a precipitação de ferro no recipiente. Após filtragem, introduziu-se uma quantidade conhecida do traçador U-232, a qual foi mensurada por intermédio de padrão de urânio de atividade previamente especificada. O procedimento de extração de urânio envolveu várias etapas como: co-precipitação de U com $\text{Fe}(\text{OH})_3$; extração de Fe^{3+} com éter isopropílico; eliminação de Th em resina aniônica fortemente básica; eletrodeposição do U em disco de aço inoxidável. A mensuração das concentrações de U-238 e U-234 foi efetuada através de espectrômetro alfa tipo detector semicondutor de barreira de superfície acoplado a Analisador Multicanal de 1024 canais. O teor de U-238 foi calculado a partir da taxa de contagem nos picos do U-238 e U-232; a concentração de U-234 foi determinada por meio da concentração de U-238 e da razão de atividade U-234/U-238 computada diretamente por intermédio da taxa de contagem nos picos do U-238 e U-234.

A Fig. 5 ilustra espectrograma alfa obtido para amostra coletada na Fonte Vitória em Águas da Prata no qual se notam os picos dos isótopos naturais de urânio U-238 e U-234, do traçador artificial U-232 adicionado à amostra e de seu filho Th-228. Assim como no caso das demais amostras, o U-235 apesar de ser natural não foi caracterizado em virtude de sua

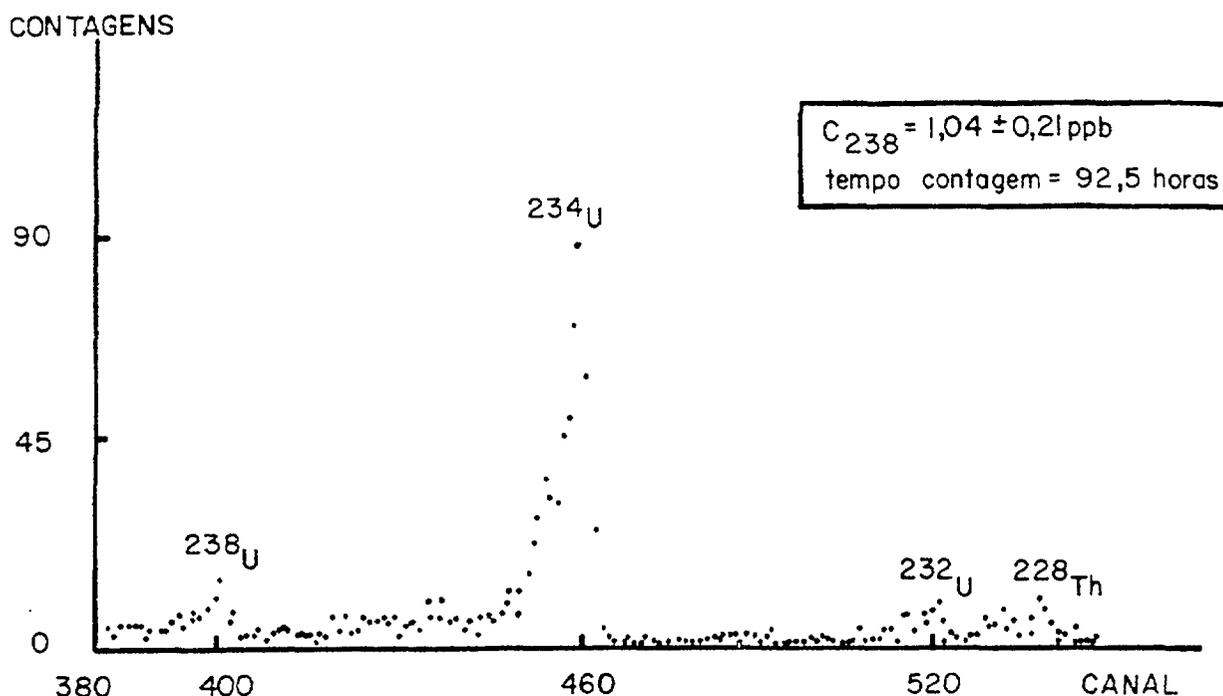


Fig. 5 - Espectrograma alfa do urânio extraído de amostra de água subterrânea da fonte Vitória em Águas da Prata (SP).

TABELA 2 - Teores de U-238 e U-234 em águas subterrâneas do Estado de São Paulo, Brasil.

Localidade	Designação	Amostra Número	Concentração ($\mu\text{g/l}$)				
			U-238	U-234	U total	U-234/U tot	
Águas da Prata	Prata-Antiga	1	0,59	5,38	5,97	0,90	
		2	0,25	2,10	2,35	0,89	
	Prata-Radioativa	3	0,03	0,18	0,21	0,86	
		4	0,14	0,56	0,70	0,80	
	Vitória	5	1,04	4,20	5,24	0,80	
		6	0,02	0,25	0,27	0,92	
	Boi	7	0,08	0,32	0,40	0,80	
	Platina	8	0,24	1,99	2,23	0,89	
	Nascente próx. Platina	9	0,15	0,42	0,57	0,74	
	Paíol	10	0,60	7,01	7,61	0,92	
		11	0,09	1,03	1,12	0,92	
	Villela	12	0,53	1,94	2,47	0,78	
	Prata-Nova	13	0,03	0,14	0,17	0,82	
		14	0,31	1,64	1,95	0,84	
Águas de Lindóia	Santa Isabel	15	0,07	0,16	0,23	0,70	
	Lindália	16	0,06	0,22	0,28	0,78	
	Filomena	17	0,13	0,27	0,40	0,68	
	Levíssima I	18	0,16	0,37	0,53	0,70	
	Beleza	19	0,21	0,34	0,55	0,62	
	São Roque	20	0,13	0,40	0,53	0,75	
Levíssima II	21	0,51	0,41	0,92	0,45		
Rio Claro	Formação Rio Claro	22	0,01	0,01	0,02	0,50	
		23	0,02	0,04	0,06	0,67	
		24	0,01	0,01	0,02	0,50	
		25	0,01	0,05	0,06	0,83	
		26	0,08	0,12	0,20	0,60	
	Diabásio fraturado	27	0,08	0,07	0,15	0,47	
		28	0,13	0,12	0,25	0,48	
		29	0,16	0,15	0,31	0,48	
		30	0,26	0,29	0,55	0,53	
		31	0,14	0,21	0,35	0,60	
		32	0,20	0,16	0,36	0,44	
		33	0,17	0,16	0,33	0,48	
		34	0,14	0,12	0,26	0,46	
		Grupo Tubarão	35	0,01	0,01	0,02	0,50
			36	0,01	0,02	0,03	0,67
			37	0,03	0,07	0,10	0,70
			38	0,02	0,03	0,05	0,60
			39	0,01	0,05	0,06	0,83
			40	0,01	0,01	0,02	0,50
			41	0,02	0,03	0,05	0,60
			42	0,01	0,02	0,03	0,67

pequena proporção em relação à do U-238 (1/137,8). Conforme se nota para esta amostra, o tempo de contagem para a geração do espectro é relativamente longo (92,5 horas), representando C_{238} a concentração de U-238, correspondente a 1,04 ppb (= 1,04 $\mu\text{g/l}$).

RESULTADOS E CONCLUSÕES

Os resultados das determinações isotópicas de urânio encontram-se expressos na Tabela 2. Conforme é possível notar, para a grande maioria dos dados, as concentrações de ^{234}U e ^{238}U indicam que há enriquecimento de Urânio-234 em solução. Vários mecanismos tem sido apontados como responsáveis por esse enriquecimento na fase líquida: enfraquecimento da ligação de U-234 nos retículos cristalinos dos minerais e oxidação preferencial, passando o U-234 do estado tetra para hexavalente, no qual se solubiliza prontamente na solução circulante [8]; decaimento posterior do átomo de Th-234 recuado através da interface sólido-líquido, em

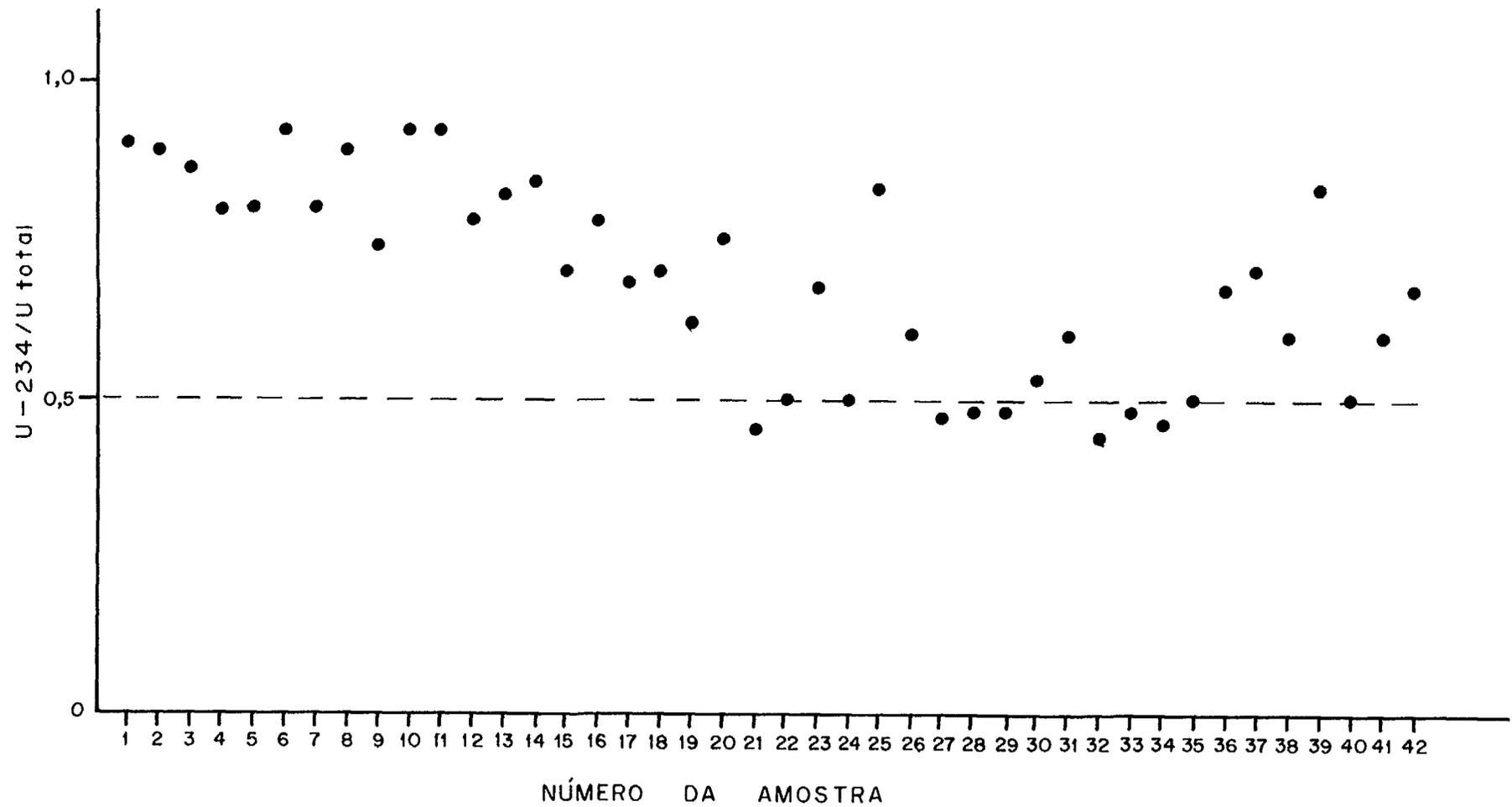


Fig. 6 - Razão U-234/Utotal em amostras de águas subterrâneas das cidades de Águas da Prata, Águas de Lindóia e Rio Claro no Estado de São Paulo.

virtude do decaimento alfa do U-238, processo que depende da massa da fase sólida do teor de urânio na fase sólida, do tempo de residência da fase sólida em contato com a líquida e independe da natureza química da fase líquida [18]; remoção química dos núcleos de U-234 que penetraram os grãos vizinhos dos minerais pela passagem de soluções naturais intergranulares, processo que seria válido para as rochas em que o urânio está presente nos minerais acessórios, estando seco a espaço intersticial durante o decaimento do U-238 [14].

Uma vez que o ^{235}U não foi caracterizado, o urânio total foi calculado levando em conta apenas o ^{238}U e o ^{234}U . Conforme pode-se notar, nenhum dos valores apresentados ultrapassa o padrão nacional de $20\ \mu\text{g/l}$ para U total, o que é importante sobretudo para as águas empregadas para fins de consumo diário como é o caso, por exemplo, da nascente próxima à Fonte Platina em Águas da Prata e das amostras provenientes de poço tipo "cacimba" na Formação Rio Claro. Várias das amostras procedentes de Águas da Prata e Águas de Lindóia são comercializadas por diferentes empresas, porém, também nesses casos o padrão nacional não chega a ser atingido.

Na Fig. 6 estão representadas para todas as amostras as razões $\text{U-234}/\text{U}_{\text{total}}$. A linha tracejada corresponde ao valor unitário para a razão isotópica $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, o qual implica na existência de equilíbrio radioativo secular entre ^{234}U e ^{238}U , situação comum para o urânio presente em rochas matrizes mais antigas que 1 milhão de anos. Segundo se observa, a grande maioria dos dados situa-se acima desta linha, refletindo razões de atividade $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ maiores que a unidade para o urânio dissolvido em virtude do enriquecimento de ^{234}U em solução, o qual por sua vez, está relacionado com os processos de interação água-rocha.

No presente trabalho, as maiores razões de atividade U-234/U-238 foram obtidas para as amostras provenientes de Águas da Prata, tendo Bonotto (1993) [5] sugerido que o acréscimo nessas razões para o U dissolvido é quimicamente controlado por diferentes taxas de dissolução sob condições redutoras nos aquíferos. Conforme se nota, para estas águas, a contribuição do U-234 para a radioatividade devido o urânio total chega a atingir até 92%. Apesar de que nenhum dos valores apresentados ultrapassa o padrão nacional de $20\ \mu\text{g/l}$ para o U total, a contribuição do U-234 é tão importante que pode fazer com que este padrão seja ultrapassado em outros casos. Isto se torna ainda mais plausível quando as variações sazonais no teor de urânio dissolvido são levadas em conta, pois, Bonotto (1989) [3] e Bonotto & Mancini (1992) [4] ao estudarem diferentes aquíferos na região sudeste do Brasil notaram que a concentração de U dissolvido sofre influência das precipitações, isto é, amostras coletadas após a ocorrência de elevado índice pluviométrico apresentam maior teor de U dissolvido em relação ao de amostras coletadas no período seco. Situação similar também foi registrada por outros autores, por exemplo, Burgess et al. (1980) [6] ao estudarem dois aquíferos dominados por fluxo através de fissuras na Bacia de Bath-Bristol na Inglaterra, para os quais observaram que os teores de U dissolvido respondem quase imediatamente a precipitações de alta intensidade e curta duração. Portanto, é conveniente que os programas de monitoração ambiental envolvendo a presença de radionuclídeos nas águas com o propósito de avaliar a sua qualidade procedam estudos sistemáticos durante um ciclo hidrológico, sem deixar de levar em conta a contribuição do U-234 para a radioatividade das águas.

CONCLUSÃO

Ativa dissolução dos isótopos U-234 e U-238 está ocorrendo em vários aquíferos do Estado de São Paulo, Brasil. Enriquecidas razões de atividade U-234/U-238 foram encontradas

para o U dissolvido, atribuídas predominantemente ao fenômeno de lixiviação seletiva de U-234. O teor de U-238 dissolvido variou de 0,01 a 1,04 $\mu\text{g/l}$ e o de U-234 variou de 0,01 a 7,01 $\mu\text{g/l}$. Para todas as amostras analisadas, os valores de atividade alfa total devido os isótopos de urânio são consideravelmente menores que o limite de 20 $\mu\text{g/l}$ do Conselho Nacional do Meio Ambiente do Brasil, para as águas destinadas ao abastecimento doméstico após tratamento convencional, denotando que a atividade natural devido os isótopos de urânio dissolvidos na água não pode ser considerada como fonte poluidora dos recursos hídricos subterrâneos estudados. Apesar disto, a contribuição do U-234 para a radioatividade devido a urânio total é extremamente importante, chegando a atingir até 92% para as águas da estância hidromineral de Águas da Prata.

AGRADECIMENTOS

À FAPESP, FUNDUNESP e CNPq pelos auxílios concedidos para a realização da pesquisa.

REFERENCIAS

- [1] ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y., O Pré-Cambriano do Brasil. Editora Edgard Blücher, São Paulo, 378p. (1984).
- [2] BITTENCOURT, I. & TALTASSE, P., Mapa Geológico de Águas da Prata. Institute de Geociências, Univ. de São Paulo, São Paulo (1972).
- [3] BONOTTO, D.M., The behavior of dissolved uranium in groundwaters of the Morro do Ferro thorium deposit, Brazil. *Journal of Hydrology*, 17: 155-168 (1989).
- [4] BONOTTO, D.M. & MANCINI, L.H., Estudo hidroquímico e isotópico dos aquíferos de Rio Claro (SP). *Geochim. Brasil.*, 6 (2): 153-167 (1992).
- [5] BONOTTO, D.M., Enhancement of Uranium 234 in springwaters of Águas da Prata, São Paulo, Brazil. *Water Resources Research*, 29 (7): 2041-2048 (1993).
- [6] BURGESS, W.G., EDMUNDS, W.M., ANDREWS, J.N., KAY, R.L.F., LEE, D.J., The hydrogeology and hydrochemistry of the thermal water in the Bath-Bristol Basin. Institute of Geological Sciences London (Natural Environment Research Council), 114 p. (1980).
- [7] CETESB (Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental), Boletins de exames d'água. São Paulo (1978).
- [8] CHALOV, P.I., Isotopic ratio of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ in some secondary minerals. *Geochemistry* 2, 203-210 (1959).

- [9] CHERDYNTSEV, V.V., CHALOV, P.I. & KHAIDAROV, G.Z., Transactions of the III session of the committee for the determination of absolute ages of geological formations. Izd. Akad. Nauk SSSR., 175 (1955).
- [10] CNEN (Comissão Nacional de Energia Nuclear), Normas básicas de proteção radiológica, Resolução CNEN 6/73, 100 p. (1973).
- [11] COTTAS, L.R., Estudos geológico-geotécnicos aplicados ao planejamento urbano de Rio Claro (SP). Tese de doutoramento, Universidade de São Paulo, São Paulo (1983).
- [12] COWART, J.B. & OSMOND, J.K., Uranium isotopes in groundwaters as a prospecting technique. Colorado, U.S. Dept. of Energy, 112 p. (1980)
- [13] DEL REY, A.C., Estudo hidrogeotérmico da região de Águas de Lindóia, Amparo e Socorro - nordeste do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Univ. de São Paulo, São Paulo (1989).
- [14] FLEISCHER, R.L., Isotopic disequilibrium of uranium: alpha recoil damage and preferential solution effects. *Science*, 207: 979-981 (1980).
- [15] GOLDSCHMIDT, V.M., 1954. *Geochemistry*. Clarendon Press, Oxford (1954).
- [16] HEM, J.D., Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper, 1473, 358 p. (1970)
- [17] HURTER, S.J., The use of chemical geothermometry and heat loss models in estimating terrestrial heat flow for low-temperature hydrothermal systems. *Rev. Bras. Geofís.*, 6(2):33-42 (1988).
- [18] KIGOSHI, K., Alpha-recoil ^{234}Th : dissolution into water and the $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ disequilibrium in nature. *Science*, 173, 47-48 (1971).
- [19] KRAUSKOPF, K.B., Introdução à Geoquímica. Editora Polígono, São Paulo, vol. 2. (1972)
- [20] LANGMUIR, D., Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 547-569 (1978).
- [21] McCOY, H. & ROSS, W., *Phys. Rev.*, 24:124 (1907).
- [22] OSMOND, J.K. & COWART, J.B., The theory and uses of natural uranium isotopic variations in Hydrology. *At. Energy Rev.*, 14:621-679 (1976).
- [23] ROSLER, H.J. & LANGE, H., *Geochemical tables*. Elsevier, Amsterdam (1972).
- [24] SZIKSZAY, M. & TEISSEDRE, J.M., Análise hidrogeoquímica preliminar das fontes da região de Águas de Lindóia. *Rev. Bras. Geoc.*, 8:235-248 (1978).

- [25] SZIKSZAY, M., Hidrogeoquímica das fontes de Águas da Prata, Estado de São Paulo. Tese de Livre-Docência, Univ. de São Paulo, São Paulo (1981).
- [26] USEPA (United States Environmental Protection Agency), Interim primary drinkinwater regulations, Federal Register 158, Washington, D.C., 34323 (1975).
- [27] USEPA (United States Environmental Protection Agency), National primary drinking water regulations; radionuclides; proposed rule, Federal Register, v.56, p.33050-33127 (1991).
- [28] WHO (World Health Organization), Protection Against Ionizing Radiations: A Survey of Current World Legislation, Geneva, 328 p. (1972)
- [29] YOSHINAGA, S., Estudos hidrogeológicos, hidrogeoquímicos e isotópicos das águas minerais e termais de Águas de Lindóia, SP. Dissertação de Mestrado, Univ. de São Paulo, São Paulo (1990).
- [30] ZANARDO, A., Análise petrográfica e microestrutural das rochas da Folha de Águas de Lindóia. Dissertação de Mestrado, Univ. de São Paulo, São Paulo (1987).

ESTUDIO DEL ORIGEN Y PROCESOS DE SALINIZACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS EN EL VALLE DE AZAPA. I REGION. CHILE

H. PEÑA, C. SALAZAR
Dirección General de Aguas,
Ministerio de Obras Públicas

A. POLLASTRI
Comisión Chilena de Energía Nuclear,
Santiago, Chile

Resumen - Abstract

ESTUDIO DEL ORIGEN Y PROCESOS DE SALINIZACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS EN EL VALLE DE AZAPA. I REGION. CHILE

El incremento en el uso de los recursos hídricos en el Valle de Azapa ha sido cada vez más intensivo, lo que ha planteado sobre el acuífero una demanda de agua creciente; detectándose además un paulatino deterioro de la calidad de las aguas. Utilizando tanto técnicas de hidrología isotópica como metodologías convencionales se efectuó un análisis orientado a estudiar el origen y movimiento de las aguas subterráneas y estudiar el posible impacto de los trasvases desde el sector altiplánico en el deterioro de la calidad del agua. Los resultados indican que en el valle se desarrolla un proceso de mezcla de aguas de diferentes orígenes, que se manifiesta con mayor intensidad en el sector alto; el deterioro de la calidad de las aguas no se relaciona con los trasvases sino más bien con la expansión agrícola que experimenta el valle.

STUDY OF THE ORIGIN AND SALINIZATION PROCESSES OF GROUNDWATER IN THE AZAPA VALLEY, I REGION. CHILE

The increasing requirements from domestic and agricultural uses intensify the groundwater demand and are raising water quality problems. Water quality and isotopic data were used to analyze: a) the origin and movement of groundwater, b) impact due to diverted water from chilean altiplano (Lauca river). Collected data show a mixing process between waters of different origin, mixing is stronger in higher areas. No correlation exists between water quality problems and agricultural expansion.

I. INTRODUCCION

Uno de los principales factores que limita el desarrollo del Norte Grande es su extremada aridez. Es el caso de la ciudad de Arica, la cual presenta una situación crítica debiendo mantener permanentemente un sistema de racionamiento de los consumos.

Para cubrir el déficit de recursos hídricos, en 1962 fue puesto en operación un canal para el trasvase de agua (700 a 800 l/s) al río San José desde el río Lauca, ubicado en el sector altiplánico. Sin embargo, la situación de déficit se ha agravado como resultado del crecimiento urbano de la ciudad de Arica y de la zona agrícola, detectándose además problemás de salinización de las aguas, lo que resulta especialmente grave considerando las limitaciones ya señaladas.

El presente trabajo tiene como propósito general entregar una visión global orientada a mejorar la gestión del acuífero. Cabe destacar que se han empleado técnicas de hidrología isotópica, teniendo en cuenta que es posible suponer que las aguas altiplánicas tendrán una composición isotópica diferente de las aguas propias del valle. Los objetivos específicos del estudio son: a) analizar el origen, movimiento y procesos de salinización de las aguas subterráneas en el Valle de Azapa y b) analizar el impacto de las aguas provenientes del río Lauca (via canal e trasvase) en las aguas subterráneas originales del acuífero en explotación.

II. DESCRIPCION DE LA ZONA

1. Geología e hidrogeología

El curso inferior del Valle de Azapa, comprendido entre la bocatoma del canal Azapa y la desembocadura del río San José se ha desarrollado cortando principalmente las formaciones de Oxaya y Azapa, atravesando rocas de tipo intrusivo en el sector de Cabuza; rocas estratificadas volcánicas, sedimentarias jurásicas y cretácicas correspondientes a las formaciones Camaraca, Los Tarros y Ajataña; que presentan nulas a escasas perspectivas desde el punto de vista de su calidad como acuíferos. Los rellenos cuaternarios se constituyen en las principales fuentes de aguas subterráneas, siendo los depósitos fluviales actuales y aterrizados las principales vías de circulación y de recarga de las aguas subterráneas.

En general, puede señalarse que los acuíferos principales de la cuenca tienden a ubicarse a profundidades variables entre 0 y 70 m., dando lugar a la existencia de napas libres, algunas de las cuales estarían en condiciones de semi-confinamiento.

A pesar de la continuidad longitudinal del relleno en la cuenca, algunos estudios la separan en tres sectores, atendiendo a la presencia de irregularidades que provocan discontinuidad en el flujo subterráneo, debido a disminuciones locales de la transmisibilidad, que se traducen en descensos de la cota del nivel freático. Las secciones definidas son Cabuza-Albarracines; Albarracines - Alto Ramírez y Alto Ramírez - Desembocadura.

2. Clima

Entre la costa y la cota 1.000 msnm, en un perfil oeste-este, se tiene un clima desértico y prácticamente no llueve. Entre la cota 1.000 y 2.000 msnm, se presenta un clima desértico normal, la pluviometría es escasa con lluvias ocasionales en la parte más alta. Entre la cota 2.000 y 3.000 msnm, se produce una importante variación en la magnitud y distribución de las lluvias por influencia de las masas de aire de origen ecuatorial continental que origina el llamado "invierno boliviano". Las lluvias anuales, con valores del orden de 200 mm en la parte alta, ocurren normalmente en el período comprendido entre diciembre y marzo.

A la cota 3.500 msnm ocurren precipitaciones en forma regular y de mayor magnitud siempre provocadas por el invierno boliviano; sobre los 4.500 msnm la precipitación es de tipo nival, con valores anuales del orden de 500 mm..

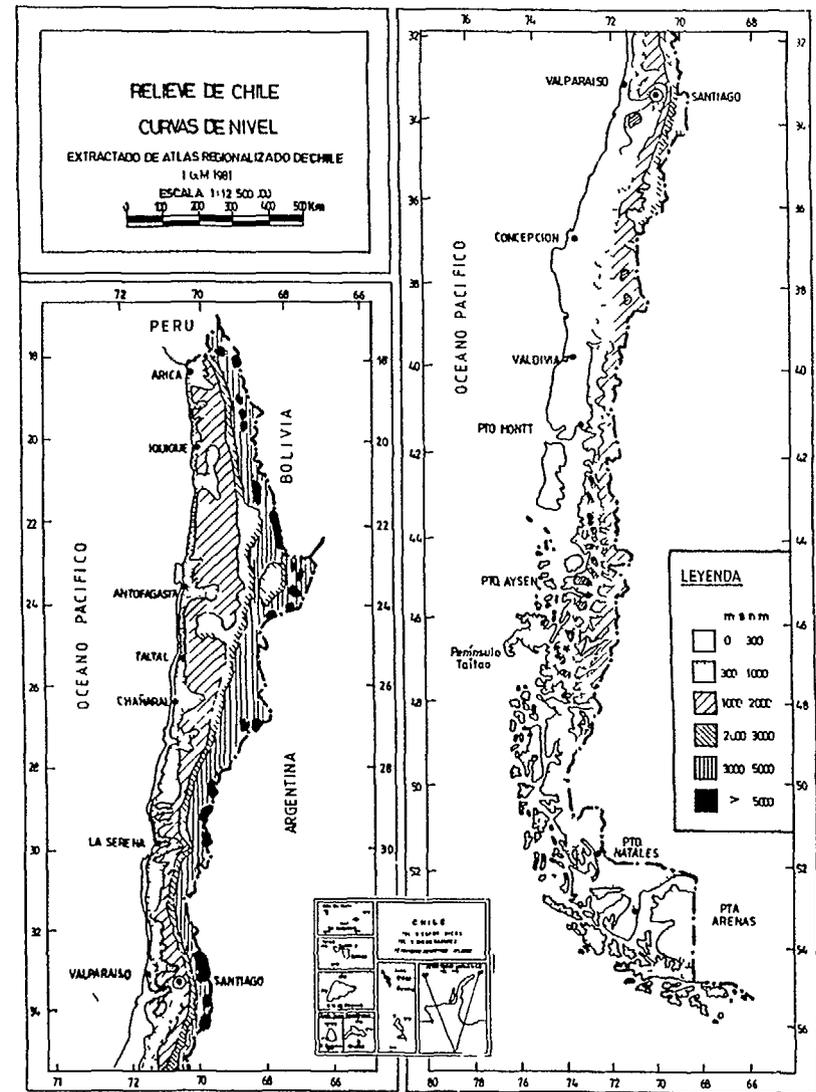
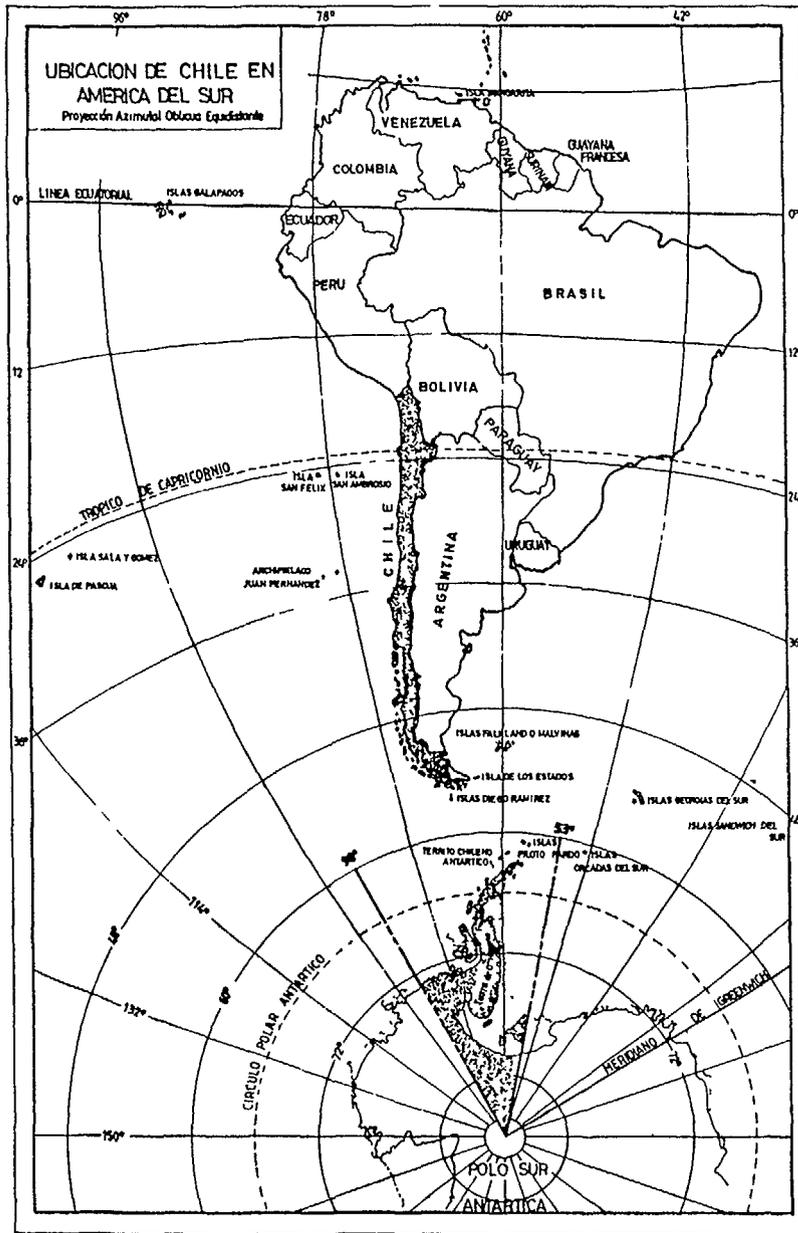
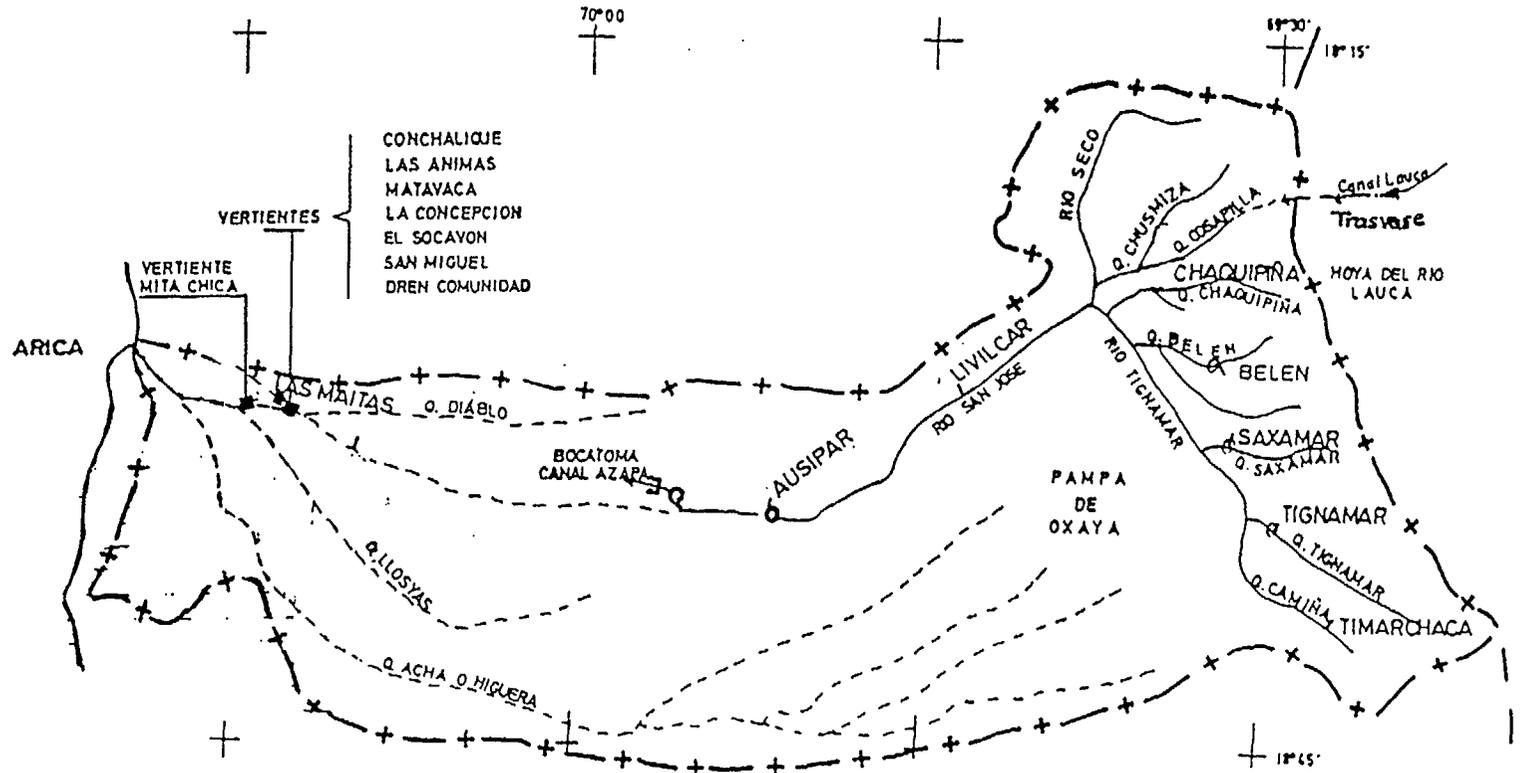


Fig. 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio en la parte norte Chile. Region I.



Signos Convencionales

-+--+--+ = LIMITE DE LA HOYA

Sup. = 3.200 Km.²

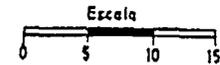


Fig. 2. Esquema de la Hoya del río San José.

3. Hidrología

a) Aguas Superficiales

La cuenca del río San José abarca una superficie de aproximadamente 3.200 km², quedando delimitada al Norte por los cordones montañosos que la separan de la cuenca del río Lluta; por el sur por la cuenca del río Codpa, y por el oriente por la cuenca del río Lauca (Figuras 1 y 2). La red de drenaje está constituida en el sector de cabecera, por los ríos Tignamar y Seco, que dan origen al río San José, cubriendo una superficie de 870 km².

El régimen hidrológico del río San José se considera permanente hasta el sector de Humagata, llegando ocasionalmente hasta la altura de Livilcar respaldado por las precipitaciones de origen altiplánico, que se generan en la parte alta de la cuenca. Al régimen natural desde el año 1962 se superpone el agua aportada por el canal Lauca, cuyo caudal medio (1960-1980) alcanza unos 800 l/s, el cuál es captado por el canal Azapa. El caudal medio en el sector de captación varía entre 250 y 2.200 l/s, con un promedio del orden de 950 l/s; a nivel mensual los caudales promedio varían entre 640 y 2.000 l/s.

b) Aguas subterráneas

La forma angosta y alargada del Valle del río San José impone un sentido de escurrimiento longitudinal en prácticamente toda la cuenca, excepto en las cercanías de la costa (Figura 3).

Se estima que ingresa al sistema, a la altura de la bocatoma del canal Azapa, un gasto del orden de 300 l/s y de unos 600 l/s en el sector de Cabuza. La descarga del sistema subterráneo se produce tanto en forma natural como artificial; la descarga natural está dada por los caudales de afloramiento de 15 vertientes entre el sector de Cabuza y la desembocadura, las cuales se concentran en dos áreas específicas, las Riberas-Albarracines y Las Animás. La magnitud de dichos afloramientos varía considerablemente, en Albarracines fluctúa entre 70 y 140 l/s, y en Las Animás entre 0 y 150 l/s. La descarga artificial se efectúa a través de pozos y norias y se concentra principalmente en el valle, alcanzando unos 600 l/s.

La descarga neta al mar es muy pequeña (150 l/s), debido a los bajos gradientes en el sector costero; y a los niveles dinámicos que establecen las explotaciones en el propio sector; esto último genera inversiones que podrían provocar un problema de intrusión salina.

Del análisis de la variación de niveles se estima que para el sector comprendido entre Cabuza y Saucache (entrada de Arica) aumento en los niveles de 1 a 4 m, producen recargas entre 3 y 10 millones de m³; por otra parte en los períodos de desembalse los volúmenes alcanzan entre 3 y 6 millones de m³. Por su parte en la zona baja de la cuenca, se estiman volúmenes de recuperación que llegan a unos 4 millones de m³ al año; las tendencias de disminución de niveles entregan volúmenes del orden de 17 millones de m³ anuales. Cabe señalar que se detecta una ostensible variación en los niveles, con ciclos marcadamente descendentes y ascendentes y significativas recuperaciones asociadas principalmente a la recarga generada por crecidas.

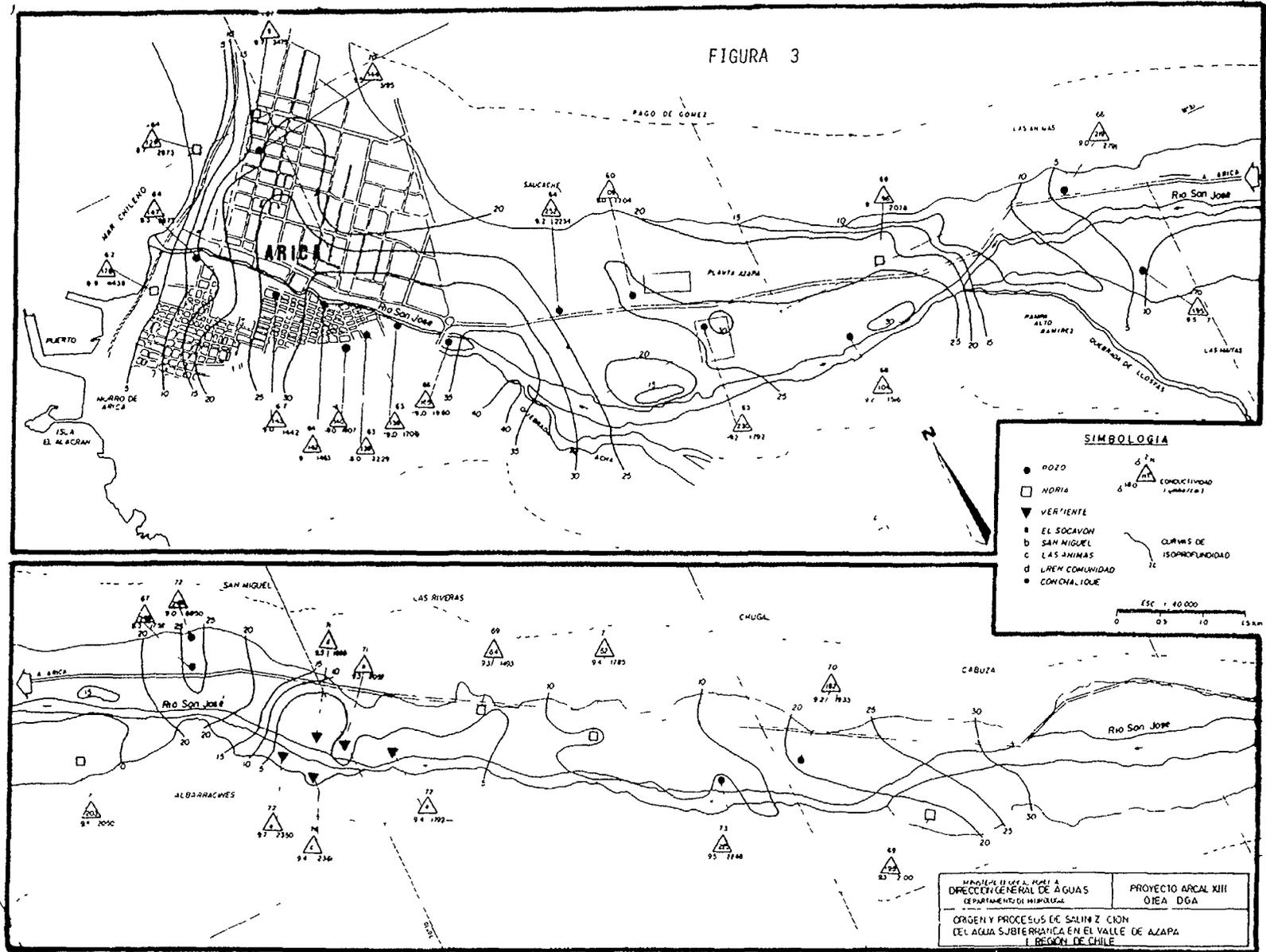


Fig. 3. Mapa de ubicación de los puntos de muestreo en varios tramos del río San José.

En general la determinación de los volúmenes de almacenamiento del sistema acuífero presenta cierta incertidumbre [1-2]; para el sector Cabuza-Albarracines se estima un volumen almacenado en torno a 260 millones de m³; de acuerdo con esto se estima en forma preliminar que el volumen almacenado total alcanza a alrededor de 500 millones de m³. Si se considera que los caudales totales de recarga al acuífero son del orden de 1 m³/s, ello significaría un tiempo medio de residencia de aproximadamente 16 años.

c) Infraestructura de Aprovechamiento de las Aguas

El regadío del valle de Azapa se realiza a través de tres fuentes, la más importante la constituyen los recursos superficiales, fundamentalmente los provenientes desde el río Lauca a través de trasvases, que abastece alrededor de 1.900 Há.; estos recursos se distribuyen a través del canal Azapa y sus derivados (con pérdidas entre 13 y 25%). Otra fuente la constituyen las vertientes, las cuales pueden llegar a abastecer hasta unas 550 Há. La superficie abastecida por pozos es muy variable, ya que se utilizan para reforzar los recursos superficiales en época de déficit.

De acuerdo con los catastros de pozos, actualmente 145 sondajes se encuentran en funcionamiento; de estos se destina un 55% al abastecimiento de agua potable y un 38% para riego. El volumen de explotación anual alcanza a unos 52 millones de m³, de los cuales el 78% corresponde a agua potable, el 17% a riego y alrededor del 5% a uso industrial.

La explotación de las aguas subterráneas para abastecimiento de agua potable ha experimentado un crecimiento significativo en el tiempo, pasando de 100 l/s en el año 1950 hasta alrededor de 640 l/s en 1988, proyectándose un aumento de consumo para la década 1990-2000 del orden de un 30%. El uso industrial ha experimentado un crecimiento ostensible, aunque en menor escala, pasando de 5 l/s en 1970 a unos 50 l/s en 1988.

III. PROGRAMA DE MEDICIONES DE LA CONSTITUCION ISOTOPICA Y QUIMICA DE LAS AGUAS

Con el objeto de coleccionar las muestras necesarias para el estudio se efectuaron tres campañas de muestreo en la zona (Marzo 1990, Noviembre 1990, Junio 1991). Los análisis químicos fueron realizados por la Dirección General de Aguas¹; los análisis de isótopos se efectuaron en la Comisión Chilena de Energía Nuclear², y en el Instituto de Hidrología de GSF de Alemania.

Las campañas contemplaron mediciones de las aguas superficiales (28 muestras), en la zona de cabecera y en el valle del río San José, así como en la cuenca altiplánica del río Lauca; se coleccionaron muestras de aguas subterráneas (92 muestras) en el sector del valle y la zona costera.

¹Laboratorio Ambiental DGA. Dpto. Conservación y Protección de Recursos Hídricos

²Laboratorio de Isótopos Ambientales

IV. ANALISIS DE RESULTADOS

1. Caracterización isotópica

a) Aguas Superficiales

El estudio isotópico de las aguas superficiales estuvo básicamente orientado a caracterizar las aguas en las entradas al sistema acuífero del valle de Azapa, distinguiéndose entre a) caudal base propio de la cuenca; b) caudal de trasvase de origen altiplánico y c) caudal de crecidas del río San José.

A partir de los antecedentes obtenidos se efectúan los siguientes comentarios:

- Las aguas propias de la cuenca, representadas por las vertientes (sector de cabecera) de Tignamar, Chusmiza, río Seco, Belén, Lupica y Saxamar que caracterizan el flujo base, presentan contenidos isotópicos con valores medios de -66‰ en ^2H y $-9,5\text{‰}$ en ^{18}O . Es importante destacar que el rasgo que mejor identifica estas aguas es su ubicación en el entorno de la recta meteórica mundial. Además, si se considera que los estudios anteriores efectuados en la región altiplánica muestran que las precipitaciones se alinean en la misma recta, se concluye que los procesos evaporativos no juegan un papel importante en el proceso de recarga de estas vertientes (Figura 4).
- Las aguas altiplánicas muestreadas en las nacientes del río Lauca, a lo largo del canal de trasvase y en el canal Azapa tienen un contenido isotópico que varía en un rango muy amplio, pero que sin embargo presentan un notable alineamiento según una recta de evaporación de pendiente $m = 4,5$. La prolongación de dicha recta pasa muy próxima al contenido isotópico del lago Chungará (ubicado en el sector altiplánico, cuenca del río Lauca), que se encuentra fuertemente evaporado (Figura 4).
- Este comportamiento peculiar tiene su explicación en la elevada evaporación que se observa en las lagunas de Cotacotani, que dan origen al río Lauca, y en su mezcla con otros aportes al río en su recorrido. De este modo, en períodos de sequía el contenido isotópico de las aguas de trasvase se observa muy evaporado, mientras que en períodos húmedos o en crecidas esta característica tiende a disminuir o desaparecer.

Al comparar precipitación y caudal se pudo observar que los contenidos isotópicos más livianos, ubicados sobre la recta meteórica, coincidían con períodos que siguen a lluvias importantes; cabe señalar que dicho contenido isotópico es perfectamente coherente con el determinado en otras zonas altiplánicas ubicadas inmediatamente al sur [3].

De acuerdo a este análisis las aguas de trasvase se caracterizan principalmente por su ubicación, durante los períodos normales, bajo la recta meteórica, con contenidos típicos de $\delta\text{D} = -78$ y de $\delta^{18}\text{O} = -9,2\text{‰}$ (Figura 4).

- No fue posible obtener muestras de crecidas del río San José, sin embargo, las investigaciones realizadas en otras cuencas de la región permiten suponer que ellas presentan un comportamiento similar al de las vertientes de la cuenca alta del río (o algo más pesadas) (Figura 6).

DEUTERIO vs OXIGENO-18

AGUAS SUPERFICIALES

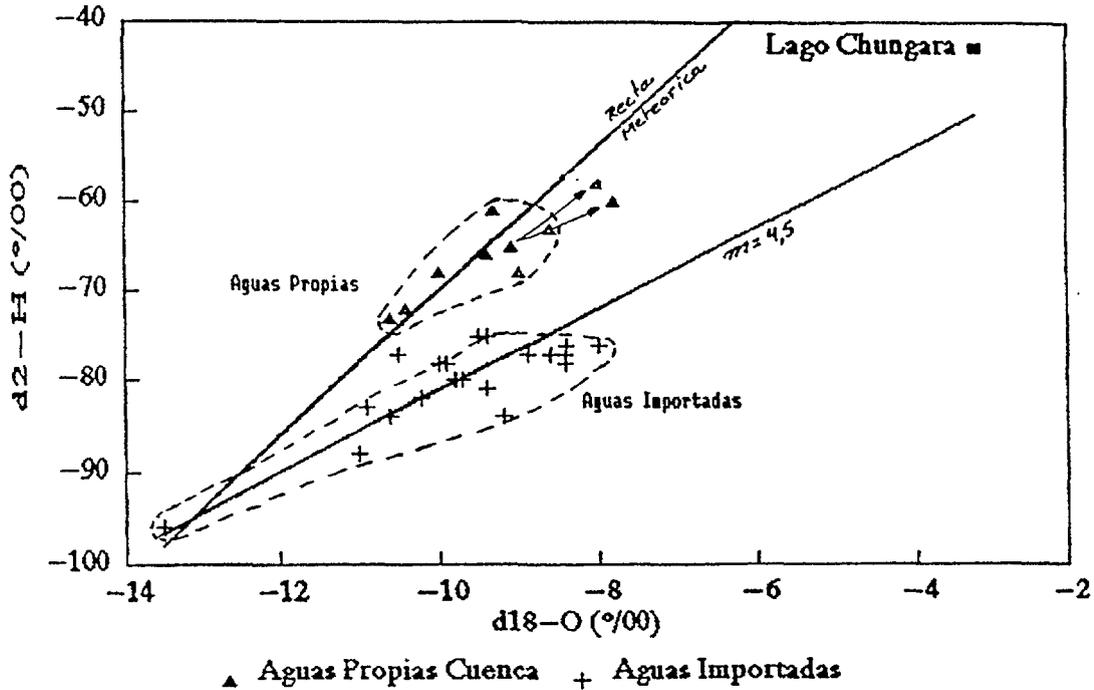


Fig. 4. Relación $\delta^{18}O/\delta D$ en las aguas superficiales del estudio, mostrando la diferencia en los contenidos isotópicos de cada tipo de agua.

DEUTERIO vs OXIGENO-18

AGUAS SUBTERRANEAS Y VERTIENTES

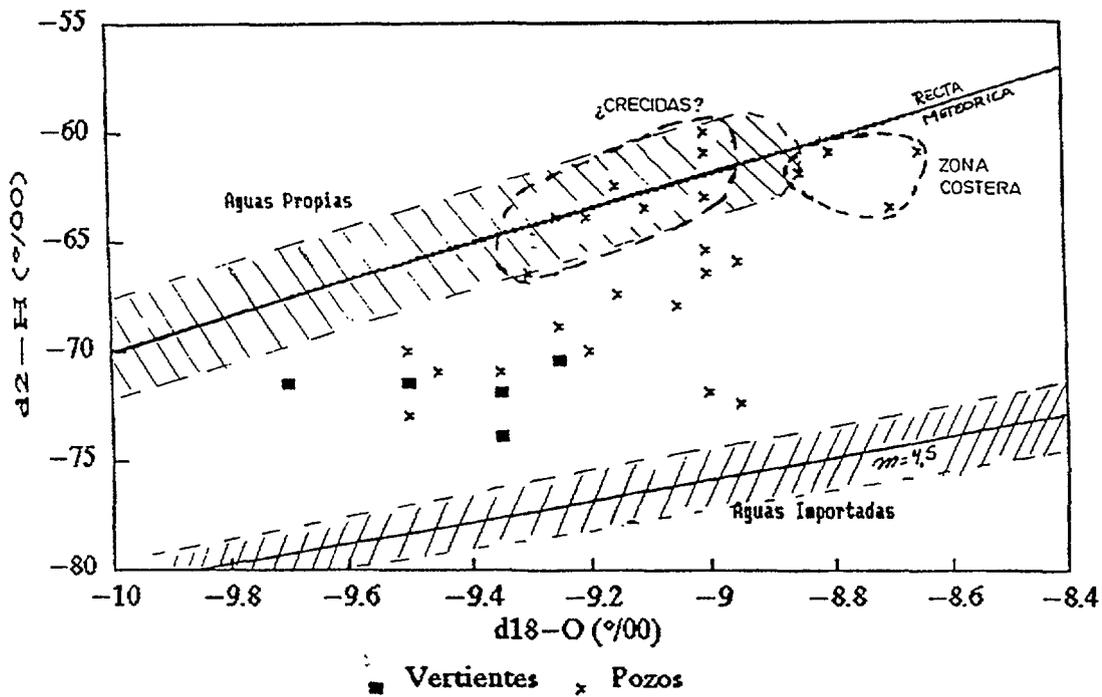


Fig. 5. Relación $\delta^{18}O/\delta D$ en las aguas subterráneas y vertientes del estudio, mostrando la contribución de varias fuentes.

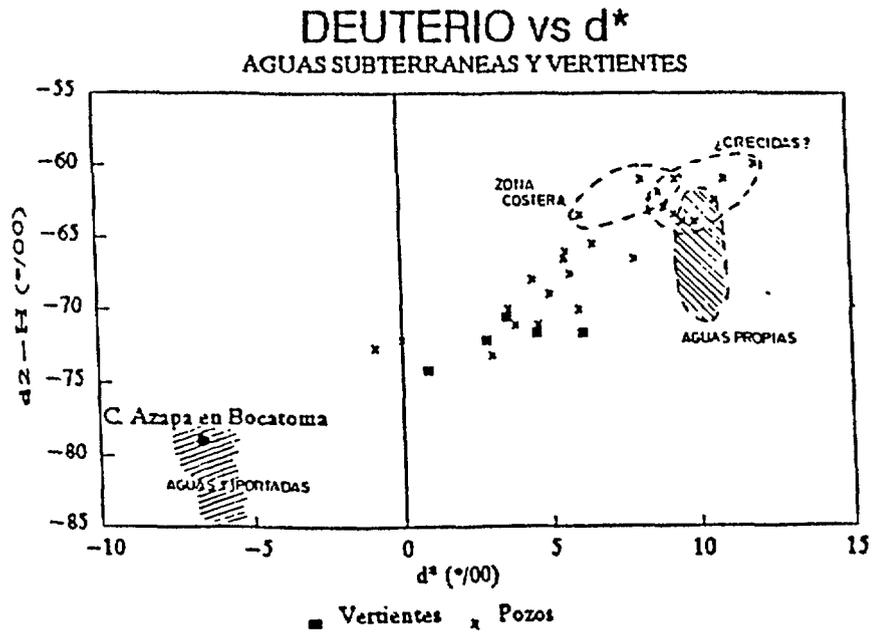


Fig. 6. Relación $\delta D/d$ (exceso de deuterio) en las aguas subterráneas y vertientes.

b) Vertientes y Aguas Subterráneas

Las vertientes y aguas subterráneas se ubican entre los contenidos isotópicos característicos de las aguas propias y de las importadas a la cuenca, correspondiendo posiblemente a una mezcla de ambos tipos de agua. Sin embargo, algunas muestras se ubican por sobre la recta meteórica con valores enriquecidos en isótopos pesados; situación que puede corresponder a recarga de aguas de crecidas o de aguas propias (Figura 6).

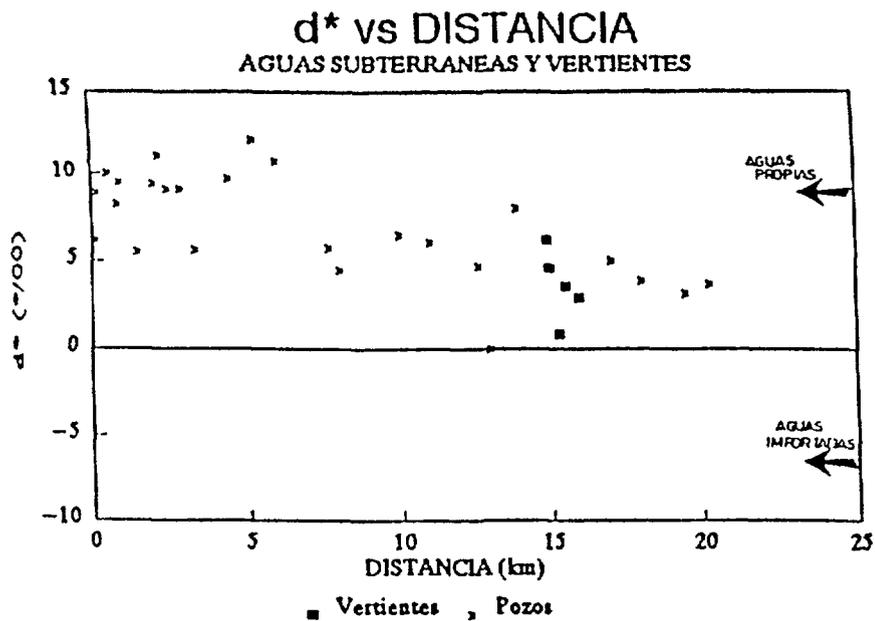


Fig. 7. Relación entre el exceso de deuterio de las aguas del río y la distancia a lo largo de su curso. Se muestra la contribución progresiva de aguas importadas al cauce.

Se desprende además que los procesos evaporativos, caracterizados por el fraccionamiento isotópico, no han estado presentes en forma decisiva en el proceso actual de recarga; aunque pudieran estar presentes en una segunda instancia, a través de la evaporación de aguas previamente mezcladas.

Las aguas de las vertientes a ser levemente más livianas y con mayor exceso de deuterio que las aguas subterráneas, lo que las asemeja más a las aguas de trasvase (Figuras 4 y 5).

Las aguas subterráneas tienden a ser comparativas más ricas en isótopos pesados y a presentar un mayor exceso de deuterio a medida que se aproximan al océano. Esta distribución espacial sugiere que las aguas del sector alto corresponden a una mezcla entre las aguas propias de la cuenca y las aguas del trasvase, con una fuerte componente de esta última. En el tramo inferior los aportes del trasvase, más livianos y con un menor valor de d^* , serían menos significativos (Figura 7).

No es posible atribuir esta distribución a procesos evaporativos, los cuales tendrían que ir asociados a un menor valor del exceso de deuterio hacia aguas abajo.

De acuerdo con lo anterior, en el Valle se estaría produciendo una mezcla de las aguas importadas a la cuenca, la cual estaría en una fase más avanzada en el tramo superior, como resulta lógico de esperar.

No obstante esta tendencia general, se presenta cierta dispersión de los resultados, obteniéndose contenidos isotópicos diferentes en puntos de medición relativamente próximos. Esto se explica por la complejidad de los mecanismos de recarga y la existencia de áreas de recarga local debido a percolación de agua de riego o de crecidas.

El contenido isotópico de las vertientes resulta comparable al contenido de las aguas subterráneas de su entorno.

Las aguas subterráneas del Valle, con valores de ^3H del orden de 2 UT y de ^{14}C próximos al 100% de pcm, tienen una alta proporción de aguas recargadas en los últimos 30 años, fecha posterior al inicio del trasvase desde el altiplano. Esta conclusión resulta, muy coherente con la interpretación del contenido isotópico de las aguas del valle, como producto de una mezcla entre aguas propias de la cuenca e importadas.

Se pudo comprobar además la disminución del contenido de ^{13}C hacia aguas abajo, fenómeno muy similar al investigado en otros ríos de la zona que ha sido atribuido al aporte del carbono biogénico presente en la zona de las raíces, que se incorpora al flujo como resultado del aprovechamiento de los recursos hídricos para fines de riego.

Lo anterior confirma la idea de un proceso de mezcla que se desarrolla con mayor fuerza en el sector alto del valle y que se propaga hacia aguas abajo.

2. Hidroquímica

a) Evolución histórica de la constitución química

Los antecedentes de calidad química muestran extraordinario incremento de la salinización de las aguas de la cuenca. En efecto, la conductividad eléctrica que, a principios

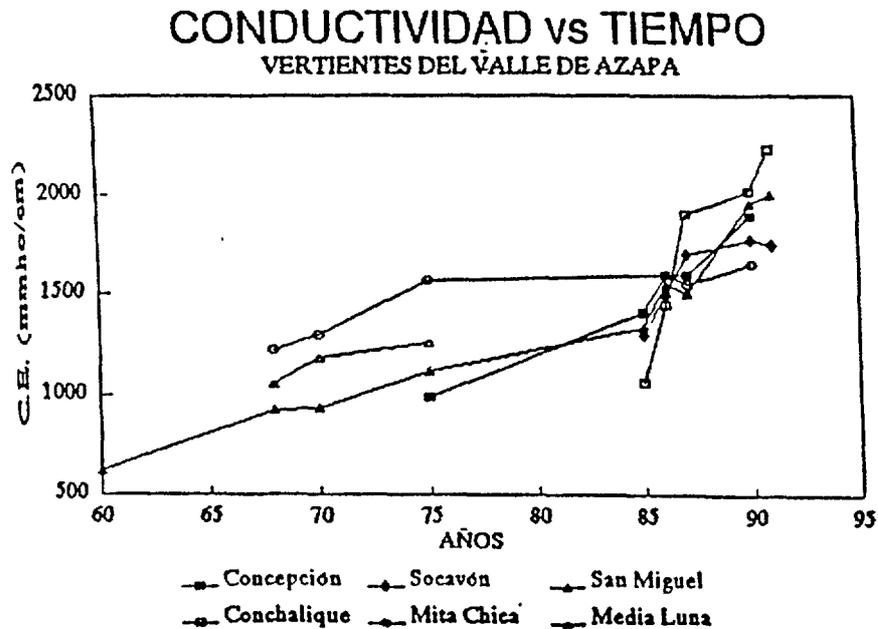


Fig. 8. Incremento temporal de la salinidad del agua en las vertientes del valle de Azapa.

de los años 60, alcanzaba en las vertientes valores entre 600 y 1.000 mmhos/cm, en la actualidad entrega cifras del orden de 2.000 a 2.500 mmhos/cm, es decir, se han duplicado e incluso triplicado las concentraciones originales (Figura 8).

Este proceso de salinización ha estado acompañado de un desplazamiento de las características químicas de las aguas, observándose un importante incremento relativo de los cloruros y de los cationes Ca^{++} y Mg^{++} (Figura 10 y 11). Cabe señalar que aún cuando los sulfatos no han mostrado un incremento notorio, se encuentran excedidos ligeramente de los límites de la Norma de Calidad de Aguas para fines domésticos.

b) Caracterización hidroquímica de la situación actual

Las aguas superficiales propias de la cuenca y las importadas tiene valores de conductividad entre 600 y 800 mmhos/cm, sustancialmente inferiores a las medidas actualmente en aguas subterráneas y vertientes del Valle.

Estos valores, sin embargo, son coincidentes con los que se registraban en esas aguas antes de la entrada en funcionamiento del trasvase. Se comprueba además que la conductividad de las vertientes y de las aguas subterráneas varía en un amplio rango a lo largo del valle, sin que se reconozca una tendencia clara en función de la cercanía al océano. Sólo es posible identificar un aumento importante de la salinidad en algunos pozos próximos a la playa. Otro aspecto que conviene destacar es la concordancia entre la constitución química de las aguas superficiales actuales con la observada en las aguas subterráneas y vertientes antes del trasvase (Figuras 9,10 y 11).

En síntesis, la calidad de las aguas superficiales es concordante con la situación anterior de las aguas subterráneas en el valle y difiere significativamente de la actual.

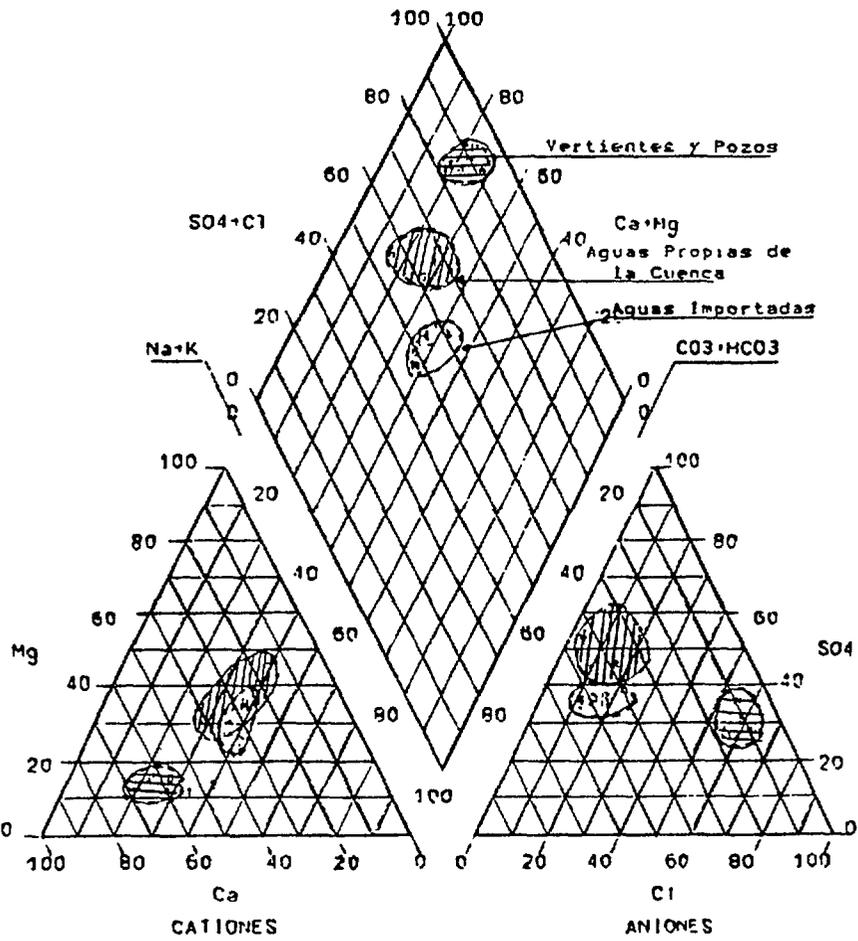


Fig. 9. Diagrama de Piper mostrando el carácter químico de las aguas superficiales, vertientes y pozos.

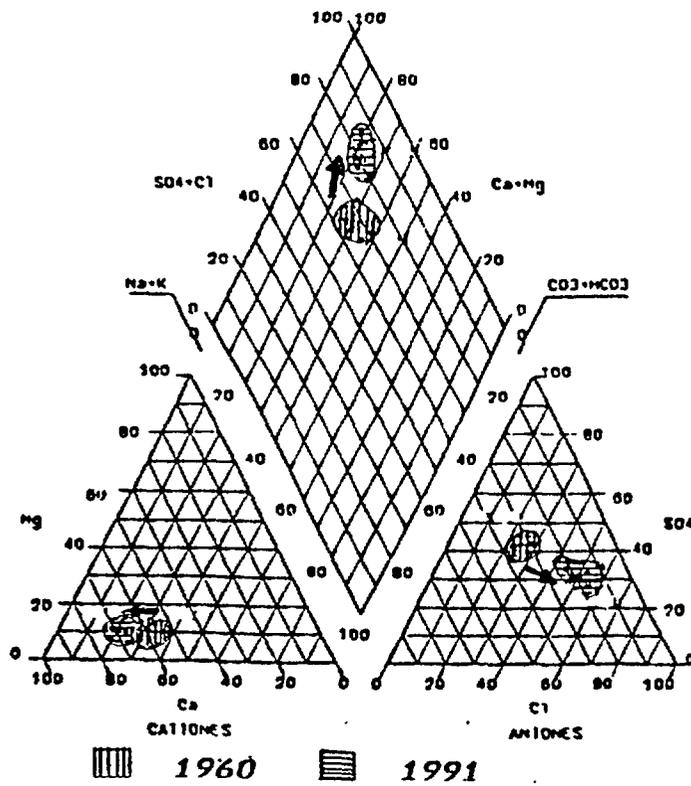


Fig.10. Diagram de Piper mostrando el cambio en el carácter químico de las aguas subterráneas entre 1960 y 1991.

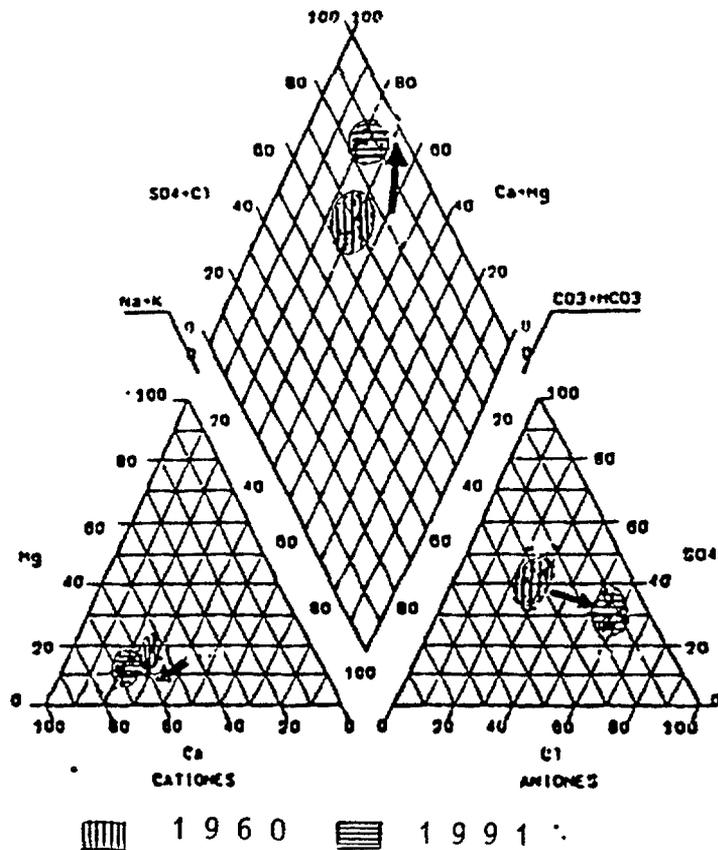


Fig.11. Diagram de Piper mostrando el cambio en el carácter químico de las aguas de las vertientes.

3. Comparación entre la distribución del contenido isotópico y la salinidad

A través del contenido isotópico se ha intentado determinar si el incremento de la salinidad se asocia de forma preferente a una de las fuentes de recarga; al respecto se señala lo siguiente:

- La intensidad de la salinización de las aguas resulta independiente de su contenido isotópico [4].
- No fue posible detectar modificaciones en el exceso de deuterio relacionadas con el contenido de sales. Esto se explica por el hecho que dicha variable no se relaciona con procesos evaporativos en el valle, los que podrían significar una mayor concentración de sales.
- Las razones iónicas no presentan fluctuaciones atribuibles al contenido de isótopos. El incremento local de salinidad en algunos pozos próximos al mar no se relaciona con cambios en la composición isotópica.
- Lo anterior hace pensar que el origen de la salinización del valle se encuentra fuertemente influido situaciones locales tales como prácticas agrícolas, composición química de los suelos, procesos de lavado de nuevos terrenos agrícolas, reuso del agua y otros; y no por la procedencia del recurso hídrico.

- No fue posible efectuar un análisis del proceso que siguen las aguas que se infiltran durante el riego, aún cuando se lograron obtener algunos valores isotópicos en la columna de suelo (0 a 1,5 m) para 1, 3 y 6 días después de aplicado el riego, no se contó con información hidroquímica.

V CONCLUSIONES GENERALES

- Se ha podido comprobar el desarrollo de un proceso de mezcla de aguas de diversos orígenes a lo largo del acuífero del Valle de Azapa, que se manifiesta con mayor intensidad en los sectores más altos y débilmente hacia la desembocadura.
- Este comportamiento se ve favorecido por la gran dinámica de acuífero y la velocidad de renovación de las aguas.
- El análisis histórico de los registros de calidad de agua ha confirmado un significativo deterioro de las aguas del valle en los últimos 30 años; sin embargo, no se ha detectado una relación directa entre las aguas altiplánicas importadas a la cuenca y el incremento de sales.
- Se estima que el proceso de salinización se relaciona con la expansión agrícola, la cual pasó de 800 a 3.200 Ha. en los últimos 30 años. La cual ha estado unida al lavado de suelos en áreas de nuevo riego y a un uso más intensivo del recurso hídrico.
- Para alcanzar un conocimiento más profundo de las causas precisas del aumento del nivel de sales, se considera imprescindible desarrollar un programa de investigación más detallado en algunas áreas seleccionadas, que permita definir las situaciones locales y complementar los estudios con antecedentes de procesos o de sectores sobre los cuales no sido posible obtener información.
- Desde el punto de vista de la gestión de cuencas, es importante poner énfasis en la naturaleza y magnitud de los impactos asociados a proyectos de riego en zonas áridas.

REFERENCIAS

- [1]. D.G.A. Modelo de simulación de las aguas subterráneas del Valle de Azapa. Realizado por Ayala, Cabrera y Asoc. Ltda. (1989).
- [2] D.G.A. The study on the development of water resources in northern Chile. Interim Report (1) JICA - PCI Consultants. (1993).
- [3] Peña et al. Utilización de técnicas isotópicas en hidrología de zonas áridas. Aplicación en la Provincia de Iquique. I Región. VIII Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica. (1987).
- [4] Peña et al. Estudio del origen y proceso de salinización de las aguas del río San José. I Región. Doc. Síntesis 1/92. Dirección General de Aguas. MOP. (1991).

ESTUDIO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DE LA CUENCA DEL RÍO CHICÚ, SABANA DE BOGOTÁ, COLOMBIA

E. OBANDO G., G. JIMENEZ B., E. TORRES Q.,
E. ALAYON C., F. GARAVITO B.
Instituto de Ciencias Nucleares y Energías Alternativas, INEA,
Bogotá, Colombia

Resumen - Abstract

ESTUDIO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DE LA CUENCA DEL RÍO CHICÚ, SABANA DE BOGOTÁ, COLOMBIA

El sistema-acuífero del Valle del río Chicú representa uno de los numerosos sub-sistemas dentro de la sabana de Bogotá. El valle tiene forma de graben, cubierto por formaciones aluviales de edad cuaternaria, las cuales presentan una permeabilidad muy baja y como acuífero, muestra poco potencial. Puesto que el espesor de este acuífero es del orden de 300 m, el acuífero profundo de edad terciaria es explotado mediante unos pocos pozos profundos. La composición isotópica del agua muestreada en el acuífero terciario está empobrecida 1 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ y 8 ‰ en δD . Esta diferencia es consecuencia del efecto de altitud en la recarga, puesto que los estos acuíferos afloran en la zona montañosa próxima. En algunos lugares, la concentración de O-18 y D en las aguas muestreadas en el acuífero cuaternario es similar a la de las aguas del acuífero terciario, indicando el ascenso de agua de niveles más profundos. Una característica única del acuífero cuaternario es que en su parte central la concentración de carbono inorgánico disuelto CID es muy alta y los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son del orden de +10 ‰ vs PDB y la actividad de carbono-14 es del orden de 5-10 pcm. Estos valores tan positivos en carbono-13 están relacionados probablemente con la descomposición de materia orgánica en medio anaeróbico. Estos valores reflejan un flujo muy lento y una recarga muy limitada.

STUDY OF GROUNDWATER IN THE CHICÚ RIVER BASIN, SABANA DE BOGOTÁ, COLOMBIA

The Rio Chicú Valley aquifer system represents one of the many sub-systems constituting the hydrogeological system of the Sabana de Bogotá. The valley has a structure of a graben, covered by a quaternary alluvial formation, which has a low permeability and therefore is an aquifer of poor characteristics. Due to the thickness of this aquifer (around 300 m), the tertiary aquifers are only exploited by few deep wells. The isotopic composition of water collected from the tertiary aquifer is depleted by 1 ‰ in $\delta^{18}\text{O}$ and 8 ‰ in δD . This difference is due to the altitude effect of recharge, because the tertiary aquifers outcrop on the top of the surrounding hills. In some places, the stable isotope content of water sampled in wells tapping water from the quaternary aquifer is similar to the values found in the tertiary aquifer. This fact indicates the ascending leakage from deep horizons. A rather unique characteristic of the quaternary aquifer is that in the central part of the basin the dissolved inorganic carbon DIC is very high and shows a $\delta^{13}\text{C}$ values around +10 ‰ vs PDB and ^{14}C around 5-10 pmc. The positive values are probably related to decomposition of organic matter in anaerobic conditions. These values reflect a very low flow in the system and limited recharge.

INTRODUCCION

En este informe se presentan los resultados obtenidos en la investigación "Estudio de Aguas Subterráneas de la Sabana de Bogotá, Cuenca del Río Chicú" enmarcado dentro del taller sobre estudios de los recursos y contaminación de aguas subterráneas patrocinado por el Organismo Internacional de Energía Atómica.

El Valle del río Chicú tiene una estructura de graben, cubierto con una formación aluvial cuaternaria la cual es poco permeable y por consiguiente es un acuífero de características pobres. La situación de la zona de estudio se presenta en la Fig. 1.

Debido al espesor de capas del acuífero Cuaternario (aprox 300 m), la profundidad de los acuíferos Terciarios no son fácilmente accesibles en la parte central del Valle, en efecto son explotados por muy pocos pozos profundos en el eje de la cuenca. Sin embargo, con la expansión de la floricultura ha venido creciendo el consumo de agua la cual puede ser asegurada probablemente por explotación de los acuíferos Terciarios. Los pozos existentes en el Cuaternario tienen bajos caudales, rara vez exceden de un lt/sg, el agua es de mala calidad, la salinidad frecuentemente alta y demasiado turbia a causa de los materiales suspendidos.

En este trabajo se presenta un cuadro resumen con la información técnica disponible más relevante, se interpretan los resultados obtenidos, se dan las conclusiones y recomendaciones respectivas y se sugiere la programación de algunas actividades adicionales tendentes a confirmar las hipótesis sugeridas.

TECNICAS UTILIZADAS

Se adelantaron campañas de muestreo durante épocas secas y húmedas durante dos años. Dentro del área de estudio se localizaron dos estaciones para toma de muestras de agua de precipitación. Alrededor de 20 pozos con una profundidad inferior a los 100 m han sido muestreados para análisis isotópicos y físico-químicos. Sólo dos pozos han sido estudiados cuya profundidad ha permitido el muestreo a mas de 300 m de profundidad.

Isótopos Estables

Con base en la información convencional suministrada por INGEOMINAS (hidrogeología, inventario de pozos, Geomorfología de la Cuenca etc.) se seleccionaron varios puntos de muestreo representativos de las formaciones acuíferas explotadas para ser analizadas por oxígeno-18 (O-18) y deuterio; con el fin de determinar orígenes del agua subterránea y zonas de recarga. La distribución espacial de los contenidos de O-18 se presentan en la Fig. 2.

Trítio

En algunos de los pozos escogidos se midió el contenido de trítio, para determinar el tiempo de transito de las agua en el acuífero, o la presencia de un componente reciente en la recarga de las aguas subterráneas.

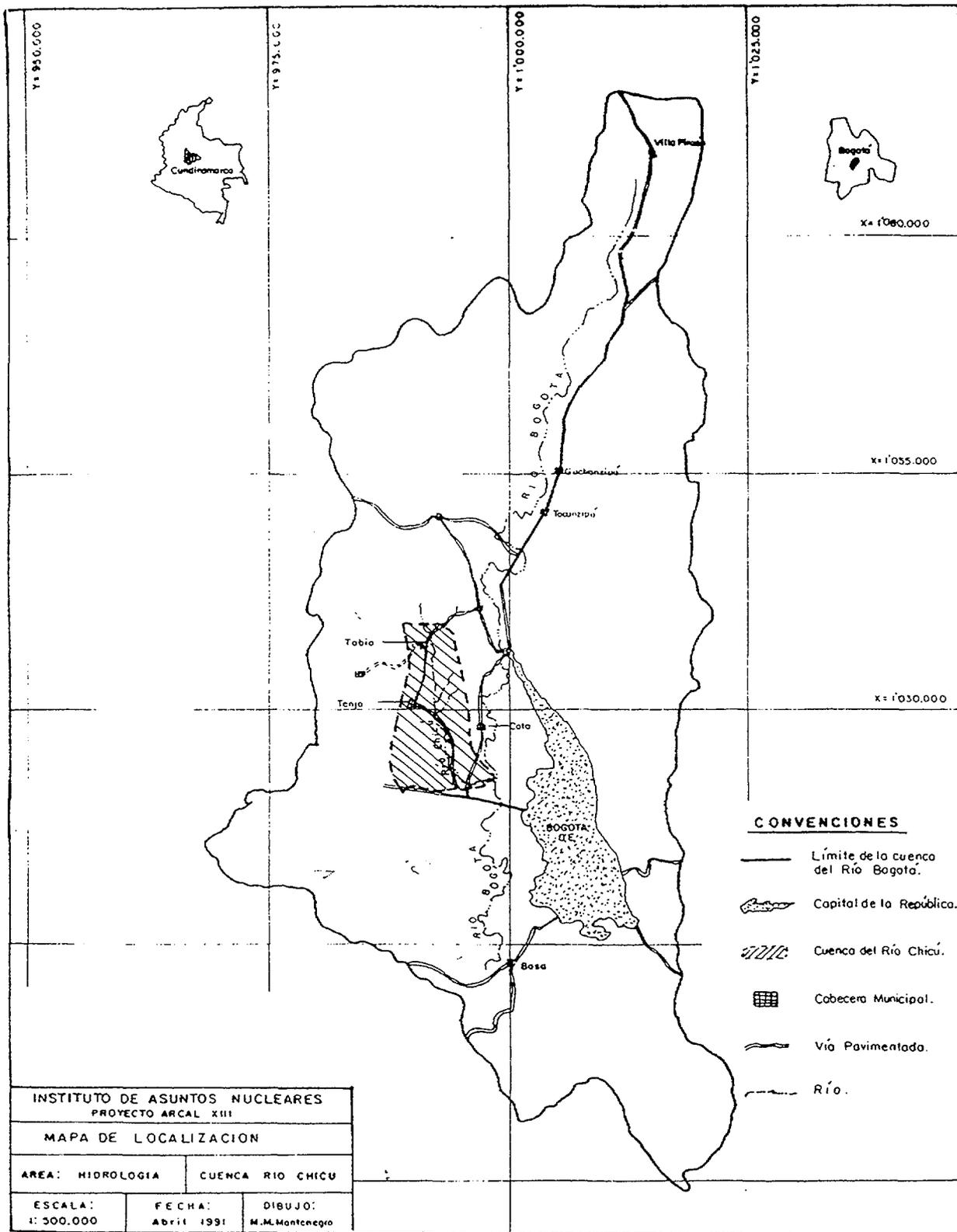


Fig. 1. Mapa de localización de la zona de estudio en la Sabana de Bogotá.

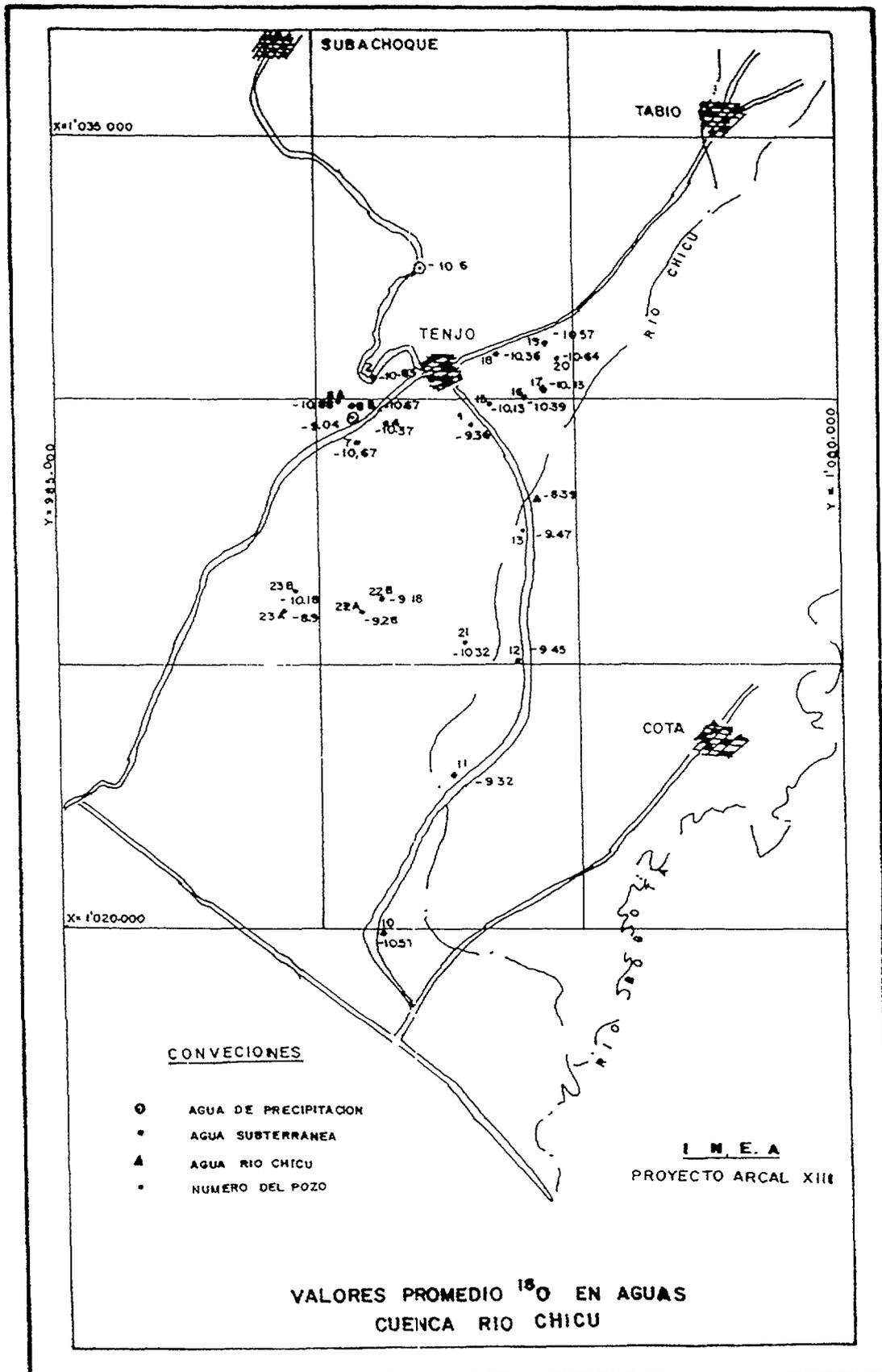


Fig. 2. Variación de los contenidos de O-18 en las aguas subterráneas de la Cuenca del río Chichú.

Tabla 1. Temperatura, conductividad y resultados de los análisis de O-18 en las aguas subterráneas de la Cuenca del río Chicú.

No	Profund. m.	Temperatura (°C)			Conductividad (mS/cm)			Oxígeno-18 (o/oo)				O18 (o/oo) Valor med.
		2.91 (I)	7.8.91 (III)	10.91 (IV)	2.91 (I)	7.8.91 (III)	10.91 (IV)	2.91 (I)	7.8.91 (III)	4.91 (II)	10.91 (IV)	
1	36	22		16.6	2.43		0.37	-9.43	-9.29	-9.49	-9.56	-9.44
15	40	18.5		19.2	0.46		0.46				-10.13	-10.13
4	35	21.3	17		0.25	0.11		-10.12	-10.37	-10.01		-10.17
18	40	18.7	18.7		0.21	0.22		-10.07	-10.36			-10.22
19	45	19.8	18.3		0.05	0.07			-10.57			-10.57
20	35	17.5	17.1		0.1	0.09		-10.4	-10.64			-10.52
10	74	27.2		31.2	1.13		1.06			-10.36	-10.51	-10.44
11	66	20.9	18.8		0.16	0.11		-9.91	-9.82	-9.58		-9.77
12	12	18.2		17.2	0.14		0.11	-9.62		-9.78	-9.45	-9.62
13	60-70	19.2		17.6	0.92		0.88	-10.21		-9.61	-9.47	-9.76
9	60	20.6			0.91			-10.07		-9.79		-9.93
16	90	18.4	17.9	18.4	0.77	0.76	0.63	-10.21	-10.42		-10.35	-10.33
17	90	18	18.8	18.7	0.48	0.44	0.45	-10.32	-10.14		-10.32	-10.26
6	56	22.2			0.29			-10.09		-10.02		-10.06
5	70	23.3			0.17			-10.72				-10.72
7	60	21	16.7		0.13	0.11		-10.49	-10.6			-10.55
8A	2400	23	20.6	18.7	0.17	0.18	0.16	-10.97	-10.67	-10.73	-10.68	-10.76
8B	300		20.4			0.16			-10.68			-10.68
21	90			17.3			1.28				-10.32	-10.32
22A	90			17.9			0.73				-9.28	-9.28
22B	90			17			0.68				-9.18	-9.18
23A	90			19			0.54				-8.91	-8.91
23B	90			21.1			0.44				-10.18	-10.18
14	Rio	17.7	15.5	15.1	0.73	0.66	0.69	-6.11	-8.26	-6.98	-8.32	
2	Manantial	20.5	15.6	17	0.31	0.01	0.03	-10.83	-10.75	-10.72	-10.91	
3	Precip							-5.38	-11.78	-7.12	-8.76	

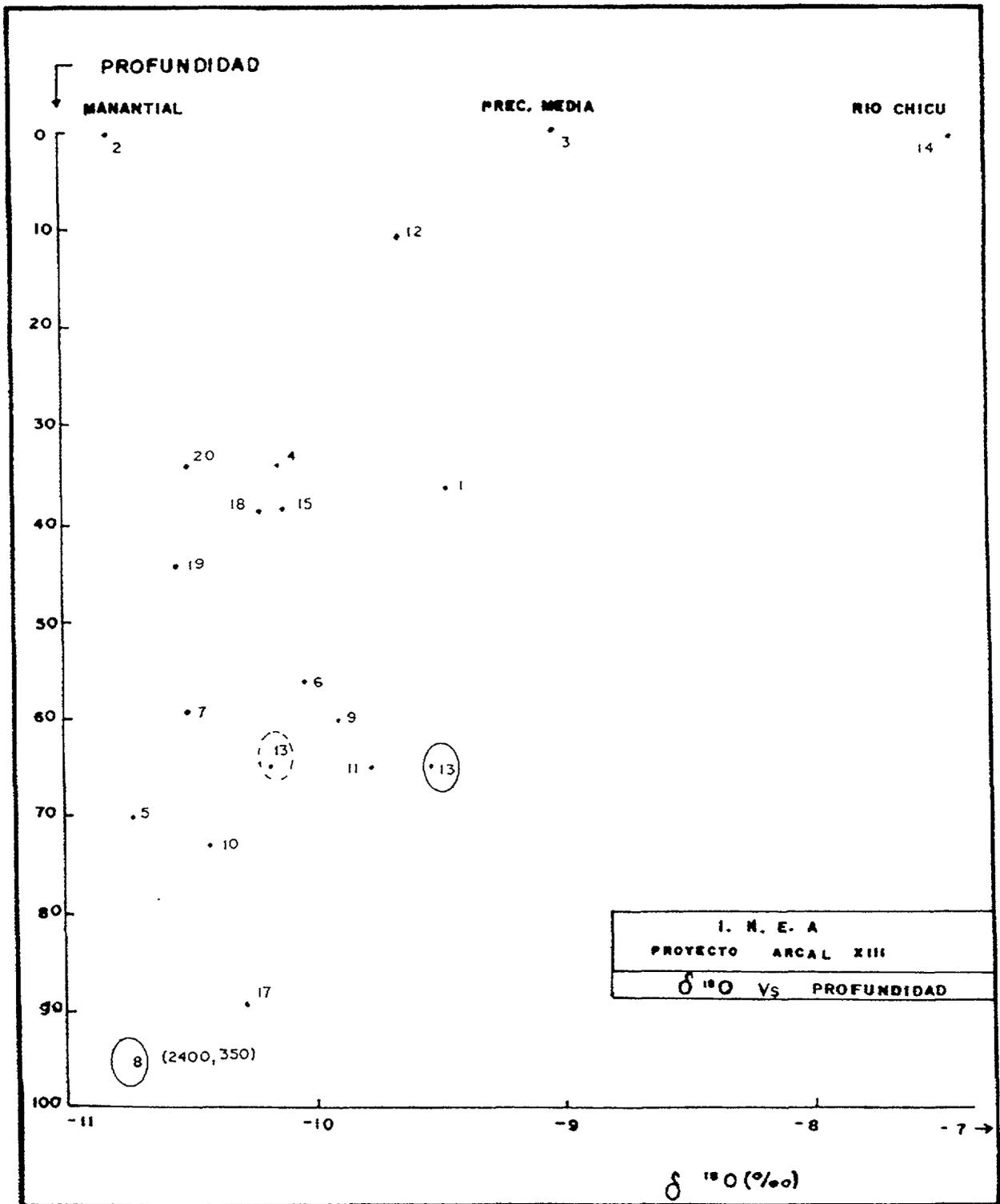


Fig. 3. Relación entre los contenidos de O-18 y la profundidad de donde se colectó la muestra.

Carbono-14

Se precipitaron carbonatos en 6 pozos de la región para determinar la actividad de carbono-14 y obtener información sobre la dinámica de las aguas en el acuífero. Esta información se considera de gran importancia en la evaluación de las capas acuíferas. Paralelamente con la toma de muestras se realizaron medidas de conductividad, temperatura y total de sólidos disueltos en cada uno de los pozos seleccionados.

RESULTADOS OBTENIDOS

Isótopos Estables

En la Tabla 1 se presentan los resultados de los análisis de 4 campañas, y en la Fig. 2 se sitúan los pozos con los valores promedios. En esta figura se puede observar que las variaciones de los resultados para O-18 permite caracterizar aguas del acuífero profundo (Cretáceo formación Guadalupe) con valores más negativos cercanos a -10.8 ‰ y aguas con valores de O-18 menos negativos y que corresponden al acuífero somero (no mayor de 80 mts de profundidad).

La similitud entre los valores obtenidos para los pozos más profundos (2400 y 350 m) con el manantial (muestra dos) se puede explicar por flujos de agua desde el acuífero profundo a través de fallas y fracturas comunes en el sector (Fig. 3). Se asume que la zona de recarga se localiza en la parte alta donde aflora la Formación Guadalupe.

Teniendo en cuenta el valor promedio de precipitación en la Sabana -9.04 ‰ se observa una influencia de esta sobre el acuífero somero. Si consideramos que algunos pozos se localizan dentro del área de influencia del río Chicú no puede descartarse un aporte directo de éste al acuífero.

En la Fig. 4. (conductividad vs O-18) tomada a profundidades entre 30 y 50 metros se puede ver que existe una correlación directa entre estos valores, es decir que a mayor valor de conductividad se tiene mayor valor de O-18, si consideramos que existe una fluctuación de estos valores con relación a la época tanto seca como húmeda, se plantea una relación directa entre la precipitación local y la recarga del acuífero somero.

Con referencia a los pozos que alcanzan profundidades entre 50 y 70 metros, se deduce que existe una mezcla de aguas provenientes de las dos formaciones acuíferas mencionadas, ocasionada como se explicó anteriormente por la presencia de fracturas.

Del análisis de la distribución de frecuencias de los resultados de O-18 se pueden hacer las siguientes observaciones:

El valor obtenido para precipitación media, en la parte baja de la cuenca, calculada de acuerdo a la precipitación mensual es de -9.04 ‰, valor que se ubica en la parte central del intervalo correspondiente a pozos someros, a partir de esto podemos deducir que existe una influencia marcada sobre dichos pozos.

Los pozos más profundos alcanzan el acuífero Cretáceo, caracterizando estas aguas con valores de O-18 entre -10.5 y - 10.75 ‰, en este mismo intervalo, se ubican igualmente pozos más someros (70-90 metros) indicándonos que estos reciben aporte del acuífero profundo, y que su recarga se sucede por medio de fracturamientos.

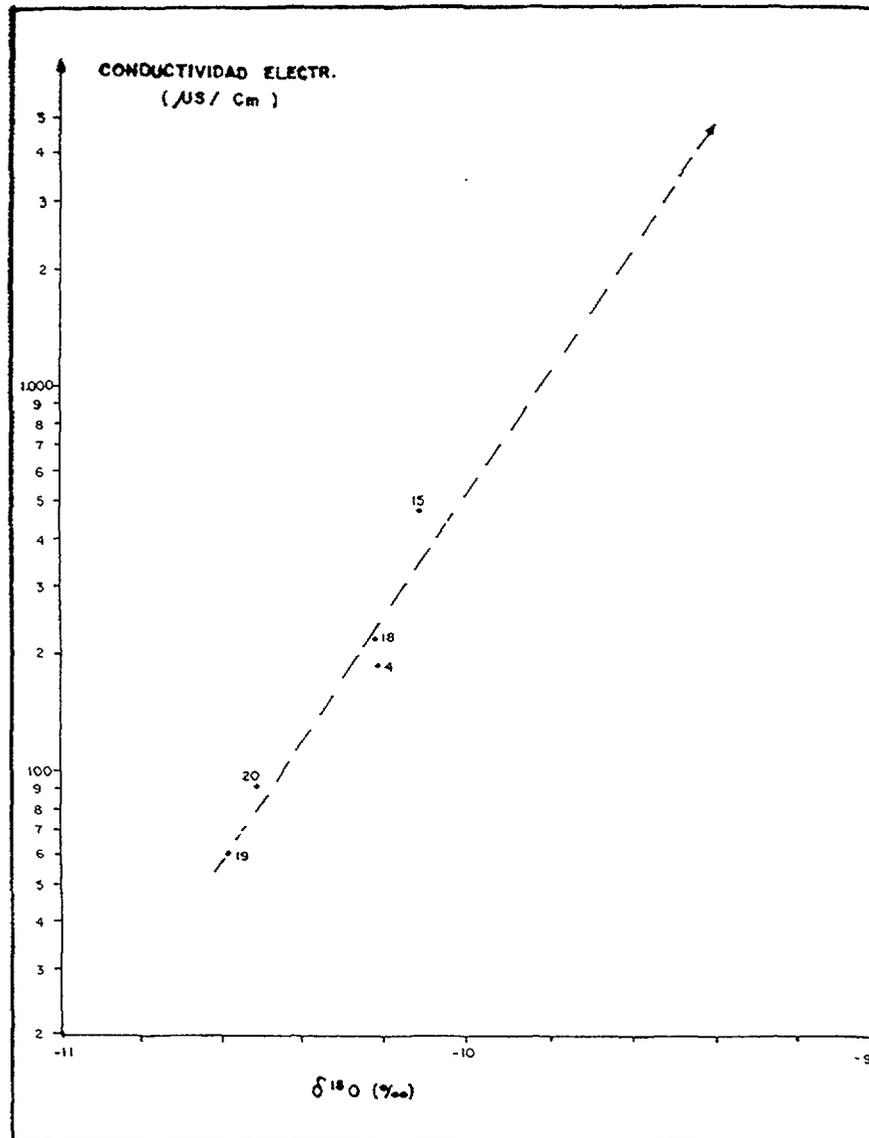


Fig. 4. Relación entre los contenidos de O-18 y la conductividad de las aguas.

Trítio

Los contenidos de tritio en las aguas analizadas oscilan entre 0 U.T. en el pozo No. 5 y 2.8 U.T. en el pozo 21. Su distribución espacial se presenta en la Fig. 5. El contenido de tritio de precipitación actual en la Sabana es de aproximadamente 3 U.T. La presencia de tritio en la mayoría de las muestras analizadas indica la contribución de un componente reciente en las aguas subterráneas; muy importante en el pozo no 21, situado muy próximo al río Chicu, pero también detectable en otros puntos alejados de los cauces actuales. Sin embargo la presencia de tritio en alguno de estos puntos puede ser debida también a defecto en la construcción de los pozos e infiltración localizada de agua superficial en las proximidades de los pozos. Este punto debe ser investigado con más detalle en un trabajo futuro.

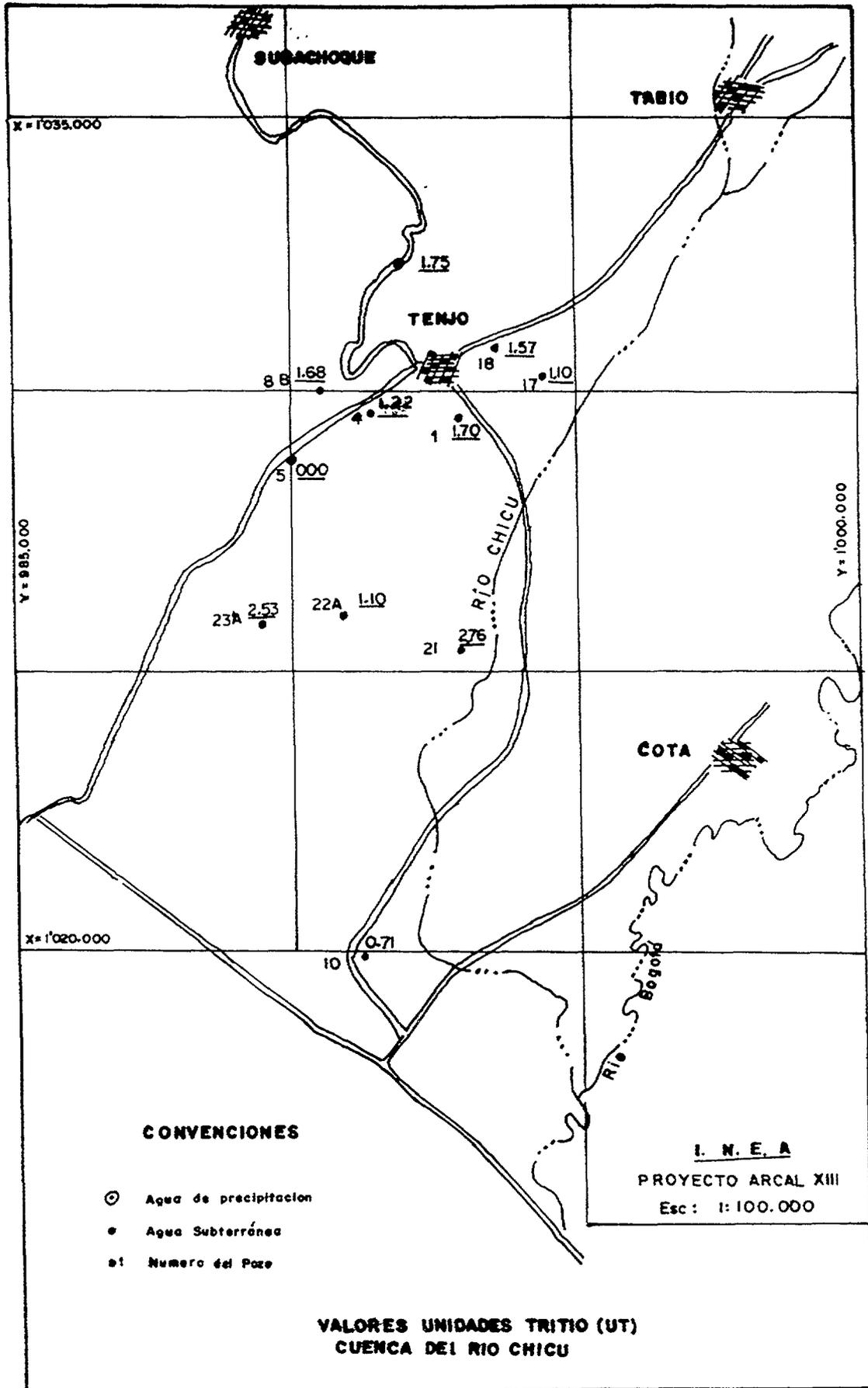


Fig. 5. Variación de los contenidos de tritio en las aguas subterráneas de la Cuenca del río Chichú.

Carbono-14

Los resultados de los análisis de C-14 y C-13 en las aguas de los pozos muestreados se presentan en la Tabla 2. En esta tabla se han determinado las edades radiométricas de estas aguas asumiendo dos modelos diferentes de circulación de las aguas: modelo tipo pistón y de mezcla completa. Para dos de estas muestras no se puede utilizar la corrección basada en el contenido de C-13. La característica principal del acuífero Cuaternario es que en la parte central de la cuenca el valor del Carbono inorgánico disuelto es alto y da valores de C-13 altamente positivos, estos valores están asociados con contenidos de C-14 del orden de 5 a 10 porcentaje de Carbono moderno (pcm).

Estos valores además confirman que el material suspendido en el agua subterránea contiene principalmente carbonato cálcico. El valor positivo puede ser debido a la descomposición de materia orgánica en condiciones anaeróbicas con producción final de metano y CO₂ [1].

Dos hipótesis ayudarían a dilucidar este comportamiento. La primera que la materia orgánica que produce el CO₂ fue depositada junto con los sedimentos cuaternarios, la segunda que el CO₂ se derive de otra fuente como por ejemplo de los horizontes de Carbón fósil presentes en la subyacencia de la formación Cretácea.

Cualquiera que sea la fuente productora de estos valores anómalos del C-13 estos no pueden ser usados para corregir las edades calculados por la técnica de C-14. Sin embargo, si no se hace una corrección para la actividad inicial de C-14 inicial, la cual es entonces tomada como 100 PMC (porcentaje de carbono moderno), podemos derivar una edad máxima de aproximadamente 25.000 años para la edad del agua subterránea proveniente de los pozos Shalon y Flores Universal. Tabla 2.

En cualquier caso la ocurrencia de valores positivos de C-13 indica flujo muy limitado de agua subterránea y por tanto una recarga muy limitada del sistema.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La zona de recarga del acuífero profundo no ha sido todavía bien definida, pero la hipótesis de que se encuentra a una gran distancia y elevación, donde las montañas rodean el Valle del río Chicú está siendo confirmada con las investigaciones isotópicas del agua subterránea de la Sabana de Bogotá.

Es importante destacar que en esta región de la Sabana de Bogotá solamente el acuífero terciario, especialmente las formaciones Labor y Tierna poseen buenas características acuíferas. Los resultados isotópicos obtenidos en este estudio muestran que el agua del acuífero terciario y que la mayoría de los pozos de explotación del acuífero cuaternario tienen una diferencia en la composición de isótopos estables, mostrando una reducción de aproximadamente 1 ‰ de O-18 y 8 ‰ en deuterio. Esto es debido a la diferencia de altitud de recarga porque los acuíferos terciarios afloran sobre la cima de las montañas las cuales rodean el Valle.

