

## APORTE DE LA HIDROQUÍMICA AL MODELO CONCEPTUAL DEL SISTEMA HÍDRICO SUBTERRÁNEO. TANDIL, ARGENTINA

Rosario Soledad Barranquero<sup>1</sup>, Marcelo Varni<sup>2</sup>, Alejandro Ruiz de Galarreta<sup>3</sup> y Roxana Banda Noriega<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Centro de Investigaciones y Estudios Ambientales (CINEA), Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires (UNICEN). Gral. Pinto 399 (CP. 7000). Tandil, Buenos Aires, Argentina. Tel/Fax. 54-249-4422000.

e-mail: rosariobarranquero@yahoo.com.ar

<sup>2</sup> Instituto de Hidrología de Llanuras "Dr. Eduardo J. Usunoff". República de Italia 780 (B7300), Azul, Buenos Aires, Argentina. Tel/Fax. 54-2281-432666. e-mail: varni@faa.unicen.edu.ar

<sup>3</sup> CIC-CINEA-UNICEN. e-mail: agala@live.com.ar

<sup>4</sup> CIC-CINEA-UNICEN. e-mail: rbanor@gmail.com

### RESUMEN

El presente trabajo parte del objetivo de caracterizar y analizar la hidroquímica del agua subterránea en un área de estudio delimitada en la cuenca del arroyo Langueyú, a fin de contribuir al diseño del modelo conceptual del sistema hídrico subterráneo. Para la concreción de este objetivo se trabajó con una red de monitoreo de 30 perforaciones, en la cual se efectuaron mediciones de nivel y toma de muestras con frecuencia cuatrimestral. Se determinaron la conductividad eléctrica específica, el pH, los iones mayoritarios y nitratos. Los resultados muestran que las aguas del área de estudio son jóvenes, dado su bajo contenido salino y el predominio del ión bicarbonato. Se concluye que las variables hidroquímicas, al igual que las hidrodinámicas, presentan una importante dependencia de las zonas de sierras, piedemonte y llanura, definidas en base a características geomorfológicas. Se evidencia también que el estudio de la hidroquímica puede ser utilizado como una herramienta complementaria al análisis hidrodinámico, posibilitando incluso visualizar comportamientos que no son tan evidentes con este último.

**Palabras claves:** Agua subterránea, hidrodinámica, hidroquímica, cuenca del arroyo Langueyú.

### ABSTRACT

This work is aimed to describe and analyze the chemistry of groundwater in a study area located in Langueyú creek basin, in order to contribute with the design of the conceptual model of the groundwater system. To achieve this objective, the phreatic levels were measured and groundwater samples were taken with a quarterly frequency in a monitoring network of thirty wells. The specific electrical conductivity, pH, major ions and nitrate, were determined. The results showed that groundwater of the study area is young, because of its low salinity and the predominance of bicarbonate ion. The hydrochemical variables, as well as hydrodynamic ones, have a significant dependence of hills, foothills and plains zones, defined through geomorphological characteristics. It is evident that the study of hydrochemistry can be used as a complementary tool to the hydrodynamic analysis, enabling even display behaviors that are not so evident with the latter.

**Key words:** Groundwater, hydrodynamic, hydrochemistry, Langueyú creek basin.

### INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es la caracterización y el análisis de la hidroquímica del agua subterránea en la cuenca del arroyo Langueyú como contribución al diseño del modelo conceptual del sistema hídrico subterráneo. Cabe destacar que no existe ningún estudio antecedente bajo este objetivo a nivel de la cuenca, sí se han realizado trabajos en otras cuencas de la zona y a nivel del partido de Tandil (Ruiz de Galarreta, 2002, 2003 y 2004; Varni, 2006; Varni, 2007; Usunoff y Varni, 1995; Hernández et al., 2002; y Hernández, 2005). Entre los años 2006 y 2007, desde el CINEA, se ha estudiado concretamente la cuenca del arroyo Langueyú, teniendo como resultado del estudio una caracterización hidrogeológica preliminar del área (Ruiz de Galarreta et al., 2007). Esta caracterización permitió, principalmente a través del análisis de mapas isofreáticos, determinar el sentido de escurrimiento y los gradientes hídricos, identificar zonas de recarga, conducción y descarga y definir, a nivel regional, la relación agua subterránea-agua superficial, es decir se construyó un modelo conceptual general. Sin

embargo, no fue posible profundizar en el conocimiento de la dinámica hidrológica específica en cada ambiente geomorfológico de la cuenca, razón por la cual se plantea la necesidad de complementar el estudio con la evaluación del comportamiento hidroquímico.

La cuenca del arroyo Langueyú no es una cuenca típica que pueda ser definida por la concentración de aguas en la totalidad de su área, sino que sólo posee estas características en sus cabeceras, con las pendientes topográficas más significativas de la zona estudiada. En su área restante, presenta dispersión y/o ausencia de definición del avenamiento superficial. Como consecuencia de esta singularidad, en una primera instancia de demarcación, sólo se estableció una delimitación precisa de la misma en cabeceras, en concordancia con las divisorias de agua determinadas por las sierras. Los límites de agua laterales en el resto de la cuenca se trazaron continuando las divisorias de la zona serrana, en forma perpendicular a las curvas de nivel topográfico (paralelas en la llanura), dado que no es posible definir las claramente por el relieve y pueden variar por fenómenos naturales y acciones antrópicas (magnitud y distribución temporal y espacial de eventos de lluvias, orientación en los surcos en el laboreo agrícola, caminos, canales y puentes). Luego de obtenidas las curvas equipotenciales de las aguas subterráneas se verificaron y corrigieron estos límites que, en general, tuvieron mínimas diferencias con los trazados de acuerdo a la topografía (Ruiz de Galarreta et al., 2007). En tanto, en el borde N de la cuenca se estableció como demarcación arbitraria la divisoria política entre los partidos de Tandil y Ayacucho a fin de acotar el área de estudio, aunque el límite real se halla en la zona deprimida de la cuenca del río Salado, es decir que existe un flujo de agua (superficial y subterráneo) que egresa a través del límite N tal cual ha sido planteado (Barranquero et al., 2011). Se considera entonces que, en el marco de este trabajo, es más adecuado referirse al universo de estudio como área de estudio y no como cuenca.

El área de estudio se emplaza en la Pampa Húmeda, dentro del área de influencia del sistema serrano denominado Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires o Tandilia, que se ubican en el centro-SE de dicha provincia y se extienden con forma de arco en sentido NO-SE (Figura 1 izquierda). Concretamente, se extiende desde las nacientes ubicadas sobre la vertiente N de las Sierras de Tandil hasta el límite con el partido de Ayacucho (Figura 1 centro y derecha) y posee un área aproximada de 600 km<sup>2</sup>. Sobre ella se asienta la ciudad de Tandil que posee una superficie de 50 km<sup>2</sup> y una población de 123 343 habitantes (Censo del INDEC del 2010). En este sentido, se considera importante el conocimiento hidroquímico del agua subterránea ya que es en la actualidad la única fuente de abastecimiento de la población.

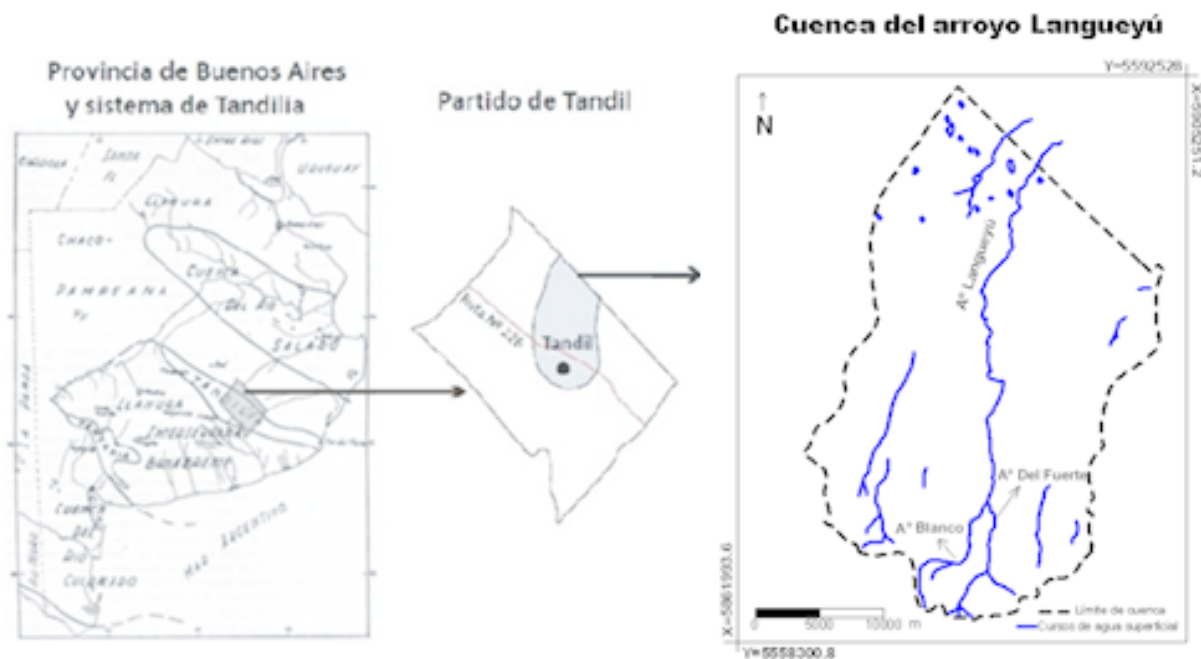
### **Clima y suelos**

Según resulta del balance hídrico y del cálculo de la evapotranspiración potencial por el método de Thornthwaite y Mather (1957), efectuado con los datos de temperaturas y precipitaciones promedios mensuales de 101 años provenientes de la Estación Tandil del Servicio Meteorológico Nacional, el clima de la ciudad de Tandil puede tipificarse como subhúmedo húmedo, mesotermal, con un déficit de agua poco significativo. El promedio anual de las precipitaciones es de 838 mm, la evapotranspiración de 712 mm. A través de la resolución del balance hídrico para el período 1900-2000 (Tabla 1), considerando una capacidad de retención específica de los suelos de 150 mm, se obtiene un valor medio de evapotranspiración real igual a 694 mm, con un déficit poco significativo (18 mm) correspondiente a los meses de enero, febrero y marzo. Los excesos hídricos suman 144 mm y se distribuyen en los meses de mayo, junio, julio, agosto, septiembre, octubre y noviembre (Ruiz de Galarreta y Banda Noriega, 2005).

