



Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Tesis Doctoral

**El agua subterránea como agente geológico
en el sector meridional de la cuenca de la
laguna Mar Chiquita, provincia de Buenos
Aires. Su estudio con herramientas
hidrogeoquímicas e isotópicas**

Autora:

Melisa Glok Galli

Directores:

Dr. Daniel Emilio Martínez

Dr. Eduardo Emilio Kruse

Marzo 2015

AGRADECIMIENTOS

A mis directores: el Dr. Daniel Emilio Martínez, por su generosidad y acompañamiento, tanto en lo profesional como en lo personal, y por compartir sus conocimientos conmigo y prestar su apoyo siempre en las inquietudes planteadas durante las etapas del trabajo; y al Dr. Eduardo Emilio Kruse, por su ayuda en cada consulta, pudiendo contar con él cada vez que fue necesario, a pesar de la distancia.

A los miembros del Jurado: Dres. Eduardo Mariño, Héctor Osvaldo Panarello y Mario Alberto Hernández, por la evaluación del manuscrito y las observaciones y correcciones brindadas, las cuales enriquecieron al mismo.

A los integrantes del Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario, por ofrecerme su ayuda siempre que lo necesité. A mis compañeros y amigos del Grupo de Hidrogeología: Héctor Massone, Emilia Bocanegra, “Angelito” Ferrante, Mauricio Quiroz Londoño, Asunción Romanelli, Sebastián Grondona, Lourdes Lima, Melanie Vital y Gustavo Bernava; por constituir un grupo de trabajo en el que fue un placer trabajar durante estos 5 años y por estar para cada cosa que precisé. También a Melina Marquez, Eleonor Tietze, Alejandra Escandell, Rocío Fayo, José Bedmar y María Laura Ballesteros, por su amistad y hermosas experiencias compartidas. Además, a Karina Miglioranza y Cristina Dapeña, por su solidaridad y ayuda en los momentos necesarios.

A CONICET y ANPCyT, quienes financiaron los estudios llevados a cabo para realizar esta tesis. A la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, por los años inolvidables de estudiante vividos y la formación académica adquirida.

Por último, quiero agradecer a mi familia, por su apoyo y por permitirme “volar”. A Cristian por su amor, acompañamiento y comprensión. A mi abuelo por heredarme en parte la vocación de ser geóloga. A Hugo Vidili por darme el último “empujoncito” para decidirme a serlo. Además, a mis amigos de la vida,

de La Plata y de Mar del Plata, por todo lo compartido y por brindarle felicidad a mi vida.

Gracias !

Melisa

RESUMEN

La zona de estudio ocupa una superficie de 5.521 km², comprendiendo al sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita. Si bien en este ambiente resulta destacable la alta densidad de cuerpos de agua en un ámbito de drenaje impedido, la dinámica del agua subterránea adquiere un rol destacado. Ésta determina la disponibilidad de agua para los procesos geológicos externos. La laguna Mar Chiquita es un elemento de interesante dinámica costera y, a la vez, un humedal de alto valor ambiental para la sostenibilidad de la biodiversidad y conservación de sus regiones ecológicas. En abril de 1996, la UNESCO, a través de su programa “Man and the Biosphere (MAB)”, declara a la misma, junto con sus alrededores, como una de sus Reservas MAB mundiales, denominada “Parque Atlántico Mar Chiquito”.

Además de las implicancias del agua subterránea como agente geológico, su conocimiento en el área alcanza un importante interés aplicado. El predominio de aguas salobres y la distribución aparentemente errática de aguas de mejor calidad constituyen una fuerte limitante al desarrollo agropecuario en la mayor parte de la región. La evolución hidrogeoquímica desde la zona de piedemonte, en donde las aguas son de buena calidad, hacia la zona de llanura, en donde se hacen progresivamente más salinas, requiere también una profundización de su caracterización y el reconocimiento de sistemas de flujo locales y regionales.

El *objetivo general* de esta tesis es: determinar la existencia y extensión de flujos regionales y locales de agua subterránea en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, mediante técnicas hidrogeoquímicas, isotópicas y de datación de aguas. Para lograrlo, se realizaron las siguientes tareas: 1) recopilación bibliográfica de características climáticas, geológicas, geomorfológicas, edáficas, hidrológicas e hidrogeológicas; 2) utilización de la herramienta de Sistemas de Información Geográfica ArcGis 10.1. para la delimitación del área de estudio, la construcción del Modelo Digital del Terreno y la confección de la totalidad de los mapas; 3) muestreo hidrogeoquímico y de

isótopos estables sobre muestras de agua de lluvia, agua subterránea y superficial, y determinaciones analíticas de iones mayoritarios, minoritarios e isótopos estables; 4) elaboración de modelos hidrogeoquímicos mediante el software PHREEQC para la evolución hidrogeoquímica de las aguas subterráneas y el balance de carbono en la zona de estudio; y 5) toma de muestras para la estimación de los tiempos de residencia del agua subterránea mediante la determinación de clorofluorocarbones (CFCs) y tritio (^3H).

Las aguas subterráneas y de arroyos son principalmente de tipo bicarbonatadas sódicas, mientras que la composición química de la laguna Mar Chiquita evidencia una evolución hacia la composición del agua de mar, desde su zona norte hacia su canal de entrada, situado al sur. El modelo de evolución hidrogeoquímica planteado para el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, el cual toma al agua de lluvia como punto de partida, permite explicar la evolución en el contenido iónico del agua subterránea, teniendo como procesos determinantes al equilibrio con calcita en un sistema abierto y al intercambio catiónico. Asimismo, existe una relación entre las facies hidrogeoquímicas presentes en la zona de estudio y los ambientes geomorfológicos que la caracterizan. El ambiente de Franja Eólica Periserrana, al O y SO, constituye la zona de recarga, determinando la huella isotópica y el origen en la evolución hidrogeoquímica.

En cuanto a la caracterización en isótopos estables del área de estudio, las composiciones promedio del agua subterránea (-24,9 ‰ para $\delta^2\text{H}$ y -4,65 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$) y de la precipitación de la región (-29,7 ‰ para $\delta^2\text{H}$ y -5,49 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$) son similares, confirmando el origen de la recarga al acuífero a partir de la infiltración del agua de lluvia. La composición isotópica del agua de los arroyos es cercana a la del agua subterránea, lo que demuestra un importante dominio del flujo base en su caudal, como lo confirman las isopiezas del sector estudiado. Por otro lado, las muestras de la laguna Mar Chiquita evidencian un progresivo enriquecimiento en $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, desde su sector N hacia el canal de que lo comunica con el mar, al S, y como consecuencia del incremento en las proporciones de agua marina.

El balance local de carbono para el área estudiada fue realizado a partir del análisis de los modelos hidrogeoquímicos inversos. Se pudo concluir que del 100 % del carbono que ingresa anualmente en el ciclo hidrológico a través del ambiente terrestre de la zona en estudio, alrededor del 8,6 % es liberado a la atmósfera como CO₂ y el 4,9 % es almacenado en los sedimentos. El 86,5 % de carbono restante es retenido en equilibrio dentro del sistema o descargado dentro de la laguna y/o directamente al océano por medio de flujos profundos de agua subterránea. El paisaje extremadamente plano del sector bajo estudio minimiza el escurrimiento superficial a aproximadamente un valor promedio de sólo el 6,7 % de la precipitación total, incrementando la importancia de los flujos de agua subterránea. Esto reduce la descarga de agua de los arroyos en la laguna y, en consecuencia, la transferencia de masa a la atmósfera y el almacenamiento en los sedimentos.

En referencia al balance hidrológico llevado a cabo en la laguna costera Mar Chiquita, tres componentes principales fueron reconocidos como *miembros extremos probables* en un diagrama de dispersión de conductividad eléctrica (CE) vs. $\delta^{18}\text{O}$: 1) El agua de mar, de tipo clorurada sódica, caracterizada por una alta salinidad (CE de aproximadamente 50.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y una composición isotópica definida (0,0); 2) Los arroyos, cuya composición química se debe a la descarga del agua subterránea principalmente en las áreas de recarga y tránsito, presentando una baja salinidad (CE por debajo de los 2.600 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y una composición en isótopos estables más enriquecida; y 3) El agua subterránea en la zona de descarga, la cual posee contenidos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ similares a los del agua de lluvia que recarga al acuífero, pero siendo un poco más salina como consecuencia de la evolución geoquímica normal (valor promedio de CE de 4.113 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

Los estudios realizados con la finalidad de estimar los tiempos de residencia en el agua subterránea se han basado en la interpretación conjunta de las concentraciones de los trazadores ambientales CFCs y ³H. Las edades aparentes obtenidas para el agua subterránea del sector estudiado varían entre los 35 y 49 años. Estos tiempos de residencia se pueden interpretar, en

general, como mezclas binarias de aguas submodernas (más de 50 años) y aguas recargadas en los últimos 30 años. Lo expuesto indica el muy lento desplazamiento del agua subterránea en función de los bajos gradientes. En consecuencia, los valores de CE medidos en la zona de descarga para el agua subterránea permiten minimizar su contribución directa, considerando entonces sólo dos *miembros extremos dominantes*: el agua de mar y el agua de los arroyos.

La mezcla de edades diferentes indica que en el sector estudiado existen diferentes sistemas de flujo. Los locales descargan en los arroyos y en baja proporción en la laguna, como consecuencia de la baja velocidad de flujo, expresada en los altos tiempos de residencia y en la clara existencia de aguas de alrededor de 50 años aún a profundidades no mayores a 30 m. Estas edades ratifican los modelos conceptuales que sustentan una baja movilidad de las aguas, pero a la vez cuestionan a aquellos que asumen una recarga uniformemente distribuida. En principio, hacia las zonas de descarga los potenciales hidráulicos impiden la recarga del acuífero, por lo que las aguas de infiltración se expresan en ascensos de niveles freáticos sin incorporarse a los sistemas de flujo.

La gran cantidad de información hidrogeoquímica y de isótopos estables generada e interpretada conjuntamente, y la consideración de la datación de aguas subterráneas con trazadores ambientales, ha permitido generar un modelo de funcionamiento del sistema hidrológico y de aporte de aguas a la laguna Mar Chiquita, estableciendo las bases para el estudio integral de la dinámica de la misma. Las conclusiones alcanzadas se han extendido a la mayoría de las geósferas, incluyendo el balance de carbono del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita.

ABSTRACT

The study zone occupies an area of 5,521 km², covering the southern sector of the Mar Chiquita lagoon's catchment. While the high density of water bodies in an impeded drainage's extension is remarkable in this environment, groundwater dynamic plays a key role. It determines the water availability for external geological processes. The Mar Chiquita lagoon is an interesting coastal dynamic's element and, in turn, an important wetland for biodiversity sustainability and conservation of its ecological regions. In April 1996, UNESCO, through its Man and the Biosphere program (MAB), declared the lagoon and surroundings as one of its global MAB Reserves, called "Parque Atlántico Mar Chiquito".

In addition to groundwater's implications as a geological agent, its knowledge in the area reaches an important applied interest. The brackish waters predominance and the apparently erratic distribution of better quality waters constitute a strong serious constraint to agricultural development in most of the region. The hydrogeochemical evolution from the piedmont zone, where waters are of good quality, to the plain area, where these become progressively more saline, also requires a deeper characterization and the recognition of local and regional flow systems.

The *general aim* of this thesis is to determine different groundwater flow systems in the southern section of the catchment of the Mar Chiquita coastal lagoon through using hydrogeochemical and isotopic techniques and groundwater dating. In order to achieve this objectives the next actions have been done: 1) recovery of existing information about climate, geology, geomorphology, hydrology and hydrogeology; 2) using GIS tools for delimiting the catchment and elaborating a Digital Elevation Model (DEM) and different maps; 3) Hydrogeochemical and isotopic sampling on rainwater, streamwater and groundwater, and analytical determinations; 4) hydrogeochemical modeling with PHREEQC; and 5) sampling for chlorofluorocarbons (CFCs) and tritium (³H) measurements and water age interpretation.

Groundwater and streamwater are primarily sodium bicarbonate type, whereas the chemical composition of the Mar Chiquita lagoon shows a trend toward the composition of seawater from its north part to its input channel, located to the south. The hydrogeochemical evolution model proposed for the southern sector of the catchment of the Mar Chiquita lagoon, which takes rainwater as a starting point, helps explain the evolution of the ionic composition of groundwater, with the processes determining the equilibrium calcite in an open system and cation exchange. There is also a relationship between the hydrogeochemical facies present in the study area and geomorphological environments that characterize them.

According to stable isotopes analyses in the study zone, groundwater (-24.9 ‰ for $\delta^2\text{H}$ and -4.65 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$) and precipitation (-29.7 ‰ for $\delta^2\text{H}$ and -5.49 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$) average contents in the area are similar, indicating the aquifer recharge from rain water infiltration. The isotopic composition of creeks is similar to groundwater, suggesting an aquifer discharge domain into the streams' flow, as obtained piezometric contours show. By other hand, Mar Chiquita lagoon samples show a progressive enrichment in $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ from the north to the channel, and therefore an increase in seawater proportion as a consequence of marine water mixing.

The corresponding local carbon budget was performed by analyzing the obtained inverse hydrogeochemical models in order to estimate the annual contribution of inland waters to the carbon cycle in the catchment under study. It can be concluded that from the 100% of carbon annually entering into the hydrological cycle from the terrestrial landscape of the Mar Chiquita lagoon's catchment, about 8.6 % is delivered to the atmosphere as CO_2 and 4.9 % is buried in sediments. The remaining 86.5 % of carbon is retained in equilibrium within the system or discharged into the lagoon and/or directly to the ocean through deep groundwater flows. The extremely flat landscape minimizes runoff to just a 6.7% of the total precipitation, increasing the importance of groundwater flows. This reduces the streamwater discharge into the lagoon and

consequently the transference of carbon to the atmosphere and its storage in sediments.

Three main components can be recognized as *probable end members* in a plot of electrical conductivity (EC) vs. $\delta^{18}\text{O}$: seawater, streamwater and groundwater in the discharge zone. EC values obtained for this latter (EC average value = 4,113 $\mu\text{S}/\text{cm}$) allow minimizing its direct contribution and to take into consideration two *dominating end members*: streamwater and seawater. Mar Chiquita lagoon's water falls close to the line between streamwater and seawater end members according to its EC and $\delta^{18}\text{O}$ values. The obtained seawater proportion for these samples ranges from 84 % in the lagoon's mouth to around 0 % in the more distal area.

Groundwater transit times were determined through measurements of dissolved CFCs and ^3H . The obtained apparent ages ranged between 35 and 49 years. Those residence times can be understood as the result of binary mixing between submodern waters (older than 50 years) and water recharged during the last 30 years. This indicates the very slow movement of groundwater in the catchment due to the very small hydrological gradient.

The mixing of waters is the consequence of the existence of different flow systems. Local flow systems discharge into streams and into the lagoon in a minimal proportion, as a result of the very slow flow velocity, which is expressed in residence times still for shallow waters, and the existence of ^3H and CFCs free waters. These ages sustain the conceptual models indicating a low horizontal mobility, but are opposite to the idea of a uniformly distributed discharge.

The large amount of hydrogeochemical and stable isotope data obtained and interpreted altogether, and its consideration under the background provided by the determined residence times, give a new perspective for conceptualizing the hydrologic system in the Mar Chiquita lagoon's catchment. The reached

conclusions have spread to most of the geospheres, including the carbon balance of the southern sector of the Mar Chiquita lagoon's catchment.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

RESUMEN.....	I
ABSTRACT.....	V
Capítulo 1. ESTRUCTURA DE LA TESIS.....	1
Capítulo 2. INTRODUCCIÓN.....	4
2.1. DEFINICIÓN DEL PROBLEMA.....	10
2.2. UBICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	11
2.3. HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	17
2.4. OBJETIVOS.....	17
2.4.1. General.....	17
2.4.2. Específicos.....	17
Capítulo 3. CARACTERIZACIÓN CLIMÁTICA.....	18
3.1. METODOLOGÍA.....	18
3.1.1. Evapotranspiración y balance hídrico.....	20
3.2. DESCRIPCIÓN DE CADA ESTACIÓN METEOROLÓGICA.....	23
3.2.1. Estación La Ventura (ELV).....	23
3.2.1.1. Precipitación.....	23

3.2.1.2. <i>Temperatura</i>	24
3.2.1.3. <i>Presión atmosférica</i>	25
3.2.1.4. <i>Humedad relativa</i>	27
3.2.1.5. <i>Dirección del viento</i>	28
3.2.1.6. <i>Balance hídrico</i>	28
3.2.2. Estación INTA Balcarce (EE INTA Balcarce)	29
3.2.2.1. <i>Precipitación</i>	29
3.2.2.2. <i>Temperatura</i>	30
3.2.2.3. <i>Humedad relativa</i>	31
3.2.2.4. <i>Velocidad del viento</i>	32
3.2.2.5. <i>Balance hídrico</i>	34
3.2.3. Localidad de Coronel Vidal	37
3.2.4. Estación Mar del Plata Aeropuerto (EMdP Aeropuerto)	39
3.2.4.1. <i>Precipitación</i>	39
3.2.4.2. <i>Temperatura</i>	40
3.2.4.3. <i>Humedad relativa</i>	41
3.2.4.4. <i>Velocidad del viento</i>	42
3.2.4.5. <i>Balance hídrico</i>	44
3.3. SÍNTESIS Y DISCUSIÓN	45
Capítulo 4. GEOLOGÍA	52
4.1. METODOLOGÍA	52
4.2. MARCO MORFOESTRUCTURAL	52

4.3. ESTRATIGRAFÍA.....	55
4.3.1. Basamento cristalino Precámbrico.....	57
4.3.1.1. <i>Las metamorfitas.....</i>	57
4.3.1.2. <i>Los granitoides.....</i>	59
4.3.1.3. <i>Las zonas de cizalla y milonitas y los enjambres de diques básicos.....</i>	60
4.3.2. Cubierta sedimentaria Precámbrica-Paleozoica Inferior.....	60
4.3.2.1. <i>Las sedimentitas Precámbricas.....</i>	61
4.3.2.1.1. Grupo Sierras Bayas.....	62
4.3.2.2. <i>Las sedimentitas Paleozoicas.....</i>	62
4.3.2.2.1. Formación Cerro Negro.....	63
4.3.2.2.2. Formación Balcarce.....	63
4.3.2.2.3. Formación Punta Mogotes o Metapelitas Punta Mogotes.....	65
4.3.2.2.4. Diamictitas Sierra del Volcán.....	67
4.3.3. Secuencia sedimentaria Cenozoica (Plioceno-Holoceno).....	67
4.3.3.1. <i>Franja Eólica Periserrana.....</i>	68
4.3.3.2. <i>Planicie Fluvioeólica, Llanura Costera y Cordón Litoral....</i>	71
4.3.3.2.1. Síntesis. Relaciones y correlaciones entre formaciones (Fig. 4.5.).....	76
4.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	80
4.5. OBSERVACIONES GEOLÓGICAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	83
4.5.1. En campo.....	83

4.5.2. En laboratorio.....	85
Capítulo 5. GEOMORFOLOGÍA Y CARACTERIZACIÓN EDÁFICA.....	87
5.1. METODOLOGÍA.....	87
5.2. GEOMORFOLOGÍA.....	89
5.2.1. Sierras.....	92
5.2.2. Franja Eólica Periserrana.....	94
5.2.3. Planicie Fluvioeólica.....	95
5.2.4. Llanura Costera.....	99
5.2.5. Cordón Litoral.....	101
5.3. SUPERFICIE TOPOGRÁFICA Y MAPA DE PENDIENTES.....	102
5.4. CARACTERIZACIÓN EDÁFICA.....	103
5.4.1. Índice de Productividad (IP).....	108
5.4.2. Uso del territorio.....	109
5.4.2.1. <i>Capacidad de uso del suelo</i>	111
5.5. SÍNTESIS.....	114
Capítulo 6. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL.....	117
6.1. INTRODUCCIÓN.....	117
6.2. METODOLOGÍA.....	118
6.3. LAGUNA MAR CHIQUITA.....	119
6.4. CUENCA DEL ARROYO DULCE.....	122

6.5. CUENCA DEL ARROYO GRANDE.....	125
6.6. CUENCA DEL ARROYO VIVORATÁ.....	129
6.7. SÍNTESIS.....	132
Capítulo 7. HIDROGEOLOGÍA.....	134
7.1. METODOLOGÍA.....	134
7.2. MARCO HIDROGEOLÓGICO REGIONAL.....	138
7.3. POROSIDAD Y PERMEABILIDAD.....	143
7.4. TRANSMISIVIDAD.....	146
7.5. VARIACIONES DEL NIVEL FREÁTICO.....	148
7.6. SUPERFICIE FREÁTICA.....	149
7.7. CÁLCULO DE RECARGA.....	153
7.7.1. Método de balance hidrometeorológico de Thornthwaite y Matter (1955).....	155
7.7.2. Método de balance de cloruros.....	157
7.8. SÍNTESIS Y DISCUSIÓN.....	159
Capítulo 8. HIDROGEOQUÍMICA.....	161
8.1. INTRODUCCIÓN GENERAL.....	161
8.2. METODOLOGÍA.....	165
8.3. CARACTERIZACIÓN FÍSICOQUÍMICA DEL AGUA DE LLUVIA.....	168
8.4. CARACTERIZACIÓN FÍSICOQUÍMICA DEL AGUA SUPERFICIAL...	170

8.5. CARACTERIZACIÓN FÍSICOQUÍMICA DEL AGUA	
SUBTERRÁNEA.....	173
8.5.1. pH.....	175
8.5.2. Temperatura (°C).....	176
8.5.3. Conductividad eléctrica (µS/cm).....	176
8.5.4. Dureza total (mg/L).....	178
8.5.5. Constituyentes mayoritarios.....	180
8.5.5.1. Cationes (mg/L).....	180
8.5.5.1.1. Sodio (Na⁺).....	180
8.5.5.1.2. Magnesio (Mg⁺²).....	181
8.5.5.1.3. Calcio (Ca⁺²).....	183
8.5.5.1.4. Potasio (K⁺).....	184
8.5.5.2. Aniones (mg/L).....	185
8.5.5.2.1. Bicarbonato (HCO₃⁻).....	185
8.5.5.2.2. Cloruro (Cl⁻).....	187
8.5.5.2.3. Sulfato (SO₄⁻²).....	188
8.5.5.2.4. Nitrato (NO₃⁻).....	189
8.5.5.3. Otros componentes (mg/L).....	191
8.5.5.3.1. Sílice (SiO₂).....	191
8.5.6. Constituyentes minoritarios.....	192
8.5.6.1. Cationes (mg/L).....	192
8.5.6.1.1. Hierro total (Fe total).....	192
8.5.6.2. Aniones (mg/L).....	193

8.5.6.2.1. Fluoruro (F ⁻).....	193
8.6. INTERPRETACIÓN DE DATOS HIDROGEOQUÍMICOS.....	195
8.7. MODELACIÓN HIDROGEOQUÍMICA.....	205
8.7.1. Modelación de procesos hidrogeoquímicos en el sentido del flujo de agua subterránea.....	206
8.7.1.1. <i>Metodología</i>	206
8.7.1.2. <i>Resultados</i>	208
8.7.2. Estimación de flujos de carbono (C) a través de la modelación hidrogeoquímica.....	210
8.7.2.1. <i>Introducción</i>	210
8.7.2.2. <i>Antecedentes de balances de C</i>	212
8.7.2.2.1. Balances de C a escala global.....	212
8.7.2.2.2. Balances de C a escala más local.....	218
8.7.2.3. <i>Materiales y métodos</i>	221
8.7.2.3.1. Modelos directos.....	223
8.7.2.3.2. Modelos inversos.....	226
8.7.2.4. <i>Resultados</i>	229
8.8. CALIDAD DE LAS AGUAS PARA RIEGO.....	234
8.9. DISCUSIÓN.....	237
Capítulo 9. HIDROLOGÍA ISOTÓPICA.....	244
9.1. INTRODUCCIÓN GENERAL.....	244
9.2. METODOLOGÍA.....	246

9.3. CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA.....	249
9.4. DISCUSIÓN.....	256
Capítulo 10. DATACIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS.....	261
10.1. INTRODUCCIÓN GENERAL.....	261
10.2. METODOLOGÍA.....	265
10.3. RESULTADOS.....	268
10.4. DISCUSIÓN.....	276
Capítulo 11. SÍNTESIS Y CONCLUSIONES.....	283
REFERENCIAS.....	288
ANEXO 1.....	336
ANEXO 2.....	345

Figura 2.1. Efectos y manifestaciones del flujo gobernado por la acción de la gravedad en una cuenca regional de carácter no confinado (modificado de Tóth, 1980).....	6
Figura 2.2. Localización del área de estudio, la cuenca de la laguna Mar Chiquita (Fasano, 1980; Celemín, 2009), el área de Mar del Plata y alrededores (Sala <i>et al.</i> , 1980), la cuenca de arroyos del sudeste de Buenos Aires (INA, 2002) y el límite este de la cuenca del río Quequén Grande (Quiroz Londoño <i>et al.</i> , 2013)	13
Figura 2.3. Detalle del área de estudio y partidos que abarca.....	15
Figura 3.1. Localización de las estaciones meteorológicas utilizadas (ELV: Estación La Ventura, EE INTA Balcarce: Estación Experimental INTA Balcarce, EMdP Aeropuerto: Estación Mar del Plata Aeropuerto).....	19
Figura 3.2. Esquema conceptual del funcionamiento del sistema acuífero (P : precipitación, ETR : evapotranspiración real, Esc : escurrimiento superficial, I=RT : infiltración=recarga de potencial o de tránsito, R : recarga real).....	22
Figura 3.3. Precipitación (P; mm) en la Estación La Ventura (1958-2008): A. Acumulada anual, B. Media mensual.....	24
Figura 3.4. Temperatura (T; °C) en la Estación La Ventura (1995-2005): A. Media anual, B. Media mensual.....	25
Figura 3.5. Presión atmosférica (mm Hg) en la Estación La Ventura (1998-2005): A. Media anual, B. Media mensual, C. Distribución en cada año...	26
Figura 3.6. Humedad relativa (%) en la Estación La Ventura (1998-2005): A. Media anual, B. Media mensual.....	27

Figura 3.7. Dirección promedio del viento en la Estación La Ventura (1998-2005).....	28
Figura 3.8. Representación gráfica del balance hídrico en la Estación La Ventura (1995-2005).....	29
Figura 3.9. Precipitación (P; mm) en la Estación Experimental INTA Balcarce (1971-2013): A. Acumulada anual, B. Media mensual.....	30
Figura 3.10. Temperatura (T; °C) en la Estación Experimental INTA Balcarce (1971-2013): A. Media anual, B. Media mensual.....	31
Figura 3.11. Humedad relativa (%) en la Estación Experimental INTA Balcarce (1971-2013): A. Media anual, B. Media mensual.....	32
Figura 3.12. Velocidad máxima promedio anual del viento en la Estación Experimental INTA Balcarce (1971-2001) registrada a: A. 2 m de altura, B. 10 m de altura.....	33
Figura 3.13. Velocidad máxima promedio mensual del viento en la Estación Experimental INTA Balcarce (1971-2001) registrada a: A. 2 m de altura, B. 10 m de altura.....	34
Figura 3.14. Representación gráfica del balance hídrico en la Estación Experimental INTA Balcarce (1971-2013).....	35
Figura 3.15. Representación gráfica del balance hídrico en la Estación Experimental INTA Balcarce en un año húmedo (2002).....	36
Figura 3.16. Representación gráfica del balance hídrico en la Estación Experimental INTA Balcarce en un año seco (2005).....	37
Figura 3.17. Precipitaciones (P; mm) mensuales en las estaciones meteorológicas pertenecientes a la localidad de Coronel Vidal (2009).....	38
Figura 3.18. Precipitación (P; mm) en el Establecimiento Camposur s.r.l. de la localidad de Coronel Vidal (2000-2009): A. Acumulada anual, B. Media mensual.....	39

Figura 3.19. Precipitación (P; mm) en la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1970-2007): A. Acumulada anual, B. Media mensual.....	40
Figura 3.20. Temperatura (T; °C) en la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1971-2007): A. Media anual, B. Media mensual.....	41
Figura 3.21. Humedad relativa (%) en la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1971-1990): A. Media anual, B. Media mensual.....	42
Figura 3.22. Velocidad máxima promedio anual del viento en la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1971-1990) registrada a: A. 2 m de altura, B. 10 m de altura.....	43
Figura 3.23. Velocidad máxima promedio mensual del viento en la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1971-1990) registrada a: A. 2 m de altura, B. 10 m de altura.....	44
Figura 3.24. Representación gráfica del balance hídrico en la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1971-2007).....	45
Figura 3.25. Valores de precipitación (P; mm) acumulada anual en la Estación La Ventura (ELV), Estación Experimental INTA Balcarce (EE INTA Balcarce), el Establecimiento Camposur s.r.l. y la Estación Mar del Plata Aeropuerto (EMdP Aeropuerto), y su promedio (2000-2007).....	46
Figura 3.26. Valores de temperatura (T; °C) media mensual en la Estación La Ventura (ELV), Estación Experimental INTA Balcarce (EE INTA Balcarce) y la Estación Mar del Plata Aeropuerto (EMdP Aeropuerto), y T media promedio anual (1995-2005).....	47
Figura 3.27. Velocidad máxima promedio anual del viento en la Estación Experimental INTA Balcarce (EE INTA Balcarce) y la Estación Mar del Plata Aeropuerto (EMdP Aeropuerto) (1971-1990) registrada a: A. 2 m de altura, B. 10 m de altura.....	49
Figura 3.28. Representación gráfica del balance hídrico en la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1995-2005).....	51

Figura 3.29. Representación gráfica del balance hídrico en la Estación Experimental INTA Balcarce (1995-2005).....	51
Figura 4.1. Provincias geológicas de la provincia de Buenos Aires según Rolleri (1975).....	53
Figura 4.2. Mapa del basamento cristalino y cubierta sedimentaria Precámbrica/Paleozoica Inferior del Sistema de Tandilia (extraído y modificado de Poiré y Spalletti, 2005).....	54
Figura 4.3. Mapa geológico. A. Estratigrafía del área de estudio y el área de Mar del Plata y alrededores (Sala <i>et al.</i> , 1980) y localización de los dominios tectónicos de la región de Balcarce estudiados por Teruggi <i>et al.</i> (1974), B. Detalle de la Secuencia Sedimentaria Cenozoica (Fm.: Formación, Mb.: Miembro) (extraído y modificado de Fasano, 1991).....	56
Figura 4.4. Cuadro estratigráfico y secuencial de la cubierta sedimentaria Precámbrica/Paleozoica Inferior (Fm.: Formación) (modificado de Poiré y Spalletti, 2005).....	61
Figura 4.5. Cuadro de correlación estratigráfica del esquema propuesto por Fasano (1991) (FM.: Formación) (modificado de Fasano, 1991).....	76
Figura 4.6. Localización de los afloramientos rocosos observados en campo..	84
Figura 4.7. Rocas observadas en los afloramientos de A. Cinco Cerros, B. Sierra Bachicha, C. Sierra La Barrosa.....	85
Figura 4.8. Análisis porcentual (%) del contenido de grava (fracción psefítica), arena (fracción psamítica) y limo y arcilla (fracción pelítica) en profundidad.....	86
Figura 5.1. Modelo Digital del Terreno (MDT) A. Dispuesto por la NASA/NIMA y A.a. Detalle de las inconsistencias en la altitud, B. Construido en el presente capítulo a partir de curvas de nivel (1:250.000; I.G.N.) y b. perfil topográfico a-a'.....	88

Figura 5.2.A. Mapa geomorfológico del área de estudio (extraído y modificado de Martínez <i>et al.</i> , 2001), B. Block diagrama mostrando los ambientes geomórfológicos presentes en la sección b-b' (extraído y modificado de Martínez, 2001 b).....	91
Figura 5.3. Imagen satelital del sector oriental del área en estudio y la zona norte del área de Mar del Plata y alrededores (Sala <i>et al.</i> , 1980) (S: Sierras, FEP: Franja Eólica Periserrana, PFE: Planicie Fluvioeólica, LC: Llanura Costera, CL: Cordón Litoral) (extraída y modificada de Martínez <i>et al.</i> , 2001).....	93
Figura 5.4. Geoformas presentes en el ambiente geomorfológico de Planicie Fluvioeólica (extraído y modificado de Martínez <i>et al.</i> , 2001).....	98
Figura 5.5. Detalle del ambiente geomorfológico de Llanura Costera.....	101
Figura 5.6. Mapa de pendientes topográficas porcentuales y A. perfil de pendiente topográfica porcentual c-c'. Las líneas discontinuas representan los límites de los ambientes geomorfológicos ilustrados en la Figura 5.2.A.....	103
Figura 5.7. Mapas de suelos del área de estudio basados en la clasificación de Soil Taxonomy (USDA, 1999), considerando hasta el nivel de Subgrupo. Las líneas discontinuas representan los límites de los ambientes geomorfológicos ilustrados en la Figura 5.2.A.....	105
Figura 5.8. Mapa del Índice de Productividad (IP) para el área de estudio. Las líneas discontinuas representan los límites de los ambientes geomorfológicos ilustrados en la Figura 5.2.A.....	109
Figura 5.9. Mapa de capacidad de uso del suelo para el área de estudio a nivel de Clase. Las líneas discontinuas representan los límites de los ambientes geomorfológicos ilustrados en la Figura 5.2.A. y la elipse roja resalta la zona en donde se localiza la Clase V.....	113

Figura 6.1.A. Localización del área de estudio y la cuenca de la laguna Mar Chiquita (Fasano, 1980; Celemín, 2009), B. Detalle de la Reserva MAB (“Parque Atlántico Mar Chiquito”) y el Refugio de Vida Silvestre Provincial (Refugio V.S.P.) (extraído y modificado de Celemín, 2009).....	122
Figura 6.2.A. Localización de la cuenca del arroyo Dulce de Lima (2012) y de la cuenca del arroyo Dulce establecida en el presente trabajo, junto con los partidos que abarca, B. Detalle de la cuenca del arroyo Dulce y B.a. Secciones transversales al eje del curso del arroyo Dulce (extraído y modificado de Lima, 2012).....	124
Figura 6.3.A. Localización de la cuenca del arroyo Dulce y de la cuenca del arroyo Grande establecida en el presente trabajo, junto con los partidos que abarca, B. Detalle de la cuenca del arroyo Grande.....	128
Figura 6.4.A. Localización de la cuenca del arroyo Dulce y de la cuenca del arroyo Vivoratá establecida en el presente trabajo, junto con los partidos que abarca, B. Detalle de la cuenca del arroyo Vivoratá.....	131
Figura 7.1. Mapa de localización A. Pozos de monitoreo, Estancia El Volcán y colector de agua de lluvia LBC, B. Detalle de los pozos utilizados para realizar el método de balance de cloruros.....	137
Figura 7.2. Sección hidrogeológica esquemática del área de estudio (msnm: metros sobre el nivel del mar, Fm: Formación).....	142
Figura 7.3. Variaciones del nivel freático en el pozo G795 de la Estación Experimental INTA Balcarce. Datos de precipitación obtenidos en el colector de agua de lluvia LBC.....	148
Figura 7.4. Mapa de isopiezas del área de estudio.....	150
Figura 7.5. Mapa de dirección del flujo de agua subterránea en el área de estudio.....	151
Figura 7.6. Mapa de isoespesor de la zona no saturada (ZNS) del área de estudio.....	152

Figura 7.7. Mapa de valores del gradiente hidráulico en el área de estudio.....	153
Figura 7.8. Balance hídrico del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita. Las líneas discontinuas representan flujos de agua subterránea locales y regionales (P : precipitación, ETR : evapotranspiración real, RT : recarga potencial o de tránsito, Esc : escurrimiento superficial).....	156
Figura 8.1. <i>Secuencia de Cheboratev</i> para la composición aniónica de las aguas subterráneas.....	162
Figura 8.2. Clasificación de facies hidrogeoquímicas representadas en un diagrama de Piper (Back, 1991).....	163
Figura 8.3. Mapa de localización de los sitios de muestreo y colectores de agua de lluvia en el área de estudio.....	166
Figura 8.4. Diagrama de Piper para las muestras de agua de lluvia del área de estudio.....	170
Figura 8.5. Diagrama de Piper para las muestras de agua superficial del área de estudio y el agua de mar.....	173
Figura 8.6. Diagrama de Piper para las muestras de agua subterránea del área de estudio.....	175
Figura 8.7. Distribución espacial del pH en el agua subterránea.....	176
Figura 8.8. Distribución espacial de la conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) en el agua subterránea.....	178
Figura 8.9. Distribución espacial de la dureza total (mg/L) en el agua subterránea.....	180
Figura 8.10. Distribución espacial del catión sodio (mg/L) en el agua subterránea.....	181
Figura 8.11. Distribución espacial del catión magnesio (mg/L) en el agua subterránea.....	182

Figura 8.12. Distribución espacial del catión calcio (mg/L) en el agua subterránea.....	184
Figura 8.13. Distribución espacial del catión potasio (mg/L) en el agua subterránea.....	185
Figura 8.14. Distribución espacial del anión bicarbonato (mg/L) en el agua subterránea.....	186
Figura 8.15. Distribución espacial del anión cloruro (mg/L) en el agua subterránea.....	188
Figura 8.16. Distribución espacial del anión sulfato (mg/L) en el agua subterránea.....	189
Figura 8.17. Distribución espacial del anión nitrato (mg/L) en el agua subterránea.....	191
Figura 8.18. Distribución espacial de sílice (mg/L) en el agua subterránea.....	192
Figura 8.19. Distribución espacial del hierro total (mg/L) en el agua subterránea.....	193
Figura 8.20. Distribución espacial del anión fluoruro (mg/L) en el agua subterránea.....	194
Figura 8.21. Zonas de evolución hidrogeoquímica en el área de estudio.....	196
Figura 8.22. Diagramas de Piper representado A. La evolución hidrogeoquímica de las aguas subterráneas en el sentido del flujo, B. La composición química de los arroyos de comportamiento ganador en el sentido del flujo.....	198
Figura 8.23. Distribución espacial de facies químicas en el área de estudio a través de diagramas de Stiff.....	199
Figura 8.24. Mapa de distribución espacial del Índice de Saturación de calcita en el agua subterránea.....	200

Figura 8.25. Mapas de relación bicarbonato (mg/L)/cloruro (mg/L) en el agua subterránea: A. Representación en barras, B. Distribución espacial.....	202
Figura 8.26. Mapa de localización de las transectas 1 (T1), 2 (T2) y 3 (T3) en el área de estudio.....	203
Figura 8.27. Diagramas de Schoeller correspondientes a A. Transecta 1 (T1), B. Transecta 2 (T2), C. Transecta 3 (T3)	204
Figura 8.28. A. Esquema gráfico que ilustra la ecuación de balance de masas simplificada (ecuación 8.5.) formulada por Cole <i>et al.</i> (2007); B. Aguas continentales funcionando como a. “Conductos pasivos neutrales” ($I = E$), b. “Conductos activos” ($I > E$) (extraído y modificado de Cole <i>et al.</i> , 2007).....	213
Figura 8.29. Representación de los balances de carbono estimados aplicando el concepto de “conductos activos” para las aguas continentales de Cole <i>et al.</i> (2007) (valores representados como % C/año): A. A escala global por a. Cole <i>et al.</i> (2007), b. Tranvik <i>et al.</i> (2009), c. Battin <i>et al.</i> (2009), d. Regnier <i>et al.</i> (2013); B. A escala local por Cole y Caraco (2001); C. En el presente capítulo.....	220
Figura 8.30. Localización de los 15 pares de muestras de agua utilizados para llevar a cabo la modelación hidrogeoquímica a través del software PHREEQC en el área de estudio.....	222
Figura 8.31. Diagrama de peligrosidad sódica (RAS) vs. peligrosidad salina (CE en $\mu\text{S}/\text{cm}$) para las muestras de agua subterránea localizadas en las zonas de recarga, tránsito y descarga del área de estudio (VFP: valles de fondo plano) (Richards, 1954)	235
Figura 8.32. Diagramas de Piper mostrando la composición de las muestras del agua subterránea del área de estudio y del agua de mar: A. Transecta 1 (T1), B. Transecta 2 (T2), C. Transecta 3 (T3).....	239
Figura 8.33. Gráfico de CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$) vs. nf (msnm).....	240

Figura 9.1. Mapa de localización de los sitios de muestreo y colectores de muestras compuestas mensuales de agua de lluvia en el área de estudio	247
Figura 9.2. Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) de la precipitación, agua subterránea, arroyos y la laguna Mar Chiquita en el área de estudio (LMG: Línea Meteórica Global, LML: Línea Meteórica Local).....	250
Figura 9.3. Distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) en el agua subterránea del área de estudio.....	252
Figura 9.4. Diagrama de dispersión (CE vs. $\delta^{18}\text{O}$) para el agua subterránea, arroyos, la laguna Mar Chiquita y el agua de mar.....	255
Figura 10.1. Evolución de las concentraciones de CFCs en la atmósfera a partir de 1950 (extraído de Plummer y Busenberg, 2006 b).....	264
Figura 10.2. Ubicación de los sitios de muestreo para determinación de CFCs y ^3H en agua subterránea.....	266
Figura 10.3. Años de recarga del pozo G447 según las concentraciones determinadas de CFCs.....	269
Figura 10.4. Años de recarga del pozo G790 según las concentraciones determinadas de CFCs.....	269
Figura 10.5. Años de recarga del pozo G791 según las concentraciones determinadas de CFCs.....	270
Figura 10.6. Años de recarga del pozo G766 según las concentraciones determinadas de CFCs.....	270
Figura 10.7. Años de recarga del pozo G786 según las concentraciones determinadas de CFCs.....	271
Figura 10.8. Años de recarga del pozo G792 según las concentraciones determinadas de CFCs.....	271
Figura 10.9. Años de recarga del pozo G734 según las concentraciones determinadas de CFCs.....	272

Figura 10.10. Años de recarga del pozo G816 según las concentraciones determinadas de CFCs.....	272
Figura 10.11. Años de recarga del pozo G821 según las concentraciones determinadas de CFCs.....	273
Figura 10.12. Mapa de distribución de las edades aparentes (años) obtenidas por mediciones de CFCs y de las determinaciones de ^3H (UT) realizadas en las muestras de agua subterránea del área de estudio.....	275
Figura 10.13. Gráfico de edades aparentes (años) según CFCs vs. valores de ^3H (UT) determinados.....	276
Figura 10.14. Gráfico comparando las concentraciones en el agua subterránea de CFC-113 vs. CFC-12 (pptv). Se representa el modelo de flujo pistón y las mezclas binarias de agua joven con agua vieja libre de CFCs.....	281

Tabla 3.1. Períodos de tiempo en los que se cuenta con datos climatológicos para cada estación y en los que se realizó el balance hídrico.....	20
Tabla 3.2. Balance hídrico edáfico para la Estación La Ventura (1995-2005). ETP estimada por el Método de Thornthwaite y Matter (1955).....	29
Tabla 3.3. Balance hídrico edáfico para la Estación Experimental INTA Balcarce (1971-2013). ETP estimada por el Método de Thornthwaite y Matter (1955).....	35
Tabla 3.4. Balance hídrico edáfico para la Estación Experimental INTA Balcarce en un año húmedo (2002). ETP estimada por el Método de Thornthwaite y Matter (1955).....	36
Tabla 3.5. Balance hídrico edáfico para la Estación Experimental INTA Balcarce en un año seco (2005). ETP estimada por el Método de Thornthwaite y Matter (1955).....	37
Tabla 3.6. Balance hídrico edáfico para la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1971-2007). ETP estimada por el Método de Thornthwaite y Matter (1955).....	45
Tabla 3.7. Balance hídrico edáfico para la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1995-2005). ETP estimada por el Método de Thornthwaite y Matter (1955).....	50
Tabla 3.8. Balance hídrico edáfico para la Estación Experimental INTA Balcarce (1995-2005). ETP estimada por el Método de Thornthwaite y Matter (1955).....	51
Tabla 5.1. Suelos presentes en los ambientes geomorfológicos que abarca el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, según la clasificación de Soil Taxonomy (USDA, 1999), considerando hasta el nivel de Subgrupo.....	106

Tabla 5.2. Características de las Clases de capacidad de uso del suelo (Klingebiel y Montgomery, 1961).....	112
Tabla 5.3. Superficies (km ²) y porcentajes que abarcan las distintas Clases de capacidad de uso del suelo dentro del área de estudio.....	114
Tabla 6.1. Datos de caudales mensuales (m ³ /s) para el arroyo Dulce (fuente: Lima, 2012).....	125
Tabla 7.1. Concentraciones de cloruro (Cl ⁻ ; mg/L) en muestras de agua subterránea y de precipitación utilizadas para el cálculo de la recarga promedio en el área de estudio por el método de balance de cloruros.....	158
Tabla 8.1. Caracterización estadística de la composición del agua de lluvia del área de estudio.....	169
Tabla 8.2. Caracterización estadística de la composición de los arroyos del área de estudio.....	171
Tabla 8.3. Caracterización estadística de la composición de la laguna Mar Chiquita.....	172
Tabla 8.4. Caracterización estadística de la composición del agua subterránea del área de estudio.....	174
Tabla 8.5. Colector de agua de lluvia LBC y pozos a partir de los cuales se realizó la modelación hidrogeoquímica inversa mediante el software PHREEQC para cada transecta (T) (SI : solución inicial, SF : solución final)	207
Tabla 8.6. Valores (mmol/L) obtenidos a partir de las modelaciones inversas realizadas mediante software PHREEQC para la Transecta 1 (T1).....	208
Tabla 8.7. Valores (mmol/L) obtenidos a partir de las modelaciones inversas realizadas mediante software PHREEQC para la Transecta 2 (T2).....	208
Tabla 8.8. Valores (mmol/L) obtenidos a partir de las modelaciones inversas realizadas mediante software PHREEQC para la Transecta 3 (T3).....	209

Tabla 8.9. Modelación hidrogeoquímica directa. Valores de los parámetros calculados y modelados a través del software PHREEQC en las muestras de agua subterránea (AS) y arroyos (AA). (1) $\log P_{\text{CO}_2}$ (atm) = -3; (2) $\log P_{\text{CO}_2}$ (atm) = -3,5 (ver explicación debajo de la tabla).....	226
Tabla 8.10. Modelación hidrogeoquímica inversa. Valores de calcita precipitada (-)/disuelta (+) y CO_2 liberado (-)/disuelto (+) obtenidos como resultado mediante el software PHREEQC y expresados en milimoles por litro (mmol/L).....	229
Tabla 8.11. Balances de carbono (C) estimados a diferentes escalas por distintos autores y en el presente capítulo. Los términos I , G , S y E fueron tomados del trabajo de Cole <i>et al.</i> (2007) y expresados en petagramos (10^{15} g) de C por año (Pg C/año).....	233
Tabla 8.12. Clases de agua según la conductividad eléctrica (CE) (Factor “C”)	236
Tabla 8.13. Clases de agua según la Relación de Adsorción de Sodio (RAS) (Factor “S”).....	236
Tabla 10.1. Descripción de los sitios de muestreo de CFCs y ^3H	265
Tabla 10.2. Resultados obtenidos de CFCs (utilizando el programa QCFC) y de ^3H (incertidumbre analítica de $\pm 0,3$) en los sitios de muestreo descritos en la Tabla 10.1.....	274
Tabla 10.3. Comparación entre las concentraciones de ^3H medidas en laboratorio y calculadas por su fórmula de decaimiento radiactivo considerando el registro de ^3H en la precipitación de Kaitoke, Nueva Zelanda.....	279

ESTRUCTURA DE LA TESIS

Este trabajo se encuentra constituido por tres índices (de contenidos, de figuras y de tablas), los agradecimientos correspondientes, un resumen, 11 capítulos (incluyendo al presente), las referencias citadas y dos anexos conformados por tablas. Desde el Capítulo 2 al 7 inclusive, se realizó una caracterización regional del área de estudio, el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, en base a una detallada compilación y un completo análisis de la información preexistente. En parte de los capítulos 4 a 7, se llevó a cabo además la descripción de la información geológica, geomorfológica, edáfica, hidrológica e hidrogeológica, obtenida desde el año 2010 al 2014 dentro del proyecto en el que se enmarcó esta tesis. A partir de este último y para el mismo período, también se dispone de datos hidrogeoquímicos, de isótopos estables (^2H y ^{18}O) y de clorofluorocarbonos (CFCs) y tritio (^3H), los cuales fueron detallados y analizados en los capítulos 8, 9 y 10, respectivamente.

En el *Capítulo 1* se realiza una síntesis de la estructura de la tesis, mientras que en el *Capítulo 2* se presenta una introducción del tema a desarrollarse, la definición del problema planteado, la ubicación y características generales del área, junto con la hipótesis del trabajo y los objetivos generales y específicos a cumplirse. La caracterización climática (*Capítulo 3*) fue llevada a cabo a partir de la búsqueda, recopilación y organización de la información hidroclimatológica disponible en 6 estaciones climatológicas (Estación La Ventura, Estación Experimental del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria Balcarce, en la localidad de Coronel Vidal: Sociedad Rural, Establecimiento Camposur s.r.l. y Aeroclub, y Estación Mar del Plata Aeropuerto). Las mismas se encuentran localizadas en puntos estratégicos, en los alrededores y dentro del sector en estudio. Además, se realizó la estimación del balance hidrometeorológico a nivel edáfico.

En el *Capítulo 4* se detallan las características geológicas del área estudiada. A nivel regional, las descripciones del marco morfoestructural, la estratigrafía y la geología estructural fueron realizadas en base a la recopilación y el análisis de trabajos antecedentes de diversos autores disponibles para la zona. En un contexto más local, se llevaron a cabo campañas de observación de rocas y las características sedimentológicas se valoraron mediante el análisis granulométrico de muestras de sedimentos de perforación. Estas últimas fueron obtenidas de un piezómetro perforado en la localidad de Vivoratá (centro-este del sector en estudio) durante el proyecto en el que se enmarcó la presente tesis. La geomorfología y las características edáficas, por su parte, se presentan en el *Capítulo 5*. En el mismo se llevó a cabo la construcción de los mapas geomorfológico, de pendientes topográficas porcentuales, de suelos, de Índice de Productividad y de Clases de capacidad de uso de suelos.

La hidrología superficial de la zona de estudio es presentada en el *Capítulo 6*. Se llevó a cabo en el mismo una caracterización de la laguna costera Mar Chiquita, y se delimitaron y describieron las cuencas pertenecientes a los principales arroyos que vierten sus aguas en dicha laguna: Grande, Dulce y Vivoratá, teniendo en cuenta los trabajos previos realizados en cada una de ellas. En el *Capítulo 7* se detalla la hidrogeología, ya sea regional, considerando estudios preexistentes, como local, a través del análisis de la información obtenida del censo de perforaciones realizado en el marco de la presente tesis y de mediciones ya existentes. Así, se analizaron estadísticamente datos de las variaciones del nivel freático, se construyeron los mapas piezométrico, de dirección de flujo de agua subterránea, de isoespesor de la zona no saturada y de valores del gradiente hidráulico correspondientes, y se calcularon valores de recarga promedio.

En el *Capítulo 8* se realiza una caracterización fisicoquímica del agua de lluvia, el agua superficial (arroyos y laguna Mar Chiquita) y el agua subterránea presentes en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita. Se analizó estadísticamente la información hidrogeoquímica, la cual se interpretó a

través de diagramas convencionales, y se construyeron mapas de isovalores de diferentes parámetros o razones iónicas para la identificación de sectores según la composición hidroquímica del agua subterránea. En adición, se llevaron a cabo modelos hidrogeoquímicos directos e inversos y el análisis de la calidad del agua subterránea para riego. La caracterización isotópica se presenta en el *Capítulo 9*. Ésta se realizó, por un lado, a través del análisis estadístico de las determinaciones de ^2H y ^{18}O efectuadas en el agua de lluvia, el agua subterránea, el agua de los arroyos y de la laguna costera. Por el otro, por medio de la interpretación del diagrama convencional de $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ en el que se representaron dichas determinaciones, así como del mapa de distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ y del gráfico de dispersión de conductividad eléctrica vs. $\delta^{18}\text{O}$, ambos realizados para el agua subterránea.

La datación de aguas subterráneas en el área de estudio, mediante determinaciones de CFCs y ^3H , es descripta en el *Capítulo 10*. En el mismo, se interpretaron los resultados obtenidos por medio del análisis estadístico, así como también a través de planillas de cálculo y de la realización de diversos gráficos en el caso particular de los CFCs. Finalmente, del *Capítulo 3* al *Capítulo 10* inclusive se detalla la metodología utilizada en cada uno de ellos, además de presentarse una síntesis (capítulos 3 a 6) o discusión (capítulos 7 a 10) al finalizar los mismos. La síntesis y las conclusiones generales de la totalidad del trabajo realizado se plasman en el *Capítulo 11*.

INTRODUCCIÓN

En la mayoría de los ambientes geográficos los cuerpos de agua superficial (arroyos, lagunas y humedales en general) están conectados al agua subterránea, siendo parte activa del sistema de flujo (Winter, 1999). Esta compleja interacción tiene un importante rol en el ciclo hidrológico, con fuerte impacto en la sustentabilidad y calidad del recurso hídrico (Gao *et al.*, 2010), siendo necesario su entendimiento para una gestión eficaz del mismo (Winter, 1999). Así, su comprensión puede ayudar a los administradores de los recursos en la toma de decisiones relacionadas con la mitigación de inundaciones, el aprovechamiento de las aguas subterráneas y la conservación de la biodiversidad en forma más integrada y sostenible (Schot y Winter, 2006).

Es preciso entender los efectos de lo que Tóth (1970) denominó “ambiente hidrogeológico” sobre los flujos de agua subterránea (efectos de la topografía, geología y el clima), para lo que se requiere de un marco hidrogeoecológico robusto (Sophocleous, 2002). El agua subterránea es la causa común de una gran variedad de procesos y fenómenos naturales, debiendo ser considerada como un importante agente geológico de carácter general. Las dos causas fundamentales responsables de este comportamiento son: (1) la interacción agua-medio ambiente y (2) la naturaleza jerárquica y sistematizada de las líneas de corriente. La interacción entre el agua y el medio circundante genera una serie de procesos naturales, siendo los sistemas de flujo subterráneo mecanismos de transporte y distribución de los efectos producidos por dicha interacción (Tóth, 2000).

Las interacciones entre las aguas subterráneas y el medio circundante tienen lugar de diversas maneras y están condicionadas por la tendencia de ambos sistemas a alcanzar un estado de equilibrio, definido como aquel que presenta un estado de mínima energía. De este modo, se producen una serie de efectos cuya naturaleza depende de las condiciones físicas, químicas y

cinéticas a escala local; convirtiéndose el agua subterránea en un sumidero de materia o energía. Se conoce al conjunto de manifestaciones debidas a la interacción agua-medio ambiente como los efectos ambientales “in situ” del agua subterránea. Los mismos se encuentran limitados en el tiempo y reducidos a unos pocos puntos en el espacio. Esto se debe a que, para poder dar lugar a fenómenos geológicos, se necesita que los desequilibrios se acumulen a lo largo de un período de tiempo suficiente y que se concentren en volúmenes no muy grandes del terreno. El único mecanismo capaz de producir y mantener estas condiciones de desequilibrio concentradas y prolongadas es un flujo subterráneo regional (Tóth, 2000).

En la Figura 2.1. puede verse un esquema simplificado de la distribución del flujo subterráneo y de los fenómenos asociados, en una sección a escala regional y suponiendo condiciones de flujo gravífico. En la parte izquierda se presenta una cuenca con un sistema único de flujo sin la presencia de flujos locales. Hacia la derecha, en cambio, se observan flujos a diferentes escalas: local, intermedia y regional. Este esquema tiene consecuencias importantes como mecanismo ambiental, y los efectos ambientales resultantes incluyen: 1) niveles piezométricos por debajo o por encima de los valores hidrostáticos, según se vaya de la zonas de recarga a las de descarga; 2) contenidos de humedad bajos en las zonas de recarga y altos en las de descarga respecto a los valores que se obtendrían en condiciones naturales, considerando precipitación y evapotranspiración; 3) cambios en la concentración aniónica a lo largo del esquema de flujo y en profundidad, pasando de aguas bicarbonatadas a sulfatadas y, finalmente, cloruradas; 4) lixiviación química de los materiales superficiales en las áreas de recarga, con aumento de sales a lo largo del proceso de circulación; 5) salinización de marismas en zonas pantanosas con aporte intenso de sales; 6) anomalías geotérmicas en zonas de flujo vertical; 7) condiciones oxidantes en las zonas de recarga y reductoras en la descarga; 8) identificación del tipo y calidad de la cubierta vegetal según el tipo de flujo por el distinto aporte de nutrientes y contenidos de agua; 9) mayor vulnerabilidad de la superficie y tendencia a problemas de inestabilidad en las áreas de descarga, lo que puede provocar una geomorfología característica con la

presencia de acaravamientos y meandrificación; y 10) acumulación de los solutos transportados por el agua (como iones metálicos, hidrocarburos y contaminantes antrópicos) en áreas de flujo convergente, así como en aquellas zonas con cambios en la granulometría de los suelos o con la presencia de minerales con alta capacidad de adsorción (Tóth, 2000).

El elemento clave para esta gran variedad de efectos ambientales es que el agua subterránea es activa sobre una gran diversidad de escalas espaciales y temporales. Además, ésta se mueve de modo continuo, aunque su velocidad pueda variar en varios órdenes de magnitud, en general reduciéndose en profundidad. La estabilidad de los sistemas de flujo individuales es también función de la profundidad. Cerca de la superficie o en acuíferos libres, el esquema de flujo sufre modificaciones relativamente rápidas en respuesta a las variaciones que se producen en superficie, cosa que no sucede en profundidad o en el caso de acuíferos confinados. Aunque la interacción agua-medio ambiente se produce a cualquier profundidad y escala temporal, en cada caso particular la velocidad de interacción y los productos resultantes pueden ser muy diferentes (Tóth, 2000).

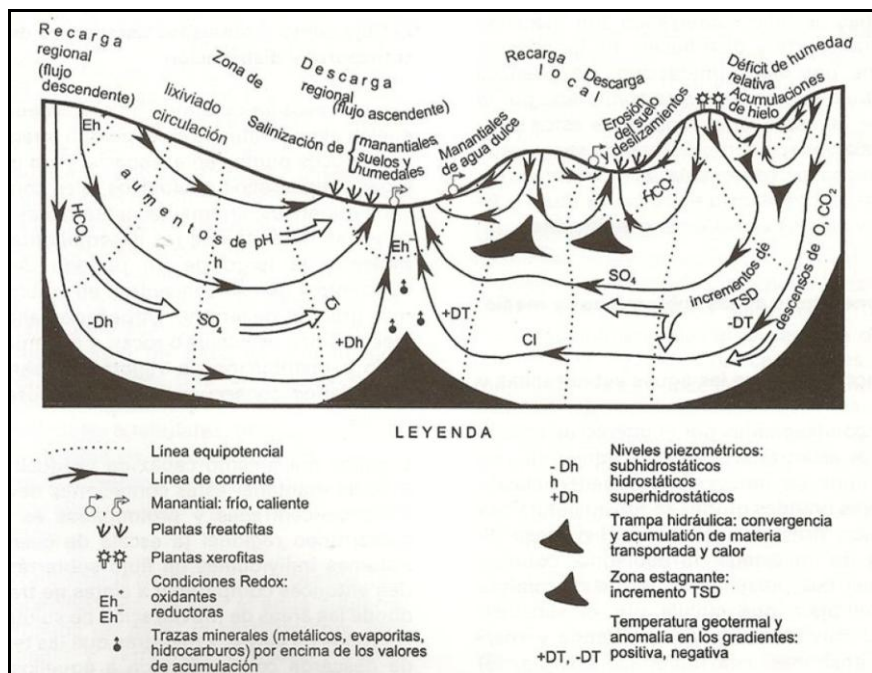


Figura 2.1. Efectos y manifestaciones del flujo gobernado por la acción de la gravedad en una cuenca regional de carácter no confinado (modificado de Tóth, 1980)

Una herramienta importante aplicada al análisis de sistemas hidrológicos es la interpretación hidrogeoquímica. Ésta permite determinar distintos tipos de agua, interacción y mezcla entre ellos, además de posibles procesos modificadores a lo largo de líneas de flujo, mediante el análisis del contenido y variación de las especies iónicas (Wang *et al.*, 2006). La aplicación de los conceptos clásicos en la evolución hidroquímica de las aguas naturales (Chebotarev, 1955) hace que pueda asociarse el agua con mayor tiempo de tránsito a aquella que ha adquirido mayor salinidad, con una evolución hacia facies sódicas y sulfatadas o cloruradas. La carga de iones en solución, obtenida por el agua subterránea en su circulación por el medio poroso, es un elemento que debe ser útil para diferenciar su participación en la composición química del agua superficial del aporte directo de agua de lluvia, cuya salinidad es mucho menor.

La aplicación de técnicas isotópicas en los estudios hidrogeológicos ha demostrado ser otra importante herramienta en la validación y ajuste de modelos conceptuales, presentando múltiples aplicaciones en hidrología e hidrogeología. Los métodos isotópicos se basan fundamentalmente en la utilización de los isótopos estables del agua, deuterio (^2H) y oxígeno 18 (^{18}O), de comportamiento conservativo. Los procesos físicos y los fenómenos meteorológicos, responsables del transporte del agua en las diferentes fases del ciclo hidrológico, producen un fraccionamiento isotópico que puede ser aprovechado para obtener conclusiones sobre su origen y comportamiento. Estos estudios isotópicos, sumados a métodos convencionales o hidrogeoquímicos, permiten analizar el aporte de diferentes reservorios a la composición del caudal de un curso de agua, pudiéndose así reconocer el caudal de base (Mook, 2002). Además de definirse las relaciones entre las aguas superficiales y subterráneas, es posible la determinación de zonas de recarga-descarga, mezclas de agua, líneas de flujo y tiempos de residencia del agua en los acuíferos (Clark y Fritz, 1997; Kendall y McDonell, 1998; Cook y Herczeg, 1999; Geyh, 2000; Vitvar *et al.*, 2005).

La *edad del agua en un acuífero* se define como el tiempo transcurrido desde su aislamiento de la atmósfera hasta que la misma se descarga naturalmente o es captada en una perforación, lo que es equivalente al *tiempo de la recarga* (Plummer y Busenberg, 2006). El *tiempo medio de residencia* es el tiempo de tránsito promedio integrado de las líneas de flujo captadas, y expresa la relación entre el volumen total de agua en un acuífero y el caudal de descarga del sistema. Este último tiene implicancia cualitativa en la hidroquímica de un sistema acuífero, partiendo de principios básicos tales como que la solubilidad de los minerales está en función directa con el mayor tiempo de contacto agua-roca. El término “agua joven” se usa comúnmente para el agua recargada aproximadamente en los últimos 50 años. Dicha escala de tiempo es definida por un pequeño número de trazadores que indican, en general, que el agua ha sido potencialmente impactada por contaminación antropogénica (Plummer, 2005). De este modo, se define al “agua vieja” como aquella recargada con anterioridad al año 1960 (relativo al 2014).

Las técnicas para la datación de aguas son variadas, al igual que su campo de aplicación. Glynn y Plummer (2005) las clasifican en dos grupos genéricos. El primero, al que llaman “Relojes”, se refiere a radioisótopos cuya función de entrada y tasa de desintegración son conocidas, permitiendo obtener el tiempo transcurrido para alcanzar una concentración medida en un muestra. El mismo incluye la aplicación de isótopos radiogénicos como ^{14}C , ^{32}Si , ^{39}Ar , ^{81}Kr , ^{36}Cl y ^{35}S ; o radioisótopos de origen antrópico cuya historia de recarga es conocida, tales como ^3H , $^3\text{H}/^3\text{He}$ y ^{85}Kr . Al segundo de los grupos es al que denominan “Señales”. Está caracterizado como un archivo de las condiciones superficiales o ambientales existentes que no es afectado por procesos geoquímicas o isotópicas de crecimiento y disminución, siendo sólo alterado por procesos hidrológicos que afectan su distribución y concentración. En este caso, se destaca el uso de series de datos de ^2H y ^{18}O , o de los compuestos introducidos artificialmente con funciones de entrada conocidas, tales como los clorofluorocarbones (CFCs) o el hexafluoruro de azufre (SF_6).

De esta manera, para la datación de aguas jóvenes se utilizan: 1) la medición de la actividad de un radionucleido individual de origen atmosférico, como ^3H , ^{85}Kr y ^{39}Ar ; 2) el método de $^3\text{H}/^3\text{He}$, o sea, la medición del isótopo padre y su hija; y 3) los métodos basados en la medición de gases atmosféricos de origen antropogénico, tales como las aplicaciones de los CFCs y el SF_6 (Glynn y Plummer, 2005). En este sentido, la identificación de señales que permitan diferenciar aguas jóvenes y viejas resultará en un elemento de importancia para establecer edades relativas y aspectos relacionados con la dinámica del flujo subterráneo. Finalmente, los flujos regionales y locales difieren en el tiempo de tránsito y residencia de las aguas, lo que implica diferentes tiempos de contacto agua-acuífero y distintas épocas de recarga. Considerando esto, la aplicación conjunta de técnicas hidrogeoquímicas, isotópicas y de datación de aguas resulta útil en su diferenciación.

La llanura Pampeana, en la República Argentina, está caracterizada por una gran extensión, del orden de los 1,5 millones de km^2 , y bajas pendientes topográficas. El clima es templado, con precipitaciones que se incrementan desde los 700 mm hasta valores superiores a los 900 mm en sentido SO-NE. La dinámica de las aguas subterráneas en esta región ha sido caracterizada por Auge (1996 a, b), destacándose a los movimientos verticales de infiltración y evaporación como los dominantes. En igual sentido han resultado los estudios de Zimmerman (2004). El sector más meridional de la provincia de Buenos Aires, denominado por Tricart (1973) como "Pampa Deprimida", abarca una superficie de aproximadamente 90.000 km^2 . En éste se encuentran los gradientes topográficos más bajos, con valores del orden del 0,001 %, siendo los flujos subterráneos verticales equiparables a los horizontales en dichas condiciones (Auge, 1996 a, b).

En el sudeste de la provincia de Buenos Aires las aguas subterráneas constituyen la principal fuente de abastecimiento para fines urbanos, agrícolas e industriales. Los arroyos, si bien no son sustanciales desde el punto de vista del abastecimiento, lo son desde la dinámica de los procesos hidrológicos en esta área. Los humedales, significativos en la zona, proporcionan importantes

servicios ambientales, como la participación en los ciclos de nutrientes, la regulación de flujos hidrológicos y del clima a nivel local y regional, y oportunidades educacionales y recreativas, entre otros (MA, 2005).

2.1. DEFINICIÓN DEL PROBLEMA

La cuenca de la laguna Mar Chiquita se localiza al sudeste de la Pampa Deprimida (Tricart, 1973), presentando una superficie aproximada de 10.000 km² (Fig. 2.2.). Si bien en este ambiente resulta destacable la alta densidad de cuerpos de agua en un ámbito de drenaje impedido, la dinámica del agua subterránea adquiere un rol destacado. Ésta determina la disponibilidad de agua para los procesos geológicos externos.

La laguna Mar Chiquita (Fig. 2.2.) es un elemento de interesante dinámica costera y, a la vez, un humedal de alto valor ambiental para la sostenibilidad de la biodiversidad y conservación de sus regiones ecológicas (llanuras, planicies de inundación, marismas, deltas y dunas) (Iribarne, 2001). En abril de 1996, la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO), a través de su programa “Man and the Biosphere (MAB)”, declara a la misma, junto con sus alrededores, como una de sus Reservas MAB mundiales, denominada “Parque Atlántico Mar Chiquito”. El concepto de Reserva de la Biosfera nace como una necesidad de establecer estrategias regionales de desarrollo sustentable (Iribarne, 2001). Posteriormente, en febrero de 1999, el gobierno provincial declara esta área como Reserva Natural de Uso Múltiple (Mangiarotti y Cañete, 2002). De este modo, no puede dejar de considerarse en lo que se refiere a su dinámica, que la laguna Mar Chiquita constituye la descarga de un sistema hidrológico superficial y subterráneo.

Además de las implicancias del agua subterránea como agente geológico, su conocimiento en el área alcanza un importante interés aplicado. El predominio de aguas salobres y la distribución aparentemente errática de aguas de mejor calidad constituyen una fuerte limitante al desarrollo agropecuario en la mayor parte de la región. La evolución hidrogeoquímica

desde la zona de piedemonte, en donde las aguas son de buena calidad, hacia la zona de llanura, en donde se hacen progresivamente más salinas (Kruse, 1986), requiere también una profundización de su caracterización y el reconocimiento de sistemas de flujo locales y regionales.

Las características del sector a estudiar, con baja densidad de población y escasas fuentes contaminantes, hacen especialmente promisoría la utilización de CFCs en la datación de aguas. Los primeros antecedentes en la llanura Pampeana, publicados por Martínez *et al.* (2009), son indicativos de la utilidad de esta metodología para la determinación de la edad del agua en la zona. La aplicación de técnicas de datación de aguas, en conjunto con la interpretación hidrogeoquímica y el análisis isotópico resulta entonces de suma utilidad. Esto permite apreciar la importancia del agua subterránea como agente geológico, establecer su relación con el agua superficial y mejorar el conocimiento de los sistemas de flujo en ambientes de llanura.

2.2. UBICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio ocupa una superficie de 5.521 km², comprendiendo al sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita (Fasano, 1980; Celemín, 2009): cuencas de los arroyos Grande, Dulce y Vivoratá. Se delimitó a la misma utilizando la herramienta de Sistemas de Información Geográfica (SIG) ArcGis 10.1. (ESRI, 2012). Para establecer los límites sudoeste y este, se tomó como base a la cuenca de arroyos del sudeste de Buenos Aires extraída del Atlas Digital de los Recursos Hídricos Superficiales de la República Argentina, elaborado por el Instituto Nacional del Agua y la Subsecretaría de Recursos Hídricos en el año 2002 (INA, 2002). La misma abarca tanto a la cuenca de la laguna Mar Chiquita como al área de Mar del Plata y alrededores, la cual fue trazada en el trabajo realizado por la Cátedra de Hidrogeología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata en el año 1980 (Sala *et al.*, 1980). El límite N de esta última, delimitado a

partir de la línea divisoria existente entre los arroyos Vivoratá y Los Cueros, se utilizó como base para el trazado del límite sur de la zona en estudio (Fig. 2.2.).

Con respecto al límite oeste del sector estudiado, se usó como referencia parte del límite E de la cuenca del río Quequén Grande establecida por Quiroz Londoño *et al.* (2013). Por último, el límite norte fue delimitado a través del trazado de la línea divisoria de aguas entre los arroyos Chico o De Las Gallinas (sector septentrional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita) y Grande (Fig. 2.2). Las dos líneas divisorias mencionadas anteriormente fueron establecidas uniendo los puntos de mayor altura entre los correspondientes cursos de agua superficial, utilizando las curvas de nivel obtenidas (con equidistancias de 2,5 y 10 m) del Modelo Digital del Terreno de 90 m de resolución puesto a disposición gratuitamente por la NASA/NIMA (National Aeronautics and Space Administration/National Imagery and Mapping Agency), a través de la distribución de archivos SRTM (Shuttle Radar Topography Mission).

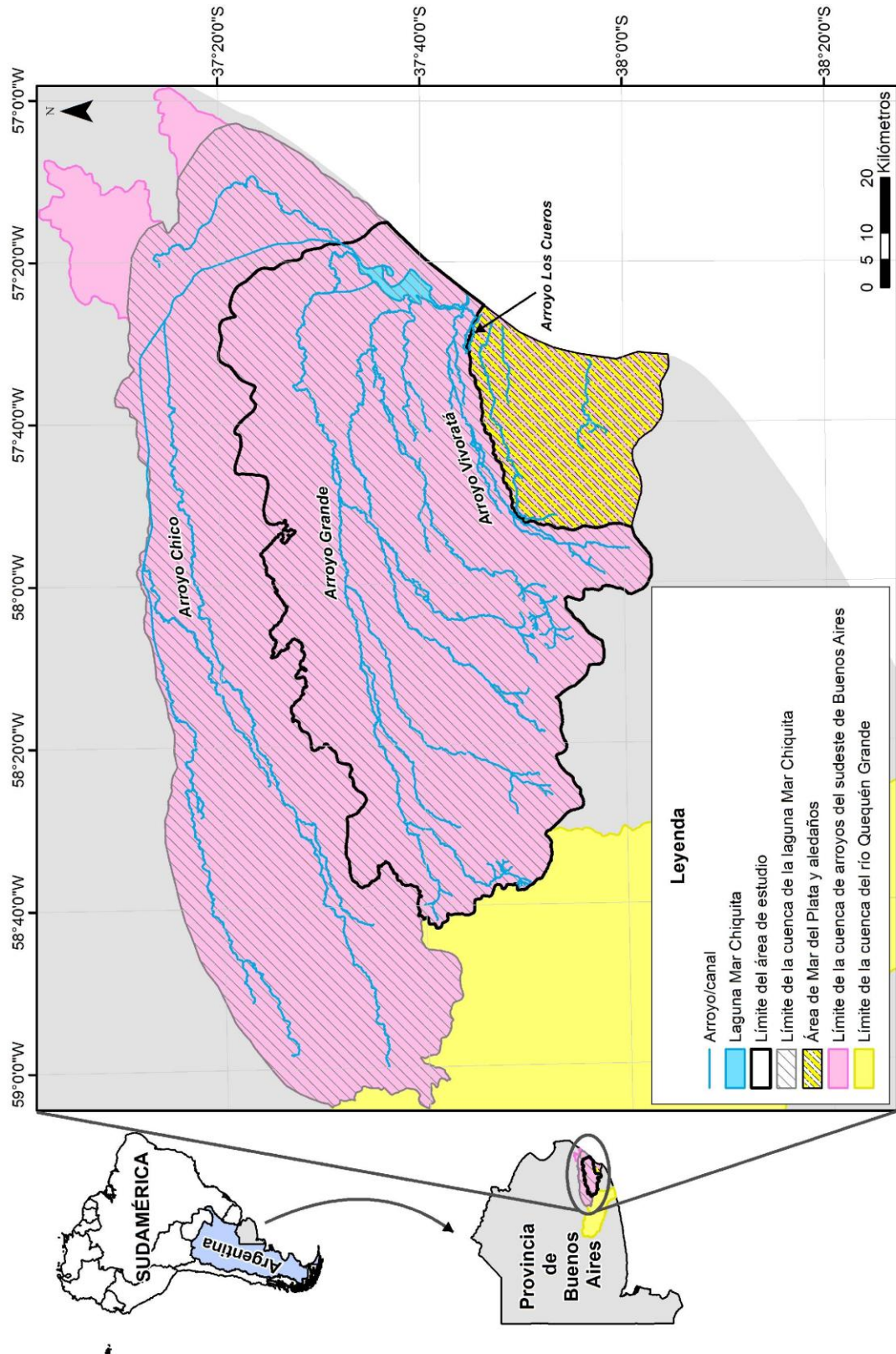


Figura 2.2. Localización del área de estudio, la cuenca de la laguna Mar Chiquita (Fasano, 1980; Celemín, 2009), el área de Mar del Plata y alrededores (Sala *et al.*, 1980), la cuenca de arroyos del sudeste de Buenos Aires (INA, 2002) y el límite este de la cuenca del río Quequén Grande (Quiroz Londoño *et al.*, 2013)

De este modo, la zona de estudio definida ocupa casi la totalidad de los partidos de Mar Chiquita y Balcarce, una porción al NE de Lobería y General Alvarado, NO y N del General Pueyrredón, SO de General Madariaga y una mínima parte al S de Ayacucho; siendo sus coordenadas extremas 37°20'-38°5' S y 58°45'-57°10' O (Fig. 2.3.). En referencia a las cartas topográficas elaboradas por el Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.) a escala 1:50.000, la misma abarca total o parcialmente, de N a S y de O a E, las hojas: Coronel Vidal (3757-26-2), Calfucurá (3757-27-1), Faro Querandí (3757-27-2), Napaleofú (3760-30-4), Ramos Otero (3757-25-3), Bosch (3757-25-4), Estancia La Tehuelche (3757-26-3), Vivotatá (3757-26-4), Laguna Mar Chiquita (3757-27-3), Laguna Blanca (3757-27-4), Dos Naciones (3760-36-2), Cinco Cerros (3757-31-1), Sierra Bachicha (3757-31-2), Almacén La Brava (3757-32-1), Cobo (3757-32-2), Parque Mar Chiquita (3757-33-1 y 3), Sierra Larga (3760-36-4), Balcarce (3757-31-3) y Sierra del Volcán (3757-31-4).

En cuanto a las características generales del área estudiada, los afluentes que lo componen nacen en el sector septentrional del Sistema de Tandilia, ubicado al oeste, y recorren la mayor parte de su trayectoria en el ambiente de muy bajos gradientes conocido como Pampa Deprimida (Tricart, 1973). De norte a sur son: 1) conformando a la cuenca del arroyo Grande: los arroyos Grande, El Invierno, El Verano o Bachicha, Crespo o Guaranguyú, Pantanoso y Del Junco y el canal 7; 2) dentro de la cuenca del arroyo Dulce: los arroyos Las Negras, Dulce y Los Pozos o de Los Huesos y el canal 8; y 3) formando parte de la cuenca del arroyo Vivotatá: los arroyos Peredo y Vivotatá (Fig. 2.3.).

El agua subterránea como agente geológico en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires. Su estudio con herramientas hidrogeoquímicas e isotópicas

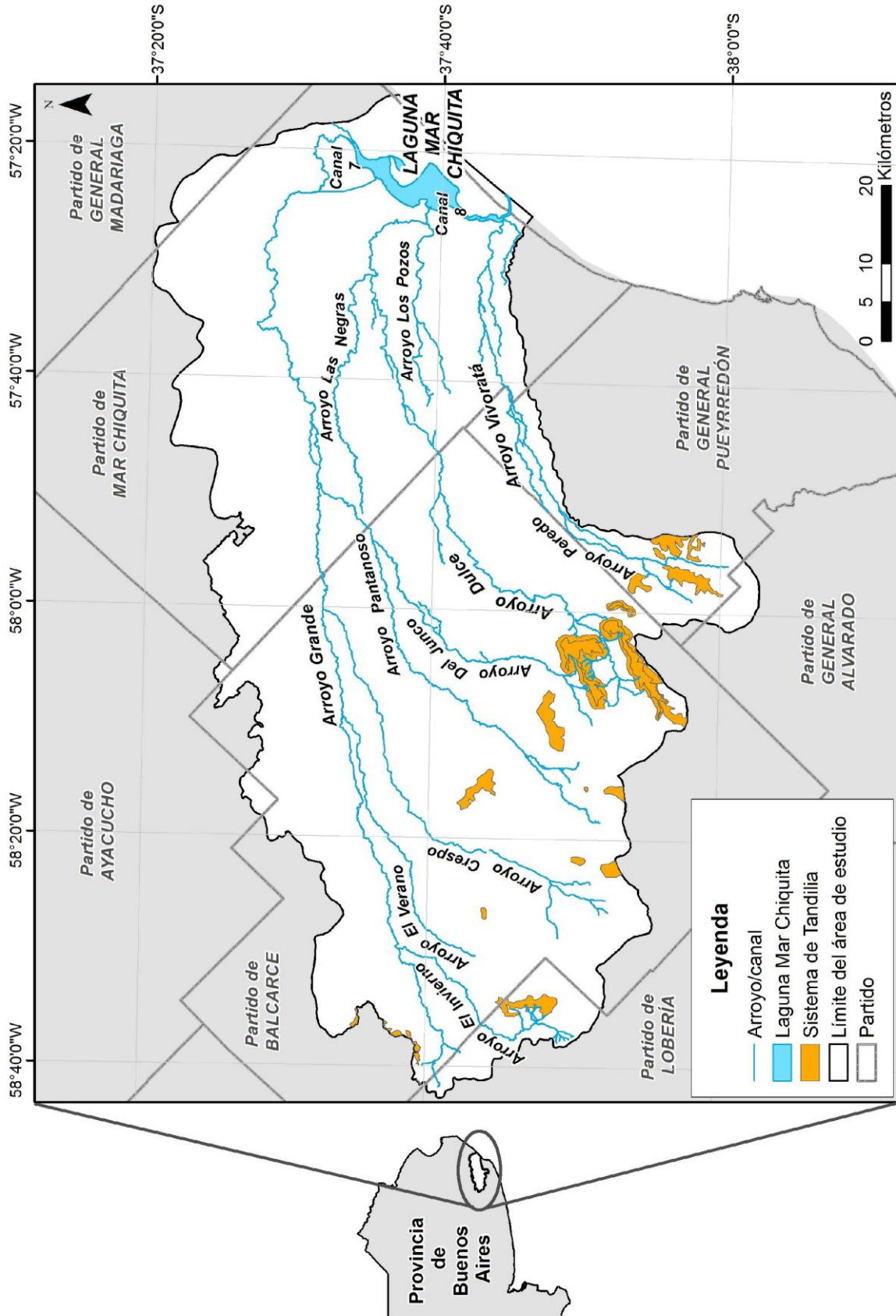


Figura 2.3. Detalle del área de estudio y partidos que abarca

Además, el clima es de tipo “templado-húmedo” según la clasificación de Köppen, o de tipo “subhúmedo-húmedo, mesotermal, sin deficiencia de agua” de acuerdo con el método de Thornthwaite (Kruse, 1986). La configuración del terreno dentro de la región se caracteriza por la presencia de *Sierras* en su sección occidental, correspondientes al Sistema de Tandilia (rocas acuífugas). Éstas se encuentran rodeadas de una zona de lomadas periserranas, las cuales comprenden al relieve de la *Franja Eólica Periserrana* (zona de recarga). La misma se continúa hacia el este en la *Planicie Fluvioeólica* (zona de tránsito y descarga), la *Llanura Costera* y el *Cordón Litoral*, que culminan a su vez en un frente marítimo de aproximadamente 50 km de extensión. El relieve es poco marcado, variando la altura desde 2,34 a 360 msnm (Lima *et al.*, 2013).

Por último, pueden diferenciarse tres grandes unidades estratigráficas: un basamento cristalino Paleoproterozoico (*Complejo Buenos Aires*), una cubierta sedimentaria Ordovícica-Silúrica? (*Formación Balcarce*) y una secuencia sedimentaria Pliocena-Holocena. En referencia a esta última, la geología superficial está constituida por los *Sedimentos Pampeanos* (Plioceno Inferior-Pleistoceno) y *Postpampeanos* (Pleistoceno Superior-Holoceno). Estos se encuentran conformados principalmente por limos y limos arenosos con intercalaciones arcillosas. Alcanzan hasta algunos cientos de metros de espesor en el caso del primero y pocos metros en el Postpampeano suprayacente. Ambas unidades geológicas se encuentran vinculadas hidráulicamente, constituyendo un sistema acuífero conocido como el acuífero Pampeano. Uno de los primeros estudios referido a la hidrodinámica con relación a la laguna Mar Chiquita es el trabajo de Hernández y Fasano (1980). En investigaciones posteriores se planteó un modelo hidrogeológico conceptual, el cual determinó que la recarga al acuífero se debe exclusivamente a la infiltración de los excedentes de agua de lluvia (Martínez y Bocanegra, 2002; Massone *et al.*, 2005; Quiroz Londoño *et al.*, 2008; Quiroz Londoño, 2009; Lima, 2012; Romanelli, 2012).

2.3. HIPÓTESIS DE TRABAJO

El agua subterránea en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita presenta diferentes sistemas de flujo, los cuales interactúan con la superficie definiendo las características hidrológicas y las geoformas del ambiente.

2.4. OBJETIVOS

2.4.1. General

Determinar la existencia y extensión de flujos regionales y locales de agua subterránea en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, mediante técnicas hidrogeoquímicas, isotópicas y de datación de aguas.

2.4.2. Específicos

- Establecer la evolución hidrogeoquímica de las aguas en los diferentes sistemas de flujo.
- Valorar la importancia del agua subterránea como agente geológico y su impacto en la dinámica hídrica superficial y en la distribución de la calidad del recurso.
- Determinar la distribución areal de sectores de aguas de mejor calidad.
- Efectuar una caracterización de la zona en isótopos estables y evaluar si la información isotópica permite diferenciar sistemas de flujo.
- Establecer las relaciones entre aguas superficiales y subterráneas con énfasis en la laguna Mar Chiquita, sobre la base de la información hidrogeoquímica e isotópica.
- Utilizar técnicas modernas de datación de aguas para mejorar el conocimiento de los sistemas de flujo en ambientes de llanura.

CARACTERIZACIÓN CLIMÁTICA

El análisis de la distribución temporo-espacial de los elementos del clima en un medio natural permite caracterizar las condiciones atmosféricas regionales influyentes en los regímenes hídricos, tanto subterráneos como superficiales, y de manera general, en el modelado del paisaje. Uno de los elementos climáticos de importancia es la precipitación, que determina la entrada de agua al sistema. Por otro lado se encuentran aquellos que condicionan la evapotranspiración, una de las principales salidas del mismo, como la temperatura, presión atmosférica, humedad relativa, dirección y velocidad del viento, entre otros (Sheng, 1992; Rojas, 2009). La mayor parte de estos datos se obtiene a partir de estaciones meteorológicas situadas dentro o cerca del área que se encuentra bajo estudio.

3.1. METODOLOGÍA

Se realizó la búsqueda, recopilación y organización de la información hidroclimatológica proveniente de 6 estaciones meteorológicas, seleccionadas por su distribución geográfica en los alrededores y dentro del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita en estudio. Las mismas fueron georeferenciadas utilizando un Sistema de Posicionamiento Global (GPS) Garmin eTrex Vista. De oeste a este son: Estación La Ventura (ELV; 37°51' S, 58°39' O; 157,9 metros sobre el nivel del mar -msnm-), Estación Experimental del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) Balcarce (EE INTA Balcarce; 37°45'29" S, 58°17'27,4" O; 131,3 msnm), en la localidad de Coronel Vidal (28,3 msnm): Aeroclub (37°28'13,6" S, 57°45'49,6" O), Establecimiento Camposur s.r.l. (37°27'31,6" S, 57°43'55,2" O) y Sociedad Rural (37°28'30" S, 57°43'14,3" O); y Estación Mar del Plata Aeropuerto (EMdP Aeropuerto; 37°56', 57°35' O; 13,3 msnm) (Fig. 3.1.). Los datos correspondientes a la EE INTA Balcarce y la EMdP Aeropuerto fueron brindados por el Servicio Meteorológico

Nacional, mientras que las restantes son estaciones meteorológicas particulares.

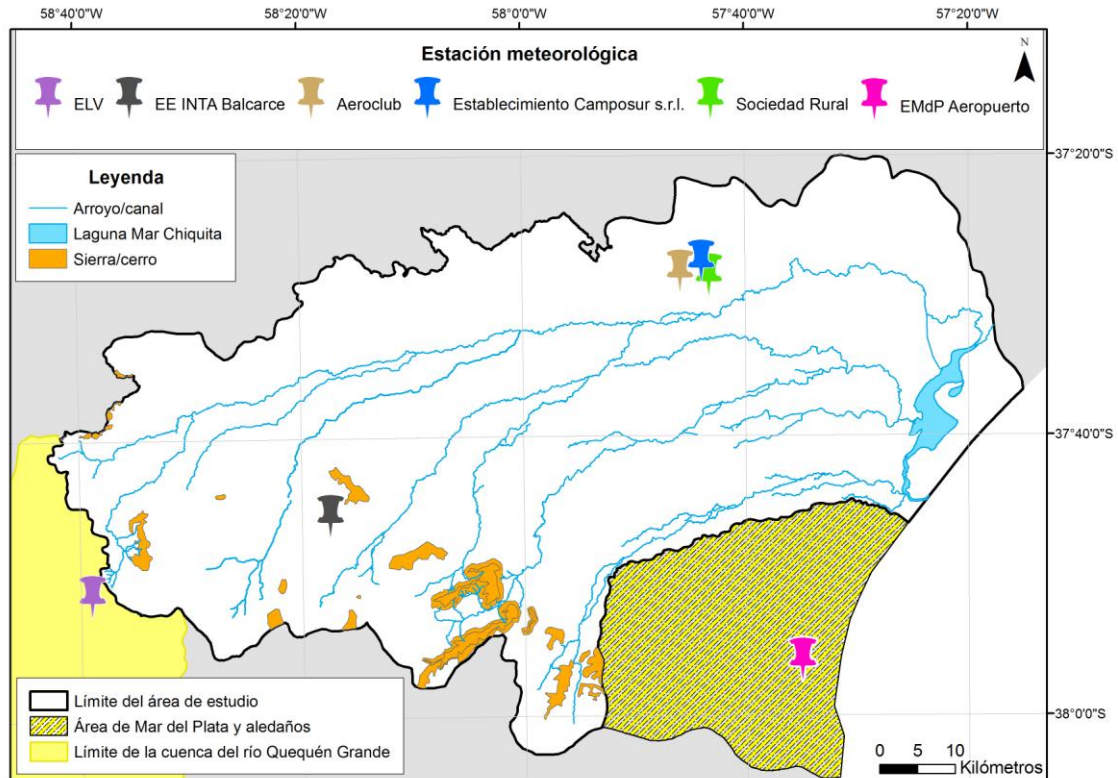


Figura 3.1. Localización de las estaciones meteorológicas utilizadas (ELV: Estación La Ventura, EE INTA Balcarce: Estación Experimental INTA Balcarce, EMdP Aeropuerto: Estación Mar del Plata Aeropuerto)

La información climatológica fue analizada mediante una caracterización estadística general. El cálculo de la evapotranspiración potencial (ETP) en este capítulo fue realizado a partir del Método de Thornthwaite y Matter (1955), y los balances hídricos se llevaron a cabo utilizando el método directo, con las ETP obtenidas por el mismo y una reserva de agua utilizable en el suelo (RAU) máxima de 100 mm (apartado 3.1.1.). En la Tabla 3.1. se presentan los períodos de tiempo en los que se cuenta con datos climatológicos para cada estación meteorológica y en los que se realizó el balance hídrico.

Tabla 3.1. Períodos de tiempo en los que se cuenta con datos climatológicos para cada estación y en los que se realizó el balance hídrico

Estación	P	T	Presión atm	Humedad relativa	Viento		Balance hídrico
	mm	°C	mm Hg	%	Dirección	Velocidad km/h	mm
ELV	1958-2008	1995-2005		1998-2005			1995-2005
EE INTA Balcarce	1971-2013			1971-2013		1971-2001	1971-2013
Cnel. Vidal	Aeroclub	2008-2009					
	Establecimiento Camposur s.r.l.	2000-2009					
	Sociedad Rural	2009					
EMdP Aeropuerto	1970-2007	1971-2007		1971-1990		1971-1990	1971-2007

P: precipitación, *T:* temperatura, *Presión atm:* presión atmosférica, *ETP:* evapotranspiración potencial

3.1.1. Evapotranspiración y balance hídrico

La evapotranspiración real (ETR) es el volumen de agua que realmente se evapotranspira en el mes, dependiendo de que haya suficiente agua disponible para evaporar y así igualar a la evapotranspiración potencial o no. La ETP se define como la máxima cantidad de agua que puede evaporarse desde un suelo completamente cubierto de vegetación, desarrollado en óptimas condiciones, y en el supuesto caso de no existir limitaciones en la disponibilidad de agua (Thornthwaite, 1948). Por lo tanto, la ETP es siempre mayor o igual a la ETR.

La evapotranspiración real es difícil de medir y sus valores son poco frecuentes en los registros de las estaciones meteorológicas. El cálculo de este parámetro en las zonas de llanura es problemático en la mayoría de los casos, debido especialmente a la variabilidad de los tipos de suelos y las coberturas de vegetación existentes (Usunoff, 1993).

En el presente capítulo, el cálculo de la ETP se realizó a partir del Método de Thornthwaite y Matter (1955). En el mismo, se relacionan la temperatura media mensual y la evapotranspiración potencial para un mes de 30 días y 12 horas de luz mediante la expresión:

$$(3.1.) ETP = c * t^a$$

siendo *ETP*: evapotranspiración potencial mensual, *t*: temperatura media mensual, *c* y *a*: coeficientes que varían de un lugar a otro. El coeficiente *c* varía inversamente con *I*, siendo este último parámetro igual a la suma de los valores del índice mensual de calor (*i*) para los doce meses del año.

$$(3.2.) i = (t/5)^{1,514}$$

y el valor de *a* calculándose mediante la expresión:

$$(3.3.) a = 0,000000675 * I^2 + 0,01792 * I + 0,49239$$

El valor de la *ETP* mensual se corrige en función del número de días del mes y del número de horas de insolación teórica.

Partiendo del conocimiento de las precipitaciones medias mensuales y de la evapotranspiración potencial mensual estimada siguiendo la ecuación 3.1. (método directo de estimación), es posible estudiar el balance del agua en el suelo a lo largo de un año. Esto es necesario para definir la falta y excesos de agua, siendo de importante aplicación en las clasificaciones climáticas y a la hora de precisar la hidrología de un área. De manera muy simplificada, el balance hídrico puede expresarse de la siguiente manera:

$$(3.4.) I = P - ETR - Esc$$

donde *P*: precipitación, *ETR*: evapotranspiración real, *Esc*: escurrimiento superficial e *I*: infiltración. Esta última es la entrada al ambiente subterráneo, luego de atravesar los horizontes del suelo para formar la denominada *recarga potencial* o *de tránsito* (RT), aquella con posibilidad real de alcanzar la zona saturada como *recarga real* (R):

$$(3.4'.) I = RT$$

$$(3.5.) RT = P - ETR - Esc$$

Se asume como única entrada al sistema acuífero el agua proveniente de la precipitación y como salidas, la evapotranspiración y escurrentía superficial (Fig. 3.2.).



Figura 3.2. Esquema conceptual del funcionamiento del sistema acuífero (**P**: precipitación, **ETR**: evapotranspiración real, **Esc**: escurrimiento superficial, **I=RT**: infiltración=recarga de potencial o de tránsito, **R**: recarga real)

De este modo, utilizando el método directo de estimación del balance hídrico, mediante el cual el agua del suelo se va perdiendo mes a mes hasta agotar la reserva del mismo para poder cubrir las necesidades de agua (evapotranspiración), se definen mensualmente los parámetros (en mm): **P**: precipitación media, **ETP**, **P-ETP** (diferencia entre la precipitación media y la evapotranspiración potencial), **RAU**, Δ **RAU**: variación de la reserva de agua utilizable en el suelo, **ETR**, **DEF**: déficit de agua y **EXC**: excedente de agua. Este último se corresponde con el agua que excede la RAU máxima, constituyendo el agua que recarga al acuífero o se pierde por Esc (escurrimiento superficial).

El esquema de balance adoptado se refiere a una unidad de área, por lo que las unidades de cálculo corresponden a un volumen por unidad de área, expresado como espesor de lámina en mm de agua. Un análisis de sensibilidad de excesos hídricos a la capacidad de campo revela que los mismos poseen una limitada variabilidad para un amplio rango de capacidades de campo (Bocanegra y Mejía, 2007). Se decidió tomar para el área de estudio una RAU

máxima (capacidad de campo) de 100 mm, sabiendo que la variación de los excesos o déficits hídricos no serán significativos al aumentar o disminuir esta variable. Dicho valor ha sido utilizado para el cálculo del balance hídrico en zonas cercanas (Quiroz Londoño, 2009) y pertenecientes al sector estudiado (Massone, 2003; Lima, 2012; Romanelli, 2012), obteniéndose resultados muy similares.

3.2. DESCRIPCIÓN DE CADA ESTACIÓN METEOROLÓGICA

3.2.1. Estación La Ventura (ELV)

La ELV se encuentra situada al oeste del sector en estudio, dentro de la cuenca del río Quequén Grande (al E) (Quiroz Londoño *et al.*, 2013) (Fig. 3.1.). Cuenta con datos de precipitación, temperatura, presión atmosférica, humedad relativa y dirección del viento para diferentes períodos (Tabla 3.1.).

3.2.1.1. Precipitación

Se cuenta con datos completos que corresponden al período 1958-2008. El promedio de precipitación acumulada anual calculado fue de 921,6 mm, con una mínima en el año 1979 (619,0 mm) y una máxima en 2001 (1.266,5 mm). (Fig.3.3.A.). Se identificó a julio como el mes en donde fue menor la precipitación media mensual (45,8 mm) y a enero como aquel en el que la misma presentó el valor más alto (109,0 mm) (Fig. 3.3.B.). Además, se observa que en algunos años, en los meses correspondientes sobre todo a la época invernal (por ejemplo: junio de 1962 y 1964, julio de 1961, 1962, 1964 y 2007; y agosto de 1967), hay ausencia de precipitación. Por otro lado, la máxima absoluta se registró en abril de 1998, con un valor que llega a los 522,5 mm.

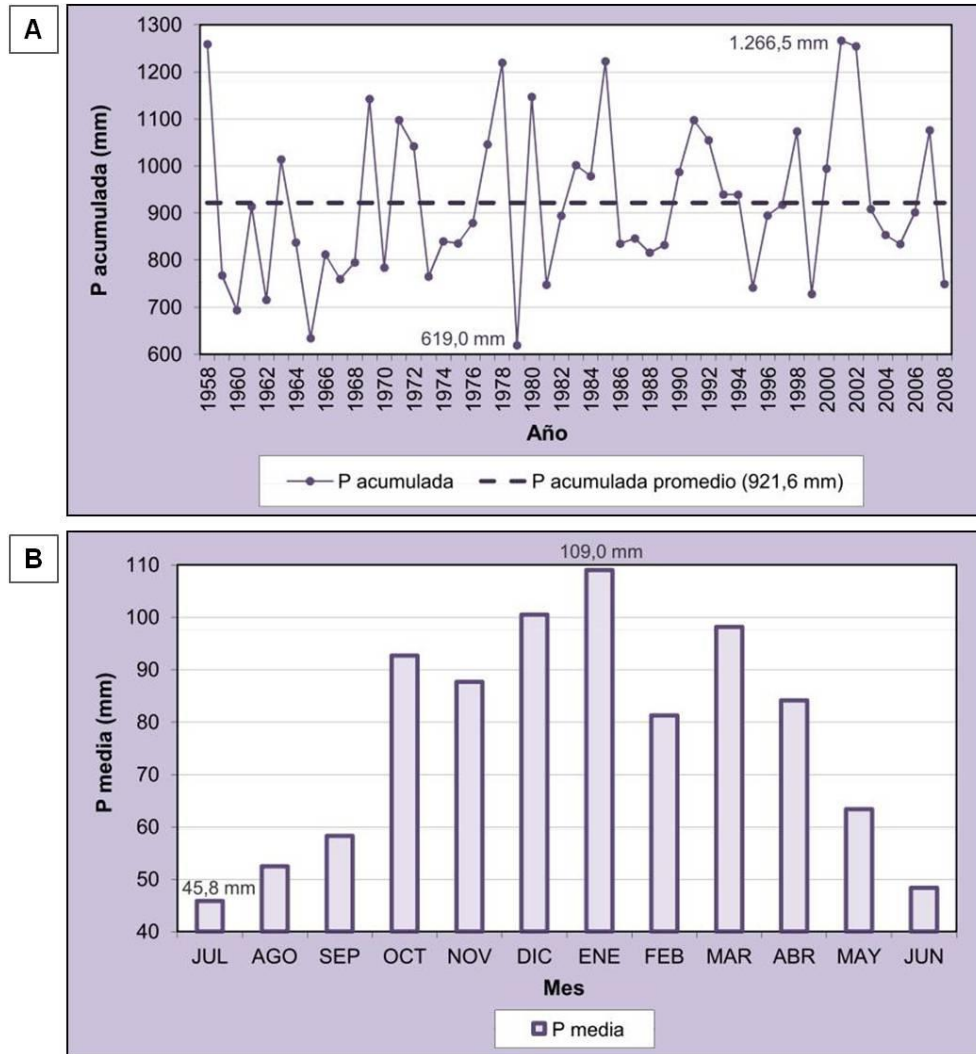


Figura 3.3. Precipitación (P; mm) en la Estación La Ventura (1958-2008): **A.** Acumulada anual, **B.** Media mensual

3.2.1.2. Temperatura

La temperatura media anual definida para el período 1995-2005 fue de 12,5 °C, con un mínimo en el año 2005 (11,5 °C) y un máximo en 1998 (13,2 °C), observándose un descenso general de la misma de 1,7 °C (Fig. 3.4.A.). El mes más frío fue julio, con un valor mínimo promedio mensual de 5,9 °C, siendo el más cálido enero, con un valor máximo promedio de 19,4 °C (Fig. 3.4.B.). El día más frío se registró en julio de 2003 y el más caluroso en enero de 1997, con valores promedios diarios de 4,3 °C y 21,4 °C, respectivamente.

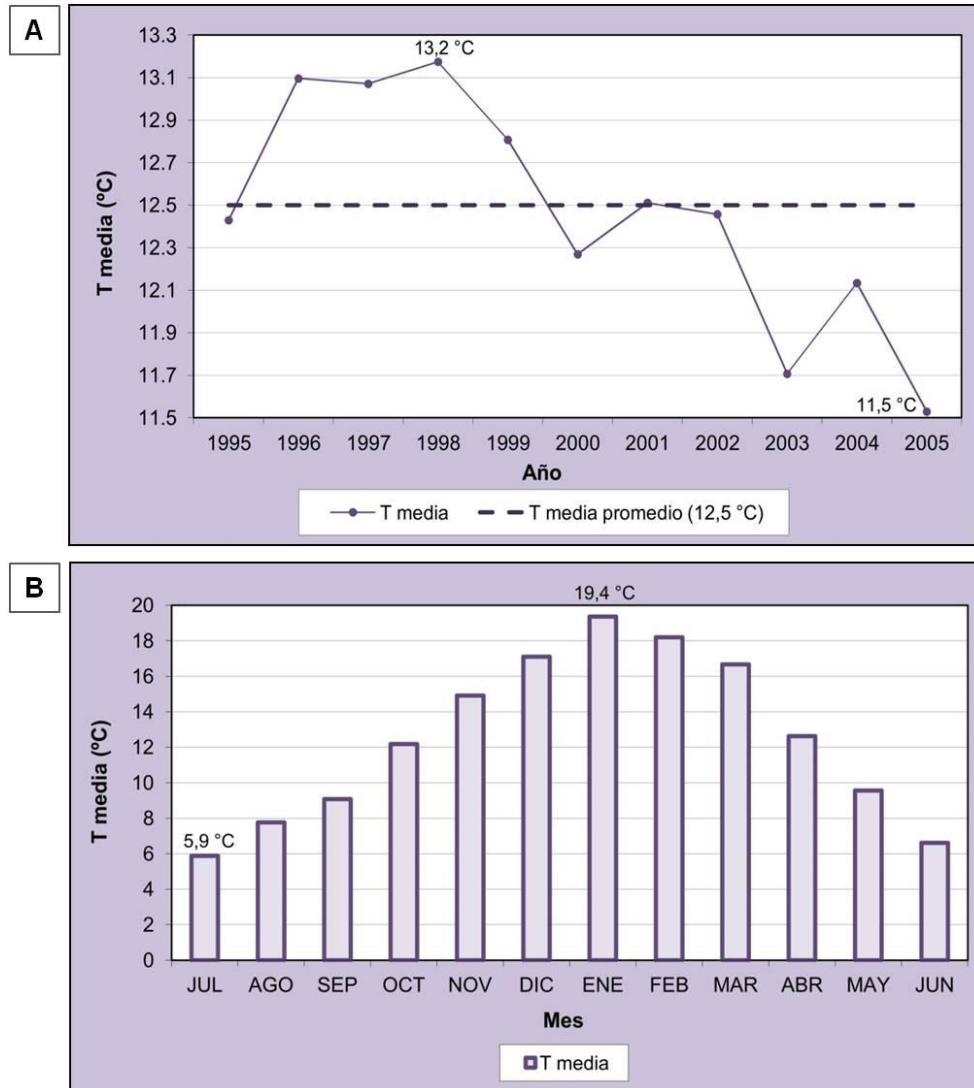


Figura 3.4. Temperatura (T; °C) en la Estación La Ventura (1995-2005): **A.** Media anual, **B.** Media mensual

3.2.1.3. Presión atmosférica

El valor promedio anual de presión atmosférica obtenido para el período 1998-2005 fue de 754,0 mm Hg, variando entre 753,2 mm Hg (2003) y 755,5 mm Hg (1999) (Fig. 3.5.A.). El valor medio mensual más bajo se registró en el mes de enero (748,6 mm Hg), mientras el más alto se presentó en julio (758,0 mm Hg) (Fig. 3.5.B.). En enero de 2003, y julio de 1999/mayo de 2004 se registraron los días con menor (746,6 mm Hg) y mayor (760,5 mm Hg) presión atmosférica promedio, respectivamente (Fig. 3.5.C.).

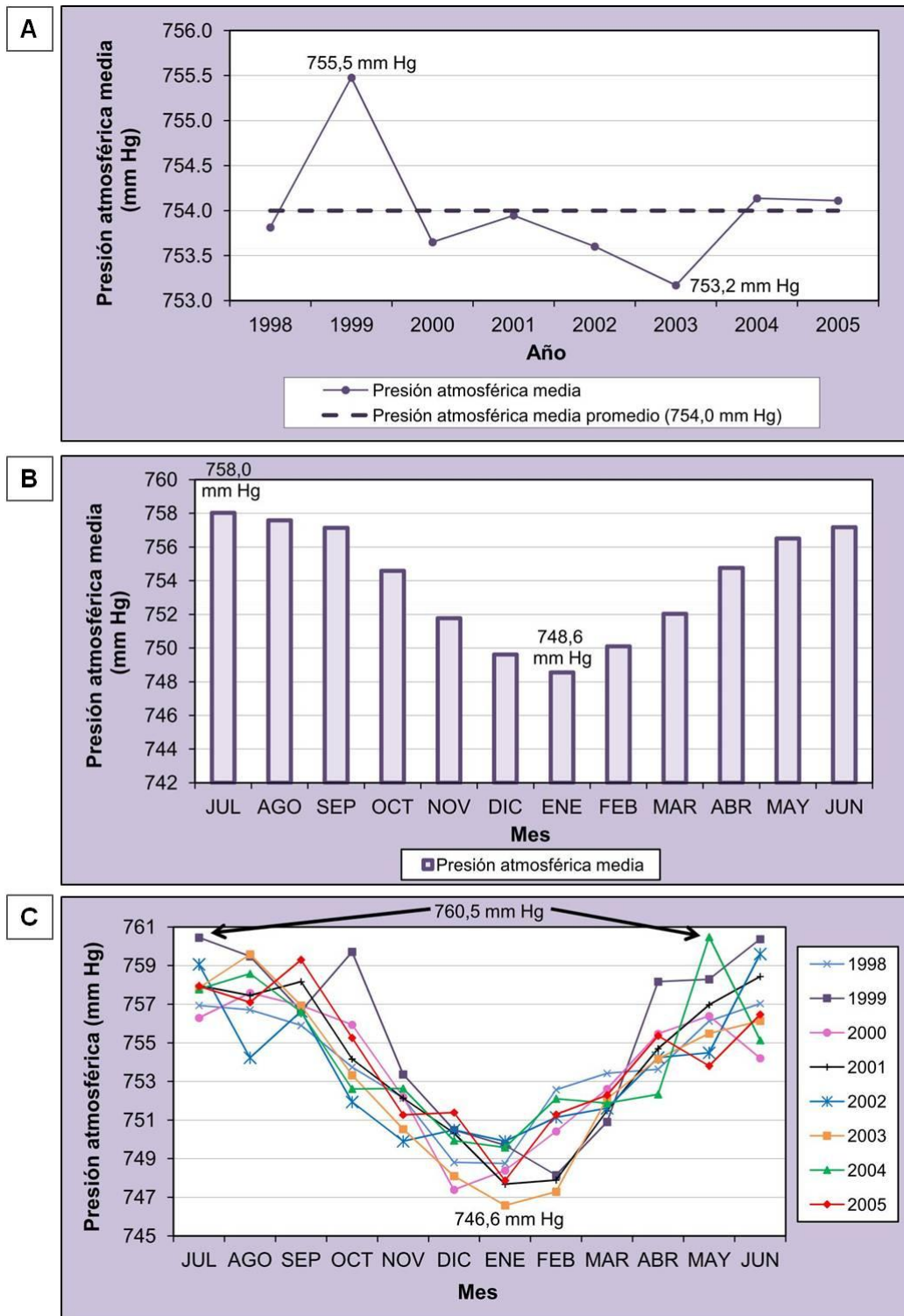


Figura 3.5. Presión atmosférica (mm Hg) en la Estación La Ventura (1998-2005): A. Media anual, B. Media mensual, C. Distribución en cada año

3.2.1.4. Humedad relativa

La humedad relativa del ambiente, según datos registrados en el período 1998-2005, ha variado entre 68,0 % (año 1998) y 76,2 % (año 2001), resultando la media anual de 71,4 % (Fig. 3.6.A.). El análisis de la información permite concluir que el valor promedio mensual más bajo de este parámetro (63,8 %) se registró en el mes de diciembre, mientras que el más alto (77,6 %) en mayo (Fig. 3.6.B.). Así, los días con menor (51,4 %) y mayor (85,1 %) humedad relativa promedio se registraron en diciembre de 1998 y mayo de 2001, respectivamente.

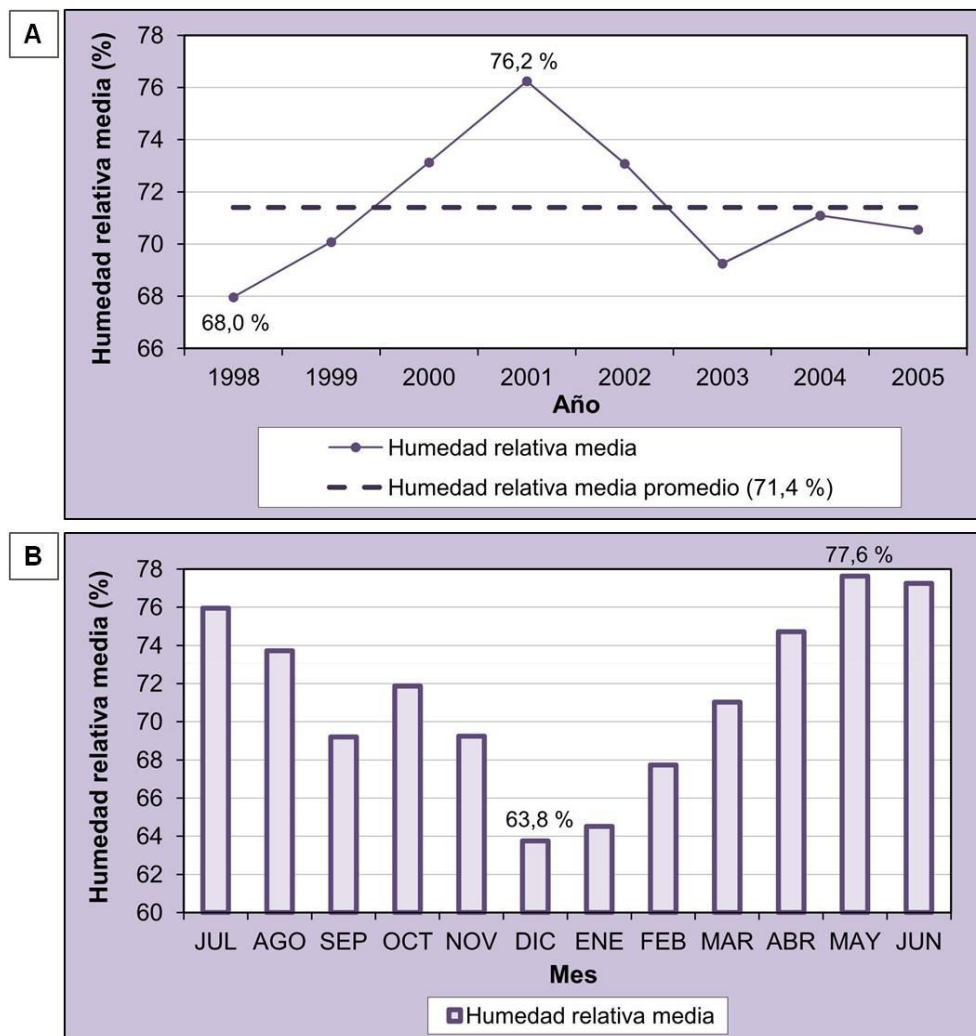


Figura 3.6. Humedad relativa (%) en la Estación La Ventura (1998-2005): **A.** Media anual, **B.** Media mensual

3.2.1.5. Dirección del viento

Se cuenta con datos para el período 1998-2005, los cuales indican un predominio de direcciones del viento provenientes principalmente del cuadrante S, y de los cuadrantes N y E en menor proporción (Fig. 3.7.).

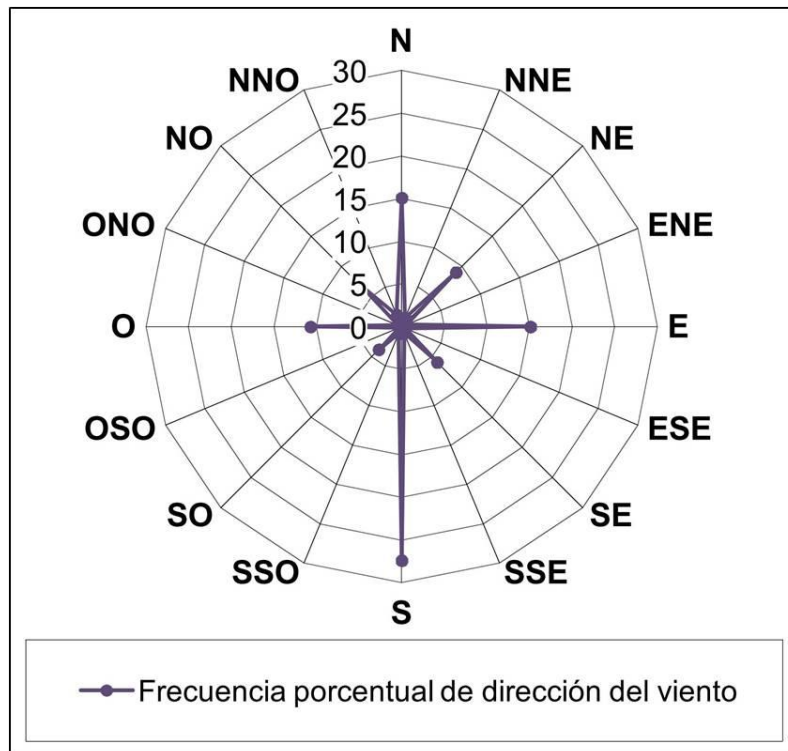


Figura 3.7. Dirección promedio del viento en la Estación La Ventura (1998-2005)

3.2.1.6. Balance hídrico

Se realizó el balance hídrico a nivel edáfico con los valores de temperatura, precipitación y evapotranspiración potencial (porcentaje de ETP anual: 72 %) calculados para el período 1995-2005. A partir del mismo, se obtuvo un excedente de agua anual de 263,7 mm entre los meses de abril y noviembre. Durante diciembre y enero, cuando la evapotranspiración fue mayor que la precipitación, se creó un requerimiento de agua para completar los valores de ETP, los cuales fueron cubiertos por la reserva del suelo (Tabla 3.2., Fig. 3.8.).