El hecho de que estos acuíferos sean recargados en la parte más alta también se confirma por ser artesianos y fluir en el eje del plano donde están conectados con los pozos Chitasuga 1 y Chitasuga 2. Para conocer más precisamente las características de este acuífero sería necesario perforar un pozo exploratorio profundo.

Tabla 2. Edades radiométricas determinadas para algunas aguas subterráneas de la Cuenca del río Chicú.

No.	Codigo	Lugar (pozo de muestreo)	Fecha de muestreo	Prof. m	Temp. °C	Cond. $\mu\text{S}/\text{cm}$	C-13 o/oo	C-14 pcm	x %	E D A D (1) años	E D A D (2) años		
1	8B	Chitasuga 2	04.07.91	300	21.4	160	-13.54	33.7	2.4	82.3	7358	2726	11913
2	23B	Univ. Flowers	15.10.91		19.0	275	9.21	5.9	0.9	-46.5	-----		-----
3	8B	Chitasuga-2	02.12.91	300			-13.51	31.3	1.0	82.1	7952	2516	13416
4	10	Flores Minispray	11.10.91	74	31.2	530	-2.60	1.4	0.4	20.4	22115	7288	112006
5	8A	Chitasuga 1	19.02.92	300	22.2	100	-11.90	33.4	1.0	73.0	6443	2594	9798
6	24	Sauzalito	14.07.93		20.0	50	-16.32	59.7	1.5	98.0	4077	2396	5303
7	13	Shalom	14.05.93	65	21.2	620	10.28	5.2	0.7	-52.5	-----		-----
8		Saltante											

(1)-MODELO DE FLUJO TIPO PISTÓN

(2)-MODELO DE FLUJO CON BUENA MEZCLA

Condiciones iniciales asumidas:

C-13 de la roca reservorio (o/oo) y error asociado

1 1

C-13 del CO2 del suelo (o/oo) y error asociado

-25 2

epsilon C-13 (o/oo) y error asociado

8 0.5

sigma C-13 DIC (medido en o/oo)

0.5

N.B. - El error asignado a la edad radiométrica es de 2 sigmas

La edad mínima se calcula cuando $2\sigma > \text{pmc}$

En cuanto al acuífero del cuaternario se puede asegurar que el agua de precipitación es la principal fuente de recarga del mismo. Sin embargo como la composición de isótopos estables del agua es similar a la del acuífero terciario se confirma la ocurrencia de fugas ascendentes desde este último.

Los pozos existentes en el cuaternario tienen bajos caudales, solamente captan aguas de formaciones que se presentan como paquetes aislados, su calidad es mala y los resultados isotópicos obtenidos confirman que este acuífero posee características pobres.

REFERENCIAS

[1] Deines, P. The isotopic composition of reduced organic carbon, in: Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Ed. P. Fritz y J. Ch. Fontes. Vol. I, 329-406. Elsevier (1980).

HIDROLOGÍA ISOTÓPICA DEL VALLE DEL RIO TEMPISQUE, PROVINCIA DE GUANACASTE, COSTA RICA

A. GOMEZ CRUZ, S. ARREDONDO

Servicio Nacional de Aguas Subterráneas, Riego y Avenamiento,

SENARA

San José, Costa Rica

Resumen - Abstract

HIDROLOGÍA ISOTÓPICA DEL VALLE DEL RIO TEMPISQUE, PROVINCIA DE GUANACASTE, COSTA RICA

La medida sistemática en varias estaciones meteorológicas de la composición isotópica de la precipitación ha permitido evidenciar la complejidad espacial y temporal de la distribución de los contenidos de ^{18}O y ^2H , que caracteriza a la zona de estudio en la costa del O. Pacífico, así como en el resto de las áreas muestreadas en el país. En varias estaciones se observan durante algunos meses efectos isotópicos de altitud y de distancia a la costa inversos a los esperados. La utilización de técnicas isotópicas en la margen derecha del río Tempisque ha permitido confirmar el importante grado de interacción que existe entre las aguas subterráneas y superficiales. La presencia de aguas fuertemente evaporadas en el acuífero indica la infiltración preferencial en algunos sectores de aguas superficiales. La dinámica de estos sistemas debe ser considerada para el futuro desarrollo de la zona, en especial para evaluar el impacto de la infiltración de agua con alto grado de contaminación presente en el río Tempisque.

ISOTOPE HYDROLOGY OF THE TEMPISQUE VALLEY, GUANACASTE PROVINCE, COSTA RICA

The systematic measurement of the isotopic composition of precipitation in various meteorological stations has shown the spatial and temporal complexity of ^{18}O and ^2H content distribution, which characterize the study area of the East Pacific Coast, as well as the rest of the areas sampled in the country. In various stations it was observed over several months that the isotopic effects of altitude and distance to the coast were contrary to expectations. The use of isotope techniques on the right hand side of the Tempisque river has enabled confirmation of the significant interaction which exists between ground-and surface waters. The presence of waters strongly evaporated in the aquifer indicates the preferential infiltration of surface waters in some sectors. The dynamics of these systems should be considered for the future development of the area, especially to evaluate the impact of infiltration of the presently contaminated water of the river Tempisque.

1. INTRODUCCION

El valle del río Tempisque, ubicado en la provincia de Guanacaste, ha sido objeto de intensos estudios por parte del Servicio Nacional de Aguas Subterránea, Riego y Avenamiento (SENARA). Como culminación de estos estudios se han puesto en riego

6.600 ha y próximamente se implementarán 10.000 nuevas hectáreas. Dentro de los estudios realizados están los del agua subterránea de la margen derecha del río, que han permitido caracterizar la hidrogeología del sector.

Con el objeto de obtener información adicional sobre el grado de interacción entre las aguas subterráneas y los ríos que atraviesan la zona el SENARA presentó un que comprendía el estudio del acuífero de la margen derecha del río Tempisque. Durante los cuatro años de desarrollo del Programa de Cooperación del OIEA, SENARA ha realizado una intensa campaña de toma de muestras de ríos, quebradas, pozos, lluvias y manantiales, las que fueron analizadas en los laboratorios del Institut fuer Hydrologie- GSF en Munich, Alemania.

2. OBJETIVOS Y ALCANCES

En el planteamiento del proyecto se fijó como objetivo principal la determinación de los mecanismos de recarga, en las diferentes áreas del valle, para establecer los sectores que son más vulnerables a la contaminación, en especial por uso de fertilizantes.

Una vez iniciado el proyecto, quedó claro que el objetivo podría ser alcanzado en la medida que los isótopos sean capaces de aportar indicaciones sobre los mecanismos de recarga que rigen en los sectores estudiados.

El desarrollo de todas las fases del proyecto quedó sujeta a la capacidad local para desarrollar las labores de campo, la capacitación de los profesionales locales involucrados, la pronta respuesta de los laboratorios analíticos, la oportuna recepción de los equipos solicitados al OIEA y el adecuado financiamiento por parte del OIEA y SENARA, para desarrollar las labores planificadas.

3. TRABAJO REALIZADO

3.1 Lluvias

Por ser este proyecto pionero en la utilización de las técnicas isotópicas en Costa Rica, no se contaba con análisis estadísticos de deuterio y oxígeno 18, razón por la cual fue necesario instalar una red de muestreo que cubriera gran parte del territorio nacional, para iniciar una recolección mensual de muestras de lluvia con el fin de estimar el rango de variación de los contenidos isotópicos de la precipitación, y poder definir una línea meteórica local.

Aprovechando la existencia de una red nacional de estaciones pluviométricas, se escogieron 15 sitios de recolección para el primer año del proyecto, distribuidos en ambas vertientes del país y procurando que estuvieran a diferentes alturas. Siete de estos puntos de muestreo están dentro de la zona del proyecto. En el segundo año del proyecto, se recolectaron muestras de lluvia de únicamente 5 estaciones, de las cuales 4 están dentro de la zona del proyecto.

En la Fig. 1 se muestra la ubicación de las estaciones escogidas. Las muestras fueron recolectadas mensualmente, almacenando en un recipiente una muestra de la lluvia

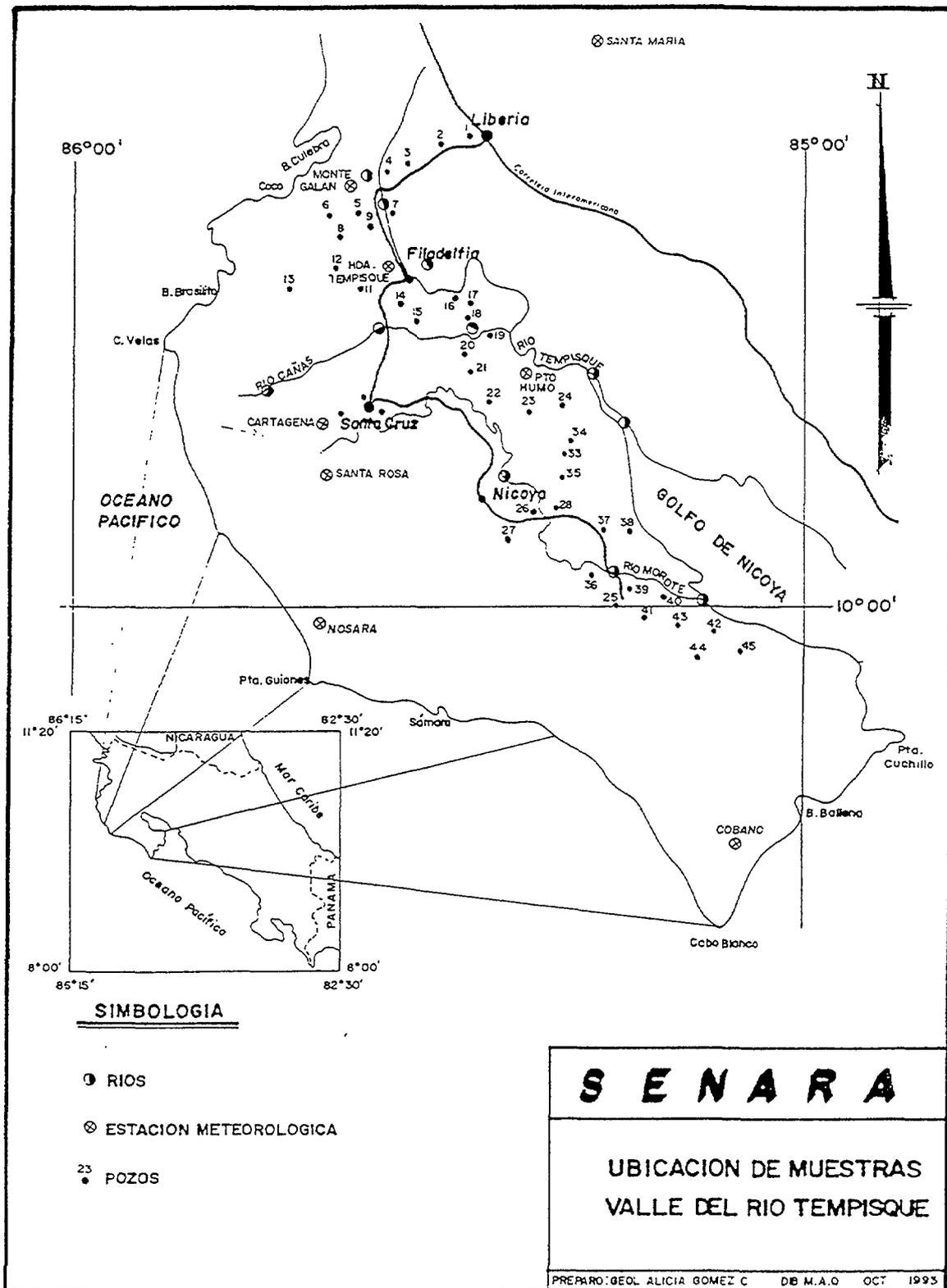


Fig. 1. Ubicación de las estaciones meteorológicas y puntos de muestreo de aguas superficiales y subterráneas en el valle del río Tempisque.

diaria, al finalizar el mes se recolectaba una muestra representativa del promedio de la lluvia mensual. Estas muestras fueron enviadas a los laboratorios de la GSF para su respectivo análisis isotópico.

3.2 Experimento de evaporación

Al igual que en la caracterización isotópica de las lluvias, era necesario conocer el comportamiento isotópico del agua sometida a evaporación. Debido a ello se programó un ensayo de evaporación durante el mes de máxima temperatura y luminosidad dentro del área del proyecto, el cual consistió en la toma de muestras de un tanque de evaporación, que había sido previamente llenado con agua subterránea de un pozo cercano.

Se recolectaron diariamente muestras del agua del tanque durante los primeros 3 días, posteriormente se recolectaba una muestra cada tres días, así sucesivamente hasta concluir un mes de ensayo. Los resultados de los análisis isotópicos se presentan en la Tabla 1.

Tabla 1. Variación de los contenidos de O-18 y D durante 22 días del agua subterránea del valle del río Tempisque sometida a evaporación.

EVAPORACION			
Nº DE MUESTRA	δ H ⁺²	δ O ⁻¹⁸	H-EXZESS
EV-M-1-1	-46.1	-5.45	-2.5
EV-M-2-1	-46.2	-4.19	-12.7
EV-M-3-1	-40.4	-4.05	-8.0
EV-M-4-1	-34.2	-2.65	-13.0
EV-M-5-1	-31.5	-1.78	-17.3
EV-M-6-1	-26.7	-1.38	-15.7
EV-M-7-1	-18.7	0.07	-19.3
EV-M-8-1	-9.5	1.18	-18.9
EV-M-9-1	-5.6	2.31	-24.1
EV-M-10-1	1.0	3.26	-25.1
EV-M-13-1	15.9	6.55	-36.5
EV-M-16-1	22.4	8.02	-41.8
EV-M-19-1	29.8	9.50	-46.2
EV-M-22-1	31.9	11.33	-58.7

3.3 Ríos

En estudios hidrogeológicos previos a la ejecución de esta investigación, se determinaron las características hidrogeológicas del acuífero y su interacción con los cursos de agua superficial, la aplicación de técnicas isotópicas permitirá corroborar si los mecanismos prefijados son sustentados con las técnicas isotópicas empleadas.

Los sitios de muestreo seleccionados incluyen al colector principal (río Tempisque), en varios puntos de su recorrido, al río Cañas, que corre transversalmente a la zona del proyecto y es afluente del río Tempisque. El río Morote aunque no es afluente del río Tempisque, recorre la parte baja de la zona del proyecto y es analizado en su cabecera y en un punto intermedio antes de la desembocadura al Golfo de Nicoya.

Durante el primer año de ejecución del proyecto se recogieron 3 muestras en cada sitio propuesto y durante el segundo año se recolectaron muestras en época seca y en época húmeda. Los resultados de los análisis isotópicos se presentan en la Tabla 2.

Tabla 2. Composición isotópica de los ríos que atraviesan el valle del río Tempisque.

RIO	SITIO	MUESTRA	$\delta \text{ H}^{+2}$	$\delta \text{ O}^{-18}$	H-EXCESS	TRITIO
RÍO TEMPISQUE						
EN POTRERILLOS		T-1-1	-	-	-	2.4 ±0.7
		T-1-2	-41.7	-6.23	8.1	
MONTE GALAN		T-2-1	-37.8	-5.69	7.7	
		T-2-2	-47.5	-6.78	6.7	
GUARDIA		T-3-1	-40.8	-6.35	10.0	1.8 ±0.7
		T-3-2	-43.0	-6.48	8.8	
FILADELFIA		T-4-1	-40.1	-6.21	9.6	1.8 ±0.7
		T-4-2	-47.4	-6.43	4.0	
PUERTO HUMO		T-5-1	-33.3	-4.63	3.7	2.3 ±0.7
		T-5-2	-22.2	-3.10	2.6	
PUERTO MORENO		T-6-1	-22.4	-3.19	3.1	2.5 ±0.7
		T-6-2	-9.7	1.00	-1.7	
RÍO CAÑAS						
CAIMITO		C-7-1	-38.8	-5.96	8.9	4.0 ±0.7
		C-7-2	-45.9	-6.10	2.9	
CAÑAS NUEVAS		C-8-1	-24.7	-2.20	-7.1	3.4 ±0.7
		C-8-2	-13.4	-0.57	-18.0	
RÍO BOLSON						
ORTEGA		B-9-1	-39.9	-5.44	3.6	2.6 ±0.7
		B-9-2	-29.6	-3.22	-3.8	
RÍO GRANDE						
NICOYA		G-10-1	-53.6	-7.45	6.0	2.9 ±0.7
		G-10-2	-45.3	-6.14	3.8	
RÍO MOROTE						
MANSION		MO-11-1	-48.1	-6.83	6.9	3.7 ±0.7
		MO-11-2	-37.1	-5.08	3.5	

3.4 Agua subterránea

Dado lo extenso y heterogéneo del acuífero, era necesario establecer una red de muestreo que abarcara las áreas que forman parte del relleno aluvial, partiendo de este punto de vista, se seleccionaron 45 pozos, de los cuales un 50% son someros (excavados). La ubicación de los puntos de muestreo se presenta en la Fig. 1.

Tabla 3. Composición isotópica de las aguas subterráneas del valle del río Tempisque.

POZOS	Nº DE MUESTRA	δH^{+2}	δO^{-18}	H-EXZESS	TRITIO
JOSE GARCIA	P1-1	-44.0	-5.79	2.3	2.2 ±0.7
CN-66	P2-1	-54.0	-7.52	6.2	0.6 ±0.6
Nº 3	P3-1	-53.8	-7.30	4.6	4.6 ±0.7
CN-218	P4-1	-56.9	-7.25	1.2	0.4 ±0.5
CN-129	P5-1	-51.9	-7.04	4.4	
CN-21	P6-1	-50.9	-7.37	8.1	
CN-77	P7-1	-50.1	-8.00	13.3	3.7 ±0.7
BE-205	P8-1	-52.0	-7.12	5.0	
BE-47	P9-1	-53.7	-7.45	5.9	
FILADELFIA	P10-1	-52.2	-7.47	7.6	4.7 ±0.7
BELEN CENTRO	P11-1	-52.4	-6.81	2.1	4.0 ±0.9
BE-176	P12-1	-55.9	-7.74	6.0	3.7 ±0.9
BE-193	P13-1	-54.1	-7.47	5.7	
BE-271	P14-1	-49.2	-7.13	7.8	
BE-224	P15-1	-45.5	-5.94	2.0	
TE-16	P16-1	-55.8	-7.38	3.2	2.6 ±0.7
TE-43	P17-1	-51.5	-7.02	4.7	
TE-14	P18-1	-52.0	-6.73	1.8	
TE-42	P19-1	-48.5	-7.39	10.6	
TAL-81	P20-1	-47.8	-7.37	11.2	
TAL-83	P21-1	-51.5	-7.37	7.5	5.9 ±0.7
TAL-86	P22-1	-48.8	-7.00	7.2	
TAL-59	P23-1	-51.5	-7.59	9.2	2.9 ±0.7
OSCAR CARRILLO	P24-1	-54.0	-7.50	6.0	
MT-110	P25-1	-56.4	-7.49	4.5	
RICARDO BELAVITA	P26-1	-51.4	-7.57	9.2	4.4 ±0.7
MT-64	P27-1	-49.4	-7.00	6.6	
CARMELINO SANCHEZ	P28-1	-50.8	-7.87	12.2	
DI-93	P29-1	-50.1	-7.17	7.3	
EDUARDO CABALCETA	P30-1	-49.9	-7.14	7.2	
DI-201	P31-1	-53.9	-7.43	5.5	
DI-52	P32-1	-50.6	-7.20	7.0	4.2 ±0.7
CINCO ESQUINAS	P33-1	-51.1	-7.00	4.9	4.3 ±0.7
SABINO BRICEÑO	P34-1	-54.7	-7.72	7.1	2.3 ±0.7
MT-63	P35-1	-53.3	-7.60	7.5	3.1 ±0.7
MT-86	P36-1	-55.4	-7.60	5.4	3.4 ±0.7
BR-34	P37-1	-55.8	-8.03	8.4	3.0 ±0.7
BR-32	P38-1	-52.8	-7.53	5.0	4.9 ±0.7
BR-33	P39-1	-56.1	-7.85	6.7	4.3 ±0.7
BR-42	P40-1	-56.2	-8.14	8.9	0.5 ±0.4
BR-16	P41-1	-56.0	-8.06	8.5	3.4 ±0.7
BR-23	P42-1	-44.2	-6.40	7.0	
BR-36	P43-1	-54.6	-7.69	6.9	3.6 ±0.7
BR-20	P44-1	-56.6	-7.97	7.2	4.2 ±0.7
CANJELITO	P45-1	-54.9	-7.71	6.8	3.7 ±0.7

Durante la planificación del proyecto se había dispuesto tomar dos muestras anuales, una en época seca y otra en época lluviosa. En total se realizaron 4 campañas de muestreo las que cubrieron 3 períodos secos y 1 en período lluvioso. Los resultados de los análisis isotópicos se presentan en la Tabla 3.

4. DISCUSION DE RESULTADOS

4.1 Precipitaciones

En Costa Rica existen dos regímenes de precipitación bien definidos; el de la Vertiente del Pacífico y el de la Vertiente del Atlántico, caracterizándose cada una de ellas por una diferente distribución de la estación lluviosa.

La Vertiente del Pacífico presenta una estación lluviosa de mayo a noviembre con una disminución en la cantidad de la lluvia en los meses de julio y agosto. En la Vertiente Atlántica no puede decirse que haya una estación seca definida, los meses menos lluviosos se presentan en marzo y setiembre, siendo diciembre el más lluvioso. El campo de vientos, conjugado con la orografía, es un factor determinante en la ocurrencia de la precipitación en Costa Rica. Los alisios predominantes por el Este y Noreste son dominantes y se manifiestan durante todo el año, pero con mayor velocidad en la época seca. La costa pacífica de Costa Rica es afectada por los oestes sinópticos y ecuatoriales y son provocados por sistemas ciclónicos en el Caribe y dan origen a temporales y a veranillos.

Otro de los mecanismos productores de lluvia en Costa Rica, es la zona de confluencia intertropical que es una zona de gran inestabilidad atmosférica que se mueve hacia el norte y al sur del Ecuador terrestre. Durante los meses de abril a octubre la zona de confluencia esta sobre nuestra latitud provocando que las lluvias sean predominantemente del Pacífico, extendiéndose en algunas ocasiones hasta el Atlántico. En los meses de julio y agosto como norma, se desplaza hacia el sur debido al corrimiento relativo de los sistemas de alta presión sobre el atlántico, lo que favorece el viento alisio y lluvias de caracter orográfico en la Vertiente del Atlántico y derramandose hasta el Valle Central y Pacífico.

En tanto que en parte del Pacífico Central y Sur las lluvias son constantes del Pacífico, de abril a noviembre, causado por el bloqueo del flujo alisio por la presencia de la Cordillera de Talamanca y la fila montañosa de Parrita [7].

Definiéndose las anteriores situaciones, se puede decir con certeza que las lluvias de abril a noviembre en la Península de Nicoya, son producto del Pacífico, ya sea por los oestes sinópticos y ecuatoriales o por la confluencia intertropical. Las lluvias de julio y agosto lo mismo que de diciembre a marzo son producto del Atlántico.

4.1.1 Recta meteórica

La recta meteórica se ha determinado utilizando la información del año 1990, del contenido isotópico de las precipitaciones medias mensuales de todas las estaciones consideradas en el proyecto Costa Rica, que incluye estaciones ubicadas en las vertientes Pacífica y Atlántica. Ocho de las estaciones, se ubican en la provincia de Guanacaste y servirán para determinar la recta meteórica del área del proyecto.

La Recta Meteorica Local para Costa Rica, para las precipitaciones del año 1990, se presenta en la Fig. 2, la ecuación resultante es la siguiente:

$$\delta^2\text{H} = 7.99 * \delta^{18}\text{O} + 10.5$$

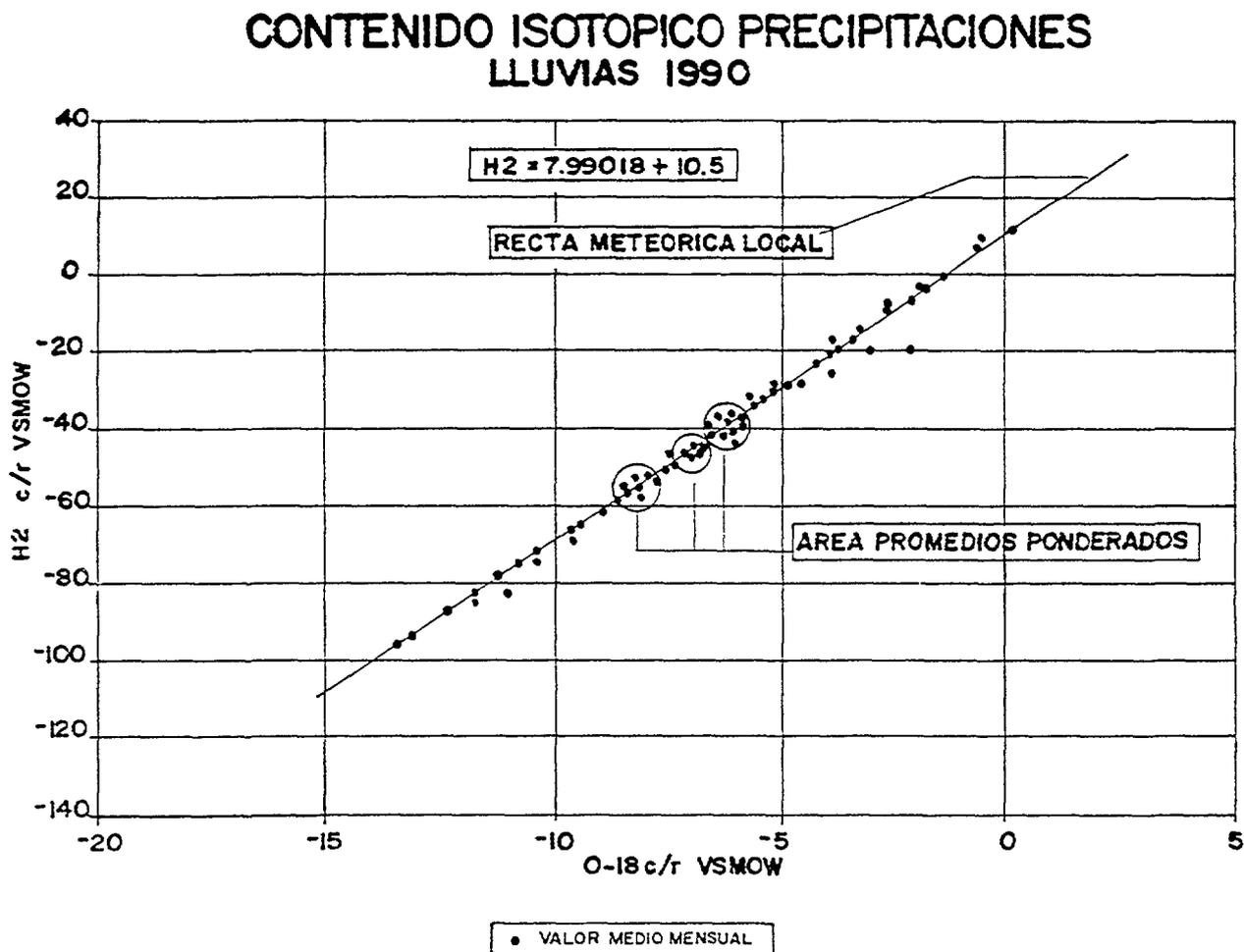


Fig. 2. Relación O-18 vs D de las muestras de lluvia colectadas en Costa Rica.

Esta ecuación concuerda con la denominada "Recta Meteorica Mundial", definida por Craig en el año 1961. Por otra parte también concuerda con aquella definida por Viena, a través de los datos de la red mundial de estaciones meteorológicas, que determinan la siguiente ecuación:

$$\delta^2\text{H} = (8.08 \pm 0.08) * \delta^{18}\text{O} + (10.56 \pm 0.62)$$

En la Fig. 2 se señala, además, la ubicación relativa de los promedios ponderados de las principales estaciones.

Las muestras de lluvia colectadas en el año 1991, no tuvieron la misma cobertura que en el año 1990 y de ellos se deduce una recta meteorica diferente, que muestra algún

grado de evaporación. Por el tiempo que demoraron las muestras en ser analizadas y por su cobertura se dejaron fuera del presente análisis. Por el momento podemos considerar que la ecuación definida para el año 1990, es representativa de las lluvias a nivel nacional y de condiciones de largo plazo, para proyectos específicos que requieran de una definición más exacta de la recta meteórica de la localidad, será necesario considerar la definición específica de la recta meteórica del lugar, mediante análisis isotópico de las lluvias de al menos dos años.

Esta recomendación se basa en la observación del comportamiento observado de las precipitaciones, el cual señala que hay lugares donde las condiciones locales no se rigen por la ecuación general definida para Costa Rica.

4.1.2 Recta de evaporación

Considerando que el conocimiento hidrogeológico general de la zona de Guanacaste y por lo tanto del valle del río Tempisque, indicaban que los procesos evaporativos eran un factor importante en la región, se considero básico determinar experimentalmente la recta de evaporación, válida para las condiciones climáticas del área de estudio.

Se realizó, por lo tanto, una experiencia de tanque de evaporación, de la cual se fueron extrayendo muestras representativas de diferentes estados de evaporación. La ecuación definida para esta recta tiene la siguiente expresión:

$$\delta^2\text{H} = 5.4 * \delta^{18}\text{O} - 19.3$$

Como se podrá ver más adelante, esta ecuación se ajusta bastante bien al comportamiento de las aguas evaporadas del área de estudio.

4.1.3 Valle río Tempisque

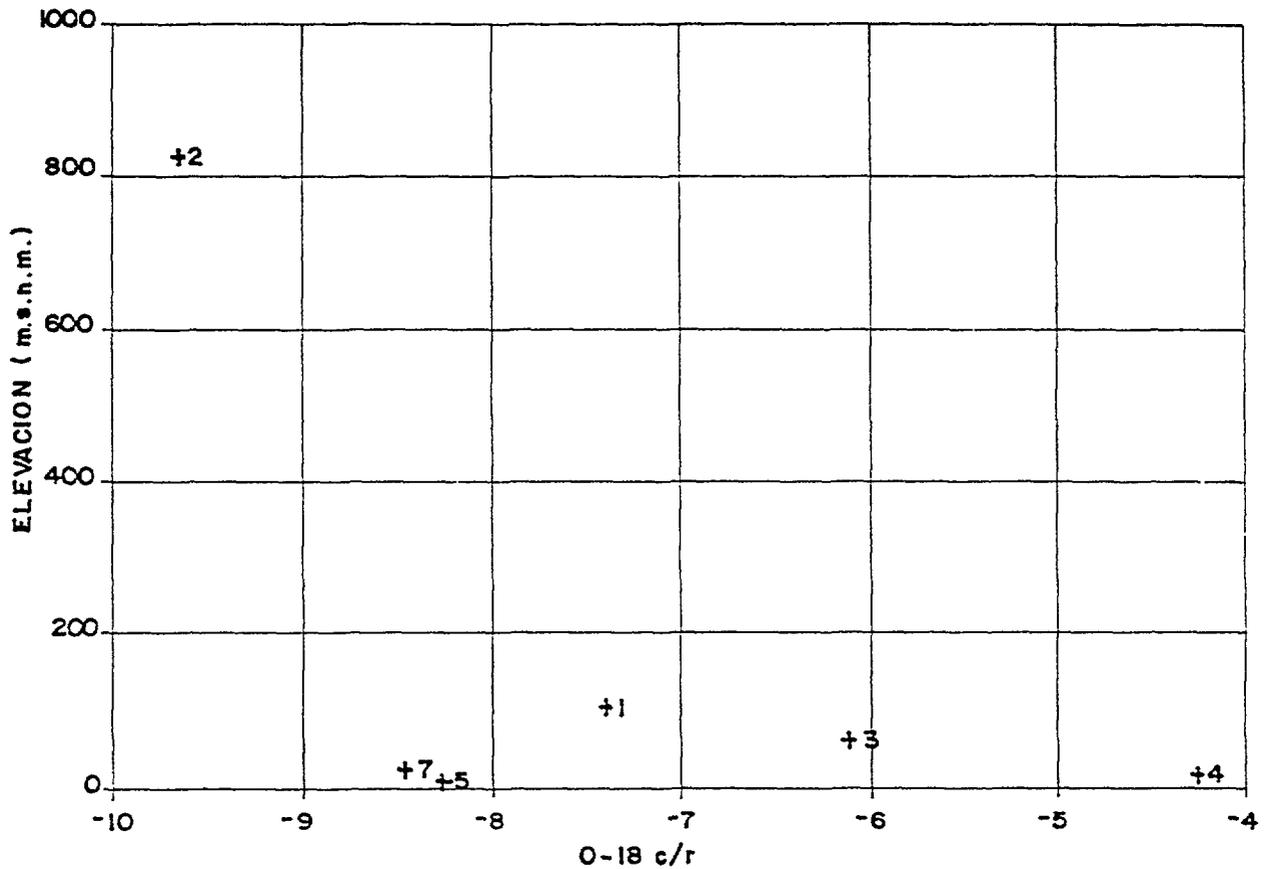
Utilizando las estaciones ubicadas en la provincia de Guanacaste, se definió la recta meteórica local a partir de todas las lluvias medias mensuales analizadas. La ecuación definida es la siguiente:

$$\delta^2\text{H} = 7.86 * \delta^{18}\text{O} + 3.88$$

A pesar de haber definido esta recta para el área del Valle del Tempisque, se ha preferido trabajar con la recta meteórica determinada a nivel nacional, debido a que existen dudas sobre calidad de la información, por el tiempo transcurrido desde la toma de las muestras y el análisis, que fue de aproximadamente un año.

4.1.4 Variaciones isotópicas en las lluvias en el valle del río Tempisque

Los fenómenos más comunes que conducen en nuestra latitud a una modificación de los contenidos en O-18 y D de las lluvias son: a) el efecto de altitud, causado por el descenso de la temperatura con la altitud y por tanto valores más empobrecidos a cotas superiores; b) el efecto de cantidad, asociado a la fracción de vapor que es condensado; se observan valores más negativos durante los periodos de lluvia más intensos, y c) el



- 1 - COBANO 305 mm
- 2 - SANTA MARIA 274 mm
- 3 - MONTE GALAN 118.5 mm
- 4 - NOSARA 397 mm
- 5 - PTO. HUMO 178.6 mm
- 7 - TEMPISQUE 117.5 mm

Fig. 3. Relación entre los contenidos de O-18 de la lluvia y la elevación de la estación meteorológica en el valle del río Tempisque para el mes de mayo de 1990.

efecto de continentalidad, produciendo valores más empobrecidos según nos alejamos de la costa.

Conocer los fenómenos que producen el fraccionamiento isotópico en una región determinada, es fundamental para poder definir las fuentes de recarga y procedencia del agua en general, lo cual es básico para el estudio, apoyados en la abundancia de isótopos estables en las aguas naturales.

La primera asociación buscada fue verificar si se observaba el efecto altura, considerando que las lluvias provenientes del Pacífico, deben ascender la Cordillera Central para pasar hacia la vertiente Atlántica.

El comportamiento de las lluvias de junio a diciembre de 1990, cuando se comparan estaciones costeras con otras ubicadas en las cercanías del río Tempisque y aquella ubicada en la falda de la Cordillera de Guanacaste no muestra una tendencia regular. Un análisis simple parece indicar que no cumple el efecto altura. Para verificar esto y efectuar un análisis más detallado se graficaron las Figs. 3 y 4 representativas de las lluvias del sistema Pacífico.

En la Fig. 3, se observa un fraccionamiento de unos 4 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$, con una diferencia muy pequeña en altura. Por otra parte, la estación Nosara (4), presenta la lluvia más pesada, siendo la que registra la mayor precipitación. La relación temperatura pareciera funcionar en este mes, puesto que el fraccionamiento entre Nosara (4) y

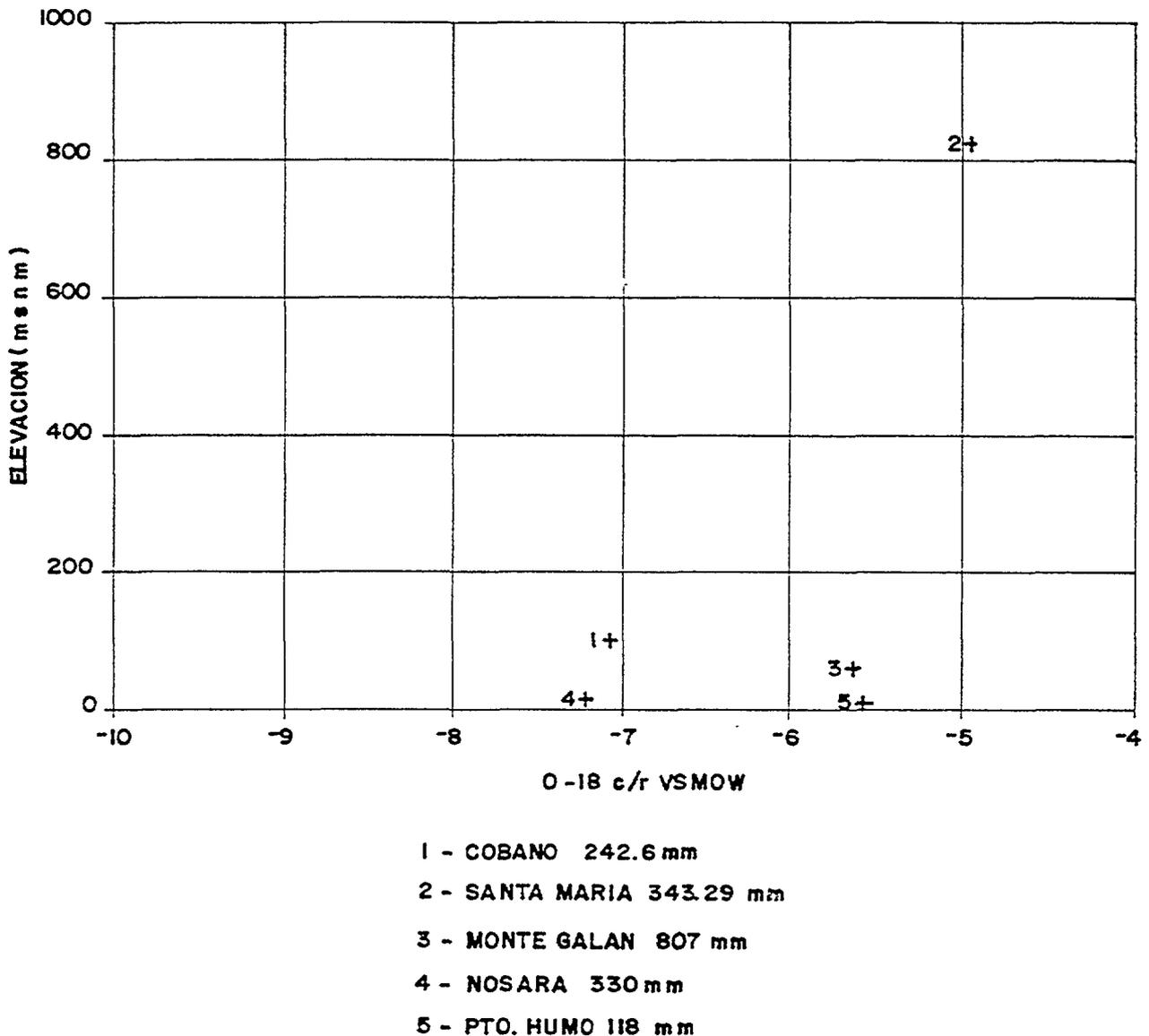


Fig. 4. Relación entre los contenidos de O-18 de la lluvia y la elevación de la estación meteorológica en el valle del río Tempisque para el mes de julio de 1990.

Tempisque (7) o Puerto Humo (5) obedecería a una diferencia en temperatura media de unos 7°C y entre éstas y la estación Santa María (2), ubicada a unos 850 msnm, es de aproximadamente 3°C.

La temperatura media de estas estaciones debería haber sido de 20.5°C, 13°C y 10°C, aunque este punto no es cierto del todo ya que la temperatura media en la costa es de 28°C, probablemente la curva de Costa Rica no se ajusta a los datos generales.

En la Fig. 4, de las precipitaciones del mes de Julio, podemos advertir que el valor más pesado corresponde a la estación ubicada a mayor altura y los valores más livianos es el de las estaciones costeras. En este caso, el fraccionamiento pareciera obedecer al fenómeno llamado "efecto de cantidad", ya que el valor más abundante le corresponde a la estación Santa María, con una precipitación de 29 mm. Los valores más livianos corresponden a Nosara (4) con 330 mm y Cóbano (1) con 242.6 mm. Las estaciones de valores de O-18 intermedias registran precipitaciones de 80.7 mm y 118 mm.

El análisis sugiere que el fenómeno que rige el fraccionamiento para el mes de Julio es la cantidad de lluvia caída.

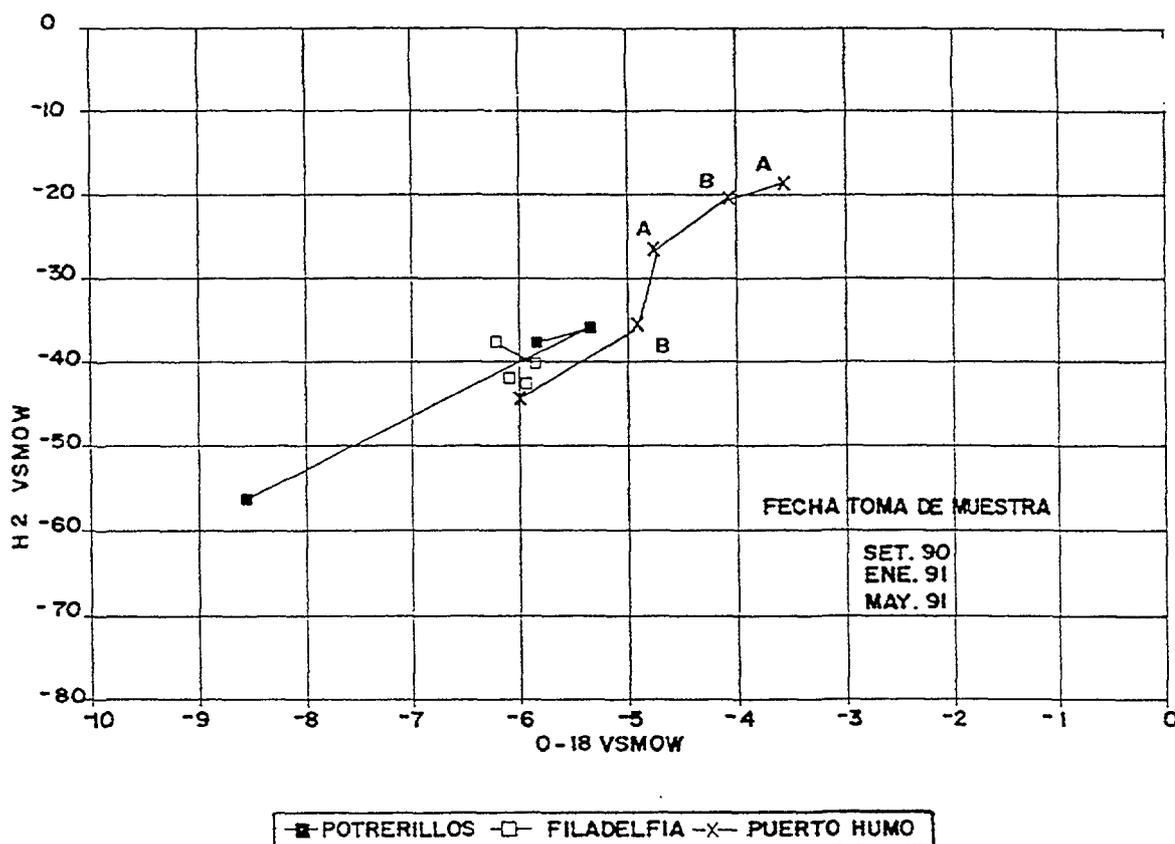


Fig. 5. Evolución de la composición isotópica del río Tempisque para tres muestreos realizados entre 1990 y 1991.

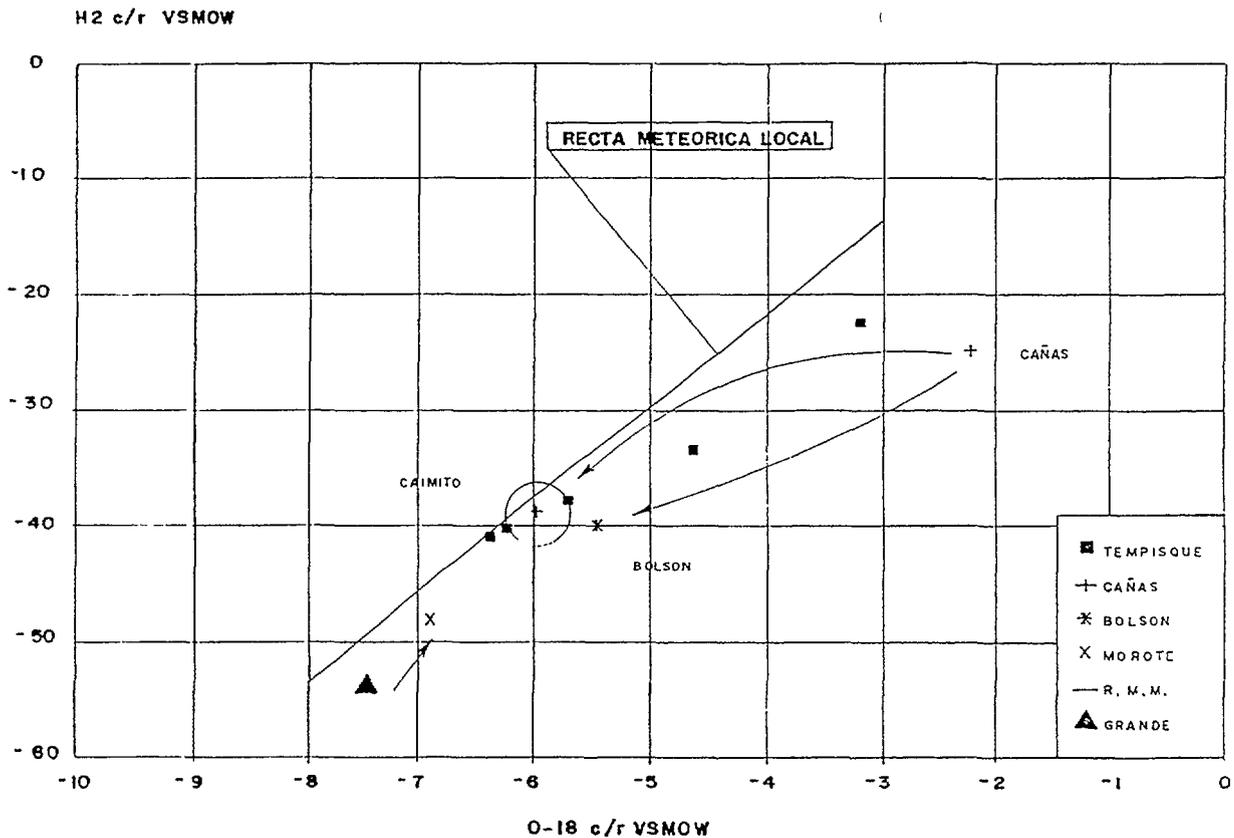


Fig. 6. Contenidos isotópicos del río Tempisque y sus afluentes en febrero de 1990.

Del análisis de los gráficos presentados, podemos concluir que no existe un patrón único de comportamiento de las precipitaciones y que el fraccionamiento isotópico es variable con cada tormenta y obedecerá a las condiciones climáticas regionales y locales. La no existencia de un patrón de comportamiento medio o estacional, sino que sólo un patrón por tormenta o serie de tormentas asociadas a un mismo fenómeno climático, hacen que sea imposible establecer el origen del fraccionamiento isotópico observado en las precipitaciones medias mensuales.

4.2 Ríos

El principal río de la provincia de Guanacaste es el Tempisque, que nace en la Cordillera de Guanacaste y desemboca en Puerto Humo, en el Golfo de Nicoya. En su recorrido recibe en su sector medio un tributario, el río Bolsón, al sur de Filadelfia. El río Bolsón se denomina río Cañas en su curso superior. En el sector medio del valle del Río Tempisque y hacia el Oeste, se ubica el río Grande, que drena hacia el sur, desembocando en el Golfo de Nicoya con el nombre de río Morote.

Como esquema general podemos señalar que el río Tempisque drena al acuífero, salvo en el sector de La Guinea, en donde recarga al acuífero, al igual que los ríos Cañas-Bolsón y Grande-Morote.

VALLE RIO TEMPISQUE
CONTENIDO ISOTOPICO RIOS
MAYO 1990

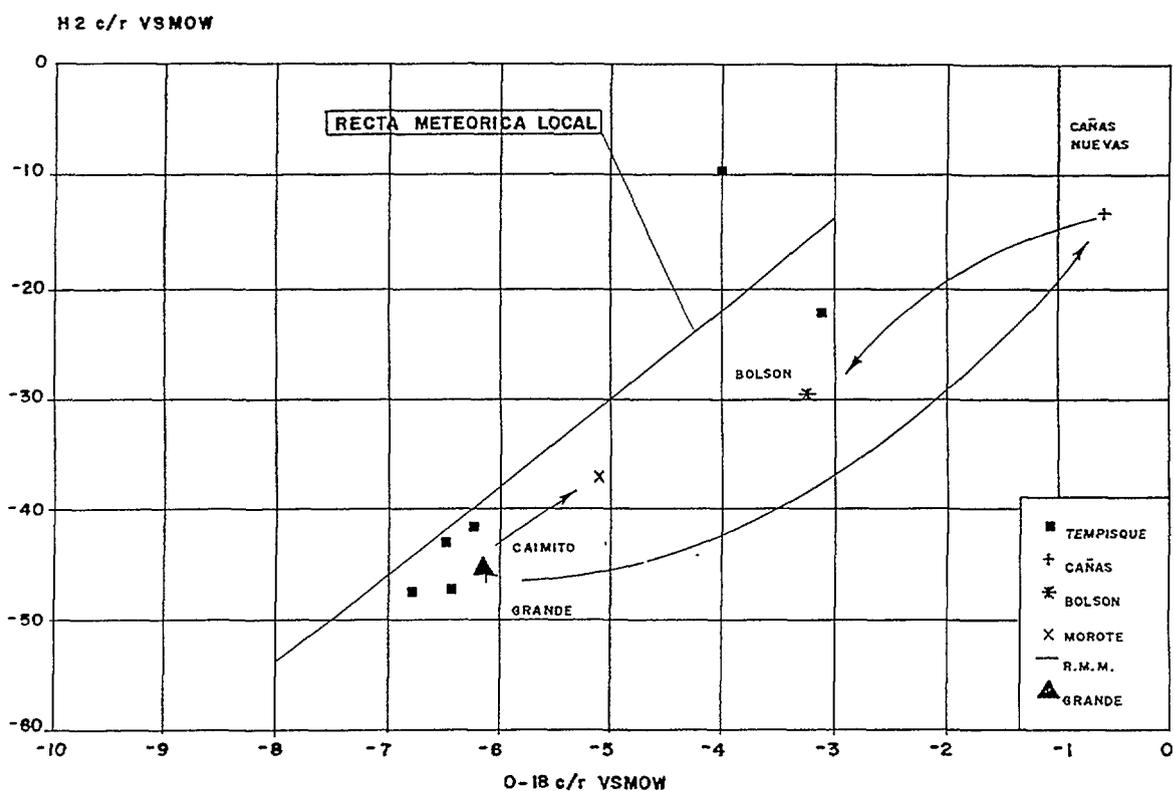


Fig. 7. Contenidos isotópicos del río Tempisque y sus afluentes en mayo de 1990.

4.2.1 Río Tempisque

Con el objeto de graficar el comportamiento del río Tempisque, se ha producido la Fig. 5, donde se presenta el contenido isotópico de las aguas del río en diferentes meses del período 1990 - 1991, en el sector alto, Potrerillos, el sector medio, Filadelfia y en su desembocadura en Puerto Humo.

El sector alto presenta una gran variabilidad producto de una clara influencia de las precipitaciones locales. En Puerto Humo, también observamos una variación, pero ella es producto de la influencia del agua de mar del Golfo de Nicoya, esta influencia se advierte claramente en las muestras designadas como A y B, que corresponden a muestras tomadas en una misma fecha pero con marea alta y baja respectivamente.

El sector de Filadelfia presenta una variación muy pequeña a lo largo del período analizado. Este comportamiento indica que en ese sector el río está recibiendo alimentación desde el agua subterránea, que por su condición propia tiene un contenido isotópico muy estable en el tiempo.

4.2.2 Afluentes

El río Cañas en Caimito muestra un contenido isotópico estable, que corresponde a la media de las aguas subterráneas que recibe en ese sector del curso. Desde Caimito hasta Cañas Nuevas, el río comienza a recibir aguas muy evaporadas, lo cual se ve claramente en las Figs. 6 a 8, ya que las aguas de Cañas Nuevas son las más evaporadas. Desde este punto hasta Bolsón en Ortega, el Río recibe aguas no evaporadas del acuífero

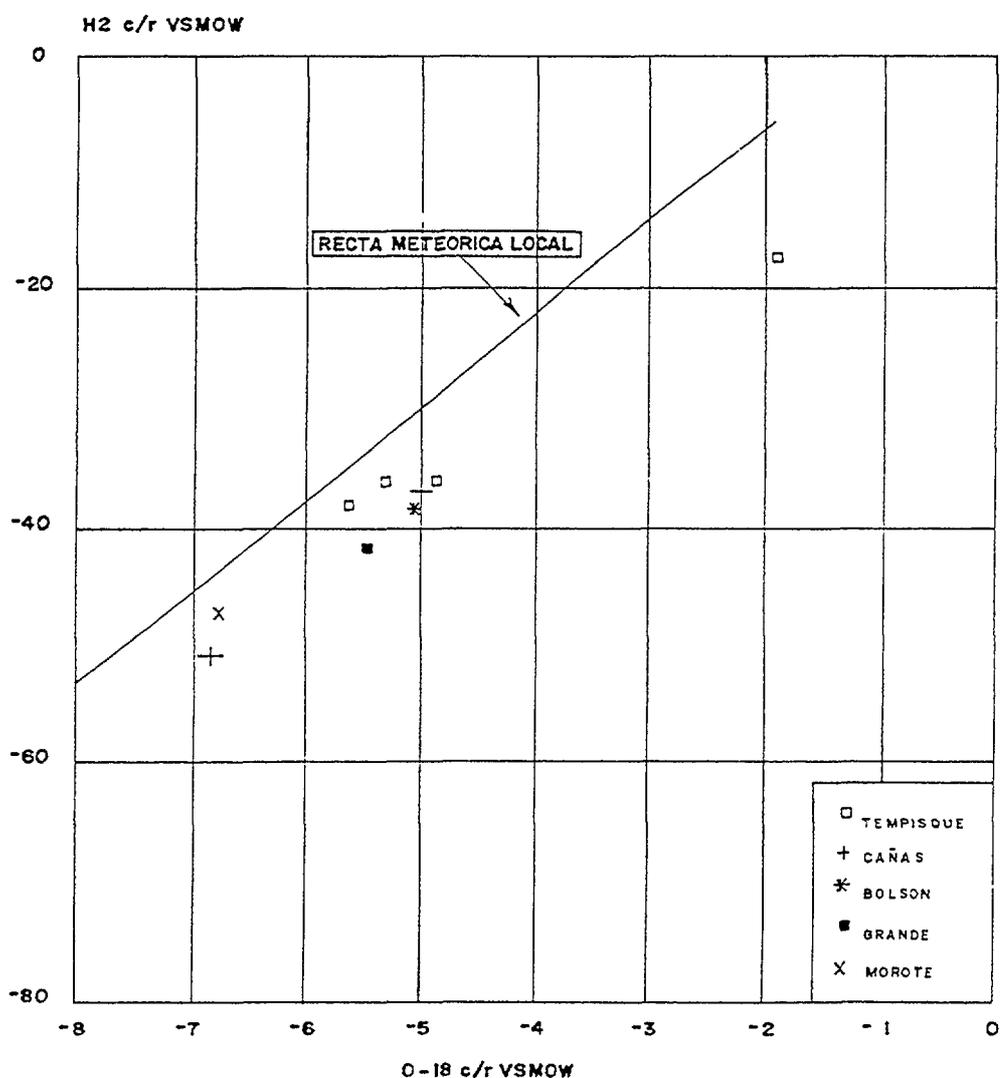


Fig. 8. Contenidos isotópicos del río Tempisque y sus afluentes en enero de 1991.

de la margen derecha del Tempisque. Este efecto varía, desde provocando un retroceso a los valores iniciales o a valores intermedios, dependiendo de la relación entre el caudal del río y el que drena desde el acuífero.

En el sector suroeste, el río Grande evoluciona desde Nicoya hasta Misión, con valores que varían entre -7.5 a -5.5 ‰ en oxígeno 18 a valores 0.5 a 1 ‰ más enriquecido en su parte más cercana al mar. Sólo en una serie se observa el efecto contrario (Enero 1991, Fig. 8).

Las variaciones que se observan en las aguas del río Grande en Nicoya, se debe a que este lugar no es su nacimiento sino que corresponde al primer tercio de su recorrido, por lo tanto el contenido isotópico de sus aguas están bajo la influencia de las aguas evaporadas que colecta en su camino. Por su parte las aguas del sector de Misión, son muy estables en el período analizado, lo cual indica que la componente agua subterránea es la predominante.

4.3 Agua subterránea

El Valle del Tempisque es de origen tectónico y su formación se debe a fallas de rumbo Noroeste-Sureste, que a finales del Mioceno crearon un graben el cual fue colmatándose con depósitos fluviolacustres y rocas volcánicas, dando origen a lo que se conoce como el valle aluvial del río Tempisque.

La precipitación que ocurre en la zona, lo heterogéneo de los materiales depositados y la capacidad de infiltración de los suelos han dado origen al acuífero del río Tempisque.

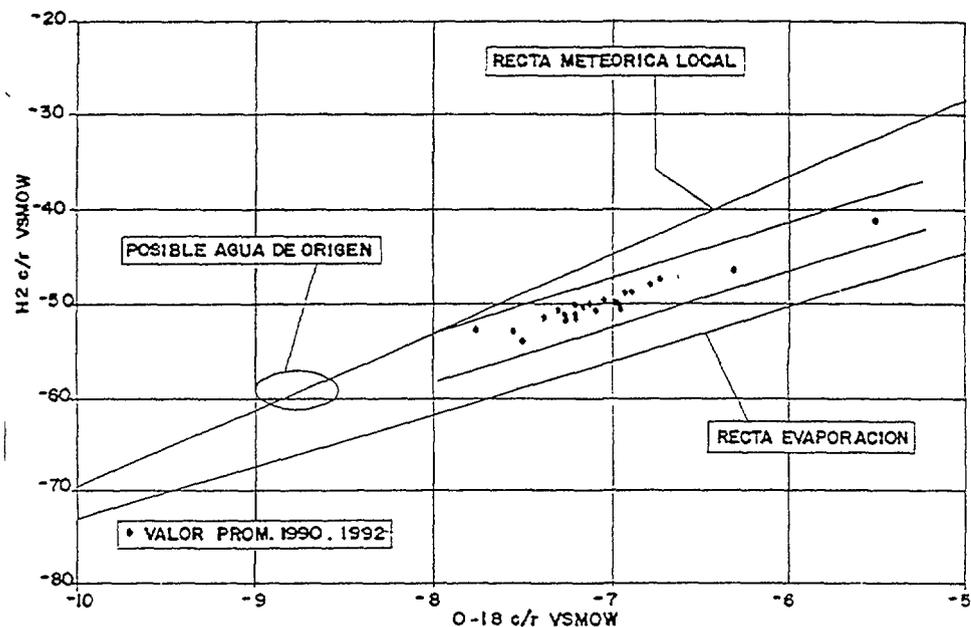


Fig. 9. Composición isotópica de las aguas subterráneas del sector central del acuífero del valle del río Tempisque.

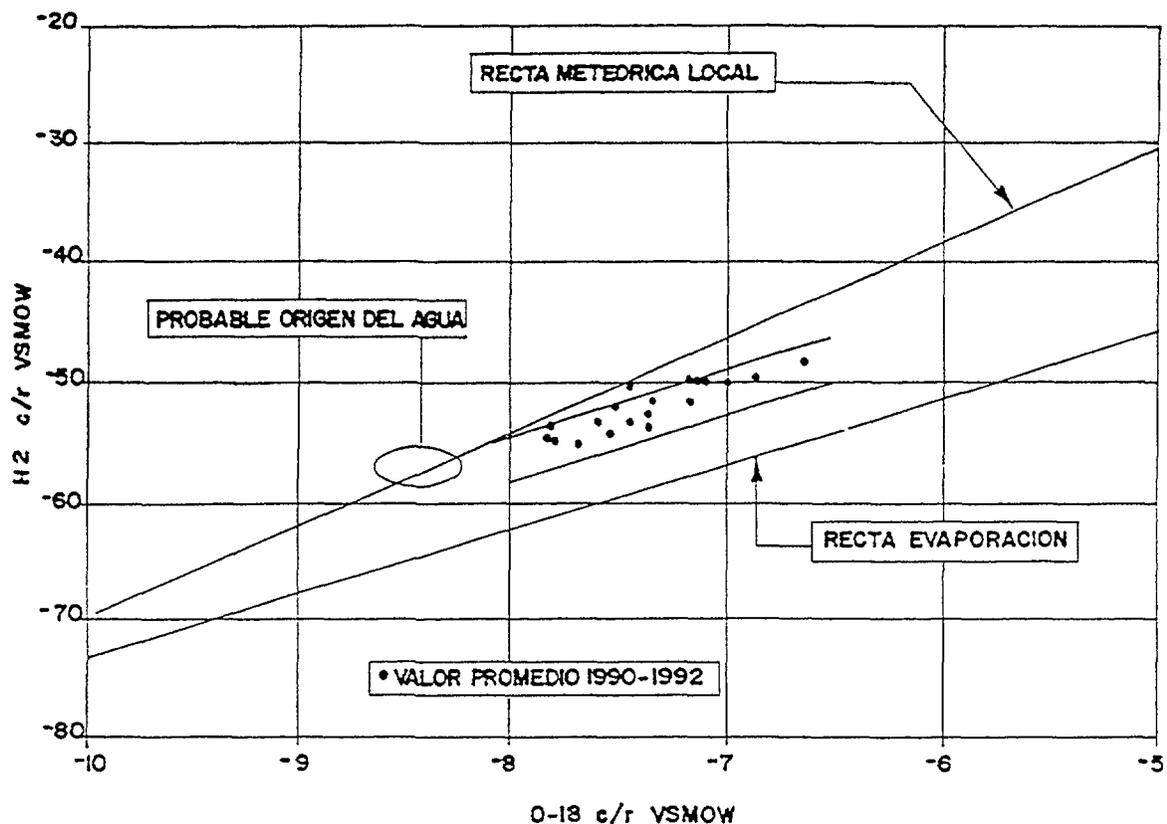


Fig.10 Composición isotópica de las aguas subterráneas del sector meridional del acuífero del valle del río Tempisque.

4.3.1 Sector central

Se denomina sector central a aquella área comprendida en la ribera derecha del Tempisque, entre Liberia y una línea imaginaria entre Santa Cruz y Puerto Moreno. El acuífero de este sector está bajo la influencia del río Tempisque y el río Cañas-Bolsón.

El contenido isotópico de las aguas subterráneas varían entre -6.3 y -7.7 ‰ en O-18 y de -46 a -55 ‰ en deuterio (Fig 9). Los valores presentados en el gráfico, corresponde a los valores medios de las muestras tomadas en los pozos en diferentes fechas.

El fraccionamiento sigue una tendencia paralela a la recta de evaporación determinada experimentalmente en la zona, lo cual sugiere que la mayor parte de las aguas están afectadas por el fenómeno de evaporación y que existe una importante dinámica de interacción entre el acuífero y el agua evaporada en la zona no saturada o en las zonas de inundación.

El probable contenido isotópico de las aguas de origen de este acuífero es aproximadamente la prolongación de la tendencia mostrada por las líneas de segmento de la Fig. 9 y tiene un valor medio de -8.8 ‰ en O-18 y -59 ‰ en deuterio.

4.3.2 Sector Sur

El sector sur es el área influenciada por el río Grande-Morote, y que se ubica inmediatamente al sur del acuífero del Tempisque. Al igual que en el sector central, las

aguas subterráneas se presentan evaporadas, pero en menor grado. Muestran también una dispersión menor. Esta evaporación generalizada, sugiere la interacción acuífero- zona no saturada, sobre la cual existe un proceso importante de evaporación de aguas libres.

Al igual que en el caso anterior no es posible zonificar áreas de mayor o menor interacción, ya que no todos los pozos tienen las mismas características constructivas y las áreas inundadas y tierras bajas tienen una distribución aleatoria, Fig. N° 10.

5. CONCLUSIONES

Basados en la discusión realizada en el punto anterior, podemos señalar las siguientes conclusiones.

La Recta Meteorica definida para Costa Rica tiene la siguiente expresión:

$$\delta^2\text{H} = 7.99 * \delta^{18}\text{O} + 10.5$$

El régimen de precipitaciones de Costa Rica es complejo y por ello no es posible distinguir un proceso único que sea responsable del fraccionamiento isotópico existente en la precipitación media mensual.

Las precipitaciones de la provincia de Guanacaste, no muestran efecto isotópico altura, pero en algunos meses es posible determinar la existencia de efecto cantidad y variación de temperatura.

Experiencias en tanques de evaporación demostraron que la recta de evaporación para el valle del Río Tempisque tiene la siguiente ecuación.

$$\delta^2\text{H} = 5.4 * \delta^{18}\text{O} - 19.3$$

Las aguas superficiales del valle del Río Tempisque, muestran el efecto de procesos evaporativos, al igual que el agua subterránea, lo cual sugiere una importante interacción río-acuífero y acuífero-zonas de evaporación.

La dinámica del acuífero y los ríos, recomiendan que los procesos de contaminación deban ser especialmente considerados en la planificación del desarrollo del valle.

A la finalización del presente proyecto, ha quedado en SENARA una experiencia en el desarrollo y manejo de este tipo de proyecto y existe la capacidad de poder formular proyectos de hidrología isotópica, de desarrollo básico y medio, con lo cual el objetivo del programa ARCAL XIII, se ha cumplido. El cumplimiento de los objetivos hidrológicos requiere sin duda, un estudio con un nivel de desarrollo teórico mayor al realizado.

REFERENCIAS

- [1] INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology. IAEA VIENNA (1983). pag. 273-279 y 319-324.

- (2) CUSTODIO, E., LLAMAS, R., Hidrología Subterránea. Segunda Edición Tomo 2, Capítulo 12, Ediciones Omega, S.A.
- (3) ELIZONDO, J., Estudio Hidrogeológico con fines de riego en la margen derecha del Río Tempisque. SENAS, Informe Técnico N° 152. Abril (1982).
- (4) HERRERA, J., Estudio Hidrogeológico con fines de riego en la planicie costera desde Jicaral-Puntarenas, hasta Santa Rita, Nandayure. Guanacaste, Costa Rica. SENAS, Informe técnico N° 144, Abril, (1982).
- [5] GOMEZ, A., Estudio de recarga y contaminación a acuíferos con énfasis en el Valle del Río Tempisque, usando técnicas isotópicas. II Informe de trabajo. SENARA, (1991).
- [6] ARAGUAS, L., DIDIER, L., GANOZA, C., QUISPE, L., QUINTANA, L., Aplicación de técnicas isotópicas en el estudio de los recurso hídricos de la zona norte del Perú (Sechura-Tumbes), Proyecto PER/8/006. Informe final. Junio, (1992).
- [7] NARANJO, M., Los vientos y régimen de lluvias en Costa Rica, DEB-436-92. SENARA, (1992).

DINÁMICA DEL FLUJO REGIONAL EN EL SISTEMA CÁRSICO JARUCO-AGUACATE, CUBA

L.F. MOLERO LEÓN

Centro de Hidrología y Calidad de las Aguas,
Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos,
La Habana, Cuba

P. MALOSZEWSKI

Instituto de Hidrología, GSF,
Oberschleißheim, Alemania

M.G. GUERRA OLIVA, O.A. REGALADO, D. M.

ARELLANO ACOSTA, C.MARCH DELGADO,
Centro de Hidrología y Calidad de las Aguas,
Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos,
La Habana, Cuba

K. DEL ROSARIO

Delegación Provincial Matanzas,
Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos,
Matanzas, Cuba

Resumen - Abstract

DINÁMICA DEL FLUJO REGIONAL EN EL SISTEMA CÁRSICO JARUCO-AGUACATE, CUBA

Las investigaciones mediante técnicas hidroquímicas y contenidos isotópicos han permitido precisar la posición de la divisoria subterránea entre ambos subsistemas de flujo y las causas principales que provocan su variación espacial, así como las consecuencias de tales cambios en el volumen y calidad de las aguas subterráneas en cada subsistema. Asimismo, se obtuvieron resultados no esperados respecto a la zonación vertical de cada subsistema acuífero. Al deducirse la existencia de dos horizontes acuíferos en cada subsistema pudo formularse, con mayor precisión, un modelo matemático de simulación de los procesos de transporte de masas y, sobre todo, elevar el grado de conocimiento acerca del balance hídrico del sistema en su conjunto. En este sentido, debe descartarse que el balance mostró que el acuífero se encuentra sobreexplotado con un déficit volumétrico de 1,5 m³/s, lo que corresponde a un déficit de la lámina de infiltración de 70 mm/a. La porosidad de fisuras asumida (5%) representa un descenso del nivel de las aguas subterráneas de 1,4 m/a, bajo el supuesto caso que la tasa de infiltración permaneciese constante. No obstante, en 1992, la lámina de lluvia resultó casi un 33% menor y, en consecuencia, también disminuyó la tasa de infiltración. La función lineal que relaciona la lámina de lluvia con la infiltración presupone que, en 1992, pudiera esperarse una tasa de recarga natural de 200 mm/a y que, para ese año, el déficit fuese sólo de 170 mm/a. La diferencia entre el espesor saturado del acuífero en condiciones de régimen permanente y el estado actual es de unos 8,1 m, y corresponde con un período de cinco años de déficit de agua, tomando en consideración el propio déficit de 1992. Ello muestra, claramente, que el balance del sistema fue completamente alterado por el campo de pozos de El Gato. Desde el inicio de las operaciones de ese sistema de bombeo,

el nivel de las aguas subterráneas ha decrecido unos 10 m, lo que está en conformidad con los resultados de la aplicación conjunta del modelo matemático y las investigaciones hidrológicas.

DYNAMICS OF THE REGIONAL GROUNDWATER FLOW IN THE JARUCO - AGUACATE KARST SYSTEM, CUBA

The hydrochemical and isotopic investigations of the Jaruco-Aguacate system have provided information on the location of the water divide between the two subsystems and on the causes for its spatial variability, as well as the consequences of such changes in the volume and quality of groundwater in every subsystem. Moreover, unexpected results were obtained with regard to the vertical stratification of every subsystem. After deducting the existence of two aquifer horizons, it was possible to formulate a more precise mathematical model for simulating the processes of mass transport and increase our knowledge of the water balance of the whole system. The water balance showed that the aquifer is overexploited, with a deficit of 1.5 m³/s, or referring to the infiltration rate, a deficit of 70 mm/a. The assumed fissure porosity (5%) represents a lowering of the water table of 1.4 m/a, assuming a constant infiltration rate. However, in 1992, the precipitation was 33% lower than the long term mean, and it is estimated that the infiltration rate was only 170 mm, compared to a mean value of 200 mm/a. The natural flow system was totally altered by the pumping of the El Gato well field. Since the beginning of the pumping, the water table dropped by around 10 m, which is in accordance with the res

PROBLEMATICA HIDROGEOLOGICA

El sistema acuífero, extendido longitudinalmente, está constituido por dos unidades hidrogeológicas bien definidas. La occidental, Jaruco, es un típico polje cársico con un área cercana a los 300 km² cuya zona de descarga natural, los manantiales Ojo de Agua, se encuentran entre las cotas +70 y +60 m.s.n.m.; el caudal base promedio es de unos 3,9 m³/s. La parte oriental, Aguacate (que incluye la denominada cuenca M 1), es un valle fluvio-cársico decapitado de unos 400 km² de superficie cuya zona de descarga natural la constituye un conjunto de surgencias de flujo difuso que descargan entre cotas +30 y +10 m.s.n.m., al este del territorio, con un caudal base promedio de tres metros cúbicos por segundo.

Por tales razones, el problema hidrogeológico básico se resumía en aclarar, mediante el empleo conjunto de técnicas geológicas, geofísicas, hidrogeológicas, geomorfológicas, geoquímicas e isotópicas, los problemas siguientes [1-15]:

1. la posición más probable de la divisoria hidrogeológica central entre ambas unidades;
2. la variación que, de la posición de la divisoria, debía esperarse en los límites de ambas unidades hidrogeológicas y en los sistemas menores de flujo;
3. definir las consecuencias de tales cambios en el volumen y calidad de las aguas subterráneas del sistema;
4. precisar la posición de las zonas de recarga natural del acuífero, los volúmenes de infiltración efectiva y el tiempo de renovación de las aguas subterráneas;
5. contribuir a precisar el balance hídrico del sistema; y,
6. formular un modelo matemático de simulación de los procesos de transporte de masas en el sistema.

HIDRODINAMICA DEL FLUJO SUBTERRANEO

El campo de propiedades físicas se estructura de manera diferente en ambos sectores del sistema según se deriva del análisis de las curvas de agotamiento de caudal, la distribución de la recarga natural y la diferente respuesta a estos estímulos, así como consecuencia de la composición tectónica y facial de los sedimentos que integran el acuífero. Asimismo, el desarrollo diferenciado de la carsificación provoca diferente grado de autoregulación de los sistemas acuíferos y, en consecuencia, explica que las respuestas del sistema se modulen en manera también diferente.

Modelo hidrodinámico general

En correspondencia con estos hechos se elaboró un modelo hidrodinámico general del tipo que se presenta en la Fig. 1 [12-15]. El esquema pretende mostrar la estructura funcional de los subsistemas hidrogeológicos involucrados y resume el conocimiento hidrodinámico del territorio. Como aspectos básicos se destacan los siguientes:

1. La divisoria subterránea entre ambos subsistemas es una frontera de carga variable que limita dos territorios acuíferos en expansión-contracción alternativa. Tal alternancia depende de: a/ el régimen de explotación de las aguas subterráneas y b/ la recarga neta efectiva.
2. La recarga natural se efectúa de manera retardada como consecuencia de la cobertura poligénica en el polje Jaruco e indistintamente rápida y retardada en la parte oriental debido a que, en ciertos sectores, el carso aflora libre y, en otros, está cubierto por rocas de menor permeabilidad que imprimen condiciones locales de semiconfinamiento al acuífero.
3. La descarga artificial más importante la constituye el campo de pozos de El Gato, en la parte occidental (Jaruco) que, de hecho, conforma un nivel de base artificial cuyo volumen es del mismo orden de magnitud que el caudal base de descarga del polje. Al tratarse de pozos completamente penetrantes en el acuífero, cortan las principales líneas de flujo del sistema y contribuyen a la disminución sostenida del caudal de los manantiales de Ojo de Agua. En la parte oriental, la descarga artificial más importante la constituye el campo de pozos de Bello, que sólo corta parcialmente las líneas de flujo de los manantiales, que representan una descarga de aguas más profundas débilmente enlazadas con las de recarga natural.
4. Ambos subsistemas se encuentran en franco estado de desequilibrio en que los caudales de explotación son superiores a los de recarga natural.

COMPOSICION QUIMICA E ISOTOPICA DE LAS AGUAS DE LLUVIA

La variabilidad temporal y espacial de la composición química de las aguas de lluvia de Cuba fue estudiada recientemente por uno de los autores [16]. En aquel análisis se incluyeron los resultados del monitoreo, durante el período 1989-1991, de dos estaciones de este sistema acuífero en el cual dos pluviómetros, uno en cada subsistema, fueron destinados a la colecta

de muestras mensuales integradas para la determinación de ^{18}O , ^2H y ^3H . Las Figs. 2-4 muestran la variación interanual de los isótopos ambientales. Treinta y siete (37) puntos de muestreo de las aguas subterráneas fueron destinados al control de la composición química e isotópica ambiental. Los valores de los macroconstituyentes en las lluvias fueron tomados de la estación Colón, con registros para el período 1986-1990. En este caso, se examinó la variación de cloruros en el agua de lluvia y en la subterránea, como indicador indirecto de la alimentación natural del sistema. La Fig. 5 muestra la concentración media del ión Cl^- en las aguas de lluvia.

Composición química de las aguas de lluvia

La Tabla 1 muestra los estadígrafos de los macroconstituyentes principales de la lluvia en el territorio para el período 1986-1990.

Las aguas de lluvia son, por lo general, bicarbonatadas cálcicas. Las relaciones iónicas básicas se resumen en la Tabla 2, comparadas con las aguas del Mar Caribe, al sur de Cuba.

Por su carácter conservativo y ausencia de otras fuentes productoras importantes, el ión cloruro pudo ser utilizado, con los isótopos ambientales, para caracterizar las zonas de alimentación natural del sistema acuífero y delimitar los sistemas de flujo en él.

Tabla 1. Estadígrafos de la composición físico-química de las aguas de lluvia (en mEq/l).

Indice	n	xm	σ	CV
HCO_3^-	101	0,43	0,25	0,57
Cl^-	100	0,19	0,13	0,67
$\text{SO}_4^{=}$	83	0,09	0,12	1,26
NO_3^-	58	0,11	0,11	1,05
Ca^{++}	100	0,51	0,27	0,53
Mg^{++}	100	0,39	1,25	3,19
Na^+	95	0,075	0,08	1,06
K^+	46	0,037	0,04	1,09
SST (mg/l)	99	55,18	27,18	0,49
pH	96	7,2	0,51	0,07

Tabla 2. Relaciones iónicas básicas en las aguas de lluvia y marinas.

	Cl^-/Na^+	$\text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++}$	K^+/Na^+	$\text{SO}_4^{=}/\text{Cl}^-$	$\text{Cl}^-/\text{HCO}_3^-$
Lluvia	2,5	0,76	0,49	0,47	0,44
Mar Caribe	1,3	6,17	-	0,13	234,92

Oxígeno-18 y Deuterio

La información de isótopos estables en las aguas de lluvia se reduce al año 1990. Las concentraciones medidas se presentan en la Tabla 3.

Tabla 3. Isótopos estables en las aguas de lluvia.

Mes	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	d (‰)	LL mm	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
E	-0,95	-0,35	13,2	39,2	xm = -11,92 σ = 7,8	-2,58 0,88
F	-5,0	-2,29	13,3	79,6	CV = -0,65 xw = -17,7	-0,34 -3,015
M	-5,5	-2,15	11,8	75	Período Seco (Nov-Abril)	
A	-5,0	-2,13	12,1	71,6		
M	-25,0	-3,66	4,4	544,4	xm = -5,53 σ = 4,06	-2,08 0,97
J	-23,4	-3,54	4,9	99,5	CV = -0,74 xw = -5,75	-0,47 -2,15
J	-12,6	-2,1	4,2	140,4	Período húmedo (Mayo-Oct)	
A	-17,7	-3,1	10	174,9		
S	-20,0	-3,1	11,8	93,2	xm = -18,32 σ = 5,6	3,08 0,55
O	-11,2	-2,95	13,6	130,5	CV = -0,31 xw = 20,39	-0,18 -3,26
N	-13,1	-3,37	13,9	49,0		
D	- 3,6	-2,17	13,8	19,3		

La Recta Meteorica Local responde a una ecuación del tipo:

$$\delta^2\text{H} = 7,41 \delta^{18}\text{O} + 7,18 \quad (r = 0,82)$$

Los valores de pendiente e intercepto son más altos que el promedio nacional [16] y más próximos a la Recta Meteorica Mundial por razón del efecto de continentalidad de las lluvias en el territorio.

Procesos de fraccionamiento y sus "efectos"

La serie disponible es muy corta para juzgar, en rigor, los procesos de fraccionamiento isotópico. Por ello, se tomaron los valores de la evaluación regional de uno de los autores [16] como estimativos del comportamiento general.

Así, por ejemplo, el efecto de cantidad, definido como la relación inversa entre la concentración en isótopos pesados y la lámina de lluvia mensual, se manifiesta perfectamente en las estaciones cubanas, situadas todas en el Occidente del país. Con una certidumbre del 95% se obtuvieron coeficientes de correlación elevados (-0,8 para el ^{18}O y -0,83 para el ^2H). Las ecuaciones de ajuste tienen la siguiente expresión:

$$\begin{aligned}\delta^{18}\text{O} &= -0,012 \text{ LL} - 1,35 \\ \delta^2\text{H} &= -0,10 \text{ LL} - 1,845\end{aligned}$$

En relación con la temperatura, los coeficientes de correlación son ligeramente más bajos: -0,7 para el oxígeno-18 y -0,78 para el deuterio, respondiendo a ecuaciones de ajuste respecto a la temperatura media mensual del aire del tipo:

$$\begin{aligned}\delta^{18}\text{O} &= 3,84 - 0,28 \text{ T } ^\circ\text{C} \\ \delta^2\text{H} &= 45,69 - 2,49 \text{ T } ^\circ\text{C}\end{aligned}$$

El efecto de altitud se manifiesta muy bien respecto al oxígeno-18, correlacionado a -0,94, también para un nivel de significación del 95% y, respecto al deuterio, el coeficiente de correlación obtenido fue de -0,86. El ajuste mínimo cuadrático dio lugar a las expresiones siguientes:

$$\begin{aligned}\delta^{18}\text{O} &= -0,00192 \text{ H} - 2,27 \\ \delta^2\text{H} &= -0,0074 \text{ H} - 10,37\end{aligned}$$

Tritio

La Tabla 4 resume los valores de ^3H muestreados en las aguas de lluvia. La Tabla 5 muestra los estadígrafos de la serie disponible. Como regla, se observa que el tritio precipitado en la época de lluvias es ligeramente superior al de los meses menos lluviosos. En la serie, resultan anormalmente altos los valores de junio y julio de 1989; los restantes son del mismo orden que los registrados en la estación OIEA-OMM de Miami, Estados Unidos, unos 200 km al norte [17]. Presumiblemente en este orden se encuentren las concentraciones naturales de tritio anteriores a las explosiones termonucleares en la atmósfera.

Tabla 4. Concentración de tritio en las aguas de lluvia (en UT)

Mes	1989	1990	1991
E	3,2	3,0	3,3
F	2,8	3,4	3,8
M	2,7	3,1	2,9
A	3,2	2,9	3,5
M	3,0	3,9	4,0
J	9,2	4,1	6,0
J	10,2	3,0	3,2
A	-	3,2	4,1
S	-	4,6	2,9
O	3,0	3,2	3,3
N	3,0	3,8	3,2
D	2,8	3,3	3,8

Tabla 5. Estadígrafos de la serie de tritio (en UT)

Indice	1989	1990	1991	1989-91
xm	4,31	3,46	3,67	3,78
σ	2,86	0,53	0,84	1,64
CV	0,66	0,15	0,23	0,43
<u>Período seco</u>				
Indice	1989	1990	1991	1989-91
xm	2,95	3,25	2,42	3,21
σ	0,22	0,33	0,35	0,35
CV	0,07	0,1	0,1	0,11
<u>Período húmedo</u>				
xm	6,35	3,67	3,92	4,43
σ	3,89	0,63	1,12	2,21
CV	0,61	0,17	0,29	0,5

COMPOSICION QUIMICA DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

Para el análisis sistemático de la composición química e isotópica de las aguas subterráneas fueron seleccionadas 37 estaciones. Dos campañas de muestreo simultáneo fueron realizadas, incluyendo 10 estaciones en las que se colectaron muestras a diferente profundidad, con el objetivo de caracterizar los patrones hidrogeoquímicos del territorio, los procesos de adquisición de la composición química e isotópica, y la distribución de los sistemas menores de flujo. Los resultados, discutidos en un reporte anterior [15], redujeron los puntos y la frecuencia de muestreo en la mayor parte de ellos, en tanto elevaron la frecuencia en los puntos básicos de descarga; es decir, en los campos de pozos de El Gato (al oeste) y Bello (al este).

Macroconstituyentes

En general, la composición química de las aguas subterráneas es homogénea en cuanto concierne a los macroconstituyentes principales. En efecto, -y siempre en términos de mEq/l- todas las aguas son del tipo $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$ y $\text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++} > \text{Na}^+ + \text{K}^+$, en tanto los coeficientes de variación de los iones principales son menores de 0,3. En cierto sentido, ello corrobora la existencia de un dominio de flujo regional de tipo difuso, que predomina sobre los sistemas locales en los que éste puede presentarse, aisladamente, concentrado.

El análisis factorial, confirmó la presencia de dos factores principales en el proceso de adquisición de la composición química. Un primer grupo, definido por los patrones litológicos del acuífero carbonatado, aporta principalmente los iones HCO_3^- , Ca^{++} y Mg^{++} y

representa el 80% de la varianza de la serie. El segundo factor, que representa el 20% restante, viene definido por el ingreso de ión Cl⁻ promovido, fundamentalmente, por la infiltración concentrada de las aguas de lluvia en ciertas zonas del sistema. La Tabla 6 muestra los estadígrafos principales de los macroconstituyentes e indicadores físicos de las aguas subterráneas.

Tabla 6. Indicadores estadísticos de los macroconstituyentes en mEq/l.

Indice	pH	SPC mΩ/cm	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺ +K ⁺
n	140	140	140	140	140	140	140	140
xm	7,6	530	4,2	0,6	0,3	3,4	1,0	0,67
σ	0,35	110,2	0,65	0,15	0,23	1,07	0,6	0,30
CV	0,05	0,21	0,15	0,25	0,77	0,31	0,6	0,45

Los valores medios de la serie fueron interpolados mediante kriging normal, una vez definidos los variogramas de la serie, expresados en términos de concentración de HCO₃⁻, SO₄⁼, Cl⁻, CO₂ libre, Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, Ca⁺⁺/Mg⁺⁺, Cl⁻/HCO₃⁻, HCO₃⁻/Ca⁺⁺+HCO₃⁻ y de las relaciones de saturación a la calcita (RSC), dolomita (RSD) y yeso (RSY). El análisis geoestadístico permitió obtener mayores precisiones respecto a la dinámica hidrogeoquímica del sistema acuífero.

Hidrodinámica geoquímica

El kriging confirmó la existencia de dos grandes sistemas de flujo diferenciados por su comportamiento geoquímico. Así, a ambos lados de la divisoria subterránea central, el comportamiento de los doce indicadores seleccionados es el siguiente, caracterizados, en la dirección principal de flujo desde la zona de alimentación a la de descarga:

	<u>Parte occidental</u>	<u>Parte oriental</u>
HCO ₃ ⁻	Aumenta	Disminuye
SO ₄ ⁼	Disminuye	Aumenta
Cl ⁻	Disminuye	Disminuye
CO ₂ libre	Aumenta	Disminuye
Ca ⁺⁺	Disminuye	Disminuye
Mg ⁺⁺	Aumenta	Aumenta
Mg ⁺⁺ /Ca ⁺⁺	Aumenta	Aumenta
Cl ⁻ /HCO ₃ ⁻	Disminuye	Constante
HCO ₃ ⁻ /Ca ⁺⁺	Aumenta	Constante
HCO ₃ ⁻		
RSC	Disminuye (insaturada)	Disminuye (sobresaturada)
RSD	Disminuye (saturada a insaturada)	Aumenta (insaturada a saturada)
RSY	Disminuye (insaturada)	Disminuye (insaturada)

Es de destacar que el modelo regional de flujo en función del anión predominante, propuesto por Chebotarev [19], del tipo: $\text{HCO}_3^- \rightarrow (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{=}) \rightarrow (\text{SO}_4^{=}) \rightarrow (\text{SO}_4^{=} + \text{Cl}^-) \rightarrow \text{Cl}^-$, no se cumple en el territorio. Tampoco resulta completamente aplicable el modelo de facies hidroquímica de Back [19] en virtud de la homogeneidad en la composición del sistema. Los mecanismos de diferenciación, en este caso, deben ser mucho más refinados. Tratándose de un acuífero cársico tropical parece de más valor combinar los indicadores de intercambio de masa y disolución-precipitación en el sistema, con la distribución del campo de flujo. De este modo, indicadores como la distribución de CO_2 libre en el sistema (Fig. 6), el grado de saturación respecto a los minerales predominantes (calcita y dolomita) y las relaciones iónicas que indican tal intercambio másico, resultan mucho más útiles, en particular, la distribución espacial de las relaciones $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$, $\text{Cl}^-/\text{HCO}_3^-$ y $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}^{++}+\text{HCO}_3^-$ (Figs. 7-10).

Así, por ejemplo, en la parte oriental del sistema (Aguacate), la producción de CO_2 libre en las aguas subterráneas disminuye 2,6 veces a lo largo de una línea principal de flujo de aproximadamente 15 km de longitud. Ello representa un gradiente de degasificación en el sistema del orden de 0,4 mg/l por cada kilómetro de recorrido, lo que contribuye a explicar que, en la zona de descarga, las aguas se encuentren ligeramente sobresaturadas de calcita y dolomita. En términos absolutos, las aguas subterráneas se encuentran más concentradas respecto a la dolomita. En la parte occidental, sin embargo, existe un incremento notable de CO_2 libre en la zona de descarga artificial del campo de pozos de El Gato. Aquí, el gradiente de ganancia es de 4,8 mg/l por kilómetro de recorrido; es decir, 12 veces más alto que en la zona oriental. Ello provoca que las aguas subterráneas definan una importante zona de equilibrio respecto a la calcita y la dolomita alrededor del campo de pozos, con la consiguiente disminución en la concentración absoluta de HCO_3^- e incrementos de Ca^{++} y Mg^{++} (Figs. 11 y 12).

En todos los casos, las aguas se encuentran muy insaturadas respecto al yeso, lo que indica que las fuentes de $\text{SO}_4^{=}$ no son debidas a la presencia de terrenos yesíferos.

El ión cloruro, muy conservativo, exhibe un comportamiento similar en ambos subsistemas, indicando que es prácticamente independiente de los procesos geoquímicos que ocurren en el sistema. Con independencia de que alguna proporción pueda deberse a procesos autóctonos -naturales o artificiales- en nuestro modelo se ha considerado la ausencia de tales fuentes y, en consecuencia, se toma como elemento de estimación de la recarga natural del sistema, asumiendo que su incorporación al acuífero es debida a la infiltración de las aguas de lluvia. En tal sentido, de acuerdo con Eriksson [20] y Fontes y Edmunds [21], las pérdidas por evaporación (E) y el ingreso por recarga natural (I), pueden estimarse de acuerdo con las expresiones siguientes:

$$E = LL (C_p/C_i)$$

$$I = LL (1 - C_p/C_i)$$

Los valores obtenidos se resumen en la Tabla 7.

Durante la campaña de 1990, las aguas en la zona de descarga principal de la parte oriental (Aguacate - M1), fueron muestreadas a diferente profundidad en el acuífero. La Fig. 14 muestra las variaciones en la concentración de cloruros. El perfil de cloruros es indicativo de la heterogeneidad del campo de flujo, tanto horizontal como vertical. Las concentraciones

Tabla 7. Evaporación e infiltración estimados por balance de cloruros en el sistema acuífero (I, E y LL en mm; Cp y Ci en mEq/l)

Variables	Parte occidental			Parte oriental		
	1989	1990	1991	1989	1990	1991
LL	1657,1	1289,6	1866,4	1414,2	1516,6	1495,3
Cp	0,13	0,1	0,18	0,13	0,1	0,18
Ci	0,61	0,55	0,64	0,94	0,48	0,57
E	1304	1055	1341	1218	1200	1023
I	353	234	525	196	316	472

máximas se encuentran a 10 m de profundidad en el pozo 5A y a 30 m en el pozo 6. Una posición intermedia ocupa el pozo 7, donde el máximo se registró a los 20 m de profundidad. Resulta interesante, por otra parte, el comportamiento del pozo 4, con una composición uniforme en todo el perfil. Si se toma en consideración que los pozos están muy próximos y que la diferencia entre sus cotas absolutas no excede los tres metros, los máximos contenidos de cloruros pueden indicar la posición de niveles preferenciales de circulación horizontal. Aunque no existen mediciones del ion Cl^- en la zona no saturada, preferimos esta explicación, que establece el predominio del flujo horizontal sobre el vertical.

HIDRODINAMICA ISOTOPICA

Con la información disponible se elaboró un modelo conceptual de la hidrodinámica isotópica ambiental de las aguas subterráneas. La fundamentación matemática ha sido presentada por uno de los autores [22-30], en tanto el modelo conceptual parte de asumir todo el sistema como un medio de doble porosidad donde el agua móvil del acuífero se encuentra en las grietas y la componente inmóvil en la matriz microporosa, es estimada en un 40%. La porosidad de grietas, considerada en este caso como porosidad efectiva, se desconoce con precisión y fue estimada en un 5% para la construcción del modelo.

Las características de la zona de descarga natural impidieron, en ambos subsistemas acuíferos, coleccionar muestras de los manantiales cársicos. Por tal motivo, el desarrollo del modelo conceptual y la aplicación de la simulación matemática fueron solamente posibles a partir de información isotópica ambiental derivada del bombeo en los campos de pozos de El Gato y Bello.

Oxígeno-18 y Deuterio

Durante 1990, los valores de ^{18}O y ^2H medidos en El Gato y Bello mostraron el mismo valor medio (-3,18 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ out y -18,5 ‰ para el $\delta^2\text{H}$ out). Las variaciones estacionales resultaron muy pequeñas. El ingreso medio ponderado anual de isótopos estables en las aguas de lluvia resultó $\delta^{18}\text{O}$ in = -2,74 ‰ y $\delta^2\text{H}$ in = -16,2 ‰, con amplitudes

respectivas de 1,4 ‰ y 19,5 ‰ para el oxígeno-18 y el deuterio. En los meses de verano la concentración media ponderada de deuterio es de $\delta^2\text{H}_s = -20,4 \text{ ‰}$ (mayo a octubre) y en invierno $\delta^2\text{H}_w = -5,7 \text{ ‰}$. (noviembre a abril). Del mismo modo, la relación entre las cantidades de lluvia en invierno y verano para 1990 es de 5,5:1, en tanto para todo el período 1989-1991 es de 4:1. La simple comparación en el contenido de deuterio en los puntos de descarga, con las medias ponderadas de todo el año muestra una fuerte influencia de los meses de verano, donde la tasa de infiltración es mayor que 1. La Fig. 15 muestra la distribución de la lámina de lluvia, en la parte superior y, en la inferior, las concentraciones medias mensuales de deuterio en la lluvia y en las aguas de los campos de pozos de Bello y El Gato durante 1990.

La concentración en isótopos estables permite estimar la tasa de infiltración α , de manera que,

$$\alpha = \alpha_w / \alpha_s$$

donde, $\alpha_w = I_w/P_w$, y $\alpha_s = I_s/P_s$; siendo I_w e I_s la infiltración media en invierno (w) y verano (s) y α_w y α_s , las tasas de infiltración para tales períodos. A partir de los datos isotópicos, la tasa de infiltración α se calcula según la expresión:

$$\alpha = P_w/P_s = (\delta^2\text{H}_w - \delta^2\text{H}_{\text{out}}) / (\delta^2\text{H}_{\text{out}} - \delta^2\text{H}_s)$$

que, para 1990, equivale a 1,25.

Tritio

Las Figs. 3 y 4 muestran la concentración de tritio medida en las aguas de lluvia para el período 1989-1991. La Fig. 16 muestra los valores de ^3H observados en los pozos de Bello y El Gato, exhibiendo claras diferencias entre los períodos de invierno y verano. En invierno, la concentración media de ^3H resulta muy baja, alrededor de 1 UT; en tanto, durante el verano, se incrementa rápidamente, aunque con un retardo entre uno y tres meses. Este análisis cualitativo constituyó la base para asumir que el acuífero consiste de dos capas diferentes; la más profunda, caracterizada por un largo tiempo de tránsito y, la superior, con un tiempo muy breve. Durante la época de seca (invierno), solamente se drenan las aguas del nivel inferior mientras que, en el verano (época de lluvias) se bombean las aguas mezcladas de la componente antigua del nivel inferior y las más recientes del horizonte superior.

Asumiendo que la componente más reciente posee una concentración de tritio de aguas recién infiltradas, es posible calcular la parte de componente antigua en el volumen que se descarga del macizo durante el período lluvioso. Los cálculos se realizaron para las tres estaciones húmedas del período 1989-1991. La concentración de tritio en las aguas de infiltración para cada estación húmeda fue tomada como equivalente a la concentración media ponderada de ^3H en la lluvia. La componente antigua se toma con una concentración aproximadamente constante durante los últimos años. De este modo, asumiendo un modelo de mezcla simple para cada pozo de bombeo, se obtiene que,

$$p = [(C_{\text{out}})_s - (C_{\text{in}})_s] / [(C_{\text{old}}) - (C_{\text{in}})_s]$$

donde p es la proporción de componente antigua en el pozo de bombeo durante los meses de verano. C_{old} y $(C_{\text{out}})_s$ son las concentraciones medias de tritio en invierno y en verano,

respectivamente. $(C_{in})_s$ es la concentración media ponderada de tritio en las aguas de lluvia durante el verano. La Tabla 8 muestra los resultados de los cálculos para ambas estaciones de bombeo. Las Tablas 8-9 muestran los volúmenes medios anuales de cada horizonte acuífero que han sido bombeados durante el período de estudio.

Tabla 8. Proporción de componente antigua en las aguas subterráneas durante la estación húmeda.

Parte occidental (Jaruco)

Año	(C out) _s UT	C in) _s UT	C old UT	p %	p media %
1989	5,33	5,90	1,2	17	34
1990	2,3	3,68	1,2	55	
1991	3,2	4,17	1,2	32	

Parte oriental (Aguacate-M 1)

Año	(C out) _s UT	(C in) _s UT	C old UT	p %	p media %
1989	3,9	5,9	0,75	39	40
1990	5,2	7,25	0,8	32	
1991	3,12	8,22	0,82	59	

Tabla 9. Volúmenes bombeados en cada horizonte acuífero (m^3/s) asumiendo caudal constante de extracción.

Año	Parte occidental		Parte oriental	
	Horizonte superior	Horizonte inferior	Horizonte superior	Horizonte inferior
1989	0,46	2,24	0,78	1,22
1990	1,49	1,22	0,64	1,36
1991	0,86	1,84	1,18	0,82

Modelación matemática: fundamentación y resultados

Para la interpretación de los datos de isótopos ambientales se emplean modelos de caja negra o del tipo de parámetros aglutinados. Todos ellos se basan en la forma que se asume para la función de distribución del tiempo de tránsito, que es la función de ponderación. Tal función describe el tiempo de tránsito del trazador entre la entrada y la salida del sistema. En la mayor parte de los casos se emplea el modelo de dispersión (DM) o el exponencial (EM) y ambas poseen el mismo parámetro de ajuste: el tiempo medio de tránsito del agua o del trazador en dependencia del tipo de acuífero que se considere.

En los acuíferos agrietados, parte del agua se concentra inmóvil en la matriz microporosa y se considera estática, mientras que otra parte fluye directamente por las grietas (agua móvil). El trazador se difunde entre las dos fases, la móvil y la estática, lo que provoca un cierto retardo en el transporte del trazador en comparación con el flujo en el agua móvil. Una vez que el trazador dispone de tiempo suficiente para penetrar toda la matriz microporosa, el transporte puede considerarse similar al que ocurre en un medio poroso (utilizando modelos de caja negra). No obstante, en tal caso, el modelo matemático suministra el tiempo de tránsito del trazador; éste es R_p veces mayor que el tiempo medio de tránsito del agua t_w . El parámetro t_t equivale a la relación entre el volumen total de agua en el sistema V , y la tasa de flujo volumétrico Q , a través del sistema. El volumen de agua móvil (V_m), igual a la relación V/R_p , requiere del conocimiento del factor de retardo R_p que, a su vez, representa la relación entre la porosidad total n_t , y la porosidad de fisuras, n_f . En el área considerada para el modelo, ambas porosidades se asumieron, respectivamente, del 40 y el 5%, lo que resulta en un valor $R_p=8$.

Al aplicar el modelo de dispersión (DM) se requiere de un parámetro adicional de ajuste; éste es el llamado parámetro de dispersión $(D/vx)^*$. En sistemas de doble porosidad, del tipo grieta-poro, el parámetro (D/vx) describe la variación de los tiempos de tránsito del trazador a través de las grietas y resulta de la dispersión en las fisuras (o su distribución) y de la difusión entre el agua móvil y la estática. En el sistema Jaruco-Aguacate se aplicó el modelo de dispersión (DM) para determinar los tiempos de tránsito del tritio a través del acuífero.

En condiciones de régimen permanente, la relación entre las concentraciones de entrada, $C_{in}(t)$ y salida $C_{out}(t)$ del trazador en el sistema hidrogeológico, se describen mediante la integral de convolución:

$$C_{out}(t) = \int_0^t C_{inp}(t-\tau) g(\tau) \exp(-\lambda t) d\tau$$

en la que es la constante de decaimiento radioactivo para el tritio (cero para isótopos estables) y $g(\tau)$ es la función de ponderación que, en el modelo de dispersión, se define como:

$$g(\tau) = \left\{ \frac{Pd}{4\pi\tau/tt} \right\}^{0,5} \exp \left[-\frac{Pd(1 - \tau/tt)^2}{4\tau/tt} \right] / \tau$$

donde t_t es el tiempo medio de tránsito del trazador y Pd es $1/(D/vx)^*$. Para cada año, la función de entrada se calcula según la expresión siguiente:

$$C = \frac{\alpha \sum_s (P_i C_i) + \sum_w (P_i C_i)}{\alpha \sum_s (P_i) + \sum_w (P_i)}$$

en la que P_i y C_i son, respectivamente, la lámina de lluvia y el contenido de tritio en ésta, en el i -ésimo mes del año en consideración. Empleando esta ecuación se calculó la función de entrada de ^3H para el período de observación 1989-1991, sobre la base de datos medidos directamente en el sistema acuífero, en tanto para años anteriores se correlacionaron con los datos de la estación OIEA-OMM del Instituto de Ciencias Marinas de Miami, Estados Unidos. La tasa de infiltración α se tomó igual a la unidad.

La modelación se llevó a cabo solamente para los datos de tritio, medidos durante los meses de invierno, a fin de obtener información acerca del tiempo medio de tránsito de la componente más antigua en el sistema acuífero (horizonte inferior). Para la estación de bombeo de El Gato (subsistema Jaruco), el tiempo de tránsito del ^3H , $t_t=100$ años con un valor $P_d=4$, en tanto para la estación de bombeo de Bello, al este, el mejor ajuste, con $P_d=4$ fue obtenido para $t_t=115$ años. La Fig. 17 muestra los mejores ajustes del modelo de dispersión.

Tiempos de tránsito tan largos para el tritio indican que -isotópicamente- el sistema no se encuentra en régimen permanente. En tal sentido, los valores de t_t obtenidos son, probablemente, más representativos para el tiempo de tránsito del tritio en el pasado; es decir, para un momento en que el sistema acuífero se encontraba en régimen permanente (aproximadamente 20 años atrás) y ambas fuentes cársicas (manantiales de Ojo de Agua y Bello), respectivamente, drenaban el acuífero.

Para un tiempo de tránsito del tritio en el horizonte acuífero inferior de unos 100 años, y considerando un espesor $H=50$ m y una porosidad total $n_t=40\%$, la tasa de flujo volumétrico en este horizonte equivale a,

$$\begin{aligned} \Pi &= n_t * H/t_t \\ Q &= \Pi * S \end{aligned}$$

es decir, $\Pi=200$ mm/a y $Q=4,4$ m³/s. Π representa la tasa de infiltración que el horizonte inferior recibe del superior. Asumiendo que la infiltración se distribuye uniformemente en la superficie, el valor $\Pi=200$ mm/a representa una tasa de flujo volumétrica de 1,9 y 2,5 m³/s, respectivamente, para los subsistemas Jaruco y Aguacate. Este último es muy semejante al caudal de descarga del grupo de fuentes de Bello y sugieren que ellas drenan el horizonte acuífero inferior. La respuesta diferenciada en la relación lluvia acumulada-caudal acumulado y las curvas de recesión del río Cañas contribuyen a sustentar esta hipótesis.

En el subsistema Jaruco, la tasa de flujo volumétrico calculada ($Q=1,9$ m³/s) corresponde con el caudal base actual estimado de los manantiales Ojo de Agua. Ello muestra que parte de las aguas ($2,5-1,9=0,6$ m³/s) llegan a los manantiales desde el horizonte superior, lo cual está en correspondencia con el comportamiento hidrodinámico de las curvas de recesión del río Mayabeque. El balance hídrico y de cloruros ofrecen valores semejantes (≈ 350 mm/a) de la lámina de infiltración. Asumiendo cierto un 85% de este valor (tomando en cuenta los

coeficientes de variación observados), resulta una tasa de infiltración general $I=300$ mm/a, de modo que si 200 mm/a pasan al horizonte acuífero inferior, el superior ($I_u=I-I$), unos 100mm/a representa la lámina que fluye directamente a la zona de descarga como componente joven. En términos de caudal, representan una tasa de flujo de 0,95 y 1,35 m³/s descargando directamente del horizonte superior de los subsistemas Jaruco y Aguacate.

Con los valores asumidos de H , n_t y R_p fueron obtenidos los volúmenes totales y de agua móvil en el horizonte acuífero inferior. Para el nivel acuífero superior, el tiempo medio de tránsito del agua se asumió como $t_w=1,6$ a, de acuerdo con las curvas de recesión del río Mayabeque. Para la porosidad de fisuras asumida (5%) y la tasa de infiltración de 300 mm/a, el espesor acuífero del horizonte es de unos 9,6 m. En consecuencia, el volumen total de agua en el horizonte superior, bajo condiciones de régimen permanente era de $V=2,7 \times 10^9$ m³, en tanto la componente móvil, unas ocho veces menor. Tomando los flujos calculados, la Fig. 18 representa el balance hídrico del sistema en régimen permanente.

El estado actual del acuífero puede deducirse a partir de los volúmenes que son tomados de los diferentes horizontes acuíferos, las descargas conocidas y las suposiciones acerca de las porosidades y espesor del horizonte inferior. Adicionalmente se asume que el tiempo medio de tránsito del agua a través del horizonte superior es de unos tres meses. Este valor se toma a partir del retardo en el incremento de la concentración de tritio en las aguas bombeadas en Bello y El Gato, luego del inicio de la temporada húmeda. Suponiendo para Bello la misma relación entre las componentes tomadas de ambos horizontes acuíferos que fuera deducida para la parte occidental (Jaruco), pueden estimarse las tasas de flujo volumétrico que se muestran en la Fig. 19. El volumen de agua móvil es el mismo, para el horizonte inferior, que en condiciones de régimen permanente y, tomando $t_w=3$ meses para el horizonte superior, el volumen de agua móvil en él $V_m=I \cdot S \cdot t_w=53 \times 10^6$ m³ y la potencia actual, de 1,5 m. Del mismo modo, conociendo las tasas de flujo y los volúmenes en el horizonte inferior, fueron estimados los tiempos actuales de tránsito del agua y el trazador a través de ese horizonte. La composición isotópica estable de las aguas subterráneas en diferentes puntos del sistema acuífero y distinta época del año muestran, indirectamente, la presencia de aguas puede interpretarse como de diferentes horizontes acuíferos de acuerdo con los resultados del modelo. Así, por ejemplo, (Fig. 20) obsérvese que los pozos muestreados en el sistema durante la época de lluvias se ajustan sobre, o muy cerca de las rectas meteóricas (K4, GAT9, Mudo, K5, HMA-120, K1, K18, K27, El Coronel), mientras que, durante el período seco se ajustan a una recta de mayor pendiente. Tal es el caso, por ejemplo, del LSC 1, Bello, Nudo, Catalina, Ojo de Agua, K23, K24) y resulta significativo que las muestras de Bello, Catalina y Ojo de Agua corresponden a puntos en, o muy cerca de la zona de descarga. En este caso pudiera pensarse, incluso, en cierto intercambio con el macizo carbonatado promovido por un mayor tiempo de tránsito de las aguas en el sistema [28].