Los suelos característicos en el área de estudio están representados en un 90% por el orden molisoles. En forma más detallada, puede indicarse que en las sierras se desarrollan principalmente hapludoles líticos, en el piedemonte se destacan los argiduales y hacia el NE del área de estudio la presencia de materiales más finos permite el desarrollo de natracuoles típicos.

### **Hidrología superficial**

El arroyo Langueyú nace en las sierras de Tandil producto del aporte de pequeñas cuencas intraserranas de arroyos de régimen torrencial, ubicadas al S de la ciudad de Tandil. El arroyo posee como principal obra de regulación un dique ubicado inmediatamente al S de la ciudad. A partir del pie de la presa, el arroyo del Fuerte comienza su recorrido, soterrado, atravesando el ejido urbano por su sector E. Por el O del casco urbano pasa el arroyo Blanco que se une al anterior formando el arroyo Langueyú. Dicho arroyo de régimen permanente es alimentado en parte por el agua subterránea. Se debe considerar entonces que el arroyo Langueyú como tal constituye un ámbito de descarga del agua subterránea en la mayoría de su recorrido. De manera indicativa puede decirse que dos aforos puntuales del arroyo, realizados en los sectores centro y NE del área de estudio, arrojaron caudales entre 0.4 a 0.6 m<sup>3</sup> seg<sup>-1</sup>.



**Figura 1.** Ubicación del área de estudio en el partido de Tandil y en las Sierras de Tandilia.

**Figure 1.** Study area location in Tandil county and Tandilia hills.

Fuente: modificado a partir de: Ruiz de Galarreta et al., 2010

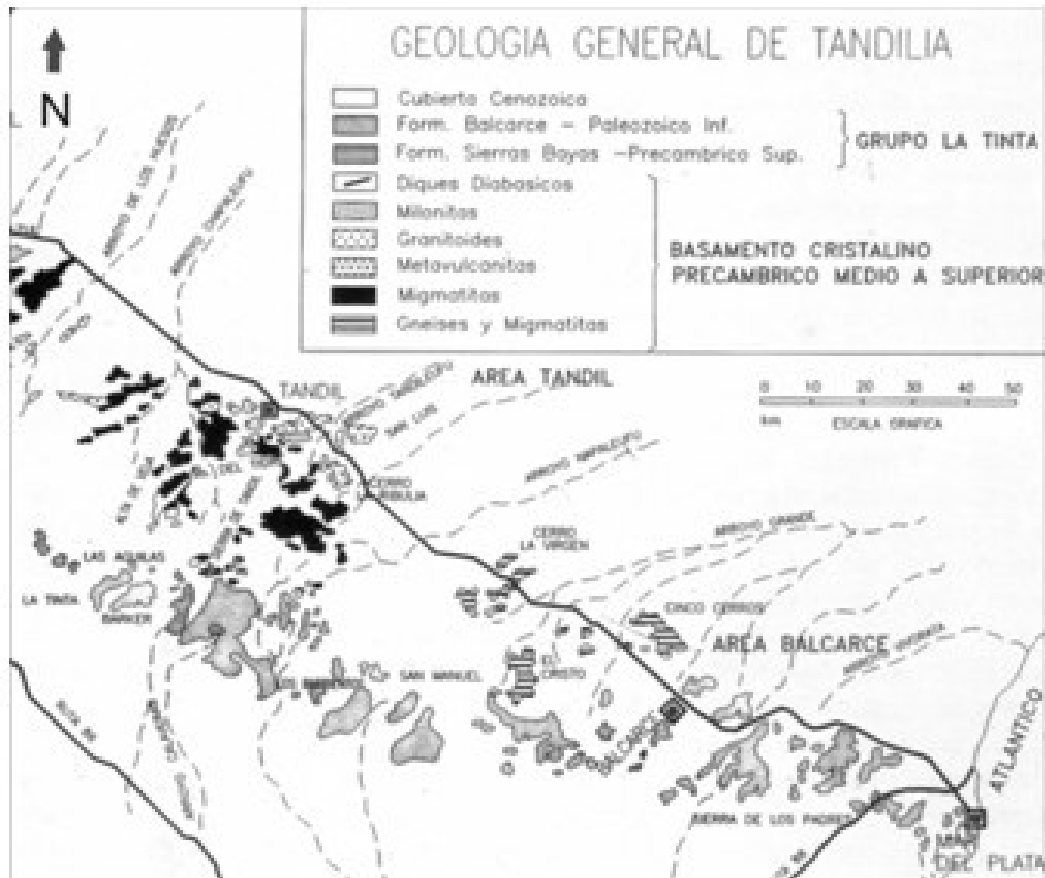
	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sept	Oct.	Nov.	Dic.	Total
<b>P (mm)</b>	86	78	99	68	67	49	41	44	61	83	83	79	<b>838</b>
<b>ETP</b>	124	95	83	51	29	17	18	22	33	55	78	107	<b>712</b>
<b>P-ETP</b>	-38	-17	16	17	38	32	23	22	28	28	5	-28	
<b>P aa</b>	-66	-83										-28	
<b>Almacenaje</b>	96	85	101	118	150	150	150	150	150	150	150	124	
<b>Dif. Almac.</b>	-28	-11										-26	
<b>Déficit</b>	10	6										2	<b>18</b>
<b>Excesos</b>	---	---	---	---	6	32	23	22	28	28	5	---	<b>144</b>
<b>ETR</b>	114	89	83	51	29	17	18	22	33	55	78	105	<b>694</b>

**Tabla 1.** Balance hídrico para el período 1900-2000.

**Table 1.** Water balance for 1900-2000 period.

### Geología e hidrolitología

Desde el punto de vista estratigráfico, el sistema serrano de Tandilia consta de un basamento cristalino de edad precámbrica, formado por una típica asociación de rocas ígneo-metamórficas denominada Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola, 1975) y sedimentitas de edad paleozoica inferior o precámbrica que cubrían originalmente todo el ámbito serrano (Figura 2).



**Figura 2.** Mapa geológico de Tandilia, mostrando los principales tipos litológicos del basamento cristalino y la cubierta sedimentaria de plataforma.

**Figure 2.** Tandilia geological map showing the main lithological types of crystalline basement and the sedimentary cover of platform.

Fuente: modificado a partir de: Dalla Salda, 1999.

La cubierta sedimentaria ha sido denudada por la erosión posterior a la elevación de los bloques en el período Cenozoico, dejando en algunos sectores el basamento cristalino sin cobertura. En el área de estudio sólo aflora el basamento en la zona de sierras y sobrepuesta al mismo se presenta la cubierta sedimentaria cenozoica principalmente constituida por Sedimentos Pampeanos y, en menor medida, Sedimentos Postpampeanos. Desde el punto de vista mineralógico, estos sedimentos compuestos principalmente por limos loésicos de origen volcánico, se caracterizan por abundancia de plagioclasas (20 a 60%), relativamente poco cuarzo (20 a 30%) y un considerable porcentaje de vidrio volcánico (15 a 30%) (Teruggi, 1957; Sayago et al., 2001).

El basamento cristalino por un lado, y los Sedimentos Pampeanos y Postpampeanos por otro, pueden diferenciarse como dos unidades hidrogeológicas (Figura 3) que presentan distinto comportamiento frente a la admisión y circulación del agua subterránea, dada su constitución, textura y estructura (Ruiz de Galarreta y Banda Noriega, 2005).

El basamento cristalino está compuesto por rocas con características primariamente acuífugas, con distintos grados de fracturación posterior que le confieren un carácter de acuífero pobre. El ambiente fisurado en este basamento cristalino presenta porosidad y permeabilidad secundarias. Los caudales erogados en pozos ubicados en este tipo de rocas no superan en general  $1 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ . Este basamento cristalino, aflorante en las sierras, se profundiza hacia el N constituyendo la base impermeable del sistema. La profundización, según antecedentes, sería a nivel regional escalonada, originada en zonas de fracturas tensionales que en la cuenca del río Salado habrían generado un descenso hasta profundidades mayores a los 6.000 m (Yrigoyen, 1975). En el área de estudio, la realización de 33 sondeos eléctricos verticales (SEV), ha puesto de manifiesto que la profundidad del basamento sobrepasa los 200 m en el extremo N (Figura 4).

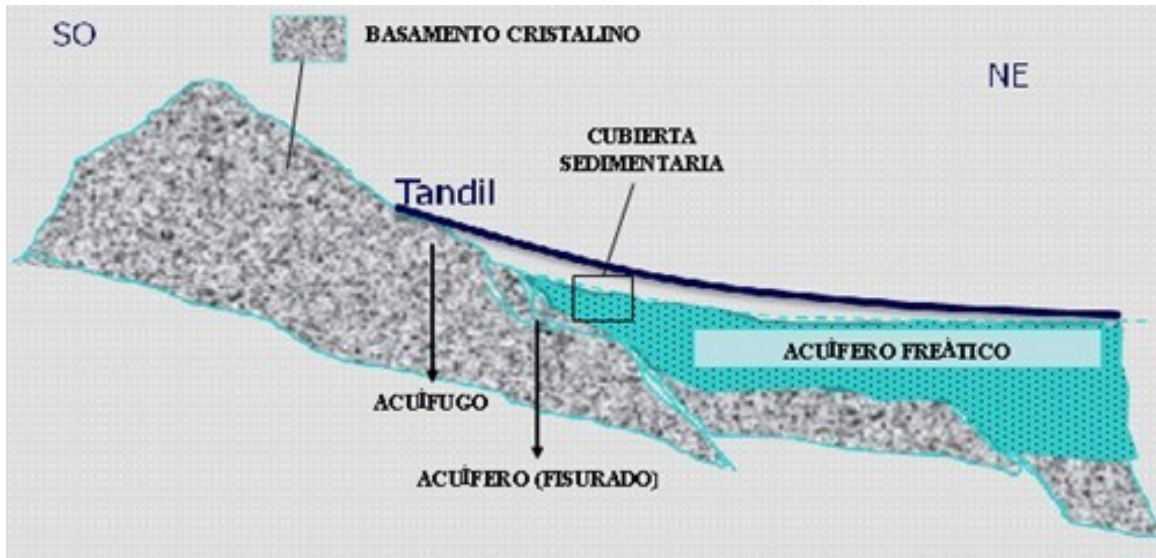


Figura 3. Corte hidrogeológico SO-NE del área de estudio.  
 Figure 3. SW-NE hydrogeological cross-section of study area.