Tabla 3.2. Balance hídrico edáfico para la Estación La Ventura (1995-2005). ETP estimada por el Método de Thornthwaite y Matter (1955)

	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	TOTAL
P	53,0	68,2	58,7	98,5	101,5	82,0	104,4	96,7	86,6	111,4	54,3	36,1	951,5
ETP	16,4	26,0	33,8	56,6	76,5	98,0	113,1	89,1	79,9	48,8	31,7	17,9	687,8
P-ETP	36,6	42,2	24,9	41,9	25,0	-16,0	-8,7	7,6	6,7	62,6	22,6	18,2	
RAU	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	84,0	75,3	82,9	89,6	100,0	100,0	100,0	
ΔRAU	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-16,0	-8,7	7,6	6,7	10,4	0,0	0,0	
ETR	16,4	26,0	33,8	56,6	76,5	98,0	113,1	89,1	79,9	48,8	31,7	17,9	687,8
DEF	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
EXC	36,6	42,2	24,9	41,9	25,0	0,0	0,0	0,0	0,0	52,2	22,6	18,2	263,7

P: precipitación, ETP: evapotranspiración potencial, RAU: reserva de agua utilizable en el suelo, ΔRAU: variación de la RAU, ETR: evapotranspiración real, DEF: déficit de agua, EXC: excedente de agua

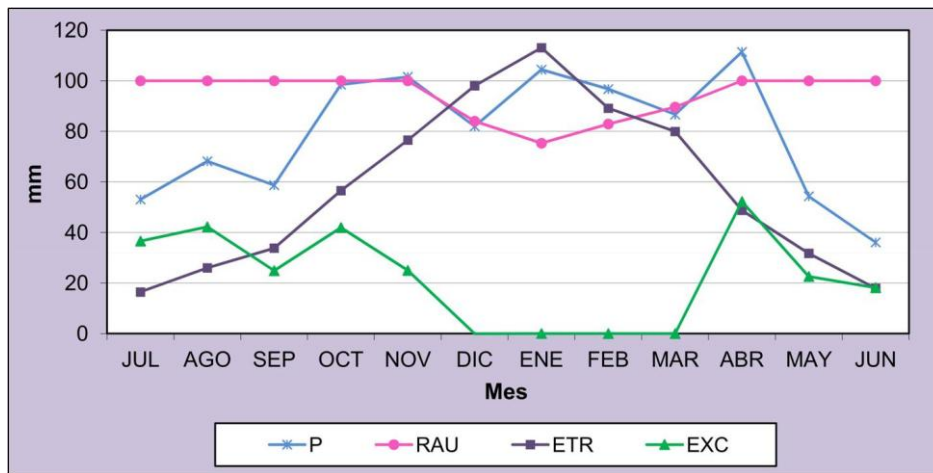


Figura 3.8. Representación gráfica del balance hídrico en la Estación La Ventura (1995-2005)

3.2.2. Estación INTA Balcarce (EE INTA Balcarce)

Se ubica dentro del área de estudio, en su parte más occidental (Fig. 3.1.). Cuenta con datos de precipitación, temperatura, humedad relativa y velocidad del viento (Tabla 3.1.).

3.2.2.1. Precipitación

La EE INTA Balcarce cuenta con datos completos para este parámetro que se corresponden con el período 1971-2013. Se calculó un promedio de precipitación acumulada anual de 922,1 mm, con un valor mínimo de 620,3 mm en el año 1979 y un valor máximo de 1.342,2 mm en 2002 (Fig. 3.9.A.). Se

identificó a junio como el mes en el cual la precipitación media mensual fue menor (49,7 mm), mientras que en enero la misma presentó el mayor valor (107,8 mm) (Fig. 3.9.B.). Finalmente, en julio de 1995 se observó ausencia de precipitación, registrándose la máxima absoluta en abril de 1980 (378,7 mm).

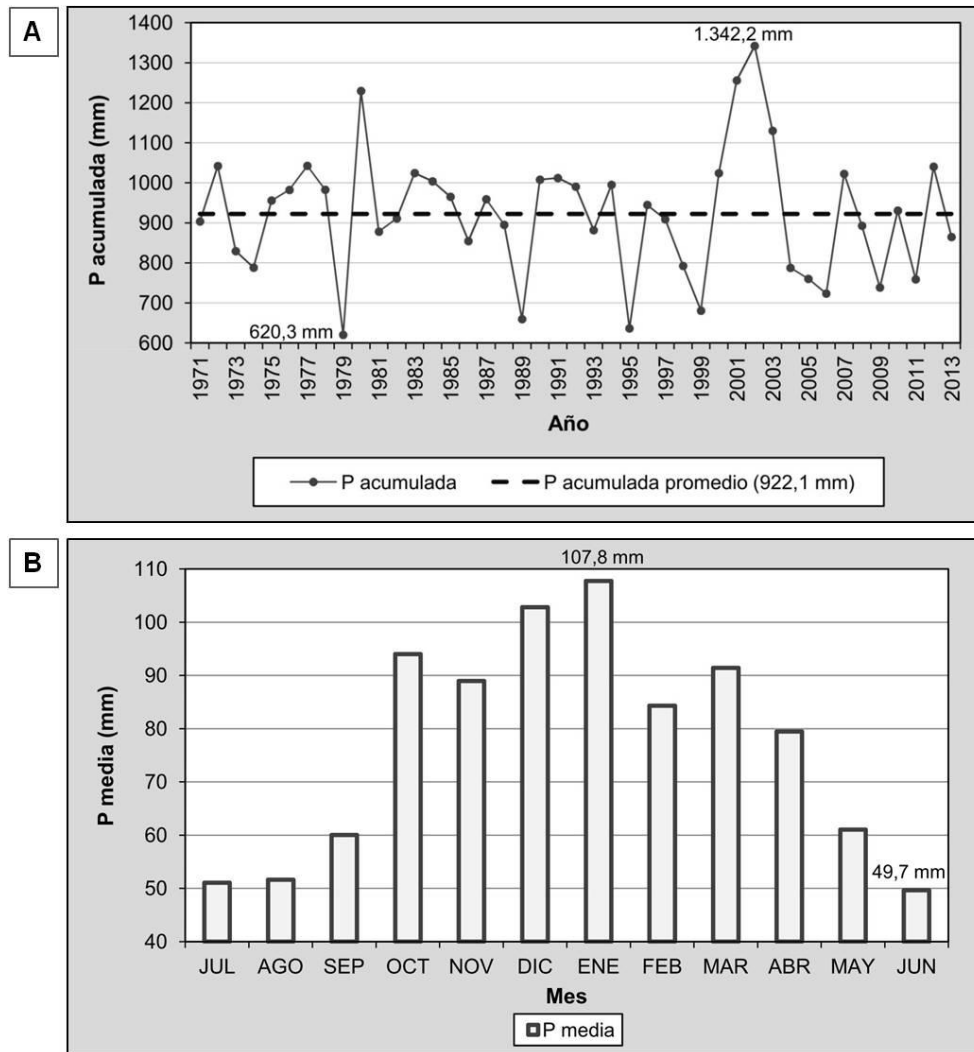


Figura 3.9. Precipitación (P; mm) en la Estación Experimental INTA Balcarce (1971-2013): **A.** Acumulada anual, **B.** Media mensual

3.2.2.2. Temperatura

Para el período 1971-2013, la temperatura media anual definida fue de 14,0 °C, con un mínimo en el año 1976 (12,5 °C) y un máximo en 2009 y 2012 (15,1 °C), manifestándose un ascenso general de la misma de 2,6 °C (Fig. 3.10.A.). Se encontró a julio como el mes más frío, con un valor mínimo promedio

mensual de 7,6 °C, y a enero como el mes más cálido, con un valor máximo promedio de 20,6 °C (Fig. 3.10.B.). Por otra parte, el día más frío se registró en octubre de 1993, con un promedio diario de 1,4 °C, y el más caluroso en enero de 2012, con un promedio de 23,2 °C.

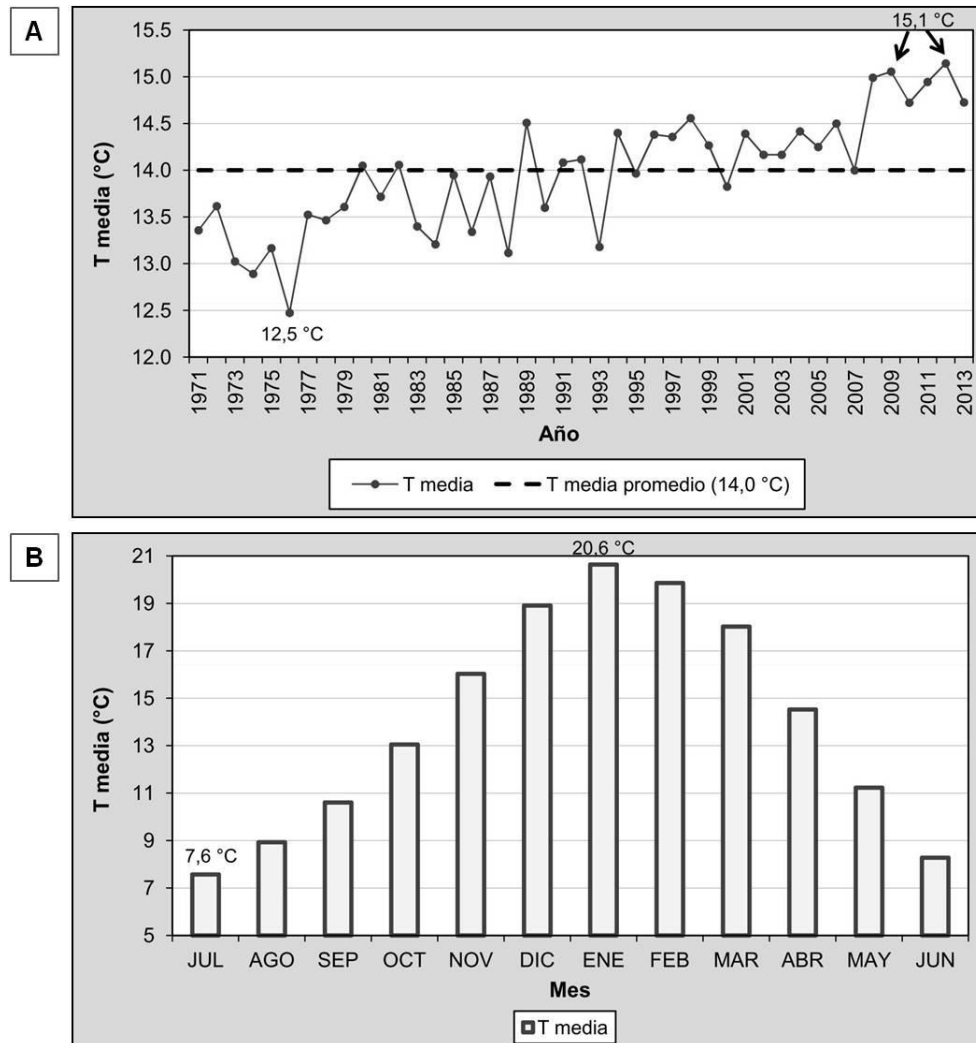


Figura 3.10. Temperatura (T; °C) en la Estación Experimental INTA Balcarce (1971-2013): **A.** Media anual, **B.** Media mensual

3.2.2.3. Humedad relativa

Según los datos registrados en el período 1971-2013, la humedad relativa del ambiente ha variado entre 67,2 % en el año 2009 y 82,8 % en 1986, resultando la media anual de 77,2 % (Fig. 3.11.A.). El valor promedio mensual más bajo de este parámetro (69,5 %) se encontró en el mes de enero, mientras

que el más alto (84,0 %) en julio (Fig. 3.11.B.). Finalmente, los días con menor (55,4 %) y mayor (93,0 %) humedad relativa promedio se registraron en enero de 2009 y junio de 1986, respectivamente.

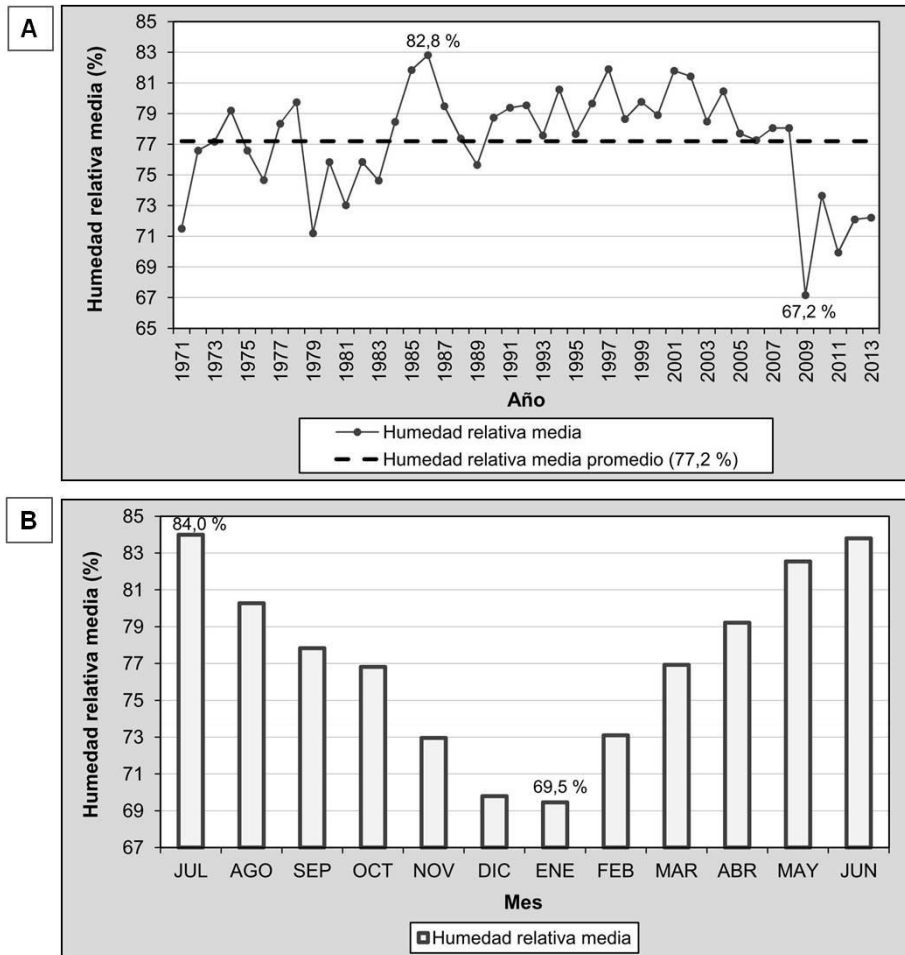


Figura 3.11. Humedad relativa (%) en la Estación Experimental INTA Balcarce (1971-2013): **A.** Media anual, **B.** Media mensual

3.2.2.4. Velocidad del viento

Se cuenta con datos de velocidades máximas del viento para el período 1971-2001, registrados tanto a 2 m como a 10 m de altura. En el primer caso, se calculó un promedio de velocidad máxima anual de 32,4 km/h, variando el mismo entre 11,5 km/h (año 2001) y 61,6 km/h (año 1972) (Fig. 3.12.A.). A los 10 m de altura, el promedio anual para este parámetro presentó un valor igual a 40,5 km/h, con un mínimo de 14,0 km/h (año 2001) y un máximo de 77,0 km/h

(año 1972) (Fig. 3.12.B.). En ambos casos se observó una tendencia general decreciente de la velocidad máxima del viento.

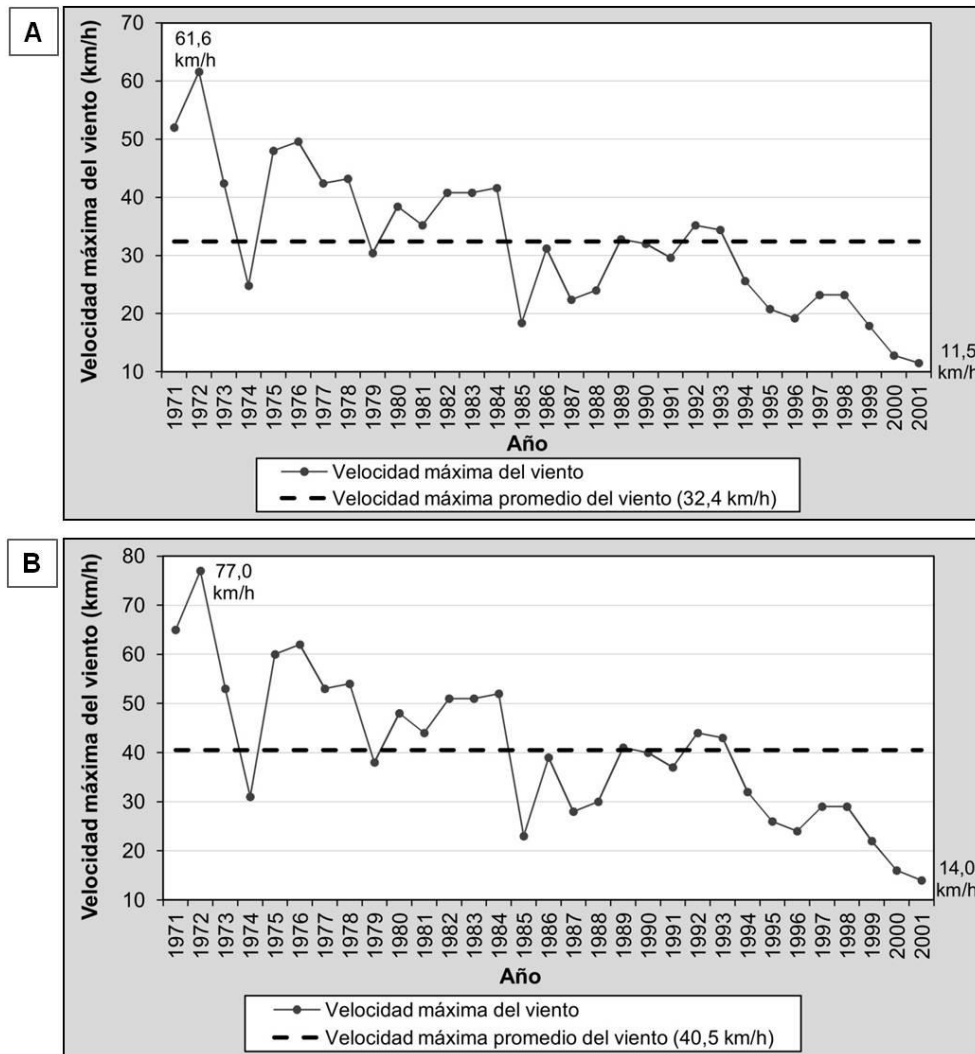


Figura 3.12. Velocidad máxima promedio anual del viento en la Estación Experimental INTA Balcarce (1971-2001) registrada a: **A.** 2 m de altura, **B.** 10 m de altura

Analizando los promedios de las velocidades máximas mensuales a los 2 m y 10 m de altura, los valores mínimos se registraron en el mes de marzo (18,8 km/h a los 2 m y 23,5 km/h a los 10 m), mientras que los máximos se alcanzaron en el mes de junio (24,7 km/h a los 2 m y 30,9 km/h a los 10 m) (Fig. 3.13.A. y B.). Por último, los días con menor velocidad máxima promedio del viento se registraron en abril de 2000, con valores de 4,6 km/h a los 2 m de altura y 6,0 km/h a los 10 m de altura, y en enero de 2000, con un valor de 6,0 km/h a los 10 m de altura. En junio de 1972 se observó la mayor velocidad

máxima promedio diaria, con valores iguales a 61,6 km/h a los 2 m de altura y 77,0 km/h a los 10 m de altura.

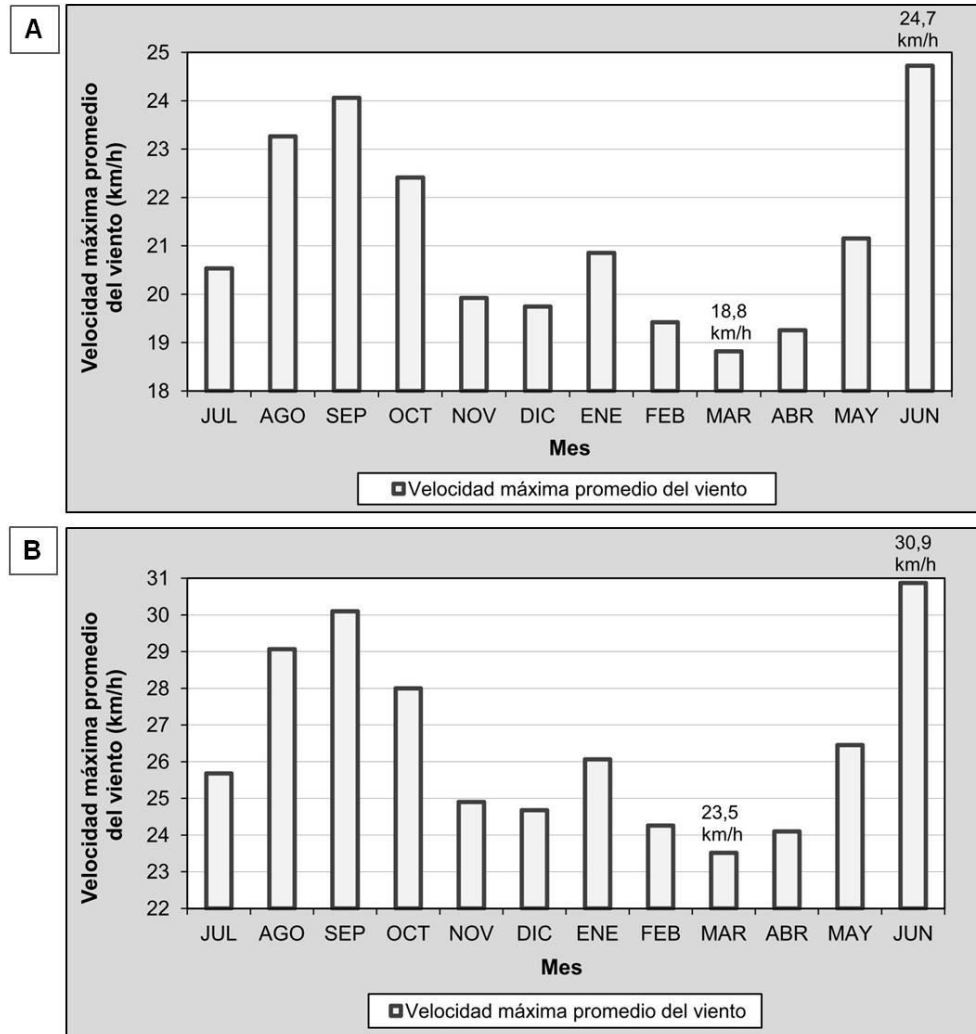


Figura 3.13. Velocidad máxima promedio mensual del viento en la Estación Experimental INTA Balcarce (1971-2001) registrada a: **A.** 2 m de altura, **B.** 10 m de altura

3.2.2.5. Balance hídrico

Para la EE INTA Balcarce, el balance hídrico a nivel edáfico fue realizado con los valores de temperatura, precipitación y evapotranspiración potencial calculados para el período 1971-2013, así como para el año 2002 (año húmedo) y 2005 (año seco). Los porcentajes de ETP anual obtenidos mediante el Método de Thornthwaite y Matter (1955), fueron del 79 % para el período 1971-2013, del 55 % para el año 2002 y del 97 % para el año 2005.

Como puede observarse en la Tabla 3.3., para el período 1971-2013 se manifestó un excedente de agua anual de 192,2 mm entre los meses de abril y noviembre. Los valores de evapotranspiración superaron a los de precipitación de diciembre a febrero inclusive (Fig. 3.14.).

Tabla 3.3. Balance hídrico edáfico para la Estación Experimental INTA Balcarce (1971-2013). ETP estimada por el Método de Thornthwaite y Matter (1955)

	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	TOTAL
P	51,1	51,6	60,0	94,0	89,0	102,8	107,8	84,3	91,4	79,5	61,0	49,7	922,1
ETP	19,2	26,8	36,4	56,1	78,4	106,4	118,4	95,7	83,7	53,8	34,7	20,4	729,9
P-ETP	31,9	24,9	23,6	37,9	10,6	-3,6	-10,7	-11,5	7,7	25,7	26,3	29,2	
RAU	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	96,4	85,7	74,2	81,9	100,0	100,0	100,0	
ΔRAU	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-3,6	-10,7	-11,5	7,7	18,1	0,0	0,0	
ETR	19,2	26,8	36,4	56,1	78,4	106,4	118,4	95,7	83,7	53,8	34,7	20,4	729,9
DEF	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
EXC	31,9	24,9	23,6	37,9	10,6	0,0	0,0	0,0	0,0	7,6	26,3	29,2	192,2

P: precipitación, **ETP:** evapotranspiración potencial, **RAU:** reserva de agua utilizable en el suelo, **ΔRAU:** variación de la RAU, **ETR:** evapotranspiración real, **DEF:** déficit de agua, **EXC:** excedente de agua

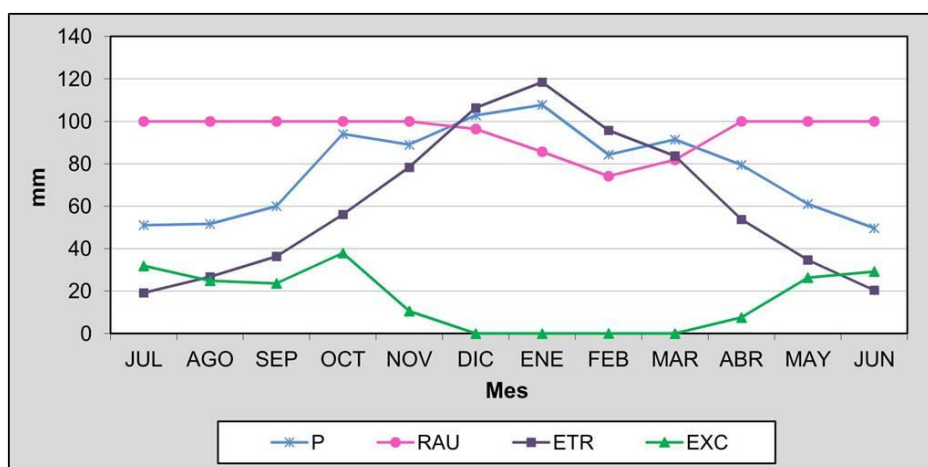


Figura 3.14. Representación gráfica del balance hídrico en la Estación Experimental INTA Balcarce (1971-2013)

Por otro lado, se llevó a cabo la comparación de los balances hídricos realizados tanto para un año considerado húmedo como el 2002, con un total de precipitación acumulada anual de 1.342,2 mm (Tabla 3.4.), como para un año considerado seco como el 2005, cuyo valor total de precipitación acumulada anual fue de 760,2 mm (Tabla 3.5.). En el primer caso, se obtuvo un exceso de agua anual de 603,3 mm en el mes de marzo y desde mayo a

noviembre inclusive, con valores de evapotranspiración que superan a los de precipitación en diciembre, febrero y abril (Tabla 3.4., Fig. 3.15.).

Tabla 3.4. Balance hídrico edáfico para la Estación Experimental INTA Balcarce en un año húmedo (2002). ETP estimada por el Método de Thornthwaite y Matter (1955)

	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	TOTAL
P	44,7	100,3	90,2	275,8	168,7	38,5	151,7	70,6	147,4	40,2	196,5	17,6	1.342,2
ETP	20,3	30,9	32,8	67,6	84,4	106,4	120,8	89,3	82,9	50,4	37,5	15,7	738,9
P-ETP	24,4	69,4	57,4	208,2	84,3	-67,9	30,9	-18,7	64,5	-10,2	159,0	1,9	
RAU	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	32,1	63,0	44,3	100,0	89,8	100,0	100,0	
Δ RAU	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-67,9	30,9	-18,7	55,7	-10,2	10,2	0,0	
ETR	20,3	30,9	32,8	67,6	84,4	106,4	120,8	89,3	82,9	50,4	37,5	15,7	738,9
DEF	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
EXC	24,4	69,4	57,4	208,2	84,3	0,0	0,0	0,0	8,8	0,0	148,8	1,9	603,3

P: precipitación, **ETP**: evapotranspiración potencial, **RAU**: reserva de agua utilizable en el suelo, Δ **RAU**: variación de la RAU, **ETR**: evapotranspiración real, **DEF**: déficit de agua, **EXC**: excedente de agua

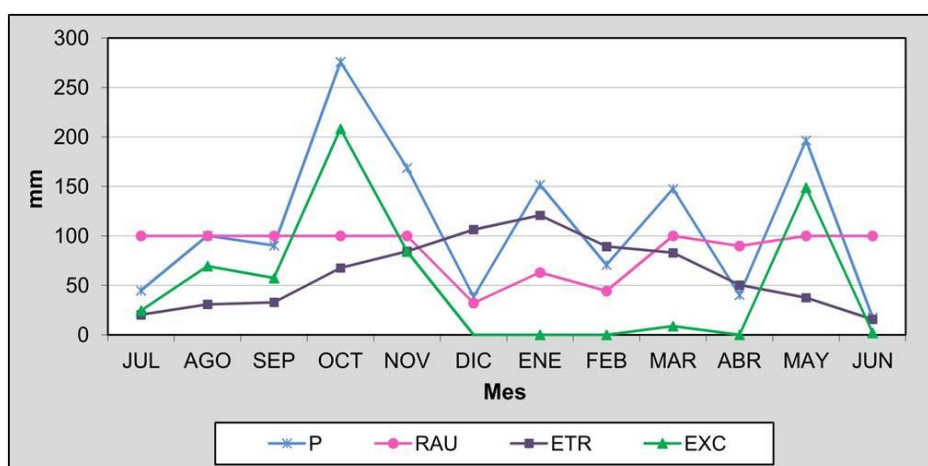


Figura 3.15. Representación gráfica del balance hídrico en la Estación Experimental INTA Balcarce en un año húmedo (2002)

Para el año 2005, el excedente anual observado fue de 96,6 mm entre los meses de agosto a diciembre, con un déficit anual de 70,2 mm durante febrero, abril y mayo, y un valor anual de ETR total menor al de ETP total (663.6 mm y 733.9 mm, respectivamente). Por último, durante los meses de enero, febrero, abril y mayo los valores de evapotranspiración potencial superaron a los de precipitación (Tabla 3.5., Fig. 3.16.).

Tabla 3.5. Balance hídrico edáfico para la Estación Experimental INTA Balcarce en un año seco (2005). ETP estimada por el Método de Thornthwaite y Matter (1955)

	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	TOTAL
P	51,2	109,3	58,5	59,6	84,7	103,1	75,1	39,7	88,3	4,0	16,8	69,9	760,2
ETP	20,2	26,4	37,5	54,8	84,2	90,5	120,7	103,0	82,8	50,2	37,4	26,1	733,9
P-ETP	31,0	82,9	21,0	4,8	0,5	12,6	-45,6	-63,3	5,5	-46,2	-20,6	43,8	
RAU	74,8	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	54,4	0,0	5,5	0,0	0,0	43,8	
ΔRAU	31,0	25,2	0,0	0,0	0,0	0,0	-45,6	-54,4	5,5	-5,5	0,0	43,8	
ETR	20,2	26,4	37,5	54,8	84,2	90,5	120,7	94,1	82,8	9,5	16,8	26,1	663,6
DEF	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,9	0,0	40,7	20,6	0,0	70,2
EXC	0,0	57,7	21,0	4,8	0,5	12,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	96,6

P: precipitación, ETP: evapotranspiración potencial, RAU: reserva de agua utilizable en el suelo, ΔRAU: variación de la RAU, ETR: evapotranspiración real, DEF: déficit de agua, EXC: excedente de agua

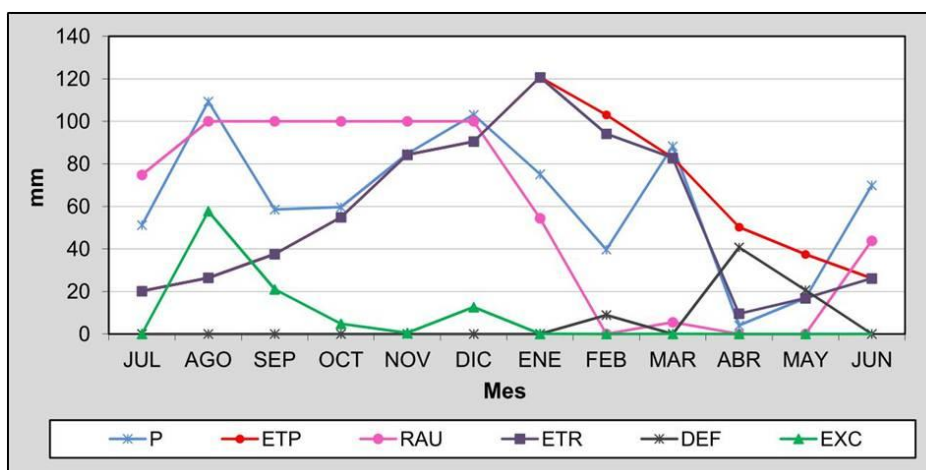


Figura 3.16. Representación gráfica del balance hídrico en la Estación Experimental INTA Balcarce en un año seco (2005)

3.2.3. Localidad de Coronel Vidal

Las tres estaciones meteorológicas pertenecientes a la localidad de Coronel Vidal (Aeroclub, Establecimiento Camposur s.r.l. y Sociedad Rural) se sitúan dentro del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, en su parte norte (Fig. 3.1.). Cuentan sólo con datos de precipitación (Tabla 3.1.), teniéndose registros completos de este parámetro en los tres sitios para el año 2009. Se realizó así un gráfico de las precipitaciones mensuales correspondientes a dicho año, en el cual se observó que no existen diferencias notorias entre los datos obtenidos, llegándose a la conclusión de que la medición de los mismos fue confiable (Fig. 3.17.).

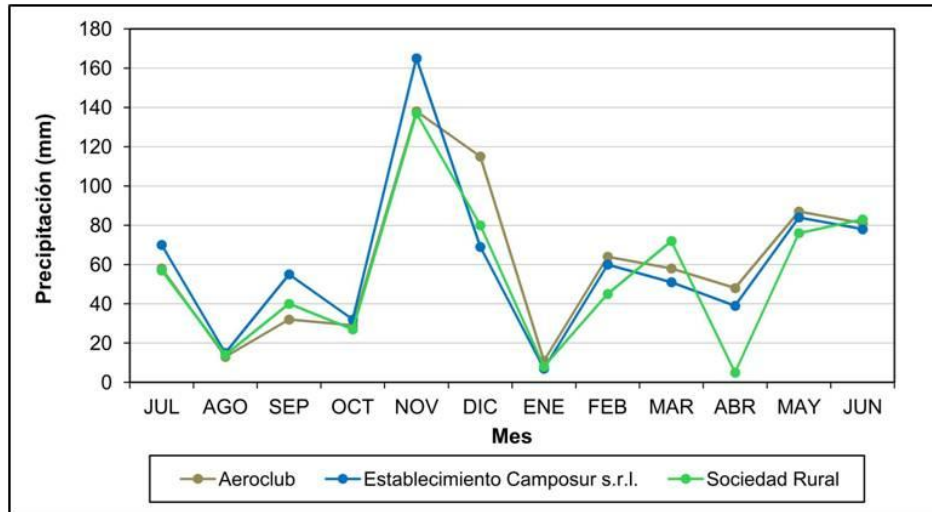


Figura 3.17. Precipitaciones (P; mm) mensuales en las estaciones meteorológicas pertenecientes a la localidad de Coronel Vidal (2009)

Se analizaron en detalle los registros brindados por el Establecimiento Camposur s.r.l. por poseer la serie de datos más larga (2000-2009) (Tabla 3.1.). La precipitación acumulada anual promedio calculada fue de 1.011,4 mm, con el mínimo valor registrado en el año 2008 (701,5 mm) y el máximo en 2002 (1.443,5 mm) (Fig. 3.18.A.). Se identificó a julio como el mes en el que la precipitación media mensual fue menor (49,6 mm), siendo febrero el que presentó el mayor valor (115,5 mm) (Fig. 3.18.B.). Por último, se observó ausencia de precipitación en marzo de 2006, con la máxima absoluta registrada en febrero de 2000 (340,0 mm).

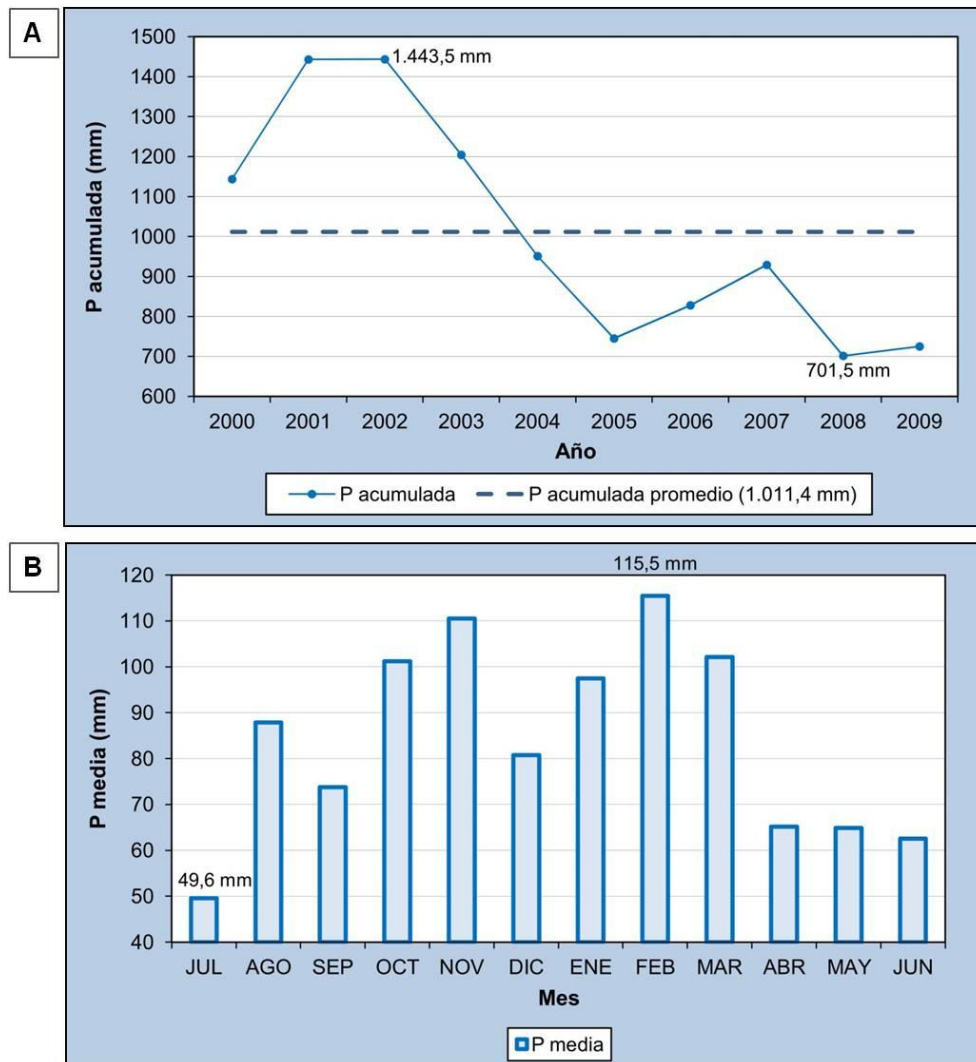


Figura 3.18. Precipitación (P; mm) en el Establecimiento Camposur s.r.l. de la localidad de Coronel Vidal (2000-2009): **A.** Acumulada anual, **B.** Media mensual

3.2.4. Estación Mar del Plata Aeropuerto (EMdP Aeropuerto)

La EMdP Aeropuerto se localiza dentro del área de Mar del Plata y alrededores definida por Sala *et al.* (1980) (al centro-este) (Fig. 3.1.). Cuenta con datos de precipitación, temperatura, humedad relativa y velocidad del viento (Tabla 3.1.).

3.2.4.1. Precipitación

Para el período 1970-2007, el promedio calculado de precipitación acumulada anual fue de 930,6 mm, con una mínima de 491,3 mm y una máxima de 1.232,8 mm, registradas en los años 1989 y 2001, respectivamente

(Fig. 3.19.A.). Se reconoció a julio como el mes en donde la precipitación media mensual fue menor (53,1 mm), y a diciembre como aquel mes en el que este parámetro presentó el máximo valor (101,5 mm) (Fig. 3.19.B.). Por último, se observó ausencia de precipitación en julio y febrero de 1995, mientras que en abril de 1998 se registró la máxima absoluta (380,0 mm).

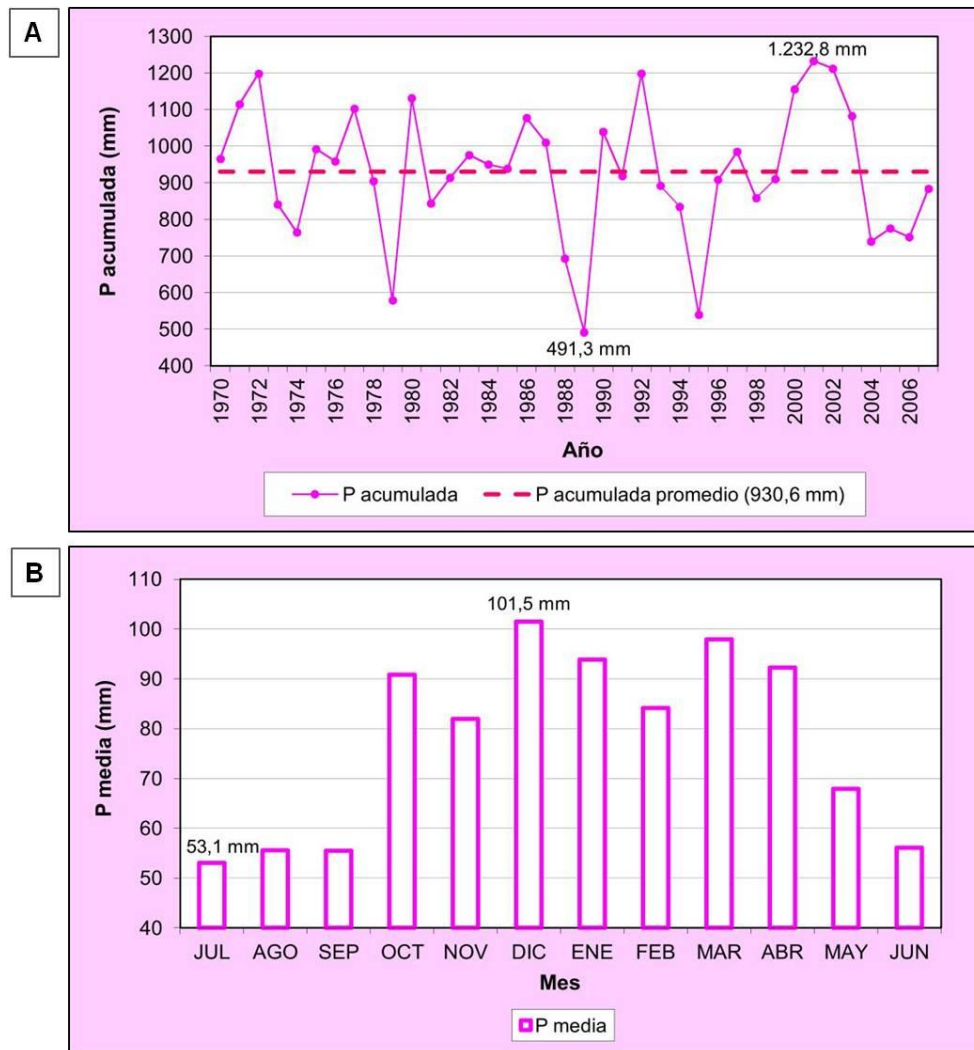


Figura 3.19. Precipitación (P; mm) en la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1970-2007): **A.** Acumulada anual, **B.** Media mensual

3.2.4.2. Temperatura

Para el período 1971-2007, se definió una temperatura media anual de 14,2 °C, con un mínimo en 1995 y 2007 (13,3 °C) y un máximo en 1980 (15,4 °C) (Fig. 3.20.A.). El mes más frío fue julio, con un valor mínimo promedio mensual

de 8,2 °C, y el más cálido enero, con un valor máximo promedio de 20,4 °C (Fig. 3.20.B). Finalmente, el día más frío se registró en julio de 2007 y el más caluroso en enero de 1983, con valores promedios diarios de 5,6 °C y 22,7 °C, respectivamente.

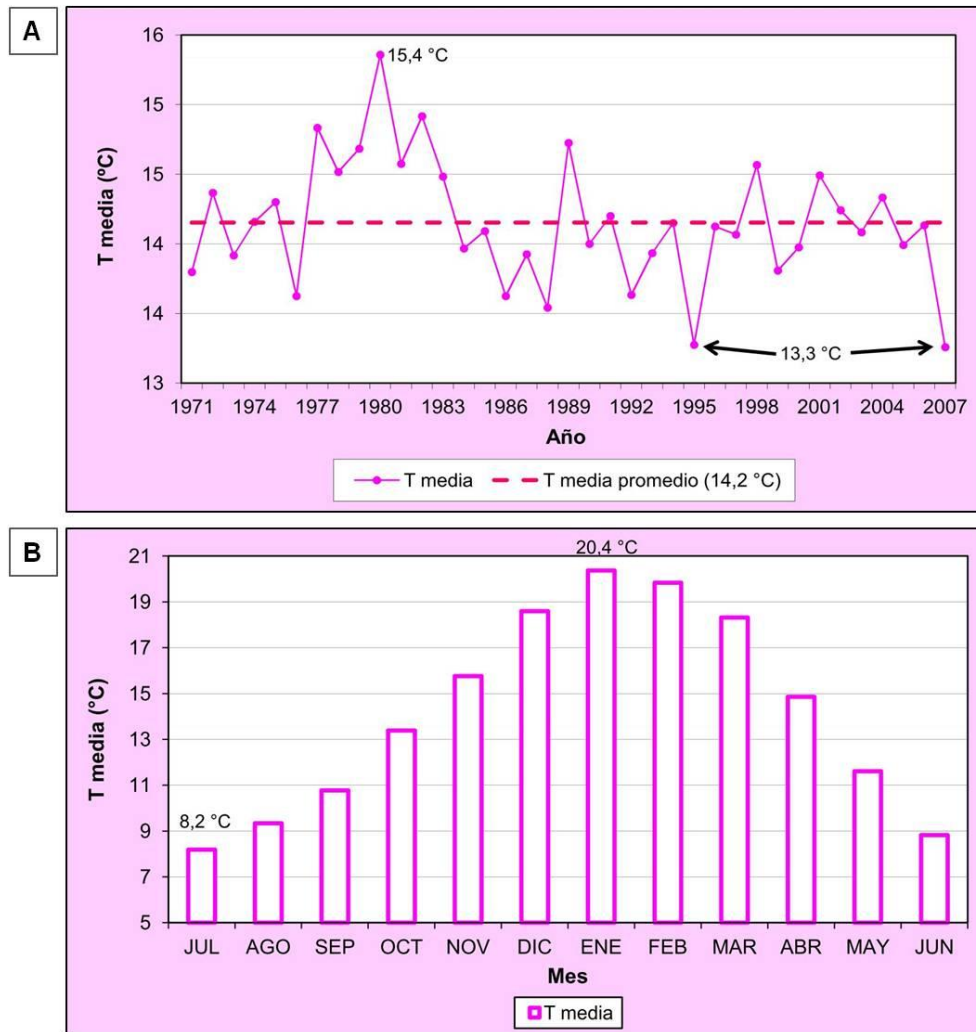


Figura 3.20. Temperatura (T; °C) en la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1971-2007): **A.** Media anual, **B.** Media mensual

3.2.4.3. Humedad relativa

Para el período 1971-1990, la humedad relativa del ambiente varió entre 72,4 % en el año 1979 y 79,4 % en 1990, resultando la media anual de 76,3 % (Fig. 3.21.A.). El valor promedio mensual más bajo de este parámetro (70,6 %) se registró en el mes de enero, mientras que el más alto (81,7 %) en julio (Fig.

3.21.B.). Por último, los días con menor (61,0 %) y mayor (87,3 %) humedad relativa promedio se registraron en diciembre de 1975 y julio de 1989, respectivamente.

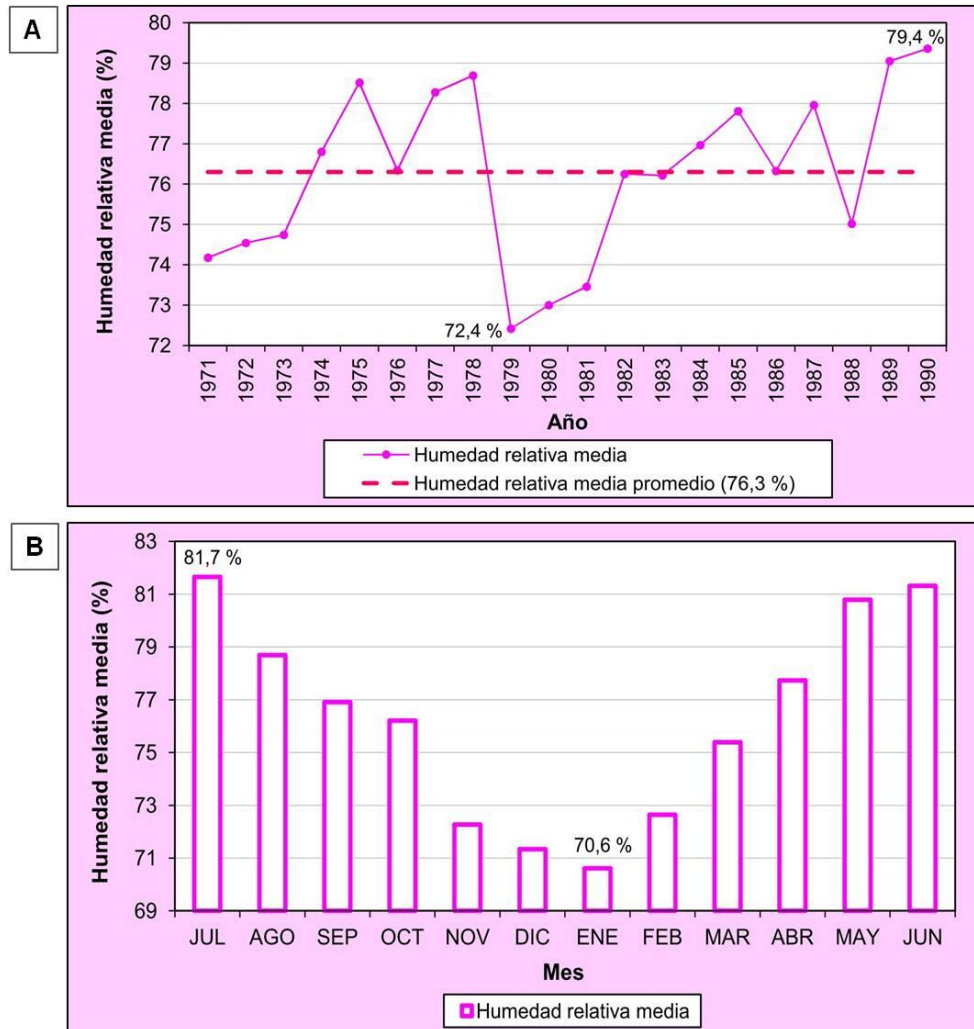


Figura 3.21. Humedad relativa (%) en la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1971-1990): **A.** Media anual, **B.** Media mensual

3.2.4.4. Velocidad del viento

Se cuenta con datos de velocidades máximas del viento para el período 1971-1990, registrados tanto a 2 m como a 10 m de altura. Se calculó, para el primer caso, un promedio de velocidad máxima anual de 41,4 km/h, variando el mismo entre 28,8 km/h (año 1981) y 64,0 km/h (año 1971) (Fig. 3.22.A.). El promedio anual para este parámetro a los 10 m de altura presentó un valor de

52,1 km/h, con un mínimo de 36,0 km/h (año 1981) y un máximo de 80,0 km/h (año 1971) (Fig. 3.22.B.). En ambos casos se observó una tendencia general decreciente de la velocidad máxima del viento, aunque menos marcada que en la EE INTA Balcarce.

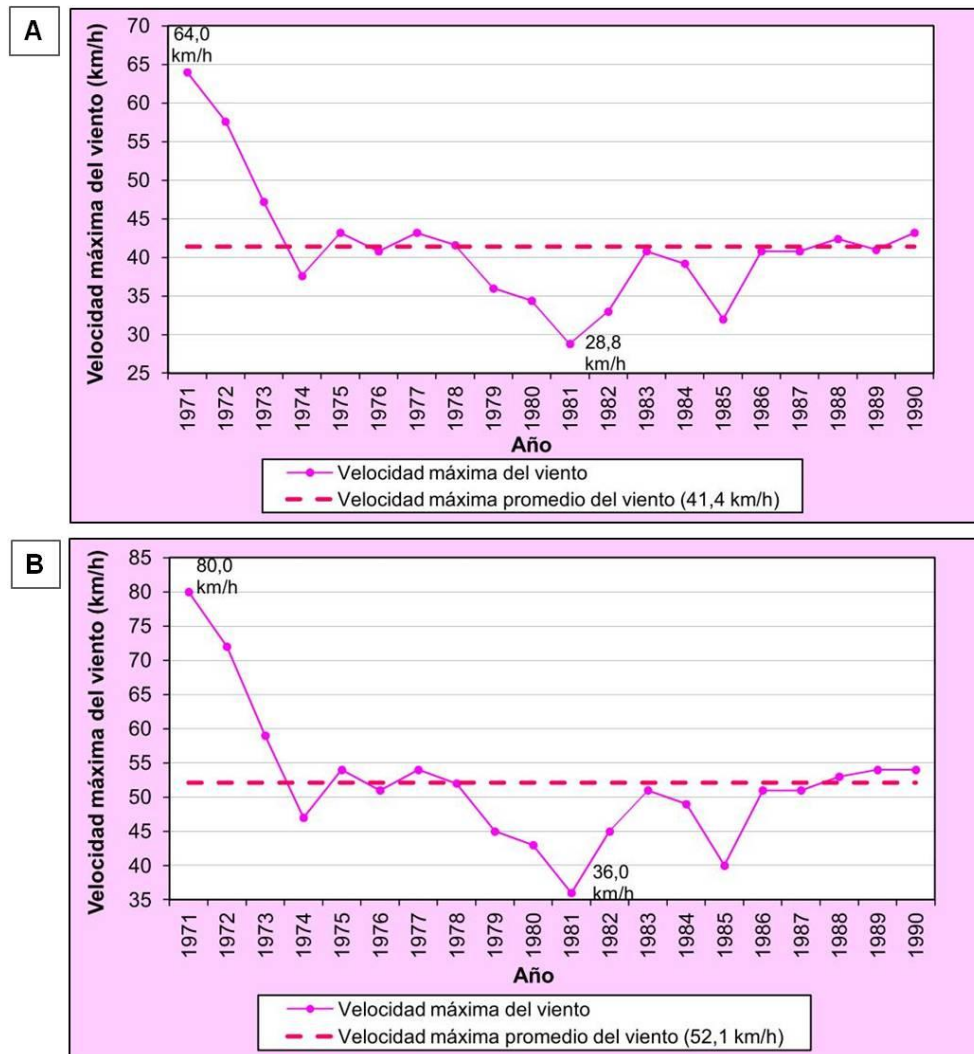


Figura 3.22. Velocidad máxima promedio anual del viento en la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1971-1990) registrada a: **A.** 2 m de altura, **B.** 10 m de altura

En referencia a los promedios de las velocidades máximas mensuales a los 2 m y 10 m de altura, los valores mínimos se registraron en abril (28,3 km/h a los 2 m y 35,4 km/h a los 10 m), mientras que los máximos se alcanzaron en el mes de diciembre (33,5 km/h a los 2 m y 41,9 km/h a los 10 m) (Fig. 3.23.A. y B.). Por último, el día con menor velocidad máxima promedio del viento se registró en junio de 1983, con valores de 15,2 km/h a los 2 m de altura y 19,0

km/h a los 10 m de altura. En junio de 1971 se observó la mayor velocidad máxima promedio diaria, con valores de 64,0 km/h a los 2 m de altura y 80,0 km/h a los 10 m de altura.

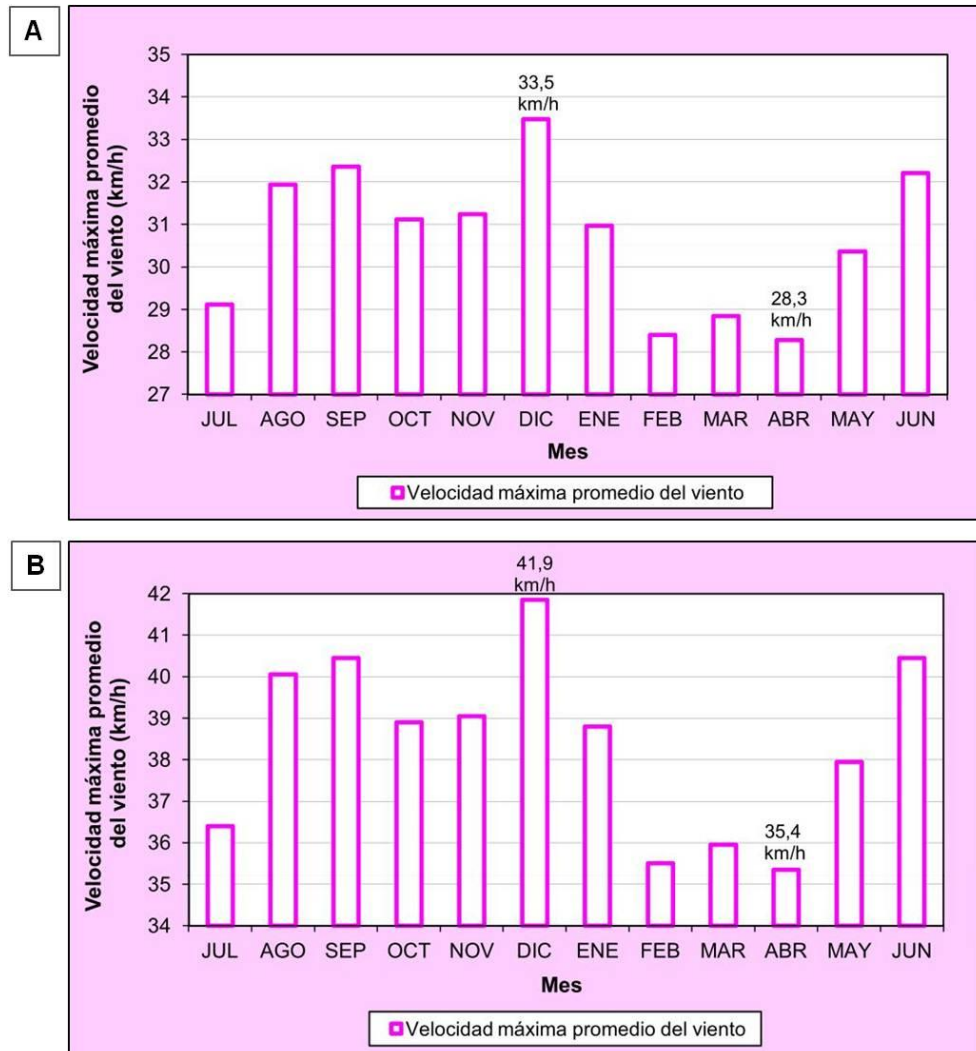


Figura 3.23. Velocidad máxima promedio mensual del viento en la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1971-1990) registrada a: **A.** 2 m de altura, **B.** 10 m de altura

3.2.4.5. Balance hídrico

El balance hídrico a nivel edáfico fue realizado a partir de los valores de temperatura, precipitación y evapotranspiración potencial (porcentaje de ETP anual: 79 %) calculados para el período 1971-2007. Se obtuvo un excedente de agua anual de 197,6 mm entre los meses de abril y noviembre, siendo la

evapotranspiración mayor a la precipitación desde diciembre a febrero (Tabla 3.6., Fig. 3.24.).

Tabla 3.6. Balance hídrico edáfico para la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1971-2007). ETP estimada por el Método de Thornthwaite y Matter (1955)

	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	TOTAL
P	53,8	56,5	55,7	91,8	82,0	102,0	93,1	83,1	94,3	92,9	68,2	56,3	929,6
ETP	21,1	28,1	36,7	57,6	75,9	103,4	115,8	95,1	85,2	55,1	36,0	22,0	732,1
P-ETP	32,7	28,4	18,9	34,1	6,1	-1,4	-22,6	-12,1	9,1	37,8	32,3	34,3	
RAU	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	98,6	76,0	63,9	73,0	100,0	100,0	100,0	
ΔRAU	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-1,4	-22,6	-12,1	9,1	27,0	0,0	0,0	
ETR	21,1	28,1	36,7	57,6	75,9	103,4	115,8	95,1	85,2	55,1	36,0	22,0	732,1
DEF	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
EXC	32,7	28,4	18,9	34,1	6,1	0,0	0,0	0,0	0,0	10,8	32,3	34,3	197,6

P: precipitación, **ETP:** evapotranspiración potencial, **RAU:** reserva de agua utilizable en el suelo, **ΔRAU:** variación de la RAU, **ETR:** evapotranspiración real, **DEF:** déficit de agua, **EXC:** excedente de agua

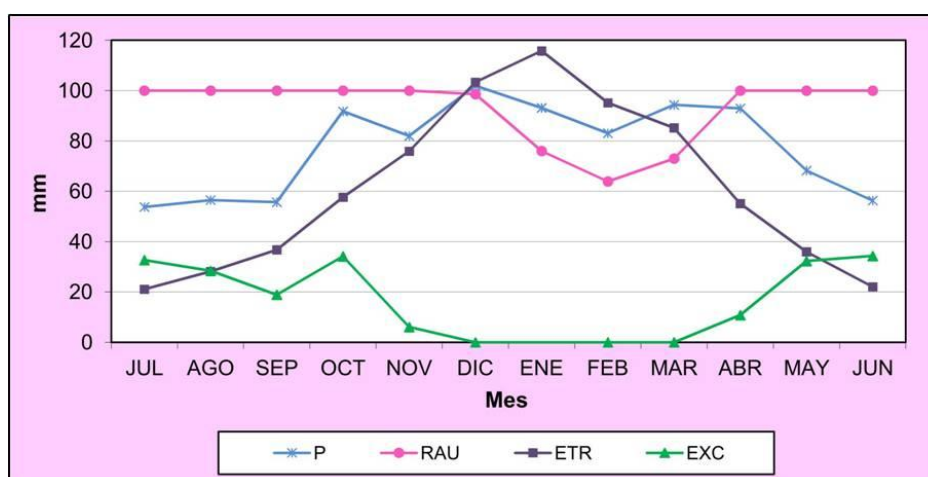


Figura 3.24. Representación gráfica del balance hídrico en la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1971-2007)

3.3. SÍNTESIS Y DISCUSIÓN

En el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, el análisis de la distribución espacial de la precipitación muestra un aumento general de esta variable en dirección noreste para el período 2000-2007. Se corrobora así la tendencia creciente de la precipitación hacia el noreste descrita por Kruse *et al.* (1996) para la llanura Interserrana de la provincia de Buenos Aires. Teniendo en cuenta los promedios de precipitación acumulada anual para el período de

tiempo mencionado en la ELV (1.011,1 mm), la EE INTA Balcarce (1.005,8 mm), el Establecimiento Camposur s.r.l. (localidad de Coronel Vidal; 1.085,9 mm) y la EMdP Aeropuerto (979,1 mm), se calculó una media para los mismos de 1.020,5 mm. Ésta varió entre 723,5 mm (2006; EE INTA Balcarce) y 1.443,5 mm (2002; Establecimiento Camposur s.r.l.) (Fig. 3.25.).

El régimen de precipitación en la región pampeana no es estable, siendo frecuentes los ciclos de sequía-inundación interanuales (Ameghino, 1886). El análisis de la precipitación realizado en el área de estudio evidencia la alternancia de ciclos secos y húmedos. En el gráfico de la Figura 3.25. puede observarse la existencia de valores de precipitación acumulada anual por encima (desde el año 2000 al 2003) y por debajo (desde el 2004 al 2007) de la media. En general, en el 2002 se alcanzaron los máximos valores de precipitación acumulada, fenómeno asociado con una importante inundación ocurrida en ese año.

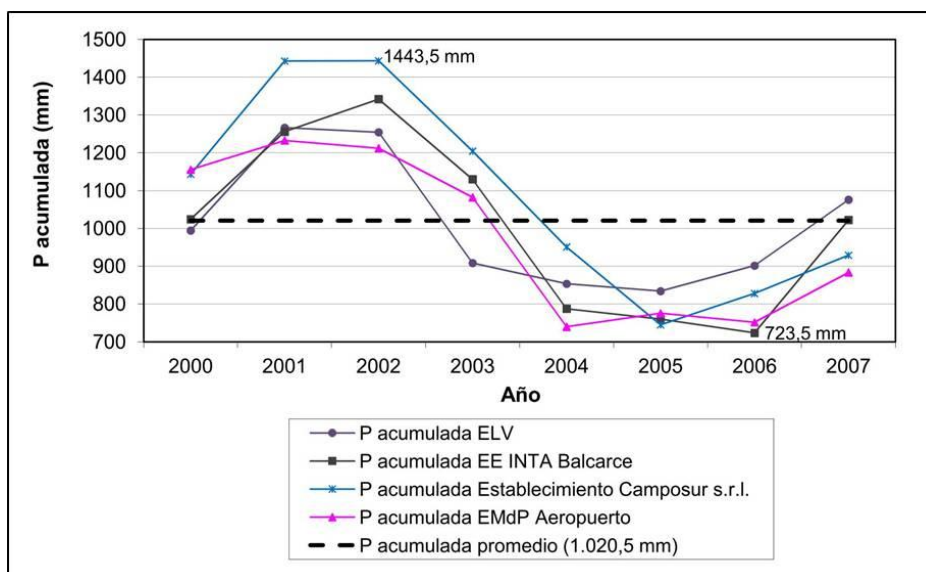


Figura 3.25. Valores de precipitación (P; mm) acumulada anual en la Estación La Ventura (ELV), Estación Experimental INTA Balcarce (EE INTA Balcarce), el Establecimiento Camposur s.r.l. y la Estación Mar del Plata Aeropuerto (EMdP Aeropuerto), y su promedio (2000-2007)

En lo que se refiere a la temperatura media anual en la zona, considerando los registros disponibles en la ELV (12,5 °C), la EE INTA Balcarce (14,3 °C) y la EMdP Aeropuerto (14,1 °C) para el período 1995-2005, la misma alcanzó un

valor promedio de 13,6 °C. Los valores más bajos se asociaron al mes de julio, con el mínimo promedio mensual registrado en la ELV (5,9 °C), y los más altos al mes de enero, con el máximo promedio observado en la EE INTA Balcarce (21,1 °C). De manera general, las temperaturas más bajas se encontraron en la Estación La Ventura, posiblemente debido a su localización en un ambiente geomorfológico cuyas altitudes, en promedio, son superiores a las del resto del área de estudio, en donde las demás estaciones meteorológicas están situadas (Fig. 3.26.). Esto podría deberse también a la calidad de los datos comparados entre las estaciones meteorológicas pertenecientes al Servicio Meteorológico Nacional (EE INTA Balcarce y EMdP Aeropuerto) y la ELV, que es una estación particular.

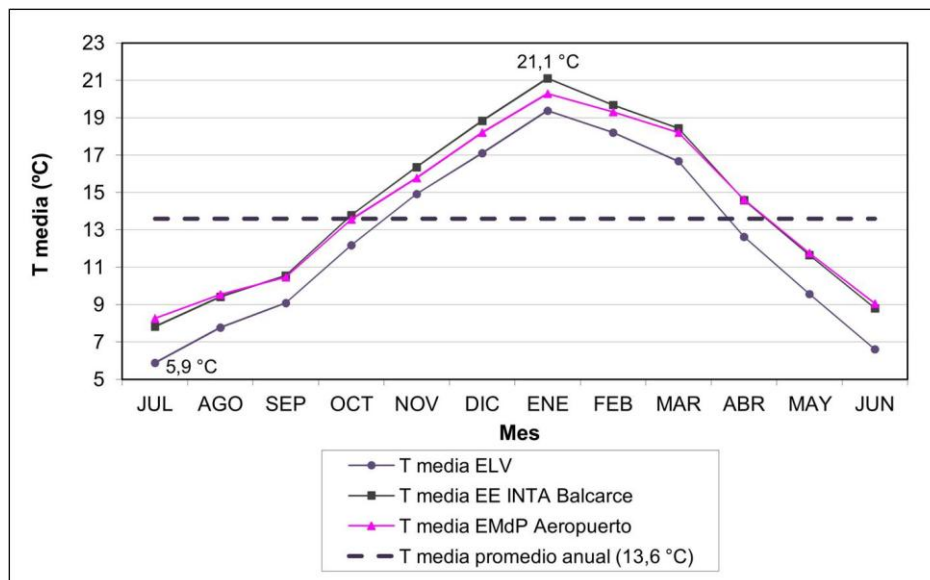


Figura 3.26. Valores de temperatura (T; °C) media mensual en la Estación La Ventura (ELV), Estación Experimental INTA Balcarce (EE INTA Balcarce) y la Estación Mar del Plata Aeropuerto (EMdP Aeropuerto), y T media promedio anual (1995-2005)

En referencia a la presión atmosférica, la humedad relativa del ambiente y la dirección del viento registradas en la ELV para el período 1998-2005, el valor promedio anual obtenido para el primer parámetro fue de 754,0 mm Hg variando entre 753,2 mm Hg (2003) y 755,5 mm Hg (1999) (Fig. 3.5.A.). En el caso de la humedad relativa, la misma varió entre 68,0 % (año 1998) y 76,2 % (año 2001), resultando la media anual de 71,4 % (Fig. 3.6.A.). Por su parte, en dicha estación meteorológica existe un predominio de direcciones del viento

provenientes principalmente del cuadrante S, y de los cuadrantes N y E en menor proporción (Fig. 3.7.). Para períodos de tiempo más amplios, la humedad relativa del ambiente registrada en la EE INTA Balcarce (1971-2013) ha variado entre 67,2 % en el año 2009 y 82,8 % en 1986, resultando la media anual de 77,2 % (Fig. 3.11.A.). En el caso de la EMdP Aeropuerto (1971-1990), la misma varió entre 72,4 % en el año 1979 y 79,4 % en 1990, con una media anual de 76,3 % (Fig. 3.21.A.).

La velocidad máxima promedio anual del viento registrada en la EE INTA Balcarce y EMdP Aeropuerto para el período 1971-1990, tanto a 2 m como a 10 m de altura, presentó una tendencia general decreciente y resultó ser mayor en la última estación meteorológica mencionada. Esto ocurre posiblemente por su ubicación a una menor distancia de la línea costa, desde donde soplan fuertes vientos como los provenientes del sector sudeste. Para la EE INTA Balcarce se calcularon promedios anuales de 37,6 km/h y 47,0 km/h a los 2 m y 10 m de altura, respectivamente. Por su parte, los promedios anuales para la EMdP Aeropuerto fueron de 41,4 km/h (2 m de altura) y 52,1 km/h (10 m de altura). Las menores velocidades máximas, iguales a 18,4 km/h a los 2 m de altura y 23,0 km/h a los 10 m de altura, se registraron en la EE INTA Balcarce en el año 1985. Los mayores valores de este parámetro se encontraron en la EMdP Aeropuerto en el año 1971, siendo iguales a 64,0 km/h a los 2 m de altura y 80,0 km/h (Fig. 3.27. A. y B.).

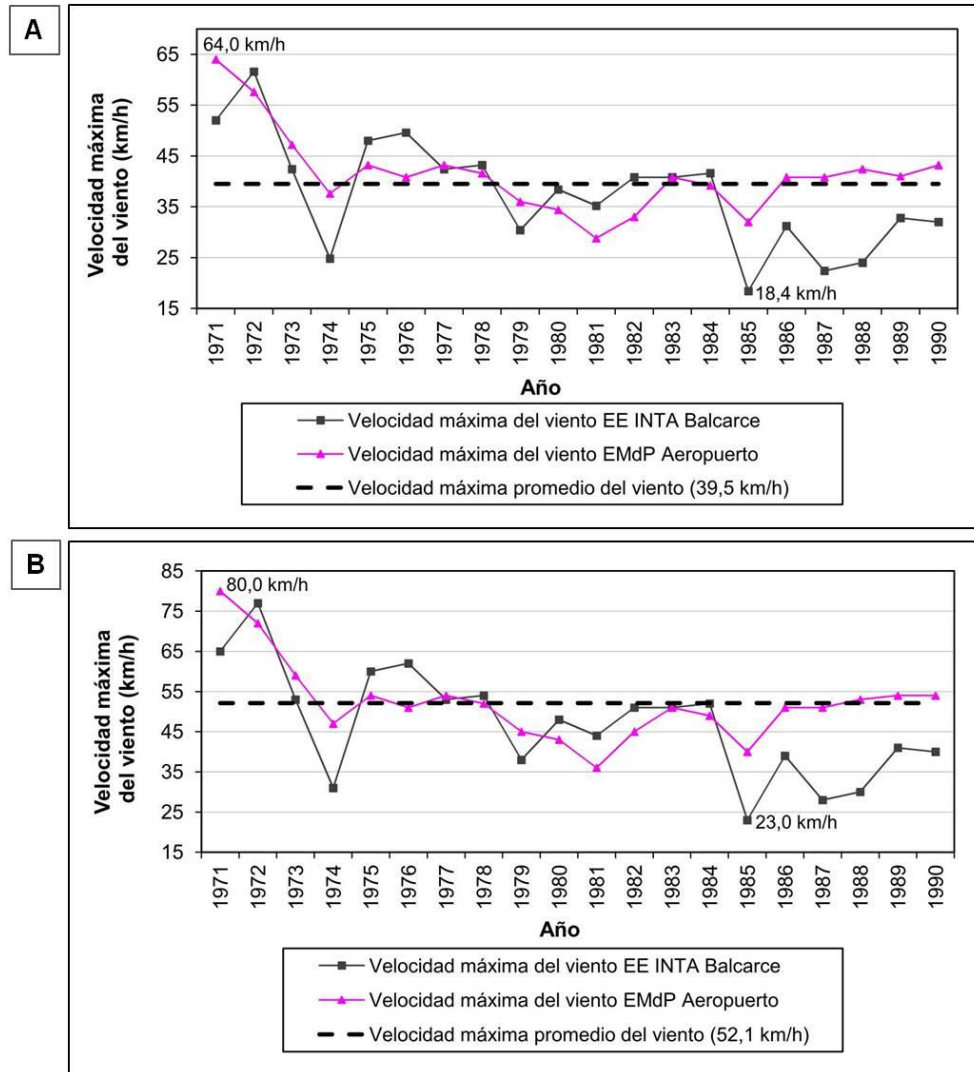


Figura 3.27. Velocidad máxima promedio anual del viento en la Estación Experimental INTA Balcarce (EE INTA Balcarce) y la Estación Mar del Plata Aeropuerto (EMdP Aeropuerto) (1971-1990) registrada a: **A.** 2 m de altura, **B.** 10 m de altura

Por último, al analizar los balances hídricos edáficos llevados a cabo para el período 1995-2005 en la ELV, EE INTA Balcarce y EMdP Aeropuerto, se comprobó que hay presencia de excedente hídrico en la mayor parte del año (abril/mayo a noviembre), existiendo pocos meses con algún grado de déficit hídrico, el cual es cubierto con la reserva de humedad del suelo. Debido a esto, la evapotranspiración real en toda la zona de estudio es igual a la evapotranspiración potencial. El mayor excedente de agua anual se encontró en la Estación La Ventura, cuyo valor fue de 263,7 mm entre los meses de abril y noviembre. Durante diciembre, enero y marzo, la evapotranspiración superó a la precipitación, creándose el requerimiento de agua cubierto por la reserva del

suelo para completar los valores de evapotranspiración. Los valores anuales totales obtenidos para la precipitación y evapotranspiración fueron de 951,5 mm y 687,8 mm, respectivamente (Tabla 3.2., Fig. 3.8.).

Un valor intermedio de excedente de agua anual se obtuvo en la Estación Mar del Plata Aeropuerto. El mismo resultó ser igual a 216,8 mm y ocurrió entre abril y noviembre. En este caso, la evapotranspiración excedió a la precipitación durante diciembre y febrero. Los valores anuales totales fueron de 945,4 mm para la precipitación y de 728,6 mm para la evapotranspiración (Tabla 3.7., Fig. 3.28.). Finalmente, el menor excedente hídrico anual tuvo lugar en la Estación Experimental INTA Balcarce, con un valor de 194,8 mm entre mayo y noviembre. La precipitación (valor total anual: 933,1 mm) fue menor que la evapotranspiración (valor total anual: 738,2 mm) desde diciembre a febrero (Tabla 3.8., Fig. 3.29.). De este modo, los valores promedio anuales de excedente hídrico, precipitación y evapotranspiración en estas tres estaciones meteorológicas y durante el período de diez años considerado (1995-2005) son: 225,1 mm, 943,3 mm y 718,2 mm, respectivamente.

Tabla 3.7. Balance hídrico edáfico para la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1995-2005). ETP estimada por el Método de Thornthwaite y Matter (1955)

	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	TOTAL
P	54,0	75,3	60,8	90,4	96,2	86,8	80,7	98,5	85,9	108,2	59,3	49,3	945,4
ETP	21,6	29,3	35,5	59,1	76,4	100,7	115,4	91,8	84,7	54,2	36,9	23,1	728,6
P-ETP	32,4	46,0	25,3	31,3	19,8	-13,9	-34,7	6,7	1,2	54,0	22,4	26,2	
RAU	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	86,1	51,4	58,1	59,3	100,0	100,0	100,0	
ΔRAU	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-13,9	-34,7	6,7	1,2	40,7	0,0	0,0	
ETR	21,6	29,3	35,5	59,1	76,4	100,7	115,4	91,8	84,7	54,2	36,9	23,1	728,6
DEF	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
EXC	32,4	46,0	25,3	31,3	19,8	0,0	0,0	0,0	0,0	13,3	22,4	26,2	216,8

P: precipitación, **ETP:** evapotranspiración potencial, **RAU:** reserva de agua utilizable en el suelo, **ΔRAU:** variación de la RAU, **ETR:** evapotranspiración real, **DEF:** déficit de agua, **EXC:** excedente de agua

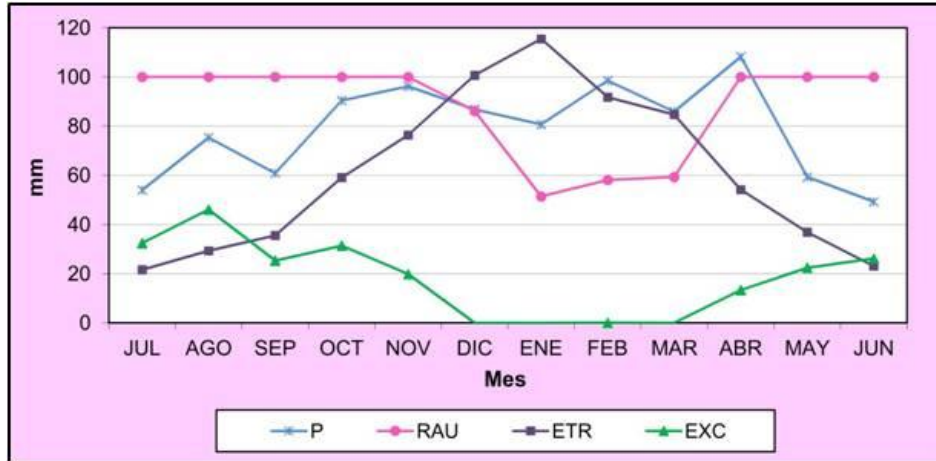


Figura 3.28. Representación gráfica del balance hídrico en la Estación Mar del Plata Aeropuerto (1995-2005)

Tabla 3.8. Balance hídrico edáfico para la Estación Experimental INTA Balcarce (1995-2005). ETP estimada por el Método de Thornthwaite y Matter (1955)

	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	TOTAL
P	48,9	70,5	60,8	107,8	105,4	80,9	103,1	81,8	91,0	85,8	52,5	44,6	933,1
ETP	19,5	28,1	35,2	59,6	79,6	104,8	121,4	93,7	85,6	53,2	35,8	21,7	738,2
P-ETP	29,4	42,3	25,5	48,3	25,8	-23,9	-18,3	-11,9	5,4	32,5	16,7	23,0	
RAU	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	76,1	57,8	45,9	51,3	83,8	100,0	100,0	
ΔRAU	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-23,9	-18,3	-11,9	5,4	32,5	16,2	0,0	
ETR	19,5	28,1	35,2	59,6	79,6	104,8	121,4	93,7	85,6	53,2	35,8	21,7	738,2
DEF	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
EXC	29,4	42,3	25,5	48,3	25,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	23,0	194,8

P: precipitación, ETP: evapotranspiración potencial, RAU: reserva de agua utilizable en el suelo, ΔRAU: variación de la RAU, ETR: evapotranspiración real, DEF: déficit de agua, EXC: excedente de agua

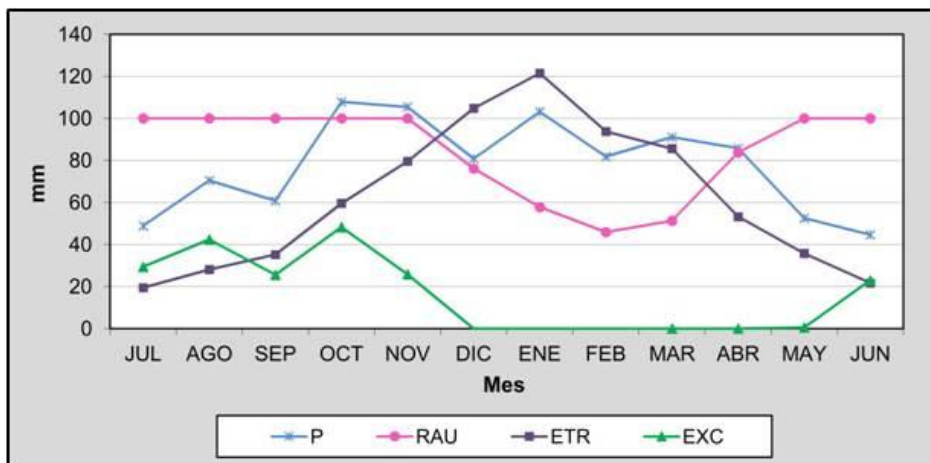


Figura 3.29. Representación gráfica del balance hídrico en la Estación Experimental INTA Balcarce (1995-2005)

GEOLOGÍA

4.1. METODOLOGÍA

Se realizó la recopilación y el análisis de trabajos antecedentes de diversos autores disponibles, con el fin de describir el marco morfoestructural, la estratigrafía y la geología estructural para el área en estudio a nivel regional. En un contexto más local, se llevaron a cabo 2 campañas de observación de rocas durante el mes de mayo de 2010, y las características sedimentológicas se valoraron mediante el análisis granulométrico de 9 muestras de sedimentos de perforación obtenidas de un piezómetro perforado en mayo de 2011, durante el proyecto en el que se enmarcó la presente tesis.

Para el análisis granulométrico, la descripción del material perforado se efectuó a partir de los 21,0 m y hasta los 43,5 m de profundidad, cada 1,0 m, 1,5 m, 3,0 m, 4,5 m y 5,0 m. Se eligió esta alternancia en la profundidad para la descripción de las muestras debido a la observación de cambios litológicos en las mismas. Además, no se llevó a cabo la toma de muestras en los primeros metros del piezómetro debido a la existencia de contaminación por el lodo de inyección en el mismo. Para el análisis, se separó la fracción grava de la arenosa mediante un tamiz de 10 (-1 Phi: 2 mm), y esta última de la limo-arcillosa a través de un tamiz de 230 (4 Phi: 0,062 mm), determinando sus porcentajes por pesado.

4.2. MARCO MORFOESTRUCTURAL

Existen diferentes clasificaciones de unidades morfoestructurales en la provincia de Buenos Aires. Rolleri (1975) (tomando en cuenta particularidades estratigráficas, estructurales, geomorfológicas y evolutivas en general) distingue seis provincias geológicas: Tandilia, Ventania, cuenca del río Colorado, llanura Interserrana Bonaerense, cuenca del río Salado y llanura

Chaco Pampeana. El autor toma a las dos primeras como un solo elemento positivo, sumándole la intermedia depresión interserrana. Así, alrededor de este “Positivo Bonaerense” se ubican todas las cubetas depositacionales. Según esta clasificación, el área de estudio corresponde a las provincias de Tandilia y llanura Chaco Pampeana (Fig. 4.1.).

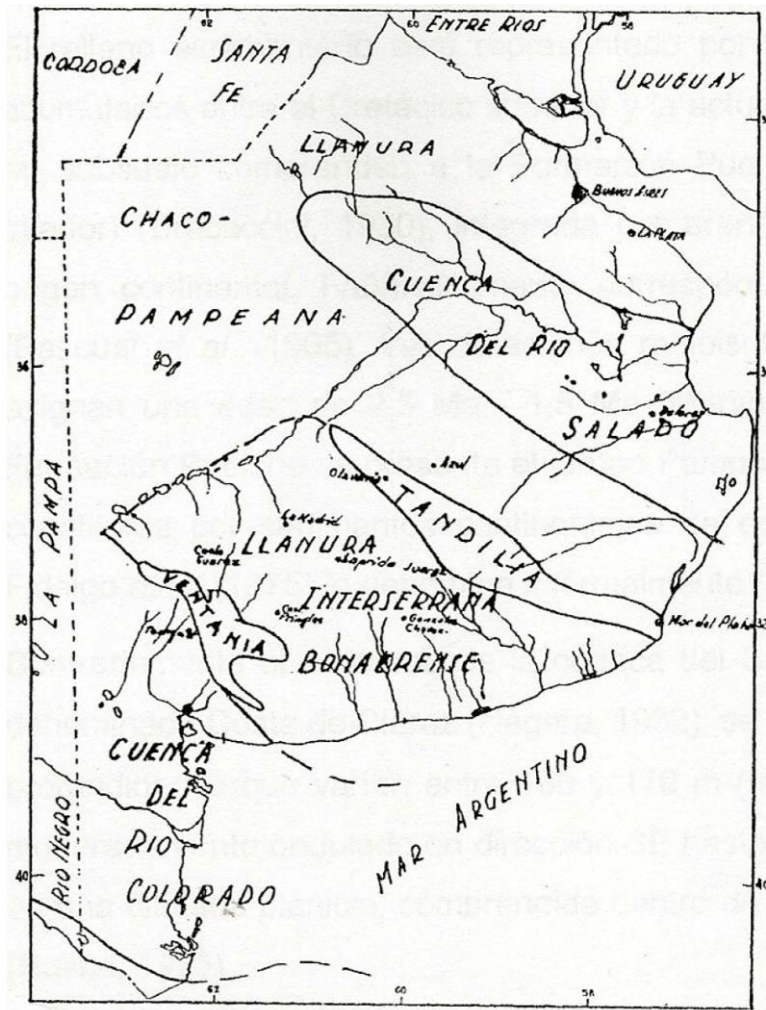


Figura 4.1. Provincias geológicas de la provincia de Buenos Aires según Rolleri (1975)

La provincia geológica definida como Tandilia (Nágera, 1940) o como Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires (Harrington, 1956), se caracteriza por presentar serranías y suaves lomadas que alcanzan unos 500 m sobre el nivel del mar. Se presenta como una faja serrana de aproximadamente 350 km de largo que se extiende en sentido NO-SE, desde las lomadas de Quillalauquén (36°32' S, 60°53' O; Blanca Grande) hasta Cabo Corrientes (38°00' S, 57°33' O; Mar del Plata). El cordón serrano es

discontinuo, con un relieve general bajo, tanto hacia uno como hacia otro extremo (ambos de aproximadamente 6 km de ancho), y una zona central ensanchada de unos 60 km (a la altura de Tandil: 37°19' S, 59°08' O). El Sistema de Tandilia se encuentra dividido en sectores por valles, quebradas, arroyos y llanuras menores. Se pueden reconocer tres grupos serranos principales: Olavarría-Sierras Bayas-Azul hacia el NO, Tandil-Barker en el sector central y Balcarce-Lobería (38°08' S, 58°46' O)-Mar del Plata en el extremo SE, este último correspondiente al sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita en estudio (Fig. 4.2.).

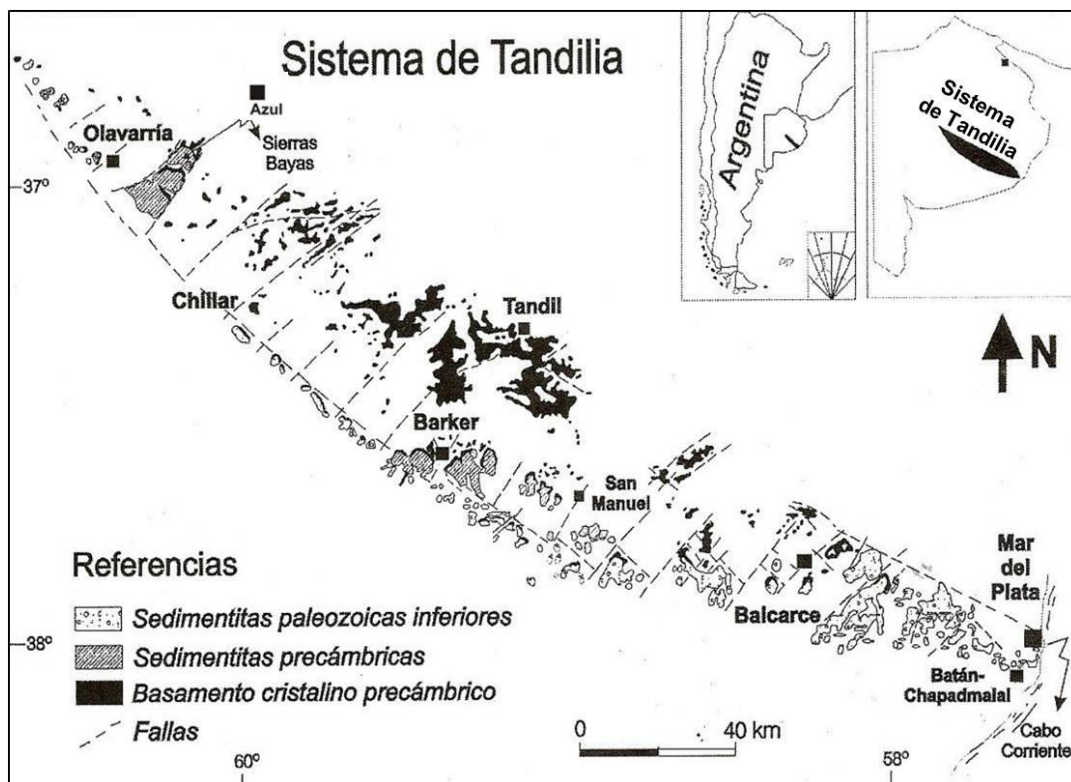


Figura 4.2. Mapa del basamento cristalino y cubierta sedimentaria Precámbrica/Paleozoica Inferior del Sistema de Tandilia (extraído y modificado de Poiré y Spalletti, 2005)

El área de estudio abarca además el sector sudeste de la llanura Chaco Pampeana dentro de la provincia de Buenos Aires. En líneas generales, la misma se extiende desde la frontera con Bolivia y Paraguay en el norte hasta el río Negro en el sur; y desde la línea de costa de la provincia de Buenos Aires y el río Uruguay hasta los cordones orográficos más orientales pertenecientes a las sierras Subandinas, Pampeanas y Pintada, fijándose arbitrariamente sus

límites con la última en el río Salado. Además, incluye a la Mesopotamia. Forma parte de una unidad morfológica mucho más extensa que atraviesa todo el continente sudamericano, desde los llanos de Venezuela y Colombia en el norte, hasta las pampas de la República Argentina en el sur. Su rasgo más característico es la ausencia casi total de relieve. Coincide con una parte poco móvil de la corteza, de tendencia negativa, donde en el pasado geológico se acumularon espesas secuencias sedimentarias, marinas y continentales. Actualmente en ellas se depositan sedimentos en cantidades variables, provenientes en su mayoría de la destrucción de las elevaciones montañosas situadas en el oeste, llevados a los lugares de depósito por los ríos y los vientos. Podría considerarse como un amplio y extenso nivel de piedemonte o una gran llanura aluvial (Russo *et al.*, 1979).

4.3. ESTRATIGRAFÍA

En las provincias geológicas Tandilia y Llanura Chaco Pampeana (sector SE, dentro de la provincia de Buenos Aires), pueden diferenciarse tres grandes unidades estratigráficas: un basamento cristalino Precámbrico, una cubierta sedimentaria Precámbrica-Paleozoica Inferior y una secuencia sedimentaria Cenozoica (Plioceno-Holoceno). De manera específica, para el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita en estudio, y considerando en conjunto al área de Mar del Plata y alrededores (Sala *et al.*, 1980) con el fin de obtener una caracterización más completa, el mapa geológico con la estratigrafía correspondiente se presenta en la Figura 4.3.

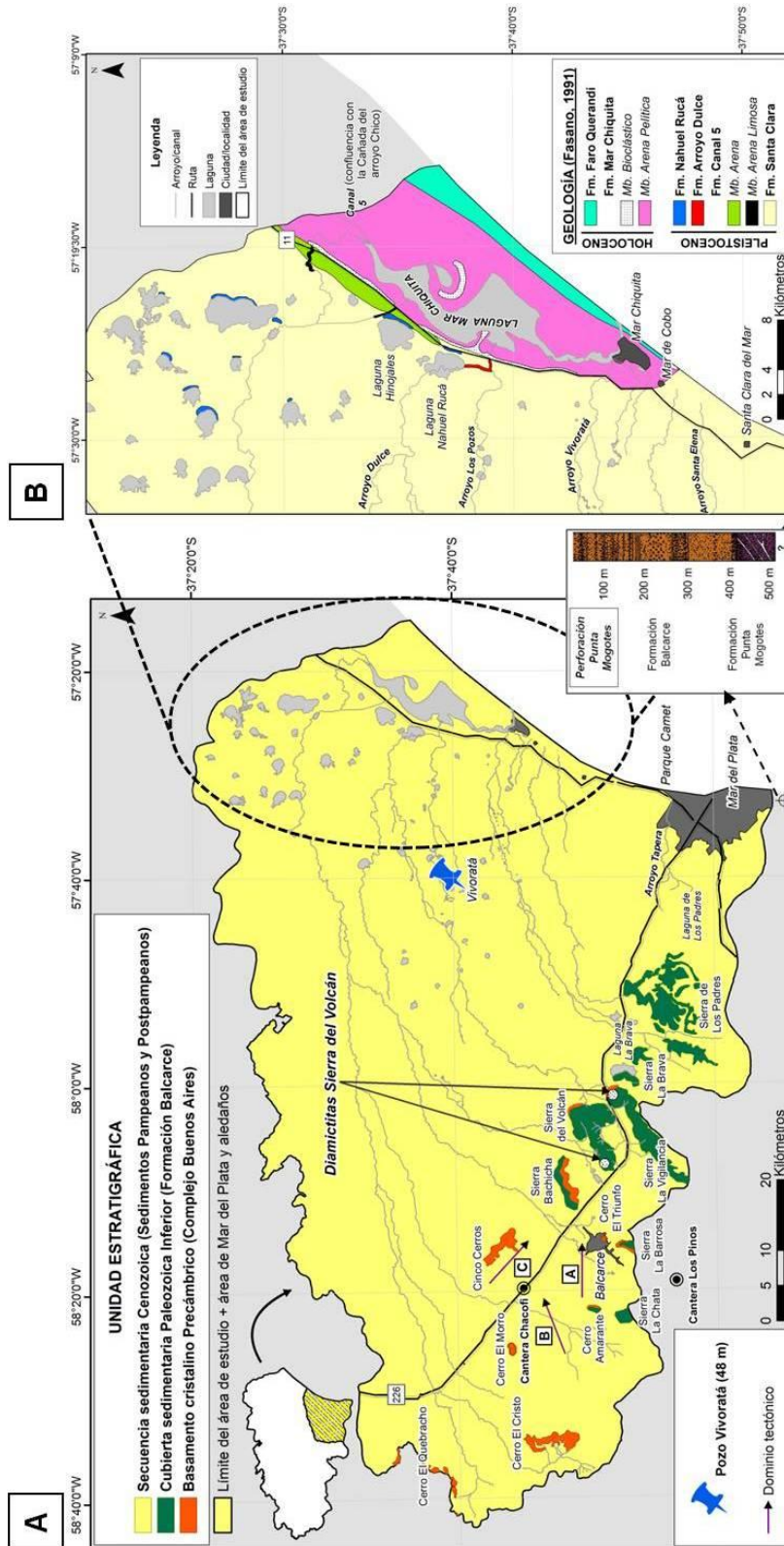


Figura 4.3. Mapa geológico. **A.** Estratigrafía del área de estudio y el área de Mar del Plata y alrededores (Sala *et al.*, 1980) y localización de los dominios tectónicos de la región de Balcarce estudiados por Teruggi *et al.* (1974), **B.** Detalle de la Secuencia Sedimentaria Cenozoica (Fm.: Formación, Mb.: Miembro) (extraído y modificado de Fasano, 1991)

4.3.1. Basamento cristalino Precámbrico

El basamento cristalino de Tandilia, denominado “Complejo Buenos Aires” (Marchese y Di Paola, 1975 a, b), es un complejo Paleoproterozoico con una edad correspondiente a los 2,26-2,07 Ga (Hartmann *et al.*, 2002; Pankhurst *et al.*, 2003; Cingolani *et al.*, 2005, 2010; Rapela *et al.*, 2011). Las primeras descripciones litológicas (Heusser y Claraz, 1863; en Teruggi y Kilmurray, 1975) señalan la presencia de gneis-granito en la base de la secuencia al norte de las sierras. Posteriormente, algunos de los precursores de la geología serrana describieron tres tipos de rocas: gneis, granito y una variedad intermedia denominada gneis-granito. Teruggi (1951), González Bonorino (1954) y Villar Fabre (1955) permitieron clasificar a esta última y a algunos de los granitos no filonianos como de naturaleza migmatítica.

El basamento cristalino fue descrito en el ambiente geomórfológico de Sierras de la zona de estudio (ver apartado 5.2.1., Capítulo 5) por diferentes autores, que en general han realizado la siguiente diferenciación:

4.3.1.1. Las metamorfitas

Las rocas metamórficas son características en el tercio sur-sureste de las sierras. Los gneises son comunes en el área de Balcarce en los cerros El Quebracho, El Cristo, Cinco Cerros, El Morro, Punta Tota (denominación del extremo meridional de la Sierra Bachicha; Nágera, 1940), El Triunfo y Amarante, además de las sierras La Barrosa, del Volcán y La Vigilancia (Dalla Salda y Franzese, 1985; Cortelezzi *et al.*, 1999; Ribot *et al.*, 2000) (Fig. 4.3.A.). Los gneises granatíferos de Punta Tota (2.176 Ma, U-Pb, Cingolani *et al.*, 2002; Hartmann *et al.*, 2002) son rocas bien foliadas con almandino, plagioclasa, biotita, anfíbol, epidoto y, eventualmente, piroxeno. En el Cerro El Triunfo, en sectores se relacionan con granulitas ortopiroxénicas y hornblenda, de una edad de 2.197 Ma (U-Pb, Cingolani *et al.*, 2002).

En el Cerro El Cristo (zona de Balcarce) se reconoció una asociación de gneises, migmatitas y granitoides reunidos en el Grupo Cerro El Cristo (Dalla Salda, 1975, 1981). La misma se repite, agregando más o menos material granítico y anfibolitas, en el resto de los cerros del área de Balcarce. El conjunto fue denominado “Complejo Balcarceano” por Dalla Salda (1975). En esta zona, el único cuerpo granítico independiente lo constituye la tonalita granatífera anatética (2.073 Ma, U-Pb, Cingolani *et al.*, 2002; Hartmann *et al.*, 2002) de la Cantera Chacofi (al sudoeste de Cinco Cerros; Fig. 4.3.A.), emplazada en gneises y migmatitas (2.194 Ma, U-Pb, Cingolani *et al.*, 2002). El conjunto compone una estructura antiformal alargada según la esquistosidad, que conecta el Cerro El Morro con Cinco Cerros.

Otras variedades de gneises descritos en Tandilia, también tonalíticos a granodioríticos, portan biotita y epidoto, a los que puede acompañar escasa muscovita y sillimanita. En general, los gneises se encuentran parcialmente granitizados, mostrando diferenciados cuarzofeldespáticos (generalmente de grano más grueso), venas concordantes con la foliación o discordantes, y/o áreas difusas enriquecidas en mafitos, granate o epidoto. Otras rocas gnéisicas de Balcarce poseen edades U-Pb de 2.176 Ma, 2.073 Ma y 2.163 Ma, mostrando herencias de 2.371 Ma y 2.196 Ma (Cingolani *et al.*, 2002). Las primeras resultan compatibles con las edades (Rb/Sr) de Hart *et al.* (1965) de 1.960 Ma y 2.170 Ma.

Las anfibolitas son comunes y abundantes en las regiones central y sur de las sierras, presentándose en intercalaciones delgadas o en cuerpos nodulares aislados, en general de dimensiones reducidas. En casos son bandeadas con afinidades paraanfibolíticas y en otros, más macizas, semejan ortoanfibolitas. En general, se trata de rocas cuarzo-plagioclásicas con hornblenda, epidoto y micas (biotita y/o clorita). Las migmatitas heterogéneas son frecuentes en Tandilia. La variedad más común es la epibolita de leucosoma cuarzofeldespático con granates neoformados, que aparece en afloramientos menores en toda la sierra, especialmente en la Punta Tota. Están deformadas y a menudo pasando transicionalmente a gneises u otras variedades de

migmatitas como las embrechíticas. Los mármoles de Punta Tota son oficalcíticos y serpentínicos, con relictos olivínicos. Los escasos esquistos son micáceos y algo bandeados como los del Cerro El Quebracho. Poco frecuente, pero significativa, resulta la presencia de delgados lentes concordantes básicos-ultrabásicos metamorizados, en Cinco Cerros y Punta Tota (Dalla Salda *et al.*, 2006).

4.3.1.2. Los granitoides

Los granitoides son de edad dominante paleoproterozoica transamazónica (ciclo orogénico Transamazónico: 2.200 Ma a 1.800 Ma; De Almeida *et al.*, 1973, 1976, 2000) (Varela *et al.*, 1989 a, b; Linares y González, 1990; Cingolani *et al.*, 2002; Hartmann *et al.*, 2002; Pankhurst *et al.*, 2003). Se encuentran emplazados en metamorfitas, usualmente parcial a casi totalmente migmatizadas, presentando en consecuencia relaciones de campo frecuentemente difíciles de establecer. Además, generalmente poseen una filonación cuarzo-feldespática aplo-pegmatítica. Los granitos (sentido estricto) son preponderantes en la porción noroccidental (Ej. los granitos rojos de la Sierra Chica en las localidades de Olavarría y Azul) y a lo largo del borde austral de las sierras de Tandil. Las rocas de composición mayormente tonalítica y granodiorítica predominan desde el arroyo de los Huesos (Azul) hasta Tandil, continuando luego hasta las sierras de Balcarce (en el sector central y hacia el borde septentrional) (Fig. 4.2.).

Los granitoides de Tandilia representan una serie plutónica granítica compleja integrada por varios cuerpos independientes. La misma fue asociada a un extendido cinturón milonítico de cizalla que ha afectado el zócalo continental del extremo austral de Sudamérica (Dalla Salda *et al.*, 1992). El cinturón granítico-milonítico septentrional, cuya composición general varía entre tonalítica y granítica, representaría un complejo granítico múltiple que parece corresponder al producto de una misma evolución plutónica sin a postectónica respecto del ciclo Transamazónico.

4.3.1.3. Las zonas de cizalla y milonitas y los enjambres de diques básicos

Se han reconocido principalmente en las serranías de Azul y Tandil (Fig. 4.2.). Largas y amplias zonas de cizalla que afectan las rocas del basamento cristalino corren por las serranías de Azul al noroeste (González Bonorino *et al.*, 1956) y por las de Tandil al sudeste (Dalla Salda, 1981). Otras exposiciones más reducidas se localizan en las sierras del Tandil (a pocos kilómetros al sur de la Sierra del Tigre: 37°21'59,8" S, 59°09'59,9" O) y en la Sierra Alta de Vela (37°24'41,4" S, 59°21'51,7" O) (Teruggi *et al.*, 1973), y están compuestas por milonitas, protomilonitas y cataclasitas. Por otra parte, el Complejo Buenos Aires hospeda un extenso enjambre de diques proterozoicos descritos inicialmente por Villar Fabre (1955), Quartino y Villar Fabre (1967), Teruggi *et al.* (1974), Lema y Cucchi (1981), Dristas (1983) y Kilmurray *et al.* (1985).

4.3.2. Cubierta sedimentaria Precámbrica-Paleozoica Inferior

Sobre el Complejo Buenos Aires se asienta discordantemente una secuencia sedimentaria poco afectada por tectonismo, formada en un ambiente de depositación de trasgresión marino sobre una plataforma estable (Teruggi y Kilmurray, 1980). La misma está conformada por una serie de unidades litoestratigráficas compuestas esencialmente de una amplia gama de rocas sedimentarias silicoclásticas y carbonáticas: conglomerados, brechas, arenitas y vaques cuarzosas, areniscas glauconíticas, fangolitas, limolitas, arcillitas, lutitas, ferrilitas, mudstones, grainstones, boundstones dolomíticos-estromatolíticos y ftanitas. La complejidad litológica y la gran multiplicidad de estructuras sedimentarias que presentan estas rocas dan una idea primaria de la diversidad de procesos sedimentarios que tuvieron lugar durante su formación, como así también de la variedad de ambientes de depositación intervinientes (Dalla Salda *et al.*, 2006). Una síntesis de las diferentes denominaciones que estas unidades han recibido a lo largo de los años ha sido realizada por Poiré (1987 a).

La secuencia estratigráfica aceptada actualmente fue establecida por Dalla Salda e Iñiguez Rodríguez (1979) y modificada por Poiré (1987 b, 1993, 2004), Poiré *et al.* (2003), Poiré y Spalletti (2005) y Dalla Salda *et al.* (2006). Estos autores definieron la estratigrafía en función de la región considerada, ya que la sedimentación no fue homogénea. Las unidades estratigráficas del Paleozoico Inferior (Eopaleozoico) correspondientes a la “REGIÓN SE” de la Figura 4.4. son las que se encuentran presentes en el ambiente geomorfológico de Sierras del área de estudio (ver apartado 5.2.1., Capítulo 5), a excepción de la Formación Punta Mogotes que está desarrollada en subsuelo (Fig. 4.3.A.).

ERAS-PERIODOS	Unidades estratigráficas				SECUENCIAS DEPOSITACIONALES
	REGION NO	REGION CENTRAL		REGION SE	
EOPALEOZOICO	Fm. Balcarce		Fm. Balcarce		Secuencia Batán
	Fm. Cerro Negro	Fm. Cerro Negro		Diamictitas Sierra del Volcán Fm. Punta Mogotes	Secuencia La Providencia
NEO-PROTEROZOICO (580-590 Ma)	Grupo	Fm. Loma Negra	Grupo	Fm. Loma Negra	Secuencia Villa Fortabat
		Fm. Olavarría		Fm. Las Águilas	Secuencia Diamante
	Sierras	Fm. Cerro Largo	Sierras	Fm. Cerro Largo	Secuencia Malegni
ROZOICO (800-900 Ma)	Bayas	Fm. Villa Mónica	Bayas	Fm. Villa Mónica	Secuencia Tofolletti
PROTEROZOICO	Complejo Buenos Aires				

Figura 4.4. Cuadro estratigráfico y secuencial de la cubierta sedimentaria Precámbrica/Paleozoica Inferior (Fm.: Formación) (modificado de Poiré y Spalletti, 2005)

4.3.2.1. Las sedimentitas Precámbricas

El basamento Paleoproterozoico está cubierto por una sucesión de composición carbonática-silicoclástica de edad Neoproterozoica, representada por el Grupo Sierras Bayas (Fig. 4.4.). El mismo no se encuentra expuesto en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita en estudio, y es por

esto que será descripto brevemente (una reseña de la misma puede encontrarse en Dalla Salda *et al.*, 2006).

4.3.2.1.1. Grupo Sierras Bayas

La cubierta sedimentaria del Grupo Sierras Bayas (Dalla Salda e Iñiguez Rodríguez, 1979; Poiré, 1993), sobre la base de los perfiles relevados en Olavarría (Fig. 4.2.), alcanza un espesor máximo de 185 m. Poiré y Spalletti (2005) han identificado en el mismo cuatro secuencias depositacionales Neoproterozoicas (sobre la base de conceptos desarrollados por Iñiguez Rodríguez *et al.*, 1989; Spalletti *et al.*, 1996; Andreis y Zalba, 1998; Spalletti y Poiré, 2000): Tofolletti, Malegni, Diamante y Villa Fortabat. Además, el grupo está conformado por cinco unidades litoestratigráficas con rango de formación, de base a techo: Formación Villa Mónica (Secuencia Tofolletti) (Poiré, 1987 a, 1993), Formación Cerro Largo (Secuencia Malegni) (Poiré, 1987 a, 1993), Formación Olavarría (Secuencia Diamante, en Olavarría) (Andreis *et al.*, 1996), Formación Las Águilas (Secuencia Diamante, en Barker) (Zalba, 1978; Zalba *et al.*, 1988) y Formación Loma Negra (Secuencia Villa Fortabat) (Borrello, 1966) (Fig. 4.4.).

4.3.2.2. Las sedimentitas Paleozoicas

Están conformadas por la Formación Cerro Negro (Iñiguez Rodríguez y Zalba, 1974) o Secuencia La Providencia (Poiré y Spalletti, 2005) y por la Formación Balcarce (Amos *et al.*, 1972; Dalla Salda e Iñiguez Rodríguez, 1979; Zimmermann y Spalletti, 2009; Van Staden *et al.*, 2010) o Secuencia Batán (Poiré y Spalletti, 2005). La primera, cuya edad probable es Ediacareana-Cámbrica (Gómez Peral *et al.*, 2007), no se encuentra expuesta en el sector en estudio, y es por esta razón que será descripta brevemente (una reseña de la misma pueden encontrarse en Dalla Salda *et al.*, 2006). Por su parte, la Formación Balcarce, de edad Ordovícica-Silúrica? (Poiré y Spalletti, 2005; Rapela *et al.*, 2007; entre otros), está presente en el área de estudio y ha sido

motivo de una investigación sedimentológica exhaustiva por parte de del Valle (1987 a, b), Spalletti (1987) y Poiré *et al.* (2003) (Fig. 4.4.).

Además, como puede verse en la Figura 4.4., en la “REGIÓN SE” que se corresponde con la zona estudiada se reconocen dos unidades correlacionables con la Formación Cerro Negro: la Formación Punta Mogotes (Borrello, 1962) o Metapelitas Punta Mogotes (Marchese y Di Paola, 1975 a), del Neoproterozoico, y las Diamictitas Sierra del Volcán (Spalletti y del Valle, 1984), unidad asignada al Ordovícico Superior (Fig. 4.3.A.).

4.3.2.2.1. Formación Cerro Negro

Es una unidad sedimentaria muy poco aflorada, y que apoya en discordancia sobre la Formación Loma Negra. Se cuenta con estudios de detalle en su sección basal (Leanza y Hugo, 1987; Bertolino, 1988; Barrio *et al.*, 1991), conformada por rocas pelíticas y escasas brechas hacia la base. Además, en un tramo de hasta 50 m de su porción media-superior en la Cantera Cerro Negro (Iñiguez Rodríguez y Zalba, 1974; Andreis *et al.*, 1992), en el área de Olavarría (Fig. 4.2.), se encontraron areniscas finas y muy finas, limolitas y arcilitas. No obstante, esta unidad posee en subsuelo más de 100 m de potencia.

4.3.2.2.2. Formación Balcarce

Se apoya indistintamente sobre el basamento cristalino (a veces alterado) (Zalba *et al.*, 1993), o bien sobre términos del Grupo Sierras Bayas. Es una sucesión sedimentaria silicoclástica (ortocuarcítica) de disposición subhorizontal y muy suave buzamiento hacia el sur (Teruggi *et al.*, 1958, 1962; Teruggi y Kilmurray, 1975, 1980). Aflora fundamentalmente en el sector oriental de Tandilia, desde San Manuel-Balcarce hasta la costa atlántica (Fig. 4.2.), formando el cuerpo principal de las sierras La Barrosa, Bachicha, La Chata, La Brava, de Los Padres y el Cerro Amarante (Fig. 4.3.A.). Está constituida en esta región por secciones de hasta 75-90 m de espesor promedio expuesto,

alcanzando un máximo de 450 m en la perforación “Punta Mogotes” (ver apartado 4.3.2.2.3.) (Fig. 4.3.A.). Predominan netamente las arenitas y sabulitas cuarzosas, con abundantes capas entrecruzadas de escala mediana y gruesa y plano-paralelas a las que se asocian niveles arenosos macizos, gradados y ondulíticos. En forma subordinada aparecen intercalaciones pelíticas (ricas en caolinita) de menos de 1 m y predominantemente macizas, así como secciones heterolíticas con estructuras mixtas de tipo flaser, ondulosa y lenticular. Además, se indentifican escasos y delgados niveles de conglomerados cuarzosos finos a medianos, bien seleccionados, en su mayoría de geometría mantiforme (delgados, de menos de 0,3 m, pero con apreciable continuidad lateral).

La geometría de los cuerpos de areniscas es mantiforme, en su tope limitados por superficies convexas hacia arriba, aunque también se reconocen litosomas con formas acanaladas. Las estructuras más frecuentes son las entrecruzadas planares, tangenciales y sigmoidales de gran escala. Aún cuando el diseño de superposición más común en la Formación Balcarce es el de paquetes subhorizontales o de geometría agradacional, en el área de Batán-Chapadmalal (Fig. 4.2.) se han reconocido clinofomas bien desarrolladas o de geometría progradacional del orden de 20 m de espesor, que muestran relaciones de tipo toplap y downlap (Poiré *et al.*, 2003).