NOTA FINAL

Las investigaciones permitieron resolver los problemas básicos para los cuales fue diseñada. De este modo pudo precisarse la posición de la divisoria subterránea entre ambos subsistemas de flujo y las causas principales que provocan su variación espacial, así como las consecuencias de tales cambios en el volumen y calidad de las aguas subterráneas en cada subsistema. Asimismo, se obtuvieron resultados no esperados respecto a la zonación vertical de cada subsistema acuífero. Al deducirse la existencia de dos horizontes acuíferos en cada subsistema pudo formularse, con mayor precisión, un modelo matemático de simulación de

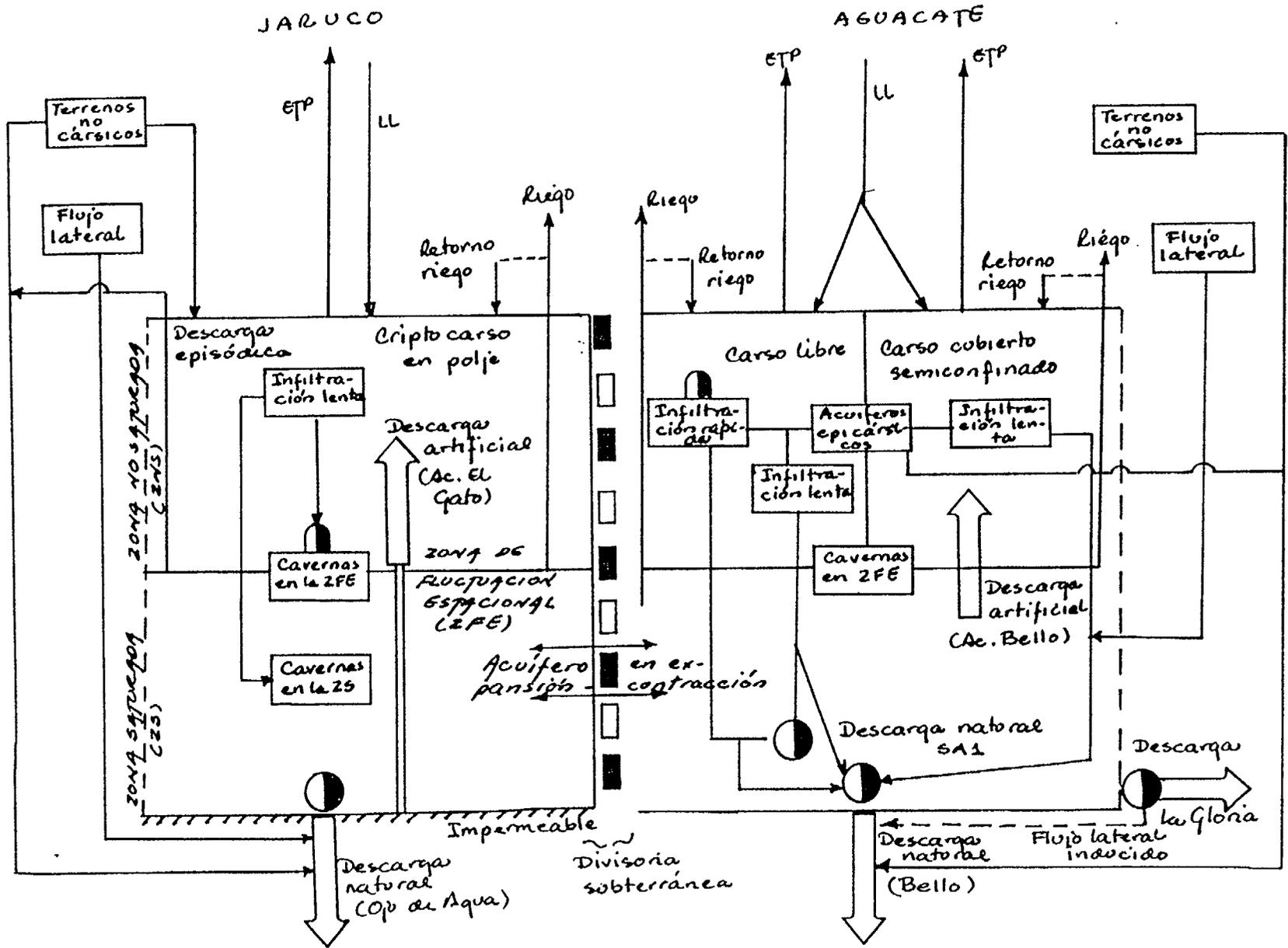


Fig. 1. Modelo hidrodinámico general

los procesos de transporte de masas y, sobre todo, elevar el grado de conocimiento acerca del balance hídrico del sistema en su conjunto.

En este sentido, debe destacarse que el balance mostró que el acuífero se encuentra sobreexplotado con un déficit volumétrico de $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$, lo que corresponde a un déficit de la lámina de infiltración de 70 mm/a . La porosidad de fisuras asumida (5%) representa un descenso del nivel de las aguas subterráneas de $1,4 \text{ m/a}$, bajo el supuesto caso que la tasa de infiltración permaneciese constante. No obstante, en 1992, la lámina de lluvia resultó casi un 33% menor y, en consecuencia, también disminuyó la tasa de infiltración. La función lineal que relaciona la lámina de lluvia con la infiltración presupone que, en 1992, pudiera esperarse una tasa de recarga natural de 200 mm/a y que, para ese año, el déficit fuese sólo de 170 mm/a . La diferencia entre el espesor saturado del acuífero en condiciones de régimen permanente y el estado actual es de unos $8,1 \text{ m}$, y se corresponde con un período de cinco años de déficit de agua, tomando en consideración el propio déficit de 1992. Ello muestra, claramente, que el balance del sistema fue completamente alterado por el campo de pozos de El Gato. Desde el inicio de las operaciones de ese sistema de bombeo, el nivel de las aguas subterráneas ha decrecido unos 10 m , lo que está en conformidad con los resultados de la aplicación conjunta del modelo matemático y las investigaciones hidrológicas.

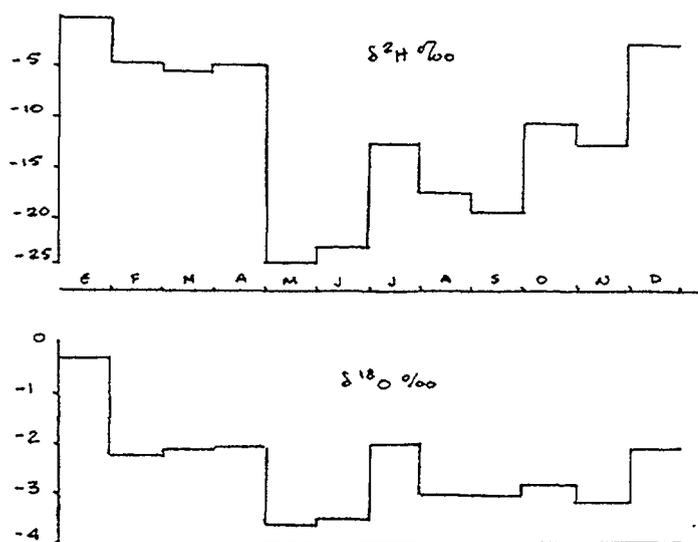


Fig. 2. Variación interanual del oxígeno-18 en las aguas de lluvia

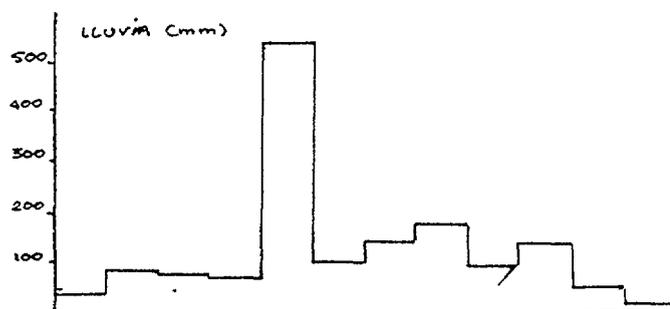


Fig. 3. Variación interanual del deuterio en las aguas de lluvia

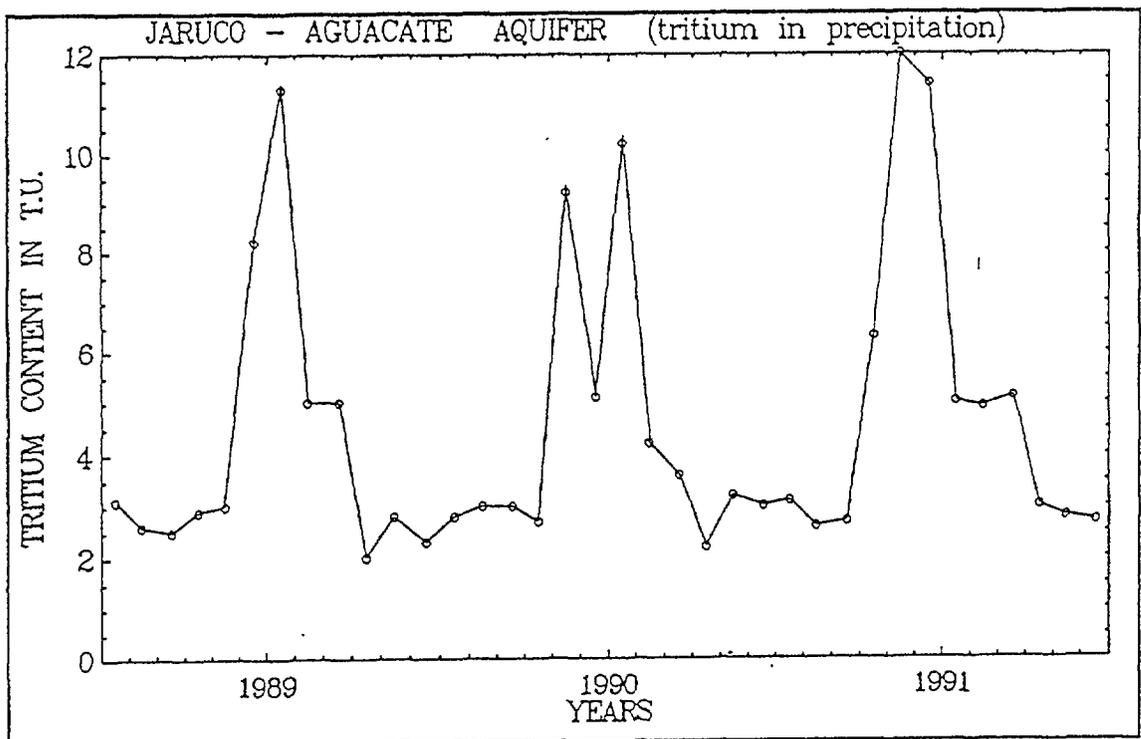
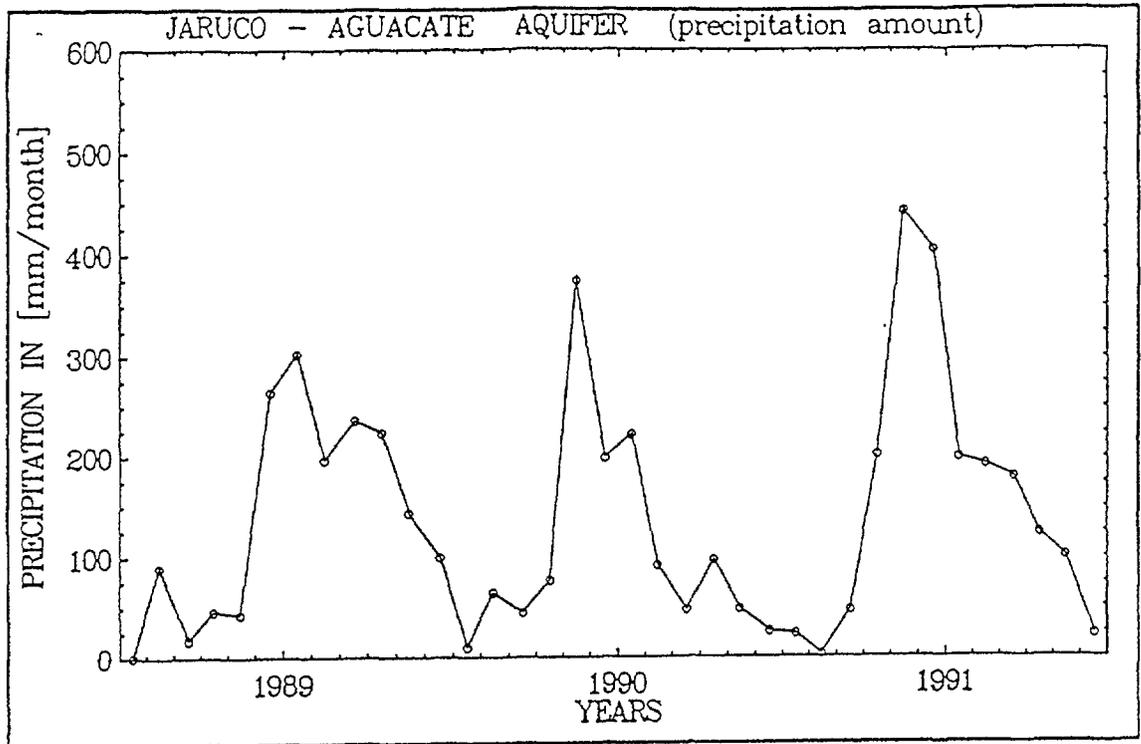


Fig. 4. Variación interanual del tritio en las aguas de lluvia

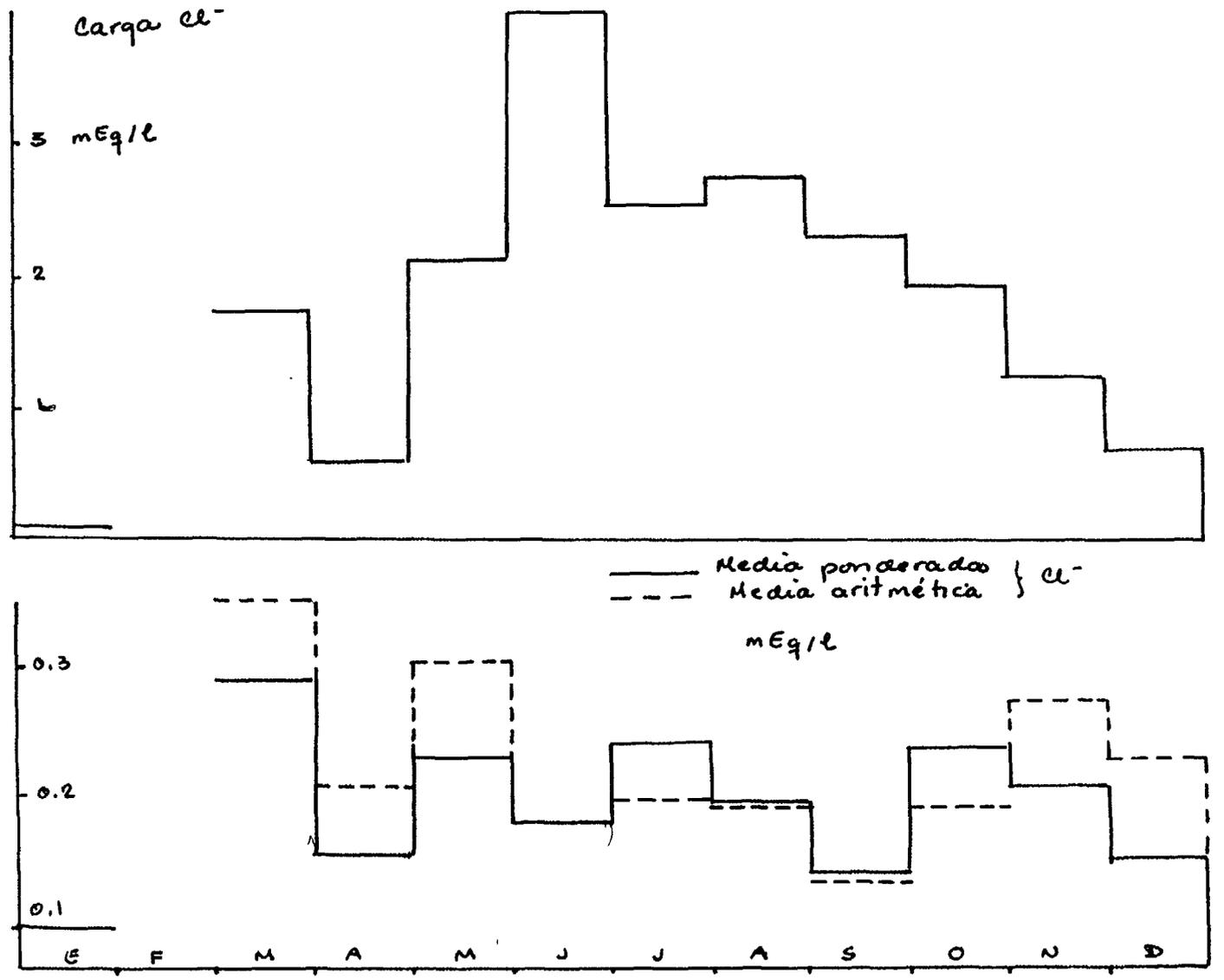


Fig. 5. Concentración media del ión cloro en las aguas de lluvia

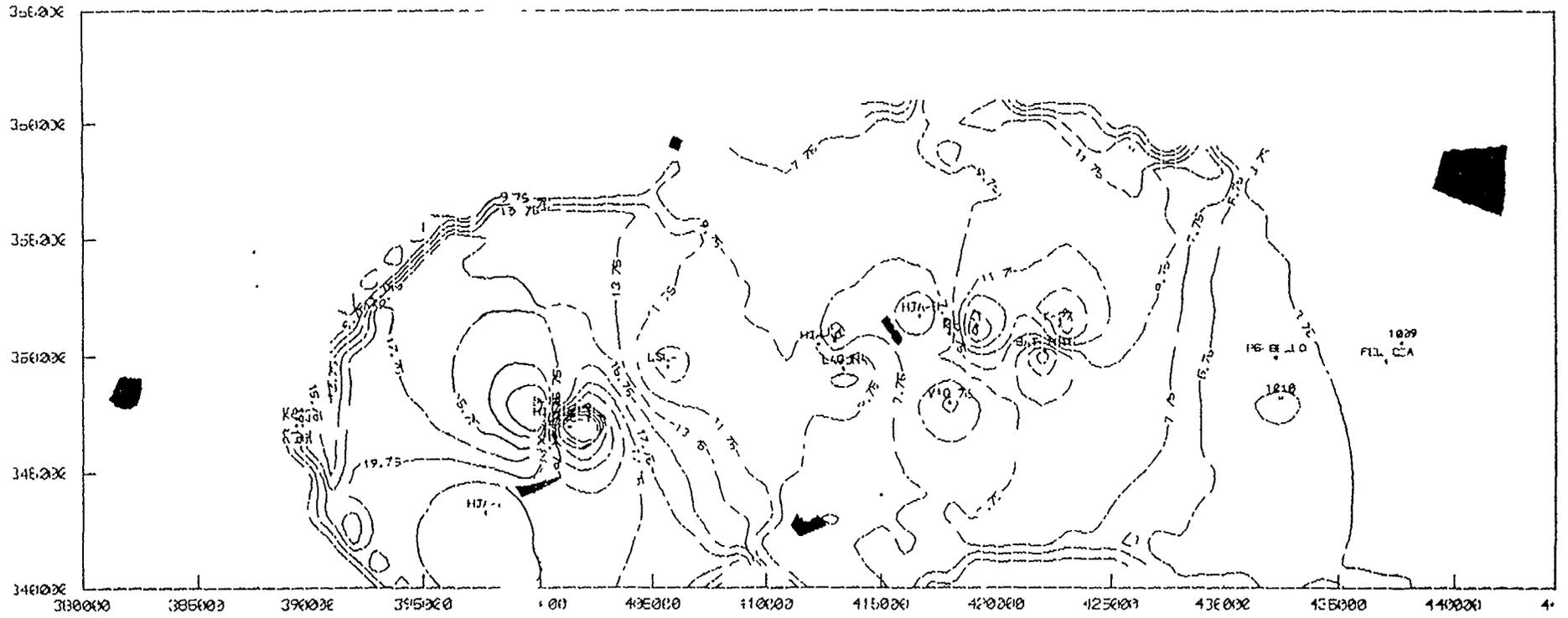


Fig. 6. Distribución de CO₂ libre en las aguas subterráneas

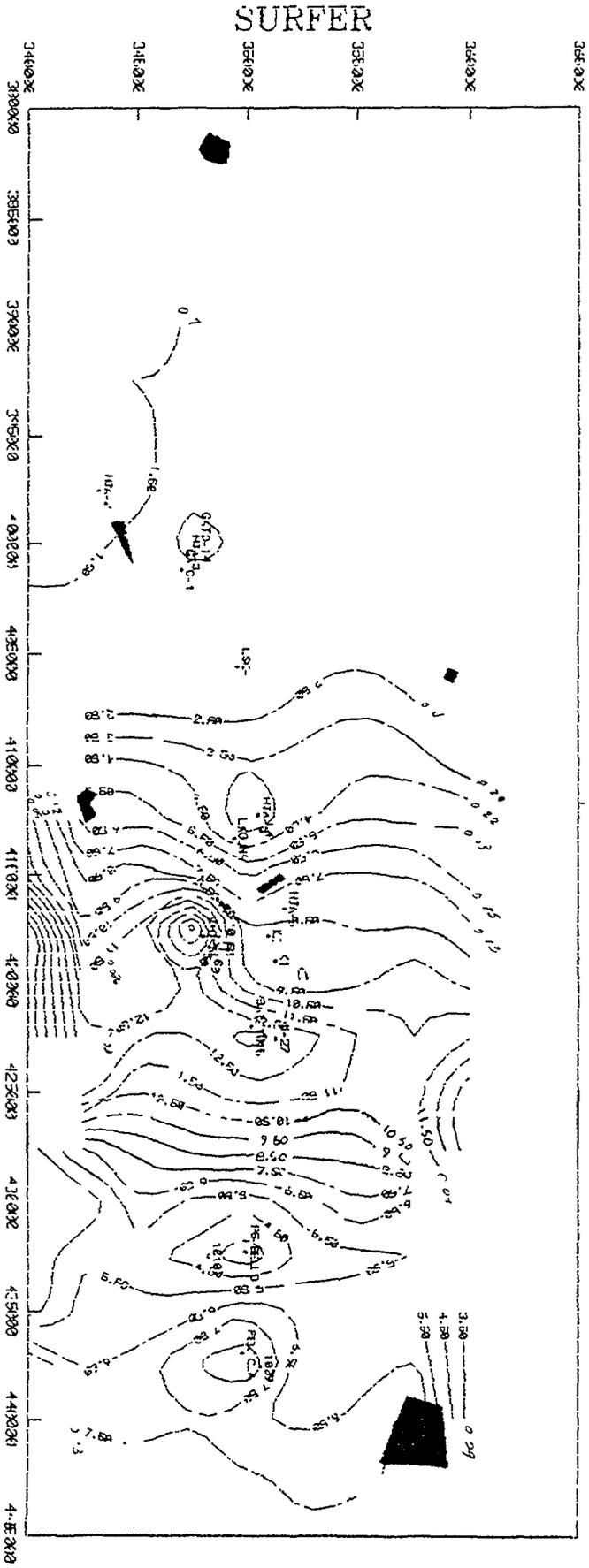


Fig. 7. Relación Ca^{++}/Mg^{++} en las aguas subterráneas

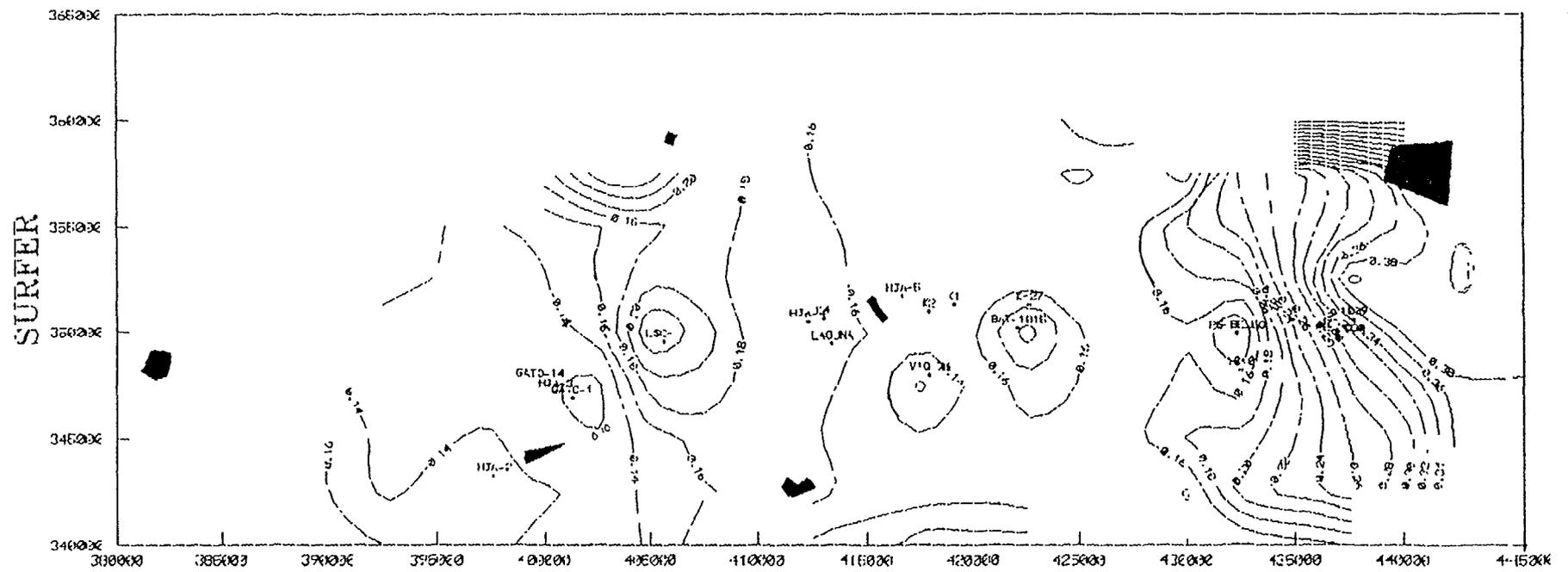


Fig. 8. Relación $\text{Cl}^-/\text{HCO}_3^-$ en las aguas subterráneas

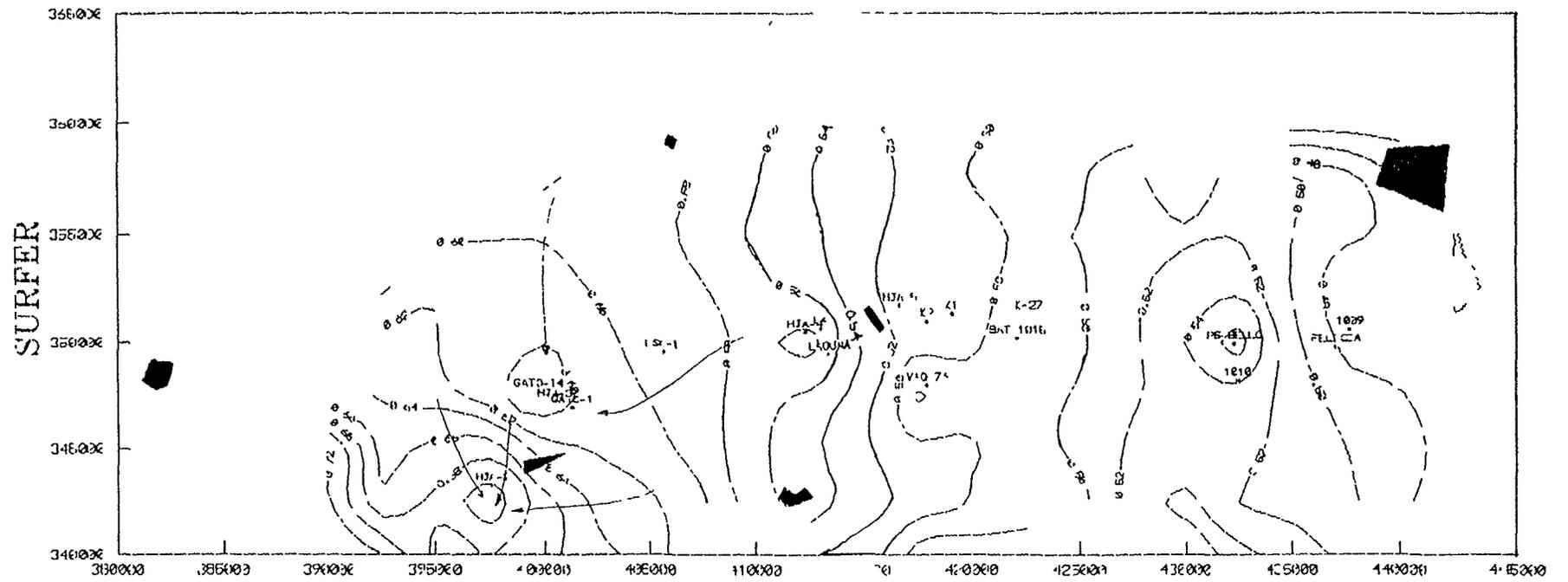


Fig. 9. Relacion $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}^{++} + \text{HCO}_3^-$ en las aguas subterráneas

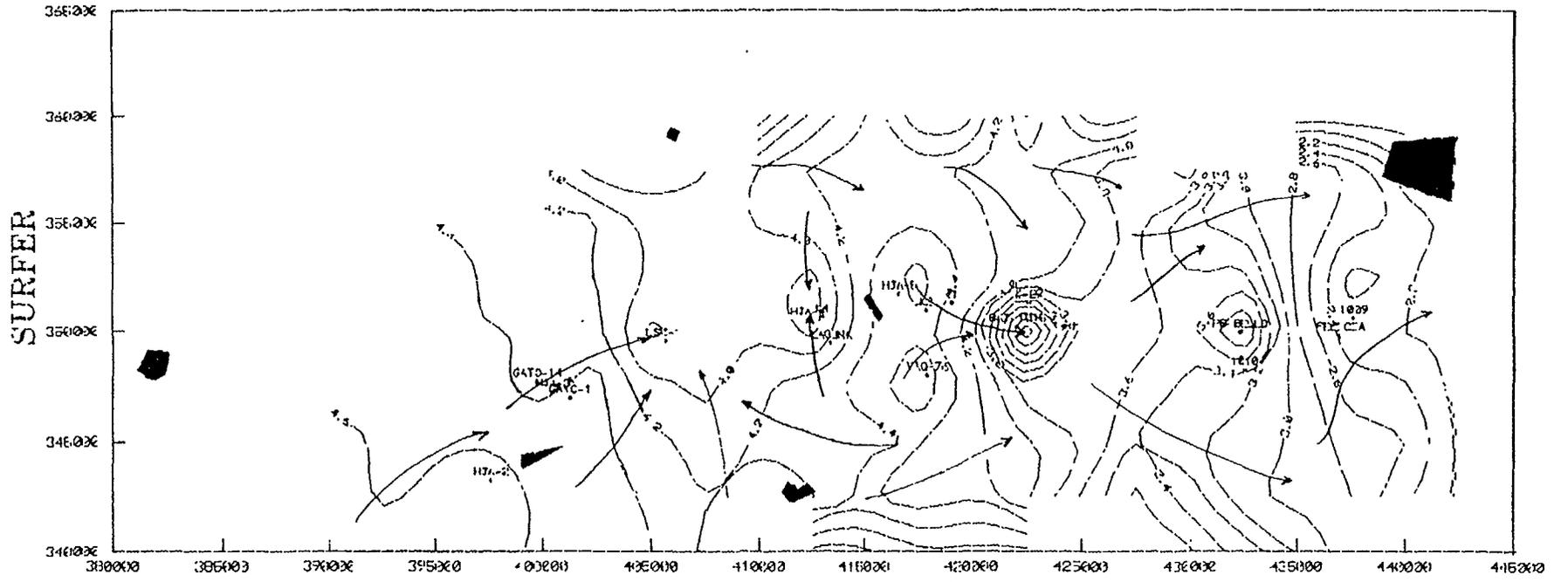


Fig. 10. Distribución del ion HCO_3^- libre en las aguas subterráneas

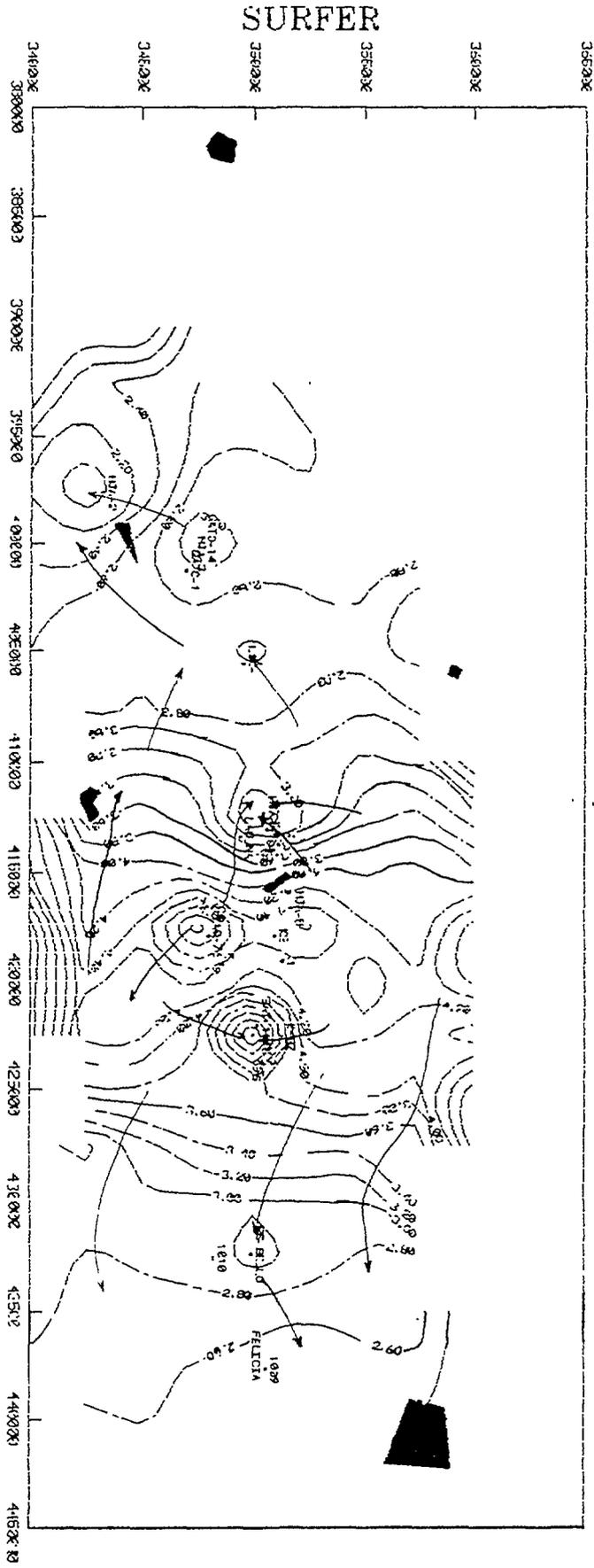


Fig. 11. Isolneas del ión Ca⁺⁺ en las aguas subterráneas

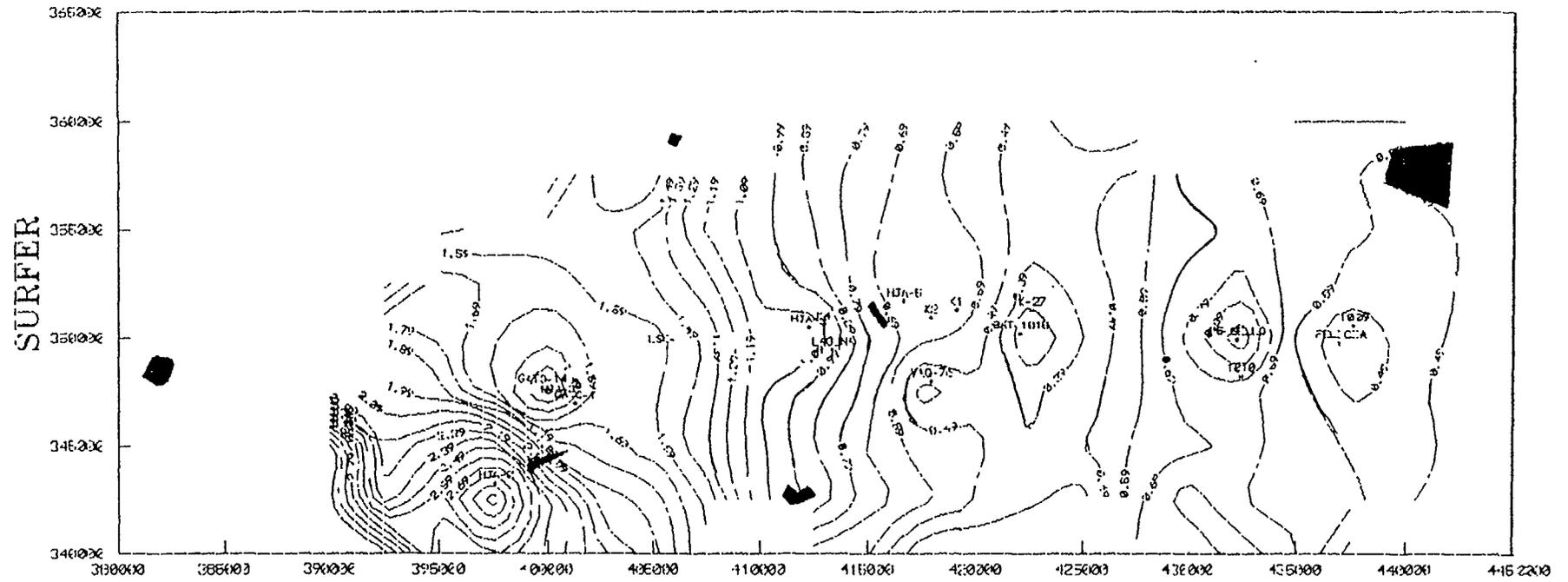


Fig. 12. Isolíneas del ión Mg⁺⁺ en las aguas subterráneas

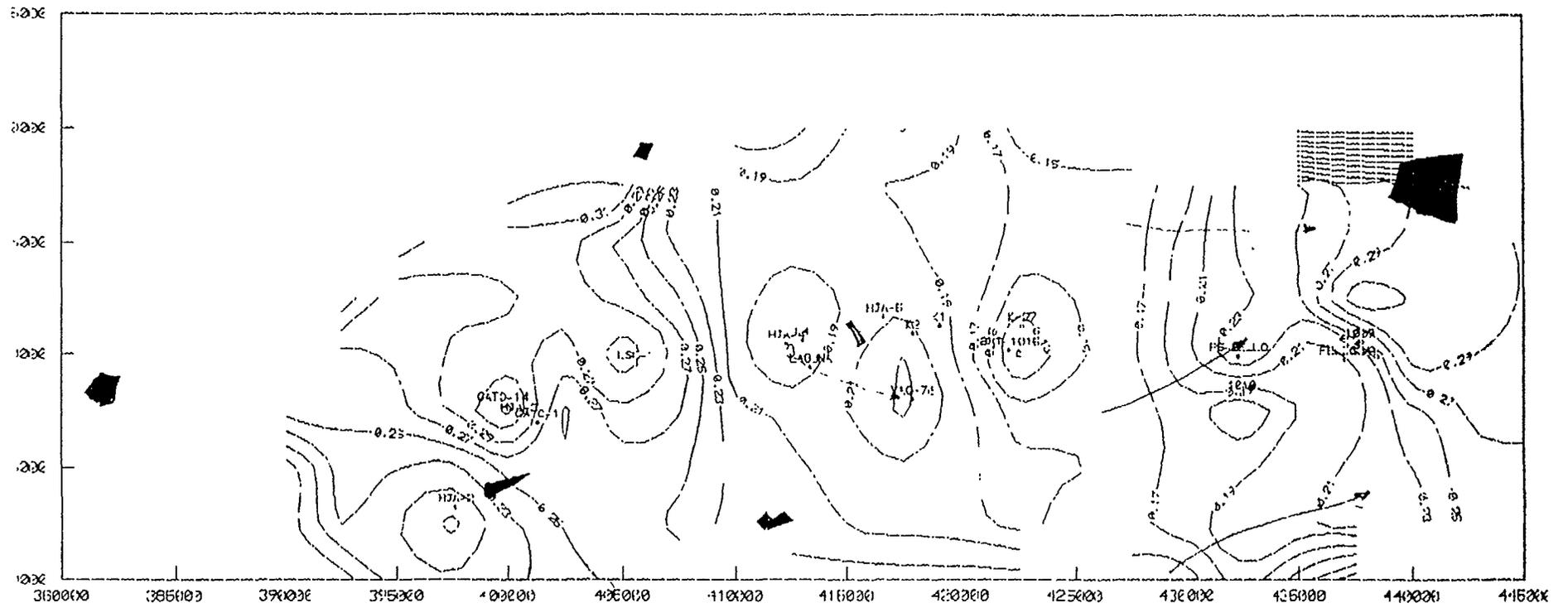


Fig. 13. Isolíneas del ión SO_4^{2-} en las aguas subterráneas

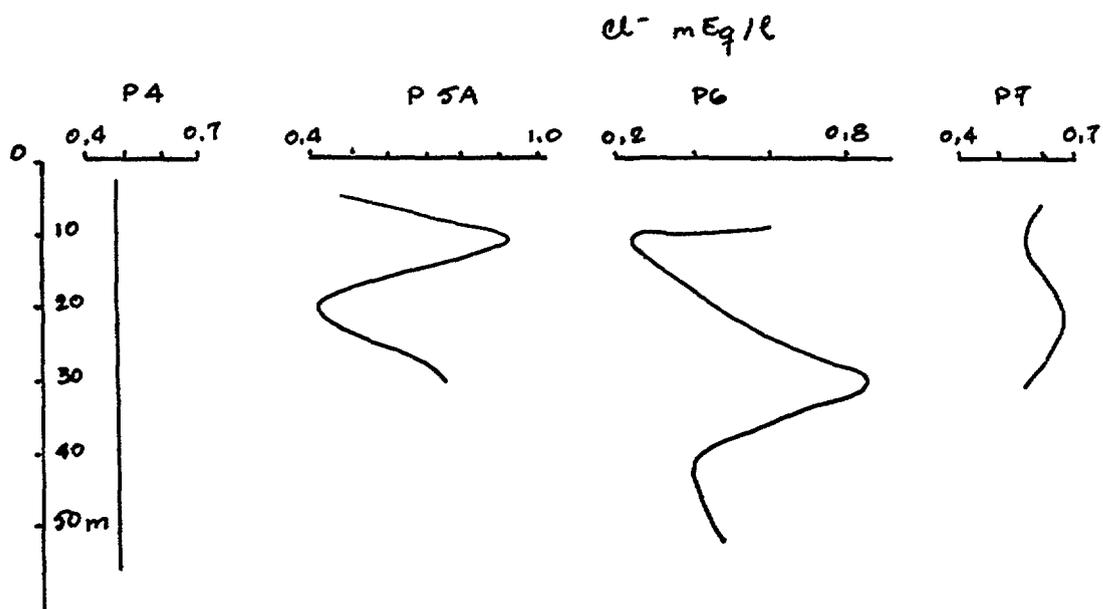


Fig. 14. Variaciones de la concentración de cloruros en pozos

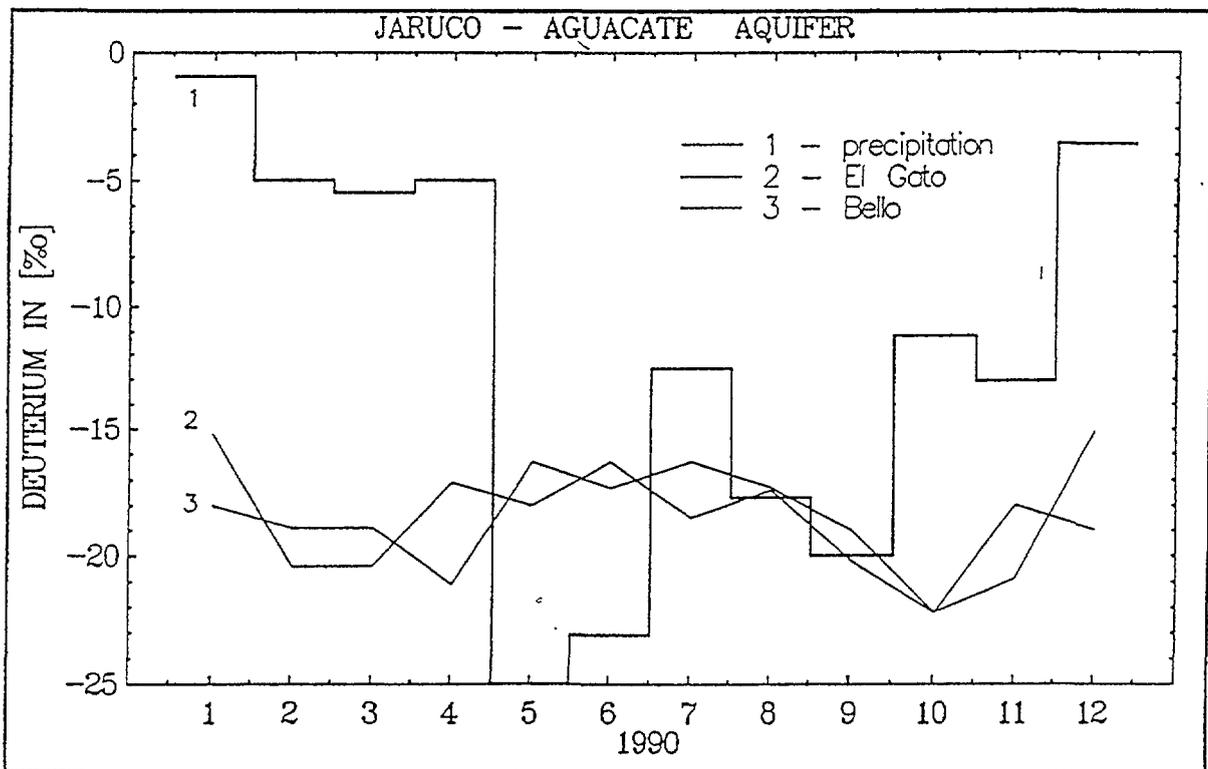
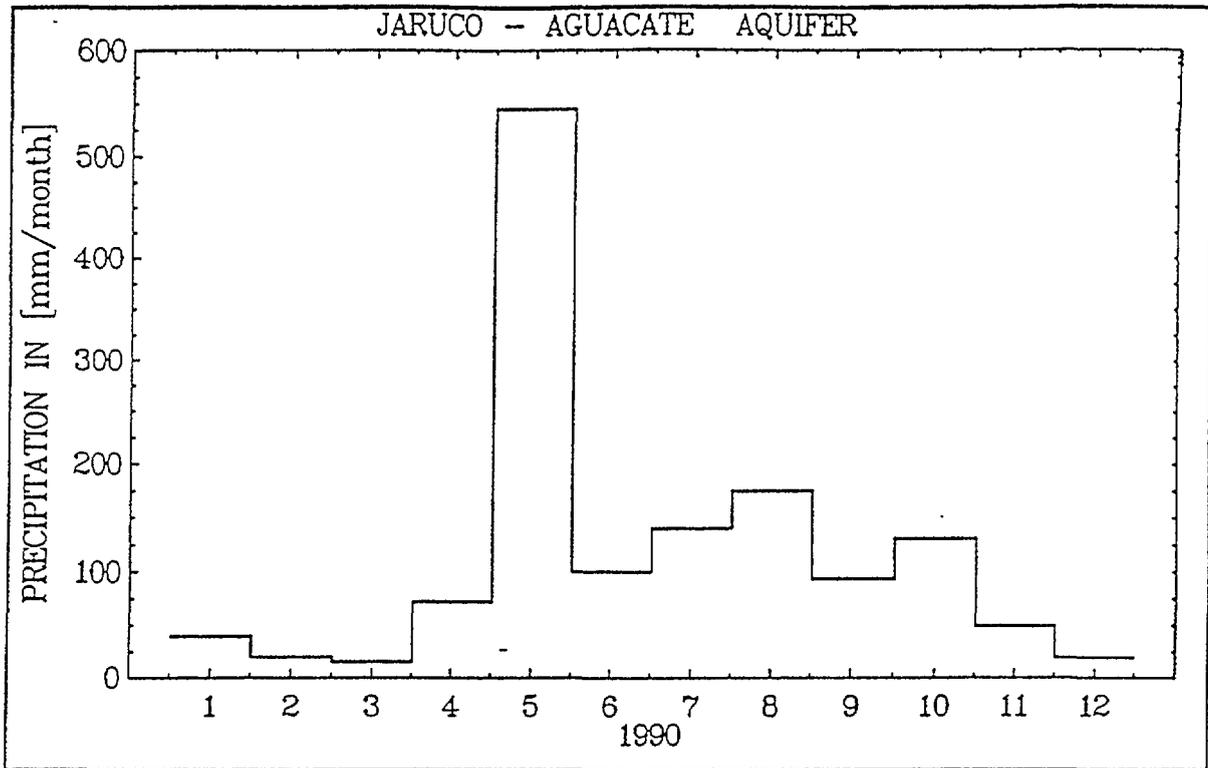


Fig. 15. Lamina de lluvia y concentraciones medias mensuales de deuterio en la lluvia y en las aguas de los campos de pozos de Bello y El Gato

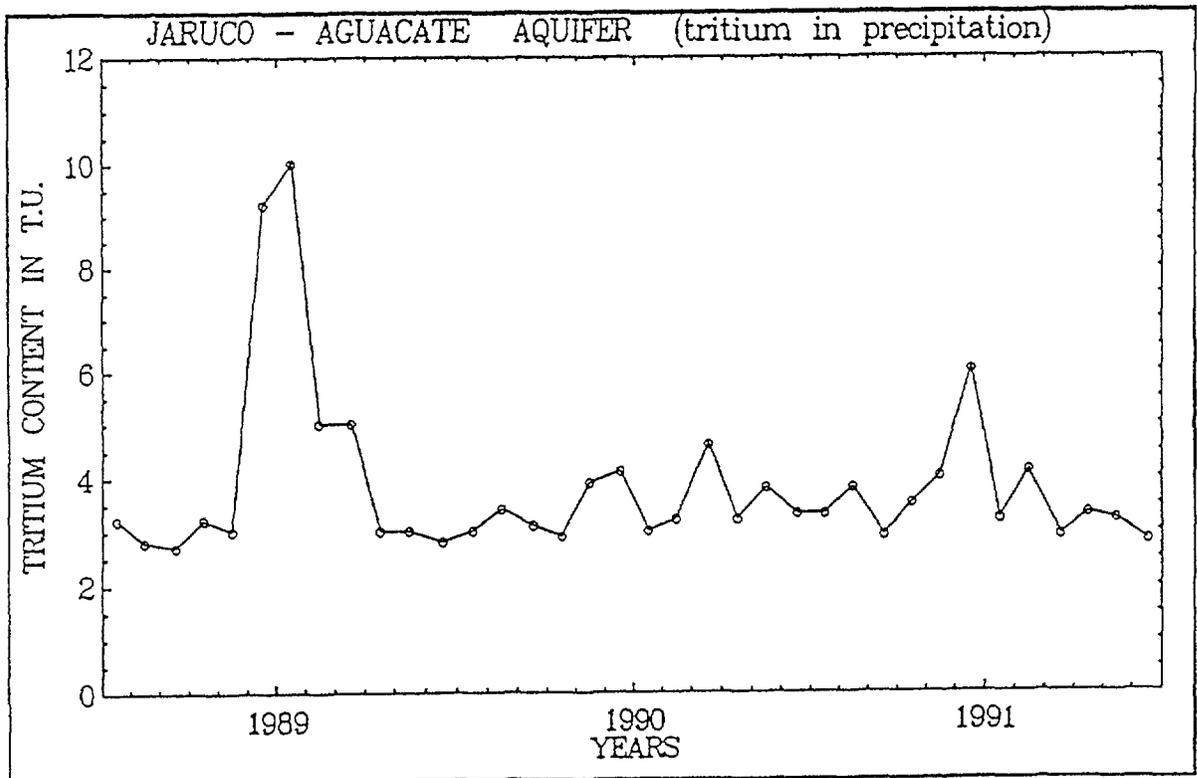
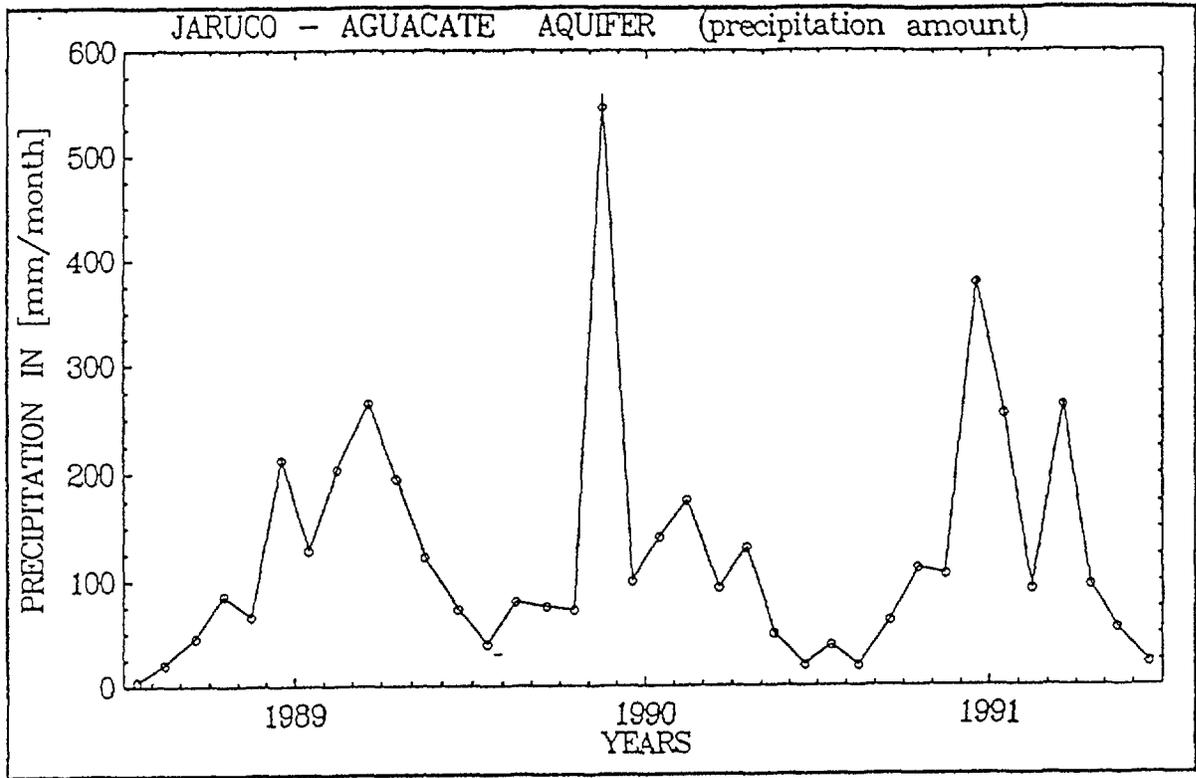


Fig. 16. Concentración de tritio en los pozos de Bello y El Gato

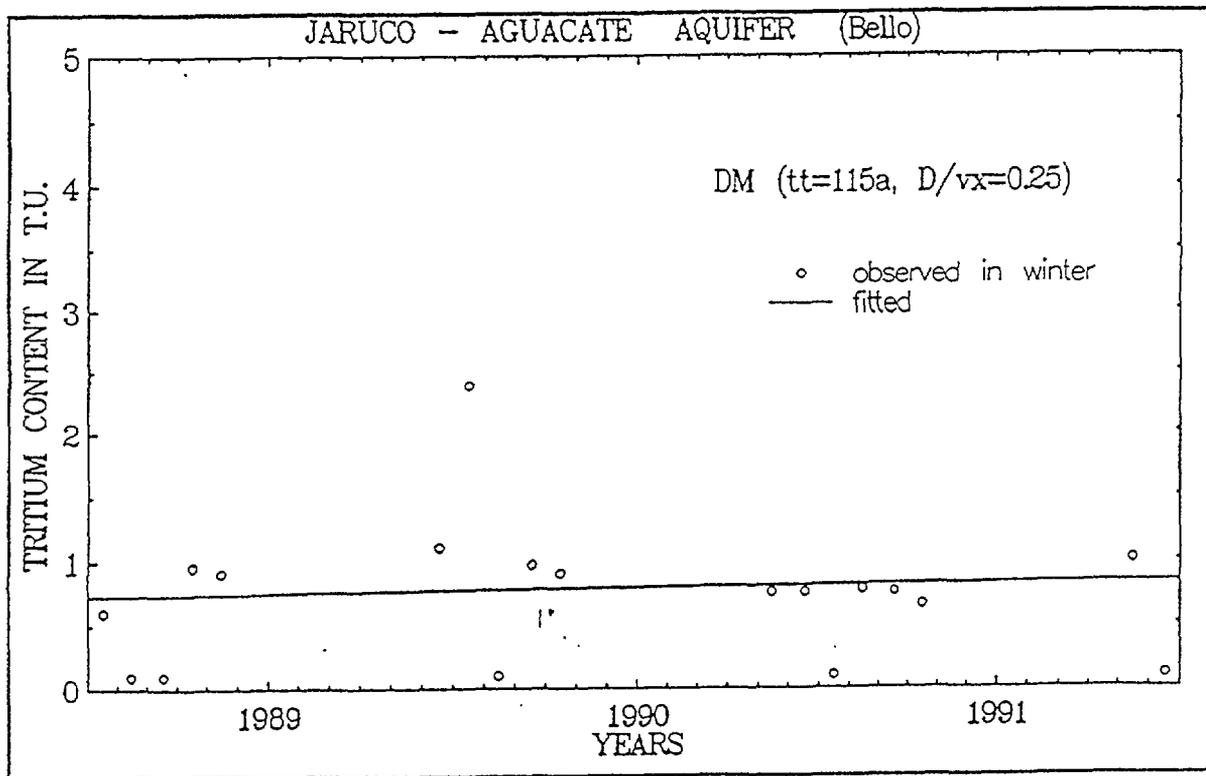
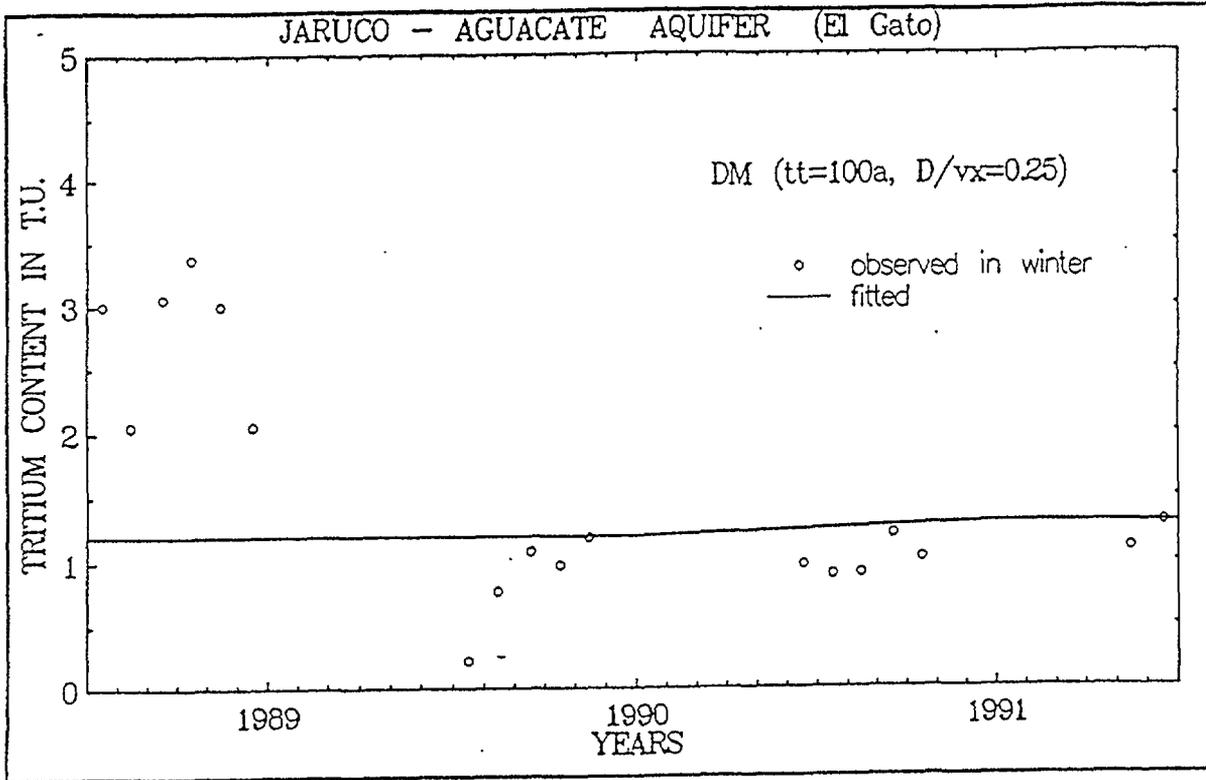


Fig. 17. Ajuste del Modelo de Dispersión

STEADY STATE (20 years ago)

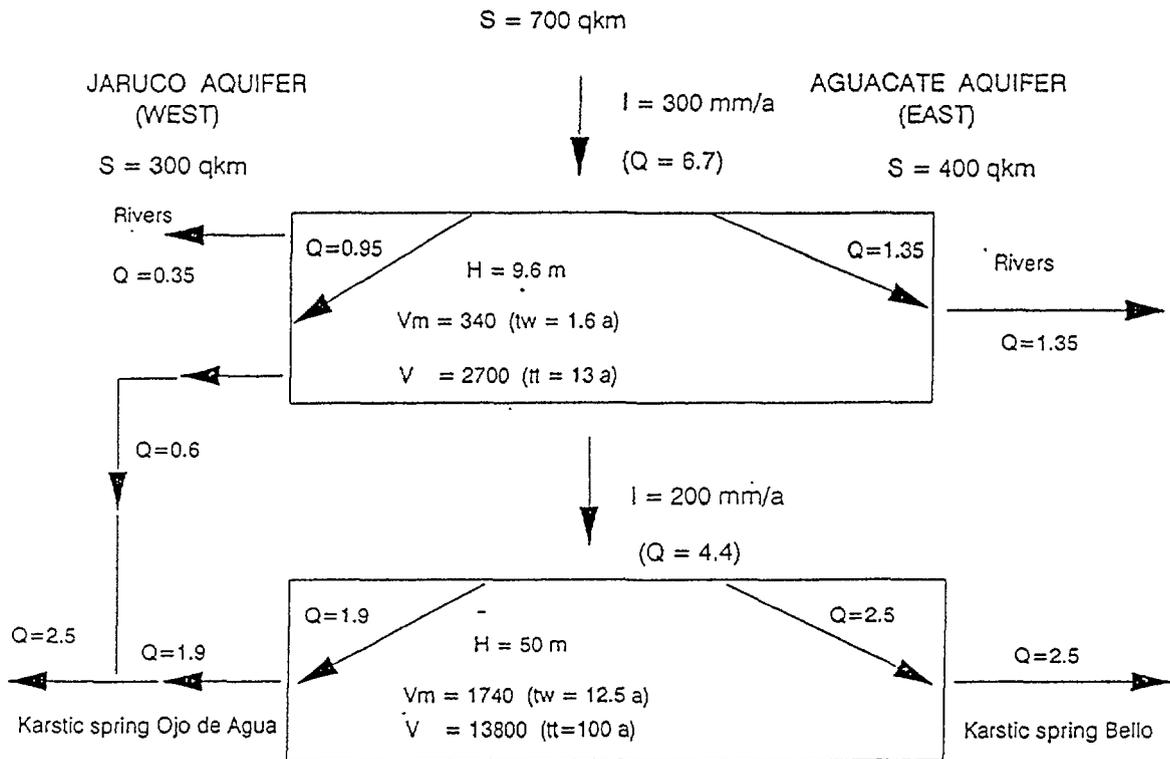


Fig. 18. Balance hídrico del sistema en régimen permanente

PRESENT DYNAMIC STATE

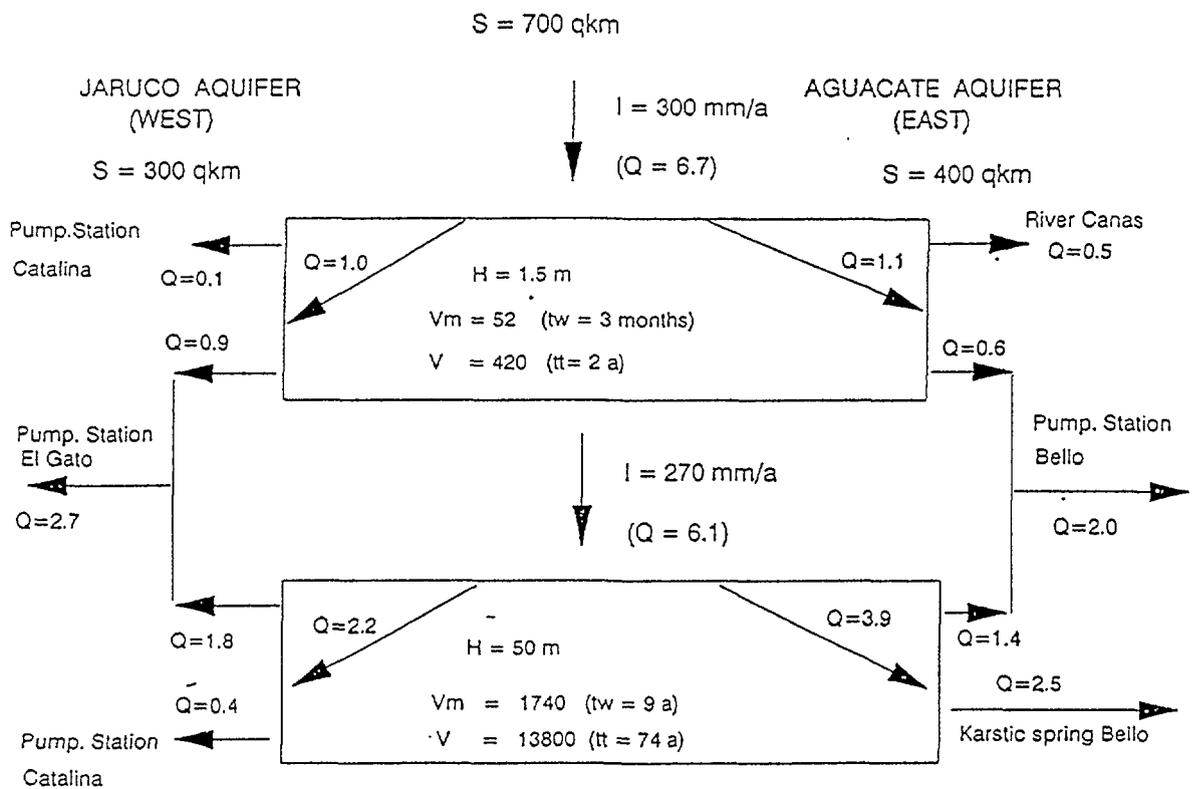
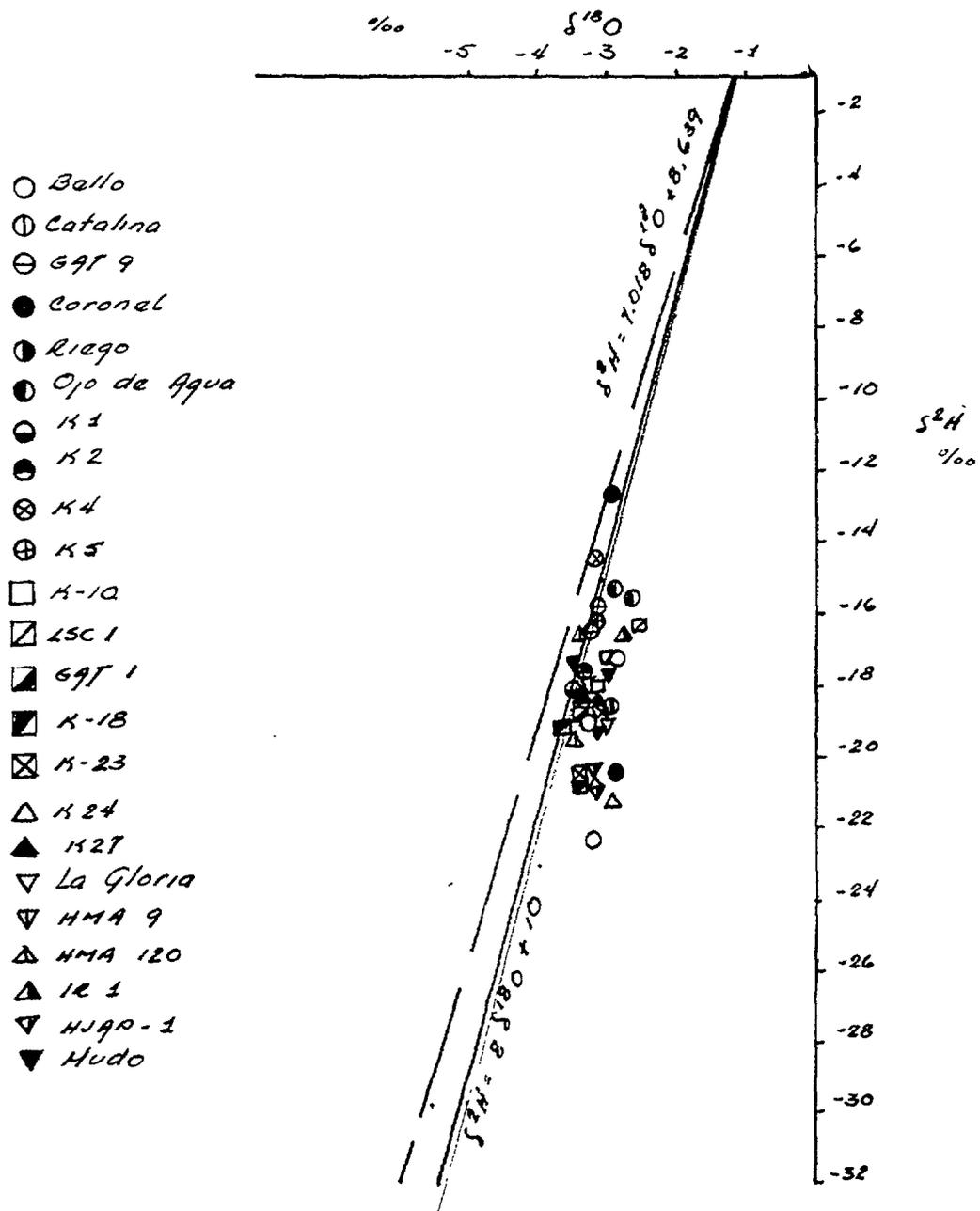


Fig. 19. Tasas de flujo volumétrico



16/91

Fig. 20. Recta Meteorica Local

REFERENCIAS

- [1] Gúneva, T.: Estudio hidrogeológico de la cuenca Jaruco-Aguacate, Habana. Arch. Inst. Nac. Rec. Hidr., La Habana, 120: (1967).
- [2] Gúneva, T.: Estudio Hidrogeológico de los manantiales Bello. Arch. Inst. Nac. Rec. Hidr., La Habana, 110: (1967).
- [3] Molerio León, Leslie F.: Notas sobre el desarrollo del carso en el área de embalse de la presa Pedroso, Habana. Arch. Inst. Nac. Rec. Hidr., La Habana, 40: (1970).
- [4] Molerio León, Leslie F.: Nota ingeniero geológica sobre el carso en el Valle de Picadura, Aguacate, Habana. Arch. Inst. Nac. Rec. Hidr., La Habana, 20: (1970).
- [5] Molerio León, Leslie F.: Aplicación del método de recesión al estudio hidrodinámico de las fuentes del río Mayabeque. Simp. XXXV Aniv. Soc. Espel. Cuba, La Habana, :67 (1975).
- [6] Molerio León, Leslie F. y M. G. Guerra Oliva: Notas sobre la problemática hidrogeológica de la porción oriental del polje Jaruco-Aguacate, provs. Habana y Matanzas. Arch. Inst. Nac. Rec. Hidr., La Habana, 60: (1981).
- [7] Schmidt, E.: Reevaluación de los recursos de explotación de los pozos del Acueducto El Gato, cuenca Jaruco-Aguacate. Arch. Inst. Nac. Rec. Hidr., La Habana, 30: (1979).
- [8] Varela, E., O. Barros, S. Jiménez: L'effet de evacuation des residus de raffinerie de sucre sur un aquifere de calcaire karstique. in/ Jackson, R.: Pollution et protection des aquiferes. Unesco, Paris:325-336 (1981).
- [9] Piñera Caso, J., L.F. Molerio León, C. March Delgado: Análisis de un modelo estadístico para la regionalización de las transmisividades en un polje. Col. Internac. Hidrología Carsica de la Región del Caribe, Unesco, La Habana :303-321 (1982).
- [10] Beilin, B.V.: Sobre las investigaciones hidrogeológicas para el estudio de la fuente de abasto a la ciudad de La Habana - Acueducto El Gato. Arch. Inst. Nac. Rec. Hidr., La Habana, s/p (1984).
- [11] Rodríguez, G.: Informe hidrogeológico final sobre la ejecución del sistema de pozos del Acueducto El Gato. Etapa Técnico-Ejecutiva. Arch. Inst. Nac. Rec. Hidr., La Habana, s/p (1987).
- [12] Molerio León, Leslie F.: Hidrogeología y recursos explotables del Acueducto El Gato. Arch. Inst. Nac. Rec. Hidr., La Habana, 180: (1990).
- [13] Molerio León, Leslie F.: Investigaciones hidrogeológicas en cuencas representativas del Occidente de Cuba. Arch. Inst. Nac. Rec. Hidr., La Habana, 200: (1991).
- [14] Molerio León, Leslie F., D. Arellano, A. Surí, A. Santos, K. del Rosario: Dinámica de las aguas subterráneas en la cuenca Jaruco-Aguacate. ARCAL XIII-RLA/8/14.

Primera Reunión de Responsables de los Estudios de los Recursos y la Contaminación de las Aguas Subterráneas. Inst. Pesquisas Hidr., Univ. Fed. Río Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil:13-15 (1990).

- [15] Molerio León, Leslie F., D. Arellano, A. González Báez, M. G. Guerra Oliva, A. Santos, K. del Rosario, A. Surí: Dinámica del flujo de las aguas subterráneas en la cuenca Jaruco-Aguacate, Cuba. 2/ Patrones químicos e isotópicos del acuífero cársico. in/Gonfiantini, R.: Application of isotope techniques in Hydrology. Report on the Second Co-ordination Meeting. ARCAL XIII - RLA/8/014, La Habana (1991).
- [16] Molerio León, Leslie F.: Composición química e isotópica de las aguas de lluvia de Cuba. II Cong. Latinoamericano y del Caribe de Espeleología, Viñales, Cuba: (1992).
- [17] IAEA: Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitation. Tech. Rep. Series 331, Vienna, 781: (1992).
- [18] Chebotarev, I.I.: Metamorphism of natural waters in the crust of weathering. Geochim. Cosmochim. Acta (6): 28: (1955).
- [19] Back, W.: Origin of hydrochemical facies of groundwater in the Atlantic Coastal Plain 21st. Internatl. Geol. Congr., Copenhagen: 89-75 (1960).
- [20] Eriksson, E.: The distribution of salinity in groundwaters of the Delhi region and recharge rates of groundwater. Proc. Advisory Group Meet. Interpretation of environmental isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology, IAEA, Vienna :37-64 (1976).
- [21] Fontes, J.Ch., W.M. Edmunds: The use of environmental isotope techniques in arid zone hydrology. A critical review. Tech. Doc. Hydrol., Unesco, Paris, 75: (1989).
- [22] Maloszewski, P., A. Zuber: Mathematical modeling of tracer behaviour in short term experiments in fissured rocks. Water Resour. Res. 26 (7): 1517-1528 (1990).
- [23] Seiler, K.P., P. Maloszewski, H. Behrens: Results on hydrodynamic dispersion in the karstified aquifer of the Upper Jura of Frankonian Alb, FR Germany. Proc.Internatl.Symp. Contaminant transport in groundwater, Stuttgart, Balhema, Rotterdam :83-87 (1989).
- [24] Herrman, A., B. Finke, M. Schöniger, P. Maloszewski, W. Stichler: The environmental tracer approach as a tool for hydrological evaluation and regionalization of catchment systems. Regionalization in Hydrology, Proc.Ljubljana Symp. IAHS, Publ. 191:45-58 (1990).
- [25] Benischke, R., H. Zojer, P. Fritz, P. Maloszewski, W. Stichler: Environmental and artificial tracer studies in an alpine karst massiff (Austria). IAH 21st. Congr. Karst hydrogeology and karst environmental protection, Guilin, China:938-947 (1988).

- [26] Maloszewski, P., A. Zuber: On the calibration and validation of mathematical models for the interpretation of tracer experiments in groundwater. *Adv. Water Resour.* 15:47-62 (1992).
- [27] Maloszewski, P.: Mathematical modelling of tracer transport in different aquifers: results from ATH test fields. *Proc. 6th. Internatl. Symp. Water Tracing, Karlsruhe, Ger., A.A. Balhema, Rotterdam :25-30 (1992).*
- [28] Maloszewski, P., W. Rauert, W. Stichler, A. Herrmann: Application of flow models in an alpine catchment area using tritium and deuterium data. *J. Hydrol.* 66:319-330 (1983).
- [29] Maloszewski, P., A. Zuber: Influence of matrix diffusion and exchange reactions on radiocarbon ages in fissured carbonate aquifers. *Water Res. Res.* 27 (8): 1937-1945 (1991).
- [30] Gat, J.R., R. Gonfiantini: Stable isotope hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the water cycle. IAEA Tech. Rep. Series 210, Vienna, 339: (1981).

DINÁMICA DEL FLUJO REGIONAL EN EL MACIZO METAMÓRFICO DE LA ISLA DE LA JUVENTUD, CUBA

D.M. ARELLANO, L. F. MORELIO LEON, A. SANTOS
SANAME

Centro de Hidrología y Calidad de las Aguas,
Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos,
La Habana, Cuba

Resumen - Abstract

DINÁMICA DEL FLUJO REGIONAL EN EL MACIZO METAMÓRFICO DE LA ISLA DE LA JUVENTUD, CUBA

En este trabajo se tratan los resultados obtenidos durante la aplicación combinada de los métodos hidrogeoquímicos e isotópicos en un estudio sobre la dinámica del flujo regional en la Isla de la Juventud. El área de interés es el macizo metamórfico localizado en la parte norte de esta Isla. Este macizo está compuesto por esquistos y mármoles de variada composición, plegados y fracturados durante el Jurásico. Las concentraciones de isótopos estables y las relaciones hidroquímicas claramente muestran una mezcla entre aguas marinas y aguas dulces. Los resultados obtenidos sugieren que, en sentido general, la intrusión de las aguas marinas es debida a la sobrexplotación de las aguas subterráneas y no solamente a patrones de flujo subterráneo derivados de la estructura tectónica. Sólo en la porción norte del macizo ocurre la intrusión marina en el agua subterránea. En el resto del territorio estudiado la causa de la composición salina es debida a la lixiviación de minerales, tales como anortita y albita con una producción secundaria de caolinita y montmorillonita.

Para el período datado en las aguas subterráneas, las isolíneas de C-13 y tiempo de residencia de las aguas subterráneas sólo sugieren un ligero desplazamiento, hacia el norte, de la divisoria de aguas central dentro del sistema de flujo regional. Los datos hidrogeoquímicos e isotópicos estuvieron complementados con las investigaciones sobre las características dinámicas del flujo regional. Con este propósito, se analizó el campo de propiedades físicas en térmicos de transmisividad, coeficiente de filtración, gasto específico y campo de carga hidráulica. Análogamente, el estudio de las direcciones del flujo y la organización del escurrimiento, fueron un complemento básico para alcanzar los objetivos considerados. Se procesó, por medio de métodos geomáticos, la información hidrodinámica. La integración de la información hidrodinámica, hidrogeoquímica e isotópica, han contribuido a aclarar la organización del flujo subsuperficial en el macizo metamórfico, a nivel regional. Este flujo está distribuido radialmente a partir de un centro regional de dispersión y produce subsistemas locales de flujo. Estos subsistemas fluyen a través de fisuras tectónicas en la corteza de intemperismo de los esquistos y a través de recorridos preferenciales en las calizas recristalizadas.

DYNAMICS OF THE REGIONAL GROUNDWATER FLOW IN THE METAMORPHIC MASSIF OF ISLA DE LA JUVENTUD, CUBA

The study area is located in the northern part of the Isla de la Juventud. The stable isotope concentration and hydrochemical ratios show the mixing of freshwater and seawater. The results obtained show a clear indication for active seawater intrusion derived of the

overexploitation of groundwater and not only due to the flow pattern derived from the tectonic structure. Only in the northern part the seawater intrusion takes place; in other areas the salinity is the result of salt leaching. The available results indicate a small displacement of the central water divide towards the north. The processing of the available information has permitted the elaboration of a regional flow model, with a radial flow from the center of the island, with several subsystems. Groundwater flows along fracture systems and preferential paths along the recrystallized limestones.

INTRODUCCION

En Cuba ya se acumula una relativa experiencia durante la aplicación de las técnicas isotópicas en el estudio de la dinámica del flujo regional, incluyendo en ello el uso de la modelación matemática. En general, las investigaciones se han realizado en regiones cársicas con intrusión marina. Aquí los trazadores ambientales han mostrado un comportamiento muy particular, regido por la química física y los factores cinéticos que caracterizan a este medio geológico.

La Isla de la Juventud es la única región de Cuba con rocas de edad jurásica en condiciones de llanura. Las aguas subterráneas yacen en grietas tectónicas, y, parcialmente, en la corteza de intemperismo de rocas metamórficas (esquistos). Sólo se han reconocido, en algunos casos, horizontes acuíferos carsificados en los mármoles. La organización del escurrimiento subsuperficial en el macizo metamórfico (parte norte de la Isla), no se ha podido precisar mediante métodos hidrogeológicos clásicos, dada la complejidad tectónica y litológica del territorio.

La hipótesis más generalizada indica la existencia de un centro regional de dispersión radial del flujo y la producción de subsistemas locales. Otra considera todo el macizo como una cuenca única o dividida en cuatro subcuencas. En ese sentido, no ha habido consenso entre los investigadores que han abordado el problema, aunque la segunda posibilidad ha tenido mayor cantidad de adeptos.

Para contribuir a esclarecer las condiciones en esta región, se consideró válido estudiar la composición isotópica estable de las aguas subterráneas en las virtuales subcuencas en que podría estar dividido el macizo metamórfico, a fin de establecer la zonalidad o grado de homogeneidad isotópica. Se realizaron mediciones de C-14 y C-13 en pozos seleccionados en diferentes localidades, siguiendo el mismo criterio de las subcuencas.

A partir de remitirnos a la base de datos existente, se estudió la variabilidad de la composición hidroquímica de las aguas entre los años 1983-87, para períodos húmedos y secos y durante un muestreo puntual más reciente (noviembre 1992), con lo que se determinaron diferentes relaciones iónicas y el Índice de Mineral Básico, a fin de establecer la génesis de los minerales que mayormente aportan a la composición química de las aguas subterráneas y el Índice de Cambio de Iones. Se procesaron los datos de 340 pruebas de bombeo para conocer las propiedades físicas del campo, en el acuífero, mientras que los datos fueron procesados empleando métodos geomatemáticos. Tales propiedades se caracterizaron por su heterogeneidad.

El caudal específico fue seleccionado para el análisis del variograma, fijándose a un modelo esférico que mostró la mejor estructura de correlación hacia el norte, y, en menor medida, hacia el noreste, con lo cual se pudo concluir que la anisotropía del campo sigue un máximo modelo en las direcciones donde se cortan los sistemas tectónicos más importantes del macizo.

Fueron estudiados 20 pozos con registros mensuales de niveles piezométricos de alrededor de 10 años. En todos los casos se estudió el correlograma y el espectro de varianza de la serie, a fin de obtener conclusiones sobre las componentes de estacionalidad y aleatoriedad de los niveles.

La integración de los resultados obtenidos por los diferentes métodos no condujeron a consideraciones contradictorias. Por el contrario, constituyeron un complemento entre sí y permitieron alcanzar nuevos conocimientos acerca de la dinámica del flujo regional en el macizo metamórfico de la Isla de la Juventud.

1. CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLOGICAS: EL PROBLEMA

La Isla de la Juventud tiene 2200 km², aproximadamente. Después de la isla de Cuba es la mayor del archipiélago cubano. En términos geológicos, la Isla de la Juventud es un complejo metamórfico pre-Jurásico con una composición terrígeno-vulcanógena, que fue multiplegado y multifallado durante el Jurásico [1,2].

El grado de metamorfismo corresponde a los esquistos verdes y las facies anfíbolíticas. La parte inferior del complejo (formación Cañada) se compone de esquistos cuarzo sericiticos, cloríticos, grafiticos y cuarzo moscovíticos plagioclásicos, e importantes horizontes de mármoles. Sobre los esquistos yacen anfíbolitas (formación Daguilla), derivados de rocas vulcanógenas. El complejo tiene una potencia bastante reducida, ≈ 1600 m; la base se desconoce.

Al sur, el complejo de metamorfitas está cubierto, discordantemente, por depósitos carbonatados y carbonatado-terrigenos transgresivos, de edad Mioceno-Cuaternario intensamente carsificados. En general, el relieve es bastante llano. En el basamento metamórfico solo cuatro cadenas de montañas de altura baja a media destacan en el territorio: Sierra de las Casas (262 snmm), Sierra de Caballos (295 m snmm), Sierra de Colombo (150 m snmm) y Sierra Chiquita (60 m snmm). Hacia la parte central y suroccidental se eleva la loma de la Cañada (310 m snmm) de donde parte toda la red fluvial del patrón radial. Los valles disectan poco la superficie y los interfluvios, como regla, están mal definidos. El límite meridional del relieve de las metamorfitas lo define la Ciénaga de Lanier, un paleovalle relleno de sedimentos lacuno-palustres cuaternarios que se extiende de este a oeste, separando el macizo septentrional de una llanura cársica monoclinal que buza suavemente al sur y carece en lo absoluto de drenaje superficial [3,4].

En consecuencia, es posible distinguir dos grandes sistemas regionales de flujo definidos por:

1. su basamento litológico;
2. las condiciones de yacencia de las aguas subterráneas;
3. la hidrodinámica del flujo subterráneo;

4. la composición química de las aguas y los mecanismos que condicionan el proceso de adquisición de tal composición;
5. las condiciones isotópicas de los horizontes acuíferos y
6. la diferente respuesta a la interrelación entre las aguas superficiales y subterráneas

Sobre esta base se identifican:

1. El sistema hidrogeológico en el macizo metamórfico, donde las aguas subterráneas yacen fundamentalmente en las grietas tectónicas y, parcialmente, en la corteza de intemperismo de los esquistos; en algunos casos se reconocen horizontes acuíferos carsificados en los mármoles. En general, estas aguas presentan una mineralización total muy baja y resultan ser del tipo HCO_3^- -Cl- Na^+ - Mg^{++} situación que varía en localidades del interior, asociadas a drenajes en zonas altamente tectonizadas o en las cercanías del litoral. Los gradientes hidráulicos son bajos y las transmisividades alcanzan $1000 \text{ m}^2/\text{dia}$, excepto en los mármoles carsificados.
2. Las calizas carsificadas del mioceno cuaternario, donde las aguas subterráneas forman un acuífero virtualmente continuo, y cuyo nivel piezométrico se encuentra muy próximo a la superficie. Los gradientes hidráulicos son muy bajos, en tanto que las transmisividades suelen ser superiores a los $1000 \text{ m}^2/\text{dia}$; las aguas subterráneas son del tipo HCO_3^- -Cl- HCO_3^- - Na^+ - Ca^{++} . La complicada geología y tectónica interna del macizo metamórfico ha dado lugar a condiciones geológicas difíciles de establecer, mediante los métodos clásicos empleado en la evaluación de la ocurrencia y yacencia de las aguas subterráneas.

Con la información recopilada y procesada a partir del empleo de métodos geofísicos, datos hidroquímicos, observaciones sistemáticas del régimen de las aguas subterráneas, cálculo de parámetros hidrogeológicos y examen de curvas equipotenciales, se han formulado las siguientes hipótesis [5] para el macizo metamórfico:

- a. hay una zona de alimentación común a todo el territorio, a la altura de la loma de la Daguilla;
- b. la dirección del flujo del agua subterránea es radial hacia las costas;
- c. en dirección sur se supone una descarga del flujo subterráneo hacia la Ciénaga de Lanier.

Diferentes investigadores han propuesto la subdivisión del macizo metamórfico en cuatro cuencas subterráneas (al NE: Cuenca Gerona; al SE: Cuenca la Fe; al SO: Cuenca La Victoria y al NO: Cuenca la Demajagua), tanto la existencia en sí de esta subdivisión, como sus límites y las características que distinguen a una de otra, no han sido suficientemente estudiados. El alcance del presente estudio es contribuir a esclarecer las condiciones en que se organiza el flujo subterráneo, lo cual constituye la principal incertidumbre a escala de todo el macizo.

Con esa finalidad, se introdujeron las técnicas isotópicas mediante la determinación de la composición isotópica estable de las aguas subterráneas, en pozos seleccionados, la actividad de C-14 y la composición isotópica del C-13, así como el estudio de datos hidroquímicos. Conjuntamente, fue procesada información disponible de 340 pruebas de bombeo para conocer las propiedades físicas del campo, en el acuífero, particularmente en lo que concierne a la variabilidad espacial de la transmisividad (T), el gasto específico (q) y la conductividad hidráulica (K).

2. HIDROGEOQUIMICA E ISÓTOPOS AMBIENTALES

2.1 Hidrogeoquímica

Las posibles fuentes que dan origen a la presencia de iones Ca, Mg, Na, SO₄ en las aguas subterráneas, en el macizo metamórfico, se dan a continuación:

Ion	Origen
Ca	1/ Descomposición de silicatos 2/ Disolución de mármoles
Mg	1/ Descomposición de los silicatos (anfíboles y mica) 2/ Mezcla de agua dulce - agua de mar
Na	1/ Descomposición de silicatos 2/ Mezcla de agua dulce - agua de mar 3/ Aerosoles marinos
Cl	1/ Agua de lluvia y aerosoles marinos 2/ Mezcla de agua dulce - agua de mar 3/ Lixiviación de anfíboles y esquistos
SO ₄	1/ Oxidación de azufre 2/ Contribución de las lluvias

Para conocer las características de los principales iones, bajo condiciones naturales, fue estudiada la información completa de tres pozos en la zona de la Demajagua (pozo D-122), La Victoria (pozos V-107 y V-108). Estos pozos están ubicados en lugares con un menor grado de metamorfismo y estas zonas pertenecen a las subfacies cuarzo - albita - epidota-biotita de las facies de esquistos verdes; el Índice Mineral Básico es la biotita en los esquistos apoterrígenos y aquí se destacan las siguientes asociaciones minerales [1,2]:

cuarzo- moscovita- biotita
cuarzo- moscovita- biotita- clorita
cuarzo- moscovita- clorita
cuarzo- moscovita-, y, en menor grado,
cuarzo- albita- moscovita- clorita
(facies epizonal)

En la Tabla 1 se muestra la composición química promedio de estos pozos.

De acuerdo con [6] el contenido de Cl⁻ esperado, debido a la infiltración de las lluvias es de 0,5 meq/l en el pozo D-122, mientras que en el pozo V-108 este valor es de 0,48 meq/l y 0,39 meq/l en el pozo V-107.

El bajo Cv de la concentración de Cl en las aguas subterráneas, y su similitud con el esperado en las lluvias, sugiere que la mayor parte del cloruro es aportado por estas y no es debida la mezcla con agua de mar o a la lixiviación de las metamorfitas. Los bajos contenidos de Mg⁺⁺ indican que pueden derivarse de la descomposición de las biotitas y moscovita. El contenido de Ca⁺⁺ puede deberse totalmente a las plagioclasas.

Los valores de Índice Iónico (icb) indican en el caso del pozo V-108, que hay una sustitución de Ca y Mg por Na, lo cual puede ser derivado de la formación de minerales de montmorillonita, illita y clorita.

Tabla 1: Principales iones (meq/l) en el macizo metamórfico de la isla de la Juventud

Pozo	Variable	pH	CE	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺ K ⁺
D-122	n=3								
83/87	x	4.97	120	0.42	0.42	0.05	0.41	0.10	0.26
	σ	1.07	89.3	0.29	0.07	0.06	0.15	0.06	0.10
	Cv	0.22	0.74	0.69	0.17	1.20	0.37	0.60	0.38
E=1.66	icb=	0.38							
V-107	n=41								
83/87	x	6.70	314	2.19	0.47	0.13	1.94	0.51	0.36
	σ	0.33	56.9	0.82	0.07	0.08	0.67	0.23	0.04
	Cv	0.05	0.18	0.37	0.15	0.62	0.35	0.45	0.11
E=5.6	icb=	0.23							
V-108	n=37								
83/87	x	5.88	179	0.85	0.43	0.02	0.32	0.22	0.48
	σ	0.46	77.5	0.57	0.06	0.03	0.13	0.13	0.10
	Cv	0.08	0.43	0.67	0.14	1.50	0.41	0.59	0.21
E=2.32	icb=	0.12							

En la Tabla 2 se presentan las principales relaciones iónicas en los pozos estudiados. tales relaciones resaltan la no ocurrencia de la intrusión marina; un decremento de sulfato se presenta en el pozo V-108.

Tabla 2: Principales relaciones iónicas

Pozo	Mg ⁺⁺ /Ca ⁺⁺	Cl/HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁼ /Cl ⁻	icb	Kr
D-122	0.25	1.00	0.12	0.34	0.42
V-107	0.26	0.20	0.28	0.05	2.10
V-108	0.69	0.51	0.05	-0.06	0.61

En las virtuales subcuencas la Victoria y La Demajagua no hay presencia de mezclas de agua dulce - agua de mar. Sin embargo, el procesamiento de la información hidroquímica de la subcuenca Gerona, al noreste del macizo metamórfico, muestra el efecto de la intrusión marina, debido a la sobreexplotación del acuífero, está presente. En tal sentido, fue estudiado el pozo GB- 103, ubicado en esta zona. El pozo está localizado en un área altamente metamorfozada, donde los esquistos apoterrígenos y los cuerpos de rocas metacarbonatadas están mezclados.

En los primeros abundan frecuentemente las series minerales del granate, cianita y andalucita con plagioclasas. En los segundos se presentan asociaciones de diopsido, plagioclasas y calcita. En la Tabla 3 aparece la composición química promedio de estos pozos.

La contribución teórica del Cl⁻ en la recarga natural es solo de 0.6 meq/l . El contenido de Cl⁻ registrado en el acuífero fue 3.5 y 3.8 veces más para ambos períodos. Esta ocurrencia no puede ser explicada por la recarga natural.

Tabla 3: Iones principales (meq /l) del pozo GB-103 (promedio de 30 observaciones). Noviembre, fin del período seco.

Prof(s)	Ce	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺⁺	K ⁺	SST
0.40	64	6.3	0.30	2.16	0.61	1.10	0.33	1.67	0.05	193
5.40	734	6.1	0.63	4.06	1.40	1.95	0.98	3.17	0.13	396
10.40	686	6.1	0.64	3.81	1.00	1,85	0.66	2.90	0.13	314
15.40	4482	6.3	2.53	37.77	6.26	7.58	8.69	28.80	0.36	27.32
Abril (fin del período húmedo)										
0.50	820	6.7	0.61	4.65	1,58	1.50	1.07	3.92	0.10	415
7.00	1153	6.4	0.77	7.06	1.87	2.40	1.23	5.78	0.13	588
1200	9221	6.5	5.25	82.49	11.70	19.16	15.0	66.7	0.65	5941

Las aguas subterráneas son del tipo Cl⁻SO₄⁼-Na⁺-Ca⁺⁺, aún con una baja mineralización; tal característica se mantiene a lo largo del perfil del pozo.

La relación iónica Cl⁻/HCO₃⁻ indica que en abril hay una importante fuente de NaCl procedente de la intrusión marina y no a partir de una eventual lixiviación de las rocas. Lo mismo sucede con el SO₄⁼ y el Mg⁺⁺, incorporados a las aguas subterráneas.

Sin embargo, parece ser evidente, aún cuando la intrusión marina altamente afecta los iones principales, básicamente en la profundidad, los patrones de composición iónica podrían sugerir una mezcla pretérita de agua de mar con las aguas del acuífero. Otros pozos estudiados en esta "subcuenca" aún 5 Km agua arriba, mostraron idéntico comportamiento, con una mineralización total (SST) próxima a 1 g/l.

En la tabla 4 se dan las relaciones iónicas básicas.

Tabla 4 Relaciones iónicas básicas en el pozo GB-103

(Prof.,m)	Mg ⁺⁺ /Ca ⁺⁺	Cl/HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁼ /Cl ⁻	icb	kr	KSO ₄
Noviembre						
0.40	0.30	7.20	0.28	0.20	0.46	0.82
5.40	0.50	4.82	0.37	0.19	1.10	1.71
10.40	0.36	5.95	0.26	0.20	0.91	1.36
15.40	1.15	14.93	0.17	0.25	3.65	6.89
Abril						
0.50	0.71	7.62	0.34	0.14	0.82	1.54
7.00	0.51	9.17	0.24	0.16	1.12	2.12
12.00	0.78	15.71	0.14	1.84	8.08	14.9

2.2 Isótopos estables del agua

El estudio de la variabilidad de la composición isotópica de las aguas subterráneas, particularmente a escala regional, puede contribuir a esclarecer los procesos que gobiernan la ocurrencia y yacencia de estas aguas en los horizontes acuíferos.

Procesos tales como la mezcla de aguas-dulces-salinizadas; la evaporación; la mezcla de masas de aguas de diferentes acuíferos, con distinta composición química e isotópica; el intercambio químico e isotópico con la matriz de la roca constitutiva del acuífero, así como los procesos de ultrafiltración, pueden modificar la composición química e isotópica de las aguas subterráneas. La diferenciación del comportamiento isotópico y la homogeneidad, o no, de los valores expresados en términos de su composición, permiten establecer la "zonalidad isotópica", y, de ahí, reconocer a que condiciones hidrogeológicas del acuífero responden.

La base de esta zonalidad es el fraccionamiento isotópico. Una definición detallada de su base conceptual ha sido ampliamente expuesta. [7].

En la tabla 5 se presentan los puntos del muestreo para análisis químico e isotópico, distribuidos en el macizo metamórfico. Las muestras isotópicas fueron determinadas en los laboratorios del Instituto de Radiohidrometría Munich, Alemania, mientras que los análisis físico químico fueron realizados en los laboratorios del Centro de Hidrología y Calidad del Agua, INRH, Cuba.

La Fig. 1 muestra la correlación entre el $\delta^{18}\text{O}$ y el $\delta^2\text{H}$ de las muestras correspondientes a los pozos estudiados, cuya selección estuvo en correspondencia con el criterio de las

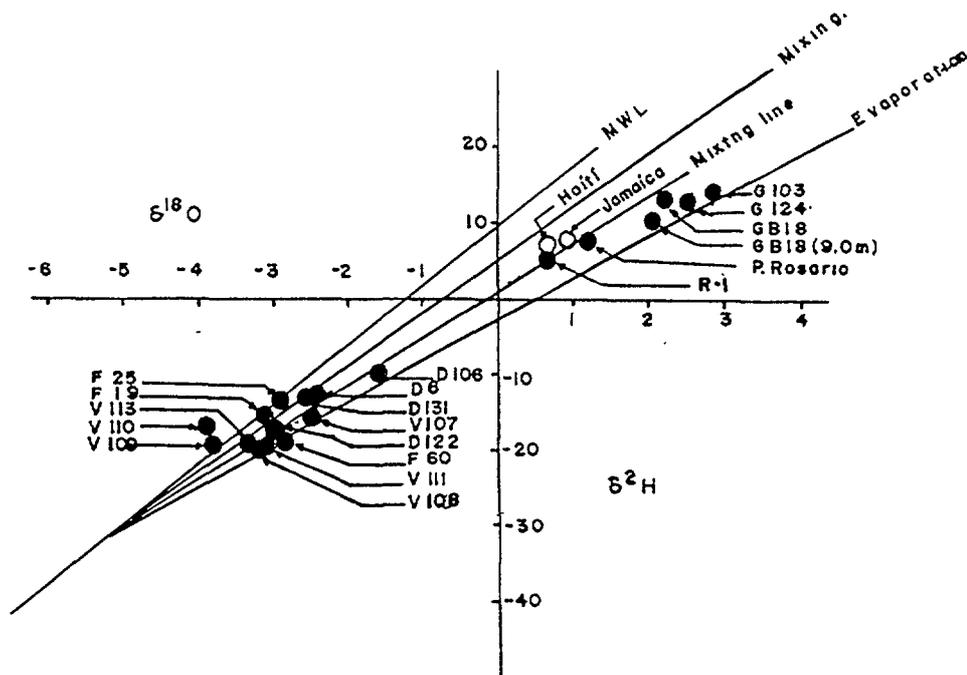


Fig. 1. Correlación $\delta^{18}\text{O}$ - δD en los pozos estudiados.

"subcuencas" referidas en la Secc. 1. De ahí que, en lo adelante, se haga mención a las muestras de las series O,V,D,F.

En el gráfico ha sido incluida la composición isotópica estable obtenida por Gonfiantini y Simonot y reportada por Gonfiantini y Araguás [8] para el mar Caribe, en Haití y en Jamaica. Se considero posible tomar en cuenta los datos de Haití y Jamaica, para el análisis de los resultados obtenidos en los pozos de la serie G, a partir de que la región estudiada forma parte de la misma cuenca (Caribe).

Sobre esta base, y a partir de conocer que las aguas superficiales del océano están ligeramente enriquecidas en isótopos estables, como consecuencia de los procesos de evaporación, un mar como el Caribe, con una limitada comunicación con el océano, está ligeramente enriquecida en O-18 y D, también. El vapor que viene del océano está disminuido en estos isótopos, aunque no muestran una gran variación en el contenido de isótopos estables debido a que este vapor proviene de una fuente isotópicamente estable y virtualmente definida.

Las reflexiones anteriores sirvieron de soporte a la "extrapolación", a nivel de cuenca del Caribe, de los datos isotópicos. Se señala, además, que la información hidroquímica sugería la presencia de intrusión marina en esta "subcuenca".

En efecto, obsérvese que los pozos de la serie G están localizados en la línea de mezcla, o cerca de ella. Estos pozos están enriquecidos en su composición isotópica estable, con valores altos de salinidad, una relación $\text{Cl}^-/\text{HCO}_3^- > 2$ en todos los casos y con un máximo valor de 15 en el pozo G-103; es evidente que la causa de la mineralización no debe ser otra que la intrusión marina.

En la línea de mezcla también se sitúan las aguas del manantial P. Rosario, el cual es una surgencia costera altamente salinizada. Otros grupos, de pozos pertenecientes a las "subcuencas" V(108, 109, 110, 111, 107), F(19, 25.60) y D(106, 6, 113, 122, 131), sin considerar el pozo D106 enriquecidos en isótopos pesados, el resto están situados en la Línea de Aguas meteóricas (MWL). Lo anterior sugiere una alimentación directa de las lluvias que ocasionan subsistemas locales de flujo, condicionados por las direcciones de agrietamientos tectónicos, fisuras en la corteza de intemperismo de los esquistos y recorridos preferenciales en las calizas recristalizadas.

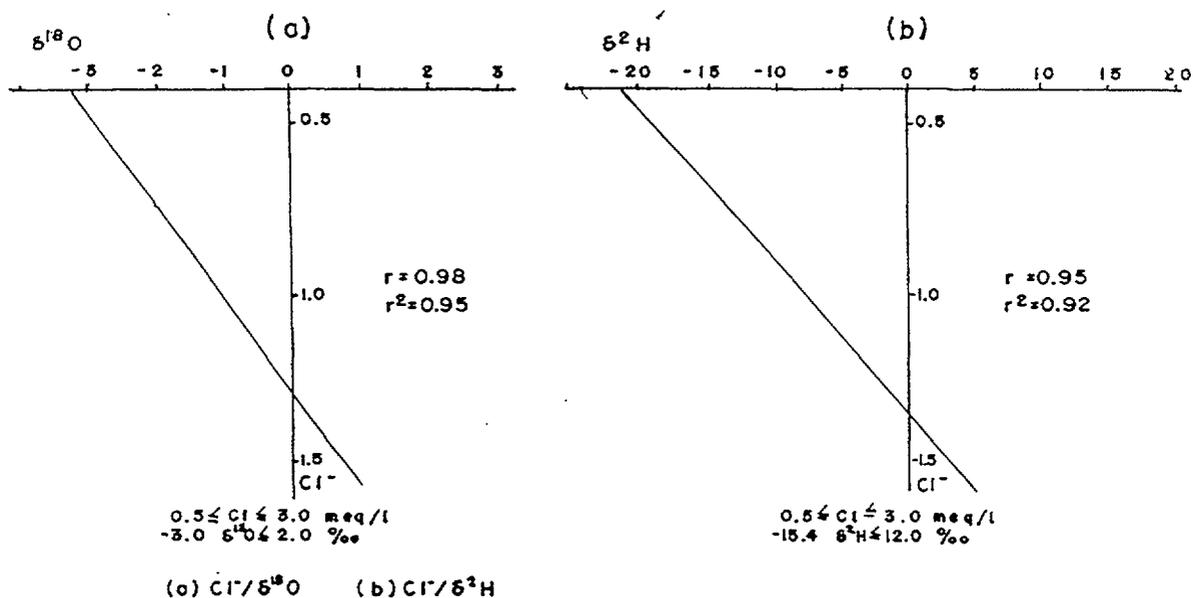


Fig. 2. Dependencia entre el contenido de cloruros y (a) oxígeno-18, (b) deuterio.

Un análisis completo podría mostrar fenómenos locales de evaporación, y, en el caso del pozo V-108, quizás hay una mezcla de diferentes tipos de aguas subterráneas. En ningún caso la salinidad es promovida por la intrusión del agua del mar.

Estudiando los valores iniciales y finales de la serie 1 de los autores (fide 6) encontró algunas dependencias altamente significativas entre el contenido de cloruros y la composición isotópica estable. Tales dependencias se muestran en la Fig. 2. Las relaciones son lineales para el rango de valores fijados.