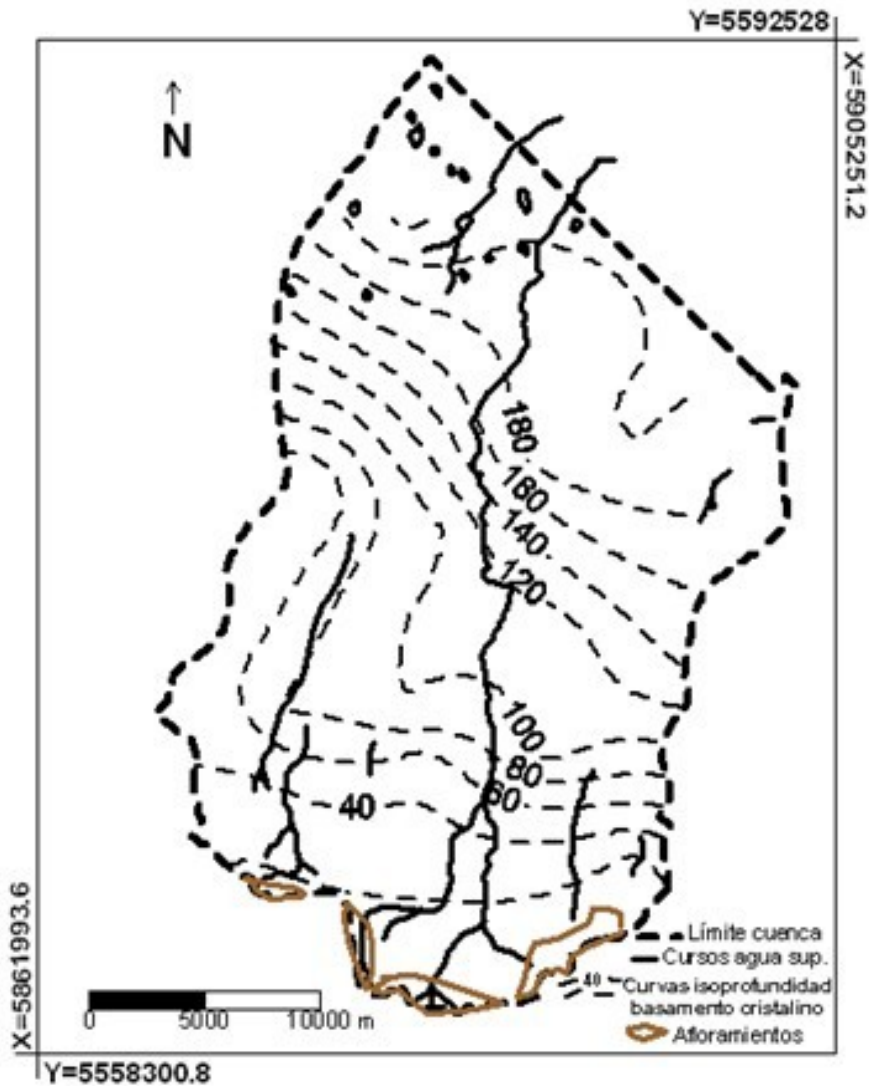


Figura 4. Mapa de profundidad del basamento cristalino.  
 Figure 4. Depth map of the crystalline basement.  
 Fuente: Ruiz de Galarreta et al., 2011.

Por otra parte, los Sedimentos Pampeanos y Postpampeanos constituyen un medio poroso en el que se ubica la batería de pozos de explotación del ente Obras Sanitarias Tandil (OST) a cargo del abastecimiento de agua de red a la ciudad de Tandil. Los rendimientos de los pozos situados en este medio son variables y, de acuerdo a la transmisividad del acuífero, pueden ser mayores a los  $100 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ .

Los Sedimentos Pampeanos y Postpampeanos se hallan representados en el área de estudio por las siguientes formaciones identificadas por Rabassa (1973):

- La **Fm Barker** compuesta principalmente por sedimentos limo-arcillosos color castaño rojizo (posible origen eólico). En cercanías del frente serrano se han identificado depósitos psefiticos de tipo fanglomerado del Plioceno superior-Pleistoceno inferior.

- Sobrepueta a la anterior se encuentra la **Fm Vela** de edad Pleistoceno medio, constituida por depósitos limo-areno-arcillosos de color castaño claro de origen eólico, con indicios de acción hídrica fluvial. En el nivel superior de esta formación es característica la presencia de un manto conspicuo de tosca.

- Se produce luego en el área un período de erosión y la posterior depositación de la **Fm Las Ánimas** compuesta por sedimentos limo-arenosos color castaño amarillento de edad Pleistoceno superior-Reciente.

- En forma coetánea a los depósitos basales de la **Fm Las Animas**, se generaron los depósitos fluviales de la **Fm Tandileofú**.

A pesar de la heterogeneidad vertical, las perforaciones más profundas efectuadas en el área de estudio por OST han presentado elevaciones piezométricas comparables a las halladas en perforaciones someras por lo que puede señalarse la presencia de un único acuífero, en coincidencia con lo expresado por Sala et al. (1987), quien califica a un acuífero de constitución similar, ubicado casi inmediatamente al NO de aquel, también sobre la vertiente N de las Sierras de Tandilia, como “acuífero multiunitario”. Esta denominación obedece a las heterogeneidades verticales existentes como consecuencia del proceso sedimentario que lo originó, a pesar de lo cual funciona hidráulicamente como un único acuífero libre. El espesor saturado del mismo en el medio poroso dentro del ámbito serrano es muy variable, en función del espesor de la cubierta sedimentaria sobre los bloques fallados de rocas constituyentes del basamento cristalino. En el ámbito extraserrano, se ha verificado un espesor del paquete sedimentario entre 55 y 78 m considerando los perfiles litológicos de los pozos de OST (zona media del área estudiada). Dichos perfiles permiten señalar que los sedimentos se caracterizan por la escasa presencia de materiales arcillosos, excepto en los horizontes superiores del suelo. Predominan, en cambio, los materiales gruesos, arenosos y limo arenosos. Se observan además, de manera discontinua, estratos limosos con altos contenidos de carbonato de calcio. Concretamente, el paquete sedimentario puede dividirse en dos unidades:

- Una unidad basal por encima del basamento cristalino, que se ubica a una profundidad mayor a 45 m y posee espesores variables. Se constituye de sedimentos arenosos con niveles de gravilla.

- Una unidad superior compuesta esencialmente por limos arenosos, limos arcillosos, y limos con concentraciones variadas de tosca diseminada.

Por las características geohidrológicas de la cuenca, estos espesores no son continuos. En líneas generales se van haciendo cada vez menores hacia el ambiente serrano y se incrementan en sentido NE. La permeabilidad del medio es primaria y el flujo natural es de tipo laminar.

En resumen, el agua subterránea del área de estudio se presenta en un único acuífero libre multiunitario caracterizado por cierta heterogeneidad vertical, no obstante lo cual, la dinámica de su parte superior puede ser representativa de lo que ocurre en todo su espesor.

### Hidrodinámica

Es importante destacar que la red de monitoreo, utilizada para la caracterización hidrodinámica e hidroquímica (Figura 5), está integrada por perforaciones ubicadas sólo en el medio poroso, otras que atraviesan el medio poroso pero tienen su lugar de captación en la roca y algunas más próximas a las sierras que se sitúan completamente en el medio fisurado. Tanto en este trabajo como en los estudios antecedentes desarrollados por el grupo en la cuenca, se han abordado ambos medios (poroso y fisurado) en una dinámica integral, ya que no es posible realizar un muestreo independiente a partir de pozos existentes.

Según Ruiz de Galarreta et al. (2007) la profundidad del nivel freático varía entre 15 m en algunas perforaciones en el S del área de estudio y 2 m hacia el NE. Como puede observarse en la Figura 5, las isopiezas muestran un sentido de flujo subterráneo hacia el NE, en concordancia con las características morfológicas superficiales, aunque con un menor gradiente. La morfología de la superficie freática es de tipo radial con tendencia a plana hacia el N-NE, localizándose los mayores gradientes hídricos, del orden de 0.02, en las sierras. En el sentido del flujo se produce un decrecimiento paulatino, presentándose valores inferiores a 0.002 hacia el N del área de estudio. La velocidad real media de flujo subterráneo (Escuder et al., 2009), estimada a partir del tipo de material y ensayos (permeabilidad  $5 \text{ m d}^{-1}$ , porosidad eficaz 10%) y de un gradiente medio (0.01), es de  $0.5 \text{ m d}^{-1}$ .

La recarga del sistema es regionalmente autóctona principalmente por precipitaciones, y de mayor magnitud en el sector serrano. En tanto, la descarga regional se produce hacia el NE fuera del área de estudio en la zona deprimida del río Salado, y localmente, en los cursos y afluentes principales del arroyo Languayú de carácter

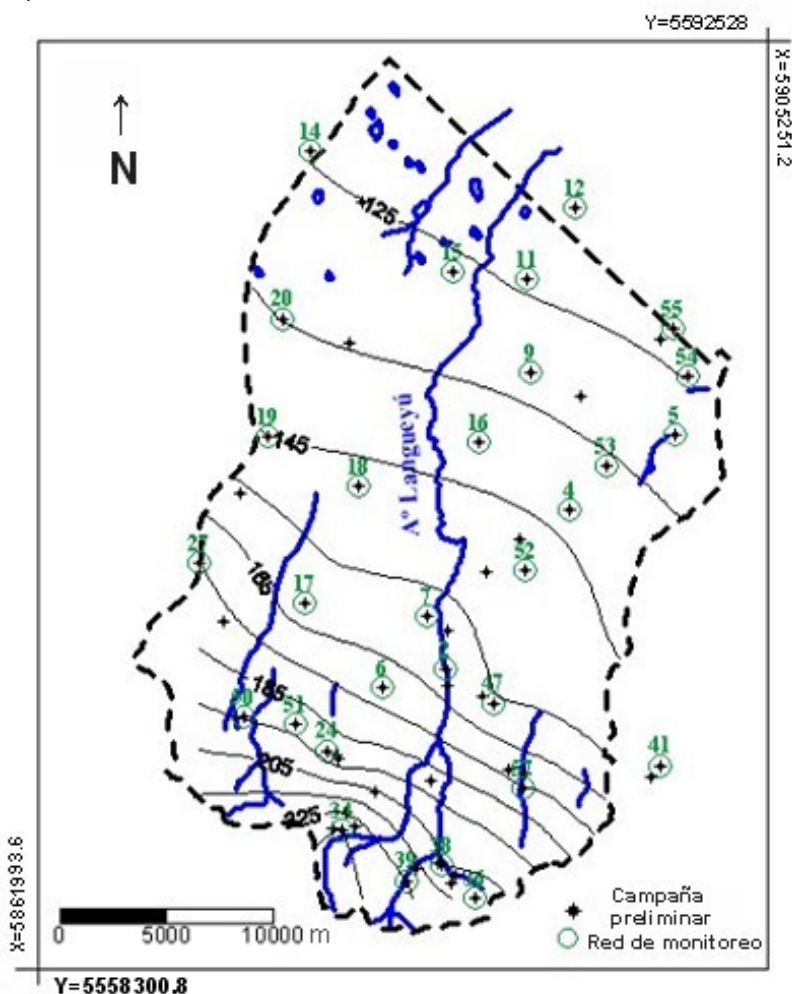
perenne; en el sector de serranías, en cambio, los afluentes del arroyo Langueyú son de escaso caudal, en algunos casos incluso efímeros, y aportan al agua subterránea hasta que se hacen permanentes en el sector de piedemonte.