En referencia a la edad de la Formación Balcarce, para fijar su límite superior se ha empleado clásicamente una datación radimétrica de edades K-Ar de 450 Ma a 498 Ma (Rapela *et al.*, 1974) de una diabasa subalcalina normal que se supone intruida en ella, en el área de Los Barrientos (37°47'59,6" S, 59°00'59,9" O -a 65 km de Tandil-; Fig. 4.2.). Otra aproximación ha sido provista por las trazas fósiles. Esta formación contiene abundantes y diversas trazas fósiles típicas de la icnofacies de Cruziana (Borrello, 1966; Poiré *et al.*, 1984; del Valle 1987 b; Cingolani *et al.*, 1985; Poiré y del Valle, 1996; Spalletti y Poiré, 2000; Seilacher *et al.*, 2002; Poiré *et al.*, 2003; Poiré y Spalletti, 2005), la cual señala un ambiente marino de aguas someras. Las mismas limitan ampliamente la edad a Ordovícico-Silúrico

Inferior. En su trabajo de correlación icnoestratigráfica, Seilacher *et al.* (2002) describieron la presencia de *Cruziana ancora angusta*, *C. bonariensis*, *Diplichnites isp.*, *Gyrochorte zigzag*, y *Arthropycus alleghaniensis*, entre otras icnoespecies. Poiré *et al.* (2003) sugirieron que la Formación Balcarce puede ser ubicada tentativamente en el lapso Cámbrico-Ordovícico. No obstante, Rapela *et al.* (2005) han reportado determinaciones U-Pb SHRIMP con picos de edades ca. 475-675, 975-1.170 y 1.685-2.060 Ma, de modo que los primeros de estos valores proveen una edad máxima para la formación correspondiente al Ordovícico Inferior. Rapela *et al.* (2007) obtuvieron edades U-Pb en zircones detríticos para una muestra de la Cantera Los Pinos (al SO de Balcarce; Fig. 4.3.A.) del Ordovícico Inferior (475-480 Ma), sugiriendo también una sedimentación Ordovícica Superior-Silúrica Inferior para la Formación Balcarce. De esta manera, la información actualizada permite acotar su máxima edad potencial.

El análisis de facies (Poiré *et al.*, 2003) ha permitido interpretar que esta formación se ha originado esencialmente por procesos mareales en ambiente de plataforma marina silicoclástica somera. Además, aparecen niveles generados por la actividad de olas de tormenta. La presencia de clinofomas con dirección de progradación hacia el sur permite inferir, tal como sugirieran Teruggi (1964) y Dalla Salda e Iñiguez Rodríguez (1979), que los márgenes de la cuenca se encontraban al norte de la región de Tandilia. En su estudio sobre procedencia de sedimentitas de la Formación Balcarce, Zimmermann y Spalletti (2005 a, b) han sugerido que niveles de arcilitas ricas en caolinita pueden ser depósitos de cenizas silíceas, lo que sugiere la existencia de fenómenos volcánicos contemporáneos a la depositación de la unidad.

4.3.2.2.3. Formación Punta Mogotes o Metapelitas Punta Mogotes

Esta unidad, distinta al basamento cristalino Paleoproterozoico, fue datada como Neoproterozoica (Cingolani y Bonhomme, 1982), conteniendo edades en zircones detríticos de 740-840 Ma (Rapela *et al.*, 2011). Las exposiciones del basamento cristalino desaparecen por debajo de la Formación Balcarce a unos

50 km al oeste de la costa atlántica. Además, anomalías gravimétricas y magnéticas de tendencia NNE ocurren a aproximadamente 20 km al este de la ciudad de Mar del Plata, lo que sugiere un cambio importante en el basamento subsuperficial (Kostadinoff, 1995). La única evidencia directa de rocas por debajo de las ortocuarcitas del Paleozoico Inferior, en el extremo atlántico de Tandilia (al S del área de estudio), proviene de una perforación de 504 m de profundidad denominada “Punta Mogotes” (38°05’30” S, 57°32’42” O) (Fig. 4.3.A.).

Las descripciones petrográficas y mineralógicas del testigo obtenido fueron realizadas por Marchese y Di Paola (1975 a). Como resultado de las mismas, desde la superficie hasta una profundidad de 406 m se encuentra la litología típica de la Formación Balcarce, dominada por areniscas cuarzosas subhorizontales, las cuales varían de finas a gruesas, y con conglomerados subordinados. Una inconformidad separa a la misma de la Formación Punta Mogotes, una secuencia de bajo grado metamórfico, dominada por metalimolitas y metapelitas con metaareniscas subordinadas. Las metaareniscas muestran una fábrica foliada definida por la presencia de illita y de granos de cuarzo pobremente orientados. Se ha demostrado para esta formación un espesor total de 90 m (Fig. 4.3.A.).

Los componentes detríticos son: Pl-Kfs-Ms-Chl-Tu-Zr-Op y fragmentos líticos de chert (abreviaciones de minerales encontradas, por ejemplo, en Kretz, 1983). Además, las venas de cuarzo se encuentran ampliamente diseminadas. El índice de cristalinidad de la illita indica condiciones metamórficas entre anchizona y epizona, mientras que cuatro edades K-Ar entre 576 ± 13 Ma y 615 ± 14 Ma, obtenidas sobre concentrados de minerales arcillosos, han sido interpretadas como el momento en que ocurrió el último episodio termotectónico que afectó a estas rocas (Cingolani y Bonhomme, 1982; Rapela *et al.*, 2011). Estas metapelitas son el único tipo de rocas que pueden ser correlacionadas con el Ciclo Brasileño (Ramos, 1988) al este de Uruguay (Cinturón Cuchilla Dionisio) (Cingolani, 2011).

4.3.2.2.4. Diamictitas Sierra del Volcán

La presencia de diamictitas entre el basamento cristalino y la secuencia ortocuarcítica de la Formación Balcarce, en las sierras del Volcán y La Vigilancia (Fig. 4.3.A.), fue reportada por Spalletti y del Valle (1984). La secuencia diamictítica se integra por dos tipos litológicos: a) psamitas, psamopelitas y pelitas; y b) una diamictita maciza de 4 m de espesor, que incluye bloques de ortocuarcitas y granitoides de más de 300 mm de diámetro. Este rasgo peculiar ha sido estudiado con modernas técnicas petrológicas por Van Staden *et al.* (2005). Basándose en su posición estratigráfica, la secuencia fue originalmente considerada como representativa de un evento glacial Ediacariano (Neoproterozoico) (Spalletti y del Valle, 1984; Pazos *et al.*, 2008). Sin embargo, Poiré y Spalletti (2005) y Zimmermann y Spalletti (2009) sugirieron una posible edad Ordovícica Superior para este evento, asignándolo como miembro de los depósitos de la Formación Balcarce, en función de las edades U-Pb ordovícicas de zircones detríticos reportadas por Van Staden *et al.* (2010). Así, esta unidad debe ser referida al Ordovícico Superior y puede ser correlacionada con un importante evento glacial en el sur de Sudamérica y Sudáfrica (Cingolani, 2011).

4.3.3. Secuencia sedimentaria Cenozoica (Plioceno-Holoceno)

En el estudio de los depósitos del Cuaternario, la nomenclatura es uno de los principales problemas que existen debido a que hay un gran número de esquemas estratigráficos variables según la zona estudiada por distintos investigadores. Frecuentemente, un mismo término tiene distinto significado para diversos autores, e incluso, un mismo autor varía su interpretación de acuerdo a la experiencia adquirida (Zárate, 2005).

El complejo sedimentario Cenozoico es el que cubre la mayor parte de la zona de estudio. Está representado por una sucesión sedimentaria relativamente homogénea y comprende depósitos volcaniclásticos limo-arenosos y limo-arcillosos de colores castaños que fueron interpretados como

loess, retrabajados en parte por acción fluvial (Teruggi, 1957). Regionalmente, siguiendo a Frenguelli (1950), se distingue en el mismo la presencia de dos unidades principales:

- *Sedimentos Pampeanos*: correspondientes al Plioceno Inferior-Pleistoceno y con mayor extensión areal que los Postpampeanos. Conformados principalmente por limos y, en menor proporción, por arenas y arcillas con cantidades variables de carbonato de calcio (CaCO_3) en forma de tosca. Se presentan de manera masiva, aumentando su compactación con el contenido de tosca. Sobre estos sedimentos se desarrollan procesos fluviales, eólicos y marinos que predominan en el Pleistoceno Superior-Holoceno, y que dan como resultado la morfología actual.

- *Sedimentos Postpampeanos*: depositados durante el Pleistoceno Superior-Holoceno, suprayacen a los sedimentos Pampeanos o a las rocas del basamento en algunos casos. Están constituidos por sedimentos arenosos, limosos, arcillosos y calcáreos de origen fluviolacustre, eólicos y marinos. En forma general, aquellos con origen eólico se ubican en las zonas con mayor elevación topográfica, mientras que los generados por otros agentes de transporte están restringidos a los valles de los actuales arroyos (Kruse *et al.*, 1997).

Estas unidades, representadas por una variada nomenclatura, son las que se encuentran descritas tanto en el ambiente geomorfológico de Franja Eólica Periserrana del área de estudio (ver apartado 5.2.2., Capítulo 5) (Fig. 4.3.A.), como en los ambientes de Planicie Fluvioeólica (ver apartado 5.2.3., Capítulo 5), Llanura Costera (ver apartado 5.2.4., Capítulo 5) y Cordón Litoral (ver apartado 5.2.5., Capítulo 5) (Fig. 4.3.B.) (Martínez, 2001 a).

4.3.3.1. Franja Eólica Periserrana

En este ambiente geomorfológico, Tapia (1937) mencionó la existencia de arenas Pliocenas en el subsuelo de los valles intermontanos de la región de las sierras La Vigilancia, La Brava y El Volcán (Fig. 4.3.A.). El autor fundamentó dicha edad sobre la base de un fragmento de un roedor (*Ctenomys sp*)

encontrado en una perforación. Este dato impreciso no corrobora fehacientemente la existencia de un Terciario interserrano. Para la misma región, reconoció la presencia de dos tipos de sedimentos: “Rodados Ascendidos” y “Médano Invasor”, a los que les asignó una edad Pleistocena Inferior. Los primeros “...corresponden a acumulaciones fluviales que cubren una vieja superficie de erosión que determina la forma aplanada de las sierras y que actualmente se encuentran a 250, 300 y más metros sobre el nivel del mar...”. Su presencia fue descartada por Teruggi *et al.* (1962), quienes interpretaron a los Rodados Ascendidos como un fenómeno de meteorización “in situ” de cuarcitas. Por otro lado, el Médano Invasor, cuya distribución abarca la mayor parte de la provincia de Buenos Aires, es un depósito de origen eólico constituido por arena fina a muy fina, con bajo contenido de calcáreos y abundantes impresiones radiculares y tallos de herbáceas. Se presenta en forma de lomadas de hasta 140 m de altura en el interior serrano, adosadas a las laderas de las sierras.

Para los depósitos eólicos situados en las cercanías de la laguna de Los Padres (Fig. 4.3.A.), Fidalgo y Tonni (1981) reconocieron dos miembros de la “Formación La Postera” (Inferior y Superior) de Fidalgo *et al.* (1973 a) (Fig. 4.5.). La misma se encuentra comprendida por un conjunto de sedimentos inconsolidados, integrados principalmente por limos arenosos y arenas limosas (Fidalgo *et al.*, 1991). El miembro Inferior presenta nódulos de CaCO_3 de posible origen pedogenético, y representaría un remanente de suelo decapitado y enterrado cuya edad es Mamífero Lujanense (en el sentido de Pascual *et al.*, 1965) (Pleistoceno Superior).

En la zona periserrana de Tandil (Fig. 4.2.), Rabassa (1973) realizó el primer esquema de unidades litoestratigráficas para el Cenozoico Superior. Definió, por encima del basamento, a la “Formación Barker” (Plio-Pleistoceno Inferior) de origen eólico, a la “Formación Vela” (Pleistoceno Medio) de origen fluvial y que se torna eólica hacia el techo, a la “Formación Las Animas” (Pleistoceno Superior) de origen eólico y equivalente al Médano Invasor de Tapia (1937), y a

la “Formación Tandileufú”, restringida al relleno de valles fluviales y cuya base, según Rabassa, podría ser coetánea con la Formación Las Animas.

Teruggi *et al.* (1973) realizaron un trabajo pionero en cuanto al estudio de paleosuelos se refiere. Estos autores aplicaron el esquema estratigráfico de Rabassa (1973) en Punta Tota (Sierra Bachicha) (Fig. 4.3.A.), pero enriqueciéndolo con datos paleoedáficos y paleoclimáticos. Así, postularon la existencia de una antigua superficie topográfica reconocible por un fuerte entoscamiento múltiple e irregularidades erosivas, a la que denominaron “Paleosuperficie Tandil”. La misma marca un momento de relativa sequedad y se ubica al final del ciclo de depositación de la Formación Vela, aunque puede cortar a cualquiera de las formaciones anteriores, incluso al propio basamento.

Osterrieth y Cionchi (1985) reconocieron a la Paleosuperficie Tandil (Teruggi *et al.*, 1973) en un perfil descrito en el área de la laguna de Los Padres (Fig. 4.3.A.). Además, definieron tres unidades litoestratigráficas informales de edad Pleistoceno-Holoceno: dos inferiores de naturaleza fluvioeólica con paleosuelos asociados, y una superior de origen eólico. En los sectores elevados de la ciudad de Mar del Plata (zona urbana) (Fig. 4.3.A.), Bocanegra *et al.* (1985) reconocieron, mediante el estudio de más de 60 perforaciones, tres unidades Cenozoicas: una superior, constituida por suelo actual y sedimentos limo-arenosos de origen eólico, con abundantes concreciones calcáreas; y dos inferiores, integradas por limos arcillo-arenosos con abundante CaCO_3 y paleosuelos entoscados en el techo. Además, distinguieron dos secuencias estratigráficas tipo, una en las áreas topográficamente elevadas y asentada sobre cuarcitas, y otra en las zonas bajas. Por otro lado, la secuencia estratigráfica más completa del Cenozoico Superior en el sector interserrano que va desde Mar del Plata a Balcarce fue observada en el área de la laguna La Brava (Osterrieth *et al.*, 1987) (Fig. 4.3.A.). En la misma se definieron tres unidades litoestratigráficas informales de génesis eólica y fluvioeólica subordinada.

4.3.3.2. Planicie Fluvioeólica, Llanura Costera y Cordón Litoral

En las cercanías de la ciudad de Mar del Plata (Fig. 4.3.A.) y hacia el norte, Ameghino (1908) sostuvo que las barrancas están constituidas por depósitos del Pampeano Inferior (piso “Ensenadense”; en el sentido de Ameghino, 1889) y la parte inferior del Pampeano superior (piso “Bonaerense”; en el sentido de Ameghino, 1889). Además, señaló que una “capa verdosa” representativa de la transgresión Belgranense (piso “Belgranense”; en el sentido de Ameghino, 1889) separa a ambos pisos. En el área costera, este autor también resaltó la diferencia existente entre los depósitos que afloran al norte y al sur de las Sierras Septentrionales. Las barrancas ubicadas al sur, entre Mar del Plata y Miramar (38°16' S, 57°50' O), muestran una secuencia más antigua que la ubicada al norte, en donde afloran depósitos Pliocenos que se van hundiendo progresivamente hacia el sur, bajo depósitos más modernos.

El aporte de Tricart (1973) a la estratigrafía del área lo constituyó un perfil descrito en la localidad de Santa Clara del Mar (Fig. 4.3.B.). Este autor reconoció dos eventos eólicos a los que denominó “E1” (más moderno) y “E3” (más antiguo), ambos separados por un paleosuelo truncado de edad Platense (Holoceno; en el sentido de Frenguelli, 1957; Fig. 4.5.). Los eólicos se apoyan sobre una costra calcárea desarrollada en la parte superior del Pampeano y a la que denominó “Superficie Finipampeana”. La misma representa un sistema de explanadas (glacis) fosilizado por el loess inferior (E3) y asociado a un clima árido.

Por otra parte, la clásica columna de Mar del Plata (Fig. 4.3.A.) de Kraglievich (1952), descrita en Iriondo (2010), está conformada de base a techo por: la “Formación Vorohué” (Pleistoceno Inferior), constituida por limolitas fluvio-eólicas; la “Formación San Andrés”, de la misma edad que la unidad anterior y formada por limolitas arcillosas de origen eólico y fluvial subordinado; las formaciones “Miramar” y “Arroyo Seco” (Pleistoceno Medio Temprano y Tardío, respectivamente), compuestas por limolitas aluviales y

eólicas; y la “Formación Lobería” (Pleistoceno Superior), constituida por areniscas conglomerádicas fluviales.

Para el área de la llanura comprendida entre las sierras y el mar, se cuenta con un antecedente estratigráfico de Martínez (1984). En este trabajo se citó la presencia de la “Formación Pampiano” de Fidalgo *et al.* (1973 b) (Pleistoceno Medio-Pleistoceno Superior; Fig. 4.5.) en las barrancas del arroyo Tapera y en cortes a lo largo de la Ruta Nacional N° 226, con un espesor aflorante de 1 a 3 m. Mencionó además la existencia de sedimentos de la “Formación Luján” (Fidalgo *et al.*, 1973 a) (Pleistoceno Superior; Fig. 4.5.) en relación de discordancia sobre el Pampeano, en las barrancas del arroyo Tapera, desde el Parque Camet hasta algo al oeste de la Ruta Nacional N° 226 (Fig. 4.3.A.).

Fasano (1991) describió la estratigrafía del Pleistoceno (Fig. 4.5.) comenzando por la “Formación Mar de Cobo” (Pleistoceno Inferior a Medio), desarrollada en el subsuelo de Santa Clara del Mar, Mar de Cobo y Mar Chiquita, y cuya sección tipo se encuentra en una perforación localizada en Mar de Cobo (Fig. 4.3.B.). La misma está constituida por limos arenosos y arenas limosas con conchilla triturada, rodados calcáreos y concreciones limolíticas. Por encima y en discordancia se sobreponen depósitos continentales de la “Formación Santa Clara”, en el sector sur de Mar Chiquita (Schnack *et al.*, 1982) y/o depósitos marinos de la “Formación Canal 5” descrita por Violante (1988) y Violante y Parker (1992) para el área del Faro Querandí (37°27'52" S, 57°06'51" O). La Formación Santa Clara se encuentra distribuida hacia el oeste y sur de la laguna Mar Chiquita y presenta su sección tipo en el perfil del acantilado marino de Santa Clara del Mar, en las proximidades del arroyo Santa Elena (Fig. 4.3.B.). Se diferencia en un “*Miembro Inferior*” (Pleistoceno Medio) compuesto por limos arcillosos a limos arenosos, y otro “*Miembro Superior*” (Pleistoceno Superior) conformado por limos con arena muy fina y concreciones de tosca discontinua.

La Formación Canal 5, cuya localidad tipo propuesta fue el canal 5 (cauce artificial que confluye al N del área de estudio con la Cañada del arroyo Chico y

desagua en la laguna Mar Chiquita) (Violante y Parker, 1992), está conformada por el “Miembro Arena Limosa” como el más antiguo (Pleistoceno Medio-Superior). Éste presenta su sección tipo en el arroyo Dulce, en la confluencia con el arroyo Los Pozos o De Los Huesos, y está constituido por arenas finas a muy finas con material pefítico (rodados de tosca, de vulcanitas y valvas de moluscos). Además, se constituye por el “Miembro Arena” más reciente (Pleistoceno Superior), presentando como sección tipo a un área ubicada entre las lagunas Nahuel Rucá e Hinojales, y compuesto por arenas con estratificación entrecruzada (Fig. 4.3.B.).

Sobreyaciendo discordantemente a la Formación Santa Clara se encuentra a la “Formación Arroyo Dulce” (Pleistoceno Superior; Fasano, 1991), con distribución saltuaria, constituyendo el fondo y las paredes de los cauces de los arroyos Dulce y Vivoratá, y cuya sección tipo se encuentra en el arroyo Dulce, por encima de los sedimentos marinos de la Formación Canal 5 (Fig. 4.3.B.). Litológicamente, se compone de arenas muy finas a finas, limosas, con niveles diamictíticos con rodados de tosca y niveles lenticulares de arcillas. Por otro lado, abarcando el lapso Pleistoceno Superior-Holoceno, y sobrepuesta discordantemente, se encuentra la “Formación Nahuel Rucá” (Fasano, 1991), la cual presenta su sección tipo en un perfil observado en la barranca de la laguna Nahuel Rucá (Fig. 4.3.B.). En las áreas circundantes a la llanura, Schnack *et al.* (1982) denominaron “Limos Nahuel Rucá” a los depósitos eólicos que bordean las lagunas continentales. Según los autores, estos pueden alcanzar los 10 m de altura y la litología es limosa, sin estructura y con abundante CaCO₃ pulverulento. Además, vincularon su génesis con un relieve de deflación-acumulación que habría comenzado en el Pleistoceno Superior y podría haber continuado en el Holoceno Inferior.

La descripción de la estratigrafía del Holoceno realizada por Fasano (1991) (Fig. 4.5.) comienza con la formación marina “Campo La Angostura”, la cual se encuentra desarrollada en subsuelo. Se divide en dos miembros: “Miembro Pelita” y “Miembro Arena”, ambos considerados del Holoceno Inferior. El primero presenta su sección tipo en un barreno ubicado a 100 m aguas arriba

del puente sobre el arroyo Chico o De Las Gallinas (al N de la zona de estudio; Fig. 2.2.), y está constituido por arcillas limosas con intercalaciones de arena muy fina. El segundo, por su parte, tiene su sección tipo en una perforación realizada en la Estancia Medaland (al O del Faro Querandí) descrita por Violante (1988), y se encuentra compuesto por arenas medianas a finas y muy finas, a veces algo limosas.

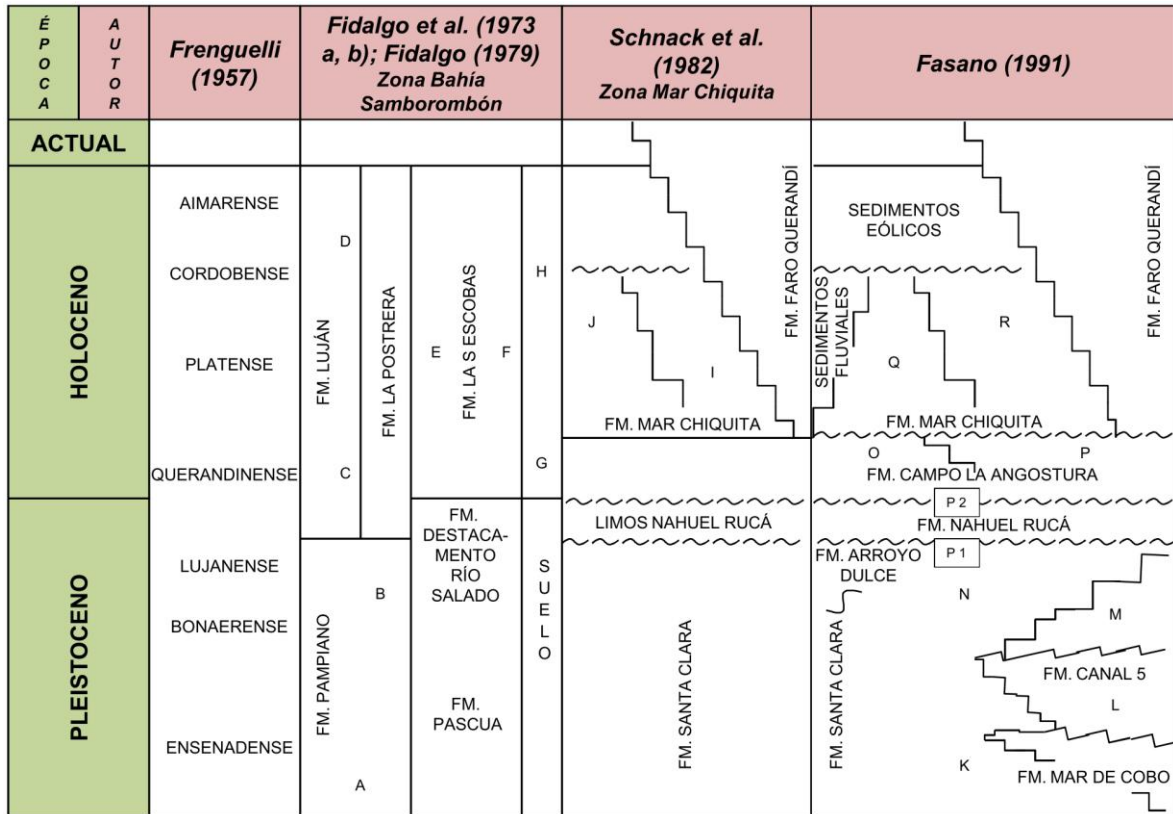
En el área de la laguna costera Mar Chiquita (Fig. 4.3.B.), Frenguelli (1950, 1957) diferenció los depósitos de la ingresión Querandinense (Pleistoceno Superior-Holoceno Inferior), reservando este nombre para las fases ingresivas y atribuyendo al Platense las fases regresivas. Por otro lado, los depósitos de la Formación Santa Clara están cubiertos por sedimentos marinos de la "Formación Mar Chiquita" de edad Holocena, que fue descrita por Schnack y Gardenal (1979) y por Schnack *et al.* (1982). Según estos autores, dicha unidad presenta dos facies, una Marina representada por cordones litorales y una Estuárica constituida por arenas arcillosas de coloraciones gris verdosas, que constituyen el sustrato de la llanura marginal. Además, Schnack *et al.* (1982) describieron un suelo turboso en el techo de esta formación.

La Formación Mar Chiquita fue descrita por Fasano (1991) como la unidad que se extiende al este de la Ruta Provincial N° 11, siendo dominante hasta la cadena medanosa actual (Fig. 4.3.B.). En ella se distinguen dos litofacies con categoría de miembros: el "Miembro Bioclástico" (Holoceno Medio), para el cual se ha tomado como localidad tipo un cordón expuesto a unos 300 m hacia el norte, siguiendo la antigua escarpa marina del camino de acceso a la localidad de Mar Chiquita; y el "Miembro Arena Pelítica" (Holoceno Superior), que presenta una gran homogeneidad litológica y sus afloramientos en los cauces que cortan la llanura marginal pueden tomarse indistintamente como sección tipo. El primero está compuesto por conglomerados conchiles, con abundantes conchas y fragmentos de bivalvos y gasterópodos en una matriz areno-limosa a limo-arenosa con rodados de tosca o de unidades infrayacentes. Por su parte, el Miembro Arena Pelítica se constituye de arenas limosas a limos arenosos.

Para los depósitos eólicos correspondientes a la barrera medanosa que se extiende desde la boca de la laguna Mar Chiquita hacia el norte (Fig. 4.3.B.) y apoyados sobre las dos facies de la Formación Mar Chiquita (Marina y Estuárica), Schnack *et al.* (1982) definieron a la “Formación Faro Querandí”, que representaría el ciclo eólico asociado con el episodio transgresivo-regresivo. Esta unidad, según Fasano (1991), presenta su sección tipo en las inmediaciones del Faro Querandí y una edad Holoceno Superior-Actual. Está compuesta por arenas finas a medianas con fragmentos de conchillas.

Además, Fasano (1991) hizo hincapié en los “Depósitos fluviales y lacustres” (“Sedimentos Fluviales”), a los que no les ha dado denominaciones formales. Son limos arenosos que se disponen inmediatamente por debajo del suelo actual, sobre las laderas de los valles fluviales y constituyendo los depósitos superficiales de lagunas y depresiones. Este autor también se refirió a los informalmente denominados “Depósitos eólicos” (“Sedimentos Eólicos”), que se corresponden con arenas y arenas limosas sobre los que se ha desarrollado el suelo actual. Los mismos pertenecen a la época Actual y presentan restos arqueológicos, tales como lascas de cuarcitas (Fig. 4.5.).

Por último, Fasano (1991) identificó dos paleosuelos a los que no les dio una denominación formal. Uno se localiza en el techo del Miembro Superior de la Formación Santa Clara, y está cubierto por depósitos eólicos de la Formación Nahuel Rucá. El otro se desarrolla sobre esta última unidad y corresponde a un episodio pedogenético acaecido durante el Holoceno Inferior. Una superficie de discordancia lo separa de sedimentos eólicos más modernos (“Aimarense”; en el sentido de Ameghino, 1889; Frenguelli, 1957) sobre los que se desarrolla el suelo actual (Fig. 4.5.).



A: Miembro Inferior, B: Miembro Superior, C: Miembro Guerrero, D: Miembro Río Salado, E: Miembro Canal 18, F: Miembro Cerro de la Gloria, G: Suelo Puesto Callejón Viejo, H: Suelo Puesto Berrondo, I: Facies Estuárica, J: Facies Marina, K: Miembro Inferior, L: Miembro Arena Limosa, M: Miembro Arena, N: Miembro Superior, P1 y P2: Paleosuelos, O: Miembro Pelita, P: Miembro Arena, Q: Miembro Bioclástico, R: Miembro Arena Pelítica

Figura 4.5. Cuadro de correlación estratigráfica del esquema propuesto por Fasano (1991) (FM.: Formación) (modificado de Fasano, 1991)

4.3.3.2.1. Síntesis. Relaciones y correlaciones entre formaciones (Fig. 4.5.)

De los párrafos precedentes, en los que se menciona la estratigrafía del Pleistoceno y Holoceno descrita por Fasano (1991) para el sector este del área de estudio, y a partir del análisis de la Figura 4.5. y de las correlaciones estratigráficas llevadas a cabo por este autor, se puede efectuar la siguiente síntesis:

- Formación Mar de Cobo (Pleistoceno Inferior a Medio):

* Sobreyace posiblemente al **Miembro Inferior de la Formación Santa Clara**. Subyace en discordancia al **Miembro Inferior de la Formación Santa Clara** y el **Miembro Arena Limosa de la Formación Canal 5**.

* Se correlaciona con el **Interensenadense** en el sentido de Ameghino (1889).

- Formación Santa Clara (Pleistoceno Medio-Superior):

Miembro Inferior (Pleistoceno Medio):

* Sobreyace en discordancia a la **Formación Mar de Cobo**. Subyace discordantemente al **Miembro Superior** de esta formación y al **Miembro Arena Limosa de la Formación Canal 5**.

* Se correlaciona con el **Ensenadense** de Ameghino (1908) y Frenguelli (1950, 1957), y con el **Miembro Inferior de la Formación Pampiano** (Fidalgo *et al.*, 1973 b). Además, equivale a la **Formación Miramar** (Kraglievich, 1952) en los afloramientos costeros al sur de Mar del Plata.

Miembro Superior (Pleistoceno Superior):

* Se apoya discordantemente sobre el **Miembro Inferior** de esta formación o sobre el **Miembro Arena Limosa de la Formación Canal 5**. Además, el **Miembro Arena de la Formación Canal 5** pasa gradual y transicionalmente a este miembro. Lo suprayacen discordantemente las formaciones **Arroyo Dulce, Nahuel Rucá, Campo La Angostura y Mar Chiquita**.

* Resulta correlacionable con el **Bonaerense** de Frenguelli (1950, 1957), con el **Miembro Superior de la Formación Pampiano** (Fidalgo *et al.*, 1973 b) y con la **Formación Arroyo Seco** de Kraglievich (1952) en los acantilados al sur de Mar del Plata.

- Formación Canal 5 (Pleistoceno Medio-Superior):

Miembro Arena Limosa (Pleistoceno Medio-Superior):

* Se apoya discordantemente sobre el **Miembro Inferior de la Formación Santa Clara** y grada lateral y verticalmente al **Miembro Arena** de esta formación. Es sobrepuesto, en discordancia, por las formaciones **Campo La Angostura y Mar Chiquita**.

* Es correlacionable con el **Belgranense** en el sentido de Frenguelli (1950, 1957). Este autor considera al Belgranense como la facies costera del Bonaerense, formado por depósitos de playa hacia la base y eólicos -médanos-

hacia la parte superior. Además, se correlaciona con la **Formación Pascua** (en el sentido de Fidalgo *et al.*, 1973 a).

Miembro Arena (Pleistoceno Superior):

* Se sobrepone al **Miembro Arena Limosa** de esta unidad y también gradada lateralmente hacia el sector oriental del mismo. Hacia el techo pasa transicionalmente al **Miembro Superior de la Formación Santa Clara**.

* Es correlacionable con la **Facies Eólica del Belgranense** en el sentido de Frenguelli (1950, 1957).

- Formación Arroyo Dulce (Pleistoceno Superior):

* Sobreyace en discordancia a las formaciones **Canal 5** y **Santa Clara**. Sobre ella, en igual relación, se encuentran sedimentos de las formaciones **Nahuel Rucá** y **Mar Chiquita**.

* Se correlaciona con el **Lujanense** de Frenguelli (1950, 1957). Resulta también correlacionable con el **Miembro Guerrero de la Formación Luján** (en el sentido de Fidalgo *et al.*, 1973 b).

- Formación Nahuel Rucá (Pleistoceno Superior-Holoceno):

* Se apoya discordantemente sobre el **Miembro Superior de la Formación Santa Clara** o sobre la **Formación Arroyo Dulce**.

* Se destaca que estos depósitos han sido descriptos como **Platense Eólico** por Frenguelli (1945, 1950 y 1957), por lo que se correlacionan con la parte inferior de la **Formación La Postrera** (Fidalgo *et al.*, 1973 a), con la **Formación Lobería** de Kraglievich (1952) y con los **Limos Nahuel Rucá** (Schnack *et al.*, 1982).

- Formación Campo La Angostura (Holoceno Inferior):

Miembro Pelita:

* Se apoya en discordancia erosiva sobre el **Miembro Superior de la Formación Santa Clara** y la **Formación Canal 5**. Es sobrepuesta por las formaciones **Mar Chiquita** y **Faro Querandí**, y lateralmente pasa hacia el este al **Miembro Arena** de esta formación.

* Resulta correlacionable con el **Querandinense** de Frenguelli (1957) y la **Formación Destacamento Río Salado** (en el sentido de Fidalgo, 1979; Fidalgo *et al.*, 1973 a).

Miembro Arena:

* Suprayace discordantemente al **Miembro Inferior de la Formación Santa Clara** y a la **Formación Canal 5**. Es sobrepuesta por las formaciones **Mar Chiquita** y **Faro Querandí**, pasando además, lateralmente, al **Miembro Pelita** de esta unidad.

* Resulta correlacionable con el **Querandinense** de Frenguelli (1957).

- *Formación Mar Chiquita (Holoceno Medio-Superior):*

Miembro Bioclástico (Holoceno Medio):

* Sobreyace en discordancia las formaciones **Santa Clara** y **Arroyo Dulce** (continentales) y formaciones **Canal 5** y **Campo La Angostura** (marinas). Sobre él se apoyan arenas limosas eólicas, mantiformes, de escaso espesor y sobre las cuales se desarrolla el suelo actual. Además, en las inmediaciones de Mar de Cobo, los cordones están cubiertos por arenas de la **Formación Faro Querandí**.

* Resulta correlacionable con los cordones conchiles del **Platense** descritos por Frenguelli (1945, 1950, 1957) y la **Facies Marina** (playa) de la **Formación Mar Chiquita** de Schnack *et al.* (1982). Se correlaciona también con el **Miembro Cerro de la Gloria de la Formación Las Escobas** (en el sentido de Fidalgo *et al.*, 1973 a).

Miembro Arena Pelítica (Holoceno Superior):

* Está sobrepuesto por depósitos eólicos de la **Formación Faro Querandí** o por aluvio en la zona de influencia del Arroyo Chico o De Las Gallinas (al N de la zona de estudio). Se apoya discordantemente sobre la **Formación Arroyo Dulce** o la **Formación Campo La Angostura**. En este último caso, no se observó directamente el contacto, pero se supone discordante por el cambio abrupto de un medio predominantemente reductor a otro oxidante.

* Se correlaciona con las **Facies Estuárica de la Formación Mar Chiquita** (Schnack *et al.*, 1982) y con el **Miembro Canal 18 de la Formación Las Escobas** (en el sentido de Fidalgo *et al.*, 1973 a).

- Formación Faro Querandí (Holoceno Superior-Actual):

* Sobrepuesta sobre la **Formación Mar Chiquita**.

* Resulta correlacionable con la **Formación Faro Querandí** en el sentido de Schnack *et al.* (1982).

- Sedimentos Fluviales (Actual):

* Se disponen inmediatamente por debajo del suelo actual, sobre las laderas de los valles fluviales y constituyendo los depósitos superficiales de lagunas y depresiones.

* Correlacionables con el **Platense fluvio-lacustre** de Frenguelli (1945, 1950).

- Sedimentos Eólicos (Actual):

* Se desarrolla el suelo actual por encima.

* Son correlacionables con **Aimareense** en el sentido de Ameghino (1889) y Frenguelli (1957), con el **E1** de Tricart (1973) y con la parte superior de la **Formación La Postrera** (Fidalgo *et al.*, 1973 a).

4.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Las Sierras Septentrionales conforman un conjunto de montañas en bloques definido por tres sistemas de fallas de dirección NE, NO y E. Los mismos se encuentran intersectados entre sí, con predominio de fracturación directa y desplazamiento vertical dominante (Teruggi *et al.*, 1962), afectando al basamento y sirviendo de base a la posterior tectónica de fallas. Esta serie de fallas originó bloques elevados que fueron sometidos a intenso desgaste y entre los cuales se extienden amplios valles transversales y longitudinales, con importante cobertura de sedimentos Pampeanos. Se ha dividido así al cordón serrano en grupos designados con el nombre de la ciudad o partido más

próximo (sierras de Olavarría, sierras del Azul, sierras de Tandil, sierras de Balcarce, sierras de Mar del Plata, sierras de Lobería) (Borrello, 1962) (Fig. 4.2.).

El frente septentrional de las sierras corresponde a una escarpa de falla muy devastada por la erosión (“Costa de Heusser”; según Nágera, 1932) (Teruggi y Kilmurray, 1975), y ha sido definido por las megafracturas fundamentales (esencialmente subverticales) que corresponden a la dirección NO. El fracturamiento provocó la suave inclinación de los bloques (5° hacia el S y SO), confiriéndole al sistema serrano un perfil transversal asimétrico (silueta de escalón o peldaño; según Fernández *et al.*, 2008). Por el contrario, el borde austral no presenta una escarpa visible (“Costa de Claraz”; según Nágera, 1932) y se encuentra sepultado bajo sedimentos cenozoicos. Teruggi y Kilmurray (1975) estimaron además el rechazo de las megafracturas en centenares de metros. Por otra parte, sostuvieron que el sistema NE divide a las sierras en bloques independientes, correspondiéndose con fallas verticales con desplazamientos del orden de las decenas de metros, y que las fracturas de rumbo E tienen menor significación y han contribuido a delimitar el frente serrano. La tectónica vertical fue asignada al Terciario Superior y a movimientos más modernos por Nágera (1932, 1940). Este autor consideró que la secuencia Precámbrica y Paleozoica ha sido afectada además por movimientos horizontales Pre-Terciarios.

Según Teruggi y Kilmurray (1975), el sistema de sierras de Tandilia se habría terminado de definir como consecuencia de reactivaciones de los sistemas de fracturas provocadas por la Orogenia Andina, a fines del Terciario y principios del Cuaternario. Además, son característicos los sistemas de diaclasas que afectan a las rocas del basamento y a las ortocuarcitas de la Formación Balcarce en el área de las sierras La Vigilancia y La Brava (Fig. 4.3.A.). Mauriño *et al.* (1981) mencionaron dos sistemas destacables para el basamento cristalino: N330-350 y N240-260, en tanto que para las ortocuarcitas los tres sistemas más importantes son: N230-240, N320-330 y

N270-290. Además, hicieron referencia a dos sistemas importantes de fallas con rumbo N40O y N65O.

Es importante también destacar la contribución de Teruggi *et al.* (1974), quienes estudiaron los dominios tectónicos de la región de Balcarce, diferenciándolos en “A”, “B” y “C” (Fig. 4.3.A.). El “Dominio Tectónico A” está representado por estructuras planares, como foliación y planos de estructuras de pliegues, de rumbo aproximado O-E. El “Dominio Tectónico B” resulta de marcado predominio en la zona y se destaca por las estructuras planares orientadas en sentido OSO-ENE, con megafracturas de tipo antiformal y sinforme, que suelen tener en su núcleo rocas de naturaleza granitoide. Por último, el “Dominio Tectónico C” está muy restringido y aparece muy poco marcado, con un clivaje de corte que atraviesa las estructuras foliadas del Dominio Tectónico B, o bien con un diaclasamiento en dirección NO-SE. En conclusión, los sistemas de fallas (NE, NO y E) que afectan al complejo deformado y metamorfizado siguen, en general, las tres direcciones antes citadas para los trenes de pliegues y coincidentes con las lineaciones principales que caracterizan los dominios tectónicos que describieron Teruggi *et al.* (1973, 1974) (Dalla Salda *et al.*, 2006).

En referencia a provincia geológica llanura Chaco Pampeana, la misma coincide con una parte poco móvil de la corteza, de tendencia negativa. El espesor de la secuencia sedimentaria acumulada en ésta en el pasado geológico no se mantiene uniforme a través de toda el área, sino que presenta numerosas variaciones. Las mismas reflejan la existencia en el subsuelo de grandes depresiones u hondonadas, separadas entre sí por altos y dorsales. Estructuralmente, las partes deprimidas representan cuencas sedimentarias distintas (Chaco Paranense, Noroeste, Macachín, Salado, Colorado, Levalle y Laboulaye) (Russo *et al.*, 1979).

Es muy posible que para los términos más antiguos (del Paleozoico), toda el área de la llanura Chaco Pampeana se haya comportado como una única zona negativa. Posteriormente, como consecuencia de movimientos tectónicos

intensos ocurridos en el Jurásico, esa cuenca sedimentaria mayor debió separarse en una serie de cuencas menores que luego se colmataron con sedimentos cretácicos y terciarios. Cada una de ellas debe ser considerada como una cuenca sedimentaria compuesta, estructural para los términos más antiguos (paleozoicos), deposicional para los más recientes (cretácicos-terciarios) (Russo *et al.*, 1979).

De este modo, dentro del marco neotectónico de la provincia de Buenos Aires, el positivo de Tandilia presenta un comportamiento estable, mientras que las cuencas como las del Salado y del Colorado están en la actualidad sufriendo subsidencia (Introcaso y Gerster, 1985). Con respecto a esto y retomando las ideas de Keidel (1916), Rabassa *et al.* (1995) postularon que el levantamiento de Tandilia (y Ventania) se produjo en tiempos mesozoicos. Por otro lado, Rabassa *et al.* (1998) analizaron la evolución morfogenética de las sierras en relación con la tectónica del margen Atlántico. Para la zona de Balcarce (Fig. 4.3.A.), estos autores reconocieron una importante superficie de erosión desarrollada sobre la cubierta sedimentaria Paleozoica y previa a las reactivaciones del Cenozoico Superior.

4.5. OBSERVACIONES GEOLÓGICAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

4.5.1. En campo

Durante el mes de mayo de 2010, se llevaron a cabo 2 campañas de reconocimiento de la zona de estudio. Entre las actividades realizadas, se visitaron distintos afloramientos rocosos, de N a S: aquellos pertenecientes a los Cinco Cerros, dentro del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) Balcarce (INTA Balcarce) (A); afloramientos de la “Cantera San Justo”, localizada en la Sierra Bachicha, al E de la localidad de Balcarce (B); y rocas aflorantes en el Autódromo Juan Manuel Fangio (A.J.M.F.), pertenecientes a la Sierra La Barrosa (C) (Fig. 4.6.).

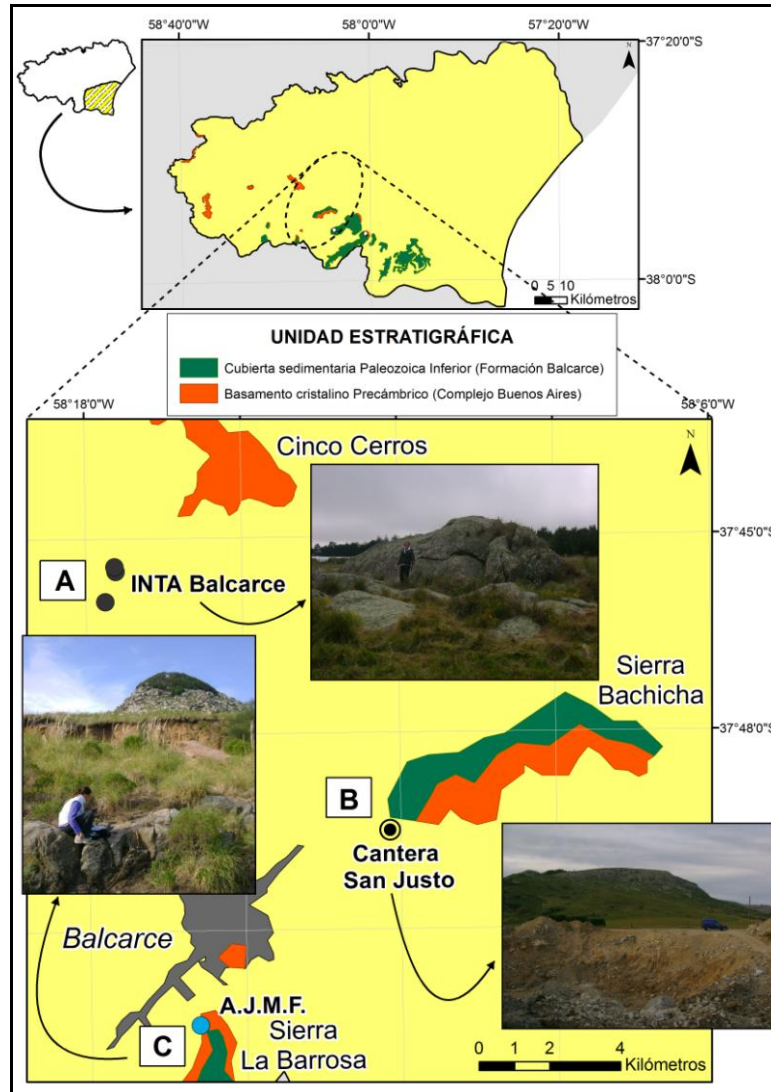


Figura 4.6. Localización de los afloramientos rocosos observados en campo

En los Cinco Cerros (INTA Balcarce), se reconoció la presencia de rocas granitoides (Fig. 4.7.A.a.), gneises (Fig. 4.7.A.b.) y gneises graníticos (Fig. 4.7.A.c.), que se corresponden con los granitoides y las metamorfitas constituyentes del Complejo Buenos Aires. También se observaron afloramientos de gneises en la Sierra Bachicha (Cantera San Justo) (Fig. 4.7.B.d.) y en la Sierra La Barrosa (Autódromo Juan Manuel Fangio) (Fig. 4.7.C.f.), pertenecientes a las metamorfitas del Complejo Buenos Aires; además de ortocuarcitas propias de la Formación Balcarce en ambas sierras (Fig. 4.7.B.e., Sierra Bachicha; Fig. 4.7.C.g., Sierra La Barrosa) (Fig. 4.6.).



Figura 4.7. Rocas observadas en los afloramientos de **A.** Cinco Cerros, **B.** Sierra Bachicha, **C.** Sierra La Barrosa

4.5.2. En laboratorio

A partir del análisis granulométrico de 9 muestras de sedimentos de perforación obtenidas del piezómetro de 48 m de profundidad perforado en la localidad de Vivoratá (Fig. 4.3.A.), el resultado del mismo muestra a la fracción psamítica (arena) como predominante, con una proporción promedio igual a 50,5 % para todas las muestras, un mínimo de 46,6 % y un máximo de 53,0 %. La fracción pelítica (limo y arcilla) se caracteriza por un porcentaje promedio de 48,8 % en la totalidad de las muestras, variando entre 45,3 % y 53,4 %. Por su parte, la fracción psefítica (grava) se encuentra presente en 6 muestras, con un porcentaje promedio de 1,1 %, variando entre 0,0 % y 3,5 %.

La Figura 4.8. muestra la distribución en % de las fracciones psefítica, psamítica y pelítica en profundidad (metros bajo boca de pozo -mbbp-). En la misma, es posible observar una disminución general en el contenido de grava con la profundidad, mientras que en las proporciones de las fracciones arena, limo y arcilla se manifiestan alternancias. Desde los 21 mbbp hasta los 25 mbbp predomina la fracción psamítica, con un contenido aproximadamente un 6 % mayor, convirtiéndose luego, hasta los 27,55 mbbp, la fracción pelítica en predominante, con un contenido un 4 % mayor. A partir de allí, y hasta los 32 mbbp, se observa una alternancia, cada aproximadamente 1 mbbp, entre una fracción y otra, primeramente siendo mayor el contenido de arena, luego el de limo y arcilla, y posteriormente el de arena nuevamente y en un pequeño porcentaje (aproximadamente el 0,5 %). Desde los 32 mbbp hasta los 37 mbbp se vuelve a manifestar de manera más significativa el predominio de la fracción pelítica, con aproximadamente un 6 % más, dominando luego hasta los 43,5 mbbp nuevamente la fracción psamítica, también con una diferencia del 6 %.

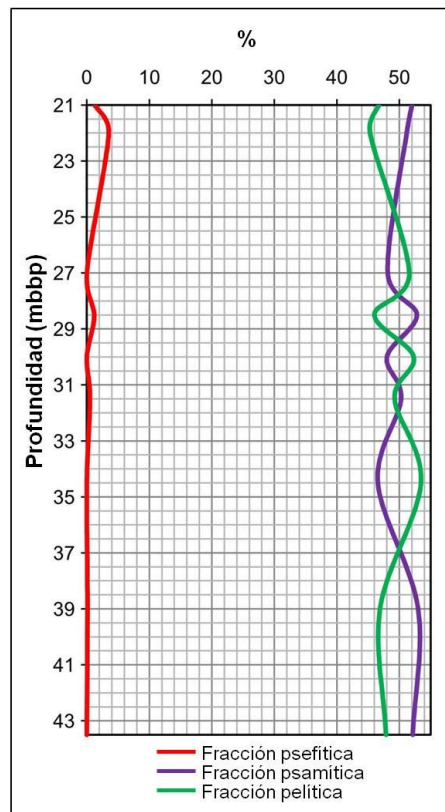


Figura 4.8. Análisis porcentual (%) del contenido de grava (fracción psefítica), arena (fracción psamítica) y limo y arcilla (fracción pelítica) en profundidad

GEOMORFOLOGÍA Y CARACTERIZACIÓN EDÁFICA

5.1. METODOLOGÍA

Se analizó en primer lugar la información geomorfológica y edáfica preexistente en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita. El mapa geomorfológico del área fue extraído de Martínez (2001 b) y Martínez *et al.* (2001). Estos autores utilizaron, además de fotografías aéreas y apoyo de campo, imágenes Landsat TM de 30 m de resolución (bandas 3, 4 y 5) y Radarsat, siendo las mismas corregidas, registradas y realzadas mediante técnicas clásicas de procesamiento digital, además de realizarse combinaciones de bandas. Dicho mapa fue modificado y adecuado en el presente capítulo de manera tal que se represente la geomorfología característica de la zona estudiada.

En referencia al Modelo Digital del Terreno (MDT) del sector en estudio, casi la totalidad de los mapas realizados en esta tesis utilizan como base al MDT de 90 m de resolución puesto a disposición gratuitamente por la NASA/NIMA (National Aeronautics and Space Administration/National Imagery and Mapping Agency), a través de la distribución de archivos SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) (Fig. 5.1.A.). Para el caso particular de la determinación de la superficie topográfica y la realización del mapa de pendientes topográficas porcentuales, se construyó un MDT, también con una resolución de 90 m, a partir de curvas de nivel a escala 1:250.000 digitalizadas por el Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.) (Fig. 5.1.B.). Esto último debido a que se observó la presencia de inconsistencias en la altitud en el sector centro-este del área de estudio al utilizar el MDT obtenido de los archivos de radar, manifestadas como bordes rectos de orientación SO-NE y NO-SE (Fig. 5.1.A.a.). A excepción del mapa de pendientes, la confección del resto de los mapas a través del uso del Modelo Digital del Terreno dispuesto por la NASA/NIMA no se ve afectada, ya que la diferencia de altura observada es

mínima y no resulta de importancia a los fines de los mismos y a la escala regional a la que se trabaja.

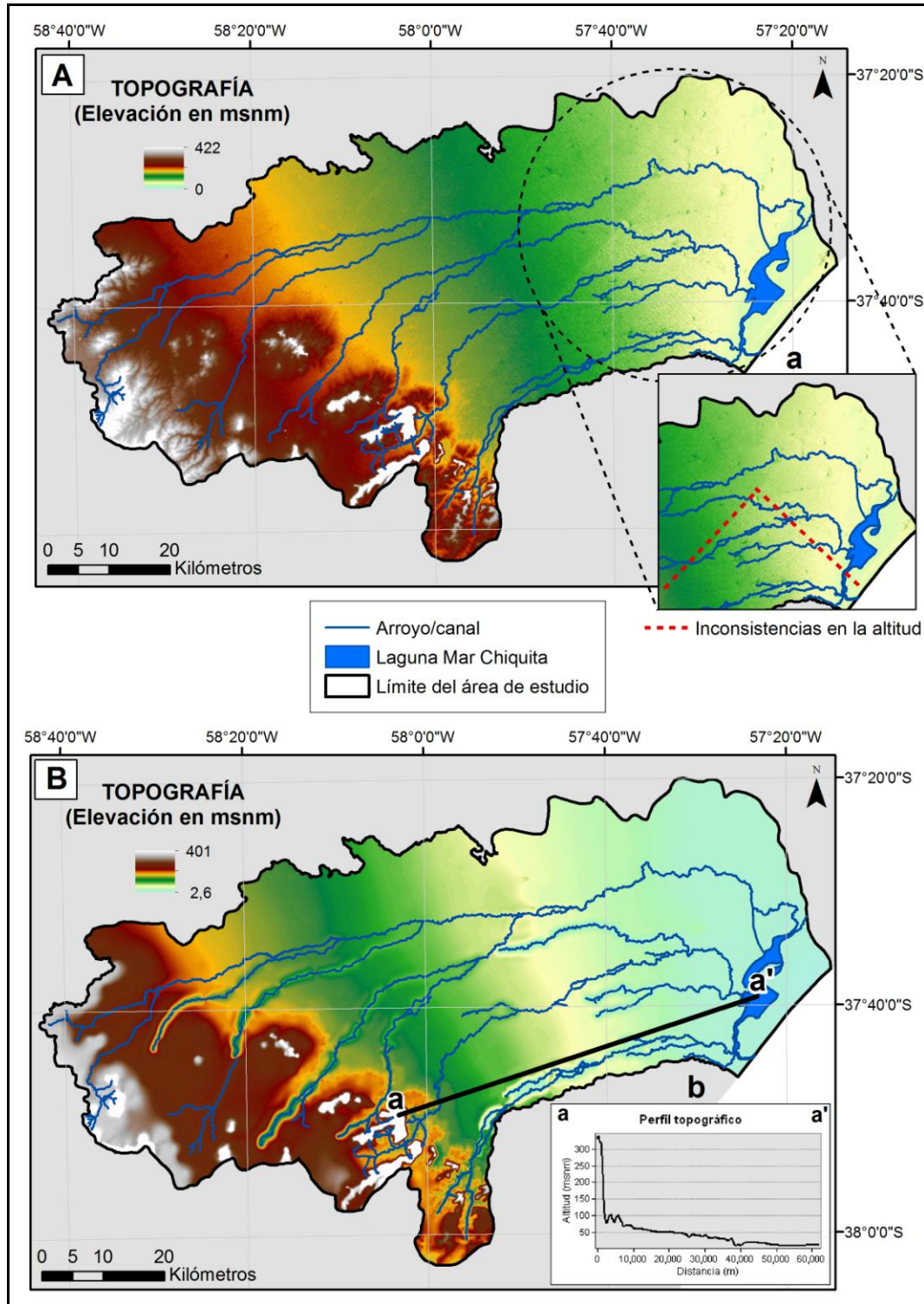


Figura 5.1. Modelo Digital del Terreno (MDT) **A.** Dispuesto por la NASA/NIMA y **A.a.** Detalle de las inconsistencias en la altitud, **B.** Construido en el presente capítulo a partir de curvas de nivel (1:250.000; I.G.N.) y **b.** perfil topográfico a-a'

El mapa de pendientes topográficas porcentuales se realizó utilizando el módulo 3D Analyst de la herramienta de Sistemas de Información Geográfica (SIG) ArcGis 10.1. (ESRI, 2012), software mediante el cual se confeccionaron todos los mapas del presente capítulo. El algoritmo utilizado por la mayoría de los SIG calcula el ángulo de inclinación del terreno, sin que se dejen de considerar los desniveles de altura de las cuatro celdas más próximas a la analizada. De esta manera, para cada celda se obtiene el ángulo de inclinación del terreno en grados o en porcentajes, en donde la pendiente, para el primer caso, es la tangente del ángulo obtenido.

Finalmente, a partir de las Cartas de Suelos de la República Argentina 1:50.000 (SAGPyA, 1978) abarcadas total o parcialmente por el área de estudio (3760-30, 36 y 3757-25, 26, 27, 31, 32, 33), se obtuvieron los mapas de suelos, Índice de Productividad (IP) y de Clases de capacidad de uso del suelo. La información alfanumérica y cartográfica generada fue almacenada en el SIG del proyecto.

5.2. GEOMORFOLOGÍA

En la región Pampeana, la información satelital ha constituido una excelente herramienta para el mapeo geomorfológico, permitiendo brindar una escala regional para el reconocimiento de las geoformas dominantes del paisaje, es decir, un relieve formado por paleodunas con diferente morfología. Si bien Tricart (1973) ya había descrito e interpretado los rasgos eólicos fósiles como las cubetas de deflación y las dunas con forma de medialuna asociadas, aquellos de mayor escala (dunas parabólicas y longitudinales) fueron descritos en el oeste de la provincia de Buenos Aires a partir de imágenes Landsat MSS (Dillon *et al.*, 1985; Gardenal, 1988; Malagnino, 1988, 1990). Fue a partir de esta misma información que Martínez (1997) reconoció dichos rasgos eólicos relictuales en el sudeste bonaerense (Martínez, 2001 b).

El sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita abarca una zona de transición de diversos ambientes geomorfológicos, que de O a E son:

Sierras (S), Franja Eólica Periserrana (FEP), Planicie Fluvioeólica (PFE), Llanura Costera (LC) y Cordón Litoral (CL) (Fasano, 1991; Martínez, 1997, 1998, 2001 b) (Fig. 5.2.). El relieve serrano primario, de origen tectónico, controló en cierto modo la dinámica y evolución de los ambientes cuaternarios y define los rasgos mayores del relieve actual. La particular distribución de los paisajes existentes se debió a la alta sedimentación eólica durante el Pleistoceno Superior-Holoceno, el escaso potencial morfogenético de la red de drenaje y la fuerte resistencia a la meteorización y erosión de las cuarcitas que conforman los núcleos serranos (ver apartado 4.3.2.2.2., Capítulo 4). Los cambios climáticos fueron los que regularon predominantemente la tasa de sedimentación eólica. Los eventos glaciales y estadales (vinculados con condiciones frías y secas) permitieron la reactivación del paisaje y la formación de los rasgos de origen eólico (Martínez, 2001 a, b).

Por su parte, los eventos interglaciales e interestadales se vinculan a condiciones más cálidas y húmedas (como la actual), con la consiguiente formación de una cubierta vegetal continua que habría atenuado considerablemente los procesos de erosión y transporte de los sedimentos superficiales. Durante dicha estabilización del paisaje prevaleció la pedogénesis como proceso dominante (Martínez, 2001 b). Este escenario dio lugar a los diferentes ambientes geomorfológicos claramente diferenciables, con procesos geomórficos particulares. Además, las oscilaciones del nivel de mar durante el Holoceno dieron lugar a ambientes mixtos como la laguna costera Mar Chiquita (Martínez, 2001 a).

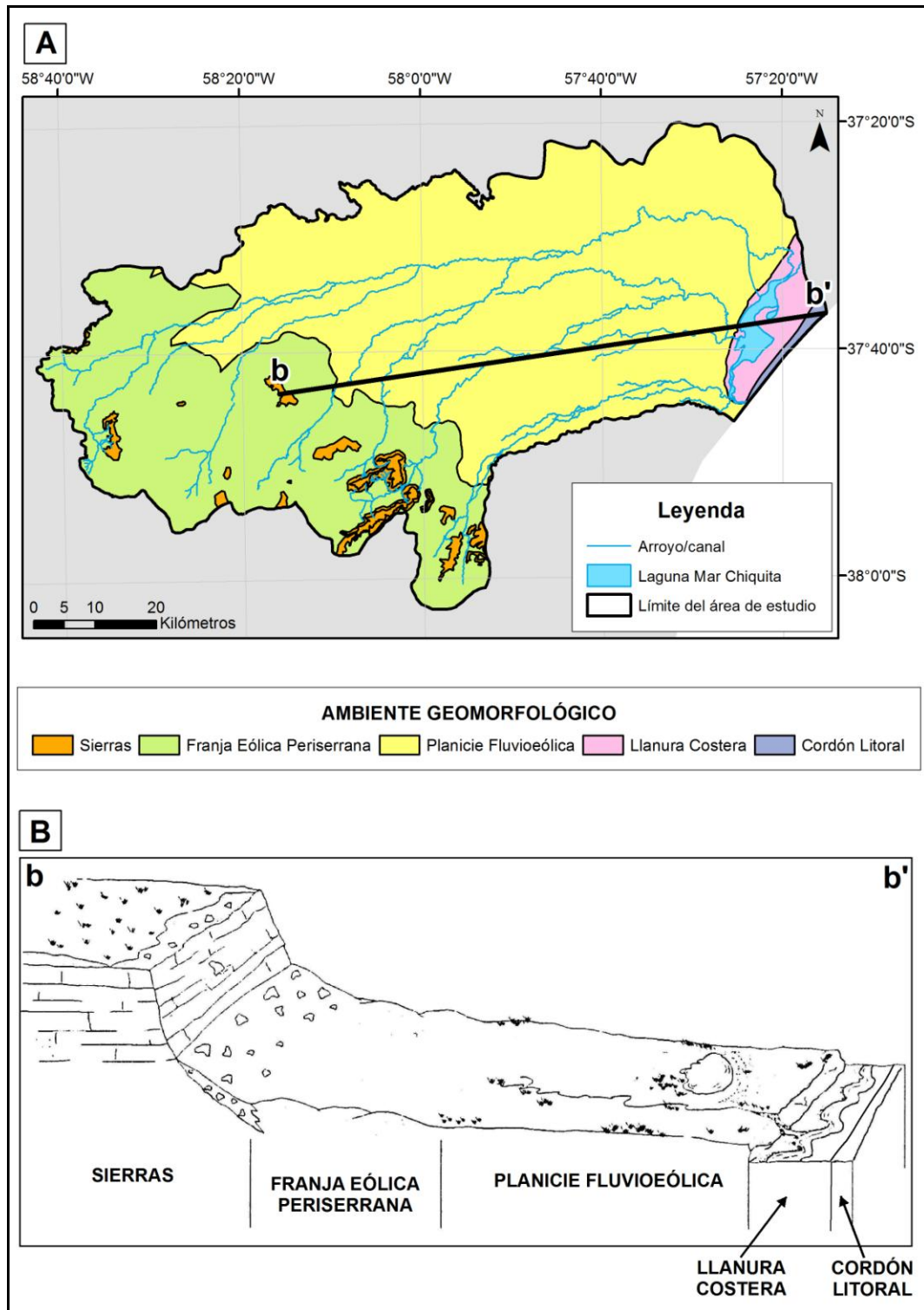


Figura 5.2.A. Mapa geomorfológico del área de estudio (extraído y modificado de Martínez *et al.*, 2001), **B.** Block diagrama mostrando los ambientes geomórfológicos presentes en la sección b-b' (extraído y modificado de Martínez, 2001 b)

Se describen a continuación los ambientes geomorfológicos identificados:

5.2.1. Sierras

Este ambiente cubre el 2,8 % de la superficie total del área en estudio (Fig. 5.2.A.) y está constituido por las elevaciones del Sistema de Tandilia (ver apartado 4.2., Capítulo 4), con alturas máximas que rondan los 400 m. Litológicamente, las mismas se encuentran conformadas por las metamorfitas del Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola, 1975 a, b) y los estratos subhorizontales de ortocuarcita de la Formación Balcarce (Amos *et al.*, 1972; Dalla Salda e Iñiguez Rodríguez, 1979; Zimmermann y Spalletti, 2009; Van Staden *et al.*, 2010) (ver apartados 4.3.1.1. y 4.3.2.2.2., respectivamente; Capítulo 4).

Las vertientes norte y sur de Tandilia (“Costa de Heusser” y “Costa de Claraz”, respectivamente; Nágera, 1932) poseen características disímiles debido principalmente al diferente estilo morfoestructural. En la vertiente sur, los bloques de cuarcita se hunden gradualmente hacia el SO y el paisaje es moderadamente ondulado. Por el contrario, la vertiente norte presenta bloques que se hunden abruptamente y de forma escalonada hacia la cuenca del río Salado (Ameghino, 1908; Frenguelli, 1957; Rolleri, 1975). De este modo, el paisaje pasa de un relieve ondulado a una llanura de muy escaso gradiente (Fig. 5.2.B.), lo que puede ser observado claramente en una imagen satelital como la de la Figura 5.3., integrada a partir de bandas 3 y 4 de Landsart TM y Radarsat (Martínez, 2001 b). Dicha imagen incluye al sector oriental del área en estudio y a la zona norte del área de Mar del Plata y aledaños definida por Sala *et al.* (1980).

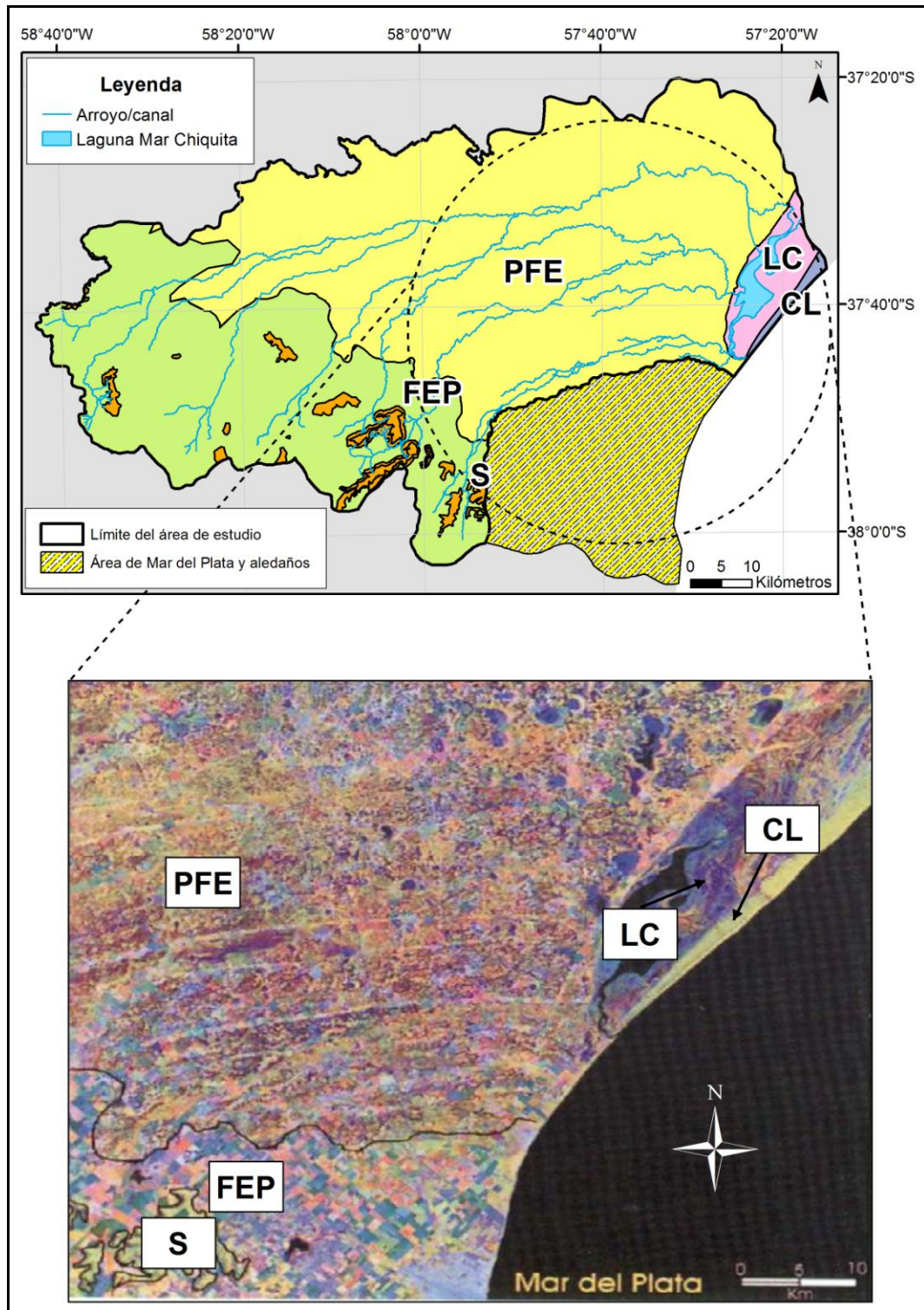


Figura 5.3. Imagen satelital del sector oriental del área en estudio y la zona norte del área de Mar del Plata y alrededores (Sala *et al.*, 1980) (**S**: Sierras, **FEP**: Franja Eólica Periserrana, **PFE**: Planicie Fluvioeólica, **LC**: Llanura Costera, **CL**: Cordón Litoral) (extraída y modificada de Martínez *et al.*, 2001)

Los bloques serranos se encuentran aislados entre sí, separados por amplios valles de fondo plano o suaves lomadas que se adosan a las sierras o forman sistemas complejos. Las sierras se destacan por tener cumbres planas (forma de meseta), con un amplio desarrollo superficial y escaso gradiente topográfico (5 %), las cuales terminan en rupturas abruptas de pendiente, de más del 20 % (en especial hacia el N, NE y NO; Kruse, 1986), dando lugar a frentes rocosos. Estos sectores de roca desnuda se caracterizan por la presencia de acumulaciones coluviales de bloques cuarcíticos en zonas bajas, dispuestos de manera aleatoria y mezclados con materiales más finos (piedemonte), en donde se hacen presentes diferentes procesos de remoción en masa. Los mismos comienzan en el punto de quiebre de la pendiente y se extienden hasta donde la misma se minimiza (Fig. 5.2.B.) (Martínez, 2001 b). El piedemonte no ha sido generado por la evolución de un frente serrano por erosión, sino que fue elaborado esencialmente por depositación eólica exógena y parcialmente modificado por acción fluvial, siguiendo la pendiente regional controlada por el relieve serrano (Martínez, 2001 a).

Con respecto a la red de drenaje, los arroyos presentes en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, con nacientes en el ambiente de serranías, presentan en su mayoría un diseño rectangular (Fig. 5.2.A.). El mismo responde a las direcciones dominantes de fracturas, siendo bastante notorio su control estructural (ver apartado 4.4., Capítulo 4). Algunos afluentes de primero y segundo orden tienen valles estrechos y abruptos, con marcados procesos de incisión vertical en las cuarcitas. Es posible que en algunos sectores se hayan producido capturas de los arroyos de la vertiente norte hacia los de la vertiente sur (Martínez, 2001 b).

5.2.2. Franja Eólica Periserrana

Este ambiente geomórfológico ocupa el 32,8 % de la superficie total abarcada por el sector en estudio (Fig. 5.2.A.). Comprende un relieve de lomadas que se extiende hacia el norte, hasta aproximadamente la cota de 60 msnm (Fig. 5.3.), limitando con el piedemonte (Fig. 5.2.B.). Las pendientes son

del orden del 2 % al 3 % (Kruse, 1986), encontrándose los mayores valores cerca del ambiente de Sierras. Las lomadas se caracterizan por una morfología que varía desde formas elongadas (en dirección NE) hasta subcirculares. Presentan longitudes de alrededor de 1 a 2 km por 0,5 km de ancho, pudiendo alcanzar valores extremos de 4 km de longitud por 1 km de ancho.

Como se ha mencionado anteriormente, las lomadas ocupan las cumbres planas de las sierras en algunos casos y cubren los valles interserranos. Estos últimos, junto con la llanura circundante (ambiente de Planicie Fluvioeólica), están cubiertos por depósitos loessoides de edad Pleistoceno Superior-Holoceno (Sedimentos Postpampeanos; ver apartado 4.3.3., Capítulo 4). Por otra parte, la implementación de un drenaje de pequeños cauces temporarios sobre estas geformas ha causado una modificación parcial en su morfología. Además, el contacto con la llanura es claro y fácilmente identificable en las imágenes satelitales (Fig. 5.3.), vinculándose al mismo a un cambio topográfico relativamente abrupto. Éste suele estar remarcado por la aparición de un diseño dendrítico de la red de drenaje en la PFE (Fig. 5.2.A.) (Martínez, 2001 b).

5.2.3. Planicie Fluvioeólica

Este ambiente geomórfico es el que abarca la mayor superficie del área de estudio (60,7 %) (Fig. 5.2.) y presenta pendientes regionales del orden de 0,2 a 0,3 % (Kruse, 1986). Se extiende desde aproximadamente la cota de 60 msnm hasta el mar (Fig. 5.3.). Está localizado dentro de la Pampa Deprimida (Tricart, 1973), una extensa región en cuya conformación participaron numerosos factores geomorfológicos, fundamentalmente eólicos, fluviales y marinos, que le dieron una impronta caracterizada por la variedad de ambientes contrastantes. Sin embargo, esta diversidad posee limitantes comunes, aunque de diversos grados, como el hidromorfismo, la alcalinidad y la salinidad, la poca profundidad de los suelos, anegamientos e inundaciones. Entre las geformas presentes se destacan las cubetas de deflación -que en la actualidad son lagunas poco profundas- y las dunas de limo asociadas, además de una

asociación de paleodunas parabólicas y longitudinales y megaparabólicas (Fig. 5.4.).

Las cubetas de deflación son antiguos huecos subcirculares dejados por la erosión del viento actuando sobre depósitos limo areno-arcillosos. Este fenómeno habría ocurrido en condiciones de mayor aridez que las actuales, con una cubierta de vegetación lo suficientemente escasa como para permitir al viento levantar material del suelo. Durante los ciclos más húmedos como el actual, estas depresiones dejadas por la acción eólica fueron ocupadas por el agua pasando a formar la mayoría de las actuales lagunas de la provincia de Buenos Aires (como por ejemplo las lagunas Nahuel Rucá, Hinojales y Los Talitas, entre otras). El material excavado por el viento es además depositado en la pendiente oriental conformando las dunas de limo (Formación Nahuel Rucá de Fasano, 1991 o Limos Nahuel Rucá de Schnack *et al.*, 1982; ver apartado 4.3.3.2. y Fig. 4.3., Capítulo 4). Las mismas tienen forma de medialuna en planta y pueden alcanzar una altura relativa respecto de la llanura circundante de 15 m (Schnack *et al.*, 1982) (Fig. 5.4.). En consecuencia, estos son los rasgos eólicos fósiles de mayor altura que se pueden encontrar en la llanura Pampeana.

Los sistemas de paleodunas reconocidos (parabólicas y longitudinales y megaparabólicas) también reflejan condiciones climáticas de aridez y semiaridez. Las dunas longitudinales se asocian con vientos más intensos y una menor cobertura vegetal que las parabólicas, lo que indica condiciones de aridez más marcadas durante su formación (Stralher, 1982). Su expresión topográfica es muy escasa (0,5-3 m de desnivel relativo), por lo cual son imperceptibles en el terreno y su identificación es más clara a partir de las imágenes satelitarias (Fig. 5.3.). Se observan rasgos lineales con una longitud promedio entre 3,6 y 40 km y un ancho de 40-380 m. Dos juegos de paleodunas fueron reconocidos: uno de dirección N45°E (SO-NE: en su mayoría dunas parabólicas) y el segundo que se le superpone, de dirección N82°E (OSO-ENE: dunas megaparabólicas y longitudinales) (Fig. 5.4.). Dado el

carácter unimodal a estrechamente bimodal de estas geoformas, su génesis es vinculada a paleovientos del SO y O, respectivamente (Martínez, 1998).

Las edades de los rasgos eólicos presentes en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita abarcan desde el Pleistoceno Superior para las cubetas de deflación y dunas de limo asociadas, al Holoceno Superior para las dunas longitudinales y megaparabólicas de dirección OSO-ENE. Las dunas de dirección SO-NE (en su mayoría parabólicas) representan una edad intermedia (Martínez, 1998; Martínez *et al.*, 2001).

Por otro lado, el patrón de estas geoformas de origen eólico ha condicionado gran parte del escurrimiento. Los cursos de primero, segundo y hasta tercer orden están controlados por el patrón eólico SO-NE, ocupando las áreas interdunarias de las dunas mayormente parabólicas, el cual fue a su vez en parte obliterado por el ciclo OSO-ENE. Es común observar un notable alineamiento de bajos funcionando como lagunas temporarias en los bordes S de los brazos de las dunas OSO-ENE, ya que constituyen un obstáculo para el escurrimiento de estos pequeños cauces (Fig. 5.3., Fig. 5.4). Además, este ciclo ha definido gran parte de las divisorias entre las cuencas, explicándose así la asimetría que presentan algunas cuencas de la vertiente N.

Por último, abarcando el sector E de la PFE, la costa presenta barrancas y plataformas de abrasión elaboradas sobre sedimentos de la Formación Santa Clara (Fasano *et al.*, 1982; Schnack *et al.*, 1982; Fasano, 1991) (ver apartado 4.3.3.2. y Fig. 4.3., Capítulo 4).

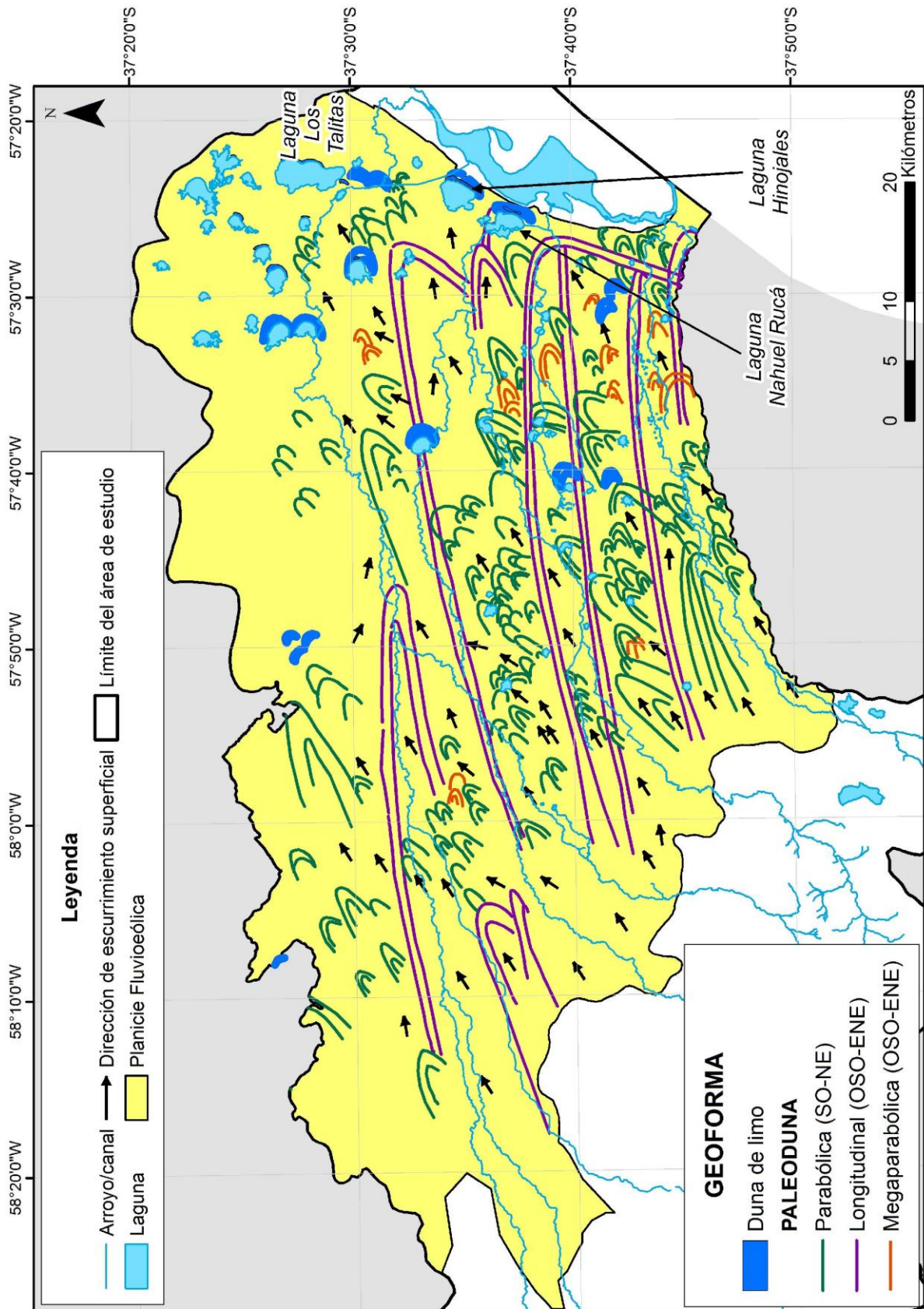


Figura 5.4. Geformas presentes en el ambiente geomorfológico de Planicie Fluvioeólica (extraído y modificado de Martínez *et al.*, 2001)

5.2.4. Llanura Costera

El ambiente Llanura Costera (o Llanura Marginal según Schnack y Gardenal, 1979), actualmente planicie de inundación de la laguna Mar Chiquita, se desarrolla hacia el este de la Ruta Provincial N° 11, abarcando el 3,3 % del área de estudio (Fig. 5.2.A., Fig. 5.5.). Constituye una superficie prácticamente horizontal (Fig. 5.2.B.), cuya cota varía entre 3 y 5 m, con una pendiente topográfica de 0,05 %, desarrollada sobre sedimentos holocenos de las facies estuáricas de la Formación Mar Chiquita (Schnack *et al.*, 1982). Está limitado hacia el oeste por cordones conchiles correspondientes a las facies marinas de la misma formación (ver apartado 4.3.3.2. y Fig. 4.3., Capítulo 4).

Dentro de las principales geoformas presentes en este ambiente se encuentran los cordones conchiles, que están constituidos fundamentalmente por material biogénico y asociados a un nivel del mar alto, de aproximadamente 2-2,5 m por sobre el actual. Representan un rasgo elongado que se extiende desde aproximadamente la localidad de Mar de Cobo (Fig. 5.5.) hacia el norte, característico y continuo, de ancho reducido (de entre pocos metros a 20-30 m) y cuya altura máxima es de 4,3 msnm. Por otra parte, el área correspondiente a la llanura y los canales de marea es aquella que bordea a la laguna Mar Chiquita (principalmente el sector sur) y que en forma intermitente, por descenso y ascenso de la marea, está expuesta a condiciones subaéreas y subácuas. Las llanuras de marea (playas interiores) son de escasa altura y están constituidas por arenas finas provenientes del retrabajamiento de los sedimentos de la Formación Mar Chiquita y del aporte de pelitas por arroyos y canales. Así, el fondo de la laguna es principalmente limo arenoso en la parte ancha, siendo más arenoso en el sector más estrecho (Fasano *et al.*, 1982).

La llanura costera se encuentra atravesada por cauces fluviales y por canales artificiales como el 5 (la confluencia con la Cañada del arroyo Chico; ver Fig. 6.1., Capítulo 6), 7 y 8 (Fig. 5.5.). Los cursos de agua presentan pequeñas barrancas de hasta un metro de altura, y en las fotografías y mosaicos aéreos puede observarse también la presencia de llanuras de

inundación vinculadas a los arroyos y algunos meandros abandonados (Fig. 5.3.). La excavación de canales (5 y 7) ha alterado el drenaje original procurando evitar inundaciones. Esto no se consigue cuando el ascenso de los niveles freáticos se ubica por encima de la superficie, como sucedió en 1980 (Isla y Gaido, 2001).

Otras geoformas destacables en este ambiente son las antiguas playas lagunares, que se presentan en forma escalonada con alturas decrecientes en sentido E-O. Al igual que las llanuras de marea, el descenso del nivel de las aguas expuso a las mismas a acciones eólicas, modificándolas o cubriéndolas parcialmente. Depresiones elongadas separan los diferentes niveles de playa. Por último, se desarrollan pequeñas lagunas de agua dulce, además de estar presente la laguna Mar Chiquita y otra depresión conectada, La Lagunita, conformando los rasgos negativos más importantes (Fig. 5.5.).

La geomorfología de la laguna Mar Chiquita ha variado considerablemente desde la construcción del puente de CELPA en 1967. Éste se encuentra ubicado al final del canal de entrada (Fig. 5.5.), induciendo en el mismo la generación de bancos. Por otra parte, la localización de la boca ha ido evolucionando desde su estado inicial, en respuesta al efecto de las olas y a los procesos sedimentarios, presentando una tendencia migratoria hacia el N de aproximadamente 100 m/año (Lanfredi *et al.*, 1987). Además, las playas adyacentes están sujetas a rápidos procesos erosivos, principalmente en la componente transversal a la costa, produciendo en varias ocasiones la obstrucción total del canal de acceso (Isla, 1980).

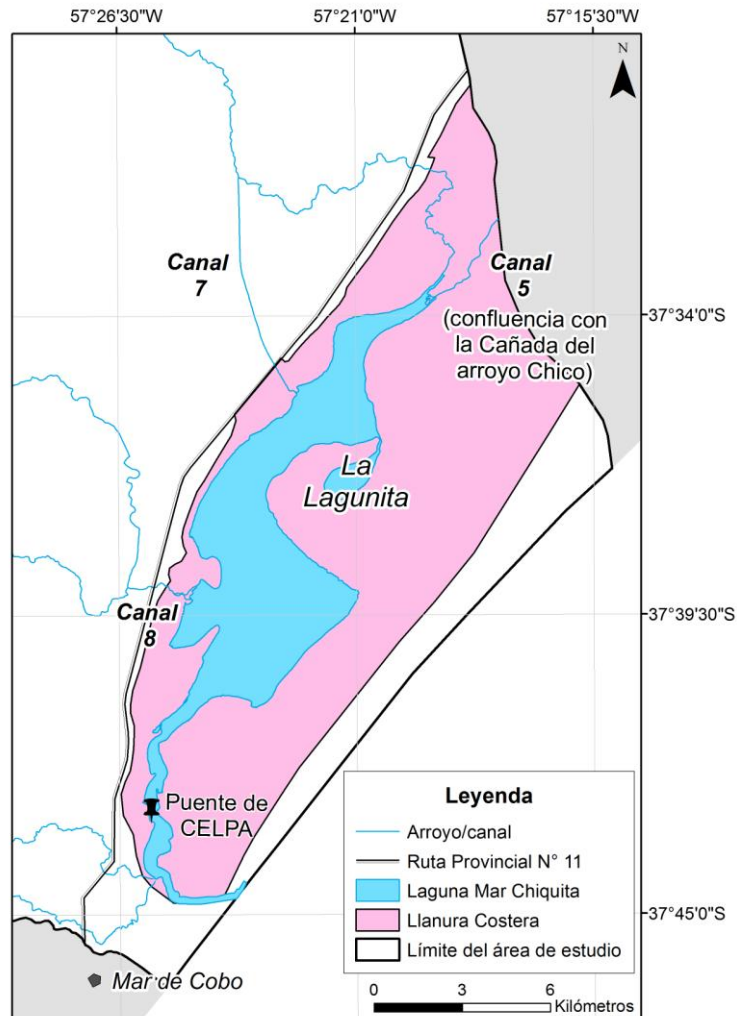


Figura 5.5. Detalle del ambiente geomorfológico de Llanura Costera

5.2.5. Cordón Litoral

Este ambiente se caracteriza por la presencia del cordón costero medanoso actual (o barrera medanosa actual o cadena medanosa actual), que se extiende sin interrupción por más de 45 km, desde la desembocadura de la laguna costera Mar Chiquita hasta el Faro Querandí ($37^{\circ}27'52''$ S, $57^{\circ}06'51''$ O), prolongándose en esa misma dirección hasta Punta Rasa ($36^{\circ}17'22,8''$ S, $56^{\circ}46'52,9''$ O) y manteniendo su topografía original. El mismo abarca el 0,5 % de la superficie total del área en estudio (Fig. 5.2.A.). Su ancho es variable, con una clara tendencia a aumentar de S a N (Fig. 5.2.B.), siendo la mínima anchura verificada en la boca de la laguna, con unos 750 m, y la máxima llegando a casi 3.500 m (Fasano, 1991; Isla, 1997 b; Isla y Tomazelli, 1999).

La morfología de las dunas costeras es esencialmente transversal con crestas sinuosas a paraboloides y con alturas de hasta 20 m, estando la dinámica de las mismas íntimamente ligada al desarrollo de la vegetación y a los procesos pedogenéticos (Holz, 1995; Holz *et al.*, 1996). Por otro lado, las playas presentes en este ambiente se caracterizan por tener, en general, pendientes suaves y un ancho que oscila entre los 50 y 100 m. La zona de playa culmina contra la franja de dunas costeras de altura creciente hacia el norte.

5.3. SUPERFICIE TOPOGRÁFICA Y MAPA DE PENDIENTES

El Modelo Digital del Terreno, que describe la altimetría de una zona mediante un conjunto de datos acotados, constituye la información base (infraestructura básica) para la construcción de una serie de mapas que reflejan características morfológicas simples del terreno (unidades geomorfológicas, de pendientes, etc.). La información obtenida del MDT construido a partir de curvas de nivel a escala 1:250.000 digitalizadas por el I.G.N. (ver apartado 5.1., presente capítulo), muestra que el área de estudio está comprendida entre las cotas de 2,6 metros sobre el nivel del mar (msnm) y 401 msnm (Fig. 5.1.B.). Las mayores altitudes se encuentran en las zonas O y SO y las menores hacia el E, como puede observarse en el perfil topográfico a-a' (Fig. 5.1.B.b.).

El valor promedio de pendiente topográfica porcentual observado en el sector estudiado es de 1,35 %, con una desviación estándar de 3,76 %, variando entre 0 % y 83,00 %. Los menores valores de este parámetro son los que predominan, correspondiéndose con los ambientes geomorfológicos Franja Eólica Periserrana, Planicie Fluvioeólica, Llanura Costera y Cordón Litoral: el 79,8 % de la zona posee pendientes comprendidas entre 0 % y 1,30 %, mientras que el 13,8 % presenta valores variables entre 1,30 % y 4,88 %. El 4,1 % del área se caracteriza por pendientes de entre 4,88 % y 11,72 %, siendo el 1,3 % ocupado por valores que varían entre 11,72 % y 21,16 %. Los valores más altos de pendiente se encuentran principalmente en el ambiente de Sierras: el 0,7 % del sector estudiado se caracteriza por valores de pendientes

porcentuales variables entre 21,16 % y 33,20 %, mientras que el 0,3 % restante presenta valores que varían entre 33,20 % y 83,00 % (Fig. 5.6.). Un perfil de pendiente topográfica porcentual (c-c'), localizado al S del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, se presenta en la Figura 5.6.A.

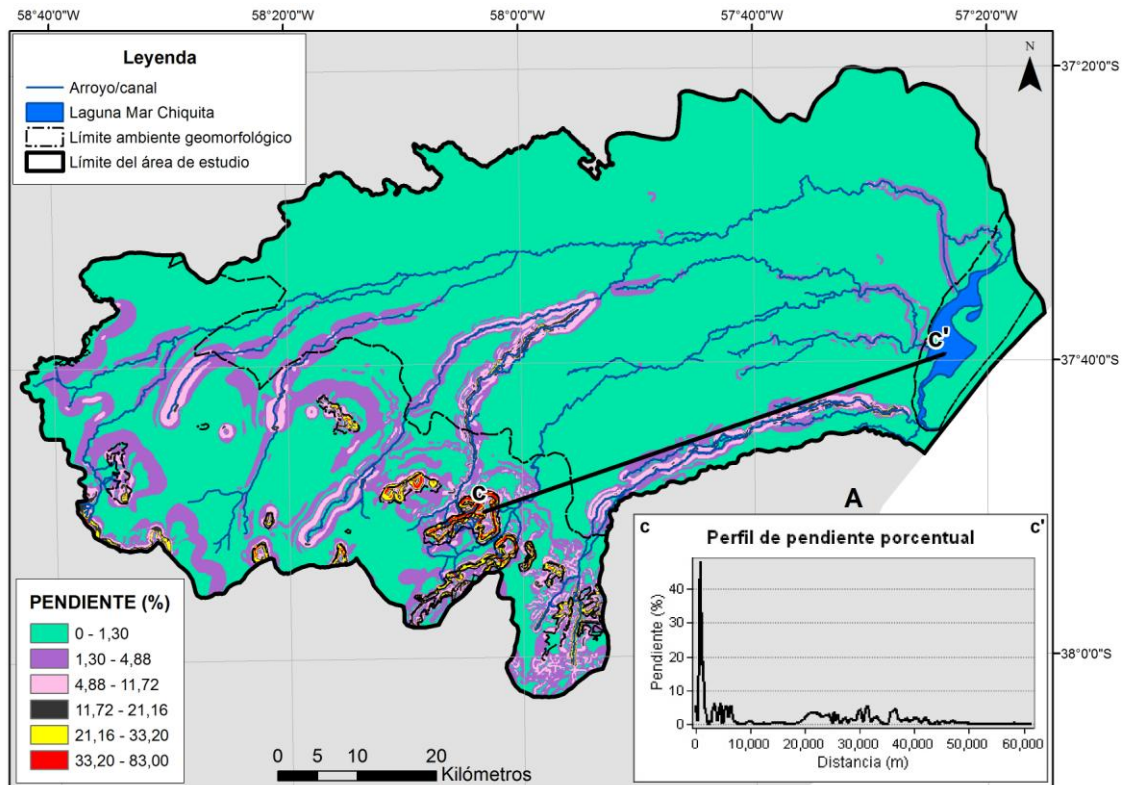


Figura 5.6. Mapa de pendientes topográficas porcentuales y **A.** perfil de pendiente topográfica porcentual c-c'. Las líneas discontinuas representan los límites de los ambientes geomorfológicos ilustrados en la Figura 5.2.A.

5.4. CARACTERIZACIÓN EDÁFICA

El suelo es considerado como uno de los recursos naturales de mayor valor, puesto que es la base de la actividad agropecuaria desarrollada en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita. El conocimiento de sus características más sobresalientes constituye una importante herramienta para la comprensión y el entendimiento de los procesos dinámicos que en él ocurren.

Los materiales parentales de todos los suelos de la zona de estudio corresponden a los depósitos eólicos loésicos que conforman la secuencia sedimentaria Cenozoica descrita en el apartado 4.3.3. del Capítulo 4. Estudios de la mineralogía de arcilla realizados en los suelos por Osterrieth y Martínez (1993) indicaron predominio de illita, seguida por esmectita, caolinita y escasa clorita. El alto porcentaje de materia orgánica presente se debe a los regímenes de humedad existentes.

Una de las clasificaciones de suelos más utilizadas es la desarrollada y coordinada internacionalmente por el Ministerio de Agricultura de los Estados Unidos (USDA: United States Department of Agriculture) y su subsidiaria Cooperativa Nacional de Relevamiento de Suelos (NRCS: National Cooperative Soil Survey), denominada Soil Taxonomy (USDA, 1999). La misma se basa en varios parámetros (y propiedades), y está desarrollada en 6 niveles: Orden, Suborden, Gran Grupo, Subgrupo, Familia y Serie.

En la Figura 5.7. se presentan los mapas de suelos del área de estudio, basados en la clasificación de Soil Taxonomy, considerando hasta el nivel de Subgrupo. Teniendo en cuenta que en una misma superficie puede haber más de un tipo de suelo, se ilustraron entonces 3 mapas: **A.** Muestra los suelos que ocupan el mayor porcentaje de dicha superficie (del 50 % al 100 %), **B.** Representa a los suelos que abarcan el porcentaje intermedio de la misma (hasta el 40 %), y **C.** Ilustra a aquellos suelos que ocupan el menor porcentaje de ésta (hasta el 20 %). A partir del análisis de dicha figura, en la Tabla 5.1. se resumen los tipos de suelos presentes en los ambientes geomorfológicos que abarca el área de estudio.

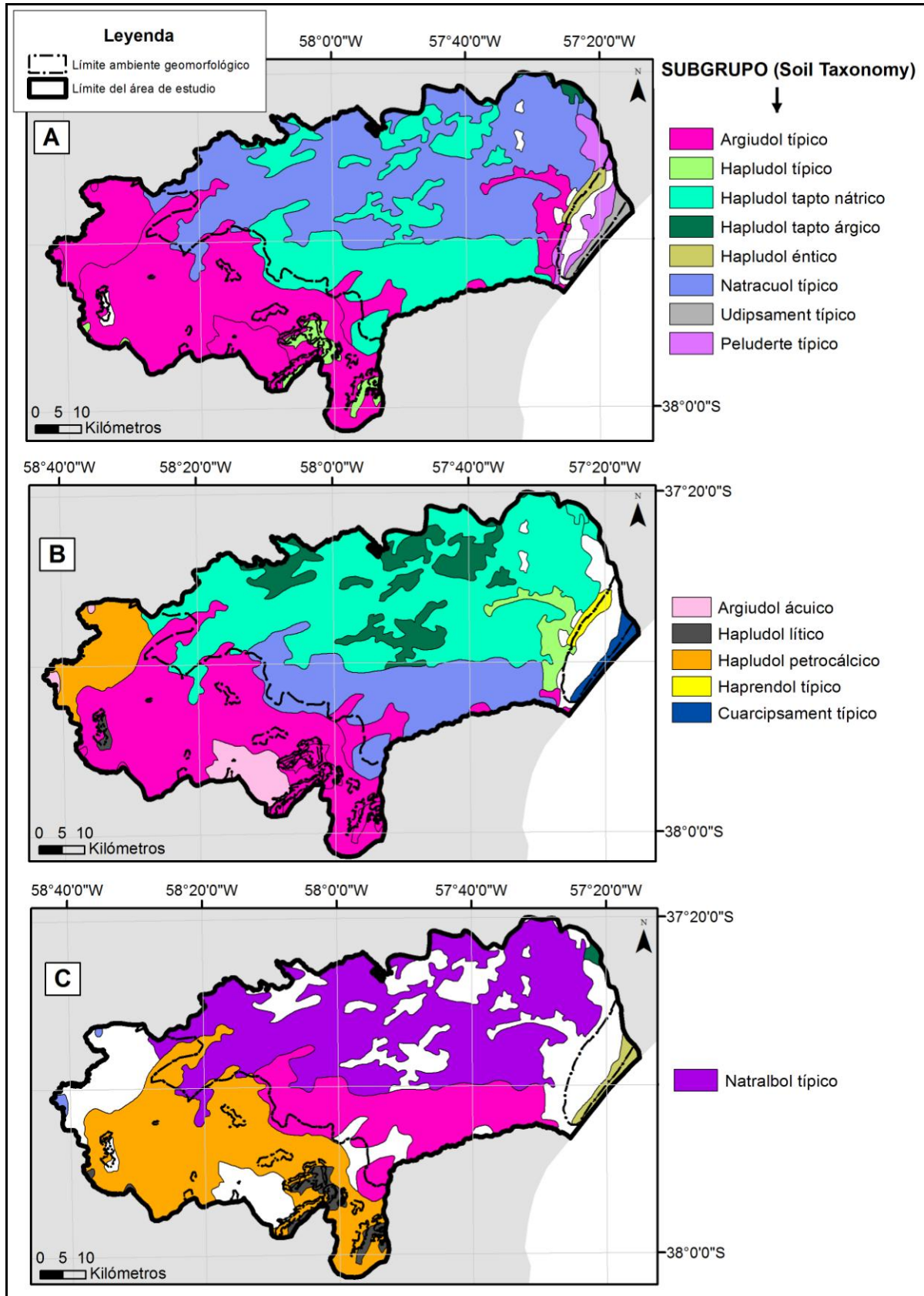


Figura 5.7. Mapas de suelos del área de estudio basados en la clasificación de Soil Taxonomy (USDA, 1999), considerando hasta el nivel de Subgrupo. Las líneas discontinuas representan los límites de los ambientes geomorfológicos ilustrados en la Figura 5.2.A.

Tabla 5.1. Suelos presentes en los ambientes geomorfológicos que abarca el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, según la clasificación de Soil Taxonomy (USDA, 1999), considerando hasta el nivel de Subgrupo

Orden	% del área total	Suborden	Gran Grupo	Subgrupo	Ambiente geomorfológico
Molisol	74,3	Udol	Argiudol	Argiudol típico	S, FEP, PFE, LC
				Argiudol ácuico	S, FEP
			Hapludol	Hapludol típico	S, FEP, PFE, LC
				Hapludol taptó nátrico	FEP, PFE
				Hapludol taptó árgico	PFE
				Hapludol éntico	PFE, LC, CL
				Hapludol lítico	S, FEP
				Hapludol petrocálcico	S, FEP, PFE
		Acuol	Natracuol	Natracuol típico	FEP, PFE
		Albol	Natralbol	Natralbol típico	FEP, PFE
Rendol	Haprendol	Haprendol típico	PFE, LC		
Vertisol	5,7	Psament	Udipsament	Udipsament típico	LC, CL
			Cuarcipsament	Cuarcipsament típico	LC, CL
Entisol	2,9	Uderte	Peluderte	Peluderte típico	PFE, LC
Lagunas y materiales rocosos	17,1				

S: Sierras, FEP: Franja Eólica Periserrana, PFE: Planicie Fluvioeólica, LC: Llanura Costera, CL: Cordón Litoral

En general, en la Figura 5.7. puede observarse que los suelos predominantes en el área de estudio son los pertenecientes al Orden de los **Molisoles**, los cuales abarcan el 74,3 % de la misma (Tabla 5.1.). Dentro del Suborden de los **Udoles**, el Subgrupo **Argiudol típico** es el que mejor ejemplifica el resultado de la acción del clima húmedo o subhúmedo sobre materiales loésicos en posiciones bien drenadas. Es sobre estos suelos donde se desarrolla la mayor parte de la actividad agrícola de la provincia de Buenos Aires. Por otro lado, el Gran Grupo de los **Hapludoles** se encuentra en sectores donde los materiales son más gruesos que los loésicos y presentan un perfil menos desarrollado, donde es frecuente que el manto sedimentario sea delgado y cubra con no más de 30 cm a las formaciones rocosas o el manto de tosca. También perteneciente al Orden **Molisol**, pero dentro del Suborden **Acuol**, el Subgrupo de los **Natracuoles Típicos** constituye uno de los suelos sódicos con más difusión en la provincia y en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita. Son predominantes en la Pampa Deprimida (Tricart, 1973) y en todos los paisajes bajos con drenaje dificultoso (SAGyP-INTA, 1989).

Por su parte, de los dos otros Órdenes presentes en la zona de estudio, los **Vertisoles** ocupan el 5,7 % de ésta, abarcando los **Entisoles** el 2,9 %. El 17,1 % restante está conformado por las **lagunas** y los **materiales rocosos** (Fig. 5.7., Tabla 5.1.).

En el ambiente geomorfológico de Sierras en particular, predominan suelos correspondientes a los Subgrupos **Argiudol típico** y **Hapludol petrocálcico**, además de estar presentes los Subgrupos **Argiudol ácuico** (al SO), **Hapludol típico** (al S) y **Hapludol lítico** (al O y S). En el ambiente de Franja Eólica Periserrana, prevalecen también los suelos del Subgrupo **Argiudol típico** junto con los del Subgrupo **Hapludol petrocálcico**, encontrándose en menor proporción los Subgrupos **Argiudol ácuico** (al SO), **Hapludol típico** (al S), **Hapludol tpto nátrico** (al E), **Hapludol lítico** (al O y S), **Natracuol típico** y **Natralbol típico** (al E) (Fig. 5.7., Tabla 5.1.).

Por su parte, en el ambiente de Planicie Fluvioeólica predominan los suelos de los Subgrupos **Hapludol tpto nátrico** y **Natracuol típico**. En menores proporciones se presentan los suelos de los Subgrupos **Argiudol típico** (al S), **Hapludol típico** (al E), **Hapludol tpto árgico** (como “parches” en el sector N), **Hapludol éntico** (al E), **Hapludol petrocálcico** (al O), **Natralbol típico** (al N), **Haprendol típico** (al E) y **Peluderte típico**. Este último se extiende al E de la laguna Mar Chiquita, en el ambiente de Llanura Costera, encontrándose también presente al SO de la laguna costera. En los cordones arenosos con conchillas bien drenados se destacan suelos pertenecientes a los Subgrupos **Hapludol éntico** (60 % de abundancia) y **Haprendol típico** (40 % de abundancia). En una mínima proporción al O, están presentes los suelos de los Subgrupos **Argiudol típico** y **Hapludol típico** (Fig. 5.7., Tabla 5.1.).

Por último, en la parte más oriental de la LC, y continuándose hacia las dunas costeras del ambiente de Cordón Litoral, hay suelos de los Subgrupos **Udipsament típico** (ocupando el 50 %), **Cuarcipsament típico** (abarcando el 30 %) y **Hapludol éntico** (cubriendo el 20 %) en el plano inundable. Los primeros, de excesiva permeabilidad y gran susceptibilidad a la erosión eólica,

con una morfología que sólo permite diferenciar el horizonte escasamente provisto de materia orgánica y apenas estructurado que está en contacto con el material original (SAGyP-INTA, 1989) (Fig. 5.7., Tabla 5.1.).

5.4.1. Índice de Productividad (IP)

El Índice de Productividad (Riquier *et al.*, 1970) permite establecer una valoración numérica de la capacidad productiva de las tierras de una región. Para este fin, utiliza información básica de los relevamientos de recursos naturales (clima, vegetación, hidrología y fauna) y propiedades productivas de los suelos (disponibilidad de agua, drenaje, profundidad efectiva, textura del horizonte superficial y subsuperficial, contenido de sales solubles, alcalinidad sódica, contenido de materia orgánica, capacidad de intercambio catiónico y erosión). La escala total del IP varía de 0 a 100, pudiéndose establecer como referencia general los siguientes rangos: 1) 100 a 70: muy buena productividad, 2) 69 a 50: buena productividad, 3) 49 a 30: productividad regular, y 4) 29 a 0: baja productividad.

En la Figura 5.8. se muestra el mapa del Índice de Productividad para el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita. Se observa que la mayor superficie del área de estudio (36,3 %) se caracteriza por presentar índices de muy buena productividad. Estos dominan en casi la totalidad del ambiente de Franja Eólica Periserrana, encontrándose también al O y E del ambiente de Planicie Fluvioeólica. En este último caso, en donde se localizan los depósitos del Miembro Arena de la Formación Canal 5 (ver apartado 4.3.3.2., Capítulo 4). Por su parte, los índices de buena y regular productividad ocupan el 24 % y el 15,5 % de la zona de estudio, respectivamente. Ambos se encuentran presentes como “parches” en los ambientes geomorfológicos FEP y PFE. Algunos “parches” en la PFE presentan formas elongadas de dirección OSO-ENE, coincidiendo con las paleodunas longitudinales, geoformas reconocidas en este ambiente (Fig. 5.4.). Por último, los índices de baja productividad abarcan el 24,1 % del total de la superficie del sector estudiado. Predominan en los ambientes de Sierras, de FEP (en una mínima proporción),

en casi la totalidad del ambiente de PFE, siendo característicos en los ambientes de Llanura Costera y Cordón Litoral.

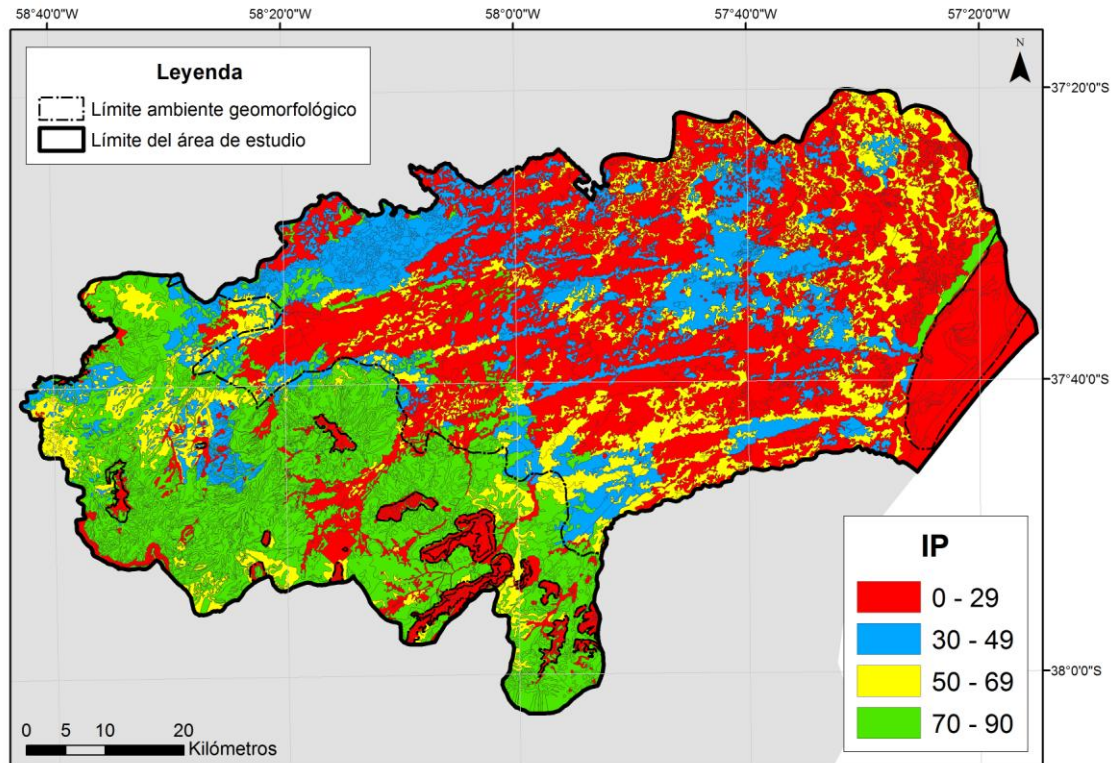


Figura 5.8. Mapa del Índice de Productividad (IP) para el área de estudio. Las líneas discontinuas representan los límites de los ambientes geomorfológicos ilustrados en la Figura 5.2.A.

5.4.2. Uso del territorio

En referencia a la dinámica del uso del territorio, en la República Argentina se han incrementado las áreas agrícolas. En las últimas dos décadas, se instaló en el centro del país un ciclo climático húmedo que, si bien no es excepcional, por sus características y duración constituye una de las principales causas de importantes procesos de anegamiento e inundación por elevación de la capa freática. A su vez, se incorporaron tierras ganaderas a la explotación agrícola, con la consecuente sobreutilización del recurso y la degradación de las frágiles condiciones naturales de esas tierras. Esta agriculturización es también consecuencia del aumento de los precios internacionales de los productos básicos y la introducción de nuevas

tecnologías (SAyDS, 2006). El sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita constituye una zona adecuada para analizar el proceso de agriculturización en la Pampa argentina, ya que presenta un conjunto de ambientes con diferentes aptitudes geomorfológicas.

La soja es el cultivo principal en expansión, siendo los factores que contribuyen a este proceso de crecimiento los siguientes: 1) adaptabilidad a un amplio rango de condiciones edáficas y climáticas, pudiendo ser sembrada en la mayoría de las áreas agrícolas del país, así como a diversos tipos de suelos; 2) sencillez de manejo de la siembra directa y, consecuentemente, bajo costo relativo de implantación; y 3) factores de demanda mundial y precios internacionales correspondientemente favorables (BID, 2008).

La mayor parte de los nuevos cultivos, como la soja, se encuentran cercanos a los diferentes arroyos que tienen como desembocadura a la laguna Mar Chiquita. Los mismos son colectores naturales de posibles excedentes de agroquímicos o partículas de suelo generadas por procesos erosivos en las zonas de cultivo, que pueden ser transportados a la laguna costera causando potenciales problemas de contaminación o de colmatación. La distancia de un curso de agua a la zona de cultivo aledaña está cubierta normalmente por vegetación espontánea, la cual actúa como filtro natural de los procesos de escurrimiento superficial y en cierta medida subsuperficial desde las áreas cultivadas. En un estudio realizado por Maceira *et al.* (2005), se comparó el peligro potencial que representa la cercanía de cultivos a los cursos de agua permanentes hasta una distancia máxima de 500 m en los alrededores de la laguna costera Mar Chiquita, en dos años diferentes (1998 y 2004). Estos autores encontraron un incremento de casi el 200 % de la superficie agrícola en esos 6 años, e identificaron áreas de avance potencial de la agricultura sobre una importante proporción de suelos aún ocupados por pastizales.

5.4.2.1. Capacidad de uso del suelo

La clasificación de los suelos según su capacidad de uso es un ordenamiento sistemático de carácter utilitario, práctico e interpretativo, de las unidades establecidas en las cartas de suelos. Se fundamenta en la aptitud que presenta el suelo, las prácticas adecuadas y los usos específicos. Proporciona una información básica que muestra la problemática de los suelos bajo los aspectos de limitaciones de uso, necesidades y prácticas de manejo que requieren, suministrando también elementos de juicio necesarios para la formulación y programación de planes integrales de desarrollo agrícola. Esta clasificación se basa en las Normas y Principios del Servicio de Conservación de Suelos en los Estados Unidos de América (Klingebiel y Montgomery, 1961).

El esquema básico de agrupación comprende 4 niveles o categorías sistemáticas de capacidad de uso: Grupo, Clase, Subclase y Unidad. En el presente capítulo el reconocimiento del suelo se ha realizado hasta el nivel de Clase. Las Clases de capacidad de uso se diferencian unas de otras por el grado de limitaciones permanentes o riesgos que involucra el uso de los suelos. La intensidad de uso es en escala decreciente de I a VIII, o sea, aumento progresivo de las limitaciones que presentan los suelos para el desarrollo de los cultivos.

El primer grupo contiene tierras cultivables, es decir, son tierras aptas para la producción de cultivos anuales, perennes, pasturas y/o reforestación y/o vida silvestre (Clases I, II, III y IV). La Clase I es considerada la mejor y se supone que carece prácticamente de limitaciones, las cuales aumentan de la I a la IV. Un segundo grupo comprende tierras aptas para la producción de pasturas, reforestación y/o conservación de la vida silvestre, pero no son tierras aptas para realizar actividades que conduzcan a la realización de cultivos labrados comunes (Clases V, VI y VII). Por último, encontramos tierras no aptas para cultivos, pero apropiadas para protección de la flora y de la fauna silvestre, recreación y almacenamiento de agua (Clase VIII) (Tabla 5.2.).