2.3 Carbono 13 y radiocarbono

Tanto la determinación de la composición isotópica del carbono-13 como la datación con radiocarbono, han estado encaminadas al conocimiento de su distribución espacial, para con esa información tratar de contribuir a explicar la organización de escurrimiento subterráneo y el origen antrópico, o geológico, de la intrusión marina dentro del macizo metamórfico.

La complejidad litológica del sistema hidrogeológico en las metamorfitas (aguas de grietas tectónicas, en la corteza de intemperismo de los esquistos, en horizontes acuíferos

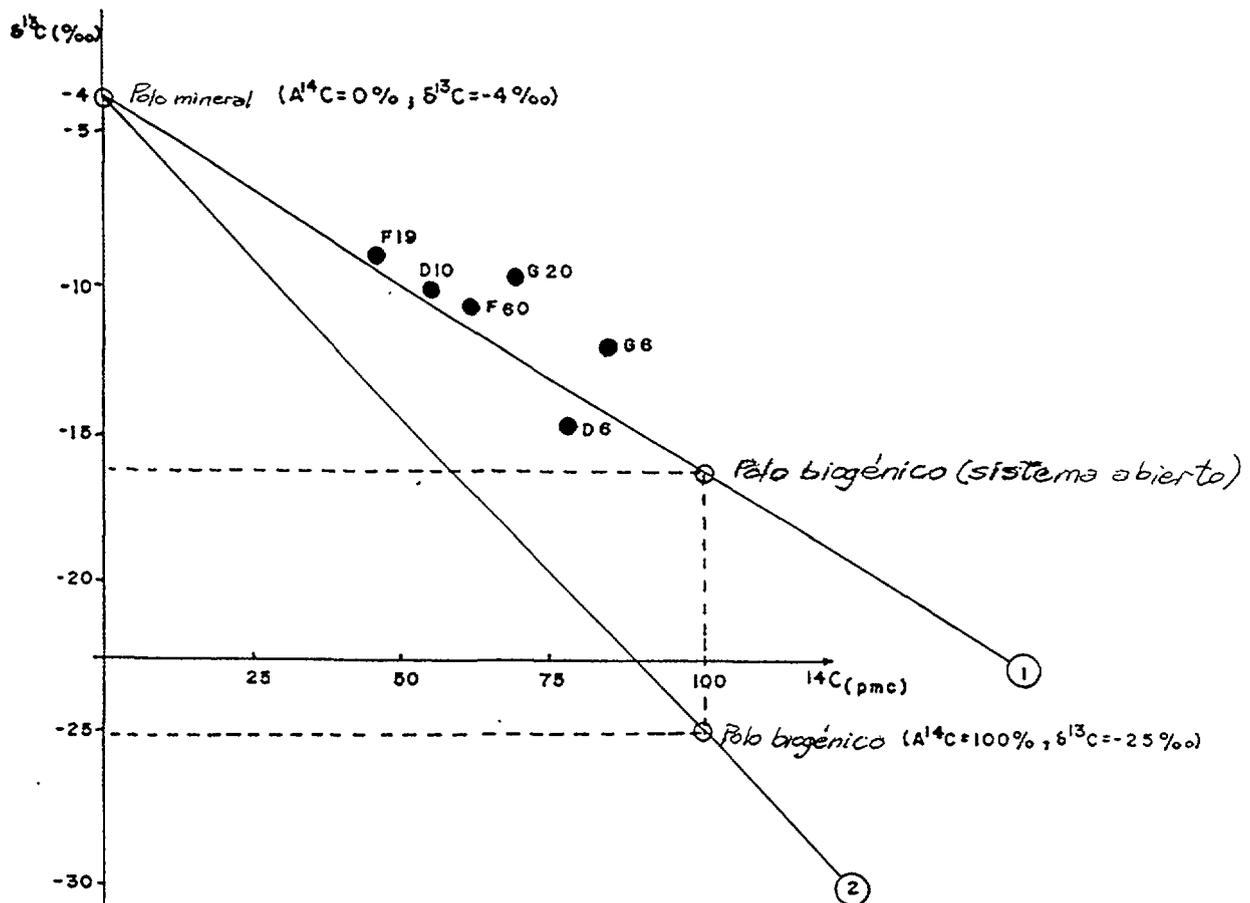


Fig. 3. Relación entre los contenidos de carbono-14 y carbono-13. Polos biogénico y mineral según una línea de mezcla entre (1) sistema abierto, y (2) sistema cerrado.

carsificados en los mármoles), propicia diferentes patrones de flujo y diferentes contenidos de CO_2 en las aguas subterráneas.

Tal sistema puede ser considerado abierto al CO_2 y un aporte de este gas, de origen inorgánico, era esperado.

Como se aprecia en la tabla 5, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ varían entre -9.27‰ y -15.42‰ , los cuales son propios del CO_2 de origen inorgánico disuelto en las aguas subterráneas. Las pequeñas diferencias entre estos valores están dadas por la relativa influencia del CO_2 procedente de la actividad biogénica.

La Fig. 3 muestra los polos biogénico y mineral en las líneas de mezcla, lo cual confirma las consideraciones anteriores, de acuerdo con la ubicación de los puntos estudiados respecto a estas líneas.

El valor $\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$ está ampliamente fundamentado por Deines [9]. En Cuba se han encontrado valores de $\delta^{13}\text{C}$ medido en las raíces de las plantas seleccionadas (caña, café, arroz) reportados por Arellano [10].

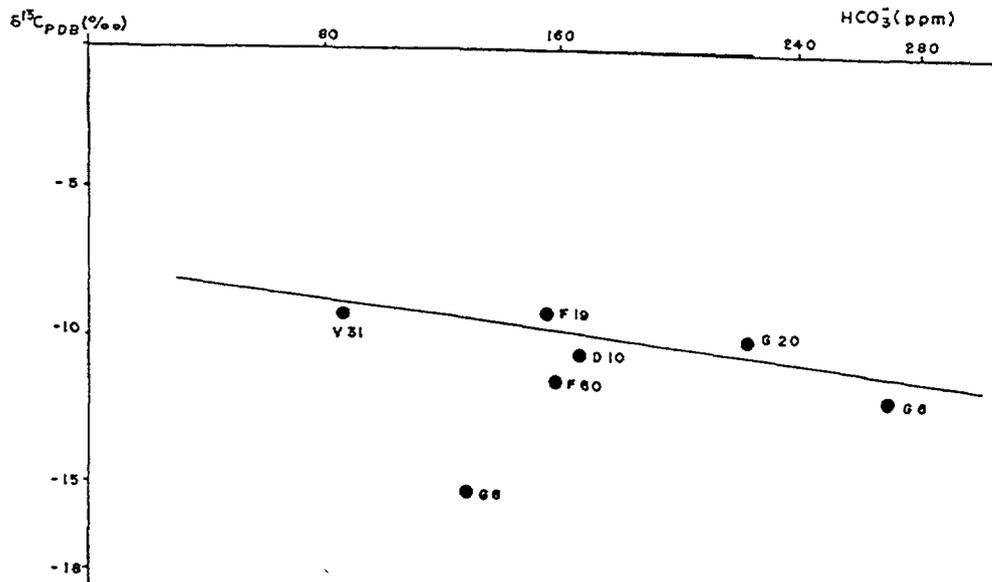


Fig. 4. Relación entre $\delta^{13}\text{C}$ y la alcalinidad, expresada como concentración del ión bicarbonato (en ppm)

Tabla 5: Composición química e isotópica en pozos del macizo metamórfico Isla de la Juventud. Fecha muestreo 25-3-92. Concentración iónica en mg/l.

No.	Pozo	Ph.	SPC ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	TDS	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)
1	G-20	7.1	1750	222	385	52	126	22	166	4	977	-10.11	-	-
2	F-17	7.8	290	159	21	7	48	3	9	1	248	-9.51	-3.11	-14.9
3	F-25	7.5	278	171	19	18	54	4	8	1	275	-	-2.96	-14
4	F-60	7.5	265	159	18	4	49	7	7	1	245	-11.48	-2.89	-18.6
5	F-34	7.6	270	148	19	7	47	3	9	2	235	-	-	-
6	V-31	6.7	300	88	39	29	38	6	16	1	217	-9.27	-	-
7	D-6	7.5	217	133	13	9	33	7	13	2	210	-15.42	-2.63	-12.9
8	D-10	7.1	300	165	19	28	52	11	8	1	284	-10.32	-	-
9	S-6	7.1	630	273	70	17	79	17	29	3	488	-12.8	-	-
10	V-108	6	179	51	15	1	9	3	11	-	90	-	-3.45	-19.5
11	V-110	5.5	132	18	21	7	9	2	12	-	78	-	-3.95	-17.5
12	D-131	5	122	18	20	14	12	2	6	-	72	-	-2.75	-13.2
13	D-122	5	120	26	15	2	6	2	8	-	61	-	-3	-17
14	E-18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+2.4	13.5
15	E-124	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6200	-	+2.1	10.5
16	P. ROSARIO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2200	-	+1.4	7.5
17	D-113	5.2	102	25	11	7	5	2	10	-	60	-	-3.81	-19.2
18	V-107	6.7	314	174	17	6	37	5	8	-	250	-	-2.5	-15
19	G-103	6.5	9221	320	2911	576	380	189	1341	25	5930	-	+2.85	14.5

El valor $\delta^{13}\text{C} = -16 \text{ ‰}$, empleado para construir el gráfico ha sido reportado por Fritz [11]. Por otra parte, si se considera que el ion bicarbonato es un indicador de la mayor o menos presencia de mármoles en la región, dada su participación en las reacciones de equilibrio entre el $\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O}$, entonces la relación lineal entre la ^{13}C y HCO_3^- (ver Fig. 4) facilita la interpretación del mapa de líneas equipotenciales de $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 5) y la distribución de tales líneas puede ser tomada en cuenta a los efectos de evaluar la tendencia de los patrones del flujo regional, referidos a recorridos preferenciales del flujo subterráneo, vinculados a los aportes de las calizas recristalizadas.

Además, no se puede excluir que una fuente suplementaria de carbono inorgánico puede provenir de rocas carbonatadas y calcosilicatadas que abundan en el territorio, como es el caso de la caolinita y montmorillonita. De ahí que las direcciones predominantes del enriquecimiento de $\delta^{13}\text{C}$ en el territorio, aunque en sentido general confirman la dinámica (dirección) del flujo subterráneo, responden al resultado geoquímico de la interacción agua - roca, en términos de carbonatos.

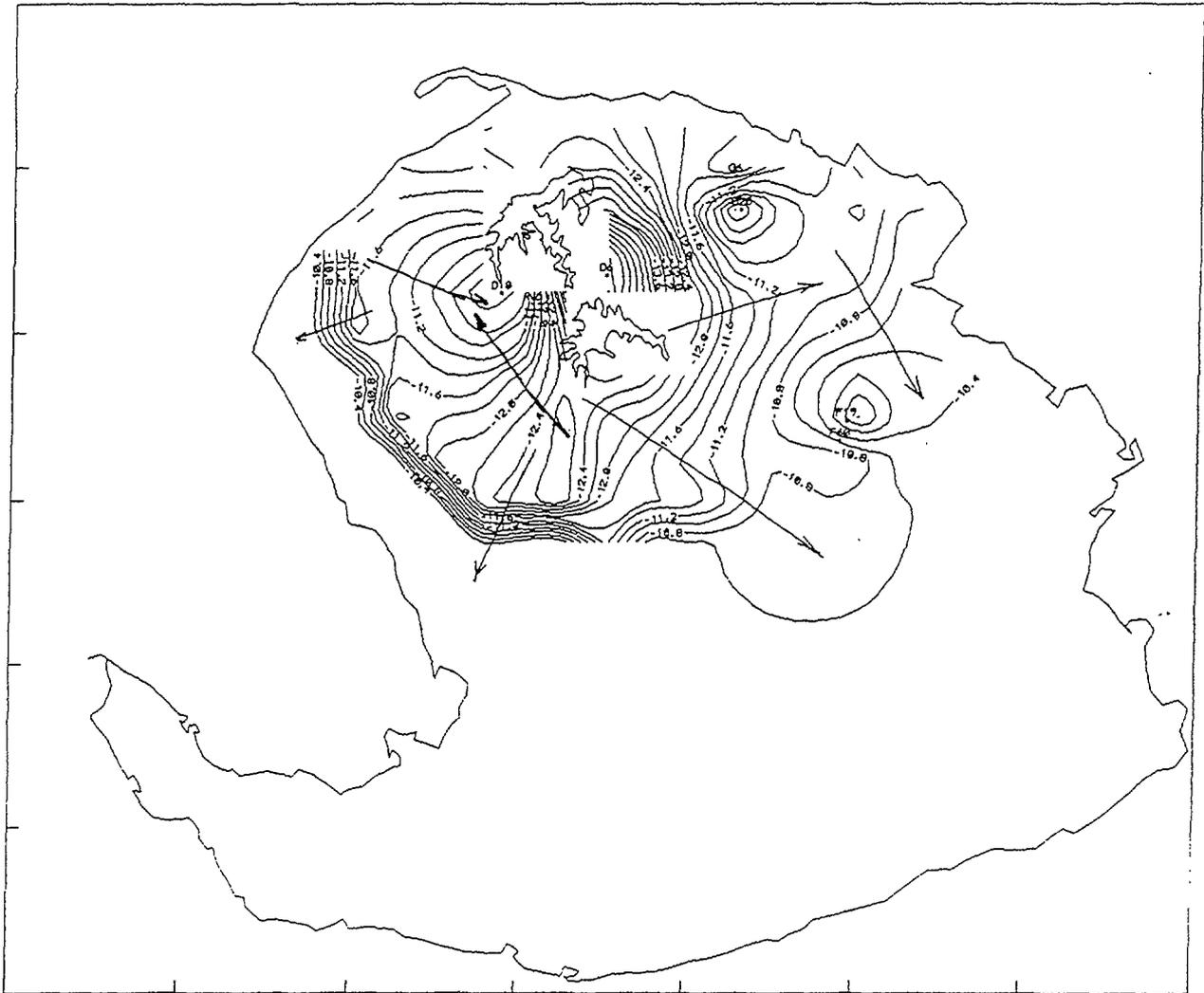


Fig. 5. Mapa de aislíneas de contenidos de carbono-13.

En la tabla 6 aparecen los resultados de la determinación del radiocarbono, en los pozos estudiados, y los cálculos a ellos referidos. Los valores expresados en pcm son los que sirven de base a la interpretación de los resultados ya que, en rigor, las edades calculadas siguiendo los modelos clásicos referidos al "Total Dissolved Inorganic Carbon"(TDIC) dada la complicada ocurrencia de la cinética geoquímica que los sustenta, ocasionan que la información que proporcionan tenga una expresión básicamente cualitativa. Los pozos G-6 y G-20 con un pcm de 84.9 y 67.7 respectivamente, están ubicados en el macizo metamórfico salinizado. Son aguas contemporáneas con componentes recientes, lo cual excluye la posibilidad de salinización de origen geológico (tectónico); lo anterior se corresponde con los resultados aportados por el Oxígeno-18.

Aún con las restricciones puntualizadas, en lo que respecta al calculo de la "edad" de las aguas, se estudió la distribución espacial de este parámetro, como se muestra en la Fig. 6. Según tal distribución, se evidencia la existencia de componentes más recientes (4 300 años, aprox.) a la altura de la loma de La Daguilla, de donde parte la red fluvial de patrón radial.

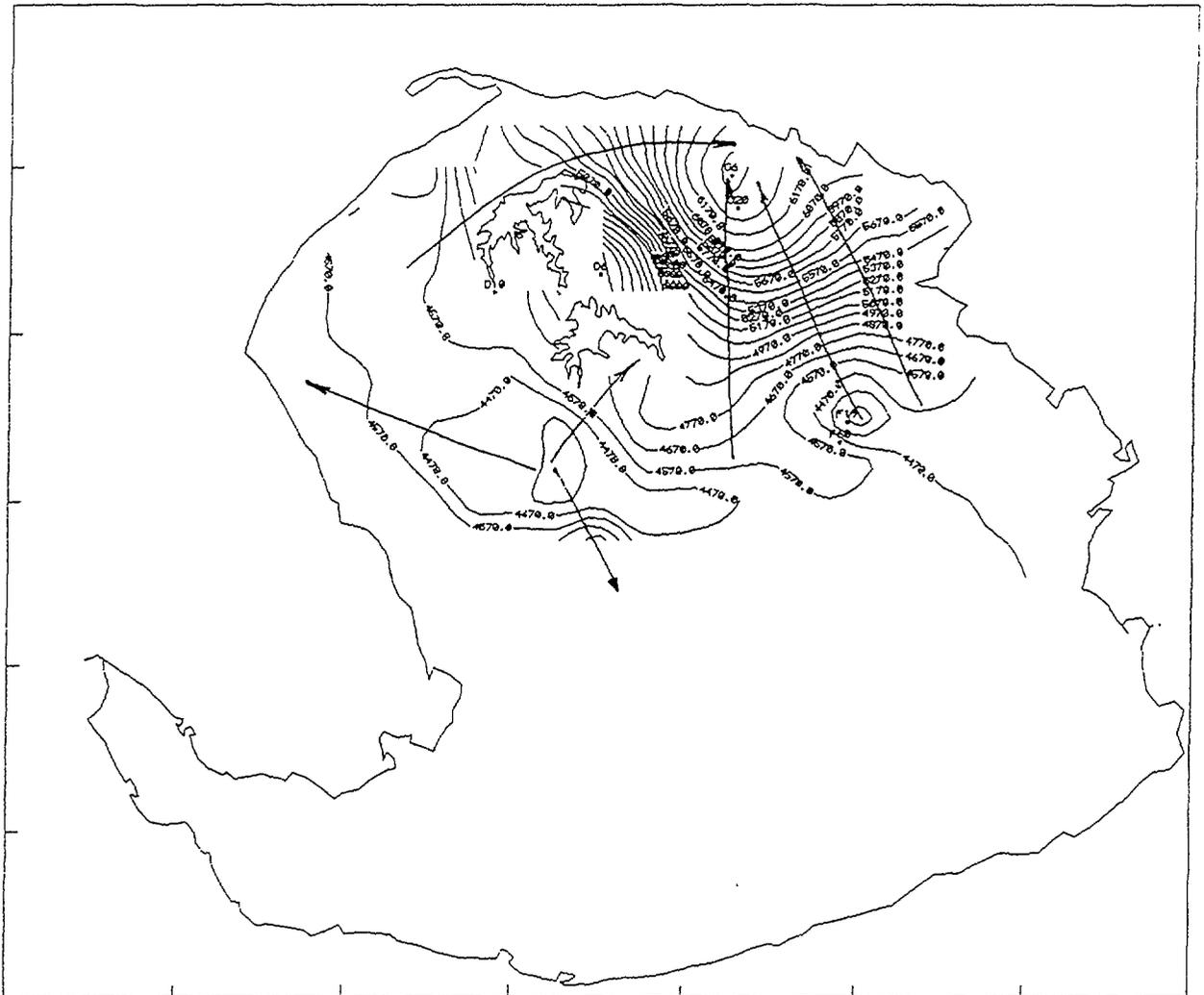


Fig. 6. Mapa de isocronas del agua subterránea derivado a partir de las actividades de carbono-14 (edades expresadas en años).

Tabla 6 Resultado de los análisis de carbono-14

No.	Pozo	Prof (s)	pcm	"Edades"
1	6-6	16.6	84.9±1.4	6 426 años
2	G-20	13.9	67.7±1.4	6 346 "
3	F-19	11.0	47.5±1.4	4 097 "
4	F-60	9.0	63.5±1.4	4 820 "
5	D-60	10.0	78.5±1.4	4 016 "
6	D-10	10.0	55.5±1.4	4 659 "

Utilizando la corrección de Gonfiantini, reportada en [12], la siguiente ecuación y valores fueron utilizados:

$$A_0 = 100 (\delta - \delta_c) / \delta_g + \delta_c + \epsilon (1 + 2\epsilon/1000)$$

Los valores adoptados para los cálculos (ver tabla 5) fueron:

$\delta = \delta^{13}\text{C}$ pbd en cada muestra

$\delta = \delta^{13}\text{C}$ pbd en el carbonato sólido = 0

$\delta = \delta^{13}\text{C}$ pbd en el CO_2 del suelo = - 25 ‰

$\epsilon = 8 \pm 0.5$ ‰, factor de fraccionamiento isotópico.

Los análisis fueron realizados en los laboratorios del OIEA, en el marco del programa ARCAL XIII.

3 DINÁMICA DEL FLUJO REGIONAL

El estudio geoquímico e isotópico desarrollado durante las investigaciones en el macizo metamórfico de la Isla de la Juventud ha sido complementado con la recopilación, procesamiento e interpretación de los datos sobre la hidrodinámica del sistema. Con esa finalidad, fueron examinados el campo de propiedades físicas (CPF), en términos de transmisividad (T), coeficiente de filtración (K), los caudales específicos (q) y el campo de cargas hidráulicas, a partir de la información almacenada en la base de datos correspondiente a la red básica de observación del régimen de las aguas subterráneas que es operada en la región de estudio. De igual forma, la dirección del flujo y la organización del escurrimiento subterráneo resultaron ser un complemento básico para los objetivos propuestos.

3.1 Campo de propiedades físicas

Ciento cuarenta y nueve pozos resultaron adecuados para estudiar la distribución de T y K en la metamorfitas. 271 permitieron evaluar el caudal específico. La estadística sumaria se presenta en la tabla 7.

Tabla 7: Variabilidad de los campos Hm, T, K y q en la metamorfitas.

Indicador	T m ² /d	K m/d	q lps/m	Hm
n	49	49	271	49
x	535	24	1.6	22
σ	1040	10	2.3	9.04
Cv	1.94	0.4	1.4	0.42

las variables del CPF exhiben una elevada heterogeneidad, como puede derivarse del valor de Cv. Así mismo, existe un fuerte control direccional indicativo de la anisotropía del campo. El caudal específico fue seleccionado para el análisis del variograma. Se ajustó un modelo esférico, mostrando la mayor estructura de correlación en dirección norte. La menor estructura de correlación se observa en dirección noroeste según un modelo lineal aleatorio (135 grados)



Fig. 7. Mapa de hidroisohipsas para el período seco. 1983-1988.

así como en dirección 45 grados. La anisotropía del campo, en consecuencia, sigue un modelo máximo en las direcciones en que se cortan los sistemas tectónicos más importantes del complejo metamórfico. Para discriminar el efecto de escala sobre el CPF en la zona saturada, fue estudiada en cortes, afloramientos y cavernas la distribución de n , K , y k en la zona no saturada. Los valores medios se presentan en la Tabla 8.

3.2 Campo de cargas hidráulicas

Fueron estudiados 20 pozos cuyos registros mensuales de niveles piezométricos oscilan en alrededor de 10 años. Los datos disponibles se procesaron con el objetivo de conocer las propiedades estadísticas e inerciales de la serie. En todos los casos posibles se estudió el correlograma y el espectro de varianza de la serie, a fin de obtener conclusiones sobre las componentes de estacionalidad y aleatoriedad de los niveles. Los resultados se muestran en la Tabla 9.

Obsérvese que los momentos de inercia, cuando se considera la serie completa, tomando la mitad de su longitud como valor de truncamiento, resultan relativamente bajos, menores de cuatro meses en más de la mitad de las estaciones V12, F57, G26, D19 y FL2 muestran un momento de inercia cercano a la estacionalidad interanual que separa los periodos lluviosos y menos lluviosos en la región. Es particularmente interesante el caso del F57, con 300 días

Tabla 8: Estructuras del campo de propiedades físicas en la zona no saturada.

Variable	Form. Cañada	Form. Daguilla	Form. N-Q
1/ángulo de intersección	90	70	90
2/porosidad	0.48	0.39	0.48
3/ancho de los bloques(a)	0.005	0.007	0.05
4/diam. de grietas (b)	0.001	0.001	0.002
5/porosidad volumétrica total	0.0025	0.0026	0.006
6/ porosidad área total	0.0018	0.0019	0.004
7/ porosidad efec. total	0.0018	0.0019	0.004
8/mediciones(n)	110	1041	170
9/ k	2.0.10 (19)	3.3.10(17)	1.07.10(6)
10 KI	0.88m/s	0.88	3.5
11 porosidad de grietas	0.033	0.05	1.0

de inercia, el más largo, indicador indirecto de la sustancia acuífera, en términos de volumen del acuífero cuyo comportamiento registra. Las bandas espectrales muy anchas, como es el caso de los puntos F7, D16, G38 y D19, indican tiempos de regulación muy bajos, reservas poco importantes y una respuesta muy rápida a los estímulos superficiales. Tal no es el caso del FL2, cuya banda espectral, muy estrecha, condiciona tiempos largos de regulación reservas importantes y, por tanto, mal drenados, con bajos valores de las variables T y K.

3.3 Dirección del flujo y organización del escurrimiento subterráneo

El flujo subterráneo se distribuye radialmente a partir de un centro regional de dispersión de la loma de la Daguilla. Este hecho es confirmada según la distribución de las hidroisohipsas e isolíneas de tiempo de residencia de las aguas (ver Figs. 6 y 7). El gradiente hidráulico medio, en las metamorfitas, es del orden de 1.3×10^{-3} . En el sur, en la zona carbonatada, es mucho más baja del orden 4×10^{-4} .

De este modo, la velocidad darciana efectiva saturada en las metamorfitas es, como promedio, de 35 m/d [4.1×10^{-4} m/s]. En el carso de la llanura sur es de unos 10 m/d. En ambos casos, las velocidades son del mismo orden de magnitud.

Tabla 9. Estructura estadística espectral y correlatoria de la carga piezométrica en pozos de la red de observación.

Variable	V12	D16	G33	G50	G25	L2	V13	F57	F25	F35	F11
n	167	172	129	64	148	104	124	142	162	157	168
x	7.72	18.8	14.3	-11.9	5.58	2.44	20.6	22.5	15.9	9.5	30.3
σ	5.61	3.68	2.1	4.6	1.45	.31	2.6	6.88	2.44	2.53	1.65
Cv	0.73	0.14	0.15	-0.39	0.26	0.13	0.13	0.31	0.15	0.29	0.05
min	-2.7	7.7	7.9	-19.33	-1.73	0.86	9.18	10.59	11.47	3.56	25.7
max	20	25	19	-0.76	8.39	3.8	29.18	35.61	23.3	14.4	33.5
R	22.7	17.3	11.1	18.6	10.1	2.94	20	25	11.8	10.86	7.8
HI	180	90	60	90	90	30	120	300	120	90	60
TR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Var	G26	GL1	GL3	D19	E26	FL2	F7	D16	G38
n	175	82	116	168	174	118	162	172	171
x	4.32	8.9	26.6	14.9	8.08	7.8	5.9	8.69	5.71
σ	3.9	1.17	1.65	3.41	3.88	1.9	2.47	2.68	1.8
Cv	0.9	0.13	0.06		0.48				
min	-6.2	1.5	17.5	3.87	0.52	1.15	1.07	2.5	1.8
max	12.3	11	30.5	20.38	18.52	12	11	19.8	9.1
R	18.5	9.5	13	16.5	18	10.85	9.93	17.3	7.3
HI	180	60	60	150	-	150	120	90	60
TR				300		1500	150	150	300
BE				0.1		0.02	0.2	0.2	0.1

CONCLUSIONES

1. La composición isotópica de las aguas subterráneas del complejo metamórfico "Isla de la Juventud", permite distinguir la intrusión de agua de mar de otras fuentes salinas. Los pozos de la serie G, localizados en la zona de esquistos apoterrígenos y metacarbonatos son salinos por la penetración de aguas marinas, debido a la

sobreexplotación del acuífero, mientras que en el resto del territorio, la composición salina está causada básicamente por la lixiviación de minerales como anortita y albita, con una producción secundaria de caolinita y montmorilonita.

2. Los pozos con una mineralización total mayor que 1000 mg/l se concentran en el área más hacia el norte del sistema, y muestran una composición isotópica estable muy enriquecida con ^{18}O y ^2H . Estos pozos están asociados a la zona con alto metamorfismo y están distribuidos perfectamente alrededor de la línea de mezcla isotópica con las aguas marinas. El alto contenido de Cl^- y las razones iónicas $\text{Cl}^-/\text{HCO}_3^-$ indican que la fuente de abasto del HCO_3^- depende de la contribución de Cl^- que proviene del agua marina.

Por otra parte, los pozos localizados en las facies esquistosas del complejo metamórfico tienen un contenido de sales menor que 1000 gr/l y, como regla, con no más de 600 mg/l. La composición isotópica estable se completa en ^{18}O y ^2H y, con la excepción de algunos casos, su composición isotópica es muy similar a las precipitaciones. Algunos pozos están situados en una línea con pendiente menor y pudieran estar alineados a patrones de evaporación.

El fenómeno de fraccionamiento isotópico puede ser esperado debido a mecanismos de ultrafiltración. En cualquiera de los dos casos el número de muestras no es suficiente para alcanzar conclusiones precisas.

3. El uso de métodos combinados, tanto isotópicos como hidroquímicos, permiten distinguir en este caso las mezclas de agua subterránea-agua marina.
4. La "edad" del agua subterránea confirma su contemporaneidad y, en nuestra opinión, se excluye una fuente de aguas connatas con altos valores de salinidad.

Este hecho no puede ser una regla general para todos los complejos metamórficos porque hay algunos manantiales térmicos e hipotérmicos que no están suficientemente estudiados.

5. Para las aguas subterráneas datadas, ^{13}C y las isolíneas de tiempo de residencia para las aguas subterráneas sólo sugieren un ligero desplazamiento hacia el norte del parteaguas de los sistemas de flujo regional. Las componentes de flujo derivadas de interpretaciones individuales de los mapas de ^{13}C y ^{14}C (Figs. 5 y 6), se complementan cuando son comparadas con las líneas de flujo correspondientes a los sistemas hidrogeológicos (Fig. 7).
6. La integración de datos hidrogeológicos, hidroquímicos e isotópicos han contribuido a organizar el flujo subsuperficial en el complejo metamórfico. Este flujo se distribuye radialmente desde un centro regional de dispersión localizado en la loma de La Daguilla y produce subsistemas locales de flujo. Estos subsistemas fluyen a través de fisuras tectónicas, en la superficie de la corteza de intemperismo en los esquistos y a través de pasos preferenciales en las calizas cristalinas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren dejar constancia de su agradecimiento a la Ing. Berta Degournay, Hidrogeóloga Principal del Complejo Hidráulico Isla de la Juventud, por sus opiniones acerca del problema a estudiar y el aporte de datos para la realización de este trabajo; al Ing. Osvaldo Ascanio por su ayuda durante la elaboración de los mapas de isolineas y a la Lic. Estrella Santa Cruz por su apoyo logístico durante la realización de los trabajos de campo.

REFERENCIAS

- [1] MINBAS, Cuba, Mapa geológico de la República de Cuba. Breve nota explicativa, Habana (1986) 38p
- [2] MILLAN, G., Geología del complejo metamórfico de la Isla de la Juventud. Ciencias de la Tierra y el Espacio 31. Habana, (1981) 3-32.
- [3] MOLERIO, L., Esquema geoespeleológico de las regiones cársicas de Cuba, INRH, Cuba (1975) cir restr.
- [4] GUERRA OLIVA, M., Informe técnico acerca de las características morfoestructurales de la Isla de la Juventud. Inst. Hidroekon., Habana (1976) 42p. circ, rest.
- [5] DEGORNAY, B., Comunicación personal.
- [6] MOLERIO, L., Composición química e isotópica de las aguas de lluvia de Cuba. II Congr. Latinoamer. de Espeleología, Viñales, Cuba, (1992).
- [7] GAT, J.R., The isotope of hydrogen and oxygen in precipitation. Hand. Envir. Isotope Geochemistry Vol 1 Elsevier (1980) 33-36.
- [8] ARAGUAS. L.; GONFIANTINI R.. Los isótopos ambientales en los estudios de la intrusión marina, OIEA, Viena (1991) 45p.
- [9] DEINES, P., The isotopic composition of reduced organic carbon. Hand. Environm. Isotope Geochem. Vol 1 Elsevier (1980) 329-343.
- [10] ARELLANO, D.M.; FAGUNDO, J.R., JILEK, P., SILAR, J. Radiocarbon dating in a karstified coastal aquifer in Cuba. Journal. Actas Universitatis Carolinae-Geologica No.3, Prage (1983) 367-387.
- [11] FRITZ, P., Disposal and storage of waste. IAEA. Tech. Reports Series No. 91, Vienna (1983) 428p.
- [12] SALEM, O et al., Groundwater flow patterns in the western Libyan Arab- Jamahiriya evaluated from isotopic data. Zone hydrogeology investigations with isotope techniques. Proceed. Panel IAEA, Vienna (1980) 165-179p.

ESTUDIO HIDROGEOLÓGICO E ISOTÓPICO DE LOS ACUÍFEROS DEL DELTA DEL RÍO GUAYAS (ECUADOR)

S. MALDONADO ASTUDILLO, H. CEPEDA TOBAR
Instituto Ecuatoriano de Recursos Hidráulicos,
Quito, Ecuador

L. ARAGUÁS ARAGUÁS
Sección de Hidrología Isotópica,
Organismo Internacional de Energía Atómica,
Viena, Austria

Resumen - Abstract

ESTUDIO HIDROGEOLÓGICO E ISOTÓPICO DE LOS ACUÍFEROS DEL DELTA DEL RÍO GUAYAS (ECUADOR)

El análisis de los isótopos ambientales (O-18, H-2, H-3, C-14) de las aguas superficiales y subterráneas en el área del Delta del Río Guayas, que constituye el más importante polo de desarrollo agrario e industrial del país, ha permitido delimitar la importancia relativa de la infiltración directa de la lluvia o de los ríos en periodos de avenida como principales mecanismos de recarga. Otro aspecto abarcado en el estudio ha sido el estudio de los mecanismos de salinización de las aguas subterráneas. Se han detectado sectores donde la disolución de sales en las aguas profundas y la propia evolución geoquímica según las líneas de flujo E - O son los mecanismos causantes del incremento de salinidad. En otros casos, la mezcla con agua de mar por intrusión a través del río Guayas es la causa fundamental de la salinización. También se ha estudiado la relación entre la dinámica de las aguas y el grado variable de contaminación observado en las aguas superficiales. El sistema estudiado representa un modelo típico de abanico aluvial en una llanura interfluvial.

HYDROGEOLOGICAL AND ISOTOPIC STUDY OF THE GUAYAS RIVER DELTA AQUIFERS (ECUADOR)

The environmental isotope analyses (O-18, H-2, H-3, C-14) of surface and ground water bodies of the Delta del Rio Guayas area, which constitute the most important centre of agriculture development in the country, have enabled the delimitation of areas where groundwater derive from local precipitation, while in other zones, groundwater is derived from river bank filtration. Other aspect covered in the study was the study of salinization mechanisms. Several zones in the western part of the aquifer have been found with high salt content, which seemsto be related to the presence of deep saline horizons. In other cases, salinization is the result of the geochemical evolution in the aquifer. In other cases, sea water intrusion through the Guayas river is the fundamental cause of salinization. The relationship between the dynamics of groundwater and the pollution levels of surface waters has also been studied. The system represents a typical model of alluvial fan system in an interfluvial plain.

1. INTRODUCCION

El Instituto Ecuatoriano de Recursos Hidráulicos, INERHI; ante la necesidad cada más creciente de agua para el consumo doméstico, agrícola e industrial en la Cuenca Baja del Río Guayas, ha venido realizando una serie de estudios con el fin de evaluar los recursos hídricos

superficiales y subterráneos que puedan ser aprovechados en esta zona, que constituye el más importante polo de desarrollo en el país. Dentro de este contexto, el INERHI con el afán de complementar mediante el empleo de técnicas isotópicas, el conocimiento hidrogeológico de la cuenca, consiguió la asistencia técnica del Organismo Internacional de Energía Atómica (O.I.E.A.) dentro del Programa ARCAL XIII auspiciado por el Gobierno Alemán, en coordinación con la Comisión Ecuatoriana de Energía Atómica (C.E.E.A); pretendiéndose como objetivos principales determinar: zonas de recarga y descarga de los acuíferos, relación entre aguas superficiales y subterráneas, dinámica - datación y origen del recurso hídrico subterráneo, así como la dinámica y el origen de los fenómenos de intrusión y estatificación salina e identificación de sitios de máximo flujo.

2. GENERALIDADES

El área de estudio tienen la forma de un abanico abarcando una superficie de aproximadamente 4000 km²; está delimitada al norte por el río Chilintomo - Juján, al sur el río Cañar, al Oeste los ríos Babahoyo y Guayas y al Este el pie de las estribaciones de la cordillera Occidental de los Andes hasta la ciudad de Bucay.

La cuenca se halla recubierta por sedimentos cuaternarios, formando una llanura interfluvial, en la cual afloran formaciones volcano-sedimentarias del cretácico de modo puntual en los cerros situados en el sector occidental.

La zona de estudio se compone de cinco subcuencas hidrográficas que drenan la región a través de los de los ríos: Juján (Chilintomo, Los Amarillos), Yaguachi (Chimbo, Chanchán, Milagro), Taura (Bulubulu, Culebras), Churute y Cañar, considerándose la más importante desde el punto de vista de aportes, dentro del proceso de depositación y sedimentación, la del río Chimbo, que tiene su origen en la Cordillera de los Andes.

La climatología de la región es regular, siendo la temperatura media anual 24.6°C, la precipitación de 1460 mm. concentrada en un 80 por ciento de enero a abril con la tendencia de aumento hacia el sector oriental, pues en Bucay se superan los 2000 mm/año. La humedad atmosférica registra un elevado porcentaje durante el año con un promedio del 84 % debido al continuo movimiento de masas de aire desde el océano al continente y a la presencia de los sistemas hidrográficos.

De acuerdo a las características geomorfológicas y modo de sedimentación de los aportes detríticos, el área enmarcada en el Proyecto se ha dividido convencionalmente en cinco zonas; correspondiendo las dos primeras al sector occidental, propensas a los fenómenos de inundación en época lluviosa, habiendo llegado inclusive en el invierno de 1983 (Fenómemo de El Niño) a cubrir alrededor del 50 % de la superficie correspondiente a la actividad agropecuaria de la cuenca; observándose además que las aguas subterráneas incrementan su contenido de sólidos disueltos desde la quinta zona oriental hacia el Occidente donde los acuíferos están influenciados por la contaminación salina y en ese mismo sentido disminuye la conductividad hidráulica.

Las otras tres zonas se sitúan a cotas progresivamente más altas, hasta alcanzar los 100 m.s.n.m. en las parte apical del abanico aluvial, en Bucay. Estas zonas se disponen aproximadamente de forma paralela a las curvas de nivel. De las investigaciones geofísicas efectuadas, se sabe que la mayor parte de los pozos captan el recurso hídrico del acuífero superior del relleno aluvial del cuaternario, cuyo espesor medio es del orden de los 100 m.,

y donde el nivel piezométrico en la estación invernal llega muy cerca a la superficie y gradualmente baja de 1 a 7 m. al final de la estación seca [1].

3. GEOLOGIA

A nivel regional, desde el Cuaternario, se observa una evolución hacia la emersión y un desplazamiento de la subsidencia en dirección al pie de la Cordillera Occidental, donde el levantamiento de la costa en relación a la surrección de los Andes se produjo por varias fases tectónicas, presentando la Cuenca del Guayas una estructura de plataforma joven, con algunas fallas geológicas, asociadas con ciertos drenajes y otras con levantamientos hórsticos [2].

Geomorfológicamente la zona de estudio forma a nivel regional una llanura interfluvial que se inicia en los flancos de la Cordillera de los Andes, ligeramente ondulada que le dan características de un relieve moderado a bajo; los cerros como el Masvale, Cimalón y Grande al Oeste, no sobrepasan los 300 m. de altura.

Los sistemas hidrográficos drenan esta región a través de los ríos Juján, Yaguachi, Taura, Churute, los que moldean el terreno y han desarrollado esta llanura; la planicie está surcada también por esteros intermitentes, existiendo además paleocauces que cuando están rellenos de limo dificultan el drenaje de las aguas superficiales y en el caso inverso estos canales antiguos son portadores de la recarga regional importante; los mismos que depositan sus aguas al Océano Pacífico por medio del río Guayas, conformado por los ríos Daule y Babahoyo, que se juntan en la Puntilla a la altura de Durán y son los cauces naturales de mayor magnitud y a su vez el límite Occidental del área de estudio, los mismos que antes de su confluencia definen una serie de meandros.

El conjunto sedimentario difundido en la Cuenca del Río Guayas son rocas continentales y marinas, depositadas en el Cenozoico sobre el piso estructural del Mesozoico que representa el basamento rocoso de la zona. Esta secuencia disminuye de espesor conforme aparecen los afloramientos de las Formaciones Cretácicas: Piñón, Macuchi y Cayo como se ve en los cerros al Occidente del área de investigación. Aisladamente afloran rocas semimetamórficas de la Formación Punta Piedra [3].

4. GEOFISICA

De acuerdo al estudio geofísico por sondeos eléctricos verticales se ha determinado una serie semi-resistente con intercalaciones conductoras que corresponde al relleno aluvial del Cuaternario, que se dispone sobre una unidad más conductiva y potente del Cuaternario inferior a Terciario superior (que yace directamente sobre el basamento). En la unidad semi-resistente más próxima a la superficie se han diferenciado dos niveles acuíferos: uno superior cuyo espesor medio es del orden de los 100 m. y otro profundo que va aproximadamente de los 150-200 hasta 350-400 m. de profundidad. La presencia de intercalaciones conductoras en esta serie origina la formación de varios niveles acuíferos, por lo que el sistema puede ser considerado multicapa [4].

De manera general las resistividades verdaderas de 10-30 Ohm-m indican una alternancia de arcilla - arena y hacia la Cordillera aumentan hasta 200 Ohm-m debido al

incremento granulométrico de los materiales; mientras que los valores conductivos bajos del Cuaternario Inferior serían por la estratificación salina y/o influencia de elementos finos en los sedimentos. La resistividad transversal decrece hacia el occidente manteniendo una relación directa con la transmisividad de los acuíferos; además se observa puntualmente hacia el Oeste que el Cuaternario disminuye de espesor conforme aflora el basamento geológico representado por las Formaciones Macuchi, Cayo, y al NO de Guayaquil, la Fm. Piñón de tendencia semi-resistiva a resistiva. En el sector bajo de la Cuenca del Guayas, y a cotas próximas al nivel del mar, no se diferencian los dos niveles acuíferos, como consecuencia de la concentración de sales en los sedimentos y/o el grado de confinamiento de las arcillas [5].

5. HIDROGEOLOGIA

Los acuíferos estudiados presentan un carácter freático libre en la zona oriental o interna de la Cuenca del Guayas, sector en que se presentan con buena continuidad lateral materiales permeables (gravas y arenas); hacia el Oeste dominan las arenas y progresivamente los paquetes arcillosos que definen el confinamiento ocasionando el fenómeno de artesianismo. En las partes distales se encuentran materiales finos, fundamentalmente lutitas de origen deltaico y marino.

En el Proyecto FAO-IAEA-ECU.44, finalizado en 1977, se elaboró un modelo general de funcionamiento hidrogeológico, según el cual los ríos procedentes de cotas superiores recargan la mayor parte del acuífero en el sector oriental, donde se encuentran los materiales más permeables; mientras que los ríos aumentan su caudal en la zona occidental como consecuencia de la descarga del acuífero [6].

Tomando en consideración la morfología del terreno (topográficamente va de 0 a 200 m.s.n.m. desde Guayaquil a Bucay), la información de los parámetros hidrodinámicos obtenidos de los diferentes pozos y la composición granulométrica de los sedimentos que generalmente disminuye de Este a Oeste; se ha dividido convencionalmente el área del Proyecto en cinco zonas (Fig. 1) cuyas cotas aproximadas en m.s.n.m. son: 0-5, 5-15, 15-50, 50-100 y 100-200, y sus valores de transmisividad hidráulica fluctúan en la misma dirección de la variación granulométrica de alrededor de 2000 a 300 m²/día.

La primera zona se extiende desde el límite occidental de la cuenca hasta cerca de la cota 5 m.s.n.m., litológicamente está constituida por un alto porcentaje de elementos finos y los niveles acuíferos influenciados por la contaminación salina, aquí se observa el fenómeno de artesianismo - subartesianismo y rangos de transmisividad variando, menor de 300 m²/día a cerca de 500 m²/día.

La segunda zona se encuentra entre las curvas de elevación 5 y 15 m.s.n.m., la conexión hidráulica entre acuíferos poco profundos es discontinua debido a cambios laterales de facie, siendo posible obtener en esta área, importantes descargas de aguas subterráneas en el contacto de sedimentos finos y gruesos, por el cambio marcado de transmisividades, existiendo algunos pozos artesianos.

La siguiente zona comprendida entre isolíneas de elevación 15 y 50, se caracteriza por tener un alto potencial hidrogeológico ya que litológicamente consta de elementos gruesos con buena conexión hidráulica, sus transmisividades oscilan de 500 hasta 2000 m²/día; en la actualidad la mayor parte del recurso hídrico subterráneo a nivel del Proyecto se explota en este sector.

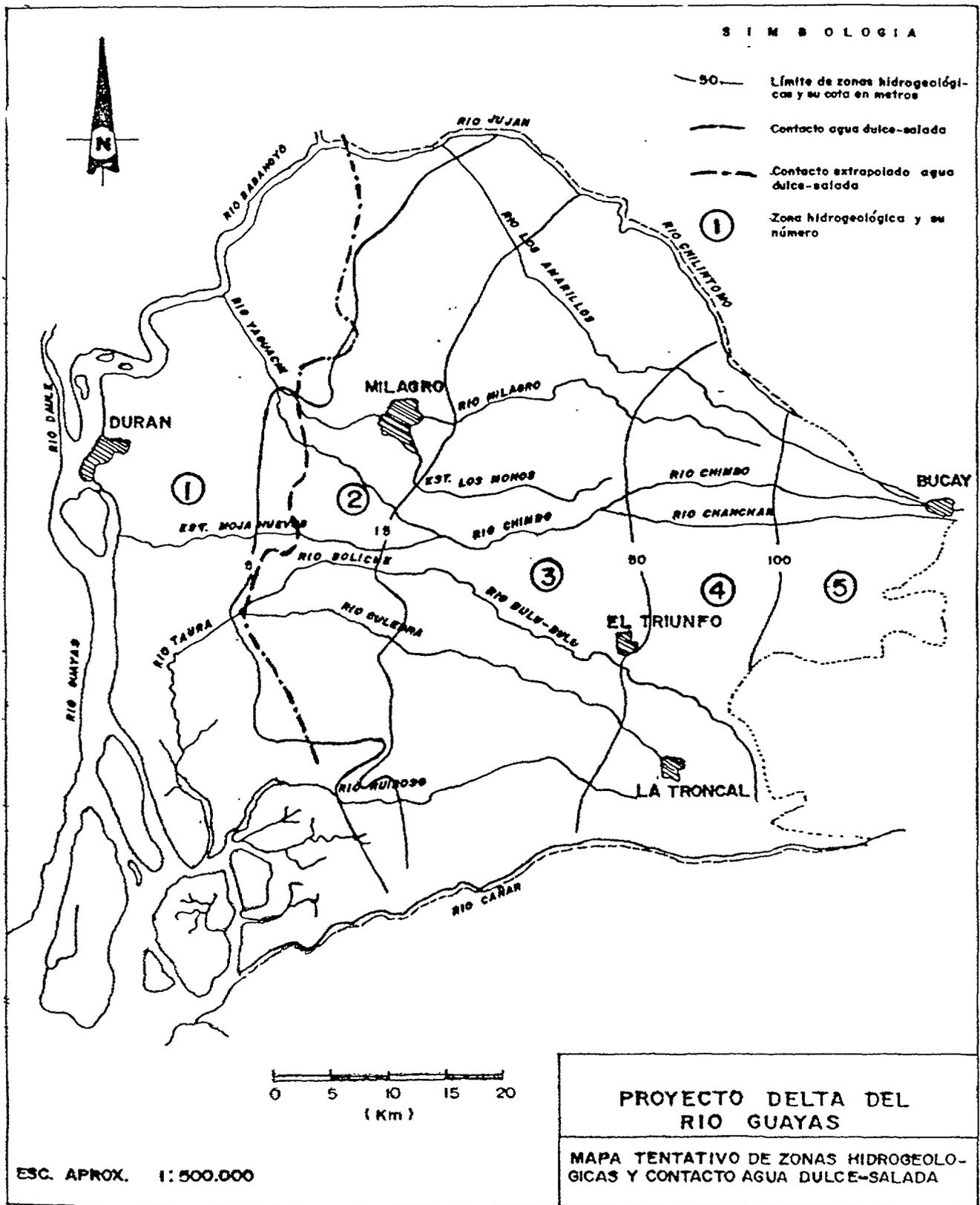


Fig. 1. Zonación del acuífero del Delta del Río Guayas, situado al E de la ciudad de Guayaquil.

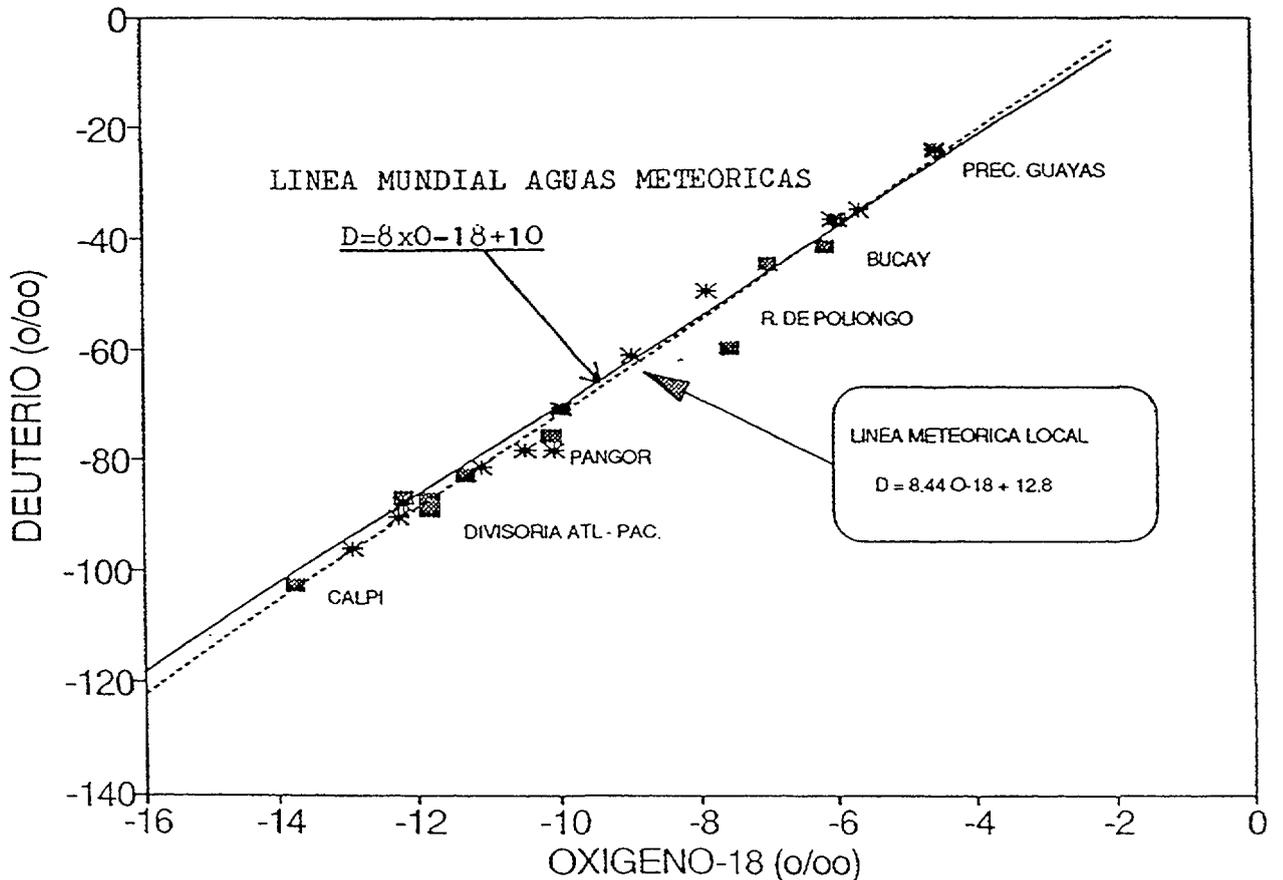


Fig. 2. Relación O-18 vs D de las aguas meteóricas colectadas en la vertiente pacífica de los Andes, en una sección transversal a la altura de Guayaquil.

Entre las curvas de elevación 50-100 m.s.n.m. se dispone la zona 4, litológicamente compuesta por gravas y cantos altamente transmisibles ($2000 \text{ m}^2/\text{día}$) y se caracteriza principalmente por el nacimiento de algunos ríos.

La última zona se extiende a partir de los 100 m.s.n.m. hasta las estribaciones de la Cordillera de los Andes, conformada por arrastres clásticos bastante gruesos propios del cono de deyección de pie de monte, su transmisividad tiende a valores altos y es importante sitio de recarga [7].

Los modelos de flujo demuestran que la configuración de las líneas equipotenciales se relacionan estrechamente con la morfología de la Cuenca, teniendo el flujo una dirección Este-Oeste. En términos generales no se observan depresiones importantes por efectos del bombeo a pesar de que en sectores como Marcelino Maridueña la explotación del recurso hídrico subterráneo debe superar los $3 \text{ m}^3/\text{s}$, pues existen pozos cuya descarga unitaria llega a los 200 l/s , en este lugar se considera importante el aporte del río Chimbo al sistema de recarga.

6. CARACTERIZACION HIDROGEOQUIMICA E ISOTOPICA

Durante las tres campañas de campo (enero-febrero/90, noviembre-diciembre/90; junio/91) se recolectaron alrededor de 400 muestras, distribuidas en cinco grupos: ríos-esteros,

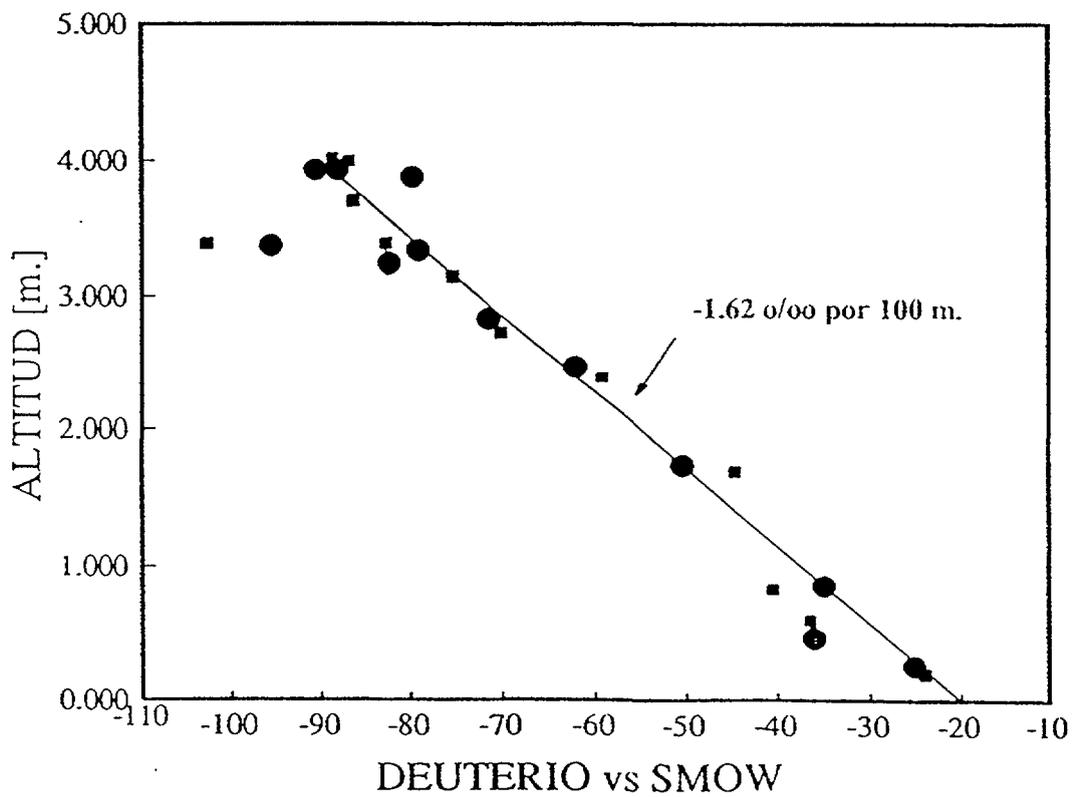
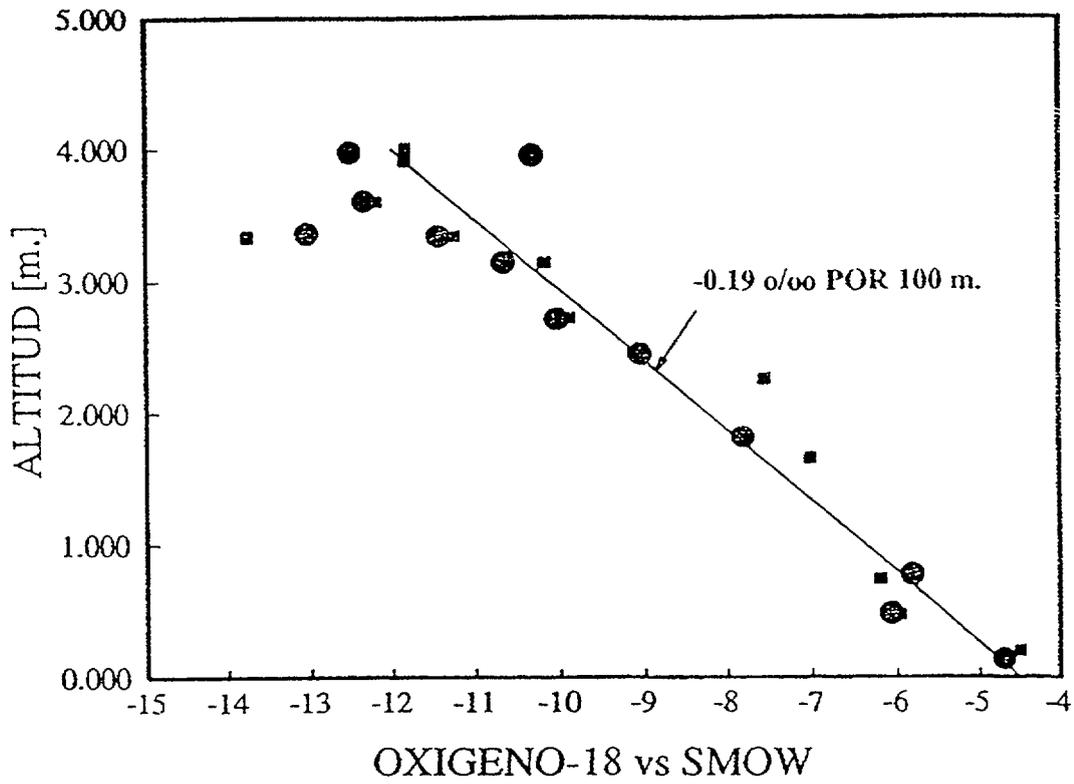


Fig. 3. Gradientes isotópicos de altitud de las aguas meteóricas de la vertiente pacífica en una sección transversal a la zona de estudio.

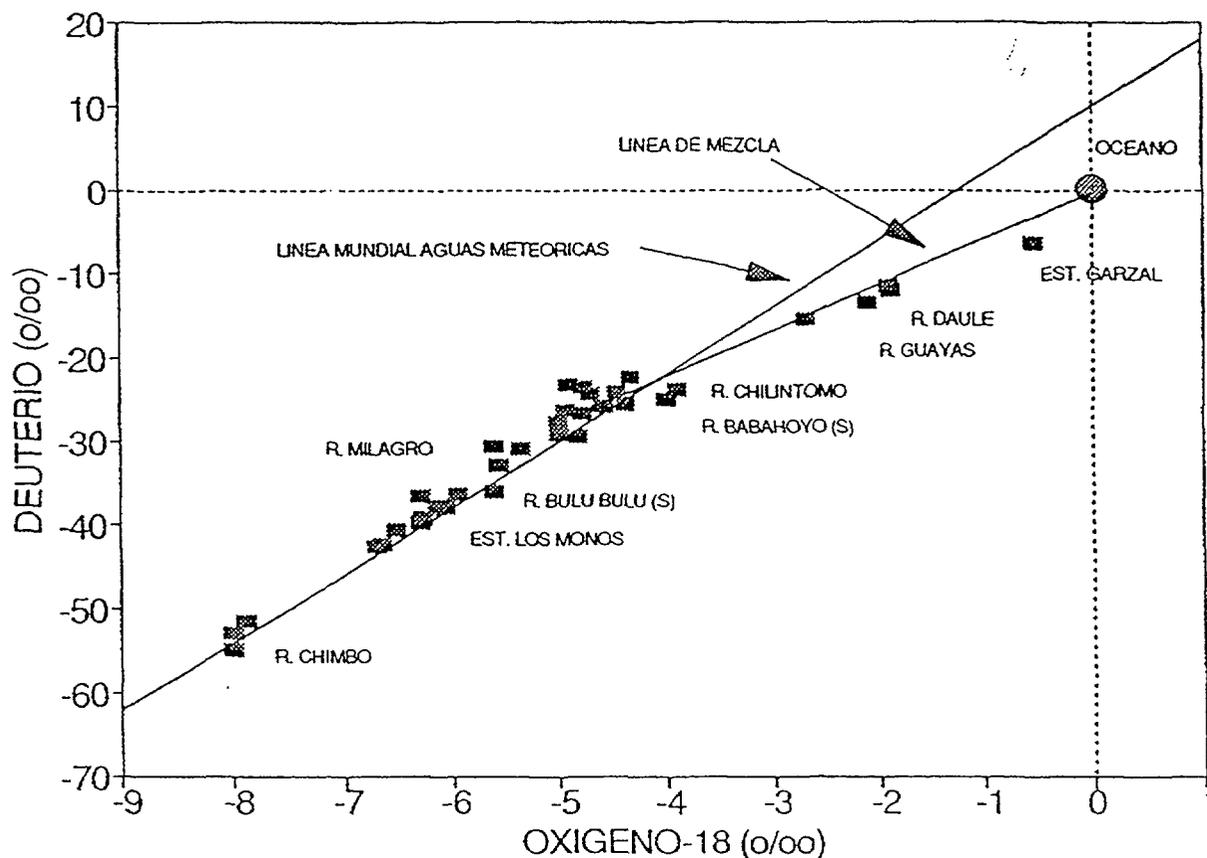


Fig. 4. Variabilidad isotópica de los ríos que atraviesan la zona de estudio. Los valores más negativos corresponden al río Bucay, ya que procede de cotas más altas.

pozos someros, pozos profundos, pozo artesianos y manantiales desde Riobamba hasta la Cuenca del Guayas según una transversal de la Cordillera de los Andes, de las cuales estuvieron previstas: 200 para análisis oxígeno-18 y deuterio, 130 para tritio y 15 para carbono-14.

La caracterización de los contenidos isotópicos en la precipitación local y de las posibles zonas que pueden representar la recarga se hizo a través del muestreo de manantiales a diferentes cotas y algunos ríos que nacen en la zona de estudio. A partir de la relación oxígeno-18 vs deuterio de los manantiales se ha verificado la similitud de la Línea Meteórica Local y la Línea Meteórica Mundial (Fig. 2) y la existencia de un gradiente isotópico de altitud de -0.19‰ por 100m en el caso de oxígeno-18 (Fig. 3).

En la zona es importante la recarga local derivada de la precipitación (valores de -4.5‰ en oxígeno-18) muy similar al valor de algunos episodios de lluvia colectados en la ciudad de Guayaquil y al valor medio de los ríos que nacen en la zona de estudio y que no están conectados con la descarga del acuífero. El río Chilintomo presenta su zona de alimentación a cotas bajas [7], y sirve como índice de la precipitación local (-4.4‰ oxígeno-18). La composición isotópica de los ríos Estero Los Monos y río Milagro muestra la influencia del agua subterránea que deriva de la infiltración del río Chimbo. En el diagrama O-18 vs D (Fig. 4) los puntos que representan a estos ríos se encuentran en una línea de mezcla entre ambos índices. La influencia de las aguas del río Chimbo que se infiltran en el

acuífero se presenta en la Fig 5. En dicho diagrama se observa la extensión de la isolínea - 5.5 ‰ en O-18, que representa la zona donde un porcentaje mayor del 60% de las aguas procede de la infiltración de las aguas de los ríos. En algunos casos, como se ha indicado antes en la Fig. 5, estas aguas subterráneas vuelven a la superficie formando parte de los ríos que nacen en la zona de estudio.

La hidroquímica de las aguas subterráneas en el sector occidental está relacionado con la evolución siguiente en cuanto al predominio de los iones mayoritarios:

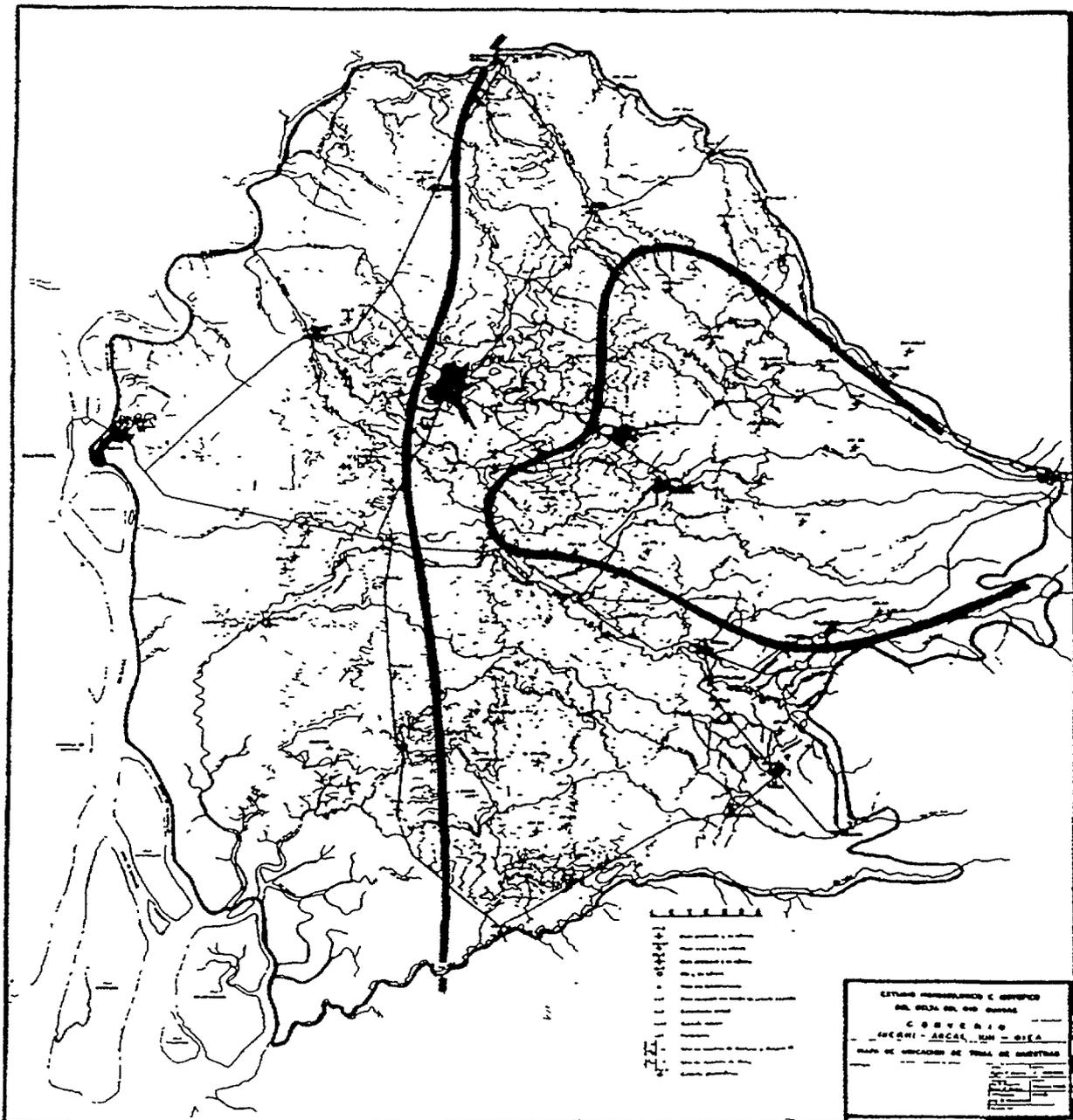
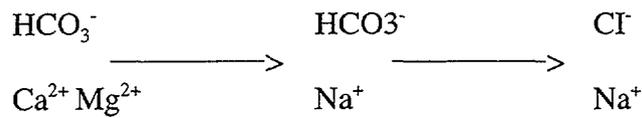


Fig. 5. Delimitación basada en los contenidos de O-18 de zonas donde la recarga de las aguas subterráneas deriva de la infiltración de los ríos procedentes de la Cordillera o de la infiltración directa de la precipitación local.

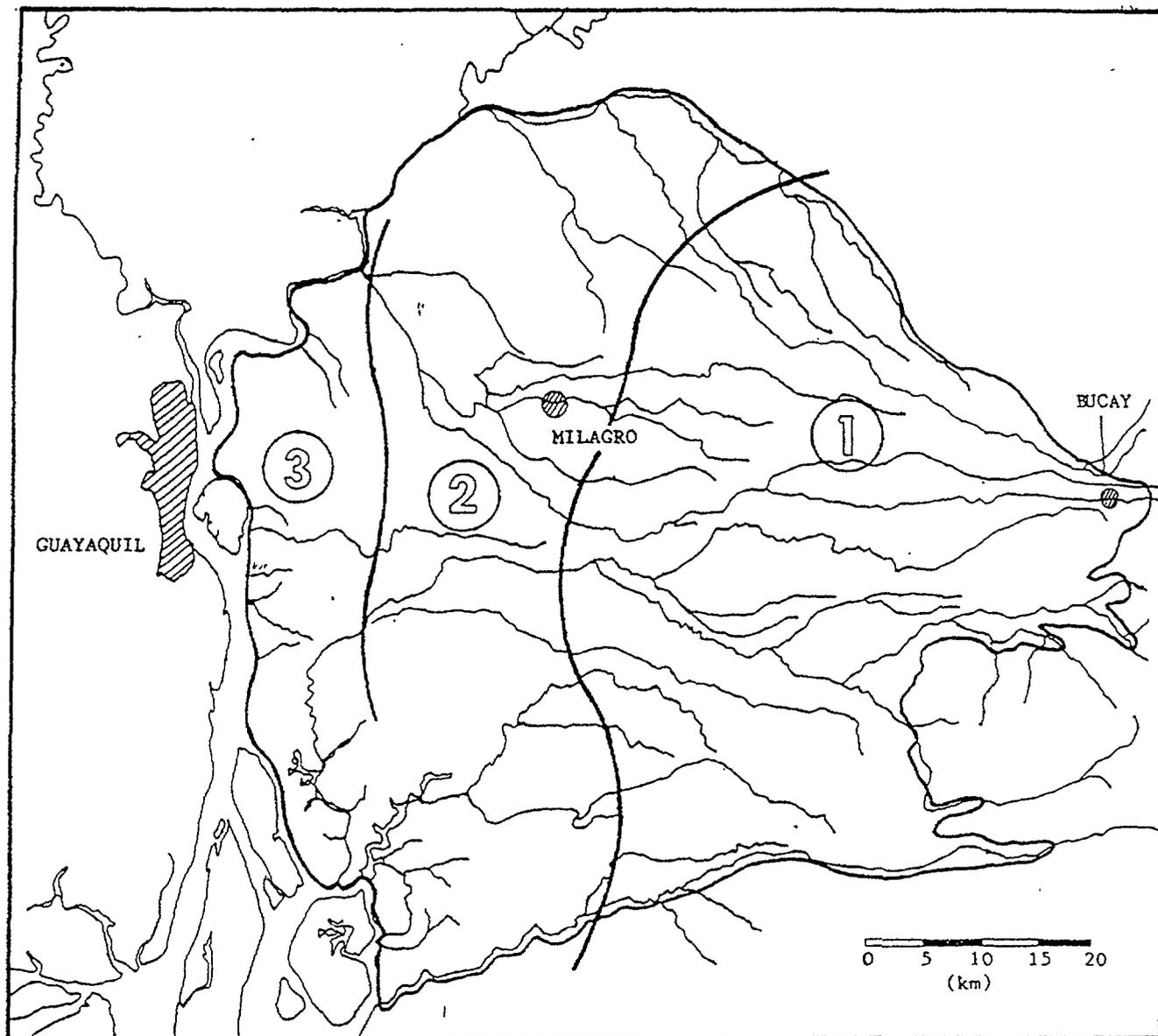


Fig. 6. Evolución hidrogeoquímica en el acuífero. 1) Facies bicarbonatada cálcico-magnésica, 2) bicarbonatada sódica y 3) clorurada sódica.

Esta evolución es observado a lo largo de las teóricas líneas de flujo E-O (Fig. 6). Un factor adicional a la salinización de las aguas subterráneas es la infiltración de agua salobres proceden de los río Guayas y Babahoyo. El ascenso de estas aguas por los cauces alcanza varios kilómetros agua arriba hacia el interior de la cuenca (3 a 6 km. aproximadamente). Este fenómeno está controlado por la intensidad de las mareas y el caudal de descarga de los ríos procedentes de la cordillera. En función de los cambios laterales de facies estas aguas pueden infiltrarse en el acuífero, ocasionando su contaminación puntualmente.

En general se distinguen dos grupos de muestras salinas: el tipo más frecuente es clorurado-sódico, y corresponden a la influencia de agua marina (PS-24) y/o disolución de halita en sedimentos arcillosos (PP: 14,15,16,41 y 46). El segundo tipo es el de las muestras

de tipo bicarbonatado-sódico, que es frecuente en la zona de transición intermedia y constituyen el resultado de la circulación a través del acuífero con adición de CO_2 (posiblemente por decomposición de materia orgánica en el acuífero) e intercambio catiónico (Ca^{++} y Mg^{++} por Na^+). Dentro del conjunto de todas las muestras analizadas, se observa la evolución geoquímica indicada anteriormente en el diagrama de Piper (Fig. 7). Algunos pozos someros están afectados por fenómenos de contaminación superficial y evaporación (PP-43, PS: 2, 7, 12, PS-10); debido a su proximidad a la superficie o situarse en capas de bajas permeabilidades, a lo que se suma el efecto de reciclaje durante el proceso de regadío y al fenómeno de inundaciones (Fig. 9 y texto más adelante).

Los contenidos isotópicos medios de O-18 de las aguas subterráneas muestran un amplio rango de valores, tanto en los pozos someros como en los profundos (los pozos profundos varían desde -6.3 a -4.0 ‰ en O-18, Fig. 8). Se observa un cambio progresivo en los contenidos isotópicos de las aguas subterráneas entre el sector oriental y occidental de la zona de estudio; dicho efecto parece ser consecuencia del efecto combinado de la influencia de los ríos procedentes de la cordillera y el efecto de cantidad. Las variaciones isotópicas se producen como consecuencia del "efecto de cantidad", ya que la precipitación varía desde 1.000 mm. en el sector occidental hasta 2.000 mm. anuales al pie de la cordillera. El valor estimado para la precipitación en la zona de Bucay es de -6.5 ‰ en oxígeno-18. El otro factor que contribuye a producir valores más negativos es la infiltración de las aguas procedentes del río Chimbo [6].

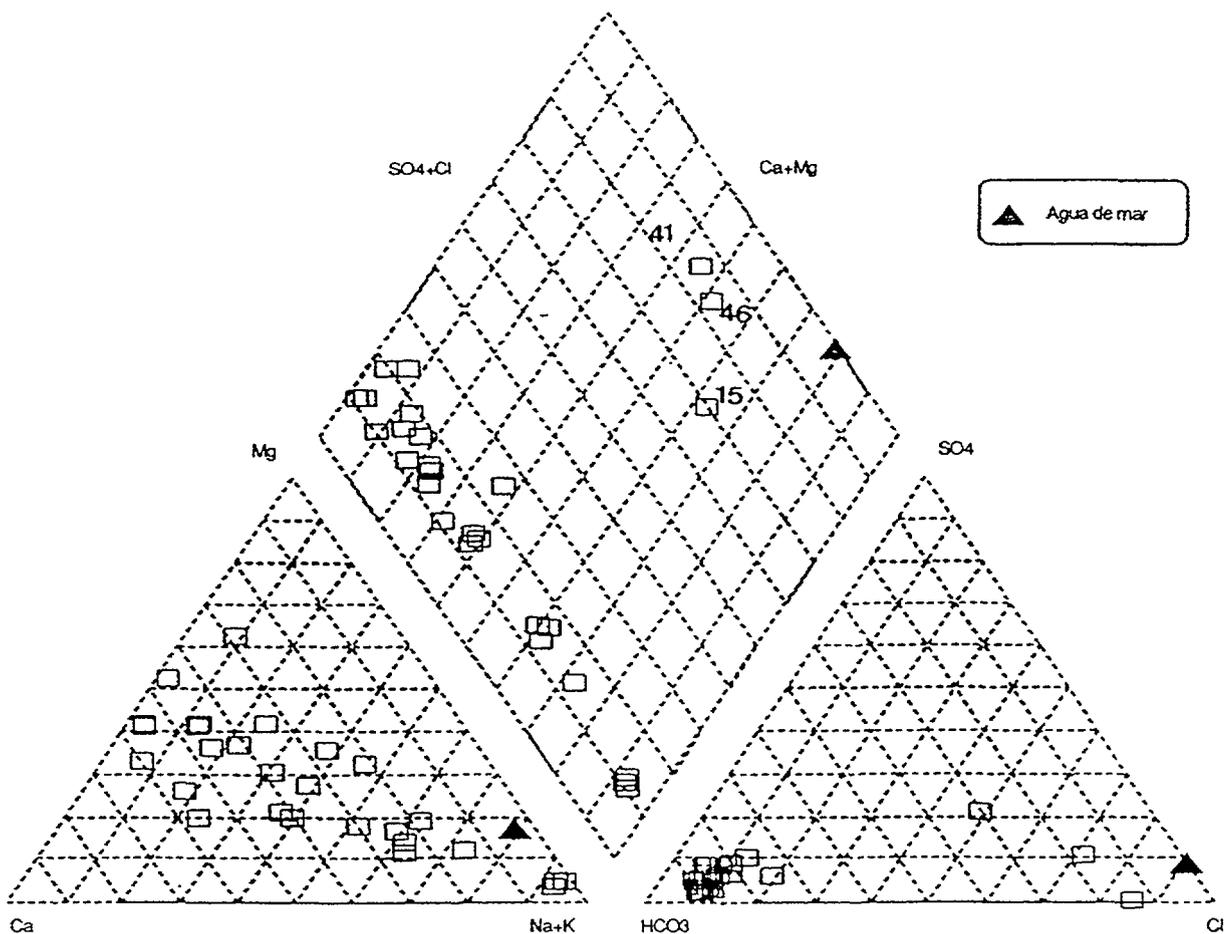


Fig. 7. Evolución de las proporciones de los iones mayoritarios en las aguas subterráneas según un diagrama de Piper.

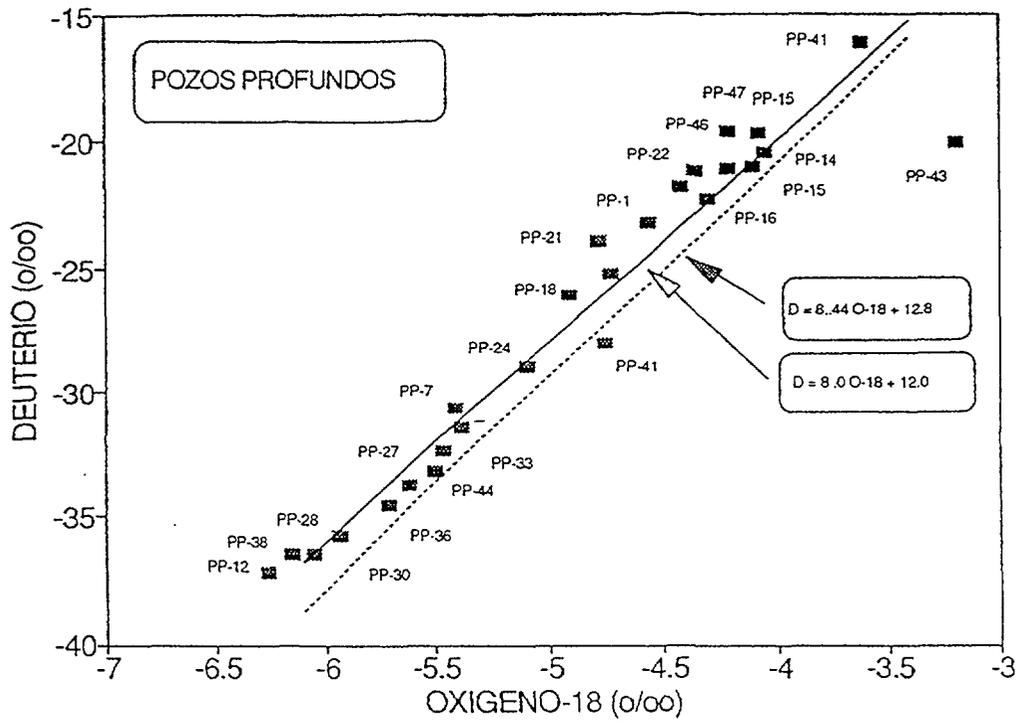


Fig. 8. Variabilidad en los contenidos de O-18 y D de los pozos profundos del acuífero del Delta del río Guayas

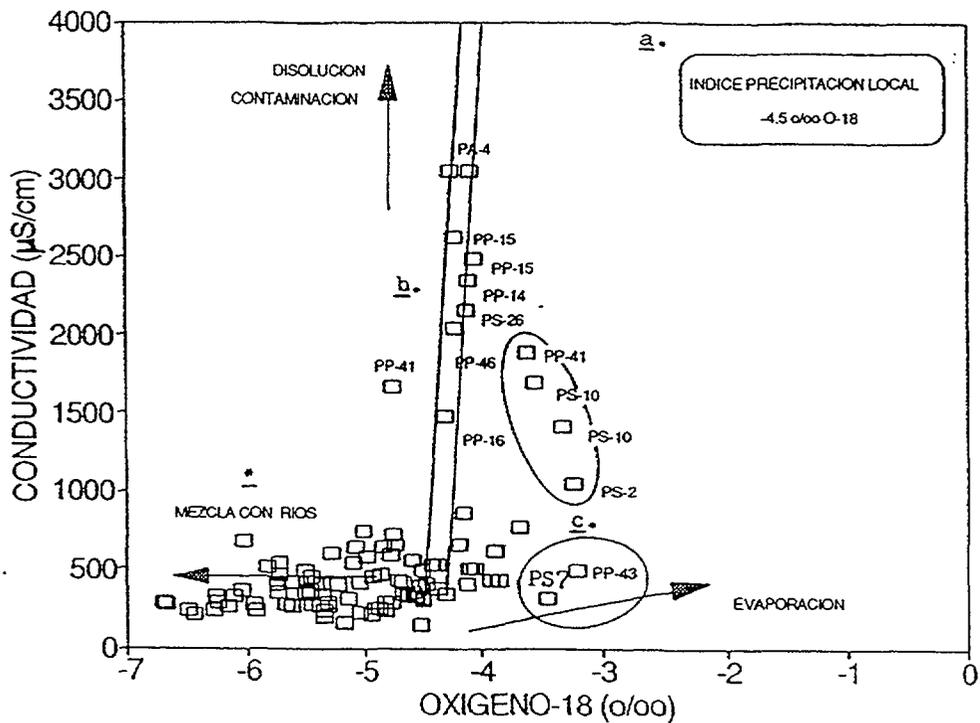


Fig. 9. Relación conductividad vs O-18 de las aguas subterráneas. PS - pozo somero, PP- pozo profundo. La mezcla de agua derivada de la precipitación con agua procedente de los ríos se evidencia en los contenidos de O-18.

En base a los contenidos isotópicos (oxígeno-18, deuterio y tritio) es posible delimitar una zona con mayor presencia de agua relacionada con los ríos procedentes de la cordillera. Ese sector está constituido litológicamente por materiales de alta permeabilidad y por tanto con posibilidades óptimas para la explotación del acuífero sin producir descensos significativos, por la recarga continua, principalmente del río Chimbo (isolínea -de -5.5 ‰ en oxígeno-18 en Fig. 5). Consecuentemente se han definido áreas preferenciales de explotación segura del recurso hídrico subterráneo frente a otras con posibilidades de salinización, intrusión marina o descensos importantes de los niveles de agua.

La relación observada entre la conductividad eléctrica y el contenido en oxígeno-18 (Fig. 9) permite identificar los diferentes procesos que están afectando la calidad química de las aguas. La mayor parte de las aguas muestra una conductividad inferior a $800 \mu\text{S}/\text{cm}$ con un amplio rango de valores de O-18 (-4 a -7 ‰ en O-18). Este grupo representa a las aguas derivadas de la infiltración de las aguas de lluvia mezcladas en proporciones variables con agua de los ríos ajenos a la cuenca que recarga los acuíferos en diferentes puntos. La mayor parte de las muestras que presentan valores de O-18 por encima de -4.5 ‰ se localizan en la

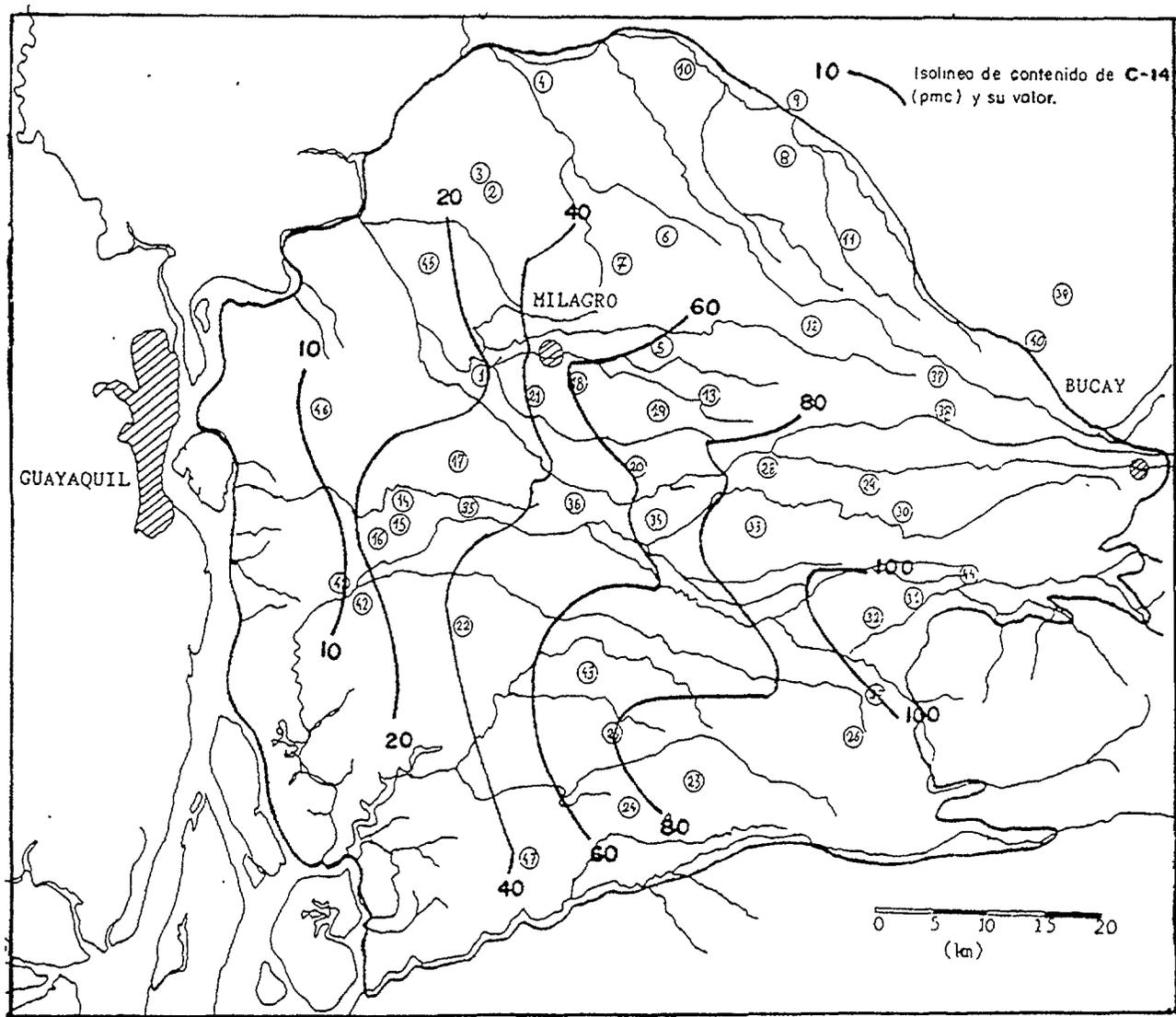


Fig.10. Mapa de distribución de los contenidos de carbono-14 en el acuífero del Delta del río Guayas. Las isolíneas concuerdan aceptablemente con las líneas de flujo según la dirección E-W.

parte más occidental de la zona de estudio. En este sector se observa la mezcla con agua de mar que a través de los esteros se infiltra en el acuífero. En otros casos hay aguas salinas derivadas de la propia evolución geoquímica en el acuífero y finalmente, un tercer grupo que muestra efectos de evaporación y presencia de sustancias contaminantes como consecuencia de su reciclado en usos agrícolas.

La información química ha permitido establecer relaciones catiónicas y aniónicas, así como también definir los rasgos generales de la evolución geoquímica y correlacionar con la información hidrogeológica e isotópica para la elaboración de un modelo conceptual de funcionamiento del acuífero. Las diferencias químicas e isotópicas han permitido diferenciar un tipo de circulación más somera, con tiempos de renovación cortos y otras líneas de flujo más profundas, con aguas relativamente antiguas y con una dinámica lenta de renovación.

En este sentido, los contenidos inferiores a 1 U.T en los pozos profundos y artesianos se debe en la mayoría de los casos a la mezcla de dos componentes, uno más rápido cerca de la superficie, y otro más lento a niveles más profundos. El contenido de tritio en la precipitación actual sobre la zona de estudio se ha estimado en Milagro y San Carlos, y es de 1.2 a 1.4 U.T. Los pozos alimentados por la recarga local reciente muestran valores muy próximos a estos valores. Sin embargo, las aguas procedentes del río Chimbo presentan una concentración de tritio de unas 4.4 T.U por lo que las aguas que se infiltran en el acuífero con estos contenidos también se pueden identificar a partir de los contenidos en tritio.

Los resultados de los análisis de carbono-14 encajan aceptablemente con la idea general del funcionamiento hidrodinámico del acuífero (Fig. 10). Los valores que corresponden a aguas infiltradas recientemente se disponen en la parte oriental (>50 pcm), es decir en la zona que afloran los materiales más permeables, siendo la infiltración directa de la precipitación y de los ríos, importante. El área occidental, donde la proporción de limos y arcilla se incrementa, buena parte del acuífero se hace confinado y las aguas subterráneas quedan aisladas de la atmósfera disminuyendo la actividad de carbono-14. Las isóneas de carbono-14, tienen una relación directa con la conductividad eléctrica y con la evolución de las facies geoquímicas.

REFERENCIAS

- [1] MALDONADO S. Estudio Hidrogeológico de la Cuenca del Río Guayas - Reporte INERHI Quito, (1985).
- [2] EGUEZ A. Memorias Congreso Ecuatoriano de Geología, Quito (1988).
- [3] INERHI. Mapa Geológico del Ecuador, Quito 1G Anexo 1 (1975).
- [4] COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE. Estudio por sondeos eléctricos en las llanuras aluviales desde Babahoyo hasta Machala, Quito (1976) Anexo 2.
- [5] CEPEDA H. Estudio Geofísico de la Margen Occidental de la Cuenca Baja del Guayas. Reporte INERHI, Quito (1983).

- [6] PAYNE B.R., SCHROETER P. Importance of infiltration from the Chimbo river in Ecuador to groundwater: A study based on environmental isotope variations. *Isotope Hydrology* (1978). I.A.E.A.
- [7] MIFFLIM M. *Comentarios a los estudios Hidrogeológicos de la Cuenca del Guayas*, Quito (1982).
- [8] I.A.E.A. *STABLE ISOTOPE HIDROLOGY - DEUTERIUM AND OXYGEN- 18 IN THE WATER CYCLE*, VIENA (1981).

ESTUDIO HIDROGEOLOGÍCO E ISOTÓPICO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DEL AREA DE CHACRAS-HUAQUILLAS (ECUADOR)

S. MALDONADO ASTUDILLO , H. CEPEDA TOBAR
Instituto Ecuatoriano de Recursos Hidricos, INERHI,
Quito, Ecuador

L. ARAGUÁS ARAGUÁS
Sección de Hidrología Isotópica,
Organismo Internacional de Energía Atómica,
Viena, Austria

Resumen - Abstract

ESTUDIO HIDROGEOLOGÍCO E ISOTÓPICO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DEL AREA DE CHACRAS-HUAQUILLAS (ECUADOR)

El estudio de las aguas subterráneas del sector Chacras-Huaquillas, ubicado en la región fronteriza sur del país, ha sido realizado para obtener información adicional sobre el origen y la dinámica de las aguas, y poder así definir una estrategia para la utilización de los escasos hídricos de dicha zona. El estudio se ha basado en análisis físico-químicos y en los contenidos de isótopos ambientales (^{18}O , ^2H , ^3H , ^{14}C) de aguas superficiales y subterráneas. Se ha definido la relación hidráulica existente entre las aguas subterráneas de los depósitos aluviales y los ríos, la limitada recarga local en el acuífero profundo, y la importancia de los procesos de disolución de sales del substrato y materiales evaporíticos como mecanismo principal de adquisición de salinidad de las aguas subterráneas. Tan sólo las zonas próximas a los cursos actuales de los ríos muestran cierto potencial para la explotación de aguas subterráneas de una salinidad aceptable. En diversos sectores, la calidad de las aguas utilizadas para consumo humano es muy deficiente.

HYDROGEOLOGICAL AND ISOTOPIC STUDY OF GROUNDWATER IN THE CHACRAS-HUAQUILLAS AREA (ECUADOR)

The study of groundwater resources in the Chacras-Huaquillas area, located in the south of the country near the border with Peru, has been carried out in order to obtain additional information on the origin and dynamics of groundwater, and establish the best strategy for the management of groundwater resources. The study has been based on the hydrochemical and isotopic analysis (^{18}O , ^2H , ^3H , ^{14}C) of both surface and groundwater. The connection between groundwater in alluvial deposits and rivers has been established, as well as the limited present recharge to the deep aquifers. The dissolution of salts from the matrix of the aquifer and evaporitic minerals have been shown as the major mechanisms of salinisation of groundwater. Only the areas close to the river beds show some potential for groundwater exploitation, with an acceptable range of salinity. In some areas, the water quality used for human supply is very poor.

1. INTRODUCCION

Con la finalidad de impulsar el desarrollo agropecuario en esta importante región fronteriza del país, influenciada por el fenómeno de desertificación que afecta a la zona noroccidental del Perú, con prolongadas sequías y, debido a la falta de recurso hídrico superficial, el INERHI desde 1979 viene realizando una serie de estudios con la aplicación de métodos convencionales de hidrogeología, complementados con prospección geofísica, tendentes a la explotación y aprovechamiento de las aguas subterráneas, como única alternativa que a corto y/o mediano plazo permitan su incorporación al progreso nacional.

El INERHI con el afán de profundizar en el conocimiento existente de estos recursos, recurrió al empleo de técnicas isotópicas en la investigación hidrogeológica de esta región, en donde no sólo es importante la cuantificación de los recursos disponibles, sino también el conocimiento de la dinámica y de los mecanismos de salinización de las aguas subterráneas. Dentro de este contexto, se consiguió la asistencia técnica y económica del Organismo Internacional de Energía Atómica (O.I.E.A) dentro del Programa ARCAL XIII, auspiciado por el Gobierno alemán, en coordinación con la Comisión Ecuatoriana de Energía Atómica (C.E.E.A), siendo el objeto principal en este Proyecto la obtención de información sobre la dinámica, origen y caracterización geoquímica del recurso hídrico subterráneo.

2. GENERALIDADES

El área del Proyecto Chacras-Huaquillas está localizada al Sur Occidente del país, en el Cordón Fronterizo de la Provincia de El Oro. Los límites del área de estudio comprenden al Norte el Océano Pacífico (Estero Pitahaya), al Sur las poblaciones de Quebrada Seca y Palmales, al Oeste el río Zarumilla y el canal internacional (zona limítrofe con el Perú) y al Este la ciudad de Arenillas (Fig. 1).

En la zona de estudio participan dos cuencas hidrográficas que drenan la región a través de los ríos Zarumilla, con sus afluentes el Palmales y quebrada Las Lajas, de carácter intermitente y Arenillas, regulado por la Presa Tahuín con sus tributarios Naranjo, Zaracay y Piedras, a las que podrían agregarse los esteros Cayancas, Río Nuevo y quebrada Bejucal. Estas últimas, de carácter intermitente; descargan en el estero Pitahaya, que constituye un acceso al Océano Pacífico.

El río Zarumilla, que es el más importante dentro de la zona de estudio, permanece con agua generalmente entre 3 y 4 meses al año, es decir durante el período de invierno, pero se considera la existencia de un flujo subterráneo importante a través de los depósitos aluviales desarrollados por el mismo río, que puede ser aprovechados mediante la perforación de pozos. Sin embargo, las condiciones climáticas áridas; precipitación media plurianual de 600 y 200 milímetros y concentrada entre enero-abril, temperatura media anual de los 25 grados centígrados, proximidad al mar y existencia de materiales evaporíticos en los sedimentos, conducen a una calidad baja de las aguas subterráneas, con contenidos salinos muy importantes en algunos puntos de muestreo.

En términos generales, la geología del subsuelo está representada por la Formación Puná de edad Pliocénica, constituida por conglomerados y arcillas; sobre la cual descansan sedimentos del Cuaternario Indiferenciado, formados principalmente por limos, arcillas y arenas de diferente granulometría; y depósitos aluviales de río y estero, compuestos de arena, grava y en menor grado arcilla, los mismos que conforman el Piso Estructural del

Cenozoico que en su conjunto yace sobre el basamento metamórfico del Paleozoico (aflora en la divisoria de aguas); definiendo un levantamiento estructural en el sector Sur del Proyecto (Carcabón-Palmales), lo que ha dado lugar a la conformación de dos unidades hidrogeológicas.

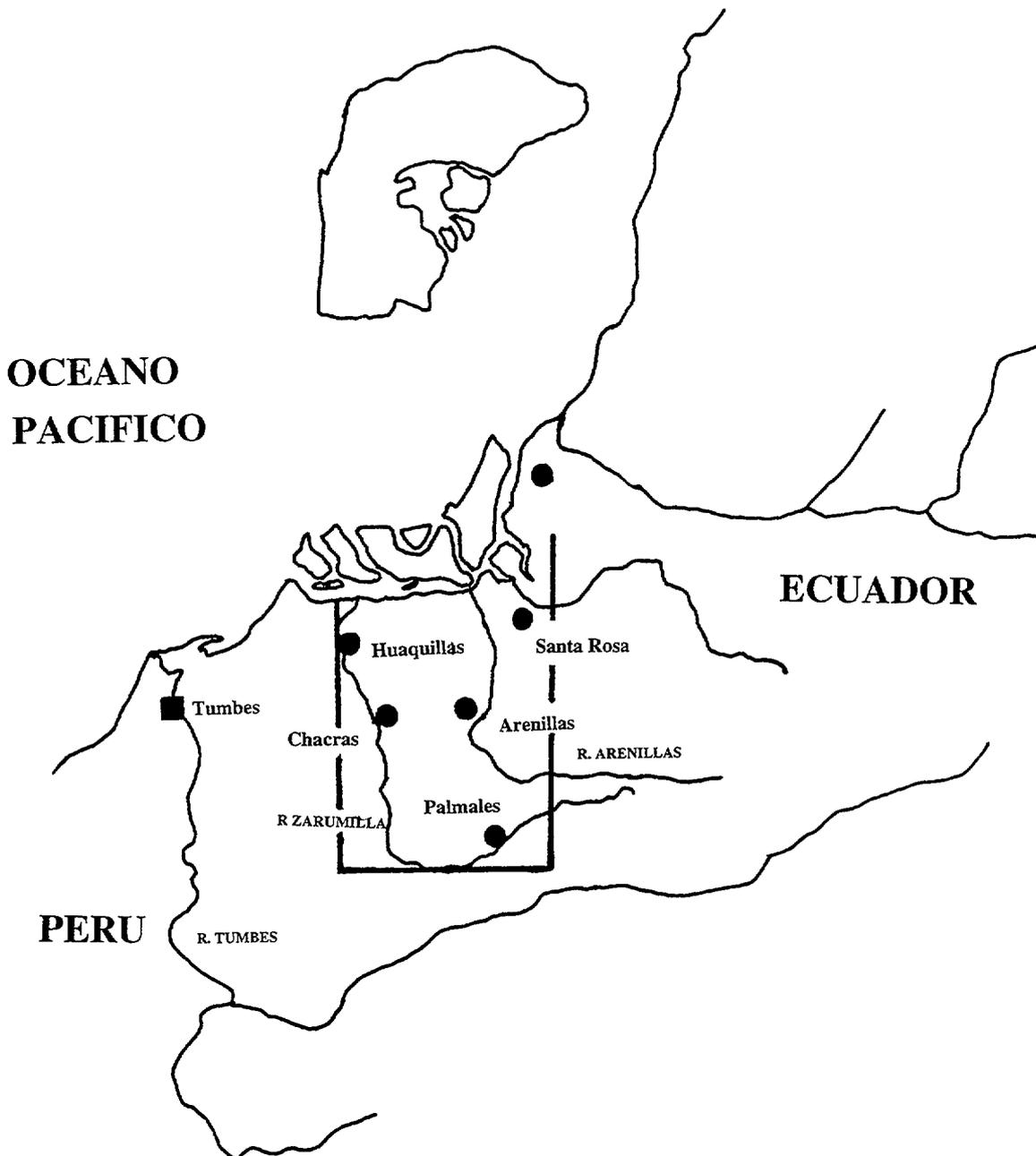


Fig.1. Mapa de ubicación de las zonas de estudio. Zona del Proyecto Chacras-Huaquillas en las cuencas de los ríos Arenillas y Zarumilla. Las zonas diferenciadas son Chacras, Arenillas y Palmales.

La primera unidad abarca la parte Norte-Centro y se caracteriza por una morfología regular; presenta evaporitas y localmente, concentraciones salinas importantes en los sedimentos. La segunda abarca la parte Sur; presenta un relieve irregular y los acuíferos importantes se localizan preferentemente en los aluviales desarrollados por el río

Palmales y sus afluentes. Estos son relativamente de poca extensión y profundidad (y por tanto del caudal extraíble), debido a que yacen directamente sobre el basamento impermeable metamórfico.

En base al método geofísico de resistividad eléctrica, modalidad sondajes eléctricos verticales, se ha determinado la configuración geométrica de los diferentes complejos y horizontes y su caracterización geoelectrónica, observándose un notable decrecimiento de los valores de resistividad verdadera hacia el estero Pitahaya, por la presencia de evaporitas y por el fenómeno de intrusión marina. Igualmente estos valores se mantienen bajos en algunas zonas interiores, en donde además de los elementos arcillosos predominantes en la composición litológica, existen altas concentraciones de sal en las aguas subterráneas [1].

3.- HIDROGEOLOGIA

El área de la zona de estudio está cubierta en su práctica totalidad por sedimentos cuaternarios no consolidados, destacándose principalmente los depósitos aluviales del río Zarumilla y paleocauces, donde los elementos litológicos permeables están intercalados por capas de arcilla, presentando en su conjunto condiciones favorables para el almacenamiento de las aguas subterráneas, aunque dada la importancia en mayor o menor grado de los procesos geodinámicos de carácter regresivo y transgresivo, la presencia de sales en los sedimentos se refleja en la salinidad de estas aguas.

La diferenciación de las dos unidades hidrogeológicas, además de basarse en las propiedades geomorfológicas, estratigráficas y estructurales se apoya en los resultados de la investigación geofísica y perforaciones efectuadas, observándose en la Unidad Norte-Centro rangos de transmisividad entre 100 y 600 m²/día y caudales de explotación entre 4 y 50 l/s para pozos con profundidades útiles entre 30 y 100 m, debido a los cambios laterales de facies ocurridos en los procesos de sedimentación [2]. En esta unidad convergen una serie de fenómenos hidrogeológicos que han dado lugar a la formación de zonas evaporíticas, presencia de estratificación salina y puntualmente, intrusión marina en las áreas de influencia del estero Pitahaya.

La unidad Sur o interna define un acuífero libre abastecido principalmente por el río Palmales y sus afluentes, que se alimentan de las precipitaciones y recarga puntual en las partes altas, presentando una potencia limitada a causa del levantamiento estructural del basamento metamórfico. Esta característica influye localmente en la cantidad y calidad de las aguas que se bombean. El grado de interacción con las rocas condiciona, por una parte, la calidad química de las aguas, mientras que la posibilidad de obtener caudales importantes depende de la continuidad lateral de las fuentes de captación, cuyas excavaciones en algunos casos superan los 100 m² con profundidades de alrededor de 10 m para caudales de explotación de hasta 30 l/s.

En lo referente a la conductividad eléctrica, se observa cierta homogeneidad en los pozos someros en las áreas de influencia de los drenes, por su conexión con los cursos actuales de los ríos. Esta tendencia es modificada localmente por la aportación de sales de los materiales del basamento en la parte interna del Proyecto. Por su parte, los pozos profundos muestran en general elevadas salinidades como consecuencia de la disolución de sales de los sedimentos.

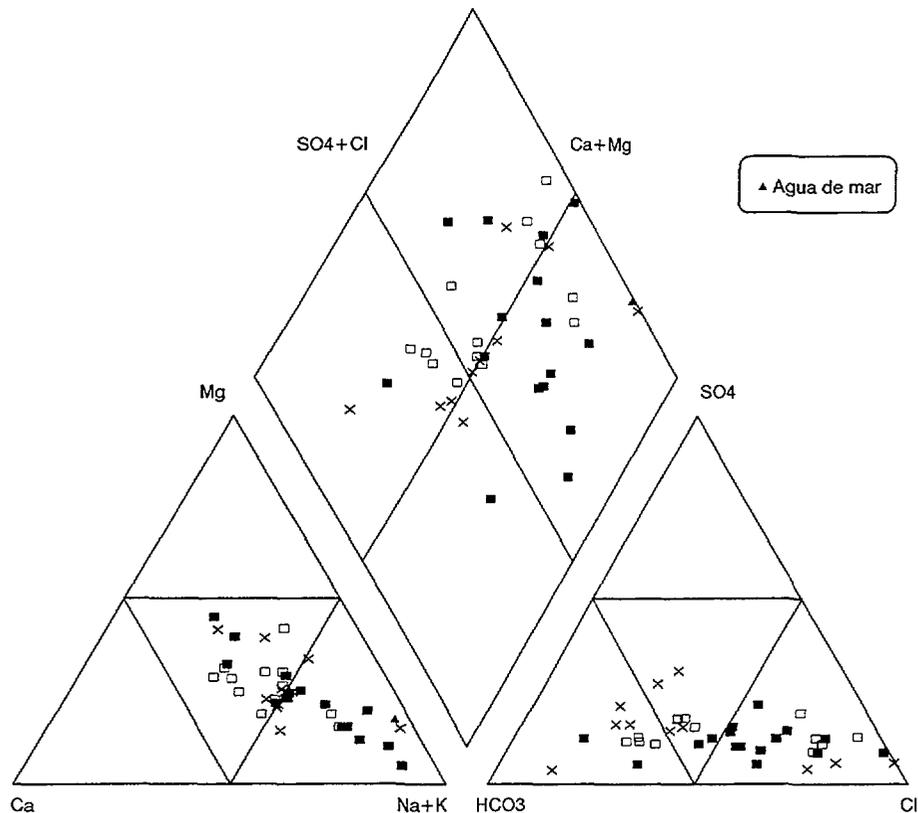


Fig.2. Diagrama de Piper de los diferentes tipos de agua. (■) PP-pozo profundo, (□) PS-pozo somero, (x) R- río.