### Modelo conceptual del sistema hídrico subterráneo

El partido de Tandil, de acuerdo a sus características geomorfológicas, ha sido dividido por Ruiz de Galarreta y Banda Noriega (2005) en las siguientes zonas: sierras, piedemonte y llanura. A través de distintas investigaciones que se vienen llevando a cabo en el área de estudio desde el año 2007, se han podido delimitar y caracterizar estas zonas (Figura 6) y se ha observado que su división resultaría adecuada para un primer acercamiento a la descripción del modelo conceptual del sistema hídrico subterráneo.

La zona de sierras presenta sectores con relieve escarpado con rocas aflorantes y otros de relieve ondulado con un basamento cristalino cubierto con un delgado manto de loess. Esto determina un marcado control estructural de la dinámica hidrológica. Las aguas, que se concentran en pequeñas subcuencas, generan un avenamiento superficial integrado con diseño dendrítico y con un gradiente máximo que va disminuyendo hacia el NE, en el sentido de flujo subterráneo.

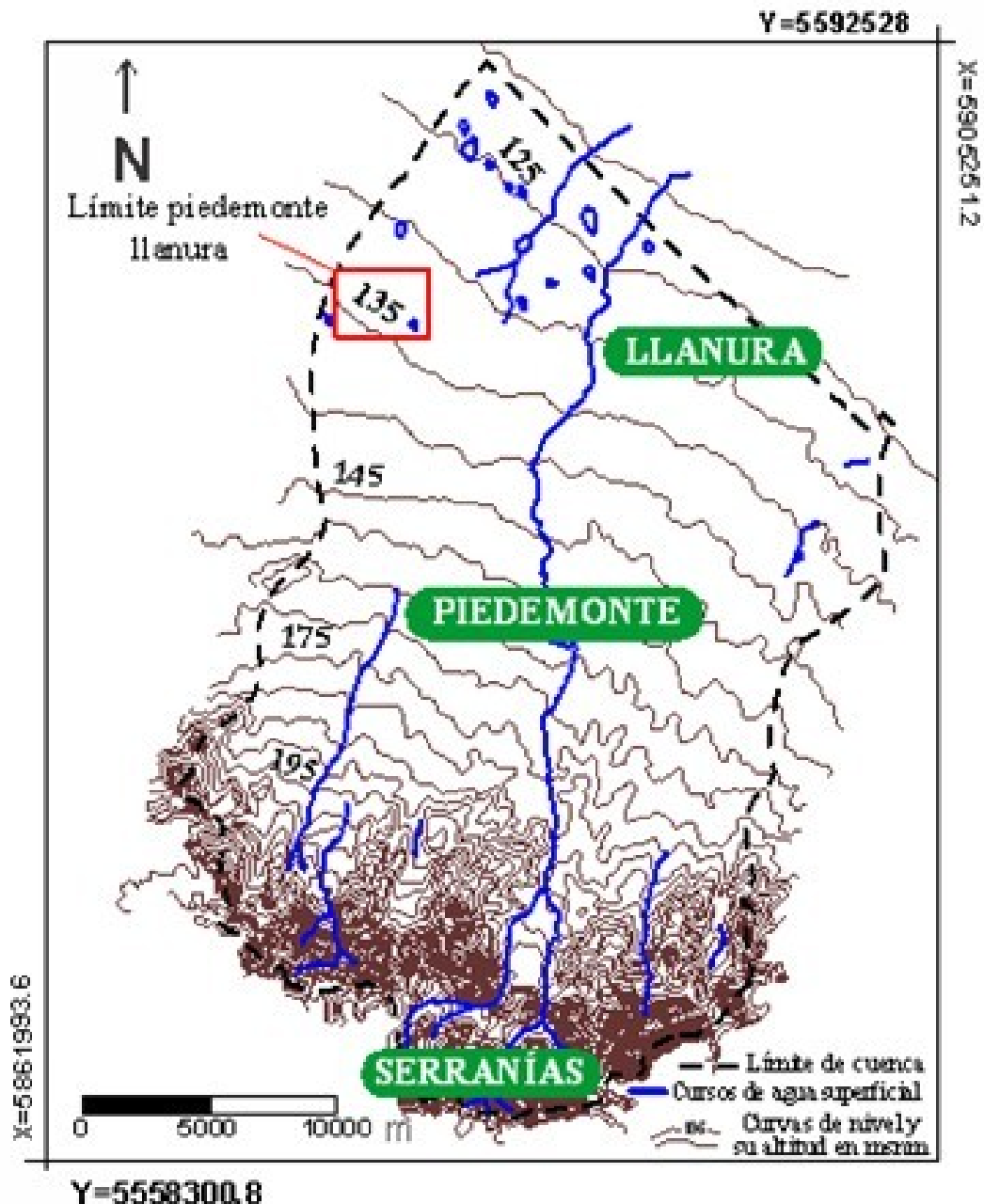
La morfología del mapa de isopiezas ha permitido inferir que la recarga se ubica preferencialmente en los sitios más altos de la zona de sierras, siendo, según los balances de masas de cloruro y de agua en el suelo, de entre 15 y algo más de 20% de la precipitación (Barranquero et al., 2010). La misma sería parcialmente de tipo localizada, a través de las fracturas que presenta el basamento cristalino. En este sentido, se debe tener en cuenta que el basamento aflorante en la zona de sierras actúa como un medio de recarga rápido del agua de precipitación. En tanto, en profundidad se constituye como base impermeable, a los fines prácticos, del medio poroso, especialmente cuando ha alcanzado una profundidad considerable y el espesor del paquete sedimentario es importante (Sala, 1975).



**Figura 5.** Mapa equipotencial para febrero del 2008. Muestras tomadas en la campaña preliminar y seleccionadas para la red de monitoreo.

**Figure 5.** Equipotential map for February 2008. Samples taken in preliminary campaign and selected for the monitoring network.





**Figura 6.** Zonas geomorfológicas del área de estudio.  
**Figure 6.** Geomorphological zones of study area.

En las zonas de piedemonte y llanura, el basamento cristalino constituye entonces el límite impermeable del acuífero en profundidad (Sala, 1975) y el espesor saturado está formado por sedimentos limo arenosos con niveles basales gravo arenosos, que disminuyen su tamaño hacia la zona distal del frente serrano. El agua que circula por estos materiales tiene la capacidad de adquirir ciertos iones a partir de distintos procesos químicos, como la disolución de los carbonatos, gracias a la acidez que ha adquirido por la reacción con  $\text{CO}_2$  durante su infiltración a través de la zona no saturada. Esto determina una característica hidroquímica importante de las aguas recientemente recargadas, que son fuertemente bicarbonatadas.

La zona de piedemonte posee pendiente más suave que la de sierras y presenta ciertas depresiones aisladas que interrumpen la regularidad del relieve. Dentro del área de estudio, se extiende desde el quiebre de pendiente aledaño a la zona de sierras hasta aproximadamente la curva topográfica de 135 msnm (ver Figura 6). La red de avenamiento superficial se halla bien definida y posee diseño distributivo. El escurrimiento es divergente en concordancia con la morfología regional pedemontana. En este ambiente se presenta en solitario el curso del arroyo Languayú sin recibir aportes adicionales.



Respecto al medio subterráneo, se ha comprobado la existencia de una recarga areal de tipo difusa, dado que se observa una respuesta de importante magnitud en los niveles de todas las perforaciones de esta zona, tanto frente a los períodos de excesos como en los de déficit de recarga (Barranquero et al., 2009). Según el balance de masas de cloruro, la recarga en esta zona oscila entre un 15% de la precipitación en el quiebre de pendiente aledaño a las sierras, hasta un 10% al comienzo de la zona de llanura (Barranquero et al., 2010).

La zona de llanura, se extiende aguas abajo de la curva topográfica de 135 msnm y continúa hasta la depresión del río Salado. Como se señaló anteriormente, el área de estudio del trabajo no ha abarcado la totalidad de esta zona, por lo que no incluiría la descarga subterránea regional, tal como muestran algunas relaciones iónicas que se comentarán más adelante. En este ambiente las pendientes son muy suaves y se presentan materiales superficiales que fueron en principio eólicos y sufrieron posteriormente un transporte y redepositación por parte de aguas mantiformes provenientes de las sierras. Estas características hacen que el avenamiento superficial sea poco definido y pobremente integrado, con cauces estrechos y en sectores cursos temporarios que se pierden en suaves depresiones.

Los mapas de isopiezas evidencian los bajos gradientes hídricos presentes en esta zona y muestran líneas de flujo con direcciones prácticamente paralelas al arroyo Langueyú. No obstante, se producen algunas descargas subterráneas locales que constituyen el caudal básico del arroyo y aseguran su régimen permanente. Dichas descargas no pueden ser apreciadas en el mapa de isopiezas (Figura 5) por una cuestión de escala.