Tabla 5.2. Características de las Clases de capacidad de uso del suelo (Klingebiel y Montgomery, 1961)

Grupo	Clase	Características
1	I	Suelos con ninguna o leves limitaciones que restringen su uso. Requieren medidas comunes de manejo para conservar y/o aumentar la productividad. Son adecuados para cultivos, pasturas, forestación, campos naturales de pastores, etcétera
	II	Suelos con ligeras limitaciones. Exigen medidas simples de manejo y conservación, especialmente cuando se los cultiva. Son adecuados para agricultura, pasturas y forestación
	III	Suelos con moderadas limitaciones. Requieren prácticas de manejo y conservación más complejas. Son adecuados para cultivos, pasturas y otros usos
	IV	Suelos con fuertes limitaciones. Requieren complejas medidas de manejo y conservación para ser cultivados. Generalmente son adecuados para una estrecha gama de cultivos. Pueden ser usados para pasturas y otros usos
2	V	Suelos con fuertes limitaciones y mayores restricciones que la Clase IV, que impiden el laboreo normal para los cultivos comerciales. Con requerimientos más intensivos y complejos para ser cultivados. Sólo resultan adecuados para campos naturales de pastoreo, pasturas cultivadas, bosques y fauna
	VI	Suelos con graves limitaciones que, por lo general, los hacen ineptos para el cultivo. Apropriados para campos naturales de pastoreo, pasturas cultivadas, bosques y fauna
	VII	Suelos con muy graves limitaciones que los hacen ineptos para el cultivo. Su uso queda reducido exclusivamente a campos naturales de pastoreo, pasturas cultivadas, bosques y faunas
3	VIII	Suelos con limitaciones extremas. Carecen de valor agrícola o ganadero. Su utilidad se reduce a la recreación, conservación de fauna silvestre, provisión de agua o fines estéticos

En la Figura 5.9. y la Tabla 5.3. se presentan el mapa de capacidad de uso del suelo a nivel de Clase y las superficies y porcentajes que abarcan las mismas dentro del área de estudio. A partir de su análisis, se observa en general que dentro del Grupo 1, que ocupa el 74,9 % del total del sector estudiado, las Clases I, II y III están localizadas principalmente en el ambiente geomorfológico de Franja Eólica Periserrana. Las dos últimas también se encuentran ocupando algunos sectores del ambiente de Planicie Fluvioeólica, así como también lo hace la Clase IV. La Clase II se sitúa hacia el O y centro-S, y también hacia el E, en donde se ubican los depósitos del Miembro Arena de la Formación Canal 5 (ver apartado 4.3.3.2., Capítulo 4) y prevalece una muy buena productividad (Fig. 5.8.). Las Clases III y IV, por su parte, se presentan como “parches”, en su mayoría elongados y de dirección aproximada OSO-ENE. Estos coinciden con las paleodunas longitudinales, geformas reconocidas en el ambiente de PFE (Fig. 5.4.), y con zonas de buena y regular productividad (Fig. 5.8.).

Por su parte, el Grupo II abarca el 18,3 % del área de estudio (Tabla 5.3.). Dentro del mismo, la Clase V ocupa una mínima zona al O, casi imperceptible a la escala del mapa de la Figura 5.9 (resaltada por una elipse roja). La Clase VI se manifiesta en parte del ambiente geomorfológico de Sierras y un sector al E del ambiente de Llanura Costera. Además, junto con la Clase VII, se presenta como “parches” diseminados por todo el ambiente de PFE, siendo esta última clase característica de los ambientes de Llanura Costera y Cordón Litoral. Finalmente, el Grupo 3 comprende el 2,1 % del sector estudiado, siendo el 4,7 % restante ocupado por las lagunas y las ciudades y localidades (Tabla 5.3.). La Clase que lo compone (VIII) se localiza en el ambiente de Sierras, así como también rodeando a la laguna costera Mar Chiquita en el ambiente de LC (Fig. 5.9.).

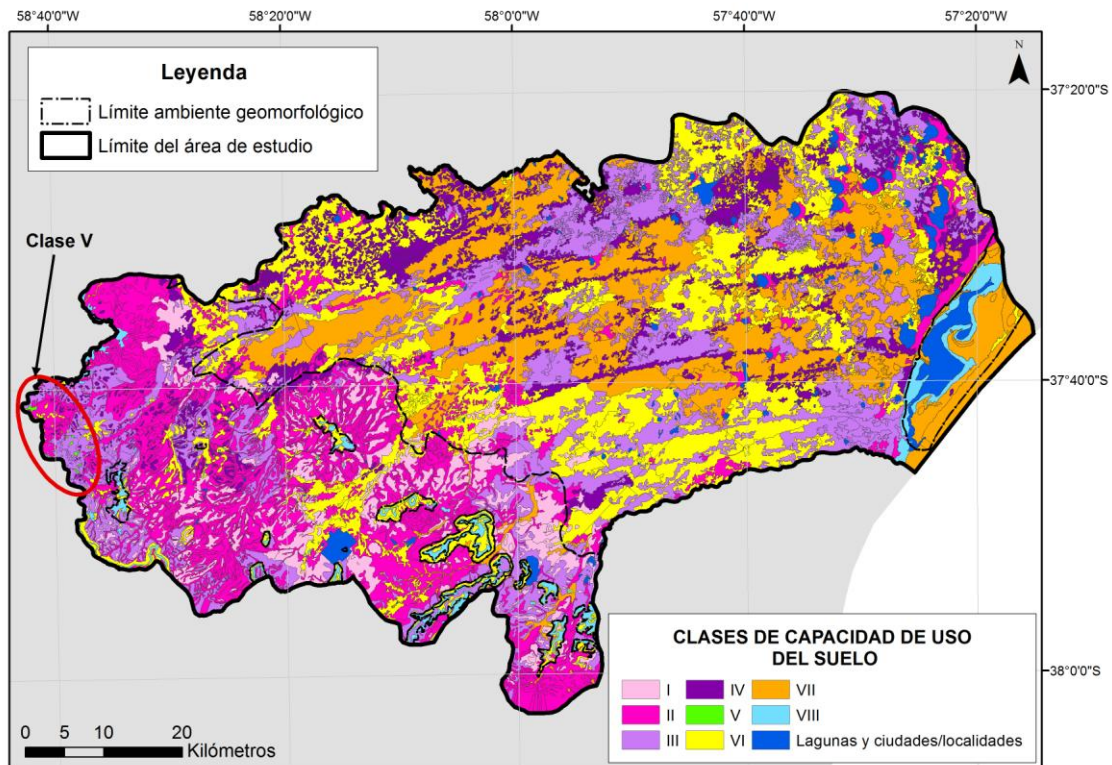


Figura 5.9. Mapa de capacidad de uso del suelo para el área de estudio a nivel de Clase. Las líneas discontinuas representan los límites de los ambientes geomorfológicos ilustrados en la Figura 5.2.A. y la elipse roja resalta la zona en donde se localiza la Clase V

Tabla 5.3. Superficies (km²) y porcentajes que abarcan las distintas Clases de capacidad de uso del suelo dentro del área de estudio

Grupo	Clase de capacidad de uso del suelo	Área	% del área total
		km ²	
1	I	717,7	13,0
	II	1.446,5	26,2
	III	1.087,6	19,7
	IV	883,4	16,0
2	V	27,6	0,5
	VI	535,5	9,7
	VII	447,2	8,1
3	VIII	115,9	2,1
	Lagunas y ciudades/localidades	259,5	4,7

5.5. SÍNTESIS

La utilización de herramientas de teledetección y análisis geográfico incorporadas a los SIG, junto con el análisis de la información preexistente, posibilitó un mejor entendimiento de las características geomorfológicas y edáficas del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita.

El área de estudio abarca una zona de transición de diversos ambientes geomorfológicos, que de O a E son: Sierras (S), Franja Eólica Periserrana (FEP), Planicie Fluvioeólica (PFE), Llanura Costera (LC) y Cordón Litoral (CL). El primero de ellos, constituido por las elevaciones del Sistema de Tandilia, cubre el 2,8 % de la superficie total de la misma. La información obtenida del MDT construido a partir de curvas de nivel a escala 1:250.000 digitalizadas por el I.G.N., muestra que las sierras alcanzan alturas máximas de alrededor de 400 m. En este ambiente se encuentran además los valores más altos de pendientes topográficas, variables entre 21,16 % y 83,00 %. Predominan suelos correspondientes a los Subgrupos Argiudol típico y Hapludol petrocálcico, además de estar presentes los Subgrupos Argiudol ácuico, Hapludol típico y Hapludol lítico. Existe un riesgo de erosión hídrica y escasa capacidad de almacenamiento de agua en el caso de suelos someros. Así, el IP es bajo, presentando los suelos limitaciones de graves a extremas. En consecuencia, este ambiente presta diversos servicios ambientales y representa refugios naturales de diversidad biológica insertos dentro de la matriz agrícola pedemontana.

El ambiente de FEP ocupa el 32,8 % de la superficie total abarcada por el área de estudio. Predominan valores de pendientes topográficas de entre 0 % y 1,30 %, encontrándose también valores para este parámetro de hasta 21,16 % en las llanuras de inundación de los arroyos. Al igual que en el ambiente de Sierras, se destacan los suelos de los Subgrupos Argiudol típico y Hapludol petrocálcico, presentándose en menor proporción los Subgrupos Argiudol ácuico, Hapludol típico, Hapludol taptó nátrico, Hapludol lítico, Natracuol típico y Natralbol típico. Esto indica que en algunos sectores puede haber un alto porcentaje de sodio intercambiable. Además, se caracteriza por poseer, en su mayoría, índices de muy buena productividad y suelos que presentan de leves a moderadas limitaciones de capacidad de uso. Este ambiente constituye entonces un sector principalmente agrícola, dedicándose al cultivo de papa, cereales de invierno y verano, girasol y crecientemente soja. Las zonas de lomadas que circundan a las sierras son prestadoras de servicios ambientales y constituyen refugios naturales.

En el caso del ambiente geomorfológico correspondiente a la PFE, el mismo abarca la mayor superficie del área de estudio (60,7 %). En este sector predominan valores de pendientes topográficas de entre 0 % y 1,30 %, llegando dicho valor hasta 11,72 % en los márgenes de los arroyos. En cuanto a las características edáficas, dominan los suelos de los Subgrupos Hapludol taptó nátrico y Natracuol típico, existiendo un alto porcentaje de sodio intercambiable. En menores proporciones se presentan los suelos de los Subgrupos Argiudol típico, Hapludol típico, Hapludol taptó árgico, Hapludol éntico, Hapludol petrocálcico, Natralbol típico, Haprendol típico y Peluderte típico. Además, son característicos los índices de baja productividad, estando presentes también los de productividad regular y buena en la zona donde se localizan las paleodunas longitudinales. En referencia a su capacidad de uso, los suelos, en su mayoría, presentan limitaciones de moderadas a graves y muy graves. Así, la actividad desarrollada en este ambiente es predominantemente ganadera, dedicada principalmente a la cría bovina.

Finalmente, los ambientes de LC y CL abarcan el 3,3 % y el 0,5 % del área de estudio, respectivamente. Se caracterizan por presentar valores de pendientes topográficas variables entre 0 % y 1,30 %. En referencia a las características pedológicas, en el ambiente de LC domina el Subgrupo Peluderte típico. Además, en los cordones arenosos con conchillas bien drenados se destacan suelos pertenecientes a los Subgrupos Hapludol éntico y Haprendol típico. En una mínima proporción al O están presentes también los suelos de los Subgrupos Argiudol típico y Hapludol típico. Hacia el E, y continuándose en las dunas costeras del ambiente de CL, se presentan los Subgrupos Udipsament típico, Cuarcipsament típico y Hapludol éntico. Asimismo, son característicos los índices de baja productividad y los suelos con muy graves limitaciones en cuanto a su capacidad de uso. Aquellos con limitaciones extremas se localizan en los alrededores de la laguna costera Mar Chiquita, en el ambiente de LC. Se destaca un uso recreativo del territorio, ya que la laguna Mar Chiquita (junto con los campos aledaños) fue declarada Reserva Mundial de Biósfera.

De este modo, el área de estudio resulta ser una importante unidad ecológica dentro de la llanura Pampeana, donde se combinan las diferentes características geomorfológicas y los tipos de suelos presentes en ella. Esto permite que se puedan desarrollar diversas actividades de vital importancia para el desarrollo económico positivo de la región. En un ámbito como el analizado, los diferentes ambientes geomorfológicos tienen una gran importancia hidrológico-hidrogeológica.

HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

6.1. INTRODUCCIÓN

Como sucede en todo el sudeste de la provincia de Buenos Aires, la red hidrográfica está constituida por cursos subparalelos de bajo potencial morfogenético, encontrándose adaptada en gran parte al patrón de geoformas de origen eólico instalado en el área durante el Pleistoceno Superior-Holoceno Superior. Sin embargo, los cursos principales no están controlados por la geomorfología eólica, ya que los mismos existían con anterioridad. La red de drenaje en la región Pampeana se excavó hace aproximadamente 30.000 años AP (antes del presente). Desde este momento hasta la actualidad, los cursos habrían tenido el potencial morfogenético suficiente para mantener el diseño de sus cauces (Martínez, 2001). Un factor que dificulta la dinámica del escurrimiento son las construcciones (canales, terraplenes y rutas), que en un relieve de escasa pendiente como el del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita en estudio, constituyen barreras al drenaje superficial tan o más importantes que los rasgos geomorfológicos existentes (Tricart, 1973; Usunoff, 1993).

La acumulación de agua en el terreno afecta muy seriamente a las vías de comunicaciones férreas y viales. Es común que las inundaciones provoquen socavaciones y desconsolidación de las obras necesarias para mantener la infraestructura, tal es el caso de los terraplenes (Prego y Sabella, 1988). En la zona más baja del área estudiada, las frecuentes inundaciones generales ocasionan daños a la red caminera, tanto nacional como provincial, y especialmente a los caminos de tierra. Se destacan: la Ruta Nacional N° 226, que vincula en su recorrido (de NO a SE) a ciudades como Tandil (37°19' S, 59°08' O), Balcarce y Mar del Plata (38°00' S, 57°33' O); la Ruta Provincial N° 11, que une las localidades de Punta Lara (34°49' S, 57°58' O) y Mar del Sur (38°20' S, 57°59' O), bordeando la costa Atlántica; y la Ruta Provincial N° 2

(“Autovía Juan Manuel Fangio”), que vincula las localidades (de S a NE) de Mar del Plata, Vivoratá, Coronel Vidal y Buenos Aires (34°35'59” S, 58°22'55” O) (Fig.6.1.A.).

El sentido regional de escurrimiento para los cuerpos de agua superficial presentes en la totalidad de la cuenca de la laguna Mar Chiquita (Fasano, 1980; Celemín, 2009) es OSO-ENE. El mismo se invierte en la zona oriental, donde la laguna costera actúa como área de descarga de la red hidrográfica y/o del flujo directo de agua subterránea (Fig. 6.1.A.). El diseño de drenaje es básicamente subparalelo, con cierta apariencia dendrítica en el sector de las nacientes (ambiente geomorfológico Franja Eólica Periserrana; ver apartado 5.2.2., Capítulo 5). Este sistema de drenaje es completado con numerosos colectores secundarios, de régimen temporario o efímero.

Para favorecer el escurrimiento y mejorar las condiciones hidráulicas de los arroyos y cañadas, se han construido una serie de canales que, a modo de cauces artificiales, desembocan también en la laguna costera. De este modo, en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita aportan dos canales artificiales (7 y 8) y once arroyos, siendo los más importantes el Grande, Dulce y Vivoratá. También desagua en la laguna la confluencia del canal 5 y la Cañada del arroyo Chico, de orientación sudoeste y emisaria de las lagunas La Argentina y El Maestro. A esta última le llegan, desde el oeste, las aguas del arroyo Méndez, cuya continuación es el arroyo Chico o De Las Gallinas, en el sector septentrional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita. Por último, entre las lagunas que mantienen contacto con la laguna Mar Chiquita se encuentran La Victoria, Del Rincón, y Nahuel Rucá (Fig. 6.1.A.).

6.2. METODOLOGÍA

Las tres cuencas pertenecientes a los principales arroyos que vierten sus aguas en la laguna costera (arroyos Grande, Dulce y Vivoratá), y que conforman al sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita en estudio (Fig. 6.1.A.), fueron delimitadas utilizando la herramienta de Sistemas

de Información Geográfica (SIG) ArcGis 10.1. (ESRI, 2012). Para esto, se tuvo en cuenta la existencia de trabajos previos en el área.

La cuenca del arroyo Dulce establecida por Lima (2012) entre los 37°30'-37°55' S y los 58°10'-57°25' O, fue extendida en su sector sudoeste, con el fin de hacer coincidir el mismo con el límite SO delimitado para la zona en estudio (ver apartado 2.2., Capítulo 2) (Fig. 6.2.A.). A su vez, considerando los límites N y O del área en estudio (ver apartado 2.2., Capítulo 2), y la nueva cuenca del arroyo Dulce definida, se trazaron los límites norte, oeste y sur, respectivamente, de la cuenca del arroyo Grande (Fig. 6.3.A.). Por último, en el caso de la cuenca del arroyo Vivoratá, sus límites norte, sudoeste y sur fueron definidos tomando como base al límite S de la nueva cuenca del arroyo Dulce y a los límites SO y S del área de estudio (ver apartado 2.2., Capítulo 2), respectivamente (Fig. 6.4.A.).

6.3. LAGUNA MAR CHIQUITA

La laguna Mar Chiquita (37°32'-37°45' S, 57°19'-57°26' O), situada en el partido homónimo (Fig. 6.1.A.), abarca las cartas topográficas del Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.) a escala 1: 50.000 correspondientes, de N a S, a Parque Mar Chiquita (3757-33-1 y 3) y Laguna Mar Chiquita (3757-27-3). Es una laguna costera de orientación general NNO-SSE, que posee una longitud de 25 km y un ancho variable entre 100 y 4.500 m, ocupando un área total de 46 km² (Fasano, 1980). Su forma es irregular y su topografía de fondo muy suave (Lanfredi *et al.*, 1987), alcanzando una profundidad máxima de 1,2 m, siendo la media de 0,80 m, lo que da un volumen medio de 36,8 hm³ (datos de la Dirección de Hidráulica; López, 1978). Se comunica con el Océano Atlántico a través de un canal de entrada de aproximadamente 6 km de longitud, más de 200 m de ancho y una profundidad que alcanza de 2 a 3 m, en ocasiones debido a la acción de dragado (Fasano *et al.*, 1982), hasta 0,5 m (Martos y Reta, 1997; Marcovecchio *et al.*, 2006). Para ese sector, Casal (1946) considera una profundidad máxima de 5 m en invierno y 2 m en verano.

Su origen se vincula con una antigua entrada de mar, tal como originalmente y en base a su contenido diatomeico lo había sostenido Frenguelli (1935). Sus caracteres evolutivos están ligados a las oscilaciones relativas del nivel del mar que tuvieron lugar durante el Holoceno (Fasano *et al.*, 1982). Según estos autores, el ambiente de laguna costera se definió con posterioridad al máximo transgresivo (aproximadamente 5.000 años AP). Así, es posible encontrar en la misma flora y fauna de los diferentes sub-ambientes: planicies mareales, llanura de inundación, marismas, deltas mareales, barrera de médanos, depresiones intermedanosas y paleoplayas. De acuerdo a sus características hidrodinámicas, la laguna puede dividirse en una zona de agua dulce (cuerpo lagunar) caracterizada por la descarga de agua continental y no afectada por las mareas, y una zona de estuario localizada en sus primeros 8 km, a partir de la boca de la laguna hasta el límite efectivo de mareas. El límite entre ambas es altamente variable y está definido por una combinación de parámetros tales como la amplitud de mareas, las condiciones climáticas y el volumen de agua dulce en la laguna (Martos y Reta, 1997).

Debido a la circunstancia de recibir aguas de origen marino y continental, cualquier variación en los volúmenes aportados por ambos ambientes se traduce en variaciones de salinidad del agua en la laguna costera Mar Chiquita. Las condiciones meteorológicas pueden atenuar o acentuar los procesos de dulcificación o hiperhalinización. En general, en invierno las aguas son casi dulces, aumentando la salinidad en verano. Mac Donagh (1934) observaba que cuando los caudales aportados por los arroyos Grande y Chico o De Las Gallinas (Fig. 6.1.A.) eran importantes, la zona norte de la misma se convertía en un depósito de agua dulce o poco salobre, donde vivían peces de agua dulce.

El régimen de marea es micromareal semidiurno con desigualdades diurnas. Las amplitudes varían entre 0,6 y 1 m en Mar del Plata, tardando unos 20 a 30 minutos para alcanzar los niveles mínimos y máximos. La amplitud de la marea se atenúa significativamente hacia las cabeceras de la laguna (Isla, 1997 a). Las olas tienen alturas de 0,6-0,8 m con períodos de 10 segundos. Las más

frecuentes provienen del NE, pero las más energéticas y responsables de la deriva litoral hacia el N, la cual puede variar entre 190.000 y 570.000 m³/año, vienen del SE, concentrándose particularmente en la boca de mareas de la laguna (Isla y Tomazelli, 1999). Las corrientes de marea máximas medidas en este canal fueron de 1,3-1,4 m/s y no superan los 0,4 m/s en el cuerpo de la laguna (Lanfredi *et al.*, 1987; Isla, 1997 a).

Por otra parte, la laguna Mar Chiquita fue declarada, junto con sus alrededores, Reserva Mundial de Biosfera “Parque Atlántico Mar Chiquito” por la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO), a través de su programa “Man and the Biosphere (MAB)”, en abril de 1996. En febrero de 1999, el gobierno provincial declaró a su vez a esta área Reserva Natural de Uso Múltiple (Mangiarotti y Cañete, 2002). Finalmente, en abril de 2004 se constituyó el Comité de Gestión de la Reserva MAB, integrado por representantes de la población local, autoridades municipales e instituciones provinciales y nacionales (Laguné, 2004).

La Reserva MAB comprende la laguna (unas 5.000 ha, variando según las precipitaciones anuales) y los campos aledaños, de uso principalmente ganadero y que actúan como zona de amortiguamiento, cubriendo en total unos 265 km² (26.488 ha). El límite oeste coincide con la Ruta Provincial N° 11, al norte finaliza con las vías del Ferrocarril General Roca (F.C.G.R.), en el límite del partido de Mar Chiquita, y al sur limita con la localidad de Mar Chiquita. Desde la ruta y hasta las vías del F.C.G.R., situado a unos 12 km al oeste, se extiende un área de aproximadamente 45.000 ha, declarada Refugio de Vida Silvestre Provincial (Refugio V.S.P.) (Fig. 6.1.B.). Su única restricción de uso es que no se permite la caza y que podría actuar como zona de amortiguación de la Reserva MAB o como zona de transición. En este lugar, la actividad agrícola es más importante, constatándose en especial un avance importante del cultivo de la soja en los últimos años, aunque la ganadería sigue siendo muy relevante (Celemín, 2009).

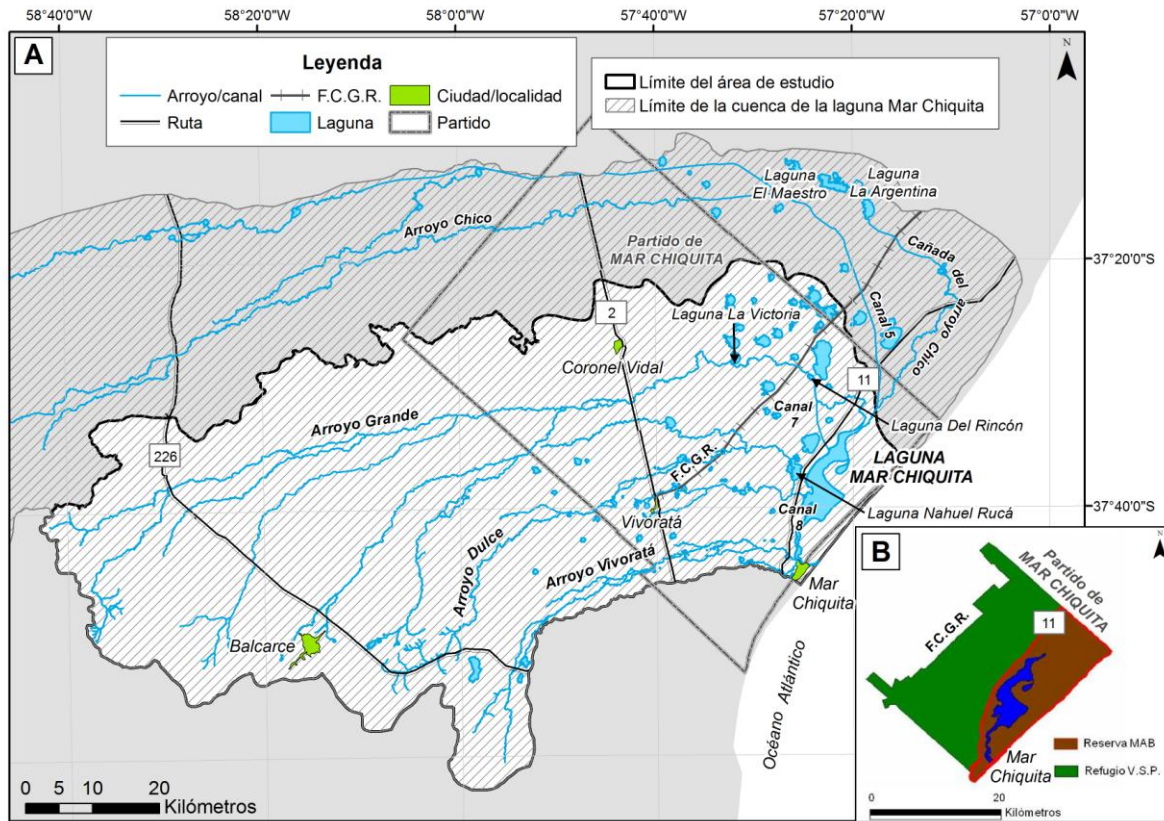


Figura 6.1.A. Localización del área de estudio y la cuenca de la laguna Mar Chiquita (Fasano, 1980; Celemín, 2009), **B.** Detalle de la Reserva MAB (“Parque Atlántico Mar Chiquito”) y el Refugio de Vida Silvestre Provincial (Refugio V.S.P.) (extraído y modificado de Celemín, 2009)

6.4. CUENCA DEL ARROYO DULCE

La misma cubre una superficie aproximada de 1.000 km² y se localiza en la parte central del área de estudio, al ESE del partido de Balcarce y al OSO del partido de Mar Chiquita (Fig. 6.2.A.). Comprende total o parcialmente las cartas topográficas del I.G.N. a escala 1: 50.000 correspondientes, de N a S y de O a E a: Estancia La Tehuelche (3757-26-3), Vivoratá (3757-26-4), Laguna Mar Chiquita (3757-27-3), Sierra Bachicha (3757-31-2), Almacén La Brava (3757-32-1), Cobo (3757-32-2), Parque Mar Chiquita (3757-33-1 y 3), Sierra del Volcán (3757-31-4) y Sierra de Los Padres (3757-32-3).

La cuenca no posee cursos de agua de gran volumen, caracterizándose los arroyos por tener cauces cortos y de escasa magnitud, y un drenaje superficial relativamente pobre. El arroyo Dulce, principal cuerpo de agua de régimen

permanente, tiene sus nacientes entre las sierras del Volcán y La Vigilancia, y posee una longitud de 112 km. Sus principales afluentes son el arroyo Las Negras y el arroyo Los Pozos o de Los Huesos, los cuales poseen un régimen transitorio y tienen una longitud de 47 km y 29 km, respectivamente (Lima, 2012). Luego de recibir por su margen izquierda los aportes del primero, vierte sus aguas a la laguna Nahuel Rucá. De la misma, sale un canal artificial (canal 8) que se une al arroyo Los Pozos, para desaguar finalmente en la laguna Mar Chiquita (Fasano, 1991). La zona está dedicada casi exclusivamente a la actividad agropecuaria, predominando los cultivos de trigo, maíz, soja, girasol y papa, con una ganadería de tipo extensiva. En el sector centro-sur del área se encuentra situada la localidad de Vivoratá, con una población de 956 habitantes (INDEC, 2010) (Lima, 2012) (Fig. 6.2.B.).

Los arroyos Dulce, Las Negras y Los Pozos o de Los Huesos no tienen registros de aforos previos. En su trabajo, Lima (2012) realizó mediciones mensuales de caudal en el arroyo Dulce durante el año 2008 y 2009 (marzo de 2008 a enero de 2009), ante eventos de precipitación, a partir de efectuar la medición de velocidad y profundidad en tres secciones transversales al eje del curso: cuenca alta (SD1), cuenca media (SD2) y cuenca baja (SD3) (Fig. 6.2.B.; Tabla 6.1.). Las velocidades se determinaron por puntos, a distintas profundidades, en diferentes verticales a lo largo del ancho de la sección, y conjuntamente se realizaron las mediciones de profundidad.

Como resultado de lo expuesto en el párrafo anterior, la velocidad del agua en el arroyo y las secciones transversales analizadas presentaron diferencias, pero los caudales promedio mensuales asumidos para las tres estaciones de aforo mostraron valores similares. Los mismos son: 1,14 m³/s para SD1, 1,31 m³/s para SD2 y 0,97 m³/s para SD3 (Tabla 6.1.). Esto se debe a que la velocidad del agua en las cuencas alta y media es superior a la velocidad en la cuenca baja, pero en la desembocadura de SD3 la sección transversal es superior en longitud y profundidad en comparación con el resto (Fig. 6.2.B.a.). Por otro lado, en conjunto con el tratamiento de los datos de caudales se adoptó un escurrimiento superficial en la cuenca del arroyo Dulce del 8 %

respecto de la precipitación (Lima, 2012), en base a estudios realizados en cuencas vecinas (Kruse, 1978 a; Sala *et al.*, 1979; Fasano, 1980).

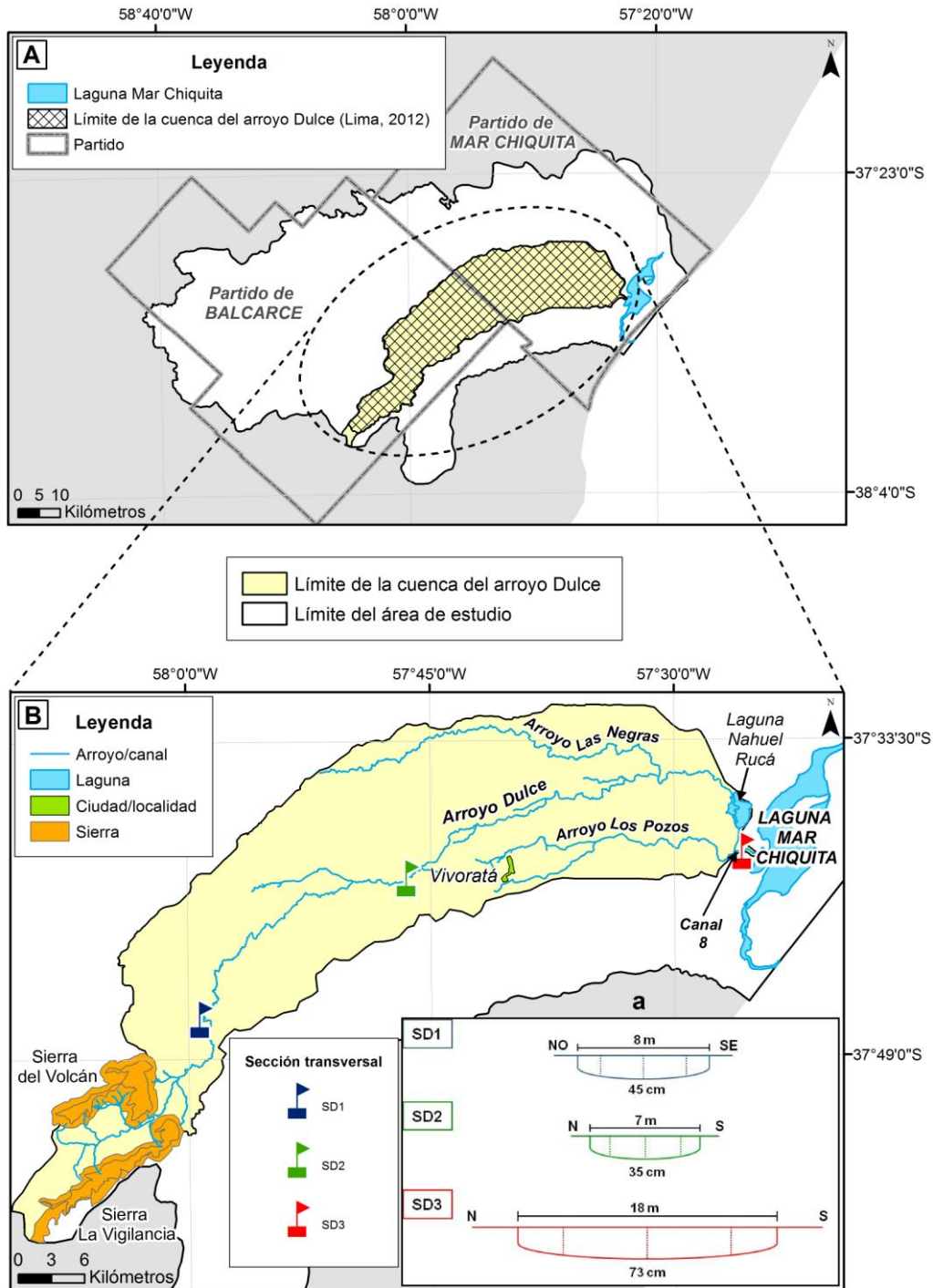


Figura 6.2.A. Localización de la cuenca del arroyo Dulce de Lima (2012) y de la cuenca del arroyo Dulce establecida en el presente trabajo, junto con los partidos que abarca, **B.** Detalle de la cuenca del arroyo Dulce y **B.a.** Secciones transversales al eje del curso del arroyo Dulce (extraído y modificado de Lima, 2012)

Tabla 6.1. Datos de caudales mensuales (m³/s) para el arroyo Dulce (fuente: Lima, 2012)

<i>Mes de muestreo</i>	<i>SD1</i>	<i>SD2</i>	<i>SD3</i>
Marzo 08'	1,23	1,11	2,78
Abril 08'	0,40	1,49	0,64
Mayo 08'	0,51	1,12	0,80
Junio 08'	1,18	0,93	0,96
Jul 08'	2,22	2,50	1,04
Agosto 08'	2,31	1,98	1,22
Septiembre 08'	2,39	1,47	1,40
Octubre 08'	1,33	1,66	0,38
Noviembre 08'	0,93	1,14	0,68
Diciembre 08'	0,61	1,02	0,55
Enero 09'	0,30	0,90	0,42
Promedio	1,14	1,31	0,97

6.5. CUENCA DEL ARROYO GRANDE

Ocupa una superficie de aproximadamente 3.600 km² y se encuentra al norte de la zona en estudio. Abarca la parte central de los partidos de Balcarce y Mar Chiquita, así como un mínimo sector al NE del partido de Lobería, S de Ayacucho y SO de General Madariaga (Fig. 6.3.A.). De este modo, comprende total o parcialmente las cartas topográficas del I.G.N. a escala 1: 50.000 identificadas, de N a S y de O a E, como: Calfucurá (3757-27-1), Napaleofú (3760-30-4), Ramos Otero (3757-25-3), Bosch (3757-25-4), Estancia La Tehuelche (3757-26-3), Vivoratá (3757-26-4), Laguna Mar Chiquita (3757-27-3), Dos Naciones (3760-36-2), Cinco Cerros (3757-31-1), Sierra Bachicha (3757-31-2), Almacén La Brava (3757-32-1), Sierra Larga (3760-36-4), Balcarce (3757-31-3) y Sierra del Volcán (3757-31-4).

Los cursos de agua en la zona llevan la dirección regional predominante OSO-ENE, siendo el más destacado en esta cuenca el arroyo Grande por su caudal y extensión. El mismo nace en las sierras de Balcarce, al NO de la ciudad homónima (Fasano, 1991), y recorre todo el sector norte del área. Recibe cuatro afluentes de régimen permanente, todos por su margen derecha, que de oeste a este comprenden a los arroyos: El Invierno, El Verano o Bachicha, que nacen en la zona serrana, y Crespo o Guaranguyú y Pantanoso, que a su vez tiene en el arroyo Del Junco su afluente más

importante, que nacen en áreas interserranas (Massone, 2003). Además, al este de la Ruta Provincial N° 2, incluye en su curso a las lagunas La Victoria y Del Rincón. Por último, las aguas de todo este sistema se vuelcan en la laguna Mar Chiquita por medio del cauce natural del arroyo Grande y algo más al sur, por una canalización artificial (canal 7) (Fasano, 1991) (Fig. 6.3.B.).

La localidad más importante presente es la ciudad de Balcarce (43.823 habitantes; INDEC, 2010), cabecera del partido homónimo (Fig. 6.3.A.) y ubicada al sudoeste del mismo. La actividad económica dominante es la rural, especialmente la agricultura extensiva (principalmente cereales y oleaginosas - trigo, maíz, soja-) y la ganadería. La agricultura intensiva tiene lugar en menor escala, al norte de la ciudad. Al sur, en el área suburbana, se desarrolla la minería, utilizando los granitos para pavimentos, las dioritas, cuarcitas blancas y grises para la elaboración de abrasivos domésticos, las cuarcitas asociadas con lentes de arcillas como materia prima para la elaboración de refractarios, y el caolín como material refractario ligante de alta calidad para la industria de loza y porcelana (Massone, 2003; Celemín, 2009). Existen además otras localidades menores, tal es el caso de Coronel Vidal (6.611 habitantes; INDEC, 2010), situada hacia el este (Fig. 6.3.B.).

En cuanto a la orografía, en la cuenca del arroyo Grande se presentan dos sectores bien diferenciados (Massone, 2003), pudiéndose tomar como límite aproximado la traza de la Ruta Nacional N° 226. Estos son, hacia el oeste, los ambientes geomórficos de Sierras y Franja Eólica Periserrana (ver apartados 5.2.1. y 5.2.2., respectivamente; Capítulo 5), de relieve pronunciado, dado por la presencia de los bloques serranos pertenecientes a las Sierras Septentrionales del Sistema de Tandilia, constituidos por rocas del basamento cristalino y por sedimentitas paleozoicas (ver apartados 4.3.1. y 4.3.2.2.2., respectivamente; Capítulo 4). Las mayores alturas conforman el límite SO (Cerro Amarante: 361 metros sobre el nivel del mar -msnm-, Sierra La Chata: 357 msnm, Sierra La Barrosa: 300 msnm), disminuyendo las mismas hacia el E. En las sierras del Volcán y Bachicha hay una inversión de esta tendencia, con incrementos que llegan a los 340 y 383 msnm, respectivamente,

descendiendo nuevamente en Cinco Cerros (265 msnm). Por otro lado, hacia el este se encuentra el ambiente geomorfológico de Planicie Fluvioeólica (ver apartado 5.2.3.; Capítulo 5), de baja pendiente e integrada por sedimentos de origen eólico y/o fluvial, con un drenaje poco integrado en donde frecuentemente aparecen sectores bajos inundables. Perteneciente a esta área, la confluencia de los arroyos Grande y Pantanoso presenta alturas del orden de los 33 msnm (Fig. 6.3.B.).

En el cruce del arroyo Grande con la Ruta Provincial N° 55, el Ministerio de Obras Públicas de la provincia de Buenos Aires operaba regularmente una estación limnigráfica (Fig. 6.3.B.), de la que se han obtenido datos de caudal en un área de drenaje de unos 1.200 km² para el período 1967-1986, año a partir del cual los registros son incompletos. El caudal medio mensual fue de 1,59 m³/s, siendo abril el mes que presentó un menor valor del mismo (0,83 m³/s), y correspondiéndole a octubre el mayor valor (3,30 m³/s) (Massone, 2003).

El coeficiente de escurrimiento superficial es una parte del balance hídrico utilizado para conocer qué porcentaje del exceso anual de precipitaciones es el que escurre superficialmente. El análisis de las relaciones precipitación-caudal a escala anual, estacional y mensual, considerando las precipitaciones del área de Balcarce (Fig. 6.3.B.) y datos diarios de caudales para el período 1967-1986 (Massone, 2003), dio como resultado una tasa promedio de escurrimiento superficial obtenida de 3,98 % a escala anual, 5,14 % a escala mensual y 4,66 % (valor promedio entre 7,55 % -invierno-, 5,46 % -primavera-, 3,26 % -otoño- y 2,39 % -verano-) a escala estacional. La primera (escala anual) es equivalente a la mencionada por Sala (1977) del 4 % en la cuenca del arroyo Grande, siendo las restantes algo superiores a este valor.

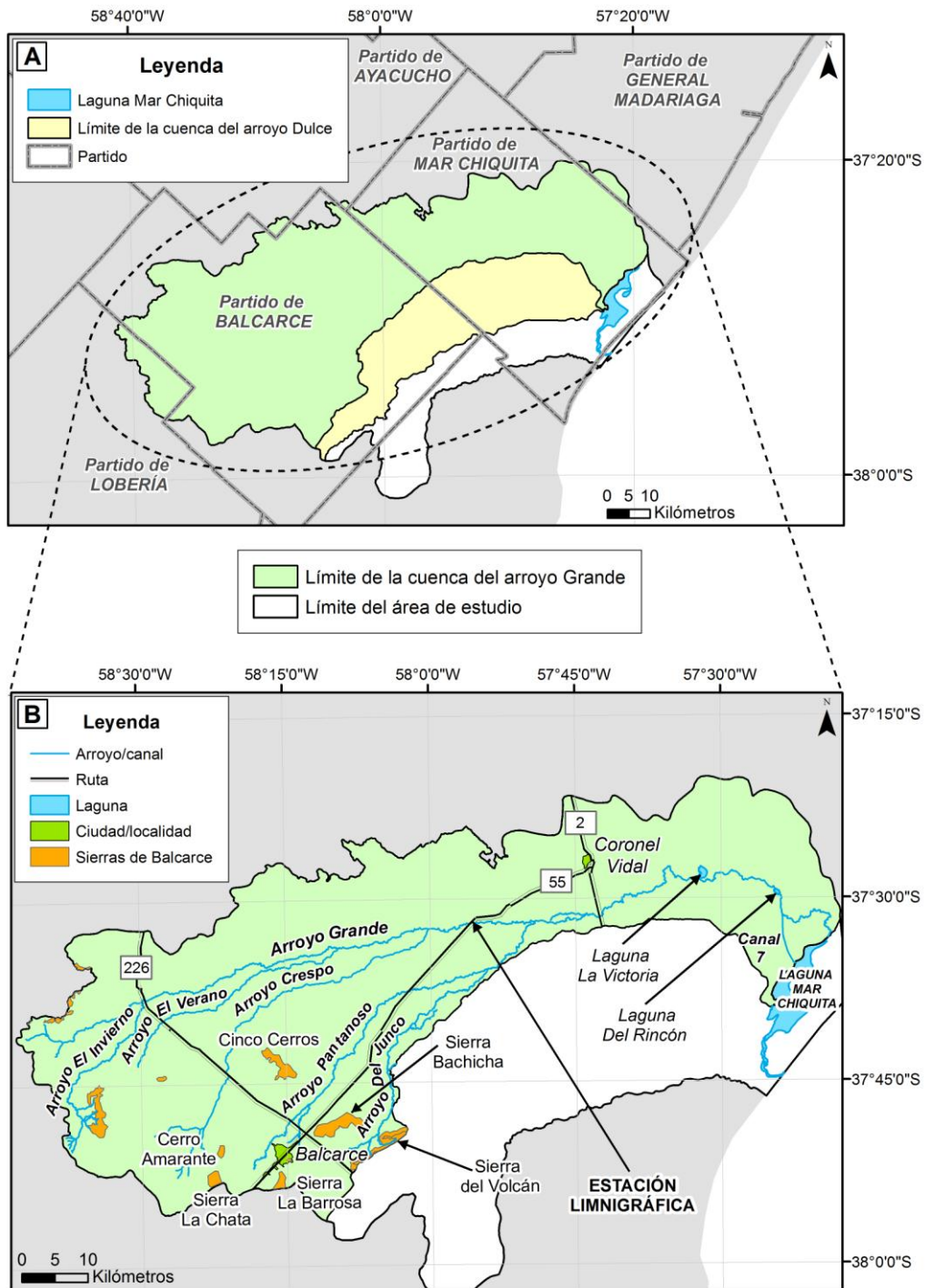


Figura 6.3.A. Localización de la cuenca del arroyo Dulce y de la cuenca del arroyo Grande establecida en el presente trabajo, junto con los partidos que abarca, **B.** Detalle de la cuenca del arroyo Grande

6.6. CUENCA DEL ARROYO VIVORATÁ

La misma presenta una superficie aproximada de 700 km², abarcando el sector SE del partido de Balcarce, SO del partido de Mar Chiquita, N y NO del partido de General Pueyrredón y un mínimo sector al N del partido de General Alvarado (Fig. 6.4.A.). Comprende a las cartas topográficas del I.G.N. a escala 1: 50.000 identificadas, de N a S y de O a E, como: Almacén La Brava (3757-32-1), Cobo (3757-32-2), Parque Mar Chiquita (3757-27-3) y Sierra de Los Padres (3757-32-3). El arroyo Vivoratá, de 60 km de extensión y principal en esta cuenca, es la continuación del arroyo Peredo, cuyas nacientes se ubican en las sierras de los alrededores de la laguna La Brava (sierras de Mar del Plata). Luego de describir un amplio arco, desemboca en las proximidades de la localidad de Mar Chiquita (Fasano, 1991) (Fig. 6.4.B.).

La red de drenaje se caracteriza por una densidad de drenaje de 0,3 km/km². En cabeceras, el área correspondiente a la cuenca activa es amplia y delimitable en forma precisa, pero a partir de los sectores medios, gran parte de la zona resulta ser un área pasiva y sólo podría fijarse una angosta franja que sigue paralela a los cursos. Estas características son indicio de un bajo índice de escurrimiento superficial (Kruse, 1986). El sector de Sierras (ver apartado 5.2.1.; Capítulo 5) presenta una mayor densidad de drenaje debido a la mayor pendiente, lo que sugiere un relativo mayor escurrimiento superficial local. En las lomadas de la Franja Eólica Periserrana adosadas al frente serrano (ver apartado 5.2.2.; Capítulo 5), pequeños cursos van convergiendo desde las partes altas hasta constituir uno principal, que luego de cierto recorrido se insume o desemboca en lagunas sin salida superficial o en la laguna La Brava (Fig. 6.4.B.), donde algunos excesos pueden escurrir encauzadamente (Kruse, 1978 b).

El arroyo Vivoratá no posee estaciones de aforos ni limnigráficas. A pesar de esto, presentaría un estiaje muy uniforme con escasas variaciones de sus niveles en el tiempo, prácticamente nulas para varios días, según lo observado durante la realización del estudio hecho por la Cátedra de Hidrogeología de la

Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata en el año 1979 (Sala *et al.*, 1979), y corroborado con los aforos aislados efectuados. Por la falta de determinaciones del escurrimiento fluvial en este arroyo, en dicho trabajo se trató de determinar el mismo extrapolando el coeficiente porcentual del vecino arroyo Grande (Fig. 6.1.A.). Se analizaron algunas características físicas cuantitativas y los componentes hidrogeológicos de ambas cuencas, comprobándose una similitud bastante marcada entre ellas (Kruse, 1978 a).

De acuerdo a Sala (1977), en la cuenca del arroyo Grande (Fig. 6.3.A.), y como ya se ha mencionado anteriormente, el escurrimiento fluvial significa un valor del 4 %. Dicho escurrimiento incluye el escurrimiento superficial conjuntamente con el caudal básico de los arroyos, producto de la descarga del flujo local de las aguas subterráneas (Kruse, 1986). Se podría esperar entonces que la cuenca del arroyo Vivoratá presentase un valor similar, pero considerándose que el período de registro podría corresponder a un caudal fluvial menor que el módulo normal, se adoptó un coeficiente de seguridad del 100 %. Se tendría así un escurrimiento superficial de alrededor del 8 % del módulo pluviométrico anual (Sala *et al.*, 1979).

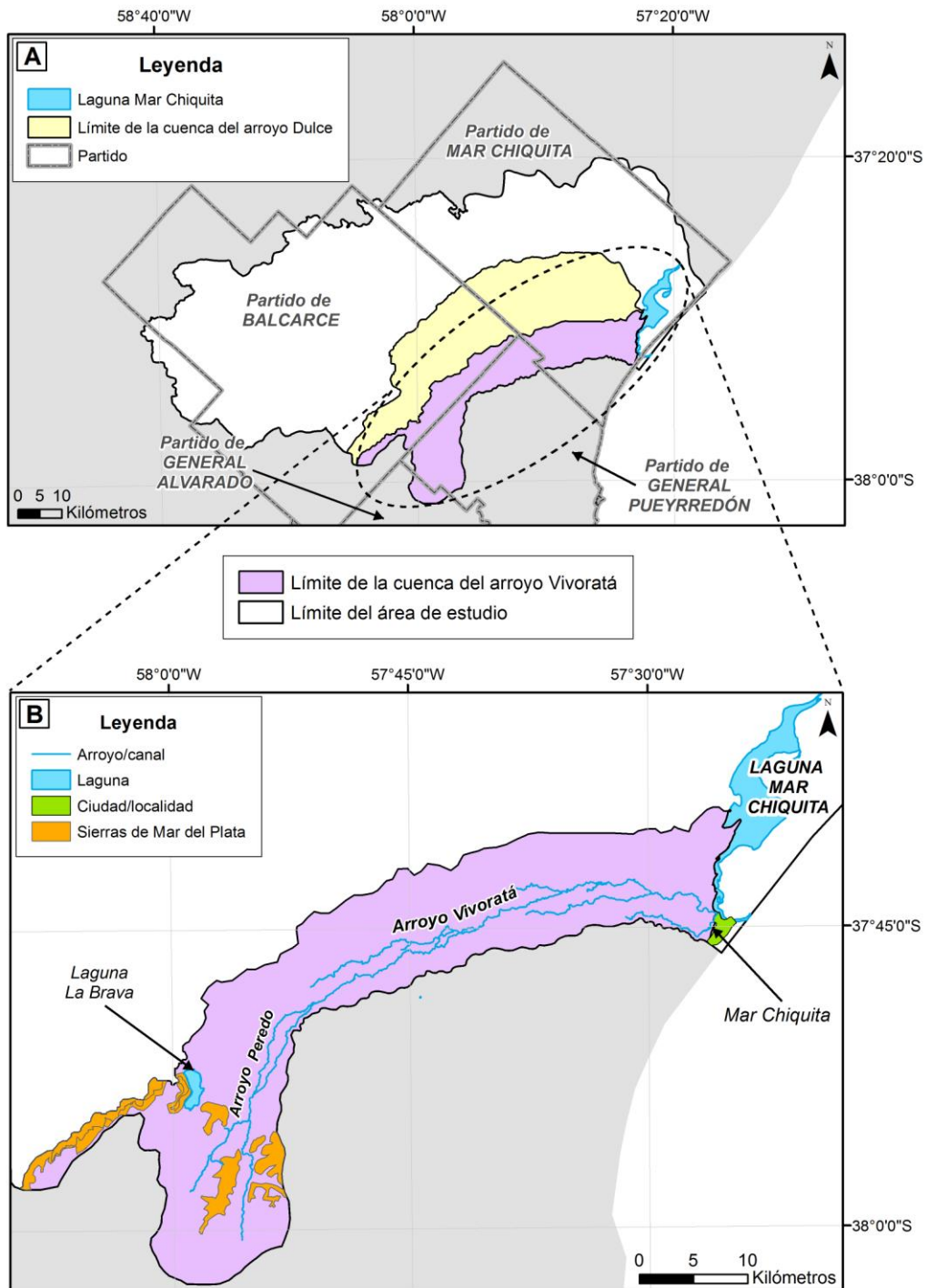


Figura 6.4.A. Localización de la cuenca del arroyo Dulce y de la cuenca del arroyo Vivoratá establecida en el presente trabajo, junto con los partidos que abarca, **B.** Detalle de la cuenca del arroyo Vivoratá

6.7. SÍNTESIS

El sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita se encuentra constituido por las cuencas de los arroyos Grande, Dulce y Vivoratá, las cuales ocupan el 65,7 %, 18,2 % y 12,8 % del mismo, respectivamente. La laguna costera Mar Chiquita es el principal cuerpo de agua, actuando como área de descarga de la red hidrográfica y/o del flujo directo de agua subterránea. Es un elemento de interesante dinámica costera y, a la vez, un humedal de alto valor ambiental para la sostenibilidad de la biodiversidad y conservación de sus regiones ecológicas.

En referencia a los valores de caudales, para el arroyo Grande se tuvo en cuenta un caudal medio mensual de 1,59 m³/s (Massone, 2003). Para el arroyo Dulce, el valor promedio considerado fue de 1,14 m³/s, estimado a partir de las mediciones mensuales llevadas a cabo en las tres secciones transversales al eje del curso (1,14 m³/s para SD1, 1,31 m³/s para SD2 y 0,97 m³/s para SD3) (Lima, 2012). Por su parte, el arroyo Vivoratá no cuenta con valores medidos de este parámetro. De este modo, considerando que la superficie de su cuenca (de aproximadamente 700 km²) presenta un valor intermedio entre la del arroyo Seco (503 km²) (Quiroz Londoño, 2009) y la del arroyo Dulce (alrededor de 1.000 km²), y teniendo en cuenta que los valores de caudal promedio mensual para las mismas son 0,10 m³/s y 1,14 m³/s, respectivamente, podría estimarse un valor de caudal medio mensual para la cuenca del arroyo Vivoratá del orden de los 0,62 m³/s. Así, el caudal promedio anual para el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita sería de 35,2 x 10⁶ m³/año.

Finalmente, a partir del promedio entre los escurrimientos fluviales porcentuales asumidos para las tres cuencas descriptas: 4 % para el arroyo Grande (Sala, 1977; Massone, 2003) y 8 % para los arroyos Dulce (Kruse, 1978 a; Sala *et al.*, 1979; Fasano, 1980; Lima, 2012) y Vivoratá (Kruse, 1978 a; Sala *et al.*, 1979), se obtuvo una media estimada de escurrimiento superficial del 6,7 % del módulo pluviométrico anual. Teniendo en cuenta el total de precipitación anual de 943,3 mm calculado para la zona estudiada por el

método de balance hidrometeorológico de Thornwaite y Matter (1955), para el período 1995-2005 (ver apartado 3.3., Capítulo 3), dicho porcentaje de escurrimiento superficial es equivalente a un valor anual de 63,2 mm.

HIDROGEOLOGÍA

La hidrogeología es la ciencia que estudia el origen y formación de las aguas subterráneas, modo de yacencia, difusión, movimiento, régimen, reservas, interacción con los suelos y rocas, estado y propiedades, así como las condiciones que determinan las medidas para su aprovechamiento (Mijailov, 1985).

En este capítulo se describen las características hidrogeológicas del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, enmarcando las unidades acuíferas presentes en esta zona de estudio dentro del esquema de las grandes unidades o regiones hidrogeológicas de la provincia de Buenos Aires (Sala, 1975; Sala *et al.*, 1979).

7.1. METODOLOGÍA

En primer lugar, se llevó a cabo la recopilación de información hidrogeológica regional de la provincia de Buenos Aires, teniendo en cuenta los trabajos de Sala (1975) y Sala *et al.* (1979). Además, para una completa descripción hidrogeológica, se han tomado como referencia valores de porosidad, permeabilidad y transmisividad reportados en otros artículos por diversos autores.

En cuanto a la caracterización hidrodinámica local, se realizaron censos de perforaciones entre los meses de octubre de 2010 a marzo de 2014, con el fin de determinar la profundidad de la capa freática en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita en estudio. Se efectuaron 90 mediciones sobre pozos de abastecimiento domiciliario, molinos, pozos de riego y piezómetros perforados durante el proyecto en el que se enmarcó este estudio, en la Estación Experimental del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) Balcarce (EE INTA Balcarce) y en la localidad de Vivoratá (Fig. 7.1.A.).

La cantidad de puntos a censar dependió de la posibilidad de acceso a las propiedades privadas que conforman la zona.

Todas las perforaciones censadas fueron localizadas mediante el Sistema de Posicionamiento Global (GPS) Garmin eTrex Vista, y se utilizó una sonda eléctrica bipolar con señal sonora graduada al centímetro para medir la profundidad del agua bajo boca de pozo (pbbp). Además, fueron incorporados a la base de datos 13 mediciones preexistentes: 5 de pozos de la Estancia El Volcán (Fig. 7.1.A.), estudiados en el informe de Santa Cruz *et al.* (1997) en el mes de agosto de 1996, y 8 correspondientes a octubre y noviembre de 2007 y marzo de 2008, extraídos de la tesis doctoral de Lima (2012), quien trabajó en la cuenca del arroyo Dulce (centro de la zona de estudio; ver Fig. 6.2.A., Capítulo 6). De este modo, se cuenta en total con 103 mediciones, siendo la densidad de muestreo de 1 pozo cada 53,6 km².

Se analizaron estadísticamente datos de las variaciones en el nivel freático (nf). Los mismos fueron tomados del seguimiento realizado durante dos años en el pozo G795 localizado en la EE INTA Balcarce, mediante la utilización de un freatómetro de registro continuo. Éste se efectuó diariamente y en general cada 4 horas, desde el 1 de diciembre de 2011 al 13 de septiembre de 2013. En junio, julio y agosto de 2013, las mediciones se llevaron a cabo durante la segunda mitad del mes. Esta información fue comparada gráficamente con los datos de precipitación correspondientes al mismo período mencionado, obtenidos del colector de agua de lluvia LBC (37°45'47,4" S, 58°17'51,7" O; 121,5 metros sobre el nivel del mar -msnm-), instalado en la EE INTA Balcarce y perteneciente a una red propia operada por el Grupo de Investigación en el cual se desarrolló la presente tesis (Fig. 7.1.A.).

Además, se tuvieron en cuenta las variaciones en los valores de nivel freático medidos con la sonda eléctrica bipolar en un piezómetro perforado en la localidad de Vivoratá (pozo G786) (Fig. 7.1.A.), durante el 2 de junio y 8 y 20 de noviembre de 2011, y el 22 de mayo y 20 de noviembre de 2012. Para este último caso, el nivel piezométrico se calculó mediante la diferencia entre las

cotas de superficie obtenidas para cada punto de medición a través del Modelo Digital del Terreno (MDT) del área de estudio puesto a disposición por la NASA/NIMA (ver apartado 5.1., Capítulo 5) y la pbbp.

El espesor de la zona no saturada (ZNS) se obtuvo a través de las profundidades medidas bajo boca de pozo. Con los valores de niveles piezométricos y de espesor de la ZNS se trazaron las isopiezas y las curvas de isoespesor, respectivamente, mediante interpolación manual, construyéndose los mapas piezométrico y de isoespesor de la zona no saturada. Fueron realizados también los mapas de dirección de flujo del agua subterránea (a partir del mapa de isopiezas) y el mapa de valores del gradiente hidráulico. La herramienta de Sistemas de Información Geográfica (SIG) ArcGis 10.1. (ESRI, 2012) fue utilizada para llevar a cabo la construcción de los mismos.

Finalmente, en este capítulo se calcularon valores de recarga promedio para el área de estudio. Para esto, se utilizaron los métodos de balance hidrometeorológico de Thornthwaite y Mather (1955) y de balance de cloruros. En el primer caso, se tuvieron en cuenta los valores medios de precipitación, evapotranspiración real y excedente de agua obtenidos en el balance hídrico realizado en el apartado 3.3. del Capítulo 3 (período 1995-2005). En el balance de cloruros, se consideraron las concentraciones del ión cloruro (Cl⁻) en muestras de precipitación extraídas del colector de agua de lluvia LBC. Los contenidos de este anión en el agua subterránea pertenecen a muestras localizadas a pocos metros del mismo (pozos G735, G739, G740, G745, G792, G793 y G794) (Fig. 7.1.B.).

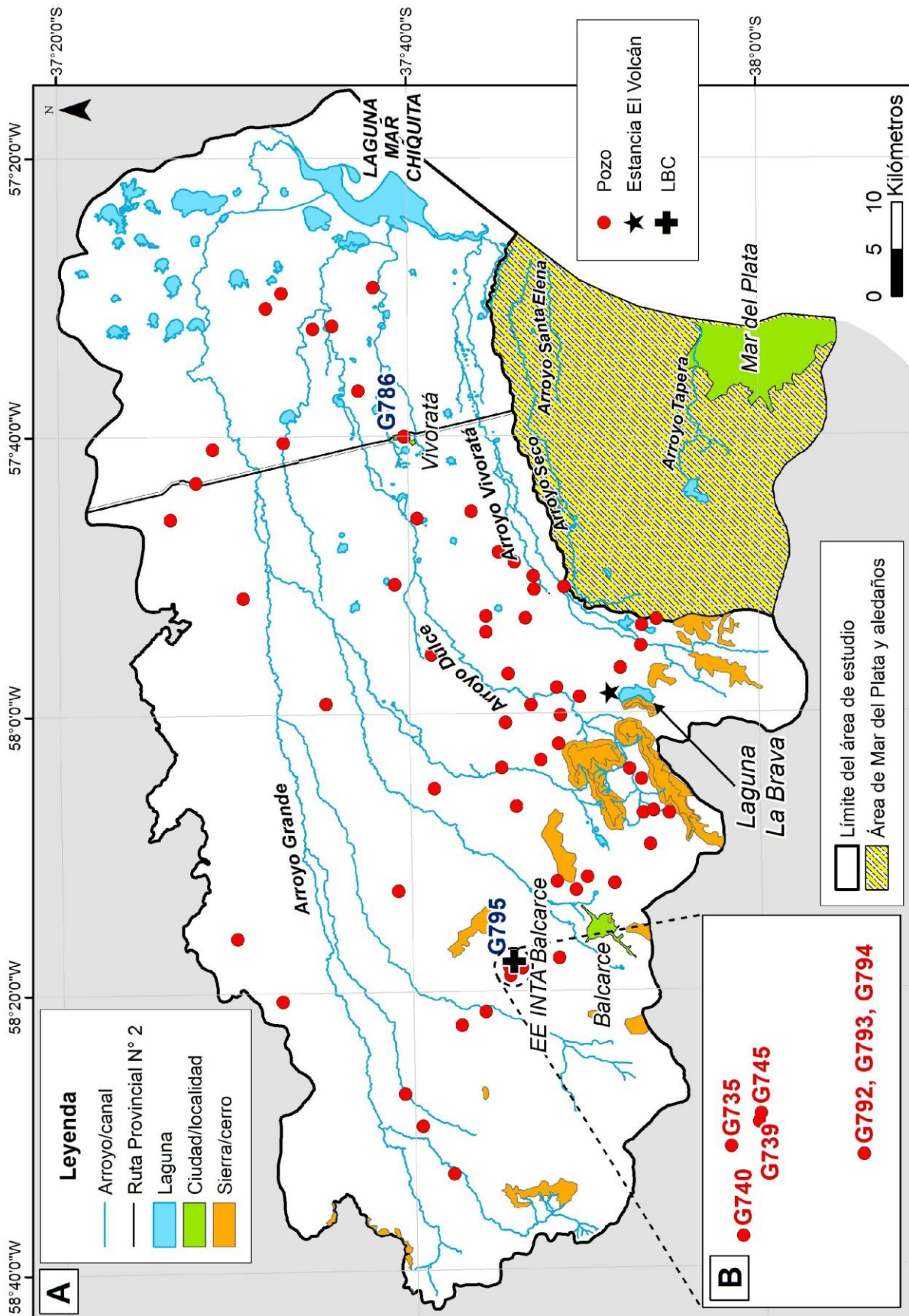


Figura 7.1. Mapa de localización **A.** Pozos de monitoreo, Estancia El Volcán y colector de agua de lluvia LBC, **B.** Detalle de los pozos utilizados para realizar el método de balance de cloruros

7.2. MARCO HIDROGEOLÓGICO REGIONAL

Las características hidrogeológicas regionales de la provincia de Buenos Aires fueron resumidas por Sala (1975), quien reconoció tres secciones principales dispuestas sobre el basamento impermeable:

- *Sección Hipoparaniana*: compuesta por una sucesión sedimentaria de origen continental formada por areniscas y arcillas rojizas con yeso y anhidrita e intercalaciones de ceniza volcánica. La porción superior es la más importante desde el punto hidrogeológico, especialmente en la zona de Bahía Blanca (al S de la provincia de Buenos Aires: 38°43' S, 62°16' O) y posiblemente al E del Sistema de Tandilia (ambiente geomorfológico de Sierras: ver apartado 5.2.1. y Fig. 5.2., Capítulo 5). Se la denomina comúnmente “Rojo” y se le asigna edad Miocena Inferior.
- *Sección Paranaiana*: corresponde al paquete sedimentario resultante de la ingresión marina homónima. El mismo está constituido por potentes arcillas de colores típicos azulado y verde, con abundante yeso y anhidrita, con intercalaciones de arenas acuíferas. En esta sección predominan sedimentos acuícludos, en parte acuitardos, con finas intercalaciones acuíferas.
- *Sección Epiparaniana*: de gran importancia hidrogeológica para la zona de estudio. Está constituida por los sedimentos loessoides Pampeanos y Postpampeanos, abarcando desde principios del Plioceno hasta el presente (ver apartado 4.3.3., Capítulo 4). El paquete sedimentario es bastante homogéneo en cuanto a su comportamiento hidrogeológico, por la presencia casi permanente de sedimentos más o menos permeables.

En su trabajo realizado en la cuenca del arroyo Vivoratá y aledaños, Sala *et al.* (1979) agruparon a las unidades hidrogeológicas superficiales presentes en:

- *Basamento impermeable*: está constituido por el basamento cristalino (Complejo Buenos Aires; Marchese y Di Paola, 1975 a, b) y las ortocuarcitas de la Formación Balcarce (Amos *et al.*, 1972; Dalla Salda e Iñiguez Rodríguez, 1979; Zimmermann y Spalletti, 2009; Van Staden *et al.*, 2010) (ver apartados 4.3.1. y 4.3.2.2.2., respectivamente; Capítulo 4). El primero se encuentra restringido a afloramientos en el ambiente geomorfológico de Sierras (ver Fig.

4.3., Capítulo 4) que no permiten una caracterización hidrogeológica detallada, pero puede suponerse como un medio acuífugo. Las ortocuarcitas son originalmente rocas acuífugas, pero debido al diaclasamiento y a las superficies de estratificación mayormente manifiestas en los sectores superiores donde disminuyen las presiones litostáticas, presentan permeabilidad secundaria (Bocanegra *et al.*, 1992).

- *Complejo clástico permeable*: es posible distinguir dos subunidades hidrogeológicas coincidentes con los ambientes geomorfológicos de Franja Eólica Periserrana (FEP) y Planicie Fluvioeólica (PFE) (ver apartados 5.2.2., 5.2.3. y Fig. 5.2., Capítulo 5):

- Subunidad I: corresponde al ambiente de FEP, donde se desarrollan superficialmente los depósitos eólicos Postpampeanos de alta permeabilidad, arenosos y limosos, con escasa proporción de carbonatos y espesores variables. Sobreyacen los sedimentos Pampeanos y Postpampeanos más finos, de diferentes orígenes (eólicos, lacustres, fluviales), que presentan tosca en diferentes disposiciones y aparentan ser algo menos permeables (ver apartado 4.3.3., Capítulo 4). Las acumulaciones coluviales de bloques cuarcíticos de distinto tamaño en zonas bajas, junto al frente serrano (piedemonte) (ver apartado 5.2.1., Capítulo 5), con permeabilidad intermedia, dispuestos de manera aleatoria y mezclados con materiales limo-arenosos, son consideradas como integrantes de esta subunidad. Por su reducida expresión areal, tendrían aparentemente una importancia secundaria en el sistema hidrogeológico.

- Subunidad II: en el ambiente de PFE, se caracteriza por presentar depósitos sedimentarios que hidrolitológicamente pueden clasificarse como de mediana permeabilidad, pero incluyendo una serie de sedimentos con un amplio rango de variaciones. De este modo, por ejemplo, los ubicados en el límite con la subunidad I son de alta permeabilidad relativa. Son depósitos arenosos finos, limosos pardos amarillentos, con nódulos de tosca en la porción superior. En las depresiones se encuentran otros de menor permeabilidad, compuestos por intercalaciones de capas de pocos centímetros, limosas, limoso arenosas, limoso arcillosas, pardo amarillentas y pardo verdosas. Entre estos dos extremos señalados, existe otra variabilidad de

depósitos de permeabilidad intermedia, arenosos, limosos o arcillosos en distintas proporciones, con nódulos, muñecos o capas de tosca de características cambiantes. Además, debe mencionarse dentro de esta subunidad a los sedimentos arenosos de mayor permeabilidad, ubicados en coincidencia con los cordones conchiles del ambiente de Llanura Costera, bordeando hacia el continente a la laguna Mar Chiquita (ver apartado 5.2.4. y Fig. 5.2., Capítulo 5).

Todo este conjunto Pampeano y Postpampeano, con fuertes anisotropías locales, se caracteriza, al tratarlo regionalmente, por un comportamiento hidrogeológico homogéneo.

La hidrogeología de subsuelo fue definida en base a perforaciones y controles en sondeos efectuados en la zona (Sala *et al.*, 1979). En el ambiente de FEP (lomadas), se ubican las perforaciones de la Dirección Nacional de Geología y Minería (DNGM) denominadas La Brava N° 1 y 2 (en las inmediaciones de la laguna La Brava, Fig. 7.1.A.) y Ojo de Agua N° 1. Se confirman en las mismas las deducciones hechas por Sala *et al.* (1979) en superficie, con la presencia del basamento impermeable y el complejo clástico permeable. El primero, situado a profundidad variable (88 m a 165 m) por la posición relativa de los bloques hundidos, está compuesto por las rocas ya mencionadas del basamento cristalino y las ortocuarcitas que afloran en las serranías. Fue alcanzado por la perforación La Brava N° 2 a 88 metros bajo boca de pozo (mbbp) (2 msnm), y por una perforación para riego ubicada a 500 m del frente septentrional de la sierra La Peregrina (37°55'37,98" S, 57°51'59,17" O), a 107 mbbp (-30 msnm).

El complejo clástico permeable presente subsuperficialmente en las lomadas periserranas configura una sucesión medianamente acuífera con intercalaciones acuitardas (Sala *et al.*, 1979). De acuerdo a los perfiles de las perforaciones de la DNGM, se compondría de un conglomerado basal, sedimentos arenosos limosos arcillosos y depósitos arenosos finos (eólicos). El primero se caracteriza por un espesor de 6 m en la perforación La Brava N° 1 (única en donde aparece descripta) y, dadas sus características, serían

sedimentos de baja permeabilidad. La sucesión arenosa-limosa-arcillosa presenta la intercalación arcillosa entre los 130 mbbp y 147 mbbp en la perforación La Brava N° 1, y prácticamente no aparece en la perforación Ojo de Agua, donde sólo se atraviesa un banco de arcilla entre los 89 mbbp y 89,7 mbbp. La misma presentaría una permeabilidad mediana, con intercalaciones que tienden a baja. Por último, la secuencia de depósitos eólicos relativamente bastante permeables tiene una potencia de 16 m en La Brava N° 1. El perfil descripto no tendría un espesor uniforme (La Brava N° 1: 165 m, La Brava N° 2: 88 m y Ojo de Agua: 100 m, sin llegar a la base), y el conjunto sedimentario equivaldría a la sección hidrogeológica Epiparaniana de Sala (1975).

En el ámbito de la PFE, la perforación de Obras Sanitarias de la Nación (OSN) en Mar del Plata (dentro del área de Mar del Plata y aledaños, Sala *et al.*, 1980), denominada OSN N° 142, y las perforaciones de Obras Sanitarias de la Provincia de Buenos Aires, DOSBA N° 1 y 2, situadas cerca de la Ruta Provincial N° 2, en las proximidades de la localidad de Vivoratá (Fig. 7.1.A.), permitieron caracterizar la hidrogeología de subsuelo (Sala *et al.*, 1979). Siguiendo el delineamiento de las secciones hidrogeológicas establecido por Sala (1975) para la provincia de Buenos Aires, la perforación OSN N° 142 (más profunda) sólo alcanza la parte superior de la sección Paranaiana, la cual caracteriza a sedimentos acuicludos, arcillosos gris verdosos, con restos de conchillas. Por encima se desarrollan 113 m de la sección Epiparaniana, de comportamiento medianamente acuífero, con intercalaciones acuitardas integradas por limos con alternancias tanto más arenosas como más arcillosas, con concreciones o nódulos de tosca.

Las características litológicas en el ambiente de PFE indicarían anisotropías locales, puesto que a pesar de la proximidad de las perforaciones los perfiles presentan grandes variaciones hidrolíticas. No obstante, regionalmente se debe considerar al conjunto sedimentario como una unidad homogénea. Por último, el límite areal de la sección Paranaiana podría llegar hasta las proximidades del ámbito serrano, conjeturación realizada por Sala *et al.* (1979)

extrapolando los resultados de las perforaciones de OSN en la ciudad de Mar del Plata.

De este modo, en base a lo descrito en los párrafos anteriores, es posible reconocer en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita la presencia del basamento impermeable y de la sección Epiparaniana. Con respecto a esta última y correspondiéndose con la misma, queda definido para la zona de estudio un acuífero clástico, el acuífero Pampeano, considerado en estudios regionales anteriores como “pobrementemente acuífero” (Sala, 1975). El mismo yace unas veces directamente sobre las ortocuarcitas muy compactas de la Formación Balcarce, aunque fracturadas, y otras sobre arenas y arcillas miocenas de la Formación Paraná, la cual conforma a su vez la sección Paraniense (Sala, 1975) (Fig. 7.2.).

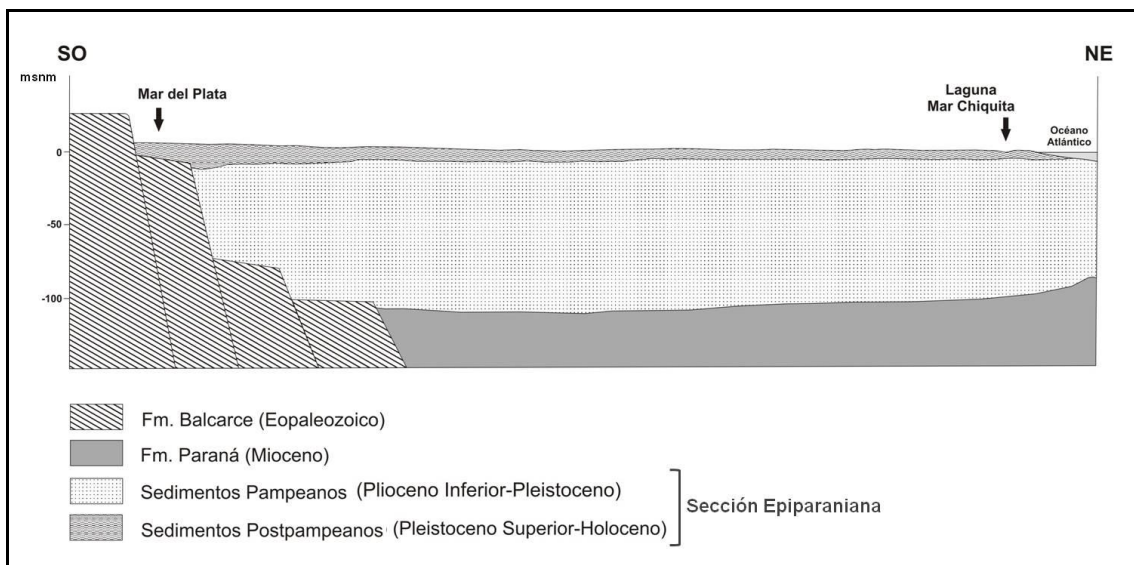


Figura 7.2. Sección hidrogeológica esquemática del área de estudio (msnm: metros sobre el nivel del mar, Fm: Formación)

El acuífero Pampeano es del tipo “libre y multicapa”. Este paquete de sedimentos loessoides puede llegar a más de 100 metros de espesor, con una granulometría variable entre arenas y limos y con intercalaciones arcillosas. Ocasionalmente aparecen niveles de tosca o bien carbonato de calcio pulverulento y de ceniza volcánica. La composición mineralógica es principalmente cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, con variable cantidad

de sílice amorfa en forma de vidrio volcánico, apareciendo ocasionalmente micas y minerales opacos (Teruggi, 1954). Las diferentes capas acuíferas se separan por niveles discontinuos de permeabilidad relativa menor, representados por los niveles limoarcillosos y las intercalaciones de tosca anteriormente mencionados. El modelo hidrogeológico conceptual para este acuífero en el SE bonaerense interpreta que la recarga se debe exclusivamente a la infiltración de los excedentes de agua de lluvia (Martínez y Bocanegra, 2002; Massone *et al.*, 2005; Quiroz Londoño *et al.*, 2008; Quiroz Londoño, 2009; Lima, 2012; Romanelli, 2012).

7.3. POROSIDAD Y PERMEABILIDAD

La *porosidad total* de un terreno se define como la relación expresada porcentualmente entre el volumen de huecos y el volumen total del terreno que los contiene. Está condicionada por el tamaño de los granos, la forma de los mismos, su disposición, las dimensiones relativas, y el grado de cementación y compactación de las rocas. La *permeabilidad o conductividad hidráulica*, según Pettijohn (1963), es la propiedad de una roca o sedimento que posibilita el pasaje de fluidos (en este caso el agua) sin deteriorar su estructura o desplazar sus partes. De acuerdo a la definición de Darcy, la misma se corresponde con el volumen de agua gravífica que percola durante la unidad de tiempo a través de una sección unidad del terreno, bajo un gradiente hidráulico unitario a 20 °C (Benítez, 1972). Ambos parámetros son esenciales al momento de tratar de determinar el comportamiento hidrodinámico de un acuífero y su relación con otras unidades hidrogeológicas. La estimación de los mismos es una tarea complicada, sobre todo por el carácter puntual de estos parámetros y su gran variación espacial, debida principalmente a su dependencia directa con la geología. Por lo tanto, se hará referencia a valores reportados por otros autores.

Para el caso de la *porosidad efectiva*, definida como el porcentaje de poros conectados entre sí, son escasos los valores obtenidos en el área de estudio. En la zona de La Plata (34°56' S, 57°57' O), Auge (2004) define un rango de

entre 5 % y 10 % para los sedimentos Pampeanos. Por su parte, Ruiz de Galarreta *et al.* (2007) presentan valores del 10 % en el partido de Tandil (37°04' S, 59°08' O). En referencia a la porosidad total, en la zona de Mar del Plata (Fig. 7.1.A.), Martínez y Bocanegra (2002) obtuvieron a través de determinaciones volumétricas descritas en Custodio y Llamas (1976) que la misma varía entre 0,20 y 0,30.

Por otro lado, la permeabilidad resulta ser el parámetro de mayor variabilidad en el área de estudio. En el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, se presentan depósitos sedimentarios que hidrogeológicamente pueden clasificarse como de mediana conductividad hidráulica, pero que a su vez incluyen una serie de sedimentos con un amplio rango de variaciones. Aquellos ubicados entre los ambientes geomorfológicos de Franja Eólica Periserrana y Planicie Fluvioeólica son de alta permeabilidad relativa. Por otro lado, en las depresiones de la PFE se encuentran sedimentos de menor permeabilidad, compuestos por intercalaciones de capas de pocos centímetros, limosas, limoarenosas y limoarcillosas. Entre estos dos extremos señalados se encuentra una variedad de depósitos de permeabilidad intermedia, arenosos, limosos o arcillosos, con nódulos o capas de tosca en distintas proporciones. Además, deben mencionarse los sedimentos arenosos de mayor permeabilidad, ubicados en coincidencia con los cordones conchiles del ambiente de Llanura Costera y el cordón costero medanoso del ambiente de Cordón Litoral (ver apartado 5.2.5. y Fig. 5.2., Capítulo 5), bordeando hacia el continente a la laguna costera Mar Chiquita (Sala *et al.*, 1979).

Auge (1990, 2004), Hernández *et al.* (1991), Fili *et al.* (1999), Blarasin *et al.* (1999), Dalmaso *et al.* (1999), Martínez y Osterrieth (1999), Elichiry (2002), Martínez y Bocanegra (2002), Varni (2005) y Ruiz de Galarreta *et al.* (2007) han establecido diferentes valores de permeabilidad para los sedimentos Pampeanos. Los mismos fluctúan entre 1 m/día y 30 m/día (entre 10 m/día y 15 m/día para Hernández *et al.*, 1991 y Martínez y Bocanegra, 2002; entre 1 m/día y 10 m/día para Auge, 2004; 30 m/día para Varni, 2005; y entre 1 m/día y 5 m/día para los demás trabajos de los autores mencionados). Además, según

datos aportados por la empresa concesionaria del servicio de agua y cloaca en la ciudad de Balcarce (Fig. 7.1.A.), el valor de conductividad hidráulica es de 4,30 m/día (Massone *et al.*, 2007). En todos los casos se han establecido valores locales, sin contar con estudios regionales que muestren las variaciones de este parámetro.

Bocanegra *et al.* (2005), Quiroz Londoño (2009) y Lima (2012), en la cuenca del río Quequén Grande (al O del área de estudio; ver Fig. 2.2., Capítulo 2), en las cuencas de los arroyos Tamangueyú y El Moro (dentro de la cuenca del río Quequén Grande), y en la cuenca del arroyo Dulce, respectivamente, utilizan en la modelación matemática valores de conductividad hidráulica con una tendencia espacialmente creciente desde las sierras hacia el Océano Atlántico, que van desde 1 m/día a 35 m/día. En los tres casos, dichas modelaciones fueron llevadas a cabo a través del código Visual MODFLOW (Guiger y Franz, 1996). Las variaciones observadas se atribuyen a la existencia de paleovalles fluviales con potentes capas de arenas gruesas que se describen en perforaciones localizadas alrededor de las localidades de Lobería (38°08' S, 58°46' O) y Necochea (38°33'44" S, 58°44'43" O) (al O del área de estudio).

En una primera instancia, Quiroz Londoño (2009) modeló matemáticamente el flujo en toda su área de estudio como una sola unidad de permeabilidad constante. Los resultados obtenidos no fueron acordes con lo observado en el terreno, y aspectos tales como las relaciones entre arroyos, zonas inundadas y niveles piezométricos resultaron además incongruentes. En consecuencia, este autor decidió establecer zonas con diferentes valores de conductividad hidráulica, dando continuidad a lo realizado por Bocanegra *et al.* (2005) en la cuenca del río Quequén Grande. De este modo, le asignó una permeabilidad de 8,6 m/día a la unidad morfológica de frentes serranos y piedemonte, de 21,6 m/día a la planicie baja mal drenada, de 22,6 m/día a la planicie baja con drenaje encauzado y de 35 m/día al sistema de médanos y playas (el autor realizó en su tesis doctoral la clasificación de las unidades morfodinámicas de mapeo siguiendo los lineamientos de Cendrero y Díaz de Terán, 1987). Así, Quiroz Londoño (2009) atribuye dichos valores de conductividad hidráulica a la

existencia de capas de arena, evidenciadas en algunos pozos cerca de la ciudad de Lobería y San Manuel (37°48' S, 58°50' O), al igual que el alto contenido de arena gruesa presente en el pozo perforado en la localidad de Necochea.

Por su parte, Lima (2012), tomando como referencia los trabajos de Bocanegra *et al.* (2005) y Quiroz Londoño (2009), realizó 4 corridas de modelación matemática de flujo utilizando distintos valores de permeabilidad, siendo estos de 5 m/día (bajo), 10 m/día (medio-bajo), 20 m/día (medio-alto) y 30 m/día (alto), para las corridas 1, 2, 3 y 4, respectivamente. Al ocurrir lo mismo que en el caso de Quiroz Londoño (2009) para la primera instancia de modelación, la autora decidió establecer zonas con diferentes valores de conductividad hidráulica. Para la unidad morfodinámica (Cendrero y Díaz de Terán, 1987) de Sierras y Lomas periserranas asignó un valor de 20 m/día y para la Llanura Fluvioeólica de 15 m/día. El primer valor mencionado fue con el que se obtuvo el mejor ajuste del modelo. De este modo, Lima (2012) también concluyó que podrían existir en profundidad estratos arenosos con permeabilidades mucho más altas que la de los sedimentos superficiales.

7.4. TRANSMISIVIDAD

Este parámetro fue definido por Theis (1935) como “el caudal que pasa a través de una franja vertical de ancho unidad y altura igual al espesor saturado, bajo un gradiente unidad y a una temperatura determinada”. Nos indica la facilidad del agua para circular horizontalmente por una formación geológica y matemáticamente está dado por la relación entre la permeabilidad y el espesor saturado del acuífero (Transmisividad = Permeabilidad x Espesor saturado).

Para tener una idea del valor de este parámetro, se han realizado cálculos utilizando los valores mínimo (1 m/día) y máximo (30 m/día) de permeabilidad establecidos para los sedimentos Pampeanos por diversos autores (ver apartado 7.3., presente Capítulo), y un espesor de 100 m. Este último valor fue elegido debido a que es la máxima profundidad a la cual se tiene información

del acuífero, en 7 perforaciones construidas en la Estancia El Volcán (Fig. 7.1.A.) (Santa Cruz *et al.*, 1997), sin que se haya llegado a detectar en ningún caso el basamento hidrogeológico. Así, los valores de transmisividad obtenidos varían entre 100 m²/día para las zonas con permeabilidades más bajas y 3.000 m²/día para las áreas con permeabilidades más altas, al igual que los reportados por Quiroz Londoño (2009). Lima (2012) calculó un valor de 500 m²/día para las zonas con permeabilidades menores, coincidiendo el valor de transmisividad en los sectores de permeabilidades mayores.

Por otro lado, según datos aportados por la empresa concesionaria del servicio de agua y cloaca en la ciudad de Balcarce (Fig. 7.1.A.), la transmisividad del acuífero Pampeano es de 367,5 m²/día, valor intermedio entre los nombrados en el párrafo anterior para las zonas de permeabilidades menores (Massone *et al.*, 2007). Además, se cuenta como antecedente con los valores de transmisividad obtenidos para el acuífero Pampeano en el sector de Mar del Plata (Fig. 7.1.A.) por Hernández *et al.* (1991) y Martínez y Bocanegra (2002). Para los primeros, dicho parámetro presenta valores entre 500 m²/día y 700 m²/día. Por su parte, Martínez y Bocanegra (2002) definieron valores variables entre 600 m²/día y 800 m²/día en las áreas urbanas, y 1.000 m²/día y 1.400 m²/día en las zonas rurales, debido a las variaciones en el espesor del acuífero.

Por su parte, Bocanegra (2011) para el acuífero de Mar del Plata calculó valores de transmisividad que varían entre 430 m²/día y 1.100 m²/día, siendo el promedio de 710 m²/día. El mínimo valor se encontró en el acuífero superficial de la zona central de dicha área. El máximo valor se corresponde con la zona de lomadas periserranas, en donde predominan depósitos de origen eólico constituidos por arenas medianas a finas con escasos limos. En los paleocauces asociados a los arroyos de mayor longitud, como los arroyos Seco (950 m²/día) y Santa Elena (820 m²/día), las transmisividades resultan superiores a las de los arroyos de menor desarrollo morfogenético, como es el caso del arroyo Tapera (450 m²/día) (Fig. 7.1.A.). Esto probablemente se deba a que las inmediaciones de estos cursos de agua superficial estén afectadas

por anisotropías locales relacionadas con la presencia de sedimentos más finos, esencialmente limos loessoides, arcillosos y arenas finas. Además, los valores de este parámetro encontrados en el acuífero profundo localizado en la zona central del sector estudiado y en el acuífero de la cuenca rural fueron de 450 m²/día y 780 m²/día, respectivamente.

7.5. VARIACIONES DEL NIVEL FREÁTICO

En la Figura 7.3. se compararon gráficamente los valores de nivel freático medidos en el pozo G795 y los datos de precipitación obtenidos del colector de agua de lluvia LBC (Fig. 7.1.A.). En la misma, se observa que el nf varió entre 116,8 msnm (31/07/2012) y 118,0 msnm (14/03/2013), con un promedio de 117,3 msnm y una desviación estándar de 15,4 msnm. En general, se manifiesta que desde principios del mes de diciembre de 2011 hasta los primeros días de julio de 2012 hubo una leve tendencia al descenso del nivel freático de 0,3 m. Luego, ocurrieron una serie de descensos y ascensos del mismo, y desde el 21 de agosto de 2012, su valor se empezó a incrementar unos 1,1 m hasta mediados de marzo de 2013. Finalmente, a partir de esta fecha y hasta el 13 de septiembre de 2013 (fecha hasta la que se cuenta con datos), el valor de nf descendió unos 0,3 m. El ascenso de 1,1 m observado podría relacionarse a fuertes lluvias ocurridas durante los meses de agosto y diciembre de 2012.

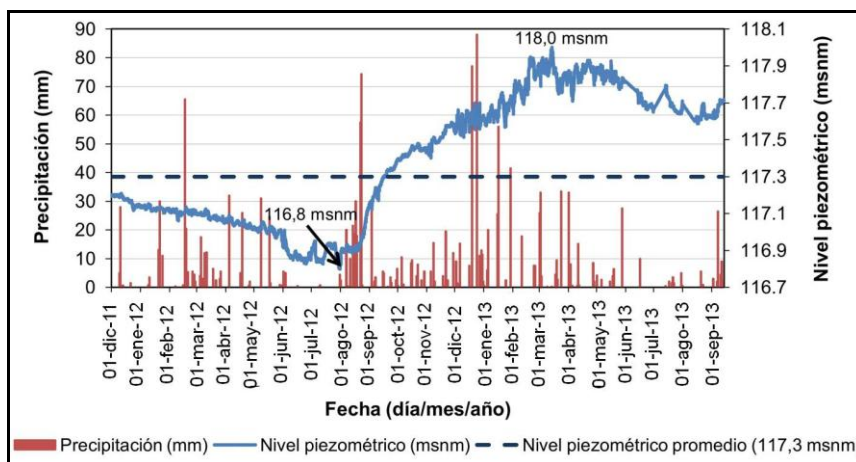


Figura 7.3. Variaciones del nivel freático en el pozo G795 de la Estación Experimental INTA Balcarce. Datos de precipitación obtenidos en el colector de agua de lluvia LBC

Por otro lado, los valores de n_f medidos en el pozo G786 (Fig. 7.1.A.) fueron: 20,1 msnm el 2 de junio de 2011, 20,7 msnm el 8 y 30 de noviembre de 2011, 18,8 msnm el 22 de mayo de 2012 y 20,6 msnm el 20 de noviembre de 2012. La diferencia entre el valor mínimo y máximo es de 0,8 m.

7.6. SUPERFICIE FREÁTICA

Las redes de flujo suelen representarse para estados y situaciones estacionarias. En el caso del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, el valor promedio de nivel freático encontrado es de 70,2 msnm, con una desviación estándar de 39,5 msnm, un mínimo de 6,1 msnm y un máximo de 130,8 msnm.

La distribución de las isopiezas obtenidas mediante interpolación manual en el área de estudio y presentada en la Figura 7.4., determina la existencia de un flujo regional que se recarga en el sector O y SO (ambiente geomorfológico de Franja Eólica Periserrana) y una zona de descarga general hacia el E, cuya dirección aproximada SO-NE/E es subparalela a los cursos de los arroyos. En la Figura 7.5. puede comprobarse que en el 65,8 % del sector en estudio dominan direcciones de flujo de agua subterránea hacia el NE y E. La homogeneidad y equidistancia de las isopiezas no muestra cambios de permeabilidad importantes en el acuífero, a excepción del contacto entre el sector serrano y la zona más llana al E (Fig. 7.4.).

Para los arroyos presentes en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, las isopiezas conforman un comportamiento ganador durante su recorrido. Esto coincide con lo concluido en trabajos previos existentes para el área de estudio (Sala, 1975; Kruse, 1986; Massone, 2003; Lima, 2012; Glok Galli, 2014). La descarga natural del sistema ocurre principalmente a través de la red hidrográfica y por flujo subterráneo de agua dulce en la laguna Mar Chiquita y/o el Océano Atlántico (Fig. 7.4.). Las salidas de origen antrópico están representadas por la explotación de pozos para la actividad rural y para el suministro urbano.

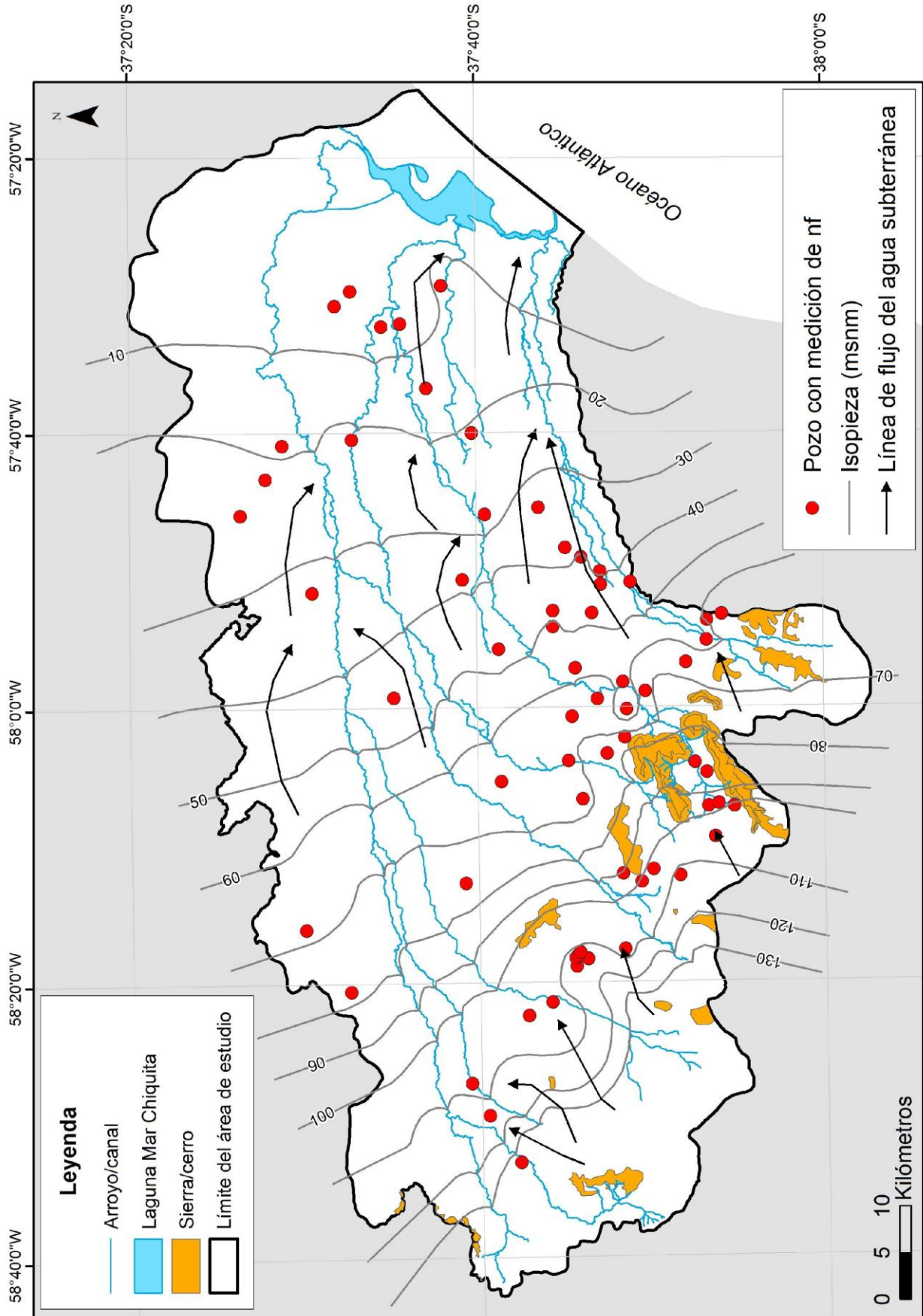


Figura 7.4. Mapa de isopiezas del área de estudio

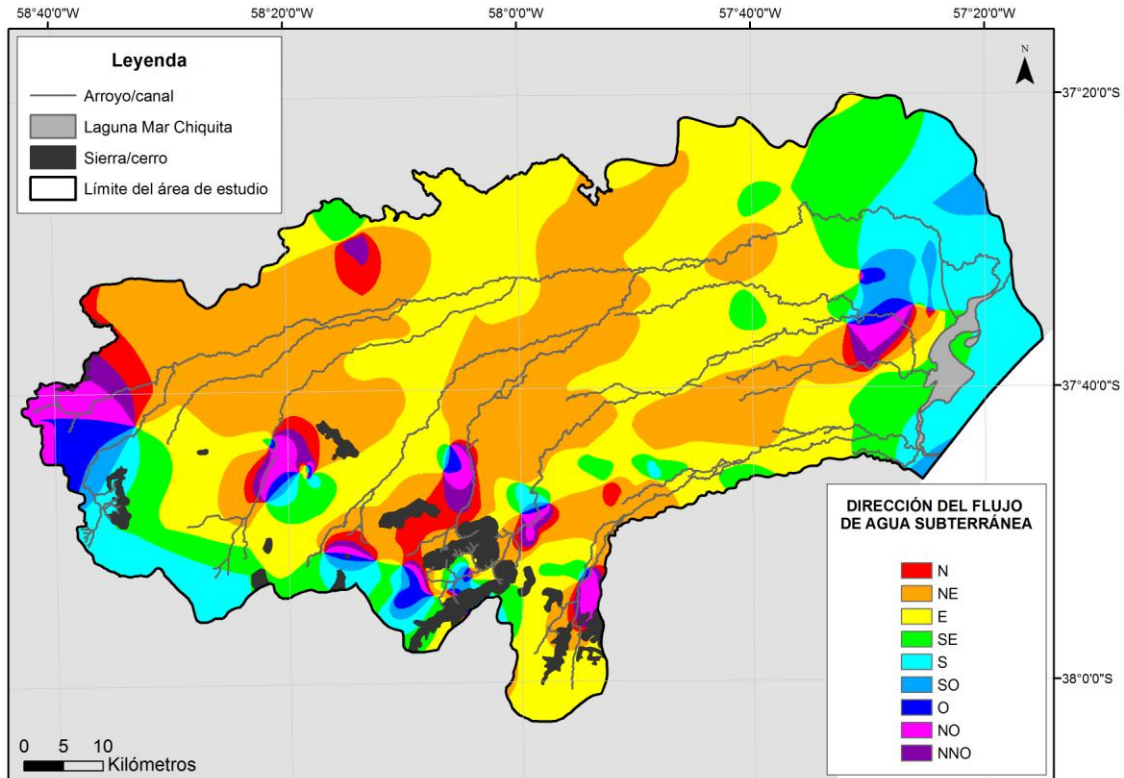


Figura 7.5. Mapa de dirección del flujo de agua subterránea en el área de estudio

Un mapa de isoespesor de la zona no saturada es una herramienta indispensable a la hora de planificar usos del territorio y/o evaluar posibles impactos de actividades humanas sobre el agua subterránea (evaluación de la vulnerabilidad del acuífero ante potenciales eventos contaminantes) (Aller *et al.*, 1985; Foster e Hirata, 1988). El espesor de la ZNS (pbbp) en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita varía desde 0,65 m a 50 m, presentando una media de 6,2 m y un desvío estándar de 7,6 m. Los valores más altos (desde 17,9 m hasta 50 m) se encuentran próximos a las sierras Bachicha y del Volcán, mientras que la mayor parte del área de estudio (69,2 %) presenta un espesor de la ZNS entre 0,6 m y 4,4 m (Fig. 7.6.).

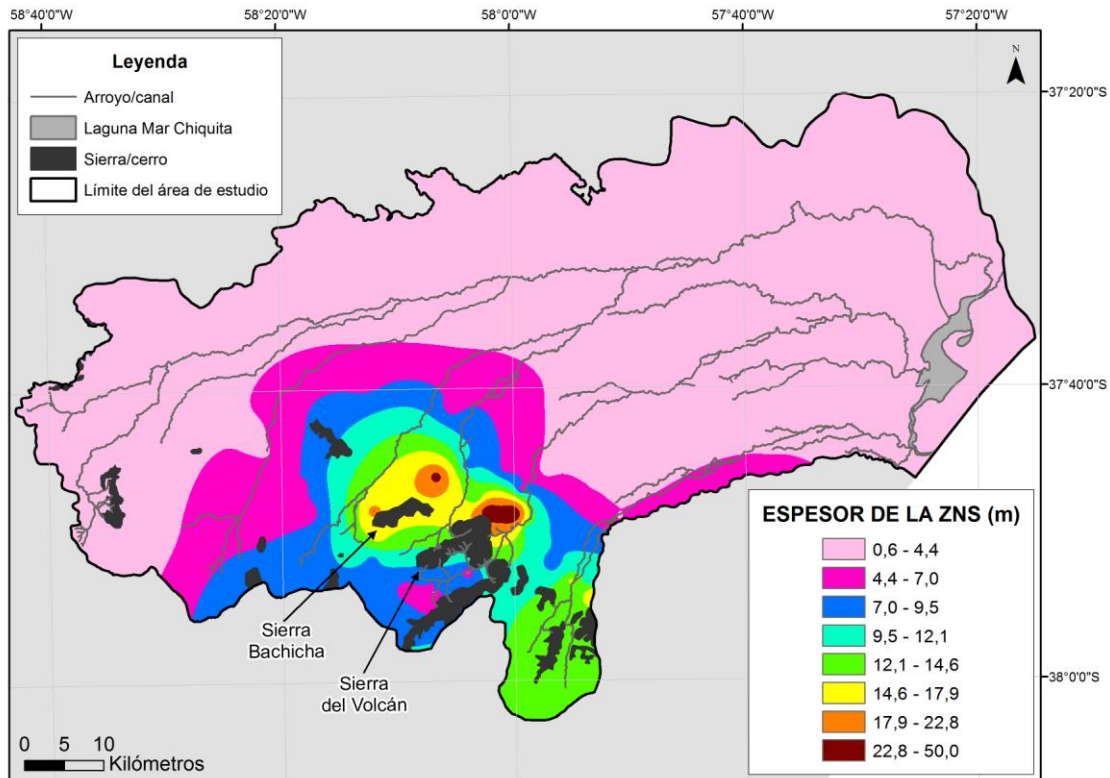


Figura 7.6. Mapa de isoespesor de la zona no saturada (ZNS) del área de estudio

Por otro lado, el gradiente hidráulico es definido como la pendiente del manto acuífero por unidad de longitud o la pérdida de carga por unidad de trayecto (Freeze y Cherry, 1979; Badillo y Rico, 2002). En el área de estudio, los valores de este parámetro varían entre $7,5 \times 10^{-5} \%$ y $16,9 \%$, con un promedio de $0,1 \%$ y una desviación estándar de $0,2 \%$. En forma general, la variación del gradiente hidráulico es suave y constante, mostrando un cambio en la zona serrana. El $96,8 \%$ de la superficie piezométrica presenta un gradiente menor a $0,4 \%$, encontrándose los valores más comunes dentro del rango que varía entre $0,07 \%$ y $0,4 \%$ (el $70,7 \%$ de la zona estudiada). Por su parte, los mayores valores (desde $1,0 \%$ a $16,9 \%$) se encuentran en los alrededores de las sierras del Volcán y La Vigilancia. (Fig. 7.7.).

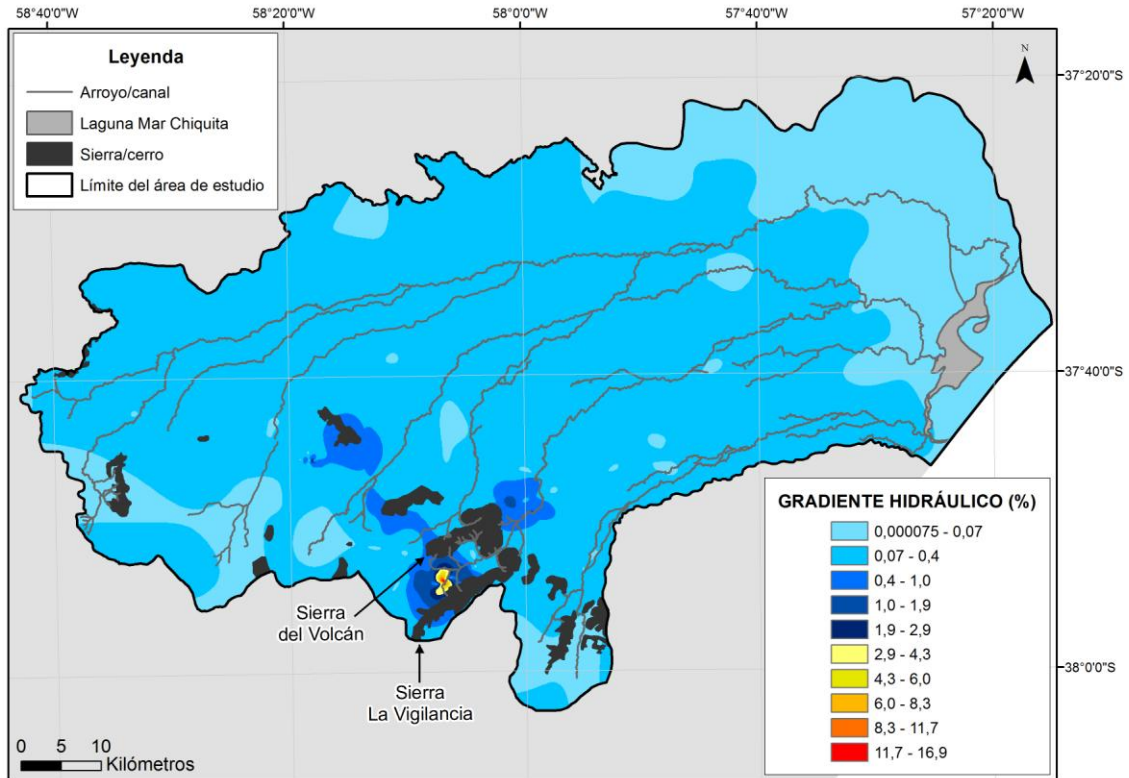


Figura 7.7. Mapa de valores del gradiente hidráulico en el área de estudio

Finalmente, la integración de mediciones de diferentes fechas para un dato que varía con el tiempo, como es el caso del nivel freático, supone asumir incertidumbres que no serían observables para la escala de representación adoptada. Variaciones del n_f de hasta 1 m como las obtenidas (Fig. 7.3.), considerando un gradiente hidráulico predominante de 0,1 % (Fig. 7.7.), implicaría un desplazamiento de las isopiezas del orden de los 1.000 m, cuya representación en la mayor escala de esta tesis (1:600.000) corresponde a 1,7 mm.

7.7. CÁLCULO DE RECARGA

Cuando el agua se infiltra a través de la superficie del terreno, una parte es retenida por el suelo hasta alcanzar la capacidad de campo (saturación). Una vez superada esta retención máxima, el agua restante desciende por gravedad atravesando el límite inferior de la ZNS hasta el acuífero freático, produciendo ascensos medibles del nivel piezométrico. A este volumen es al que se

denomina *recarga por infiltración vertical* o *infiltración eficaz* (Sophocleous, 2002; FCIHS, 2009).

Una característica importante y decisiva en la recarga de agua subterránea es la topografía del terreno. En zonas con pendientes pronunciadas la escorrentía es máxima y, por lo tanto, la infiltración es mínima. Las extensas zonas de llanura, conformadas por materiales sedimentarios permeables, constituyen entonces las áreas de infiltración más eficaces (Benítez, 1972). En éstas, la dinámica del ciclo hidrológico posee dos factores predominantes que son la evaporación y la infiltración. Dichas variables presentan una mayor relevancia debido a la baja pendiente, favoreciendo la recarga regional del acuífero.

La *tasa de recarga* es una magnitud clave en cualquier estudio hidrogeológico debido a que constituye el límite superior de agua que puede ser extraído de un acuífero sin causar el agotamiento del recurso. La correcta evaluación de la recarga es crucial para establecer cuantitativamente el funcionamiento y balance de los sistemas acuíferos. Existen diversas técnicas para cuantificar este parámetro, siendo a menudo difícil elegir las apropiadas, especialmente por la necesidad de considerar la variación temporo-espacial, el rango y la fiabilidad de los datos usados para cada técnica. Los métodos de estimación se pueden clasificar en 4 grandes grupos (Scanlon y Healy, 2002):

- *Métodos de balance hidrometeorológico*: a partir de los valores de la precipitación, la temperatura y el valor de la reserva de agua utilizable en el suelo, se obtiene el valor de los excedentes que corresponden a la infiltración del agua procedente de la lluvia y el escurrimiento superficial. Se basa en la cuantificación de las entradas y salidas del sistema.

- *Métodos basados en estudios de aguas superficiales*: en ellos se incluyen el balance de agua en un canal, medidores de infiltración, descarga de flujo base, técnicas de trazadores y modelación numérica.

- *Métodos de zona no saturada*: este grupo incluye técnicas físicas (lisímetros, plano de flujo cero), técnicas de trazadores (aplicados, históricos y ambientales) y modelación numérica.

- Métodos de zona saturada (ZS): incluyen técnicas físicas (métodos de fluctuación del nivel freático, ley de Darcy), técnicas de trazadores (datación de aguas, trazadores ambientales) y modelación numérica.

En el primero, segundo y tercer casos, los valores que se obtienen son estimaciones de la *recarga potencial o de tránsito* (RT; ver apartado 3.1.1., Capítulo 3) que podría alcanzar el sistema subterráneo, es decir, del agua que infiltra y que eventualmente puede o no llegar a la superficie freática del acuífero. En el caso de los estudios en la zona saturada se obtienen tasas de *recarga real* (R; ver apartado 3.1.1., Capítulo 3), es decir, la que efectivamente alcanza los reservorios subterráneos.

Para la valoración de la recarga promedio del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, se utilizaron el método de balance hidrometeorológico de Thornthwaite y Matter (1955) y una de las técnicas incluidas en los métodos de la zona saturada, el método de balance de cloruros (Custodio y Llamas, 1976).

7.7.1. Método de balance hidrometeorológico de Thornthwaite y Matter (1955)

Para el cálculo de la recarga promedio del área de estudio mediante este método, se tuvieron en cuenta los valores medios anuales de excedente hídrico y precipitación calculados para la zona estudiada (período 1995-2005; ver apartado 3.3., Capítulo 3): 225,1 mm y 943,3 mm, respectivamente. Además, se consideró el promedio de escurrimiento superficial estimado en el apartado 6.7. del Capítulo 6, igual al 6,7 % del módulo pluviométrico anual. Dicho porcentaje es equivalente a una escorrentía superficial de 63,2 mm/año. Así, la recarga promedio resultante es de **162 mm/año**.

A partir de lo expuesto anteriormente y tomando en consideración la superficie del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita (5.521 km²) y el valor de evapotranspiración real calculado en el apartado 3.3. del Capítulo 3 (718,2 mm), se obtuvo el balance hídrico del área de estudio ($I = RT$

= $P - ETR - Esc$; ecuación 3.4., ver apartado 3.1.1., Capítulo 3): del 100 % de la precipitación (P) que ingresa al sistema hidrológico ($5,2 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{año}$), aproximadamente el 76 % se evapora (ETR) ($4 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{año}$) y el 17 % constituye la recarga (RT) del acuífero Pampeano ($894 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$), resultando el 7 % restante escurrido superficialmente (Esc) en los arroyos Grande, Dulce y Vivoratá y descargado en la laguna Mar Chiquita ($349 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$). El agua subterránea se descarga por flujos locales en dichos arroyos de comportamiento ganador, o directamente en la laguna costera y/o el Océano Atlántico mediante flujos regionales (Fig. 7.1.A., Fig. 7.4., Fig. 7.8.).

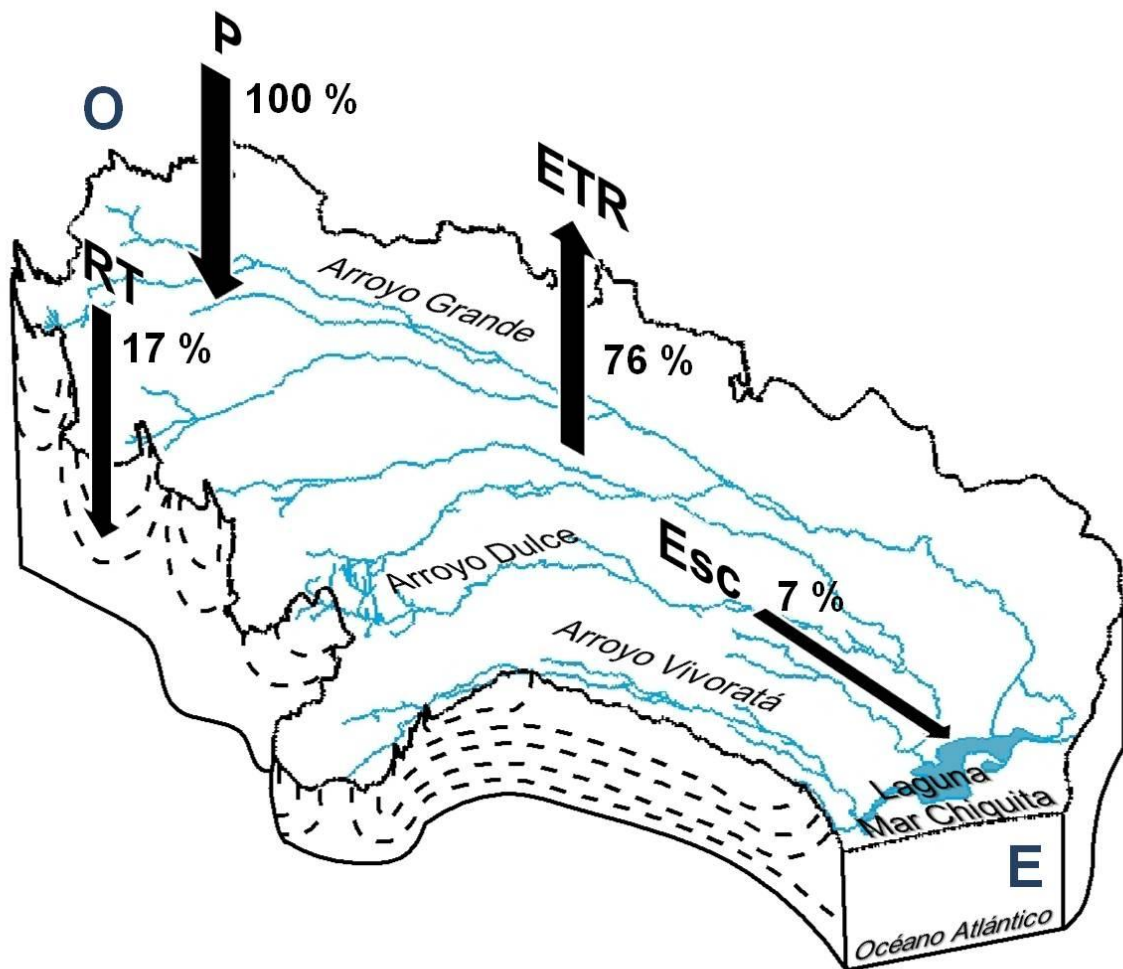


Figura 7.8. Balance hídrico del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita. Las líneas discontinuas representan flujos de agua subterránea locales y regionales (P: precipitación, ETR: evapotranspiración real, RT: recarga potencial o de tránsito, Esc: escurrimiento superficial)

7.7.2. Método de balance de cloruros

Este método considera la relación existente entre el contenido del ión cloruro en el agua de lluvia y el agua de la parte más superficial del acuífero. Fue descrito por Custodio y Llamas (1976) y presenta buenos resultados en las zonas llanas (Custodio, 1973).