4. CARACTERIZACION HIDROGEOQUIMICA

Durante la campaña de campo se recolectaron 54 muestras incluyendo 14 ríos, 13 pozos superficiales, 16 pozos profundos, 1 de la precipitación en Arenillas y 1 del embalse Tahuín. Además se tomaron 9 muestras de manantiales que en lo posible representan la recarga puntual para efectos de determinar el rango de variación de los contenidos isotópicos de cada una de las cuencas (Ríos Zarumilla y Arenillas), en particular las diferencias isotópicas entre la precipitación en las zonas costeras y las lluvias a cotas más altas, y su gradiente de altitud, para estimar la procedencia de las aguas subterráneas.

La salinización de las aguas subterráneas en las diferentes zonas diferenciadas en el estudio está relacionada con la evolución hidroquímica siguiente:

4.1 POZOS PROFUNDOS

En general se observa la transición de aguas bicarbonatadas Ca-Mg a cloruradas Na, pero sin ninguna tendencia clara de evolución a lo largo de teóricas líneas de flujo de las aguas subterráneas. Las proporciones de los cationes mayoritarios presentan un carácter mixto con diferentes tendencias en cada área estudiada. Esta evolución parece ser consecuencia de la interacción local con materiales presentes en los acuíferos, que modifican el carácter químico original de la precipitación o los ríos que contribuyen a la recarga de

las aguas subterráneas, como se muestra más adelante por la relación entre los contenidos isotópicos y la concentración de cloruros. Dicha tendencia se observa en ambas subcuencas. (Fig. 2)

Puntualmente (PP-2) se observan aguas de tipo bicarbonatado-sódico, junto a otras de tipo clorurado-cálcico-magnésico en zonas no muy distantes entre si. Dichos cambios deben estar asociadas a procesos de intercambio y disolución, gracias a una dinámica lenta en la parte intermedia de las dos cuencas principales.

La facies bicarbonatada-cálcica-magnésica definida en el pozo profundo PP-10, así como en la mayoría de los ríos en la parte interna de la zona de estudio, y varios pozos someros, refleja la conexión de las aguas superficiales con algunos pozos profundos de la zona de la cuenca del río Arenillas. Sin embargo, la tendencia para la facies con predominio del ión cloruro es notable en los pozos de la cuenca del río Zarumilla, reflejando que el contenido de sales está ligado principalmente al proceso de interacción con la matriz del acuífero. Este tipo de modificaciones hidroquímicas se puede observar en los pozos PP-10 y PP-9, muy próximos entre si y al río Arenillas, que evolucionan de un tipo HCO_3^- . Ca^{2+} . Mg^{2+} a otro más evolucionado Cl^- . Ca^{2+} . Mg^{2+} . En esta evolución es importante no sólo la estratificación de aguas con diferente carácter químico, sino también el régimen de bombeo, la ubicación de las rejillas y localmente, la conexión hidráulica de algunos pozos con los ríos [3].

4.2 POZOS SOMEROS

El carácter químico de la mayoría de los pozos someros presenta una tendencia similar a la indicada anteriormente, mostrando la mayor parte de ellos un carácter catiónico mixto a sódico con predominio de los bicarbonatos o cloruros como aniones dominantes. (Fig. 2). En este caso no se observó pozos con carácter bicarbonatado-sódico.

Se debe indicar que la facies clorurada-sódica no se observa en la zona, a pesar de la proximidad al mar y de la presencia de materiales de origen marino en los diferentes acuíferos. La similitud del carácter químico en la parte interna (PS-5, PS-7, PS-1) y parte próxima a la costa (PS-12 y PS-13), parece sugerir que los procesos que modifican las proporciones iónicas son similares para toda la zona de estudio, y afectan tanto a las aguas profundas como a las someras. Respecto al fenómeno de intrusión salina, éste se observa únicamente en el estero Pitahaya (R-7), muy próximo a la línea de costa actual.

5. CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA

El muestreo fue realizado entre el 26 de noviembre y el 12 de diciembre de 1992, que corresponde a uno de los períodos más secos del año, habiéndose efectuado el análisis de 54 muestras para oxígeno-18 y deuterio, 17 para tritio y 7 para carbono-14, en los laboratorios del Organismo Internacional de Energía Atómica en Viena.

En vista de que en el Proyecto participan varias subcuencas hidrográficas independientes, la del río Arenillas y la del río Zarumilla (y dentro de esta la zona de Palmales, Fig. 1), se consideró el análisis particular para cada una de ellas.

En las relaciones deuterio vs oxígeno-18 para las tres zonas de estudio (Fig. 3) se manifiestan varios procesos que condicionan el contenido isotópico de las aguas

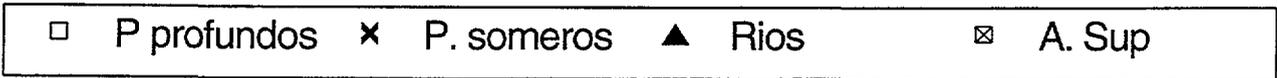
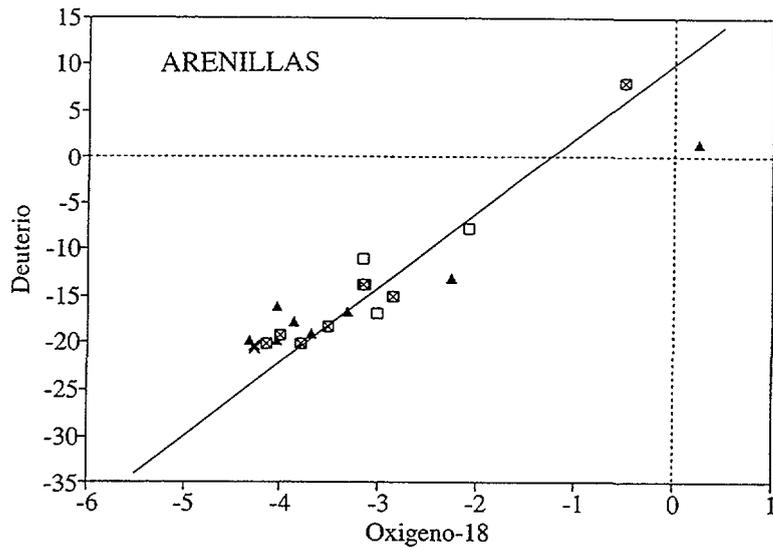
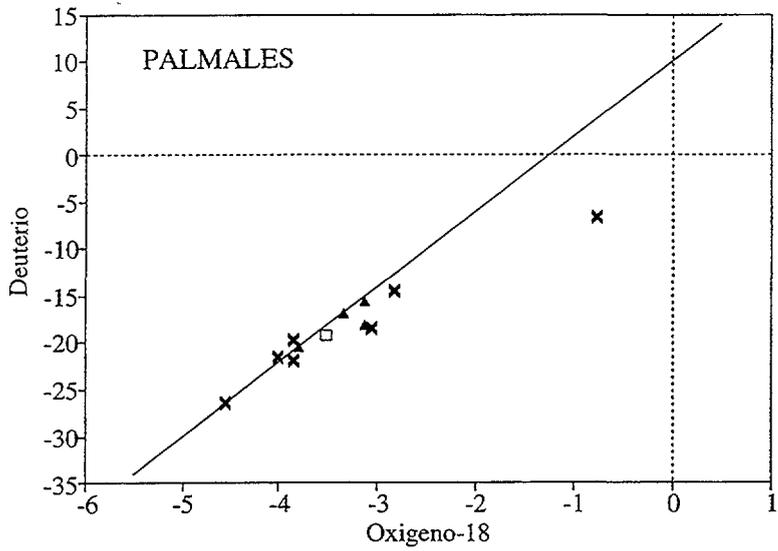
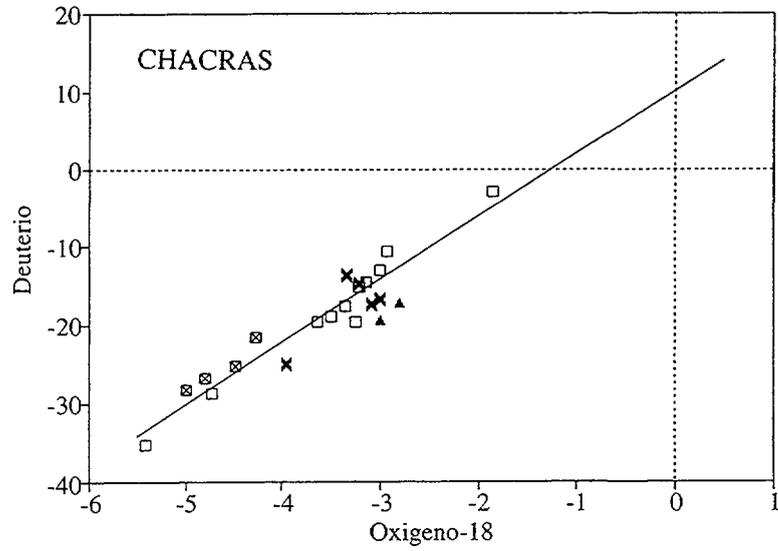


Fig.3. Relación $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ en el área de estudio. PP-pozo profundo, PS-pozo somero, R-río.

subterráneas: a) el empobrecimiento isotópico como consecuencia del gradiente de altitud, b) la limitada importancia de la recarga derivada de la lluvia local en la zona del Proyecto (estimada en -3.5‰ en oxígeno-18), c) el enriquecimiento isotópico de algunas muestras debido al proceso de evaporación, principalmente en la cuenca del Río Zarumilla [4].

En la Fig. 3 también se incluyen los contenidos de oxígeno-18 de los ríos y pozos someros podemos visualizar el progresivo enriquecimiento isotópico de las aguas desde la zona de recarga hacia el estero Pitahaya (cuenca del río Arenillas). El proceso de evaporación permite definir claramente la relación de las aguas río-acuífero (cuenca del río Zarumilla) tanto a partir de los contenidos en isótopos estables como con el tritio (sector de Palmales) y carbono-14 (Chacras). A partir de los contenidos en O-18 de ciertos pozos profundos alejados de la zona de influencia de los ríos, se estima un valor de -3.5‰ en O-18 como representativo de la recarga local.

La Línea Meteorica Local determinada a partir de muestras de diversa procedencia es similar a la LMAM. Por otra parte, el gradiente isotópico de altitud, determinado a partir de manantiales de pequeño caudal a cubriendo un rango importante de cotas, es diferente para cada subcuenca. El valor determinado en la cuenca del Zarumilla es de -0.16‰ por 100 m. en oxígeno-18 y -1.24‰ por 100 m. en deuterio, mientras que para la cuenca del Arenillas es de -0.19‰ por 100 m. en oxígeno-18 y -1.21‰ por 100 m. en deuterio. Estos valores son similares al gradiente regional determinado en la Vertiente Occidental de la Cordillera de Los Andes, estimado a partir de las muestras tomadas en la transversal Riobamba-Bucay (-0.19‰ por 100 m.).

En los diagramas isótopos estables frente a la conductividad eléctrica [5], o cloruros y sodio (Fig 4,) se ve de manera general que la evolución de las aguas se proyectan linealmente definiendo los procesos que se describen a continuación:

- a.- Mezcla con agua de ríos procedentes de las partes altas (-3.5 a -5.0‰ en oxígeno-18), deduciéndose que en la medida que las condiciones hidrogeológicas sean favorables, varios pozos situados en los aluviales presentan conexión hidráulica con los ríos.
- b.- Enriquecimiento por evaporación (de -3.0‰ en oxígeno-18 a valores más enriquecidos), debido a: a) gradientes hidráulicos pequeños que definen flujos lentos (río Zarumilla), b) reciclado del agua de regadío y c) presencia de suelos arcillosos en la zona no saturada. Es necesario destacar que la muestra de la precipitación (53) correspondiente a la población de Arenillas, guarda esta tendencia por la concentración de sales, a causa de la cercanía del mar.
- c.- La disolución de sales del substrato y materiales evaporíticos del suelo o del acuífero, es el principal mecanismo de adquisición de salinidad de las aguas subterráneas ya que la contaminación por meteorización química (21) y posterior disolución es un fenómeno asociado a las rocas metamórficas y, también a que los efectos de intrusión marina [6], se presentan en pozos situados muy próximos al mar y en sectores aledaños a las desembocaduras de los ríos, lo cual sólo se ha detectado en la muestra del estero Pitahaya (R-7).

Ciertos pozos situados a cotas más altas (PP-12 que tiene 2 U.T.) presentan la influencia de las aguas procedentes de la Cordillera, de dinámica más rápida y mayor cantidad de precipitación, contenido que es similar al promedio determinado en las

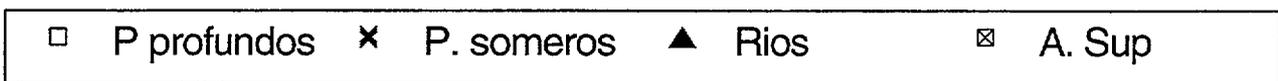
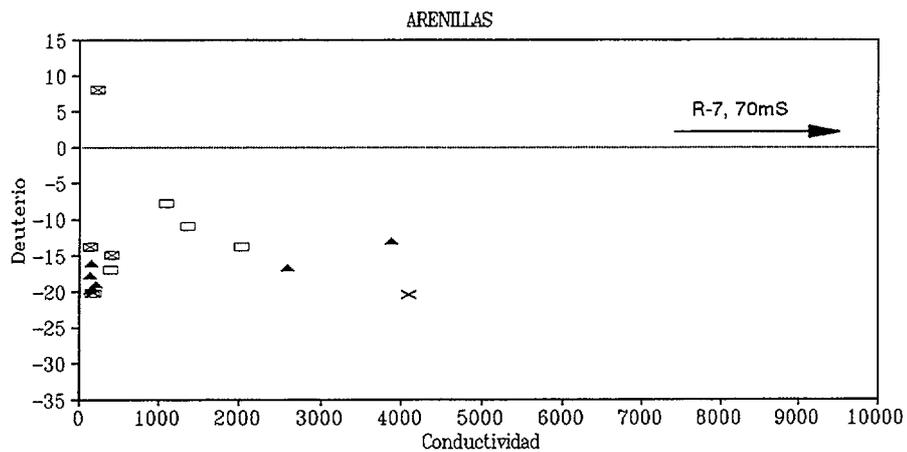
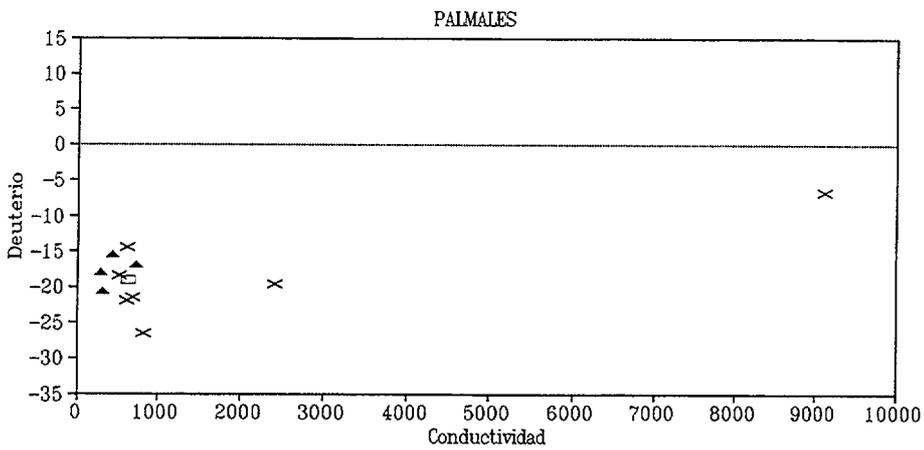
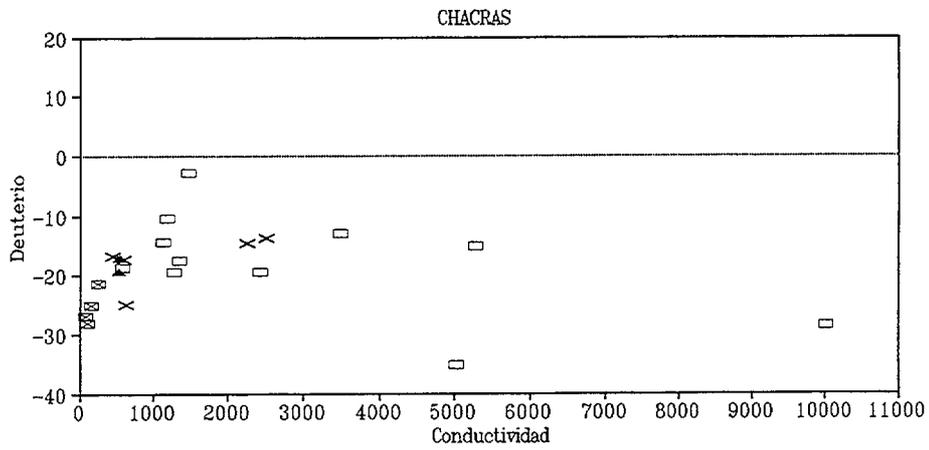


Fig. 4. Relación $\delta^2\text{H}$ -conductividad en muestras analizadas en las tres zonas de estudio.

muestras de la Línea Meteorica y ríos (Figs. 3, 4), observándose una disminución paulatina del contenido medio de tritio en los pozos someros de 1.7 U.T. y en los profundos que tienden a 0.0 U.T., exceptuándose los casos de los pozos PP-30, PP-36, PP-41 y PP-43, debido a que probablemente están alimentados por los ríos o ubicados en paleocauces cuya concentración (0.6 - 0.9 U.T.) depende de la proporción de mezcla de las aguas procedentes de los ríos y de la recarga local presente en el acuífero. Se complementa la distribución en planta del contenido de Tritio, destacándose que los pozos someros mayormente dispuestos en la zona de Palmales poseen valores más altos en U.T. que los profundos de Chacras, lo que indica que en los primeros la relación río-acuífero es más importante.

Como referencia general, se tiene conocimiento que las aguas recientes se encuentran en las zonas montañosas donde los acuíferos son de menor tamaño, mientras que en las bajas el flujo es lento acentuándose en las áreas de menor influencia de los ríos.

En el área de estudio no hay una correlación directa entre la profundidad útil de los pozos muestreados y la edad de esas aguas, debido a la variación en los diferentes tramos del volumen de aporte de los ríos al acuífero, siendo comprensible que en los puntos 28 (PP-1) y 29 (PP-2) que si bien están más próximos a la cuenca del Arenillas realmente se sitúan cerca a una quebrada intermitente intermedia entre los ríos Arenillas y Zarumilla, donde se ratifica la dinámica relativamente lenta ya que la actividad media de carbono-14 es de 30 pcm. que correspondería a una edad radiométrica aproximada de 5 - 8 mil años, correlacionable con el tipo de flujo lento en la zona de Túmbez.

No existe una correlación directa entre los contenidos de tritio y carbono-14 y la situación de los pozos, ya que no se observa una tendencia definida ni con la distancia a los ríos actuales ni con la distancia a la zona montañosa. Los valores de 0 U.T. en la mayoría de los pozos profundos y contenidos de hasta 2.0 U.T. en pozos someros sugiere una estratificación vertical de las aguas subterráneas. Este hecho se ve corroborado por las variaciones espaciales de los contenidos de O-18 y de los iones mayoritarios. Las variaciones en los contenidos isotópicos y en los otros parámetros físico-químicos tienen lugar en distancias muy cortas.

6. CONCLUSIONES

- La Geología de la zona está representada por depósitos aluviales y paleocauces dispuestos sobre el Cuaternario Indiferenciado, a los que se incluye la Formación Puná del Terciario para constituir el Piso Estructural del Cenozoico, que yace sobre el basamento hidrogeológico de tipo metamórfico, el mismo que por medio de un levantamiento estructural conforma la Divisoria de aguas en la zona de estudio.
- Las condiciones climáticas adversas ocasionan el déficit del recurso hídrico en la región, con drenajes intermitentes de recorrido relativamente corto comparado con la Cuenca Baja del Río Guayas, toda vez que la Cordillera de Los Andes en la parte Sur del país cambia bruscamente de rumbo hacia el Sur-Occidente; donde la falla Jubones dispuesta transversalmente define el contacto entre el Complejo Ofiolítico Piñón y la Formación Volcano-Sedimentaria Macuchi. Principalmente al Sur de la falla están las rocas metamórficas que constituyen el basamento del área de investigación.

CUADRO DE DATOS DEL PROYECTO CHACRAS-HUAQUILLAS

Nº	CODIGO	SITIO DE TOMA	OX-18	DEUT	TRITIO	C-13	C-14	CLORUROS	COND.EL	SODIO	PROF.
			(o/oo)	(o/oo)	(U.T)	(o/oo)	(pcm)	(meq/l)	CAMPO (uS/cm)	(meq/l)	UTL (m)
RÍOS, ESTEROS Y QUEBRADAS											
1	R-1	R. ZARUMILLA-CHACRAS	-2.82	-17.0				2.0	430	2.31	
2	R-2	R. ZARUMILLA-CARCABON	-3.00	-19.3				1.9	426	2.31	
3	R-3	R. ARENILLAS-ARENILLAS	-3.69	-19.0				0.3	160	0.52	
4	R-4	R. PALMALES-Q SECA	-3.34	-16.9				2.7	539	3.22	
5	R-5	R. ZAR. ANTES CONF. PALM.	-3.12	-18.0				0.9	218	1.35	
6	R-6	R. PALMALES-PUENTE	-3.80	-20.5	2.1			0.7	265	1.44	0.0
7	R-7	E. LA PITAHAYA	+0,26	+1,5	1.2			534.0	52100	503.50	0.0
8	R-8	E. Ma. ANGELES-CAYANCAS	-2.27	-13.0				26.2	2800	15.92	
9	R-9	E. RIO NUEVO	-3.33	-16.7				16.5	1920	8.22	
10	R-10	Q. CHIQUITA-PALMALES	-3.13	-15.5				1.1	369	2.18	
11	R-11	R. ZARACAY	-4.33	-19.8				0.3	80	0.57	
12	R-12	R. PIEDRAS-EL ZAPOTE	-4.05	-19.6				0.3	99	0.78	
13	R-13	R. ARENILLAS-FLORES	-4.05	-16.1				0.2	91	0.57	
14	R-14	R. NARANJO-ZARACAY	-3.88	-17.7				0.1	97	0.30	
POZOS SOMEROS											
15	PS-1	BEJUCAL	-4.28	-20.4				24.2	2950	14.96	6.0
16	PS-2	CARCABON	-3.01	-16.8				1.5	386	1.91	7.2
17	PS-3	QUEBRADA SECA	-4.56	-26.5	2.1			2.4	648	2.83	4.2
18	PS-4	QUEBRADA SECA	-2.83	-14.5				1.7	453	1.65	3.8
19	PS-5	PUENTE PALMALES	-3.85	-19.6				12.6	1880	10.35	6.0
20	PS-6	PALMAL-Q.PALO ORO	-3.05	-18.4				1.8	427	2.31	8.0
21	PS-7	COLEGIO-PALMALES	-0.77	-6.7	1.2			60.6	5130	30.93	4.0
22	PS-8	SAN PEDRO	-3.85	-21.9				1.9	550	1.96	8.0
23	PS-9	SAN PEDRO	-4.02	-21.5				2.1	572	2.78	5.0
24	PS-10	GUABILLO-CARCABON	-3.95	-24.9				2.3	509	2.52	6.0
25	PS-11	CHACRAS	-3.09	-17.3	2.0			2.1	483	2.48	7.0
26	PS-12	LA AGUADA	-3.35	-13.7		-16.6	85.2	16.0	1880	13.44	7.0
27	PS-13	LA AGUADA	-3.22	-14.7				14.2	1750	11.57	14.0
POZOS PROFUNDOS											
28	PP-1	BEJUCAL	-3.16	-11.0		-17.7	37.9	6.1	1080	2.78	55.0
29	PP-2	TELEGRAFO	-2.09	-7.8	0.0	-22.8	18.5	3.6	895	7.18	56.0
30	PP-3	CHACRAS INERHI-1	-3.65	-19.5	0.8	-16.4	73.1	6.1	1038	7.66	86.0
31	PP-4	CHACRAS INERHI-8	-2.95	-10.5	0.0	-16.4	50.7	5.2	1700	7.40	84.0
32	PP-5	CHACRAS INERHI-5	-3.22	-15.2				32.1	3940	21.40	90.0
33	PP-6	CHACRAS IEOS-3	-3.16	-14.4	0.0	-17.7	81.8	5.9	927	6.92	100.0
34	PP-7	CHACRAS IEOS-2	-3.49	-18.7				2.4	483	2.57	70.0
35	PP-8	CHACRAS INERHI-4	-1.86	-2.8				8.0	1150	10.09	105.0
36	PP-9	ARENENILLAS BAT.CONST.	-3.15	-13.8	0.9			10.8	1530	5.79	75.0
37	PP-10	ARENENILLAS BAT.CONST.	-3.03	-16.9				0.7	303	1.10	60.0
38	PP-11	CHACRAS INERHI-7	-4.74	-28.6		-20.1	114.7	71.5	6470	41.63	40.0
39	PP-12	PALMALES-IEOS	-3.52	-19.1	2.0			3.1	506	2.65	35.0
40	PP-13	CHACRAS INERHI-2	-5.41	-35.2				27.8	3460	22.01	41.0
41	PP-14	GUABILLO-IEOS	-3.25	-19.5	0.6			11.1	1830	12.92	40.0
42	PP-15	HUAQUILLAS	-3.37	-17.6		-16.3		5.7	1130	10.70	30.0
43	PP-16	HUAQUILLAS	-3.01	-13.0	0.7			22.1	2720	20.33	80.0
LINEAS METEORICAS, PRECIPITACION Y EMBALSE											
44	LM-1	ZARUMILLA 150m	-4.27	-21.4				0.6	197	1.04	
45	LM-01	ARENILLAS 280m	-2.87	-14.9	1.4			0.8	312	1.35	0.0
46	LM-2	ZARUMILLA 350m	-4.48	-25.1				0.4	100	0.57	
47	LM-02	ARENILLAS 400m	-3.52	-18.3					188		
48	LM-3	ZARUMILLA 700m	-5.00	-28.1				0.3	69	0.30	
49	LM-03	ARENILLAS 600m	-3.17	-13.8	1.9			0.2	89	0.09	0.0
50	LM-4	ZARUMILLA 550m	-4.81	-26.8				0.3	66	0.30	
51	LM-04	ARENILLAS 800m	-4.02	-19.1					85		
52	LM-05	ARENILLAS 1000m	-4.15	-20.2				0.2	139	0.01	
53	LL-1	ARENILLAS	-0.51	+8.0	1.9			0.6	180	0.35	0.0
54	E-1	TAHUIN	-3.80	-20.2	3.0			0.2	136	0.18	0.0

R : RIOS
E : EMBALSES

PS : POZOS SOMEROS
PP : POZOS PROFUNDOS

LL : PRECIPITACION
LM : LINEA METEORICA

- El mecanismo de salinización de las aguas subterráneas está relacionado con la evolución hidroquímica a lo largo de los acuíferos:
- Como se observa en los mapas químicos, el carácter bicarbonatado-cálcico-magnésico a intermedio domina en las aguas superficiales y el clorurado-sódico es más frecuente en los pozos profundos.
- No se observa la influencia de la intrusión marina profunda, únicamente la superficial a través del estero Pitahaya, la misma que no alcanza a los puntos de muestreo de aguas subterráneas.
- La facies bicarbonatada-mixta predomina en los pozos someros (cuenca del Zarumilla) como resultado de la circulación subsuperficial con adición de CO₂ e intercambio puntual catiónico Ca²⁺ y Mg²⁺ por Na⁺; mientras tanto que el proceso de disolución de sales en los sedimentos es fundamental en las aguas más profundas del Proyecto, determinando la facie clorurado-sódica, cuyo origen se debe a las transgresiones marinas.
- La recarga local es de aproximadamente -3.5 ‰ en oxígeno-18, siendo más importante el fenómeno de evaporación en la cuenca del Zarumilla y puntualmente el de contaminación por meteorización química del basamento en la parte interna (Unidad Sur).
- Los gradientes isotópicos de altitud obtenidos en cada una de las cuencas, presentan una relativa variación, manteniendo una estrecha relación con el gradiente obtenido en el delta del río Guayas.
- No existe una distribución espacial regular de los contenidos de tritio y carbono-14, encontrándose frecuentes variaciones de los tipos de agua presentes en el acuífero en distancias muy cortas. La influencia de algunos ríos como fuente de recarga principal se detecta en ambas subcuencas, pero su zona de influencia es muy variable dentro de un mismo cauce. En áreas alejadas de la influencia de los ríos se detecta una estratificación vertical de las aguas subterráneas.
- Según este estudio se identifica el carácter limitado del recurso hídrico y la baja calidad química que ha deteriorado algunos pozos existentes, por lo tanto es importante tratar de explotar en el futuro aguas subterráneas en los sectores donde se observa la presencia de aguas recargadas a cotas superiores y en aquellas áreas donde los ríos contribuyen a la recarga de los pozos (valores más empobrecidos de oxígeno-18 y deuterio y altos de carbono-14 y tritio).

REFERENCIAS

- [1] CEPEDA, H. - Prospección geofísica de aguas subterráneas, Proyecto Chacras-Huaquillas. Informe Técnico del INERHI-Quito. (1987)
- [2] SALVADOR MALDONADO.- Evaluación del acuífero, Proyecto Chacras-Huaquillas. Informe Técnico del INERHI-Quito. (1987)

- [3] CUSTODIO E. y LLAMAS M.R. - Hidrogeología Subterránea, Ediciones Omega S.A-Casanova 220-Barcelona 11, (1976).
- [4] GONFIANTINI, R. y ARAGUAS L. - Los isótopos ambientales en el estudio de la intrusión marina. TIAC'88. Granada, España. 135-190 (1988)
- [5] INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY- Stable Isotope Hydrology Deuterium and Oxigen-18 in the Water cycle. Viena Technical Reports Series N° 210. (1981)
- [6] ORGANISMO INTENACIONAL DE ENERGIA ATOMICA- Proyecto PER/8/006. Aplicación de técnicas isotópicas en el estudio de los recursos hídricos de la zona norte del Perú (Sechura-Túmbes). Informe final-Viena, Austria (1992)

INVESTIGACIONES ISOTÓPICAS AMBIENTALES, QUÍMICAS E HIDROGEOLOGÍAS EN LA CUENCA DEL LAGO ATITLÁN, GUATEMALA

R. BALDIZÓN

Instituto de Sismología, Vulcanología, Meteorología e
Hidrología, INSIVUMEH,
Ciudad de Guatemala, Guatemala

K.P. SEILER, P. TRIMBORN

GSF-Institut für Hydrologie,
Oberschleißheim, Alemania

Resumen - Abstract

INVESTIGACIONES ISOTÓPICAS AMBIENTALES, QUÍMICAS E HIDROGEOLOGÍAS EN LA CUENCA
DEL LAGO ATITLÁN, GUATEMALA

Dentro del estudio del balance hídrico del lago Atitlán se han obtenido los siguientes resultados:

- *Las lluvias en la cuenca del Lago Atitlán son muy bien conocidas y alcanzan unos 1150 mm/a.*
- *La evapotranspiración real en la cuenca del Lago Atitlán, de acuerdo con medidas en tanques, es de alrededor de 1500 mm/a.*
- *De las lluvias y las evaporaciones resultan las salidas subterráneas del lago que se calculan en 1020 l/s o 59 mm/a., respectivamente.*
- *Las salidas subterráneas del Lago Atitlán se encuentran solamente en una zona entre Sta. Teresa y río Madre Vieja. La contribución del lago a los caudales en ésta zona se calculó en 1100 l/s que está de acuerdo con el balance hídrico.*
- *Las salidas siguen la zona de salidas de aguas del lago anteriormente, cuando el nivel del lago era más alto. Esto indica, que por el descenso del nivel del Lago Atitlán la descarga superficial se terminó mientras que la descarga subterránea continúa.*
- *En otras partes de la vertiente hacia el Pacífico especialmente en el área de Chicacao no existen contribuciones del Lago Atitlán a los caudales de los ríos en ésta zona.*

HYDROGEOLOGICAL, CHEMICAL AND ISOTOPIC STUDIES IN THE ATITLAN LAKE BASIN,
GUATEMALA

In the framework of the study of the hydrological balance of the Atitlan lake, the following results were obtained:

- *The rainfall in the basin of the Atitlan lake is well known and reaches approximately 1150 mm/year.*
- *The real evapotranspiration in the basin of the Atitlan lake according to the reservoir measurements is approximately 1500 mm/year.*

- The underground leaks is the result from the rainfall and evaporations which are calculated in 1020 l/s or 59 mm/year, respectively.
- The subterranean outflow from the Atitlan lake is only found between Sta. Teresa and the Madre Vieja river. The lake contribution to the flows in this area was calculated in 1100 l/s which agrees with the hydrological balance.
- The subterranean outflows follow the leaking water area of the lake, when the water level was higher. This indicate, that due to the decrease in the water level of the Atlitan lake the superficial discharge was stop while the subterranean discharge continues.
- In other plarts of the spring to the Pacific area specially in the Chicacao area, there are no contributions of the lake Atitlan to the rivers flows of this area.

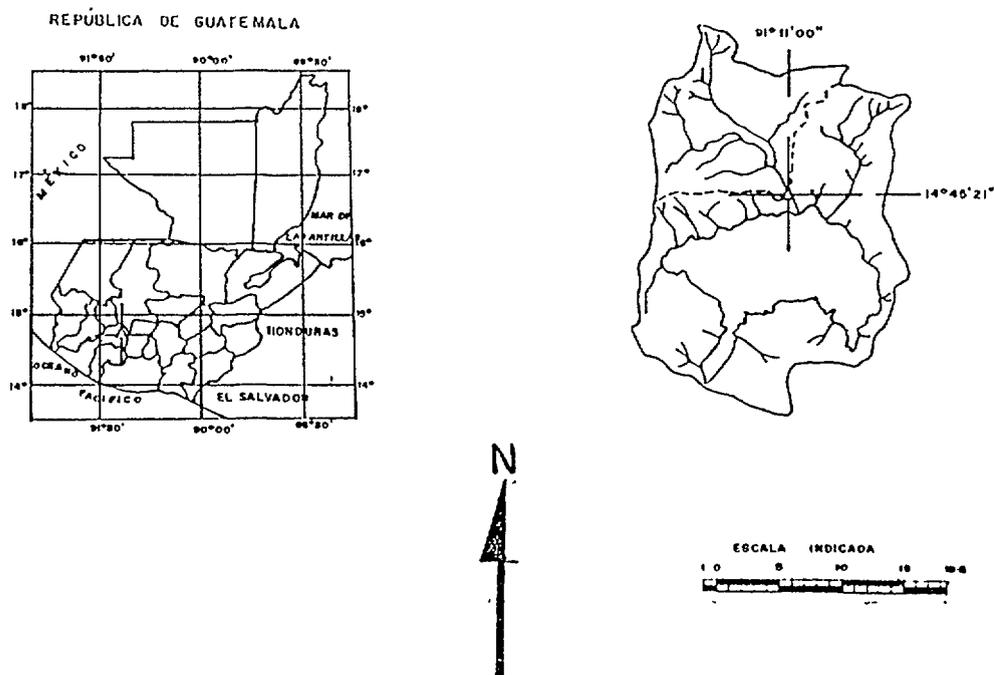


FIGURA 1: El Lago de Atitlán y su ubicación en la República de Guatemala.

1 .INTRODUCCION

El Lago Atitlán se encuentra al Oeste de la ciudad de Guatemala (figura 1). Este lago se localiza en una gran caldera rodeada por numerosos volcanes. El área del lago (Tabla 1) cubre 130.1 km², con una profundidad promedio alrededor de 188 m y con un volúmen de agua de aproximadamente 24.5 km³ .

TABLA 1:

Area, profundidad y volumen del Lago de Atitlán y el área de la cuenca superficial

Area de la cuenca	548 Km ²
Area del Lago de Atitlán	130 Km ²
Nivel promedio del Lago	1562 m s.n.m.
Profundidad promedio del lago	188 m
Volumen de agua del lago	25 Km ³
Conductividad específica del lago	400µS/cm

El área de recarga del lago cubre unos 548 km² y descarga en el lago principalmente a través de los ríos Panajachel y Quixcab. Los dos ríos entran al Lago Atitlán cerca del Pueblo Panajachel, y registran durante el período entre 1966-69, una descarga específica de 14 l/(s km²) ó 442 mm/a. Estas descargas se registraron a través de las estaciones limnigráficas de Jaibal y Concepción Potrero que muestran grandes cambios anuales aunque la curva de calibración presenta muchas inexactitudes.

El Lago Atitlán no tiene salidas superficiales. Su conductividad específica es de unos 400µS/cm indicando que a parte de pérdidas de agua por evaporación son necesarias también pérdidas subterráneas diluyendo con las entradas al lago las aguas evaporadas.

El nivel del lago es alrededor de 1,562 m s.n.m. y muestra variaciones estacionales de unos metros en respuesta a variaciones climatológicas; además, existen variaciones a largo plazo de unos 10 metros. Las razones de estas variaciones a largo plazo no son muy conocidas.

2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Desde hace varios años se ha discutido sobre las posibilidades de utilizar a una parte del agua del lago para una hidroeléctrica dado que el lago se encuentra a una gran altura cerca de la divisoria de aguas continentales (vertiente del Pacífico). Para este proyecto se necesita un conocimiento detallado del balance hídrico de la cuenca y de la localización de las fugas subterráneas del lago.

Para el balance hídrico se disponen de las siguientes medidas:

- Caudales de los ríos más importantes contribuyendo al lago
- Precipitaciones a largo plazo en las estaciones de el Capitán (desde 1970), San Pedro la Laguna (desde 1959), Santa Clara la Laguna (desde 1970), Santiago Atitlán (desde 1970) (Fig. 2)
- Evaporación de tanques en las estaciones El Capitán (desde 1980), y Santiago Atitlán (desde 1973).
- Medida de las concentraciones de los cloruros en ríos y en el lago.

Para investigar cualitativamente el comportamiento de las aguas afluentes dentro del lago y las salidas subterráneas del agua del lago se emplean los isótopos estables ambientales como el deuterio y el oxígeno-18. Los puntos de muestreo se localizan en las entradas superficiales y subterráneas al lago, nueve perfiles en el lago y en un gran número de manantiales y ríos en la vertiente hacia el Pacífico, la zona principal de salidas subterráneas de aguas del lago.

3. BALANCE HIDRICO DE LA CUENCA DEL LAGO ATITLAN

El balance hídrico supone que la cuenca superficial tiene la misma área que la cuenca subterránea. Con estas condiciones de límite los caudales saliendo de manera subterránea del lago se calculan como sigue:

$$P * A_{\text{cuenca}} - E_r * A_{\text{tierra}} - E_p * A_{\text{lago}} = Ds \quad (1)$$

La precipitación en la zona se estima entre 1200 y 1100 mm/a (38.1 y 34.9 l/(s km²) respectivamente).

La evapotranspiración real del área ambiental del lago y la evaporación potencial del lago se calculan aproximadamente por el balance de los cloruros. Este método tiene como base:

- A. los aportes de cloruros proceden únicamente de las lluvias. En la zona de investigación no existen evaporitas o exhalaciones geotermales como fuentes de cloruros. Los aportes de cloruros por fertilizantes son imperceptibles por la escasez del área dedicada a actividades agrícolas con respecto al área total de la cuenca.
- B. los cloruros se comportan de modo conservativo tanto en las aguas superficiales como en las subterráneas. De esto se desprende que no hay cambio de las cantidades de cloruros, pero existen por pérdidas de aguas por evaporación y por tanto cambio en las concentraciones de los cloruros desde la lluvia hasta el punto de muestreo.

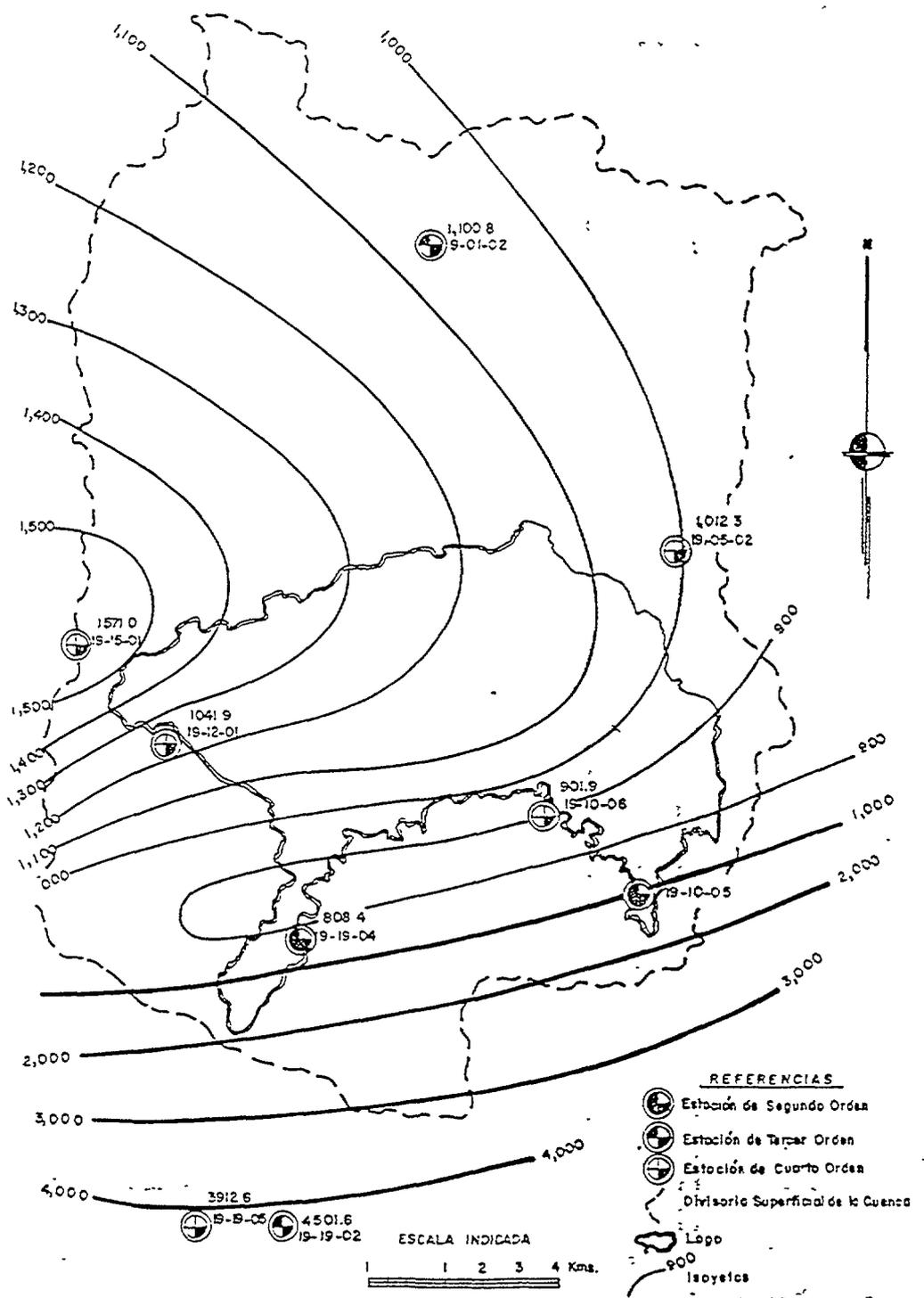


FIGURA.2: Mapa de isoyetas y localización de estaciones meteorológicas.

$$c_p P = c_d D_{tierra} \quad (2)$$

$$D_{tierra} = c_p/c_d P \quad (3)$$

$$E_r = P - D_{tierra} \quad (4)$$

$$D_s c_{lago} = c_0 [(P A_{lago} + D_{tierra} A_{tierra}) / (A_{lago} + A_{tierra})]$$

$$c_0 c_p P A_{lago} + c_d D A_{tierra} / (P A_{lago} + D_{tierra} A_{tierra})$$

$$D_s = c_0/c_{lago} [(P A_{lago} + D_{tierra} A_{tierra}) / (A_{lago} + A_{tierra})] \quad (5)$$

Estas relaciones entre los cloruros y las descargas dan resultados exactos para la evaporación potencial y valores mínimos para la evapotranspiración, porque la transpiración no produce enriquecimiento de la concentración de cloruros.

La descarga superficial en los ríos Panajachel y Quixcab tiene un contenido promedio de cloruros de 11 mg/l. Con respecto a las lluvias con un contenido entre 2 y 1.5 mg/l, resulta una descarga en la cuenca entre el 18 % y el 13.6 % de la lluvia, que corresponde a una descarga de entre 218 y 150 mm/a, ó como promedio (según ecuación 3):

$$D_{tierra} = 184 \text{ mm/a}$$

Con respecto a los promedios (1966-1969) de la descarga en los ríos Panajachel y Quixcab los cloruros dan solamente la mitad de la descarga medida. Parece que los cloruros dan un promedio a largo plazo y los caudales de los ríos dependen más de las fuertes variaciones climáticas actuales. Con la lluvia (1150 mm/a) y la descarga promedio se calcula una evapotranspiración mínima de (según ecuación 4):

$$E_r = 966 \text{ mm/a}$$

Este resultado coincide muy bien con cálculos similares en la Republica Dominicana [1] y [2].

La evaporación potencial del lago se calcula también a través del contenido de cloruros: Los dos aportes al lago, los aportes por lluvias y los aportes por la descarga de la tierra produce un promedio de las concentraciones de los cloruros que de las aguas que se vierten al lago de 4,7 mg/l. Por la evaporación del lago, la concentración en la salida es de 33 mg/l. Con estos datos la descarga subterránea del lago se calcula según la (ecuación 5)

$$D_s = 58.8 \text{ mm/a} \\ = 1022 \text{ l/s}$$

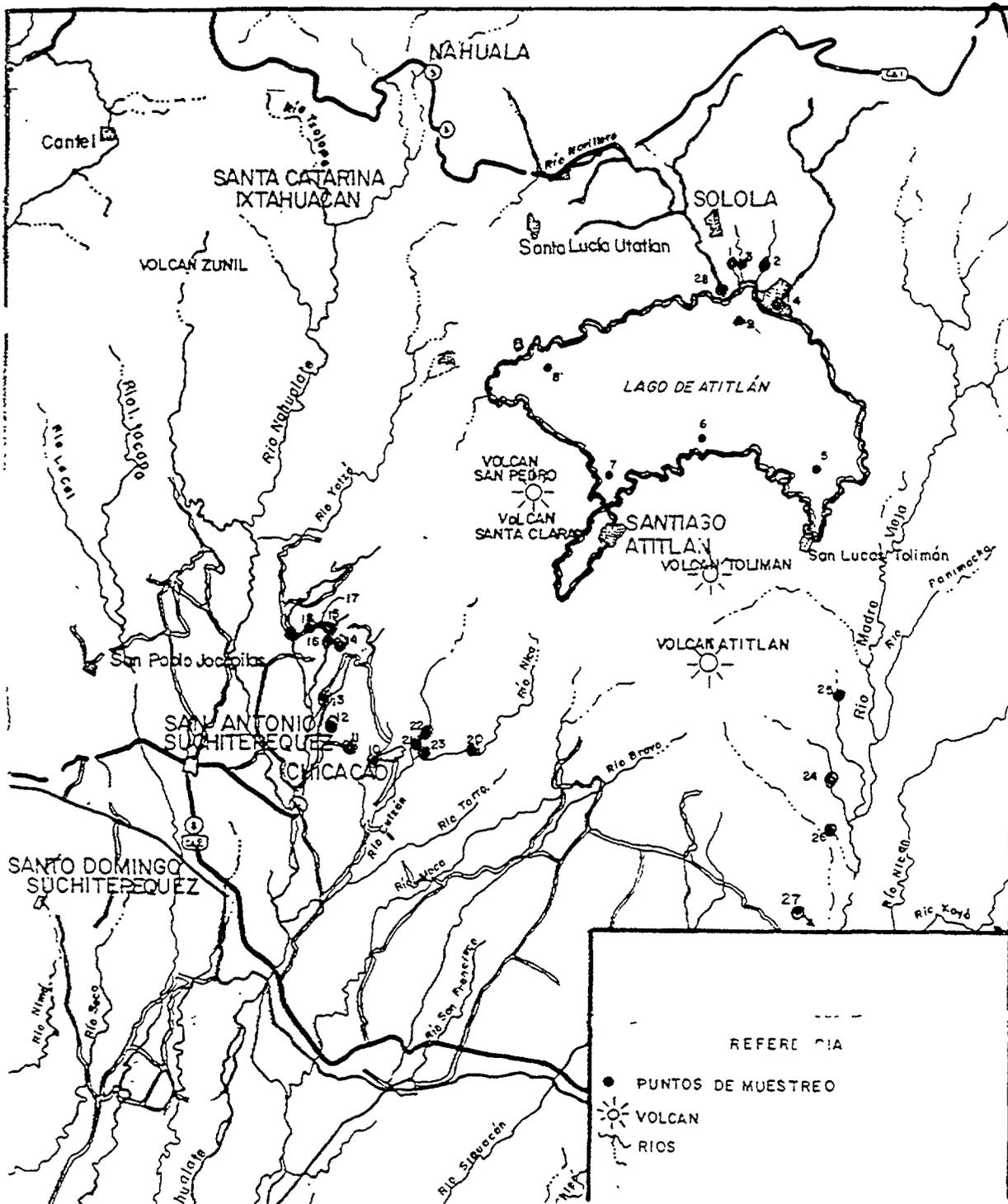


FIGURA 3: Ubicación de los puntos de muestreo en la cuenca del Lago de Atitlán y posibles salidas subterráneas.

Las pérdidas de aguas del lago al fin se calculan según la ecuación (1) que da con respecto del área del lago

$$E_p = 1493 \text{ mm/a}$$

Este valor de la evaporación potencial es acorde con la evaporación en tanques que da, como promedio de 11 años, 1500 mm/a en la estación de Santiago Atitlán.

Sin embargo, las fugas subterráneas del lago Atitlán se orientan hacia el Sur y entran a la vertiente pacífica. En esta zona sur hay muchos manantiales y ríos como receptores posibles de ellas. Finalmente no se conoce si estas fugas se distribuyen igualmente en toda la zona sur o tienen caminos subterráneos distintos o ambas posibilidades. Para responder a estas preguntas se ofrece el uso de los isótopos estables ambientales [3].

4. RESULTADOS DE LOS ISOTOPOS ESTABLES

Se han realizado siete campañas de muestreo en el área de investigación, cubriendo tanto las descargas en la época húmeda como en la época seca. Los puntos del muestreo están indicados en la Fig. 3:

En el diagrama de deuterio y oxígeno-18 los valores se agrupan de la manera siguiente (Fig. 4):

- Valores alrededor de la recta meteórica. Estos valores siguen una recta con la ecuación:

$$\delta^2\text{H} \text{‰} = 8 \delta^{18}\text{O} \text{‰} + 12;$$

- Valores de los perfiles del lago, perteneciendo a una recta de evaporación con una pendiente de 5.3. Estos valores se agrupan alrededor de un promedio de

$$\delta^{18}\text{O} = - 1.62 \text{‰} \pm 0.12, \text{ y}$$

$$\delta^2\text{H} = -23.2 \text{‰} \pm 2.7;$$

- Valores que se agrupan entre la recta meteórica y los valores del Lago Atitlán. A lo largo de la recta meteórica se distinguen valores bajos alrededor de

$$\delta^{18}\text{O} = - 9.81 \text{‰} \pm 0.3$$

$$\delta^2\text{H} = - 67.3 \text{‰} \pm 1.5$$

que representan la concentración isotópica en las zonas entrada y de salida del lago y valores pesados de

DIAGRAMA DEL O-18 Y H-2

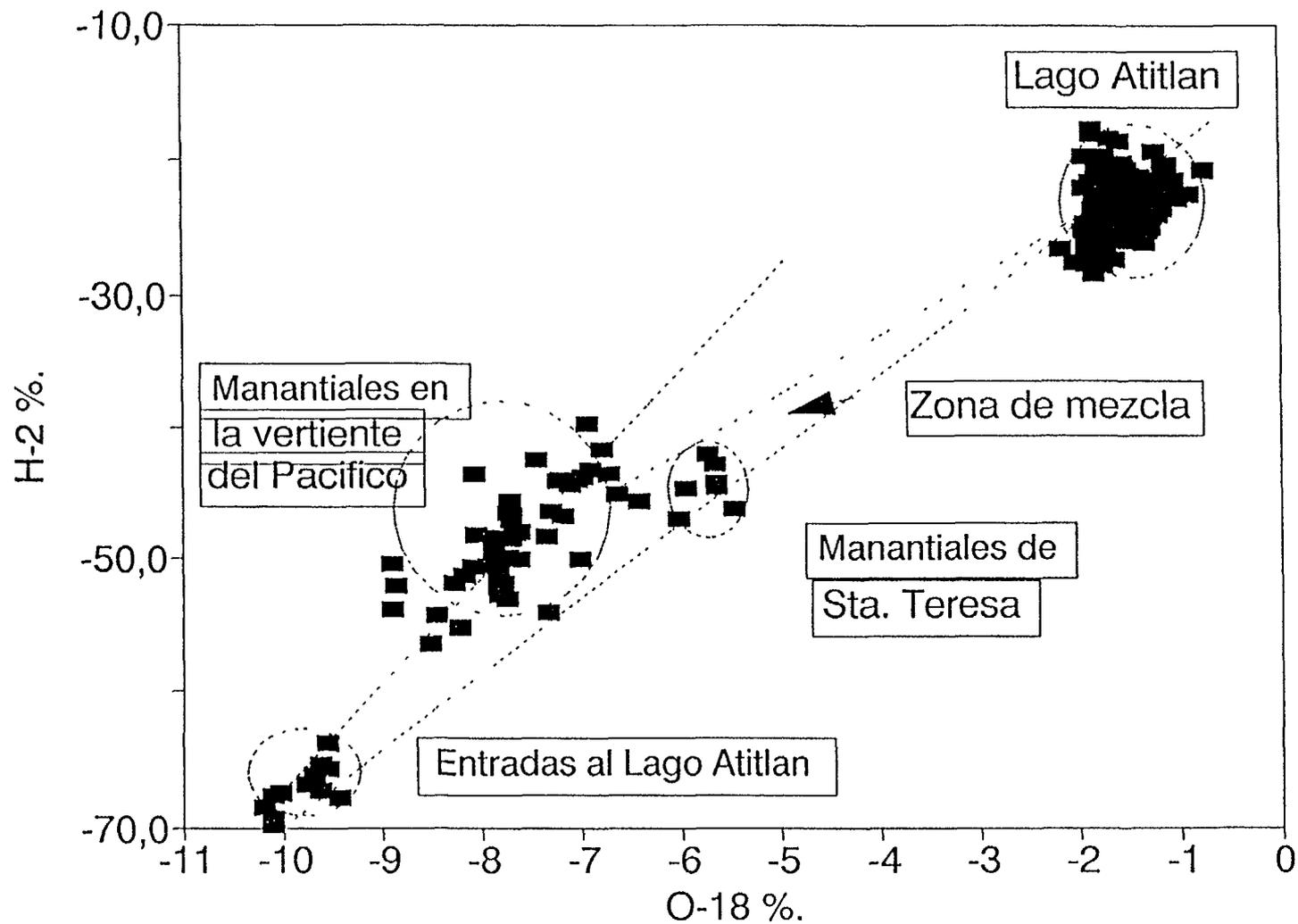


FIGURA 4: Diagrama de oxígeno-18 y deuterio para la cuenca del Lago de Atitlán y los manantiales en la vertiente del Pacífico.

$$\delta^{18}\text{O} = - 7.80 \text{ ‰} \pm 0.6$$

$$\delta^2\text{H} = - 49.3 \text{ ‰} \pm 3.8$$

que se encuentran solamente en la vertiente hacia el Pacífico. El espectro de las concentraciones de isotópos estables a lo largo de la recta meteórica es debido a un efecto de altura que debe ser más pronunciado en la vertiente del Pacífico que en la zona de las entradas de aguas por razones topográficas. Suponiendo una disminución de 0.25 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ cada 100 m de aumento de altura se calcula una diferencia de 880 m, que coincide perfectamente con la diferencia entre las elevaciones en la parte de la entrada y las elevaciones en la parte de la salida.

4.1 SALIDAS SUBTERRANEAS DEL LAGO

En el Valle de Sta. Teresa, al sur de San Lucas Tolimán, se encuentran los puntos de muestreo 24 y 25 y al Rio Madre Vieja el punto 27 (Fig. 3). Estos son los únicos lugares en la vertiente hacia el Pacifico que se presentan como surgencias con aguas evaporadas. La contribución de aguas evaporadas es debido a la descarga subterránea del Lago Atitlán.

Durante cada muestreo el caudal de las tres surgencias con aguas evaporadas fue medido para determinar la contribución relativa del lago al caudal y para verificar el balance hídrico, puesto que estas descargas son las únicas en la vertiente hacia el Pacifico con salidas de aguas del lago.

La contribución de aguas del lago al caudal de la surgencia se determina por una ecuación de mezcla

$$c_3 = n c_1 + (1-n) c_2 \quad (6);$$

n y c_1 corresponden a la contribucion relativa (n) con la concentración c_1 del lago al caudal. Los resultados de estos cálculos se presentan en la Tabla 2.

TABLA 2:

Contribuciones del Lago Atitlán al caudal de las surgencias en el valle de Sta. Teresa y Madre Vieja.

Lugar	No. del punto	c_1	c_2	c_3	caudal l/s	contribución del lago l/s
Sta. Teresa	25	-1.62	-9.81	-5.71	80	40
Quixaya	24	-1.62	-9.81	-5.69	1100	550
Madre Vieja	27	-1.62	-9.81	-7.00	6000	420
Sumas					7180	1100

La suma de las aguas del Lago Atitlán detectadas en la zona entre Sta. Teresa y el río Madre Vieja representa con precisión las salidas del lago determinadas por el balance hídrico. Esta comparación exige también que esta zona representa la única zona de surgencias en la Vertiente hacia el Pacífico. Desde el punto de vista de los contenidos en isótopos estables, también se confirman estos resultados. Existen también razones puramente geológicas que prueban este hecho.

En el pasado, la zona entre Santa Teresa y San Lucas Tolimán fue un valle a través del cual el lago de Atitlán descargaba superficialmente teniendo un nivel más alto que el actual (1562 m s.n.m); la cota más alta del valle es 1592 m s.n.m. En la actualidad la descarga superficial no existe más, probablemente por razones meteorológicas; en cambio, las descargas subterráneas continúan. Cerca de la superficie, en las rocas se manifiesta siempre una dilatación de los sedimentos por tránsito de un estado triaxial de compresión a un estado biaxial. De lo cual resulta que las rocas en esta zona tienen mayor permeabilidad que en las partes más profundas [4]. Por experiencias en otros estudios, esta zona alcanza un espesor de aproximadamente 60 m debajo de la superficie.

De las consideraciones anteriores, se llega a la conclusión que tanto desde del punto de vista isotópico, como geológico e hidrológico, la única salida subterránea preferencial de las aguas del lago se manifiesta en el valle entre San Lucas Tolimán y Sta. Teresa. En otras zonas no se esperan salidas subterráneas del Lago Atitlán. Entre estas zonas se excluye claramente el área suroeste del lago entre Chicacao y el río Panan con un caudal total de aproximadamente 3 m³/s. Dentro de la precisión de la medida, estas surgencias no contienen ninguna evidencia isotópica de aportes de aguas evaporadas del Lago Atitlán: Por el contrario, el río Madre Vieja podría servir como drenaje de las fugas subterráneas del lago. Para confirmarlo sería necesario un muestreo más detallado.

Simbolos utilizados

A_{cuena}	=	Area de la cuena [km ²]
A_{lago}	=	Area del lago [km ²]
A_{tierra}	=	Area de la cuena menos el área del lago [km ²]
C_1	=	concentración del componente 1
C_2	=	concentración del componente 2
C	=	concentración de las aguas mezcladas por los componentes 1 y 2
C_d	=	concentración de los cloruros en la descarga superficial como subterránea en A_{tierra} [mg/l]
C_{lago}	=	concentración de los cloruros en el lago [mg/l]
C_p	=	concentración de los cloruros en la precipitación [mg/l]
D_s	=	Descarga subterránea del lago [l/s].
D_{tierra}	=	descarga de la cuena tierra [l/s]
E_p	=	Evaporación potencial del lago [l/(s km ²)]
E_r	=	evapotranspiración real [l/(s km ²)]
n	=	porción relativa; $1 > n > 0$
P	=	precipitación promedio [l/(s km ²)]

AGRADECIMIENTOS

La investigación obtuvo aporte financiero del Gobierno de la República Federal de Alemania a través del Organismo Internacional de Energía Atómica. Agradecemos asimismo la aportación científica a la Sección de Hidrología Isotópica en Viena.

REFERENCIAS

- [1] FEBRILLET, J., BUENO, E., SEILER, K.-P. & STICHLER, W. Estudio Isotópicos e Hidrogeológicos en la Región Suroeste de la República Dominicana. Estudios de Hidrología Isotópica en América Latina - TEC-DOC, 502 (IAEA): 273 - 290; Vienna (1989).
- [2] SEILER, K.-P., TRIMBORN, P. & ALVARADO, J. Das Grundwasser im Umfeld des Lago de Valencia und seine anthropogene und geogene, nachteilige Beeinflussung. - Z. dt. geol. Ges., 143:398-403; Hannover (1992).
- [3] MOSER, H. & RAUERT, W. Isotopenmethoden in der Hydrologie. - Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 8; (Bornträger) Berlin, Stuttgart (1980).
- [4] SEILER, K.-P. Kluft- und Porenwasser im Mittleren Buntsandstein des südlichen Saarlands. - Geol. Mitt, 9: 75-96; Aachen (1968).

ESTUDIO HIDROGEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DEL ACUÍFERO GRANULAR DE LA COMARCA LAGUNERA, MÉXICO

L. GONZÁLEZ HITTA, F. SÁNCHEZ DÍAZ, I. MATA ARELLANO

Instituto Mexicano de Tecnología del Agua,
Jiutepec, Morelos, México

Resumen - Abstract

ESTUDIO HIDROGEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DEL ACUÍFERO GRANULAR DE LA COMARCA LAGUNERA, MÉXICO

La Comarca Lagunera es una de las principales regiones agrícolas, ganaderas y mineras del país. Sus fuentes de abastecimiento de agua son los ríos Nazas y Agua Naval (50%) y un acuífero granular multicapa del cuaternario (50%), que se extiende por todo el subsuelo de la zona (15,000 km²). La sobreexplotación del acuífero y el deterioro de su calidad, por la presencia de arsénico, han ocasionado efectos adversos en la salud y en la economía de la región.

Existen tres hipótesis acerca del origen del arsénico: lixiviación de pesticidas, desechos minerales, y sedimentos continentales depositados durante el período de formación del acuífero. Estas hipótesis no explican satisfactoriamente la presencia del arsénico, así como, de otros metales pesados en el acuífero.

Los objetivos del presente estudio son: a) dilucidar el origen y evolución del arsénico, b) estimar la vulnerabilidad de las zonas cuya agua es aún de buena calidad, y c) actualizar el conocimiento hidrogeoquímico del sistema.

La metodología utilizada se fundamenta en el análisis del marco físico, en la actualización hidrogeoquímica del acuífero y en la caracterización isotópica del agua subterránea ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^3H y ^{14}C). La interpretación de resultados indica que el origen del arsénico en el sistema pudo deberse a la combinación de dos eventos geológicos: (1) Los procesos magmáticos que generaron las rocas intrusivas y extrusivas de la región, formaron un sistema hidrotermal que aportó una extensa variedad de oligoelementos y (2) La sedimentación de materiales aluvio-lacustres, de base arsenical, transportados por los ríos Nazas y Aguanaval en la etapa de formación del acuífero. El nivel freático en el acuífero es diferencial y presenta abatimientos de 10 a 95 m, para un período de 45 años. Existen 12 tipos de agua con predominio de las sulfatadas sódicas y cálcicas. Los límites permisibles para agua potable se sobrepasan en STD, calcio, sodio, cloruros, nitratos, sulfatos, boro, arsénico, plomo y litio. Además del hidroarsenismo existen efectos colaterales que están aumentando la vulnerabilidad del acuífero y la salinidad del suelo.

HYDROGEOCHEMICAL AND ISOTOPE STUDY OF THE GRANULAR AQUIFER IN THE COMARCA LAGUNERA, MÉXICO.

The Comarca Lagunera is one of main agricultural, cattle raising, and mining regions of the country. Their sources of water are the rivers Nazas and Aguanaval (50%) and a quaternary multilayer granular aquifer (50%), which underlies an area of 15,000 km². The

overexploitation of the aquifer and the deterioration of its quality by the presence of arsenic, have carried out adverse effects on the health and economy of the region.

There are three hypothesis about the arsenic origin: pesticides lixiviation, mineral wastes, and continental sediments deposited during the aquifer formation. These hypothesis do not explain satisfactorily the occurrence of arsenic and other heavy metals in the aquifer.

The objectives of this study are to: a) Determine the origin and evolution of arsenic, b) estimate the vulnerability of regions where groundwater is still of good quality, and c) actualize the hydrogeochemical knowledge of the system.

The used methodology is based on: The analysis of the physical framework, the hydrogeochemical actualization of the aquifer and the isotope characterization of the ground water ($\delta^{18}O$, δ^2H , 3H y ^{14}C).

The interpretation of results shows that the arsenic origin in the system could be a combining effect of two geologic events: 1) The magmatic process that generated the intrusive and extrusive igneous rocks of the region, originated an hydrothermal system which yielded a great variety of oligoelements, and 2) the sedimentation of alluvial-lacustrine materials bearing arsenic, which were transported by the rivers Nazas and Aguanaval during the aquifer formation. The water table has experimented drawdowns of 10 to 95 during 45 years of development. The groundwater is predominantly sodium - sulfate and calcium - sulfate. Extensive areas of the aquifer are quiet above the mexican standards of TDS, Ca, Na, Cl, NO_3 , SO_4 , B, As, and Li. Furthermore, there are other collateral effects which are increasing the vulnerability of the aquifer and the soil salinization.

1. INTRODUCCIÓN

La Comarca Lagunera es una de las principales regiones agrícolas, ganaderas y mineras del país. Sus fuentes de abastecimiento de agua son los ríos Nazas y Agua Naval (50%) y un acuífero granular multicapa del cuaternario (50%), que se extiende por todo el subsuelo de la zona. Ambas fuentes suministran anualmente 2,400 millones de metros cúbicos para uso agropecuario, doméstico e industrial. La sobre-explotación del agua subterránea y el deterioro de su calidad, por la presencia de arsénico y otros elementos químicos nocivos, han ocasionado efectos adversos en la salud, en la infraestructura hidráulica y en la calidad productiva del suelo [1 y 2].

Geográficamente, la zona de estudio está ubicada en la parte septentrional de la República Mexicana y ocupa las porciones suroeste del Estado de Coahuila y noreste del Estado de Durango (Fig. 1) [3]. Esta región se encuentra enclavada en la Comarca Lagunera, entre los paralelos 25° 15' 00" y 26° 15' 00" de latitud norte y entre los meridianos 102° 40' 00" y 104° 00' 00" al oeste de Greenwich. Su extensión aproximada es de 15,000 km² y abarca parcial o totalmente los siguientes municipios: Francisco I. Madero, San Pedro de las Colonias, Torreón, Viesca, Mapimí, Tlahualilo, Gómez Palacio y Lerdo (Fig. 2) [4].

Existen tres hipótesis acerca del origen del arsénico en el acuífero: a) lixiviación de pesticidas y agroquímicos empleados en la agricultura, b) desechos minerales plomosos, de base arsenical, producidos por la industria metalúrgica local y c) sedimentos arsenicales de

origen continental depositados durante la etapa de formación del acuífero, por los ríos Nazas y Aguanaval. Estas hipótesis no explican satisfactoriamente la presencia del arsénico y otros metales pesados en el acuífero.

Los objetivos del presente estudio son: a) dilucidar el origen y evolución del arsénico en el sistema, b) estimar la vulnerabilidad de las zonas de reserva cuya agua es aún de buena calidad, y c) actualizar el conocimiento hidrogeoquímico del sistema. Para la consecución de estos objetivos, se realizó un estudio de caracterización hidrogeoquímica e isotópica de los cuerpos de agua superficiales y subterráneos de la zona.

La metodología utilizada se fundamentó en el análisis del marco físico (geología, hidrología e hidrogeología), en la actualización hidrogeoquímica del acuífero (23 parámetros) y en la caracterización isotópica del agua ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^3H y edad del agua subterránea por el método del ^{14}C). Estos parámetros se determinaron en una red representativa de monitoreo de 95 pozos profundos y en las presas Lázaro Cárdenas y Francisco Zarco que almacenan y regulan los escurrimientos del río Nazas.

2. GEOLOGÍA

Diversos estudios geológicos y geofísicos han definido la secuencia estratigráfica en la Comarca Lagunera como sigue: a) depósitos carbonatados marinos del cretácico plegados y fallados, b) conglomerados continentales del eoceno y el oligoceno inferior, c) rocas ígneas intrusivas de composición granítica del terciario medio superior, d) corrientes lávicas basálticas del plioceno superior-pleistoceno y e) depósitos aluvio-lacustres del plioceno tardío y del reciente (Fig. 3) [5 y 6].

La clasificación de estos últimos depósitos, acorde con el acuífero en estudio, es como sigue:

De piemonte.- Son fragmentos de reducido espesor casi consolidados e intemperizados, principalmente de las formaciones del cretácico superior. El tamaño de estos materiales decrece constantemente conforme se alejan de las montañas, de manera exponencial al valor de la pendiente de la superficie de los abanicos y, por tanto, del declive natural de la estratificación.

De llanura de inundación.- En el extremo opuesto de los exiguos torrentes montañosos que desembocan en abanicos aluviales de piemonte, se encuentran los depósitos de los ríos Nazas y Aguanaval. La primera característica importante acerca de estos depósitos, es que se diferencian de los de llanura de inundación. En general, los clastos más gruesos se encuentran en el fondo de los cauces y la gradación tiende a disminuir hacia la superficie del terreno, aunque, en avenidas extraordinarias, éstos tienden a experimentar una reclasificación. El resto de la llanura de inundación, por cambios en la energía de depósito, está constituida por sedimentos finos. Hidrogeológicamente se sabe que los depósitos de cauce tienen una transmisividad de $0,007 \text{ m}^2/\text{s}$ y un coeficiente de almacenamiento de 0,1 y el resto, una transmisividad de $0,0005 \text{ m}^2/\text{s}$ y un coeficiente de almacenamiento de 0,05.

De laguna.- Son sedimentos de baja energía que fueron transportados por los ríos antes mencionados y depositados en las partes más bajas de la cuenca. El material detrítico está

formado principalmente por limo y arcilla. En forma diseminada o en capas separadas, se encuentran mezcladas las sales que fueron originalmente disueltas y transportadas por las aguas de inundación.

3. HIDROLOGÍA

3.1. Climatología

Conforme a la clasificación de Köppen, el clima de la zona de interés es muy seco, semicálido, con inviernos frescos y lluvias en verano. Predomina típicamente en sus amplios llanos desérticos (o bolsones) y en las bajadas más tendidas de las sierras, en territorio más bajos que 1400 m de altitud, con suelos clásicos de zonas áridas y vegetación de matorrales desérticos o bien, halófila. Se caracteriza por una fuerte variación en su temperatura, que presenta aproximadamente 14 °C de diferencia entre el mes más cálido y el más frío, como puede verse en las siguientes estaciones climatológicas [4].

Período	Mes	Ciudad Lerdo	Viesca
1941-1970	Julio	26.5 °C	28.1 °C
1941-1970	Enero	13.6 °C	14.4 °C

La temperatura media anual es de 18 a 22 °C para el período 1921-1960. La temperatura máxima promedio es de casi 30 °C, y la mínima promedio es de 13 °C (1941-1970). También para este último período la precipitación, ésta se presenta en su gran mayoría en verano, manifestándose con escasos aguaceros, y es relativamente común la condición de canícula o sequía interestival que se presenta, entre otras zonas, en el desierto (Ex-laguna) de Mayrán.

La precipitación media anual en el área, registrada en el período 1931-1970, es de 260 mm, con una distribución influenciada por las condiciones topográficas: la precipitación mínima se lleva a cabo en las partes bajas de la llanura y ésta aumenta hacia las sierras circundantes. La temporada de lluvia comprende los meses de junio a octubre, siendo los de julio, agosto y septiembre los más lluviosos.

Por lo que respecta a la evaporación potencial, según observaciones de la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH), es como sigue:

Período	Evaporación potencial media anual
1941-1970	2178 mm
1961-1985	2500 mm

Por último, la dirección preferencial de los vientos es norte-noroeste-este.

3.2. Escurrimientos superficiales

Según la regionalización de la SARH el área de estudio se ubica en la región hidrológica No. 36, denominada "Nazas-Aguanaval". En sí, esta región corresponde a las

cuenclas cerradas de los ríos Nazas y Aguanaval. Estos ríos se emplean para alimentar a la zona agrícola más importante de la entidad "La Comarca Lagunera".

3.2.1. *Río Nazas*

Se forma a partir de la confluencia de los ríos Ramos y Sextín, a la altura de la población del Palmito; posteriormente en su curso a la Comarca Lagunera se le unen ríos y/o arroyos como el San Juan, el del Peñón y el Cuencamé por la margen derecha. A partir del punto de confluencia con este último, cambiaba de rumbo para dirigirse a la Laguna de Mayrán, pasando entre Torreón y Gómez Palacio. Con el objeto de aprovechar y controlar al máximo sus avenidas se han construido vasos de almacenamiento y derivación, entre los cuales destacan:

- . **Presa Lázaro Cárdenas (El Palmito).** Construida durante el período 1936-1946, se encuentra ubicada en el Estado de Durango (Fig. 4), aproximadamente a 200 km aguas arriba de Torreón, Coah., la capacidad disponible de la presa es de 2,777 Mm³, y abarca un área de 11,156 ha. Empezó a almacenar el 21 de junio de 1946.
- . **Presa Francisco Zarco (Las Tórtolas).** Se construyó como parte del "Plan de Rehabilitación de la Comarca Lagunera", iniciado el 30 de septiembre de 1966. Esta presa también se encuentra ubicada en el Estado de Durango (Fig. 4), a 45 km al suroeste de la ciudad de Torreón. Cuenta con capacidad de almacenamiento para 235 Mm³ y un área de 1,075 ha. Entró en operación el 12 de marzo de 1968.

3.2.2. *Río Aguanaval*

Se forma a partir de los ríos Sain Alto y Trujillo, a la altura de la población de Río Grande, Zacatecas; a partir de este punto sigue con rumbo norte, uniendosele en su trayecto ríos y arroyos como el de Mazamitote, hasta alcanzar la Laguna de Viesca (hoy desierto de Viesca), donde descargaba volúmenes considerables en época de lluvias, ocasionando, grandes problemas en zonas aledañas a la mencionada laguna. El río Aguanaval también se ha regulado, pero en forma menos importante, debido a su bajo potencial, mediante las siguientes estructuras (Fig. 4):

- . **Presa Santa Rosa.** Se encuentra ubicada sobre el arroyo El Arenal a 56 km de Zacatecas. Con una capacidad disponible de 14 Mm³; comenzó su operación el 1° de julio de 1939.
- . **Presa Trujillo (L. Reynosa).** Se localiza sobre el río Los Lazos afluente del río Trujillo, se encuentra a unos 40 km al oeste de la ciudad de Fresnillo, Zac. Cuenta con una capacidad disponible de 73.6 Mm³ e inició su operación el 1° de noviembre de 1949.
- . **Presa Cazadero.** Se encuentra situada a 17 km de la ciudad de Río Grande, Zac., el vaso tiene una capacidad disponible de 27 Mm³, y comenzó a almacenar el 19 de junio de 1964.

4. HIDROGEOLOGÍA

4.1. Sinopsis de explotación

Desde el año de 1840 ya existía una actividad agrícola muy incipiente en la Comarca Lagunera, ocasionada por el riego natural provocado por las avenidas de los ríos Nazas y Aguanaval. A partir de entonces, el desarrollo agrícola se fue extendiendo mediante la construcción de obras rudimentarias que derivaban y conducían los escurrimientos de ambos ríos.

Por la década de los 20s del presente siglo, se inició la explotación del acuífero granular (depósitos aluvio-lacustres) mediante los primeros pozos. La poca profundidad del nivel freático, su ubicuidad y la gran producción de las captaciones propiciaron la perforación acelerada de un número elevado de pozos. En el año de 1941, se creó el Distrito de Riego No. 17 y en 1946, entró en operación la presa Lázaro Cárdenas. Adicionalmente, se construyó una red de canales para eficientar los sistemas de conducción de agua e irrigación de suelos.

Este espectacular desarrollo originó cambios radicales en la hidrodinámica de la región: por una parte, la proliferación de pozos (en 1950 existían alrededor de 3000) y, por otra, la reducción de la recarga del acuífero aluvio-lacustre, ocasionada por la regulación de los escurrimientos superficiales, motivaron la sobreexplotación de las aguas subterráneas.

En la actualidad se sabe que existen alrededor de 4794 pozos y que la zona de mayor densidad de captaciones corresponde a las porciones centro-suroeste de la Comarca Lagunera.

4.2. Tipos de acuíferos

Considerando la estratigrafía descrita en secciones anteriores, los acuíferos de la Comarca Lagunera pueden agruparse en dos tipos básicos:

4.2.1. Acuífero calizo

Este se aloja en las calizas permeables de la Formación Aurora del Cretácico Inferior, la cual constituye, junto con otras unidades geológicas, las estructuras anticlinales y sinclinales de las porciones oeste y sureste (Fig. 3). Por las características litológicas y el origen de esa formación (facie arrecifal) y, no obstante, de que las captaciones en este acuífero son mínimas, estas últimas han demostrado que existe una fuerte y rápida respuesta de los niveles del agua con las variaciones estacionales, evidenciando con ello dos características hidrológicas del acuífero calizo: Una alta transmisividad y una muy baja capacidad de almacenamiento. La circulación del agua en estas rocas a través de los conductos y cavernas de disolución, se efectúa en una dirección cuya componente principal parece seguir el rumbo de las estructuras, aflorando en forma de manantiales en zonas de falla o áreas en donde la caliza permeable se encuentra en contacto con el relleno aluviólacustre.

4.2.2. Acuífero granular

Constituido por depósitos aluviólacustres que colman a valles y bolsones (Fig. 3). La forma de depósito, la granulometría y los cambios laterales y verticales de litofacies, son los factores que controlan el comportamiento hidrológico de estos depósitos. Los depósitos de

cauce (grava y arena), cuentan con una transmisividad de $0.007 \text{ m}^2/\text{s}$ y un coeficiente de almacenamiento inferido de 0.1; mientras que los depósitos de llanura de inundación (arena, limo y arcilla) presentan un almacenamiento, inferido de 0.05.

El desplazamiento del agua en el acuífero, así como, su velocidad y dirección, dependen de las diferencias de presión existentes en cada punto, de los parámetros hidrológicos de los sedimentos y de la intensidad de extracción de agua subterránea.

De acuerdo con el estudio realizado por Latorre et al [9] para dilucidar la interconexión entre los acuíferos calizos y el de rellenos y considerando el agotamiento de los manantiales de la zona de Viesca, es evidente la estrecha relación entre estos dos tipos de acuíferos. Sin embargo, como la mayor explotación ha sido en el granular, el presente análisis hidrodinámico se centra en este último.

Las observaciones piezométricas indican que el nivel estático, ha evolucionado de la siguiente manera:

- . **Año 1941.** Por la baja densidad de pozos y el funcionamiento natural del río Nazas, comportamiento hidrodinámico en la región estaba determinado por las características hidrológicas de los sedimentos. Así, en los depósitos de cauce (boleos y gravas empaquetados en una matriz arenosa), la profundidad del nivel era de 5 m. En el área comprendida entre Gómez y Bermejillo y hacia la ex-laguna del Mayrán, en donde los sedimentos son más finos, la profundidad es mayor que 10 m, excepto en la región de Francisco I. Madero en donde el nivel estático, para ese tiempo, oscilaba entre 4 y 5 metros.
- . **Año 1963.** Con una explotación más acentuada, debido al incremento en la perforación de pozos, el comportamiento hidrodinámico para esa fecha, ya presentaba una relación directa con el bombeo. De esta manera, se produjeron conos de abatimiento, localizados en: Bermejillo, (40 m de profundidad), Francisco I. Madero-Tlahualilo, (40 a 45 m) y sur de Matamoros, (60 a 65 metros). Asimismo, se aprecia un incremento en la profundidad del nivel estático hacia el flanco este de la sierra de Mapimí.
- . **Año 1986.** Como continuación en la hidrodinámica del sistema a, para esta fecha se agudizaron los conos de abatimiento en las zonas de Francisco I. Madero-Tlahualilo (50 a 80 m de profundidad) y Matamoros-Torreón (100 a 110 m). Hacia el poblado de San Pedro de las Colonias, por la baja permeabilidad y transmisividad de los depósitos y la incipiente densidad de pozos, la profundidad del nivel estático era de 10 a 5 metros.
- . **Año 1990.** Tomando en cuenta, lecturas de nivel estático de 200 pozos piloto medidos en diciembre de 1990, se puede apreciar en la Fig. 4 que el comportamiento hidrodinámico del acuífero granular de la Comarca es como sigue (Fig. 5):

Hacia las áreas de las ex-lagunas de Mayrán, Tlahualilo y Viesca, la profundidad del nivel estático es de 10, 30 y 50 m respectivamente. Estas profundidades del nivel se incrementaron hacia la porción centro de la región alcanzando, más de 100 m (noreste de Torreón) y entre 120 y 130 m al sur-sureste de Matamoros, como efecto de la concentración del bombeo. Del mismo modo, se observa un incremento en la profundidad del nivel estático, en las zonas aledañas a los flancos orientales de las sierras de Mapimí, Las Noas y Jimulco, así como, en la parte noroeste del valle de Villa Juárez. Asimismo, se evidencian piezométricamente tres zonas de recarga o de bombeo incipiente: a) Hacia el flanco oriente

de la sierra de Bermejillo, b) Entre ésta sierra y la de Mapimí y c) Al noroeste de la estructura geológica que conforman las sierras de San Lorenzo y Solís, manifestándose como una pluma.

5. HIDROGEOQUÍMICA

La calidad de las aguas del acuífero granular se determinó a través de dos monitoreos de campo. En ambos, se determinaron los siguientes parámetros: pH, temperatura, conductividad eléctrica, sólidos totales disueltos, dureza total, alcalinidad, Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , K^+ , Mg^{++} , Ca^{++} , F, B, As, Li, Fe, Pb, Hg y Mo.

El primero de ellos comprendió los cuerpos de agua superficial (presas Francisco Zarco y Lázaro Cárdenas), se realizó antes de la temporada de lluvias (abril y mayo de 1990), en una red representativa de 71 puntos distribuidos en la zona estudiada (Fig. 2). El segundo monitoreo comprendió sólo el acuífero granular y se desarrolló después de la temporada de lluvias (noviembre de 1990). Este consistió del monitoreo de 13 pozos de verificación y 32 de nueva selección, denominados "pozos de amarre". Los resultados de laboratorio aparecen en la tabla I.

Por ser el Cl^- uno de los iones más conservativos y representativos para estudiar la historia del agua subterránea, se ha resumido a continuación su concentración en los diferentes cuerpos de agua: presa Lázaro Cárdenas (3.50 a 4.19 mg/l), presa Francisco Zarco (3.99 a 5.65 mg/l) y el acuífero granular (4.30 a 709.74 mg/l). Los mayores contenidos de este anión se encuentran en los depósitos de laguna, puntualmente en algunos pozos (104 y 1349) y al noreste del Valle de Villa Juárez (Fig. 6).

Respecto al F, las concentraciones observadas fueron: presa Lázaro Cárdenas (1.13 a 1.70 mg/l), presa Francisco Zarco (1.54 a 2.57 mg/l) y acuífero granular (0.57 a 6.97 mg/l). La distribución de este anión es similar a la del cloruro; las mayores concentraciones se observan en los depósitos de laguna (Fig. 7).

Las concentraciones de arsénico son: presa Lázaro Cárdenas (0.007 a 0.018), presa Francisco Zarco (0.007 a 0.013) y acuífero granular (0.003 a 0.443 mg/l). Las aguas con concentraciones elevadas en arsénico, también presentan altos valores en : sulfato, fluoruro, cloruro, sodio, boro, y litio (Fig. 8). El comportamiento bidimensional del arsénico en el acuífero se resume en los siguientes puntos: a) continua degradación de las aguas de la porción norte y dispersión de las mismas hacia la parte centro, b) marcado hidroarsenismo en la zona de Bermejillo y al oriente de la sierra de Mapimí, c) desplazamiento en forma de pluma de las aguas con elevada concentración, de las sierras de San Lorenzo, Solís y Texas hacia el centro de la zona de buena calidad (zona de reserva), d) contaminación puntual en el pozo 331, que incrementa la vulnerabilidad de la zona de reserva, e) al sureste de Torreón se observa una zona cuyas aguas manifiestan degradación en arsénico alcanzando valores de 0.092 mg/l, f) hidroarsenismo crónico en el Valle de Matamoros y Viesca, y g) aumento en la vulnerabilidad de la calidad de las aguas subterráneas del Valle de Villa Juárez hacia la porción noroeste.

Mediante diagramas de Piper y Stiff se clasificaron 15 tipos de agua, con predominio de las sulfatadas-sódicas, sulfatadas-cálcicas y sulfatadas-cálcico -sódicas.

TABLA I. DATOS QUIMICOS E ISOTOPICOS DE LA COMARCA LAGUNERA, MEXICO.

POZO No.	FECHA	TEMP. (°C)	pH	C.E. (µS/cm)	STD (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Li (mg/l)	As (ng/ml)	F (mg/l)	Ca (mg/l)
17	27-Abr-90	28.0	6.9	900	560	60.0	4.5	0.06	16.7	6.8	99.3
55	14-Nov-90	26.0	7.0	3320	3000	344.0	11.1	0.07	8.8	1.9	195.5
104	28-Abr-90	25.0	6.9	3470	3400	244.0	12.9	0.13	9.0	3.4	503.5
116	14-Nov-90	29.0	7.4	2330	1900	122.9	8.0	0.03	26.2	3.5	154.2
158	21-Abr-90	32.0	7.2	753	478	102.3	3.4	0.13	60.1	4.5	55.3
186	27-Abr-90	28.7	6.9	655	422	39.0	3.5	0.04	108.3	4.5	69.1
233	21-Abr-90	28.0	7.0	892	560	49.3	5.9	0.06	16.3	1.7	121.0
251	14-Nov-90	23.9	7.3	769	600	42.7	5.6	0.03	2.6	0.4	84.6
257	21-Abr-90	26.0	6.9	1379	899	63.1	7.3	0.08	5.3	1.1	231.6
268	25-Abr-90	29.0	6.9	370	250	31.7	3.3	0.03	9.8	1.5	39.1
297	25-Abr-90	26.0	6.8	970	610	64.1	5.6	0.07	4.9	1.3	133.4
331	15-Nov-90	28.8	8.5	550	500	128.7	2.4	0.03	304.0	1.5	3.7
336	19-Nov-90	23.5	7.4	861	700	45.2	7.5	0.03	2.4	0.3	73.4
338	19-Nov-90	22.0	7.8	522	450	36.8	5.2	0.02	4.7	1.1	49.4
342	02-May-90	24.9	6.8	590	460	40.1	5.2	0.06	4.6	1.8	96.0
357	15-Nov-90	27.8	7.5	380	340	41.2	4.1	0.02	25.3	0.9	28.0
363	14-Nov-90	26.1	7.6	305	240	32.7	3.4	0.02	25.1	0.7	28.4
368	24-Abr-90	29.6	6.6	322	220	50.9	2.3	0.07	52.0	2.0	21.6
374	10-Nov-90	25.1	7.5	715	600	44.8	5.9	0.03	3.0	0.5	63.1
379	19-Nov-90	25.0	7.8	605	400	39.8	5.4	0.02	4.0	0.1	55.4
504	19-Nov-90	27.0	7.5	933	800	98.1	3.2	0.04	13.9	0.6	95.6
520	24-Abr-90	24.3	6.5	600	360	44.0	3.3	0.08	6.4	1.2	34.7
541	28-Abr-90	27.5	7.0	1400	970	78.2	6.7	0.09	10.4	2.6	210.6
554	12-Nov-90	33.0	7.3	3730	3500	341.0	20.2	0.24	217.0	3.2	197.8
756	24-Abr-90	25.0	6.7	2450	1440	185.5	6.8	0.13	6.9	1.8	355.5
774	25-Abr-90	27.3	7.2	298	205	27.4	2.8	0.03	12.7	1.3	32.6
847	24-Abr-90	35.0	6.8	3540	3700	247.0	6.7	0.12	79.0	3.9	589.2
852	22-Abr-90	28.0	6.9	366	250	51.8	1.4	0.07	27.3	1.5	26.0
901	21-Abr-90	24.6	6.3	3060	1900	192.5	6.4	0.15	112.4	3.3	478.5
1000	20-Abr-90	35.0	7.4	941	591	197.2	1.6	0.13	123.8	3.3	19.2
1036	20-Abr-90	32.0	6.9	1149	720	204.2	2.1	0.16	194.4	3.2	39.0
1040	22-Abr-90	28.0	6.9	661	420	100.3	1.8	0.1	15.6	1.8	41.8
1125	21-Nov-90	30.0	8.0	704	600	107.0	2.2	0.04	108.0	1.5	30.0
1198	26-Abr-90	26.6	7.1	873	540	131.7	5.9	0.14	88.8	2.2	47.0
1219	19-Nov-90	27.0	7.8	947	700	105.6	7.5	0.04	23.4	0.6	42.6
1228	28-Abr-90	25.7	6.9	1412	920	103.9	10.4	0.11	18.0	1.5	142.8
1308	13-Nov-90	28.5	7.6	2930	2600	294.0	9.2	0.07	11.3	3.3	162.5
1349	23-Abr-90		6.7	2900	1740	269.0	15.4	0.29	10.0	2.4	278.8
1387	20-Abr-90	30.0	6.8	2787	1720	542.3	7.1	0.2	192.5	3.2	146.7
1400	21-Nov-90	36.0	7.7	1790	1700	468.0	6.6	0.07	49.4	2.0	59.0
1489	19-Abr-90	25.0	6.4	4460	4360	562.0	11.8	0.28	80.0	0.9	525.0
1515	19-Abr-90	35.0	7.1	1382	930	244.0	5.0	0.18	165.2	3.5	44.0
1657	20-Abr-90	27.0	6.5	2860	1780	222.0	6.2	0.14	76.6	3.3	480.0
1695	20-Abr-90	30.7	6.8	1440	940	212.5	3.3	0.17	132.3	3.5	111.6
1884	23-Nov-90	30.0	8.1	1530	1300	428.0	3.8	0.04	92.0	2.2	28.9
1892	19-Nov-90	32.0	8.2	602	500	95.0	1.3	0.06	68.5	1.1	18.5
1975	02-May-90	35.1	7.3	479	325	81.4	1.3	0.07	93.2	2.0	24.3
1993	19-Nov-90	24.0	7.9	2310	2000	448.0	2.0	0.05	443.0	4.3	22.3
2016	02-May-90	27.4	7.1	567	370	96.8	3.8	0.07	198.5	2.1	27.7
2024	24-Abr-90	26.1	6.7	14.7	920	225.5	4.0	0.1	142.2	3.5	117.2
2075	27-Abr-90	33.3	6.9	1736	1080	231.2	8.1	0.25	146.7	4.5	164.3

TABLA I. DATOS QUIMICOS E ISOTOPICOS DE LA COMARCA LAGUNERA, MEXICO (CONT.)

POZO No.	FECHA	TEMP. (°C)	pH	C.E. (µS/cm)	STD (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Li (mg/l)	As (ng/ml)	F (mg/l)	Ca (mg/l)
2087	23-Abr-90	30.6	6.7	392	262	62.4	1.9	0.08	35.4	1.3	21.7
2115	25-Abr-90	30.9	7.0	921	591	163.4	1.9	0.09	97.7	2.9	40.0
2178	02-May-90	23.0	6.5	4970	4620	791.0	6.7	0.14	150.9	4.5	609.2
2234	19-Nov-90	30.0	7.8	1287	1100	360.0	4.8	0.08	136.5	3.2	47.4
2240	03-May-90	23.8	6.6	833	500	55.1	5.8	0.06	7.9	1.8	102.7
2314	25-Abr-90	31.4	6.9	359	250	57.2	1.6	0.05	25.1	1.4	19.2
2344	27-Abr-90		6.6	2210	1320	202.2	6.9	0.11	20.0	3.2	232.5
2349	23-Abr-90		7.3	764	486	129.6	2.6	0.07	59.7	1.9	30.5
2382	16-Nov-90	24.6	7.3	848	500	43.7	4.8	0.02	3.4	0.1	66.8
2408	26-Abr-90	22.0	6.9	643	418	42.7	5.1	0.05	6.6	1.7	7.2
2479	19-Nov-90	30.5	8.3	488	420	88.8	1.7	0.04	175.0	2.6	15.3
2504	24-Nov-90	29.0		3960	3500	375.0	21.3	0.31	296.0	3.7	198.3
2510	20-Abr-90	25.0	7.4	915	560	200.2	1.2	0.07	432.6	5.0	13.9
2538	19-Nov-90	22.5	7.3	1765	1500	394.0	8.6	0.1	26.2	2.4	76.8
2554	23-Abr-90	25.2	6.6	13500	14210	3972.0	10.0	0.3	261.2	7.0	300.8
2575	22-Abr-90	29.0	6.4	3240	1990	328.0	14.0	0.22	23.0	2.4	283.1
2592	22-Abr-90	27.0	6.6	1430	900	49.2	4.4	0.04	12.7	2.0	206.6
2596	22-Abr-90	28.0	6.7	727	450	27.3	4.0	0.03	13.2	2.0	72.3
2605	19-Nov-90	25.0	7.1	3750	2300	134.0	10.8	0.03	11.5	2.2	313.8
2612	22-Abr-90	26.0	6.5	4280	4230	516.0	15.1	0.13	41.6	3.4	402.0
2624	26-Abr-90	25.0	6.6	2390	1400	294.4	8.7	0.15	19.0	2.0	191.4
2654	20-Abr-90	28.0	7.3	756	480	144.5	1.5	0.12	183.3	3.9	23.2
2679	26-Abr-90	22.0	7.0	952	570	88.2	6.4	0.07	5.9	2.5	92.9
2686	14-Nov-90	33.0	7.5	558	460	19.9	3.1	0.02	16.0	1.5	46.7
2708	24-Abr-90	25.0	6.9	1478	925	140.5	10.2	0.18	12.5	2.6	132.4
2734	19-Nov-90	27.0	7.5	1355	600	84.2	7.6	0.04	11.1	1.2	110.0
2755	28-Abr-90	30.0	6.5	4930	4590	754.5	16.5	0.34	23.3	4.6	493.0
2775	21-Nov-90	27.0	7.4	1220	1000	109.9	9.1	0.06	13.5	1.6	60.0
2787	24-Abr-90	27.0	7.1	1070	660	116.0	6.4	0.1	3.0	2.6	60.5
2812	25-Abr-90	26.3	6.9	863	510	111.0	8.3	0.13	19.5	2.1	55.1
2819	19-Nov-90	27.0	7.6	3620	3200	590.0	3.7	0.07	365.0	3.2	35.9
2910	21-Abr-90	29.0	7.1	1920	1110	237.9	3.8	0.16	74.6	3.9	227.8
2912	02-May-90	25.0	6.8	1629	940	97.9	5.4	0.06	11.8	1.5	182.0
2984	28-Abr-90	31.5	6.7	2960	1820	435.5	8.6	0.15	22.4	3.3	240.8
3035	19-Nov-90	26.0	7.8	1972	1600	418.0	3.4	0.05	353.0	3.4	62.3
3054	23-Abr-90	32.0	6.9	1114	670	83.2	6.3	0.08	28.5	2.7	110.7
3089	23-Abr-90	42.0	6.6	4840	4620	541.0	14.1	0.13	193.8	6.4	633.3
3143	24-Abr-90	24.0	7.1	543	358	34.8	4.3	0.05	9.3	2.0	64.9
3252	22-Abr-90	22.0	6.8	1179	720	106.1	8.9	0.07	4.9	1.8	130.9
3345	27-Abr-90	23.0	6.9	638	410	39.9	5.2	0.05	15.7	1.9	80.3
3383	22-Abr-90		7.0	544	350	36.6	4.8	0.05	10.7	1.6	60.4
3775	24-Abr-90	24.0	7.2	415	280	30.2	3.6	0.04	6.9	1.3	51.4
3776	20-Nov-90	34.1	7.1	56500	101093	32600.0	332.0	0.43	304.0	78.2	97.1
01BP01	20-Nov-90	28.2	7.1	55600	134746	41480.0	937.8	0.41	1010.0	83.7	81.0
Presa C.	25-Abr-90				130	10.8	3.8	0.02	6.6	1.1	27.4
Presa FZ	25-Abr-90				159	14.4	4.1	0.02	12.7	1.5	31.1
Presa C.	25-Abr-90				125	10.7	3.8	0.02	8.0	1.7	27.2
Presa C.	25-Abr-90				120	10.7	3.8	0.02	8.9	1.3	27.0
Presa FZ	25-Abr-90				165	15.2	4.3	0.02	8.8	2.6	32.2
Presa C.	25-Abr-90				130	11.1	3.7	0.02	17.7	1.3	28.1
Presa FZ	25-Abr-90				160	14.5	4.1	0.02	7.4	1.9	30.7

TABLA I. DATOS QUIMICOS E ISOTOPICOS DE LA COMARCA LAGUNERA, MEXICO (CONT.)

POZO No.	Mg (mg/l)	Cl (mg/l)	NO3 (mg/l)	SO4 (mg/l)	B (mg/l)	Fe (mg/l)	HCO3 (mg/l)	δ O-18 (o/oo)	δ H-2 (o/oo)	C-14 (pcm)	H-3 (TU)	\pm ERR (%)
17	57.5	34.5	25.3	305	0.21	0.04	195	-7.54	-64.3	40.9	5.9	\pm 0.4
55	9.7	217.1	55.1	1232	1.33	0.04	159	-7.79	-59.9			
104	116.6	199.6	53.6	1739	1.55	0.04	112	-6.38	-61.0	41.2		
116	75.0	106.2	137.8	911	0.38	0.04	151	-9.42	-66.1	21.7		
158	3.2	14.8	6.2	270	0.35	0.04	88	-7.72	-59.2			
186	18.4	17.8	29.2	176	0.23	0.04	124		-66.5	12.6		
233	19.3	21.0	18.0	306	0.23	0.04	122	-7.84	-60.8		3.2	\pm 0.4
251	8.9	24.9	15.2	185	0.21	0.04	124	-7.71	-59.4		3.7	\pm 0.4
257	22.8	56.9	21.7	581	0.31	0.55	95	-7.72	-58.8		3.3	\pm 0.3
268	4.1	8.0	9.1	54	0.14	0.04	134	-8.16	-61.1	53.5		
297	9.7	31.3	13.3	324	0.28	0.04	99	-7.59	-62.4	67.1		
331	1.3	4.3	4.0	44	0.28	0.04	260	-8.64	-65.8	1.6	1.3	\pm 0.3
336	11.3	22.2	34.2	144	0.18	0.04	173	-7.57	-59.7		9.6	\pm 0.5
338	5.1	12.1	12.2	92	0.15	0.04	168	-7.90	-61.0		4.1	\pm 0.3
342	8.6	44.7	22.0	74	0.29	0.08	263	-7.28	-56.8		12.2	\pm 0.5
357	2.4	6.3	7.9	50	0.15	1.29	151	-7.60	-59.3	60.5	6.2	\pm 0.4
363	1.8	4.7	7.0	29	0.11	3.72	146	-7.73	-60.6		1.3	\pm 0.3
368	0.7	6.1	4.7	36	0.19	0.04	161	-7.81	-61.7	27.8	2.0	\pm 0.3
374	6.7	21.7	15.4	146	0.23	0.04	142	-7.48	-59.3	80.8	5.3	\pm 0.4
379	6.1	20.1	20.3	97	0.18	0.04	133	-7.87	-56.9		4.3	\pm 0.4
504	6.0	23.1	21.5	236	0.35	1.285	112	-7.77	-60.7			
520	4.9	7.9	14.7	76	0.25	0.08	194	-7.05	-57.4	92.7	10.6	\pm 0.5
541	45.3	23.4	44.8	662	0.32	0.04	107		-64.0	Ins.		
554	138.0	90.7	4.3	2004	1.90	0.06	127	-7.12	-56.1	4.7		
756	30.5	162.5	28.1	1075	1.03	0.19	128	-7.68	-58.5		6.0	\pm 0.5
774	1.3	6.5	7.1	36	0.17	0.04	120	-8.04	-62.2	34.6		
847	196.9	81.1	53.6	2648	1.08	0.04	88	-7.70	-59.8	25.6	2.7	\pm 0.4
852	0.8	6.4	7.5	66	0.15	0.04	132	-7.68	-57.0	42.5		
901	109.5	84.8	37.4	1777	0.84	0.09	167	-7.63	-58.7	101.5	13.0	\pm 0.6
1000	0.4	21.5	33.8	290	0.75	0.10	179	-8.00	-61.1			
1036	1.7	91.0	6.8	293	0.61	0.04	112	-9.20	-67.7			
1040	1.6	10.4	7.1	218	0.35	0.04	138	-7.26	-62.3	45.4		
1125	1.8	19.7	2.0	214	0.50	0.04	132	-7.84	-61.6	6.9	2.5	\pm 0.4
1198	11.4	40.7	12.0	231	0.51	0.04	181	-8.42	-68.9	1.0	2.1	\pm 0.4
1219	17.0	12.9	3.2	313	0.42	0.04	137	-7.90	-60.5		1.7	\pm 0.3
1228	33.6	147.4	198.2	233	0.22	0.04	85	-7.61	-64.6	36.2		
1308	91.0	162.5	148.5	1151	0.76	0.04	131	-8.31	-61.1	26.7		
1349	86.7	248.8	175.5	1066	1.11	0.04	168	-9.17	-66.3	43.8	2.8	\pm 0.4
1387	13.2	199.9	43.0	1179	1.43	0.04	168	-8.98	-68.8			
1400	14.6	83.9	59.4	631	0.98	0.04	139	-7.35	-58.2	58.3		
1489	112.7	196.0	25.1	2561	1.24	0.14	107	-7.09	-61.5	75.8	5.5	\pm 0.4
1515	1.7	192.3	2.1	272	0.74	0.04	90	-8.92	-66.9	Ins.		
1657	43.0	67.6	9.6	1611	0.68	0.17	107	-7.89	-62.4			
1695	3.1	45.6	32.1	596	0.76	0.09	107	-8.39	-62.6	Ins.		
1884	10.0	52.6	29.4	456	0.97	0.04	142	-7.31	-58.7		4.2	\pm 0.4
1892	0.3	13.1	2.2	126	0.30	0.04	142	-7.61	-60.1			
1975	0.6	6.0	1.7	127	0.27	0.04	135	-8.62	-62.1		-0.3	\pm 0.3
1993	4.7	40.0	80.5	773	1.17	0.04	259	-8.28	-63.1			
2016	2.6	8.6	6.7	81	0.30	0.04	227	-8.17	-69.3	13.2	3.2	\pm 0.4
2024	14.8	46.5	90.9	530	1.04	0.04	137	-7.67	-62.4	66.1		
2075	55.9	57.5	56.0	772	0.65	0.04	125	-9.42	-66.0	Ins.	1.7	\pm 0.4

TABLA I. DATOS QUIMICOS E ISOTOPICOS DE LA COMARCA LAGUNERA, MEXICO (CONT.)