## METODOLOGÍA

La descripción general del medio físico se realizó a partir de antecedentes, en tanto que la información hidroquímica fue obtenida y procesada para este trabajo.

El método utilizado para recabar los datos básicos fue el inventario de pozos de agua, a través del cual se obtuvo información de una red de perforaciones de observación preexistentes. Para construir esta red, en el período de diciembre de 2006 a mayo de 2007 se realizaron 9 salidas de campo, en las cuales se recorrió la totalidad del área de estudio relevando perforaciones particulares. Durante estas visitas se midieron la profundidad del agua y la altura de la boca de pozo respecto del terreno, se extrajeron muestras de agua, se determinó su posición -mediante un geoposicionador satelital (GPS)- y se llenó una ficha indicando el propietario, la ubicación y todas las observaciones que pudieran resultar de interés (estado sanitario general de la perforación, proximidad de pozos ciegos, actividades efectuadas en el predio, entre otras). Esta campaña se consideró como preliminar porque fue realizada para generar información de base del área de estudio y seleccionar posteriormente aquellas perforaciones que presentaran mejores condiciones para constituir una red fija de monitoreo.

Tanto para la delimitación del área de estudio como para la planificación de las campañas se utilizaron las cartas topográficas del Instituto Geográfico Militar (IGM): Hoja 3760-23 "Tandil" (1954-1955) E: 1: 100 000; Hoja 3760-29-2 "Sierras de Tandil" (1955) E: 1: 50 000; Hoja 3760-24 "La Constancia" (1954-1955) E: 1: 100 000; y Hoja 3760-23-2 "De la Canal" (1955) E: 1: 50 000.

Con las coordenadas geográficas de ubicación de las perforaciones obtenidas con GPS y el uso de las cartas topográficas, se calcularon las respectivas cotas del terreno. Teniendo las cotas y las profundidades de los niveles piezométricos se obtuvieron los niveles estáticos. Dichos niveles fueron interpolados mediante kriging lineal para obtener los mapas de isopiezas del período de estudio.

A partir de la información recabada anteriormente, se seleccionaron 30 perforaciones para la red de monitoreo. Los criterios para esta selección fueron: representatividad respecto al área de estudio, accesibilidad a la perforación, buenas condiciones sanitarias en la misma, facilidad de medición del nivel, posibilidad de toma de muestra de agua y ausencia de condiciones de contorno que pudieran generar una modificación local de la calidad, entre otros factores. La determinación de la red monitorea partió del objetivo general de la investigación, considerando que si lo que se desea obtener es un diagnóstico regional se debe priorizar una distribución aproximadamente regular de las perforaciones que cubra toda el área de estudio y posibilite la obtención de muestras representativas de lo que ocurre a nivel regional. En la Figura 5 se muestra la ubicación de los pozos identificados en la campaña preliminar y los seleccionados para la red monitorea. Las mediciones en ésta tuvieron carácter estacional, se tomaron muestras en los meses de junio y octubre del año 2007 y febrero y junio del 2008, completando así un ciclo anual.

Para la caracterización hidroquímica del agua subterránea se tomaron muestras en los pozos de la red de monitoreo. Éstos presentan distintas profundidades dependiendo de dónde se ubiquen geográficamente, pero en todos los casos son pozos someros que perforan sólo unos 2 o 3 metros por debajo del nivel al que se halla el agua. Se encuentran equipados con dispositivos de extracción manuales (bomba de mano), eólicos (molinos) y eléctricos (bomba centrífuga, sumergible, bombeador) que se hicieron funcionar durante algunos minutos antes de tomar la muestra. Ésta se envasó en recipientes de 1 litro de PET (Polietileno Tereftalato) que, a diferencia de otros plásticos como el polietileno, no permite la difusión de gases (Castany, 1975). Los recipientes fueron enjuagados con el agua a coleccionar y se llenaron sin dejar cámara de aire teniendo en cuenta que la alcalinidad no

sería determinada en campo. Las muestras fueron trasladadas hasta el laboratorio en conservadoras y se efectuó la determinación de alcalinidad por titulación colorimétrica (SM 2320B) antes del transcurso de 24 horas.

La conductividad eléctrica y el pH se midieron en el campo, considerando la susceptibilidad que presentan respecto a los cambios de las condiciones ambientales (Appelo y Postma, 1993). La conductividad eléctrica se midió con un conductímetro de marca Orion modelo 105 Aplus, que mide en el rango de cuatro órdenes de magnitud y posee una corrección automática por temperatura. El pH se determinó con pHmetro con resolución de 0.01 y que se calibró con soluciones buffer para pH 7 y 10.

Las restantes determinaciones, efectuadas en el Laboratorio de Análisis Bioquímicos y Minerales de la Facultad de Ciencias Veterinarias de la Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires (UNICEN), fueron: cloruros, sulfatos, nitratos, calcio, magnesio, potasio y sodio. Las mismas se realizaron utilizando métodos normalizados (APHA, AWWA, WPCF, 1992); se consignan a continuación los códigos respectivos a cada método utilizado: cloruros por SM 4500-Cl<sup>-</sup> B, sulfatos por SM 4500-SO<sub>4</sub><sup>-2</sup> E, nitratos por SM 4500-NO<sub>3</sub><sup>-</sup> B, calcio por SM 3500-Ca<sup>+2</sup> B, magnesio por SM 3500-Mg<sup>+2</sup> B, sodio por SM 3500-Na<sup>+</sup> B y potasio por SM 3500-K<sup>+</sup> B.

En algunas de las campañas realizadas en la red de monitoreo se extrajeron muestras por duplicado y se enviaron a analizar al laboratorio del Instituto de Hidrología de Llanuras (IHLLA) de la UNICEN, para la comprobación de resultados.

Debe destacarse que la campaña preliminar, si bien contó con un número mayor de puntos que los de la red monitorea, resulta incompleta dado que sólo se determinaron conductividad eléctrica, cloruros y nitratos. Es importante además señalar que todas las muestras consideradas en el análisis hidroquímico presentaron un error de balance o cierre menor al 10%, variando entre 0.52 y 7.78%.

Tanto los datos obtenidos en campo como en laboratorio se procesaron en gabinete para llevar a cabo el análisis hidroquímico del agua subterránea del área de estudio. Para ello se recurrió a la aplicación de cálculos estadísticos descriptivos, el uso de gráficos y diagramas hidroquímicos, la representación en mapas de las variables y de su evolución temporal y espacial, y el cálculo de relaciones iónicas, como principales herramientas. De los diagramas hidroquímicos se utilizaron particularmente los diagramas de Piper y Stiff, por su capacidad para resumir las distintas composiciones químicas de un conjunto de muestras (Deutsch, 1997).

Se ha utilizado el índice de desequilibrio (i.d.d) para evaluar si se produce intercambio de minerales (Catalán Lafuente, 1969). El i.d.d. obedece a siguiente ecuación:

$$i.d.d. = r \frac{Cl^{-} - (Na^{+} + K^{+})}{SO_4^{+} + HCO_3^{-} + NO_3^{-}}$$

## RESULTADOS

Para la caracterización hidroquímica general se han considerado los datos de la campaña realizada en junio del 2007 donde se ha analizado la mayor cantidad de muestras de la red monitorea. En la Tabla 2 se presentan los datos estadísticos, para cada una de las determinaciones químicas, calculados a partir del conjunto de muestras.

Respecto a la conductividad, los valores varían entre 550 y 1 462  $\mu S\ cm^{-1}$  considerándose por tanto que las muestras analizadas corresponden a aguas dulces (Custodio y Llamas, 1983). En las ubicadas en las zonas de sierras y piedemonte, los valores oscilan mayormente entre 600 y 800  $\mu S\ cm^{-1}$ , mientras que se incrementan hacia la parte distal del frente serrano, superando los 1 000  $\mu S\ cm^{-1}$  al N del área de estudio (Figura 7). En tanto, el pH muestra una variación entre 7 y 8.2, presentando un desvío estándar chico.

Respecto a los aniones, los bicarbonatos, que representan el mayor porcentaje de aquellos, muestran un crecimiento en el sentido de movimiento del agua. Los valores se mantienen en general entre 300 y 600  $mg\ l^{-1}$ , excepto el caso de las perforaciones 14 y 15, en el extremo N del área de estudio (ver Figura 5), que poseen valores de 799 y 622  $mg\ l^{-1}$ , respectivamente. En la zona de sierras se registra el tenor más bajo de bicarbonatos, es el caso de la muestra 39 con 225.7  $mg\ l^{-1}$ .

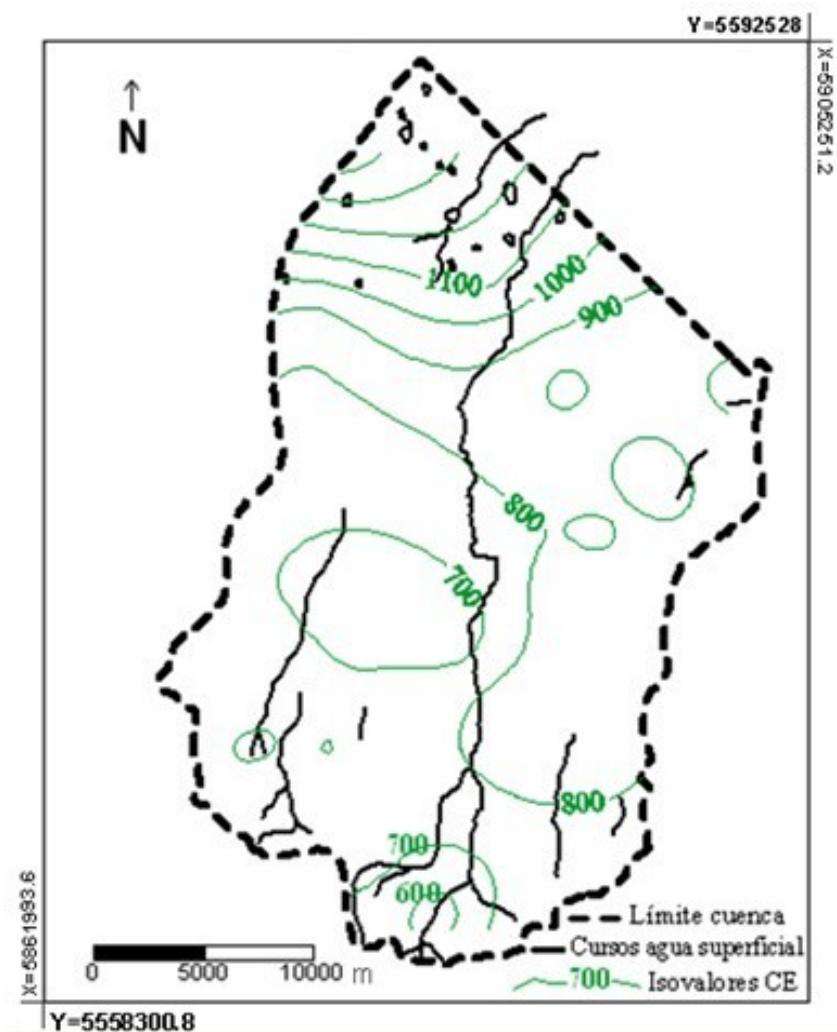
La concentración media para los cloruros, al igual que el máximo y mínimo, se encuentra en el rango de las aguas subterráneas naturales. Los tenores de cloruros también aumentan en el sentido del flujo, es decir hacia el NE. Los valores de sulfatos hallados en el área de estudio son bajos, siendo su media de 13.29  $mg\ l^{-1}$ . Considerados en  $meq\ l^{-1}$  representan entre un 1 y un 10% del contenido aniónico total. Tienen un aumento en sentido N-NE en forma gradual, hallándose los máximos en las muestras 14 (60.83  $mg\ l^{-1}$ ) y 12 (58.5  $mg\ l^{-1}$ ) ubicadas en los extremos N y NE, respectivamente.