El cálculo parte de la hipótesis planteada en la ecuación 3.4. (ver apartado 3.1.1., Capítulo 3). Al involucrar en la misma la concentración de Cl⁻ del agua de lluvia (C_P) y del agua subterránea (C_I), el contenido de Cl⁻ aportado por el suelo y/o artificialmente (a_S), los valores de este ión retenidos por la vegetación (a_V), y los valores de Cl⁻ devueltos por la misma al morir (a'_V) (los dos primeros en partes por millón -ppm- y los últimos en g/m²/año), se determina la siguiente ecuación:

$$(7.1.) I/1.000 * C_I = (P - Esc)/1.000 * C_P + a_S - a_V + a'_V$$

de donde se deduce que el *coeficiente de infiltración (Inf)* o la *recarga real (R)* será:

$$(7.2.) Inf \text{ o } R = I/P = (1 - Esc/P) C_P/C_I + 1.000 a_S - a_V + a'_V/P * C_I$$

Para la estimación de la recarga promedio en el área de estudio mediante este método, se consideraron las concentraciones de Cl⁻ de 7 muestras de precipitación provenientes del colector de agua de lluvia LBC (Fig. 7.1.A.) y de 17 muestras de agua subterránea obtenidas de pozos ubicados a pocos metros del mismo (Fig. 7.1.B.; Tabla 7.1.).

Tabla 7.1. Concentraciones de cloruro (Cl⁻; mg/L) en muestras de agua subterránea y de precipitación utilizadas para el cálculo de la recarga promedio en el área de estudio por el método de balance de cloruros

Tipo de agua	Pozo/Colector de agua de lluvia	Fecha	Cl ⁻	Promedio
			mg/L	
Subterránea	G735	13/09/10	32	41,2
	G739		32	
	G740	28/10/10	29,5	
	G735	05/11/10	32	
	G739		23,7	
	G745		38,5	
	G792	18/08/11	61,5	
	G793		37	
	G794		61,5	
	G792	30/11/11	52,1	
	G793		55,6	
	G794		48,7	
	G792	22/05/12	45,8	
	G793		36,6	
	G792	20/11/12	43,4	
	G793		46,7	
G794	23,3			
Precipitación	LBC	noviembre/2010	7,31	13,7
		diciembre/2010	10,2	
		enero/2011	11,3	
		Octubre-noviembre/2011	9,16	
		diciembre/2011	21,3	
		Enero-febrero/2012	18,3	
		marzo/2012	18,3	

En este caso, para la aplicación de la fórmula 7.2. fueron tenidos en cuenta una serie de factores: 1) acorde al conocimiento mineralógico que se tiene del acuífero Pampeano, se consideró que $a_s = 0$; y 2) se tomó al término $a_v = a'_v$, debido a que existe un equilibrio entre la materia orgánica viva y en descomposición por no tratarse éste de un sector cultivado intensamente.

De este modo, asumiendo el promedio de E_{sc} equivalente al 6,7 % del módulo pluviométrico anual estimado en el apartado 6.7. del Capítulo 6, el balance de cloruros para el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita se restringe a la relación:

$$(7.3.) \text{ Inf o } R = I/P = (1 - E_S/P) * C_P/C_I$$

y teniendo en cuenta las concentraciones promedio de Cl⁻ calculadas a partir de las muestras de agua de lluvia extraídas del colector LBC (13,7 mg/L) y de las de agua subterránea situadas en los alrededores del mismo (41,2 mg/L)

(Tabla 7.1.), el coeficiente de infiltración o recarga promedio obtenido/a para el área de estudio es del **31 %** de la precipitación:

$$(7.4.) \text{ Inf (\%) o } R = (1 - 0,067P/P) * 13,7/41,2 * 100 = \mathbf{31 \%}$$

Por lo tanto, considerando el valor promedio anual de precipitación de 943,3 mm calculado en el apartado 3.3. del Capítulo 3, una recarga del 31 % del módulo pluviométrico anual equivale a **292 mm/año**, lo que en el área de estudio se traduce a **2 x 10⁹ m³/año**.

7.8. SÍNTESIS Y DISCUSIÓN

En el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, es posible reconocer la presencia de un basamento impermeable y de la sección Epiparaniana. Con respecto a esta última y correspondiéndose con la misma, queda definido un acuífero clástico de tipo libre, el acuífero Pampeano. La distribución de las isopiezas obtenidas para el mismo en el área de estudio determina la existencia de un flujo regional de dirección SO-NE/E, el cual se recarga en el ambiente geomorfológico de Franja Eólica Periserrana y se descarga en la laguna costera Mar Chiquita y/o en el Océano Atlántico. Dicho acuífero se ve fuertemente influenciado por la topografía del área. Esto es bien reflejado en la relación que tiene con los arroyos, cuyo comportamiento es ganador durante su recorrido, y por la ubicación de la zona de descarga preferencial, la cual es determinada por una leve inclinación del terreno hacia el E. Además, las variaciones del nivel freático encontradas fueron del orden de 1 m, estando los ascensos del mismo posiblemente relacionados con episodios de fuertes lluvias.

Corroborando lo expuesto anteriormente, el mapa de isoespesor de la zona no saturada obtenido permite observar una disminución general del mismo en el sentido SO-NE. Por su parte, los valores de gradiente hidráulico predominantes varían entre 0,07 % y 0,4 %, abarcando el 70,7 % del total de la superficie en estudio. Los mayores valores de este parámetro (desde 1,0 % a

16,9 %) se localizan en los alrededores de las sierras del Volcán y La Vigilancia, lo que podría deberse a la existencia de pozos de riego en explotación para uso rural y de suministro urbano, los cuales constituyen las salidas de origen antrópico del agua subterránea.

En referencia al balance hídrico estimado para el área estudiada por el método de Thornthwaite y Matter (1955), del 100 % de precipitación que ingresa al sistema hidrológico, aproximadamente el 76 % se evapora y el 17 % constituye la recarga del acuífero Pampeano en estudio, siendo el 7 % restante escurrido superficialmente en los arroyos Grande, Dulce y Vivoratá y descargado en la laguna Mar Chiquita. Por su parte, el coeficiente de infiltración o recarga promedio calculado/a mediante el método de balance de cloruros del 31 % resultó ser 1,8 veces superior que la recarga de 17 % obtenida mediante el método del balance hidrometeorológico.

Finalmente, los valores de recarga promedio estimados para el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita (entre 17 % y 31 %) son acordes con los reportados para el acuífero Pampeano en otras áreas del país. Tal es el caso de los valores calculados por Venecio y Varni (2003) (del 10 % al 15 %) y Ferreira *et al.* (2009) (de 8,7 % a 13,8 %) para las zonas de Rafaela y Oliveros (provincia de Santa Fé) y Blarasin *et al.* (2005) (del 9 % al 12 %) y Cabrera (2009) (5 %) en la llanura cordobesa. Para las cuencas vecinas a la zona de estudio, se destacan los trabajos de Bocanegra *et al.* (2005) en la cuenca del río Quequén Grande (10 %), Quiroz Londoño (2009) en las cuencas de los arroyos Tamangueyú y El Moro (entre 9 % y 25,1 %), Varni y Weinzetel (2009) en la zona de Azul (centro de la provincia de Buenos Aires) (entre 12 % y 20 %, con un máximo de 54 %) y Quiroz Londoño *et al.* (2012) en la llanura Interserrana Bonaerense (entre 9 % y 21,2 %). Además, al N del sector en estudio, en la cuenca superior del arroyo Grande, Massone (2003) estimó un valor de recarga de 12,8 %, mientras que al centro del mismo, en la cuenca del arroyo Dulce, Lima (2012) calculó un valor de recarga promedio variable entre 17 % y 22 %.

HIDROGEOQUÍMICA

8.1. INTRODUCCIÓN GENERAL

La interpretación hidrogeoquímica de análisis representativos efectuados a muestras de agua es una herramienta importante desarrollada para el estudio de los sistemas hidrológicos. Es relevante evaluar la interacción de las fases sólida, líquida y gaseosa presentes dentro del acuífero, determinando de qué manera la misma modifica la concentración de las diferentes especies químicas en cada una de ellas. Las características químicas del agua subterránea permiten conocer los procesos a los cuales ha estado expuesta desde que se infiltró hasta su muestreo, el tipo de terreno que ha atravesado, los distintos tipos de agua, interacción y mezcla entre ellos, además de posibles procesos modificadores a lo largo de líneas de flujo y la presencia o no de contaminación, mediante el análisis del contenido y variación de las especies iónicas (Appelo y Postma, 1993; Martínez *et al.*, 2000; Walraevens, 2000; Wang *et al.*, 2006).

Las reacciones químicas que tienen lugar en el seno del agua subterránea son muy rápidas en comparación con el flujo del agua en los acuíferos. Esto permite que se establezca un equilibrio químico relativamente rápido, aunque no siempre es así, por lo que su estudio se puede realizar desde el punto de vista termodinámico, prescindiendo muchas veces de la cinética de las reacciones (FCIHS, 2009).

Desde que el agua alcanza la superficie freática más próxima hasta que sale al exterior en un arroyo, río, manantial o captación, pueden transcurrir días o miles de años, y el recorrido puede ser de unos metros o de varios kilómetros. Por lo tanto, la evolución química de la misma dependerá de los minerales con los que entre en contacto y de la duración de dicho contacto, que a su vez depende de la velocidad del flujo subterráneo. Como norma general, aunque no

excluyente, a mayor tiempo de permanencia en el terreno, mayor será la salinidad del agua.

Chebotarev (1955) identificó los cambios que se presentan en la composición química de una solución acuosa como resultado de su flujo a través de un medio poroso. Estableció así la secuencia evolutiva de las aguas naturales, denominada *Secuencia de Chebotarev* (Fig. 8.1.), la cual posteriormente dio origen a la clasificación de facies hidrogeoquímicas desarrolladas por Back (1961) (Fig.8.2.). En forma general, la composición del agua subterránea varía espacialmente siguiendo líneas de flujo, desde las zonas de recarga hacia las de descarga. Aunque las reacciones y procesos químicos que se desarrollan son muy variados, como norma general, se observa que las aguas subterráneas con menor tiempo de permanencia en el subsuelo son generalmente bicarbonatadas. Después predomina el sulfato, y las aguas más salinas son cloruradas. La carga de iones en solución, obtenida por el agua subterránea en su tránsito, es un elemento que debe ser útil para diferenciar su participación en la composición química del agua superficial del aporte directo de agua de lluvia, cuya salinidad es mucho menor. Por su parte, en la composición catiónica la secuencia análoga sería: $Ca^{++} \gg Mg^{++} \gg Na^+$, pero no es tan clara y es mayor el número de excepciones.

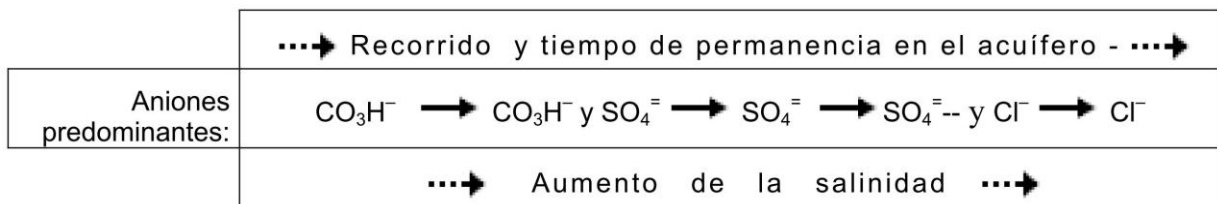


Figura 8.1. *Secuencia de Cheboratev* para la composición aniónica de las aguas subterráneas

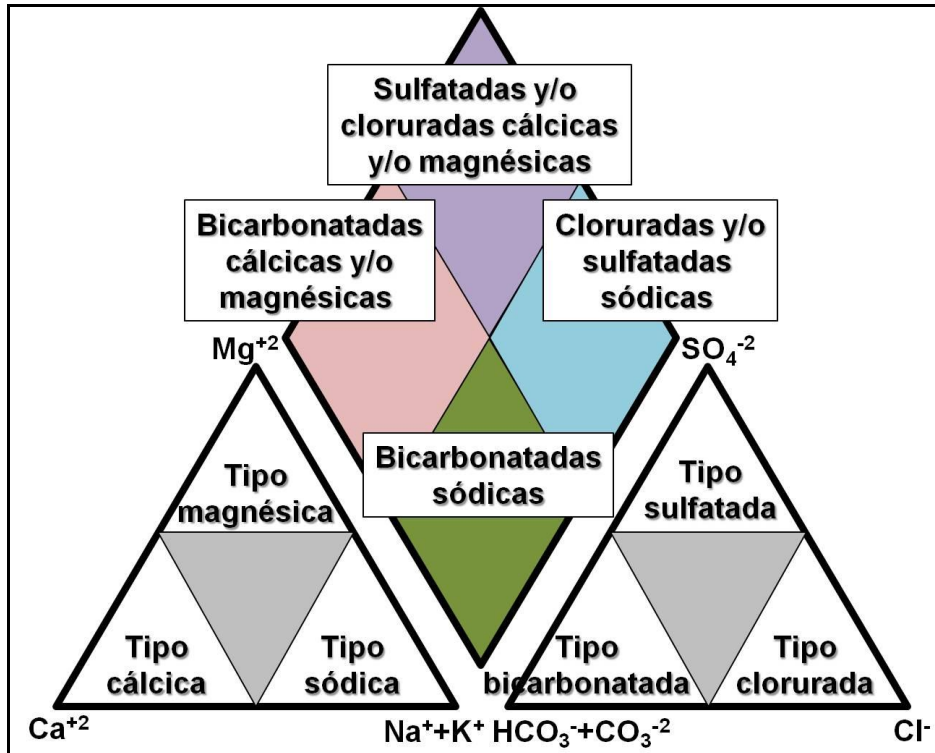


Figura 8.2. Clasificación de facies hidrogeoquímicas representadas en un diagrama de Piper (Back, 1991)

El enfoque de equilibrio termodinámico fue incorporado al análisis de sistemas hidrogeológicos por Garrels y Christ (1965) y Mackenzie y Garrels (1966). Para una reacción reversible del tipo general:



las concentraciones de reactivos y productos en el equilibrio permanecen constantes en determinadas condiciones de presión y temperatura. A la relación que hay entre estas concentraciones se la llama *constante de equilibrio*:

$$(8.1.) K = \frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b}$$

en donde K : constante de equilibrio de la reacción a una temperatura dada, que siempre tiene que ser especificada (si no se indica, será a 25 °C). Los

corchetes muestran que la concentración se expresa en actividades o “concentraciones efectivas” (ver a continuación, ecuación 8.3.).

El *Índice de Saturación (IS)* es definido como:

$$(8.2.) IS = \log (PAI / K)$$

siendo *PAI: Producto de Actividades Iónicas*. Si $PAI > K$, $IS > 0$: la solución está sobresaturada y el mineral tiende a precipitar, cuando $PAI = K$, $IS = 0$: la solución se encuentra en equilibrio o saturada en el mineral, y si $PAI < K$, $IS < 0$: la solución está subsaturada y el mineral tiende a disolverse.

Por otro lado, las actividades iónicas representan las concentraciones termodinámicamente efectivas de la sustancia en solución. Matemáticamente, la ecuación está dada por:

$$(8.3.) a_i = m_i \gamma_i$$

donde a_i : actividad del ión i , m : concentración molal del ión i e γ : coeficiente de actividad del ión i . Este último provee un puente entre la concentración observable y la teoría termodinámica (Morse y Mackenzie, 1990). Los valores de γ son obtenidos a partir de expresiones empíricas dadas en función de la *fuerza iónica (I)*. La misma se expresa como:

$$(8.4.) I = \frac{1}{2} \sum m_i z_i^2$$

donde m : concentración del elemento i (moles/L) y z : carga del elemento i .

En el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita se pueden establecer una serie de procesos fisicoquímicos que modifican la química del agua, desde que llega al acuífero como excedente de lluvia a través del proceso de infiltración y se desplaza en el mismo, hasta que regresa a la superficie como parte de los cuerpos de agua superficial del área. Con este fin,

en el presente capítulo se realiza un análisis e interpretación de las características fisicoquímicas del agua de lluvia, superficial (arroyos y laguna costera Mar Chiquita) y subterránea, para finalmente establecer un modelo conceptual del sistema hidrológico en estudio.

8.2. METODOLOGÍA

La recolección de muestras de precipitación se efectuó a partir de los colectores de agua de lluvia LBC (37°45'47,4" S, 58°17'51,7" O; 121,5 metros sobre el nivel del mar -msnm-) y LMP (38°0'20,3" S, 57°34'16" O; 15,1 msnm), pertenecientes a una red propia operada por el Grupo de Investigación en el cual se desarrolló la presente tesis. Los mismos se ubican en la Estación Experimental del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) Balcarce (EE INTA Balcarce) y en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de Mar del Plata (Fig. 8.3.). Se cuenta con un total de 19 análisis fisicoquímicos de muestras mensuales de agua de lluvia, 12 correspondientes a LBC y 7 a LMP, desde el año 2010 al 2014. Si bien el muestreo fue mensual, sólo se analizaron los meses en los cuales se colectó el volumen de agua necesario para el análisis completo.

Con respecto al agua superficial, se recolectaron y analizaron fisicoquímicamente 12 muestras pertenecientes a la laguna Mar Chiquita y 26 muestras correspondientes (de N a S) a los arroyos Grande, El Verano o Bachicha, Crespo o Guaranguyú, Pantanoso, Dulce, Vivoratá, y también al canal 7. Para el caso del agua subterránea, la recolección y el análisis se efectuaron en 113 muestras extraídas de pozos de abastecimiento domiciliario, molinos, pozos de riego y piezómetros perforados durante el proyecto en el cual se enmarcó este estudio, en la EE INTA Balcarce y en la localidad de Vivoratá. Además, fueron incorporados a la base de datos 17 análisis preexistentes, 12 tomados de la tesis doctoral de Lima (2012), quien trabajó en la cuenca del arroyo Dulce (centro del área de estudio; ver Fig. 6.2.A., Capítulo 6). Los 5 restantes fueron cedidos por las autoridades de la EE INTA Balcarce y realizados en el Instituto FaresTaie de la ciudad de Mar del Plata. De la

totalidad de muestras de agua subterránea, 8 se sitúan en el área de Mar del Plata y alrededores (Sala *et al.*, 1980) y fueron tenidas en cuenta para lograr una caracterización hidrogeoquímica más completa al S del área de estudio (Fig. 8.3.)

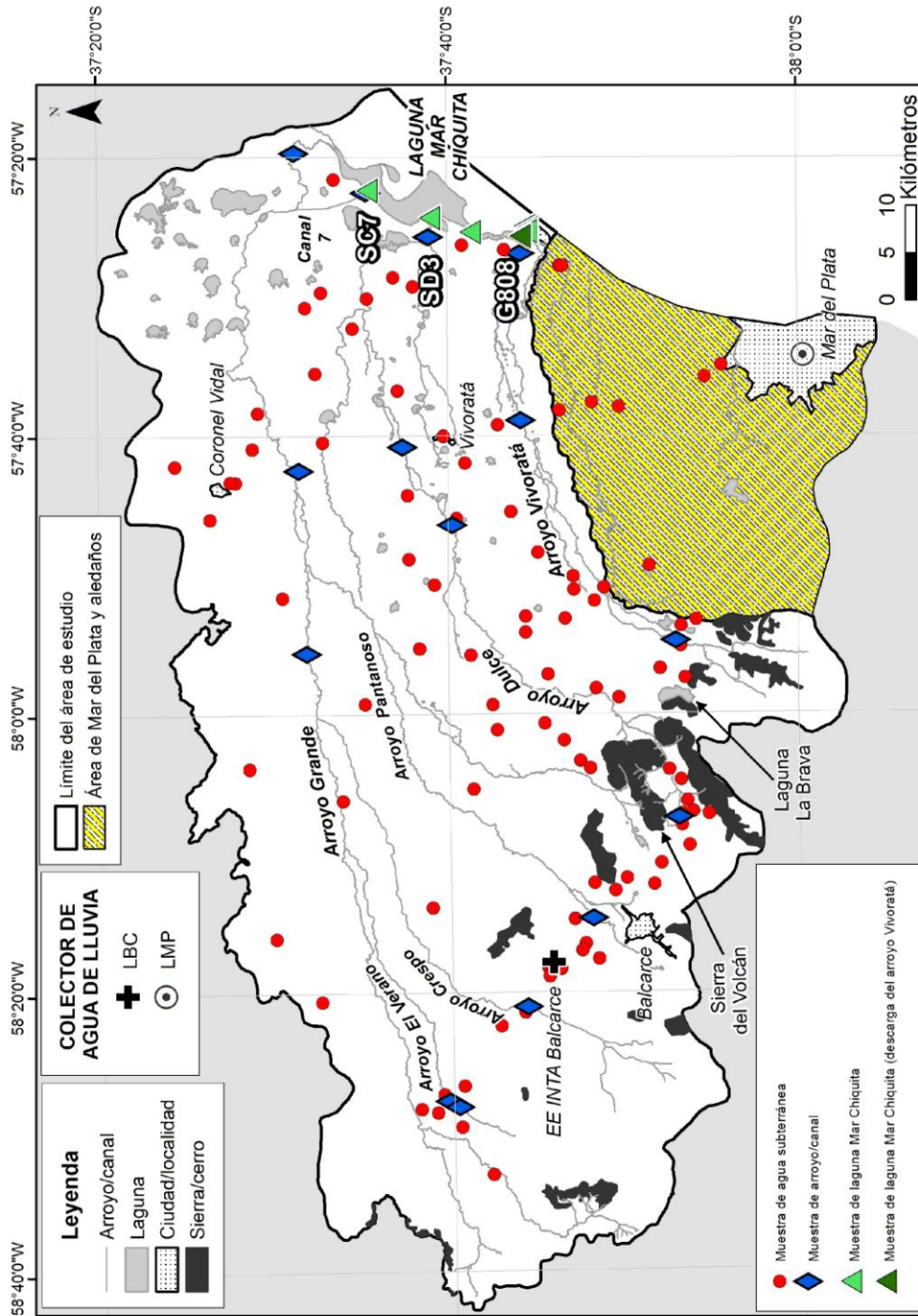


Figura 8.3. Mapa de localización de los sitios de muestreo y colectores de agua de lluvia en el área de estudio

Todas las muestras de agua se colectaron en botellas de plástico de 1 L para la determinación de los constituyentes mayoritarios, y de 250 mL para la de los componentes minoritarios. En este último caso, adicionando unas pocas gotas de ácido nítrico para llevar el pH de la muestra a un valor menor a 2. Dicho parámetro, junto con la temperatura, conductividad eléctrica (CE) y alcalinidad (en la mayoría de los puntos de muestreo), fueron determinados “in situ”, y cada punto de muestreo fue localizado mediante el Sistema de Posicionamiento Global (GPS) Garmin eTrex Vista.

Los análisis fisicoquímicos se realizaron a partir de métodos estándar en el Laboratorio de Hidroquímica e Hidrología Isotópica del Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario, Universidad Nacional de Mar del Plata. La dureza total fue medida como mg/L de CaCO_3 . Los iones mayoritarios calcio (Ca^{+2}) y magnesio (Mg^{+2}) fueron determinados por titulación complejométrica con EDTA, sodio (Na^+) y potasio (K^+) por espectrometría de llama, cloruro (Cl^-) por el método de Mohr, bicarbonato (HCO_3^-)-carbonato (CO_3^{-2}) por valoración potenciométrica (en caso de no contar con la determinación “in situ”), sulfato (SO_4^{-2}) por turbidimetría y nitrato (NO_3^-) por el método de la brucina. Además, sílice (SiO_2) por el método de silicomolibdato. Por su parte, los iones minoritarios hierro total (Fe total) y fluoruro (F^-) por espectrofotometría (método Hach Drel2800 Ferrover1) y el método de circonil cloruro, respectivamente. Las determinaciones químicas se hicieron siguiendo la metodología detallada en APHA (1992). Asimismo, para clasificar a los elementos presentes en el agua como constituyentes mayoritarios y minoritarios, se siguió la clasificación propuesta por Freeze y Cherry (1979).

Se utilizó el programa AQUACHEM (Calmbach y Waterloo Hydrogeologic Inc., 2003) para llevar a cabo la organización de la base de datos y el análisis de la información hidroquímica, mediante una caracterización estadística general y la interpretación a través de diagramas convencionales de Piper, Stiff y Schoeller (Hem, 1992). A partir de la herramienta de Sistemas de Información Geográfica (SIG) ArcGis 10.1. (ESRI, 2012), se construyeron los mapas de isovalores de diversos parámetros o razones iónicas para identificar diferentes

sectores según la composición hidroquímica. Los mismos se realizaron interpolando a través de la herramienta "Spline". Ésta utiliza un método de interpolación que estima valores usando una función matemática que minimiza la curvatura general del terreno. Es mejor para generar superficies que varían levemente, como la elevación, la altura de las tablas de agua o las concentraciones de contaminación. Todos los datos en información cartográfica y alfanumérica fueron debidamente almacenados en el SIG del proyecto.

Finalmente, la modelación hidrogeoquímica se efectuó utilizando el software PHREEQC 2.0 (Parkhurst y Appelo, 1999). Los datos fisicoquímicos de todas las muestras se compilan en el Anexo 1.

8.3. CARACTERIZACIÓN FISICOQUÍMICA DEL AGUA DE LLUVIA

La lluvia, única fuente de recarga de este acuífero (ver apartado 7.2., Capítulo 7), además de aportar cierto grado de agresividad química al agua que infiltra, agrega pequeñas cantidades de sustancias disueltas procedentes del polvo atmosférico.

La totalidad de datos correspondientes a concentraciones mínimas, máximas, promedio y desviaciones estándar de todos los parámetros fisicoquímicos a partir de los cuales se caracterizó a las muestras de agua de lluvia se presentan en la Tabla 8.1. El valor promedio de pH de 7,1, cuya desviación estándar es igual a 0,5, indica una aproximación a la condición de neutralidad. La CE varía entre 12 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 118 $\mu\text{S}/\text{cm}$, presentando un valor promedio de 62 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y una desviación estándar de 32 $\mu\text{S}/\text{cm}$; siendo la dureza total promedio de 43,7 mg/L (desviación estándar: 21,7 mg/L). De manera general, puede decirse que los cationes en orden de abundancia promedio son Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} y K^+ . Por otro lado, los aniones de mayor a menor concentración promedio son HCO_3^- , Cl^- y SO_4^{-2} . Así, el sodio es el catión dominante con un valor promedio de 14,6 mg/L y una desviación estándar de 22,1 mg/L, variando entre 1,0 mg/L y 80,0 mg/L. Por su parte, el bicarbonato es

el anión predominante, con un promedio de 59,9 mg/L y una desviación estándar de 47,2 mg/L, variando sus valores entre 13,4 mg/L y 157,0 mg/L.

Tabla 8.1. Caracterización estadística de la composición del agua de lluvia del área de estudio

<i>Parámetro</i>	<i>Unidad</i>	<i>Mínimo</i>	<i>Máximo</i>	<i>Promedio</i>	<i>Desviación estándar</i>	<i>N° de muestras analizadas</i>
pH		6,2	8,0	7,1	0,5	19
CE	μS/cm	12	118	62	32	19
Dureza total	mg/L	12,1	83,3	43,7	21,7	19
Na⁺	mg/L	1,0	80,0	14,6	22,1	17
Ca⁺²	mg/L	1,0	28,5	7,9	6,0	19
Mg⁺²	mg/L	1,2	20,8	6,5	5,2	19
K⁺	mg/L	0,1	21,3	3,0	5,8	14
HCO₃⁻	mg/L	13,4	157,0	59,9	47,2	17
Cl⁻	mg/L	6,1	21,3	13,2	5,1	19
SO₄⁻²	mg/L	3,0	26,0	10,6	5,1	19

Además, según el diagrama triangular de Piper, en donde se graficaron 11 muestras correspondientes al colector LBC y 6 al colector LMP (Fig. 8.4.), la clasificación para el agua de lluvia no es uniforme, evidenciando un origen diferente para la precipitación, pero siempre con marcada influencia marina. La mayoría de las muestras de LBC se encuentran agrupadas, correspondiéndose con aguas de tipo sulfatadas y/o cloruradas cálcicas y/o magnésicas y bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas (Fig. 8.2.). La excepción para dicho colector de agua de lluvia la constituyen dos muestras, una colectada a fines de diciembre de 2010 y clasificada como de tipo clorurada y/o sulfatada sódica, y la otra tomada a fines de enero de 2011 y ubicada en la zona de transición entre las aguas de tipo bicarbonatadas sódicas y las cloruradas y/o sulfatadas sódicas (Fig. 8.4., en rojo).

Para el colector LMP, la mayor parte de las muestras se clasifican como de tipo bicarbonatadas sódicas (Fig. 8.2., Fig. 8.4.). En este caso se presentan también dos excepciones, una de las cuales la constituye una muestra colectada a fines del mes de mayo de 2010 y ubicada en el campo de las aguas bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas. La otra, es una muestra tomada representando la composición de la lluvia acumulada de diciembre de 2013 y enero y febrero de 2014, y localizada en el campo de las aguas sulfatadas y/o cloruradas cálcicas y/o magnésicas (Fig. 8.4., en violeta).

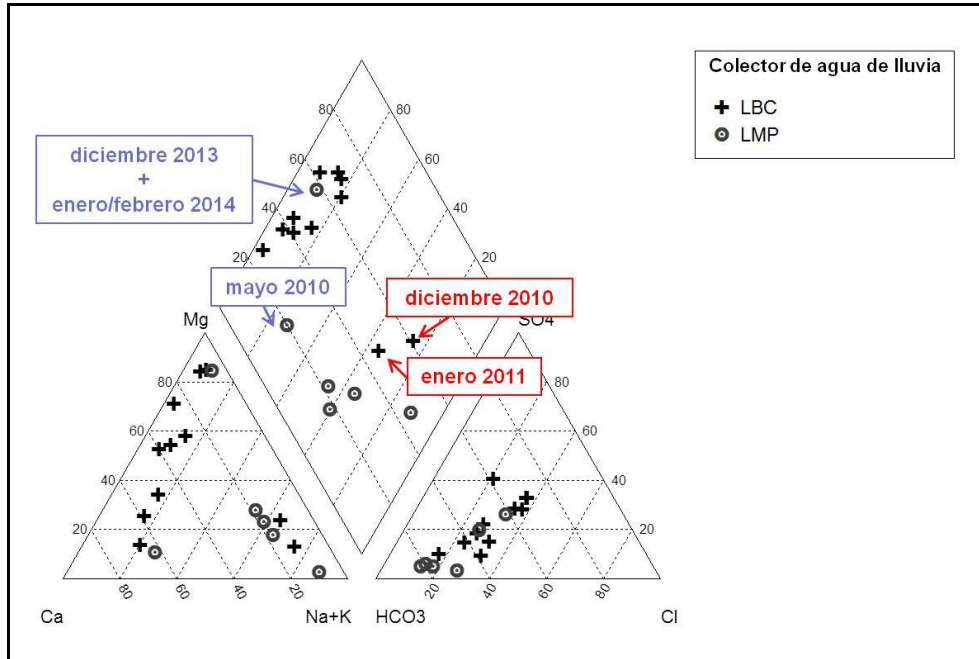


Figura 8.4. Diagrama de Piper para las muestras de agua de lluvia del área de estudio

8.4. CARACTERIZACIÓN FÍSICOQUÍMICA DEL AGUA SUPERFICIAL

La caracterización estadística (concentraciones mínimas, máximas, promedio y desviaciones estándar) de todos los parámetros fisicoquímicos a partir de los cuales se caracterizaron a las muestras de los arroyos y de la laguna Mar Chiquita se presenta en las tablas 8.2. y 8.3., respectivamente. El valor promedio de pH en los arroyos de 8,4 indica que el agua es de moderada alcalinidad (desviación estándar: 0,3), y el valor de temperatura varía entre 10,1 °C y 24,8 °C, con un promedio de 17,3 °C y una desviación estándar de 5,5 °C. La conductividad eléctrica varía entre 795 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 2.020 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y su valor promedio es de 1.118 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (desviación estándar: 286 $\mu\text{S}/\text{cm}$), presentando además la dureza total un promedio de 246,7 mg/L (desviación estándar: 94,0 mg/L) (Tabla 8.2.).

En cuanto a la composición iónica y de manera general, los cationes de mayor a menor concentración promedio en los arroyos son Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ y Fe total (éste último como catión minoritario); mientras que los aniones en orden de abundancia promedio son HCO_3^- , Cl^- , CO_3^{-2} , SO_4^{-2} , NO_3^- y F^- (éste último como ión minoritario). De este modo, el sodio es el catión dominante con

un valor promedio de 284,7 mg/L y una desviación estándar de 80,8 mg/L, variando entre 140,0 mg/L y 470,0 mg/L. El bicarbonato es el anión que predomina, con un valor promedio de 686,0 mg/L y una desviación estándar de 186,0 mg/L, un mínimo de 350,0 mg/L y un máximo de 1067,2 mg/L. Además, la sílice analizada presenta un valor promedio de 36,1 mg/L (desviación estándar: 13,4 mg/L) (Tabla 8.2.).

Tabla 8.2. Caracterización estadística de la composición de los arroyos del área de estudio

<i>Parámetro</i>	<i>Unidad</i>	<i>Mínimo</i>	<i>Máximo</i>	<i>Promedio</i>	<i>Desviación estándar</i>	<i>N° de muestras analizadas</i>
pH		7,7	9,5	8,4	0,3	26
T	°C	10,1	24,8	17,3	5,5	26
CE	µS/cm	795	2.020	1.118	286	26
Dureza total	mg/L	153,5	479,0	246,7	94,0	23
Na⁺	mg/L	140,0	470,0	284,7	80,8	23
Ca⁺²	mg/L	15,0	95,0	38,4	22,6	23
Mg⁺²	mg/L	21,0	67,0	36,1	12,7	23
K⁺	mg/L	7,0	32,0	18,1	6,2	22
Fe total	mg/L	0,04	4,7	1,4	1,5	13
HCO₃⁻	mg/L	350,0	1.067,2	686,0	186,0	23
Cl⁻	mg/L	29,4	487,0	124,3	108,4	23
CO₃⁻²	mg/L	24,8	151,6	60,7	29,5	19
SO₄⁻²	mg/L	13,0	170,0	55,4	38,7	23
NO₃⁻	mg/L	2,2	80,0	16,5	17,3	23
F⁻	mg/L	0,6	2,4	1,3	0,5	19
SiO₂	mg/L	9,9	58,6	36,1	13,4	23

Por su parte, en las muestras colectadas en la laguna Mar Chiquita el valor promedio de pH de 8,2 indica una moderada alcalinidad (desviación estándar: 0,4), y la temperatura presenta un valor promedio de 20,1 °C (desviación estándar: 4,8 °C), variando entre 8,5 °C y 27,0 °C. La conductividad eléctrica varía entre 1.564 µS/cm y 45.400 µS/cm, con un valor promedio de 27.890 µS/cm y una desviación estándar de 17.077 µS/cm, y la dureza total presenta un promedio de 4.720,4 mg/L (desviación estándar: 3.048,2 mg/L). En general, los cationes en orden de abundancia promedio son Na⁺, Ca⁺², Mg⁺² y K⁺; mientras que los aniones de mayor a menor concentración promedio son Cl⁻, SO₄⁻², HCO₃⁻, NO₃⁻ y F⁻ (éste último como ión minoritario). Así, el sodio es el catión predominante con un valor promedio de 5.415,0 mg/L y una desviación estándar de 4.489,2 mg/L, variando entre 300,0 mg/L y 11.700,0 mg/L; y el cloruro es el anión dominante, con un valor promedio de 12.013,8 mg/L y una

desviación estándar de 9.254,8 mg/L, un mínimo de 262,0 mg/L y un máximo de 24.956,0 mg/L. Por último, la sílice analizada presenta un valor promedio de 8,5 mg/L (desviación estándar: 4,2 mg/L) (Tabla 8.3.).

Tabla 8.3. Caracterización estadística de la composición de la laguna Mar Chiquita

Parámetro	Unidad	Mínimo	Máximo	Promedio	Desviación estándar	N° de muestras analizadas
pH		7,6	8,8	8,2	0,4	12
T	°C	8,5	27,0	20,1	4,8	10
CE	µS/cm	1.564	45.400	27.890	17.077	12
Dureza total	mg/L	452,0	9.891,0	4.720,4	3.084,2	12
Na⁺	mg/L	300,0	11.700,0	5.415,0	4.489,2	12
Ca⁺²	mg/L	20,0	2.150,0	1.090,2	822,5	12
Mg⁺²	mg/L	21,1	1.174,0	478,7	376,9	12
K⁺	mg/L	20,0	480,0	265,3	168,0	12
Cl⁻	mg/L	262,0	24.956,0	12.013,8	9.254,8	12
SO₄⁻²	mg/L	130,0	1.920,0	985,3	622,3	12
HCO₃⁻	mg/L	149,0	678,0	324,6	157,6	12
NO₃⁻	mg/L	3,6	12,2	8,8	2,9	8
F⁻	mg/L	1,4	2,5	2,1	0,4	11
SiO₂	mg/L	2,8	15,4	8,5	4,2	12

Finalmente, en la Figura 8.5. se observa la composición iónica en eq % de las muestras de agua de los arroyos y de la laguna Mar Chiquita, junto con la del agua de mar. Las primeras presentan, en general, una composición homogénea, siendo de tipo bicarbonatadas sódicas (Fig. 8.2.). Dos muestras localizadas en la zona de descarga hacia la laguna, pertenecientes al canal 7 (SC7) y al arroyo Dulce (SD3), constituyen una excepción y son clasificadas como de tipo cloruradas magnésicas (Fig. 8.2., Fig. 8.3., Fig. 8.5.). Por otro lado, las muestras correspondientes a la laguna Mar Chiquita evidencian, de norte a sur, un incremento en la concentración de cloruro y una disminución en la de bicarbonato. Además, las colectadas en la boca de la laguna (zona sur) presentan una composición iónica similar a la del agua de mar (Fig. 8.3., Fig. 8.5.).

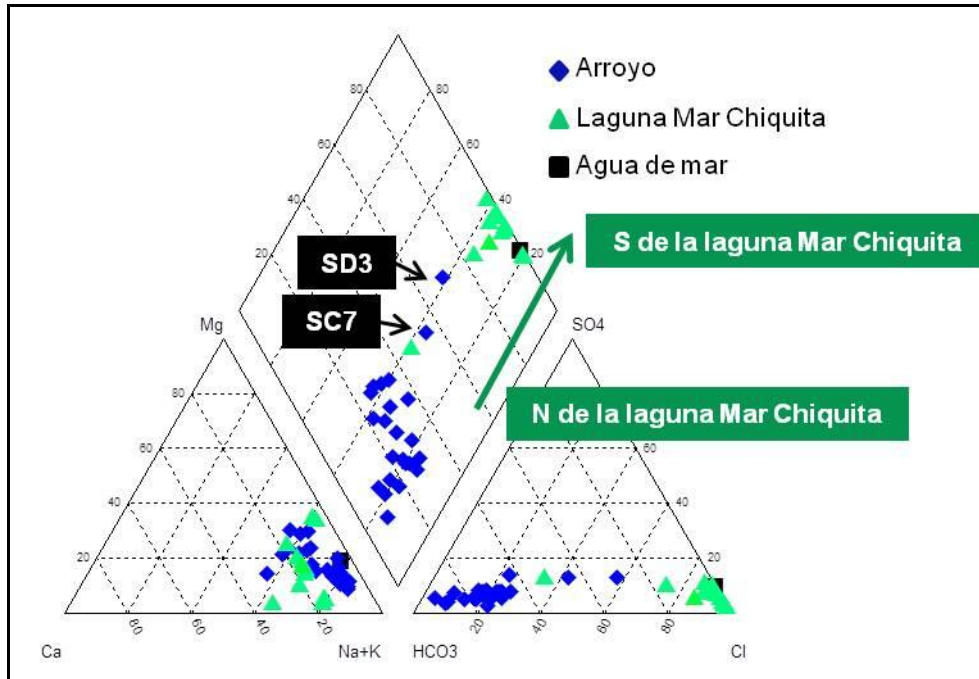


Figura 8.5. Diagrama de Piper para las muestras de agua superficial del área de estudio y el agua de mar

8.5. CARACTERIZACIÓN FÍSICOQUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

La totalidad de datos correspondientes a concentraciones mínimas, máximas, promedio y desviaciones estándar de todos los parámetros fisicoquímicos a partir de los cuales se caracterizó a las muestras de agua subterránea se presentan en la Tabla 8.4. De manera general, los cationes de mayor a menor concentración promedio son Na^+ , Mg^{+2} , Ca^{+2} , K^+ y Fe total (como catión minoritario); mientras que los aniones en orden de abundancia promedio son HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{-2} , NO_3^- y F^- (como ión minoritario).

Tabla 8.4. Caracterización estadística de la composición del agua subterránea del área de estudio

Parámetro	Unidad	Mínimo	Máximo	Promedio	Desviación estándar	N° de muestras analizadas
pH		7,0	8,8	7,5	0,3	130
T	°C	13,6	22,2	16,6	1,2	125
CE	µS/cm	419	8.180	1.529	1.132	130
Dureza total	mg/L	46,6	3.602,0	335,8	435,9	124
Na⁺	mg/L	30,0	1.200,0	306,0	217,4	129
Mg⁺²	mg/L	2,5	570,4	52,2	69,0	129
Ca⁺²	mg/L	10,5	490,0	48,7	63,6	129
K⁺	mg/L	0,8	100,0	20,0	14,4	121
Fe (total)	mg/L	0,01	12,3	1,1	2,0	61
HCO₃⁻	mg/L	308,0	1.566,0	759,2	223,9	129
Cl⁻	mg/L	23,3	3.235,4	236,5	408,8	129
SO₄⁻²	mg/L	7,6	960,0	104,2	161,0	126
NO₃⁻	mg/L	1	96,5	22,6	22,2	121
F⁻	mg/L	0,2	3,8	1,4	0,7	118
SiO₂	mg/L	14,1	98,1	53,9	11,5	106
IS_{cal}		-0,6	1,1	0,2	0,3	129
Relación HCO₃⁻/Cl⁻		0,2	39,8	8,1	6,8	129

IS_{cal}: Índice de Saturación de calcita

Como puede observarse en la Figura 8.6., la composición iónica del agua subterránea es variable, clasificándose a la misma y de manera general como de tipo bicarbonatada sódica (Fig. 8.2.). La excepción la constituyen las muestras colectadas cerca de la ciudad de Balcarce, la sierra del Volcán y la laguna La Brava, localizadas al OSO de la zona en estudio y dentro de los ambientes geomorfológicos de Sierras y Franja Eólica Periserrana (ver apartados 5.2.1. y 5.2.2., respectivamente, Capítulo 5) (Fig. 8.3.), las cuales presentan una composición de tipo bicarbonatada magnésico cálcica (Fig. 8.3.). En el ambiente de Planicie Fluvioeólica (ver apartado 5.2.3., Capítulo 5), las muestras tomadas cerca de las localidades de Vivoratá y Coronel Vidal (centro-E del área de estudio) son del tipo cloruradas sulfatadas sódicas, mientras que en los alrededores de la laguna costera Mar Chiquita (al E) se clasifican como de tipo cloruradas magnésicas (Fig. 8.1. y 8.3.). De este modo, se evidencia un incremento en las concentraciones de los iones cloruro, sulfato y magnesio, y una disminución en el bicarbonato en la dirección del flujo de agua subterránea (ver Fig. 7.4. y Fig. 7.5., Capítulo 7), desde el sector serrano hacia la zona costera.

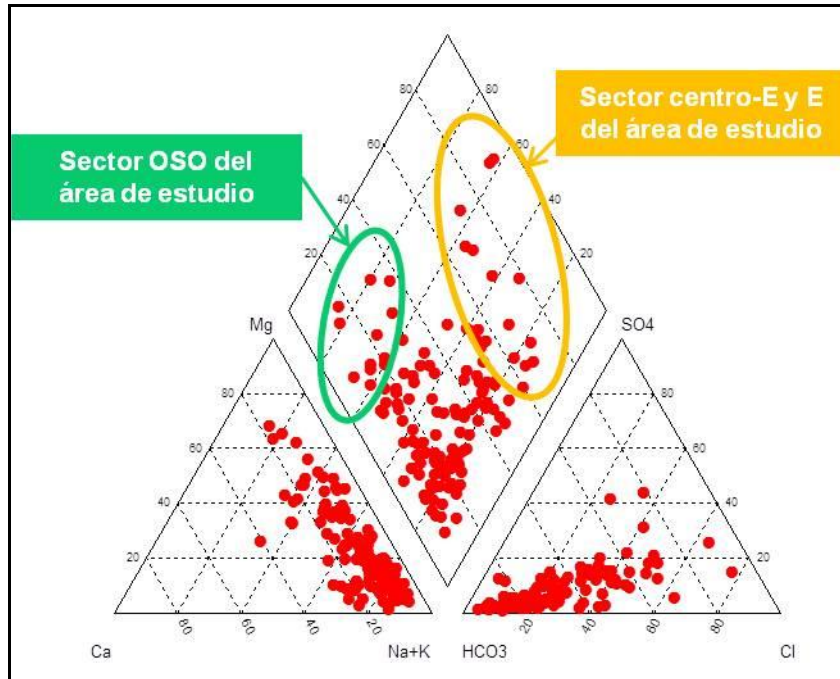


Figura 8.6. Diagrama de Piper para las muestras de agua subterránea del área de estudio

8.5.1. pH

En la zona de estudio, los valores para este parámetro medidos en campo en 130 muestras de agua subterránea varían entre 7,0 y 8,8, con un promedio de 7,5, indicativo de una ligera alcalinidad para estas aguas, y una desviación estándar de 0,3 (Tabla 8.4.). En la Figura 8.7. se observa que la mayor parte del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita (el 70,3 %) presenta valores de pH de entre 7 y 7,5. Los valores intermedios para este parámetro (7,5 a 8,0) abarcan el 24,7 % de la superficie total del área de estudio, mientras que los más altos (8,0 a 8,8) ocupan el 5,0 %, localizándose ambos mayoritariamente en el sector O, SO y S.

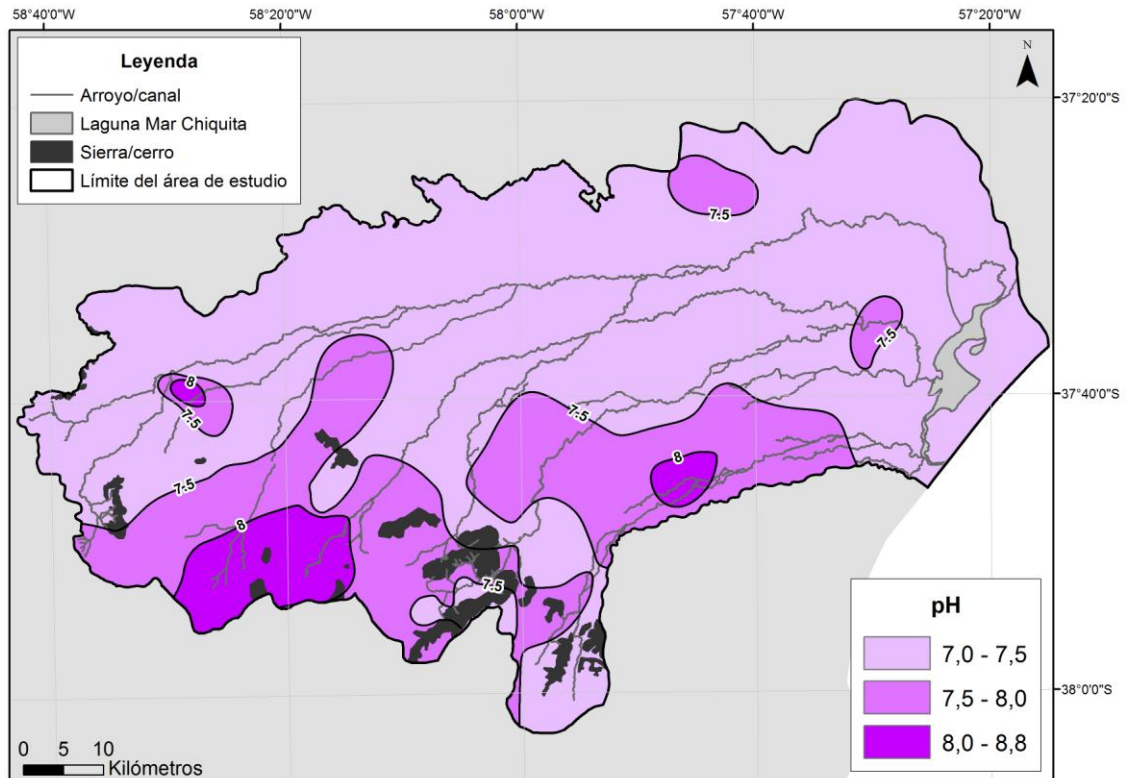


Figura 8.7. Distribución espacial del pH en el agua subterránea

8.5.2. Temperatura (°C)

Los valores de temperatura medidos en campo en 125 muestras de agua subterránea varían entre 13,6 °C y 22,2 °C, con un valor promedio de 16,6 °C y una desviación estándar de 1,2 °C (Tabla 8.4.). La temperatura ambiental promedio anual calculada para el área de estudio (período 1995-2005) es de 13,6 °C (ver apartado 3.3., Capítulo 3). De acuerdo a la clasificación de Schoeller (1962), y considerando la temperatura media anual de la zona y la temperatura tomada bajo boca de pozo, el agua subterránea del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita se clasifica, en general, como de tipo *Ortothermal* (temperatura media ambiente \leq temperatura del agua \leq temperatura media ambiente + 4 °C).

8.5.3. Conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$)

Los valores de conductividad eléctrica medidos en campo en 130 muestras de agua subterránea varían entre 419 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 8.180 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con un promedio

de 1.529 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y una desviación estándar de 1.132 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Tabla 8.4.). En la Figura 8.8. se observa que este parámetro muestra un incremento regional en el sentido SO-NE/E, en coincidencia con la dirección del flujo de agua subterránea. La zona con CE más bajas, cuyos valores oscilan entre 419 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, indicando la existencia de aguas de baja y moderada salinidad, abarca el 32,3 % del área total. La misma se localiza al SO de la zona en estudio, abarcando los ambientes geomorfológicos de Sierras y Franja Eólica Periserrana, confirmando la zona de recarga evidenciada con la piezometría del acuífero (ver apartado 7.5. y Fig. 7.4., Capítulo 7).

La zona que presenta valores de conductividades eléctricas intermedios (entre 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 2.600 $\mu\text{S}/\text{cm}$), los cuales indican la presencia de aguas de alta salinidad, ocupa el 37,3 % del total del área en estudio y se ubica principalmente en el centro del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita (al O del ambiente geomorfológico de Planicie Fluvioeólica). Existe una zona de menor superficie (ocupando el 7,1 % del total del área) situada al SO, caracterizada por valores de CE mayores a 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (entre 1.040 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 1.620 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Esto último puede deberse a la localización de las muestras de agua subterránea en zonas de valles de fondo plano (ver apartado 5.2.1., Capítulo 5), localizados en sectores de cabeceras de los arroyos (de N a S: arroyos Crespo o Guaranguyú, Pantanoso, Del Junco y Dulce) (Fig. 8.8.).

Por último, la zona caracterizada por aguas subterráneas de muy alta salinidad, cuya conductividad eléctrica es mayor a 2.600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, ocupa el 30,3 % del área total del sector en estudio y se localiza al E de la misma, abarcando la parte oriental de los ambientes geomorfológicos de Planicie Fluvioeólica, Llanura Costera (ver apartado 5.2.4., Capítulo 5) y Cordón Litoral (ver apartado 5.2.5., Capítulo 5). El máximo valor encontrado para este parámetro (8.180 $\mu\text{S}/\text{cm}$) se corresponde con una muestra de agua subterránea (perteneciente al pozo G808) situada al S de la laguna costera Mar Chiquita (Fig. 8.3., Fig. 8.8.). A su vez, dentro de esta zona existen 5 muestras con valores de CE entre 1.700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, tomadas en molinos situados en zonas elevadas

de médanos (paleodunas; ver apartado 5.2.3. y Fig. 5.4., Capítulo 5), constituyendo así zonas de recarga local que generan lentes de agua dulce.

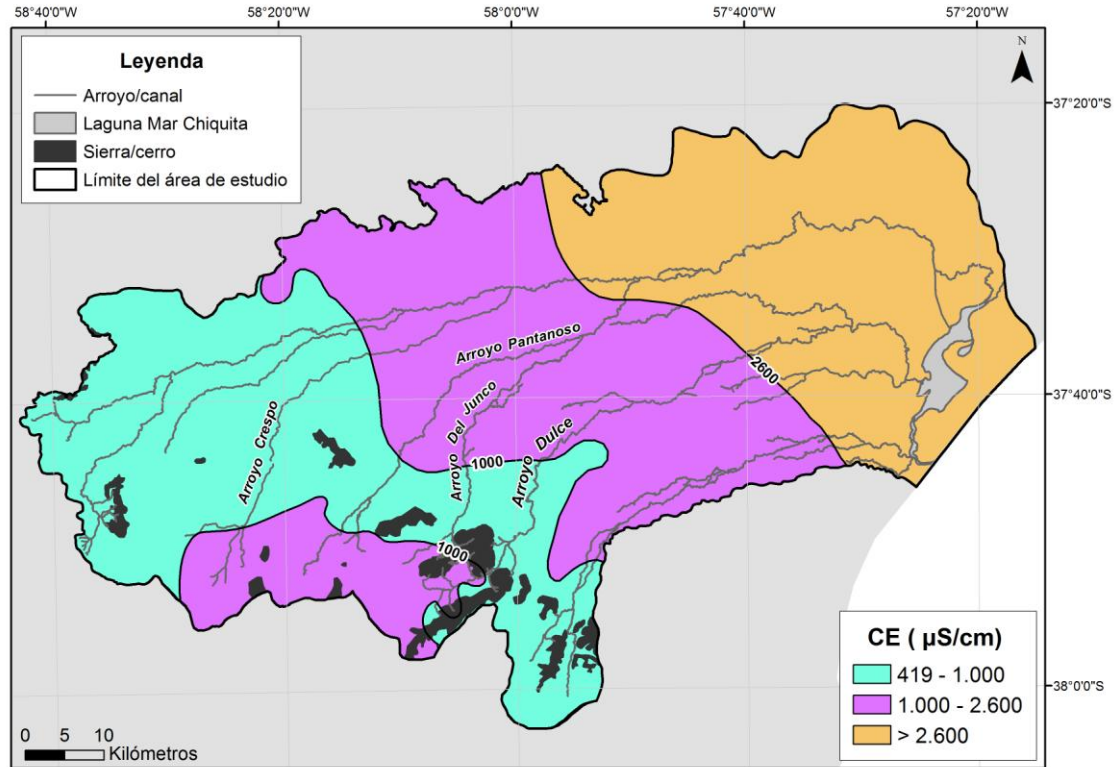


Figura 8.8. Distribución espacial de la conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) en el agua subterránea

8.5.4. Dureza total (mg/L)

En el área de estudio, los valores de dureza total de 124 muestras de agua subterránea medidos en el laboratorio varían entre 46,6 mg/L y 3.602,0 mg/L, con un promedio de 335,8 mg/L y una desviación estándar de 435,9 mg/L (Tabla. 8.4.). Aguas con menos de 50 mg/L se denominan *blandas*, hasta 100 mg/L se reconocen como *ligeramente duras*, hasta 200 mg/L se clasifican como *moderadamente duras* y por encima, *muy duras* (Custodio y Llamas, 1976). Mientras que sólo el 0,8 % de la totalidad de las muestras analizadas se corresponde con aguas blandas, el 4,8 % son aguas ligeramente duras, el 31,4 % moderadamente duras y el 62,9 % restante es clasificado como aguas muy duras. Por otro lado, el límite máximo admisible de dureza total para el agua potable definido por el Código Alimentario Argentino (2012) es de 400 mg/L. De

la totalidad de las 124 muestras de agua subterránea analizadas, el 20,2 % se corresponde con tenores superiores al mismo.

En la Figura 8.9. se ilustra la distribución espacial de la dureza total en el agua subterránea para la zona en estudio. El 53,8 % del área total de la misma presenta los menores valores para este parámetro, los cuales varían entre 46,6 mg/L y 300 mg/L. El 28,3 % se corresponde con una dureza total de entre 300 mg/ y 600 mg/L, mientras que valores entre 600 mg/L y 900 mg/L abarcan el 13,2 % de la superficie total. Los valores más altos, entre 900 mg/L y 1.200 mg/L y 1.200 mg/L y 3.602 mg/L, ocupan el 3,4 % y 1,3 % restantes, respectivamente.

Se observa un incremento para la dureza total en dirección SO-NE/E, acompañando la tendencia general del flujo de agua subterránea. Los mayores valores (> 900 mg/L) se corresponden, por un lado, con muestras localizadas próximas a la desembocadura del arroyo Grande en la zona N de la laguna Mar Chiquita. Por otra parte, durezas totales superiores a 900 mg/L se encontraron en puntos de muestreo ubicados en los alrededores del canal de entrada situado al S de la laguna costera, el cual comunica a la misma con el mar (Fig. 8.9.). Uno de ellos es el localizado en el pozo G808 (Fig. 8.3.).

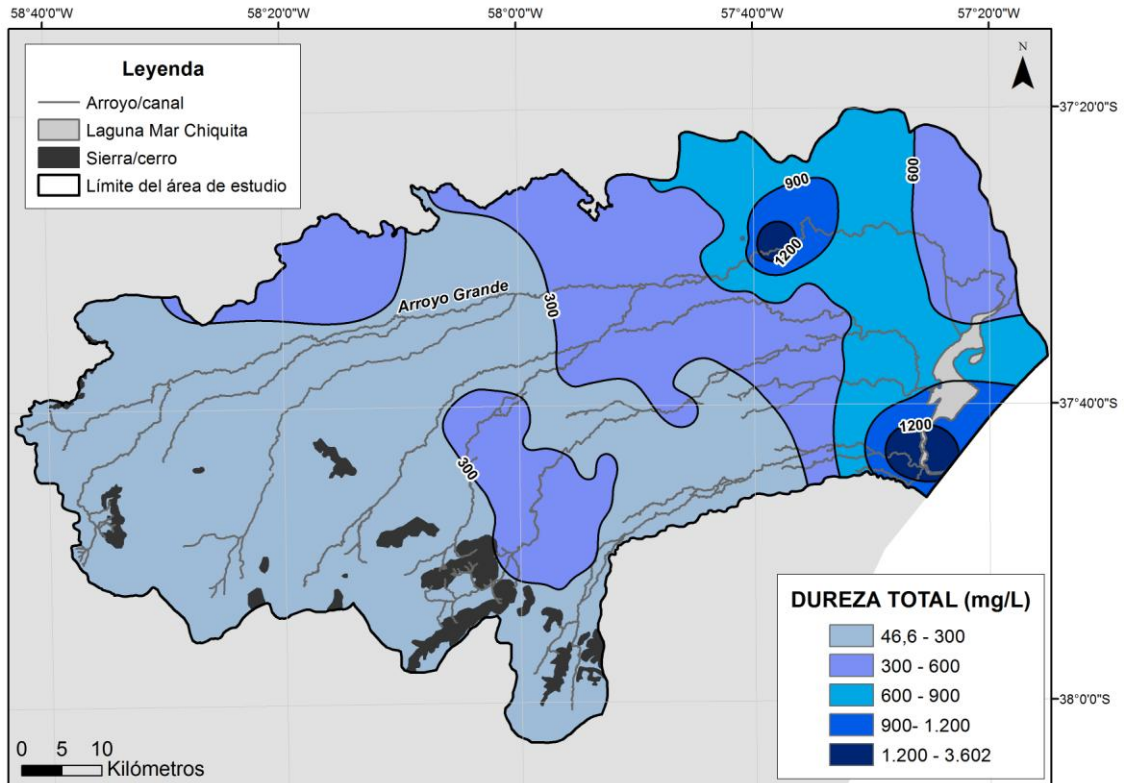


Figura 8.9. Distribución espacial de la dureza total (mg/L) en el agua subterránea

8.5.5. Constituyentes mayoritarios

8.5.5.1. Cationes (mg/L)

8.5.5.1.1. Sodio (Na^+)

Para el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita en estudio, el contenido de sodio obtenido en el laboratorio para 129 muestras de agua subterránea varía entre 30,0 mg/L y 1.200,0 mg/L, con un promedio de 306,0 mg/L y una desviación estándar de 217,4 mg/L (Tabla 8.4.). En cuanto a la distribución espacial de este ión en la zona de estudio (Fig. 8.10.), el 46,4 % de su superficie se caracteriza por presentar los menores tenores de Na^+ (de 30 mg/L a 300 mg/L). Para el área restante, el 13,5 % se corresponde con valores de entre 300 mg/L y 400 mg/L, el 16,6 % entre 400 mg/L y 500 mg/L, el 14,0 % entre 500 mg/L y 600 mg/L, y el 9,6 % presenta tenores variables entre 600 mg/L y 1.200 mg/L.

Como se observa en la Figura 8.10., el contenido de Na^+ en el acuífero aumenta con la tendencia general del flujo de agua subterránea. Alcanza los valores más altos ($> 500 \text{ mg/L}$) en la zona de descarga, al N, y en la muestra del pozo G808 tomada en los alrededores del canal de entrada situado al S de la laguna Mar Chiquita, el cual la comunica con el mar (Fig. 8.3.).

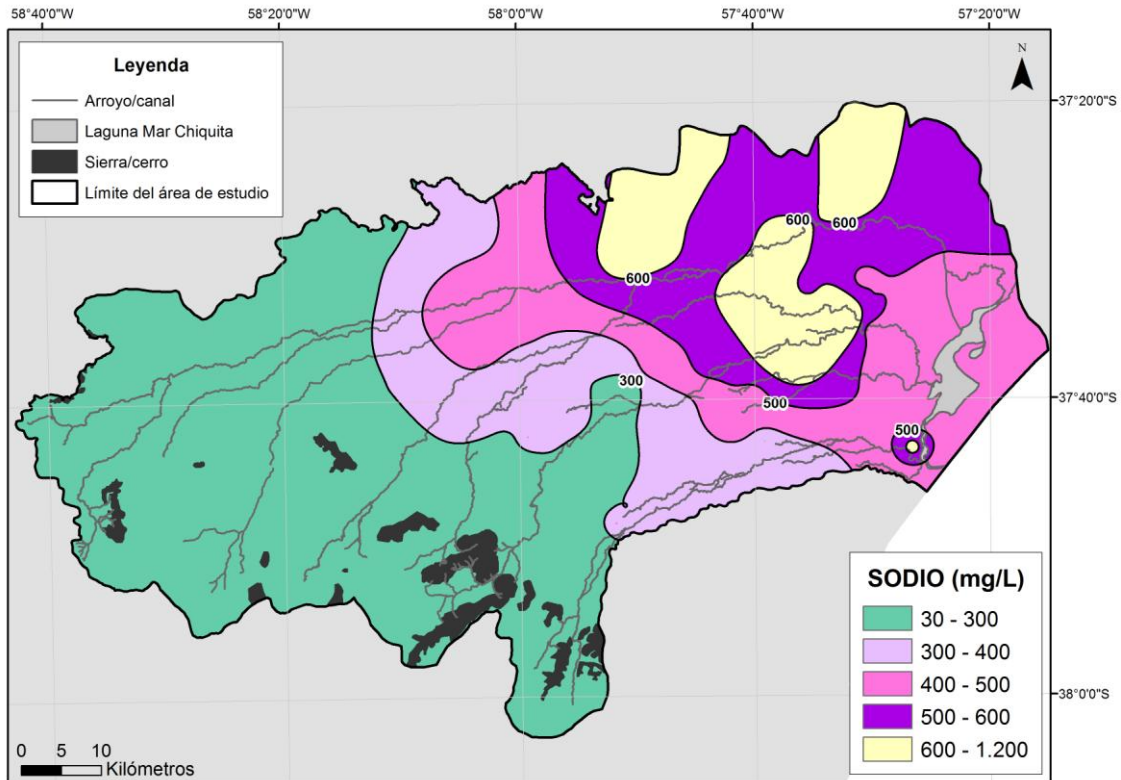


Figura 8.10. Distribución espacial del catión sodio (mg/L) en el agua subterránea

8.5.5.1.2. Magnesio (Mg^{+2})

Para el área de estudio, las concentraciones de magnesio medidas en el laboratorio en 129 muestras de agua subterránea varían entre $2,5 \text{ mg/L}$ y $570,4 \text{ mg/L}$, con un promedio de $52,2 \text{ mg/L}$ y una desviación estándar de $69,0 \text{ mg/L}$ (Tabla 8.4.). En referencia a la distribución espacial del Mg^{+2} ilustrada en la Figura 8.11., la mayor parte del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita (49,5 %) se caracteriza por presentar los valores más bajos obtenidos para este ión (de $2,5 \text{ mg/L}$ a 50 mg/L). El 37,5 % del total del área de estudio se corresponde con tenores variables entre 50 mg/L y 100 mg/L , mientras que el 9,8 % con valores entre 100 mg/L y 150 mg/L . Las mayores

concentraciones de magnesio (de 150 mg/L a 570,4 mg/L) abarcan la menor superficie de la zona estudiada (3,1 %).

De manera general, en la Figura 8.11. puede apreciarse que los contenidos de magnesio se incrementan en dirección SO-NE/E, acompañando la tendencia general del flujo de agua subterránea. Los tenores para este ión variables entre 50 mg/L y 100 mg/L se corresponden principalmente con la zona de descarga, aunque también se hacen presentes en menor proporción al N, NO y centro-O del área de estudio. Los mayores valores de Mg^{+2} medidos (>150 mg/L) se encuentran en las muestras colectadas en las proximidades de la desembocadura del arroyo Grande en la zona N de la laguna Mar Chiquita. Tenores superiores a los 150 mg/L también caracterizan a los puntos de muestreo localizados en los alrededores del canal de entrada situado al S de la laguna costera. Uno de ellos es el localizado en el pozo G808 (Fig. 8.3.).

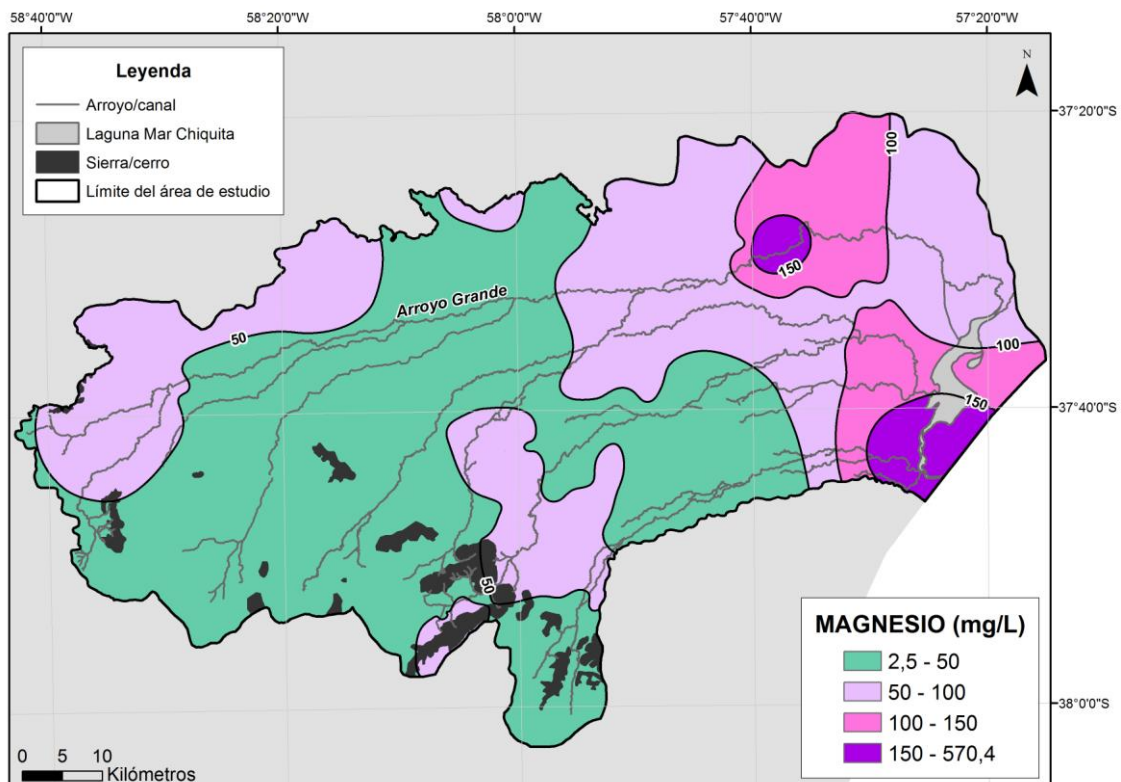


Figura 8.11. Distribución espacial del catión magnesio (mg/L) en el agua subterránea

8.5.5.1.3. Calcio (Ca^{+2})

Como puede observarse en la Tabla 8.4., los valores obtenidos en el laboratorio para el Ca^{+2} en 129 muestras de agua subterránea fluctúan entre los 10,5 mg/L y 490,0 mg/L, con un promedio de 48,7 mg/L y una desviación estándar de 63,6 mg/L. La distribución espacial del calcio en la zona de estudio puede observarse en la Figura 8.12. El 28,5 % del área total del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita presenta tenores para este ión que varían entre los 10,5 mg/L y 25 mg/L, mientras que el 34,6 % se caracteriza por concentraciones de Ca^{+2} de entre 25 mg/L y 50 mg/L. Además, el 16,2 % y el 19,1 % del total de la superficie de la zona en estudio se corresponden con tenores de calcio variables entre los 50 mg/L y 100 mg/L, y los 100 mg/L y 200 mg/L, respectivamente. Por último, las mayores concentraciones de Ca^{+2} encontradas en el agua subterránea (de 200 mg/L a 490 mg/L) ocupan el restante 1,6 % del total del área estudiada.

Se corrobora un incremento en la concentración del ión Ca^{+2} en la dirección SO-NE/E, acompañando la tendencia general del flujo de agua subterránea. Los mayores valores (> 200 mg/L) se corresponden con las muestras de agua colectadas próximas a la desembocadura del arroyo Grande en la zona N de la laguna Mar Chiquita. Concentraciones superiores a los 200 mg/L se encuentran además en el punto de muestreo correspondiente al pozo G808, localizado en los alrededores del canal de entrada situado al S de dicha laguna costera (Fig. 8.3., Fig. 8.12.).

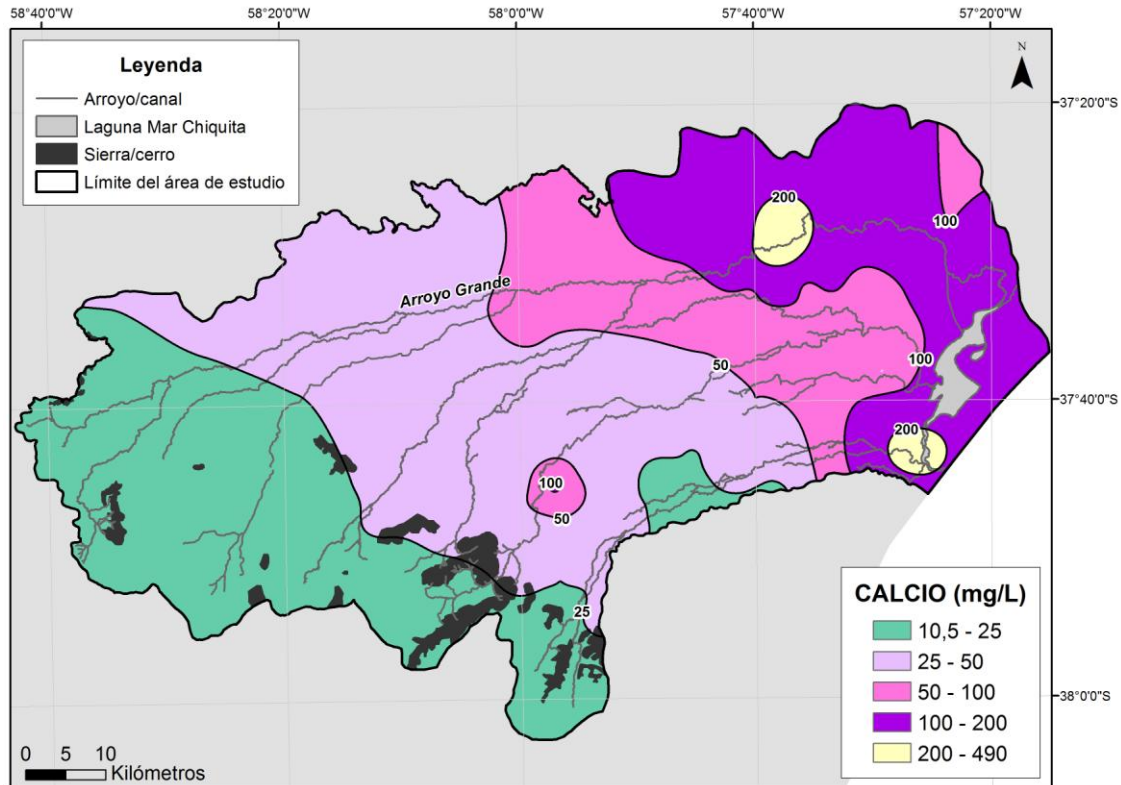


Figura 8.12. Distribución espacial del catione calcio (mg/L) en el agua subterránea

8.5.5.1.4. Potasio (K^+)

Para el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, los tenores de K^+ obtenidos en el laboratorio en 121 muestras de agua subterránea varían entre 0,8 mg/L y 100,0 mg/L, con un promedio de 20,0 mg/L y una desviación estándar de 14,4 mg/L (Tabla 8.4.). En la Figura 8.13. puede observarse la distribución espacial de este ión en la zona de estudio. La mayor parte de la superficie de la misma (49,8 %) se caracteriza por presentar los menores tenores de potasio, entre 0,8 mg/L y 20 mg/L. Para el área restante, el 35,0 % varía entre los 20 mg/L y 30 mg/L, el 10,1 % entre los 30 mg/L y 40 mg/L, el 4,6 % se corresponde con contenidos variables entre 40 mg/L y 50 mg/L, y el 0,4 % presenta concentraciones que varían entre los 50 mg/L y 100 mg/L.

Al igual que lo observado para la CE (Fig. 8.8.), la dureza total (Fig. 8.9.), y los cationes Na^+ (Fig. 8.10.), Mg^{+2} (Fig. 8.11.) y Ca^{+2} (Fig. 8.12.); el K^+ manifiesta un incremento en su concentración en la dirección SO-NE/E, acompañando la tendencia general del flujo de agua subterránea. Los mayores

valores obtenidos para este ión (> 30 mg/L) se presentan en las muestras de agua tomadas en los alrededores de la desembocadura del arroyo Grande, en la zona N de la laguna Mar Chiquita. Además, concentraciones superiores a los 30 mg/L caracterizan a las muestras colectadas en las proximidades del canal de entrada situado al S de la laguna costera, siendo una de ellas la perteneciente al pozo G808 (Fig. 8.3.). Esto último también en coincidencia con lo ilustrado en las figuras 8.9., 8.10., 8.11. y 8.12. para la dureza total y los cationes mayoritarios descriptos anteriormente: sodio, magnesio y calcio, respectivamente (Fig. 8.13.).

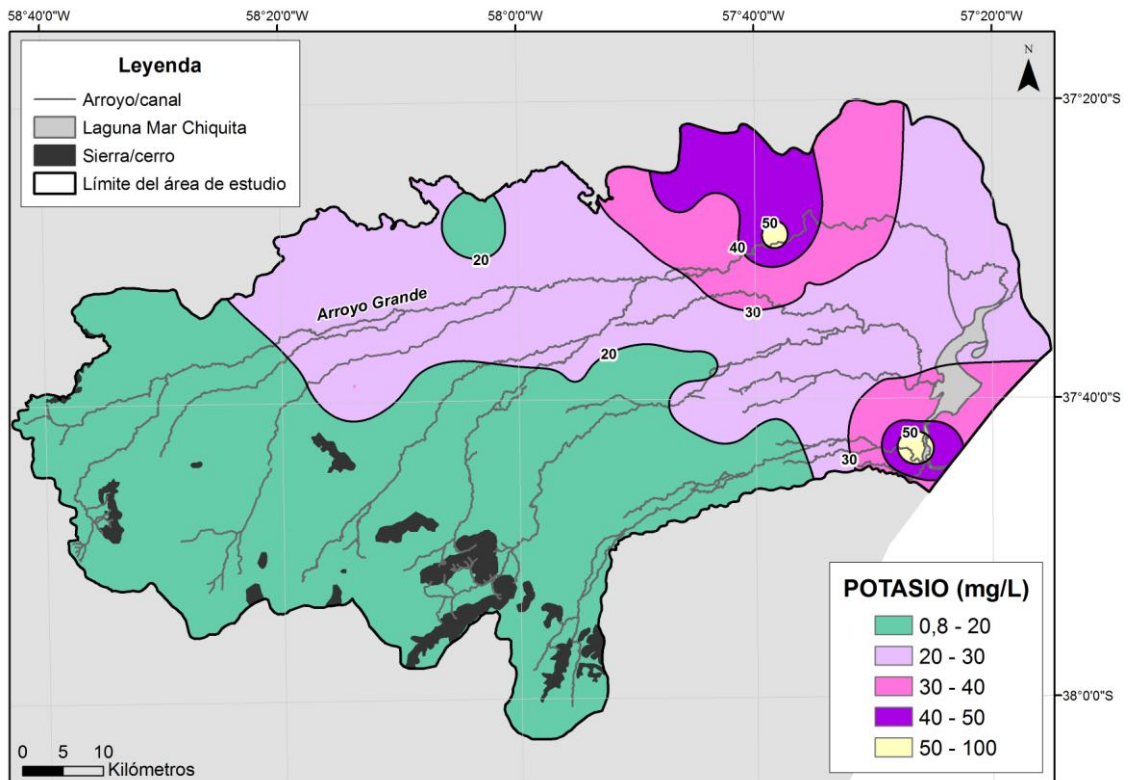


Figura 8.13. Distribución espacial del catión potasio (mg/L) en el agua subterránea

8.5.5.2. Aniones (mg/L)

8.5.5.2.1. Bicarbonato (HCO_3^-)

Para el área de estudio, los valores de HCO_3^- obtenidos en el laboratorio en 129 muestras de agua subterránea varían entre 308,0 mg/L y 1.566,0 mg/L, con un promedio de 759,2 mg/L y una desviación estándar de 223,9 mg/L

(Tabla 8.4.). Como puede observarse en la Figura 8.14., en la cual se ilustra la distribución espacial de este anión en el sector estudiado, la mayor parte de la superficie del mismo (52,6 %) presenta valores intermedios de HCO_3^- , variables entre 700 mg/L y 900 mg/L. Los menores tenores (de 308 mg/L a 700 mg/L) abarcan el 25,4 % del área total, mientras que las concentraciones superiores a 900 mg/L (hasta 1.566 mg/L) se corresponden con el 22,0 % restante.

En el caso del bicarbonato, la distribución espacial no es homogénea. Los menores tenores son encontrados abarcando principalmente las zonas S y O del área de estudio, mientras que los valores intermedios se observan en la mayor parte de la misma, al centro, como así también en el sector más occidental. Las mayores concentraciones se corresponden con la zona más oriental, existiendo también áreas con contenidos de HCO_3^- que superan los 900 mg/L en la parte N y en el centro del sector estudiado (Fig. 8.14.).

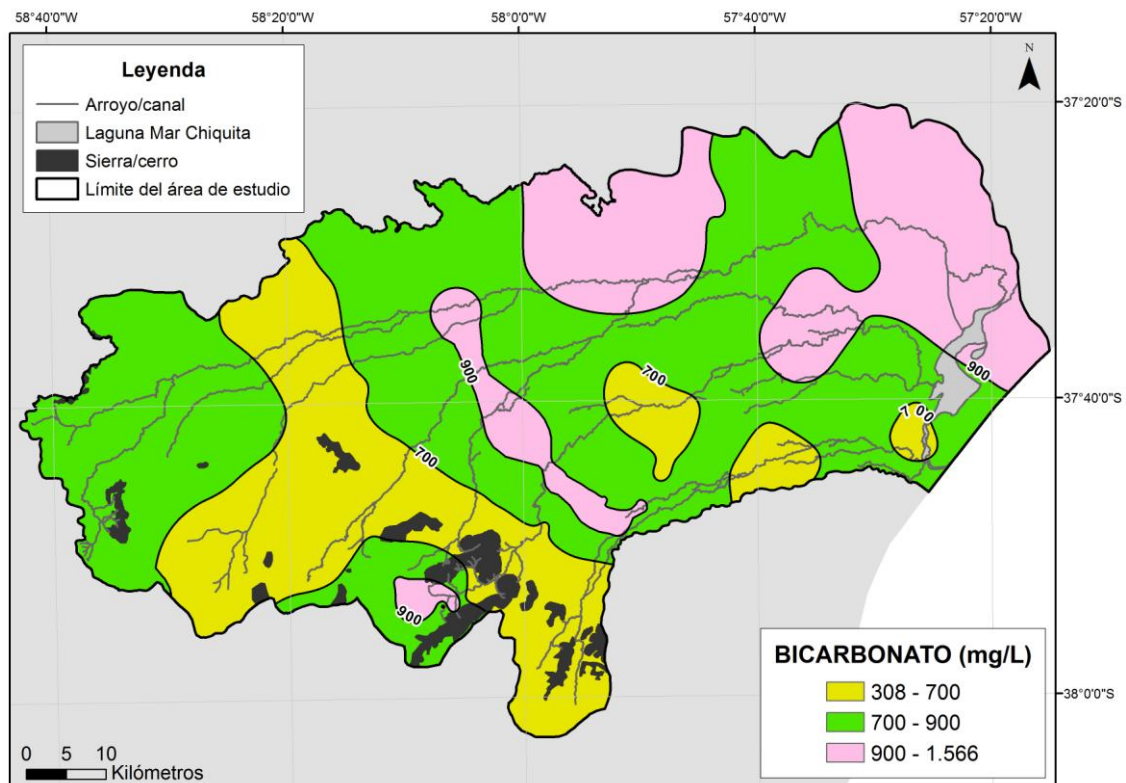


Figura 8.14. Distribución espacial del anión bicarbonato (mg/L) en el agua subterránea

8.5.5.2.2. Cloruro (Cl⁻)

En la zona de estudio, los contenidos de Cl⁻ obtenidos en el laboratorio para 129 muestras de agua subterránea varían entre 23,3 mg/L y 3.235,4 mg/L, con un promedio de 236,5 mg/L y una desviación estándar de 408,8 mg/L (Tabla 8.4.). En la Figura 8.15. se observa la distribución espacial de este ión en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita. El 30,5 % de la superficie total del mismo se corresponde con rangos de Cl⁻ variables entre los 23,3 mg/L y 100 mg/L, mientras que el 33,9 % presenta valores entre 100 mg/L y 400 mg/L. Para el área que resta, el 17,3 % se caracteriza por contenidos que varían entre los 400 mg/L y 800 mg/L, el 13,2 % por tenores entre 800 mg/L y 1.200 mg/L, y el 5,1 % por concentraciones variables entre los 1.200 mg/L y 3.235,4 mg/L. El límite máximo admisible de Cl⁻ para el agua potable definido por el Código Alimentario Argentino (2012) es de 350 mg/L. Del total de las 129 muestras de agua subterránea analizadas, el 13,9 % presenta tenores superiores al mismo.

Al igual que lo observado para la CE (Fig. 8.8.), la dureza total (Fig. 8.9.), y los cationes Na⁺ (Fig. 8.10.), Mg⁺² (Fig. 8.11.), Ca⁺² (Fig. 8.12.) y K⁺ (Fig. 8.13); el Cl⁻ manifiesta un incremento en su concentración en la dirección SO-NE/E, acompañando la tendencia general del flujo de agua subterránea. Los menores valores de cloruro (< 100 mg/L) se concentran al O de la zona de estudio, mientras que aquellos tenores superiores a los 400 mg/L se encuentran principalmente al E de la misma, encontrándose una pequeña área con dichas características al NNO. Los contenidos máximos de Cl⁻ (> 1.200 mg/L) se presentan en las muestras de agua colectadas en las proximidades de la desembocadura del arroyo Grande en la zona N de la laguna Mar Chiquita. Concentraciones superiores a los 1.200 mg/L también caracterizan al punto de muestreo del pozo G808 situado en los alrededores del canal de entrada localizado al S de la laguna costera (Fig. 8.3.). Esto último, en coincidencia con lo ilustrado en las figuras 8.9., 8.10., 8.11., 8.12. y 8.13., para la dureza total y los cationes mayoritarios descriptos anteriormente: sodio, magnesio, calcio y potasio, respectivamente (Fig. 8.15.).

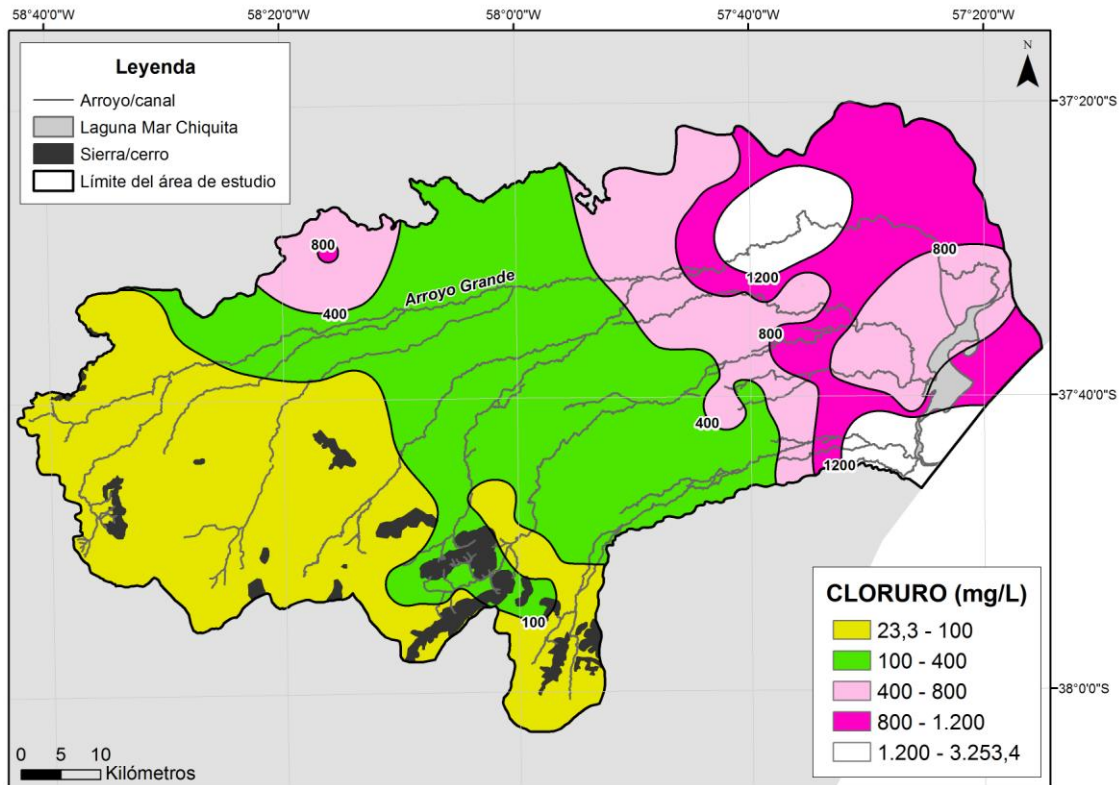


Figura 8.15. Distribución espacial del anión cloruro (mg/L) en el agua subterránea

8.5.5.2.3. Sulfato (SO_4^{-2})

En el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita en estudio, las concentraciones de SO_4^{-2} obtenidas en el laboratorio en 126 muestras de agua subterránea varían entre 7,6 mg/L y 960,0 mg/L, con un promedio igual a 104,2 mg/L y una desviación estándar de 161,0 mg/L (Tabla 8.4.). Como puede observarse a través de la distribución espacial de este anión en la zona estudiada (Fig. 8.16.), los menores contenidos de sulfato (de 7,6 mg/L a 50 mg/L) son los que abarcan la mayor parte del área total de la misma (51,9 %). De la superficie restante, el 17,3 % presenta tenores entre 50 mg/L y 150 mg/L, el 8,7 % entre 150 mg/L y 250 mg/L, el 10,9 % se corresponde con rangos variables entre 250 mg/L y 350 mg/L, el 5,1 % entre 350 mg/L y 450 mg/L, mientras que el 6,1 % se caracteriza por contener los mayores valores de SO_4^{-2} (de 450 mg/L a 960 mg/L). El límite máximo admisible de SO_4^{-2} para el agua potable definido por el Código Alimentario Argentino (2012) es de 400 mg/L. De la totalidad de las 126 muestras de agua subterránea analizadas, el 5,6 % se corresponde con tenores superiores al mismo.

En el caso del sulfato, se manifiesta un incremento general en su concentración en la dirección SO-NE/E, acompañando la tendencia general del flujo de agua subterránea. Esto se corresponde con lo observado para la CE (Fig. 8.8.), la dureza total (Fig. 8.9.), los cationes Na^+ (Fig. 8.10.), Mg^{+2} (Fig. 8.11.), Ca^{+2} (Fig. 8.12.) y K^+ (Fig. 8.13), y el anión Cl^- (Fig. 8.15). Los mayores contenidos de SO_4^{-2} (> 350 mg/L) se presentan al N del área en estudio y en la muestra del pozo G808, situada en los alrededores del canal de entrada localizado al S de la laguna costera (Fig. 8.3.). Esto último también en coincidencia con lo ilustrado en las figuras 8.9., 8.10., 8.11., 8.12., 8.13. y 8.15., para la dureza total, los cationes mayoritarios descriptos anteriormente: sodio, magnesio, calcio y potasio; y el anión Cl^- , respectivamente (Fig. 8.16.).

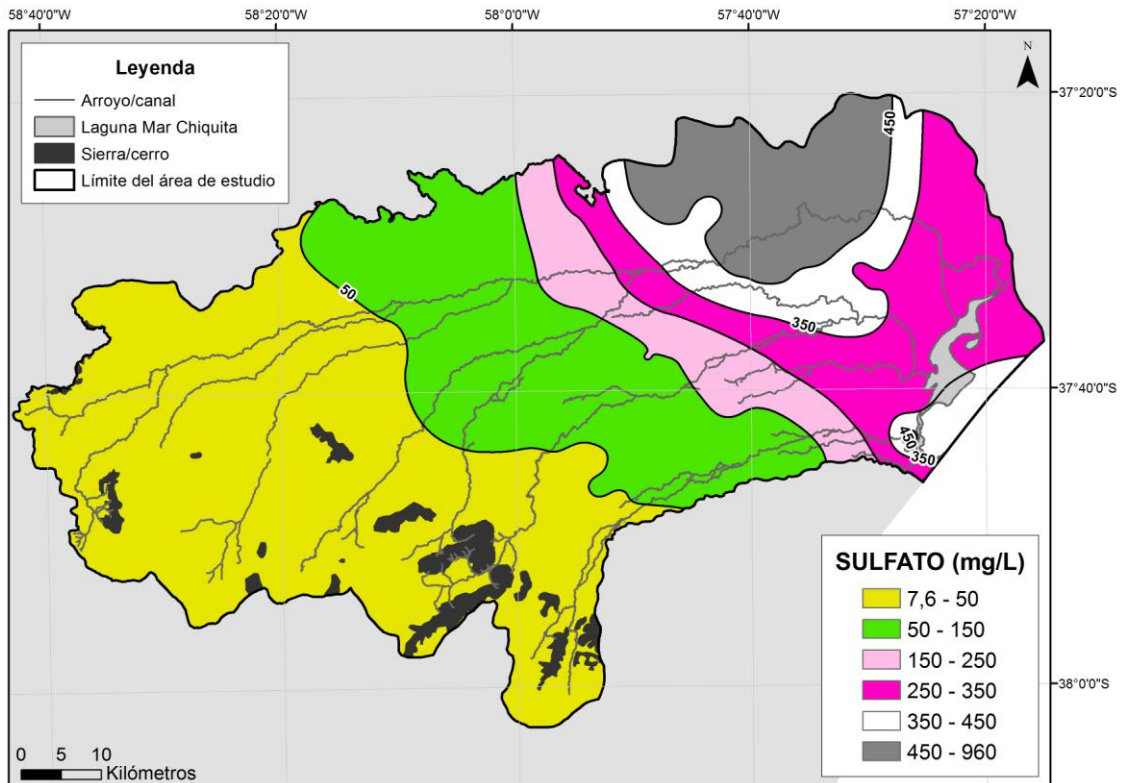


Figura 8.16. Distribución espacial del anión sulfato (mg/L) en el agua subterránea

8.5.5.2.4. Nitrato (NO_3^-)

En el área de estudio, los tenores de NO_3^- obtenidos en el laboratorio en 121 muestras de agua subterránea varían entre 1 mg/L y 96,5 mg/L, con un promedio de 22,6 mg/L y una desviación estándar de 22,2 mg/L (Tabla 8.4.). La

distribución espacial de este anión en las aguas subterráneas del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita se ilustró en la Figura 8.17. El 16,2 % de la superficie total del mismo comprende los menores valores de nitrato encontrados, de entre 1 mg/L y 10 mg/L. Del área restante, el 32,5 % es abarcado por contenidos variables entre 10 mg/L y 20 mg/L, el 26,7 % por tenores entre 20 mg/L y 30 mg/L, y el 24,5 % presenta los mayores valores, los cuales varían entre 30 mg/L y 96,5 mg/L. El máximo admisible de NO_3^- para el agua potable definido por la Organización Mundial de la Salud, así como por la mayoría de las normas nacionales (Código Alimentario Argentino, 2012) y extranjeras, es de 45 mg/L. El 17,3 % de la totalidad de las muestras de agua subterránea analizadas (121 muestras) se corresponde con contenidos superiores al mismo.

En el área de estudio, como puede verse en la Figura 8.17., la distribución espacial de los NO_3^- no presenta relación con la trayectoria del flujo de agua subterránea. Los menores tenores (< 10 mg/L) se localizan principalmente al N de la misma, además de caracterizar a algunos puntos de muestreo situados al S de la laguna Mar Chiquita, alrededor del canal que la conecta con el mar (como es el caso del perteneciente al pozo G808; Fig. 8.3.), y algo más al sur. Por su parte, valores superiores a los 30 mg/L (en su mayoría > 45 mg/L) se presentan en mayor proporción al O y SO del sector estudiado. Además, algunas muestras de agua subterránea colectadas en las proximidades de la localidad de Vivoratá (Fig. 8.3.), en las nacientes del arroyo Los Pozos, y otras tomadas en la zona de confluencia entre los arroyos Las Negras y Dulce, se caracterizan por concentraciones de nitrato mayores a los 45 mg/L (Fig. 8.17.).

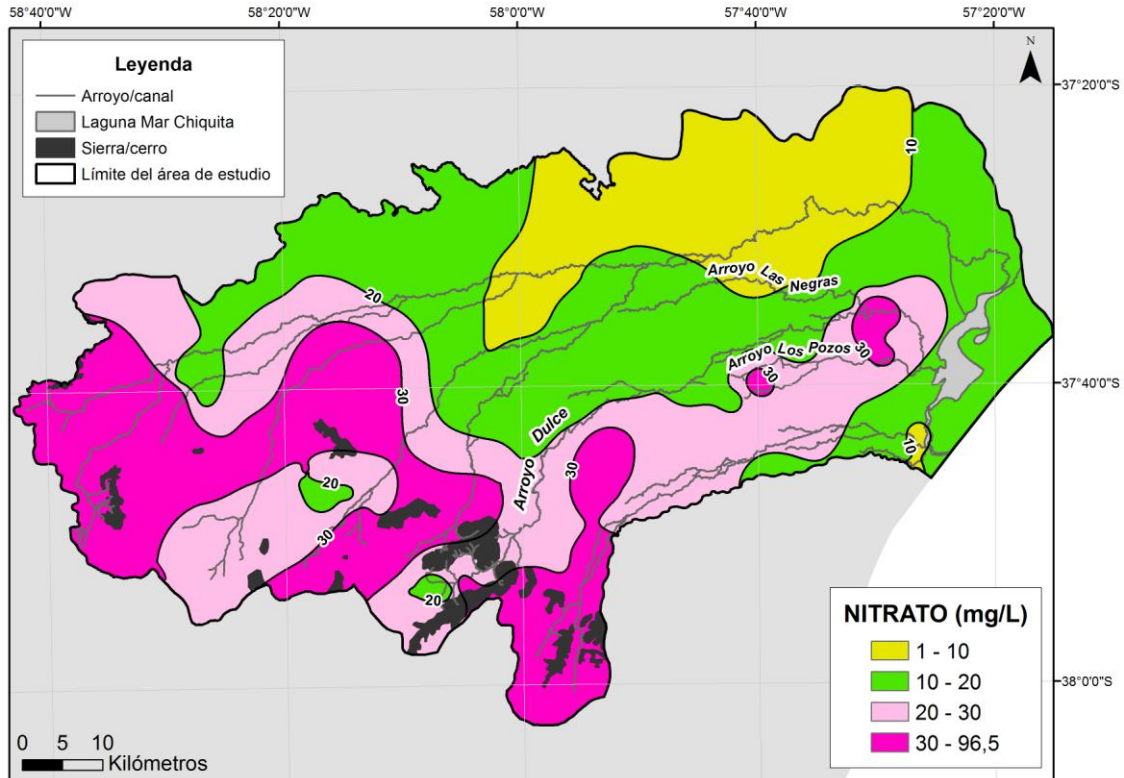


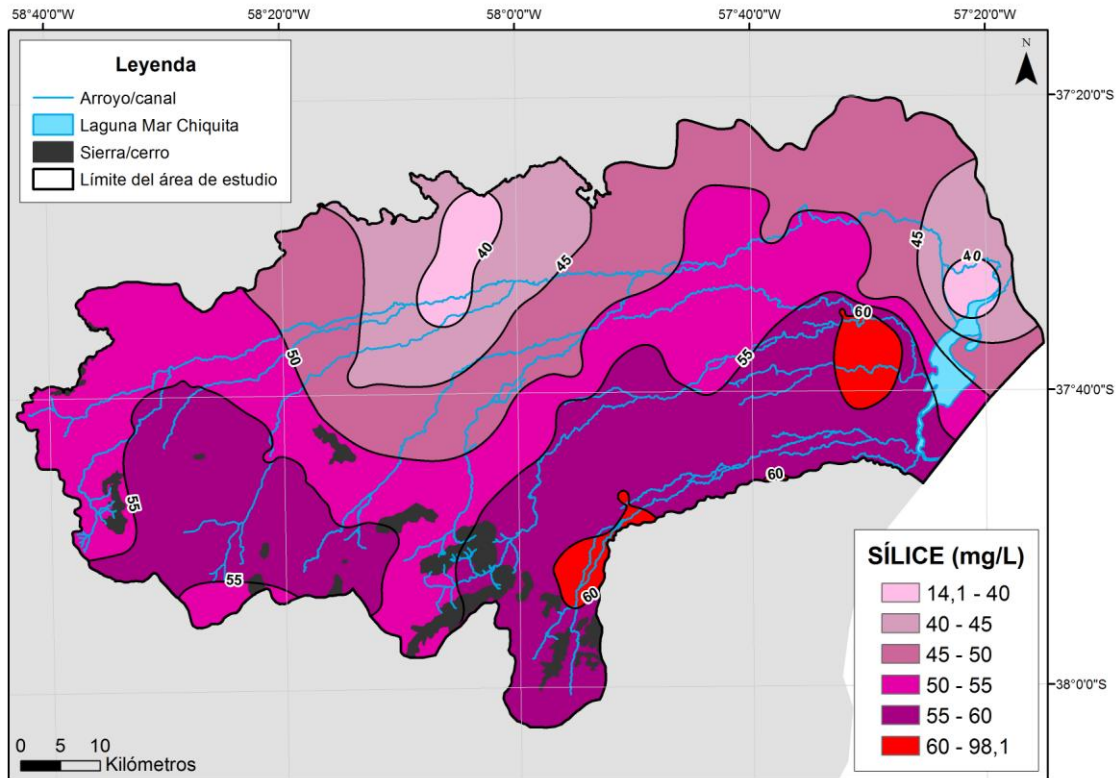
Figura 8.17. Distribución espacial del anión nitrato (mg/L) en el agua subterránea

8.5.5.3. Otros componentes (mg/L)

8.5.5.3.1. Sílice (SiO_2)

Las concentraciones de sílice obtenidas en el laboratorio sobre 106 muestras de agua subterránea correspondientes al sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita varían entre 14,1 mg/L y 98,1 mg/L. Su valor promedio es igual a 53,6 mg/L, con una desviación estándar de 12,4 mg/L (Tabla 8.4.). En la Figura 8.18. puede observarse la distribución espacial de este compuesto en el área de estudio, la cual no presenta relación con la trayectoria del flujo de agua subterránea. El 2,7 % del total de la superficie estudiada es abarcada por los menores valores (entre 14,1 mg/L y 40 mg/L), el 11,5 % por aquellos variables entre 40 mg/L y 45 mg/L, y el 23,4 % por concentraciones entre 45 mg/L y 50 mg/L. Del área restante, el 28,4 % se corresponde con tenores entre 50 mg/L y 55 mg/L, el 31,4 % con valores entre 55 mg/L y 60 mg/L, mientras que el 2,5 % presenta los mayores contenidos (de

60 mg/L a 98,1 mg/L). En general, los mayores tenores (> 55 mg/L) se localizan hacia el O y S del área de estudio.



8.5.6. Constituyentes minoritarios

8.5.6.1. Cationes (mg/L)

8.5.6.1.1. Hierro total (Fe total)

En el área de estudio, los contenidos de hierro total obtenidos en el laboratorio en 61 muestras de agua subterránea varían entre 0,01 mg/L y 12,3 mg/L, con un promedio de 1,1 mg/L y una desviación estándar igual a 2,0 mg/L (Tabla 8.4.). El límite máximo admisible de Fe total para el agua potable definido por el Código Alimentario Argentino (2012) es de 0,3 mg/L. De la totalidad de las 61 muestras de agua subterránea analizadas, el 50,8 % se corresponde con tenores superiores al mismo. Por otra parte, la distribución espacial del hierro total ilustrada en la Figura 8.19. no es homogénea. Puede

verse que los menores tenores se encuentran principalmente al O de la zona estudiada, mientras que las mayores concentraciones (> 4,2 mg/L) se localizan en la zona de las nacientes del arroyo Vivoratá.

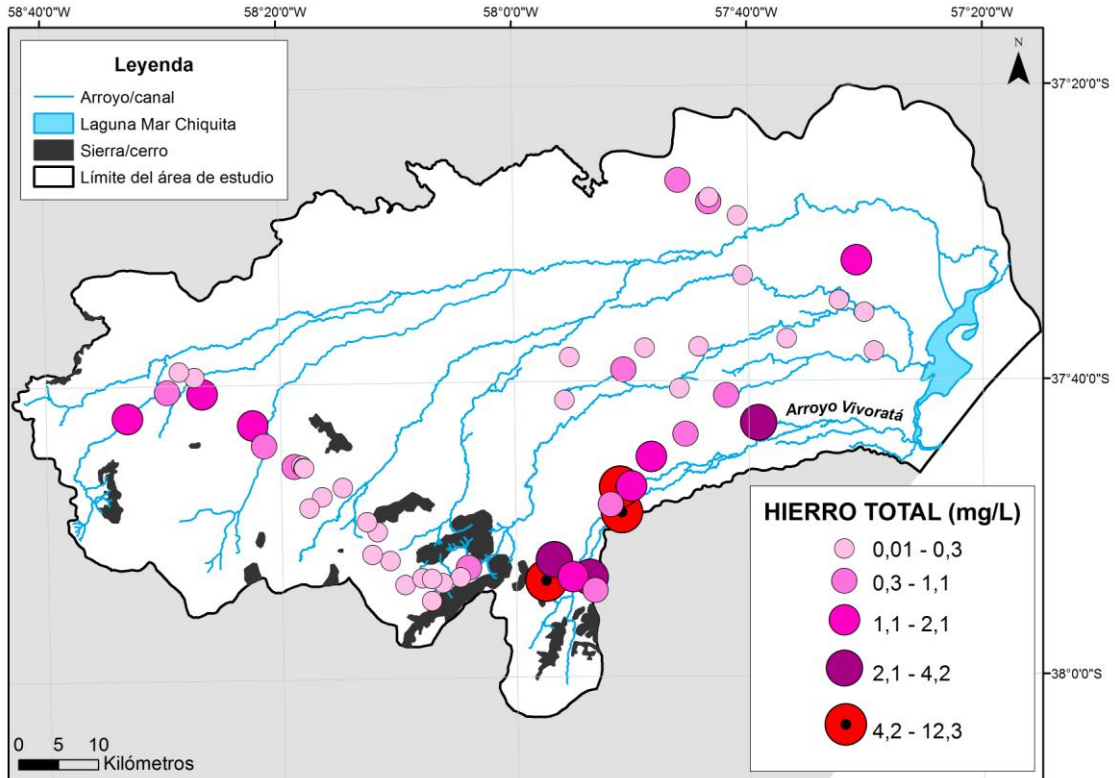


Figura 8.19. Distribución espacial del hierro total (mg/L) en el agua subterránea

8.5.6.2. Aniones (mg/L)

8.5.6.2.1. Fluoruro (F⁻)

En el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, las concentraciones de fluoruro obtenidas en el laboratorio en 118 muestras de agua subterránea presentan un valor mínimo de 0,2 mg/L y un máximo de 3,8 mg/L, con un promedio igual a 1,4 mg/L y una desviación estándar de 0,7 mg/L (Tabla 8.4.). En la Figura 8.20. se observa la distribución espacial del ión F⁻ en el área de estudio. Para la misma, la mayor parte de su superficie (53,5 %) se caracteriza por presentar contenidos intermedios, de entre 1,2 mg/L y 1,8 mg/L. Los menores valores (entre 0,2 mg/L y 1,2 mg/L) abarcan el 24,6 %, mientras el 21,9 % restante se corresponde con las mayores concentraciones (de 1,8 mg/L

a 3,8 mg/L). El límite máximo admisible de F^- en el agua potable establecido por el Código Alimentario Argentino (2012) depende de la temperatura promedio de la zona (13,6 °C en este caso; ver apartado 3.3., Capítulo 3), variando para el área de estudio entre 0,8 mg/L y 1,5 mg/L. El 43,2 % de la totalidad de las muestras de agua subterránea analizadas (118 muestras) se caracterizan por contenidos superiores al mismo.

Finalmente, los valores más bajos (< 1,2 mg/L) de concentración de F^- encontrados se localizan al S y SO, en general en coincidencia con las áreas en donde se observan los contenidos más bajos de Ca^{+2} (Fig. 8.12.) y HCO_3^- (Fig. 8.14.), lo que sugiere precipitación de calcita, proceso en el cual puede removerse al fluoruro de la solución (Turner *et al.*, 2005). Por su parte, los tenores más altos (> 1,8 mg/L) se corresponden con los sectores E y N del área de estudio (Fig. 8.20.).

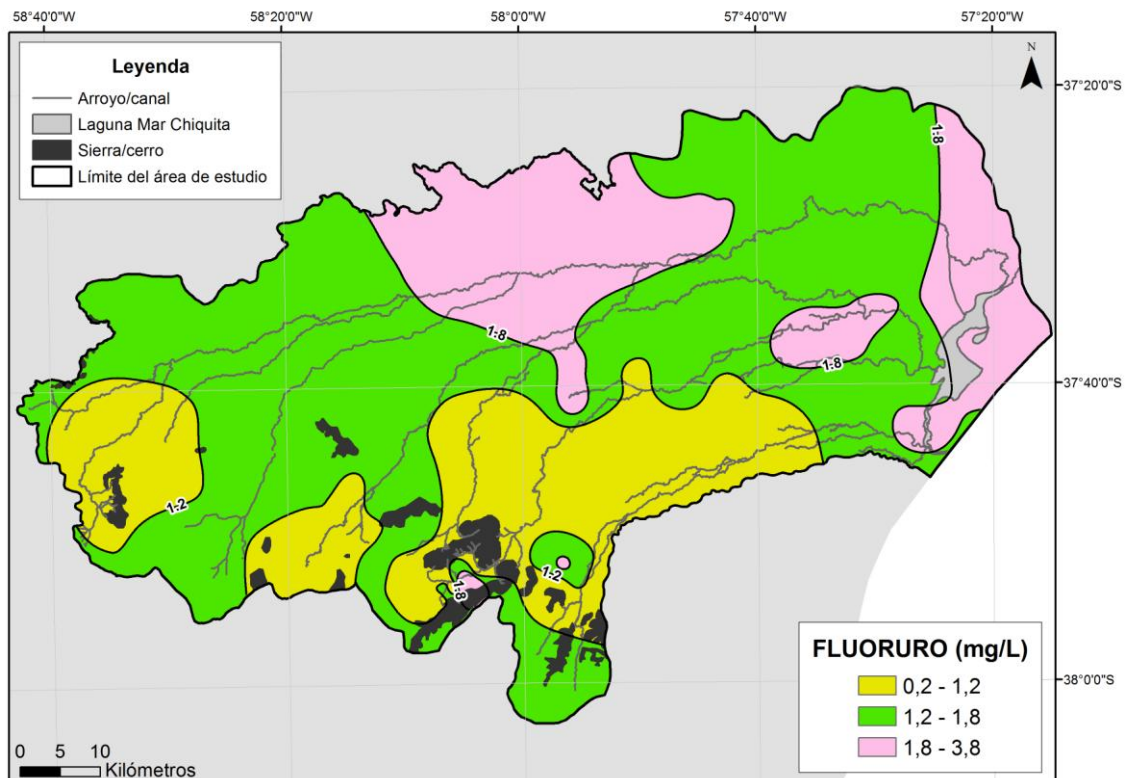


Figura 8.20. Distribución espacial del anión fluoruro (mg/L) en el agua subterránea

8.6. INTERPRETACIÓN DE DATOS HIDROGEOQUÍMICOS

Se determinaron tres zonas de evolución hidrogeoquímica en base a la variación espacial de la conductividad eléctrica en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita (ver apartado 8.5.3., presente Capítulo) (Fig. 8.21.). Además, se tuvieron en cuenta las características de los ambientes geomorfológicos definidos en el apartado 5.2. del Capítulo 5 y la hidrogeología del área de estudio descrita en el Capítulo 7. La primera de las zonas, localizada al SO, fue identificada como *zona de recarga*, considerando el comportamiento predecible del agua subterránea en los ambientes geomorfológicos de Sierras y Franja Eólica Periserrana. La curva de isovalor de CE igual a 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, la cual representa el máximo valor de conductividad eléctrica encontrado en este sector, coincide aproximadamente con el límite que separa los ambientes de Franja Eólica Periserrana y Planicie Fluvioeólica. A su vez, dentro de ésta existe una sub-zona con valores de CE entre 1.040 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 1.620 $\mu\text{S}/\text{cm}$, la cual se ha denominado *zona de recarga en valles de fondo plano*, siendo dicha geomorfología la que determina una CE algo mayor en la zona de recarga (Fig. 8.21.).

La segunda zona se identificó como *zona de tránsito* y se sitúa en el centro del área de estudio, con valores de conductividad eléctrica que varían entre los 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 2.600 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Por último, la tercer zona, definida como *zona de descarga*, está ubicada al NE del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita y presenta un valor límite de conductividad eléctrica de 2.600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Fig.8.21.). Para fijar dicho valor, se tuvo en cuenta que casi la totalidad de las superficies de las zonas de tránsito y descarga abarcan el mismo ambiente geomorfológico, el de Planicie Fluvioeólica. De este modo, el límite de 2.600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ fue aproximadamente determinado a través del valor obtenido como resultado de la adición de la desviación estándar (1.132 $\mu\text{S}/\text{cm}$) al valor promedio de CE (1.529 $\mu\text{S}/\text{cm}$) (Tabla 8.4.).

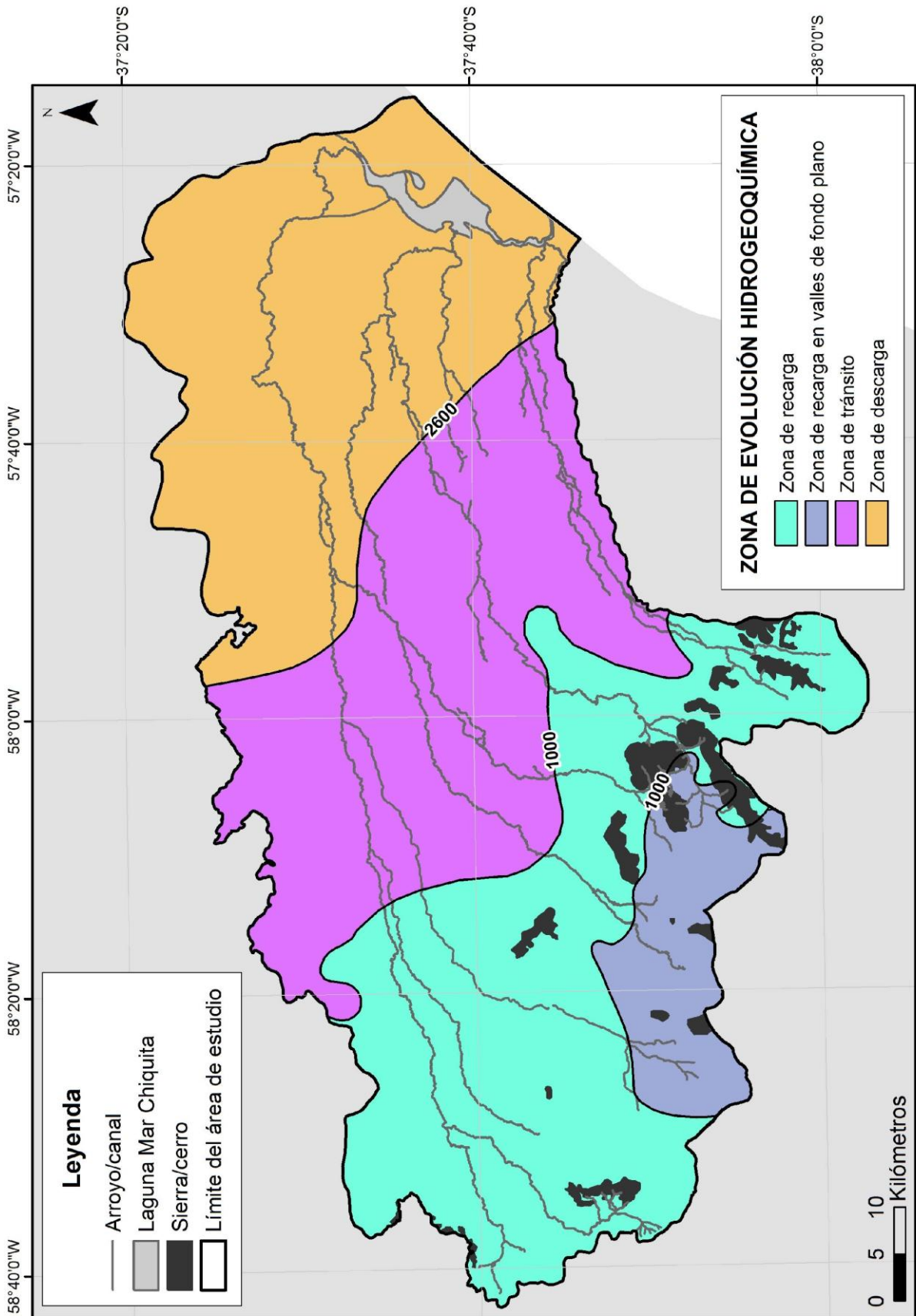


Figura 8.21. Zonas de evolución hidrogeoquímica en el área de estudio

Por otro lado, la interpretación de facies hidrogeoquímicas (Back, 1961) se efectuó por medio de diagramas triangulares de Piper. En los mismos, cada una de las muestras de agua (subterránea y de arroyos) fue identificada de acuerdo a las tres zonas evolutivas especificadas anteriormente, utilizando los valores de CE. En la Figura 8.22.A. se representa la evolución del agua subterránea en el sentido del flujo, desde facies bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas y bicarbonatadas sódicas (las cuales predominan) en las zonas de recarga y tránsito, hacia facies cloruradas y/o sulfatadas sódicas y cloruradas cálcicas y/o magnésicas en la zona de descarga.