POZO No.	Mg (mg/l)	Cl (mg/l)	NO3 (mg/l)	SO4 (mg/l)	B (mg/l)	Fe (mg/l)	HCO3 (mg/l)	δ O-18 (o/oo)	δ H-2 (o/oo)	C-14 (pcm)	H-3 (TU)	\pm ERR. (%)
2087	0.7	5.3	4.9	74	0.21	0.04	125	-7.39	-61.1	27.6		
2115	4.6	43.3	4.2	305	0.72	0.04	112	-7.87	-61.3			
2178	46.0	200.3	24.2	3120	2.86	0.11	200	-6.38	-52.7	130.0		
2234	6.7	24.7	1.9	444	1.29	2.393	131	-8.67	-67.4			
2240	11.6	32.0	25.4	230	0.45	0.04	93	-7.70	-58.3	54.4	7.3 \pm 0.5	
2314	1.1	7.0	3.6	67	0.16	0.04	124	-7.05	-60.0	32.4		
2344	98.4	71.9	342.4	1041	0.85	0.04	154	-8.37	-61.7	34.2	2.3 \pm 0.4	
2349	4.9	28.2	13.8	201	0.42	0.04	139	-7.38	-59.1			
2382	6.6	11.3	6.1	84	0.18	0.04	168	-7.37	-60.1		5.5 \pm 0.4	
2408	15.1	9.3	14.1	74	0.17	0.04	203	-6.39	-57.4	102.5	5.3 \pm 0.4	
2479	0.6	17.3	2.9	85	0.32	0.04	146	-8.17	-61.7			
2504	148.0	113.6	57.9	2253	2.50	0.04	153	-7.10	-53.6		0.3 \pm 0.4	
2510	1.0	14.2	31.8	172	0.67	0.06	246	-8.27	-61.0	27.2		
2538	32.0	26.3	53.5	495	0.84	0.04	307	-6.61	-53.0			
2554	68.6	709.7	162.0	7385	6.01	0.04	259	-7.92	-65.9	47.7		
2575	102.8	140.5	508.9	1160	1.63	0.04	157	-8.00	-62.4			
2592	55.5	16.2	45.3	628	0.24	0.04	128	-9.49	-66.8		1.9 \pm 0.4	
2596	28.0	39.8	56.5	68	0.13	0.04	259	-9.72	-69.1		-0.4 \pm 0.3	
2605	103.0	222.7	1718.0	434	0.33	0.04	181	-9.51	-67.5			
2612	194.0	213.2	177.7	2463	2.52	0.13	150	-8.02	-60.3			
2624	72.0	85.9	110.1	940	1.57	0.04	190	-7.76	-62.5	59.7	2.8 \pm 0.4	
2654	0.8	15.6	6.7	242	0.50	0.12	135	-8.85	-65.4			
2679	13.0	13.2	10.7	181	0.32	0.04	277	-6.88	-55.3	115.1		
2686	17.8	6.9	12.1	77	0.17	0.04	190	-9.60	-67.7		0.1 \pm 0.3	
2708	35.4	64.3	171.2	358	0.41	0.04	205	-8.88	-68.2	70.7	2.9 \pm 0.4	
2734	32.7	81.1	155.9	268	0.32	0.04	129	-8.08	-62.4			
2755	74.1	264.8	99.1	2297	2.19	0.04	132	-7.42	-56.7			
2775	37.0	47.0	150.7	246	0.45	1.285	204	-8.80	-68.7	27.7		
2787	38.4	35.2	93.1	235	0.40	0.04	222	-9.42	-71.0			
2812	13.7	35.6	26.3	191	0.34	0.04	173	-7.92	-65.8	6.1		
2819	10.5	95.3	83.6	1172	1.32	0.04	194	-8.27	-63.2			
2910	4.2	36.1	3.2	1039	0.85	0.10	46	-8.16	-60.1			
2912	46.2	77.5	178.9	391	0.57	0.04	165	-8.43	-65.0	86.9	1.0 \pm 0.4	
2984	54.1	77.6	13.8	1503	1.07	0.04	142	-8.59	-68.7	17.5		
3035	6.7	157.2	2.9	650	1.04	1.2	159	-9.34	-68.4			
3054	31.6	52.8	13.4	354	0.30	0.04	154	-8.04	-63.9			
3089	160.4	458.0	0.5	2646	0.55	0.04	115	-9.02	-63.5		-0.2 \pm 0.3	
3143	8.4	14.5	12.2	130	0.20	0.04	120	-7.70	-59.6		3.7 \pm 0.4	
3252	15.5	19.3	53.4	258	0.46	0.04	386	-6.38	-51.2		7.1 \pm 0.5	
3345	8.4	17.6	8.6	88	0.17	0.04	283	-6.03	-54.4	115.8	8.3 \pm 0.5	
3383	11.5	11.7	8.9	88	0.17	0.04	188	-7.10	-56.8		9.0 \pm 0.5	
3775	3.8	10.7	11.8	62	0.15	0.04	161	-7.78	-61.1		1.1 \pm 0.3	
3776	592.7	23430.0	0.5	25811	9.35	1.21	319	-1.01	-33.4			
01BP01	1438.6	30593.0	0.5	32547	8.14	0.058	378	0.26	-37.0		0.2 \pm 0.3	
Presa C.	2.1	3.9	3.4	11	0.25	0.04	112	-6.49	-53.8		6.4 \pm 0.4	
Presa FZ	2.6	4.0	1.7	17	0.17	0.04	128	-5.90	-52.2			
Presa C.	2.1	4.2	3.3	12	0.13	0.05	107	-6.26	-50.7		5.9 \pm 0.4	
Presa C.	2.1	3.5	3.3	11	0.20	0.04	90	-6.16	-51.4			
Presa FZ	2.7	5.7	3.4	22	0.10	0.07	99	-5.68	-51.2		5.3 \pm 0.4	
Presa C.	2.1	3.6	3.0	11	0.15	0.04	84		-52.3			
Presa FZ	2.6	4.8	2.7	18	0.11	0.04	124	-5.81	-51.9		6.0 \pm 0.4	

6. CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA

Se han analizado los contenidos isotópicos de las 103 muestras de agua recolectadas durante las dos campañas de monitoreo realizadas. Los resultados de laboratorio obtenidos aparecen en la Tabla I, expresados como desviaciones en por mil con respecto al patrón de referencia SMOW [7]. Debe destacarse que los errores máximos normales de los métodos de análisis, son del orden de ± 2 (‰) por mil para el deuterio y ± 0.2 (‰) por mil para el oxígeno-18.

6.1 Interpretación de resultados

Por la extensión de la Comarca Lagunera, la interpretación isotópica se realizó con base en las características hidrológicas y geohidrológicas, así como, en la localización geográfica de los pozos monitoreados. Por lo tanto, la zona de estudio se dividió en las cuatro subáreas siguientes:

SUBÁREAS	MUNICIPIOS
No. 1	Parte de los municipios de Torreón, Gómez Palacio, Lerdo, Francisco I. Madero y San Pedro de las Colonias (Subárea Centro).
No. 2	Parte de los municipios de Torreón, Matamoros y Viesca (Subárea Sur).
No. 3	Parte de los municipios de Francisco I. Madero, San Pedro de las Colonias y Tlahualilo (Subárea Norte).
No. 4	Parte de los municipios de Mapimí, Tlahualilo, Lerdo, Torreón y Francisco I. Madero (Subárea Poniente).

Los valores de deuterio y oxígeno-18, correspondientes a las cuatro subáreas, aparecen graficados en un diagrama δD vs. $\delta^{18}O$ en la Fig. 9. Los valores se agrupan respectivamente en cuatro líneas de evaporación, cuyas intersecciones con la línea meteórica mundial ($\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$) varían, para el deuterio, de -64.4 a -82.2 ‰ y, para el oxígeno-18, de -9.8 a -11.4 ‰. Estos valores indican los orígenes e historias diferentes de las aguas del acuífero en cada subárea.

La historia se refiere a los procesos de mezclado, salinización y descarga del agua subterránea. El origen, a la localización, período y procesos de la recarga.

6.1.1 Interpretación isotópica de la subárea No. 1

La subárea No. 1 comprende 41 pozos perforados en las inmediaciones del cauce del río Nazas, desde el Valle de Villa Juárez hasta la población de San Pedro de las Colonias.

Los valores de deuterio y oxígeno-18, de los pozos correspondientes a esta subárea, aparecen graficados en un diagrama δD vs. $\delta^{18}O$ en la Fig. 10. Los valores isotópicos se agrupan a lo largo de una línea de evaporación, cuya regresión lineal es: $\delta D = -4.52\delta^{18}O - 24.84$, coeficiente de correlación $r = 0.96$ y los valores correspondientes a la intersección de esta línea con la meteórica mundial son: $\delta^{18}O = -10.01$ ‰, $\delta D = -70.09$ ‰. Los valores isotópicos promedio de estos aprovechamientos son: $\delta^{18}O = -7.75 \pm 0.92$ ‰ y $\delta D = -60.16 \pm 4.18$ ‰.

La gráfica muestra claramente la existencia de una línea de mezcla, entre el agua original del acuífero y la procedente de las presas Lázaro Cárdenas y Francisco Zarco. El valor isotópico promedio del agua de las presas corresponde al punto PP de la gráfica. Se evidencia que los pozos localizados en el valle de Villa Juárez (3345, 3383, 2679, 2538, 2408 y 3252) tienen recarga reciente directa, con un porcentaje predominante procedente de las presas, y la calidad de la mezcla se empobrece conforme este porcentaje decrece, tal es el caso de los pozos: 116, 331 y 2016 que presentan alta concentración en arsénico.

Este comportamiento se corrobora con los datos de tritio y carbono-14, los cuales, presentan la tendencia de que a mayor contenido de tritio mayor porcentaje de carbono moderno (Fig. 11). Los pozos con agua de mala calidad tienen un porcentaje predominante de agua muy antigua. Por el contrario, la Fig. 12, en donde se han graficado los datos de carbono-14 vs. oxígeno-18, muestra que los pozos con agua moderna corresponden a los que reciben un porcentaje importante de agua moderna procedente de las presas (valores isotópicamente más pesados).

La relación de exceso de deuterio frente al oxígeno-18 (Fig. 13) indica que las muestras más evaporadas, corresponden al agua de las presas (valores de exceso de deuterio más negativos); por el contrario, las menos evaporadas son las que se infiltraron casi inmediatamente después de haberse precipitado sobre el terreno. Esto indica que la recarga del sistema se lleva a cabo localmente, de manera lateral a través del cauce del río Nazas, y decrece hacia las zonas con rellenos de planicie de inundación.

Existe otra relación importante como la del carbono-14 vs. el contenido de arsénico (Fig. 14), la cual indica que existen mayores concentraciones de arsénico cuando se incrementa la edad del agua subterránea. Adicionalmente, la relación del nitrato vs. arsénico indica que los procesos de incorporación de estos contaminantes al sistema, siguen procesos fisicoquímicos inversos (Fig. 15): Muestras con elevados contenidos de arsénico presentan valores pequeños de nitrato y recíprocamente. Ello sugiere que los procesos de mineralización para cada uno de estos contaminantes, tienen naturalezas diferentes.

6.1.2 Interpretación isotópica de la subárea No. 2

La subárea No. 2 comprende 21 pozos monitoreados localizados al sureste de Torreón, en la planicie circundada por las sierras de: Texas, las Noas y de Parras, donde hace tiempo descargaba sus aguas el río Aguanaval.

Los valores de deuterio y oxígeno-18, correspondientes a esta subárea, aparecen graficados en un diagrama δD vs. $\delta^{18}O$ en la Fig. 16. Los datos isotópicos se agrupan a la largo de una línea de evaporación, cuya regresión lineal es: $\delta D = 5.56 \delta^{18}O - 18.03$, coeficiente de correlación $r = 0.97$.

Los valores correspondientes a la intersección de esta línea con la meteórica mundial, son: $\delta^{18}O = -11.53 \text{‰}$ y $\delta D = -82.2 \text{‰}$; los valores isotópicos promedio de este grupo de aguas son: $\delta^{18}O = -8.04 \pm 0.77 \text{‰}$ y $\delta D = -62.41 \pm 4.2 \text{‰}$.

La Fig. 16 indica la existencia de una relación de mezcla entre diferentes tipos de agua: uno de recarga local (pozos 3089 y 1975), otro correspondiente al agua original del acuífero y el de las presas Lázaro Cárdenas y Francisco Zarco (el valor isotópico promedio del agua de las presas es: $\delta^{18}O = -6.05 \text{‰}$ y $\delta D = -51.94 \text{‰}$, y corresponde al punto PP de la gráfica). En ella se puede apreciar que los pozos 3089 (Sierra de Parras) y 1975 (Sierra de

Texas), tienen un tipo de agua que corresponde a una recarga local que se infiltra al subsuelo sin sufrir procesos de evaporación parcial apreciables.

La gráfica de exceso de deuterio vs. oxígeno-18 (Fig. 17) indica que el agua que ha experimentado más evaporación, es precisamente la de las presas y, contrariamente, las aguas menos evaporadas son las de la recarga local infiltrada en las Sierras de Texas y de Parras, caracterizadas por los pozos 3089 y 1975. Esta gráfica corrobora la relación de mezclas de los grupos de agua explicados en el párrafo anterior.

La variación del contenido de tritio ambiental frente al oxígeno-18 se muestra en la Fig. 18. Esta indica que el agua más reciente corresponde a la más pesada isotópicamente hablando (agua de las presas) y que, a medida que varían los porcentajes de mezcla, existe una tendencia a incrementarse el tiempo de residencia del agua subterránea; este efecto se corrobora con la relación entre el carbono-14 vs. oxígeno-18.

Las muestras más antiguas corresponden a los pozos 1198 y 2812 que tienen una mezcla resultante, comprendida entre la correspondiente a las presas y la original del acuífero. Las aguas de mayor mineralización corresponden a las más antiguas, como es el caso de la del pozo 3089, la cual presenta un alto contenido en arsénico.

6.1.3 Interpretación isotópica de la subárea No. 3

La subárea No. 3 comprende 20 pozos monitoreados, localizados en la porción noreste de la zona de estudio (Fig. 2), se encuentra circunscrita entre las poblaciones de Tlahualilo, Francisco. I. Madero, San Pedro de las Colonias y el Cerro de Santiago.

Los valores de deuterio y oxígeno-18, correspondientes a los pozos de esta subárea, aparecen graficados en un diagrama: δD vs. $\delta^{18}O$ en la Fig. 19. Los datos isotópicos se agrupan en una recta de evaporación, cuya regresión lineal es: $\delta D = 5.2 \delta^{18}O - 20.04$, coeficiente de correlación $r = 0.98$. Los valores correspondientes a la intersección de la línea con la meteórica mundial, son: $\delta^{18}O = -10.65$ y $\delta D = -75.22$; los valores isotópicos promedio de este grupo de agua, son: $\delta^{18}O = -7.94 \pm 0.86$ y $\delta D = -61.23 \pm 4.55$.

La Fig. 19 indica la relación de mezcla existente entre el agua original del acuífero y la procedente de las presas Lázaro Cárdenas y Francisco Zarco. Esta información se corrobora con los datos de carbono-14 (Fig. 20), los cuales indican que los pozos más próximos al cauce del río Nazas tienen aguas modernas y a medida que se alejan del mismo, hacia la zona de Tlahualilo, la edad del agua subterránea se incrementa (pozos 2510, 2087, 852 y 1040). Ello muestra la existencia de una recarga lateral local en la zona, procedente del cauce del río Nazas.

La Fig. 21 muestra esta tendencia e indica que el contenido de arsénico aumenta a medida que decrecen las aportaciones del agua característica de las presas.

De manera similar a las tres subáreas anteriores, las muestras más evaporadas corresponden precisamente a las de las presas.

6.1.4 Interpretación de la subárea No. 4

La subárea No. 4 comprende 24 pozos monitoreados localizados en la porción poniente de la Comarca Lagunera (Fig. 2). Se encuentra delimitada por las Sierras de Mapimí y Bermejillo y por las poblaciones de Lerdo y Tlahualilo.

Los valores de deuterio y oxígeno-18, correspondientes a los pozos de esta subárea, aparecen graficados en un diagrama δD vs. $\delta^{18}O$ en la Fig. 22. Los datos isotópicos se agrupan en una recta de evaporación, cuya regresión lineal es: $\delta D = 4.57 \delta^{18}O - 32.6$, coeficiente de correlación $r = 0.97$. Los valores correspondientes a la intersección de esta línea, con la meteórica mundial son $\delta^{18}O = -9.8 \text{‰}$ y $\delta D = -68.4 \text{‰}$. Los valores isotópicos promedio de este grupo de aguas son: $\delta^{18}O = -8.09 \pm 0.94$ y $\delta D = -60.64 \pm 4.45$.

La Fig. 22 indica la relación de mezcla existente entre agua de precipitación pluvial local, infiltrada sin experimentar procesos de evaporación en las Sierras de Mapimí y el Rosario (pozos: 2686, 2605, 2592 y 2075), con agua procedente de las presas Francisco Zarco y Lázaro Cárdenas.

Los pozos 116, 2984, 2344 y 1308 reciben una recarga importante proveniente de las sierras de Mapimí y Bermejillo.

A medida que los aprovechamientos se localizan más cerca del cauce del río Nazas, las contribuciones predominantes corresponden al tipo isotópico de agua proveniente de las presas (pozos 104 y 17).

El contenido de tritio vs. oxígeno-18 (Fig. 23) indica que las aguas de reciente infiltración, corresponden a las que están isotópicamente más enriquecidas (agua de las presas). Por su parte, las muestras más antiguas son de agua de precipitación, infiltradas sobre las Sierras de Mapimí y el Rosario. Ello implica que existe interconexión entre las sierras calizas y el acuífero granular [8].

En lo referente a la mineralización del agua subterránea, el contenido de tritio indica que las aguas de infiltración más reciente (pozos 17, 251, 257 y 233), tienen concentraciones bajas en arsénico y que esta última presenta una tendencia a incrementarse a medida que aumenta el tiempo de residencia (pozos 2504 y 2075).

7. CONCLUSIONES

La información hidrogeoquímica e isotópica generada a través del estudio, permite establecer las siguientes conclusiones:

- . Los eventos geológicos que dieron origen a la Comarca Lagunera, generaron procesos magmáticos que produjeron las rocas ígneas intrusivas y extrusivas de la región. Es muy probable que en la fase de consolidación del magma se haya formado un sistema hidrotermal acuoso que aportó diversos aligoelementos, como: arsénico, fluor, boro y litio, entre otros [9 y 10].
- . Los sedimentos continentales transportados por los ríos Nazas y Aguanaval, durante la etapa de formación del acuífero, y la formación del sistema hidrotermal parecen ser las causas del hidroarsenismo en la región. Esta hipótesis parece la más lógica por ser consistente con los siguientes indicadores: a) los pozos con alta concentración en arsénico están

localizados cerca de cuerpos ígneos, b) las aguas que presentan elevadas concentraciones de arsénico, contienen boro, molibdeno, litio y fluor, c) los valores de tritio y ^{14}C indican que el tiempo de residencia de las aguas portadoras de arsénico es en general muy grande, y d) los pozos con concentraciones altas de arsénico presentan mezclas de agua, en las cuales predomina un tipo isotópico que corresponde probablemente al agua original de formación del acuífero.

- La intersección de la línea de mezcla correspondiente a los pozos de la subárea No. 1, con la línea meteórica mundial presenta valores que no corresponden al promedio de la precipitación local de la estación Chihuahua de la Red Mundial de Monitoreo de la precipitación del OIEA -WMO [11]. Existe la posibilidad de que el agua del acuífero se haya almacenado bajo condiciones paleoclimáticas, por sus valores tan negativos ($\delta^{18}\text{O} = -10.0$, $\delta^2\text{H} = -70.1$)
- Hay evidencias de recarga local al acuífero por la infiltración lateral de escurrimientos proveniente del cauce del río Nazas.
- Los esquemas de circulación del agua subterránea dependen del gradiente de presión de cada sitio, de las características hidrológicas de los sedimentos y de la densidad de pozos.
- En cuanto a la vulnerabilidad del agua subterránea de buena calidad, la zona comprendida entre Torreón y Francisco I. Madero ya fue afectada por una fuente puntual de arsénico. El Valle de Villa Juárez presenta indicios de contaminación por arsénico, nitratos y sulfatos.

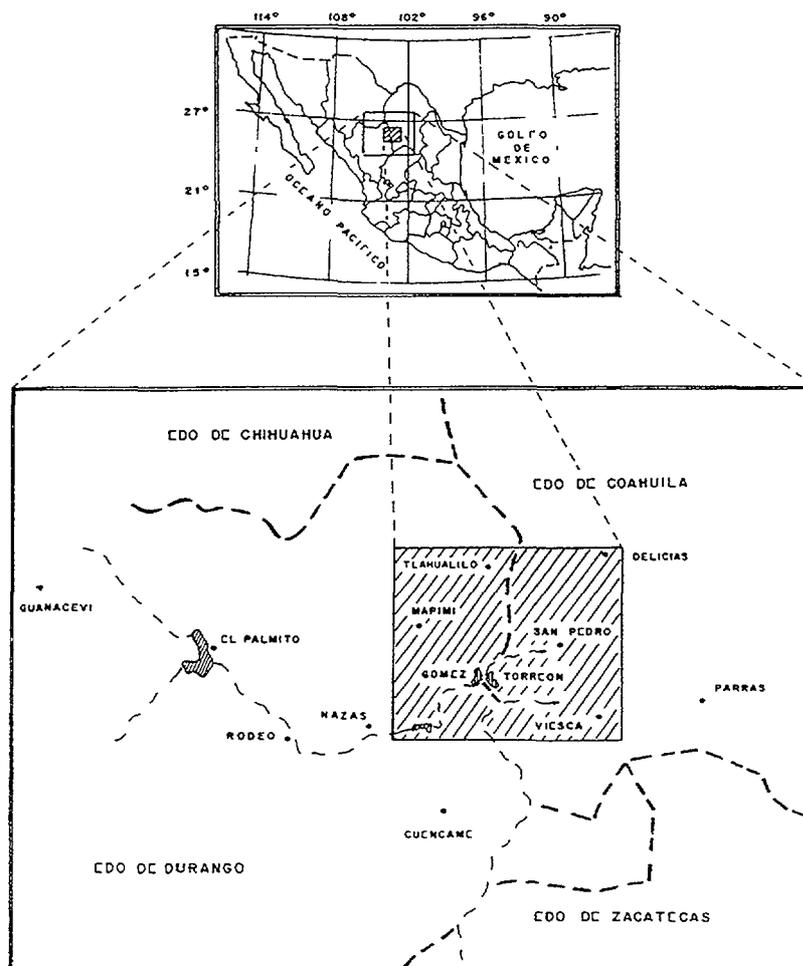


Fig. 1. Localización geográfica del área de estudio.

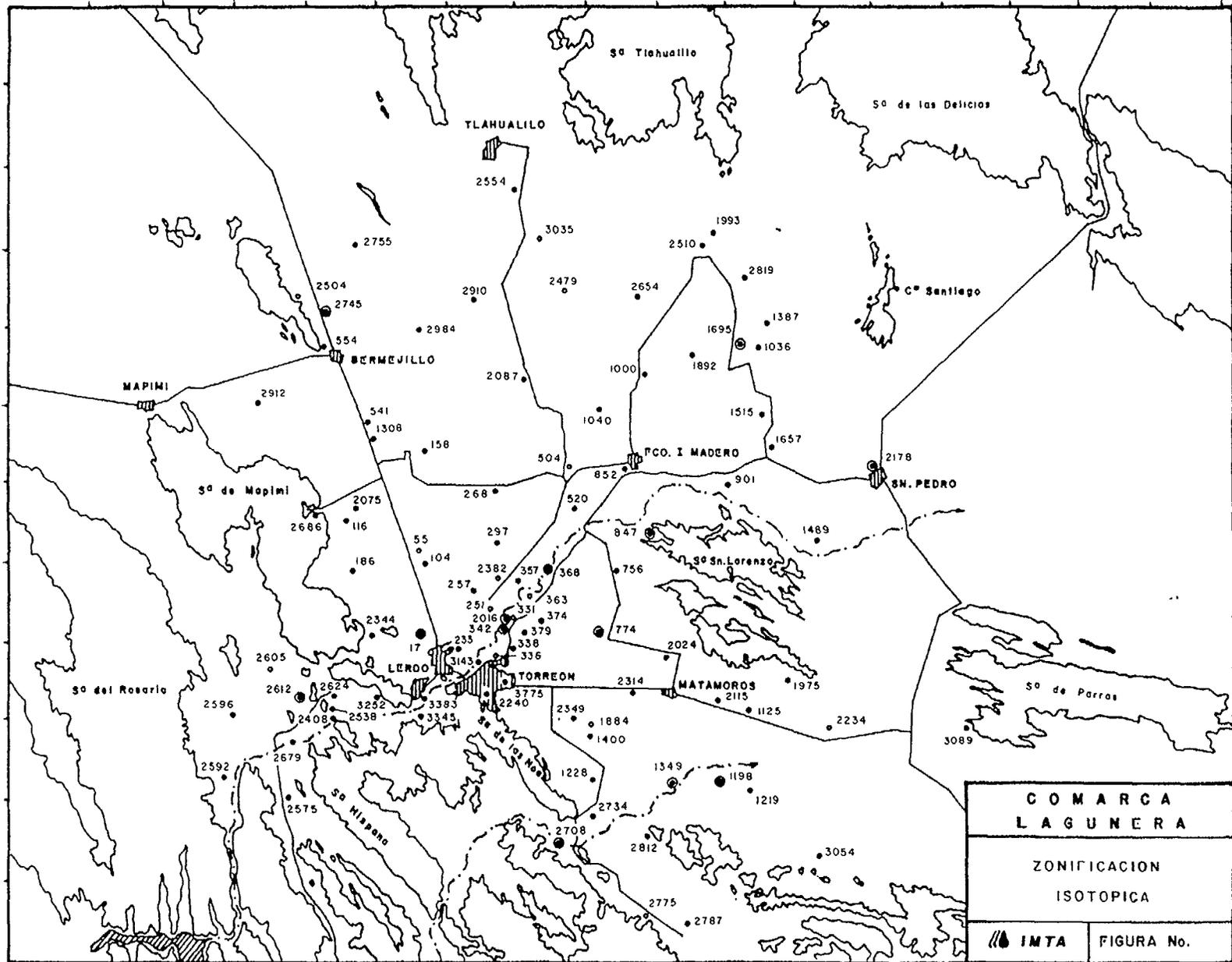


Fig. 2. Localización de pozos muestreados.

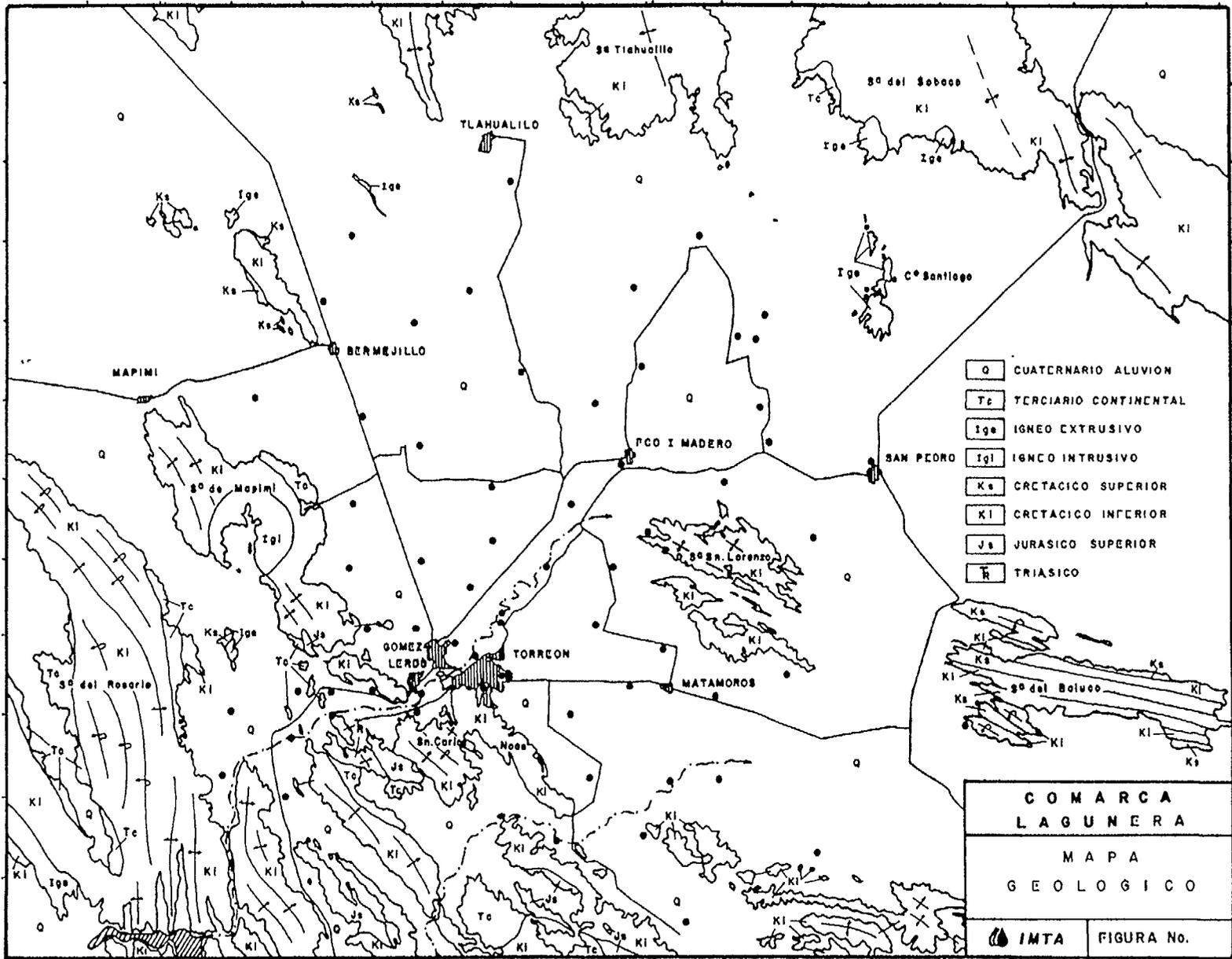


Fig. 3. Mapa geológico de la Comarca Lagunera.

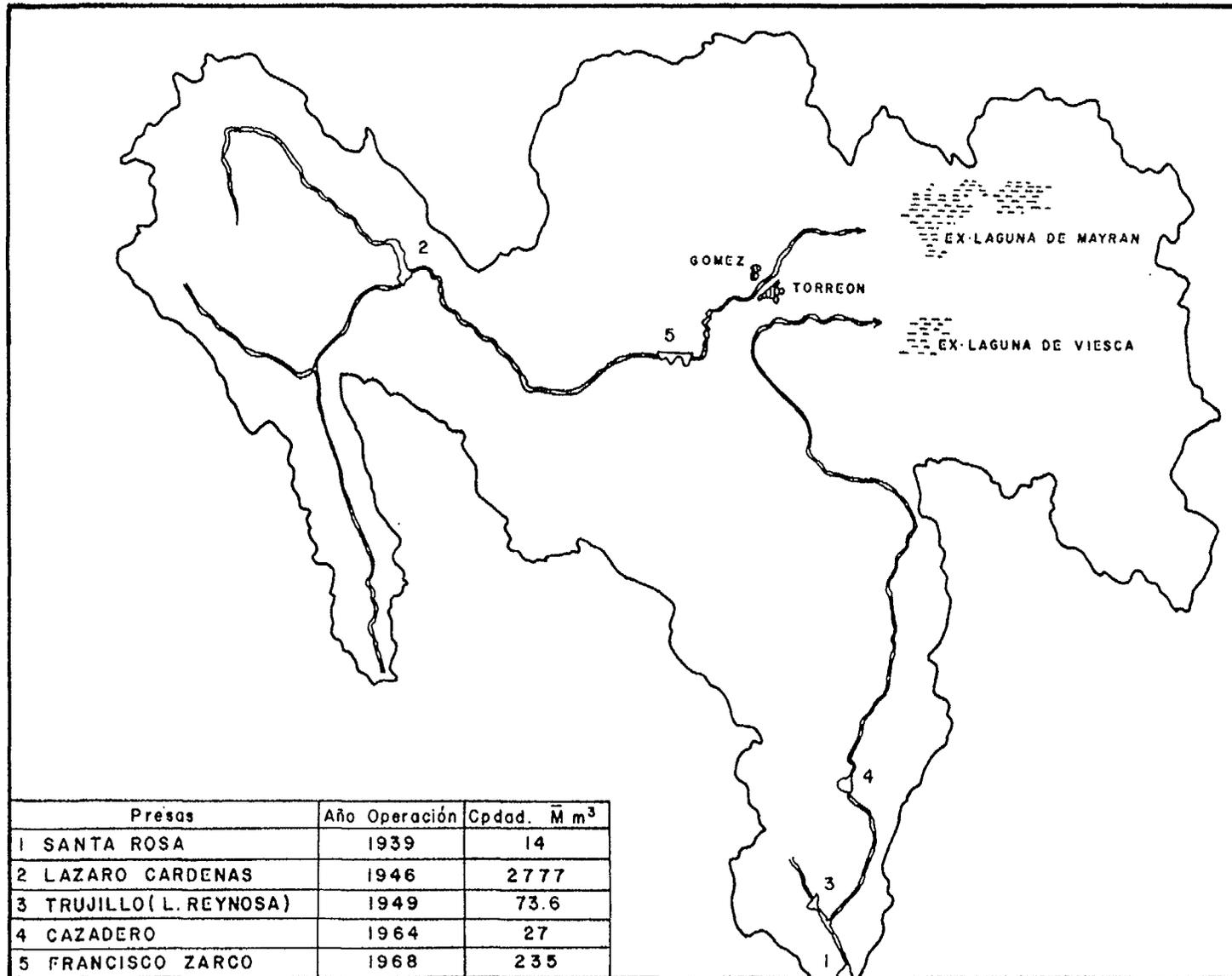


Fig. 4. Región hidrológica Nazas - Aguanaval.

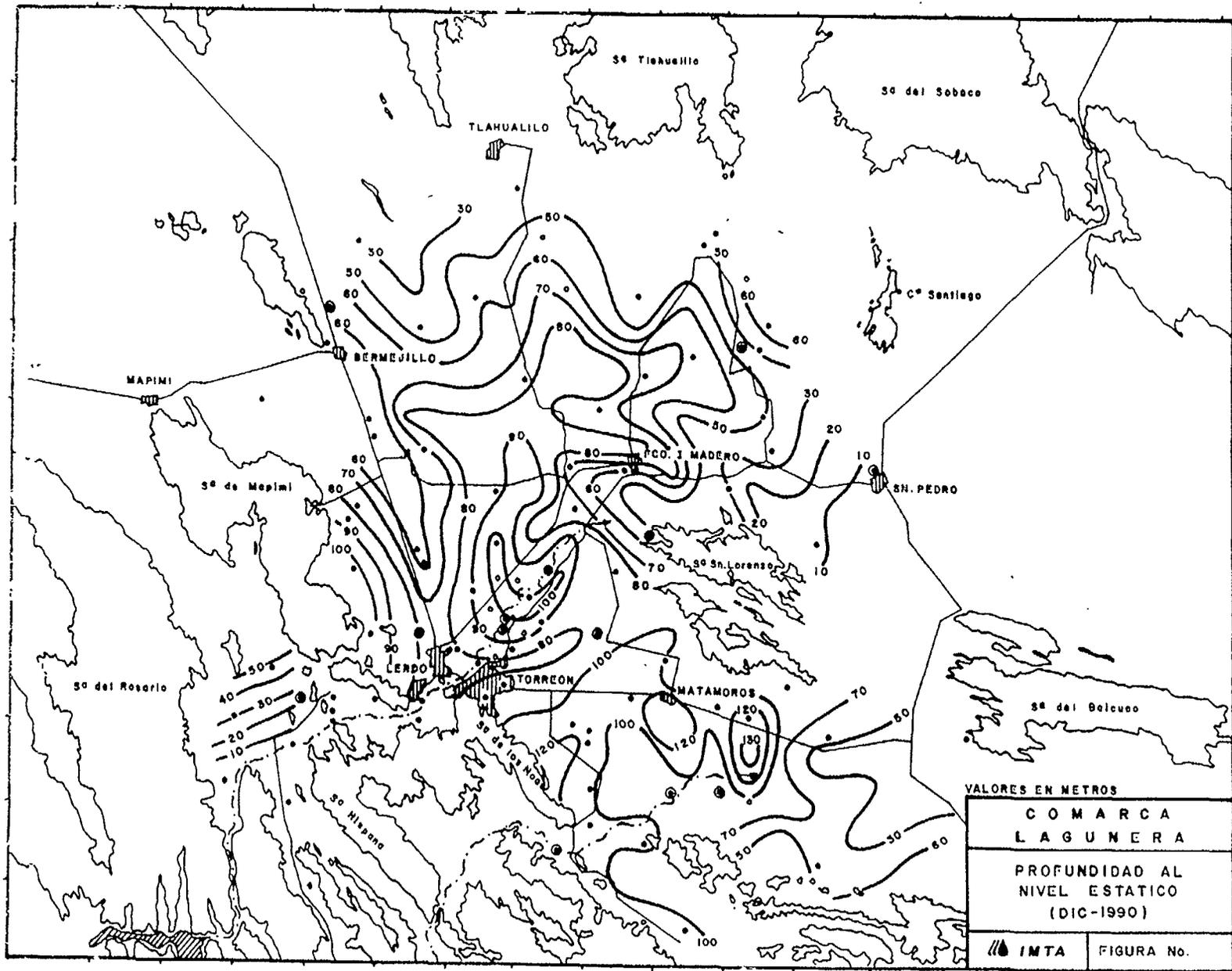


Fig. 5. Profundidad del nivel estático (diciembre de 1994).

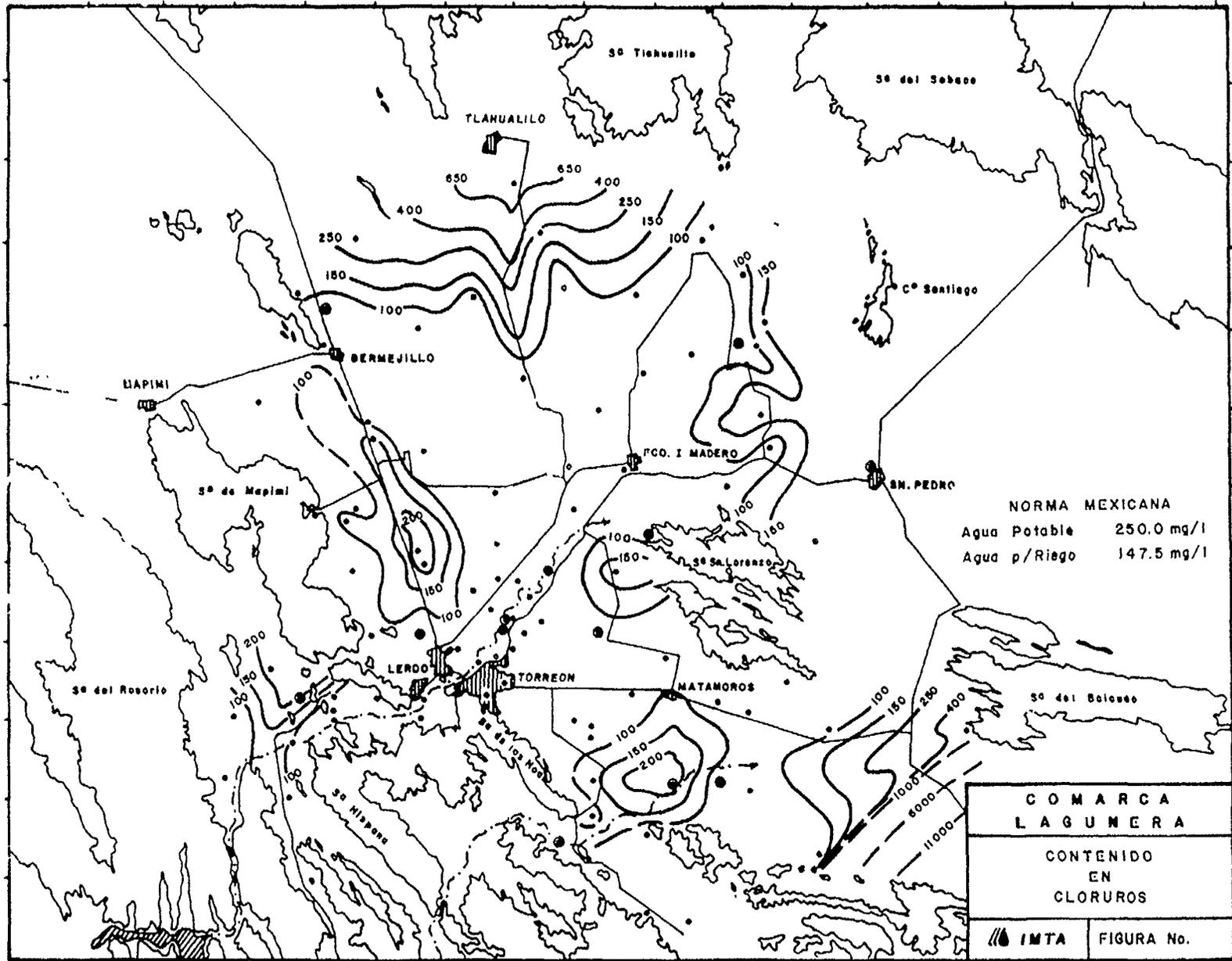


Fig. 6. Isovalores del contenido de cloruros (mg/ml).

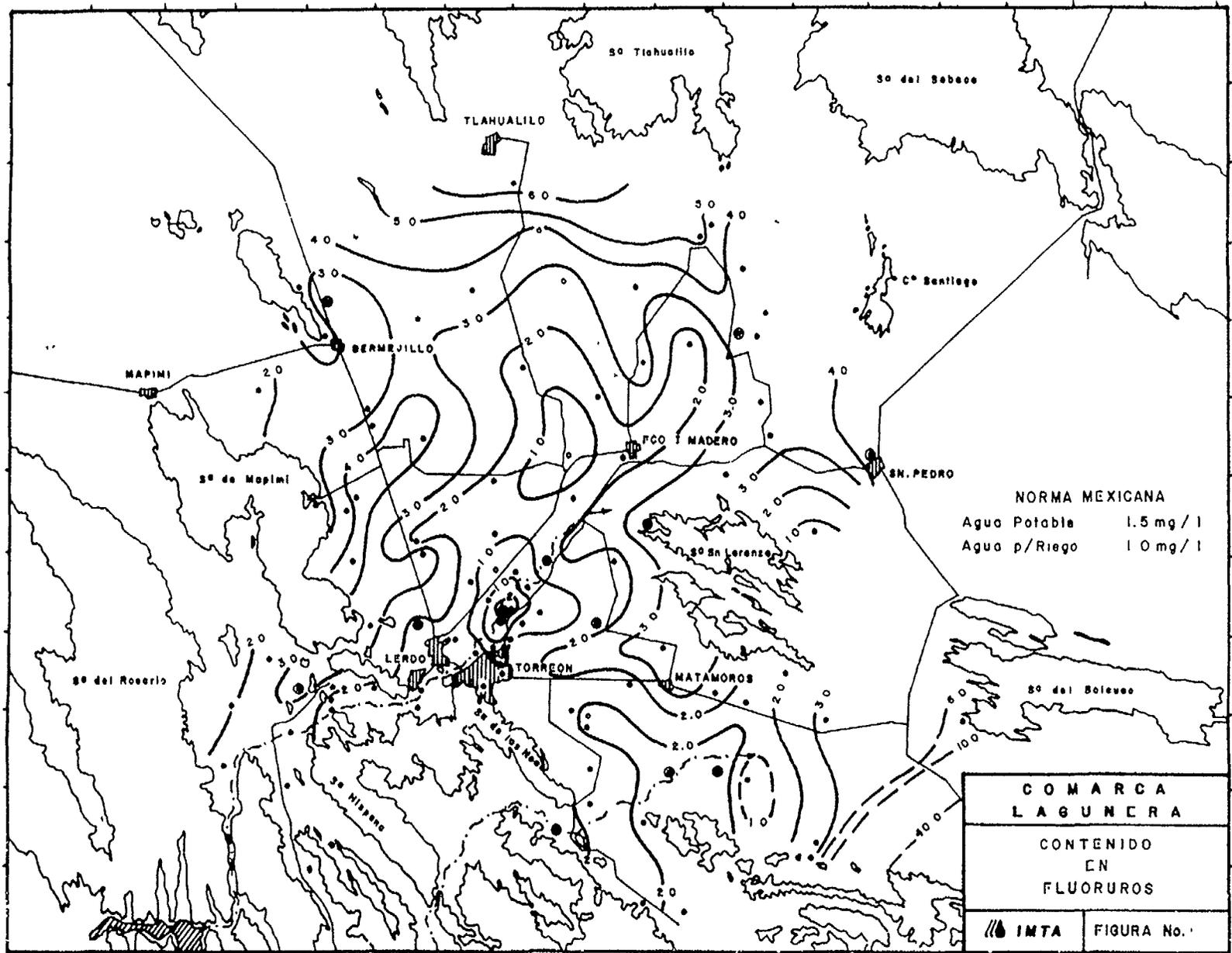


Fig. 7. Isovalores del contenido en fluoruros (mg/ml).

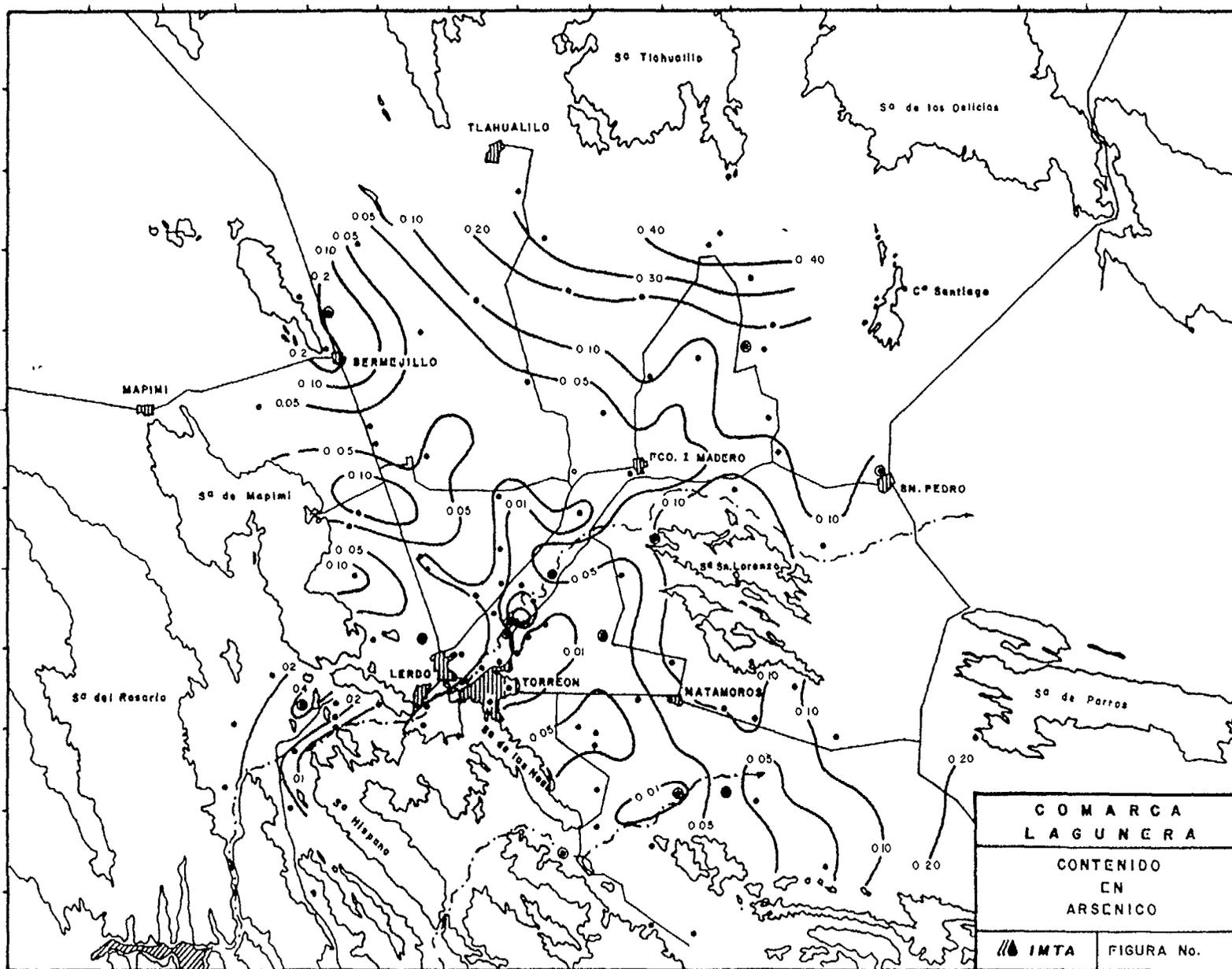


Fig. 8. Isovalores del contenido de arsénico (mg/ml).

COMARCA LAGUNERA VALORES ISOTOPICOS DE LAS 4 SUBAREAS

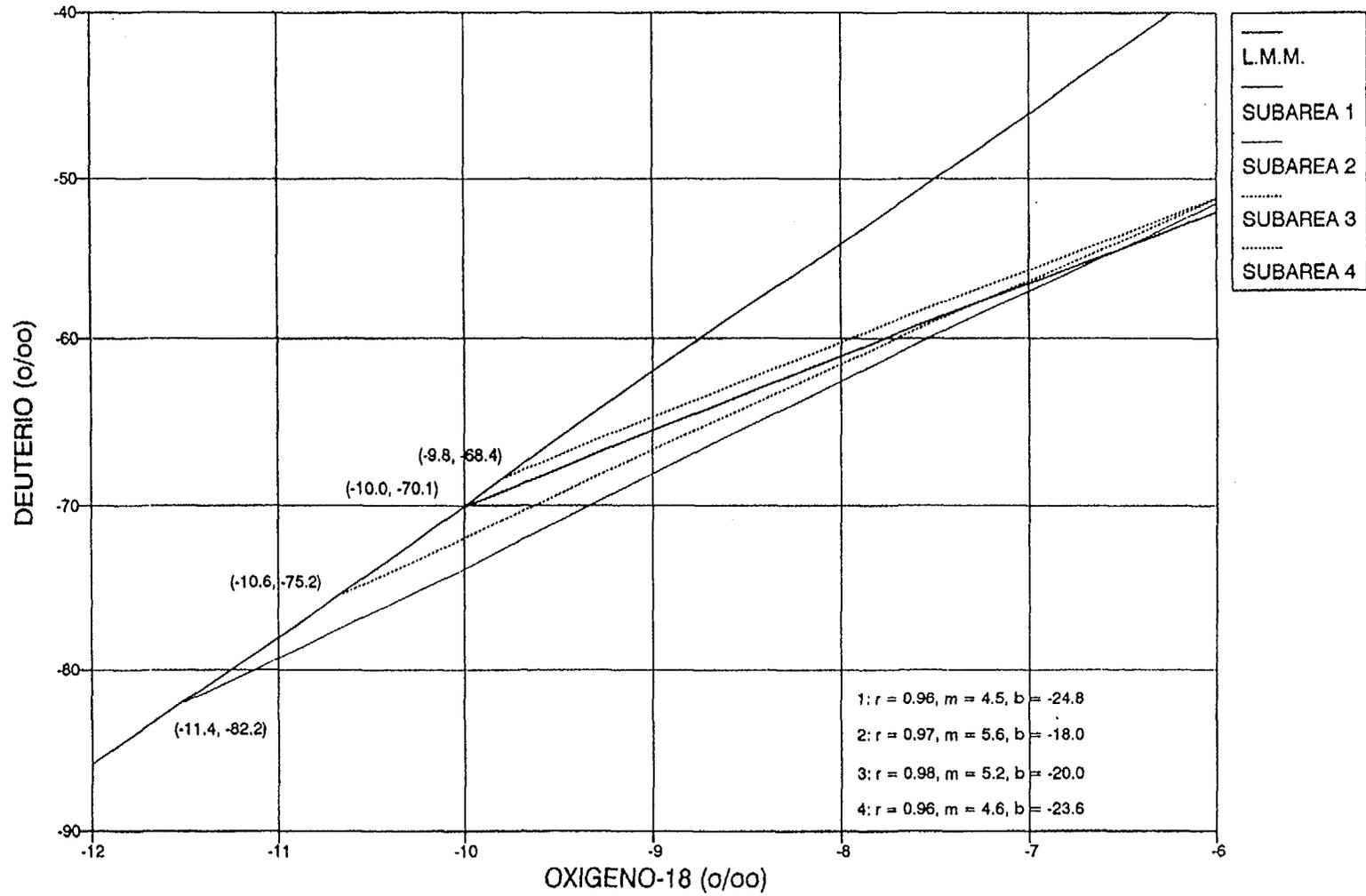


Fig. 9. Valores isotópicos de las cuatro subáreas de estudio.

COMARCA LAGUNERA (SUBAREA NO. 1)
 GRAFICA: DEUTERIO VS. OXIGENO-18

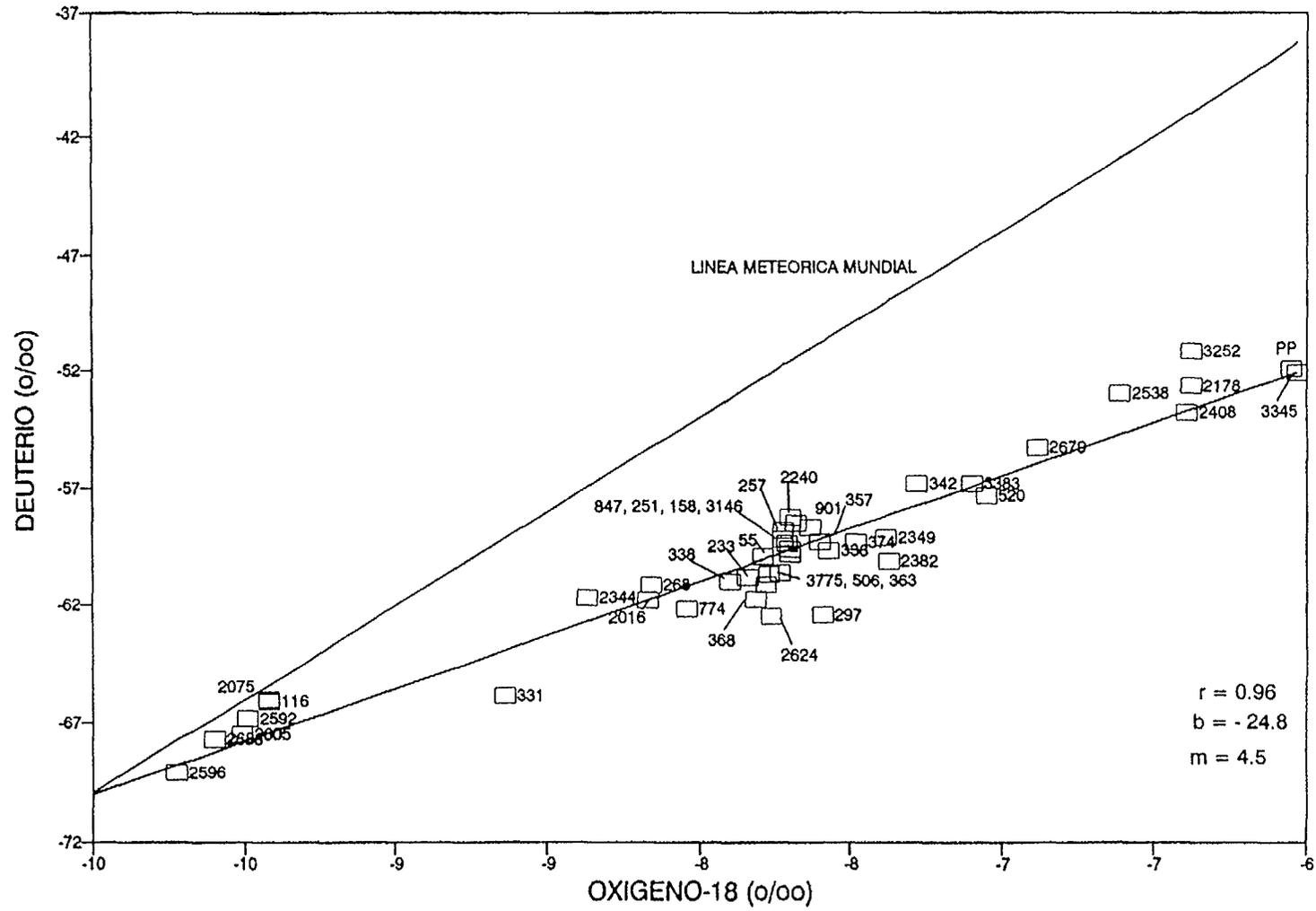


Fig. 10. Gráfica de deuterio vs. oxígeno-18 de la subárea 1.

COMARCA LAGUNERA (SUBAREA NO. 1)
GRAFICA: TRITIO VS. C-14

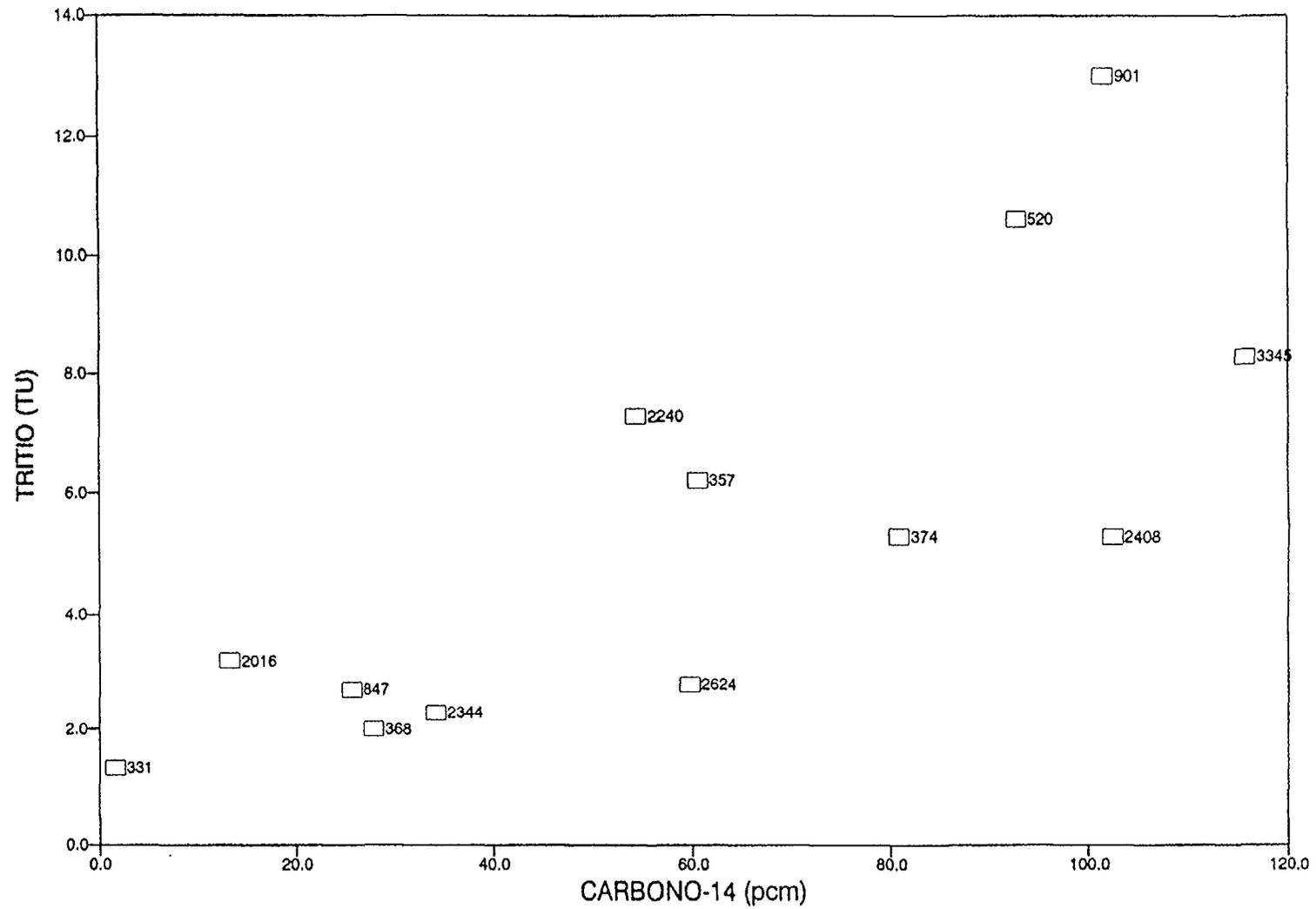


Fig. 11. Gráfica de tritio vs. carbono-14 de la subárea 1.

COMARCA LAGUNERA (SUBAREA NO. 1)
 GRAFICA: CARBONO-14 VS. OXIGENO-18

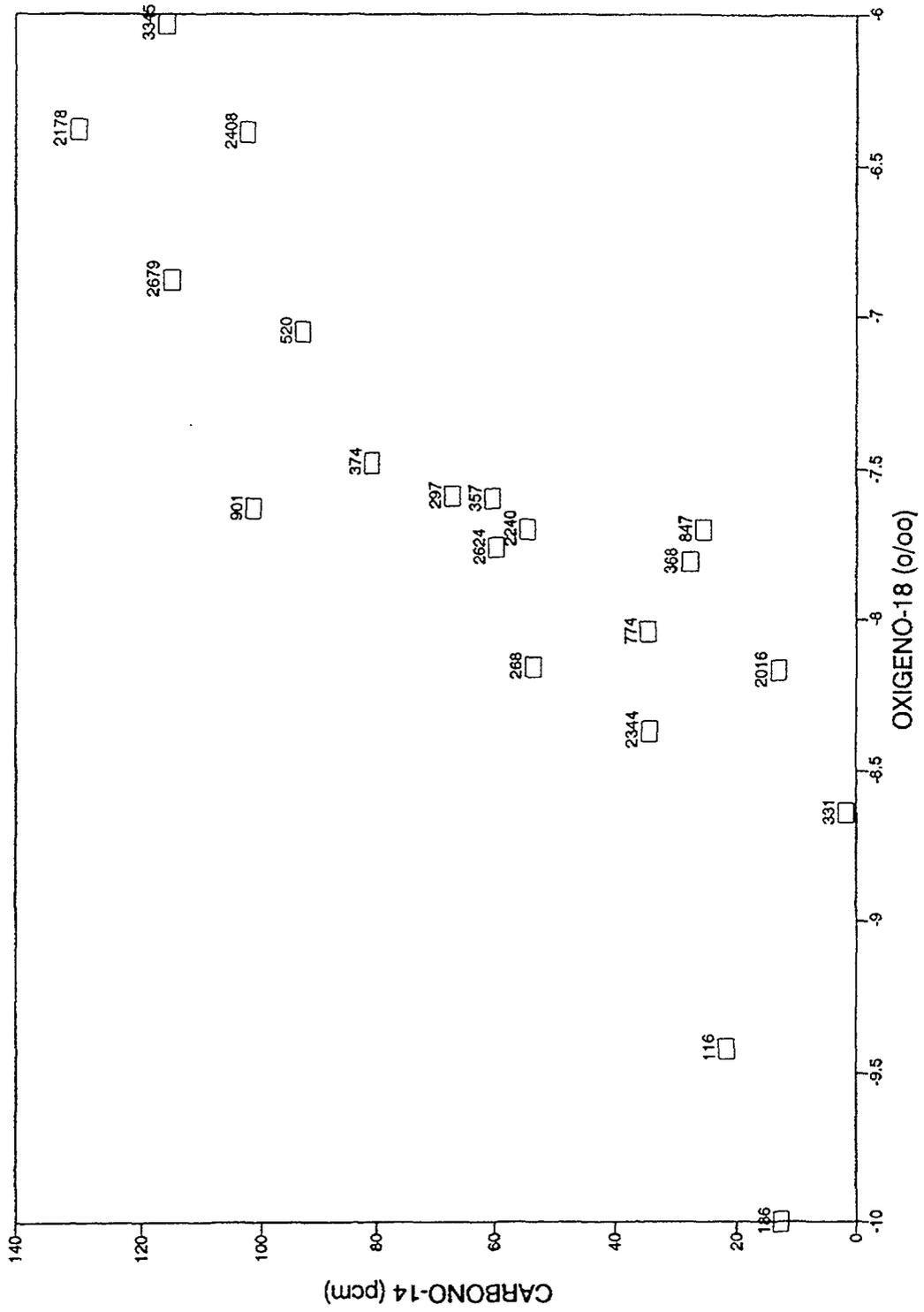


Fig. 12. Gráfica de carbono 14 vs. oxígeno-18 de la subárea 1.

COMARCA LAGUNERA (SUBAREA NO. 1)
 GRAFICA: EXCESO DE D VS. O-18

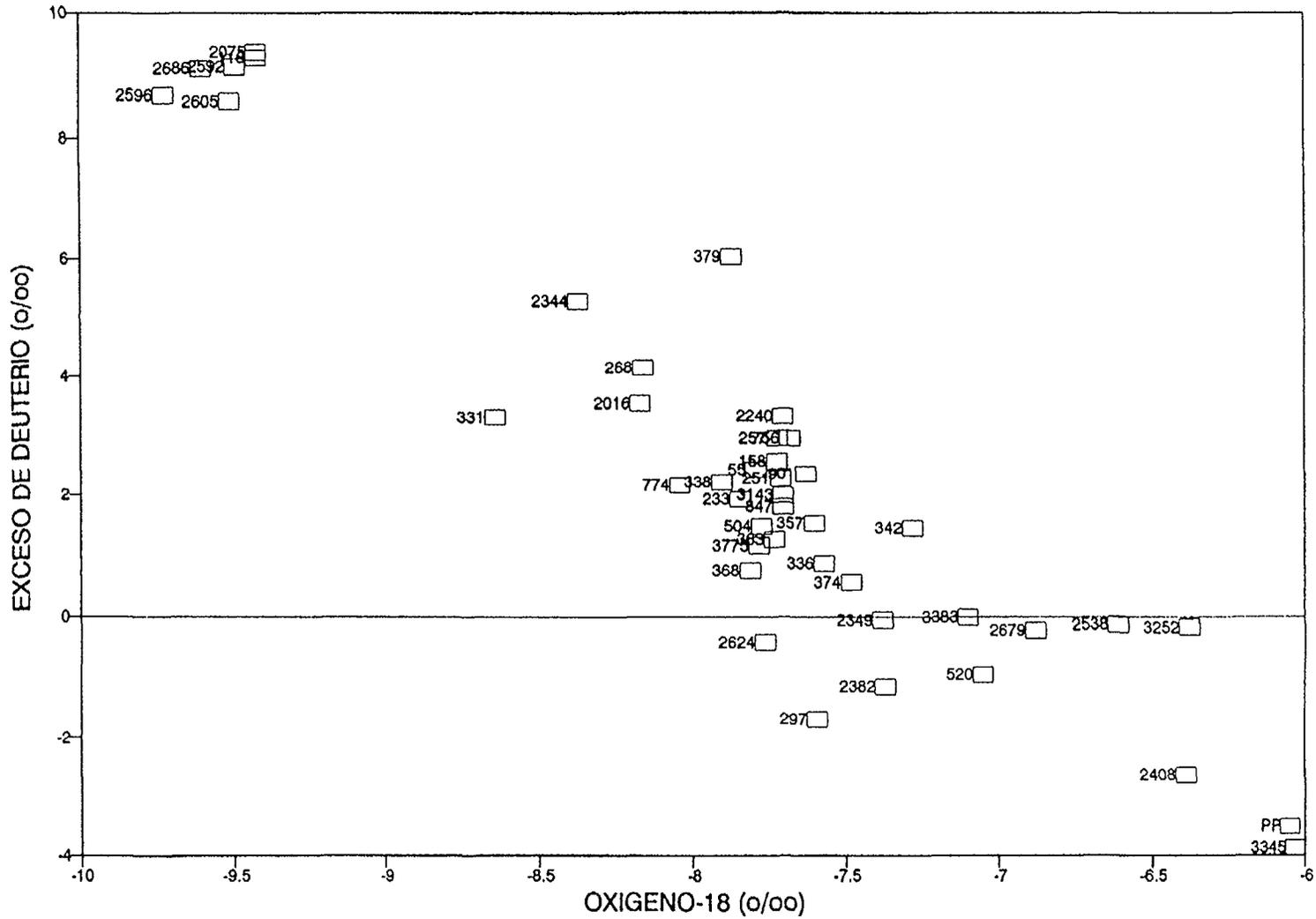


Fig. 13. Gráfica de exceso de deuterio vs. oxígeno-18 de la subárea 1.

COMARCA LAGUNERA (SUBAREA NO. 1) GRAFICA: CARBONO-14 VS. ARSENICO

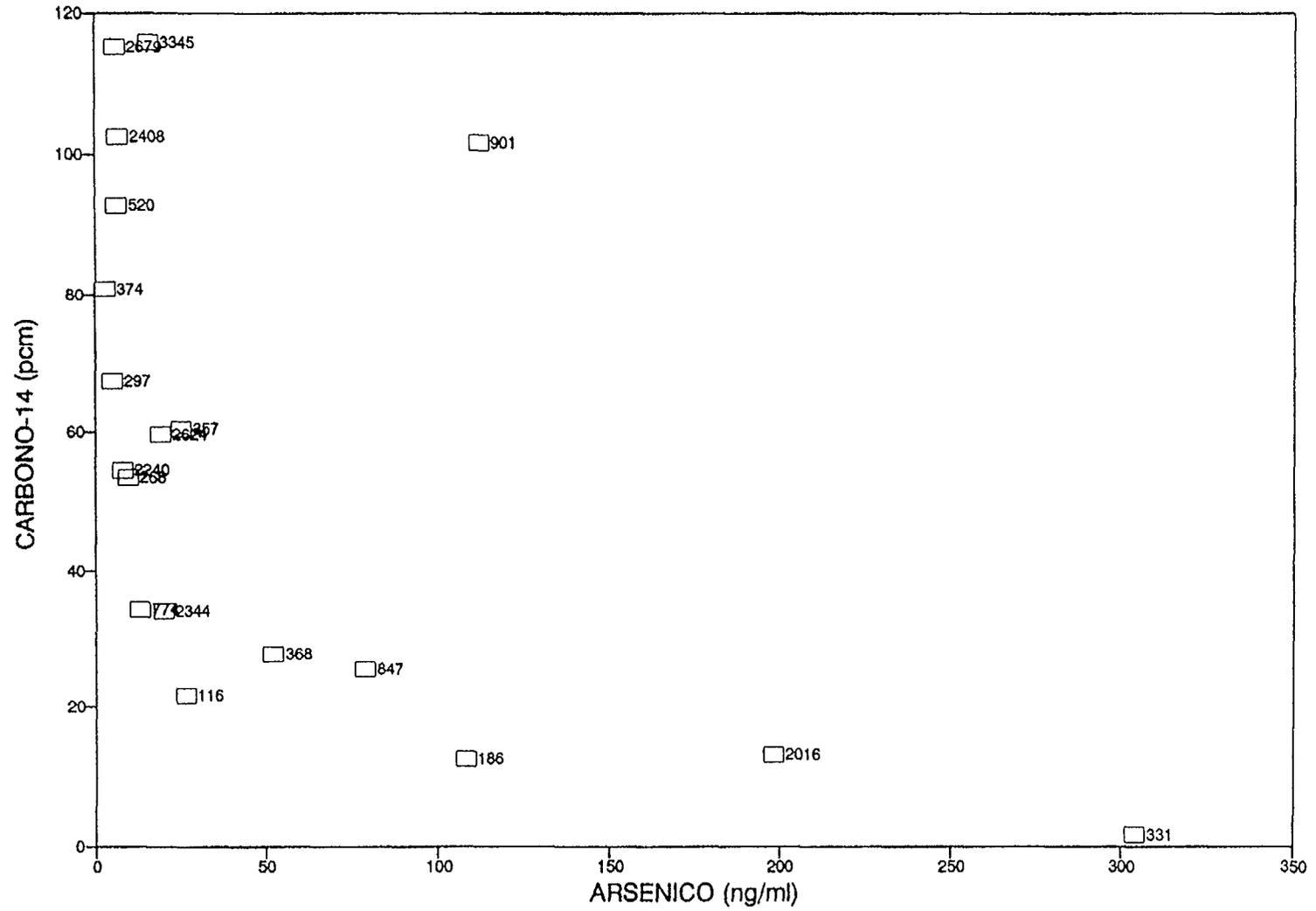


Fig. 14. Gráfica de carbono-14 vs. arsénico de la subárea 1.

COMARCA LAGUNERA SUBAREA (NO. 1)
GRAFICA: NITRATO VS. ARSENICO

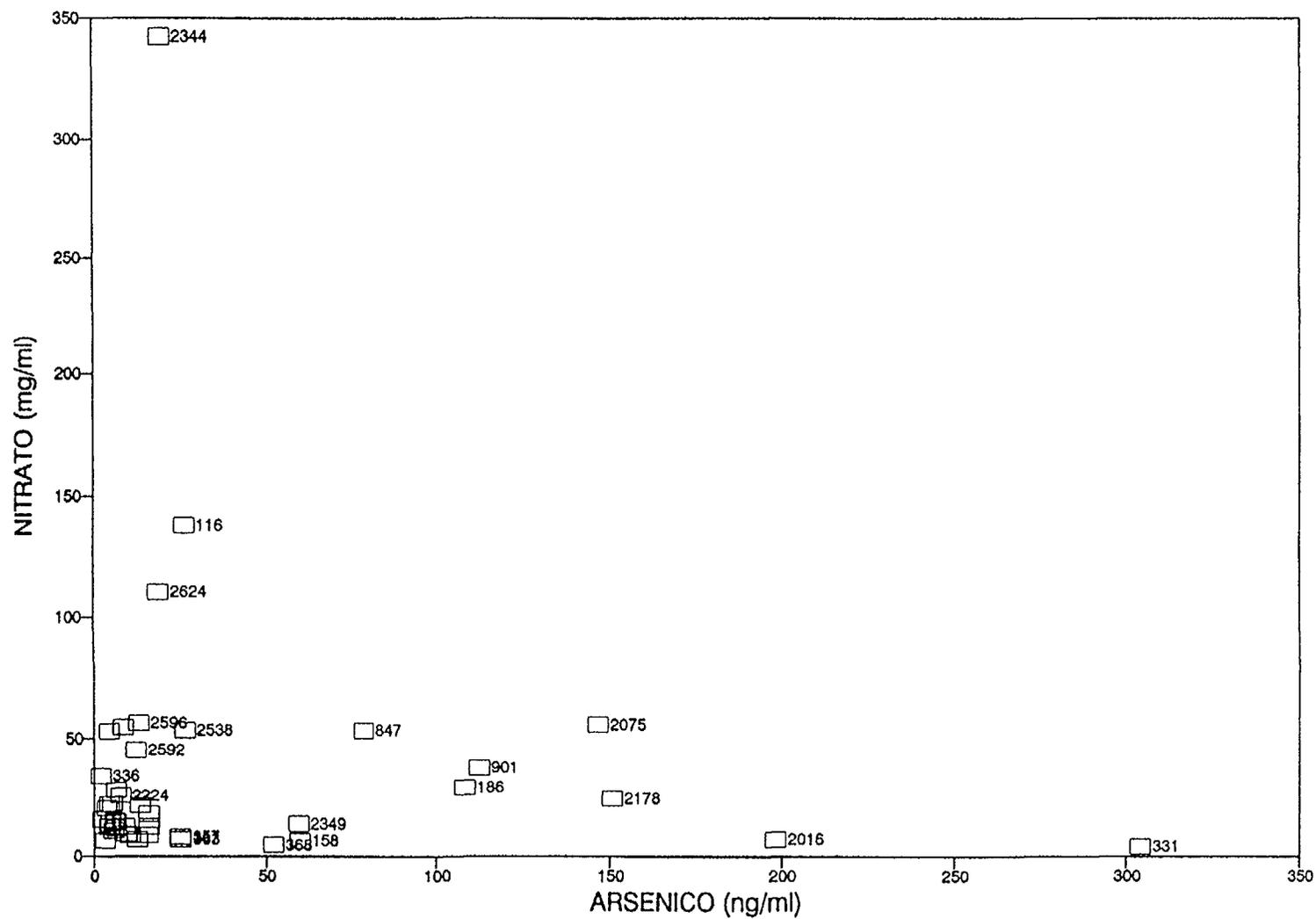


Fig. 15. Gráfica de nitrato vs. arsénico de la subárea 1.

COMARCA LAGUNERA (SUBAREA NO. 2)
GRAFICA DEUTERIO VS. OXIGENO-18

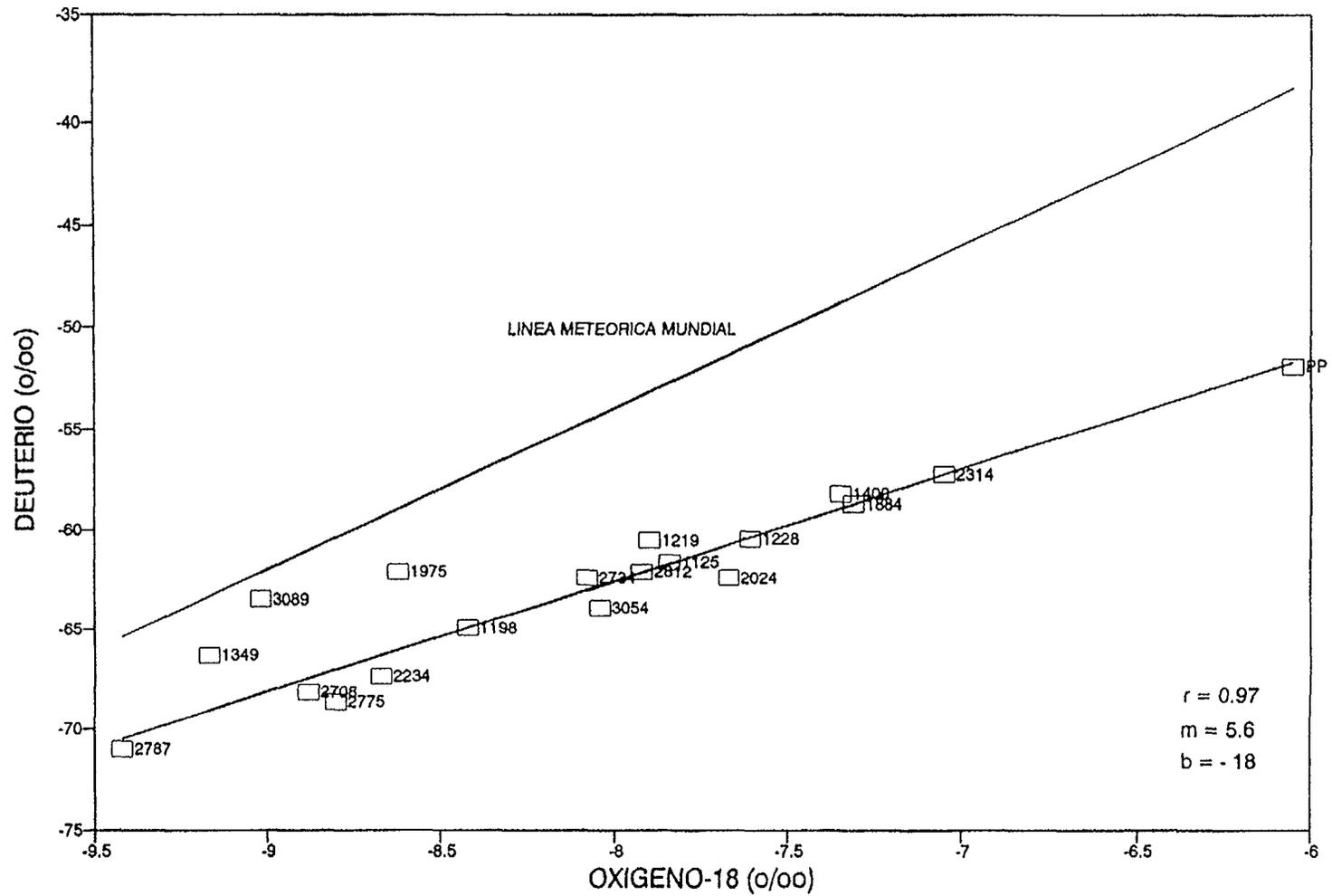


Fig. 16. Gráfica de deuterio vs. oxígeno-18 de la subárea 2.

COMARCA LAGUNERA (SUBAREA NO. 2)
GRAFICA EXCESO DE H-2 VS. O-18

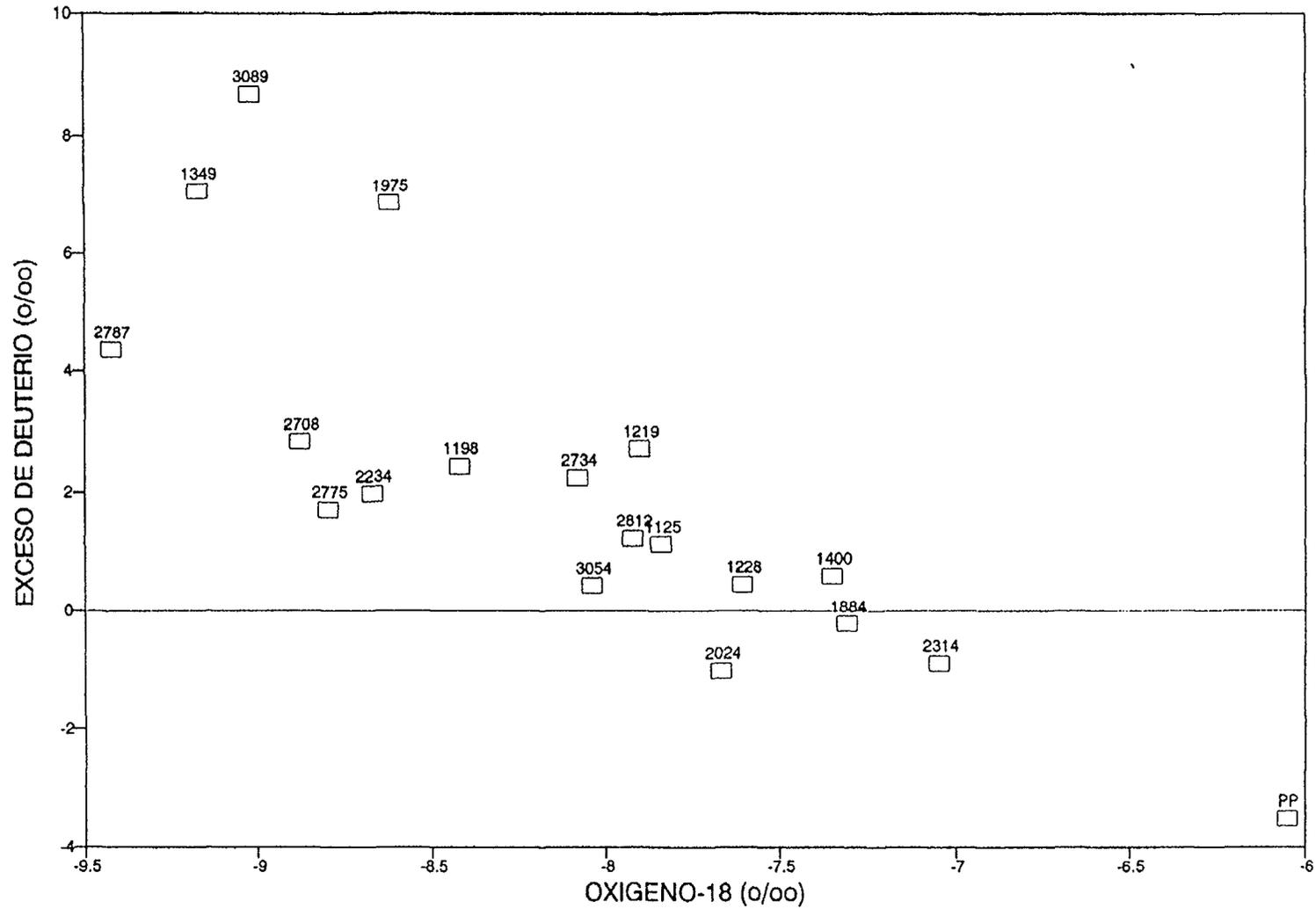


Fig. 17. Gráfica de exceso de deuterio vs. oxígeno-18 de la subárea 2.

COMARCA LAGUNERA (SUBAREA NO. 2)
GRAFICA: TRITIO VS. O-18

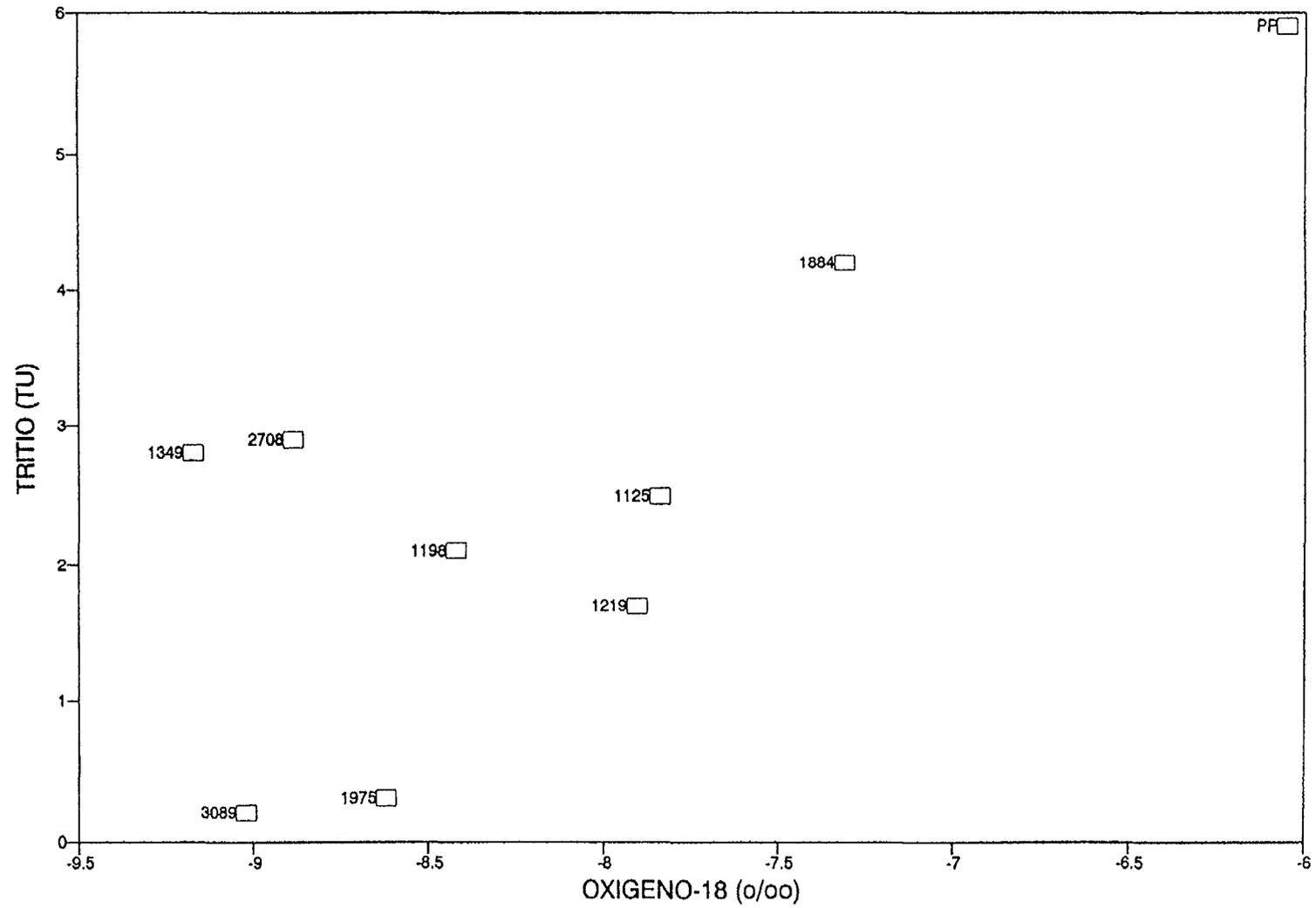


Fig. 18. Gráfica de tritio vs. oxígeno-18 de la subárea 2.

COMARCA LAGUNERA (SUBAREA NO. 3)
GRAFICA: DEUTERIO VS. O-18

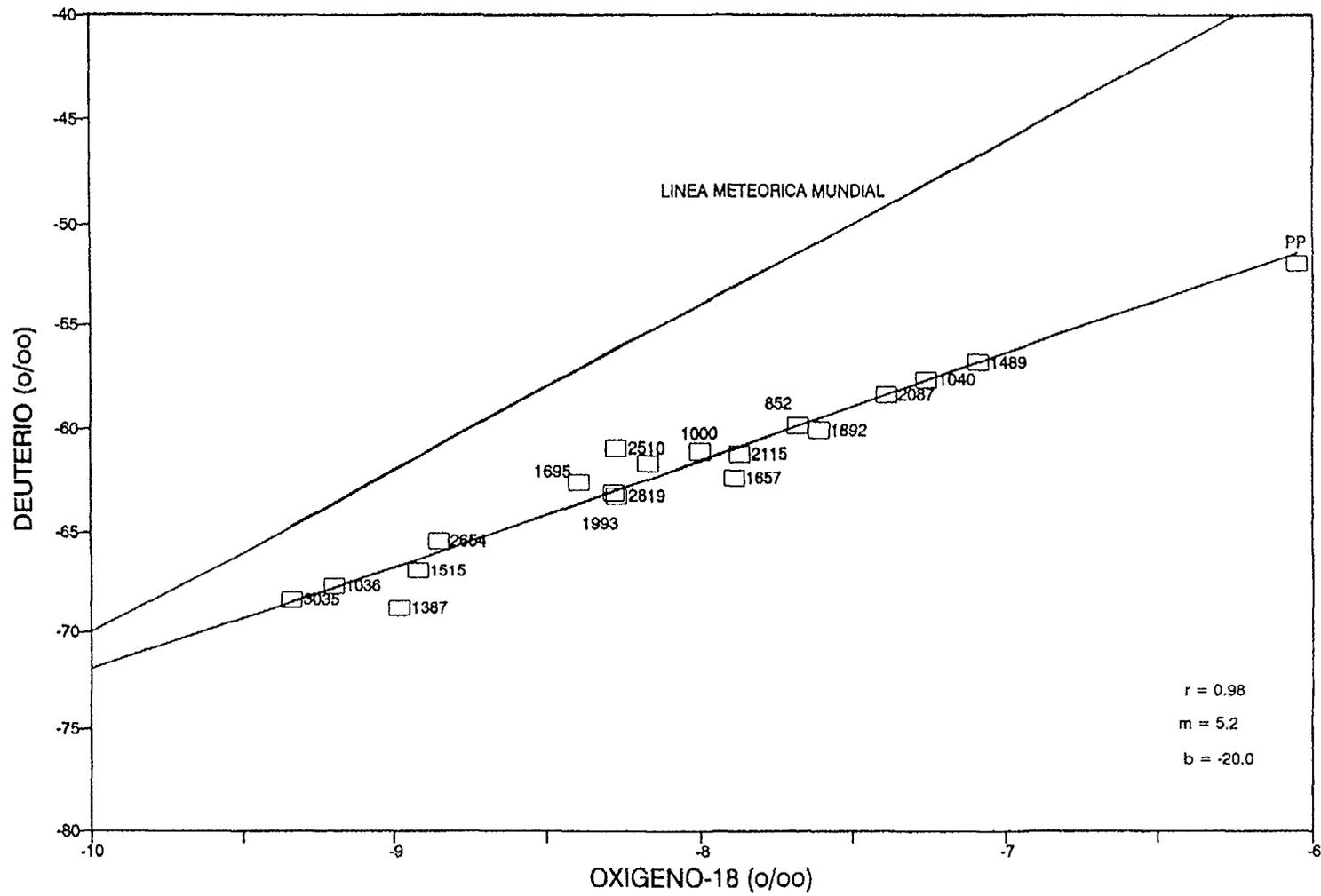


Fig. 19. Gráfica de deuterio vs. oxígeno-18 de la subárea 3.

COMARCA LAGUNERA (SUBAREA NO. 3)
GRAFICA: CARBONO-14 VS. O-18

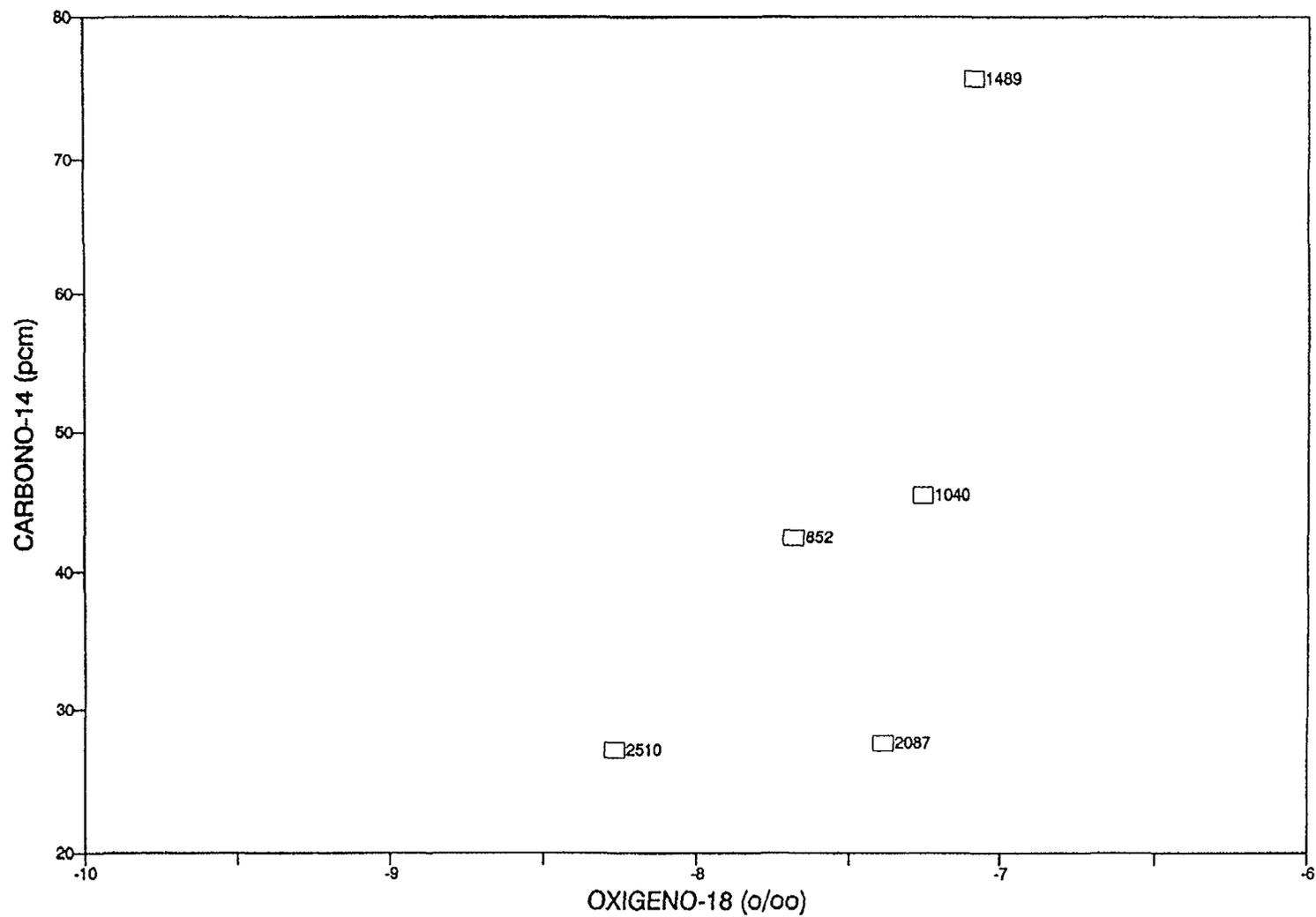


Fig. 20. Gráfica de carbono-14 vs. oxígeno-18 de la subárea 3.

COMARCA LAGUNERA (SUBAREA NO. 3)
GRAFICA: ARSENICO VS. O-18

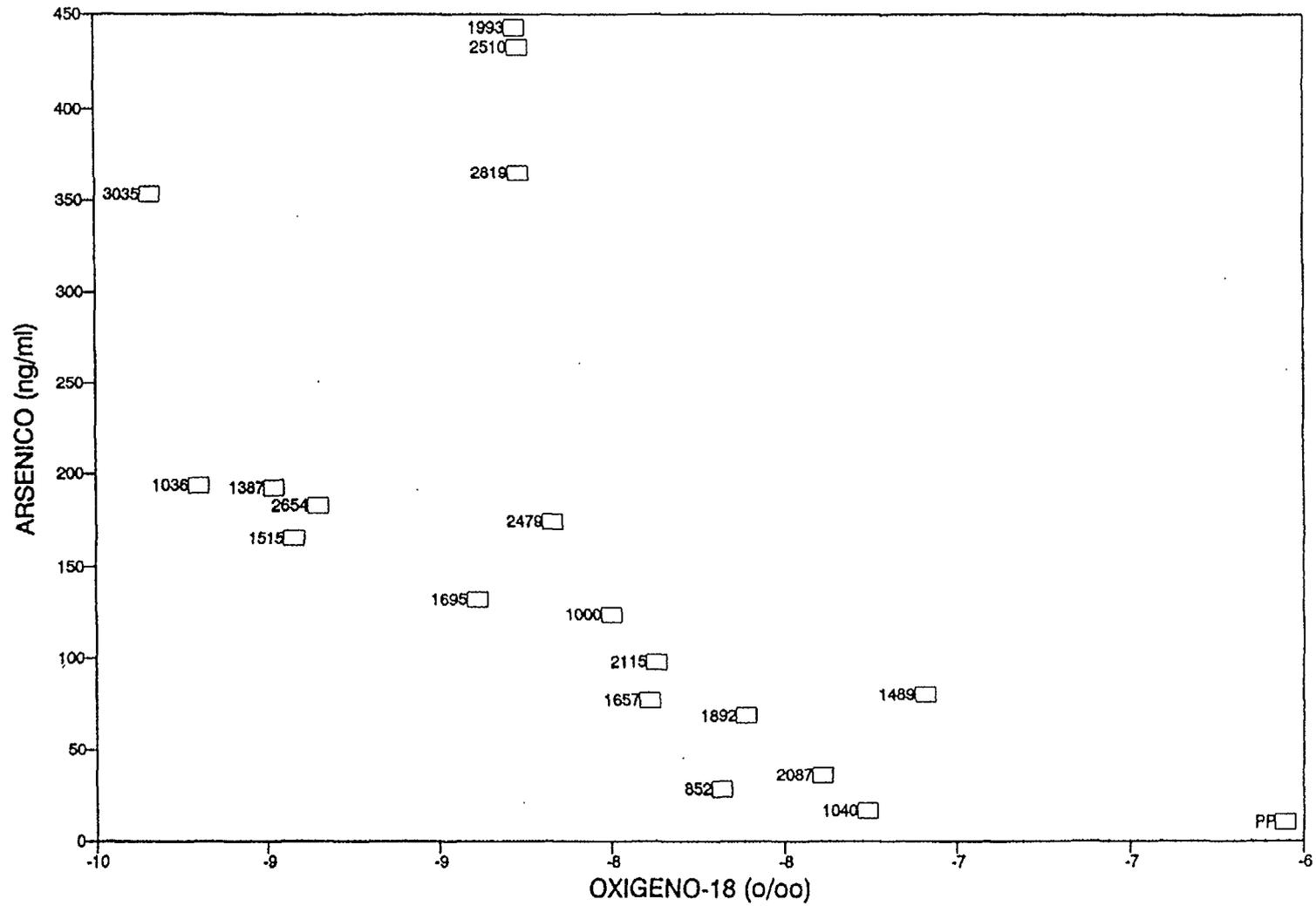


Fig. 21. Gráfica de arsénico vs. oxígeno-18 de la subárea 3.

COMARCA LAGUNERA (NO. 4)

GRAFICA: DEUTERIO VS. O-18

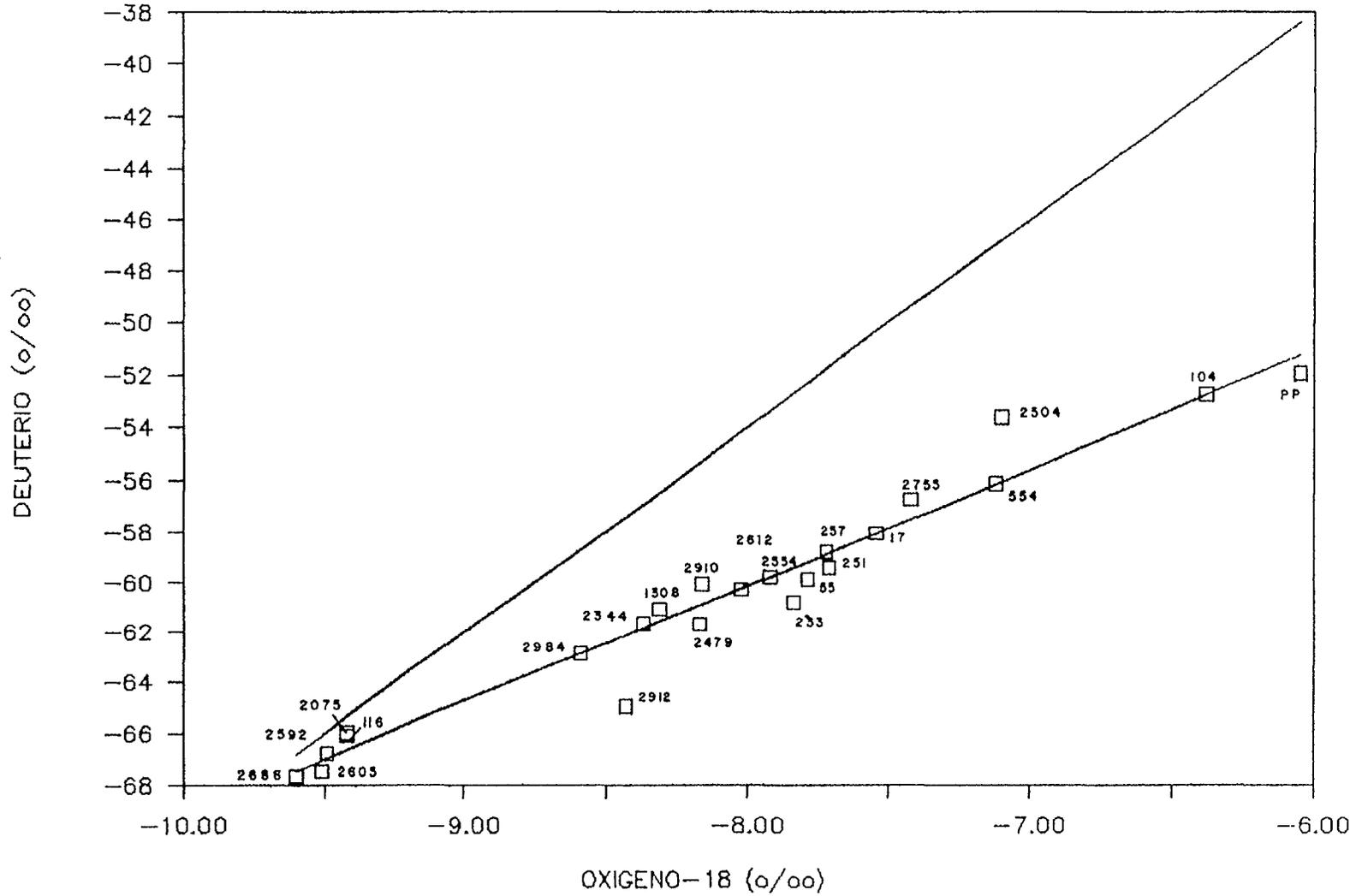


Fig. 22. Gráfica de deuterio vs. oxígeno-18 de la subárea 4.

COMARCA LAGUNERA (NO. 4)

GRAFICA: TRITIO VS. O-18

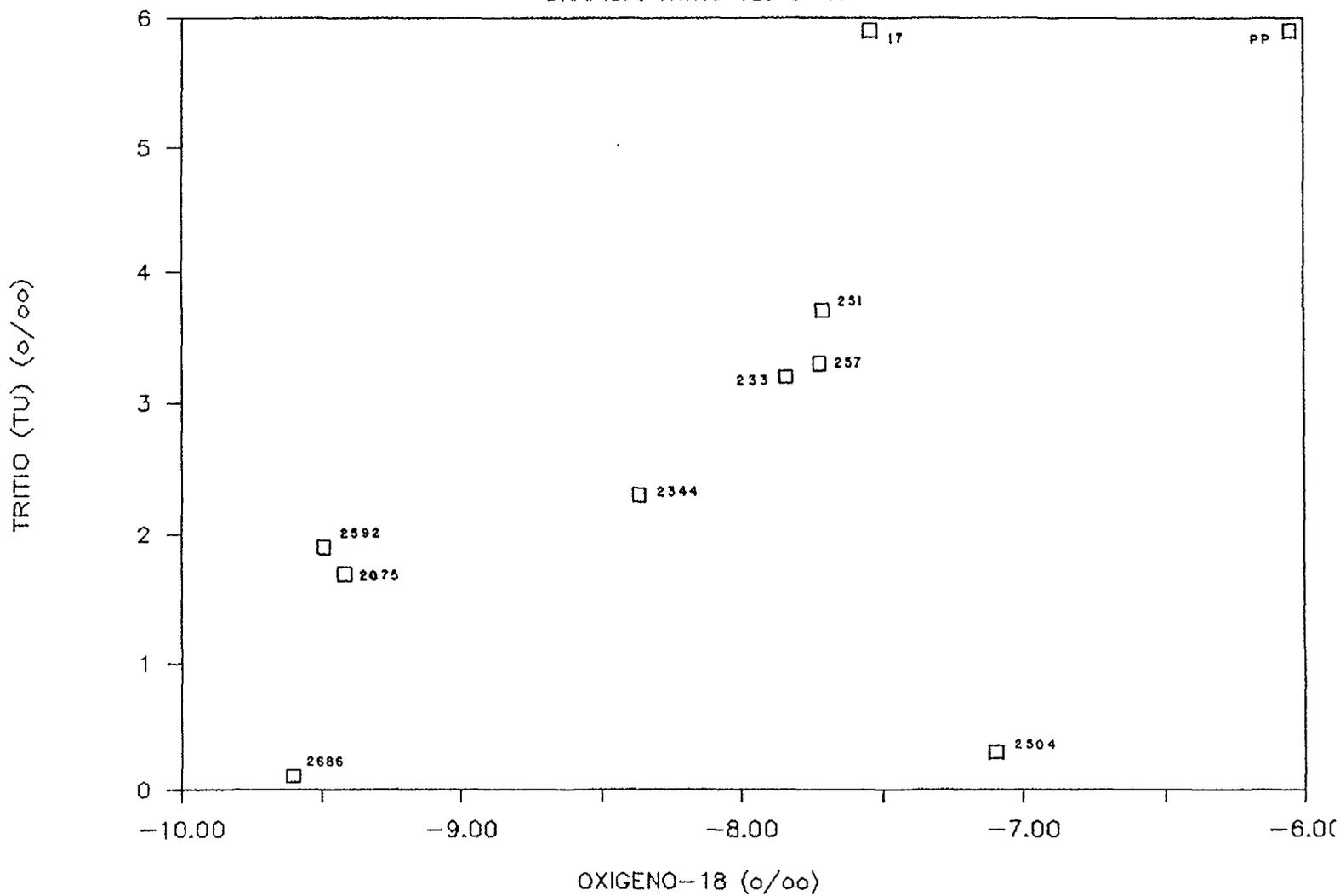


Fig. 23. Gráfica de tritio vs. oxígeno-18 de la subárea 4.

REFERENCIAS

- [1] DIRECCIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS, "Estudio Geohidrológico en la Región Lagunera, Coahuila-Durango", SARH (1986).
- [2] U. HUNGSBERG, A. CASTAÑÓN Y R. MARTÍNEZ, "Visita para Revisar el Problema de Sobreexplotación de los Acuíferos en la Región Lagunera, Durango", Coordinación del Consultivo Técnico, CNA (1989).
- [3] SECRETARÍA DE AGRICULTURA Y RECURSOS HIDRÁULICOS, "Atlas de Aguas de la República Mexicana", SARH (1976).
- [4] SECRETARÍA DE PROGRAMACIÓN Y PRESUPUESTO, "Síntesis Geográfica del Estado de Coahuila", SPP (1983).
- [5] LÓPEZ R. E., " Geología de México", Tomo III (1979).
- [6] SECRETARÍA DE AGRICULTURA Y RECURSOS HIDRÁULICOS, "Servicios de Prospección y Levantamiento Geológico y Geofísico en la Región Lagunera de Coahuila-Durango", Elaborado por Técnicas Modernas de Ingeniería, S. A. (1977).
- [7] CRAIG, H., "Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters", Science 133, 1833 (1961).
- [8] LATORRE, C., J. M. LESSER, L. QUIJANO Y B. PAINE, "Isótopos Ambientales Aplicados al Estudio de la Interconexión de los Acuíferos Calizos y de Rellenos en la Región Lagunera de Coahuila-Durango, México", SARH/OIEA (1979).
- [10] HENLEY R. W. AND BROWM K. L., "A Practical Guide to the Thermodynamics of Geothermal Fluids and Hidrothermal more Deposits", Reviews in Economic Geology, Volume 2. Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Society of Economic Geologists. University of Texas, USA.
- [11] INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, "Environmental Isotope Data No. 7: World Survey of Isotope Concentration in precipitation (1977-1979)", Technical Report Series No. 226, IAEA, Vienna (1983).