El análisis de la dureza ha permitido clasificar a la mayoría de las muestras como "moderadamente duras" (Custodio y Llamas, 1983), excepto las 27 y 41 que son "ligeramente duras" (hasta 100  $mg\ l^{-1}$  de  $CO_3Ca$ ). A pesar de los valores elevados de dureza, los mismos se encuentran dentro de lo permitido por el Código Alimentario Argentino (CAA) para agua de bebida, dado que el máximo es de 400  $mg\ l^{-1}$ . Respecto a su variación espacial, existe una disminución gradual en el sentido del flujo que se corresponde con el comportamiento tanto del calcio como del magnesio.

	Mínimo	Máximo	Media	Desv. Estándar	C. V. (%)
Dureza (mg l <sup>-1</sup> CO <sub>3</sub> Ca)	68.2	322.6	179	73.6	41.1
pH	7	8.2	7.8	0.3	3.4
CE (μs cm <sup>-1</sup> )	550	1462	797.4	173.6	21.8
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	225.7	799.1	478.8	97.4	20.3
Cl <sup>-</sup>	10	92.5	31.7	20.5	64.6
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	13.5	66.2	31.7	13.6	43.1
SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	5.5	60.8	13.3	15.4	116.1
Ca <sup>+2</sup>	14.2	73.6	36.4	16.5	45.2
Na <sup>+</sup>	131.8	418.2	195.7	8.5	4.3
Mg <sup>+2</sup>	7.8	42.7	20.9	4.3	20.9
K <sup>+</sup>	5.4	27.2	13.8	4.3	31.5

**Tabla 2.** Datos estadísticos para las variables determinadas en la campaña de junio del 2007 (n=28) (todos los iones tienen como unidad el mg l<sup>-1</sup>).

**Table 2.** Statistical data for the determined variables in June 2007 campaign (n = 28) (all ions have as unit the mg l<sup>-1</sup>).



**Figura 7.** Mapa de isovalores de conductividad eléctrica (CE) en μS cm<sup>-1</sup>.

**Figure 7.** Map of isovalues of electrical conductivity in μS cm<sup>-1</sup>.

La relación sodio-potasio ( $\text{Na}^+/\text{K}^+$ ) presenta una media relativamente alta, de 24.08. A pesar de que en la literatura (Teruggi et al., 1962) se señala que en la zona de Azul-Tandil las rocas del basamento han incorporado materiales alcalinos, principalmente potasio, el sistema analizado se encuentra esencialmente en medio poroso clástico formado por Sedimentos Pampeanos y Postpampeanos. El potasio en este medio y sobre todo donde existe mayor contenido de arcilla, es retenido y por tanto la relación aumenta, respecto al valor obtenido normalmente en rocas ígneas, de donde proceden ambos cationes, que es 1.09 (Catalán Lafuente, 1969). En el sentido del flujo no se ha observado una clara evolución de la relación. El i.d.d es negativo en toda el área de estudio, variando entre -0.5 y -1.65, lo cual nos indica que efectivamente se está produciendo intercambio iónico, esto se corresponde con un índice de desequilibrio cada vez menos negativo (mayor) a medida que se avanza hacia el NE.

Para confirmar el intercambio calcio-sodio, dado que el potasio se quedaría retenido en las arcillas, se analiza la relación  $\text{Na}^+/\text{Ca}^{+2}+\text{Mg}^{+2}$  y  $\text{Na}^+/\text{Ca}^{+2}$ . En líneas generales estas relaciones aumentan en el sentido del flujo, lo que indicaría el intercambio inferido.

La representación de los resultados, de las muestras más representativas, en diagramas de Stiff (Figura 8) permite observar, principalmente, el incremento del contenido total de sales disueltas en el sentido del flujo, reflejado en el aumento de tamaño de los diagramas, y el intercambio del calcio por el sodio en este mismo sentido.

### Tipificación de las aguas

A partir de la representación de la composición química a través de diagramas de Piper se han tipificado las muestras del área de estudio. Todas ellas presentan una composición bicarbonatada sódica, lo cual evidencia la escasa evolución del agua subterránea, a pesar del aumento del contenido salino en el sentido del flujo. En todos los casos los sulfatos y cloruros representan una proporción muy baja de la composición aniónica total.

En la zona de sierras, en la mayoría de las muestras, tanto el contenido de calcio como de magnesio en  $\text{meq l}^{-1}$  representa entre un 15 y 30% del contenido catiónico total. En la zona de piedemonte se visualiza el aumento del contenido de sodio, disminuyendo los porcentajes de calcio y magnesio. Hacia la zona de llanura la concentración de sodio continúa aumentando y representa en todos los casos entre un 85 y 95% del contenido catiónico total. Se observa además un aumento de cloruros y también de sulfatos, aunque en menor proporción.

La concentración media para los cloruros, al igual que el máximo y mínimo, se encuentra en el rango de las aguas subterráneas naturales. Los tenores de cloruros también aumentan en el sentido del flujo, es decir hacia el NE. Los valores de sulfatos hallados en el área de estudio son bajos, siendo su media de  $13.29 \text{ mg l}^{-1}$ . Considerados en  $\text{meq l}^{-1}$  representan entre un 1 y un 10% del contenido aniónico total. Tienen un aumento en sentido N-NE en forma gradual, hallándose los máximos en las muestras 14 ( $60.83 \text{ mg l}^{-1}$ ) y 12 ( $58.5 \text{ mg l}^{-1}$ ) ubicadas en los extremos N y NE, respectivamente.

El análisis de la dureza ha permitido clasificar a la mayoría de las muestras como “moderadamente duras” (Custodio y Llamas, 1983), excepto las 27 y 41 que son “ligeramente duras” (hasta  $100 \text{ mg l}^{-1}$  de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ ). A pesar de los valores elevados de dureza, los mismos se encuentran dentro de lo permitido por el Código Alimentario Argentino (CAA) para agua de bebida, dado que el máximo es de  $400 \text{ mg l}^{-1}$ . Respecto a su variación espacial, existe una disminución gradual en el sentido del flujo que se corresponde con el comportamiento tanto del calcio como del magnesio.

### Índices hidrogeoquímicos

Para completar el análisis espacial se han calculado los índices hidrogeoquímicos  $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$  y  $r\text{Cl}^-/r\text{HCO}_3^-$ , útiles para visualizar el proceso de enriquecimiento en sales en el sentido del flujo. También se ha evaluado el comportamiento espacial de la relación entre bicarbonatos y sulfatos.

El índice  $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$  presenta valores bajos que oscilan entre 0.02 y 0.39, lo que resulta coherente respecto a la baja salinidad que se ha encontrado en el agua subterránea. Especialmente la tendencia del índice es de aumento hacia el NE (Figura 9), aunque no se alcanzan valores representativos de un área de descarga. La razón de este comportamiento radica en que el límite N del área estudiada no corresponde estrictamente a un área de descarga regional, aún habiendo ciertas descargas localizadas. La zona podría caracterizarse como de circulación de agua subterránea hacia la descarga, dado que el agua ha adquirido tanto sulfatos como cloruros. Según la evolución química natural el agua se iría enriqueciendo en cloruros hacia el sitio de descarga regional, la zona deprimida del río Salado. La distribución espacial de la relación  $r\text{HCO}_3^-/r\text{SO}_4^{2-}$ , decreciente en el sentido del flujo, reafirma esta idea de que la descarga regional estaría más hacia el N del límite impuesto porque señala un aumento de sulfatos con el recorrido.

El índice  $r\text{Cl}^-/r\text{HCO}_3^-$  también presenta valores bajos en el área de estudio dado que fluctúa entre 0.08 y 0.39, siendo que los valores generalmente encontrados van de 0.1 a 5 (Custodio y Llamas, 1983). Dicho índice aumenta en el sentido del flujo, reforzando el ya observado aumento de cloruros en este sentido, mientras que los bicarbonatos tienden a permanecer constantes.