Las variaciones generales en las concentraciones de Ca^{+2} y Mg^{+2} sugieren un proceso de ablandamiento (adsorción de Ca^{+2} y Mg^{+2} y liberación de Na^{+} a la solución) en las aguas subterráneas, principalmente entre las zonas de recarga y tránsito. Este tipo de proceso ha sido identificado en el acuífero Pampeano por Martínez y Bocanegra (2002) para la zona de Mar del Plata, por Massone (2003) para el área de Balcarce (Fig. 8.3.), por Quiroz Londoño (2009) para el sector de Necochea (al O del área de estudio: $38^{\circ}33'44''$ S, $58^{\circ}44'43''$ O) y por Lima (2012) para la cuenca del arroyo Dulce. Entre las zonas de tránsito y descarga, se observa que en algunas muestras de agua subterránea ocurre el proceso contrario (endurecimiento), por la liberación a la solución del Ca^{+2} y Mg^{+2} y la adsorción de Na^{+} (Fig. 8.22.A.).

En el caso de la Figura 8.22.B., se corrobora el comportamiento ganador de los arroyos presentes en la zona de estudio. La composición química de los mismos en el sentido del flujo del agua subterránea varía desde facies bicarbonatadas sódicas (predominantes) en las zonas de recarga y tránsito, a cloruradas magnésicas en la zona de descarga.

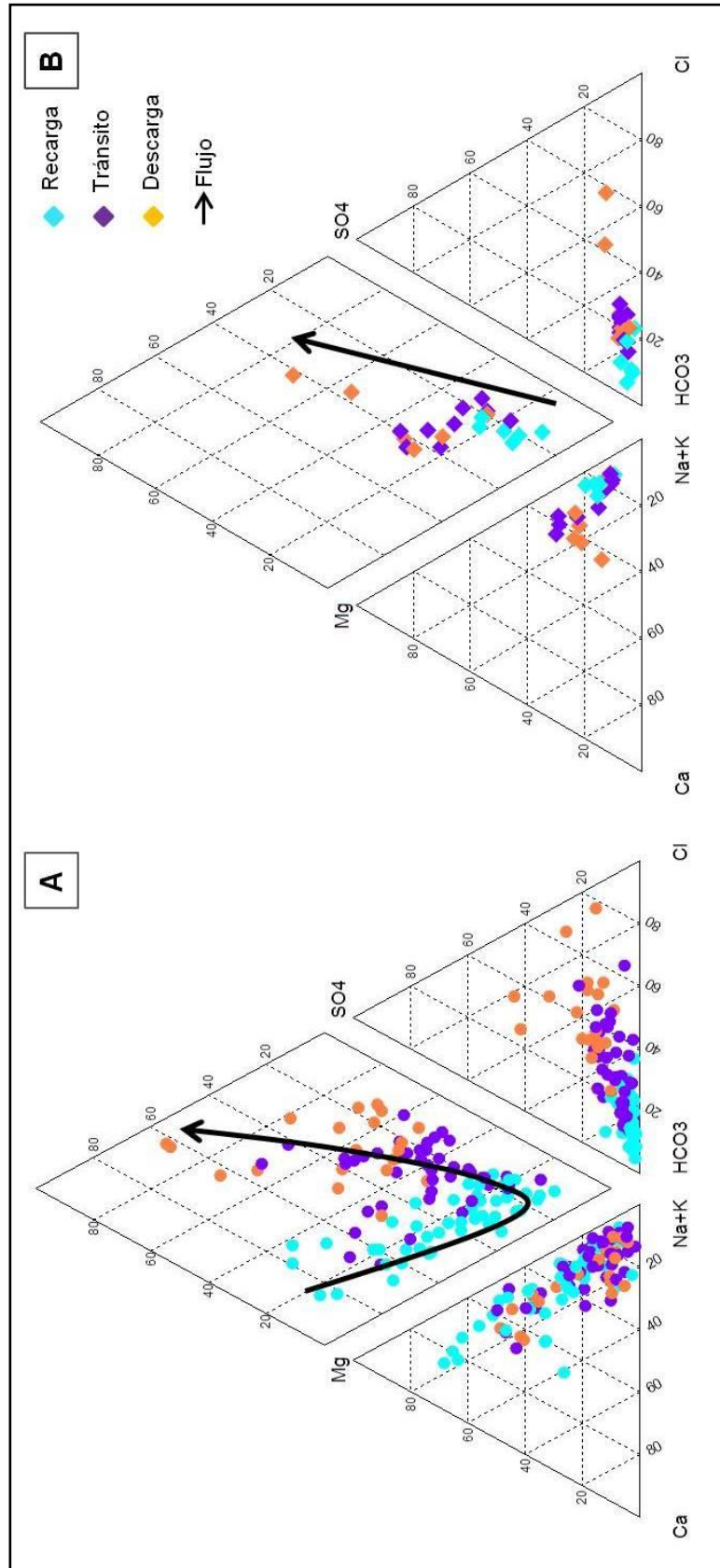


Figura 8.22. Diagramas de Piper representado **A.** La evolución hidrogeoquímica de las aguas subterráneas en el sentido del flujo, **B.** La composición química de los arroyos de comportamiento ganador en el sentido del flujo

La distribución espacial de las facies químicas en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita a través de diagramas de Stiff se ilustra en la Figura 8.23. En general, se evidencia el aumento progresivo en la mineralización del agua subterránea desde el sector serrano (al O y SO) hacia la zona costera (al E). En particular, siguiendo la dirección de flujo del agua subterránea (SO-NE/E) se puede observar un aumento gradual en las concentraciones de los iones Na^+ , Mg^{+2} , Cl^- y SO_4^{-2} .

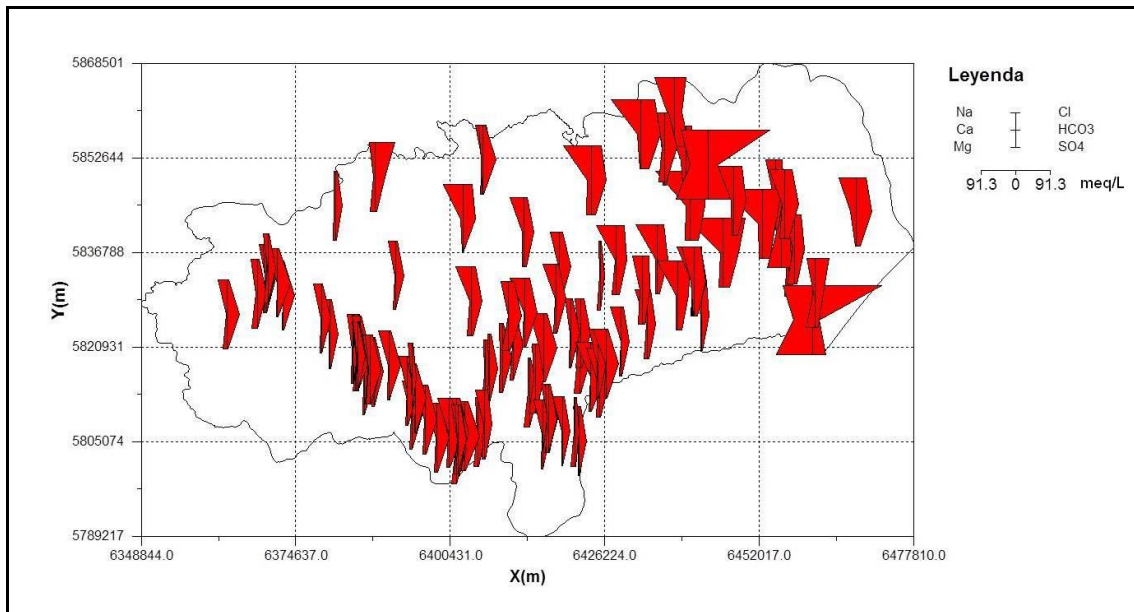


Figura 8.23. Distribución espacial de facies químicas en el área de estudio a través de diagramas de Stiff

Por otra parte, la concentración de calcio puede ser controlada por el grado de saturación de calcita, el cual indica el contenido máximo de este mineral en solución. Para conocer el comportamiento del mismo en el área de estudio y a lo largo del flujo de evolución del agua subterránea, el Índice de Saturación de calcita (IS_{cal}) para cada una de las muestras (129 en total) se calculó a través del software PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999). Los valores para este parámetro varían entre -0,6 y 1,1, con un promedio de 0,2 y una desviación estándar de 0,3 (Tabla 8.4.).

El mapa de isovalores de IS_{cal} para el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita se ilustra en la Figura 8.24. En el mismo, se consideran

tres sectores: 1) Subsaturado, con valores de IS_{cal} por debajo de $-0,4$, abarcando sólo el $0,02\%$ del total de la superficie del área estudiada, al centro de la misma; 2) de Equilibrio con calcita, caracterizada por valores de IS_{cal} comprendidos entre $-0,4$ y $0,4$, ocupando la mayor área de la zona en estudio ($84,0\%$), al O, SO, centro y SE; y 3) Sobresaturado, con valores de IS_{cal} superiores a $0,4$, correspondiéndose con el $16,0\%$ de la superficie total del área estudiada, al NE (y centro). En la zona bajo estudio, la distribución espacial de los sectores en Equilibrio con calcita y Sobresaturado en este mineral presentan, en general, una coincidencia con las zonas de recarga y tránsito, y la zona de descarga (sector N) (Fig. 8.21.), respectivamente.

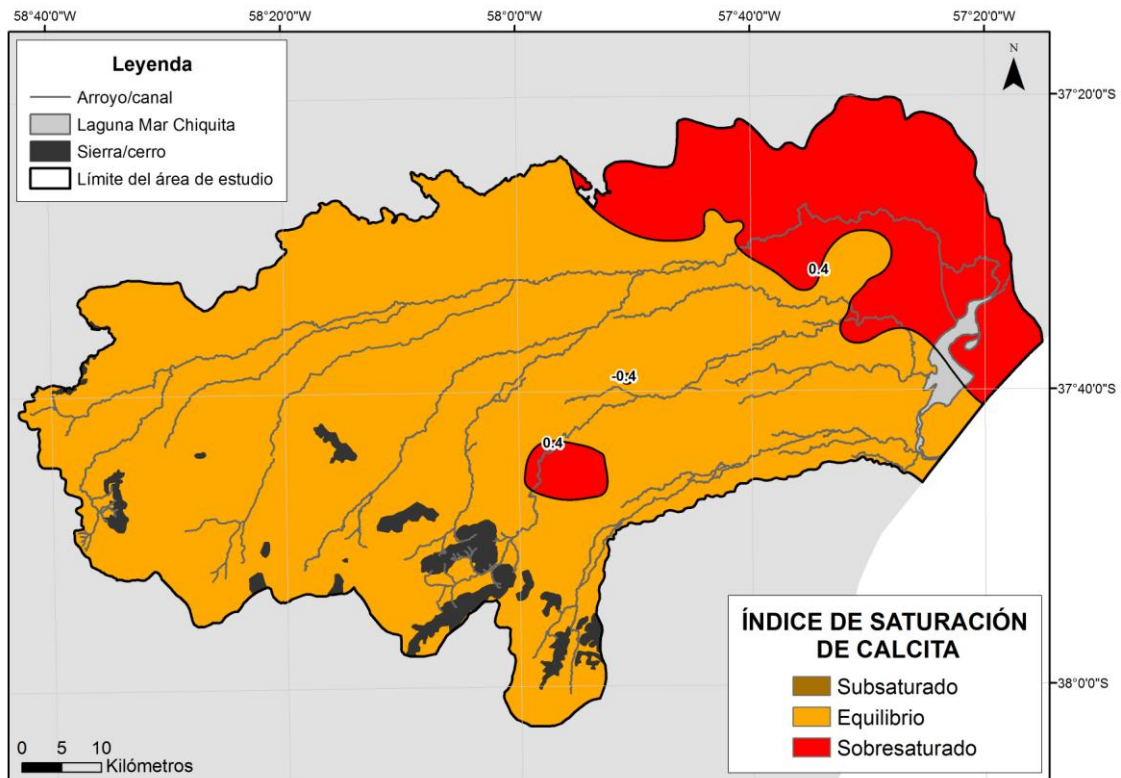


Figura 8.24. Mapa de distribución espacial del Índice de Saturación de calcita en el agua subterránea

En adición, el uso de las relaciones iónicas en estudios hidrogeoquímicos tiene como objetivo ayudar a identificar los aspectos relacionados con las reacciones que han tenido lugar en las aguas subterráneas, como resultado de mezclas de diferentes aguas o de la interacción agua-terreno. Permite además caracterizar el funcionamiento del acuífero de manera de seguir los procesos

de concentración de sales en el sentido del flujo subterráneo (disolución-precipitación, intercambio iónico, dirección del aumento de la mineralización). Ya que el contenido en HCO_3^- es relativamente constante en las aguas subterráneas y la estabilidad del ión Cl^- hace que sea considerado como conservativo (Custodio y Llamas, 1976), la relación iónica $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ es de interés para seguir el proceso de concentración de sales en el sentido del flujo.

En el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, se observa un predominio general de HCO_3^- con respecto al Cl^- (Fig. 8.25.A.). El valor de la relación bicarbonato/cloruro obtenido para 129 muestras de agua subterránea varía entre 0,2 y 39,8, con un promedio de 8,1 y una desviación estándar igual a 6,8 (Tabla 8.4.). Los altos valores de la relación son típicos de aguas recién recargadas, dulces, que se encuentran con materiales con gran cantidad de carbonatos de calcio en concreciones, en capas y diseminados en los sedimentos loésicos del acuífero Pampeano. La presencia de Cl^- en tenores más altos, la cual baja los valores de la relación, se asocia a mayores distancias de circulación del flujo subterráneo. Los cloruros van siendo disueltos a medida que ingresan por lluvias, pudiendo además haber mayor disolución de sales donde abundan sedimentos más finos, o bien procedentes del lavado de aquellas disponibles en sectores hidrohalmórficos.

La distribución espacial de la relación $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ se ilustró en la Figura 8.25.B., observándose un incremento de la misma en la dirección opuesta (NE/E-SO) a aquella correspondiente al flujo de agua subterránea. Del área total en estudio, el 32,3 % presenta los menores valores (entre 0,2 y 3,5) y el 21,7 % se caracteriza por aquellos variables entre 3,5 y 6,5, mientras que el 17,7 % es abarcado por valores de la relación de entre 6,5 y 10. Para la superficie restante, el 12,4 % presenta valores entre 10 y 13, el 13,1 % entre 13 y 16, los mayores valores (entre 16 y 39,8) ocupando el 2,7 % de la misma. En general, se observan coincidencias entre la distribución en el espacio de los sectores caracterizados por valores de la relación $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ superiores a 6,5, entre 3,5 y 6,5 y menores a 3,5, con las zonas de recarga, tránsito y descarga establecidas (Fig. 8.21.), respectivamente.

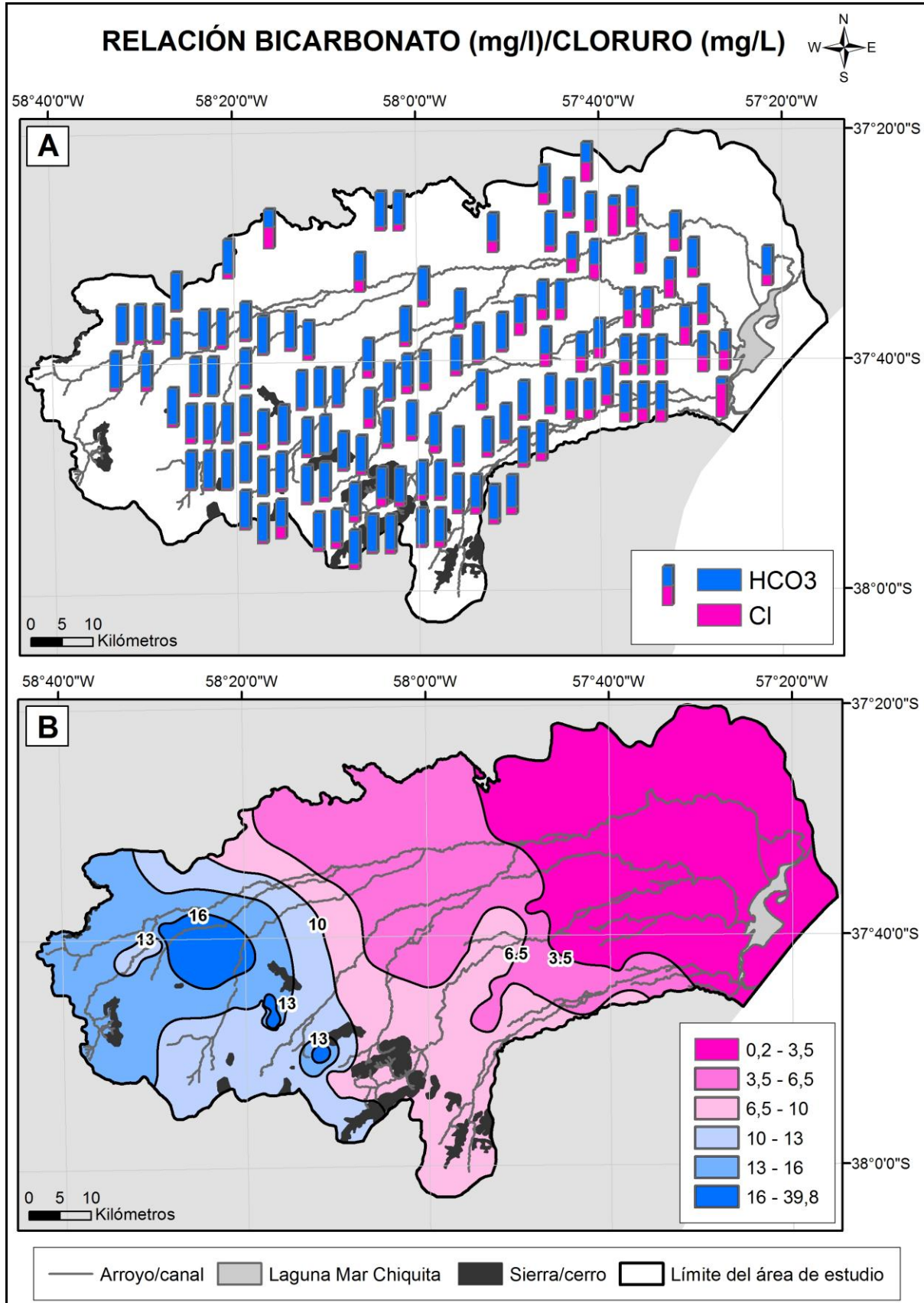


Figura 8.25. Mapas de relación bicarbonato (mg/L)/cloruro (mg/L) en el agua subterránea: **A.** Representación en barras, **B.** Distribución espacial

Con el fin de obtener un modelo conceptual de la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea en el acuífero estudiado, se eligieron tres transectas (T) conformadas por tres muestras cada una, correspondientes a la zonas de recarga, tránsito y descarga (Fig. 8.21.). De norte a sur del área de estudio, las mismas se conforman por los pozos: T1) G740-G804-G814, T2) G422-G464-G784, y T3) G762-G774-G808 (Fig. 8.26.).

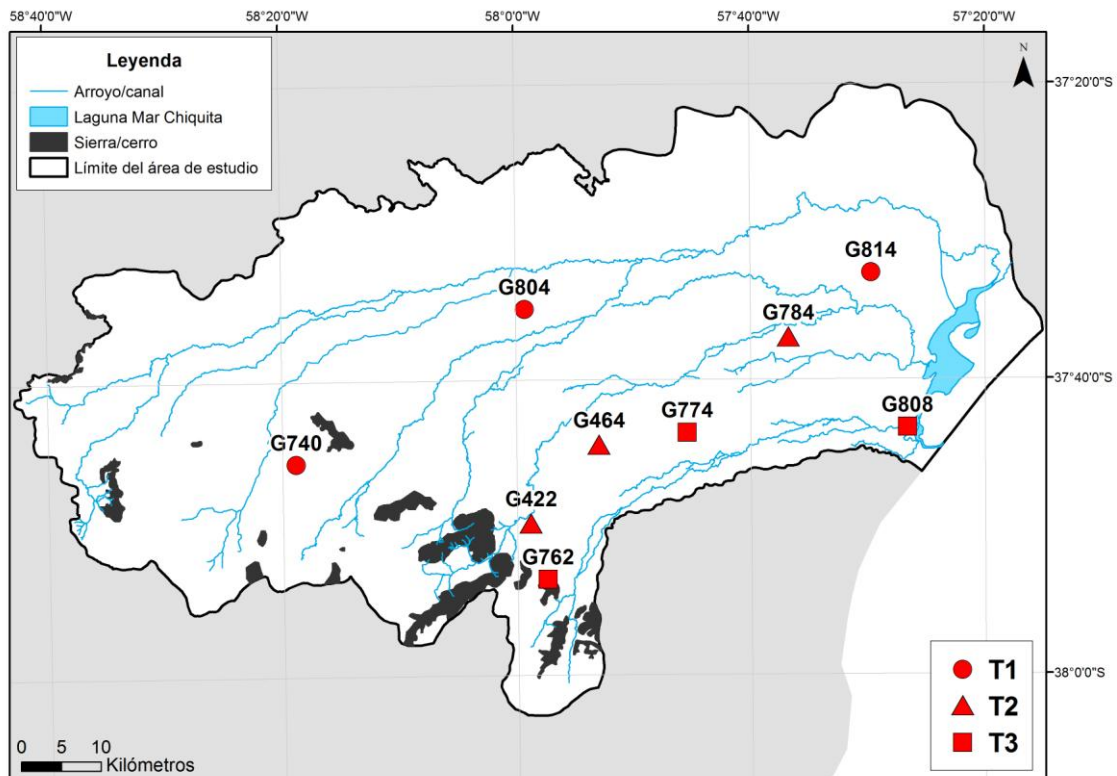


Figura 8.26. Mapa de localización de las transectas 1 (T1), 2 (T2) y 3 (T3) en el área de estudio

A través de la realización de diagramas de Schoeller para cada una de las transectas elegidas (Fig. 8.27.), es posible observar una tendencia general hacia el aumento de la salinidad en el agua subterránea a lo largo de sus líneas de flujo. Para T1, en la Figura 8.27.A, se manifiesta un mayor aumento en el sentido del flujo de evolución del agua en los contenidos de los aniones Cl^- y SO_4^{-2} , mientras que para el Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ y K^+ este acrecentamiento ocurre en una menor proporción. La concentración del anión HCO_3^- se mantiene bastante constante, como es de esperarse en acuíferos freáticos y/o en áreas donde prevalece el equilibrio con calcita en un sistema abierto, siendo éste el caso del acuífero Pampeano en estudio.

En la Figura 8.27.B, para T2, se evidencia un mayor aumento en los tenores de Na^+ , Cl^- y SO_4^{2-} , siendo éste menor para el K^+ , y manteniéndose constantes los valores para el Ca^{+2} , Mg^{+2} y HCO_3^- . En el caso de T3 (Fig. 8.27.C), las concentraciones de los iones Ca^{+2} , Mg^{+2} , Cl^- y SO_4^{2-} son las que aumentan en mayor proporción a lo largo del flujo de evolución, las de Na^+ y K^+ son las que menos se acrecientan, y la concentración de HCO_3^- se mantiene constante.

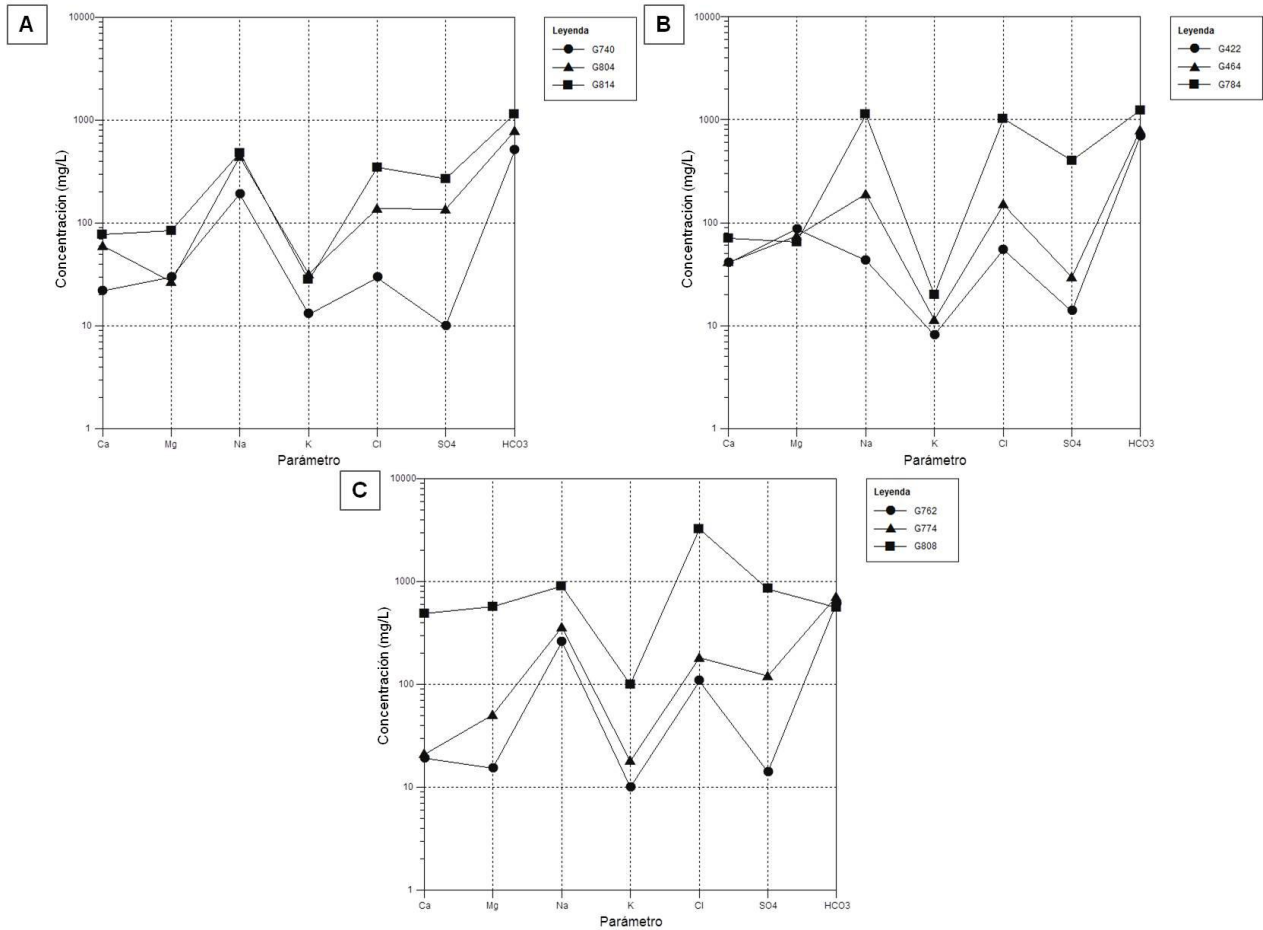


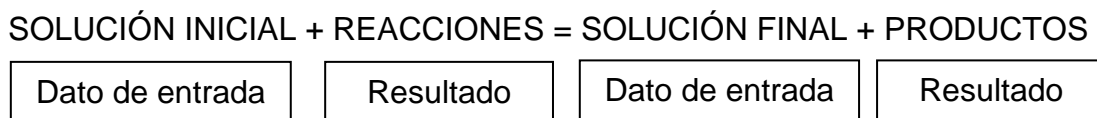
Figura 8.27. Diagramas de Schoeller correspondientes a **A.** Transecta 1 (T1), **B.** Transecta 2 (T2), **C.** Transecta 3 (T3)

8.7. MODELACIÓN HIDROGEOQUÍMICA

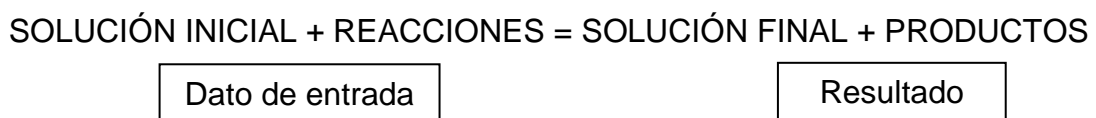
El enfoque de la modelación de un sistema hidrogeoquímico debe tener en cuenta el concepto de equilibrio químico. El mismo se basa en las leyes termodinámicas y permite prever cómo se irá modificando la composición de una solución acuosa en contacto con fases minerales, hasta equilibrarse con ellas, pero no conocer cuánto es el tiempo que se demandará en alcanzar ese equilibrio. Esto constituye una limitación para la aplicación del concepto de equilibrio químico a los procesos naturales (Martínez *et al.*, 2000). Así, el enfoque de la modelación de un sistema hidrogeoquímico dependerá de la relación entre las velocidades de reacción y la velocidad de los procesos de transporte, siendo mejor su aplicación en acuíferos donde predominen los flujos regionales muy lentos.

La simulación hidrogeoquímica numérica se puede clasificar en dos tipos:

1) *Modelación inversa o de balance*, en donde se calculan las reacciones químicas netas que han ocurrido en el medio físico entre dos puntos situados sobre una línea de flujo. Se conoce la composición del agua inicial y final, y una serie de reacciones admisibles obtenidas del modelo hidrogeoquímico conceptual. Los programas computacionales utilizados para este tipo de procesamientos calculan la cantidad de masa transferida entre las distintas fases del medio para cada una de las reacciones especificadas:



2) *Modelación directa*, en la cual se determina la composición del agua durante el transporte, debida a un conjunto de reacciones químicas conocidas y dada un agua inicial de composición también conocida:



Los programas computacionales desarrollados para llevar a cabo estos cálculos son numerosos, encontrándose entre ellos PHREEQC (Parkhurst *et al.*, 1980), BALANCE (Parkhurst *et al.*, 1982), NETPATH (Plummer *et al.*, 1991) y PHREEQC 2.0 (Parkhurst y Appelo, 1999). Este último fue el que se utilizó para realizar la modelación hidrogeoquímica en el área de estudio. En cualquiera de los casos, es necesario lograr un buen grado de conocimiento de las fases minerales presentes en el acuífero y las propiedades de los posibles intercambiadores. Además, es importante haber realizado mediciones que permitan determinar parámetros con los que se pueda estimar el estado redox, la alcalinidad, el pH y la temperatura.

8.7.1. Modelación de procesos hidrogeoquímicos en el sentido del flujo de agua subterránea

8.7.1.1. Metodología

Se realizaron en total nueve modelos inversos a través del software PHREEQC, tres por cada transecta elegida previamente (Tabla 8.5.), cuya localización se muestra en la Figura 8.26, con el fin de determinar los probables procesos que ocurren a lo largo del flujo de evolución del agua subterránea. Para cada primer modelo llevado a cabo en las transectas, se tomó como solución inicial (SI) a una misma muestra de agua de lluvia correspondiente al colector de agua de lluvia LBC (Fig. 8.3.). Para dicha muestra, se simuló un proceso de evaporación mediante modelación hidrogeoquímica directa (por sustracción de agua de la solución), hasta obtenerse un contenido de cloruro que se acerque al contenido de este mismo ión en la muestra de agua subterránea situada en la zona de recarga y tomada como solución final (SF) (pertenecientes a los pozos G740, G422 y G762 en T1, T2 y T3, respectivamente) (Tabla 8.5.). Así, la solución resultante a partir de la simulación de evaporación es la tomada como la composición efectiva del agua de recarga, la cual se infiltra en el acuífero a través de la zona no saturada (ZNS).

La segunda modelación inversa para cada transecta fue realizada tomando como soluciones iniciales a los puntos de muestreo del área de recarga (correspondientes a los G740 en T1, G422 en T2 y G762 en T3) y como soluciones finales a las muestras situadas en la zona de tránsito (de los pozos G804, G464 y G774 en T1, T2 y T3, respectivamente) (Tabla 8.5.). En la tercer y última modelación, estos puntos de muestreo situados en el área de tránsito fueron tomados como soluciones iniciales, mientras que las muestras localizadas en la zona de descarga del área de estudio se utilizaron como soluciones finales (pertenecientes a los pozos G814 en T1, G784 en T2 y G808 en T3) (Tabla 8.5.).

Tabla 8.5. Colector de agua de lluvia LBC y pozos a partir de los cuales se realizó la modelación hidrogeoquímica inversa mediante el software PHREEQC para cada transecta (T) (**SI**: solución inicial, **SF**: solución final)

T	1° modelo		2° modelo		3° modelo	
	SI	SF	SI	SF	SI	SF
1	LBC	G740	G804	G814		
2		G422	G464	G784		
3		G762	G774	G808		

Para los nueve modelos inversos, se aceptó una incertidumbre analítica variable entre el 5 y el 15 %. Las fases minerales: calcita, CO_{2(g)}, yeso, halita, sílice (SiO_{2(a)}), fluorita, hematita, y el intercambio iónico de Ca⁺², Mg⁺², Na⁺, K⁺ y Fe⁺², se tuvieron en cuenta para la realización de la modelación. Las mismas fueron seleccionadas considerando que: 1) el acuífero Pampeano es de tipo freático o libre, 2) la textura de los sedimentos incluye el tamaño arcilla, lo que implica una mayor capacidad de intercambio iónico, 3) el CaCO₃ en secciones aflorantes es abundante, y 4) la existencia de estudios anteriores, como los de Martínez y Bocanegra (2002) en el área de Mar del Plata. En referencia a la halita, esta fase mineral no se encuentra presente en la matriz del acuífero de la zona estudiada. La misma precipita en la zona no saturada por evaporación, incorporándose al agua subterránea durante la recarga. La halita representa entonces una entrada continua desde la ZNS cuando la infiltración lixivia las sales precipitadas (Glok Galli *et al.*, 2014).

8.7.1.2. Resultados

Las tasas de evaporación calculadas en el primer modelo inverso efectuado en cada transecta, a partir de la relación $Cl^-_{G740/G422/G762}/Cl^-_{LBC}$, fueron de 4 para T1, 7,5 para T2 y 14,7 para T3. En cada modelación se obtuvieron como máximo de 1 a 4 resultados, de los cuales fue tenido en cuenta, para el análisis final de cada transecta, el que incluyó más fases. Los mismos se muestran en las tablas 8.6., 8.7. y 8.8., que se corresponden con las transectas 1, 2 y 3, respectivamente; siendo los valores expresados en milimoles por litro (mmol/L).

Tabla 8.6. Valores (mmol/L) obtenidos a partir de las modelaciones inversas realizadas mediante software PHREEQC para la Transecta 1 (T1)

<i>Fase mineral</i>	<i>1° modelo</i>	<i>2° modelo</i>	<i>3° modelo</i>
Calcita	4,98	1,83	1,98
CO _{2(g)}	3,28	2,10	2,34
Yeso	-0,20	1,49	1,23
Halita		3,57	4,91
SiO _{2(a)}		-0,18	-0,40
Fluorita		0,03	-0,06
Hematita		-2,39x10 ⁻³	
CaX ₂	-4,84	-2,59	-2,53
MgX ₂	0,91	-0,15	2,39
NaX	7,67	5,02	0,38
KX	0,19	0,49	-0,10
FeX ₂		-9,56x10 ⁻³	

Tabla 8.7. Valores (mmol/L) obtenidos a partir de las modelaciones inversas realizadas mediante software PHREEQC para la Transecta 2 (T2)

<i>Fase mineral</i>	<i>1° modelo</i>	<i>2° modelo</i>	<i>3° modelo</i>
Calcita	4,26	1,02	3,99
CO _{2(g)}	0,43	0,82	5,91
Yeso	-0,43	0,16	3,87
Halita		2,69	24,62
SiO _{2(a)}			0,99
Fluorita		8,70x10 ⁻³	0,05
Hematita			9,05x10 ⁻⁵
CaX ₂	-3,96	-1,27	-7,19
MgX ₂	3,24	-0,76	-0,44
NaX	1,51	3,97	15,03
KX	-0,05	0,08	0,22
FeX ₂			2,16x10 ⁻³

Tabla 8.8. Valores (mmol/L) obtenidos a partir de las modelaciones inversas realizadas mediante software PHREEQC para la Transecta 3 (T3)

Fase mineral	1° modelo	2° modelo	3° modelo
Calcita	3,07	1,15	-1,52
CO_{2(g)}	-6,29	0,82	-0,73
Yeso	-0,96	1,10	7,66
Halita		2,38	81,86
SiO_{2(a)}		-0,08	-0,87
Fluorita		-5,21x10 ⁻⁴	0,04
Hematita		-0,07	-5,49x10 ⁻³
CaX2	-3,94	-2,21	5,60
MgX2	-0,42	1,37	21,94
NaX	8,95	1,61	-57,19
KX	-0,23	0,20	2,11
FeX2		-0,07	-6,77x10 ⁻⁴

Los modelos con precipitación de yeso (en rojo; Tabla 6, Tabla 7, Tabla 8) no se consideraron válidos y fueron descartados, ya que las muestras se encuentran subsaturadas en dicho mineral. En las tablas 8.6. y 8.7. se observan como principales procesos para T1 y T2, respectivamente, la disolución de calcita y halita, y el intercambio iónico. En éste último, el ión calcio es adsorbido por las superficies de intercambio, mientras que el ión sodio es liberado a la solución, de acuerdo con el orden selectivo de las superficies de intercambio en la evolución geoquímica normal (Chebotarev, 1955). La fuerte adsorción de Ca⁺² observada (entre 2,5 mmol/L y 7,5 mmol/L adsorbidos) permite sustentar la disolución de calcita a lo largo de la evolución hidrogeoquímica de las aguas. Por su parte, la disolución de halita es el proceso que se incluye con el fin de explicar el incremento en la concentración de cloruro en la dirección de flujo. Esto implica un aumento en la salinidad por un mayor tiempo de contacto del agua con la fase mineral, sumado a una entrada continua desde la zona no saturada cuando la infiltración lixivia las sales precipitadas.

En el caso de T3 (Tabla 8.8.), por el contrario, ocurre precipitación de calcita hacia la muestra situada en la zona de descarga (del pozo G808), y al igual que en las demás transectas, se produce disolución de halita, pero en una proporción más notoria. En esta transecta también se evidencia un importante proceso de intercambio catiónico, pero ocurriendo hacia el punto de muestreo

situado en el pozo G808 la liberación a la solución de calcio y magnesio, y la adsorción de sodio en una importante proporción. Como procesos secundarios producidos a lo largo del flujo de evolución del agua subterránea, se observa un valor próximo al equilibrio para la sílice, con una pequeña transferencia de milimoles a la fase sólida en T1 (Tabla 8.6.). La fluorita se incluye en la modelación como fuente de flúor en la solución, manifestándose disolución de la misma en T2 (Tabla 8.7.). La concentración de hierro prácticamente no se modifica a lo largo del flujo, observándose en T3 la adsorción de este ión dentro del proceso de intercambio catiónico y la precipitación de óxido de hierro (Tabla 8.8.).

8.7.2. Estimación de flujos de carbono (C) a través de la modelación hidrogeoquímica

8.7.2.1. Introducción

El ciclo del carbono (C) es el ciclo biogeoquímico mediante el cual el C es intercambiado entre la biósfera, hidrósfera, atmósfera, litósfera y antropósfera de la Tierra. Como resultado, este elemento es distribuido en varios componentes del sistema terrestre denominados “sumideros”. Un sumidero de carbono es un depósito natural o artificial de C que acumula y almacena por un período indefinido algún compuesto químico conformado por este elemento. Las rocas sedimentarias carbonáticas constituyen el sumidero de C más importante (Bolin, 1981; Siegenthaler y Sarmiento, 1993; IPCC, 2001).

Este ciclo del carbono sin límites consiste en dos “circuitos” (Regnier *et al.*, 2013): 1) el del C orgánico, que comienza con la fuga lateral de una parte del carbono orgánico que se fija en la biósfera terrestre por fotosíntesis. Luego, este C se transfiere horizontalmente a través de canales acuáticos hacia la costa y el océano abierto, donde es devuelto a la atmósfera en forma de dióxido de carbono (CO₂); y 2) el del C inorgánico, accionado por la meteorización de rocas carbonáticas y silicoclásticas, proceso que consume el CO₂ atmosférico. Posteriormente, los productos de la meteorización de

cationes, aniones y carbono inorgánico disuelto son transportados hacia el océano, donde parte del CO₂ regresa a la atmósfera a través de la formación de sedimentos oceánicos de composición carbonática (proceso que incrementa la presión parcial de CO₂ -P_{CO2}- en el agua de mar). La parte restante es devuelta por vulcanismo.

El dióxido de carbono es la principal vía de transferencia de C dentro del ciclo biogeoquímico de este elemento. El mismo es generado en los suelos mediante oxidación de la materia orgánica y el proceso de respiración que tiene lugar en las raíces de las plantas. La concentración de CO₂ en la atmósfera es controlada por el proceso de fotosíntesis y la solubilidad de este gas en el agua. En general, el dióxido de carbono liberado a través del proceso de respiración heterotrófica es mayor que su consumo en la fotosíntesis. Esto podría generar un desequilibrio, produciendo una acumulación progresiva de CO₂ en la atmósfera, siendo la solubilidad de dicho gas en agua el factor que lo impide. En un sistema hidrológico, el CO₂ se incorpora a los cuerpos de agua superficial a través del proceso de disolución. Éste puede permanecer disuelto como bicarbonato o ser utilizado por las plantas acuáticas para realizar el proceso de fotosíntesis.

Las alteraciones del ciclo global del dióxido de carbono se enmarcan dentro del llamado "Cambio Ambiental Global" y causan un grave impacto en el clima global debido a las propiedades del CO₂, uno de los principales gases de efecto invernadero (MacCracken y Luther, 1985; Bolin *et al.*, 1986; Mitchell, 1989). Un aumento en la concentración del CO₂ atmosférico conduce a un mayor valor promedio de la temperatura global. En algo más de 200 años, la concentración de dióxido de carbono en la atmósfera ha aumentado desde valores que rondaban los 278 ppm al comienzo de la Era Industrial, en 1750 (IPCC, 2007; Le Quéré *et al.*, 2013), a valores de 391,31 ppm a finales de 2011 (Conway y Tans, 2012). El uso indiscriminado e ineficiente de los combustibles fósiles es considerado la principal fuente de esta tendencia actual (IPCC, 2001), siendo evidente así que tanto los procesos naturales como los antropogénicos están implicados en el calentamiento global (Shepherd, 2011).

Además, se espera que los efectos del cambio climático sobre los ecosistemas reduzcan la capacidad de los sumideros a escala global (Schimel *et al.*, 2001).

8.7.2.2. Antecedentes de balances de C

8.7.2.2.1. Balances de C a escala global

Las “aguas continentales” son ambientes acuáticos situados dentro de las fronteras terrestres. Incluyen al agua subterránea, lagos, ríos, lagunas, arroyos, manantiales, llanuras de inundación, pantanos, ciénagas y marismas. A pesar de que sólo el 1 % de la superficie de la Tierra se supone cubierto por las mismas, su contribución colectiva a los flujos globales de carbono es considerable en comparación con la de los ecosistemas marinos y terrestres (Tranvik *et al.*, 2009). Los ríos y arroyos tienden a estar sobresaturados en dióxido de carbono en comparación con la atmósfera, siendo una fuente de CO₂ atmosférico (Cole *et al.*, 2007).

A escala global, una estimación general de la contribución de las aguas continentales al ciclo del carbono fue realizada por Cole *et al.* (2007). En su publicación, estos autores formularon una ecuación de balance de masas simplificada, con el fin de conocer el destino del C (orgánico e inorgánico) que ingresa en un sistema integrado de aguas continentales:

$$(8.5.) \quad I = G + S + E$$

en donde *I* (“import”): cantidad de carbono que ingresa a los sistemas acuáticos, *G* (“gas”): cantidad de carbono liberado a la atmósfera como CO₂, *S* (“storage”): cantidad de carbono almacenado en los sedimentos, y *E* (“export”): cantidad de carbono transportado a través de las aguas superficiales (Fig. 8.28.A.). La diferencia entre *I* y *E* representa la pérdida neta del carbono de los ecosistemas terrestres, el cual tiene otro destino que no es el de transportarse a través de las aguas superficiales. Si *I* = *E*, las aguas continentales, desde el punto de vista del balance de masas, funcionan como “conductos pasivos

neutrales” (asumiendo que la cantidad de C que entra al sistema es la misma que la que sale al océano) (Fig. 8.28.B.a.). A medida que I pueda exceder a E, lo que se pierde del C terrestre que ingresa al sistema es mayor que lo que se transporta del mismo hacia los océanos, indicando que el mismo se libera a la atmósfera como CO₂ y/o se almacena en los sedimentos. Es decir, las aguas continentales no funcionarían como “conductos pasivos neutrales”, sino que serían un lugar de transformaciones activas (“conductos activos”) (Fig. 8.28.B.b.).

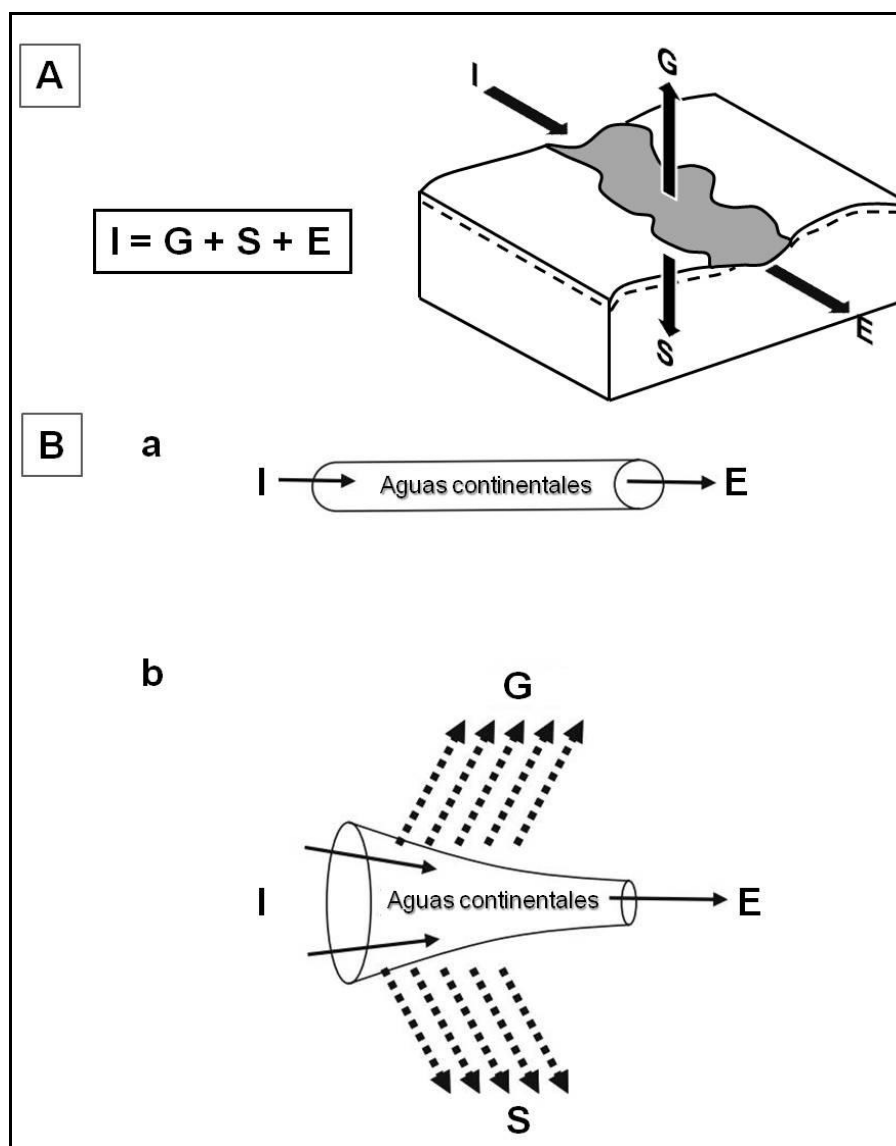


Figura 8.28. A. Esquema gráfico que ilustra la ecuación de balance de masas simplificada (ecuación 8.5.) formulada por Cole *et al.* (2007); B. Aguas continentales funcionando como a. “Conductos pasivos neutrales” ($I = E$), b. “Conductos activos” ($I > E$) (extraído y modificado de Cole *et al.*, 2007)

De este modo, Cole *et al.* (2007) estimaron en su trabajo que las aguas continentales reciben anualmente, a partir de la combinación de fuentes naturales y alteradas antropogénicamente, alrededor de 1,9 petagramos de carbono por año (Pg C/año; Pg: 10^{15} g) (100 %) provenientes del paisaje terrestre (I). De esta cantidad, al menos 0,75 Pg C/año (39,5 %) (posiblemente mucho más) son devueltos a la atmósfera mediante intercambio gaseoso (G), 0,23 Pg C/año (12,1 %) son almacenados en los sedimentos (S), mientras que los 0,9 Pg C/año restantes (48,4 %) son transportados hacia el océano (E), casi en igual proporción como carbono orgánico que inorgánico (Fig. 8.29.A.a.). Así, aproximadamente la mitad del C que ingresa al sistema acuático terrestre llega a los océanos, siendo lo remanente liberado a la atmósfera o almacenado en sedimentos.

Por otro lado, Tranvik *et al.* (2009) estimaron que el total de las emisiones actuales de C desde las aguas continentales a la atmósfera, incluidos los arroyos y algunos lagos utilizados en el balance de Cole *et al.* (2007), puede ser de hasta 1,4 Pg C/año (48,3 %) (G), sin incluir a las llanuras de inundación, los humedales o los coluvios. Del mismo modo, el almacenamiento del carbono en los sedimentos, considerando lagos de mayor superficie y las cifras analizadas de acumulación en pequeños embalses, puede ascender a 0,6 Pg C/año (20,7 %) (S). Dado el transporte anual de 0,9 Pg C (31 %) al océano (E), y teniendo en cuenta la pérdida de C desde las aguas continentales por desgasificación y almacenamiento (un total de 2 Pg C/año), la cantidad total de carbono que ingresa a las aguas continentales desde el entorno terrestre debe estar en el orden de los 2,9 Pg C/año (100 %) (I) (Fig. 8.29.A.b.).

Además, los flujos calculados en el balance global de Battin *et al.* (2009), ya sea del C liberado a la atmósfera como CO_2 o almacenado en los sedimentos, son sustancialmente mayores que aquellos valores publicados por Cole *et al.* (2007), sobre todo debido a una consideración más detallada de los lagos de latitudes altas. Así, teniendo en cuenta las estimaciones realizadas en las aguas tropicales y los humedales, además de la temperatura dependiente de la P_{CO_2} disuelto y de la velocidad de intercambio gaseoso (k), se produciría un

aumento adicional en aquellos flujos liberados a la atmósfera. Esto generaría, a su vez, la necesidad de ajustar el balance de C global.

Las estimaciones de Battin *et al.* (2009) sugieren que el término I de Cole *et al.* (2007) es igual a 2,7 Pg C/año (100 %), de los cuales aproximadamente 0,6 Pg C/año (22,2 %) son almacenados en los sedimentos (S) (Tranvik *et al.*, 2009). En referencia al término G (Cole *et al.*, 2007), los organismos heterótrofos respiran cada año 1,2 Pg del C terrestre (44,4 %) y devuelven el mismo a la atmósfera (G) (Richey *et al.*, 2002; Cole *et al.*, 2007; Battin *et al.*, 2008; Tranvik *et al.*, 2009). De este modo, los 0,9 Pg C/año (33,4 %) restantes son transportados hacia el océano (E) (Cole *et al.*, 2007; Tranvik *et al.*, 2009) (Fig. 8.29.A.c.). Por lo tanto, teniendo en cuenta las últimas estimaciones mencionadas de Tranvik *et al.* (2009) y Battin *et al.* (2009), se observa que aproximadamente un tercio del C que ingresa al sistema acuático terrestre llega a los océanos, siendo lo remanente liberado a la atmósfera o almacenado en sedimentos.

Por su parte, Aufdenkampe *et al.* (2011) estimaron en su trabajo un valor de G (Cole *et al.*, 2007) total para las aguas continentales, cuyas superficies rondan entre los 7,3 millones de km² y los 20,3 millones de km² (lo que equivale a aproximadamente del 5,5 % al 15,2 % de la superficie terrestre), excluyendo a la Antártida y Groenlandia. Estos autores obtuvieron que la cantidad de CO₂ que se libera a la atmósfera es de 3,28 Pg C/año, de los cuales 0,64 Pg C/año provienen de los lagos y embalses (que ocupan de 2,8 millones de km² a 4,5 millones de km²), 0,30 Pg C/año de los ríos con un ancho mayor a los 60-100 m (con un área de 220.000 km² a 360.000 km²), 0,26 Pg C/año de los arroyos con un ancho menor a los 60 m-100 m (que abarcan desde 90.000 km² a 150.000 km²) y 2,08 Pg C/año de los humedales (con un área variable entre 4,2 millones de km² y 15,2 millones de km²). Además, calcularon que la cantidad de C total que se almacena en los sedimentos varía entre los 0,5 Pg C/año a los 1,5 Pg C/año (S).

En un trabajo más reciente, Regnier *et al.* (2013) proporcionaron estimaciones de flujos de carbono para el período 2000-2010 para el denominado “Land-Ocean Aquatic Continuum (LOAC)”. El mismo se puede caracterizar como una sucesión de sistemas biogeoquímicos activos química y físicamente, conectados a través de la capa de agua continua que tiene su origen en los suelos de tierras topográficamente elevadas y culmina en el océano abierto. El carbono se transfiere a lo largo de este LOAC, que es a menudo referido como un “filtro”, ya que no sólo existe transferencia del mismo, sino que también es procesado biogeoquímicamente y almacenado en los sedimentos o intercambiado con la atmósfera como gas de efecto invernadero (CO₂).

En primer lugar, Regnier *et al.* (2013) estudiaron el ingreso de C que reciben anualmente las aguas continentales, ya sea de origen natural o antropogénico, y estimaron un valor de 2,8 Pg C. Éste se compone de 4 flujos: 1) el C derivado del suelo: 1,9 Pg C/año (**F₁**), 2) el C inorgánico proveniente de la meteorización química de rocas carbonáticas y silicoclásticas: 0,5 Pg C/año (**F₂**), y del cual 0,35 Pg C/año derivan de la liberación del CO₂ atmosférico durante dicho proceso, 3) el C orgánico ingresado desde las aguas residuales: 0,1 Pg C/año (**F₄**), y 4) el C fijado fotosintéticamente, que no forma parte de la respiración en las aguas continentales: 0,3 Pg C/año (**F₅**). La erosión física del carbono recalcitrante total, que es el C orgánico no sujeto a liberarse en forma soluble y que resiste a la descomposición, fue también considerada en este trabajo como fuente adicional de C (0,3 Pg C/año).

Posteriormente, partiendo de la cantidad estimada de carbono ingresado a las aguas continentales de 2,8 Pg C/año, y sustrayéndole a la misma las emisiones hacia la atmósfera de metano -CH₄- (0,1 Pg C/año; **F₆**) y CO₂ (1,1 Pg C/año; **F₇**), junto con el flujo de C almacenado en los sedimentos de 0,6 Pg C/año calculados para este sistema (**F₈**), obtuvieron un flujo lateral de carbono transportado desde las aguas continentales hacia los estuarios de 1,0 Pg C/año (**F₉**) (Regnier *et al.*, 2013):

$$(8.6.) F_9 = (F_1 + F_2 + F_4 + F_5) - (F_6 + F_7 + F_8)$$

A su vez, adicionándole al valor de F_9 la cantidad de CO_2 absorbido por la vegetación costera, junto con el C orgánico que entra a los sistemas estuáricos (0,3 Pg C/ año; F_{11}), y restándole la emisión de CO_2 que tiene lugar desde los estuarios hacia la atmósfera de 0,25 Pg C/ año (F_{10}) y el C total almacenado en los sedimentos y la vegetación propia de este sistema de 0,1 Pg C/ año (F_{12}), el resultado representa el C total que es transportado desde los estuarios hacia el ambiente costero (0,95 Pg C/ año; F_{13}) (Regnier *et al.*, 2013):

$$(8.7.) F_{13} = (F_9 + F_{11}) - (F_{10} + F_{12})$$

Finalmente, Regnier *et al.* (2013) consideraron en conjunto al valor de F_{13} y a la absorción de CO_2 calculada en los sistemas costeros de 0,2 Pg C/ año (F_{14}), y le sustrajeron el C total almacenado en los sedimentos costeros de 0,35 Pg C/ año (F_{15}), junto con el valor de C inorgánico disuelto almacenado que puede incrementarse en la columna de agua en hasta 0,05 Pg C/año, debido esto a las emisiones netas de CO_2 antropogénico ocurridas desde la atmósfera hacia las aguas costeras. De este modo, obtuvieron que el C total transportado desde la costa hacia el mar abierto es de 0,75 Pg C/año (F_{16}):

$$(8.8.) F_{16} = (F_{13} + F_{14}) - (F_{15} + 0,05 \text{ Pg C/yr})$$

Al efectuar una comparación entre la investigación de Cole *et al.* (2007), tomada como base en los demás trabajos mencionados anteriormente, y el estudio de Regnier *et al.* (2013), se observó que los primeros autores consideraron sólo dos de las entradas totales de carbono que fueron tenidas en cuenta por Regnier *et al.* (2013) como componentes del C ingresado a los sistemas acuáticos (I): el C derivado del suelo y el transportado desde las aguas continentales hacia los sistemas estuáricos:

$$(8.9.) I_{(Cole \text{ et al., } 2007)} = F_{1(Regnier \text{ et al., } 2013)} + F_{9(Regnier \text{ et al., } 2013)}$$

El término G en el trabajo de Cole *et al.* (2007) se refiere a las emisiones de CO₂ desde las aguas continentales y los estuarios hacia la atmósfera, al igual que en el estudio de Regnier *et al.* (2013):

$$(8.10.) \mathbf{G}_{(Cole\ et\ al.,\ 2007)} = \mathbf{F}_7(Regnier\ et\ al.,\ 2013) + \mathbf{F}_{10}(Regnier\ et\ al.,\ 2013)$$

mientras que el término S (Cole *et al.*, 2007) involucra sólo a uno de los almacenamientos de C que fueron considerados por Regnier *et al.* (2013): el C total almacenado en las aguas continentales :

$$(8.11.) \mathbf{S}_{(Cole\ et\ al.,\ 2007)} = \mathbf{F}_8(Regnier\ et\ al.,\ 2013)$$

Por último, el transporte de C vía agua superficiales (E) estimado por Cole *et al.* (2007) hace referencia al flujo lateral de carbono transportado desde las aguas continentales hacia los estuarios calculado por Regnier *et al.* (2013):

$$(8.12.) \mathbf{E}_{(Cole\ et\ al.,\ 2007)} = \mathbf{F}_9(Regnier\ et\ al.,\ 2013)$$

Así, la ecuación de balance de masas simplificada de Cole *et al.* (2007) para Regnier *et al.* (2013) es igual a :

$$(8.13.) 2,9\ Pg\ C/año\ (100\ \%) = 1,35\ Pg\ C/año\ (45,8\ \%) + 0,6\ Pg\ C/año\ (20,3\ \%) + 1,0\ Pg\ C/año\ (33,9\ \%) \text{ (Fig. 8.29.A.d.)}$$

8.7.2.2.2. Balances de C a escala más local

En un escala más local, las mediciones realizadas sobre 45 ríos principales de Estados Unidos, Brasil, Venezuela, China, Canadá, Alemania, Gambia, Francia, India/Pakistán, Nigeria y Jordania, permitieron estimar un valor para las emisiones globales de CO₂ desde los mismos hacia la atmósfera de alrededor de 0,3 Pg C/año (42,9 %) (G) (Cole y Caraco, 2001). Este es, a su vez, casi tan significativo como el transporte de C orgánico desde los ríos hacia el mar de 0,4 Pg C/año (57,1 %) (E) (Holland, 1995). De este modo, si las

mencionadas estimaciones son correctas, para que lleguen los 0,4 Pg C/año al mar, 0,7 Pg C/año (100 %) deberían ser recibidos por los ríos desde el paisaje terrestre (I) (Cole y Caraco, 2001) (Fig. 8.29.B.). Por otro lado, Richey *et al.* (2002) calcularon que la liberación de CO₂ a la atmósfera desde la cuenca del Amazonas (considerando los grandes ríos y las llanuras de inundación), cuya área es de alrededor de 6 millones de km² (Molinier *et al.*, 1996), es de aproximadamente 0,5 Pg C/año (G). Suponiendo que los flujos de C estimados para dicha cuenca son representativos de los ambientes fluviales de bosques tropicales húmedos de tierras bajas en general (sistemas de humedales y llanuras de inundación), la emisión de CO₂ hacia la atmósfera en los trópicos sería del orden de los 0,9 Pg C/año (G).

Además, teniendo en cuenta que el 92 % de la red fluvial del río Amazonas se compone de pequeños ríos cuyos canales presentan un ancho menor a los 100 m, Rasera *et al.* (2008) estudiaron el papel de los mismos en el intercambio agua-aire del CO₂ y estimaron las tasas de emisión de este gas a la atmósfera (G) en la cuenca del río Ji-Paraná, en la amazonia occidental. Como resultados obtuvieron que: 1) para el curso principal del río Ji-Paraná, la liberación de CO₂ a la atmósfera fue de $2,89 \times 10^{-4} \pm 1,78 \times 10^{-4}$ Pg C/año, 2) la superficie total abarcada por los ríos de la cuenca del río Ji-Paraná (de alrededor de 75.400 km²) emanó a la atmósfera $3,08 \times 10^{-4} \pm 1,88 \times 10^{-4}$ Pg C/año, y 3) en una superficie de $0,3 \pm 0,05 \times 10^6$ km², calculada por los autores para los pequeños ríos presentes en toda la cuenca del Amazonas, los mismos evaden potencialmente hacia la atmósfera $0,17 \pm 0,042$ Pg C/año.

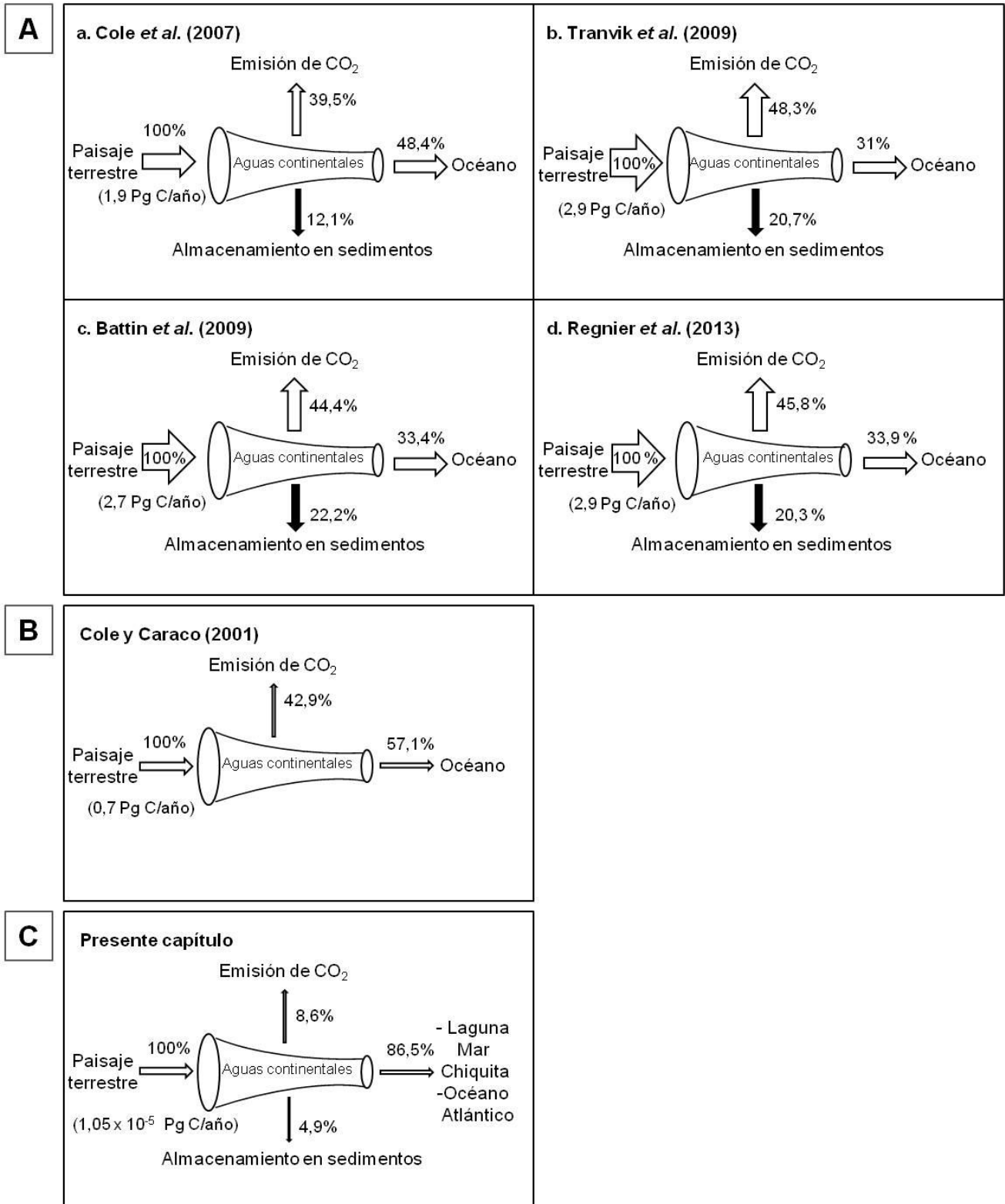


Figura 8.29. Representación de los balances de carbono estimados aplicando el concepto de “conductos activos” para las aguas continentales de Cole *et al.* (2007) (valores representados como % C/año): **A.** A escala global por **a.** Cole *et al.* (2007), **b.** Tranvik *et al.* (2009), **c.** Battin *et al.* (2009), **d.** Regnier *et al.* (2013); **B.** A escala local por Cole y Caraco (2001); **C.** En el presente capítulo

8.7.2.3. Materiales y métodos

Del total de muestras extraídas en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, se eligieron 15 de agua subterránea y 14 de arroyos con el fin de conformar los 15 pares de muestras de agua utilizados para llevar a cabo la modelación hidrogeoquímica. Los mismos fueron seleccionados teniendo en cuenta que los arroyos presentan un comportamiento ganador durante su recorrido en el área de estudio (Sala, 1975; Kruse, 1986; Massone, 2003; Lima, 2012; Glok Galli *et al.*, 2014). Así, cada par se localiza en una línea de flujo de agua subterránea y se compone de una muestra de agua subterránea y una muestra de agua del arroyo en donde la misma se está descargando (Fig. 8.30.). Las muestras de agua subterránea fueron consideradas como soluciones iniciales, mientras que las de los arroyos se tomaron como soluciones de referencia para la modelación directa o soluciones finales para la modelación inversa.

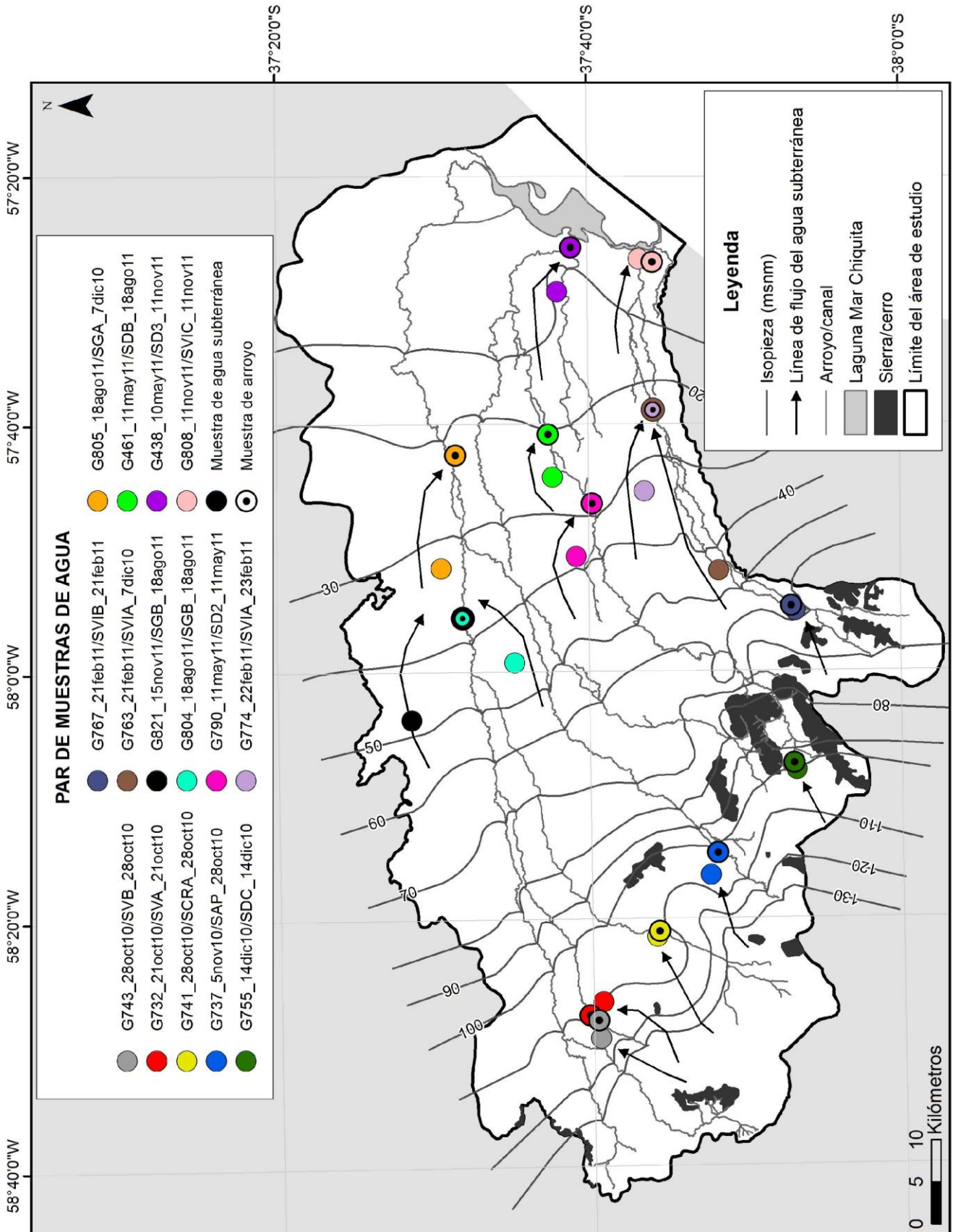


Figura 8.30. Localización de los 15 pares de muestras de agua utilizados para llevar a cabo la modelación hidrogeoquímica a través del software PHREEQC en el área de estudio

8.7.2.3.1. Modelos directos

La alcalinidad de las aguas naturales se debe, casi en su totalidad, al contenido de especies iónicas del C, por lo que sus concentraciones, especiación y reactividad constituyen procesos determinantes en la huella del carbono en sistemas hídricos. Las concentraciones o proporciones relativas de especies de carbonato disueltas, el pH del agua y la P_{CO_2} disuelto son interdependientes. La concentración de un gas en el agua (C_i) en equilibrio con la atmósfera es proporcional a la presión parcial del gas en el aire (P_i), de acuerdo con la Ley de Henry:

$$(8.14.) C_i = K_H P_i$$

$$(8.14.1) C_{CO_2} = K_H P_{CO_2} \text{ (para el } CO_2)$$

siendo K_H : constante de Henry. Así, la P_i se define como:

$$(8.15.) P_i = x_i (P - P_{H_2O})$$

donde x_i : fracción molar del gas en el aire, P : presión atmosférica total y P_{H_2O} : la presión de vapor de agua.

El dióxido de carbono atmosférico ($[CO_{2(g)}] = P_{CO_2}$) al estar en contacto con agua ($CO_{2(aq)}$) conforma el H_2CO_3 , el cual se encuentra en su mayoría en forma de CO_2 disuelto. A su vez, este H_2CO_3 se disocia en dos pasos, liberando un protón (H^+) en cada uno de ellos: primeramente lo hace en H^+ y HCO_3^- , para luego obtener H^+ y CO_3^{2-} . Todas las reacciones del sistema dióxido de carbono y agua son de equilibrio, con su correspondiente constante de equilibrio K . A partir de la ecuación (Appelo y Postma, 1993):

$$(8.16.) [HCO_3^-] = 10^{-7,8} P_{CO_2} / [H^+]$$

y aplicando logaritmos (log), es posible calcular el $\log P_{\text{CO}_2}$ (atm) en el agua, como una función de las $[\text{HCO}_3^-]$ y de $[\text{H}^+]$ presentes en la misma:

$$(8.17.) \log P_{\text{CO}_2} (\text{atm}) = \log [\text{HCO}_3^-] + 7,8 - \text{pH}$$

La ecuación 8.16. muestra que los cambios en la alcalinidad y el pH del agua se corresponden con cambios de la P_{CO_2} , por lo que los cambios químicos en el ciclo del agua modifican el balance de dióxido de carbono.

Cuando el agua se encuentra en presencia de minerales carbonatados, como es el caso del acuífero presente en la zona de estudio (acuífero Pampeano), y con una cierta presión de dióxido de carbono, pueden ocurrir procesos de disolución y precipitación de calcita (CaCO_3) que se resumen en la siguiente reacción:



La disolución de calcita tendrá lugar si una fuente de CO_2 está disponible, mientras que la liberación a la atmósfera de este gas causará la precipitación de la misma (Appelo y Postma, 1993).

Teniendo en cuenta lo mencionado anteriormente, se calcularon en primer lugar los índices de saturación de calcita (IS_{cal}) para todas las muestras de agua utilizando el software PHREEQC (columnas 3 y 4, Tabla 8.9.). Además, para cada muestra de agua subterránea se obtuvo el correspondiente $\log P_{\text{CO}_2}$ (atm) a partir de la ecuación 8.17. (columna 7, Tabla 8.9.), a una temperatura media de 16,3 °C (desviación estándar: 1,0 °C), calculada considerando el promedio de los valores de dicho parámetro en las 15 muestras de agua subterránea. Las mediciones de pH y alcalinidad realizadas “in situ” fueron utilizadas para este propósito.

Posteriormente, se efectuaron 15 modelos hidrogeoquímicas directos también a través del software PHREEQC. En ellos, cada muestra de agua

subterránea tomada como solución inicial (columna 1, Tabla 8.9.) fue puesta en equilibrio con calcita bajo dos condiciones diferentes de P_{CO_2} : condiciones atmosféricas ($\log P_{CO_2} \text{ (atm)} = -3,5$) y a un valor de P_{CO_2} cuyo $\log P_{CO_2} \text{ (atm)} = -3$. Esto último considerando algunas variaciones en la P_{CO_2} debido a la actividad de las algas que habitan los arroyos. Los valores de IS_{cal} (columnas 8 y 10, Tabla 8.9.) y pH (columnas 9 y 11, Tabla 8.9.) modelados para las muestras de los arroyos fueron tenidos en cuenta en el análisis final de estos modelos directos.

En este caso, la modelación hidrogeoquímica directa intenta representar los cambios que ocurren cuando el agua subterránea, normalmente saturada respecto a la calcita (ver apartado 8.6. y Fig. 8.24., presente capítulo) y con valores de $\log P_{CO_2} \text{ (atm)}$ del orden de $-1,5$ debido a la recarga a través de la zona no saturada, descarga en los arroyos. Como resultado de esto, esta agua subterránea descargada es equilibrada a las condiciones atmosféricas ($\log P_{CO_2} \text{ (atm)} = -3,5$) o similares.

Tabla 8.9. Modelación hidrogeoquímica directa. Valores de los parámetros calculados y modelados a través del software PHREEQC en las muestras de agua subterránea (AS) y arroyos (AA). (1) $\log P_{CO_2}$ (atm) = -3; (2) $\log P_{CO_2}$ (atm) = -3,5 (ver explicación debajo de la tabla)

Columna										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Muestra de agua subterránea (AS)	Muestra de arroyo (AA)	IS_{cal} AS	IS_{cal} AA	pH AS	pH AA	$\log P_{CO_2}$ (atm) AS	IS_{cal} modelado AA ⁽¹⁾	pH modelado AA ⁽¹⁾	IS_{cal} modelado AA ⁽²⁾	pH modelado AA ⁽²⁾
G743_28oct10	SVB_28oct10	-0,38	0,76	7,1	8,1	-1,2	1,19	8,7	1,48	9,2
G732_21oct10	SVA_21oct10	0,27	1,51	7,9	9,5	-1,9	1,09	8,8	1,36	9,3
G741_28oct10	SCRA_28oct10	0,09	0,84	7,6	8,3	-1,7	1,13	8,8	1,44	9,2
G737_5nov10	SAP_28oct10	-0,16	1,52	7,4	8,8	-1,5	1,14	8,8	1,44	9,2
G755_14dic10	SDC_14dic10	0,34	1,49	7,6	8,8	-1,5	1,47	8,9	1,71	9,3
G767_21feb11	SVIB_21feb11	0,24	0,75	7,8	8,3	-2,0	1,04	8,7	1,37	9,1
G763_21feb11	SVIA_7dic10	0,25	1,23	7,7	8,5	-1,7	1,27	8,9	1,50	9,3
G821_15nov11	SGB_18ago11	0,08	0,82	7,4	8,3	-1,5	1,35	8,8	1,64	9,2
G804_18ago11	SGB_18ago11	0,33	0,82	7,4	8,3	-1,5	1,55	8,7	1,85	9,2
G790_11may11	SD2_11may11	-0,61	1,36	7,0	8,5	-1,5	0,76	8,4	1,15	8,9
G774_22feb11	SVIA_23feb11	0,41	0,83	8,0	8,3	-2,1	1,08	8,8	1,38	9,1
G805_18ago11	SGA_7dic10	0,35	1,46	7,1	8,9	-1,0	1,93	8,9	2,17	9,3
G461_11may11	SDB_18ago11	0,04	1,13	7,3	8,6	-1,4	1,42	8,8	1,71	9,2
G438_10may11	SD3_11nov11	0,19	1,34	7,5	8,5	-1,6	1,34	8,7	1,65	9,1
G808_11nov11	SVIC_11nov11	0,60	0,79	7,2	8,2	-1,4	1,80	8,5	2,08	8,9
Promedio		0,14	1,11	7,5	8,5	-1,6	1,30	8,7	1,59	9,2

Columna 1: muestras de agua subterránea tomadas como soluciones iniciales

Columna 2: muestras de arroyos tomadas como soluciones de referencia para la validación de los modelos directos

Columna 3: índices de saturación de calcita calculados mediante PHREEQC para las muestras de agua subterránea

Columna 4: índices de saturación de calcita calculados mediante PHREEQC para las muestras de arroyos

Columna 5: valores de pH de las muestras de agua subterránea determinados "in situ" en las campañas de muestreo

Columna 6: valores de pH de las muestras de arroyos determinados "in situ" en las campañas de muestreo

Columna 7: $\log P_{CO_2}$ (atm) de las muestras de agua subterránea calculados a partir de la ecuación: $\log P_{CO_2}$ (atm) = $\log [HCO_3^-] + 7,8 - pH$

Columna 8: índices de saturación de calcita modelados mediante PHREEQC para las muestras de arroyos a un $\log P_{CO_2}$ (atm) = -3

Columna 9: valores de pH de las muestras de arroyos modelados mediante PHREEQC a un $\log P_{CO_2}$ (atm) = -3

Columna 10: índices de saturación de calcita modelados mediante PHREEQC para las muestras de arroyos a un $\log P_{CO_2}$ (atm) = -3,5

Columna 11: valores de pH de las muestras de arroyos modelados mediante PHREEQC a un $\log P_{CO_2}$ (atm) = -3,5

8.7.2.3.2. Modelos inversos

Se realizaron 15 modelos hidrogeoquímicos inversos utilizando el software PHREEQC (Tabla 8.10.), aceptándose una incertidumbre analítica variable entre 5 % y 14 %. Las fases minerales tenidas en cuenta fueron: calcita, $CO_{2(g)}$, yeso, halita, y el intercambio iónico de Ca^{+2} , Mg^{+2} y Na^{+} ; seleccionadas considerando las 4 razones mencionadas anteriormente en el apartado 8.7.1.1. de este capítulo. Como también se explica en el mismo, la halita no está

presente en la matriz del acuífero, sino que representa una entrada continua desde la ZNS por infiltración (Glok Galli *et al.*, 2014).

Los modelos inversos proporcionan la cantidad de C que se transfiere en cada reacción cuando el agua subterránea se descarga en el arroyo. Los estudios regionales en diferentes ambientes pueden ser útiles para mejorar las estimaciones de los flujos globales de C. La comprensión de los procesos locales que involucran la liberación de CO₂ a la atmósfera y la precipitación de carbonato puede ser extrapolada a una escala global, con el fin de estimar los efectos de los cambios en la química del agua dulce.

En el caso del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita en estudio, la sucesión de sistemas biogeoquímicos activos química y físicamente que conforman al LOAC de Regnier *et al.* (2013) (ver apartado 8.7.2.2.1., presente capítulo) comienza en los suelos de las tierras topográficamente elevadas y culmina en el límite entre los sistemas acuáticos continentales y la zona costera (estuarios). Es por esto que se eligió desarrollar un método sencillo de estimación de los flujos de C existentes entre los componentes del ciclo hidrológico del área estudiada y la atmósfera/litósfera (sedimentos). Así, se tomó como base a la ecuación de balance de masas simplificada de Cole *et al.* (2007) (ecuación 8.5.). Por otro lado, la modelación hidrogeoquímica llevada a cabo para dichas estimaciones a través del software PHREEQC no permite la división en distintos tipos de flujos de C, como sí lo hacen Regnier *et al.* (2013) en su investigación para la totalidad del LOAC.

De esta manera, con el fin de estimar el valor anual de carbono que ingresa desde el paisaje terrestre al sistema hidrológico de la zona de estudio (I), se utilizó la siguiente información preexistente: el área del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita de 5.521 km², el promedio de recarga calculado por el método de balance hidrometeorológico de Thornwaite y Matter (1955) (período 1995-2005) de 161,9 mm/año (ver apartado 7.7.1., Capítulo 7), y el valor promedio de la concentración de HCO₃⁻ en la precipitación de 59,9

mg/L (desviación estándar: 47,2 mg/L) (ver apartado 8.3. y Tabla 8.1., presente capítulo). Por lo tanto, la ecuación resultante es:

$$(8.18.) I = [HCO_3^-]_{precipitación} \times recarga \times superficie \text{ del área de estudio}$$

Para la estimación del valor de C anual que es emitido hacia la atmósfera como CO₂ y almacenado en los sedimentos del área en estudio (G y S, respectivamente), se consideró el caudal promedio anual de los arroyos en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita de 35,2 x 10⁶ m³/año (ver apartado 6.7., Capítulo 6). Las fases minerales que incluyen la transferencia de C inorgánico fueron también utilizadas, ya sea como CO₂ liberado o calcita precipitada, para el cálculo de G o S, respectivamente. Hay dos pares de muestras de agua (Par "A" y Par "B") que no fueron usadas para las estimaciones de estos dos términos, ya que presentan valores de calcita y CO₂ que indican condiciones como para ser considerados en forma separada de los otros puntos de muestreo (Tabla 8.10.).

Por su parte, la fracción de C orgánico fue excluida para la estimación de los términos G y S debido a que su concentración en las aguas subterráneas es normalmente baja, oscilando entre 0,1 mg/L y 4 mg/L, mientras que el C inorgánico puede llegar a exceder los 100 mg/L-200 mg/L (Barcelona, 1984). Además, la consideración de la fracción de C orgánico excede las capacidades de PHREEQC, pero el uso de este programa ha sido preferido para desarrollar una metodología sencilla de estimación de flujos de C, ya que es ampliamente conocido y un software libre. En este caso, las ecuaciones resultantes son:

$$(8.19.) G = \Delta CO_2_{liberado} \times caudal \text{ de los arroyos}$$

y

$$(8.20.) S = \Delta Calcita_{precipitada} \times caudal \text{ de los arroyos}$$

Finalmente, conociendo los valores de I, G y S, la cantidad restante de C retenido en equilibrio dentro del sistema o transportado por las aguas subterráneas y superficiales hacia la laguna Mar Chiquita y/o el Océano

Atlántico a través de flujos regionales de agua subterránea, puede ser estimada siguiendo la ecuación:

$$(8.21.) E = I - (G + S)$$

Tabla 8.10. Modelación hidrogeoquímica inversa. Valores de calcita precipitada (-)/disuelta (+) y CO₂ liberado (-)/disuelto (+) obtenidos como resultado mediante el software PHREEQC y expresados en milimoles por litro (mmol/L)

Solución inicial	Solución final	Resultado de la modelación	
		ΔCalcita	ΔCO ₂
mmol/L			
G743_28oct10	SVB_28oct10	1,35	-1,06
G732_21oct10	SVA_21oct10	-0,007	-3,02
G741_28oct10	SCRA_28oct10	0,37	-1,39
G737_5nov10	SAP_28oct10	4,18	1,77
G755_14dic10	SDC_14dic10	-0,004	-1,79
G767_21feb11	SVIB_21feb11	-0,37	-0,82
G763_21feb11	SVIA_7dic10	-1,17	-2,22
G821_15nov11	SGB_18ago11	0,52	-0,58
G804_18ago11	SGB_18ago11	-0,88	-2,1
G790_11may11	SD2_11may11	4,12	2,47
G774_22feb11	SVIA_23feb11	0,28	-0,051
G805_18ago11	SGA_7dic10	-3,22	-7,65
G461_11may11	SDB_18ago11	-2,4	-4,28
G438_10may11	SD3_11nov11	-1,62	-2,65
G808_11nov11	SVIC_11nov11	0,59	-0,35

Par "A": G737_5nov10/SAP_28oct10

Par "B": G790_11may11/SD2_11may11

8.7.2.4. Resultados

Los resultados de las modelaciones hidrogeoquímicas se muestran en las tablas 8.9. y 8.10., en donde los pares de muestras de agua seleccionados se disponen verticalmente ordenados de O a E del área de estudio (Fig. 8.30.)

Para la modelación hidrogeoquímica directa, las muestras de agua subterránea y de arroyos elegidas pueden observarse en las columnas 1 y 2, respectivamente, de la Tabla 8.9. La calcita se encuentra generalmente cercana al equilibrio en las muestras de agua subterránea, con un IS_{cal} promedio de 0,14 (columna 3), pero sobresaturada en las muestras de los arroyos, con un IS_{cal} promedio de 1,1 (columna 4). Este último valor de IS_{cal} se incrementa si el valor del log P_{CO2} (atm) de las aguas subterráneas (promedio: -1,6; columna 7) se reduce. Por lo tanto, el valor promedio de IS_{cal} de los

arroyos es 1,30 cuando el $\log P_{\text{CO}_2}$ (atm) = -3 (columna 8) y 1,59 cuando existe un cambio hacia las condiciones atmosféricas ($\log P_{\text{CO}_2}$ (atm) = -3,5; columna 10).

Por otra parte, los valores promedio de pH determinados "in situ" en las muestras de agua subterránea y de arroyos son iguales a 7,5 (columna 5) y 8,5 (columna 6), respectivamente. A su vez, los valores promedio de este parámetro modelados en las muestras de arroyos son de 8,7 a un $\log P_{\text{CO}_2}$ (atm) = -3 (columna 9) y de 9,2 cuando el $\log P_{\text{CO}_2}$ (atm) = -3,5 (columna 11). Como resultado, tomando en consideración estos dos últimos valores, junto con el pH promedio de las muestras de agua subterránea mencionado de 7,5, se observó un incremento en el valor de pH de alrededor de dos unidades, desde algo superiores a 7 hasta valores de alrededor de 9 (Tabla 8.9.).

Como puede verse en la Tabla 8.10., en la modelación hidrogeoquímica inversa se obtuvieron como resultado dos pares de muestras de agua (resaltados) con altos valores positivos (+) para $\Delta\text{Calcita}$, indicando un importante proceso de disolución de este mineral. Esto se debe, en el caso del Par "A" (ver explicación debajo de la Tabla 8.10.), el cual presenta una $\Delta\text{Calcita}$ = 4,18 mmol/L, a que el mismo se localiza en la zona de recarga del área de estudio. Sin embargo, el Par "B" (ver explicación debajo de la Tabla 8.10.), con una $\Delta\text{Calcita}$ = 4,12 mmol/L, se ubica en la zona de tránsito, pero teniendo las muestras que lo componen valores de CE bajos (419 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 906 $\mu\text{S}/\text{cm}$ para la muestra de agua subterránea y de arroyo, respectivamente), lo que sugiere un proceso de recarga local (paleodunas; ver apartado 5.2.3. y Fig. 5.4., Capítulo 5). Asimismo, los valores positivos (+) de ΔCO_2 correspondientes a estos dos pares de muestras, iguales a 1,77 mmol/L para el Par "A" y a 2,47 mmol/L para el Par "B", indican también la disolución de CO_2 en aguas de zonas de recarga regional y local, respectivamente.

En referencia a los 13 pares de muestras de agua restantes, 5 de ellos se caracterizan por poseer valores positivos (+) de $\Delta\text{Calcita}$, indicando disolución de este mineral (valor promedio: 0,62 mmol/L), mientras que los otros 8 pares

presentan valores negativos (-), sugiriendo un importante proceso de precipitación del mismo (valor promedio: -1,21 mmol/L). Los valores de ΔCO_2 fueron negativos en los 13 casos (valor promedio: -2,15 mmol/L), manifestándose la existencia de procesos de emisión de CO_2 . Estos valores de CO_2 liberado a la atmósfera (2,15 mmol/L) y calcita precipitada (1,21 mmol/L) obtenidos fueron utilizados en los cálculos de los términos G (ecuación 8.19.) y S (ecuación 8.20.), respectivamente.

Como resultado, el valor anual estimado de C que ingresa al sistema hidrológico del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita en estudio desde el paisaje terrestre, obtenido a partir de la ecuación 8.18., es de aproximadamente $1,05 \times 10^{-5}$ Pg C/año (100 %). Del mismo, alrededor de $9,08 \times 10^{-7}$ Pg C/año (8,6 %) son emitidos a la atmósfera como CO_2 (ecuación 8.19.) y de $5,11 \times 10^{-7}$ Pg C/año (4,9 %) son almacenados en los sedimentos cuando la precipitación de calcita ocurre (ecuación 8.20.). Los $9,08 \times 10^{-6}$ Pg C/año restantes (86,5 %) son retenidos en equilibrio dentro del sistema o transportados por las aguas subterráneas y superficiales hacia la laguna costera Mar Chiquita y/o directamente al Océano Atlántico a través de flujos regionales de agua subterránea (ecuación 8.21.) (Fig. 8.29.C.).

La Tabla 8.11. muestra los resultados de los balances de C estimados a diferentes escalas por los autores mencionados previamente, en el apartado 8.7.2.2., junto con los obtenidos en el presente capítulo. Los petagramos de carbono por año se representaron siguiendo la ecuación de balance de masas simplificada formulada por Cole *et al.* (2007) (ecuación 8.5.). Las escalas de trabajo utilizadas en cada estudio son diferentes y, en consecuencia, los valores de caudal de los cuerpos de agua superficiales que fueron comparados son también diversos.

A su vez, puede realizarse una comparación entre las estimaciones llevadas a cabo en el presente capítulo y aquellas publicadas por Rasera *et al.* (2008) (Tabla 8.11.). En este último trabajo, los autores dilucidaron el papel de los pequeños ríos, los cuales conforman la mayor extensión (92 %) de la red fluvial

del río Amazonas, en el intercambio agua-aire del CO₂. Para esto, estimaron las tasas de emisión del CO₂ (término G) en la cuenca del río Ji-Paraná, en la amazonia occidental. Para la superficie total abarcada por los ríos de la cuenca del río Ji-Paraná obtuvieron un valor de G de $3,08 \times 10^{-4} \pm 1,88 \times 10^{-4}$ Pg C/año, el cual podría correlacionarse con el bajo valor de G de $9,08 \times 10^{-7}$ Pg C/año estimado para el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita.

En la cuenca del río Ji-Paraná, el área total ocupada por los ríos de alrededor de 75.400 km² y los valores de sus caudales, de entre 54×10^9 m³/año (período húmedo: 15 enero-15 abril) y 7×10^9 m³/año (período seco: julio-octubre), son mayores que la superficie abarcada por la zona de estudio de 5.521 km² y el valor de caudal promedio anual de los arroyos de $35,2 \times 10^6$ m³/año. Así, considerando el pequeño caudal típico de los arroyos de la Pampa Deprimida, puede ser explicado el porqué de la menor contribución de CO₂ a la atmósfera obtenida en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, en comparación con aquella calculada para la cuenca del río Ji-Paraná. De esta manera, en el área de estudio se produce un incremento de la cantidad de C transportado por el agua subterránea y los arroyos hacia la laguna costera y/o el océano a través de la descarga directa de agua subterránea (término E).

Tabla 8.11. Balances de carbono (C) estimados a diferentes escalas por distintos autores y en el presente capítulo. Los términos **I**, **G**, **S** y **E** fueron tomados del trabajo de Cole *et al.* (2007) y expresados en petagramos (10^{15} g) de C por año (Pg C/año)

Región estudiada/área	Autores	I	G	S	E
		Pg C/año			
Escala global	Cole <i>et al.</i> (2007)	1,9	0,75	0,23	0,9
	Tranvik <i>et al.</i> (2009)	2,9	1,4	0,6	
	Battin <i>et al.</i> (2009)	2,7	1,2		
	Aufdenkampe <i>et al.</i> (2011)		3,28	0,5-1,5	
	Regnier <i>et al.</i> (2013)	2,9	1,35	0,6	1,0
45 ríos principales de 11 países	Cole y Caraco (2001)	0,7	0,3		0,4
Cuenca del Amazonas (-6 x 10 ⁶ km ²)	Richey <i>et al.</i> (2002)		0,5		
Trópicos			0,9		
Área abarcada por los pequeños ríos de la cuenca del Amazonas (0,3 ± 0,05 x 10 ⁶ km ²)	Rasera <i>et al.</i> (2008)		0,17 ± 0,042		
Área de drenaje total de la cuenca del río Ji-Paraná (~75.400 km ²)			3,08 x 10 ⁻⁴ ± 1,88 x 10 ⁻⁴		
Curso principal del río Ji-Paraná			2,89 x 10 ⁻⁴ ± 1,78 x 10 ⁻⁴		
Sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita (5.521 km ²)	Glok Galli (2014)	1,05 x 10 ⁻⁵	9,08 x 10 ⁻⁷	5,11 x 10 ⁻⁷	9,08 x 10 ⁻⁶

Finalmente, extrapolando el comportamiento del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita a la región geográfica completa de la cual forma parte, la cual cubre una superficie de aproximadamente 90.000 km², el balance de masas para el sector de la Pampa Deprimida, resultante de la ecuación 8.5.: $I = G + S + E$, sería igual a:

$$(8.22.) \quad 1,72 \times 10^{-4} \text{ Pg C/año} = 1,49 \times 10^{-5} \text{ Pg C/año} + 8,38 \times 10^{-6} \text{ Pg C/año} + 1,49 \times 10^{-4} \text{ Pg C/año}$$

La cantidad obtenida de C liberado a la atmósfera como CO₂ desde las aguas continentales ($1,49 \times 10^{-5}$ Pg C/año) es menor que la estimada por Rasera *et al.* (2008) para la superficie total abarcada por los ríos de la cuenca del río Ji-Paraná ($3,08 \times 10^{-4} \pm 1,88 \times 10^{-4}$ Pg C/año) (Tabla 8.11.). Esto se debe a que en el ambiente de la Pampa Deprimida las pendientes topográficas extremadamente bajas impiden el desarrollo de una red de drenaje bien definida, dominando los cursos de los arroyos que reciben menores volúmenes

de descarga que los grandes ríos, como aquellos presentes en la cuenca del río Ji-Paraná.

8.8. CALIDAD DE LAS AGUAS PARA RIEGO

Unos de los criterios más importantes que definen la calidad de agua para riego y su asociación con el peligro potencial para los cultivos son la salinidad y la sodicidad (Richards, 1954; Suárez, 1981; Pizarro, 1985; Ayers y Westcott, 1985). La primera determina los efectos de las sales en el crecimiento de los cultivos, en su mayoría osmóticos y relacionados con la concentración total de las mismas. Por su parte, la sodicidad se corresponde con una excesiva cantidad de sodio intercambiable en el suelo. Sobre este último, ambas generan un deterioro en su permeabilidad y estructura.

La conductividad eléctrica y la concentración de Na^+ son dos parámetros fundamentales que definen la aptitud del agua para riego. El alto contenido de sales en el agua de irrigación produce un incremento de la presión osmótica en la solución del suelo, disminuyéndose así la absorción de agua por parte de las plantas, lo que afecta al crecimiento de las mismas (Douchafour, 1984). Asimismo, las altas concentraciones de Na^+ en el agua de riego generan una peligrosidad sódica dada por un aumento de este catión en las posiciones de intercambio de las arcillas, destruyendo la estructura del suelo debido a la dispersión de las mismas (Douchafour, 1984). Como resultado de esto, el suelo se vuelve relativamente impermeable y puede llegar a ser muy difícil su cultivo.

La clasificación de agua para riego propuesta por Richards (1954) considera las peligrosidades sódica y salina a partir del índice RAS (Relación de Adsorción de Sodio) y el valor de CE (expresada en $\mu\text{S}/\text{cm}$), respectivamente. La peligrosidad sódica mide la relación de Na^+ respecto a la del Ca^{+2} , según:

$$(8.23.) \text{RAS} = \text{Na}^+ / \sqrt{(\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2})} / 2$$

donde Na^+ , Ca^{+2} y Mg^{+2} se expresan en miliequivalentes por litro (meq/L).

El diagrama que relaciona la salinidad y el RAS (Richards, 1954) y define la aptitud de riego para las muestras de agua subterránea pertenecientes al sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, ya sea localizadas en la zona de recarga, tránsito o descarga (Fig. 8.21.), se presenta en la Figura 8.31. A su vez, en la Tabla 8.12. se muestran las clases de agua según la CE (Factor "C"), mientras que en la Tabla 8.13. se hace lo propio para el RAS (Factor "S")

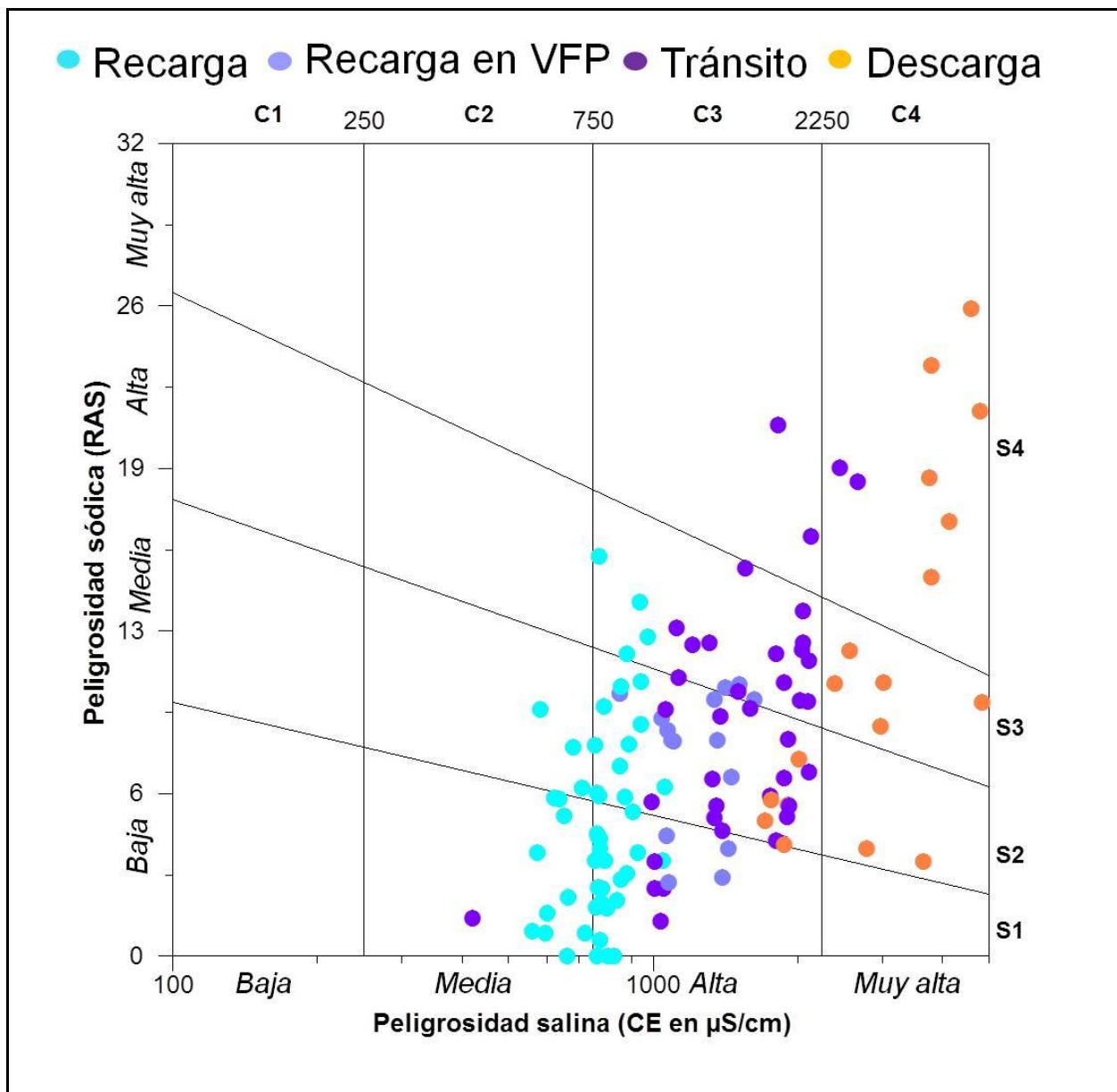


Figura 8.31. Diagrama de peligrosidad sódica (RAS) vs. peligrosidad salina (CE en $\mu\text{S/cm}$) para las muestras de agua subterránea localizadas en las zonas de recarga, tránsito y descarga del área de estudio (VFP: valles de fondo plano) (Richards, 1954)

Tabla 8.12. Clases de agua según la conductividad eléctrica (CE) (Factor “C”)

Clase	Características
Agua de baja salinidad (C1)	Puede utilizarse con cualquier cultivo y en todos los suelos
Agua de salinidad media (C2)	Puede utilizarse en todos los suelos, excepto en los de permeabilidad escasa y en cultivos de tolerancia moderada a la salinidad
Agua de alta salinidad (C3)	No puede utilizarse en suelos de escaso drenaje y en todo caso requiere una vigilancia especial de los niveles de salinidad. Sólo debe emplearse en cultivos tolerantes
Agua de muy alta salinidad (C4)	No puede utilizarse para regar en condiciones normales, pero excepcionalmente puede ser usada en condiciones específicas, como un terreno muy permeable y para cultivos muy tolerantes. En todo caso el riego debe ser excedentario para asegurar un lavado suficiente

Tabla 8.13. Clases de agua según la Relación de Adsorción de Sodio (RAS) (Factor “S”)

Clase	Característica
Agua de bajo contenido de sodio (S1)	Puede utilizarse para el riego en la mayoría de las condiciones
Agua de contenido medio de sodio (S2)	Puede suponer riesgo de toxicidad en algunas condiciones, como por ejemplo suelos de textura fina de alta capacidad de intercambio de bases
Agua de alto contenido de sodio (S3)	Puede producir niveles perjudiciales de sodio de intercambio en la mayoría de los suelos y requiere cuidados especiales de los mismos, como un buen drenaje, lavado abundante y aporte de materia orgánica
Agua de muy altos niveles de sodio (S4)	No es aconsejable utilizarla para riego, salvo en el caso de que posea niveles bajos o medios de salinidad (C1 a C2) y se aporte calcio o yeso al suelo

De esta manera, las zonas de recarga, tránsito y descarga que conforman al sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita pueden clasificarse según su calidad de agua subterránea para riego como (Fig. 8.31.):

- *Zona de recarga*: predomina el agua subterránea de salinidad media-alta y los contenidos de sodio bajos-medios (C2S1, C2S2, C3S1 y C3S2), siendo en general de buena calidad para riego. Dentro de esta zona, en la *zona de recarga en valles de fondo plano* el agua se caracteriza por presentar salinidad alta y tenores de sodio también de bajos a medios (C3S1 y C3S2), resultando de calidad regular para riego;

- *Zona de tránsito*: domina el agua subterránea de salinidad alta y contenidos de sodio medios-altos (C3S2 y C3S3), presentando ésta una calidad de regular a mala para riego;
- *Zona de descarga*: predominan las aguas subterráneas de muy alta salinidad y tenores de sodio altos-muy altos (C4S3 y C4S4), siendo de mala calidad para riego.

8.9. DISCUSIÓN

El modelo de evolución hidrogeoquímica planteado para el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, el cual toma al agua de lluvia como punto de partida, permite explicar la evolución en el contenido iónico del agua subterránea, teniendo en cuenta un equilibrio con calcita en un sistema abierto y procesos de intercambio catiónico. Esto mismo fue considerado también en otros estudios realizados para el acuífero Pampeano (Logan *et al.*, 1999; Bonorino *et al.*, 2001; Martínez y Bocanegra, 2002; Quiroz Londoño *et al.*, 2008; Cabrera, 2009). La presencia de concreciones compactas de calcita diseminadas en la totalidad de la llanura, tiene un impacto significativo en la calidad química del agua.

En la zona de recarga (ambiente geomorfológico de Franja Eólica Periserrana), posteriormente a la infiltración del agua de lluvia, se producen importantes reacciones hacia la zona de descarga (ambiente geomorfológico de Planicie Fluvioeólica) que modifican la composición química del agua subterránea, y que son atribuidas al proceso de evolución geoquímica normal (Chebotarev, 1955). Puede existir cierta dependencia entre las facies hidrogeoquímicas presentes dentro de un área y los valores de pendiente topográficas del paisaje de la misma. Además, se manifiesta una correspondencia entre las zonas de evolución hidrogeoquímica del sector en estudio y la clasificación del agua subterránea para riego, variando su calidad desde buena en la zona de recarga a mala en la zona de descarga.

La Figura 8.32. muestra cómo es la evolución en la composición química del agua subterránea para cada transecta elegida con el fin de obtener un modelo conceptual de la evolución hidrogeoquímica de la misma en el acuífero estudiado (Fig. 8.26.), desde la zona de recarga hacia la de descarga; incluyéndose además la composición del agua de mar. Se observa una evolución geoquímica normal, con un incremento en la salinidad hacia el ambiente de llanura (al noreste), tanto para T1 (Fig. 8.32.A.) como para T2 (Fig. 8.32.B.). En el caso de T3 (Fig. 8.32.C), se manifiesta un proceso de endurecimiento del agua subterránea hacia la zona de descarga, ya que existe un aumento en las concentraciones de calcio y magnesio. Este incremento, dado por el proceso de intercambio catiónico, se produce por la liberación a la solución de 5,60 mmol/L de Ca^{+2} y 21,94 mmol/L de Mg^{+2} , y la adsorción de 57,19 mmol/L de Na^{+} . A su vez, la disolución de calcio genera una sobresaturación del mismo en la solución, precipitando 1,52 mmol/L de calcita (Tabla 8.8.).

La presencia de agua subterránea de tipo bicarbonatada magnésica en el sector OSO (Fig. 8.32.B.: pozo G422) es producto de la infiltración del agua de lluvia en equilibrio con carbonatos y de la disolución de los silicatos menos solubles presentes en el loess Pampeano. El proceso de intercambio catiónico determina la evolución hacia aguas de tipo bicarbonatada sódicas (Fig. 32.A.: pozos G740, G804 y G814; Fig. 32.B.: G464; Fig. 32.C.: G762 y G774), o cloruradas sódicas (Fig. 32.B.: G784). El agua sería más magnésica que cálcica, dado que la concentración de Ca^{+2} está limitada por el IS_{cal} .

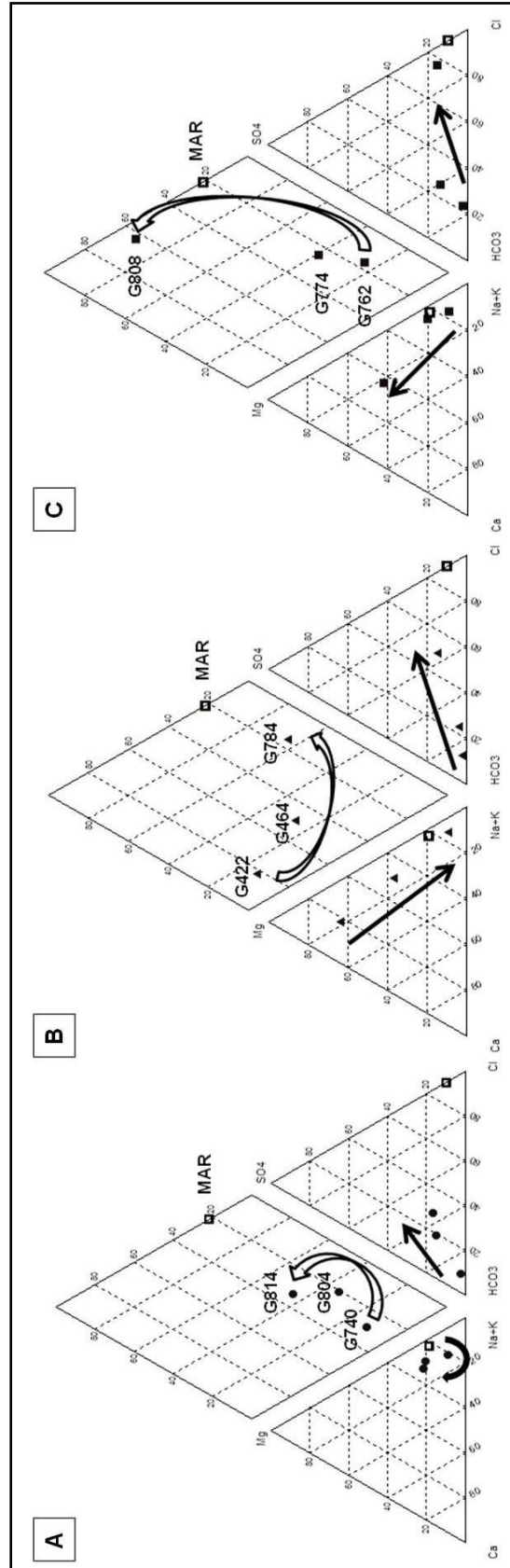


Figura 8.32. Diagramas de Piper mostrando la composición de las muestras del agua subterránea del área de estudio y del agua de mar: **A.** Transecta 1 (T1), **B.** Transecta 2 (T2), **C.** Transecta 3 (T3)

La composición aniónica del agua subterránea es modificada por el control del equilibrio del carbonato en el carbono inorgánico disuelto, y por otra parte, mediante la incorporación de sales solubles presentes en forma pulverulenta en la matriz del loess Pampeano (especialmente NaCl, CaSO₄ y Na₂SO₄), que son producto de la evaporación del agua en la zona no saturada. Así, se presentan composiciones cloruradas sódicas en algunos puntos de la zona de descarga (Massone *et al.*, 2005). La disolución de halita obtenida como resultado en la modelación hidrogeoquímica para las tres transectas (Tabla 8.6., Tabla 8.7., Tabla 8.8.), es el proceso que se introduce para explicar ese aporte de NaCl y el incremento en la concentración de cloruro en el sentido del flujo. De este modo, los valores de conductividad eléctrica aumentan en el pasaje hacia el ambiente de llanura, en dirección noreste (Lima, 2012; Glok Galli *et al.*, 2011). Esto se corroboró al graficar los valores de conductividad eléctrica vs. los de nivel freático para 87 muestras de agua subterránea que cuentan con ambos valores medidos (Fig. 8.33.). Se observa un mejor ajuste a una línea de tendencia potencial, cuya ecuación es $y = 5.926,8x^{-0,411}$ y valor de $R^2 = 0,5009$. En general, se manifiesta un aumento en la CE a medida que el valor de nf decrece, localizándose hacia el ambiente geomorfológico de Planicie Fluvioeólica los valores de nivel freático más cercanos a la superficie.