ESTUDIO HIDROLÓGICO DEL ACUÍFERO DE LIMA (PERU) APLICANDO TÉCNICAS ISOTÓPICAS

J.C. RUIZ

SEDAPAL - Servicio de Agua Potable y Alcantarillado de la
Ciudad de Lima

R. ROJAS MOLINA

IPEN - Instituto Peruano de Energía Nuclear
Lima, Perú

Resumen - Abstract

ESTUDIO HIDROLÓGICO DEL ACUÍFERO DE LIMA (PERU) APLICANDO TÉCNICAS ISOTÓPICAS

El estudio del acuífero de Lima con técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas, ha permitido realizar una evaluación de las aguas superficiales que discurren por la cuenca de los ríos Rímac, Chillón y Lurín, y determinar diversos parámetros sobre el funcionamiento de los diferentes acuíferos que proporcionan agua para consumo humano a la ciudad de Lima. Los resultados obtenidos en este estudio muestran que existe una diferencia importante en los contenidos isotópicos de las aguas que aportan los ríos de la Cordillera y que contribuyen a la recarga de los acuíferos. Esta diferencia en los contenidos isotópicos de los ríos es debida a las diferencias de altitud media de cada cuenca (gradiente isotópico de altitud), y permite estimar las zonas que contribuyen a la escorrentía a través de los tres ríos, y de ahí a la recarga indirecta de los acuíferos.

El origen de las aguas subterráneas de la Ciudad de Lima, procede claramente de la recarga de los ríos Rímac y Chillón. Sin embargo, las diferencias en los contenidos isotópicos de estos dos tipos de aguas han permitido identificar siete sectores cuyas características isotópicas son diferentes, lo cual refleja diferentes proporciones de mezcla o diferentes procesos que afectan a las aguas subterráneas. Comparando el contenido isotópico de las aguas superficiales con las aguas subterráneas, es posible apreciar que las superficiales son significativamente más livianas, esto podría ser explicado por la presumible existencia de una variación estacional del contenido isotópico de las aguas superficiales, y también de la recarga al acuífero.

HYDROLOGICAL STUDY OF THE LIMA AQUIFER (PERU) USING ISOTOPE TECHNIQUES

The Lima aquifer study using hydrochemical and isotopic techniques, has enabled the evaluation of surface water which flows into the basin from the Rivers Rimac, Chillón and Lurin, and to determine various parameters about the functioning of the different aquifers which produce water for human consumption to the city of Lima. The results obtained in this study, show that the isotopic content of the waters that supply the rivers of the mountain range (and contribute to the recharge of the aquifers) varies significantly. This difference in isotopic contents of the rivers is due to differences in altitute of each basin (isotopic gradient of altitute) and permits the localization of areas that contribute to the flow through the three rivers, and from this point to the indirect recharge of the aquifers.

The origin of groundwater in the city of Lima is connected to the bank filtration of the rivers Rimac and Chillón. However, the difference in the isotopic content of these two types of water has enabled the identification of seven sectors whose their isotopic characteristics are different, which in turn reflect the different mixtures or different processes that affect groundwater. Comparison of the isotopic content of surface water with groundwater, shows that the surface water is isotopically lighter, which could be explained by the probable presence of seasonal variations in the isotopic content of surface waters as well as the aquifer recharge.

ANTECEDENTES

La Ciudad de Lima, situada en la parte central y occidental del Perú ha crecido a orillas del río Rímac y del río Chillón, cuyas nacientes se ubican en la Cordillera de los Andes, en su lado Occidental.

La población que alberga la Ciudad es de 7.1 millones de habitantes y para abastecer de agua potable, SEDAPAL dispone de recursos tanto superficiales como subterráneos. Las aguas superficiales que se usan para consumo humano son las provenientes del río Rímac, las cuales son tratadas y distribuidas al 60% de la población. El 40% restante, es atendida por 310 pozos tubulares existentes, de los cuales 180 están ubicados en áreas dependientes exclusivamente del recurso subterráneo.

Para el año 1994, se estima una demanda total de 24.8 m³/seg. y se dispone de agua tratada en un promedio anual de 13.6 m³/seg. proveniente del recurso superficial y 9.0 m³/seg. del subterráneo, lo que implica un déficit de 2.2 m³/seg., motivo por el cual la Ciudad cuenta con un abastecimiento restringido. La demanda de agua proyectada al año 2000 considera la necesidad de disponer de un incremento de 4.7 m³/seg. al volumen total y para el año 2010 de un valor de 9 m³/seg.

La necesidad de buscar nuevas fuentes para satisfacer las demandas proyectadas, nos remonta a volver a analizar las soluciones provistas en estudios anteriores que planteaban el maximizar el uso de las aguas almacenadas en las lagunas existentes en las cabeceras de los ríos Rímac y Chillón. Además, optimizar el uso del recurso subterráneo, mediante un aprovechamiento racional que permita mantener el volumen de explotación de 9.0 m³/seg. o en el mejor de los casos incrementarlo para atender los déficits que se presentarían en el futuro.

En el Proyecto ARCAL XIII - Hidrología Isotópica, cuya primera reunión de Coordinadores Nacionales se realizó en Buenos Aires- Argentina en Abril de 1989, se incluyó en el Programa de Investigación el estudio del acuífero de Lima - Perú con técnicas hidroquímicas e isotópicas para disponer de un mayor conocimiento del recurso subterráneo [1-5]. La contraparte designada para su ejecución fue SEDAPAL, empresa que depende del Ministerio de la Presidencia. Asimismo, se dispondría de la colaboración del Instituto Peruano de Energía Nuclear (IPEN) en el desarrollo del estudio. En 1990 se inició el Proyecto de Cooperación Técnica siguiendo el Plan de Trabajo aprobado.

OBJETIVOS DEL ESTUDIO

3. ESTUDIO ISOTOPICO

3.1 MUESTREO Y MEDIDAS

La primera campaña de campo fue realizada por personal de IPEN en Abril de 1989 y comprendió la toma de 18 muestras de aguas de escorrentía correspondiente a las cuencas del río, Rímac, Chillón y Lurín, en puntos de altitud diferentes.

La segunda campaña se realizó con presencia de un experto del OIEA en Set. de 1989 y se limitó al Distrito de La Molina. El total de muestras que se tomaron fue de 17, correspondiendo 12 al acuífero, 4 a las lagunas artificiales y 1 al canal de riego que alimenta a las lagunas.

La tercera campaña fué la toma de muestra de los manantiales que existen en las Cuencas y en Feb. de 1990 se toman 2 en la Cuenca del río Chillón, 10 en el Rímac y 1 en la quebrada del río Santa Eulalia.

La cuarta campaña y la más extensa, comprendió desde Feb. a Set. de 1990 y consistió en 78 muestras de los pozos de producción que administra SEDAPAL en la ciudad de Lima, 15 muestras correspondieron a la cuenca del río Chillón, 51 al del Rímac y 12 al área de confluencia de ambas cuencas.

La quinta campaña, se inicia en Nov. de 1990 y concluye en Jun. de 1991 y comprendió: 13 muestras tomadas en los orígenes del río Rímac y 17 muestras del acuífero de Lima correspondiente a zonas cuyos resultados obtenidos en la cuarta campaña eran dudosas; así como implementar algunas áreas para mayor información.

En la Tabla N°1 se presentan los resultados de los análisis de isótopos estables correspondiente a las aguas superficiales de los ríos: Rímac, Chillón y Lurín, así como los manantiales que existen en estas cuencas.

En la Tabla N°2, se indican los resultados de los análisis de isótopos estables, correspondiente a las aguas subterráneas del acuífero de Lima.

En la Tabla N°3, se expresan los resultados de los análisis químicos correspondiente a las aguas subterráneas del acuífero de Lima. Todas las muestras de aguas fueron enviadas a los laboratorios del OIEA en Viena.

Tanto los análisis isotópicos como los químicos se realizaron en el laboratorio del OIEA. Los análisis isotópicos fueron efectuados con un espectrómetro de masas, siendo los errores analíticos son de $\pm 0.1 \text{ ‰}$ para el O-18 y $+ 1.0 \text{ ‰}$ para el deuterio. Los resultados de las medidas de O-18 y deuterio se expresan como desviaciones isotópicas, en partes por mil con respecto al patrón SMOW (Standard Mean Oceanic Water), que equivale al contenido medio del agua de mar. Los análisis de tritio fueron realizados en un contador de centelleo después del enriquecimiento electrolítico de las muestras. Para el rango de valores de tritio encontrado tanto en las aguas subterráneas, como en las superficiales, el error asociado a la medida es del orden de 0.2 a 0.5 Unidades de Tritio (U.T.).

TABLA 1

AGUAS SUPERFICIALES
Resultados de los análisis de isótopos estables

OIEA PER	SEDAPA No	Estación	Fecha muestreo	Altitud (msnm)	Cota media	Oxíg 18 o/oo	Deuter o/oo	ExcesD o/oo	Tritio UT	T oC	CE umhos/cm	pH	Observaciones
MANANTIALES													
271	MO1	rim Huachipa	23 03 90	300		-13 72	100 1	9 7	5 5				
272	MO2	rim S E Las Quiscas	15 02 90	970		-14 08	-105 0	7 6					
273	MO3	rim S M Km 52 Sn Bartolo	15 02 90	1350		-13 15	95 8	9 4					
274	MO4	rim Km 60 Pte Carrion	15 02 90	1670		-6 18	-45 3	4 1					
275	MO5	rim Km 70 Pte Somb Bajo	15 02 90	2050		-11 98	-88 9	6 9					
276	MO6	rim Km 70 Pte Somb Alto	15 02 90	2100			-94 5						
277	MO7	rim Km 76 Pte Matucana	15 02 90	2350		-12 6	-91 4	9 4					
279	TG2	ag T Graton rim Km 100	15 02 90	3120		-15 93	-115 6	11 8	4 2				
280	SM1	Man Emb SM KM 100	15 02 90	3150		-16 03	-115 4	12 8	4 1				
282	SM3	Man Pob SM Km 100	15 02 90	3050		-5 91	-44 9	2 4					
283	MO8	rim Km 72 Pte Andahuara	15 02 90	2215		-14 25	-104 5	8 7					
284	MO9	Man Chill El Pinar	07 02 90	100		-12 43	-94 2	5 2					
217	MO8	Man Chill Punchauca	21 09 89	510		12 68	-95 5	5 9					
AGUAS SUPERFICIALES RIO SAN MATEO													
R1	ARI01	Lag Ticticocha	26 04 89	4655	5228	-12 06	100 8	4 3		8	170	6 80	
	RIM03	Riachuelo Antajasha	28 05 92			-14 99	-108 9						
R2	ARI02	Casapalca	26 04 89	4295	5048	-16 86	-123 6	11 3		9	248	8 09	Ticho-Rimac
		Chicla	07 08 92			-15 25	-107 8	14 2	3 5				
		Yuracmayo	07 08 92			-13 74	-100 3	9 6	2 9				
	BLA03	Yuracmayo	28 06 92			-14 27	-106 2						
R3	ARI03	Rio Blanco	26 04 89	3550	4675	16 71	-123 7	10		10	135	8 80	Qda Chunchan
	BLA01	Riachuelo Alcagranga	28 06 92			-14 4	-105 7						
	BLA02	Riachuelo Yanavisca	28 06 92			-14 85	-112 5						
	BLA04	Riachuelo Cutay	28 06 92			-14 09	-105 1						
		Rio Blanco	07 08 92			-14 34	-105 3	9 4	4 3				
	BLA05	Rio Blanco	28 06 92			-14 68	-107 6						
278	TG1	rio S M antes T G Km 10	15 02 90	3140	4480	-15 02	-109 3	10 9	4 0				
279	TG2	Tunel Graton	15 02 90			-15 93	-115 6	11 8					
	GRA01	Tunel Graton	02 06 92			-15 51	-110 8						
	GRA02	Tunel Graton 0 5 Km	02 06 92			-15 09	-109 6						
	GRA03	Tunel Graton 2 5 Km	02 06 92			-15 06	-109 4						
	GRA04	Tunel Graton 7 6 Km	02 06 92			-14 95	-109 7						
		Tunel Graton	07 08 92			-15 52	-110 8	13 4	2 8				

TABLA 1a

AGUAS SUPERFICIALES
Resultados de los análisis de isótopos estables
(Continuacion)

OIEA PER	SEDAPA No	Estación	Fecha muestreo	Altitud (msnm)	Cota media	Oxig 18 o/oo	Deuter o/oo	ExcesD o/oo	Trtito U T	T oC	CE umhos/cm	pH	Observaciones
AGUAS SUPERFICIALES RIO SAN MATEO													
		Tunel Graton	10 08 92			-15 11	-108 4	12 4	3 5				
R4	ARI04	Pblo S Mateo	26 04 89	3160	4480	-16 33	-119 0	11 6		10 8	196	8 73	
		Pblo S Mateo	07 08 92			-15 55	-109 9	14 5	3 1				
R5	ARI05	S Jose Parac	26 04 89	2970	4385	-15 35	-114 0	8 8		11 5	176	8 62	
		S Jose Parac	07 08 92			-13 57	100 2	8 3	4 8				
	RIM04	Riachuelo Yuracocha	28 05 92			-14 69	-107 2						
R6	ARI06	Matucana	26 04 89	2480	4140	-15 33	-113 3	9 3		14 5	369	8 45	
	RIM05	Matucana	28 05 92			-11 98	-89 2						
R7	ARI07	San Bartolome	26 04 89	1375	3588	-14 67	-108 5	8 9		17 5	377	8 64	
AGUAS SUPERFICIALES RIO STA EULALIA													
08		Antajasha	08 08 92			-13 96	-105 2	6 4	3 8				
	MPC01	Tunel Trasandino-Cueva	05 06 92			-13 28	-102 1						
09		Canal Cueva - Antajasha	08-08-92			-12 39	-95 4	3 7	4 6				
	MPC06	Laguna de Canchis	05 06 92			-12 76	-97 6						
10		Laguna de Canchis	08 08 92			-11 73	-91 2	2 6	5 1				
	MPC02	Tunel Trasandino-Milloc	05 06 92			-15 06	112 1						
11		Sheque	08 08 92			-12 38	-98 1	1 1	4 5				
12		R Sacsá	08 08 92			-12 17	-93 9	3 5	3 3				
13		Central de Hunco	08 08 92			-12 48	-97 8	2 1	4 7				
R8	ARI08	Central de Callahuanca	28 04 89	1400	3600	-14 61	-108 9	8		15 2	164	7 21	antes desc Cent Callahuanca
R9	ARI09	Santa Eulalia	28 04 89	1070	3435	-14 92	-111 2	8 2		17	246	7 68	
AGUAS SUPERFICIALES RIO RIMAC													
01		Chosica	06 08 92			-13 41	-101 3	5 9	3 5				
	RIM06	Chosica	28 05 92			-11 92	-88 51						
R10	ARI10	Pte Los Angeles	28 04 89	730	3265	-14 79	-109 9	8 4		18 5	327	8 80	
921		Puente Ñaña	26 06 91			-14 02	-106 1	6 2	4 4				
922		Puente Ñaña	26 07 91			-13 66	-103 3	6 1	4 6				
923		Puente Ñaña	27 08 91			-13 74	-103 7	6 2	5 2				
924		Puente Ñaña	28 09 91			-13 74	-102 5	7 4	4 4				
925		Puente Ñaña	30 10 91			-14 15	-104 7	8 5	4 4				
926		Puente Ñaña	28 11 91			14 09	102 9	9 8	4 4				
927		Puente Ñaña	26 12 91			-13 71	-99 6	10 1	4 1				

TABLA 1b

AGUAS SUPERFICIALES
Resultados de los análisis de isótopos estables
(Continuación)

OIEA PER	SEDAPA No	Estación	Fecha muestreo	Altitud (msnm)	Cota media	Oxíg 18 o/oo	Deuter o/oo	ExcesD o/oo	Tritio U T	T oC	CE umhos/cm	pH	Observaciones
AGUAS SUPERFICIALES RIO RIMAC													
	928	Puente Ñaña	27 01 92			-13 91	-99 1	12 3	4 1				
	929	Puente Ñaña	25 02 92			-13 08	-92 6	12 1	4 6				
	930	Puente Ñaña	27 03 92			-14 09	-102 8	9 9					
	931	Puente Ñaña	26 04 92			-14 49	-104 5	11 4					
	932	Puente Ñaña	27 05 92			-14 22	-103 6	10 2					
	933	Puente Ñaña	29 06 92			-14 14	-103 5	9 6					
	934	Puente Ñaña	26 07 92			-13 88	-102 9	8 1					
	935	Puente Ñaña	29 08 92			-13 66	-101 8	7 5					
	R11	ARI11 Planta La Atarjea	28 04 89	245	3023	-14 71	-109 4	8 3		22 5	357	8 82	
	R12	ARI12 Pte Ventanilla	28 04 89	20	2910	-14 71	-109 2	8 5		24	408	8 56	Callao
AGUAS SUPERFICIALES RIO CHILLON													
	CH1	ACH01 afl chi Quives	25 04 89	1190	3495	-13 02	-96 0	8 2		21	146	6 01	
	CH2	ACH02 chi antes CHI Quives	25 04 89	1200	3500	-13 75	-101 7	8 3		19	316	6 77	
	CH3	ACH03 chi Punchauca	25 04 89	570	3185	-13 36	-100 1	6 8		22	290	6 82	
	CH4	ACH04 chi Puente Piedra	25 04 89	120	2960	-12 98	-96 9	6 9		26	463	6 89	
AGUAS SUPERFICIALES RIO LURIN													
	LU1	ALU01 Pte Chontay	17 05 89	700	3250	-12 86	-96 9	6		19 5	260	6 73	
	LU2	ALU02 Pte Manchay	17 05 89	200	3000	-12 49	-93 3	6 6		25	260	8 70	Cieneguilla

TABLA 2

ACUIFERO DE LIMA
Resultados de los análisis de isótopos estables
SECTORIZACION DE AGUAS SUBTERRANEAS

SECTOR	OIEA PER	SEDAPAL No	Estación	Fecha muestreo	Oxíg.18 o/oo	Deuter. o/oo	Exceso H2 o/oo	Tritio U.T.	
CHILLON	226	161	poz.San Fel.2	13.02.90	-12.78	-88.9	13.3		
	234	226	poz.Pascana	13.02.90	-12.40	-91.8	7.4	2.7	
	235	245	poz.Ind Infan	13.02.90	-12.40	-91.3	7.9		
	239	266	poz.Tungasuca	07.02.90	-12.94	-93.8	9.7		
	242	297	poz.Puente P.1	07.02.90	-12.72	-90.4	11.4	2.1	
	244	316	poz.Pro Lima	13.02.90	-12.60	-91.1	9.7	1.7	
	247	325	poz.San Eugen	13.02.90	-12.43	-90.6	8.8		
	249	336	poz.Sangarara	13.02.90	-12.63				
	250	341	poz.Carabay.1	13.02.90	-13.00	-92.3	11.7	1.5	
	251	342	poz.Carabay.2	07.02.90	-12.98	-92.8	11.0		
	252	348	poz.Santa Lui.	13.02.90	-12.81	-92.6	9.9		
	901	351	poz.Puertas Pro-7	15.11.90	-14.26	-104.6	9.4	4.6	
	902	353	poz.Santa Isolina	15.11.90	-15.12	-112.1	8.8	4.1	
	903	355	poz.A. Calcarios	15.11.90	-14.51	-100.4	15.6	5.5	
	254	382	poz.Vipol 1	13.02.90	-12.67	-102.1	-0.7		
	267	556	poz.Puente P.2	07.02.90	-12.64	-93.2	7.9		
	268	560	poz.Puente P.6	07.02.90	-12.59	-92.3	8.4		
	270	601	poz.Paracas	23.03.90	-11.83	-88.7	5.9		
	RIMAC	904	31	poz.Sudamericano	15.11.90	-13.78	-102.2	8.1	3.2
		218	43	poz.Nosiglia	14.02.90	-14.42	-106.0	9.4	
219		64	poz.El bosque	14.02.90	-14.13	-102.7	10.3	4.8	
905		65	poz. Cipreses 2	15.11.90	-13.90	-103.3	7.9	2.3	
220		72	poz.La mar	14.02.90	-14.07	-102.0	10.6		
9		92	poz.El palmar	15.07.90	-13.78	-102.5	7.7	2.8	
221		97	poz.San Mar.4	14.02.90	-14.43	-107.1	8.3		
222		99	poz.Conde.2	14.02.90	-14.22	-104.0	9.8	3.5	
2223		100	poz.Mirones	14.02.90	-14.17	-102.3	11.1	4.2	
20		101	poz.San Demetrio	15.07.90	-13.82	-102.6	8.0	4.2	
224		121	poz.Maranga 1	14.02.90	-13.82	-101.8	8.8		
21		128	poz.Vista Alegre 1	15.07.90	-13.94	-101.4	10.1	3.5	
18		129	poz.Vista Alegre 2	15.07.90	-13.91	-104.6	6.7	2.5	
17		133	poz.Alborada	15.07.90	-14.32	-104.7	9.9	4.1	
6		137	poz.Santa Rosa	15.07.90	-13.94	-101.4	10.1	1.3	
225		152	poz.Villa Maria	14.02.90	-13.61	-100.5	8.4	3.9	
227		162	poz.Palao	14.02.90	-14.30	-102.8	10.2		
228		164	poz.Santa Anita	22.02.90	-14.10	-103.6	9.2	1.5	
11		167	poz.La Virreina	15.07.90	-13.87	-102.5	8.5	2.9	
19		176	poz.Puente 1	15.07.90	-14.08	-103.8	8.8	3.1	

TABLA 2a

ACUIFERO DE LIMA
Resultados de los análisis de isótopos estables
SECTORIZACION DE AGUAS SUBTERRANEAS
(Continuación)

SECTOR	OIEA PER	SEDAPAL No	Estación	Fecha muestreo	Oxíg.18 o/oo	Deuter. o/oo	Exceso H2 o/oo	Tritio U.T.	
RIMAC	229	182	poz. Camacho 1	22.02.90	-14.28	-104.2	10.0		
	230	195	poz. Fiori	14.02.90	-13.93	-102.0	9.4	2.7	
	231	198	poz. Col Ingen	22.02.90	-13.76	-103.6	6.5		
	232	200	poz. AVEP 2	14.02.90	-13.84	-101.3	9.4	3.3	
	4	208	M. Castilla	15.07.90	-14.41	-106.7	8.6	3.9	
	233	210	poz. Campina 1	01.03.90	-13.32	-100.3	6.3		
	906	220	poz. Pando 4	15.11.90	-13.74	-102.9	7.1	3.1	
	907	233	poz. Villa 1	15.11.90	-13.49	-101.8	6.1	2.5	
	908	235	poz. Villa 2	15.11.90	-13.33	-109.1	2.5	1.1	
	909	239	poz. Pando 7	15.11.90	-13.81	-102.3	8.2	1.8	
	910	251	poz. G. Astete 2	15.11.90	-13.76	-103.1	7.1	1.8	
	236	254	poz. Tilda	26.02.90	-13.80	-101.8	8.6	3.4	
			260	poz. Cerr de Camacho	21.09.89	-13.69	-102.3	7.2	
	237	261	poz. Vitarte 1	26.02.90	-13.94	-102.5	9.0		
	238	262	poz. Vitarte 2	26.02.90	-14.08	-102.1	10.5	4.2	
	240	269	poz. Rosario V	01.03.90	-13.73	-101.4	8.4	0.8	
	7	277	poz. Calera Monterr	15.07.90	-13.98	-102.8	9.0	4.0	
	5	278	poz. Primavera	15.07.90	-14.05	-103.3	9.1	4.1	
	22	281	poz. Caleta La Mer	15.07.90	-14.05	-101.9	10.5	3.3	
	911	285	poz. Pando 3	15.11.90	-13.91	-102.5	8.8	2.7	
	243	309	poz. La Milla	14.02.90	-14.17	-101.8	11.6		
			310	poz.		-13.93	-100.2	11.2	
	3	318	poz. Dammert	15.07.90	-14.01	-103.2	8.9	4.0	
	13	319	poz. San Francisco	15.07.90	-13.91	-101.6	9.7	0.7	
	245	320	poz. Mayensa	26.02.90	-14.14	-101.6	11.5		
	246	324	poz. Jose Tell	14.02.90	-14.16	-100.9	12.4	0.4	
	248	328	poz. Portal JP	26.02.90	-13.74	-100.8	9.1	4.7	
	15	330	poz. Limatambo 2	15.07.90	-13.91	-100.2	11.1	2.2	
	912	335	poz. Cedro de Villa	15.11.90	-13.60	-100.8	8.1	2.6	
	23	338	poz. Coviecma	15.07.90	-13.89	-102.5	8.6	3.2	
	913	347	poz. Pando 8	15.11.90	-13.92	-101.8	9.6	2.9	
	914	354	poz. H. Pacifico	15.11.90	-15.57	-113.3	11.2	3.6	
	915	356	poz. S. Patricia 2	15.11.90	-14.62	-107.6	9.4	5.5	
	2	361	poz. San Carlos 2	15.07.90	-14.15	-105.3	7.9	3.2	
	8	362	poz. Los Chancas 4	15.07.90	-13.82	-98.8	11.8	2.5	
	916	362	poz. Los Chancas 4	15.11.90	-13.43	-102.1	5.4	4.7	
	14	363	poz. Los Chancas 5	15.07.90	-13.77	-100.9	9.3	2.5	
	917	363	poz. Los Chancas 5	15.11.90	-13.68	-102.1	7.4	7.8	
	16	364	poz. Los Chancas 6	15.07.90	-13.80	-101.4	9.0	3.1	

TABLA 2b

ACUIFERO DE LIMA
Resultados de los análisis de isótopos estables
SECTORIZACION DE AGUAS SUBTERRANEAS
(Continuación)

SECTOR	OIEA PER	SEDAPAL No	Estación	Fecha muestreo	Oxíg.18 o/oo	Deuter. o/oo	Exceso H2 o/oo	Tritio U.T.
RIMAC	918	364	poz. Los Chancas 6	15.11.90		-97.2		5.4
	1	403	poz. El Dorado	15.07.90	-14.21	-106.6	7.1	5.1
	12	409	poz. El parque	15.07.90	-14.08	-102.4	10.4	4.1
	255	414	poz. Ind. Naran	14.02.90	-14.24	-104.9	9.0	3.5
	10	418	poz. Linda Vista	15.07.90	-13.99	-100.8	11.1	1.8
	266	455	poz. Aeropuerto	23.02.90	-14.12	-104.4	8.6	
RIO-CHI	241	270	poz. Antares	14.02.90	-13.45	-97.6	10.0	
	263	529	poz. Bocanegra	23.02.90	-13.13	-97.0	8.0	
	269	562	poz. Santa R1	23.02.90	-13.01	-97.7	6.4	1.3
CALLAO	256	504	poz. Santa Mar	23.02.90	-14.25	-101.6	12.4	
	257	505	poz. Ovalo Sal	08.02.90	-13.82	-98.2	12.4	
	919	507	poz. San Juan	15.11.90	-13.99	-103.6	8.3	0.9
	258	508	poz. Miramar	08.02.90	-14.22	-97.4	16.4	
	259	513	poz. San Joaquin	08.02.90	-14.12	-103.0	10.0	
	920	520	poz. Playa Rimac	15.11.90				4.4
	921	521	poz. Internacional	11.15.90	-13.82	-101.8	8.8	1.7
	260	523	poz. Santa Lui	08.02.90	-13.35	-102.0	4.8	
	261	525	poz. Taboadita	08.02.90	-14.17	-99.6	13.8	
	262	526	poz. Mirones B2	08.02.90	-14.43	-91.8	23.6	
	922	533	poz. Pescador 3	15.11.90	-13.76	-102.5	7.5	1.5
	264	527	poz. Bella UNI	08.02.90	-15.03	-108.7	11.5	
	265	549	poz. 22 Has	08.02.90	-14.25	-104.2	9.8	
	266	550	poz. Aeropuerto	23.02.90	-14.12	-104.4		
923	552	poz. La Macarena	15.11.90				1.9	
924	554	poz. 170 Estibad.	15.11.90				1.8	
LA MOLINA		201	poz.	21.09.89	-13.29	-104.5	1.8	
		180	poz. La Planicie 2	21.09.89	-13.08	-98.8	5.8	
		150	poz. Maupa	21.09.89	-12.15	-94.8	2.4	
		146	poz. La Estancia	21.09.89	-13.32	-100.3	6.3	
		410	poz. Riconada Baja	15.09.89	-13.18	-99.6	5.8	
		151	poz. Campo Verde	21.09.89	-13.20	-98.8	6.8	
		352	poz. Lomas LM	22.02.90	-13.21	-102.6	3.1	2.6
		308	poz. Las Vinas	15.09.89	-13.78	-103.8	6.4	
		288	poz. Remanso	21.09.89	-13.72	-102.9	6.9	
	131	poz. Molina Vieja	21.09.89	-13.75	-100.7	9.3		

TABLA 3

AGUAS SUBTERRANEAS
Resultados de los Analisis Quimicos (Aniones)
(RLA/B/014)

REF.	PTO DE MUESTREO	FECHA	CO3 (ppm)	meq/l	HCO3- (ppm)	meq/l	Cl- (ppm)	meq/l	SO4- (ppm)	meq/l	NO3- (ppm)	meq/l	SiO2 (ppm)	meq/l	S- (meq/l)
PER 285	043 MUSIGLIA	FEB.90	0.00	0.00	136.38	2.24	25.46	0.72	168.90	3.52	-	0.00	11.85	0.20	6.67
286	072 LA MAR	FEB.90	0.00	0.00	95.13	1.56	44.92	1.27	183.20	3.82	-	0.00	23.44	0.40	7.04
287	097 S.M DE PORRAS 4	FEB.90	0.00	0.00	97.73	1.60	37.83	1.07	136.50	2.84	-	0.00	20.03	0.34	5.85
288	121 HARRAGA 1	FEB.90	0.00	0.00	102.21	1.68	39.48	1.11	136.75	2.85	-	0.00	26.25	0.44	6.08
289	161 SAN FELIPE 2	FEB.90	0.00	0.00	116.55	1.91	37.24	1.05	381.10	7.94	-	0.00	28.36	0.48	11.38
290	162 PALAO	FEB.90	0.00	0.00	94.3	1.55	56.56	1.59	101.60	3.78	-	0.00	21.67	0.37	7.29
291	182 CAMALDO 1	FEB.90	0.00	0.00	174.44	2.86	35.03	0.94	187.40	3.90	-	0.00	16.77	0.28	8.03
292	198 INGRANIEROS	FEB.90	0.00	0.00	91.63	1.50	51.72	1.46	189.50	3.95	-	0.00	26.89	0.45	7.36
293	210 CAMPINA 1	FEB.90	0.00	0.00	103.37	1.63	70.39	1.98	368.70	7.68	-	0.00	29.10	0.49	11.85
294	245 INFANTES	FEB.90	0.00	0.00	87.87	1.44	237.3	6.68	389.00	8.10	-	0.00	31.63	0.53	16.76
295	261 VITARTE 1	FEB.90	0.00	0.00	112.99	1.85	32.82	0.92	206.65	4.31	-	0.00	24.19	0.41	7.49
296	266 TUNGASUCA	FEB.90	0.00	0.00	119.19	1.95	22.13	0.62	286.10	5.96	-	0.00	28.38	0.48	9.02
297	270 ANTARES	FEB.90	0.00	0.00	85.22	1.40	119.3	3.36	379.70	7.91	-	0.00	20.87	0.35	13.02
298	309 LA HILLA	FEB.90	0.00	0.00	90.21	1.48	77.67	2.19	170.10	3.54	-	0.00	20.28	0.34	7.55
299	320 MANYLSA	FEB.90	0.00	0.00	90.41	1.48	68.81	1.94	235.90	4.91	-	0.00	21.86	0.37	8.70
300	325 SAN EUGENIO	FEB.90	0.00	0.00	87.06	1.43	607.7	17.12	410.30	8.55	-	0.00	30.20	0.51	27.60
301	336 SANGARAPA	FEB.90	0.00	0.00	117.57	1.93	43.87	1.24	410.10	8.54	-	0.00	29.50	0.50	12.20
302	341 CARABAYLLO 1	FEB.90	0.00	0.00	101.09	1.66	22.5	0.63	271.50	5.66	-	0.00	24.04	0.41	8.35
303	348 SANTA LUISA	FEB.90	0.00	0.00	103.43	1.70	29.39	0.83	327.70	6.83	-	0.00	28.99	0.49	9.84
304	382 VIPOL 1	FEB.90	0.00	0.00	107.9	1.77	67.52	1.90	530.90	11.06	-	0.00	28.36	0.48	15.21
305	504 STA. MARINA	FEB.90	0.00	0.00	134.85	2.21	44.16	1.24	142.80	2.98	-	0.00	23.31	0.39	6.82
306	508 MIRANAVES	FEB.90	0.00	0.00	110.24	1.81	106.2	2.99	145.70	3.04	-	0.00	24.83	0.42	8.25
307		FEB.90	0.00	0.00	72.74	1.19	1091.6	30.75	150.90	3.14	-	0.00	23.83	0.40	35.49
308	526 HIRONES BAJO 2	FEB.90	0.00	0.00	94.07	1.54	56.22	1.58	159.30	3.32	-	0.00	18.86	0.32	6.76
309	537 BELLA UNION	FEB.90	0.00	0.00	107.19	1.76	40.43	1.14	115.20	2.40	-	0.00	24.79	0.42	5.71
310	550 AEROPUERTO	FEB.90	0.00	0.00	106.17	1.74	26.3	0.74	112.90	2.35	-	0.00	21.13	0.36	5.19
311	560 PTE. PIEDRA 6	FEB.90	0.00	0.00	86.14	1.41	49.64	1.40	279.60	5.83	-	0.00	24.25	0.41	9.04
312	601 PARACAS	FEB.90	0.00	0.00	98.34	1.61	103.4	2.91	975.10	20.31	-	0.00	31.53	0.53	25.37
313	TUNEL GRATON	FEB.90	0.00	0.00	83.6	1.37	0.97	0.03	96.78	2.02	-	0.00	0.15	0.00	3.42
314	PLANT. SAN MATEO	FEB.90	0.00	0.00	100.68	1.65	40.32	1.14	105.80	2.20	-	0.00	11.56	0.20	5.19
315	RIO SAN MATEO	FEB.90	0.00	0.00	77.66	1.27	36.68	1.03	253.60	5.28	-	0.00	12.49	0.21	7.80

* Resultados de los analisis quimicos de muestras de agua del Acustero de Lima, tomados por el personal de SEDAPAL entre el 13-02-90 y el 26-02-90 y ejecutados por los laboratorios del OIEA.

T A B L A 3a

A G U A S S U B T E R R A N E A S
Resultados de los Analisis Quimicos (Cationes)
(RLA/8/014)

REF.	PTO DE MUESTREO	FECHA	COND. (uS/cm)	pH	Ca (ppm)	Mg (ppm)	Na (ppm)	K (ppm)	St	S-	FINAL CHECK				
					meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	% error	
PER 285	043 NOSIGLIA	FEB.90	595	7.60	94.20	4.70	8.67	0.72	10.40	0.80	2.98	0.07	6.29	6.67	-5.8
286	072 LA MAR	FEB.90	802	7.56	121.75	6.09	15.94	1.32	23.98	1.04	2.94	0.08	8.51	7.04	18.9
287	097 S.M DE PORRAS 4	FEB.90	670	6.87	102.58	5.12	11.79	0.97	21.68	0.94	2.73	0.07	7.11	5.85	19.4
288	121 MARANGA 1	FEB.90	688	6.90	93.88	4.68	12.97	1.07	27.83	1.21	3.08	0.08	7.05	6.08	14.7
289	161 SAN FELIPE 2	FEB.90	1140	6.97	179.83	8.97	30.06	2.48	42.68	1.86	3.23	0.08	13.40	11.38	15.3
290	162 PALAO	FEB.90	852	7.02	124.15	6.20	17.05	1.41	31.01	1.35	3.37	0.09	9.04	7.29	21.4
291	182 CAMACHO 1	FEB.90	715	8.10	116.05	5.79	11.67	0.96	22.42	0.97	3.33	0.09	7.82	8.03	-2.7
292	198 INGMIEROS	FEB.90	830	6.90	125.95	6.28	15.79	1.30	25.30	1.10	3.24	0.08	8.77	7.36	17.5
293	210 CAMPINA 1	FEB.90	1200	6.86	194.00	9.68	26.77	2.21	44.52	1.94	4.02	0.10	13.93	11.85	16.1
294	245 INFANTES	FEB.90	1630	6.68	251.70	12.56	44.89	3.71	42.05	1.83	2.77	0.07	18.17	16.76	8.1
295	261 VITARTE 1	FEB.90	810	6.81	130.95	6.53	14.57	1.20	25.92	1.13	2.85	0.07	8.94	7.49	17.6
296	266 TUNGASUCA	FEB.90	885	7.00	137.20	6.85	23.49	1.94	27.85	1.21	1.88	0.05	10.05	9.02	10.8
297	270 ANTARES	FEB.90	1310	6.75	218.65	10.91	28.15	2.33	35.32	1.54	3.89	0.10	14.87	13.02	13.3
298	309 LA MILLA	FEB.90	855	6.70	123.20	6.15	17.02	1.41	27.32	1.19	3.23	0.08	8.82	7.55	15.6
299	320 MANYLSA	FEB.90	938	6.93	137.33	6.85	20.41	1.69	28.21	1.23	6.60	0.17	9.93	8.70	13.3
300	325 SAN EUGENIO	FEB.90	2650	7.05	429.50	21.43	72.62	6.00	50.84	2.21	3.37	0.09	29.73	27.60	7.4
301	336 SANGARARA	FEB.90	1170	7.20	177.15	8.84	31.70	2.62	46.09	2.00	2.40	0.06	13.52	12.20	10.3
302	341 CARABAYLLO 1	FEB.90	820	7.45	123.25	6.15	21.48	1.78	25.53	1.11	2.00	0.05	9.09	8.35	8.4
303	348 SANTA LUISA	FEB.90	950	7.22	142.30	7.10	24.28	2.01	34.00	1.48	2.12	0.05	10.64	9.84	7.8
304	382 VIPOL 1	FEB.90	1400	7.35	140.90	7.03	40.00	3.31	45.87	1.99	2.72	0.07	12.40	15.21	-20.3
305	504 STA.MARINA	FEB.90	648	7.83	90.69	4.53	9.89	0.82	26.14	1.14	2.90	0.07	6.55	6.82	-4.0
306	508 MIRAMAVES	FEB.90	897	7.28	120.70	6.02	15.84	1.31	37.82	1.64	3.46	0.09	9.06	8.25	9.4
307		FEB.90	3620	7.10	560.95	27.99	66.74	5.52	94.71	4.12	5.25	0.13	37.76	35.49	6.2
308	526 MIRONES BAJO 2	FEB.90	777	7.25	110.10	5.49	13.18	1.09	27.49	1.20	2.78	0.07	7.85	6.76	14.9
309	537 BELLA UNION	FEB.90	658	7.20	84.78	4.23	11.80	0.98	31.84	1.38	2.62	0.07	6.66	5.71	15.3
310	550 AEROPUERTO	FEB.90	542	7.40	79.52	3.97	9.39	0.78	20.08	0.87	2.51	0.06	5.68	5.19	9.0
311	560 PTE.PIEDRA 6	FEB.90	895	7.25	139.40	6.66	22.54	1.86	26.51	1.15	1.98	0.05	9.72	9.04	7.3
312	601 PARACAS	FEB.90	2080	7.57	390.85	19.50	62.87	5.20	74.02	3.22	3.82	0.10	28.02	25.37	9.9
313	TUNEL GRATON	FEB.90	334	8.25	53.43	2.67	6.56	0.54	3.58	0.16	1.15	0.03	3.39	3.42	-0.8
314	PLANT.SAN MATEO	FEB.90	610	7.25	73.77	3.68	12.08	1.00	27.14	1.18	5.37	0.14	6.00	5.19	14.4
315	RIO SAN MATEO	FEB.90	811	7.13	129.80	6.48	10.14	0.84	27.91	1.21	4.77	0.12	8.65	7.80	10.3

* Resultados de los analisis quimicos de muestras de agua del Acuífero de Lima, tomados por el personal de SEDAPAL, entre el 13-02-90 y el 26-03-90

4. ORIGEN DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

4.1. RESULTADOS DE LOS ANALISIS DE ISOTOPOS ESTABLES

4.1.1. AGUAS SUPERFICIALES

En la Fig. 1 se han presentado los resultados de O-18 vs. H-2, tanto de las aguas de los ríos: Rímac, Chillón y Lurín, como de las aguas provenientes de los manantiales. Las apreciaciones que se derivan de este gráfico son:

- a) Las aguas superficiales que escurren por los ríos, no muestran signos evidentes de evaporación, no obstante, se aprecia que los datos se alinean en una recta con pendiente algo menor a la de equilibrio.
- b) Las aguas embalsadas, como era de esperarse, experimentan un significativo enriquecimiento en su contenido de isótopos ambientales, producto del fraccionamiento por evaporación (ver muestra R1: Laguna de Ticticocha).
- c) En la Fig. 2, se aprecia que existe una diferencia significativa en el contenido de O-18 y H-2 en los tres ríos que escurren hacia Lima.

En la Fig. 3, donde se han representado el contenido de O-18 vs. la altitud media de la cuenca drenante al punto de muestreo, se aprecia que esta diferencia puede ser interpretada como un efecto de altitud. El gradiente calculado es de $-0.205 \text{ ‰} \delta^{18}\text{O}/100 \text{ m.}$ con un coeficiente de correlación de $r^2 = 0.87$.

En el cálculo del gradiente anterior se ha excluido a la Laguna de Ticticocha (aguas evaporadas) y a las muestras del río Rímac tomadas aguas abajo de la confluencia con el río Santa Eulalia (puntos R9, R10, R11 y R12). Estas se ha separado de la tendencia anterior debido a que corresponden a un sector de la cuenca donde no se produce caudal, por lo que el agua generada en mayores altitudes solo cruza esta área. Corrigiendo por la altitud media de la cuenca donde efectivamente se genera el caudal, estos puntos presumiblemente, tenderían a alinearse en la tendencia anteriormente identificada.

- d) En la Fig. 4, se han presentado los puntos correspondientes al O-18 presente en las aguas de manantiales vs. altitud. Se aprecia que se ubican por debajo de la tendencia de las aguas superficiales. No obstante, es necesario señalar que estas aguas no fueron muestreados en su punto de afloramiento.

Si aceptamos el gradiente por efecto de altitud identificado en la gráfica 3, se podría identificar la cota media de la cuenca que alimenta a los manantiales.

4.1.2 AGUAS SUBTERRANEAS

El origen principal de las aguas subterráneas de la Ciudad de Lima, está relacionado con la infiltración de las aguas superficiales de los ríos Rímac y Chillón. En la Fig. 5 se muestran estos dos grupos de agua y en la Fig. 6 se representa su distribución espacial. Los

valores medios representativos de estos 2 grupos de aguas son los que se señalan a continuación:

SECTOR 1:

Aguas que tienen como origen las filtraciones del río Rímac y cuyo valor aproximado es en O-18 de -14.01‰ y en deuterio de -102.7‰ .

SECTOR 2

Aguas que tienen como origen las filtraciones del río Chillón y cuyo valor aproximado es en O-18 de -12.69‰ y en deuterio de -91.8‰ .

SECTOR 3

Entre los dos grupos anteriores, es posible identificar una zona de mezcla, la cual queda caracterizada por los pozos SEDAPAL 270, 562 Y 529. Esta zona de mezcla ha sido llamada Rímac-Chillón.

SECTOR 4 : LA MOLIMA

En la Fig. 7 es posible observar las aguas de este sector donde se aprecia que corresponde a una mezcla entre las aguas del sector 1 y las infiltradas desde las lagunas de La Molina. Estas últimas han experimentado fraccionamiento isotópico por evaporación.

SECTOR 5 : EL CALLAO

En la Fig. 5, es posible apreciar que estas aguas cuyo origen son las filtraciones desde el río Rímac, han experimentado un fraccionamiento preferencial en deuterio, ubicándose por sobre la recta meteorológica mundial (intercambio por reacciones químicas descomposición de materia orgánica). En la Fig. 6 se muestra su ubicación espacial.

SECTOR 6 : CHORRILLOS

En la Fig. 8, en base los resultados obtenidos en las aguas de tres pozos (SEDAPAL 210, 152 y 269), es posible apreciar la existencia de una zona donde el agua subterránea del Sector 1 se estaría mezclando con aguas evaporada, las cuales también provienen del río Rímac. Las aguas evaporada podían provenir de aguas de riego procedente del Canal Surco o bien corresponder a filtraciones de las lagunas de oxidación existentes en el Distrito de San Juan de Miraflores.

Comparando el contenido de isótopos ambientales de las aguas subterráneas con las aguas superficiales de los ríos Rímac y Chillón, es posible apreciar que las superficiales, son significativamente más livianas que las subterráneas.

Esto, podría ser explicado por la presumible existencia de una variación estacional del contenido de isótopos ambientales estables en las aguas superficiales que alimentan el acuífero. Lo anterior también permitiría explicar la variabilidad espacial del contenido de oxígeno-18 y deuterio apreciada en los sectores 1 y 2.

En relación al contenido del Tritio (H-3) presente en las aguas subterráneas, se pueden hacer las siguientes indicaciones:

Los valores medios, representativos en cada uno de los sectores identificados previamente, son los siguientes:

SECTOR 1 : RIMAC

de muestras = 36
Valor promedio = 3.1 U.T.
Desviación Estandar = 1.1 U.T

Valor máximo = 5.1 U.T. (Pozo 403)
Valor mínimo = 0.4 U.T. (Pozo 324)

SECTOR 2 : CHILLON

de muestras = 4
Valor promedio = 2.0 U.T.
Desviación Estandar = 0.5 U.T.

Valor máximo = 2.7 U.T. (Pozo 226)
Valor mínimo = 1.5 U.T. (Pozo 341)

SECTOR 5 : CALLAO

de muestras = 2
Valor promedio = 0.0 U.T.
Desviación Estandar = 0.0 U.T.

Valor máximo = 0.0 U.T.
Valor mínimo = 0.0 U.T.

Las concentraciones de Tritio en las aguas subterráneas fluctúan entre 0.4 y 5.5 U.T., encontrándose dentro del rango de valores esperados para aguas modernas en la ubicación geográfica de Lima. Sólo en el sector del Callao se encontraron muestras con valores de 0.0 U.T., requiriéndose para su interpretación de un muestreo de mayor densidad.

4.2. RESULTADOS DE LOS ANALISIS QUIMICOS

4.2.1. AGUAS SUPERFICIALES

En el proyecto no se contempló análisis químico de las aguas superficiales, en especial del río Rímac, en razón que SEDAPAL dispone de un control diario de la calidad del agua, así como un control mensual en diferentes puntos de la cuenca, hasta el km. 50, correspondiente a una altitud de 1,400 m.s.n.m. En base al análisis de información existente, se puede mostrar en la Fig. 9 la evolución de la conductividad de los meses de septiembre, marzo y abril.

En la Fig. 10, se muestra un cuadro donde se aprecia que las concentraciones disminuyen en la época de avenida, lo cual corresponde al período de lluvias y de mayores caudales. En el resto del año estas permanecen constantes.

4.2.2. AGUAS SUBTERRANEAS

En la tabla N° 3, se presentan los resultados de los análisis químicos de aguas subterráneas realizados durante el proyecto. En el diagrama de Piper se presentan los valores anteriores donde se aprecia que las aguas subterráneas son del tipo sulfatado-cálcico.

Agrupando los valores según la sectorización de aguas realizadas utilizando los isótopos ambientales, se verifica que la constitución química de las aguas es diferente en los sectores Rímac (Sector 1), Chillón (Sector 2) y el Callao (Sector 5).

5. PROBABLE CONTAMINACION DEL ACUIFERO POR EFECTO DE INTRUSION MARINA O AGUAS ANTIGUAS

En el Sector 2 (Chillón), escapan 3 pozos de la tendencia general, identificados como SEDAPAL 601, 245 y 325. Las aguas del Sector 3, que fue definido anteriormente como mezcla entre las aguas de los ríos Rímac y Chillón, corresponden en realidad a una mezcla entre aguas del Sector Rímac y aguas de una nueva tendencia identificada como Sector 7.

En la Fig. N° 11 donde representamos los valores de O-18 vs. H-2 de los pozos 601, 325 y 245, encontramos que están desplazados de la recta meteórica mundial. No obstante su desplazamiento se produce por procesos diferentes. En la Fig. 12 se aprecia que las aguas de los pozos 245 y 325 reciben un mayor aporte de cloruros que de sodio mientras que el pozo 601 se aproxima a la razón de $Na^+/Cl^- = 1$. Las tendencias identificadas en las Figs. 13 y 14 insinúan que el enriquecimiento del contenido de O-18 en el pozo 601 se debe a reacciones químicas de intercambio por disolución de yeso, esto sería la fuente de incremento de la conductividad.

En cambio, el pozo 325 (influyendo también al 245) experimenta un significativo incremento de sales por disolución de minerales con alto contenido de calcio y cloruros, además de sulfatos en un menor porcentaje, lo cual no incrementa en forma significativa el contenido de O-18. Con el objetivo de identificar el incremento de deuterio detectado en el Sector 5, correspondiente a El Callao, se intentó correlacionar el exceso de deuterio con los antecedentes de química el agua. Las Figs. 15 y 16 insinúan que ese incremento puede estar relacionado con un incremento de sodio y disminución de la relación SO_4^{2-}/Cl^- .

No obstante para identificar en forma concluyente las reacciones de intercambio que producen el incremento observado en deuterio, es necesario disponer de un mayor número de mediciones.

6. CONTRIBUCION DE LA LAGUNA ARTIFICIAL EXISTENTE EN EL DISTRITO DE LA MOLINA EN LA RECARGA DEL ACUIFERO

En base a los resultados y a la distribución geográfica de los isótopos estables, tal como se aprecia en la Fig. N° 7, es posible formular dos hipótesis de interpretación, a saber:

HIPOTESIS N° 1

La totalidad de las aguas subterráneas de La Molina Alta, están mezcladas con aguas evaporadas proveniente de la infiltración que se produce en las lagunas y en el riego de jardines. Es posible observar que la mayoría de los puntos se encuentran desplazados de la recta meteórica mundial, ubicándose aproximadamente en una línea de mezcla entre los puntos más evaporados de la laguna (L07 y L08) y las aguas ubicadas fuera de la zona.

Según estos resultados, las lagunas están recibiendo aguas con $\delta^{18}\text{O}$ de -13.29% (C01), -12.73% (L10) y -12.76% (L12). Estas aguas se enriquecen por evaporación en isótopos estables y alcanzan un valor medio de -7.56% (L07 y L08). Por otro lado, puede suponerse que los pozos 260, 131, 300 y 238 no contienen una cantidad significativa de agua de las lagunas por encontrarse muy lejos de las mismas. Estos pozos tienen un valor medio de $\delta^{18}\text{O}$ igual a -13.73% .

El resto de los pozos tienen valores intermedios, indicando que se trata de una mezcla de agua de la laguna con aguas del acuífero. La fracción "f" de agua procedente de la laguna podría evaluarse para cada pozo, a partir de la ecuación:

$$-7.56 f + (-13.73)(1 - f) = (\delta^{18}\text{O}) \text{ POZO}$$

Para el caso del pozo 289, que está muy cerca de la laguna, se obtiene $f = 0.297$, es decir que el 29.7% del volumen que se extrae sería agua infiltrada de las lagunas. No obstante, existen algunos puntos que se escapan a esta tendencia general, los cuales posiblemente pueden ser explicados por variaciones que podría presentarse en el tiempo, en el contenido isotópico de las aguas infiltradas.

HIPOTESIS N° 2

La probable existencia de dos grupos de aguas en el acuífero de La Molina, como consecuencia de filtraciones antes del llenado de las lagunas, hipótesis que se plantea en base a las siguientes observaciones:

Los pozos 140, 150, 180, 151, 410 y 146 se agrupan en una línea de mezcla entre las aguas subterráneas existentes fuera del área de La Molina con los evaporados o infiltrados desde las lagunas.

Aguas existentes antes de las filtraciones de las lagunas. Están representadas por los pozos 352, 288 y 308, las cuales podrían haber evolucionado por evaporación en los procesos de riego, existentes antes de ser urbanizada, aguas similares a las que corresponde a los pozos 260, 198, 164, 176 y 182, las cuales se ubican fuera el área.

No obstante la existencia de la dos hipótesis, es posible concluir que las aguas infiltradas desde las lagunas de La Molina corresponden a la principal fuente de recarga del sector. En la actualidad, sus aguas incluso estarían aportando recursos al acuífero de Lima.

El desplazamiento del área de influencia de las lagunas y el considerable descenso de niveles que afecta al sector, son los dos principales factores que conducen a que las aguas subterráneas de La Molina se vean forzadas a escurrir fuera del sector.

7. LA RECARGA DEL ACUIFERO EN EL SECTOR DEL RIMAC MEDIO

La cuenca del río Rímac desde sus nacientes hasta la localidad de Huampaní (a 26 Km. de la ciudad de Lima) es muy angosta y por el uso que tiene sus aguas por parte de la Empresa Electrolima, se puede afirmar que un volumen muy pequeño se infiltra para formar el Acuífero de Lima.

Después de la Central de Huampaní todo el volumen de agua es vertido al río Rímac y en una longitud de 23 Km. discurre libremente con una pendiente muy suave y un ancho en el río de aprox. 200 m., (Fig. 17). En todo este tramo se produce la actual recarga del Acuífero de Lima. Durante los meses de Junio 1991 a Junio de 1992, se tomó una muestra mensual (Puente Ñaña) para conocer la variación de los isótopos estables en el tiempo.

Se deseaba demostrar que los mayores volúmenes de infiltración se realizan en la época de estiaje. Los resultados confirman que se realizan en todo el año (Fig. 18), pero con la salvedad que durante la campaña de muestreo, se sufría una de las mayores sequías en toda la Cuenca del río Rímac.

8. CONCLUSIONES

El trabajo de investigación iniciado y que se concluye con la presentación del presente documento, ha tenido la intención de poner en conocimiento la existencia de técnicas muy sencillas en la evaluación de los recursos hídricos que al ser complementada con las técnicas tradicionales nos lleva a resultados más aproximados con los fenómenos hidrológicos.

Estos años de recopilación de muestras y de interpretación de los resultados isotópicos deben ser tomados como el primer paso que hemos dado, con el apoyo del OIEA y debemos dar otros más con recursos propios en áreas específicas que se han identificado, especialmente en el incremento de cloruros y sulfatos.

Es promesa del OIEA apoyar a través de su sección de Hidrología Isotópica, y de ser posible dentro de sus alcances económicos, todo estudio de investigación que complementa los resultados obtenidos.

9. AGRADECIMIENTO

El documento que hemos elaborado nos permite afirmar que será consultado frecuentemente por profesionales que se dediquen a estudiar el Acuífero de Lima, y resultará de una utilidad muy significativa. Por tanto, agradecemos la colaboración del OIEA, a través del Programa ARCAL XIII, así como a los consultores del Organismo que en diferentes etapas visitaron el país: al Dr. Aldo Reboucas, Ing. O. Suzuki, Dr. Antonio Plata y en especial al Ing. Guillermo Grilli por los aportes proporcionados en la interpretación e los resultados.

En el área de mecanografía a la Sra Alicia Sánchez, por su dedicación en la elaboración del informe de acuerdo a los requerimientos del Organismo.

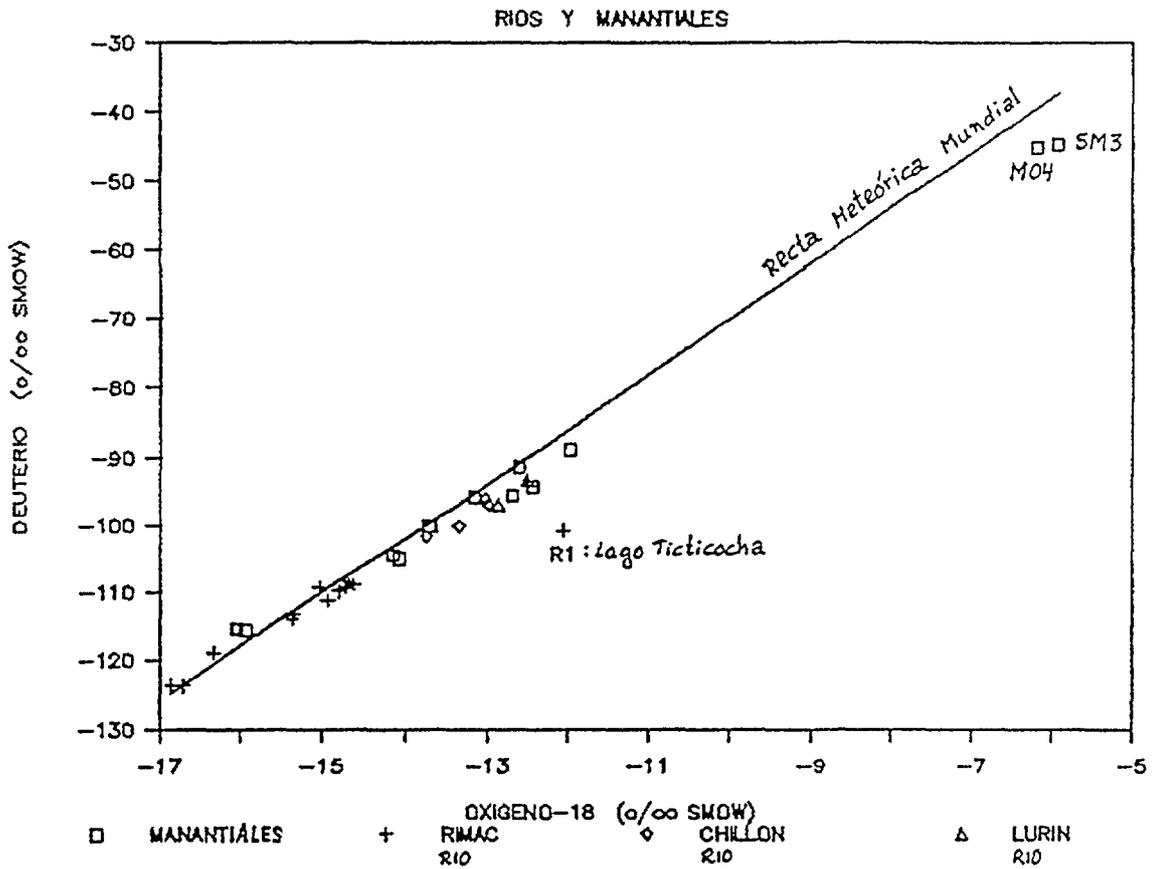


Fig. 1. Composición isotópica de las aguas que alimentan el acuífero de Lima; los ríos Rimac, Chillón y Lurín y las aguas superficiales evidencian efectos de evaporación.

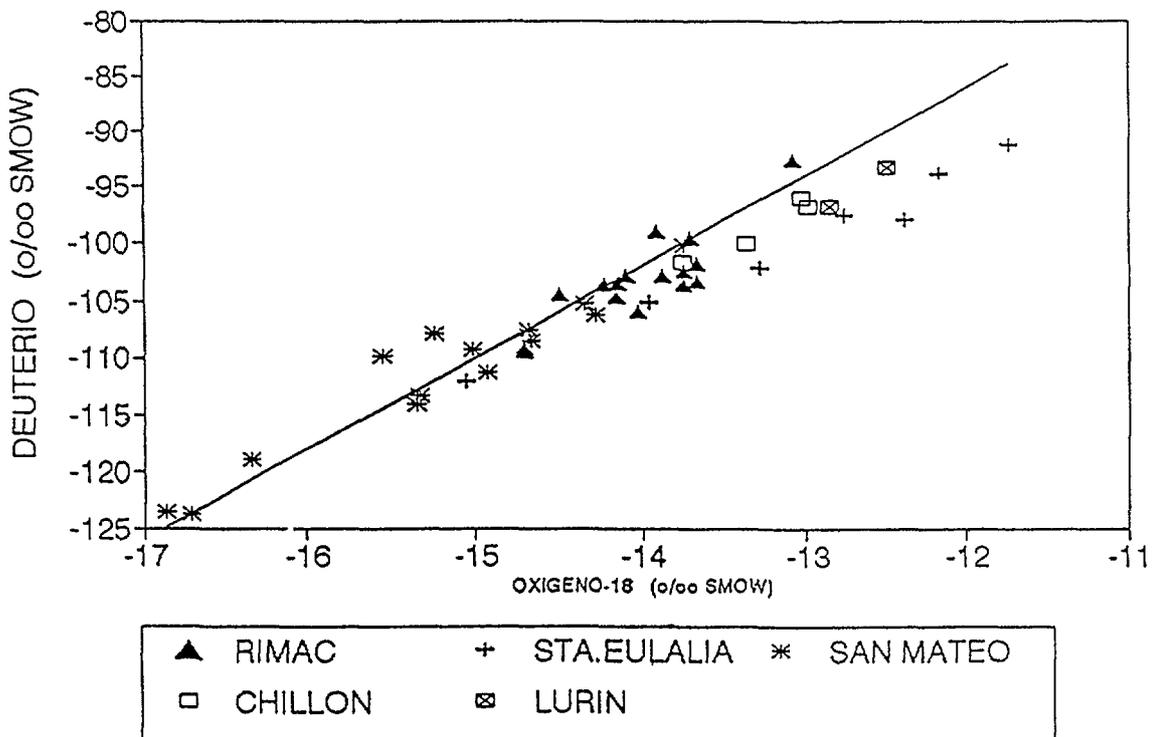


Fig. 2. Detalle del gráfico anterior mostrando la variabilidad isotópica de los diferentes ríos.

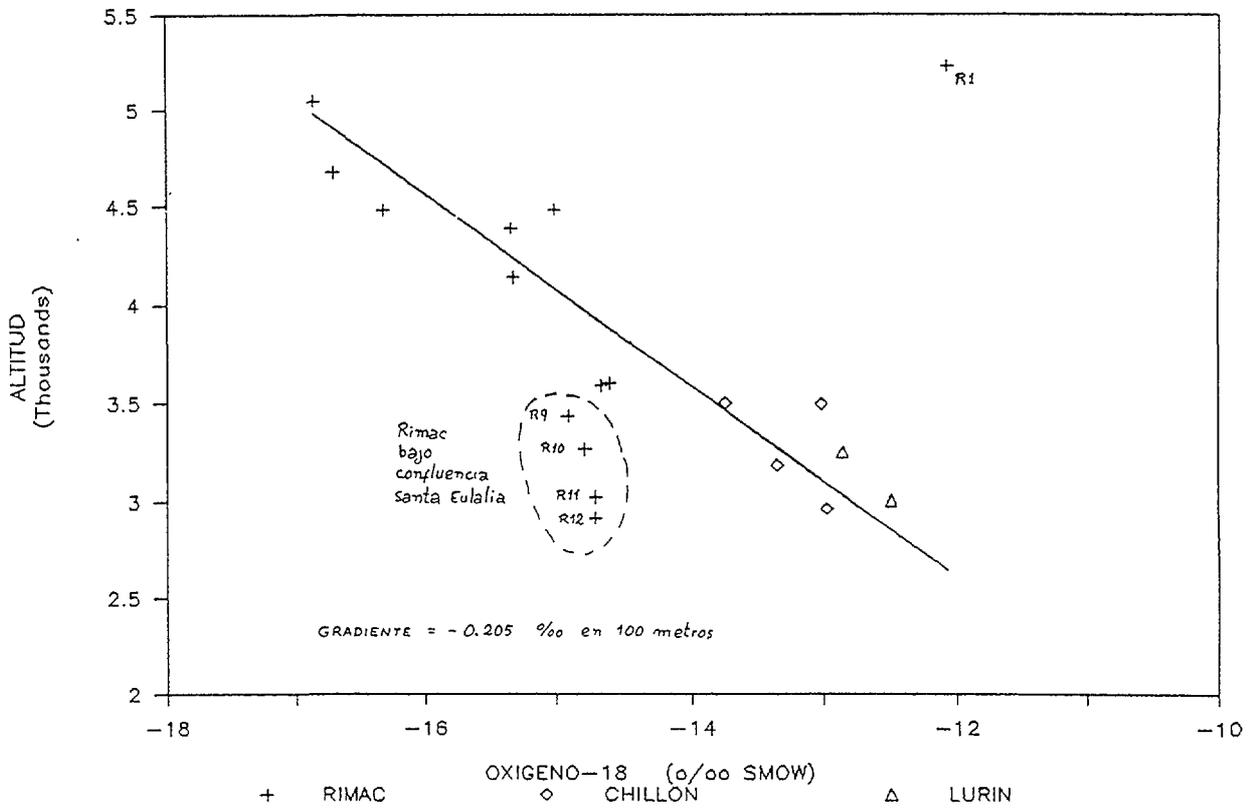


Fig. 3. Relación O-18 vs altitud para los ríos a diferentes cotas. El gradiente de altitud calculado es de -0.20 ‰ por 100 m.

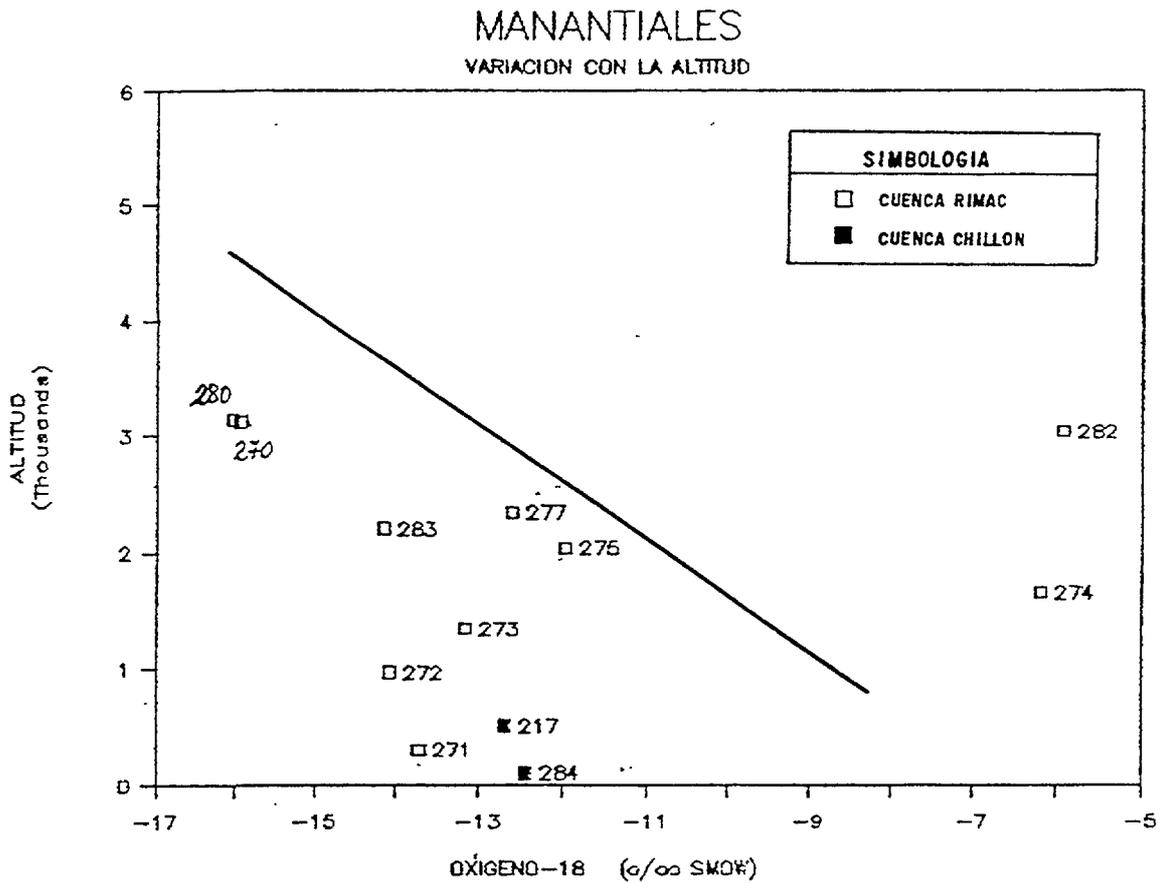


Fig. 4. Relación O-18 vs altitud para una serie de manantiales en las cuencas de los ríos Rimac y Chillón. Ver texto.

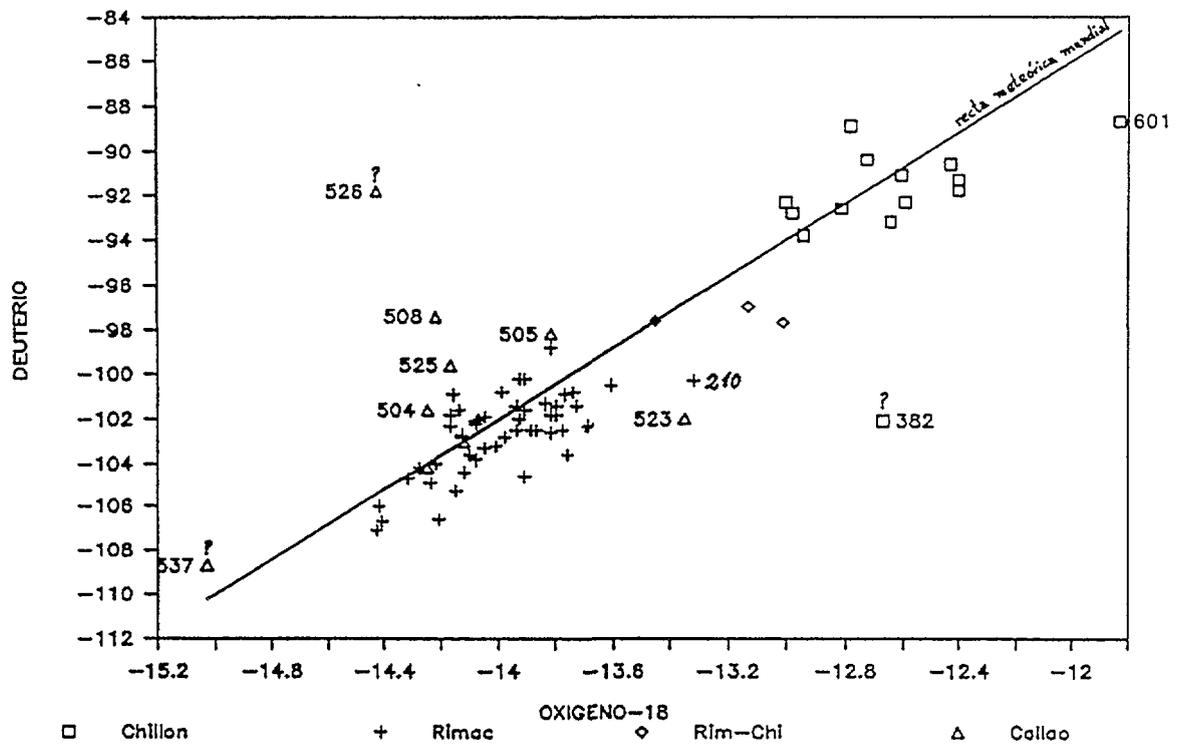


Fig. 5. Composición isotópica de las aguas subterráneas derivadas de los ríos Chillón y Rimac en diferentes sectores del acuífero.

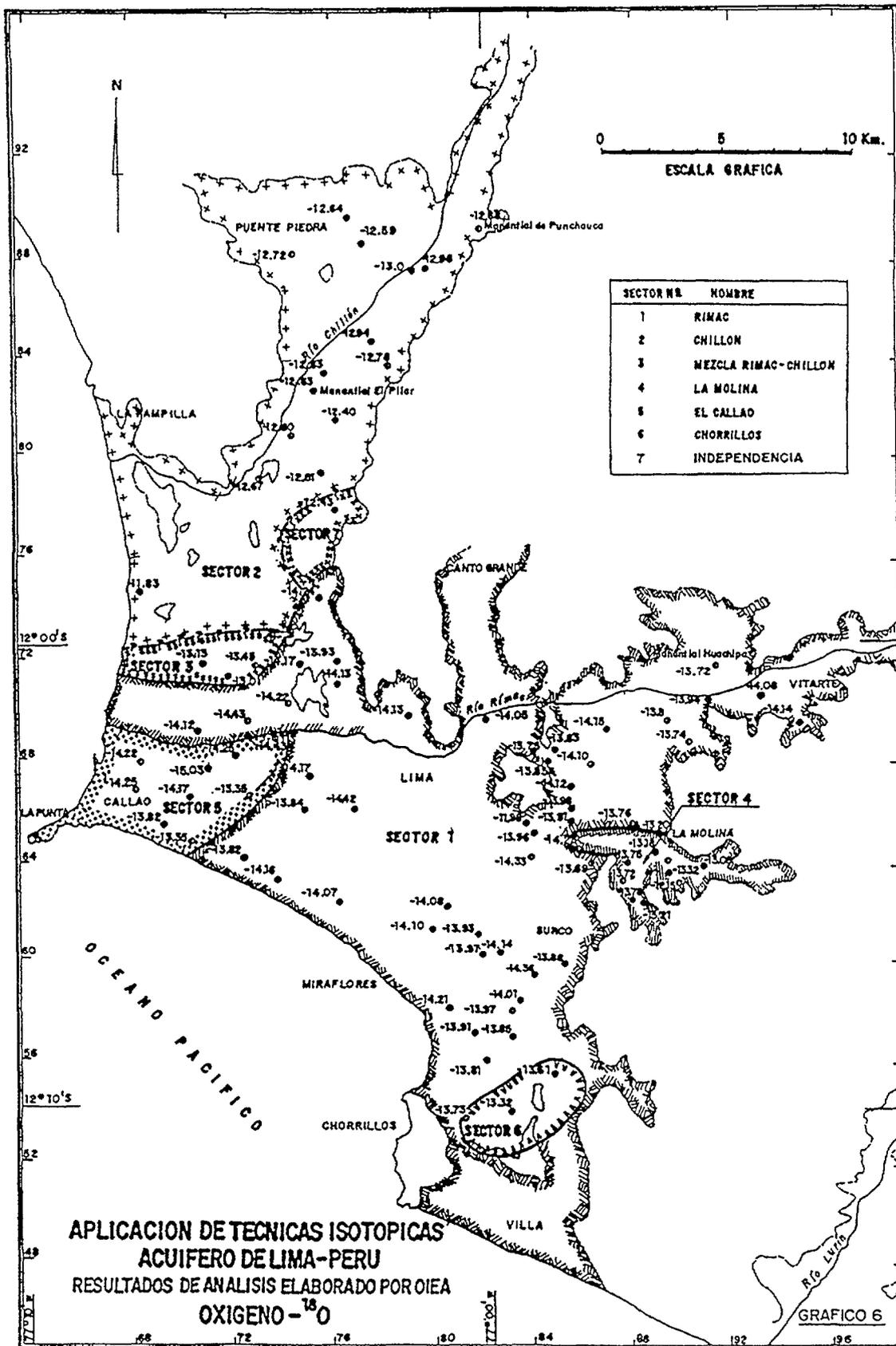


Fig. 6. Distribución espacial de los puntos de muestreo en el acuífero de Lima.

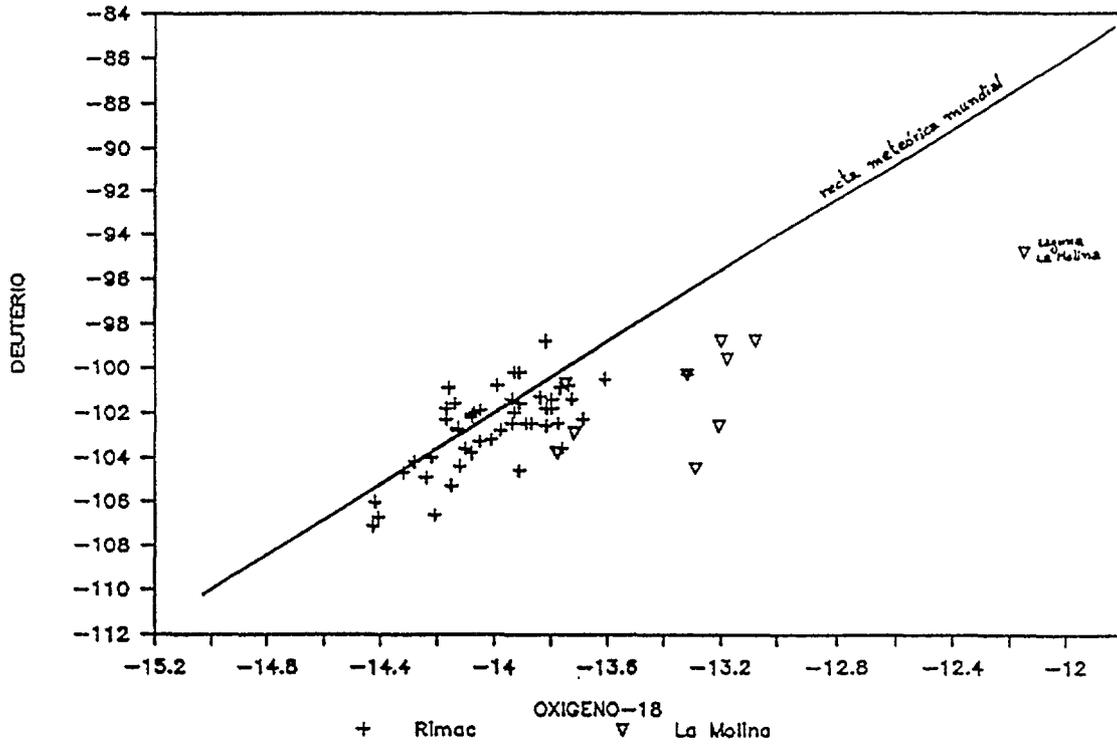


Fig. 7. Composición isotópica de las aguas subterráneas en el sector de La Molina.

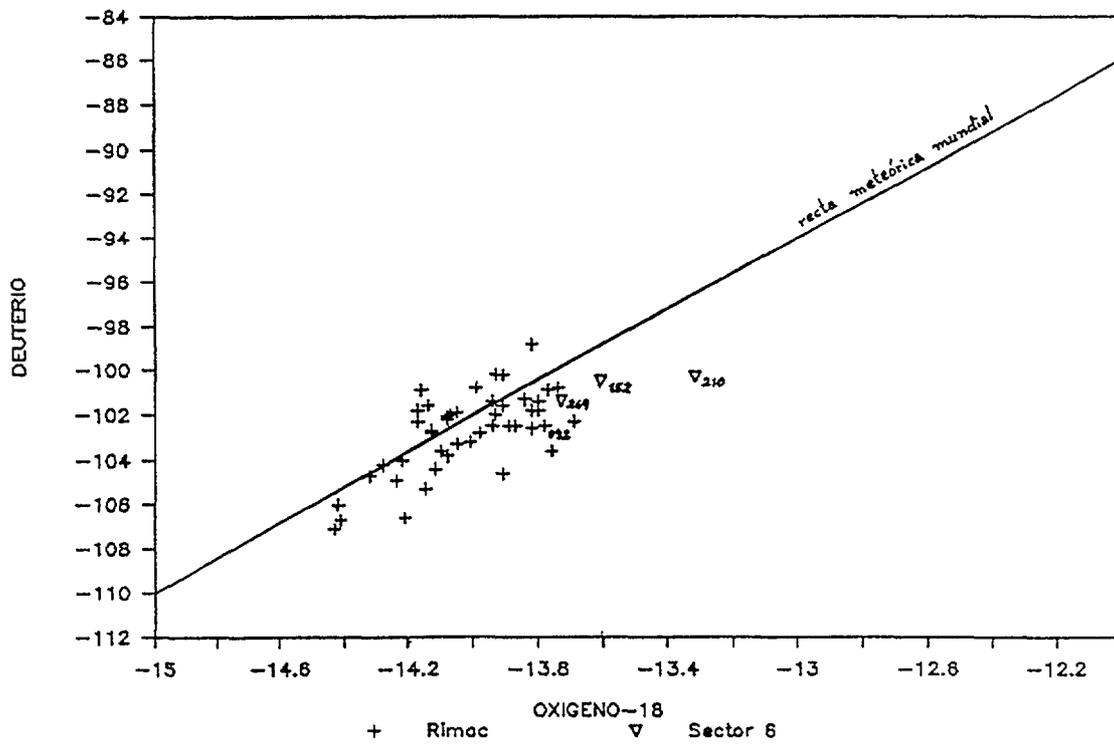


Fig. 8. Composición isotópica de las aguas subterráneas en el sector de Los Chorrillos.

APLICACIONES DE TECNICAS ISOTOPICAS
 ACUIFERO DE LIMA-PERU
 VARIACION DE LA CONDUCTIVIDAD EN EL RIO RIMAC

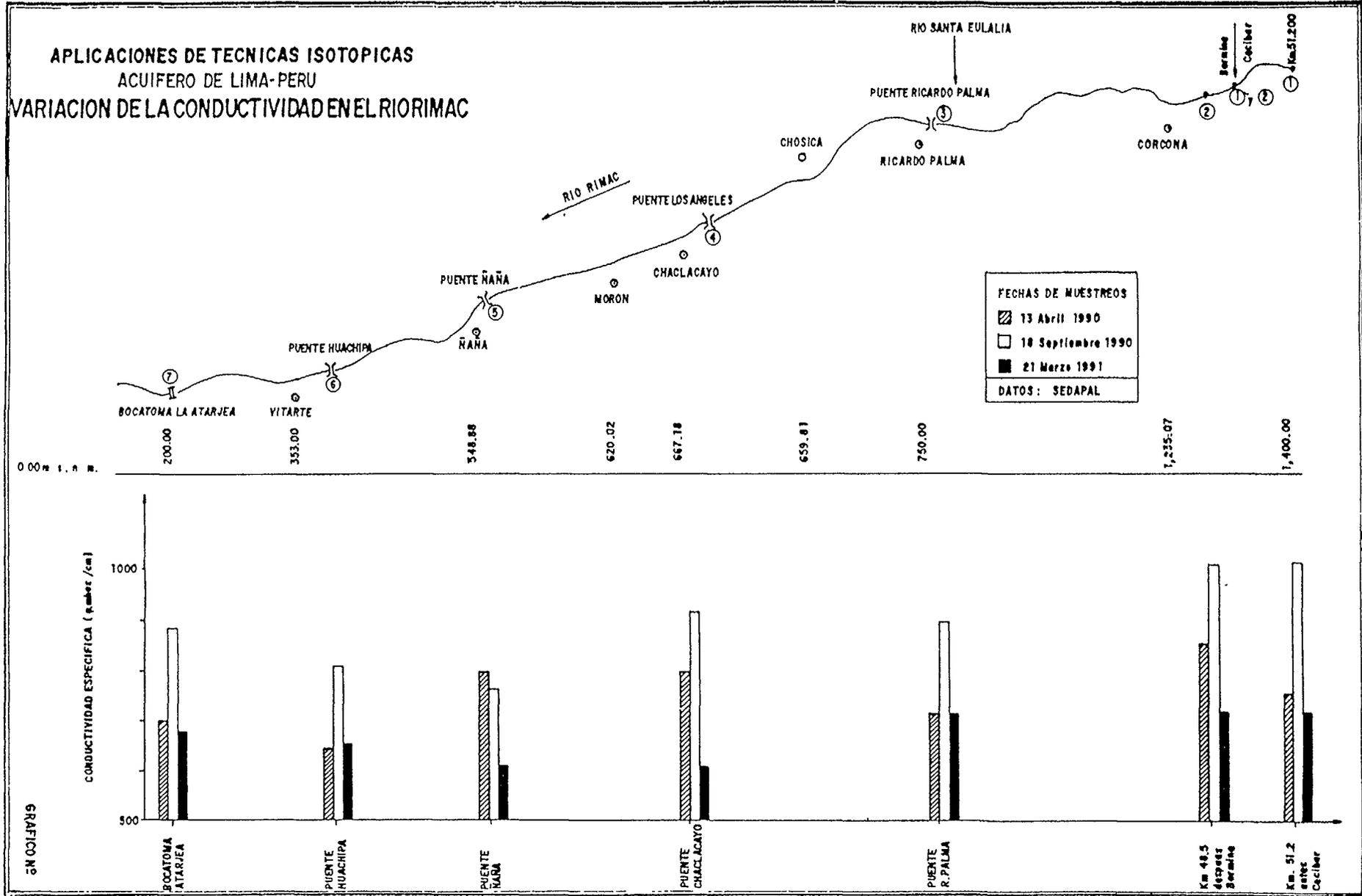


Fig. 9. Evolución de la conductividad del río Rimac entre abril 1990 y marzo 1991.

QUIMICA AGUAS SUPERFICIALES
RIO RIMAC EN ATARJEA

FECHA	19/01/90	19/06/90	16/10/90	17/01/91	19/02/91	25/03/91	16/04/91
Cond Esp umhos	569	833	854	844	716	631	780
pH	7.4	8.3	8.2	7.81	7.2	7.59	7.9
Cl mg/l	14.85	25.74	25.65	29.8	20	13	25.5
SO ₄ mg/l	254.8	224.84	259	255	136	208	151
NO ₃ mg/l	7.35	6.38	6.202	0.082	8.2	3.6	3.23
PO ₄ mg/l	0.045	0.016	0.012	0.025	0.028	0.082	0.053
As mg/l		0.029	0.005	0.071	0.02	0.139	0.047

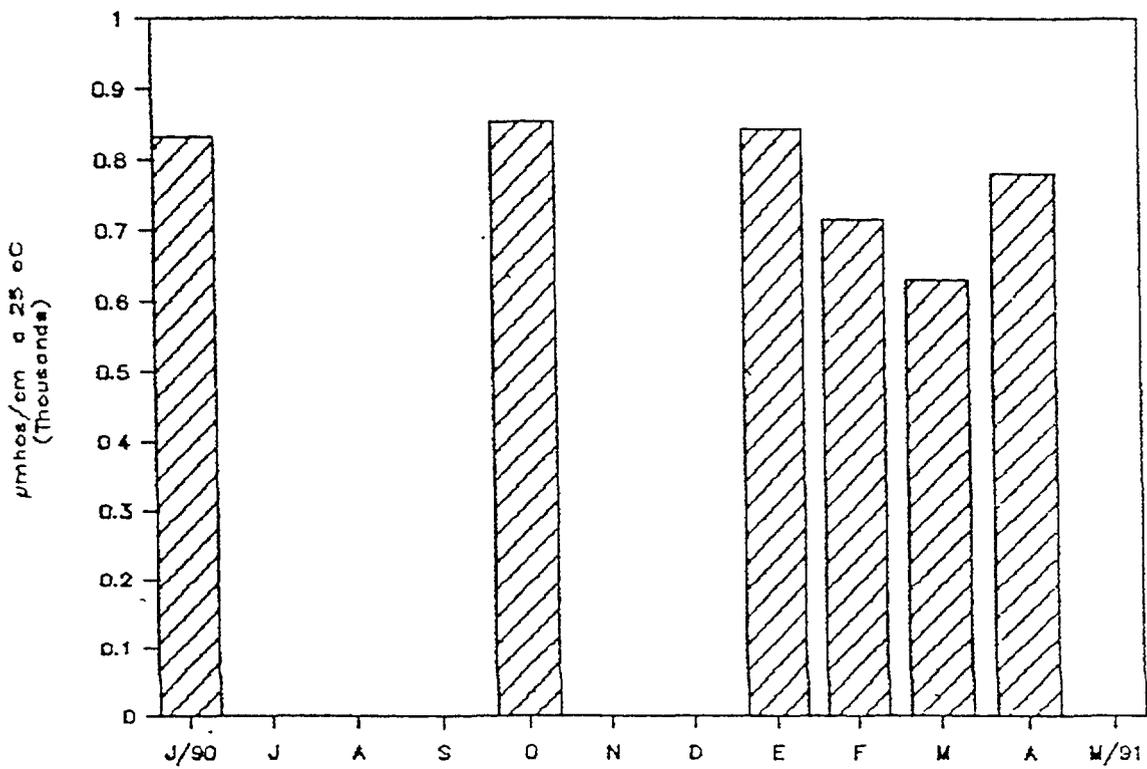


Fig. 10. Evolución de la conductividad del río Rimac en Atarjea entre enero 1990 y abril 1991.

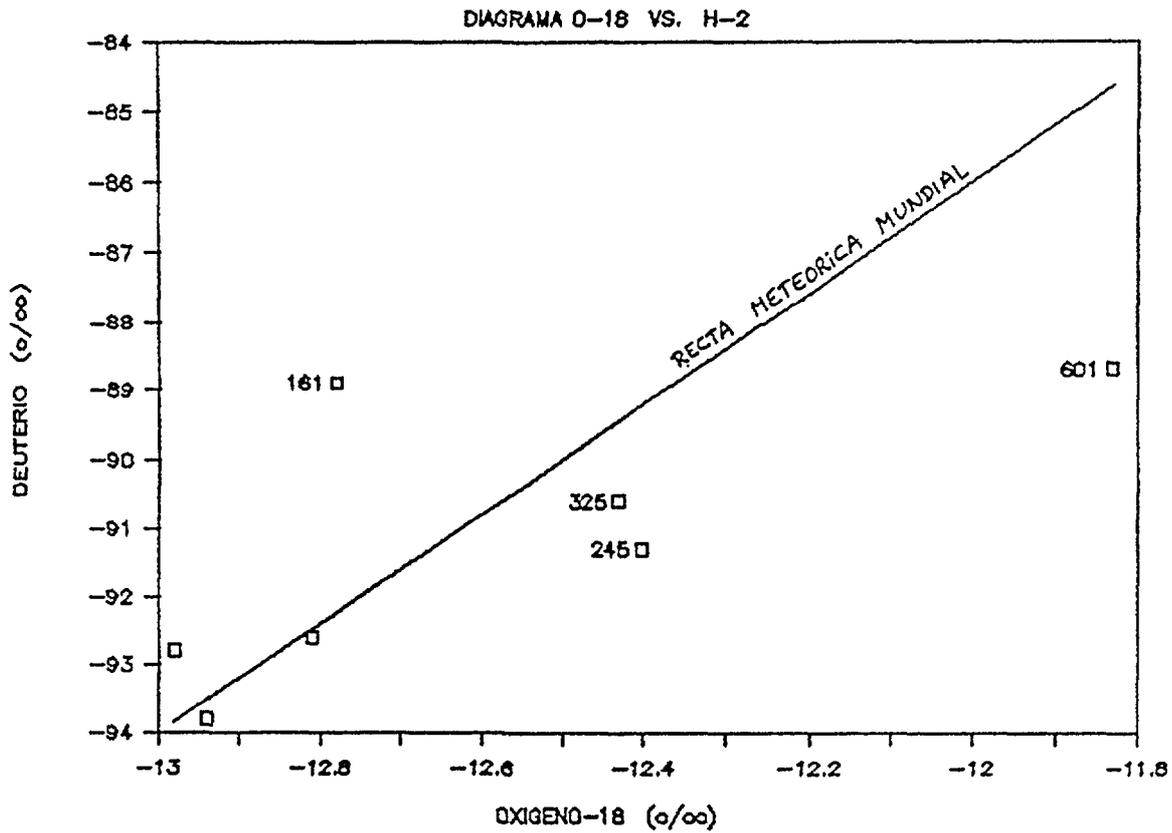


Fig. 11. Contenidos isotópicos de algunos pozos situados en el sector Chillón.

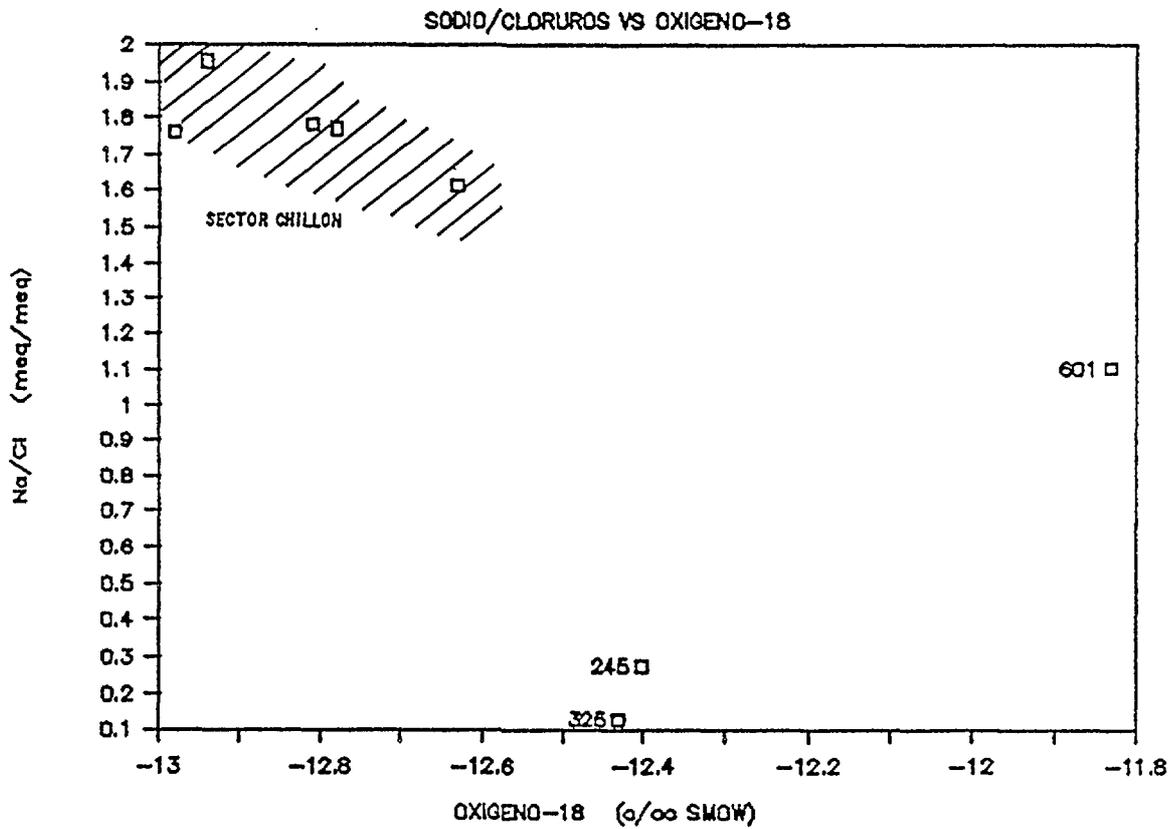


Fig. 12. Relación Na/Cl vs $\delta O-18$ para los pozos indicados en la Fig. 11.

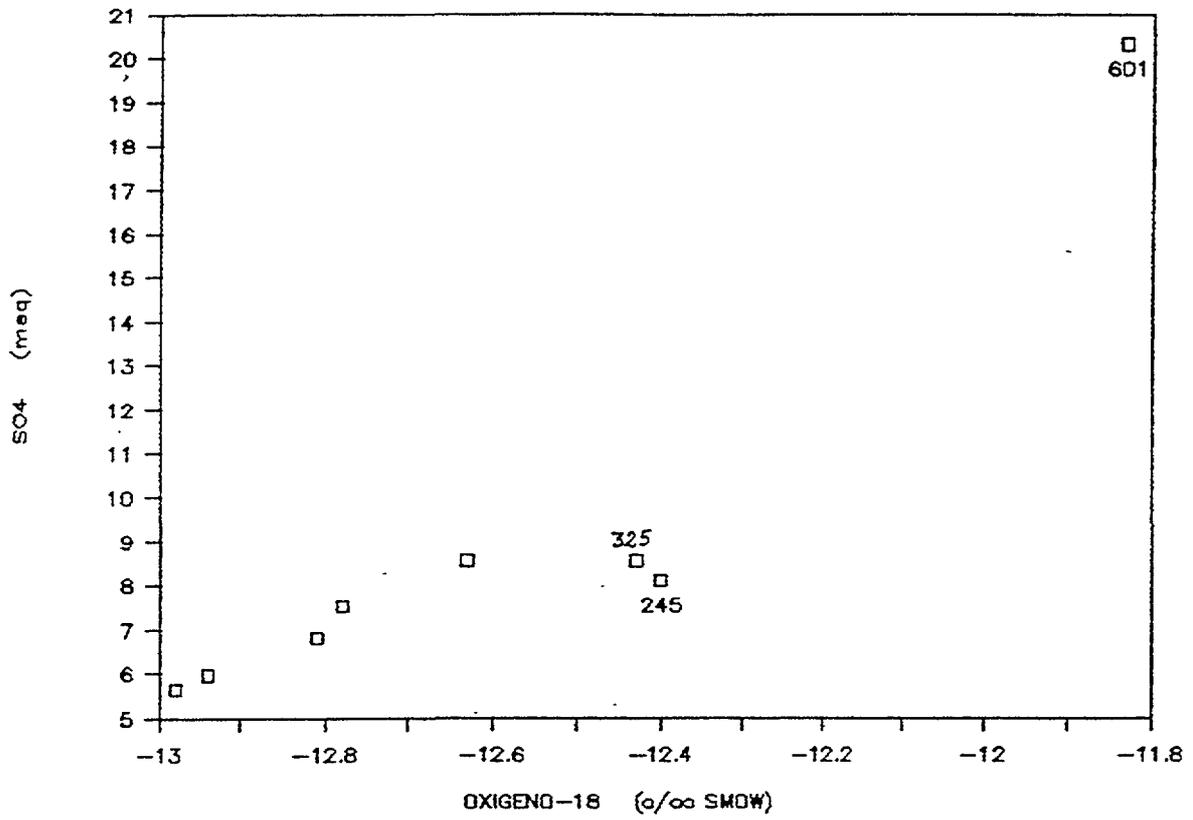


Fig. 13. Relación entre los contenidos del ión sulfato y O-18 en algunos pozos del sector Chillón.

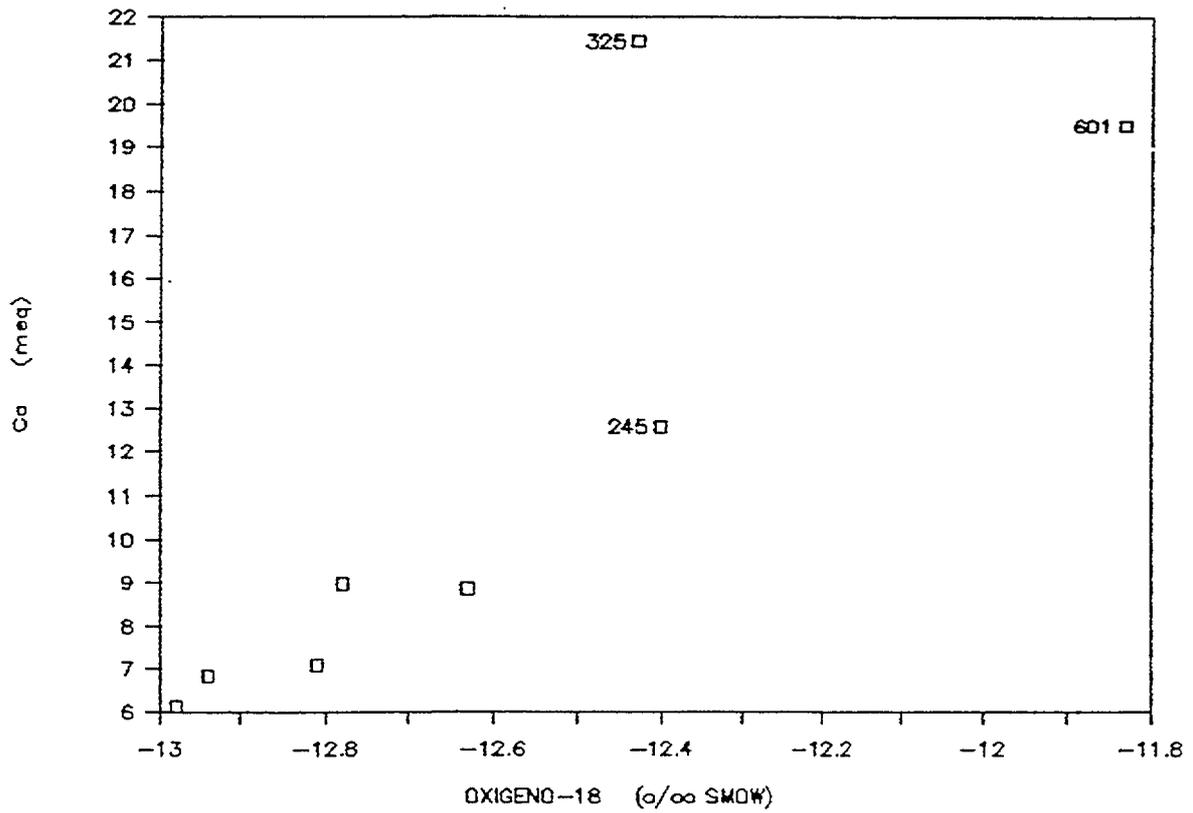


Fig. 14. Relación entre los contenidos del ión calcio y O-18 en algunos pozos del sector Chillón.

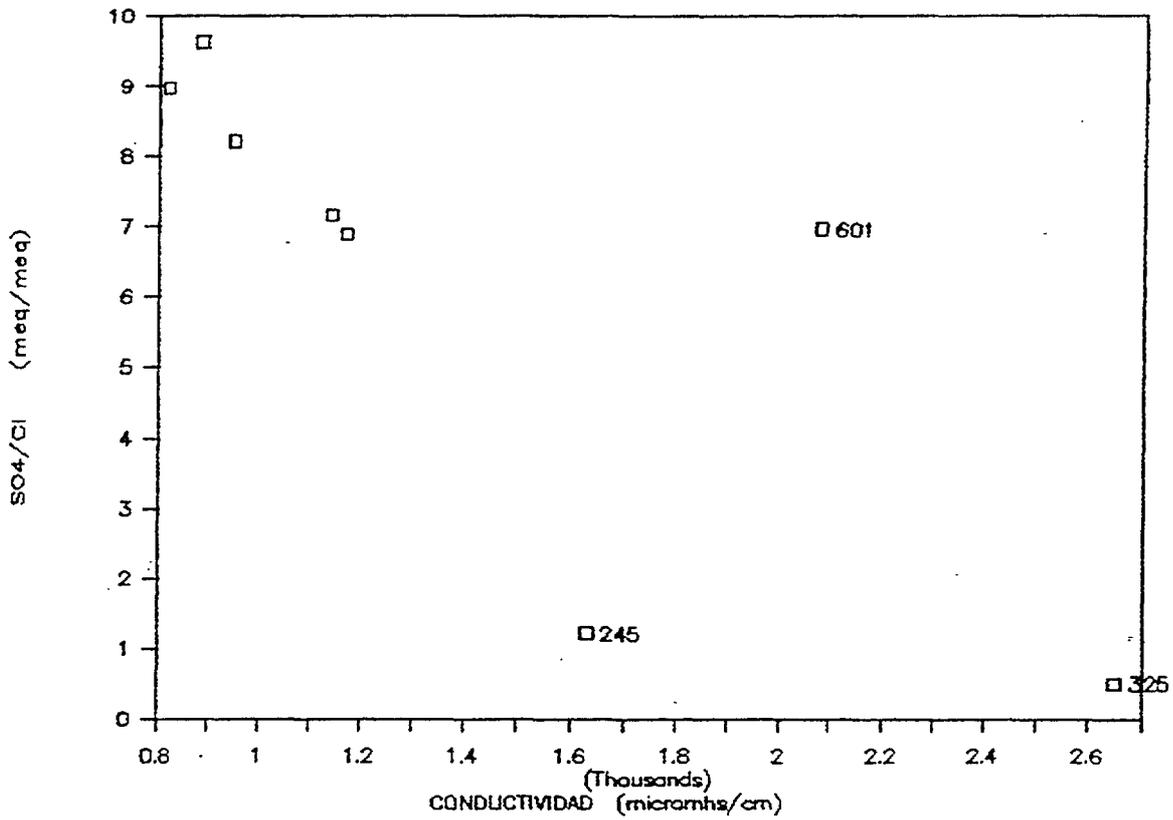


Fig. 15. Relación entre la relación sulfato/cloruro y O-18 en algunos pozos del sector Chillón.

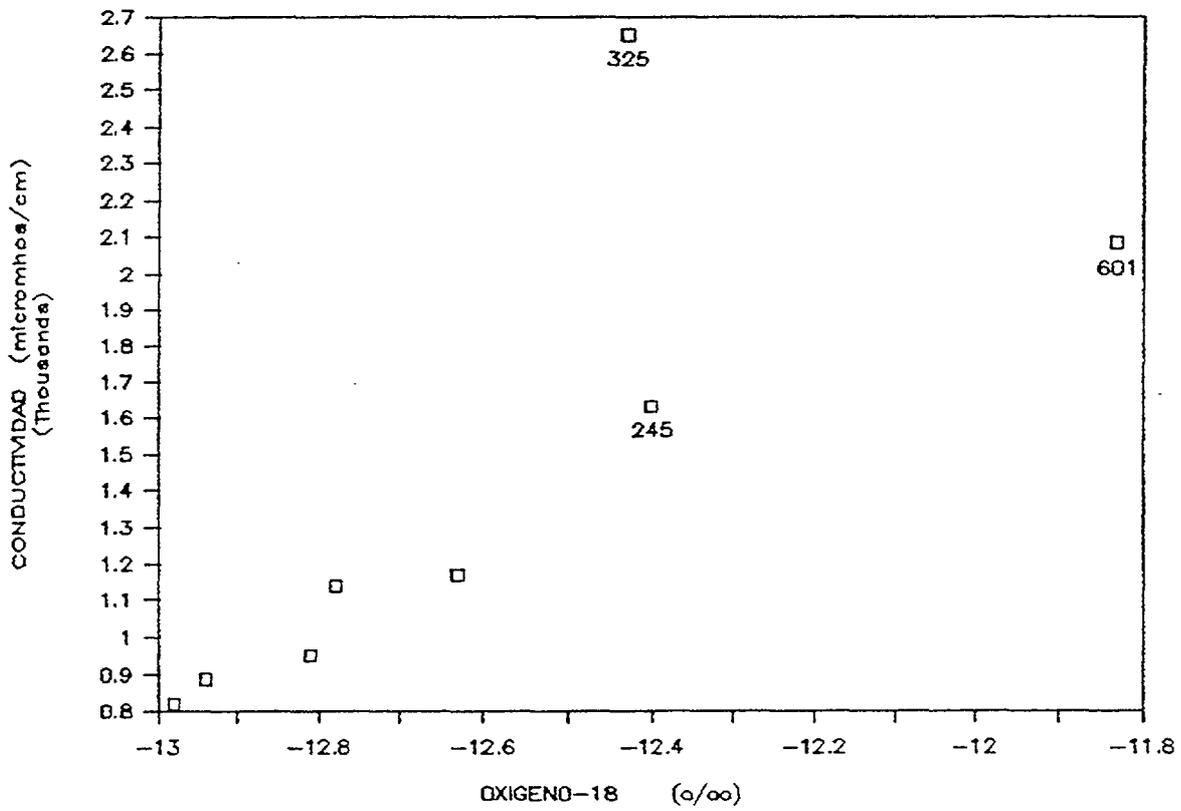


Fig. 16. Relación entre la conductividad eléctrica y O-18 en algunos pozos del sector Chillón.