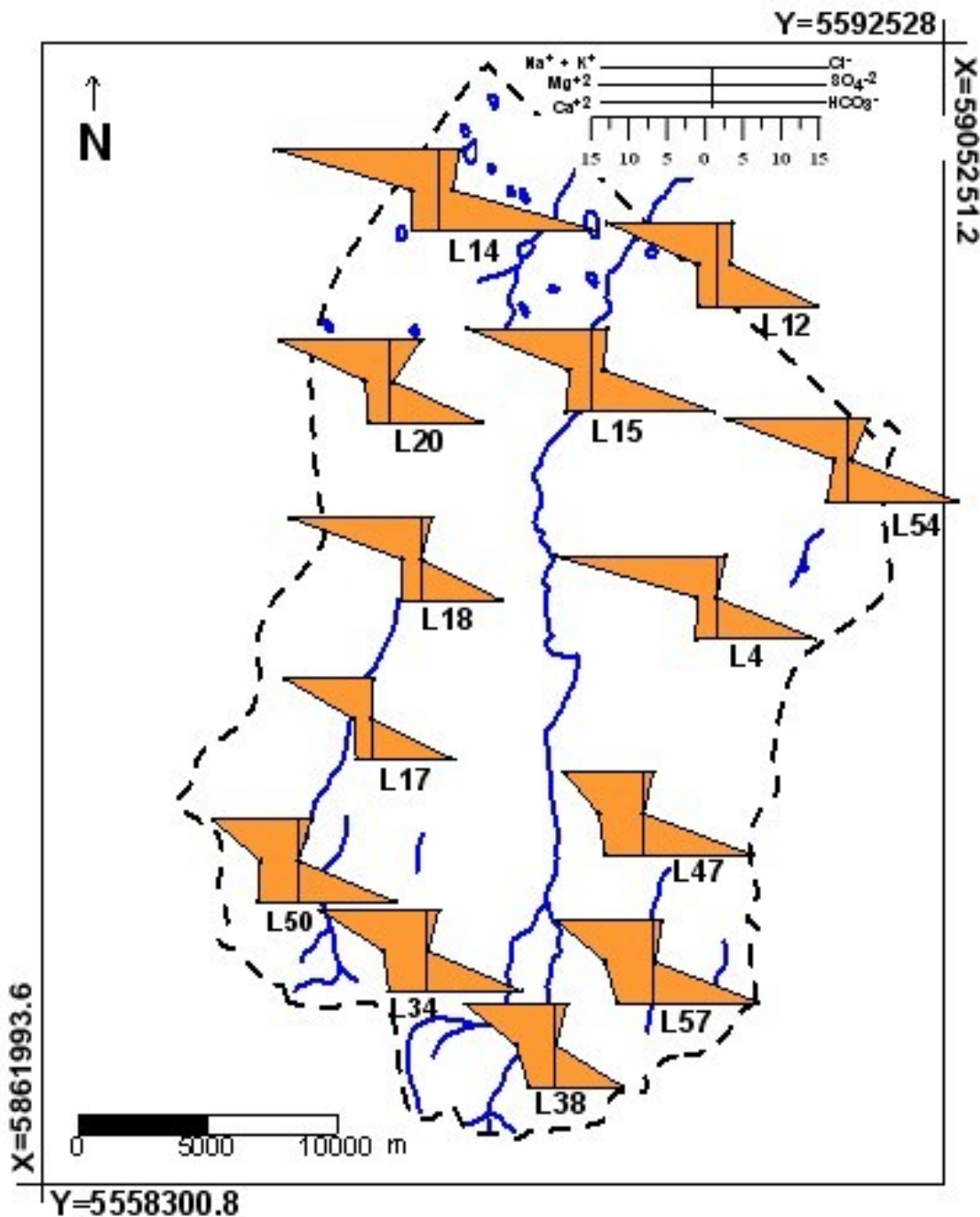


Figura 8. Diagramas de Stiff.  
 Figure 8. Stiff diagrams.

### DISCUSIÓN Y APORTES AL MODELO CONCEPTUAL

Si bien la discusión y análisis de los resultados hidroquímicos se llevan a cabo considerando las tres zonas definidas anteriormente para el área de estudio, no debe perderse de vista que las mismas se hallan integradas y por lo tanto los procesos que definen el funcionamiento del sistema hídrico subterráneo surgen de las interrelaciones entre ellas.

En la zona de sierras, si bien el poco tiempo de contacto del agua de recarga por medio de fracturas determina un escaso grado de adquisición de sales, también debe considerarse el ingreso a través de los sedimentos que cubren las serranías. Este manto de sedimentos, aún siendo de escaso espesor, permite una circulación más lenta y con mayor superficie de contacto entre los sedimentos y el agua de recarga, haciendo por tanto posibles procesos que no lo son donde la roca está aflorando. La combinación de estas dos formas de recarga en la zona de sierras, justifica valores de conductividad relativamente bajos (entre 700 y 800  $\mu\text{S cm}^{-1}$ ), tenores bajos de los

índices  $r\text{SO}_4^{-2}/r\text{Cl}^-$  y  $r\text{Cl}^-/r\text{HCO}_3^-$  y la predominancia de aguas bicarbonatadas sódicas que dan cuenta de su juventud o sea su escaso recorrido a partir de su recarga. Este modelo conceptual de la recarga en la zona serrana es análogo al del flujo saturado en dicha zona, con una combinación del flujo en fracturas y en medio poroso, ya que se dan múltiples posibilidades para que ambos sistemas se combinen y, por lo tanto, para que una muestra de agua subterránea tomada a la salida del sistema serrano haya transcurrido su tiempo en el ámbito subterráneo en uno o en ambos medios.

En la zona de piedemonte, tanto los cloruros como los bicarbonatos se incrementan respecto a la zona de sierras, debido a la adquisición creciente de sales en la dirección del flujo y a medida que se incrementa el tiempo de contacto con los materiales litológicos. Aumenta el contenido de sodio lo que se fundamenta en el intercambio iónico de los elementos calcio y sodio, que como ya se ha explicado ocurre en el sentido del flujo.

La zona de llanura se extiende aguas abajo de la curva equipotencial de 135 msnm y continúa hasta la zona deprimida del río Salado cuyo eje se ubica a más de 100 Km del límite impuesto. Por consiguiente, el área de estudio no abarca la totalidad de la zona llana que continúa hacia el N, por lo cual no incluiría sectores de descarga subterránea regional, tal como muestran algunas relaciones iónicas. De acuerdo a una secuencia normal de adquisición de iones, las aguas tendrían mayor contenido de bicarbonatos en un primer momento de su evolución y luego obtendrían progresivamente sulfatos y cloruros. Sin embargo, en el área estudiada esta secuencia no se completa porque, por cuestiones operativas, se ha impuesto un límite arbitrario al N de la cuenca que restringe la trayectoria del agua analizada a sólo 30 Km., por lo cual el escaso recorrido hace que no se alcancen salinidades importantes y sólo se genera un leve aumento de sulfatos y cloruros hacia el NE; por otra parte, la escasa profundidad del nivel freático (entre 1 y 2.5 m) y los bajos gradientes de circulación determinados por la morfología de llanura podrían estar generando en esta zona la concentración de solutos por evapotranspiración en los metros superiores del agua subterránea. Esta hipótesis se sostiene además en la presencia de suelos finos que determina la importancia de la franja capilar desde la cual puede producirse evaporación directa. Como señalan Luo y Sophocleous (2010), las principales variables que determinan la evaporación directa de agua subterránea son: la profundidad de su nivel, la entrada de agua en el perfil de suelo, la captación de agua por las raíces de las plantas y la variabilidad climática entre estaciones.

Cabe aclarar que la concentración de solutos por evaporación directa es registrada por la escasa profundidad que, en algunos casos, presentan las perforaciones de las cuales se han sacado muestras, es decir que estos resultados químicos representarían lo que está ocurriendo en la parte superior del acuífero y no la evolución hidroquímica regional.

El análisis de los índices hidrogeoquímicos  $r\text{SO}_4^{-2}/r\text{Cl}^-$  y  $r\text{Cl}^-/r\text{HCO}_3^-$  y de la relación  $r\text{HCO}_3^-/r\text{SO}_4^{-2}$ , ha permitido concluir que, si bien hacia el NE del área de estudio se producen descargas locales, el área continúa siendo preponderantemente de circulación de agua subterránea dados los tenores de sulfatos y cloruros. La descarga regional se produciría aguas abajo del límite impuesto.

## CONCLUSIONES

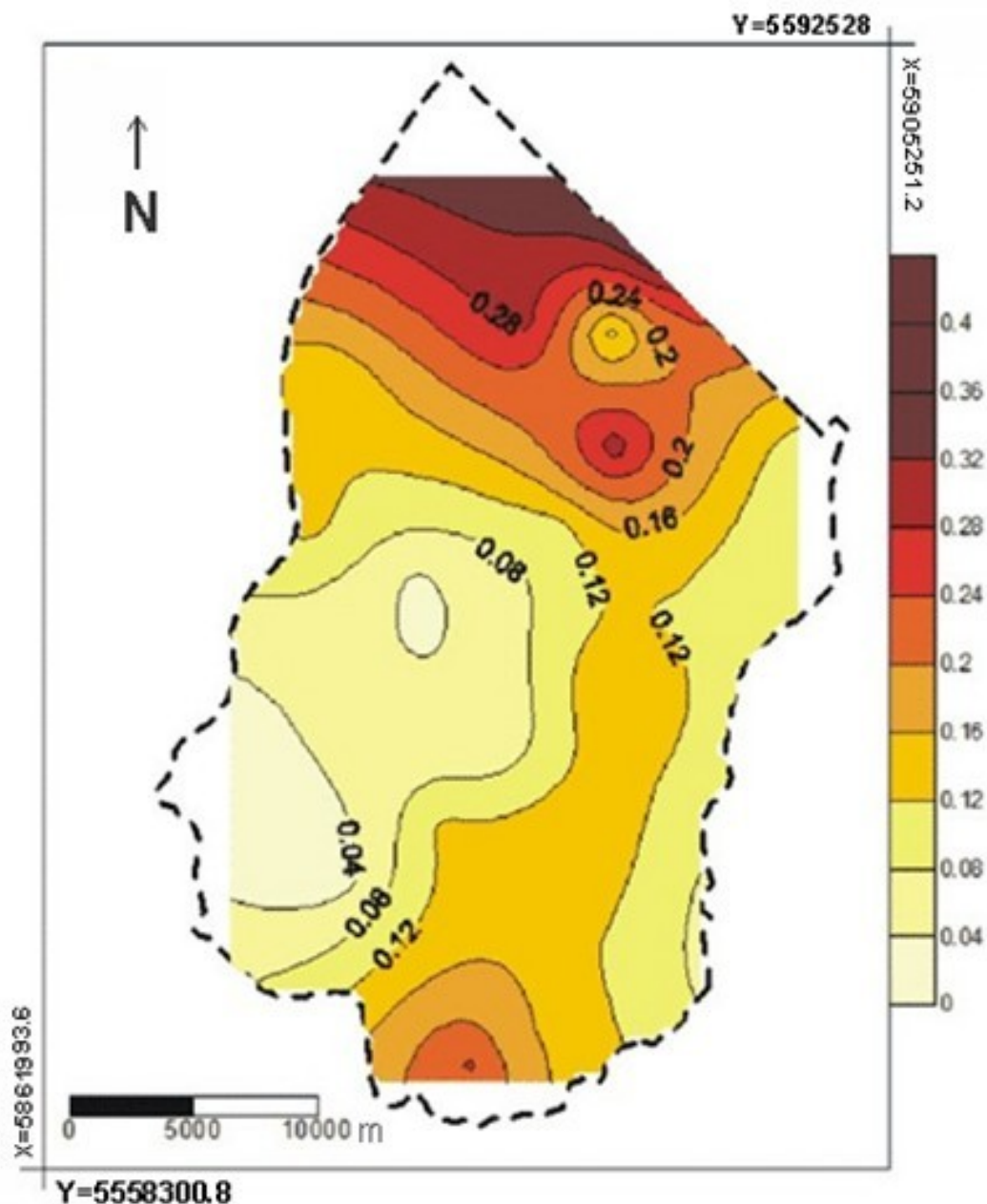
En la cuenca del arroyo Langueyú, el agua subterránea posee distintas concentraciones de iones que se corresponden, en general, con la característica de aguas jóvenes, principalmente porque presentan bajo contenido salino y predominio del ión bicarbonato como anión y del sodio como catión, aspecto claramente influenciado por la naturaleza del basamento cristalino y la composición mineralógica de los sedimentos cenozoicos que constituyen el acuífero.

La composición química es coherente con la evolución espacial esperada en el sentido del flujo, no obstante lo cual, se encuentran particularidades en los distintos sectores geomorfológicos del área de estudio.

Se concluye que, al igual que en el caso de la hidrodinámica, puede encontrarse un comportamiento hidroquímico diferenciado en los distintos ámbitos. En la zona de sierras, la rápida circulación del agua determina un escaso grado de adquisición de sales. En el piedemonte se comprueba un aumento de este proceso por el mayor tiempo de contacto agua-sedimento. Finalmente, en la zona de llanura, si bien se observa un crecimiento en el contenido de sales debido a la distancia recorrida, los tenores de sulfatos y cloruros muestran que la descarga regional se produce aguas abajo del límite impuesto. En esta zona, se ha visualizado además que en la parte superior del acuífero los solutos pueden concentrarse por evaporación directa, dado que el nivel freático se halla a muy escasa profundidad.

A través del análisis de las relaciones iónicas, puede decirse entonces que en el área estudiada sólo se producen descargas locales al arroyo Langueyú, situándose la descarga regional hacia el N, es decir hacia la cuenca deprimida del río Salado.

Se ha utilizado el análisis hidroquímico como herramienta complementaria al análisis hidrodinámico, posibilitando visualizar comportamientos que no son tan evidentes con este último.



**Figura 9.** Distribución espacial en la cuenca del índice  $rSO_4^{2-}/rCl^-$ .  
**Figure 9.**  $rSO_4^{2-}/rCl^-$  index spatial distribution in the basin.

## REFERENCIAS

- APHA, AWWA, WPCF, 1992. Métodos normalizados. Para el análisis de aguas potables y residuales. Ediciones Díaz de Santos S.A. Madrid, España, Parte 4, pp 237.
- Appelo, C.A.J. and D. Postma, 1993. Geochemistry, groundwater and pollution. Ed. A. A. Balkema, pp 649.
- Barranquero, R. M. Varni y A. Ruiz de Galarreta, 2009. Evaluación de las fluctuaciones del nivel freático en la cuenca del arroyo Langueyú, partido de Tandil. En: Actas VI Congreso Argentino de Hidrogeología y IV Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales de la Hidrología Subterránea. Santa Rosa, La Pampa. Tomo I. ISBN: 978-987-1082-36-7. 279-288.
- Barranquero, R. M. Varni y A. Ruiz de Galarreta, 2010. Una primera aproximación a la cuantificación de la recarga en la cuenca del arroyo Langueyú, partido de Tandil. En: 1er Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. Azul, Buenos Aires, Argentina. En: Actas del Congreso (Tomo I). ISBN: 978-987-543-392-2. 101-108.



- Barranquero, R. M. Varni y A. Ruiz de Galarreta, 2011. Hydrochemical analysis of groundwater in Languyú creek basin, Tandil, Argentina. En: 13as Jornadas de Análisis Instrumental, Barcelona, España. <http://www.jornadasanalisis.com/images/comunicaciones.pdf> Código: MAM-P13.
- Castany, G., 1975. Prospección y explotación de las aguas subterráneas. Ed. Omega. ISBN 84-282-0376-8. Barcelona, pp 738.
- Catalán Lafuente, J., 1969. Química del agua. Ed. Blume. Barcelona, pp 355.
- Custodio, E. y M. Llamas, 1983. Hidrología Subterránea. Tomos I y II Ed. Omega. Barcelona, pp 1157.
- Dalla Salda, L., 1999. Cratón del río de La Plata. 1. Basamento granítico-metamórfico de Tandilia y Martín García. En: Caminos R, editor. Geología Argentina. Buenos Aires: Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 29 (4): 97-100.
- Deutsch, W.J., 1997. Groundwater geochemistry. Fundamentals and applications to contamination. Ed. CRC Press, Boca Ratón, USA, pp 221.
- Escuder, R. J. Fraile, S. Jordana, F. Ribera, X. Sánchez-Vila y E. Vásquez-Suñé, 2009. Hidrogeología. Conceptos básicos de Hidrología Subterránea. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea, Barcelona, pp 768.
- Hernández, M., 2005. Panorama ambiental de los recursos hídricos subterráneos en la provincia de Buenos Aires. Geología y recursos naturales de la provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata. Cap. XXI: 347-358.
- Hernández, M. L. M. Giaconi y N. González, 2002. Línea de base ambiental para las aguas subterráneas y superficiales en el área minera de Tandilla, Buenos Aires, Argentina. En: Groundwater and human development (Bocanegra, E. Martínez, D. Massone, H. Eds.) ISBN: 987-544-063-9: 336-343.
- IGM, 1955. Carta Topográfica de la República Argentina, Hoja 3760-23, Tandil. Bs. As., 1954-1955. Hoja 3760-24, La Constancia. Bs. As., 1954-1955. Hoja 3760-29-2, Sierras de Tandil. Bs. As., 1955. Hoja 3760-23-2, De la Canal. Bs. As.
- INDEC, 2010. Censo Nacional de Población y Vivienda.
- Luo, Y. and M. Sophocleous, 2010. Seasonal groundwater contribution to crop-water use assessed with lysimeter observations and model simulations, Journal of Hydrology, Vol. 389, Nro. 3-4: 325-335.
- Marchese, H. y E. Di Paola, 1975. Reinterpretación estratigráfica de la Perforación de Punta Mogotes I, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30 (1): 44-52.
- Rabassa, J., 1973. Geología superficial de la Hoja Sierras de Tandil, Provincia de Buenos Aires. MOP- LEMIT. La Plata. Anales. Serie II (240): 117-160.
- Ruiz de Galarreta, A., 2002, 2003, 2004. Evaluación del riesgo de contaminación hídrica en el Partido de Tandil. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. Informes Anuales inéditos.
- Ruiz de Galarreta, A. y R. Banda Noriega, 2005. Geohidrología y evaluación de nitratos del Partido de Tandil, Buenos Aires, Argentina. IV Congreso Argentino de Hidrogeología y II Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales de la Hidrología Subterránea. UNCR. Río Cuarto, Córdoba. 99-108.
- Ruiz de Galarreta, A. M. Varni, R. Banda Noriega y R. Barranquero, 2007. Caracterización geohidrológica preliminar en la cuenca del arroyo Languyú, Partido de Tandil, Buenos Aires. V Congreso Argentino de Hidrogeología, Asociación Internacional de Hidrogeólogos. ISBN 978-987-23936-3-2. Entre Ríos. 119-128.
- Ruiz de Galarreta, V. A. R. B. Banda Noriega R. S. Barranquero A. A. Díaz C. I. Rodríguez y E. R. Miguel, 2010. Análisis integral del sistema hídrico, uso y gestión. Cuenca del arroyo Languyú, Tandil, Argentina. Boletín Geológico y Minero de España. Revista Trimestral Internacional de Ciencias de la Tierra, España. ISSN: 0366-0176. 121 (4): 343-356.
- Ruiz de Galarreta, A. R. Barranquero, M. Varni y C. I. Rodriguez, 2011. Geología e hidrolitología de la cuenca del Arroyo Languyú, Provincia de Buenos Aires (Argentina). En: Ciencia, docencia y tecnología. Año XXII, Nro. 43: 157-176.
- Sala, J. E. Kruse, y R. Aguglino, 1987. Investigación hidrológica de la cuenca del arroyo Azul, provincia de Buenos Aires. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, La Plata, Argentina. Informe 37, pp 325.
- Sala, J. M., 1975. Recursos Hídricos. Relatorio Geología Provincia de Buenos Aires. VI Congreso Geológico Argentino. Pcia. de Bs. As. 178-193.
- Sayago, J.M. M.M. Collantes, A. Karlson y J. Sanabria, 2001. Genesis and distribution of the Late Pleistocene and Holocene loess of Argentina: a regional approximation. En: Quaternary International. Vol. 76/77: 247-25.
- Teruggi, M.E., 1957. The nature and origin of Argentina loess. Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 27: 322-332.
- Teruggi, M.E. V. Mauriño y T. Limousin, 1962. Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil. I Jornadas Geológicas Argentinas. Buenos Aires. Actas II: 359.
- Thornthwaite, C.W. and J.R. Mather, 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Drexel Institute of Technology, Laboratory of Climatology, Publications in Climatology, 10 (3): 185-311.
- Usunoff, E. y M. Varni, 1995. Nitrate polluted groundwater at Azul, Argentina: Characterization and management issues. En: Journal of Environmental Hydrology, ISSN 1058-3912, Vol. 3, Nro. 2: 1-12.

Varni, M., 2006. Determining groundwater recharge by the chloride mass balance method in the Azul river basin, Argentina. En: Journal of Applied Hydrology, Vol. 18, Nro. 1 & 2: 88-97.

Yrigoyen, M.R., 1975. Geología del subsuelo y la plataforma continental. 6º Congreso Geológico Argentino, Bahía Blanca, Relatorio 139-168.

Recibido: 3-4-2012  
Aceptado: 11-9-2012