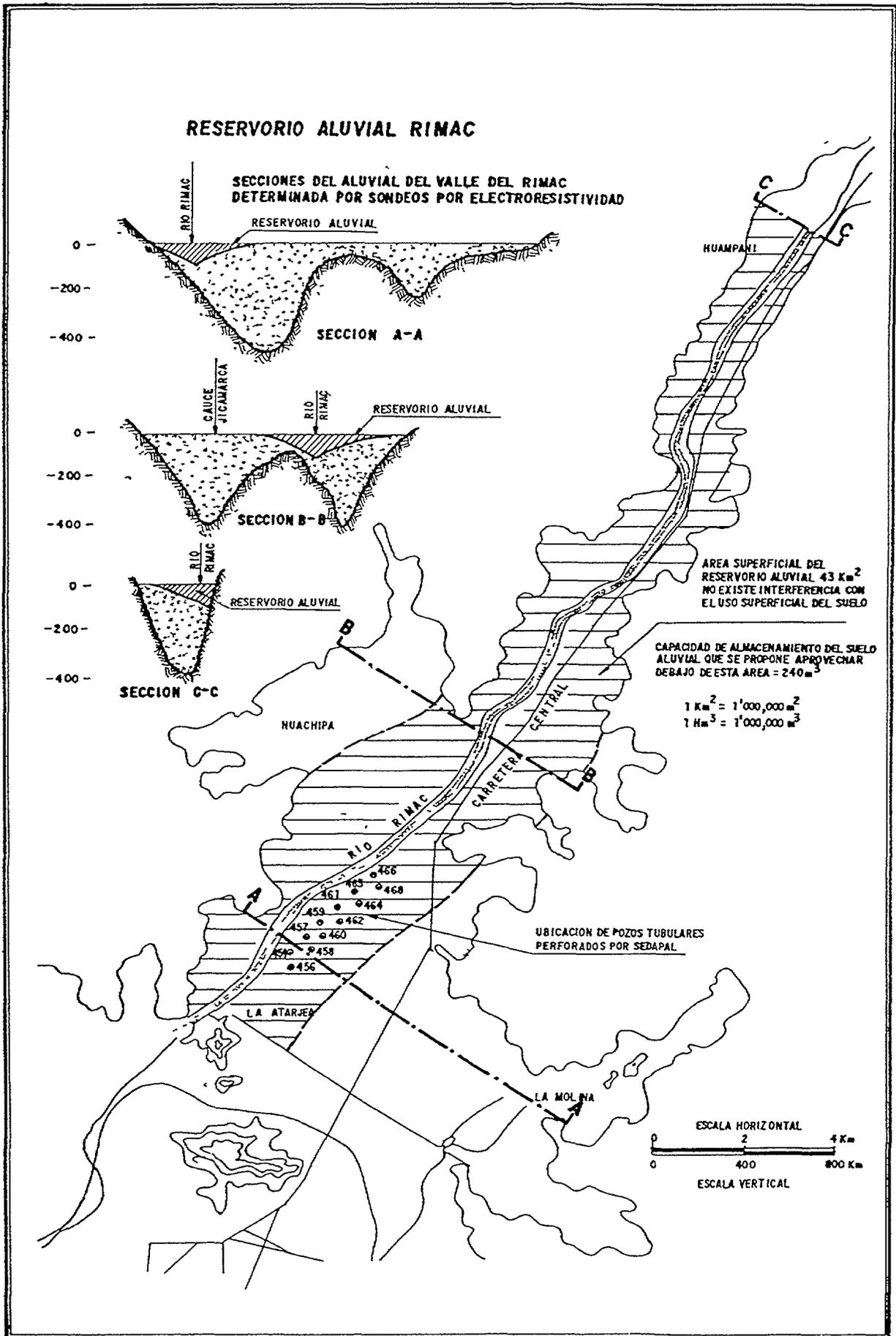


Fig. 17 Secciones del aluvial del valle del río Rimac.

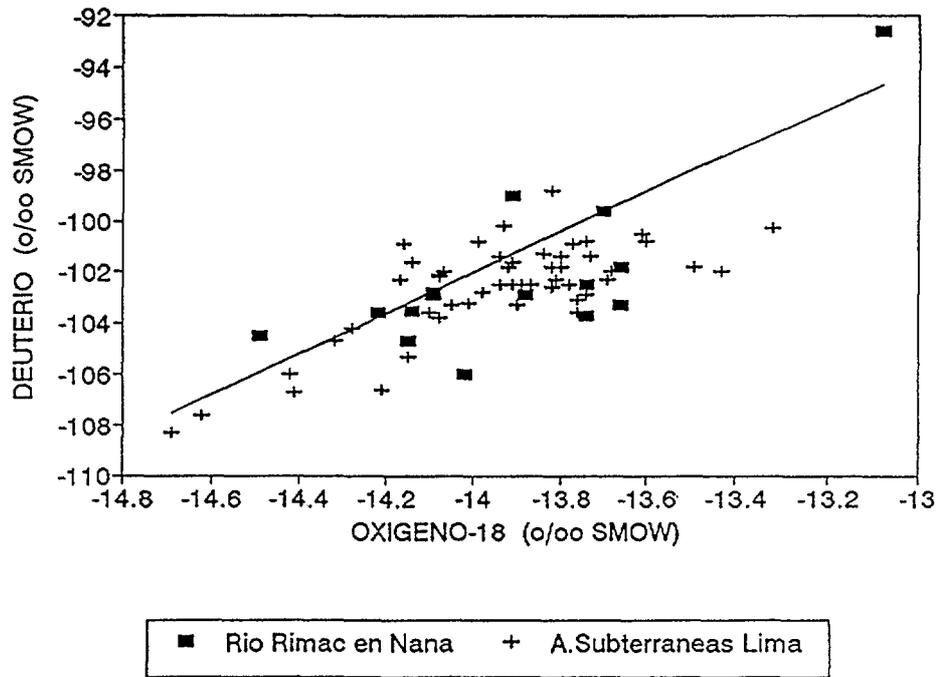


Fig. 18. Comparación entre la variabilidad isotópica observada en las aguas subterráneas del acuífero de Lima y las aguas del río Rimac.

REFERENCIAS

- [1] INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY. Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology. Technical Reports Series N. 91. (1982)
- [2] INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY. Statistical Treatment of Environmental Isotope Data in Precipitation. Technical Reports Series No. 206. (1981)
- [3] INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY. Stable Isotope Hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the water Cycle. Technical Reports Series N. 210. (1981)
- [4] INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY. Isotope Hydrology Investigations in Latin America Technical Document. 482 pp. (1989)
- [5] PLATA BEDMAR, A. Isotopos en Hidrología. Editorial Alhambra S.A. (1972)

**DATACIÓN POR CARBONO-14 DE LAS AGUAS
TERMALES DEL ACUÍFERO TACUAREMBÓ
(BOTUCATÚ), URUGUAY**

A. DELLEPERE
Comisión Nacional de Energía Atómica,
Montevideo, Uruguay

Resumen - Abstract

DATACIÓN POR CARBONO-14 DE LAS AGUAS TERMALES DEL ACUÍFERO TACUAREMBÓ
(BOTUCATÚ), URUGUAY.

El acuífero de areniscas Tacuarembó se extiende en una área cercana a 1.000.000 de km² en territorios de Brasil, Argentina, Paraguay y el norte de Uruguay. Constituye el acuífero más grande de América del Sur y ha sido objeto de intensos estudios en la zona de Brasil. Sin embargo, el desconocimiento de sus variables en la República de Uruguay es casi total.

Este trabajo presenta las primeras medidas de oxígeno-18 en pozos cercanos a la zona de recarga al norte de Uruguay y los artesianos del Oeste, este isótopo presenta valores uniformes entre -5.7 y -6.2 .

Las edades de carbono-14 de dos pozos dan valores de 12.000 y 24.000 aap (Guaviyú y Arapey respectivamente); las aguas termales de Dayuán dan valores modernos que se explican por contaminación con aguas recientes durante el muestreo.

CARBON-14 DATING OF THERMAL WATERS FROM THE TACUAREMBO (BOTUCATÚ) AQUIFER, URUGUAY

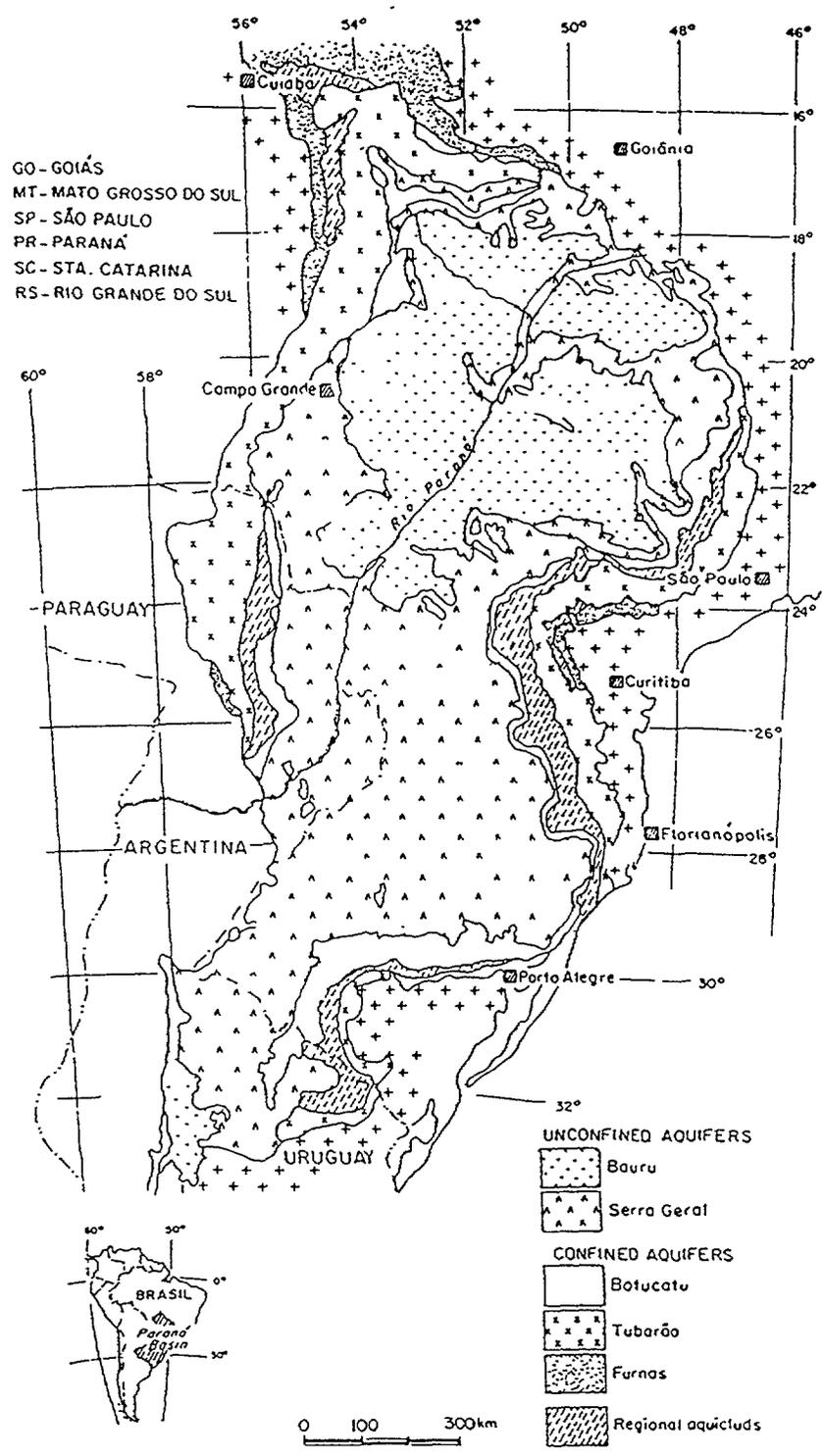
The sandstone Tacuarembó aquifer extends over an area of 1.000.00 km² in Brazil, Argentina, Paraguay and the north of Uruguay. It constitutes the largest aquifer in South America and has been the subject of intense studies in Brazil. Nevertheless, its variables in the Republic of Uruguay are practically unknown.

This work presents the first oxygen-18 measurements in wells close to the recharge zone in the northern part of Uruguay and the artesian wells in the west. The isotopic contents present uniform values between -5.7 and -6.2

The carbon-14 age of two samples gives values of 12.000 and 24.000 a BP (Guaviyu and Arapey respectively); the thermal waters in Dayuan gives modern values that can be explained by contamination with recent waters during the sampling period.

1- INTRODUCCION

El acuífero de areniscas Tacuarembó se extiende en un área cercana a 1000.000 de km² en territorios de Brasil, Argentina, Paraguay y el norte de Uruguay. La superficie de



FUGURA 1. Contexto hidrogeológico de la Cuenca de Paraná entre Brasil, Argentina, Paraguay y Uruguay. La zona estudiada se situa en la parte norte del Uruguay. Tomado de [8].

afloramiento es aproximadamente de 100.000 km², de los cuales alrededor de 5.000 km² están en el centro norte de Uruguay. (Fig 1.). Este acuífero, en Uruguay se afina hacia los bordes orientales de las áreas de afloramiento y hacia el sur, donde podría tener ciertas conexiones hidráulicas con acuíferos salinos, (lo que aún no ha sido probado). El acuífero se profundiza a partir de sus partes freáticas en las áreas de los afloramientos en el Este (en los que prevalece una precipitación media anual de 1.200 mm) hacia el Oeste, donde está confinado por los Basaltos Arapey, sobreyacentes, que alcanzan una profundidad de ca. 500 m en el área de estudio; allí el acuífero alcanza un espesor medio de 750 m. Los pozos datados que se encuentran dentro de esta área presentan una temperatura superior a la normal y se los usa para baños termales en parajes turísticos. Si bien existen proyectos para su uso en abastecimiento de agua potable para riego y consumo humano, hasta el presente su dinámica y sus características hidrogeológicas son virtualmente desconocidas.

El presente trabajo intenta con la poca información disponible y la datación por carbono-14 arrojar algo de luz al problema, ya que se trata de la reserva de agua dulce más importante de Sudamérica.

2- GEOLOGÍA Y COMPORTAMIENTO HIDROGEOLÓGICO

A partir de la poca información disponible [1-6] se preparó un mapa hidrogeológico y cortes geológicos, donde se muestran las distintas unidades que conforman el subsuelo.

- a- El basamento cristalino, Precámbrico, compuesto de granitos, esquistos y gneises está expuesto en áreas de gran extensión en el sur y sureste del Uruguay.
- b- Los sedimentos del Pérmico Medio, compuestos de lutitas, areniscas finas a conglomerádicas, arcillas, tillitas y conglomerados, sobreyacen de manera discordante al basamento cristalino.
- c- La formación Yaguarí del Período Pérmico Superior, que sobreyace a los sedimentos antes mencionados, está compuesta fundamentalmente de areniscas finas a gruesas con intercalaciones arcillo-arenosas, lutitas, calizas, limonitas y conglomerados.

Sobre la formación Yaguarí se encuentran las areniscas Tacuarembó del Período Jurásico, las cuales constituyen el acuífero Tacuarembó. Se dividen en dos miembros, a saber: el inferior, compuesto de areniscas fluviales de grano medio a fino, arcillosas en algunos lugares, con intercalaciones de algunas lutitas y limonitas, y el superior, de origen eólico, compuesto de areniscas de grano medio, de estratificación cruzada, con varias intercalaciones de basalto de espesores que van desde unos metros a unas decenas cada uno. Las areniscas Tacuarembó están expuestas en gran medida a unos 150-200 km hacia el sureste de la zona de los pozos muestreados, en las cercanías de Artigas, Rivera y Tacuarembó, y hacia el sur, en un área de alrededor de 5.000 km²; hacia el oeste, la formación se profundiza en el subsuelo hasta llegar a unos 400 a 1.000 m b.n.m., en el sur. Las Areniscas Tacuarembó se extienden a una gran distancia hacia el norte en el territorio de Brasil (país en el que reciben el nombre de Areniscas Botucatú), y hacia el oeste en territorio de Argentina.

- d- Los Basaltos Arapey del Período Cretácico, están compuestas de muchas coladas basálticas toleíticas, con intercalaciones de algunas delgadas capas de areniscas, sobreyaciendo probablemente un relieve erosional de las areniscas Tacuarembó.

Estos basaltos están expuestos y cubren la mayoría de la zona noroeste del Uruguay, así como grandes extensiones de Brasil. Su espesor aumenta y se profundiza de este a oeste, los valores máximos de espesor alcanzan a 950 m y la profundidad varía entre unos 500-1200 m.b.n.m., respectivamente, en las cercanías de Salto, afinándose y elevándose desde allí hacia el sur y el norte.

Las restantes rocas del Cretácico Superior - Terciario - Cuaternario, compuestas de areniscas arcillosas, conglomerádicas de grano fino a medio, areniscas calcáreas, calizas y lodolitas, sobreyacen los Basaltos Arapey y ocupan una amplia faja de 20-30 km de ancho a lo largo del Río Uruguay.

La mayoría de las rocas son de disposición horizontal o con un leve buzamiento al noroeste. Las características estructurales predominantes en estas áreas están dadas por la existencia de fallas normales dirigidas de NO a SE, probablemente activas durante varios períodos geológicos y que forman una estructura de bloques con acumulaciones espesas de sedimentos y rocas volcánicas.

Las características hidrogeológicas del área están dadas por la formación Tacuarembó, o por el sistema Tacuarembó- Yaguairí, en la zona de confinamiento, por lo tanto de ahora en adelante los aspectos hidrogeológicos del área, serán referidos siempre al sistema Tacuarembó- Yaguairí, ya que en los datos recogidos de los pozos profundos no fue posible separar los dos acuíferos.

A partir de los datos recogidos en [4] y [5], las cualidades hidrológicas más sobresalientes son las siguientes: el escurrimiento subterráneo se hace en dirección desde las áreas orientales de los afloramientos hacia las partes artesianas confinadas en el oeste. Se calcula allí que el caudal en esa dirección es de unos 50 hm³/año. No se puede actualmente preparar un balance de aguas subterráneas debido a la falta de datos, sin embargo tomando en cuenta los valores de la recarga natural determinados por balances hidrometeorológicos, de alrededor del 1-5 % de la precipitación anual de 1.200 mm se obtiene una recarga de 12-60 mm/año. La recarga potencial anual sobre los afloramientos de areniscas Tacuarembó de 5.000 km² estaría por tanto de en el rango de 60-300 hm³/año. En función de las perforaciones correspondientes a las termas y a otros pozos ubicados en el NE, se puede cuantificar que la extracción total sería de unos 8-9 hm³/año. Se desconoce la dirección y la magnitud de la descarga natural.

3- CARACTERÍSTICAS FÍSICOQUÍMICAS DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Se han aforado los tres pozos termales resultando lo siguientes valores:

Pozo	Prof m b.n.s.	Temp. °C	Q Ls ⁻¹	T* cm ² s ⁻¹	Potencia m
ARAPEY	1.493	38,5	47	46	703
DAYMAN	2.178	45,8	33	46	531
GUAVIYU	1.103	40,0	25	46	125

* Valor promedio y muy constante del acuífero

El origen de las temperaturas se explica simplemente como resultado de la profundidad, considerando el gradiente geotérmico promedio (3°C/100 m). [8]

Las aguas subterráneas del acuífero son de bajo contenido salino adecuadas para consumo humano y riego. El contenido de cloruros es bajo, variando desde alrededor de 11 mg/L en Rivera hasta un máximo de 82 mg/L en Guaviyú, con las correspondientes bajas cifras de conductividad eléctrica en un rango que va de 90 a 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. De acuerdo con [4] hacia el SE, en la dirección en que el acuífero se afina, hay una tendencia a un aumento en los valores de salinidad. Se supone que allí este incremento se debe a la influencia de acuíferos más profundos y más salinos que se han encontrado en formaciones más antiguas que se hallan debajo el acuífero Tacuarembó.

Los únicos análisis de que se dispone son los del estudio del IPT [4]

4- RESULTADOS

Los valores de actividad carbono-14 conjuntamente con los $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se pueden observar en el cuadro II.

Muestra	Actividad ^{14}C P.C.M.	Error P.C.M.	$\delta^{13}\text{C}$ PDB	$\delta^{18}\text{O}$ V-SMOW
Termas Arapey	1,4	0,2		-6,1/-6,1
Termas Daymán	51,8	0,3	-7,9	-6,2/-5,7
Termas Guaviyú	10,1	0,3	-7,9	-5,7/-5,7
Colonia Viñas	-	-	-	-6,2
Artigas	-	-	-	-5,7
Curtina Tacuarembó	-	-	-	-5,1
Rivera	-	-	-	-5,7

Cuadro II: Valores de actividad carbono-14 y $\delta^{13}\text{C}$ de las aguas termales.

Las termas de Daymán aparecen en la Figura 2 como modernas; esto se debe al hecho que cuando fueron muestreadas para su datación por carbono-14, el pozo se encontraba en reparaciones y producía agua mezclada con el acuífero freático dando como resultado actividades mayores de carbono-14. Este hecho será confirmado mediante el análisis de tritio sobre un remanente de la muestra original. Asimismo se observa que la composición en oxígeno-18 de un muestreo posterior del mismo pozo ha cambiado.

Las aguas de las termas de Guaviyú, con un 10,1 % de carbono moderno dan una edad del orden de los 12.000 aap., en tanto que las aguas de las termas de Arapey serían las más antiguas doblando en edad a las de Guaviyú.

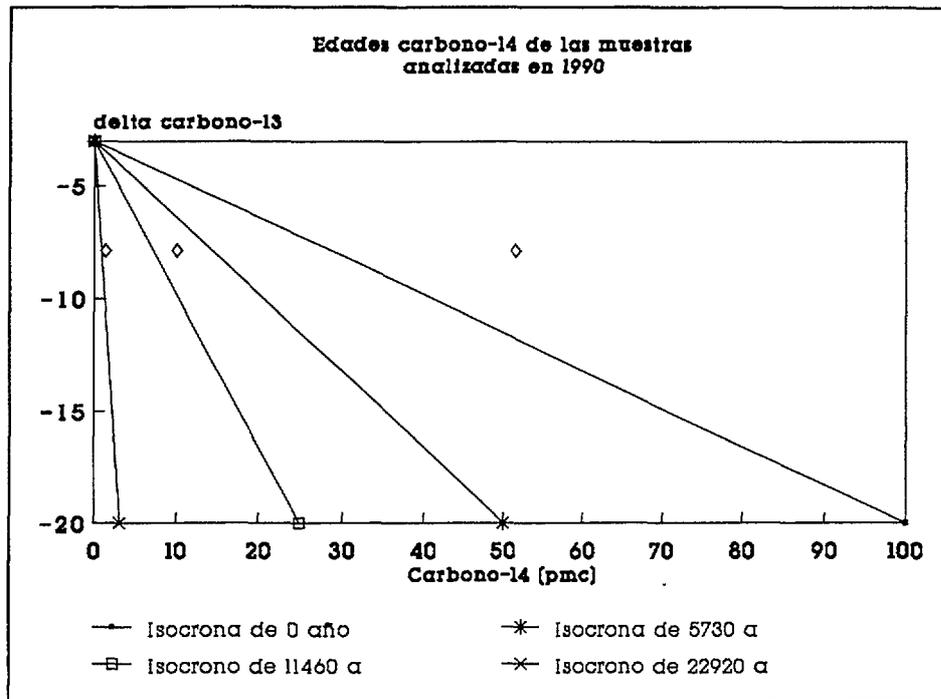


FIGURA 2. Actividades de carbono-14 corregidas por el contenido de carbono-13 según modelo presentado en [7]

En el modelo se supuso que el carbonato del acuífero tiene una composición promedio $\delta^{13}\text{C} = -3\text{‰}$. De acuerdo a valores observados en Botucatu (Brasil). Se aconseja la medición del $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos, con el fin de ajustar las edades ya que si el valor resulta más negativo las muestras serían sensiblemente más jóvenes.

Con los datos obtenidos hasta el momento en $\delta^{18}\text{O}$, llama la atención la uniformidad isotópica en todo el rango muestreado ya que la diferencia entre los valores extremos llega excepcionalmente a 1‰.

5- RECOMENDACIONES

La magnitud de la reserva subterránea del acuífero, y el hecho de ser la mayor fuente de agua dulce disponible en la región con amplias posibilidades de uso como agua potable y riego, hacen del Tacuarembó un recurso de primera importancia.

Si bien no se haya explotado, ni contaminado, es de fundamental importancia el conocimiento de sus parámetros hidráulicos e hidrogeológicos, así como su dinámica y su comportamiento en condiciones de extracción intensiva, sus límites, su recarga y descarga y la conexión con otros cuerpos de agua.

Por lo expuesto se aconseja realizar un estudio en conjunto entre Brasil y Uruguay con la participación de Argentina y Paraguay.

REFERENCIAS

- [1] MERO, F., GILBOA, Y., "A methodology for the rapid evaluation of groundwater resources", Sao Paulo State, Brasil, Hydrological Sciences Bulletin XIX, 3 9/1974 (1974).
- [2] GILBOA, Y., "The groundwater resources of Uruguay", Hydrological Sciences Bulletin XXII, 1 3/1977 (1977).
- [3] GILBOA, Y., "Salto. Pozo profundo en las areniscas Tacuarembó, solución para el abastecimiento de la ciudad". Administracion de Obras Sanitarias del Estado, O.S.E. (1982).
- [4] CAORSI, J. M., "Termas del Dayman. Evaluación preliminar del recurso agua". Intendencia Municipal de Salto (1981).
- [5] Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de Sao Paulo IPT, "Reconhecimento hidrogeológico do aquífero Tacuarembó, entre Paysandu e Bella Union, Republica Oriental del Uruguay", Relatorio No. 14.364 (1980).
- [6] Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de Sao Paulo s/a-IPT, "Sondagens electricas verticais de grande alcance na região noroeste da Republica Oriental del Uruguay", Relatorio No. 14085 (1980).
- [7] SALEM, O., J.H. VISSER, M. DRAY, & R. GONFIANTINI, Groundwater flow patterns in the Western Lybian Arab Jamahiriya evaluated from isotope data. Investigations with Isotope Techniques, International Atomic Energy Agency, 165-180, Vienna (1980).
- [8] KIMMELMANN A.A. e REBOUÇAS A.C., SANTIAGO, MMF., GOUVEA DA SILVA, R.B. Isotope study of the Botucatu aquífer system in the Brazilian portion of the Paraná Basin. IAEA TECDOC 502. "Isotope Hydrology Investigations in Latin America", pp 51-71 (1989).

INVESTIGACIÓN HIDROGEOLÓGICA, ISOTÓPICA E HIDROQUÍMICA EN LA CUENCA DEL LAGO DE VALENCIA, VENEZUELA

J. ALVARADO

Ministerio del Ambiente y Recursos Naturales Renovables,
Dirección de Hidrología y Meteorología, Esq. Camejo,
Ed. Camejo Piso 5, Silencio, Caracas, Venezuela

K.- P. SEILER, P. TRIMBORN

GSF-Institut für Hydrologie,
Oberschleißheim, Alemania

Resumen - Abstract

INVESTIGACIÓN HIDROGEOLÓGICA, ISOTÓPICA E HIDROQUÍMICA EN LA CUENCA DEL LAGO DE VALENCIA, VENEZUELA

La cuenca del Lago Valencia tiene una extensión de unos 2600 Km², de los cuales 1200 constituyen la llanura intramontana rellena de sedimentos fluvio-lacustres. En el pasado geológico el lago descargaba sus aguas hacia la cuenca del río Orinoco, pero en la actualidad esta descarga sólo se produce a través de las aguas subterráneas. El lago de Valencia recibe aguas negras no tratadas que contribuyen substancialmente a su utrofización y al deterioro de sus aguas. En los últimos años se ha observado también un deterioro en la calidad de las aguas subterráneas como consecuencia de la sobre-explotación de los acuíferos y la recarga de aguas superficiales muy contaminadas. Los estudios hidrogeológicos, geoquímicos e isotópicos han mostrado que las aguas subterráneas derivan de la mezcla de tres componentes: a) aguas procedentes de embalses, b) aguas profundas con altos contenidos en sulfatos y c) aguas superficiales de baja mineralización. Las salidas subterráneas parecen estar ligadas a zonas de fisuras, y de acuerdo al balance hídrico de la zona, alcanzan un valor mínimo de 43 mm/a.

HYDROGEOLOGICAL, ISOTOPIC AND HYDROCHEMICAL STUDY OF THE VALENCIA LAKE BASIN, VENEZUELA

The lake Valencia basin extends over 2600 Km², of which 1200 form an intra-mountainous plain filled with fluvio-lacustrine sediments. In the past, the lake discharged into the Orinoco basin, but at present, the discharge only takes place through ground waters. Lake Valencia collects untreated waste waters leading to a progressive eutrophization and deterioration of its waters. During the last years a sharp decline in the quality of groundwaters was observed as a result of over-exploitation of the aquifers and to the recharge of surface waters heavily polluted. The hydrogeological, geochemical and isotopic studies have shown that groundwaters derive from the mixing of three components: a) surface waters derived from reservoirs, b) deep groundwater, with high sulphate content and c) surface waters characterized by their low salinity. The underground discharges seem to be linked to the presence of fracture zones, and according to the regional water balance, the minimum value estimated for the discharge is 43 mm/a.

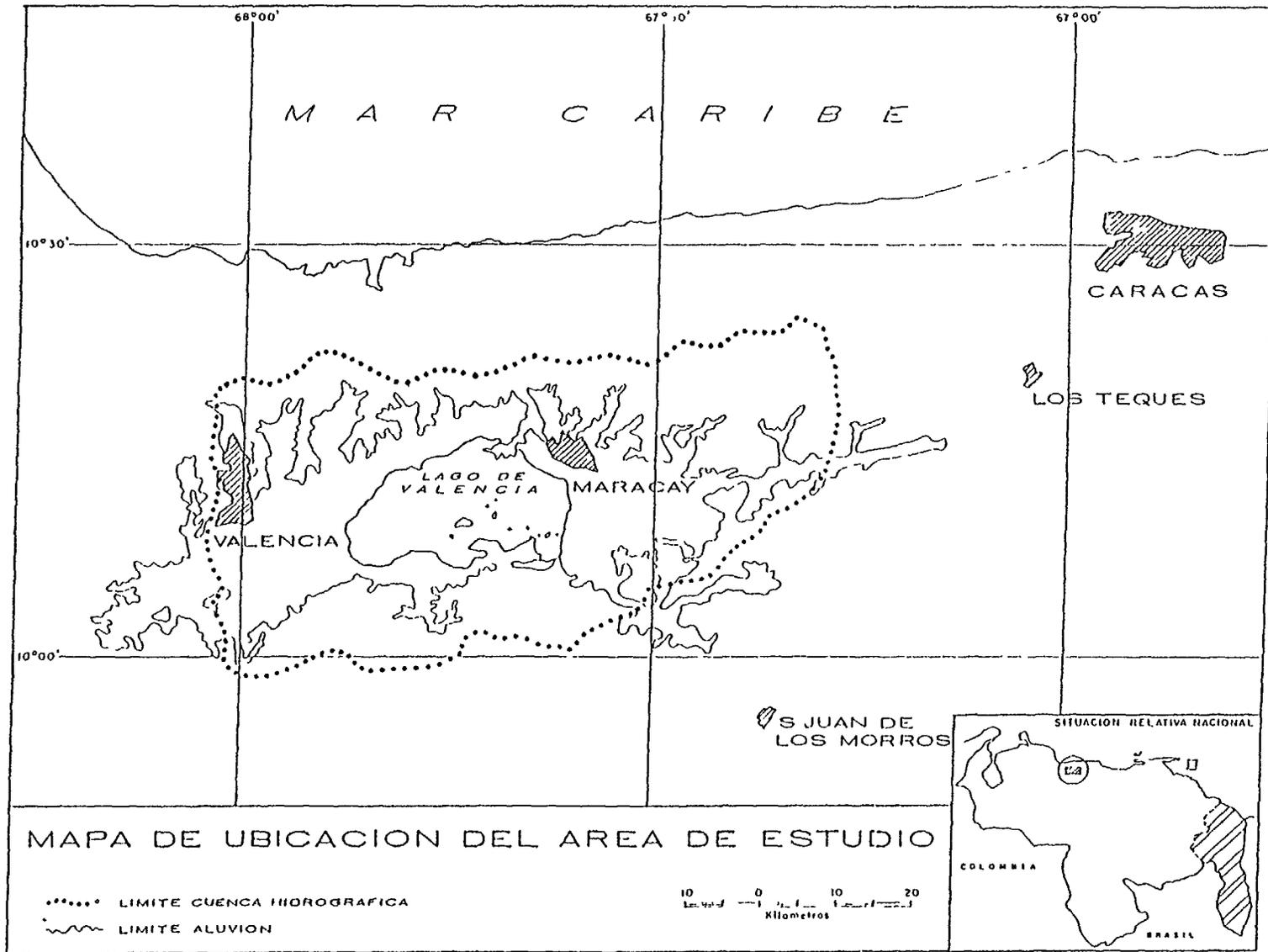


Figura 1 Mapa de ubicación del área de estudio.

1. INTRODUCCION

La cuenca del Lago de Valencia está situada dentro de un graben tectónico en la Cordillera de la Costa, al Sur-oeste de Caracas (Fig. 1). El lago no tiene salidas superficiales de agua, por el contrario muchos ríos y quebradas contribuyen a la descarga superficial de la cuenca hacia el lago.

El área actual del lago cubre una superficie de unos 360 km² y se encuentra dentro de una planicie intramontana, cubierta de sedimentos fluvio-lacustres, con una superficie de aproximadamente 1.200 km². El área de la cuenca hidrográfica, incluido el Lago Valencia, tiene una extensión cercana a los 2.600 km². En el año 1981, por aportes artificiales de agua al lago en unos 5 m³/s, la superficie de la cuenca fue ampliada a 3.250 km².

Desde el punto de vista morfológico y geológico, existen evidencias de que en el pasado geológico, el Lago de Valencia descargaba superficialmente sus aguas hacia el Orinoco. Estas posibles salidas superficiales, probablemente se producían a través de valles sin escurrimiento superficial actual, conectando la cuenca del Lago de Valencia con cuencas vecinas (Fig. 2).

El descenso de los niveles y la pérdida de la descarga superficial del lago, podría estar relacionada con factores climatológicos y/o sísmicos. Descensos o ascensos de niveles de lagos, similares al Lago de Valencia, también son conocidos en algunos países de América Central [1]. El cambio de los volúmenes de precipitación influyó en la descarga de estos lagos, aunque no se tienen evidencias del tiempo en que se produjo esta variación climatológica. De todas maneras, el fin de la descarga superficial, no implica el fin automático de la descarga subterránea.

Existen registros de que la cota del Lago de Valencia en el año 1700 fue alrededor de 425 m.s.n.m.. Por razones desconocidas, el nivel del lago sufrió un descenso hasta el año 1952, llegando a una cota de 409 m s.n.m.. Debido al incremento del uso de los recursos hídricos para consumo humano, riego e industrial, el nivel del lago experimentó un descenso considerable entre los años 1952 y 1981, hasta alcanzar una cota de 402 m.s.n.m. Como resultado de aportes artificiales de agua, provenientes de una cuenca vecina, desde el año 1981 hasta el año 1990, el nivel del lago subió hasta la cota 406 m s.n.m.

Por otro lado, de acuerdo a la composición litológica del relleno fluvio-lacustre de la planicie, existen evidencias de que en el pasado geológico esta zona, también pertenecía a un salar. Mediante observaciones, tanto morfológicas como geológicas, se puede deducir que en el pasado geológico, el lago sirvió como embalse natural y en algunos tiempos, también como último sitio de salida de las aguas de la cuenca.

El Lago de Valencia recibe aguas negras no tratadas, provenientes de la industria maderera y química, así como de la cría de ganado porcino. Se estima una entrada anual de aproximadamente 10 Tn de nitrógeno y 3 Tn de azufre, eutrofizando el lago, al punto de que no es recomendable utilizar estas aguas con fines balnearios ni de pesca.

En la planicie, alrededor del lago se desarrolla una gran actividad agrícola con riego. En la mayor parte de la región el agua para riego proviene de las aguas subterráneas, causando localmente un descenso de los niveles freáticos a cotas por debajo del nivel del Lago de Valencia.

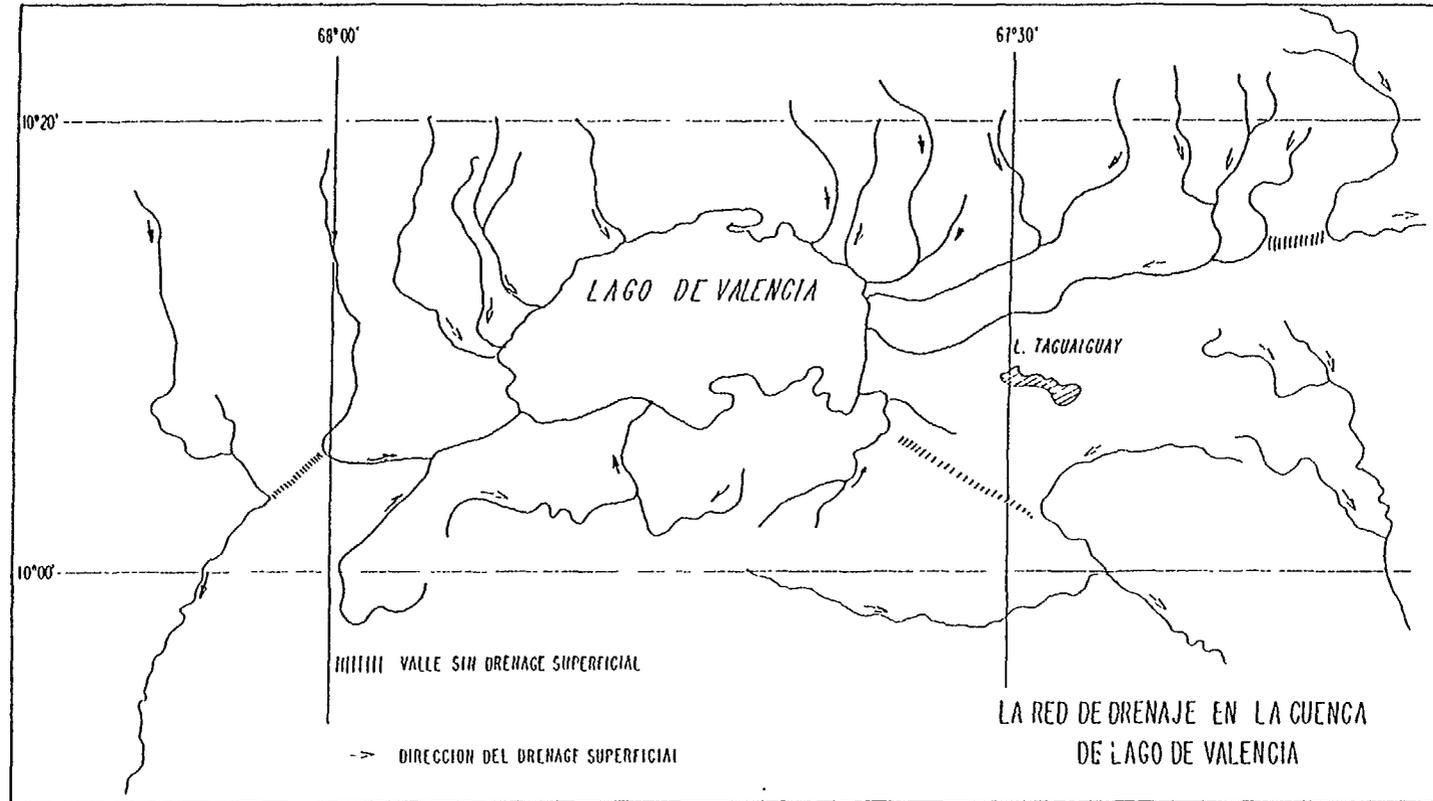


Figura 2 Red de drenaje en la cuenca del Lago de Valencia y valles sin escurrimiento superficial.

Solamente en dos zonas estrechas, al Sur y Sur-este de Maracay se encuentran dos embalses para almacenar aguas superficiales; el más importante de estos es el embalse de Taguiguay, el cual abastece con agua de riego a las zonas agrícolas ubicadas entre los centros poblados de Palo Negro y Magdaleno.

Desde muchos años atrás, la calidad de las aguas subterráneas que se dedican para abastecimiento, tanto de agua potable como de riego, ha experimentado un deterioro, especialmente por incremento del contenido de azufre. Las causas de este deterioro en la calidad de las aguas podrían estar relacionadas con los siguientes factores:

- con la penetración de las aguas sulfatadas del lago hacia los acuíferos fuertemente explotados o sobre-explotados,
- por efecto de la explotación intensiva y debido al descenso de los niveles, se produce la penetración hacia los acuíferos someros de aguas subterráneas profundas; es decir, aguas viejas, por lo tanto con elevado tiempo de residencia y altamente sulfatadas,
- por la recarga de los acuíferos con agua de riego, enriquecida en sus componentes químicos por evaporación y con elementos agroquímicos.

Combinando los métodos de investigaciones tradicionales con la interpretación de los isótopos estables ambientales, el presente estudio hidrogeológico de la cuenca del Lago de Valencia pretende contribuir a una mejor comprensión de los flujos de las aguas subterráneas y en una primera aproximación al balance hídrico de esta zona.

2. GEOLOGICA GENERAL DEL AREA DE INVESTIGACION Y USO DE LOS RECURSOS HIDRICOS

La cuenca del Lago de Valencia, en su mayor parte está compuesta por rocas metamórficas. Los productos de alteración y erosión de estas rocas fueron transportados y acumulados en los valles y en las planicies intramontanas. Estos sedimentos están constituidos tanto por materiales gruesos como finos.

Los sedimentos del relleno fluvio-lacustre cambian de composición litológica en cortas distancias, pasando de facies predominantemente gruesas a facies preponderantemente finas, lo cual significa que las permeabilidades de estos sedimentos, también cambian en la misma proporción.

En algunos lugares afloran capas de yeso, siendo éste un indicativo de que la planicie en el pasado geológico, constituyó un salar. Por el contrario, actualmente el agua del Lago de Valencia tiene una salinidad muy baja (≈ 2.000 mg/l), lo cual exige que actualmente se dispone no solamente de aportes superficiales y/o subterráneos en proceso de evaporación, con el consecuente enriquecimiento de los componentes químicos y el aumento de los minerales disueltos; sino también de salidas subterráneas de aguas del Lago de Valencia, dando como resultado una dilución de los residuales químicos, producto de la evaporación.

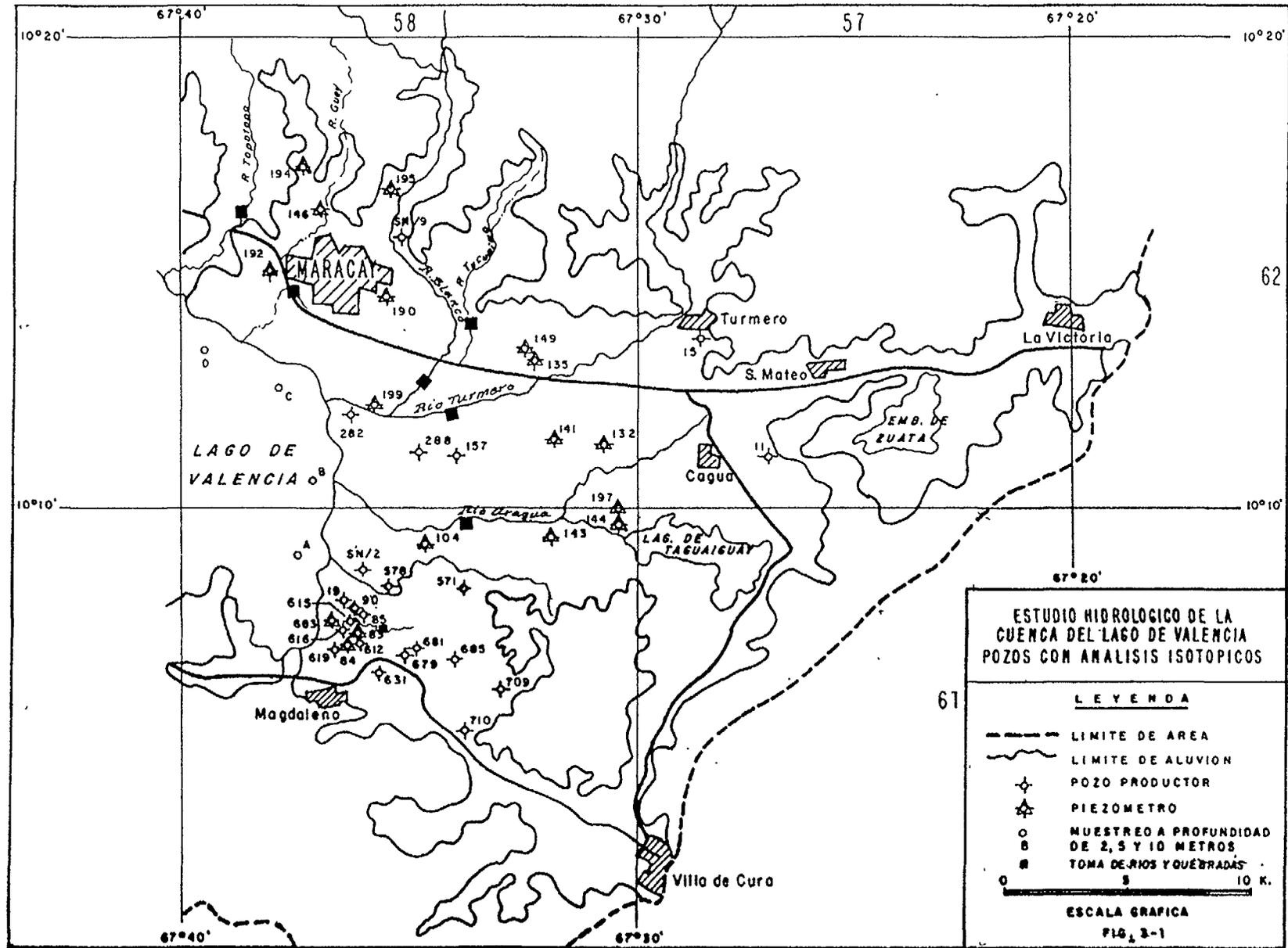


Figura 3.1 Sitios de colección de muestras en la parte Este del Lago de Valencia.

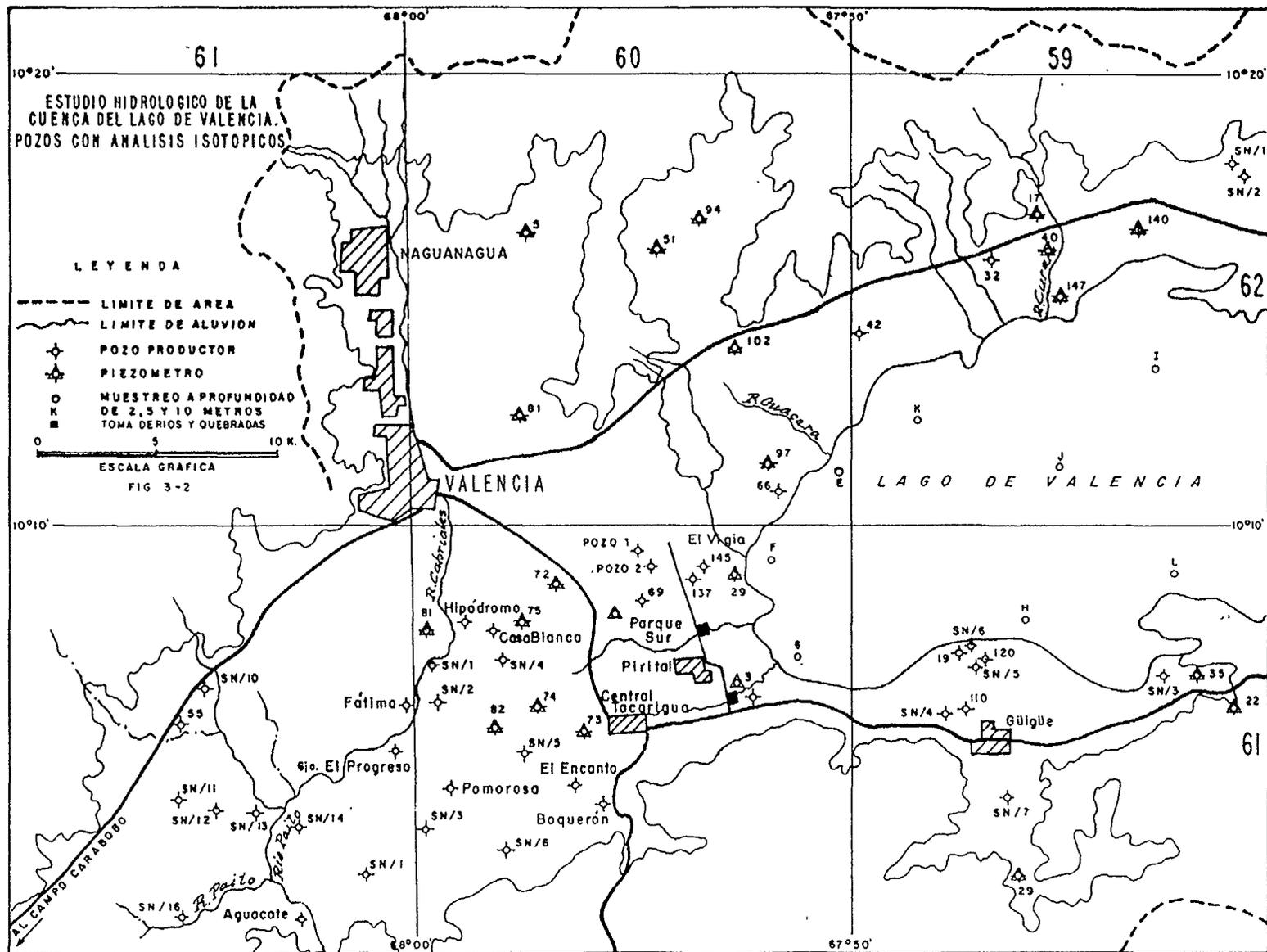


Figura 3.2 Sitios de colección de muestras de aguas en la parte Oeste del Lago de Valencia.

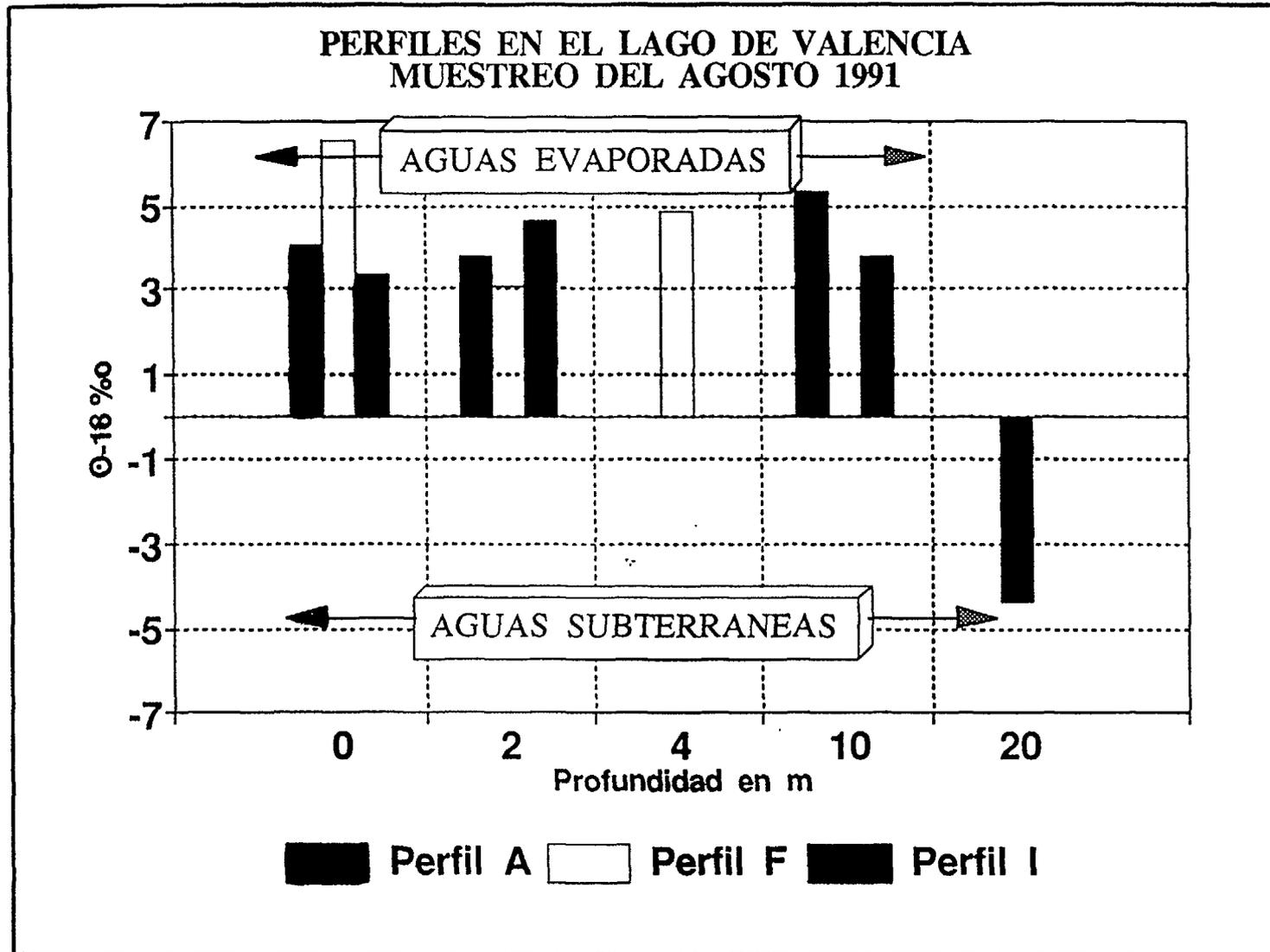


Figura 4 Concentraciones del $\delta^{18}\text{O}$ en tres perfiles del Lago de Valencia (muestreo de Agosto 1991).

Por experiencia general, se sabe que las aguas de precipitación que se infiltran directamente en rocas metamórficas, aportan una pequeña fracción a la recarga de las aguas subterráneas; sin embargo producen una escorrentía superficial rápida. Este hecho se confirma por la densa red de drenaje superficial existente en la cuenca.

En la planicie y en los valles intramontanos de la cuenca, existen suelos muy fértiles con un gran potencial agrícola, que para desarrollarse necesitan agua de riego. Debido a la alta permeabilidad de los sedimentos gruesos del relleno fluvio-lacústre, en la planicie intramontana se encuentran acuíferos importantes, donde se estima que existen más de 3.000 pozos someros y profundos, con una producción total cercana a los 14 m³/s. Aproximadamente el 58 % de la extracción de aguas subterráneas sirve para riego, 32 % se utiliza como agua potable y 10 % en la industria.

Normalmente las aguas servidas sin ningún tratamiento son descargadas en los ríos y quebradas, para finalmente ser vertidas en el Lago de Valencia. Se considera que aproximadamente el 10 % del agua de riego se infiltra para recargar los acuíferos.

La recarga de los acuíferos del relleno fluvio-lacustre se produce, principalmente por infiltración de las aguas de escorrentía superficial, provenientes de la zona montañosa, que al llegar a la planicie se percolan, particularmente en los conos aluvionales. Debido a la distribución desigual de las quebradas en la zona de investigación, existen grandes variaciones en la recarga de las aguas subterráneas. Hay evidencia que la descarga se produce a cotas más altas en la zona de Maracay que en la zona entre Palo Negro y Magdaleno.

3. ORIGEN DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

Se han realizado diferentes campañas de colección de muestras de agua de pozos, ríos, manantiales y embalses ubicados en la planicie de la cuenca del Lago de Valencia y de perfiles en diferentes sitios y a diferentes profundidades del lago para determinar la composición isotópica y química de las aguas. La ubicación de los sitios de captación de muestras se indica en las figuras 3.1, 3.2 y los resultados de los análisis del deuterio y del oxígeno-18, se ilustran en forma de diagrama en las Figuras 7 y 11.

3.1 Resultados de los isótopos estables en perfiles del Lago

Se dispone de los resultados de cuatro campañas de muestro del Lago de Valencia. Para cada una de las campañas, el contenido de isótopos estables en los perfiles no muestra muchas variaciones con la profundidad, o disminuye hacia valores similares (Fig. 4) a la concentración isotópica estable en las aguas subterráneas, lo cual indica que existen aportes de aguas subterráneas al lago los cuales se diluyen con las aguas enriquecidas por evaporación (Fig. 5). Además, las concentraciones isotópicas estables presentan variaciones estacionales (Fig. 6). En primera aproximación, el Lago de Valencia se comporta como un pozo de gran diámetro con aportes y salidas de aguas subterráneas.

Los aportes superficiales y subterráneos, con respecto al volumen del lago, dan un tiempo de residencia de aproximadamente 50 años.

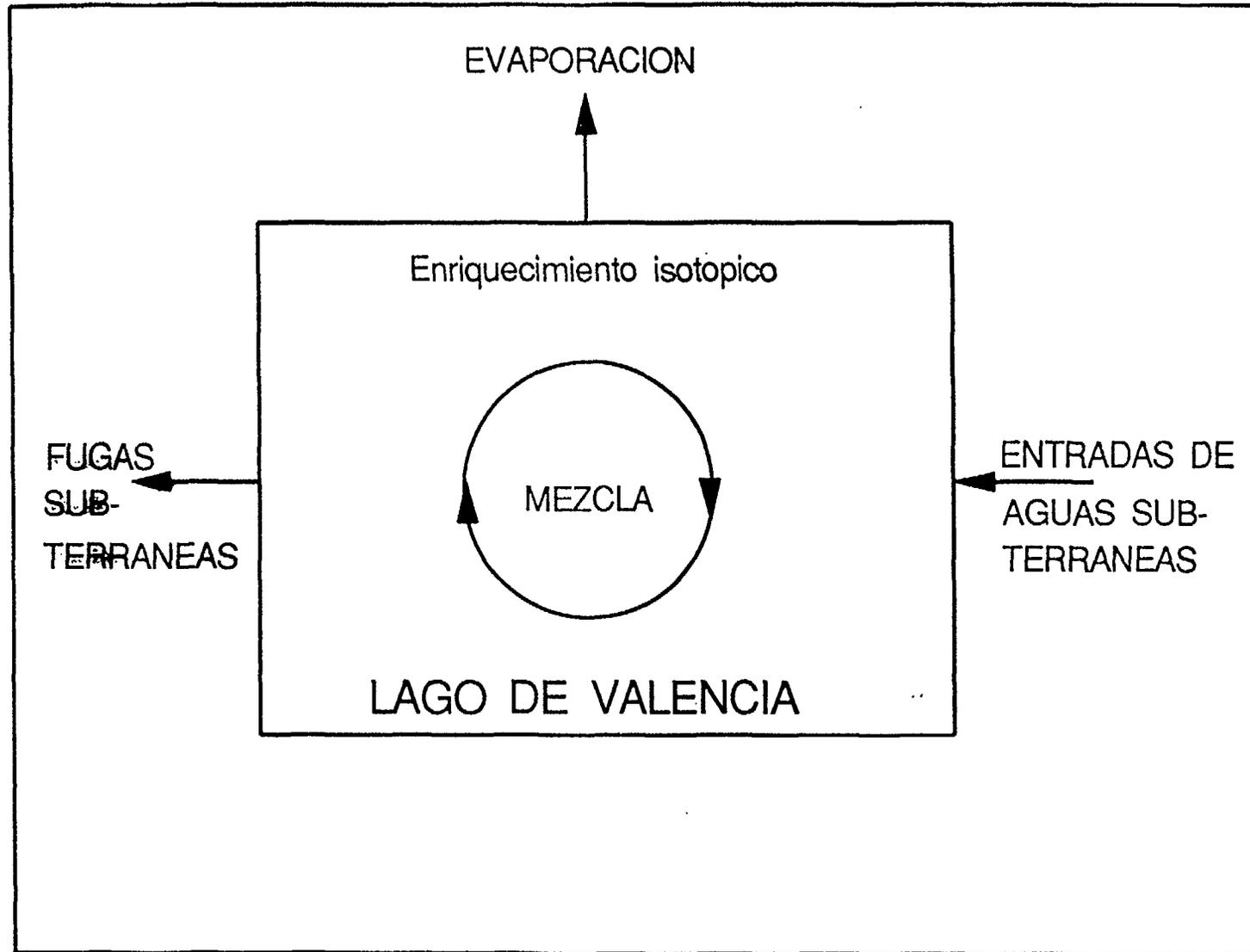


Figura 5 Esquema de la mezcla isotópica entre los aportes de aguas subterráneas y aguas evaporadas en el Lago de Valencia.

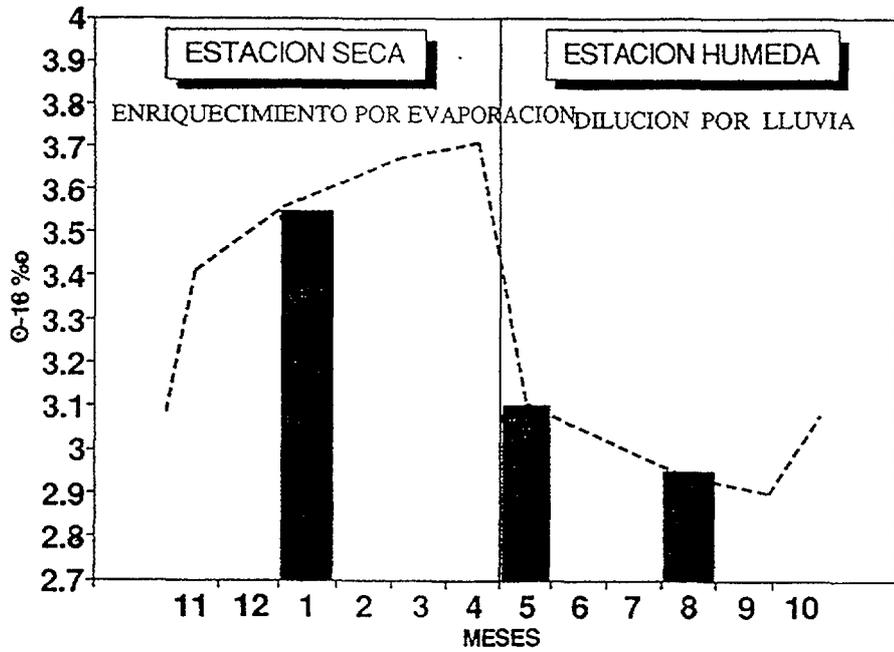


Figura 6 Variaciones estacionales de $\delta^{18}\text{O}$ en el Lago de Valencia.

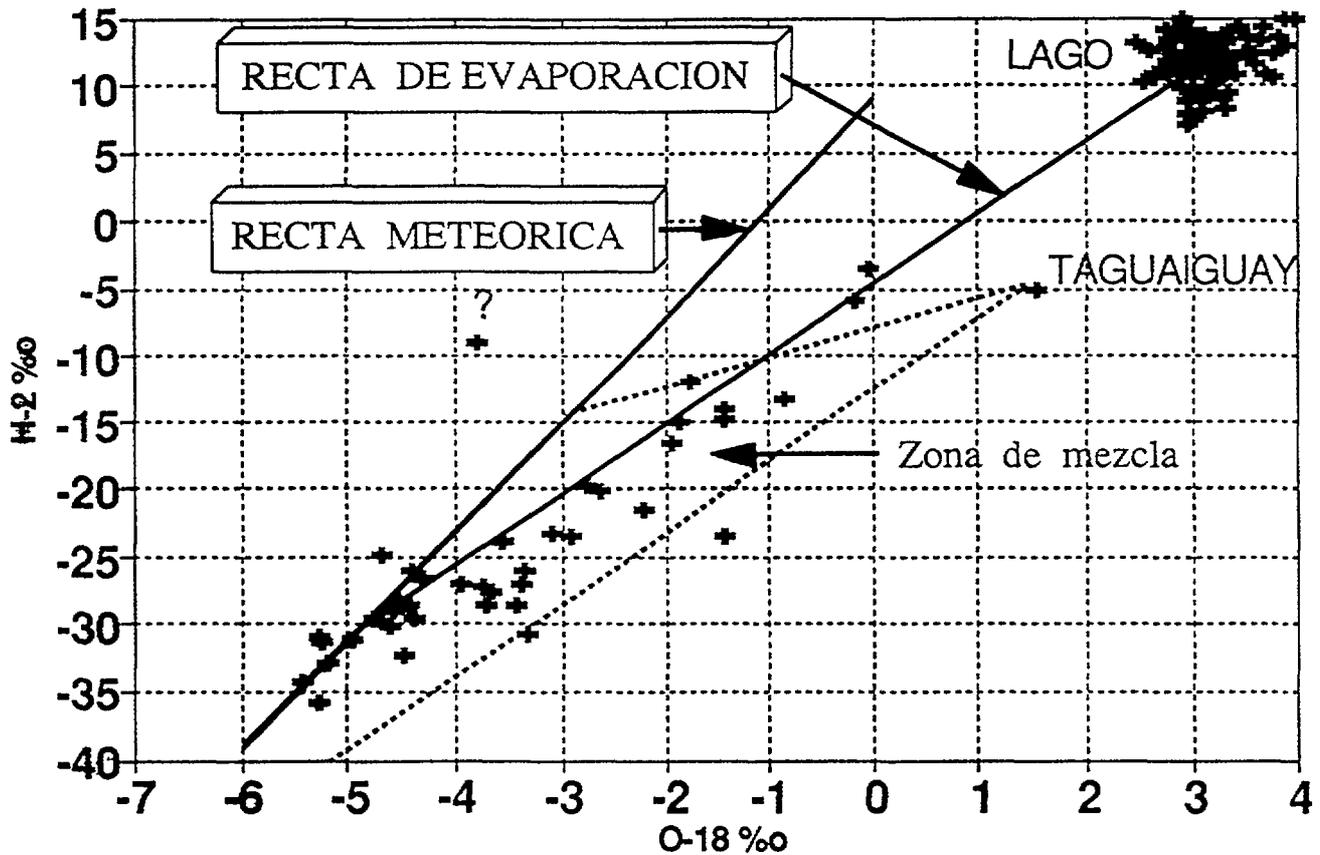


Figura 7 Diagrama mostrando la relación entre el oxígeno-18 y el deuterio para la parte Este de la planicie intramontana del Lago de Valencia.

3.2 Deuterio y Oxígeno-18 en las Aguas Subterráneas de la Zona Este del Lago de Valencia (Maracay-Magdalenó)

Para la zona de Maracay, tanto las aguas subterráneas como superficiales se agrupan a lo largo de la recta meteórica (Fig. 7), que corresponde a la siguiente ecuación:

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$$

Por el contrario, los valores isotópicos estables de todos los puntos pertenecientes al área irrigada (entre Palo Negro y Magdaleno) con aguas del embalse de Taguaiguay, se dispersan a la derecha de la recta meteorica (Fig. 7). Todas las concentraciones que se desvian a la derecha de la recta meteórica, son consecuencia del enriquecimiento isotópico por evaporación de las aguas antes de su infiltración y/o a la mezcla de las aguas evaporadas con otras aguas no evaporadas.

La dispersión de los valores isotópicos estables a lo largo de la recta meteorica es muy importante, lo cuál puede estar relacionado con los siguientes factores:

- Por una parte, se observa una disminución de las concentraciones isotópicas estables en las aguas subterráneas desde la zona montañosa hacia el área de desembocadura de estos ríos en el lago, lo cual indica que existe un efecto de altura en los contenidos isotópicos.
- Por otro lado, se debe suponer que la infiltración de las aguas superficiales en los conos aluvionales se produce de forma muy rápida, causando variaciones estacionales en las concentraciones isotópicas estables de las aguas subterráneas.

Como se esperaba desde el inicio de las investigaciones, en la cuenca del Lago de Valencia existe un enriquecimiento isotópico de ^2H y ^{18}O muy fuerte, tanto en las aguas del lago, como en los embalses, tales como el de Taguaiguay (Fig. 7).

Las concentraciones isotópicas en la zona comprendida entre Palo Negro y Magdaleno están enriquecidas. Este enriquecimiento se observa, tanto en las áreas donde los niveles freáticos se encuentran por debajo de la cota del lago, como en las áreas con niveles freáticos por encima de ella. Como se mencionó anteriormente, esta zona se encuentra bajo riego con las aguas provenientes del embalse de Taguaiguay; por lo tanto se puede considerar que las concentraciones isotópicas son el resultado de una mezcla entre las aguas de lluvia y un reciclaje parcial de las aguas de riego, que ya tienen un cierto grado de evaporación en la laguna de Taguaiguay (Fig. 7).

Relacionado con el fuerte descenso de los niveles freáticos de las aguas subterráneas cerca del lago, no se manifiesta ningún aporte de las aguas evaporadas del Lago de Valencia, dentro del error de la medida en el contenido isotópico de las aguas subterráneas (ver capítulo 3.2.1). Considerando que el descenso de los niveles se produce desde hace unos 15 años, este tiempo es lo suficientemente largo como para ser detectado, en caso de existir, la influencia del lago sobre las aguas subterráneas.

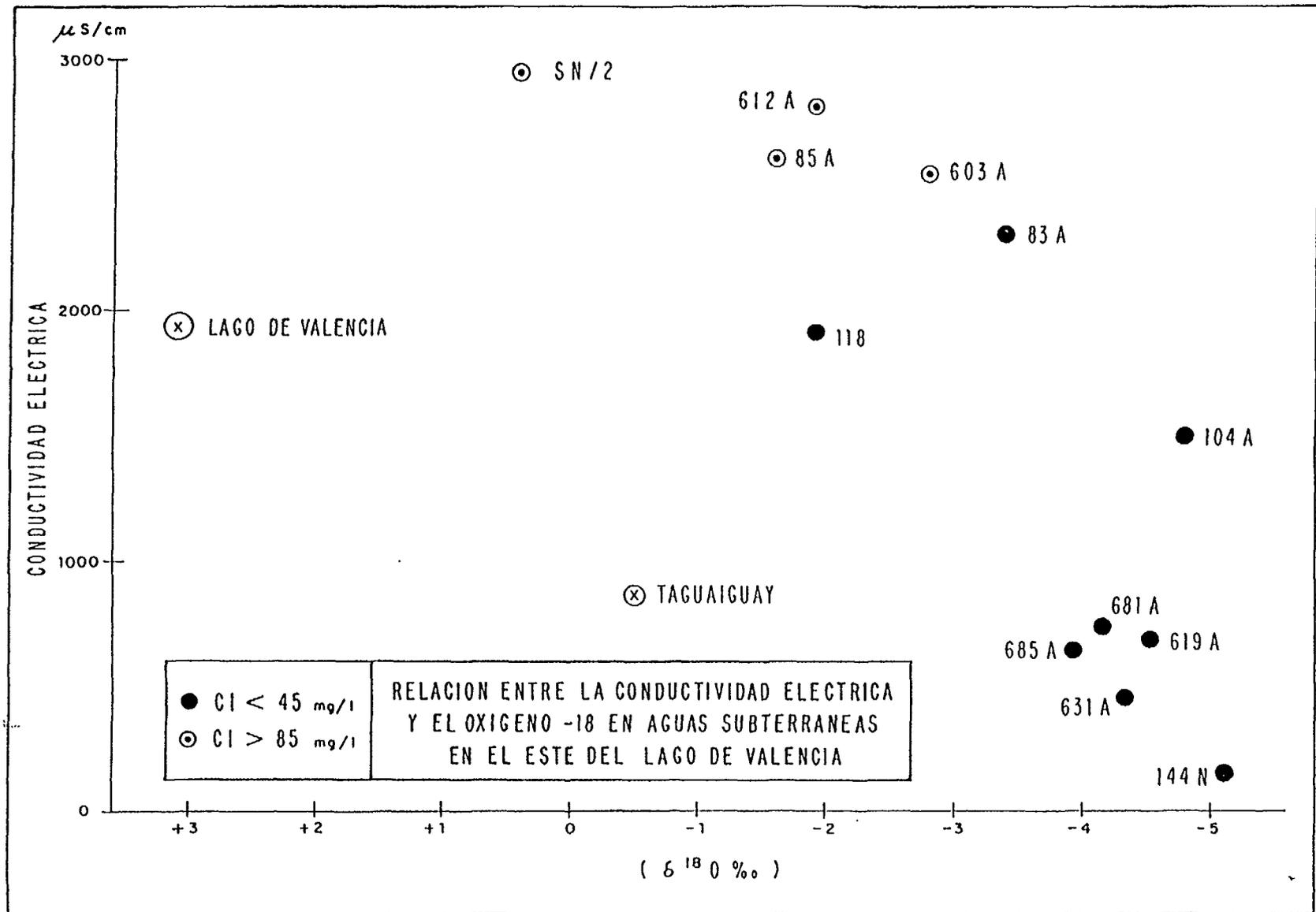


Figura 8 Diagrama de relación entre la conductividad eléctrica y el oxígeno-18 en las aguas subterráneas de la parte Este del Lago de Valencia.

3.2.1 Hidroquímica y Tritio en la Aguas Subterráneas de la Zona Este de la Cuenca del Lago de Valencia

De todos los sitios donde se realizaron determinaciones isotópicas, se dispone también de los datos de los análisis físico-químicos, entre los que se pueden mencionar los cloruros, bicarbonatos y sulfatos, así como sodio, potasio, calcio, magnesio y la conductividad eléctrica.

En la zona comprendida entre Palo Negro y Magdalena las aguas son muy sulfatadas y con alto contenido de magnesio y de cloruros. Las concentraciones de los sulfatos alcanzan valores de hasta 2.000 mg/l, la del magnesio de hasta 350 mg/l y los cloruros se agrupan entre 10 y 150 mg/l. Los valores de conductividad eléctrica de las aguas subterráneas en esta zona, muchas veces sobrepasan las conductividades de las aguas del Lago de Valencia y del embalse de Taguaiguay (Fig. 8).

Los cloruros en la parte Este de la región bajo estudio, provienen de las aguas de precipitación; puesto que, no existe ninguna fuente sedimentaria para que dé origen a este elemento. Por esta razón, una correlación entre los cloruros y los valores de los isótopos estables, debe indicar la misma mezcla de las aguas subterráneas con las aguas de riego del embalse Taguaiguay. Esta relación entre los cloruros y los isótopos estables está demostrada en la figura 9, la cual también indica que en esta zona no hay contribuciones significativas de agua del Lago de Valencia hacia los acuíferos, dentro de la sensibilidad de medida de los parámetros; puesto que, en esta área los niveles freáticos se encuentran por debajo de la cota del nivel del lago. Sin embargo la evaporación en el embalse de Taguaiguay no puede producir concentraciones de sulfatos cercanas a las 2.000 ppm; por lo que, no existe ninguna correlación entre el contenido isotópico y la concentración de sulfatos, referida a la conductividad (Fig. 8). Este hecho sugiere una fuente de aporte de aguas subterráneas sulfatadas. Se considera que estas aguas subterráneas sulfatadas provienen de aguas profundas; es decir, aguas subterráneas con alto tiempo de residencia, que se encuentran por debajo de aguas subterráneas someras.

Las aguas profundas deben pertenecer a un campo de flujo lento de aguas subterráneas [2] puesto que la solubilidad del yeso, el cual se encuentra en forma de capas entre los sedimentos del relleno fluvio-lacustre, es de alrededor de 2 g/l. Esta alta solubilidad y la presencia de capas de evaporitas indican que el flujo del agua subterránea es bajo, ya que en caso contrario el yeso ya estaría totalmente disuelto.

La existencia de estas aguas profundas, también se manifiesta por las medidas del Tritio, cuyos valores en los pozos profundos (> 80 m) se encuentran por debajo del límite de precisión de la medida (Tabla 1). Por otro lado, las medidas de ^{14}C [3] en las mismas aguas dan una edad no corregida de aproximadamente 10.000 años. Estas aguas viejas se encuentran por debajo de por aguas jóvenes no sulfatadas (Fig. 10). El espesor del agua joven depende de la intensidad de la recarga, siendo mayor en la zona de Maracay-Turmero y menor en la zona de Palo Negro-Magdaleno. En consecuencia, en la zona entre Palo Negro y Magdalena, existen pozos con alto contenido de sulfatos desde tiempos anteriores a la construcción del sistema del riego de Taguaiguay; por lo tanto, las aguas subterráneas ya eran sulfatadas independientemente del uso intensivo de los recursos subterráneos.

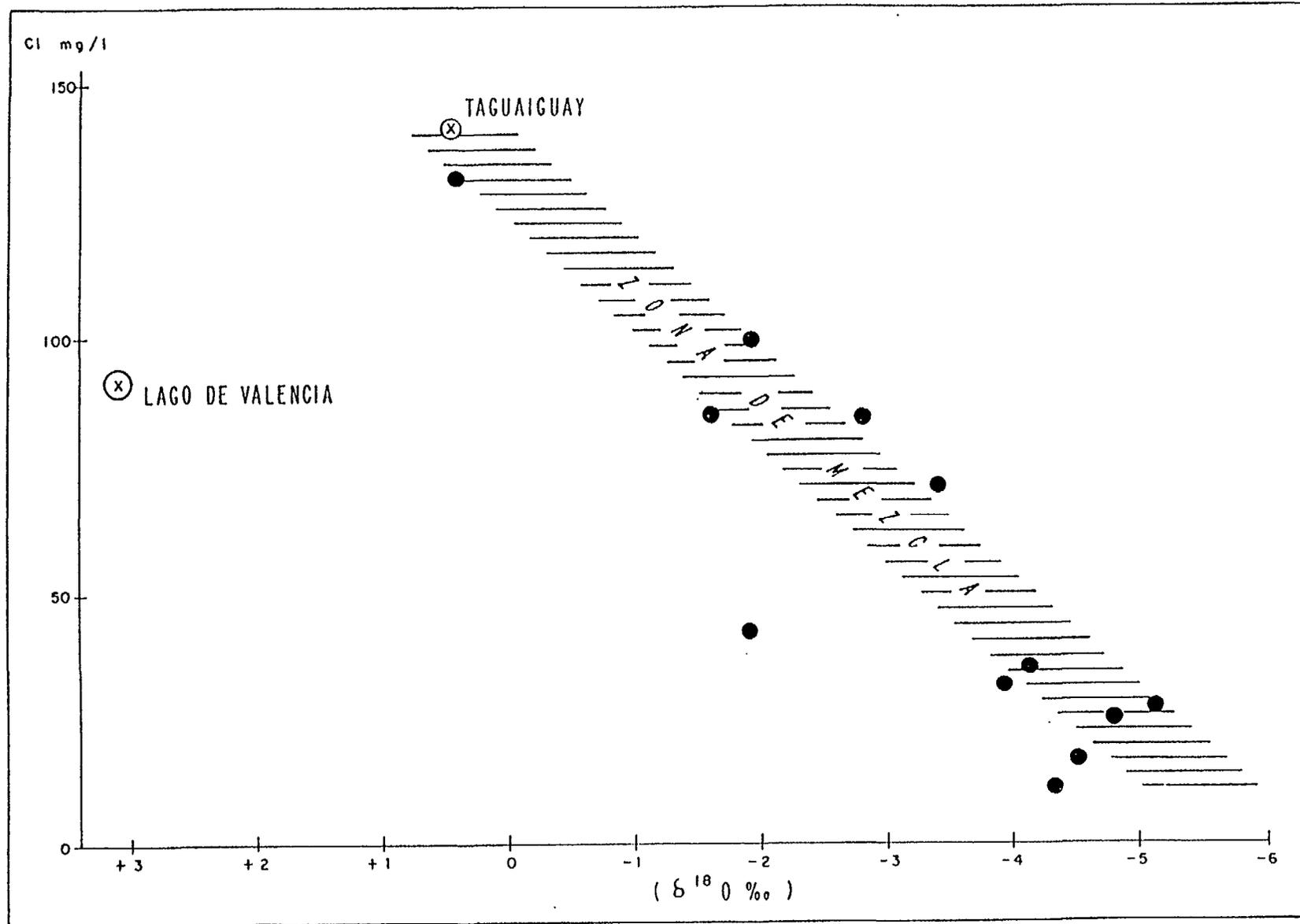


Figura 9 Relación entre el contenido de cloruros y el oxígeno-18.

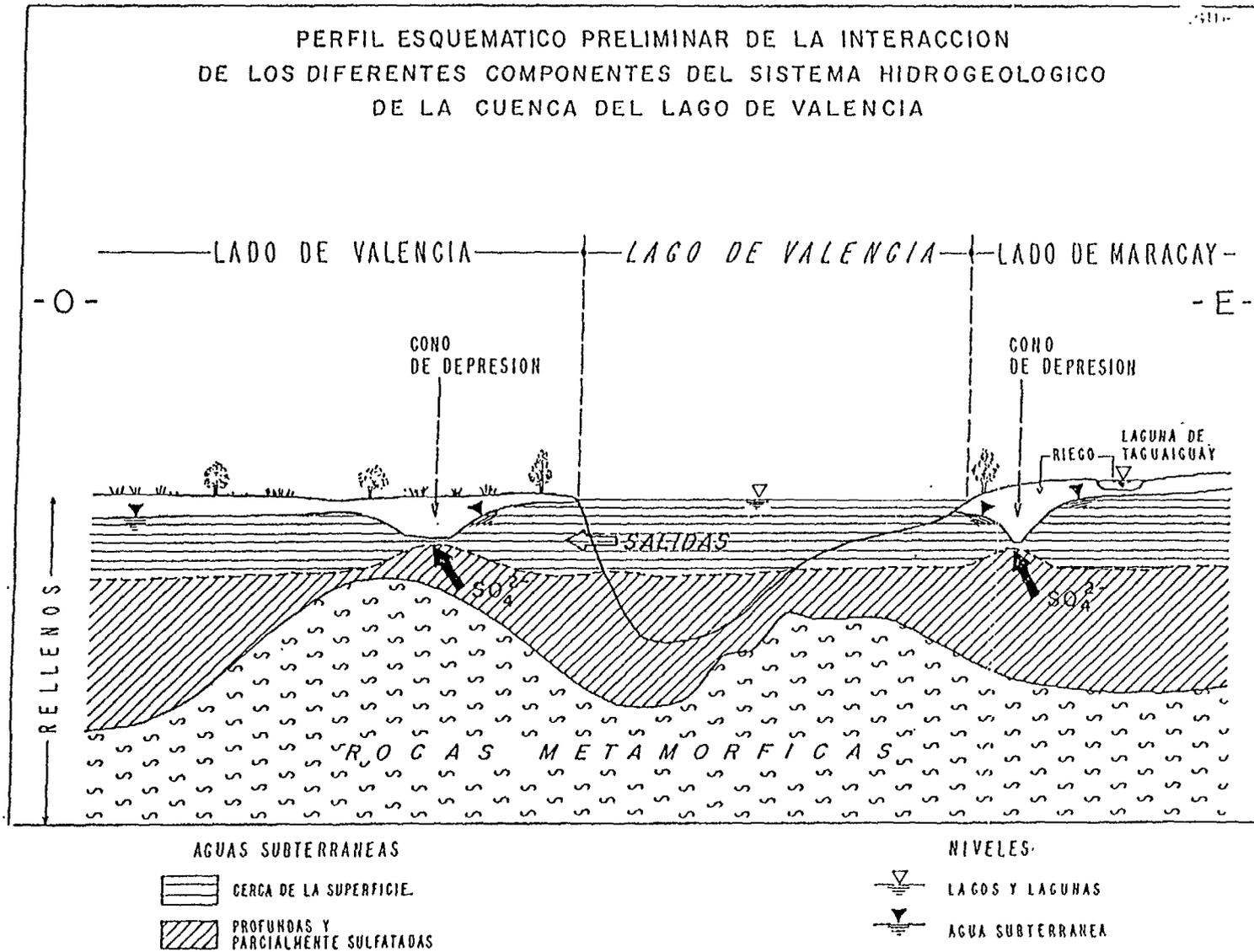


Figura 10 Perfil esquemático de la interacción de las diferentes zonas de aguas subterráneas en la cuenca del Lago de Valencia.

En la actualidad las concentraciones de los sulfatos en las aguas subterráneas han aumentado por efecto de sobre-explotación de las aguas subterráneas disminuyen los potenciales hídricos, provocando el ascenso de las aguas profundas, para luego mezclarse con las aguas subterráneas someras (Fig. 10).

De lo expuesto anteriormente, desde el punto de vista isotópico y químico, en la zona Este del Lago de Valencia se presenta una mezcla entre tres componentes:

- aguas de riego, provenientes del embalse Taguaiguay,
- aguas subterráneas someras con baja concentración de sulfatos y de magnesio,
- aguas subterráneas profundas fuertemente sulfatadas y magnesiadas.

Tabla 1 CONTENIDO DE TRITIO EN LOS POZOS UBICADOS EN LA ZONA ESTE Y OESTE DEL LAGO DE VALENCIA

Pozo Codigo muestra	Fecha de muestreo	Tritio (UT)	¹⁴ C (pmc)	δ ¹³ C ‰	Prof. (m)
Lago perfilG	17.03.92		116,75±6,21	0,03	2 m
AR 6158 578A	17.03.93		39,43±2,60	-11,07	70 m
AR 6158 615A	17.03.93	3,6±0,7	68,22±4,47	-8,99	82 m
AR 6158 616A	17.03.93	1,8±0,7	51,05±3,25	-10,52	60 m
AR 6258 288A	17.03.93	<1	56,45±3,31	-11,43	80 m
AR 6258 132A	21.06.91	0,6±0,7			80 m
AR 6258 149A	21.06.91	0,5±0,7			100 m
AR 6258 SN20	21.06.91	0,9±0,7			48 m
CA 6160 029A	17.03.93	<0,7	11,87±1,49		80 m
CA 6160 003A	17.03.93	0,9±0,7	11,85±1,44		75 m
CA 6160 069A	17.03.93	0,9±0,7	45,60±4,65		105 m
CA 6160 137A	17.03.93	<0,7	7,09±2,14		70 m
CA 6169 SN 4	17.03.93	<0,7			80 m
CA 6161 052A	21.09.91	3,8±0,7			60 m
CA 6259 SN01	21.06.91	0,3±0,7			60 m
CA 6259 SN02	21.06.91	0,8±0,7			16 m
CA 6260 080A	21.06.91	3,5±0,7			82 m
CA 6260 0979A	21.06.91	0,6±0,7			160 m

En este sistema, el agua de riego contribuye, muy probablemente, con agroquímicos al deterioro la calidad de los recursos subterráneos y junto con las aguas profundas, ejercen una influencia considerable en las aguas someras, que sirven para el abastecimiento en el

consumo humano y para actividad agrícola e industrial. A partir del incremento del uso del agua subterránea, paralelamente a la disminución del potencial hídrico, su calidad experimentó un deterioro progresivo, que es más importante en zonas con baja tasa de recarga que en las que presentan una alta tasa de recarga.

3.3 Las aguas subterráneas en el Norte, Oeste y Sur del Lago de Valencia

Las aguas subterráneas en esta zona, presentan la misma estratificación vertical observada en la zona Este. Por lo tanto, existen las mismas fuentes de deterioro de la calidad de las aguas someras. Adicionalmente, se manifiestan por los isótopos estables, salidas de aguas del Lago de Valencia y aguas geotermales. En contraposición a la zona Este, en las partes Norte, Oeste y Sur de la cuenca, no se utilizan aguas de lagunas como agua de riego, o sea que no hay infiltración a los acuíferos de aguas de riego con evaporación.

En una zona muy estrecha entre La Culebra y Flor Amarilla se observan aguas evaporadas (Figs. 11, 12), las cuales, resultan de la mezcla entre aguas del lago y aguas subterráneas locales. Como ya se mencionó en el capítulo 3.1, por el bajo contenido de sales en el agua del lago, sin salidas superficiales desde más de unos 100 años, exige que existan salidas subterráneas del Lago de Valencia hacia cuencas adyacentes. La zona de salidas es muy estrecha y está conectada con la zona de fallas de la Victoria, la cual cruza

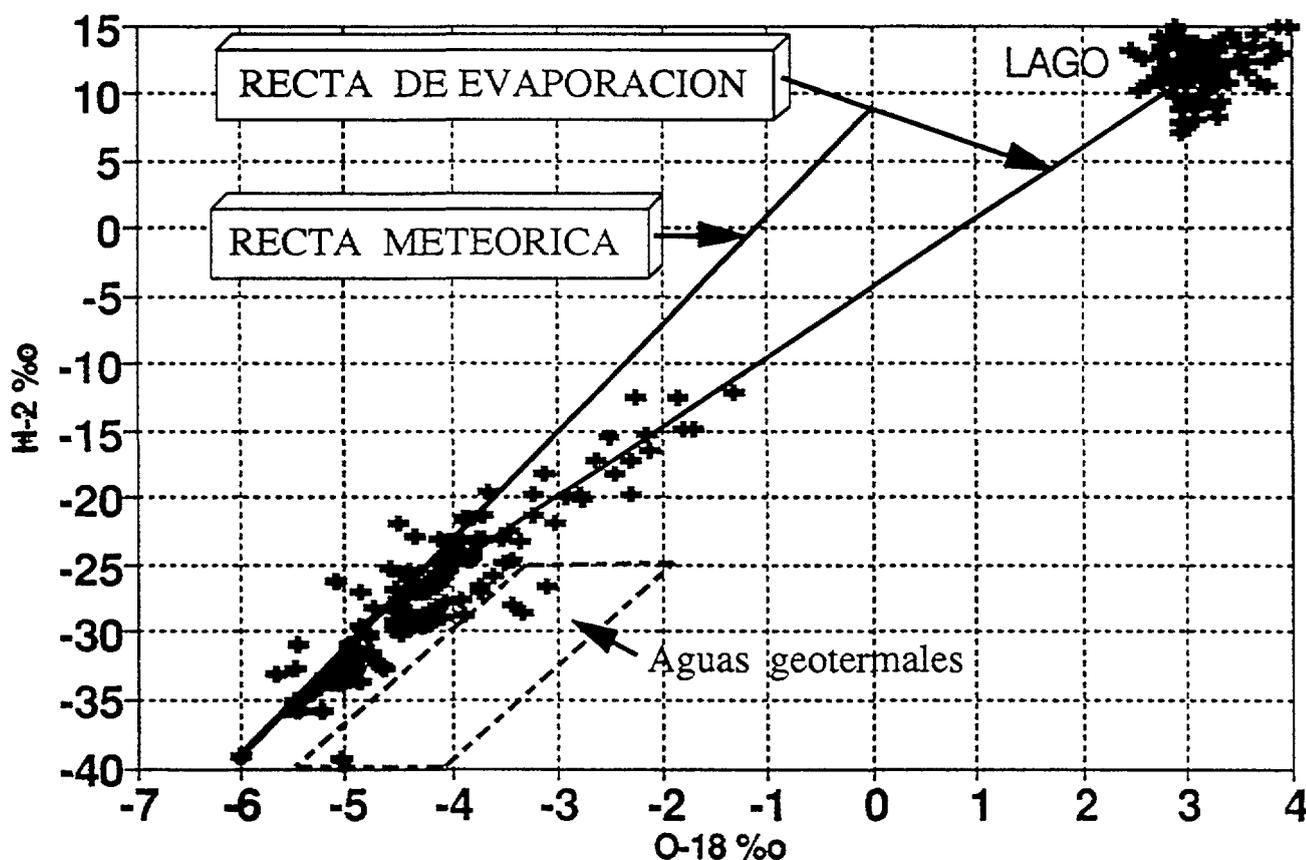


Figura 11 Diagrama mostrando la relación entre el oxígeno-18 y el deuterio para la parte Oeste de la planicie intramontana del Lago de Valencia.

a través del Lago de Valencia en su parte media en dirección Este-Oeste. Con los resultados que se tienen hasta la fecha, no está muy bien definido si estas salidas se producen a través de un cañón relleno con sedimentos fluvio-lacustres, o a través de fisuras en la misma zona de fallas; por el afloramiento de rocas metamórficas en la zona de Culebra parece muy probable que las salidas subterráneas se produzcan a través de fisuras.

Los caudales de las salidas subterráneas parece que no sean muy altos por dos razones:

- Existe poca diferencia entre el nivel del lago y la altura de la zona de resurgencias de estas aguas subterráneas, posiblemente en las cercanías del río Paito, ubicado a unos 23 km hacia el Oeste del lago.
- El sistema del lago parece muy sensible con respecto de las variaciones en las lluvias, o sea que el lago sirve más como embalse, que como zona de tránsito rápido de aguas (ver capítulo 4).

3.3 Aguas geotermales en la Zona Norte del Lago de Valencia

En el diagrama del oxígeno-18 y deuterio (Fig. 11), se observan puntos que se desvían a la derecha de la línea de mezcla de aguas del lago con aguas locales. Estos valores no se pueden explicar como mezcla de aguas, debido a que faltan los valores isotópicos más negativos, que es lo que se exige para explicar un fenómeno de mezcla. Estos valores de los isótopos estables pertenecen a una zona coherente, agrupados en un área restringida, que pueden estar relacionados con aguas tibias (Fig. 12). Por esta razón se supone que estas aguas son de origen geotermal y han sufrido un enriquecimiento solamente en oxígeno-18, por intercambio con las rocas a temperaturas superiores a 100°C. Lamentablemente los pozos existentes en esta zona con altas temperaturas (entre 93°C y 41.5°C), no contienen el mismo enriquecimiento en el oxígeno-18; lo cual no se puede considerar como contradictorio a lo anteriormente explicado; puesto que, para el intercambio isotópico es necesario no solamente elevadas temperaturas, sino también mayor tiempo de retención de las aguas; es decir, que sean más viejas. La Tabla N° 1 muestra para los pozos con elevadas temperaturas (CA 6259 S/N 01 y CA 6359 S/N 02), que las aguas de estos pozos, dentro de los límites de medida, contienen tritio; por lo tanto no tienen un largo tiempo de residencia y son relativamente jóvenes.

4. BALANCE HIDRICO ACTUAL

La precipitación media anual de la cuenca, para el período 1962-1981 es de 1110 mm/a y la del Lago de Valencia de 1000 mm/a. El 80 % de las lluvias se producen en la época húmeda, o sea desde el mes de mayo hasta el mes de noviembre.

En el balance hídrico se deben considerar los aportes naturales (lluvias) y artificiales a la cuenca, las pérdidas por evaporación o salidas artificiales de aguas y las salidas subterráneas de la cuenca. El balance hídrico, considerando los valores de precipitación sobre la superficie del lago (PL) y sobre la parte terrestre de la cuenca (PT), sin tomar en cuenta las importaciones o exportaciones de aguas, da una descarga (D) de:

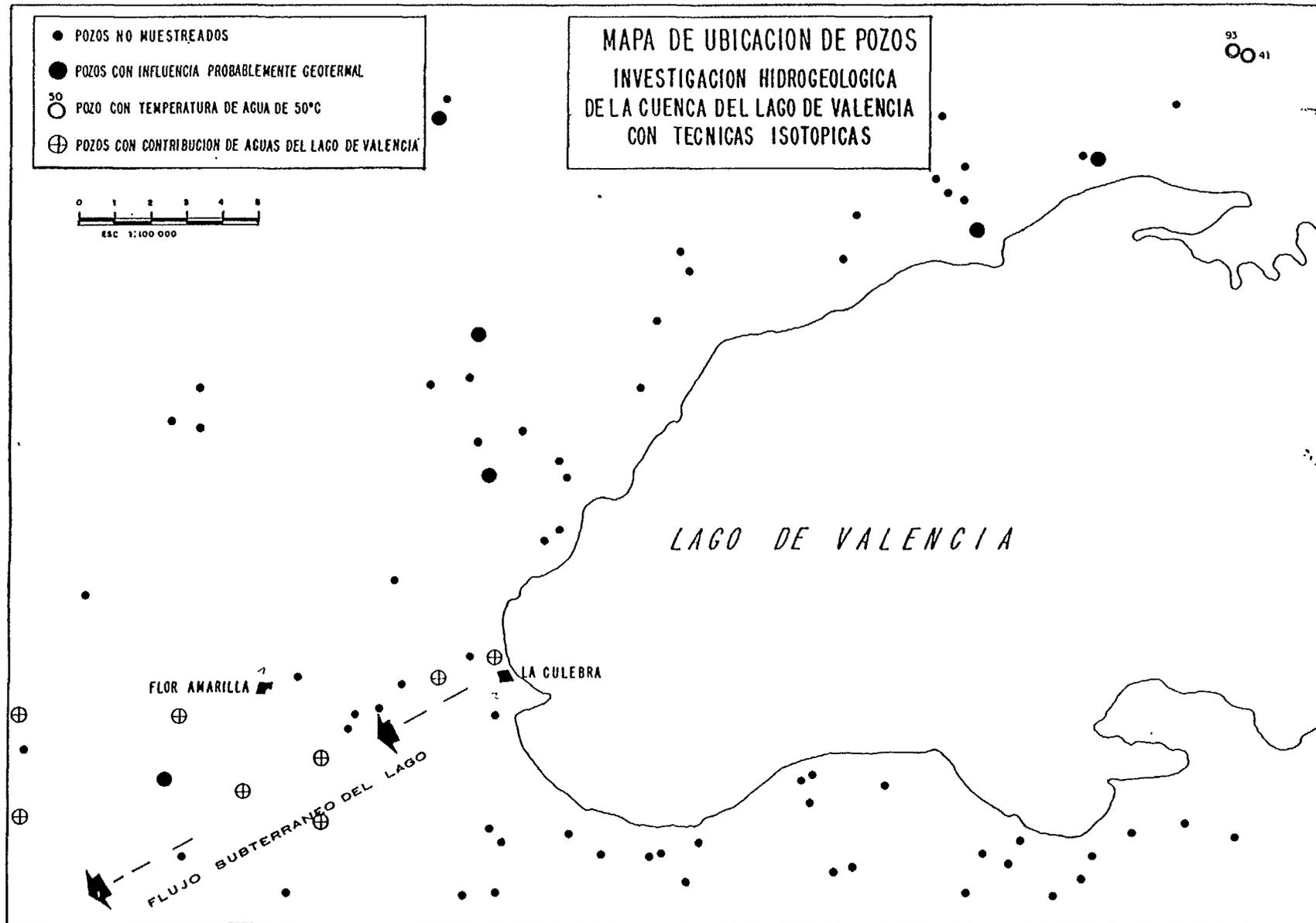


Figura 12 Salidas subterráneas de aguas del Lago de Valencia y la zona geotermal en el Norte y Oeste del lago.

$$D = (PL - EP) AL + (PT - ETR) AT$$

Lluvia sobre el lago

$$PL = 1,0 \quad \text{m}^3/\text{m}^2/\text{a}$$

Area del lago

$$AL = 360 \times 10^6 \quad \text{m}^2$$

Lluvia sobre la cuenca tierra

$$PT = 1,11 \quad \text{m}^3/\text{m}^2/\text{a}$$

Area de la cuenca tierra

$$At = 2200 \times 10^6 \quad \text{m}^2$$

Evaporación potencial

$$EP = 2,28 \quad \text{m}^3/\text{m}^2/\text{a}$$

Evapotranspiración

$$ETR = ?$$

Suponiendo una descarga subterránea de cero para la cuenca, da un valor máximo de evapotranspiración real (ETR) menor de 892 mm/a.

Como ya fue analizado anteriormente, las salidas subterráneas de la cuenca no son muy grandes. Suponiendo una $ETR = 850 \text{ mm/a}$, que estaría de acuerdo con observaciones en otros países ([4], [5], [2]), da una descarga de:

$$D < 3,5 \quad \text{m}^3/\text{s}, \text{ o sea}$$

$$D < 43 \quad \text{mm/a.}$$

Este valor de la descarga, con respecto a la extracción de aguas subterráneas, que es de $14 \text{ m}^3/\text{s}$, significa que éste es el límite de la explotación de los recursos de aguas subterráneas, lo cual ha contribuido al descenso acelerado del nivel del Lago de Valencia hasta el año 1981. El hecho de alcanzar estos niveles significa que hay sobre-explotación en muchas áreas. A partir del año 1981, debido a los aportes de agua de cuencas vecinas, como la del embalse Pao Cachinche ($8,7 \text{ m}^3/\text{s}$) y de la zona de Valencia ($3,5 \text{ m}^3/\text{s}$), fue paralizado el descenso de los niveles del lago y por el contrario están experimentando una recuperación. Estos aportes artificiales sumados al balance hídrico, dan una descarga al Lago de Valencia de $15,7 \text{ m}^3/\text{s}$, el cual con respecto a la extracción de las aguas subterráneas, que es de $14 \text{ m}^3/\text{s}$, da un exceso en los aportes de $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$; contribuyendo de esta manera al ascenso del nivel del lago desde el año 1981.

5. CONCLUSION

Los acuíferos alrededor del Lago de Valencia, se encuentran sobre-explotados. Las aguas subterráneas son utilizadas con fines de consumo humano, riego e industrial.

En zonas donde los sedimentos tienen baja permeabilidad, el riego por bombeo de aguas subterráneas es complementada con aguas almacenadas por descarga de ríos.

En la zona Este del lago claramente se puede diferenciar la mezcla en las aguas de tres componentes. El primero corresponde a aguas almacenadas en el embalse de Taguaguay, las cuales aportan al acuífero aguas evaporadas. El segundo corresponde a aguas profundas con altas concentraciones de sulfatos, las cuales ascienden penetrando a los acuíferos someros situados por encima. Estas aguas profundas no contienen tritio por que pertenecen a una zona de aguas profundas con dinámica lenta. Este ascenso se produce

como consecuencia de la disminución de los potenciales hídricos, producto de la sobre-explotación local de las aguas subterráneas. El tercer componente está relacionado con aguas de baja mineralización, provenientes de la parte más superficial de los acuíferos [6].

En el área ubicada al Este del Lago de Valencia no se observan aportes del lago hacia los acuíferos, donde localmente los niveles freáticos se encuentran por debajo de la cota del lago. Este hecho se debe muy probablemente a una colmatación de los rellenos de la interfase entre el lago y los acuíferos.

En la parte Oeste del Lago de Valencia, se observan salidas subterráneas cerca de los sitios La Culebra y Flor Amarilla, hacia el río Paito. Estas salidas parecen estar ligadas a una zona muy fisurada en conexión con la falla de La Victoria y alcanzan una descarga mínima de 43 mm/a. Por lo contrario en la zona de rellenos, la apertura de las fisuras permite el paso de materias suspendidas en el lago.

Al Norte y Noroeste del lago se manifiesta una zona geotermal con aguas calientes o tibias, enriquecidas en ^{18}O . Esta evidencia está confirmada con los resultados de análisis químicos. En esta zona aparecen tanto aguas frías enriquecidas en oxígeno-18 como aguas calientes sin enriquecimiento. De aquí se infiere que las zonas geotermales profundas pertenecen a un sistema con dinámica lenta y las someras muestran una dinámica más rápida.

Un balance hídrico debe considerar adicionalmente a los aportes artificiales a la cuenca, las salidas subterráneas de la cuenca y las variaciones del nivel del Lago de Valencia. Un cálculo orientativo da una evapotranspiración real comprendida entre 850 y 892 mm/a una evaporación potencial de 2000 mm/a, salidas subterráneas mínimas de 43 mm/a, aportes artificiales de 2,2 m³/s, con un ascenso del nivel del lago de Valencia desde la desviación de 401 a 406 m s.n.m..

6. AGRADECIMIENTO

La investigación obtuvo aporte financiero del Gobierno de la Republica Federal de Alemania a través del Organismo Internacional de Energía Atómica. Agradecemos estas contribuciones, así como el aporte científico de la Sección de Hidrología Isotópica en Viena.

REFERENCIAS

- [1] BALDISON, R. & SEILER, K.-P. (1994): Investigaciones isotópicas, químicas e hidrogeológicas en la Cuenca del Lago Atitlan, Guatemala. - Este volumen. OIEA Vienna. (1994).
- [2] SEILER, K.-P.: Tiefe Grundwaesser und Faktoren, die das Absenkungsgeschehen in Tiefen Grundwässern beeinflussen. - Z. dt. geol. Ges., 134:845-855; Hannover. (1983).

- [3] TAMERS. M.A.: Surface Water Infiltration and Groundwater Movement in Arid Zones of Venezuela. *Isotopes in Hydrology* 339-351. IAEA. Viena. (1967)
- [4] FEBRILLET, J., BUENO, E., SEILER, K.-P. & STICHLER, W. Estudios Isotópicos e Hidrogeológicos en la Región Suroeste de la República Dominicana. *TEC-DOC, 502 Estudios de Hidrología Isotópica en América Latina (IAEA): 273 - 290; Vienna (1989).*
- [5] BALDISON, R. & SEILER, K.-P.: Estudio Isotópico e Hidrogeológico en la Cuenca del Río Samala, Guatemala. - Informe no publicado, OIEA. Viena. (1989)
- [6] SEILER, K.-P., TRIMBORN, P. & ALVARADO, J. (1992): Das Grundwasser im Umfeld des Lago de Valencia und seine anthropogene und geogene, nachteilige Beeinflussung. - *Z. dt. geol. Ges.*, 143:398-403; Hannover

LISTA DE PARTICIPANTES

- Alvarado, J. Ministerio del Ambiente y Recursos Naturales Renovables
Dirección de Aguas Subterráneas
Av/ Este 6 C-S.B. Esq. Camejo 2do Piso
Caracas 1010, Venezuela
- Araguás Araguás, L.
(*Secretario Científico*) División de Ciencias Físicas y Químicas
Sección de Hidrología Isotópica
Wagramerstrasse , P.O. Box 100
A-1400 Vienna, Austria
- Baldizón, R. INSIVUMEH/Ministerio de Comunicaciones, Transporte
y Obras Públicas
7a Avenida 14-57, Zona 13
Ciudad de Guatemala, Guatemala
- Bonoto, D.M. Universidade Estadual Paulista
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Departamento de Petrologia e Metalogenia
Sao Paulo, Brasil
- Dellepere, A. Comisión Nacional de Energía Atómica
Soriano 1014
Casilla de Correos 970
Montevideo, Uruguay
- Fritz, P. UFZ Umweltforschungszentrum
Leipzig-Halle Ltd.
Permoserstrasse 15
D-04318 Leipzig, Alemania
- Fontes, J.-Ch.[†] División de Ciencias Físicas y Químicas
Sección de Hidrología Isotópica
Wagramerstrasse , P.O. Box 100
A-1400 Vienna, Austria
- Gómez Cruz, A. SENARA/Servicio Nacional de Aguas
Subterráneas, Riego y Avenamiento
Dirección de Aguas Subterráneas
y Estudios Básicos - Apdo. Postal 5262
San José de Costa Rica, Costa Rica
- González Hita, L. IMTA/Instituto Mexicano de Tecnología del Agua
Privada de las Fuentes No. 10
62550 Jiutepec, Morelos, México

- Kimmelman, A. Universidade de São Paulo
 Instituto de Geociências
 Rua do Lago, 582
 05508-900 São Paulo, Brasil
- Maldonado, S. INERHI/Instituto Ecuatoriano de Recursos Hidráulicos
 Depto. Geotecnia
 Juan Larrea 543
 Quito, Ecuador
- Moleiro León, L.F. Centro de Investigaciones de los Recursos Hidráulicos
 Apartado 23, General Peraza No. 19210
 La Habana, Cuba
- Obando, E. INEA/Instituto de Asuntos Nucleares
 y Energías Alternativas
 Sección de Hidrología Isotópica
 Av. Eldorado y Carrera 50, A.A.8595
 Santafé de Bogotá, Colombia
- Panarello, H. INGEIS/Laboratorio de Geocronología
 y Geología Isotópica
 Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria
 1428 Buenos Aires
 Argentina
- Salazar, C. Oficina de Cooperación Técnica
 Comisión Chilena de Energía Nuclear
 Amunátegui No. 95
 Casilla 188 D
 Santiago, Chile
- Santiago M. Universidade Federal do Ceara
 Departamento de Física
 Av. da Universidade 2853
 6000 Fortaleza, Brasil
- Seiler, P. Institut für Hydrologie
 GSF Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit
 München-Neuherberg
 85764 Oberschleißheim
 Alemania
- Solis, G. CORDECO/Corporación para el Desarrollo de Cochabamba
 Casilla 183
 Cochabamba, Bolivia
- Ruiz, J.C. SEDAPAL/Servicio de Agua Potable y Alcantarillado de Lima
 Monterrey 281
 2do Piso
 Lima, Perú