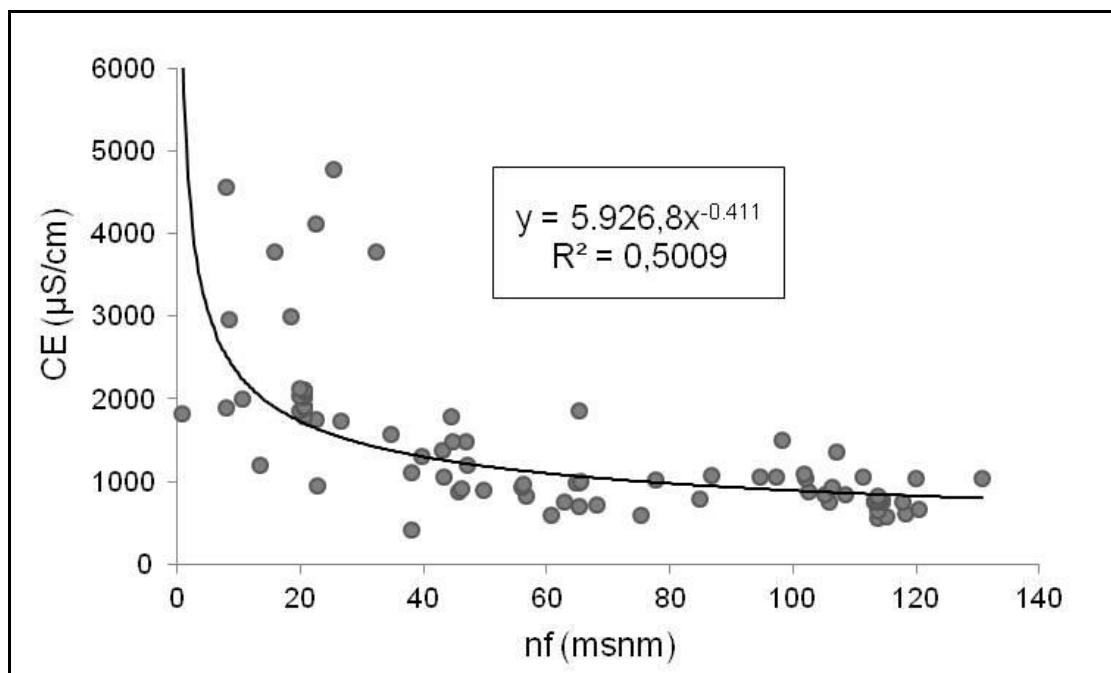


Figura 8.33. Gráfico de CE (µS/cm) vs. nf (msnm)

Con respecto a los procesos secundarios que tienen lugar a lo largo del flujo de evolución del agua subterránea, la sílice amorfa, que tendría su origen en la disolución del vidrio volcánico presente en el loess Pampeano (Teruggi, 1954), alcanza su saturación en T1 (Tabla 8.6.). El incremento de flúor en T2 (Tabla 8.7.) simulado como disolución de fluorita, en realidad podría también derivar de la disolución de los vitroclastos de la ceniza volcánica distribuida en los sedimentos del acuífero Pampeano (Kruse y Ainchil, 2003), o de la disolución de fluorapatita (Borgnino *et al.*, 2013). Por último, los bajos valores observados en la Tabla 8.8. para T3, en referencia a los procesos de adsorción de hierro y precipitación de óxido de hierro, indican que prácticamente la concentración de este ión a lo largo del flujo de evolución del agua subterránea no se modifica, estando limitada por las condiciones oxidantes.

Como observaciones particulares, pueden citarse las siguientes observaciones hidrogeoquímicas:

- Los mayores valores de pH al O, SO y S se vincularían con la presencia de la Paleosuperficie Tandil (ver apartado 4.3.3.1., Capítulo 4), caracterizada por una capa continua de tosca formada por una alta proporción de CaCO_3 .
- Las mayores concentraciones de Cl^- , junto con la liberación de Ca^{+2} y Mg^{+2} y adsorción de Na^+ en una importante proporción en las muestras de aguas subterráneas ubicadas en las cercanías de la boca de la laguna costera Mar Chiquita, serían consecuencia de la infiltración de agua salada en fenómenos de mareas altas en sicigias (Carol *et al.*, 2009).
- Los contenidos de nitrato disminuyen en la dirección del flujo de agua subterránea como consecuencia de la dispersión, siendo su origen antropogénico predominante en la zona de lomadas periserranas, donde la actividad agrícola es la sobresaliente.
- Para la dureza total y la mayoría de los iones analizados, los valores aumentan hacia el sector NE. Esto se relaciona con la transición a un ambiente geomorfológico de escurrimiento impedido, drenado por el canal 5 (ver Fig. 6.1., Capítulo 6), en el cual las muy bajas pendientes topográficas y el lento movimiento del agua subterránea favorecen la concentración de los iones. Este sector ya presenta características propias de la cuenca del Salado.

Para el área de estudio, los resultados obtenidos a partir de los modelos hidrogeoquímicos directos presentan un mejor ajuste a los valores de los parámetros modelados al exponer el valor de $\log P_{\text{CO}_2} \text{ (atm)} = -1,6$ del agua subterránea a un $\log P_{\text{CO}_2} \text{ (atm)} = -3$. Esto podría deberse a la actividad de las algas que habitan los arroyos de la zona estudiada, que permite el mantenimiento de una presión parcial de CO_2 algo mayor que la P_{CO_2} en la atmósfera ($\log P_{\text{CO}_2} \text{ (atm)} = -3,5$). Además, las muestras de agua subterránea se encuentran generalmente cercanas a las condiciones de equilibrio con calcita. El proceso de precipitación de este mineral es cinéticamente más lento que el de difusión del gas, lo que genera una sobresaturación del agua superficial en esta fase. La misma estuvo acompañada de un incremento del pH de aproximadamente 2 unidades, debido a la disminución de la P_{CO_2} .

El balance local de carbono correspondiente fue realizado analizando los modelos hidrogeoquímicos inversos obtenidos, con el fin de estimar la contribución anual de las aguas continentales del área bajo estudio al ciclo del C. Del mismo, puede concluirse que del 100 % del C que ingresa anualmente al ciclo hidrológico desde el paisaje terrestre en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita (I), alrededor del 8,6 % es liberado a la atmósfera como CO_2 (G) y del 4,9 % es almacenado en los sedimentos (S). El 86,5 % restante es retenido en equilibrio dentro del sistema o transportado por las aguas subterráneas y superficiales hacia la laguna costera Mar Chiquita y/o directamente al Océano Atlántico mediante flujos profundos (regionales) de agua subterránea (E) (Fig. 8.29.C.).

El paisaje extremadamente llano del área de estudio minimiza el escurrimiento superficial, siendo éste en promedio igual al 6,7 % del total de la precipitación (ver apartado 6.7., Capítulo 6), e incrementándose de este modo la importancia de los flujos de agua subterránea. Así, se reduce la descarga del agua de los arroyos dentro de la laguna y, en consecuencia, la transferencia de masas hacia la atmósfera y el almacenamiento en los sedimentos. Además, puede observarse que cuando los valores de los caudales de los cuerpos de

agua superficial son menores, las cantidades de CO₂ liberado a la atmósfera y de C acumulado en los sedimentos son más pequeñas.

HIDROLOGÍA ISOTÓPICA

9.1. INTRODUCCIÓN GENERAL

La aplicación de técnicas isotópicas en estudios de la dinámica del agua subterránea en sistemas hidrológicos ha demostrado ser otra importante herramienta en la validación y ajuste de modelos conceptuales. Los procesos físicos y los fenómenos meteorológicos, ambos responsables del transporte de agua en las diferentes fases del ciclo hidrológico, producen un fraccionamiento isotópico que puede ser usado como base para obtener conclusiones sobre su origen y comportamiento. Esto permite definir, entre otros aspectos, las relaciones entre las aguas superficiales y subterráneas, zonas de recarga y descarga, y tiempos de residencia del agua en los acuíferos (Fontes, 1980; Mazor, 1991; Clark y Fritz, 1997; Cook y Herczeg, 1999; Geyh, 2000).

Los isótopos se clasifican en *estables*, con una vida media superior a los 3.000 millones de años, y *radioactivos*, los cuales se desintegran emitiendo radiaciones y cuya vida media es inferior a los 3.000 millones de años. El hidrógeno tiene dos isótopos estables, Protio (^1H) y Deuterio (^2H), mientras que el oxígeno cuenta con los isótopos estables oxígeno 16 (^{16}O), oxígeno 17 (^{17}O) y oxígeno 18 (^{18}O). El agua se compone mayoritariamente de la combinación molecular de ^1H y ^{16}O ($^1\text{H}_2^{16}\text{O}$). Aparte de esta especie, existen otras más pesadas que incorporan átomos de ^2H , ^{17}O , ^{18}O , u otras combinaciones de estos isótopos. Como el ^{17}O es el isótopo minoritario de los tres correspondientes al oxígeno, es tan poco abundante que se mide con mayor incertidumbre que el ^{18}O . Es por esto que en hidrología se utiliza la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, la cual ofrece mayor contraste y facilidad de medición. Respecto a los isótopos del hidrógeno, se usa el valor de la relación $^2\text{H}/^1\text{H}$ (Clark y Fritz, 1997; Mook, 2002).

El término *fraccionamiento isotópico* se refiere a la desigual distribución de las tres especies moleculares predominantes en las fases de un sistema binario, tal como el líquido-vapor o líquido-sólido. La razón de dicho fraccionamiento es que estas especies presentan diferencias en sus características físicas y químicas, como consecuencia de sus diferencias de masas. Esta característica hace posible la utilización de los isótopos como trazadores y que sus variaciones indiquen efectivamente los procesos hidrológicos que tienen lugar en una zona determinada (McDonnell y Kendall, 1992).

El contenido de un isótopo en una muestra de agua se establece de acuerdo a una relación isotópica (R), la cual está definida por la siguiente expresión:

$$(9.1.) R = \frac{\text{Número de moléculas del tipo } ^1\text{H}_2^{18}\text{O}}{\text{Número de moléculas del tipo } ^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}}$$

los valores relativos de la relación isotópica de los diferentes tipos de agua suelen expresarse en forma de desviaciones isotópicas (δ), las cuales representan las desviaciones relativas con respecto al valor estándar (Mook, 2002). Para los isótopos estables del agua el estándar utilizado es el “Vienna Standard Mean Ocean Water” o “V-SMOW” (Gonfiantini, 1978).

Craig (1961) definió la Línea Meteorica Global (LMG) a través de la correlación entre la composición isotópica del hidrógeno y oxígeno de 400 muestras tomadas en ríos, lagos, lagunas, nieve y agua de lluvia alrededor de la Tierra. Este autor encontró que la mayoría de las muestras, excepto las colectadas en lagos y lagunas, se situaban alrededor de una recta. Dicha línea representa la variación en las desviaciones isotópicas de ^2H y ^{18}O de una masa de agua que experimenta evaporación en condiciones de no equilibrio (Plata, 1979). En la actualidad, esta recta es usada como referencia gráfica de diversos trabajos en hidrología isotópica, siendo definida por la ecuación:

$$(9.2.) \delta^2\text{H} \text{‰} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10 \text{‰}$$

9.2. METODOLOGÍA

Para determinar el contenido isotópico (^2H y ^{18}O) del agua que recarga al acuífero Pampeano en estudio, función de entrada del sistema, y construir la Línea Meteorica Local (LML) del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, se utilizaron en total 85 muestras compuestas mensuales de agua de lluvia, tomadas entre 2007 y 2013. Las mismas se corresponden con los colectores de agua de lluvia LBC ($37^{\circ}45'47,4''$ S, $58^{\circ}17'51,7''$ O; 121,5 metros sobre el nivel del mar -msnm-) y LMP ($38^{\circ}0'20,3''$ S, $57^{\circ}34'16''$ O; 15,1 msnm), instalados en la Estación Experimental del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) Balcarce (EE INTA Balcarce) y en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de Mar del Plata (dentro del área de Mar del Plata y alrededores; Sala *et al.*, 1980), respectivamente. Además, se usaron muestras de precipitación tomadas del colector de agua de lluvia LSM ($37^{\circ}47'18,9''$ S, $58^{\circ}50'50''$ O, 183,8 msnm), ubicado en la localidad de San Manuel, a una distancia aproximada de 40 km de LBC, dentro de la cuenca del río Quequén Grande (Quiroz Londoño *et al.*, 2013) (Fig. 9.1.). Todos estos colectores pertenecen a una red propia operada por el Grupo de Investigación en el cual se desarrolló la presente tesis.

Con respecto al agua superficial, se recolectaron y analizaron isotópicamente 10 muestras pertenecientes a la laguna Mar Chiquita y 18 muestras correspondientes (de N a S) a los arroyos Grande, El Verano o Bachicha, Crespo o Guaranguyú, Pantanoso, Dulce, Vivoratá, y también al canal 7. Para el caso del agua subterránea, la recolección y el análisis se efectuaron en 111 muestras extraídas de pozos de abastecimiento domiciliario, molinos, pozos de riego y piezómetros perforados durante el proyecto en el que se enmarcó este estudio, en la EE INTA Balcarce y en la localidad de Vivoratá (Fig. 9.1.). De éstas, 8 se sitúan en el área de Mar del Plata y alrededores (Sala *et al.*, 1980) y fueron tenidas en cuenta para lograr una caracterización isotópica más completa al S del área de estudio. Todas las muestras se colectaron en botellas de plástico de 50 mL ó 100 mL.

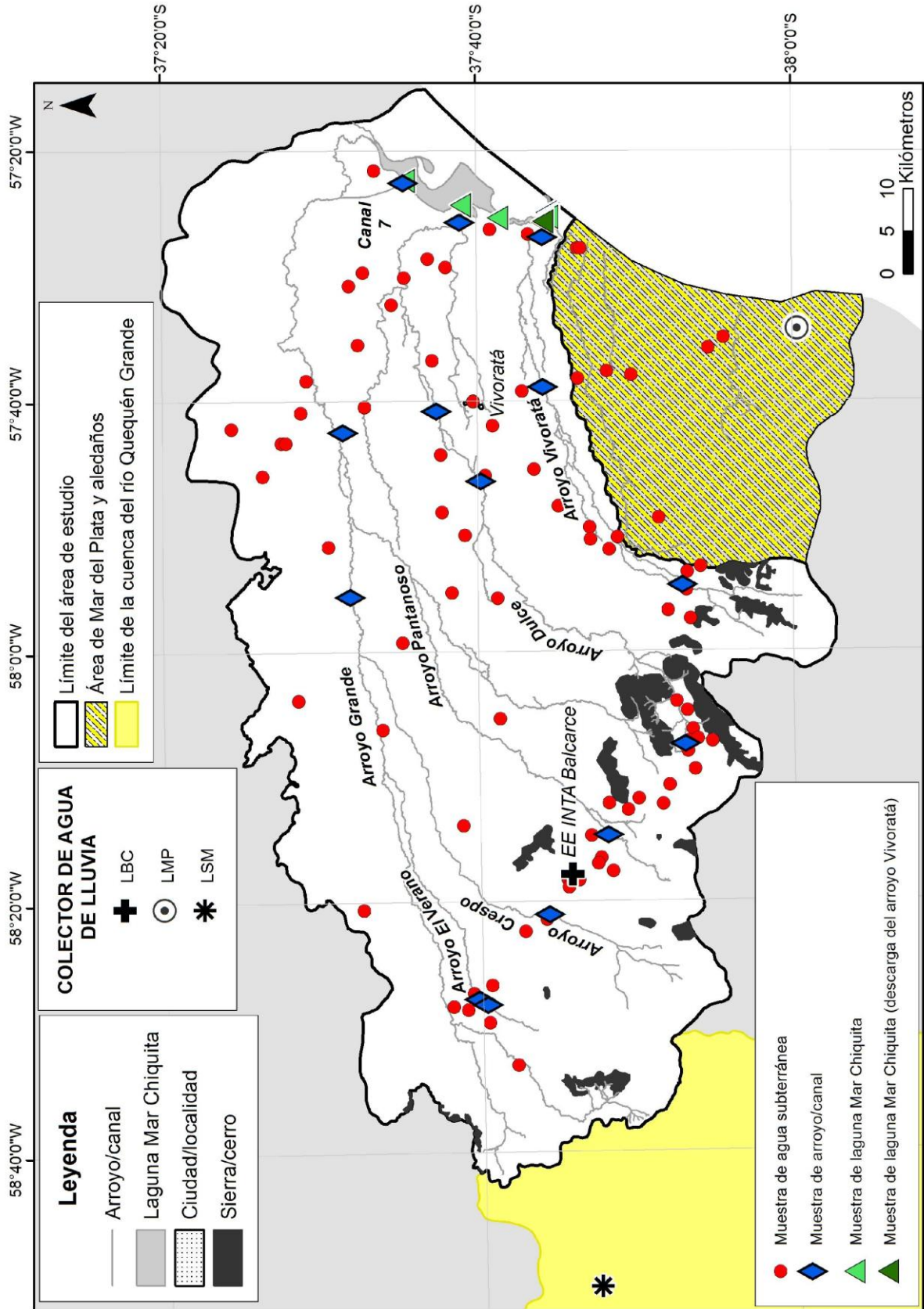


Figura 9.1. Mapa de localización de los sitios de muestreo y colectores de muestras compuestas mensuales de agua de lluvia en el área de estudio

Los colectores de agua de lluvia y puntos de muestreo se localizaron mediante el Sistema de Posicionamiento Global (GPS) Garmin eTrex Vista. El mapa de isovalores para la identificación de diferentes sectores según el contenido de oxígeno 18 en el agua subterránea se construyó a partir de la herramienta de Sistemas de Información Geográfica (SIG) ArcGis 10.1. (ESRI, 2012). El mismo se realizó interpolando a través de la herramienta “Spline” (ver apartado 8.2., Capítulo 8). Con el objetivo de facilitar el manejo e integridad de toda la información obtenida, se realizó el ingreso de todos los datos al SIG del proyecto.

Los isótopos ambientales ^2H y ^{18}O fueron determinados mediante espectroscopia láser (Lis *et al.*, 2008), utilizando un “DLT-100 Liquid-Water Isotope Analyzer” de inyección automatizada, desarrollado por “Los Gatos Research”. Los análisis se llevaron a cabo en el Laboratorio de Hidroquímica e Hidrología Isotópica del Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario, Universidad Nacional de Mar del Plata. Los resultados son expresados como desviaciones isotópicas en valores en permil (‰):

$$(9.3.) \delta = 1.000 (R_s - R_p) / R_p \text{ ‰}$$

donde: s : muestra, p : referencia internacional, R : relación isotópica (ecuación 9.1.). La referencia utilizada es V-SMOW (Gonfiantini, 1978). El valor de δ puede ser positivo o negativo, según la muestra tenga una relación isotópica mayor o menor que el patrón V-SMOW. Se deduce que en el primer caso la muestra está enriquecida en el isótopo raro respecto al estándar, mientras que si el valor de δ es negativo, el agua de la muestra está empobrecida respecto a la referencia estándar. Las incertidumbres fueron $\pm 2,0 \text{ ‰}$ para $\delta^2\text{H}$ y $\pm 0,20 \text{ ‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$. Los resultados isotópicos de todas las muestras se compilan en el Anexo 2.

9.3. CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA

Los resultados de las determinaciones isotópicas efectuados en 111 muestras de agua subterránea, 18 muestras de arroyos, y 10 muestras de la laguna Mar Chiquita fueron representados en un diagrama convencional $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$, junto con la LMG y la LML. Esta última fue construida a partir de la información isotópica de 85 muestras compuestas mensuales de precipitación, correspondientes a los colectores de agua de lluvia (de O a E) LSM, LBC y LMP (Fig. 9.1.). Está dada por la ecuación $\delta^2\text{H} \text{‰} = (8,35 \pm 0,21) \delta^{18}\text{O} + (16,82 \pm 1,25) \text{‰}$, cuyo valor de $R^2 = 0,9454$. La composición del agua de lluvia, pesada por la cantidad de precipitación, varía entre $-91,4 \text{‰}$ y $15,4 \text{‰}$, con un valor promedio ponderado de $-29,7 \text{‰}$ y una desviación estándar de $19,1 \text{‰}$ para el $\delta^2\text{H}$; y entre $-11,60 \text{‰}$ y $-0,76 \text{‰}$, con un promedio ponderado igual a $-5,49 \text{‰}$ y una desviación estándar de $2,29 \text{‰}$ para el $\delta^{18}\text{O}$. En adición, se obtuvieron las líneas de tendencia para los arroyos y la laguna Mar Chiquita (Fig. 9.2.). Todas las ecuaciones de las líneas de tendencia fueron calculadas mediante regresión ortogonal.

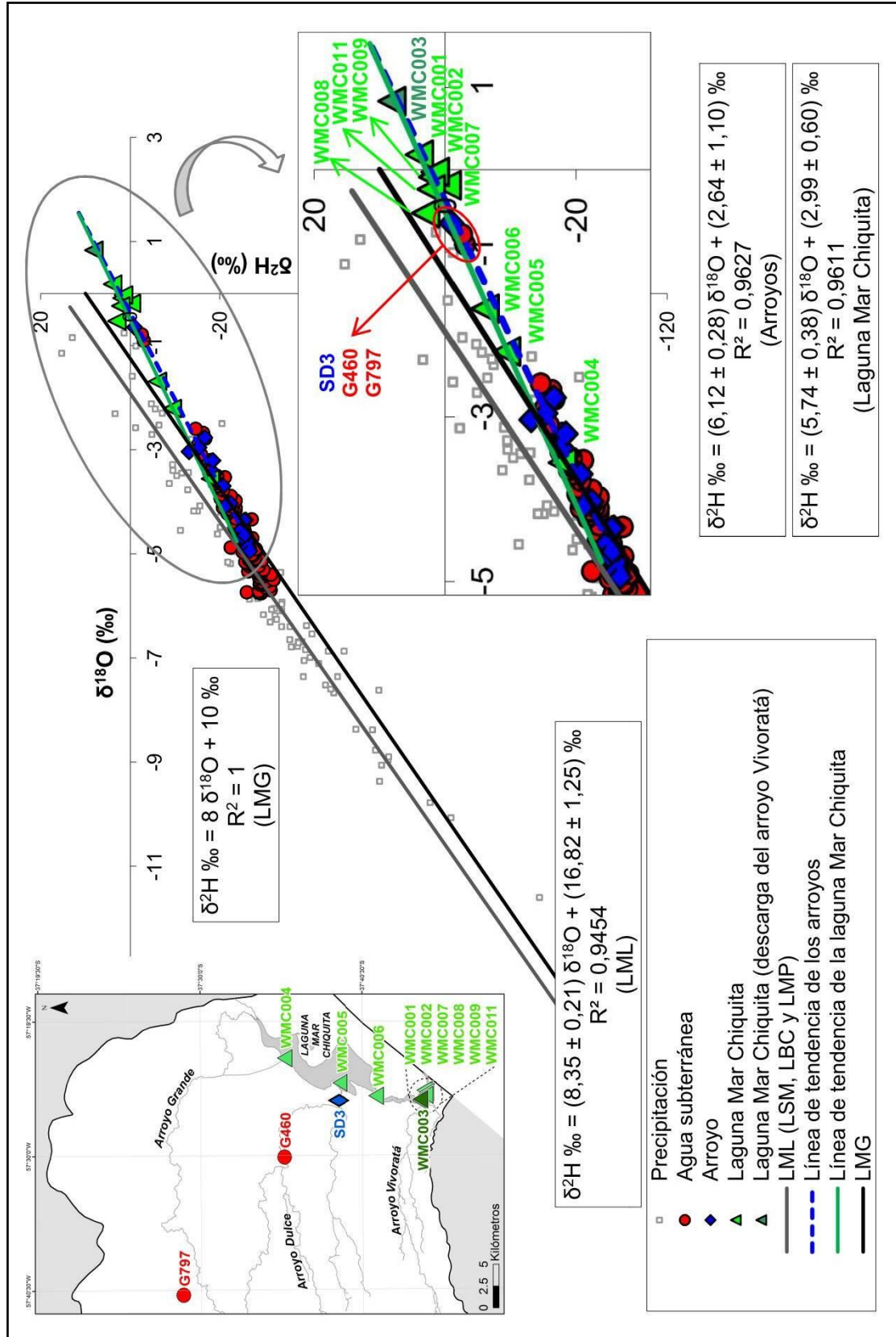


Figura 9.2. Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) de la precipitación, agua subterránea, arroyos y la laguna Mar Chiquita en el área de estudio (LMG: Línea Meteórica Global, LML: Línea Meteórica Local)

En el gráfico de la Figura 9.2. se observa un agrupamiento en las muestras de agua subterránea, mostrando una composición de isótopos estables relativamente constante, cercana a los contenidos isotópicos promedio de la precipitación. Esto sugiere la presencia de un sistema bien mezclado a partir del agua de lluvia, confirmando el origen de la recarga al acuífero a partir de la misma mencionado en el apartado 7.2. del Capítulo 7. Además, puede verse que hay dos muestras dispuestas a lo largo de la línea de tendencia de los arroyos (correspondientes a los pozos G460 y G797) que presentan valores enriquecidos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$. La información que brindan los isótopos estables en el agua subterránea puede proporcionar una determinación fiable del área de recarga (Clark y Fritz, 1997), pero en la zona estudiada los efectos de altitud y continentalidad no son observados, por lo que la desviación isotópica no provee diferencias suficientes como para ser utilizada para este propósito en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita (Glok Galli *et al.*, 2014).

El agua subterránea se caracteriza por valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ que varían entre -32,0 ‰ y -2,6 ‰, y -5,76 ‰ y -0,79 ‰, respectivamente. El valor promedio de $\delta^2\text{H}$ es igual a -24,9 ‰, con una desviación estándar de 4,8 ‰; mientras que el promedio de $\delta^{18}\text{O}$ es igual a -4,65 ‰, con una desviación estándar de 0,89 ‰. La distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ en el agua subterránea del sector en estudio se ilustra en la Figura 9.3. De la superficie total del mismo, el 39,1 % es abarcado por los contenidos más empobrecidos de dicho parámetro (entre -5,76 ‰ y -5,00 ‰), el 42,8 % por valores entre -5,00 ‰ y -4,30 ‰, el 17,5 % por contenidos entre -4,30 ‰ y -3,30 ‰, mientras que el 0,6 % restante se corresponde con los mayores valores (entre -3,30 ‰ y -0,79 ‰). De esta manera, se manifiesta en general un enriquecimiento de $\delta^{18}\text{O}$ en la dirección SO-NE.

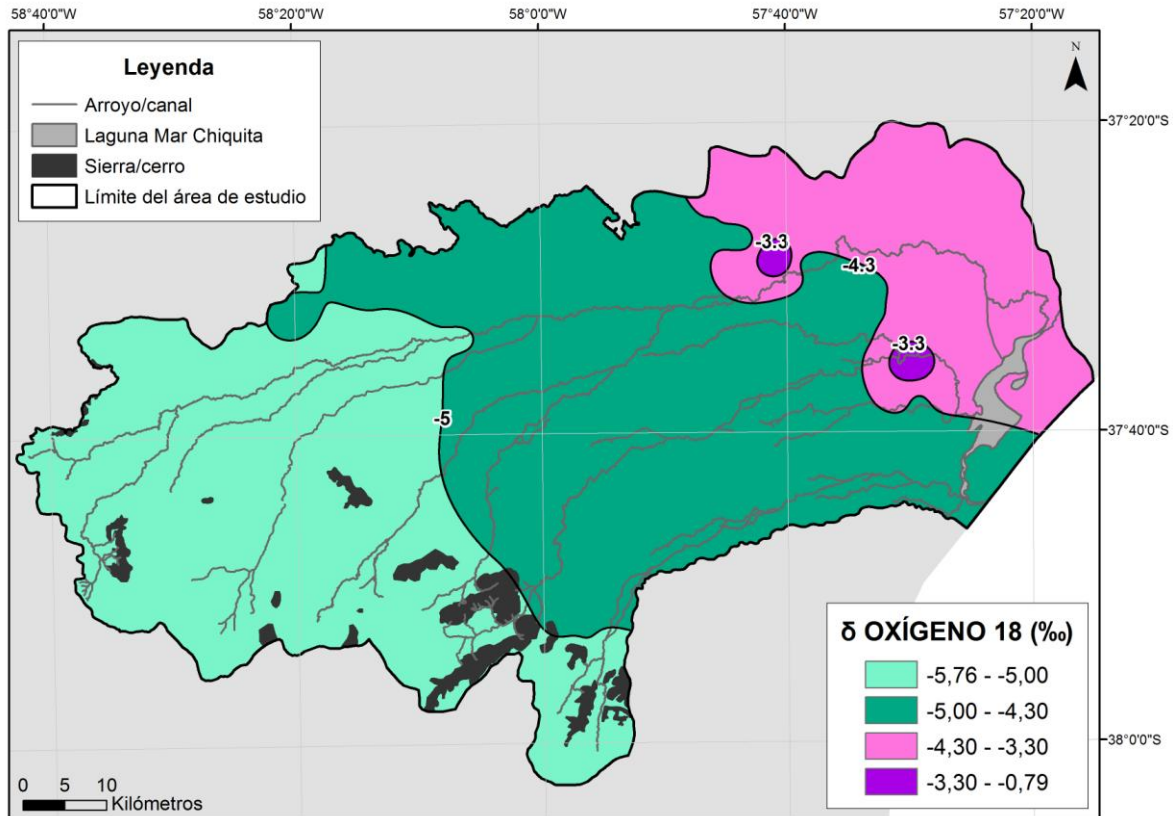


Figura 9.3. Distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) en el agua subterránea del área de estudio

La composición isotópica de los arroyos es similar a la del agua subterránea, aunque presentando un menor agrupamiento (Fig.9.2.). Los valores de $\delta^2\text{H}$ son variables entre $-26,7\text{‰}$ y $-0,9\text{‰}$, con un promedio de $-20,7\text{‰}$ y una desviación estándar de $6,5\text{‰}$. Por su parte, los contenidos de $\delta^{18}\text{O}$ varían entre $-4,95\text{‰}$ y $-0,65\text{‰}$, con un promedio igual a $-3,82\text{‰}$ y una desviación estándar de $1,06\text{‰}$. Además, en la Figura 9.2. se observa que algunas muestras se ubican a lo largo de la línea que se corresponde con la ecuación $\delta^2\text{H}\text{‰} = (6,12 \pm 0,28) \delta^{18}\text{O} + (2,64 \pm 1,10)\text{‰}$ ($R^2 = 0,9627$), la cual no puede ser atribuida a una línea de evaporación, ya que su pendiente es mayor que los valores esperados menores o iguales a 5.

Las muestras de la laguna Mar Chiquita evidencian un progresivo enriquecimiento en su composición isotópica, desde su sector N hacia el canal de entrada situado al S, el cual la comunica con el mar (Fig. 9.2.). En este caso, los valores promedio de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son $-1,3\text{‰}$ y $-0,75\text{‰}$, respectivamente; con valores de desviación estándar iguales a $7,7\text{‰}$ para el

$\delta^2\text{H}$ y 1,33 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$. Los contenidos de $\delta^2\text{H}$ son variables entre -17,9 ‰ y 8,1 ‰, mientras que los de $\delta^{18}\text{O}$ lo son entre -3,56 ‰ y 0,83 ‰. Estas muestras se disponen a lo largo de una línea de tendencia, la cual se origina en la LML y continúa su trazado hacia la composición del agua de mar. Dicha línea se corresponde con una ecuación cuyo valor de pendiente es aproximadamente 6 ($\delta^2\text{H} \text{ ‰} = (5,74 \pm 0,38) \delta^{18}\text{O} + (2,99 \pm 0,60) \text{ ‰}$; $R^2 = 0,9611$), siendo entonces una línea de mezcla, típica en un sistema lagunar costero con un comportamiento de estuario. Por otro lado, los puntos de muestreo localizados hacia el sur (estaciones WMC001, WMC002, WMC007, WMC008, WMC009 y WMC011) presentan una composición isotópica muy similar a la del agua de mar ($\delta^{18}\text{O} = 0$ y $\delta^2\text{H} = 0$). A su vez, la muestra colectada en la zona de descarga del arroyo Vivoratá en la laguna (de la estación WMC003) es la más enriquecida en isótopos estables (8,1 ‰ para el $\delta^2\text{H}$ y 0,83 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$) (Fig. 9.2.).

Por otra parte, las muestras de agua subterránea, de arroyos y de la laguna Mar Chiquita fueron representadas en un diagrama de dispersión de conductividad eléctrica (CE) vs. $\delta^{18}\text{O}$, incluyéndose también la composición del agua de mar (Fig. 9.4.). Para representar las CE en el eje vertical, se utilizó una escala logarítmica con el fin de poder incluir la amplia gama de valores que caracterizan a este parámetro en el área de estudio. En general, dentro del campo compuesto por valores de CE entre 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 10.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y de $\delta^{18}\text{O}$ por debajo de -2,6 ‰, la mayoría de las muestras de agua subterránea y de arroyos se presentan agrupadas, las últimas mostrando un menor agrupamiento.

Además, en la Figura 9.4. puede observarse que las muestras de agua subterránea pertenecientes a los pozos G460 y G797, y la muestra del arroyo Dulce de la estación SD3 (con valores enriquecidos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$; Fig. 9.2.), se localizan dentro del campo cuyos límites oscilan entre 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 4.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ para la CE, y -1,0 ‰ y -0,6 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$. La muestra de la laguna Mar Chiquita situada en la parte N de la misma (WMC004) también cae en el rango de la mayoría de los puntos de muestreo de agua subterránea y de arroyos.

Por su parte, las muestras de la laguna Mar Chiquita tomadas en el área del canal de entrada (estaciones WMC001, WMC002, WMC007, WMC008, WMC009 y WMC011) se sitúan cerca de la composición del agua de mar, con valores de CE aproximadamente entre 30.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 50.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y de $\delta^{18}\text{O}$ entre -0,6 ‰ y 0,2 ‰. A su vez, la muestra colectada en la zona de descarga del arroyo Vivoratá en la laguna costera (estación WMC003) posee una composición más diluida (menor CE: del orden de 20.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) con respecto a los otros puntos de muestreo localizados en el canal, al S. Adicionalmente, dicha muestra es la más enriquecida en el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ (0,8 ‰). De este modo, se observa en general que las muestras de la laguna Mar Chiquita tienden a ser similares a la composición del agua de mar, ya sea en los valores de CE como en los de $\delta^{18}\text{O}$, a medida que más al S de la misma son colectadas. Esto es corroborado a partir de la línea de tendencia obtenida para la laguna costera, cuya ecuación resultante es $y = 13.090x + 42.190$, siendo el $R^2 = 0,8724$ (Fig. 9.4.).

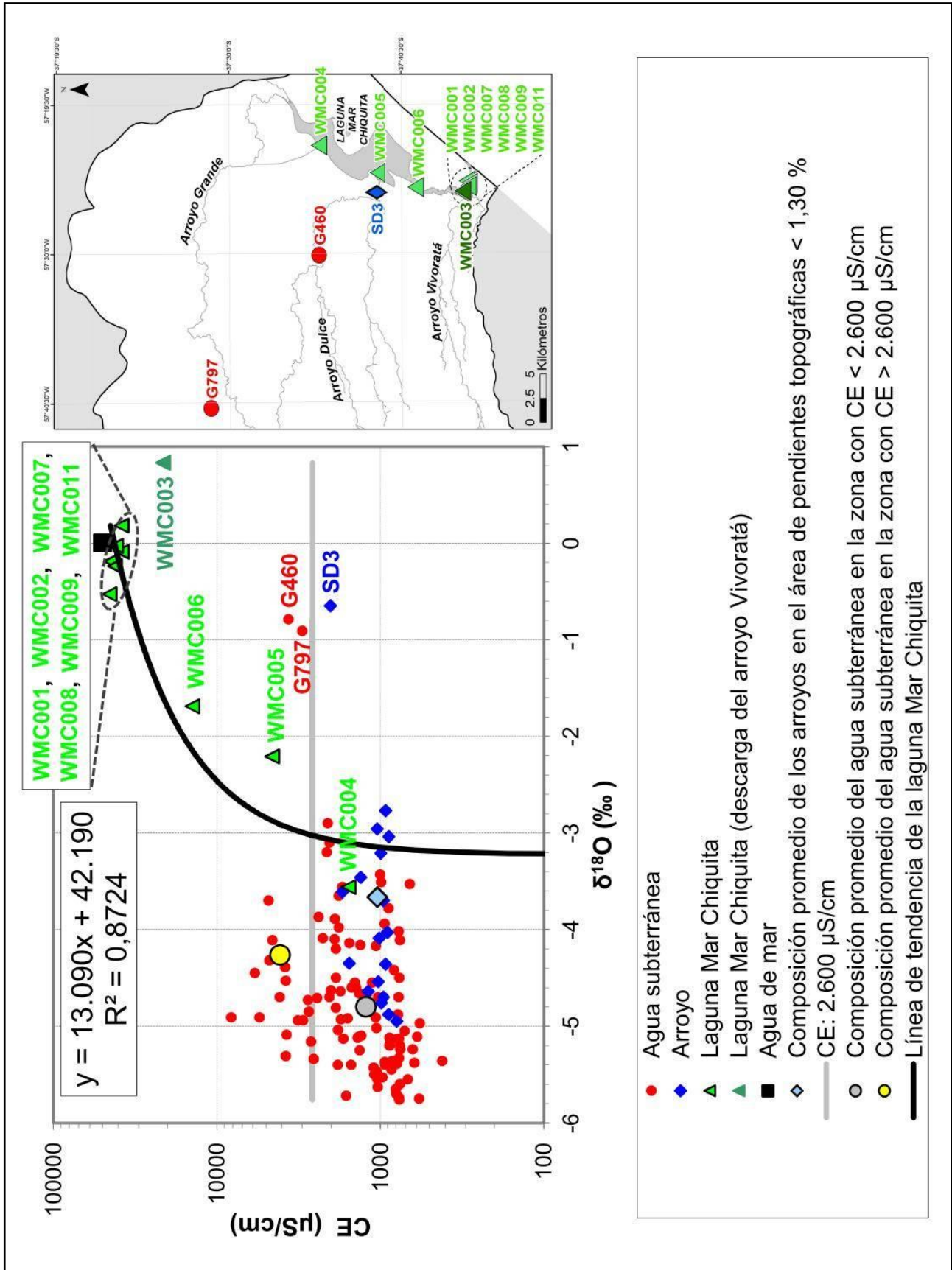


Figura 9.4. Diagrama de dispersión (CE vs. $\delta^{18}\text{O}$) para el agua subterránea, arroyos, la laguna Mar Chiquita y el agua de mar

9.4. DISCUSIÓN

En el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, a partir de la información isotópica se puede inferir que el agua subterránea posee una composición que se aproxima a la composición promedio en isótopos estables de la lluvia de la región. Por consiguiente, la misma representa un sistema bien mezclado ya que su contenido es relativamente homogéneo (Gat y Tzur, 1967), pudiéndose asimilar así a un modelo dispersivo. En cuanto a la distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$, los mayores valores se encuentran al NE ($> -4,30 \text{ ‰}$), posiblemente por la presencia de procesos de evaporación en la zona no saturada del acuífero, en áreas con pendientes topográficas bajas ($< 1,30 \text{ ‰}$; ver apartado 5.3. y Fig. 5.6., Capítulo 5).

Las muestras de los arroyos tienen, a su vez, una marca isotópica similar a la del agua subterránea, lo que evidencia un importante dominio del flujo base en el caudal de los mismos. Esto fue observado para períodos de mínima precipitación por Levin *et al.* (1988), quienes fueron pioneros en aplicar técnicas isotópicas con ensayos realizados totalmente en el país, para fines comparativos y evolutivos del sistema. Sin embargo, los arroyos presentan valores con una mayor variación a lo largo de la línea meteórica, lo que indicaría un efecto estacional de la temperatura sobre la escorrentía superficial. La pendiente de la línea de tendencia de los arroyos no es consistente con un proceso de evaporación (Fig. 9.2.), y tampoco se observa un aumento correlativo de la conductividad eléctrica en los mismos (Fig. 9.4.). La explicación probable es que las lluvias enriquecidas forman parte de los arroyos como aguas de intercepción en sus canales. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ del orden de $-2,0 \text{ ‰}$ fueron encontrados en muestras de las estaciones pluviométricas LBC y LMP (Fig. 9.1.), cuyas fechas de muestreo coinciden con aquellas en las que las muestras enriquecidas de los arroyos fueron colectadas. El caso de las muestras de agua subterránea correspondientes a los pozos G460 y G797 es diferente, ya que las mismas no podrían haber sido afectadas por la intercepción de la precipitación enriquecida. Para estos puntos de muestreo,

así como para el de la estación SD3, el aumento de la CE sugiere un proceso de evaporación local como posible explicación (Fig. 9.2., Fig. 9.4.).

En la Figura 9.2. se puede observar que las muestras de la laguna Mar Chiquita se disponen a lo largo de una línea de tendencia, la cual se origina en la LML y continúa su trazado hacia la composición del agua de mar (0, 0), pudiendo ser interpretada como una línea de mezcla. La muestra colectada en la zona de descarga del arroyo Vivoratá en la laguna costera posee una composición más diluida (menor CE) con respecto a los otros puntos de muestreo localizados al S, y es además la más enriquecida en el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 9.2., Fig. 9.4.). Esto demuestra el efecto que tiene la descarga del arroyo Vivoratá en la laguna, siendo el agua que compone a la muestra de la estación WMC003 menos salina que el agua de mar pero muy enriquecida isotópicamente por evaporación.

En referencia al balance hidrológico de la laguna costera Mar Chiquita, es posible aplicar la identificación de algunos *miembros extremos* utilizando toda la información disponible, siguiendo los conceptos de Christophersen *et al.* (1990), Hooper (2003) y Vázquez-Suñé *et al.* (2010), entre otros. Para este propósito, el diagrama de dispersión de CE vs. $\delta^{18}\text{O}$ ilustrado en la Figura 9.4. es una herramienta de utilidad. A partir de éste, tres componentes principales pueden ser reconocidos como *miembros extremos probables* en la laguna Mar Chiquita: el *agua de mar*, por un lado, y el aporte de agua dulce, que incluye a los *arroyos* y también a la *descarga directa del agua subterránea*, por el otro.

La composición representativa de los tres miembros extremos probables en el balance de la laguna costera Mar Chiquita se muestra en la Figura 9.4. En la misma, se observa la composición del agua de mar y la composición promedio de 10 muestras de arroyos localizadas en el área que presenta valores de pendientes topográficas por debajo de 1,30 % (ver Fig. 5.6., Capítulo 5). Además, se ilustra la composición promedio de 18 muestras de agua subterránea colectadas en el área donde los valores de CE están por encima del límite de 2.600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (descarga de agua subterránea en la laguna) (ver

Fig. 8.21., Capítulo 8). Para dichos cálculos, no se tuvieron en cuenta las muestras aisladas de los pozos G460 y G797, y de la estación SD3. Por otra parte, la composición media de 88 muestras de agua subterránea situadas en las zonas de recarga y tránsito ($CE < 2.600 \mu\text{S/cm}$) del sector en estudio (ver Fig. 8.21., Capítulo 8) se representó en la Figura 9.4. como referencia de comparación.

Considerando los tres miembros extremos probables identificados y la distribución de las muestras (Fig. 9.4.), es claro que los puntos de muestreo correspondientes a la laguna Mar Chiquita se disponen a lo largo de una línea de tendencia, la cual presenta en sus extremos las composiciones de los arroyos y del agua de mar. El contenido promedio de CE y $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras de agua subterránea localizadas en la zona de descarga cae fuera de la línea, lo que indica la existencia de una pequeña contribución a la laguna. La composición promedio del agua de los arroyos que entra en la laguna se corresponde con la descarga del agua subterránea en los mismos, en las zonas O (zona de recarga) y centro (zona de tránsito) del sector en estudio. Esta agua subterránea presenta una menor salinidad (CE aproximadamente entre $420 \mu\text{S/cm}$ y $2.100 \mu\text{S/cm}$) que el agua subterránea en la zona más distal del área de estudio (CE variable entre $2.600 \mu\text{S/cm}$ y $8.100 \mu\text{S/cm}$), al E (zona de descarga). Por lo tanto, el valor de CE de la muestra situada al N de la laguna costera ($1.564 \mu\text{S/cm}$, estación WMC004) no puede atribuirse a la contribución del agua subterránea en la zona de descarga (valor promedio de CE de $4.113 \mu\text{S/cm}$).

A pesar de que el mapa de isopiezas del área estudiada (ver Fig. 7.4., Capítulo 7) evidencia la dirección del flujo de agua subterránea hacia la zona NE/E, el valor de gradiente hidráulico extremadamente bajo hacia la laguna Mar Chiquita (valor predominante: 0,1 %; ver Fig. 7.7., Capítulo 7) resulta en un flujo muy lento y, en consecuencia, un bajo caudal de descarga. La misma podría ser despreciable frente a la mayor rapidez de la entrada del agua de los arroyos en la laguna costera. Teniendo en cuenta el menor valor de conductividad hidráulica de 10 m/día obtenido para el acuífero Pampeano por

Martínez y Bocanegra (2002) (ver apartado 7.3., Capítulo 7), y el gradiente hidráulico observado para la zona más plana, al E, una velocidad de flujo de agua subterránea de aproximadamente 0,01 m/día puede ser estimada.

En cuanto al miembro extremo probable restante, el agua de mar, su presencia es consecuencia del comportamiento de estuario de la laguna Mar Chiquita, y su proporción en la muestra depende de la distancia al canal de entrada de la misma y de los ciclos de marea. Por lo tanto, teniendo en cuenta el valor promedio de CE de los puntos de muestreo de agua subterránea localizados en la zona de descarga, su contribución directa a la laguna es minimizada, tomando entonces a los arroyos y al agua de mar como los dos *miembros extremos dominantes*. Sus proporciones en diferentes puntos de la laguna pueden ser calculadas utilizando la “regla de la palanca” en el diagrama de dispersión de CE vs. $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 9.4.), considerando la muy buena regresión lineal que lo caracteriza ($R^2 = 0,8724$). De este modo, fue posible calcular que alrededor del 84,7 % del agua de la muestra de la laguna correspondiente a la estación WMC007 proviene del agua de mar, así como el 84 % en WMC008, el 83,2 % en WMC009, el 82,4 % en WMC001 y WMC011, el 82 % en WMC002, el 33,5 % en WMC006, el 15,4 % en WMC005 y el 0 % en WMC004. La muestra de la estación WMC003, ubicada de manera aislada, no fue incluida en el cálculo de esta línea de mezcla.

Finalmente, el análisis isotópico realizado en el área de estudio permitió inferir que la recarga del acuífero se produce localmente a partir del agua de lluvia, no comprobándose una mezcla con agua de mar para las muestras de agua subterránea situadas cerca de la laguna costera, como es el caso particular del punto de muestreo correspondiente al pozo G808. Éste conforma la Transecta 3, una de las tres transectas analizadas en el Capítulo 8 (ver apartado 8.6. y Fig. 8.26.) para obtener un modelo conceptual de la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea en el acuífero estudiado. Su composición es clorurada magnésica cálcica (ver apartado 8.9. y Fig. 8.32.C., Capítulo 8). Presenta concentraciones de magnesio (570,40 mg/L) y cloruro (3.235,4 mg/L) y, en consecuencia, una CE (8.180 $\mu\text{S}/\text{cm}$) relativamente

cercanas a las del agua de mar (1.350 mg/L, 19.000 mg/L y 50.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente); e incluso un contenido de calcio (490 mg/L) un poco mayor (410 mg/L para el agua de mar). En cambio, su composición isotópica (-28,1 ‰ y -4,91 ‰ para $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, respectivamente) se aproxima a la composición promedio del agua de lluvia de la región (-29,7 ‰ para $\delta^2\text{H}$ y -5,49 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$).

De esta manera, la similitud entre la composición química de la muestra de agua subterránea del pozo G808 y el agua de mar, y su aproximación en cuanto a composición isotópica con el agua de lluvia, podrían deberse a la presencia del fenómeno de mareas altas. El mismo produce desbordes en la laguna Mar Chiquita (con influencia marina) y/o en el arroyo Vivoratá, en la zona cercana a su desembocadura en la laguna costera (Fig. 9.1.). El agua desbordada y acumulada en la planicie de inundación del cuerpo de agua superficial se evapora y las sales de composición marina precipitan, luego de un prolongado tiempo de residencia en el área de menor relieve de la zona bajo estudio. Posteriormente, ocurre la infiltración del agua en el acuífero, el cual se recarga localmente mediante precipitación. Esta situación es comparable con la estudiada por Carol *et al.* (2009) para la planicie costera de la Bahía de Samborombón. En dicho trabajo, las relaciones hidrológicas y los valores isotópicos obtenidos indican, en general, una contribución despreciable del agua de mar al agua subterránea y un origen de la recarga del acuífero a partir del agua de lluvia.

DATACIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

10.1. INTRODUCCIÓN GENERAL

La edad del agua en un acuífero, o de manera más precisa, su tiempo de residencia, se define como el tiempo transcurrido desde su aislamiento de la atmósfera hasta que la misma se descarga naturalmente o es captada en una perforación, lo que es equivalente al tiempo de la recarga (Plummer y Busenberg, 2006 a). El tiempo medio de residencia es el tiempo de tránsito promedio integrado de las líneas de flujo captadas y expresa la relación entre el volumen total de agua en un acuífero y el caudal de descarga del sistema. Este parámetro en un acuífero puede ser adecuadamente estimado si se obtienen muestras representativas de la total distribución de las líneas de flujo.

La vinculación entre el tiempo de tránsito del agua subterránea o su tiempo de residencia y su calidad parece ya implícita en los trabajos de Chebotarev (1955), al referir diferentes calidades químicas en función de las profundidades de muestreo. Como ya se ha mencionado, los conceptos evolutivos fueron mejor desarrollados sobre la base de nociones termodinámicas a partir de la obra de Garrels y Christ (1965) y de la generación del concepto de facies hidroquímicas por Back (1961). Una clara relación entre el tiempo de residencia, las dataciones con tritio y la composición química de las aguas se incorpora en el trabajo de Seiler y Lindner (1995).

El término “agua joven” se usa en general para aguas recargadas aproximadamente en los últimos 50 años, una escala de tiempo definida por un pequeño número de trazadores que indican, en general, que la misma ha sido potencialmente impactada por contaminación antropogénica (Plummer, 2005). Éstas habitualmente se corresponden con aguas subterráneas someras, en acuíferos de 1 m a 100 m de espesor (Seiler y Lindner, 1995). Entre las técnicas de datación de aguas jóvenes se reconocen tres grupos: 1) la

medición de la actividad de un radionucleido individual de origen atmosférico, como tritio (^3H), kriptón 85 (^{85}Kr), argón 39 (^{39}Ar); 2) el método de tritio/helio ($^3\text{H}/^3\text{He}$), con la medición del isótopo padre y su hija; y 3) los métodos basados en la medición de gases atmosféricos de origen antropogénico, tales como los clorofluorocarbonos (CFCs) y el hexafluoruro de azufre (SF_6). Una fracción joven de una muestra de agua contiene una concentración detectable de alguno de esos trazadores. Así, se define como “moderna” al agua recargada con posterioridad a 1950, o mezclas con una fracción post-1950, y que contiene concentraciones detectables de ^3H , CFCs, o una actividad de ^{14}C mayor de 100 pMC (“percent Modern Carbon”: porcentaje de carbono moderno), u otras sustancias de origen antropogénico tales como cloruro 36 (^{36}Cl), ^{85}Kr , SF_6 , pesticidas o compuestos orgánicos volátiles.

Los clorofluorocarbonos son compuestos sintéticos y volátiles de carbón, cloro y flúor, que fueron producidos comercialmente a comienzos de los años 1930 para su uso en refrigeración. Estos son no inflamables, no corrosivos y de muy baja toxicidad. Entre otros, el CFC-12 (diclorodifluorometano, CF_2Cl_2), el CFC-11 (triclorofluorometano, CFCl_3) y el CFC-113 (triclorotrifluoroetano, $\text{C}_2\text{F}_3\text{Cl}_3$), han sido elaborados con fines comerciales desde los años 1930, 1936 y 1944, respectivamente. La emisión de CFCs dentro de la atmósfera y subsecuente incorporación dentro del ciclo hidrológico terrestre está seguida por una creciente producción de dichos compuestos (Gamlen *et al.*, 1986; Midgley y Fisher, 1993).

Los CFCs han sido objeto de intensa investigación en las ciencias atmosféricas, ya que presentan propiedades que generan el agotamiento del ozono atmosférico (Molina y Rowland, 1974; Rowland, 1996) y contribuyen al calentamiento global (Hansen *et al.*, 1989; Kroeze y Reijnders, 1992; Sihra *et al.*, 2001), además de tener vidas atmosféricas relativamente largas (Volk *et al.*, 1997). Las técnicas de dataciones mediante su utilización se han desarrollado a partir de la década del 90', destacándose las contribuciones de Cook y Solomon (1997), Plummer *et al.* (2001) y Plummer (2005). La utilización de estos gases es particularmente apropiada en sectores en los que no existe

alguna fuente de contaminación urbana o industrial, por lo que el área de estudio resulta muy favorable para la aplicación de este método.

Los clorofluorocarbonos son rutinariamente detectados en concentraciones en el agua de 0,3-1 picogramos por kg de agua (pg/kg). Para aguas recargadas a aproximadamente 10 °C y a una presión total de 1.013,25 hectopascales (hPa), la detección de 1 pg/kg permite el reconocimiento de agua subterránea cuya recarga ocurrió en los años 1945, 1950 y 1957, sobre la base de CFC-12, CFC-11 y CFC-113, respectivamente. La presencia de CFC-12 indica una recarga post-1945 o muestras de agua más antiguas que contienen una fracción de agua post-1945. De manera similar, la detección de CFC-11 y CFC-113 sugiere agua post-1950 y post-1957, o sus mezclas, respectivamente. A su vez, las edades de recarga observadas para el Hemisferio Norte son, en general, 2 unidades mayores que las obtenidas para el Hemisferio Sur, como consecuencia de que existió un mayor uso de compuestos clorofluorocarbonos en el primero desde la década del 50'.

De este modo, los CFCs han proporcionado herramientas útiles para el rastreo y datación de agua post-1945 (Busenberg y Plummer, 1992; Plummer *et al.*, 1998 a; Plummer *et al.*, 2000), estimación de las propiedades de mezcla del agua subterránea (Plummer *et al.*, 1998 b; Plummer *et al.*, 2000; Katz *et al.*, 2001; Burton *et al.*, 2002), calibración de modelos de flujo de agua subterránea (Reilly *et al.*, 1994; Szabo *et al.*, 1996) y la evaluación de la susceptibilidad de las fuentes de agua potable a la contaminación antropogénica. La datación de agua subterránea con CFCs es posible porque:

- La historia de las concentraciones atmosféricas de CFCs es conocida o ha sido reconstruida a partir de la información de producción/emisión (Fig. 10.1.);
- Las solubilidades en agua, determinadas a partir de la Ley de Henry (ver ecuación 8.14, apartado 8.7.2.3.1., Capítulo 8), son conocidas como una función de la temperatura, presión y salinidad;
- Los procedimientos analíticos y la instrumentación están disponibles para la medición de concentraciones de CFCs en aire y agua.

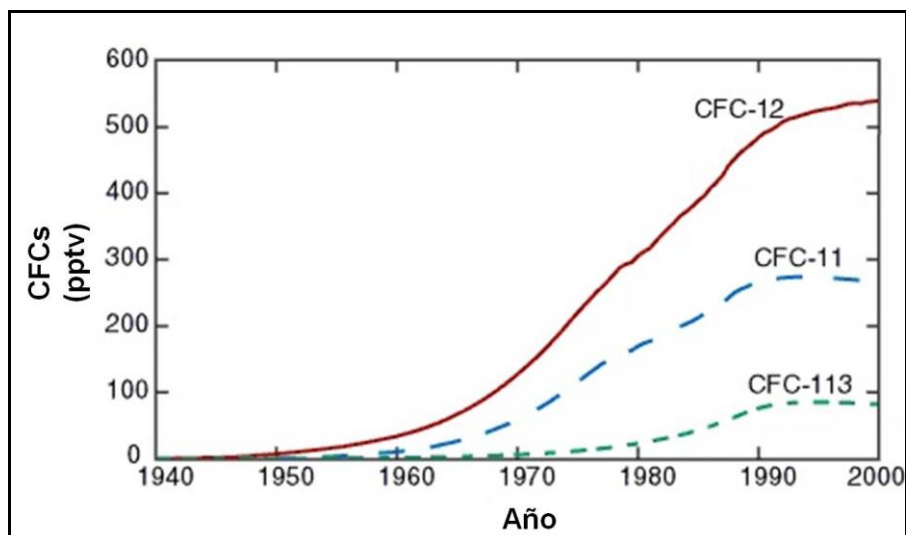


Figura 10.1. Evolución de las concentraciones de CFCs en la atmósfera a partir de 1950 (extraído de Plummer y Busenberg, 2006 b)

Por otro lado, el tritio, isótopo radiactivo del hidrógeno, posee una vida media de 12,43 años (Unterweger *et al.*, 1980). Se encuentra directamente incorporado dentro de la molécula de agua ($^1\text{H}^3\text{HO}$ o ^1HTO), lo que permite que sea el radioisótopo más utilizado para datar el agua subterránea. Es producido naturalmente por la radiación cósmica en la reacción nuclear entre el nitrógeno atmosférico y los neutrones térmicos (Libby, 1962). Sin embargo, grandes cantidades del mismo fueron puestas en la atmósfera en los ensayos termonucleares efectuados entre 1951 y 1980. Desde 1990, la mayoría de este tritio ha sido lavado desde la atmósfera y sus niveles se acercan cada vez más a los naturales (Michel, 2005). Así, la presencia de valores de ^3H de origen termonuclear en las aguas subterráneas fue usada como una clara evidencia de recarga actual.

El tritio natural se presenta en niveles cercanos a 10^{-18} moles de ^3H por cada mol de hidrógeno (Grosse *et al.*, 1951). Esta relación dio origen a lo que se conoce como unidad de tritio (UT), la unidad de medida de este isótopo (1 átomo de $^3\text{H}/10^{18}$ átomos de hidrógeno) (Michel, 2005). El mismo ha llegado a ser como un estándar para la definición del agua moderna, ya que la mencionada era de ensayos termonucleares aportó una señal de entrada de ^3H que permitió definir las aguas modernas de las antiguas. Debido a la constante

de decaimiento natural de este radioisótopo ($\lambda = \ln 2/12,43$ años), aguas libres de tritio son consideradas como submodernas o viejas. Las denominadas aguas subterráneas modernas presentan entonces valores elevados de ^3H .

10.2. METODOLOGÍA

Para la datación de aguas jóvenes en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita se utilizaron dos métodos: la determinación de los tiempos de residencia de las aguas subterráneas según CFCs y de las concentraciones de ^3H y su uso en términos relativos, sin poder especificar de manera precisa edades.

Se realizó la toma de muestras de aguas subterráneas someras para su datación desde mayo de 2011 a mayo de 2012. Los sitios de muestreo se corresponden con molinos, pozos de riego (excepción de agua subterránea más profunda), bomba sapo, bomba/tanque y los piezómetros perforados durante el proyecto en el que se enmarcó este estudio, en la Estación Experimental del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) Balcarce (EE INTA Balcarce) (de 10 y 20 m) y en la localidad de Vivotatá (de 12 m) (Tabla 10.1.). Se cuenta en total con 9 determinaciones de CFCs y con 14 de ^3H (Fig. 10.2.).

Tabla 10.1. Descripción de los sitios de muestreo de CFCs y ^3H

<i>Pozo</i>	<i>Fecha</i>	<i>Lugar</i>	
G447	mayo 11'	molino	
G789			
G790		pozo de riego	
G791			
G766	noviembre 11'	bomba/tanque	
G786		piezómetro	Vivotatá
G792			EE INTA Balcarce
G793▼		molino	
G815			
G817			bomba sapo
G819		marzo 12'	molino
G734			
G816●			
G821■			

▼ Muestreo de tritio también en mayo 12'

● y ■ Muestreo de tritio en noviembre 11'

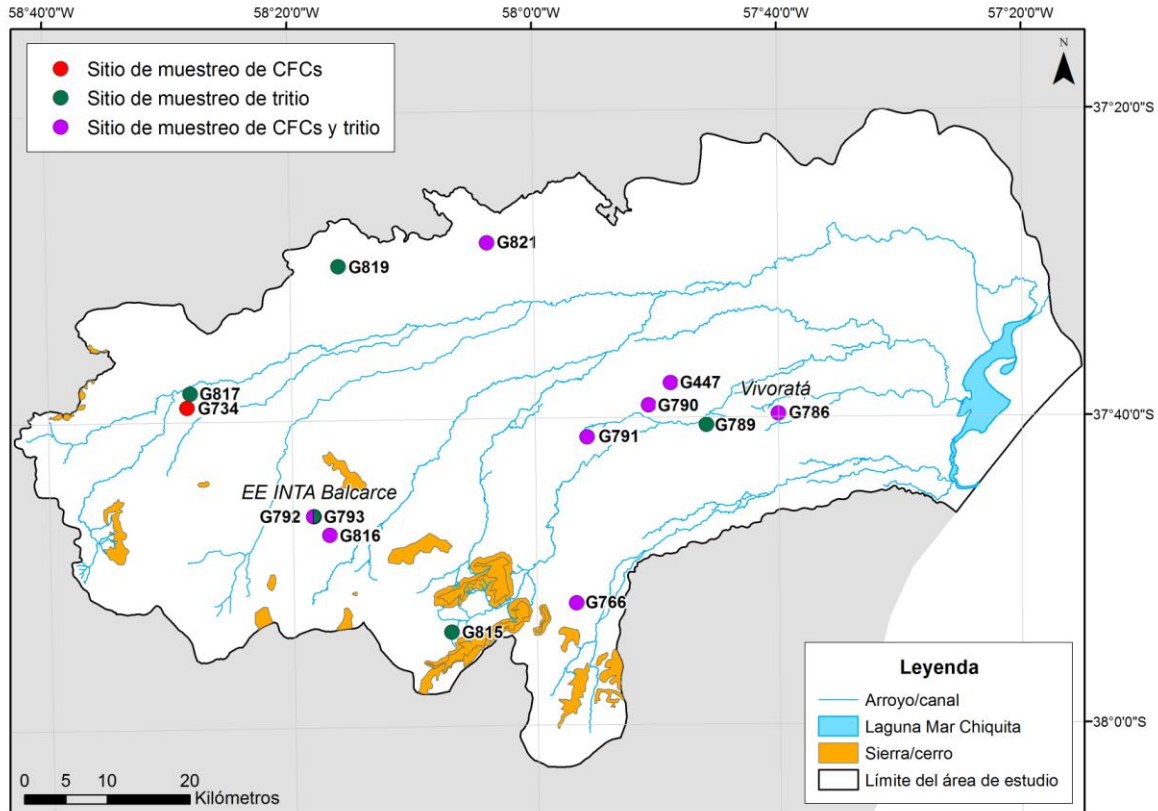


Figura 10.2. Ubicación de los sitios de muestreo para determinación de CFCs y ^3H en agua subterránea

Las muestras para determinación de CFCs se tomaron según las técnicas descritas en Busenberg *et al.* (2006), por triplicado, empleando botellas de vidrio color ámbar de 250 mL. En su análisis, los mismos fueron pre-concentrados utilizando procedimientos de purga y trampa, separados usando técnicas de cromatografía de gases y medidos con un detector de captura electrónica (GC-ECD) (Bullister, 1984; Bullister y Weiss, 1988; Busenberg y Plummer, 1992), en la Universidad de Utah (Estados Unidos). Existe una incertidumbre analítica en la determinación, y una más importante atribuible a la estimación de la temperatura de recarga. La suma de las mismas se traduce en incertidumbres de 1 a 2 años.

Por otro lado, las bases conceptuales de las dataciones con ^3H pueden encontrarse en Clark y Fritz (1997). En este caso, las muestras fueron tomadas en botellas de plástico de 1 L y enviadas para su determinación por enriquecimiento electrolítico y medición por centelleo líquido en el Instituto

Nacional de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) y en el Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA). La incertidumbre se calcula individualmente sobre cada muestra de acuerdo con Gröning y Rozanski (2003), variando en este caso de 0,3 a 0,5 UT.

Las determinaciones de las concentraciones de CFCs se basan en los principios de la Ley de Henry. Los tiempos de residencia según los CFCs se obtienen convirtiendo dichas concentraciones medidas en el agua a las concentraciones equivalentes en la atmósfera, conocidas las relaciones de solubilidad y temperatura. Las mismas se comparan luego con las ilustradas en la Figura 10.1. para obtener las edades aparentes según los CFCs.

Se utilizó la planilla de cálculo QCFC (Han y Gröning, 2002) para la interpretación de los resultados y determinación de los tiempos de residencia, con referencia a los años en los que se llevó a cabo el muestreo (2011 y 2012). Este programa se usó debido a que permite trabajar con la función de entrada en la atmósfera para el Hemisferio Sur. Se asumió una temperatura de recarga de 14 °C (ver apartado 3.3., Capítulo 3), una altitud de 100 metros sobre el nivel del mar (msnm) y una salinidad de 1 ‰, sin considerar exceso de aire. Estos parámetros se corresponden con la caracterización general del área y de la hidrogeoquímica de la misma realizada en los capítulos anteriores. Las edades aparentes informadas resultan de promediar los años de recarga obtenidos según CFC-12, ya que este compuesto es el que menos se degrada en el ambiente. En los casos en que una de las muestras dio un año de recarga muy diferente al de las otras dos, ésta no fue considerada. Por su parte, la planilla de cálculo USGS-CFC2004 desarrollada por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS; Busenberg y Plummer, 2006), se utilizó para la construcción de algunos gráficos.

En el caso de los resultados de las determinaciones de ^3H realizadas, las mismas fueron interpretadas a través de una caracterización estadística general.

10.3. RESULTADOS

Desde la Figura 10.3. a la Figura 10.11. se muestran los procesamientos realizados y los diferentes años de recarga del agua subterránea obtenidos para cada una de las 9 muestras tomadas por triplicado, según las concentraciones de CFCs (CFC-11, CFC-12 y CFC-113) medidas en el laboratorio, mediante el programa QCFC. Además, las concentraciones de CFCs y los años de recarga, junto con las edades aparentes estimadas a través de los mismos y las determinaciones de ^3H realizadas en 14 muestras pertenecientes a los sitios de muestreo descritos en la Tabla 10.1., son presentados en la Tabla 10.2.

De manera general, a partir del análisis de los gráficos obtenidos (Fig. 10.3. a Fig. 10.11.) se observa que existe buena concordancia entre las 3 réplicas de cada muestra, pero no en todos los casos entre los años de recarga según los diferentes CFCs. De este modo, pueden diferenciarse los siguientes comportamientos: 1) los 3 CFCs dan como resultado años de recarga similares (de una diferencia ≤ 4 años): pozos G791, G766 y G786 (Fig. 10.5. a Fig. 10.7.); 2) los CFC-12 y CFC-113 dan años de recarga similares, mientras que el CFC-11 da años de recarga más antiguos: pozos G792, G734, G816 y G821 (Fig. 10.8. a Fig. 10.11.); y 3) los 3 CFCs dan como resultado años de recarga diferentes, en muestras donde las aguas presentan tiempos de residencia próximos al rango de validez del método (de más de 50 años): pozos G447 y G790 (Fig 10.3. y 10.4., respectivamente).

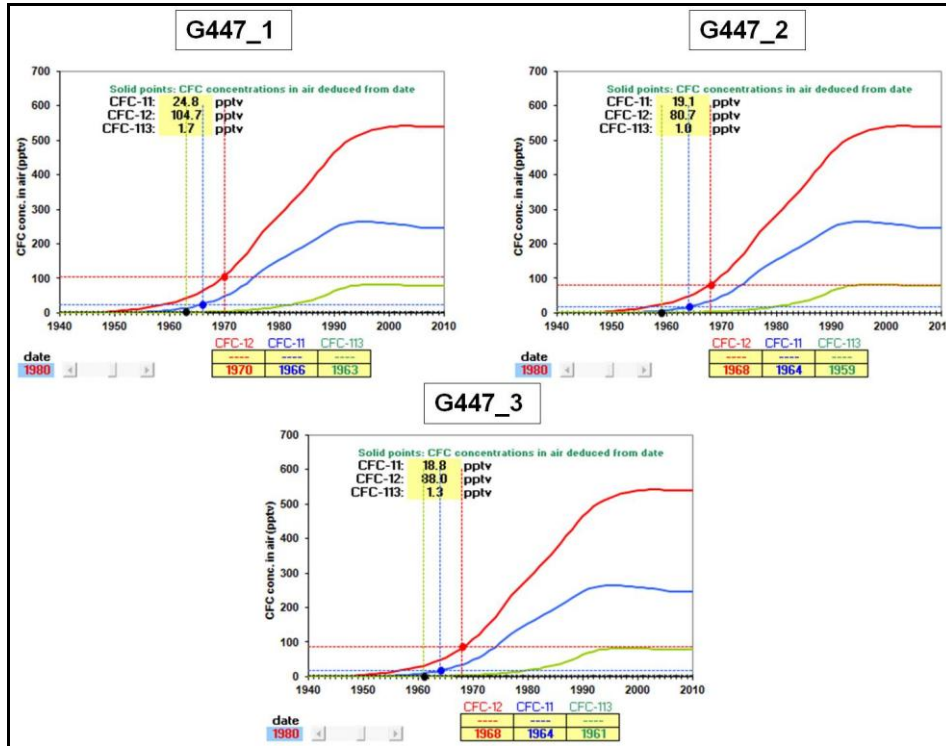


Figura 10.3. Años de recarga del pozo G447 según las concentraciones determinadas de CFCs

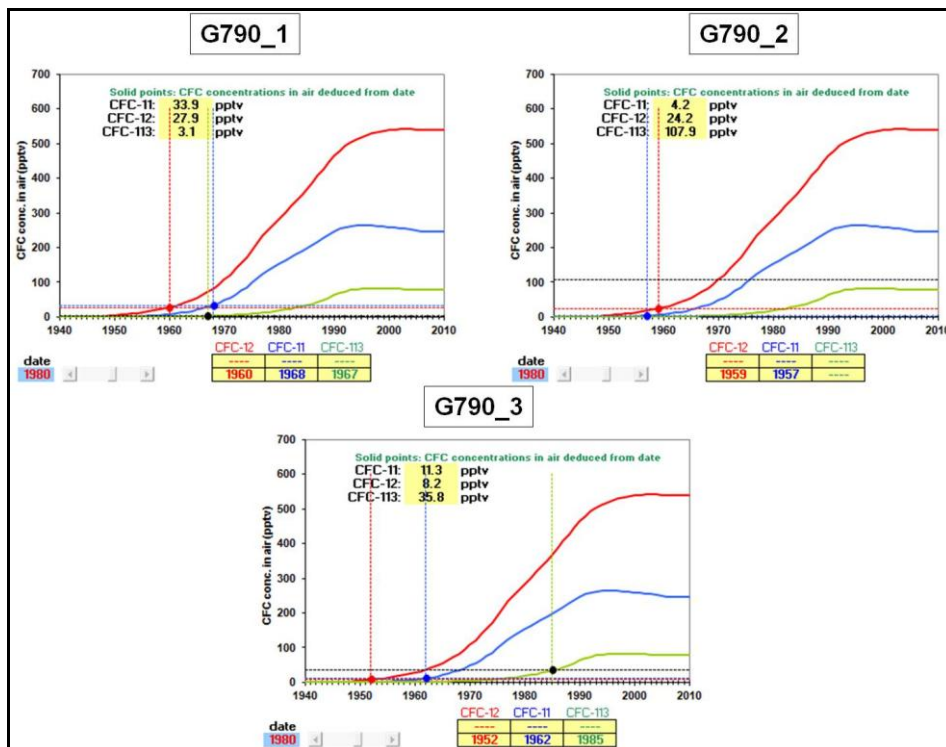


Figura 10.4. Años de recarga del pozo G790 según las concentraciones determinadas de CFCs

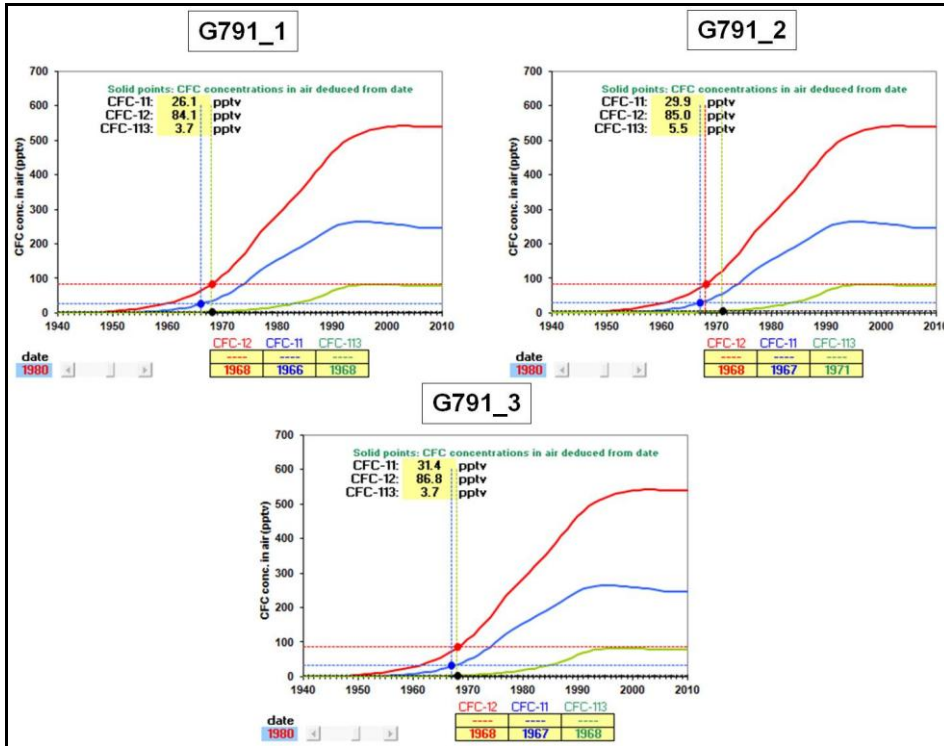


Figura 10.5. Años de recarga del pozo G791 según las concentraciones determinadas de CFCs

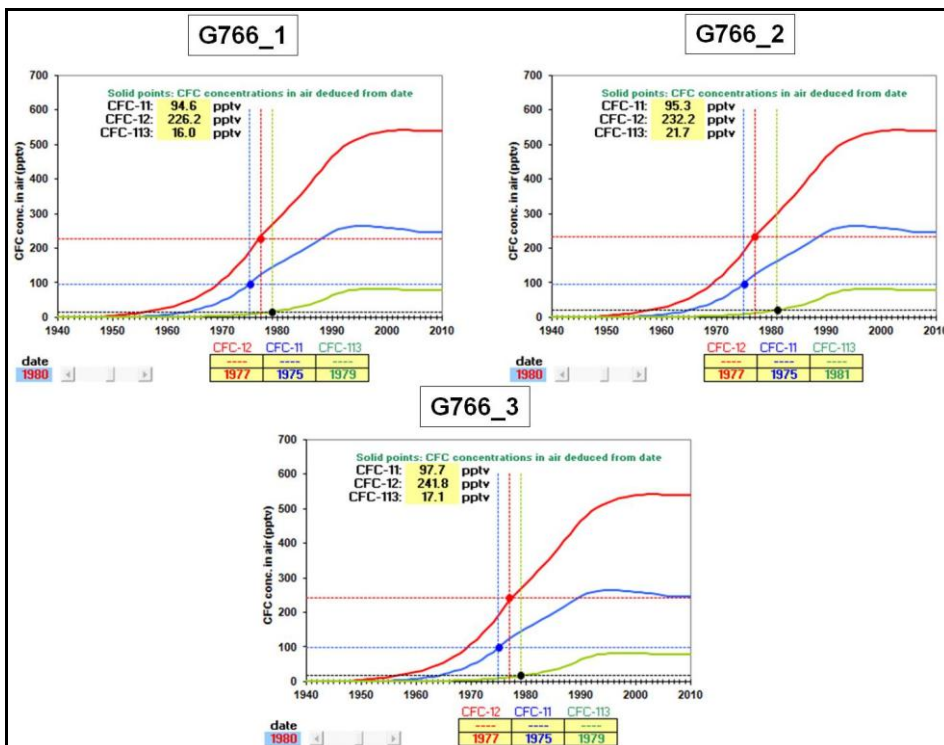


Figura 10.6. Años de recarga del pozo G766 según las concentraciones determinadas de CFCs

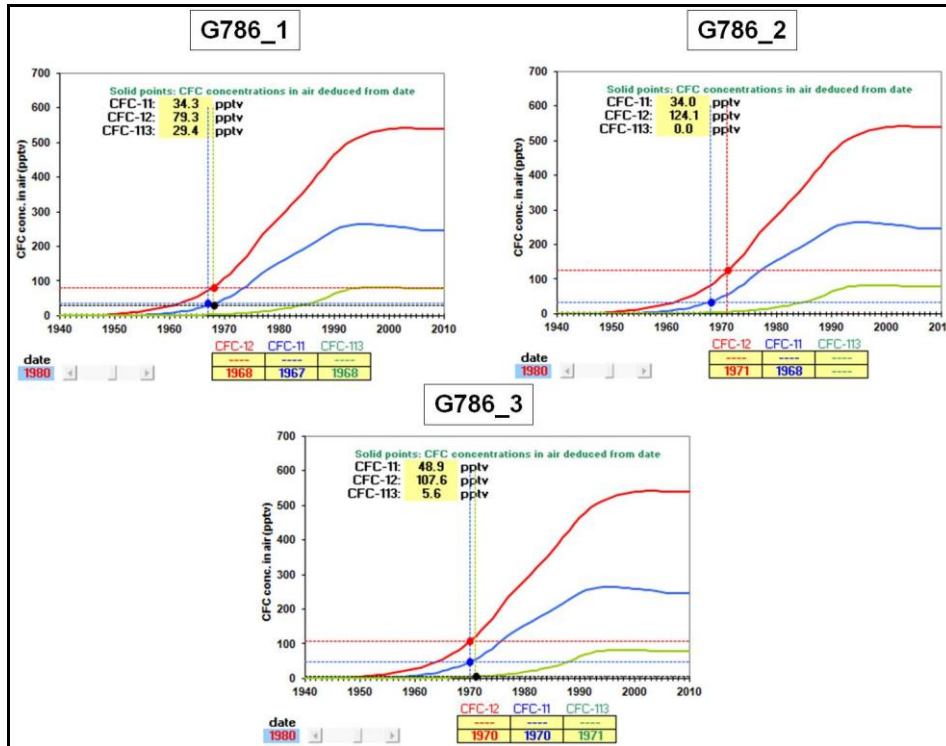


Figura 10.7. Años de recarga del pozo G786 según las concentraciones determinadas de CFCs

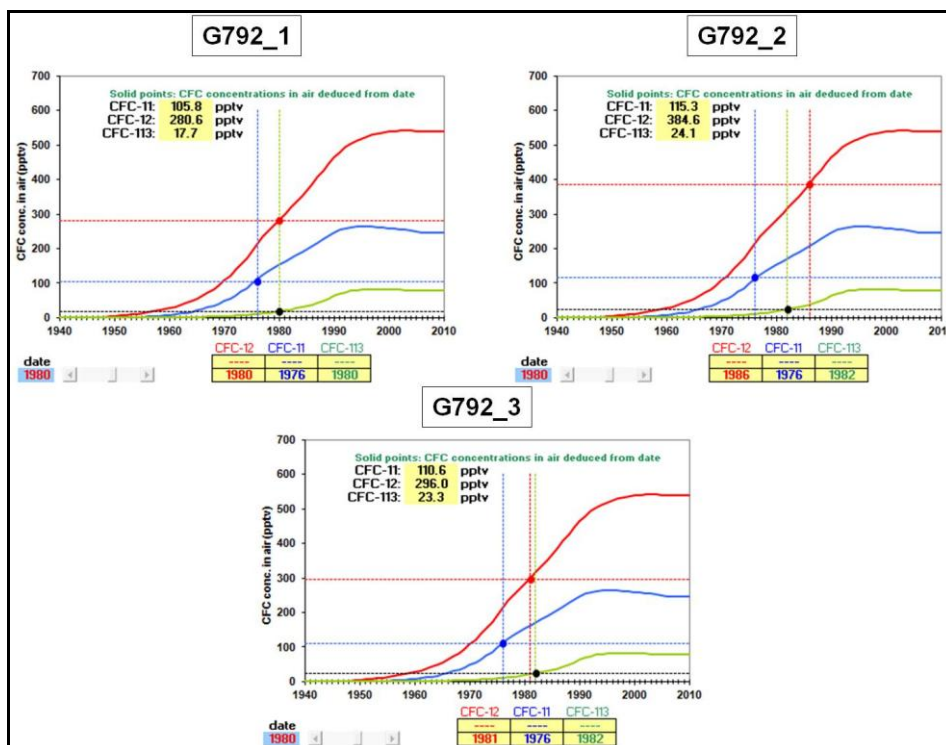


Figura 10.8. Años de recarga del pozo G792 según las concentraciones determinadas de CFCs

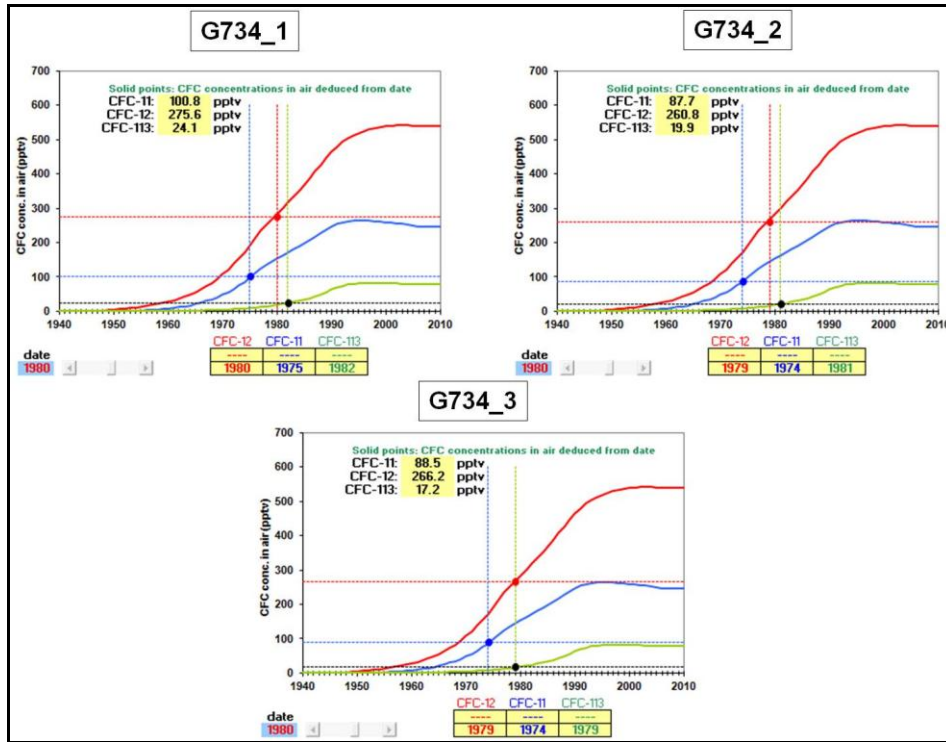


Figura 10.9. Años de recarga del pozo G734 según las concentraciones determinadas de CFCs

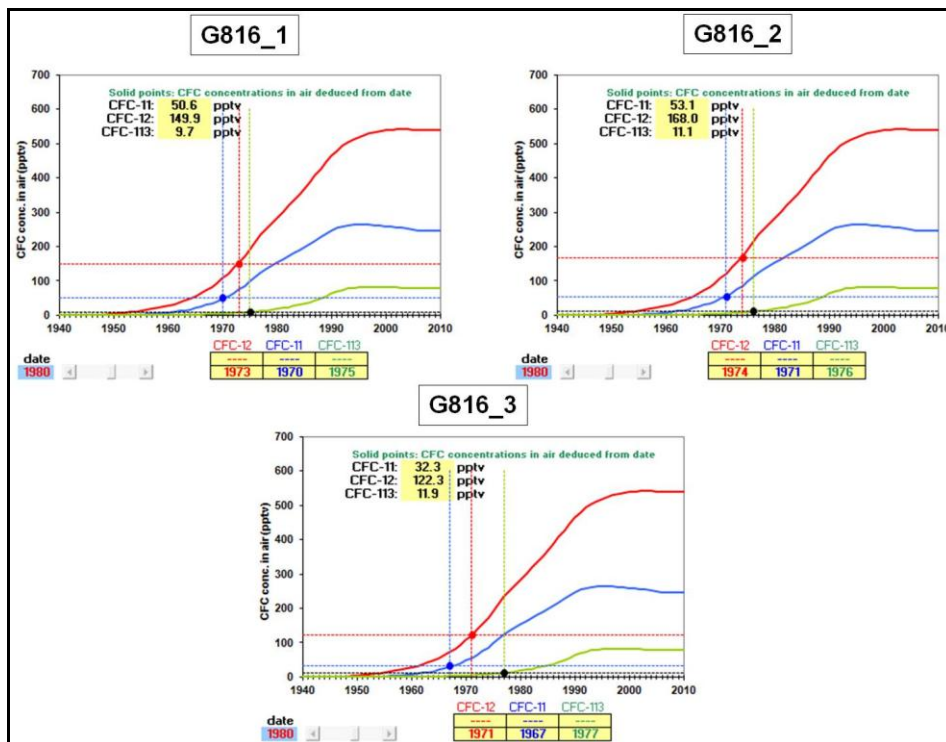


Figura 10.10. Años de recarga del pozo G816 según las concentraciones determinadas de CFCs

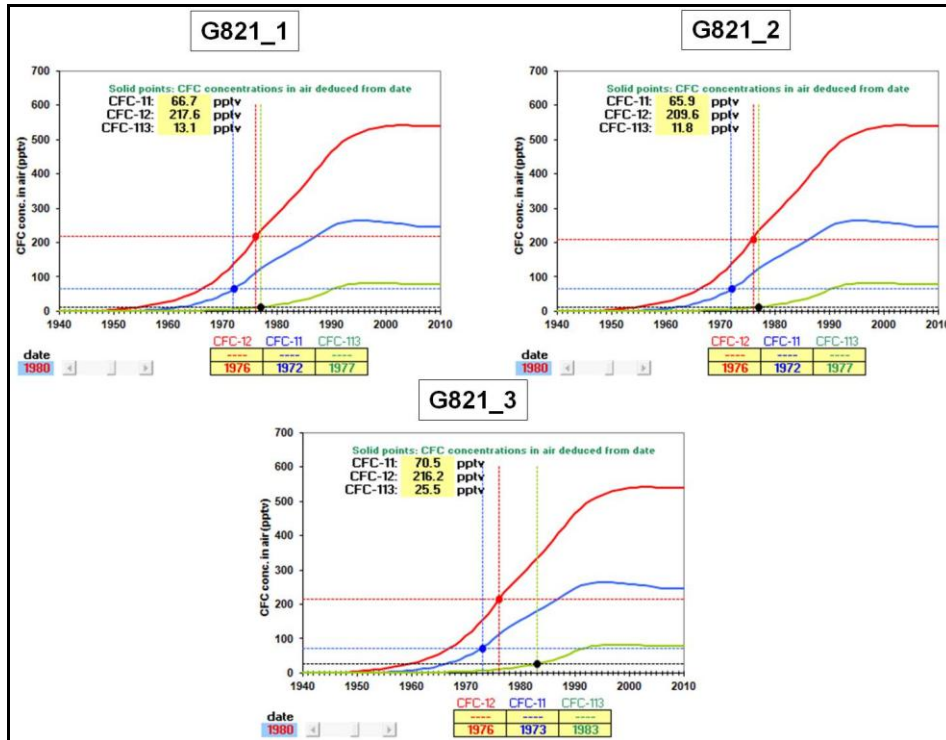


Figura 10.11. Años de recarga del pozo G821 según las concentraciones determinadas de CFCs

A su vez, como puede observarse en la Tabla 10.2., la edad aparente según CFCs en 9 muestras de agua subterránea varía entre 35 años y 49 años, con un promedio de 41,5 años \pm 4,7 años. De este modo, puede dividirse a las mismas en dos grupos: uno de edades aparentes < a 40 años (pozos G766, G792 y G734), y otro de edades aparentes \geq a 40 años (pozos G447, G790, G791, G786, G816 y G821).

Tabla 10.2. Resultados obtenidos de CFCs (utilizando el programa QCFC) y de ^3H (incertidumbre analítica de $\pm 0,3$) en los sitios de muestreo descriptos en la Tabla 10.1.

Pozo	Fecha	^3H UT	CFC-11	CFC-12	CFC-113	Año de recarga			Edad aparente	
						CFC-11	CFC-12	CFC-113		
						Programa QCFC				
G447	1	may 11'	0,4	0,41443999	0,46364948	0,01629232	1970	1966	1963	46
	2			0,31976865	0,35890367	0,00883833	1968	1964	1959	
	3			0,31549437	0,39093681	0,01331628	1968	1964	1961	
G789	may 11'	1,4								
G790	1	may 11'	4,0	0,5639485	0,12800217	0,01975858	1960	1968	1967	49
	2			0,07627966	0,11237002	0,54506335	1959	1957		
	3			0,19216827	0,04209091	0,18726627	1952	1962	1985	
G791	1	may 11'	0,6	0,43598448	0,37375619	0,02594548	1968	1966	1968	44
	2			0,49942154	0,3779283	0,03365363	1968	1967	1971	
	3			0,52382238	0,38611935	0,02581455	1968	1967	1968	
G766	1	nov 11'	0,6	1,56504342	0,99624437	0,0884672	1977	1975	1979	36
	2			1,57605361	1,02215385	0,11560338	1977	1975	1981	
	3			1,61521022	1,063732	0,09044968	1977	1975	1979	
G786	1	nov 11'	1,3	0,57013017	0,35319083	0,15281383	1968	1967	1968	43
	2			0,56737175	0,54886315	0	1971	1968		
	3			0,80966348	0,4775365	0,03470001	1970	1970	1971	
G792	1	nov 11'	1,3	1,74916993	1,23419536	0,0960108	1980	1976	1980	35
	2			1,90527147	1,68871815	0,12929767	1986	1976	1982	
	3			1,82881987	1,29932592	0,12144832	1981	1976	1982	
G793	nov 11'	2,1								
G815	nov 11'	1,7								
G817	nov 11'	0,7								
G819	nov 11'	2,7								
G734	1	mar 12'		1,66648261	1,21161172	0,12931414	1980	1975	1982	38
	2			1,4502633	1,14741123	0,10815833	1979	1974	1981	
	3			1,46381929	1,17146963	0,09196143	1979	1974	1979	
G816	1	mar 12'	1,1*	0,83870956	0,662173	0,05654134	1973	1970	1975	43
	2			0,88024534	0,73992099	0,06115464	1974	1971	1976	
	3			0,53880445	0,54017343	0,06849627	1971	1967	1977	
G821	1	mar 12'	0,5*	1,1053576	0,95785163	0,07064136	1976	1972	1977	40
	2			1,09088029	0,92350406	0,06673236	1976	1972	1977	
	3			1,16829622	0,95181633	0,13445524	1976	1973	1986	
G793	may 12'	1,4								
Promedio		1,4							41,5	
Desviación estándar		1,0							4,7	

* Muestras de tritio tomadas en noviembre 11'

La distribución de las edades aparentes mencionadas estimadas mediante CFCs en los sitios de muestreo se ilustra en la Figura 10.12. Puede observarse que las aguas subterráneas que se corresponden con el grupo de edades aparentes según CFCs < a 40 años se encuentran en la zona de recarga del área de estudio (ver Fig. 8.21., Capítulo 8). Por otro lado, en la zona de tránsito (ver Fig. 8.21., Capítulo 8) se localizan las aguas del grupo de edades aparentes \geq a 40 años. La excepción a esta distribución la constituye la muestra perteneciente al pozo G816, con un tiempo de residencia de 43 años y situada en la zona de recarga.

Los valores de ^3H determinados en 14 muestras de agua subterránea presentan un mínimo de 0,4 UT y un máximo de 4 UT, con un promedio de 1,4 UT \pm 1,0 UT (Tabla 10.2.). No se observa una distribución espacial específica de los mismos (Fig. 10.12.).

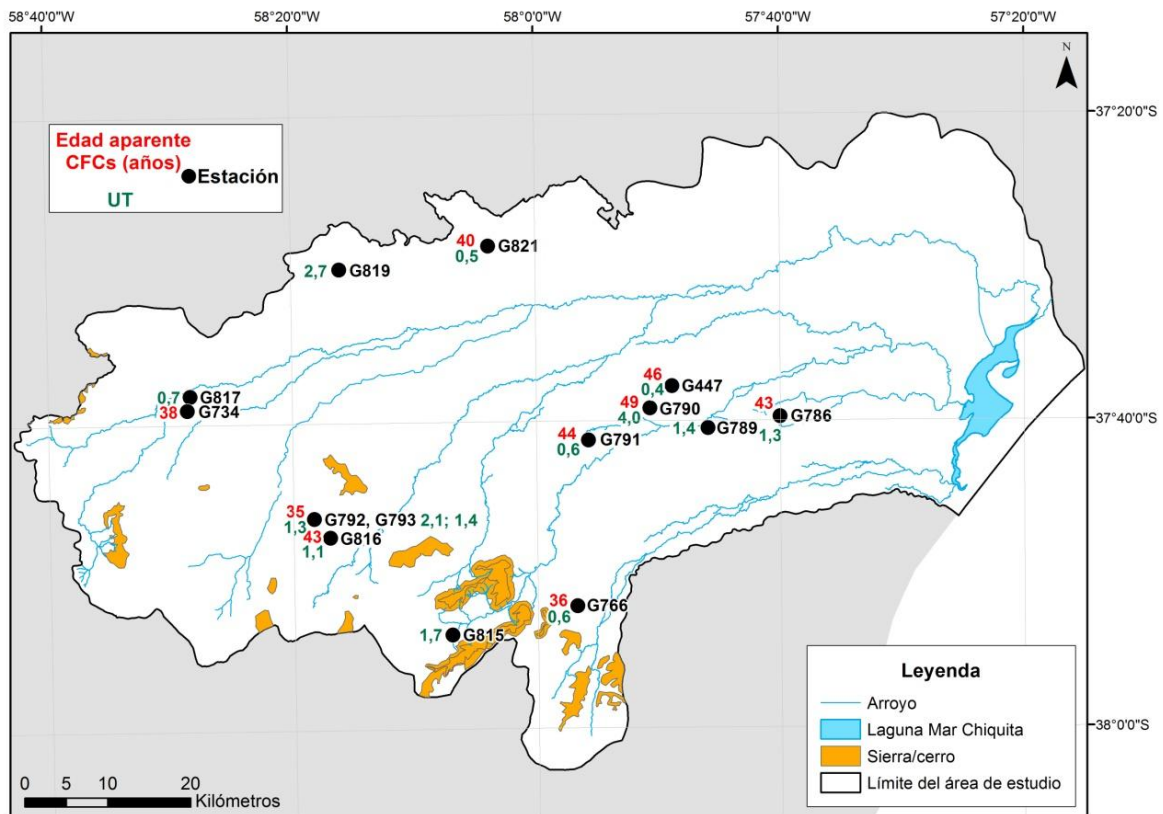


Figura 10.12. Mapa de distribución de las edades aparentes (años) obtenidas por mediciones de CFCs y de las determinaciones de ^3H (UT) realizadas en las muestras de agua subterránea del área de estudio

Al graficar la relación entre las determinaciones de ^3H (UT) realizadas en laboratorio y las edades aparentes (años) obtenidas por CFCs para las 8 muestras de agua subterránea que cuentan con ambos valores, se puede apreciar que no existe correlación entre ellos (Fig. 10.13.).

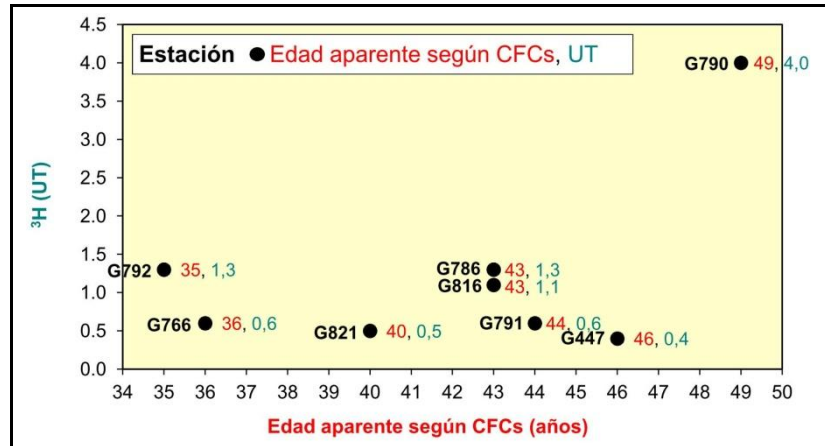


Figura 10.13. Gráfico de edades aparentes (años) según CFCs vs. valores de ^3H (UT) determinados

10.4. DISCUSIÓN

Los diferentes tipos de relaciones entre las edades aparentes provistas por los 3 CFCs se interpretan como el probable resultado de los siguientes procesos, siguiendo los esquemas presentados por Plummer *et al.* (2006 a):

- En el caso del comportamiento 1), en el que los 3 CFCs coinciden en los años de recarga, el mismo puede asimilarse a un tiempo de residencia del agua subterránea que se corresponde con un modelo de flujo pistón. Éste es el esquema más simple, en donde la interpretación del año de recarga resulta menos compleja;
- El comportamiento 2), en donde los CFC-12 y CFC-113 dan años de recarga similares, mientras que el CFC-11 da años de recarga más antiguos, podría deberse a la degradación parcial del CFC-11 en un modelo de flujo pistón, por lo que el tiempo de residencia del CFC-12 podría considerarse verosímil;
- El comportamiento 3), en el cual los 3 CFCs dan como resultado años de recarga diferentes en muestras con edades aparentes próximas al rango de validez del método (de más de 50 años), indica la mezcla con aguas

subterráneas recargadas antes de 1957 o aguas antiguas con contaminación en alguno de los CFCs, o incertidumbres debidas a una sobreestimación de la temperatura de recarga.

En la zona de estudio no existen estaciones de muestreo periódico de tritio en precipitación. Antecedentes de importancia referidos a las concentraciones de este isótopo en lluvias de América del Sur fueron presentados por Albero y Panarello (1981). Panarello y Albero (1983), por otra parte, estudiaron las cantidades de ^3H encontradas en aguas de precipitación del Gran Buenos Aires, hallando valores variables entre 9 UT y 17 UT para el período 1979-1982. Como referencia cercana al sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, en la cuenca del río Quequén los análisis de ^3H en 19 muestras de agua de lluvia tomadas entre 2005 y 2009 indican un contenido variable entre 3,9 UT y 10,5 UT, con un promedio de 7,6 UT (Quiroz Londoño, 2009). Ante esta carencia de información de la función de entrada de tritio, los datos pueden interpretarse de una manera cualitativa siguiendo el esquema propuesto por Clark y Fritz (1997) para regiones costeras y latitudes bajas, grupo al que pertenece el área de estudio:

- a) $< 0,8$ UT: el agua es submoderna, recargada antes de 1952;
- b) entre 0,8 UT y 2 UT: existe una mezcla entre agua submoderna y de recarga reciente;
- c) entre 2 UT y 8 UT: el agua es moderna, de 8 a 15 años de edad;
- d) entre 15 UT y 20 UT: existe algo del pico de ^3H presente;
- e) > 20 UT: presencia de un componente considerable de agua recargada entre los 50 y los 70.

Considerando lo mencionado en el párrafo anterior, se observa que las muestras de agua subterránea del sector en estudio pertenecen a los 3 primeros grupos. Las muestras situadas en los pozos G447, G791, G766, G817 y G821 se corresponden con aguas subterráneas submodernas (pre-1952); mientras que aquellas localizadas en los pozos G789, G786, G792, G815, G816 y G793 (de mayo de 2012) se caracterizan por ser una mezcla entre aguas submodernas y de recarga reciente. Sólo las muestras ubicadas en los

pozos G790, G793 (de noviembre de 2011) y G819 son aguas subterráneas modernas, de 8 a 15 años de edad. En este caso, no existe correlación entre las determinaciones de ^3H mencionadas y las zonas de evolución hidrogeoquímica (zonas de recarga y tránsito) (Fig. 10.12. y 10.13.).

Utilizando el registro más completo de concentraciones de ^3H en la precipitación que existe en el Hemisferio Sur (Kaitoke, Nueva Zelanda; IAEA/WMO, 2002), para cada año de recarga estimado según CFCs en los pozos ubicados en el gráfico de la Figura 10.13. (columna 1, Tabla 10.3.) se calculó el correspondiente promedio de ^3H (columna 3, Tabla 10.3.). A partir de los valores de edad aparente (columna 2, Tabla 10.3.) y aplicando la fórmula de decaimiento radiactivo (Clark y Fritz, 1997) para un tiempo de vida media de 12,43 años (Unterweger *et al.*, 1980):

$$(10.1.) a_t^3\text{H} = a_0^3\text{H} e^{-\lambda t}$$

donde $a_t^3\text{H}$ es la concentración de ^3H remanente medida en el agua después de decaer un tiempo t , $a_0^3\text{H}$ es la concentración inicial medida en la recarga y λ la constante de decaimiento (ver apartado 10.1., presente capítulo); se obtuvo la concentración de ^3H teórica en el agua subterránea para los años de muestreo (columna 5, Tabla 10.3.).

Comparando los valores de ^3H medidos en el laboratorio (columna 4, Tabla 10.3.) y los calculados (columna 5, Tabla 10.3.), se pueden diferenciar 3 tipos de aguas subterráneas en el área de estudio: 1) con concentraciones de ^3H medido < a las de ^3H calculado: pozos G447, G791, G766, G786, G816 y G821, 2) con una concentración de ^3H medido similar a la de ^3H calculado: pozo G792, y 3) con una concentración de ^3H medido > a la de ^3H calculado: pozo G790. El primer tipo es el que predomina, compuesto por aguas de recarga reciente mezcladas con aguas submodernas. Esto coincide con lo interpretado siguiendo el esquema de Clark y Fritz (1997) en las muestras G786 y G816. Por otro lado, la muestra del pozo G792 representa un agua subterránea que correspondería a un modelo de flujo pistón, lo que se debería

a que se trata de un piezómetro corto en la zona de recarga. Por último, en el caso de lo observado en el pozo G790, la alta concentración de ^3H medida en un agua subterránea de edad aparente según CFCs de 49 años resulta inconsistente. Un valor tan alto de UT implicaría agua de lluvia de recarga reciente, lo cual no se corresponde con las edades según CFCs, el rango de las otras mediciones de ^3H realizadas, ni con la información y el esquema hidrogeológico de la muestra. Sería conveniente repetir este muestreo y medición.

Tabla 10.3. Comparación entre las concentraciones de ^3H medidas en laboratorio y calculadas por su fórmula de decaimiento radiactivo considerando el registro de ^3H en la precipitación de Kaitoke, Nueva Zelanda

Pozo	Columna				
	1	2	3	4	5
	Año de recarga (A) [#]	Edad aparente	^3H Kaitoke [♦]	^3H medido [♣]	^3H calculado [•]
	Programa QCFC	Año de muestreo – A	UT		
G447	1965	46	34,1	0,4	2,6
G790	1962	49	13,0	4,0	0,8
G791	1967	44	26,5	0,6	2,3
G766	1975	36	10,1	0,6	1,4
G786	1968	43	27,0	1,3	2,5
G792	1976	35	6,9	1,3	1,0
G816	1969	43	28,7	1,1	2,6
G821	1972	40	15,8	0,5	1,7

[#] Año de recarga estimado considerando el promedio para el CFC-12 (Tabla 10.2.)

[♦] Promedio de tritio correspondiente al año de recarga (A) en la localidad de Kaitoke (Nueva Zelanda)

[♣] Concentraciones de tritio medidas en el laboratorio del INGEIS

[•] Concentraciones de tritio calculadas por su fórmula de decaimiento radiactivo

Al interpretarse que en la mayoría de las aguas subterráneas del área de estudio ocurre mezcla de agua moderna y submoderna, en la Figura 10.14. se comparan las 9 muestras tomadas por triplicado según las concentraciones de CFC-113 vs. CFC-12 (en partes por trillón en volumen -pptv-), asumiéndolas como mezclas binarias simples entre aguas jóvenes y viejas libres de CFCs (Plummer *et al.*, 2006 b). Se observó lo siguiente:

- Las 3 muestras tomadas del pozo G447 y la primera muestra del pozo G792 se corresponden con aguas subterráneas en donde no ha ocurrido mezcla, representadas por un modelo de flujo pistón (en **negro**);
- Los puntos de muestreo localizados en los pozos G791 (muestras 1 y 3), G786 (muestra 3), G734 (muestra 3) y G821 (muestras 1 y 2) se corresponden

con mezclas binarias entre aguas recargadas un poco antes del año 1980 y aguas libres de CFCs (**marrón** + *);

- Las muestras de los pozos G791 (muestra 2), G766 (muestra 3) y G816 (muestras 1 y 2) conforman mezclas binarias entre aguas subterráneas recargadas en el año 1980 y aguas viejas (en **marrón**);

- Las segundas muestras tomadas en los pozos G786 y G792 se localizan por fuera de la región delimitada por la línea de flujo pistón, habiendo sido afectadas las mezclas binarias por contaminación con CFC-12 (en **rojo**);

- En los pozos G790 (muestras 2 y 3) y G786 (muestra 1) existe contaminación con CFC-113 (en **violeta**). Para el caso de la muestra 2 del pozo G790, las concentraciones en pptv de los CFCs correspondientes (109,4 pptv para el CFC-113 y 25,7 pptv para el CFC-12) la sitúan por fuera del gráfico.

- Todas las muestras restantes pueden interpretarse como mezclas binarias entre aguas submodernas y diferentes proporciones de aguas jóvenes recargadas entre los años 1980 a 1985 (en **naranja**).

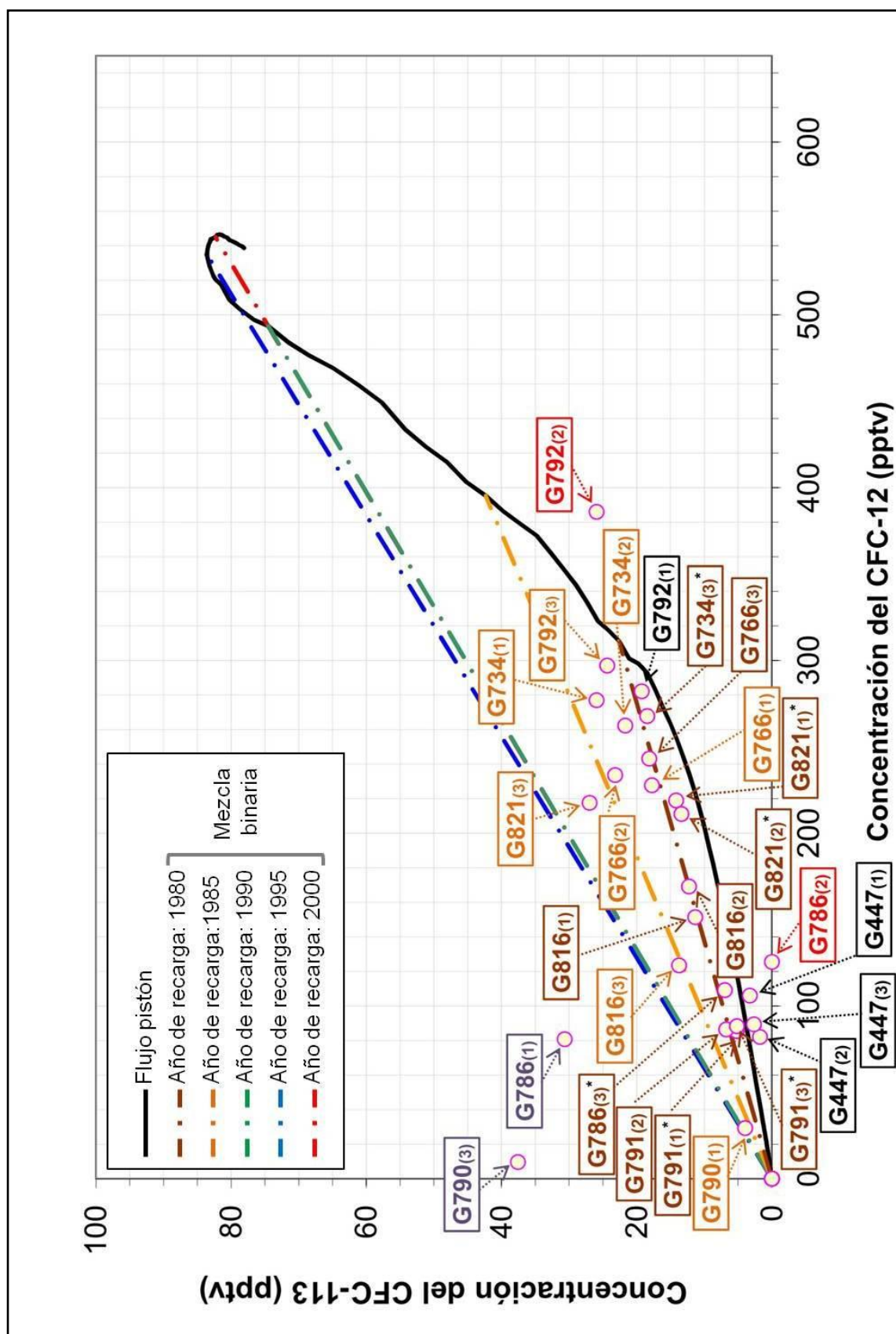


Figura 10.14. Gráfico comparando las concentraciones en el agua subterránea de CFC-113 vs. CFC-12 (pptv). Se representa el modelo de flujo pistón y las mezclas binarias de agua joven con agua vieja libre de CFCs

Sintetizando de manera general, se han determinado edades aparentes con CFCs que van desde los 35 años (zona de recarga) hasta los 49 años (en la zona de tránsito). Éstas son consistentes con las determinaciones de ^3H , que predominantemente varían entre 0,4 UT y 1,3 UT. El análisis particular de cada muestra o grupo de muestras permite reconocer patrones de relaciones entre los diferentes trazadores utilizados, ya sean los tres CFCs y/o el ^3H , que indican una mezcla de aguas de diferentes edades. La única excepción la constituye la muestra del pozo G792, que tanto en las relaciones entre CFC-12 y CFC-113 como en los valores esperados de ^3H correspondería a un modelo de flujo pistón. Esto se explica ya que el mismo es un piezómetro corto (20 m) localizado en la zona de recarga cercana a la divisoria, por lo que capta pocas líneas de flujo.

Las muestras restantes corresponden a mezclas de líneas de flujo, muy posiblemente aplicables a un sistema exponencial (Zuber, 1986; Solomon *et al.*, 2006), pero que pueden ser tratadas de manera más simple como mezclas binarias entre diferentes proporciones de dos edades extremas. En general, diferentes proporciones de aguas submodernas (pre-1952) y aguas recargadas entre 1980 y 1985 explican los tiempos de residencia observados.

El tiempo residencia en acuíferos libres, como el de la zona de estudio, es (Solomon *et al.*, 2006):

$$(10.2.) \quad t = z \cdot \Theta / R$$

donde t : tiempo de residencia, z : profundidad de la toma de muestra bajo el nivel freático, Θ : porosidad y R : tasa de recarga. Asumiendo una porosidad y recarga homogéneas, queda claro que la profundidad de la toma de muestra resultará determinante de los tiempos estimados. El rango de los mismos, del orden de 35 hasta 49 años, es muy significativo en cuanto al funcionamiento del acuífero libre y al lento movimiento del agua subterránea en una zona de muy bajo gradiente hidráulico (ver Fig. 7.7., Capítulo 7). La predominancia de aguas más modernas en la zona de recarga se debería justamente a que allí el valor de R es mayor.

SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

El agua subterránea y el agua de los arroyos se encuentran interactuando estrechamente en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita. Esta importante laguna, declarada Reserva Mundial de Biosfera “Parque Atlántico Mar Chiquito” por MAB-UNESCO en abril de 1996, recibe aportes de agua dulce y salada, como cualquier cuerpo de agua que muestra un comportamiento de estuario. Las aguas subterráneas y de arroyos son principalmente de tipo bicarbonatadas sódicas, mientras que la composición química de la laguna evidencia una evolución hacia la composición del agua de mar, desde su zona norte hacia su canal de entrada, localizado al sur. Los flujos locales de agua subterránea descargan en los arroyos, siendo la composición del agua mayormente modificada por una reducción en la presión parcial de CO₂.

El modelo de evolución hidrogeoquímica planteado para el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, el cual toma al agua de lluvia como punto de partida, permite explicar la evolución en el contenido iónico del agua subterránea, teniendo como procesos determinantes al equilibrio con calcita en un sistema abierto y al intercambio catiónico. En adición, existe una relación entre las facies hidrogeoquímicas presentes en la zona de estudio y los ambientes geomorfológicos que caracterizan a la misma. El ambiente de Franja Eólica Periserrana, al O y SO, constituye la zona de recarga, determinando la huella isotópica y el origen en la evolución hidrogeoquímica.

En referencia a la caracterización en isótopos estables del área de estudio, las composiciones promedio del agua subterránea (-24,9 ‰ para $\delta^2\text{H}$ y -4,65 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$) y de la precipitación de la región (-29,7 ‰ para $\delta^2\text{H}$ y -5,49 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$) son similares, confirmando el origen de la recarga al acuífero a partir de la infiltración del agua de lluvia. La composición isotópica del agua de los arroyos es cercana a la del agua subterránea, lo que demuestra un importante

dominio del flujo base en el caudal de los mismos, como lo confirman las isopiezas del sector estudiado. A su vez, la intercepción de lluvias isotópicamente pesadas en el canal de los arroyos tiene como resultado una composición un poco más enriquecida de los mismos. Por otro lado, las muestras de la laguna Mar Chiquita evidencian un progresivo enriquecimiento en $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, desde su sector N hacia el canal de que lo comunica con el mar, situado al S, y como consecuencia del incremento en las proporciones de agua marina.

La importancia de la relación entre la geomorfología y la calidad de las aguas subterráneas y el rol que éstas desempeñan como agente geológico se manifiestan en diferentes observaciones hidrogeoquímicas:

- Las paleodunas longitudinales y parabólicas, características del ambiente de Planicie Fluvioeólica, constituyen zonas de recarga local.
- Los mayores valores de pH al O, SO y S se vincularían con la presencia de la Paleosuperficie Tandil, caracterizada por una capa continua de tosca formada por una alta proporción de CaCO_3 .
- Se ha observado una relación inversamente proporcional de tipo potencial entre la conductividad eléctrica y el nivel freático, siendo la CE mayor hacia el E, a medida que los valores de n_f decrecen.
- Las mayores concentraciones de Cl^- , junto con la liberación de Ca^{+2} y Mg^{+2} y adsorción de Na^+ en una importante proporción en las muestras de aguas subterráneas ubicadas en las cercanías de la boca de la laguna costera Mar Chiquita, serían consecuencia de la infiltración de agua salada en fenómenos de mareas altas en sicigias (mareas vivas).
- Los contenidos de nitrato disminuyen en la dirección del flujo de agua subterránea como consecuencia de la dispersión, siendo su origen antropogénico predominante en la zona de lomadas periserranas, donde la actividad agrícola es la sobresaliente.
- Los cursos de agua superficial constituyen zonas de descarga de los sistemas de flujo local, especialmente en la partes alta y media de las cuencas, tal como lo demuestra la composición química e isotópica de los arroyos.

El sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita fue estudiado en representación de aquellas cuencas típicas de llanuras de clima húmedo. Por lo general, la mayoría de los balances de carbono en los sistemas hidrológicos se centran en los grandes ríos, pero la contribución de las grandes áreas drenadas por pequeños arroyos no se evalúa. Cerca de 8 millones de km² están ocupados por este tipo de paisajes en América del Sur, incluyendo a miles de pequeñas cuencas en las cuales la modelación hidrogeoquímica puede aplicarse para obtener la contribución parcial de carbono de sus componentes hidrológicos. En este sentido, esta simple metodología es una herramienta útil para obtener valores más detallados de las cantidades de carbono transferidos a posibles sumideros.

El balance local de carbono para el área estudiada, llevado a cabo con el fin de estimar la contribución anual de las aguas continentales de la misma al ciclo del C, fue realizado a partir del análisis de los modelos hidrogeoquímicos inversos obtenidos. Así, se pudo concluir que del 100 % del carbono que ingresa anualmente en el ciclo hidrológico a través del ambiente terrestre de la zona en estudio (I), alrededor del 8,6 % es liberado a la atmósfera como CO₂ (G) y el 4,9 % es almacenado en los sedimentos (S). El 86,5 % de carbono restante es retenido en equilibrio dentro del sistema o descargado dentro de la laguna y/o directamente al océano por medio de flujos profundos de agua subterránea (E). El paisaje extremadamente plano del sector bajo estudio minimiza el escurrimiento superficial a aproximadamente un valor promedio de sólo el 6,7 % de la precipitación total, incrementando la importancia de los flujos de agua subterránea. Esto reduce la descarga de agua de los arroyos en la laguna y, en consecuencia, la transferencia de masa a la atmósfera y el almacenamiento en los sedimentos.

En cuanto al balance hidrológico llevado a cabo en la laguna costera Mar Chiquita, tres componentes principales fueron reconocidos como *miembros extremos probables*: 1) El agua de mar, de tipo clorurada sódica, caracterizada por una alta salinidad (CE de aproximadamente 50.000 µS/cm) y una composición isotópica definida (0,0); 2) Los arroyos, cuya composición química

se debe a la descarga del agua subterránea principalmente en las áreas de recarga y tránsito, presentando una baja salinidad (CE por debajo de los 2.600 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y una composición en isótopos estables más enriquecida; y 3) El agua subterránea en la zona de descarga, la cual posee contenidos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ similares a los del agua de lluvia que recarga al acuífero, pero siendo un poco más salina como consecuencia de la evolución geoquímica normal (valor promedio de CE de 4.113 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

Luego de haber encontrado una manera de diferenciar la descarga del agua de los arroyos de la descarga directa de las aguas subterráneas en la laguna Mar Chiquita, fue posible asignarle su papel en el balance hídrico a los miembros extremos probables. El valor de gradiente hidráulico extremadamente bajo hacia la laguna costera resulta en un flujo muy lento y, en consecuencia, un bajo caudal de descarga de las aguas subterráneas en la misma.

Los estudios realizados con la finalidad de estimar los tiempos de residencia en el agua subterránea se han basado en la interpretación conjunta de las concentraciones de los trazadores ambientales CFCs y tritio. Las edades aparentes obtenidas para el agua subterránea del sector estudiado se encuentran entre los 35 y 49 años. Estos tiempos de residencia se pueden interpretar, en general, como mezclas binarias de aguas submodernas (más de 50 años) y aguas recargadas en los últimos 30 años. Lo expuesto indica el muy lento desplazamiento del agua subterránea en función de los bajos gradientes. En consecuencia, los valores de CE medidos en la zona de descarga para el agua subterránea permiten minimizar su contribución directa, considerando entonces sólo dos *miembros extremos dominantes*: el agua de mar y el agua de los arroyos. Sus proporciones podrían obtenerse para cualquier punto en cualquier momento a partir de los parámetros CE y $\delta^{18}\text{O}$, utilizando la “regla de la palanca” en el gráfico de dispersión que incluye a los mismos. La proporción calculada será diferente dependiendo de la descarga de los arroyos y los efectos de las mareas.

La mezcla de edades diferentes indica que en el área de estudio existen distintos sistemas de flujo. Los locales descargan en los arroyos y en baja proporción en la laguna, como consecuencia de la baja velocidad de flujo, expresada en los altos tiempos de residencia y en la clara existencia de aguas de alrededor de 50 años aún a profundidades no mayores a 30 m. Estas edades ratifican los modelos conceptuales que sustentan una baja movilidad de las aguas, pero a la vez cuestionan a aquellos que asumen una recarga uniformemente distribuida. En principio, hacia las zonas de descarga los potenciales hidráulicos impiden la recarga del acuífero, por lo que las aguas de infiltración se expresan en ascensos de niveles freáticos sin incorporarse a los sistemas de flujo.

La gran cantidad de información hidrogeoquímica y de isótopos estables generada e interpretada de manera conjunta, y la consideración de la datación de aguas subterráneas con trazadores ambientales, ha permitido generar un modelo de funcionamiento del sistema hidrológico y de aporte de aguas a la laguna Mar Chiquita, estableciendo las bases para el estudio integral de la dinámica de la misma. Por otra parte, las conclusiones alcanzadas se han extendido a la mayoría de las geósferas, incluyendo el balance de carbono del sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita.

REFERENCIAS

- Albero, M.C. y Panarello, H.O. (1981).** *Tritio e isótopos estables en aguas de precipitaciones en América del Sur.* En: Actas del "I Interamerican Symposium on Isotope Hydrology", Bogotá, Colombia. 91-109.
- Aller, L., Bennett, T., Lehr, J.H. y Petty, R.J. (1985).** *DRASTIC: A Standardized System for Evaluating Groundwater Pollution Using Hydrogeologic Settings.* US EPA/Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory. EPA/600/2-85/018, 163 pp.
- Ameghino, F. (1886).** *Las secas y las inundaciones en la provincia de Buenos Aires. Obras de retención y no de desagüe.* Ministerio de Asuntos Agrarios de la provincia de Buenos Aires, La Plata, Buenos Aires, Argentina. 2° edición. 66 pp.
- Ameghino, F. (1889).** *Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina.* Actas de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina. 6: 1-1027 y Atlas 98 pls.
- Ameghino, F. (1908).** *Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapalmalán.* Anales Museo Nacional de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina. Serie 3 (10): 343-428.
- Amos, A.J., Quartino, B. y Zardini, R. (1972).** *El "Grupo La Tinta" (Provincia de Buenos Aires): Paleozoico y Precámbrico?* En XXV Congreso Brasileiro de Geología, San Pablo, Brasil. 211-221.
- Andreis, R.R. y Zalba, P.E. (1998).** *El basamento cristalino y eventos transgresivos y regresivos en las sucesiones silicoclásticas proterozoicas y eopaleozoicas aflorantes entre Chillar y San Manuel, Sierras Septentrionales, Buenos Aires, Argentina.* Actas de Resúmenes del VII Reunión Argentina de Sedimentología. 101-103.

Andreis, R.R., Zalba, P.E. e Iñiguez Rodríguez, A.M. (1992). *Paleosuperficies y sistemas depositacionales en el Proterozoico Superior de Sierras Bayas, Sistema de Tandilia, Provincia de Buenos Aires, Argentina.* Actas de la IV Reunión Argentina de Sedimentología. 1: 283-290.

Andreis, R.R., Zalba, P.E., Iñiguez Rodríguez, A.M. y Morosi, M. (1996). *Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión superior de la Formación Cerro Largo, Sierras Bayas (Buenos Aires, Argentina).* Actas de la VI Reunión Argentina de Sedimentología. 293-298.

APHA (American Public Health Association) (1992). *Standard methods for the examination of water and wastewater.* 18th Ed. American Public Health Association, Washington, DC, Estados Unidos. 1100 pp.

Appelo, C.A.J. y Postma, D. (1993). *Geochemistry, groundwater and pollution.* Rotterdam, Brookfield: A.A. Balkema. 536 pp.

Aufdenkampe, A.K., Mayorga, E., Raymond, P.A., Melack, J.M., Doney, S.C., Alin, S.R., Aalto, R.E. y Yoo, K. (2011). *Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere.* *Frontiers in Ecology and the Environment*, 9 (1): 53-60. DOI: 10.1890/100014.

Auge, M.P. (1990). *Aptitud del agua subterránea en La Plata, Argentina.* En: Actas del Seminario Latinoamericano sobre Medio Ambiente y Desarrollo, Buenos Aires, Argentina. 191-201.

Auge, M.P. (1996 a). *Aptitud del agua subterránea en La Plata, Argentina.* Actas del Seminario Latinoamericano sobre Medio Ambiente y Desarrollo. Buenos Aires. 191-201.

Auge, M.P. (1996 b). *Similitudes hidrogeológicas entre los Acuíferos Pampeano y Puelche en La Plata, Argentina.* Serie Correlación Geológica N° 11: 235-241.

Auge, M.P. (2004). *Hidrogeología de La Plata, provincia de Buenos Aires.* En: Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata, Buenos Aires, Argentina. 293-311.

Ayers, R.S. y Westcott, D.W. (1985). *Water quality for agriculture.* FAO Irrigation and Drainage, Roma, Italia. N° 29, 1: 174 pp.

Back, W. (1961). *Techniques for Mapping Hydrochemical Facies.* U.S. Geol. Survey Professional Paper, 424-D: 380-382.

Badillo, E. y Rico, A. (2002). *Mecánica de suelos.* Editorial Limusa. 200 pp. ISBN: 9681800699.

Barcelona, M.J. (1984). *TOC determinations in ground water.* Groundwater, 22 (1): 18-24.

Barrio, C.A., Poiré, D.G. e Iñiguez Rodríguez, A.M. (1991). *El contacto entre la Formación Loma Negra (Grupo Sierras Bayas) y la Formación Cerro Negro: un ejemplo de Paleokarst, Olavarría, provincia de Buenos Aires.* Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46 (1-2): 69-76.

Battin, T.J., Luysaert, S., Kaplan, L.A., Aufdenkampe, A.K., Richter, A. y Tranvik, L.J. (2009). *The boundless carbon cycle.* Nature Geoscience, 2: 598–600.

Battin, T.J., Kaplan, L.A., Findlay, S., Hopkinson, C.S., Marti, E., Packman, A.I., Newbold, J.D. y Sabater, F. (2008). *Biophysical controls on organic carbon fluxes in fluvial networks.* Nature Geoscience, 1: 95-100. DOI: 10.1038/ngeo101.

Benítez, A. (1972). *Captación de aguas subterráneas. Nuevos métodos de prospección y cálculo de caudales.* Editorial Dossat S.A., Madrid, España. 153 pp.

Bertolino, S.R.A. (1988). *Estratigrafía, mineralogía y geoquímica de la Formación Cerro Negro en la zona de Villa Cacique, partidos de Juárez y Necochea, provincia de Buenos Aires.* Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (3): 275-286.

BID (Banco Interamericano de Desarrollo) (2008). *Nota Sectorial Ambiental AR-P1045.* División de Medio Ambiente, Desarrollo Rural y Gestión de Riesgos por Desastres (INE/RND).

Blarasin, M., Degiovanni, S., Villegas, M. y Cabrera, A. (2005). *Aguas superficiales y subterráneas en el Sur de Córdoba: una perspectiva geoambiental.* Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto, Córdoba. 320 pp.

Blarasin, M., Cabrera, A., Villegas, M., Bettera, S., Frigerio, C. y Lombardo, D. (1999). *Evaluación ambiental de impacto de sistemas de saneamiento domiciliario sobre el agua subterránea en el Barrio San Martín, ciudad de Río Cuarto, Córdoba, provincia de Buenos Aires.* En: Hidrología subterránea. II Congreso Argentino de Hidrogeología. IV Seminario Hispano Argentino Sobre Temas Actuales de la Hidrogeología Subterránea Serie Correlación Geológica N° 13. Instituto Superior de Correlación Geológica - CONICET, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán, Argentina. 177-186.

Bocanegra, E.M. (2011). *Estrategias de gestión del acuífero de Mar del Plata. Modelo conceptual y simulación numérica.* Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura. Universidad Nacional de Rosario, Rosario, Argentina. 148 pp. Inédita.

Bocanegra, E.M. y Mejía Rivera, O.A. (2007). *Cambio climático y estimación de la recarga del acuífero de Mar del Plata.* En: V Congreso de Hidrogeología y III Seminario Hispanoamericano de Temas Actuales de la

Hidrogeología subterránea. Paraná, Entre Ríos, Argentina. 167-176. ISBN 978-987-23936-3-2. Disponible en: <http://hydriaweb.com.ar/kb/entry/33/>.

Bocanegra, E.M., Martínez, D.E., Massone, H.E. y Cionchi, J.L. (1992). *Exploitation effect and salt water intrusion in the Mar del Plata aquifer, Argentina.* En: Actas de la "12th Salt-Water Intrusion Meeting". Barcelona, España. CIHS-CIMNE. 177-191.

Bocanegra, E.M., Martínez, D.E., Massone, H.E. y Farenga, M. (2005). *Modelación numérica preliminar del flujo subterráneo en la cuenca del río Quequén, provincia de Buenos Aires.* En: Actas del IV Congreso Argentino de Hidrogeología, Río Cuarto, Córdoba, Argentina. 1: 191-200. ISBN 950-665-346-1.

Bocanegra, E.M., Cionchi, J.L., Fasano, J.L., Osterrieth, M.L. y Schnack, E.J. (1985). *Geología ambiental del área urbana marplatense, provincia de Buenos Aires. Caracterización preliminar.* En: I Jornadas Geológicas Bonaerenses, Tandil, Buenos Aires, Argentina.

Bolin, B. (1981). *Carbon cycle modeling.* Nueva York, Estados Unidos: Wiley. Scope Report, 16 pp.

Bolin, B., Doos, B.R., Jaeger, J. y Warrick, R.A. (Eds.) (1986). *The Greenhouse Effect, Climatic Change and Ecosystems.* Scope Report; 29: 1-541.

Bonorino, G., Albouny, R. y Rossi, S. (2001). *La influencia del sistema carbonatado sobre el quimismo del agua subterránea (cuenca superior del arroyo Chasicó).* Geoacta, 26: 1-11.

Borgnino, L., Garcia, M.G., Bia, G., Stupar, Y.V., Le Coustumer, Ph. y Depetris, P.J. (2013). *Mechanisms of fluoride release in sediments of Argentina's central region.* Science of the Total Environment, 443: 245-255.

Borrello, A.V. (1962). *Formación Punta Mogotes (Eopaleozoico, Provincia de Buenos Aires).* Notas de la Comisión de Investigación Científicas de la provincia de Buenos Aires. 1(1): 1-9.

Borrello, A.V. (1966). *Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires.* Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. Paleontografía Bonaerense, 5: 1-42.

Bullister, J.L. (1984). *Atmospheric Chlorofluoromethanes as Tracers of Ocean Circulation and Mixing: Studies in the Greenland and Norwegian seas.* Tesis doctoral, Universidad de California, San Diego, Estados Unidos.

Bullister, J.L. y Weiss, R.F. (1988). *Determination of CFC₃F and CCl₂F₂ in seawater and air.* Deep-Sea Research, 35: 839-854.

Burton, W.C., Plummer, L.N., Busenberg, E., Lindsey, B.D. y Gburek, W.J. (2002). *Influence of fracture anisotropy on ground-water ages and chemistry, Valley and Ridge province, Pennsylvania.* Ground Water, 40 (3): 242-257.

Busenberg, E. y Plummer, L.N. (1992). *Use of Chlorofluoromethanes (CCl₃F and CCl₂F₂) as hydrologic tracers and age-dating tools: Example-The alluvium and terrace system of Central Oklahoma.* Water Resources Research, 28: 2257-2283.

Busenberg, E. y Plummer, L.N. (2006). *USGS spreadsheet program for preliminary evaluation of CFC data.* En: Use of chlorofluorocarbons in Hydrology. A Guidebook. International Atomic Energy Agency, Viena, Austria. 229 p.

Busenberg, E., Plummer, L.N., Cook, P.G., Solomon, D.K., Han, L.N., Gröning, M. y Oster, H. (2006). *Sampling and analytical methods.* En: Use

of chlorofluorocarbons in Hydrology. A Guidebook. Capítulo 12. International Atomic Energy Agency, Viena, Austria. 199-220.

Cabrera, A. (2009). *Evolución hidrogeoquímica e isótopos ambientales del sistema acuífero asociado a los ambientes morfotectónicos de la falla regional Tigre Muerto. Córdoba. Argentina.* Tesis Doctoral. Biblioteca Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto, Córdoba. 330 pp (más 24 pp de anexos). Inédita.

Calmbach y Waterloo Hydrogeologic (2003). *Water quality data analysis, plotting, and modeling.* Aquachem user's manual v.4.0., co-developed by Lukas Calmbach and Waterloo Hydrogeologic, Inc., Estados Unidos. 276 pp.

Carol, E., Kruse, E. y Mas Pla, J. (2009). *Hydrochemical and isotopical evidence of ground water salinization processes on the coastal plain of Samborombón Bay, Argentina.* Journal of Hydrology, 365: 335-345.

Casal, P.S. (1946). *El litoral argentino y las islas.* En: Geografía de la República Argentina, III, GAEA, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, Buenos Aires, Argentina.

Celemín, J. P. (2009). *Elaboración de cartografía de riesgo de inundaciones y propuesta de mejora de conservación de la cuenca y reserva MAB de Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires, Argentina.* Tesis de Maestría. Universidad Internacional de Andalucía, Sede Iberoamericana de La Rabida, Huelva, España. 103 pp.

Cendrero, A. y Díaz de Terán, J.D. (1987). *The environmental map system of the University of Cantabria, Spain.* En: Arndt, P. y Lüttig, G. (Eds.): Mineral Resources' extraction, environmental protection and land-use planning in the industrial and developing countries. 149-181.

- Chebotarev, I.I. (1955).** *Metamorphism of Natural Waters in the Crust of Weathering.* *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 8: 22-48.
- Christophersen, N., Neal, C., Hooper, R., Vogt, R. y Andersen, S. (1990).** *Modeling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members – A step towards 2nd-generation acidification models.* *Journal of Hydrology*, 116 (1-4): 307-320.
- Cingolani, C.A. (2011).** *The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata craton: an overview.* *International Journal of Earth Sciences*, 100 (2-3): 221-242.
- Cingolani, C.A. y Bonhomme, M.G. (1982).** *Geochronology of La Tinta upper Proterozoic sedimentary rocks, Argentina.* *Precambrian Research*, 18 (1-2): 119-132.
- Cingolani, C.A., Varela, R. y Aceñolaza, F.G. (1985).** *Caracteres geológicos y paleoicnológicos del Cerro del Corral (Partido de Necochea), Provincia de Buenos Aires.* *Actas de las Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses.* Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. 891–908.
- Cingolani, C.A., Uriz, N.J. y Chemale Jr., F. (2010).** *New Detrital Zircon U–Pb Ages on Neoproterozoic Tandilia Sequences, Río de la Plata Craton, Argentina.* VII South American Symposium on Isotope Geology, Brasilia, Brasil. 5–8.
- Cingolani, C.A., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S. y McNaughton, N.J. (2002).** *U-Pb SHRIMP dating of zircons from the Buenos Aires Complex of the Tandilia Belt, Río de la Plata Craton, Argentina.* *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*. 1: 149-154.

- Cingolani, C.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. y Hartmann, L.A. (2005).** *Geocronología U–Pb SHRIMP sobre circones del granitoide Montecristo, Tandil, provincial de Buenos Aires, Argentina.* Actas del XVI Congreso Geológico Argentino. 1: 299-302.
- Clark, I.D. y Fritz, P. (1997).** *Environmental isotopes in hydrogeology.* CRC, Boca Raton, FL. 328 pp.
- Código Alimentario Argentino (2012).** *Ley 18.284, Capítulo XII, Bebidas Analcohólicas: bebidas hídricas, agua y agua gasificada.* Artículos 982-1079.
- Cole, J.J. y Caraco, N.F. (2001).** *Carbon in catchments: Connecting terrestrial carbon losses with aquatic metabolism.* Marine and Freshwater Research, 52 (1): 101-110.
- Cole, J.J., Prairie, Y.T., Caraco, N.F., McDowell, W.H., Tranvik, L.J., Striegl, R.G., Duarte, C.M., Kortelainen, P., Downing, J.A., Middelburg, J.J. y Melack, J. (2007).** *Plumbing the global carbon cycle: integrating inland waters into the terrestrial carbon budget.* Ecosystems, 10: 171-184. <http://dx.doi.org/10.1007/s10021-006-9013-8>.
- Conway, T.J. y Tans, P.P. (2012).** *Trends in atmospheric carbon dioxide.* <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends>.
- Cook, P.G. y Solomon, D.K. (1997).** *Recent advances in dating groundwater: chlorofluorocarbons, $^3\text{H}/^3\text{He}$ and ^{85}Kr .* Journal of Hydrology, 191: 245-265.
- Cook, P.G. y Herczeg, A.L. (1999).** *Environmental tracers in subsurface hydrology.* Kluwer, Boston, MA. 529 pp.
- Cortezzi, C.R., Ribot, A.M. y de Barrio, R.E. (1999).** Los gneises piroxénicos del basamento precámbrico de las Sierras de Balcarce, Tandilia,

Argentina. En: Actas del XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Argentina. 2: 90–91.

Craig, H. (1961). *Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters.* Science 133 (3467): 1833-1834.

Custodio, E. (1973). *Planteamiento de estudios geohidrogeológicos en pequeñas zonas sin datos sistemáticos.* En: Simposio de la UNESCO sobre Previsión de recursos de aguas con datos inadecuados. Madrid, España. Volumen 1.

Custodio, E. y Llamas, M.R. (1976). *Hidrología Subterránea.* 2 tomos. Ediciones Omega, Barcelona, España. 2350 pp.

Dalla Salda, L. (1975). *Geología y petrología del basamento cristalino en el área del Cerro El Cristo e Isla Martín García.* Provincia de Buenos Aires, Argentina. Univ. Nacional de La Plata, Tesis doctoral (F.C.N.yM, UNLP). Inédito.

Dalla Salda, L. (1981). *The Precambrian Geology of El Cristo, Southern Tandilia region, Argentina.* Geologische Rundschau, 70 (3):1033-1942.

Dalla Salda, L. e Iñiguez Rodríguez, A.M. (1979). *La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires.* Actas del VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina. 1: 539-550.

Dalla Salda, L. y Franzese, J. (1985). *El basamento cristalino de la región de Balcarce, su mapeo en escala 1:50.000.* Tres hojas geológicas escala 1:50.000, Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses. Póster.

Dalla Salda, L., Franzese, J. y Posadas V. (1992). *The 1,800 m.y. Mylonite-anatetic granitoid association in Tandilia, Argentina.* R. Mason (Ed.), Basement Tectonics, Kluwer Academic Publishers, Canadá. 7: 161-174.

Dalla Salda, L., Spalleti, L., Poiré, D., De Barrio, R.E., Echeveste, H.J. y Benialgo, A. (2006). *Tandilia*. En: Aceñolaza F. (Ed.) Temas de la geología Argentina I. Serie de Correlación geológica, 21: 17-46.

Dalmaso, M., Martínez, D.E. y Mariño, E.E. (1999). *Contaminación por efluentes de la industria frigorífica: el caso del acuífero arenosos de General Pico*. En: Hidrología subterránea. II Congreso Argentino de Hidrogeología. IV Seminario Hispano Argentino Sobre Temas Actuales de la Hidrogeología Subterránea Serie Correlación Geológica N° 13. Instituto Superior de Correlación Geológica - CONICET, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán, Argentina. 187-194.

De Almeida, F.F.M., Hasui, Y. y Brito Neves, B.B. (1976). *The upper Precambrian of South America*. Boletín del Instituto de Geociencias, Universidad de San Pablo, Brasil. 7:45–80.

De Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B. y Carneiro, C.D.R. (2000). *The origin and evolution of the South American platform*. Earth-Science Review Journal, 50: 77-111. DOI:10.1016/S0012-8252(99)00072-0.

De Almeida, F.F.M., Amaral, G., Cordani, U.G. y Kawashita, K. (1973). *The Precambrian evolution of the South American cratonic margin, south of the Amazon River*. En: Nairn, A.E. y Stehli, F.G. (Eds.) The ocean basins and margins, vol 1. Plenum Publishing, New York. 411-446.

del Valle, A. (1987 a). *Sedimentología de la Formación Balcarce en el sector oriental de Tandilia*. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral 491, 279 pp. Inédito.

del Valle, A. (1987 b). *Nuevas trazas fósiles en la Formación Balcarce, Paleozoico inferior de las Sierras Septentrionales. Su significado cronológico*

y ambiental. Revista Museo de La Plata, nueva serie, Sección Paleontología. 9:19-41.

Dillon, A., Hurtado, M., Gimenez, J. y Castillo, R. (1985). *Consideraciones geomorfológicas y estratigráficas como base del carteo de suelos de un sector de la Pampa Arenosa (Pcia. de Buenos Aires)*. En: Actas de las Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Tandil, Buenos Aires, Argentina. 737-749.

Douchafour, P. (1984). *Edafogénesis y clasificación*. Barcelona, España: Masson. 450 pp.

Dristas, J.A. (1983). *Petrología de una metariolita en la Sierra del Tigre, Tandilia*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38 (2): 192-200.

Elichiry, P. (2002). *Evaluación de la sustentabilidad del Riego Complementario con la Aplicación de Modelos Numéricos de Flujo y Transporte en la Región Periserrana de Tandilia, Buenos Aires, Argentina*. Informe Final de Beca, Instituto Nacional del Agua. 87 pp. Inédito.

ESRI (2012). *Environment System Research Institute*. Página web: <http://www.esri.com>.

Fasano, J.L. (1980). *Geohidrología de la laguna Mar Chiquita y alrededores, provincia de Buenos Aires*. Simposio sobre Problemas Geológicos del Litoral Atlántico Bonaerense. Mar del Plata, Buenos Aires, Argentina. Resúmenes. 59-71.

Fasano, J.L. (1991). *Geología y Geomorfología. Región III. Faro Querandí–Mar de Cobo. Provincia de Buenos Aires*. Informe final para la Evaluación del Recurso Hídrico Subterráneo de la Región Costera Atlántica de la Provincia de Buenos Aires. Consejo Federal de Inversiones–Universidad Nacional de Mar del Plata. 118 pp.

Fasano, J.L., Hernández, M.A., Isla, F.I. y Schnack, E.J. (1982). *Aspectos evolutivos y ambientales de la laguna Mar Chiquita (provincia de Buenos Aires).* En: Acta Oceanológica, Actas del Simposio Internacional sobre las lagunas costeras, SCOR/IABO/UNESCO, Bordeaux, Francia. 285-292.

FCIHS (Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea) (2009). *Hidrogeología. Conceptos básicos de hidrogeología subterránea.* Editorial Comisión Docente Curso Internacional de Hidrología Subterránea.

Fernández, G., Valenzuela, S., Castronovo, R., Ricci, S., Dillon, A. y Ramos, A.G. (2008). *El patrimonio geológico-minero como recurso para crear rutas turísticas en el sistema de Tandilia, Argentina.* De Re Metallica (10-11): 81-90.

Ferreira, G., Rodríguez, L., Vonnet, C., Choque, J., Marano, P. (2009). *Avances en el conocimiento del acuífero libre de la cuenca del arroyo Cululú (provincia de Santa Fe).* En: VI Congreso Nacional de Hidrogeología y IV Seminario Hispanoamericano de Temas Actuales de la Hidrogeología Subterránea, Santa Rosa, La Pampa, Argentina. 1 (1): 147-157.

Fidalgo, F. (1979). *Upper Pleistocene-Recent marine deposits in northeastern Buenos Aires Province (Argentina).* En: Actas del "International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, San Pablo, Brasil. 384-404.

Fidalgo, F. y Tonni, E.P. (1981). *Sedimentos eólicos del Pleistoceno tardío y Reciente en el área interserrana bonaerense.* En: Actas del VIII Congreso Geológico Argentino. 3: 33-39.

Fidalgo, F., Colado, U.R. y De Francesco, F.O. (1973 a). *Sobre intrusiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (prov. de Buenos Aires).* En: Actas del V Congreso Geológico Argentino, Carlos Paz, Córdoba, Argentina. 3: 227-240.

Fidalgo, F., De Francesco, F.O. y Colado, U.R. (1973 b). *Geología superficial en las Hojas Castelli, J.M. Cobo y Monasterio (prov. de Buenos Aires).* En: Actas del V Congreso Geológico Argentino, Carlos Paz, Córdoba, Argentina. 4: 27-39.

Fidalgo, F., Riggi, J.C., Gentile, R., Correa, H. y Porro, N. (1991). *Los "Sedimentos postpampeanos" continentales en el ámbito sur bonaerense.* Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46: 239-56.

Fili, M.F., Eduardo, L. y Dalla Costa, O.A. (1999). *Modelo hidrogeológico conceptual de la relación entre los acuíferos Pampeano y Puelche en un sector del sur de la provincia de Santa Fe. República Argentina.* En: Hidrología subterránea. II Congreso Argentino de Hidrogeología. IV Seminario Hispano Argentino Sobre Temas Actuales de la Hidrogeología Subterránea Serie Correlación Geológica N° 13. Instituto Superior de Correlación Geológica - CONICET, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán, Argentina. 99-106.

Fontes, J.CH. (1980). *Environmental isotopes in groundwater hydrology.* En: Fritz, P. y Fontes, J.CH. (Eds.). *The Terrestrial Environmental Handbook of Environmental Isotopes Geochemistry*, Volumen I. Elsevier, Amsterdam, Holanda. 75-140.

Foster, S. e Hirata, R. (1988). *Determinación del riesgo de contaminación en aguas subterráneas.* CEPIS, Lima, Perú. 80 pp.

Freguelli, J. (1935). *Diatomeas de la Mar Chiquita al norte de Mar del Plata (Buenos Aires).* Notas del Museo de La Plata, 1:121-140.

Freguelli, J. (1945). *El Piso Platense.* Revista del Museo de La Plata (N.S.). Geología, La Plata, Buenos Aires, Argentina. 2: 287-311.

- Frenguelli, J. (1950).** *Rasgos generales de la morfología y geología de la Provincia de Buenos Aires.* M.O.P., LEMIT, La Plata, Buenos Aires, Argentina. Serie 2: 33.
- Frenguelli, J. (1957).** *Neozoico.* En: Geografía de la República Argentina II, GAEA, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. 3: 1-218.
- Freeze, R.A. y Cherry, J.A. (1979).** *Groundwater.* Prentice-Hall, Inc. 589 pp. ISBN 0-13-365312-9.
- Gamlén, P.H., Lane, B.C., Midgley, P.M. y Steed, J.M. (1986).** *The production and release to the atmosphere of CCl₃F and CCl₂F₂ (chlorofluorocarbons CFC-11 and CFC-12).* Atmospheric Environment, 20: 1077-1085.
- Gao, X., Wang, Y., Wu, P. y Guo, Q. (2010).** *Trace elements and environmental isotopes as tracers of surface water-groundwater interaction: a case study at Xin'an karst water system, Shanxi province, Northern China.* Environmental Earth Sciences, 59 (6): 1223-1234.
- Gardenal, L.M. (1988).** *Geomorfología del partido de Saliqueló, provincia de Buenos Aires.* CIC. 61 pp. Informe Inédito.
- Garrels, R.M. y Christ, C.L. (1965).** *Solutions, Minerals, and Equilibria.* Harper and Row, New York, 450 pp.
- Gat, J.R. y Tzur, Y. (1967).** *Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge.* En: Actas del "Symposium Isotopes in Hydrology". IAEA, Viena, Austria. 49-60.
- Geyh, M. (2000).** *Groundwater, vol. 4. Environmental isotopes in the hydrologic cycle.* En: Mook, W.G. (Ed.), IHP-V technical Documents in hydrology N° 39, UNESCO, Paris, Francia. 196 pp.

Glok Galli, M., Martínez, D.E., Kruse, E.E, Lima, L. y Grondona, S.I. (2011).

Caracterización hidrogeoquímica e isotópica de las nacientes de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires. En: VII Congreso Argentino de Hidrogeología, Salta, Argentina. Actas III - Calidad y Contaminación: 76-83. ISBN: 978-987-23936-7-0.

Glok Galli, M., Martínez, D.E., Kruse, E.E., Grondona, S.I. y Lima, L. (2014).

Hydrochemical and isotopic characterization of the hydrological budget of a MAB Reserve: Mar Chiquita lagoon, province of Buenos Aires, Argentina. Environmental Earth Sciences, 72 (8): 2821-2835. DOI: 10.1007/s12665-014-3187-8.

Glynn, D.L. y Plummer, L.N. (2005). *Geochemistry and the understanding of ground-water systems.* Hydrogeology Journal, 13: 263-287.

Gonfiantini, R. (1978). *Standards for stable isotope measurements in natural compounds.* Nature 271: 534-536.

Gómez Peral, L.E., Poiré, D.G., Zimmermann, U. y Strauss, H. (2007).

Chemo-stratigraphy and diagenetic constraints on Neoproterozoic carbonate successions from the Sierras Bayas Group, Tandilia System, Argentina. Chemical Geology, 237: 109-128. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2006.06.022.

González Bonorino, F. (1954). *Geología de las Sierras Bayas, Partido de Olavarría, Provincia de Buenos Aires.* LEMIT, Serie II (55): 5-37.

González Bonorino, F., Zardini, R., Figueroa, M. y Limousin, T.A. (1956).

Estudio geológico de las Sierras de Olavarría y Azul (Provincia de Buenos Aires). LEMIT, Serie 2 (63): 5-22.

Gröning, M. y Rozanski, K. (2003). *Uncertainty assessment of environmental*

tritium measurements in water. Accreditation and Quality Assurance, 8: 359-366.

Grosse, A.V., Johnston, W.M., Wolfgang, R.L. y Libby, W.F. (1951). *Tritium in nature*. Science, 113 (2923): 1-2.

Guiger, N. y Franz, T. (1996). *Visual MODFLOW. The Integrated Modeling Environment for MODFLOW and MODPATH*. Versión 2.00. User's Manual. Waterloo Hydrogeologic. Inc. Ontario, Canada. 10 pp.

Han, L.F. y Gröning, M. (2002). *Quick calculator for CFCs*. International Atomic Energy Agency, Isotope Hydrology Laboratory.

Hansen, J., Lacis, A. y Prather, M. (1989). *Greenhouse effect of chlorofluorocarbons and other trace gases*. Journal of Geophysical Research, 94: 16417-16421.

Harrington, H.J. (1956). *Argentina*. En Handbook of South American Geology, editado por Jenks W.R., Geological Society of America Memoirs, 65: 129-165.

Hart, S.R., Krogh, T.E., Davis, G.L., Aldrich, L.T. y Munizaga, R. (1965). *A geochronological approach to the continental drift hypothesis*. Carnegie Inst. Washington, Yearbooks, 65: 57-59.

Hartmann, L., Santos, J., Cingolani, C. y McNaughton, N. (2002). *Two Paleoproterozoic progenies in the evolution of the Tandilia Belt, as evidence by zircon U-Pb SHRIMP geochronology*. International Geology Review, 4: 528-543.

Hem, J.D. (1992). *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Waters*. U.S.G.S. Water-Supply Paper, 2254, 4^{ta} impresión. 263 pp.

Hernández, M.A. y Fasano, J. (1980). *Descripción de la hidrodinámica freática en relación a la Laguna de Mar Chiquita (Prov. De Buenos Aires)*. En: X Congreso Nacional del Agua. Corrientes, Argentina.

- Hernández, M.A., Fasano, J. y Bocanegra, E.M. (1991).** *Overexploitation effects on the Quaternary Aquifer of Mar del Plata (Argentina)*. En: XXIII IAH Congress Aquifer Overexploitation, International Association of Hydrogeologist (IAH). Islas Canarias, España. Actas I, I: 431-435.
- Heusser, C. y Claraz, G. (1863).** *Ensayos de un conocimiento geognóstico-físico de la provincia de Buenos Aires. I. La Cordillera entre el Cabo Corrientes y Tapalqué*. Buenos Aires, Imprenta del Orden.
- Holland, H.D. (1995).** *Atmospheric oxygen and the biosphere*. En: "Linking Species and Ecosystems" (Jones, C., Lawton, J.; Eds.). Chapman y Hall: Nueva York, Estados Unidos. 127-140.
- Holz, S. (1995).** *Relación entre la geomorfología, la vegetación y los suelos en las dunas costeras de Mar Chiquita*. Tesis de Licenciatura en Ciencias Biológicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Mar del Plata, Mar del Plata, Buenos Aires, Argentina. 63 pp.
- Holz, S., Martínez, G.A. y Malvarez, A. (1996).** *La vegetación y la geomorfología como factores formadores del suelo en dunas costeras*. En: XXV Jornadas Argentinas de Botánica, Mendoza, Argentina.
- Hooper, R.P. (2003).** *Diagnostic tools for mixing models of stream water chemistry*. Water Resources Research, 39 (3): 1055. DOI: 10.1029/2002WR001528.
- Horton, R.E. (1945).** *Erosional development of streams and their drainage basins. Hydrophysical approach to quantitative morphology*. En: Geological Society of America Bulletin, 56 (3).
- IAEA (International Atomic Energy Agency)/WMO (World Meteorological Organization) (2002).** *Global Network for Isotopes in Precipitation. The*

GNIP Database. <http://isohis.iaea.org>.

INA (Instituto Nacional del Agua-Subsecretaría de Recursos Hídricos) (2002). *Atlas Digital de los Recursos Hídricos Superficiales de la República Argentina.*

INDEC (Instituto Nacional de Estadísticas y Censos) (2010). *Censo 2010.* Resultados Previsionales (en línea), <http://www.indec.gov.ar/>.

Introcaso, A. y Gerster, R. (1985). *Análisis de la evolución de las cuencas sedimentarias del Salado y Colorado en Argentina.* Revista Geofísica, 41: 3-22.

Iñiguez Rodríguez, A.M. y Zalba, P.E. (1974). *Nuevo nivel de arcilitas en la zona de Cerro Negro, Partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires.* Anales del LEMIT, Serie 2 (264): 95-100.

Iñiguez Rodríguez, A.M., del Valle, A., Poiré, D.G., Spalletti, L.A. y Zalba, P.E. (1989). *Cuenca precámbrica-paleozoica inferior de Tandilia, Provincia de Buenos Aires.* En: Chebli, G. y Spalletti, L.A. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, INSUGEO (Instituto Superior de Correlación Geológica), Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán, Argentina. Serie Correlación Geológica, 6: 245-263.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis.* En: Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.G., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson y C.A. (Eds.). "Contribution of working group I to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change". Cambridge, Reino Unido y Nueva York, Estados Unidos. Cambridge University Press. 881 pp.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2007). *Climate Change 2007.* En: Pachauri, R.K. y Reisinger, A. (Eds.). "Contribution of Working

Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change". Geneva, Suiza. 104 pp.

Iribarne, O. (2001). *Reserva de Biósfera Mar Chiquita: Características físicas, biológicas y ecológicas.* Editorial Martín, Argentina. 320 pp.

Iriondo, M.H. (2010). *Geología del Cuaternario en Argentina.* Editorial Moglia. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, Corrientes, Argentina. 437 pp. ISBN 978-987-24637-1-7.

Isla, F.I. (1980). *Evolución morfológica de la zona de la desembocadura de la laguna Mar Chiquita, Prov. de Buenos Aires.* En: Actas del Simposio sobre problemas geológicos del Litoral Atlántico Bonaerense, Mar del Plata, Buenos Aires, Argentina. 89-108.

Isla, F.I. (1997 a). *Seasonal behaviour of Mar Chiquita tidal inlet in relation to adjacent beaches, Argentina.* Journal of Coastal Research, 13: 1221-1232.

Isla, F.I. (1997 b). *Procesos de canibalización de la barrera medanosa entre Faro Querandí y Mar Chiquita, Buenos Aires.* Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52: 539-548.

Isla, F.I. y Tomazelli, J.L. (1999). *Eolian sand dispersals and modern erosion processes in Holocene coastal barriers: comparison between Mar Chiquita and Patos barriers (Argentina and Brazil).* Revista Thalassas, 15: 75-88.

Isla, F.I. y Gaido, E.S. (2001). *Evolución geológica de la laguna Mar Chiquita.* En: Reserva de Biósfera Mar Chiquita: Características Físicas, Biológicas y Ecológicas (OO Iribarne, Ed.). Editorial Martín, Mar del Plata, Argentina. 19-30.

- Katz, B.G, Böhlke, J.K. y Hornsby, H.D. (2001).** *Timescales for nitrate contamination of spring waters, northern Florida, USA.* Chemical Geology, 179: 167-186.
- Keidel, J. (1916).** *La geología de las sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas del Cabo y los Andes.* Ministerio de Agricultura Nacional. Anales Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires, Argentina. IX (3).
- Kendall, C. y McDonnell, J.J. (Eds.), (1998).** *Isotope Tracers in catchment Hydrology.* Elsevier Science B.V., Amsterdam. 839 pp.
- Kilmurray, J.O., Leguizamón, M.A. y Ribot, A. (1985).** *Los diques de diabasa del noroeste de las Sierras de Azul, Provincia de Buenos Aires.* Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, 863-866.
- Klingebiel, A. y Montgomery, P. (1961).** *Land capability Classification.* USDA, Soil Conservation Service, Washington D.C., Estados Unidos. Traducción castellana de C. Miaczynski, INTA-ISA, Buenos Aires, Argentina. Agriculture Handbook, N° 210: 21 pp.
- Kostadinoff, J. (1995).** *Geofísica de las Sierras de Tandil.* Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, La Plata, Buenos Aires, Argentina (tesis doctoral no publicada). 178 pp.
- Kraglievich, J.L. (1952).** *El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, provincia de Buenos Aires.* Resumen preliminar, Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales. 1: 8-37.
- Kretz, R. (1983).** *Symbols for rock-forming minerals.* American Mineralogist, 68: 277–279.

- Kroeze, C. y Reijnders, L. (1992).** *Halocarbons and global warming.* Science of the Total Environment, 111: 1-24.
- Kruse, E.E. (1978 a).** *Reconocimiento geohidrológico de los sectores superiores y medio de la cuenca del Ao. Vivoratá, Prov. de Buenos Aires.* CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), 1º y 2º Informes. La Plata, Buenos Aires, Argentina. Inédito.
- Kruse, E.E. (1978 b).** *Comportamiento geohidrológico de la laguna La Brava, provincia de Buenos Aires.* En: II Reunión Informativa del Cuaternario Bonaerense (Resúmenes). CIC, La Plata, Buenos Aires, Argentina. 41-44.
- Kruse, E.E. (1986).** *Aspectos geohidrológicos de la región sudoriental de Tandilla. Cuencas de los Aos. Vivoratá, las Brusquitas y el Durazno.* Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, Argentina. Revista XLI (3-4): 367-374.
- Kruse, E. y Ainchil, J. (2003).** *Fluoride variations in groundwater of an area in Buenos Aires Province, Argentina.* Environmental Geology, 44: 86-9.
- Kruse, E., Deluchi, M., Varela, L. y Laurencena, P. (1996).** *Escenarios geoambientales en la llanura Interserrana de la provincia de Buenos Aires.* En: Actas del XII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Argentina. IV: 117-130.
- Kruse, E., Laurencena, P., Deluchi, M. y Varela, L. (1997).** *Caracterización de la Red de Drenaje para la Evacuación Hidrológica en la Región Interserrana (Provincia de Buenos Aires).* En: Actas del I Congreso Nacional de Hidrogeología y III Seminario Hispano-Argentino sobre Temas Actuales de Hidrología Subterránea. Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. 133-145.

- Laguné, F. (2004).** *Acta constitutiva del Comité de Gestión de la Reserva de Biósfera Parque Atlántico Mar Chiquito.* Mar Chiquita, Buenos Aires, Argentina. 23 de abril de 2004.
- Lanfredi, N.W., Balestrini, C.F., Mazio, C.A. y Schmidt, S.A. (1987).** *Tidal sandbanks in Mar Chiquita Coastal Lagoon, Argentina.* Journal of Coastal Research, 3 (4): 515-520.
- Le Quéré, C., Andres, R.J., Boden, T., Conway, T., Houghton, R.A., House, J.I., Marland, G., Peters, G.P., van der Werf, G.R., Ahlström, A., Andrew, R.M., Bopp, L., Canadell, J.G., Ciais, P., Doney, S.C., Enright, C., Friedlingstein, P., Huntingford, C., Jain, A.K., Jourdain, C., Kato, E., Keeling, R.F., Klein Goldewijk, K., Levis, S., Levy, P., Lomas, M., Poulter, B., Raupach, M.R., Schwinger, J., Sitch, S., Stocker, B.D., Viovy, N., Zaehle, S. y Zeng, N. (2013).** *The global carbon budget 1959-2011.* Earth System Science Data, 5: 165-185.
- Leanza, C.A. y Hugo, C.A. (1987).** *Descubrimiento de fosforitas sedimentarias en el Proterozoico Superior de Tandilia, Buenos Aires, Argentina.* Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42 (3-4): 417-428.
- Lema, H., y Cucchi, R. (1981).** *Hallazgo de metavulcanitas en el Cerro Tandileufú, Provincia de Buenos Aires.* Revista Asociación Geológica Argentina, 36: 1-103.
- Levin, M., Fasano, J., Ospital, C., Panarello, H.O., Alberro, M.C. y Bocanegra, E.M. (1988).** *Aplicaciones isotópicas e hidroquímicas en estudios hidrogeológicos del área Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires. Primera Parte.* En: Actas de las II Jornadas Geológicas Bonaerenses, Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. 631-640.
- Libby, W.F. (1962).** *Tritium geophysics: recent data and results.* Tritium in the physical and biological sciences, IAEA, Viena, Austria. 1: 5-32.

- Lima, M.L. (2012).** *Dinámica del uso de la tierra y cambios de vulnerabilidad del acuífero a la contaminación en la cuenca del Arroyo Dulce, provincia de Buenos Aires.* Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Rosario, Rosario, Argentina. 227 pp. Inédita.
- Lima, M.L., Romanelli, A. y Massone, H. (2013).** *Decision support model for assessing aquifer pollution hazard and prioritizing groundwater resources management in the wet Pampa plain, Argentina.* Environmental Monitoring Assessment, 185: 5125–5139. DOI: 10.1007/s10661-012-2930-4.
- Linares, E. y González, R. (1990).** *Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987.* Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales. Buenos Aires, Argentina. Serie B (Didáctica y complementaria) N° 19, 630 pp.
- Lis, G., Wassenaar, L.I. y Hendry, M.J. (2008).** *High precision laser spectroscopy D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ measurements of microliter natural water samples.* Analytical Chemistry, 80: 287-293.
- Logan, W.S., Auge, M. y Panarello, H.O. (1999).** *Bicarbonate, sulphate and chloride water in a shallow, clastic-dominated coastal flow system, Argentina.* Groundwater, 37(2): 287-295.
- López, M.E. (1978).** *Relevamiento y diagnóstico de la actual situación turística de la laguna y balneario Mar Chiquita y Santa Clara del Mar.* Universidad Nacional de Mar del Plata. Informe Técnico.
- MA (Millennium Ecosystem Assessment) (2005).** *Ecosystems and Human Well-Being: Wetlands and Water Synthesis. Millennium Ecosystem Assessment report to the Ramsar Convention.* World Resources Institute, Washington, DC.

MacCracken, M.C. y Luther, F.M. (Eds.) (1985). *Detecting the climatic effects of increasing carbon dioxide.* En: Informe del "U.S. Department of Energy". Washington, D.C., EE.UU. DOE/ER-0235.

Mac Donagh, E.J. (1934). *Nuevos conceptos sobre la distribución geográfica de los peces argentinos.* Revista del Museo de La Plata, 34: 21-170.

Maceira, N., Zelaya, K., Celemín, J. y Fernández, O. (2005). *Uso de la tierra y elementos para el mejoramiento de la sustentabilidad. Reserva de la Biósfera de Mar Chiquita. Provincia de Buenos Aires.* Evaluación Preliminar, INTA, Balcarce.

Mackenzie, F.T. y Garrels, R.M. (1966). *Chemical mass balance between rivers and oceans.* American Journal of Science, 264: 507-525.

Malagnino, E.C. (1988). *Evolución del sistema fluvial de la provincia de Buenos Aires desde el Pleistoceno hasta la actualidad.* En: Actas de las Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses, Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. 201-212.

Malagnino, E.C. (1990). *Fossil features of eolian origin, Buenos Aires province, Argentina.* Deserts. Past and Future Evolution. IGCP 252. Reportes científicos, 63-66.

Mangiarotti, J. y Cañete, R. (2002). *Informe del Servicio de Guardaparques de la Reserva Natural Mar Chiquita.* Página web del Partido de Mar Chiquita www.marchiquitadigital.com.ar.

Marchese, H. y Di Paola, E. (1975 a). *Reinterpretación estratigráfica de la perforación de Punta Mogotes I, Provincia de Buenos Aires.* Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30(1), 44-52.

Marchese, H. y Di Paola, E. (1975 b). *Miogeosinclinal Tandil*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30(2), 161-179.

Marcovecchio, J.E., Freije, R.H., De Marco, S., Gavio, M.A., Beltrame, M.O. y Asteasuain, R. (2006). *Seasonality of hydrographic variables in a coastal lagoon: Mar Chiquita, Argentina*. Aquatic Conservation: Marine & Freshwater Ecosystems, 16 (4): 335-347.

Martínez, D.E. y Osterrieth, M.L. (1999). *Geoquímica de la sílice disuelta en el acuífero Pampeano en la vertiente sudoriental de Tandilia*. En: Hidrología subterránea. II Congreso Argentino de Hidrogeología. IV Seminario Hispano Argentino Sobre Temas Actuales de la Hidrogeología Subterránea Serie Correlación Geológica N° 13. Instituto Superior de Correlación Geológica - CONICET, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán, Argentina. 241-250.

Martínez, D.E. y Bocanegra, E.M. (2002). *Hydrochemistry and cationic exchange processes in the coastal aquifer of Mar del Plata, Argentina*. Hydrogeology Journal, 10 (3): 393-408.

Martínez, D.E., Bocanegra, E.M. y Manzano, M. (2000). *La modelación Hidrogeoquímica como herramienta en estudios Hidrogeológicos*. Boletín Geológico y Minero, 111 (4): 83-98.

Martínez, D.E., Solomon, D.K., Dapeña, C., Quiroz Londoño, M. y Massone, H.E. (2009). *Técnicas modernas en la determinación de la edad del agua: Acuífero Pampeano, cuenca del río Quequén Grande (Buenos Aires)*. VI Congreso Argentino de Hidrogeología. Santa Rosa, La Pampa, Argentina. En prensa.

Martínez, G.A. (1997). *Geomorphology and Late Cenozoic geology of the southern side of Tandilia Range, Buenos Aires province, Argentina*. En:

International Symposium Geomatics in the Era of Radarsat. Ottawa, Canadá. 482-483.

Martínez, G.A. (1998). *Identificación de paisajes relictuales del Pleistoceno tardío-Holoceno a partir de imágenes ópticas y de radar en el Sudeste de la Provincia de Buenos Aires.* En: Actas de las V Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Mar del Plata, Buenos Aires, Argentina. 1: 103-109.

Martínez, G.A. (2001 a). *Geomorfología y geología del Cenozoico Superior de las cuencas de los arroyos Los Cueros y Seco, vertiente nororiental de las Sierras Septentrionales, provincia de Buenos Aires.* Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. 2 tomos. 348 pp. Inédita.

Martínez, G.A. (2001 b). *La influencia de un paisaje heredado sobre el escurrimiento superficial en la Región Pampeana.* En: Memorias, Manejo Integral de Cuencas Hidrográficas y Planificación Territorial. Liliana Teruggi (Ed.), 47-55.

Martínez, G.A., Martínez Arca, J., Gwyn, Q.H.J. y Bernasconi, M.V. (2001). *Combined use of RADARSAT-1 and Landsat TM data for geomorphological applications in lowlands of Buenos Aires Province, Argentina.* Canadian Journal of Remote Sensing, Vol. 27, N° 6: 638-642. ISSN 0703-8992.

Martínez, S.G. (1984). *Características geohidrológicas de la cuenca del arroyo La Tapera, partido Gral. Pueyrredón (prov. de Buenos Aires).* Trabajo final de Licenciatura en Geología, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina. Inédito.

Martos, P. y Reta, R. (1997). *Aspectos Hidrográficos de la Región Estuarial de la laguna de Mar Chiquita, Pcia. de Buenos Aires.* En: II Congreso Argentino de Limnología. I Reunión Argentina sobre Sistemas Costeros Mixohalinos.

Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Buenos Aires, Argentina. Resumen. 18-24.

Massone, H.E. (2003). *Geología y Planificación Territorial en la Cuenca Superior del Arroyo Grande (provincia de Buenos Aires)*. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina. 257 pp. Inédita.

Massone, H.E., Martínez, D.E. y Tomás, M. (2005). *Caracterización hidroquímica superficial y subterránea en la Cuenca Superior del Arroyo Grande (Prov. de Buenos Aires)*. Actas del II Seminario Hispano Latinoamericano sobre temas de Hidrología Subterránea: relación aguas superficiales-aguas subterráneas, Río Cuarto, Córdoba. 47-55.

Massone, H.E., Quiroz Londoño, O.M., Tomas, M y Ferrante, A. (2007). *Evaluación de vulnerabilidad de acuíferos libres en cuencas de llanura periserranas. Estudio de caso: Balcarce, provincia de Buenos Aires*. En: V Congreso de Hidrogeología y III Seminario hispanoamericano de Temas Actuales de la Hidrogeología Subterránea. Paraná, Entre Ríos, Argentina. 149-158. ISBN 978-987-23936-3-2.

Mauriño, V., Varde, O., Scanavino, R. (1981). *Investigaciones geológicas y geotécnicas realizadas para el proyecto de una central hidroeléctrica de acumulación por bombeo*. En: Actas 2 del VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis, Argentina. 45-66.

Mazor, E. (1991). *Chemical and isotopic groundwater hydrology*. Marcel Dekker, Nueva York, Estados Unidos. 413 pp.

McDonnell, J.J. y Kendall, C. (1992). *Stable isotopes in catchment hydrology*. EOS, Transactions American Geophysical Union, 73 (24): 260-261.

Michel, R.L. (2005). *Tritium in the hydrologic cycle. Isotopes in the water cycle. Past, present and future of a developing science.* IAEA, Springer. Dordrecht, Holanda. 53-66.

Midgley, P.M. y Fisher, D.A. (1993). *Production and release to the atmosphere of chlorodifluoromethane (HCFC-22).* Atmospheric Environment, 27A: 2215-2223.

Mijailov, L. (1985). *Hidrogeología.* Editorial Mir Moscú, Rusia. 285 pp.

Mitchell, J.F.B. (1989). *The "Greenhouse" Effect and Climate Change.* American Geophysical Union. Reviews of Geophysics, 27 (1) : 115-139. N° 89RG00094.

Molina, M. y Rowland, F.S. (1974). *Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom catalyzed destruction of ozone.* Nature, 249: 810-812.

Molinier, M., Guyot, J.L., de Oliveira, E. y Guimares, V. (1996). *Les régimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents.* En: "L'hydrologie Tropicale: Géoscience et outil pour le Développement", IAHS, 238: 209-222.

Mook, G. (Ed.) (2002). *Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico.* Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie Guías y Manuales N° 1. IGME, Madrid, España. 596 pp.

Morse, J.W. y Mackenzie, F.J. (1990). *Geochemistry of sedimentary carbonates.* Elsevier, Amsterdam, Holanda. 707 pp.

Nágera, J.J. (1932). *Primera carta geológica general de Tandilia, escala 1:500.000.* Litografía Colombatti y Cía. Ltda., Buenos Aires, Argentina.

Nágera, J.J. (1940). *Historia Física de la Provincia de Buenos Aires, Tomo I Tandilia*. Biblioteca Humanidades y Ciencias de la Educación. Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Buenos Aires, Argentina. 24: 1-272.

Osterrieth, M.L. y Cionchi, J.L. (1985). *Estratigrafía del cuaternario de la laguna de Los Padres, provincia de Buenos Aires, República Argentina*. En: Actas de las I Jornadas Geológicas Bonaerenses, Tandil, Buenos Aires, Argentina. 135-142.

Osterrieth, M.L. y Martínez, G.A. (1993). *Paleosols on Late Cenozoic loessic sequences in the northeastern side of Tandilia Range, Buenos Aires, Argentina*. Quaternary International, 17: 57-65.

Osterrieth, M.L., Martínez, G.A. y Cionchi, J.L. (1987). *Caracterización estratigráfica preliminar del Cenozoico Tardío de la laguna La Brava, provincia de Buenos Aires*. En: Actas del X Congreso Geológico Argentino, Tucumán, Argentina. 2: 97-100.

Panarello, H.O. y Albero, M.C. (1983). *Abundancia de tritio, deuterio y oxígeno-18 en aguas de lluvia del Gran Buenos Aires*. En: Actas del I Coloquio Internacional sobre hidrología de grandes llanuras, Olavarría, Buenos Aires, Argentina. I: 889-898.

Pankhurst, R.J., Ramos, V.A. y Linares, E. (2003). *Antiquity of the Río de la Plata craton in Tandilia, Southern Buenos Aires Province, Argentina*. Journal of South American Earth Sciences, 16 (1): 5-13.

Parkhurst, D.L. y Appelo, C. (1999). *User's guide to PHREEQC (Version 2) – A computer program for speciation, batch reaction, one dimensional transport, and inverse geochemical calculations*. USGS. Water Resource Investigations, Informe 99-4259, 1-312.

Parkhurst, D.L., Thordtenson, D.C. y Plummer, L.N. (1980). *PHREEQC – A computer program for geochemical calculations.* USGS. Water Resource Investigations, Informe 80-96, 1-210.

Parkhurst, D.L., Plummer, L.N. y Thordtenson, D.C. (1982). *BALANCE – A computer program for calculating mass transfer for geochemical reactions in groundwater.* USGS. Water Resource Investigations, Informe 82-14, 29.

Pascual, R., Ortega Hinojosa, E., Gondar, D. y Tonni, E. (1965). *Las edades del Cenozoico mamalífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del Territorio Bonaerense.* Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. 6: 165-193.

Pazos, P., Sánchez-Bettucci, L. y Loureiro, J. (2008). *The Neoproterozoic glacial record in the Río de la Plata Craton: a critical reappraisal.* En: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. y De Wit, M.J. (Eds.) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region.* Geological Society, Londres. Publicaciones Especiales, 294: 343–364. DOI:10.1144/SP294.18.

Pettijohn, F.J. (1963). *Rocas sedimentarias.* EUDEBA. 731 pp.

Pizarro, F. (1985). *Drenaje agrícola y recuperación de suelos salinos.* Agrícola Española, S.A., 542 pp.

Plata, A. (1979). *Técnicas hidrológicas basadas en los isótopos estables del agua.* Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas. Gabinete de Aplicaciones Nucleares a las Obras Públicas. Madrid, España. Ref. I-1C1/68.

Plummer, L.N. (2005). *Dating of young groundwater.* En: Aggarwal, P., Gat, J.R. y Froenlich, F.O. (Eds.): *Isotopes in the Water Cycle.* Springer, Dordrecht, Holanda. 193-218.

Plummer, L.N. y Busemberg, E. (2006 a). *Chlorofluorocarbons in aquatic environments.* En: Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology. A Guidebook. Capítulo 1. International Atomic Energy Agency, Viena, Austria. 1-8.

Plummer, L.N. y Busemberg, E. (2006 b). *Chlorofluorocarbons in the atmosphere.* En: Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology. A Guidebook. Capítulo 2. International Atomic Energy Agency, Viena, Austria. 9-15.

Plummer, L.N., Prestemon, E.C. y Parkhurst, D.L. (1991). *An interactive code (NETPATH) for modeling NET geochemical reactions along a flow PATH.* USGS. Water Resources Investigations, Informe 91-4078, 1-94.

Plummer, L.N., Busenberg, E. y Han, L.F. (2006 a). *Data interpretation in representative cases.* En: Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology, Capítulo 8. International Atomic Energy Agency, Viena, Austria. 105-134.

Plummer, L.N., Busenberg, E. y Han, L.F. (2006 b). *CFCs in binary mixtures of young and old groundwater.* En: Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology, Capítulo 5. International Atomic Energy Agency, Viena, Austria. 59-72.

Plummer, L.N., Rupert, M.G., Busenberg, E. y Schlosser, P. (2000). *Age of irrigation water in groundwater from the Snake River Plain aquifer, South-Central Idaho.* Ground Water, 38: 264-283.

Plummer, L.N., Busenberg, E., McConnell, J.B., Drenkard, S., Schlosser, P. y Michel, R.L. (1998 a). *Flow of river water into a karstic limestone aquifer, 1. Tracing the young fraction in groundwater mixtures in the Upper Floridan aquifer near Valdosta, Georgia.* Applied Geochemistry, 13 (8): 995-1015.

Plummer, L.N., Busenberg, E., Drenkard, S., Schlosser, P., McConnell, J.B., Michel, R.L., Ekwurzel, B. y Wepperning, R. (1998 b). *Flow of river water into a karstic limestone aquifer, 2. Dating the young fraction in*

groundwater mixtures in the Upper Floridan aquifer near Valdosta, Georgia.
Applied Geochemistry, 13 (8): 1017-1043.

Plummer, L.N., Busemberg, E., Böhlke, J.K., Nelms, D.L., Michel, R.L. y Schlosser, P. (2001). *Groundwater residence times in Shenandoah National Park, Blue Ridge Mountains, Virginia, USA: a multi-tracer approach.* Chemical Geology, 179: 93-111.

Poiré, D.G. (1987 a). *Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el Núcleo Septentrional de las sierras homónimas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires.* Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral 494, 271 pp. Inédito.

Poiré, D.G. (1987 b). *Dolomitización estromatolítica/enterramiento tardío en el Precámbrico de Olavarría, provincia de Buenos Aires, Argentina.* X Congreso Geológico Argentino. 2: 25-28.

Poiré, D.G. (1993). *Estratigrafía del Precámbrico sedimentario de Olavarría, Sierras Bayas, provincia de Buenos Aires, Argentina.* Actas del XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Argentina. 2: 1-11.

Poiré, D.G. (2004). *Sedimentary history of the Neoproterozoic of Olavarría, Tandilia System, Argentina: new evidence from their sedimentary sequences and unconformities - A "snowball Earth" or a "phantom" glacial?* I Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW-Gondwana, Resúmenes extendidos. 46-48.

Poiré, D.G. y del Valle, A. (1996). *Trazas fósiles en barras submareales de la Formación Balcarce (Ordovícico), Cabo Corrientes, Mar del Plata, Argentina.* Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial, 4:89-102.

Poiré, D.G. y Spalletti, L.A. (2005). *La cubierta sedimentaria Precámbrica/Paleozoica inferior del Sistema de Tandilia.* En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (Eds.), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. Relatorio IV del XVI Congreso Geológico Argentino*, La Plata, Argentina. 51-68.

Poiré, D.G., del Valle, A., Regalía, G.M. (1984). *Trazas fósiles en cuarcitas de la Formación Sierras Bayas (Precámbrico) y su comparación con las de la Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico), Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires.* En: *Actas del IX Congreso Geológico Argentino*, 4: 249–266.

Poiré, D.G., Spalletti, L.A. y del Valle, A. (2003). *The Cambrian-Ordovician siliciclastic platform of the Balcarce Formation (Tandilia System, Argentina): facies, trace fossils, palaeoenvironments and sequence stratigraphy.* *Geologica Acta*, 1 (1): 41-60.

Prego, A. y Sabella, L. (1988). *Daños y perjuicios en las vías férreas. El deterioro del ambiente en la Argentina.* FECIC, Argentina.

Quartino, B.J. y Villar Fabre, J.F. (1967). *Geología y petrología del basamento de Tandil y Barker (Provincia de Buenos Aires), a la luz del estudio de localidades críticas.* *Revista Asociación Geológica Argentina*, 22 (3): 223-251.

Quiroz Londoño, O.M. (2009). *Hidrogeología e hidrogeoquímica de las cuencas de los arroyos Tamangueyú y El Moro, provincia de Buenos Aires.* Tesis doctoral. Universidad Nacional de Río Cuarto, Córdoba, Argentina. 292 pp. Inédita.

Quiroz Londoño, O.M., Martínez, D.E. y Massone, H.E. (2012). *Evaluación comparativa de métodos de cálculo de recarga en ambientes de llanura. La*

llanura Interserrana Bonaerense (Argentina) como caso de estudio., Dyna, 79 (171): 239-247. ISSN 0012-7353.

Quiroz Londoño, O.M., Martínez, D.E, Dapeña, C. y Massone, H.E. (2008). *Hydrogeochemistry and isotope analyses used to determine groundwater recharge and flow in low-gradient catchments of the province of Buenos Aires, Argentina.* Hydrogeology Journal, 16(6): 1113–1127.

Quiroz Londoño, O.M., Grondona, S.I., Massone, H.E., Farenga, M., Martínez, G.A. y Martínez, D.E. (2013). *Modelo de anegamiento y estrategia de predicción-prevención del riesgo de inundación en áreas de llanura: el sudeste de la provincia de Buenos Aires como caso de estudio.* GeoFocus (Artículos), Nº 13-1: 76-98. ISSN: 1578-5157.

Rabassa, J. (1973). *Geología superficial de la Hoja “Sierras de Tandil”, provincia de Buenos Aires.* LEMIT, La Plata, Buenos Aires, Argentina. Anales, Serie 2 (240): 117-160.

Rabassa, J., Zárate, M., Demoulin, A., Camilión, M., Partridge, T. y Maud, R. (1995). *Relieves relictuales de Tandilia y Ventania.* En: Actas de las IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses. 1: 249-256.

Rabassa, J., Zárate, M., Demoulin, A., Camilión, M., Partridge, T. y Maud, R. (1998). *Superficies de erosión y morfogénesis de Tandilia y Ventania.* En: Actas de las V Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Mar del Plata, Buenos Aires, Argentina. 1: 111-118.

Ramos, V.A. (1988). *Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America—a collisional history.* Episodes, 11:168–174.

Rapela, C.W., Dalla Salda, L.H. y Cingolani, C.A. (1974). *Un filón básico ordovícico en la Formación La Tinta, Sierra de los Barrientos Provincia de*

Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina XXIX (3):319-331.

Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Pankhurst, R.J. (2005). *The Rio de La Plata Craton: the search for its full extent.* Academia Nacional de Ciencias. Gondwana, Resúmenes, 12: 308 p.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C. y Dahlquist, J. (2007). *The Río de la Plata Craton and the assembly of SW Gondwana.* Earth-Science Reviews Journal, 83: 49-82. DOI:10.1016/j.earscirev.2007.03.004.

Rapela, C.W., Fanning, C.M., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Spalletti, L., Poiré, D. y Baldo, E.G. (2011). *The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana.* Gondwana research, 20(4): 673-690.

Rasera, Md.F.F.L., Ballester, M.V.R., Krusche, A.V., Salimon, C., Montebelo, L.A., Alin, S.R., Victoria, R.L. y Richey, J.E. (2008). *Estimating the Surface Area of Small rivers in the southwestern Amazon and their role in CO₂ outgassing.* Earth Interactions, 12 (6): 1-16. DOI: 10.1175/2008EI257.1.

Regnier, P., Friedlingstein, P., Ciais, P., Mackenzie, F.T., Gruber, N., Janssens, I.A., Laruelle, G.G., Lauerwald, R., Luysaert, S., Andersson, A.J., Arndt, S., Arnosti, C., Borges, A.V., Dale, A.W., Gallego-Sala, A., Goddérís, Y., Goossens, N., Hartmann, J., Heinze, C., Ilyina, T., Joos, F., LaRowe, D.E., Leifeld, J., Meysman, F.J.R., Munhoven, G., Raymond, P.A., Spahni, R., Suntharalingam, P. y Thullner, M. (2013). *Anthropogenic perturbation of the carbon fluxes from land to ocean.* Nature Geoscience, 6: 597–607. <http://dx.doi.org/10.1038/NGEO1830>.

Reilly, T.E., Plummer, L.N., Phillips, P.J. y Busenberg, E. (1994). *Estimation and corroboration of shallow ground-water flow paths and travel times by*

environmental tracer and hydraulic analyses - A case study near Locust Grove, Maryland. Water Resources Research, 30: 421-433.

Ribot, A., de Barrio, R. y Cortelezzi, C.R. (2000). *Precambrian pyroxene gneisses from Balcarce Hills, Tandilia, Argentina.* En: Actas del XXXI Congreso Geológico Internacional. Resumen y póster.

Richards, L.A. (1954). *Diagnosis and improvement of saline and alkali soils.* USDA, Agricultural Handbook, 60: 160 pp.

Richey, J.E., Melack, J.M., Aufdenkampe, A.K., Ballester, V.M. y Hess, L.L. (2002). *Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂.* Nature, 416: 617-620.

Riquier, J., Bramao, D.L. y Cornet, I.L. (1970). *A new system of soil appraisal in terms of actual and potential productivity.* FAO AGLTERS 70/6.

Rojas, R. (2009). *Hidrología aplicada al manejo de cuencas.* Facultad de Ciencias Forestales y Ambientales, Universidad de Los Andes, Venezuela. Disponible: <http://webdelprofesor.ula.ve/ingenieria/rojas.r/cap1a3c.pdf>. 33 pp.

Rolleri, E.O. (1975). *Provincias geológicas bonaerenses.* En Geología de la provincia de Buenos Aires, VI Congreso Geológico Argentino, Relatorio. 29-54.

Romanelli, A. (2012). *Evaluación ambiental de lagunas pampásicas del Sudeste Bonaerense. Diagnóstico y perspectivas de gestión sustentable.* Tesis doctoral. Universidad Nacional de Mar del Plata, Mar del Plata, Argentina. 225 pp.

Rowland, F.S. (1996). *Stratospheric ozone depletion by chlorofluorocarbons (Noble Lecture).* Angewandte Chemie International Edition, Inglaterra. 35: 1786-1798.

Ruiz de Galarreta, A., Varni, M., Banda, N.R. y Barranquero, R. (2007). *Caracterización Geohidrológica Preliminar en la Cuenca del Arroyo Languayú, partido de Tandil, Buenos Aires.* V Congreso Argentino de Hidrogeología, Santa Fe, Argentina. 119-128.

Russo, A., Ferello, R. y Chebli, G. (1979). *Llanura Chaco Pampeana.* En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Córdoba, Argentina. Academia Nacional de Ciencias. 1: 139-183.

SAGPyA (Secretaría de Agricultura, Ganadería, Pesca y Alimentación) (1978). *Carta de Suelos de la República Argentina 1:50.000.*

SAGPyA (Secretaría de Agricultura, Ganadería, Pesca y Alimentación)-INTA (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria) (1989). Mapa de Suelos de la Provincia de Buenos Aires. Proyecto PNUD Argentina, 85/019.

SAyDS (Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable) (2006). *Sistema de Indicadores de Desarrollo Sostenible, República Argentina.*

Sala, J.M. (1975). *Recursos Hídricos (especial mención de las aguas subterráneas).* En: Relatorio Geología de la provincia de Buenos Aires, IV Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Argentina. 169-193.

Sala, J.M. (1977). *Caracterización hidrológica preliminar del ambiente periserrano de Balcarce.* Convenio Ministerio Ciencias Agrarias-Facultad de Ciencias Naturales y Museo, La Plata, Buenos Aires, Argentina.

Sala, J.M., Hernández, M.A., González, N., Kruse, E.E., Ulibarrena, J., Ferrante, V. y González, A. (1979). *Contribución al conocimiento geohidrológico de la cuenca del arroyo Vivoratá y alrededores (prov. de Buenos Aires).* Convenio Obras Sanitarias de la Nación (OSN)-Facultad de Ciencias Naturales y Museo (FCNyM), Universidad Nacional de La Plata (UNLP), La Plata, Argentina. Fascículo 2: 31 pp. Inédito.

Sala, J.M., Hernández, M.A., González, N, Kruse, E.E., Rojo, A y Benaglia, L. (1980). *Recursos hídricos disponibles para el abasto a la ciudad de Mar del Plata.* Convenio Obras Sanitarias de la Nación (OSN)-Facultad de Ciencias Naturales y Museo (FCNyM), Universidad Nacional de La Plata (UNLP), La Plata, Argentina. Fascículo 4: 27 pp. Inédito.

Santa Cruz, J., Silva Busso, A. y Alvarez Díaz, M. (1997). *Aprovechamiento del agua subterránea en la Ea. El Volcán, Balcarce-provincia de Buenos Aires.* Servicios de Investigación y Desarrollo en Aguas Subterráneas (ASubte).

Scanlon, B.R. y Healy, R.W. (2002). *Choosing Apropiate Techniques for Quantifying Groundwater Recharge.* Hydrogeology Journal, 10: 18-39.

Schimel, D.S., House, J.I., Hibbard, K.A., Bousquet, P., Ciais, P., Peylin, P., Braswell, B.H., Apps, M.J., Baker, D., Bondeau, A., Canadell, J., Churkina, G., Cramer, W., Denning, A.S., Field, C.B., Friedlingstein, P., Goodale, C., Heimann, M., Houghton, R.A., Melillo, J.M., Moore III, B., Murdiyarso, D., Noble, I., Pacala, S.W., Prentice, I.C., Raupach, M.R., Rayner, P.J., Scholes, R.J., Steffen, W.L. y Wirth, C. (2001). *Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems.* Nature, 414: 169-172.

Schnack, E.J. y Gardenal, L.M. (1979). *Holocene transgressive deposits, Mar Chiquita Lagoon area, Province of Buenos Aires, Argentina.* En: Actas del "International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary", San Pablo, Brasil. 419-425.

Schnack, E.J., Fasano, J.L. e Isla, F.I. (1982). *The evolution of Mar Chiquita lagoon coast, Buenos Aires province, Argentina.* En: Holocene Sea Level Fluctuations, Magnitude and Causes (Ed. D.J. Colquhom). IGCP-INQUA, Colombia S.C. U.S.A. 143-155.

Schoeller, H. (1962). *Les Eaux Souterraines*. Editorial Masson. Paris, Francia. 642 pp.

Schot, P. y Winter, T. (Eds.), (2006). *Groundwater – surface water interactions in wetlands for integrated water resources management*. Journal of Hydrology, 320 (3-4): 261-520.

Seilacher, A., Cingolani, C.A. y Varela, R. (2002). *Ichnostratigraphic correlation of Early Paleozoic sandstones in North Africa and Central Argentina*. En: Salem, M. y Oun, K. (Eds.), *Geology of Northwest Libya*. Earth Science Society of Lybia, 1: 275–292.

Seiler, K.P. y Lindner, W. (1995). *Near-surface and deep groundwaters*. Journal of Hydrology, 165: 33-44.

Sheng, T.C. (1992). *Manual de campo para la ordenación de cuencas hidrográficas*. Estudio y Planificación de Cuencas Hidrográficas. Roma, FAO. 185 pp.

Shepherd, J.M. (2011). *Carbon, Climate change, and controversy*. Animal Frontiers, 1 (1): 5-13. DOI: 10.2527/af.2011-0001.

Siegenthaler, U. y Sarmiento, J.L. (1993). *Atmospheric carbon dioxide and the ocean*. Nature, 365:119–25.

Sihra, K., Hurley, M.D., Shine, K.P y Wallington, T.J. (2001). *Updated radiative forcing estimates of 65 halocarbons and nonmethane hydrocarbons*. Journal of Geophysical Research, 106D: 20493-20505.

Solomon, D.K., Cook, P.G. y Plummer, L.N. (2006). *Models of groundwater and residence times*. En: *Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology*, Capítulo 6. International Atomic Energy Agency, Viena, Austria. 73-103.

Sophocleous, M.A. (2002). *Interactions between groundwater and surface water: the state of the science.* Hydrogeology Journal, 10: 52–67.

Spalletti, L.A. (1987). *Características y significado sedimentológico de las formas, cuerpos y estructuras originadas por agentes fluidos en sustratos incoherentes.* Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie, Geología, 10: 16-69.

Spalletti, L.A. y del Valle, A. (1984). *Las diamictitas del sector oriental de Tandilia: caracteres sedimentológicos y origen.* Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (3-4): 188-206.

Spalletti, L.A. y Poiré, D.G. (2000). *Secuencias silicoclásticas y carbonáticas del Precámbrico y Paleozoico inferior del Sistema de Tandilia, Argentina.* II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología, Guía de Campo, Mar del Plata. 39 pp.

Spalletti, L.A., Poiré, D.G., Isla, F.I. y Zárate, M. (1996). *Litoral atlántico bonaerense y Sistema de Tandilia.* VI Reunión Argentina de Sedimentología, Guía de Excursión Geológica, Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. 15 pp.

Strahler, A. (1952). *Dynamic basis of geomorphology.* En: Geological Society of America Bulletin, 63 pp.

Strahler, A. (1982). *Geografía Física.* Editorial Omega, Barcelona, España.

Suárez, D.L. (1981). *Relationship between pH and SAR and an alternative method of estimating SAR of soil or drainage water.* Soil Science Society American Journal, 45: 469-475.

Szabo, Z., Rice, D.E., Plummer, L.N., Busenberg, E., Drenkard, S. y Schlosser, P. (1996). *Age-dating of shallow groundwater with*

chlorofluorocarbons, tritium/helium 3 and flow path analysis, southern New Jersey coastal plain. Water Resources Research, 32 (4): 1023-1038.

Tapia, A. (1937). *Las cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas: historia geológica de la región de La Brava en relación con la existencia del hombre Prehistórico.* D.N.G.M., Boletín N° 43. Buenos Aires.

Teruggi, M.E. (1951). *Contribución a la petrología del partido de Tandil. El Cerro Noceti (Prov. de Buenos Aires).* Revista del Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Buenos Aires. Geol. 3(1): 1-53.

Teruggi, M.E. (1954). *El mineral volcánico-piroclástico en la sedimentación cuaternaria argentina.* Revista de la Asociación Geológica Argentina IX (3): 184-191.

Teruggi, M.E. (1957). *The Nature and Origin of Argentine Loess.* Journal of Sedimentary Petrology, 27 (3): 322-332.

Teruggi, M.E. (1964). *Paleocorrientes y paleogeografía de las ortocuarcitas de la Serie de La Tinta (provincia de Buenos Aires).* Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, 5: 1-27.

Teruggi, M.E. y Kilmurray, J.O. (1975). *Tandilia.* En: Relatorio Geología de la provincia de Buenos Aires, VI Congreso Geológico Argentino. 55-77.

Teruggi, M.E. y Kilmurray, J.O. (1980). *Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires.* En: Turner, J.C.M. (Ed.). Proc. 2° Simposio Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Córdoba, Argentina. 2: 919-956.

Teruggi, M.E., Mauriño V. y Limousin, T.A. (1962). *Geología de la porción oriental de las sierras de Tandil.* I Jornadas Geológicas Argentinas. 2: 359-372.

Teruggi, M., Kilmurray, J. y Dalla Salda, L. (1973). *Los dominios tectónicos de la región de Tandil.* Anales Sociedad Científica Argentina, 295 (1-2): 81-94.

Teruggi, M.E., Mauriño, V.E., Limousin, T.A. y Schauer, O. (1958). *Geología de las Sierras de Tandil.* Revista Asociación Geológica Argentina, 13 (3): 185-204.

Teruggi, M., Kilmurray, J., Rapela, C. y Dalla Salda, L. (1974). *Diques básicos en las Sierras de Tandil.* Revista Asociación Geológica Argentina, 19 (1): 41-60.

Theis, C.V. (1935). *The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage.* Transactions, American Geophysical Union, 16: 519-524.

Thorntwaite, C.W. (1948). *An approach toward a rational classification of climate.* Geographical review, 55-94.

Thorntwaite, C.W. y Matter, J.R. (1955). *The water balance.* Centerton: Drexel Institute of Technology. Publications in Climatology, Laboratory of Climatology, 8 (1): 104 pp.

Tóth, J. (1970). *A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment.* Journal of Hydrology, 10:164-176.

Tóth, J. (1980). *Cross-formational gravity-flow of groundwater: A mechanism of the transport and accumulation of petroleum (the generalized hydraulic*

theory of petroleum migration). En: Roberts III, W.H. y Cordell, R.J. (Eds.). Problems of petroleum migration. AAPG Studies in Geology, N° 10: 121-167.

Tóth, J. (2000). *Las aguas subterráneas como agente geológico: causas, procesos y manifestaciones*. IGME, Madrid, España. Boletín geológico y Minero, 111 (4): 9-26.

Tranvik, L.J., Downing, J.A., Cotner, J.B., Loiselle, S.A., Striegl, R.G., Ballatore, T.J., Dillon, P., Finlay, K., Fortino, K., Knoll, L.B., Kortelainen, P.L., Kutser, T., Larsen, S., Laurion, I., Leech, D.M., McCallister, S.L., McKnight, D.M., Melack, J.M., Overholt, E., Porter, J.A., Prairie, Y., Renwick, W.H., Roland, F., Sherman, B.S., Schindler, D.W., Sobek, S., Tremblay, A., Vanni, M.J., Verschoor, A.M., von Wachenfeldt, E. y Weyhenmeyer, G.A. (2009). *Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate*. Limnology and Oceanography, 54: 2298-2314.

Tricart, J.L. (1973). *Geomorfología de la Pampa Deprimida*. INTA. Colección Científica, 12: 197 pp.

Turner, B., Binning, P. y Stipp, L. (2005). *Fluoride removal by calcite: evidence for fluoride precipitation and surface adsorption*. Environmental Science & Technology, 39: 9561-9568.

Unterweger, M.P., Coursey, B.M., Schima, F.J. y Mann, W.B. (1980). *Preparation and calibration of the National Bureau of Standards tritiated-water standards*. The International Journal of Applied Radiation and Isotopes, 31: 611 pp.

USDA (United States Department of Agriculture) (1999). *Soil Taxonomy. A basic of soil classification for making and interpreting soils surveys*. Soil Survey Staff, 2^{da} Edición. Washington DC, Estados Unidos. Agriculture Handbook N° 436, 871 pp.

Usunoff, E. (1993). *Técnicas en estudios de llanuras.* En: Memorias, Seminario Hispano-Argentino sobre Temas Actuales en Hidrología Subterránea. Universidad Nacional de Mar del Plata-Consejo Nacional de Inversiones. 20-23 de septiembre, Mar del Plata. 103-117.

Van Staden, A., Zimmermann, U. y Germs, G.J.B. (2005). *Provenance and depositional study on tillites from El Volcán Hill, Tandilia System in east Argentina: preliminary results.* XVI Congreso Geológico Argentino. 1: 239-246.

Van Staden, A., Zimmermann, U., Chemale Jr., F., Gutzmer, J. y Germs, G.J.B. (2010). *Correlation of Ordovician diamictites from Argentina and South Africa using detrital zircon dating.* Journal of the Geological Society, Londres, Inglaterra. 167: 217–220.

Varela, R., Dalla Salda, L. y Cingolani, C. (1989 a). *La edad Rb-Sr del granito de Vela, Tandil.* Actas de las Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses. 881-891.

Varela, R., Cingolani, C.A. y Dalla Salda, L.H. (1989 b). *Geocronología rubidio-estroncio en granitoides del basamento de Tandil, provincia de Buenos Aires, Argentina.* Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses (Bahía Blanca). Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. 291–305.

Varni, M.R. (2005). *Algunos aspectos de un modelo conceptual del acuífero del arroyo Azul, provincia de Buenos Aires.* En: Memorias de IV Congreso Argentino de Hidrogeología. Hidrogeología Subterránea y Aspectos Ambientales. Tomo I. Universidad Nacional de Río Cuarto, Córdoba, Argentina. 109-118.

Varni, M.R. y Weinzetel, O. (2009). *Análisis de Registros Freatigráficos en la Cuenca del Arroyo Azul.* En: VI Congreso Nacional de Hidrogeología y IV

Seminario hispanoamericano de Temas Actuales de la Hidrogeología Subterránea. Santa Rosa, La Pampa, Argentina. 299-307. ISBN 978-987-1082-36-7.

Vázquez-Suñé, E., Carrera, J., Tubau, I., Sánchez-Vila, X. y Soler, A. (2010). *An approach to identify urban groundwater recharge.* Hydrology and Earth System Sciences, 14 (10): 2085-2097.

Venecio, M. y Varni, M. (2003). *Estimación de la recarga y del almacenamiento específico a través de análisis de registros de nivel freático.* En: III Congreso Argentino de Hidrogeología y I Seminario Hispano-Latinoamericano sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea, Rosario, Argentina. 153-160.

Villar Fabre y J.F. (1955). *Resumen geológico de la Hoja 32p, Sierras del Azul, Provincia de Buenos Aires.* Revista Asociación Geológica Argentina, 10 (2):75-99.

Violante, R.A. (1988). *Ambientes asociados a un sistema de barrera litoral en el Holoceno de la llanura costera al sur de Villa Gesell, provincia de Buenos Aires.* Resúmenes expandidos. Simposio Internacional sobre el Holoceno en América del Sur, Paraná, Entre Ríos, Argentina. CADINQUA. 60-64.

Violante, R.A. y Parker, G. (1992). *Estratigrafía y rasgos evolutivos del Pleistoceno Medio a Superior-Holoceno en la llanura costera de la región de Faro Querandí (provincia de Buenos Aires).* Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47: 215-227.

Vitvar, T., Aggarwal, P.K. y McDonnell y J.J. (2005). *A review of isotope applications in catchment hydrology.* En Aggarwal et al. editors: Isotopes in the Water Cycle. Editorial Springer, Holanda. 151-169.

Volk, C.M., Elkins, J.W., Fahey, D.W., Dutton, G.S., Gilligan, J.M., Loewestein, M., Podolske, J.R., Chan, K.R. y Gunsan, M.R (1997). *Evaluation of source gas lifetimes from stratospheric observations.* Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 102 D21: 25543-25564.

Walraevens, K. (2000). *Hydrochemical modeling as a tool for understanding Paleowaters.* Geological Society Publication.

Wang, Y., Guo, Q., Su, C. y Ma, T. (2006). *Strontium isotope characterization and major ion geochemistry of karst water flow, Shentou, northern China.* Journal of Hydrology, 328: 592-603.

Winter, T.C. (1999). *Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems.* Hydrogeology Journal, 7: 28-45.

Zalba, P.E. (1978). *Estudio geológico-mineralógico de los yacimientos de arcillas de la zona de Barker, partido de Juarez, provincia de Buenos Aires y su importancia económica.* Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina. Tesis Doctoral 362, 75 pp.

Zalba, P.E., Andreis, R.R. e Iñiguez Rodríguez, A.M. (1988). *Formación Las Águilas, Barker, Sierras Septentrionales de la Prov. de Buenos Aires, nueva propuesta estratigráfica.* Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (2): 198-209.

Zalba, P.E., Poiré, D.G., Andreis, R.R. e Iñiguez Rodríguez, A.M. (1993). *Precambrian and Lower Paleozoic records and paleosurfaces of the Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina.* En: Schmitt, J.M. y Gall, Q. (Eds.): Mineralogical and Geochemical Records of Paleoweathering. Memoire des Sciences de la Terre, 18: 93-113.

Zárate, M.A. (2005). *El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires.* En: De Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (Eds.). Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino. Capítulo IX.

Zimmermann, E. (2004). *Análisis de Sistemas Hidrológicos.* Desarrollo de contenidos. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura. Rosario, Rosario, Argentina.

Zimmermann, U. y Spalletti, L. (2005 a). *The provenance of the Lower Palaeozoic Balcarce Formation (Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina).* XVI Congreso Geológico Argentino. 3: 203-210.

Zimmermann, U. y Spalletti, L. (2005 b). *Provenance of the Balcarce Formation: an indicator for Early Palaeozoic volcanism in Eastern Argentina?* Academia Nacional de Ciencias. Gondwana, Resúmenes, 12: 377 p.

Zimmermann, U. y Spalletti, L.A. (2009). *Provenance of the lower paleozoic Balcarce Formation (Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina): implications for paleogeographic reconstructions of SW Gondwana.* Sediment Geology, 219: 7–23.

Zuber, A. (1986). *Mathematical models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems.* En: Fritz, P., Fontes, J.Ch. (Eds.), Handbook of environmental isotope geochemistry, Volumen 2: The Terrestrial Environment, B. Elsevier, Nueva York, Estados Unidos. 1-59.

ANEXO 1

TIPO	COLECTOR	MUESTRA	X	Y	pH	CE	DUREZA TOTAL	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Cl	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²
						μS/cm	mg/L							
AGUA DE LLUVIA	LBC	LBC_ago13	6385702	6385702	7,2	78	46,4	4,0	0,4	11,0	4,5	9,2	13,5	11,0
		LBC_dic10			7,1	14	12,1	4,0	21,3	2,4	1,5	10,2	32,0	26,0
		LBC_dic11			7,1	110	78,4	2,0	2,0	9,0	8,4	21,3	67,1	8,0
		LBC_ene11			6,5	12	18,1	14,8	0,5	2,4	2,9	11,3	32,0	7,0
		LBC_enefeb12			7,3	71	40,0	1,0	2,3	2,0	13,4	18,3	67,1	17,0
		LBC_jul13			7,2	58	23,2	2,0	0,5	4,0	5,0	9,2	13,4	11,0
		LBC_jun13			7,7	78	30,1	3,0	0,9	10,0	1,2	10,0	16,0	10,0
		LBC_mar12			7,4	59	66,0	2,0	1,6	4,0	20,8	18,3	82,0	15,0
		LBC_may13			7,2	48	30,1		0,1	7,0	3,0	6,1		10,0
		LBC_nov10			6,2	22	20,2	1,0	1,3	5,7	1,5	7,3	24,0	8,0
		LBC_oct13			7,3	47	34,8	1,0	0,5	6,0	4,8	9,2	17,0	10,0
		LBC_octnov11			8,0	83	57,2	1,0	0,5	8,0	13,4	9,2	67,1	7,0
	LMP	LMP_30abr10	6449892	5793901	6,7	91	76,1	41,0		12,3	11,0	20,6	157,0	7,0
		LMP_30jul10			7,1	39	38,0	32,3		7,6	4,6	20,6	92,4	3,0
		LMP_30jun10			7,1	50	64,3	42,7		11,4	8,6	14,7	157,0	7,0
		LMP_30may10			6,8	118	83,3	14,3		28,5	2,9	11,8	111,0	6,0
		LMP_30sep10			7,9	47	23,8	80,0	10,0	7,6	1,2	13,0	46,2	13,0
		LMP_31oct10			7,2	117	47,6			9,5	5,7	20,1		14,0
		LMP_dic/ene/feb14			6,2	42	40,0	2,0	0,1	1,0	9,0	10,3	22,7	11,0

TIPO	ESTACIÓN	MUESTRA	X	Y	pH	T	CE	DUREZA TOTAL	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Fe total	F	Cl	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻²	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	SiO ₂
						°C	μS/cm													
AGUA DE ARROYOS	SAP	SAP_28oct10	6390376	5815971	8,8	21,5	1.320	194,0	470,0	22,0	31,4	27,7	1,8	1,3	29,4	1.067,2	75,8	16,0	45,0	23,0
	SC7	SC7_13oct12	6466822	5840174	8,4	20,2	1.708	479,0	360,0	22,0	80,0	67,0		2,1	415,0	767,0	73,3	14,4	170,0	17,2
		SC7_5jun14			8,3	10,4	1.299	310,0	190,0	13,0	54,0	42,0			143,0	712,0	37,2	17,5	62,0	25,0
	SCRA	SCRA_28oct10	6380975	5822878	8,3	17,6	986	200,0	320,0	12,0	20,0	36,0	1,3	1,4	51,0	786,0	90,9	10,3	52,0	46,4
	SD2	SD2_11may11	6431789	5830990	8,5	16,2	906	266,0	300,0	14,0	50,0	34,0	0,1	1,5	121,0	777,0	40,0	6,0	63,0	50,3
	SD3	SD3_11nov11	6462194	5833550	8,5	18,4	2.020	478,0	290,0	21,0	95,0	57,7			487,0	432,0		11,2	140,0	28,4
	SDB	SDB_07dic10	6440005	5836234	8,6	24,8	995	163,6	320,0	12,0	29,0	21,8	3,9	0,6	106,7	758,0	60,6	14,2	58,0	29,3
		SDB_18ago11			8,6	11,0	950	256,0	210,0	13,0	37,0	39,2		2,4	101,0	488,0	71,8	17,6	27,0	31,2
		SDB_23feb11			8,0	22,8	930	181,0	280,0	20,0	29,8	25,5	2,6	1,2	101,0	520,0		7,0	44,0	9,9
		SDB_5jun14			8,3	11,0	890	246,0	140,0	7,0	31,0	40,4			91,0	515,0	24,8	56,2	37,0	30,0
	SDC	SDC_14dic10	6401099	5806932	8,8	22,1	1.550	160,6	400,0	25,0	29,1	21,0	0,2	1,7	150,0	1.007,0	60,6	2,2	84,0	48,5
		SDC_18ago11			7,7	10,9	1.374	343,5	340,0	22,0	60,0	46,4		1,7	150,0	695,3		9,3	115,0	37,9
		SDC_5jun14			8,0	13,3	1.032													
	SGA	SGA_07dic10	6437443	5847201	8,9	24,4	1.018	175,7	310,0	30,0	22,6	28,6	0,7	1,0	98,0	776,0	151,6	19,0	63,0	34,0
		SGA_18ago11			8,3	10,9	1.031	331,0	180,0	32,0	90,0	25,4		1,3	73,7	476,0	30,8	17,9	35,0	42,0
		SGA_5jun14			8,2	11,1	1.025													
	SGB	SGB_18ago11	6418096	5846308	8,3	10,1	959	330,0	240,0	12,0	30,0	61,2		0,6	73,7	595,0	51,3	14,0	36,0	36,1
	SGC	SGC_5jun14	6470986	5847775	8,3	10,6	1.268													
	SVA	SVA_21oct10	6370944	5831106	9,5	21,3	890	198,7	287,7		15,0	38,6	0,3	1,2	44,4	822,3	45,4	13,9	22,0	51,9
	SVB	SVB_28oct10	6370327	5830104	8,1	18,7	795	198,7	340,0	14,0	23,8	33,4		1,2	44,1	750,0	60,6	9,3	23,0	48,0
SVIA	SVIA_07dic10	6442904	5823749	8,5	24,1	1.046	153,5	320,0	17,0	25,8	21,3	4,7	0,9	94,8	961,0	91,0	12,8	41,0	24,8	
	SVIA_18ago11			8,2	11,3	1.095	252,3	160,0	18,0	29,0	43,1		1,3	83,0	350,0	51,3	80,0	32,0	48,9	
	SVIA_23feb11			8,3	23,0	960	160,0	370,0	21,0	20,2	26,2	1,5	0,6	104,3	560,6	65,6	11,0	47,0	13,7	
SVIB	SVIB_14dic10	6419758	5807315	8,6	23,0	1.190	197,0	260,0	18,0	30,7	28,8	0,3	1,3	96,5	766,0	45,4	5,9	37,0	47,3	
	SVIB_21feb11			8,3	23,2	930	163,6	260,0	20,0	20,0	27,2	0,3	1,1	87,0	520,0	26,2	2,6	13,0	47,6	
SVIC	SVIC_11nov11	6460517	5823852	8,2	17,8	888	235,7	200,0	12,8	30,0	38,5			114,0	676,0		12,3	28,0	58,6	

TIPO	ESTACIÓN	MUESTRA	X	Y	pH	T	CE	DUREZA TOTAL	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	F	Cl	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	SiO ₂
						°C	µS/cm	mg/L										
AGUA DE LAGUNA MAR CHIQUITA	WMC001	WMC001_24nov11	6463345	5823196	7,8	22,4	36.980	6.419,0	4.800,0	360,0	1.120,0	869,0	2,4	12.694,0	219,0	7,5	1.920,0	8,8
		WMC001b_24nov11			8,8	22,3	38.350	4.900,0	4.800,0	360,0	1.320,0	384,0	1,9	11.458,0	250,0	11,2	1.160,0	10,0
	WMC002	WMC002_24nov11	6462902	5823129	8,5	21,8	38.190	7.607,2	4.560,0	300,0	1.240,0	1.081,0	2,3	11.792,1	360,0	12,2	1.380,0	8,0
	WMC003	WMC003_24nov11	6462346	5823771	8,6	27,0	21.330	2.960,0	2.850,0	200,0	640,0	326,4	2,4	6.681,0	348,0	6,2	1.160,0	8,0
	WMC004	WMC004_13oct12	6467078	5840018	8,6	22,1	1.564	452,0	300,0	34,0	20,0	96,4	1,4	262,0	678,0	9,0	130,0	15,4
	WMC005	WMC005_13oct12	6464226	5833408	8,4	20,4	4.600	838,0	650,0	55,0	300,0	21,1	2,4	1.369,3	484,0	3,6	250,0	12,8
	WMC006	WMC006_13oct12	6462736	5829073	8,2	19,7	14.150	2.484,0	1.800,0	135,0	92,0	541,0	2,4	4.982,0	477,0	9,6	570,0	12,9
	WMC007	WMC007_12nov13	6463376	5823338	7,6		44.500	9.891,0	9.500,0	420,0	2.000,0	1.174,0	2,0	21.537,0	216,0		1.320,0	3,7
	WMC008	WMC008_12nov13	6463165	5823050	7,6		45.400	6.728,0	11.700,0	400,0	2.000,0	415,0	2,5	24.956,0	178,6		700,0	3,7
	WMC009	WMC009_12nov13	6462848	5823157	7,9	18,4	41.440	6.836,0	11.500,0	480,0	2.000,0	440,0	1,9	23.247,0	194,0		1.890,0	4,1
	WMC011	WMC011_12nov13	6462187	5823847	7,9	18,6	42.080	6.496,0	11.600,0	420,0	2.150,0	269,0	1,7	23.247,0	149,0		1.180,0	2,8
	WMC012	WMC012_5jun14	6462248	5825883	8,3	8,5	6.100	1.033,0	920,0	20,0	200,8	128,0		1.940,0	341,0	11,1	164,0	11,3

TIPO	POZO	MUESTRA	X	Y	pH	T	CE	DUREZA TOTAL	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Fe total	F	Cl	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	SiO ₂
						°C	μS/cm												
AGUA SUBTERRÁNEA	G417	G417_24oct07	6416088	5820818	7,7	18,6	940	448,0	442,0	18,7	130,0	29,5		0,4	140,0	1.027,3	18,6	63,3	
	G422	G422_06nov07	6413685	5813319	7,5	15,9	720	460,0	42,7	8,1	40,4	86,1			54,8	688,0	11,3	13,8	
	G423	G423_06nov07	6414653	5815703	7,3	17,8	840	516,0	112,0	4,8	34,0	103,4		1,0	164,4	680,0	18,7	31,7	
	G427	G427_08nov07	6410927	5821122	7,7	16,7	755	274,0	142,0	8,5	20,2	53,6		0,5	116,0	789,5	18,4	17,0	
	G428	G428_08nov07	6409140	5819104	7,7	15,9	663	340,0	97,0	7,0	61,7	44,6		0,7	51,3	747,1	30,6	13,2	
	G429	G429_08nov07	6406227	5816327	7,3	15,8	560	300,0	38,7	17,4	19,1	60,5			109,6	331,1	40,1	7,6	
	G430	G430_08nov07	6406991	5817369	7,5	15,7	602	186,2	52,1	8,1	34,0	24,3			89,0	653,7	52,6	13,8	
	G431	G431_08nov07	6412827	5826652	7,7	15,8	1.116	224,7	442,0	9,0	23,4	39,8		0,7	233,0	1.018,8	10,5	44,5	
	G432	G432_08nov07	6410172	5826146	7,7	16,1	1.858	504,0	225,5	7,6	18,0	110,0		0,5	246,6	1.027,3	19,2	102,0	
	G438	G438_10may11	6456927	5835165	7,5	16,2	2.010	379,5	345,0	30,0	47,0	62,8	0,07	1,7	435,0	676,5	49,0	111,0	63,8
	G447	G447_11may11	6428129	5835510	7,4	16,5	2.052	375,3	600,0	16,0	37,0	67,8	0,22	1,3	383,0	833,0	40,8	190,0	60,3
	G451	G451_11may11	6418692	5834375	7,3	16,9	1.327	309,1	280,0	24,0	29,0	56,7	0,01	1,9	153,0	897,0	5,1	99,0	44,3
	G455	G455_10may11	6440423	5844660	7,2	15,9	4.130	376,0	759,0	34,0	80,0	42,2	0,10	1,0	807,0	792,4	1,0	380,0	48,7
	G460	G460_10may11	6455665	5840026	7,9	16,3	3.652	1.255,8	300,0	32,0	120,0	229,0	0,19	2,4	620,0	719,2	91,5	640,0	70,1
	G461	G461_11may11	6434901	5835687	7,3	15,4	1.818	179,4	640,0	14,0	40,0	19,0	0,03	1,4	320,0	857,0	2,1	180,0	39,5
	G463	G463_27mar08	6422003	5819023	7,6	15,6	1.389	451,0	238,1	11,0	44,3	81,6		0,2	226,4	917,0	81,6	70,0	
	G464	G464_27mar08	6422212	5823193	7,6	15,9	928	413,0	189,0	11,4	41,1	74,4		0,3	150,0	790,0	68,6	29,5	
	G465	G465_27mar08	6420523	5823184	7,9	16,7	906	171,6	170,0	7,9	26,4	25,3		0,2	70,3	730,0	35,0	26,8	
	G732	G732_21oct10	6372571	5829568	7,9	16,4	770	90,4	341,0		13,0	13,8	2,02	1,5	38,5	915,5	8,4	17,0	60,2
	G733	G733_21oct10	6371612	5831709	8,1	17,9	937	139,2	375,2		19,0	22,0	0,11	1,7	44,4	1.035,7	6,5	33,0	56,6
	G734	G734_21oct10	6369693	5832391	8,8	15,3	872	234,4	219,1		17,0	46,0	0,05	2,8	35,5	767,5	4,6	19,0	59,9
		G734_22mar12			7,5	15,6	853	170,0	90,0	15,0	26,0	25,2		1,4	55,0	596,0	10,3	15,0	60,9
	G735	G735_13sept10	6385098	5820694	8,4		650	106,0	130,4		21,2	12,9		0,5	32,0	387,7	39,8		
		G735_5nov10			7,4	16,4	580	90,4	210,0	0,8	13,0	13,8	0,33	0,7	32,0	666,0	31,1	9,0	55,3
	G736	G736_13sept10	6390257	5817921	7,8		850	129,0	195,2		21,2	18,5		0,6	73,0	496,2		40,7	
		G736_5nov10			7,3	16,7	880	147,5	330,0	19,0	20,0	23,4	0,08	0,7	71,4	887,0	10,6	8,0	43,2

TIPO	POZO	MUESTRA	X	Y	pH	T	CE	DUREZA TOTAL	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Fe total	F	Cl	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	SiO ₂
						°C	μS/cm	mg/L											
AGUA SUBTERRÁNEA	G737	G737_13sept10	6387680	5816773	7,7		890	120,0	209,5		13,8	20,8		0,5	44,0	593,7		24,8	
		G737_5nov10			7,4	16,7	790	166,6	290,0	14,0	20,0	28,0	0,08	1,0	51,0	749,0	12,1	40,0	56,3
	G738	G738_13sept10	6386099	5815367	8,7		1450	127,0	183,8		17,5	20,8		0,5	158,0	338,9	21,9	12,5	
		G738_5nov10			7,3	16,2	850	184,5	320,0	29,0	29,0	26,8	0,07	0,7	44,4	828,0	20,1	19,0	58,1
	G739	G739_13sept10	6385344	5820414	7,8		720	217,0	97,1		23,1	38,7		0,5	32,0	465,7			
		G739_5nov10			7,3	16,3	770	258,2	230,0	18,0	16,0	52,3	0,23	0,4	23,7	943,0	9,7	10,0	52,5
	G740	G740_28oct10	6384198	5820574	7,4	16,7	620	178,5	190,0	13,0	22,0	29,6	0,80	1,1	29,5	508,6	24,6	10,0	59,1
	G741	G741_28oct10	6380369	5823149	7,6	15,7	856	133,3	280,0	10,0	20,0	20,0	0,60	1,4	76,6	656,0	45,0	23,0	53,9
	G742	G742_28oct10	6378923	5825667	7,2	16,0	757	160,6	240,0	15,0	17,0	28,3	1,27	1,9	29,5	758,3	38,3	17,0	58,0
	G743	G743_28oct10	6368206	5829826	7,1	15,7	1.044	446,2	180,0	14,0	25,0	92,0	1,10	0,4	85,5	777,0	72,8	33,0	63,0
	G744	G744_28oct10	6363217	5826473	7,5	15,0	1.052	341,5	280,0	13,0	19,0	70,5	2,05	0,8	82,5	952,5	45,7	35,0	54,7
	G745	G745_5nov10	6385425	5820393	7,5	17,3	680	178,5	250,0	15,0	20,0	30,8	0,01	0,9	38,5	767,0	22,5	8,0	47,5
	G751	G751_14dic10	6405054	5806717	7,0	16,3	800	350,0	80,0	36,0	23,0	70,2	0,25	3,8	83,0	629,0	53,7	26,0	59,3
	G752	G752_14dic10	6402855	5806016	7,7	18,5	1.620	272,7	380,0	27,0	24,0	51,0	0,14	0,7	144,0	1.202,0	15,0	40,0	45,7
	G753	G753_14dic10	6401463	5806514	7,7	16,6	1.510	195,0	340,0	17,0	23,4	32,7	0,08	1,1	148,0	980,0	13,2	100,0	49,3
	G754	G754_14dic10	6401462	5803748	7,4	16,1	880	363,6	140,0	13,0	19,3	75,6	0,26	1,1	44,4	823,0	31,5	17,0	58,6
	G755	G755_14dic10	6400255	5806611	7,6	16,8	1.410	210,0	350,0	20,0	26,0	34,8	0,12	0,9	124,4	1.119,0	7,2	40,0	52,1
	G756	G756_14dic10	6398151	5805777	7,6	16,3	1.360	239,3	300,0	22,0	23,4	43,4	0,15	1,1	109,0	1.017,0	17,3	36,0	57,8
	G757	G757_14dic10	6396256	5808763	7,5	18,1	1.340	230,0	350,0	20,0	24,0	40,8	0,09	0,9	121,0	925,0	34,1	29,0	46,3
	G758	G758_14dic10	6394007	5809521	7,8	20,2	1.070	191,0	280,0	30,0	17,0	35,6	0,08	1,6	57,7	850,0	41,2	18,0	63,0
	G759	G759_14dic10	6393303	5813638	7,4	16,9	1.100	182,0	260,0	11,0	20,0	31,6	0,09	0,5	58,8	833,0	96,5	19,0	60,1
	G760	G760_14dic10	6394657	5812403	7,9	19,5	1.040	116,1	230,0	0,8	15,0	18,8	0,12	1,6	35,8	842,0	49,0	14,0	59,5
	G761	G761_21feb11	6406115	5807956	7,5	18,1	1.090	209,1	280,0	1,0	17,0	40,0	0,60	1,0	156,0	592,0	12,0	52,0	58,8
	G762	G762_21feb11	6415821	5806326	7,7	16,7	940	111,0	260,0	10,0	19,0	15,2	12,30	0,6	107,8	608,2	47,8	14,0	56,7
G763	G763_21feb11	6423891	5815930	7,7	17,0	1.550	166,6	450,0	11,0	16,1	30,3	0,60	0,4	167,0	1.145,0	15,3	30,0	51,7	
G764	G764_21feb11	6425309	5814928	7,8	17,5	1.500	284,0	400,0	18,0	32,0	48,9	6,10	0,3	184,0	841,1	1,0	60,0	67,4	

TIPO	POZO	MUESTRA	X	Y	pH	T	CE	DUREZA TOTAL	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Fe total	F	Cl	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	SiO ₂
						°C	µS/cm												
AGUA SUBTERRÁNEA	G765	G765_21feb11	6427659	5810117	7,8	16,1	880	378,0	130,0	14,0	18,0	80,0	0,70	2,4	62,6	705,0	77,8	22,0	62,5
	G766	G766_15nov11	6416781	5808975	7,3	16,3	1.005	398,0	120,0	12,0	25,0	80,5		2,0	97,4	639,0	8,3	90,0	60,7
		G766_21feb11			7,8	16,4	990	252,5	220,0	13,0	20,0	48,4	4,20	0,7	87,0	760,0	47,1	16,0	57,9
		G766_22mar12			7,4	16,4	1.048	227,0	90,0	9,0	26,0	37,4		2,4	85,5	700,0	14,8	12,0	14,1
		G767			G767_21feb11	6419169	5806816	7,8	16,4	970	109,0	300,0	13,0	22,0	13,0	1,30	1,4	69,8	608,7
	G768	G768_22feb11	6421956	5805168	7,0	17,4	711	141,0	180,0	10,0	29,8	16,0	1,00	0,3	80,0	576,6	6,9	12,0	51,8
	G769	G769_22feb11	6421298	5806744	7,3	18,4	596	386,0	39,0	9,7	28,0	75,8	3,50	0,6	66,1	316,9	55,0	25,0	67,2
	G770	G770_22feb11	6425043	5818105	7,7	16,7	1.058	163,6	280,0	13,0	24,0	24,0	6,00	0,9	80,0	664,4	18,2	44,0	62,7
	G771	G771_22feb11	6426459	5818185	7,8	22,2	1.308	192,0	390,0	30,0	27,0	29,8	2,10	0,9	90,0	1.017,1	16,1	55,0	57,7
	G773	G773_22feb11	6428955	5821883	8,1	19,2	1.125	174,7	330,0	13,0	10,5	35,6	1,80	0,8	100,9	656,7	7,8	43,0	58,8
	G774	G774_22feb11	6433258	5824758	8,0	17,9	1.586	262,6	360,0	18,0	21,0	50,4	0,65	0,5	181,0	707,0	43,9	120,0	52,1
	G775	G775_22feb11	6438345	5829608	8,0	17,4	2.440	199,0	620,0	32,0	35,5	26,4	0,60	0,4	584,0	902,1	9,3	260,0	57,4
	G776	G776_23feb11	6444821	5816223	8,0	17,3	1.205	86,8	360,0	13,0	25,0	24,1	1,10	0,6	80,0	841,1	13,4	44,0	67,3
	G777	G777_23feb11	6443956	5819643	7,7	16,9	960	81,8	350,0	13,0	18,0	8,6	1,90	1,4	59,1	658,3	4,8	13,0	65,2
	G778	G778_22mar11	6448845	5802541	7,9	18,3	943	92,0	230,0	17,0	23,0	8,3	0,76	0,4	76,5	560,7		10,0	60,3
	G779	G779_22mar11	6447606	5804309	8,0	18,7	892	133,2	210,0	12,0	21,0	19,3	2,72	1,1	87,0	505,9		9,0	56,1
	G780	G780_22mar11	6444361	5813371	7,9	17,0	1.145	156,0	290,0	15,0	21,8	24,3	2,60	1,1	143,0	627,8		17,0	48,5
	G781	G781_22mar11	6442422	5826169	7,8	17,8	1.378	197,0	270,0	13,0	30,0	19,6	2,66	0,4	205,2	597,3		29,0	47,4
	G782	G782_10may11	6454675	5846545	7,2	16,1	1.908	460,0	290,0	26,0	54,0	78,0	1,43	1,0	317,0	682,6	7,9	175,0	58,7
	G783	G783_10may11	6452491	5841538	7,2	16,4	4.580	423,6	1.200,0	16,0	93,0	45,8	0,05	1,8	953,0	1.073,0	8,6	470,0	61,4
G784	G784_10may11	6445954	5836753	7,2	17,0	3.790	444,0	1.120,0	20,0	70,0	64,5	0,13	2,3	1.019,0	1.233,0	1,2	400,0	59,2	
G785	G785_10may11	6440423	5844660	7,2	16,6	3.750	585,0	1.040,0	10,0	100,0	80,0	0,24	1,8	741,0	1.177,0	76,0	540,0	61,3	
G786	G786_20nov12	6441164	5831886	7,4	15,6	1.902	266,5	320,0	22,0	50,0	34,4		1,6	277,2	627,8	59,8	66,0	62,2	
	G786_22may12			7,6	15,6	1.874		300,0	49,0	51,0	53,8			324,0	597,0	55,0	105,0		
	G786_30nov11			7,4	15,4	1.916	315,4	240,0	28,0	91,0	21,1		2,2	313,0	595,0	28,1	120,0	64,4	
	G786_8nov11			7,3	15,5	1.898	320,3	220,0	37,0	59,0	39,0		1,1	313,0	513,0	17,7	93,0	58,1	

TIPO	POZO	MUESTRA	X	Y	pH	T	CE	DUREZA TOTAL	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Fe total	F	Cl	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	SiO ₂
						°C	μS/cm	mg/L											
AGUA SUBTERRÁNEA	G787	G787_20nov12	6441164	5831886	7,3	17,1	2.040	170,3	360,0	18,0	52,0	9,6		2,3	260,0	726,0	35,7	150,0	56,8
		G787_22may12			7,5	16,0	2.050		480,0	80,0	72,0	26,1		259,0	818,0	3,8	165,0		
		G787_30nov11			7,3	16,0	2.020	274,0	380,0	27,0	66,0	26,1		1,1	306,0	971,0	22,2	150,0	98,1
		G787_8nov11			7,8	16,4	1.799	310,4	185,0	26,0	70,0	34,8		1,3	300,0	308,0	8,6	172,0	52,4
	G788	G788_20nov12	6441164	5831886	7,2	16,4	2.110	249,0	420,0	16,0	52,0	28,5		1,7	280,0	853,3	19,2	185,0	64,8
		G788_22may12			7,5	16,3	2.130		540,0	40,0	73,0	5,0		284,0	820,0	16,1	195,0		
		G788_30nov11			7,3	16,2	2.110	248,0	260,0	24,0	60,0	23,5		2,2	300,0	600,0	12,3	110,0	44,8
		G788_8nov11			7,2	15,6	2.100	274,0	380,0	16,0	86,0	14,1		1,3	313,0	896,0	9,8	195,0	64,4
	G789	G789_11may11	6432479	5830478	7,3	17,1	1.746	433,0	300,0	26,0	63,0	66,1	0,01	1,7	306,0	615,6	9,8	160,0	58,4
	G790	G790_11may11	6425466	5832844	7,0	16,7	419	254,0	53,0	18,0	28,0	44,1	0,60	1,1	27,8	337,0	1,8	12,0	61,0
	G791	G791_11may11	6418068	5828982	7,5	17,5	1.204	204,2	400,0	10,0	26,0	33,3	0,02	2,3	128,0	824,0	1,0	49,0	59,6
	G792	G792_18ago11	6385016	5819364	7,9	13,6	574	197,0	130,0	20,0	26,7	31,2		1,9	61,5	388,0	11,2	43,0	60,5
		G792_20nov12			7,3	16,1	774	203,6	150,0	13,0	21,0	36,2		2,4	43,4	522,0	38,5	15,0	62,0
		G792_22may12			7,6	16,0	774		140,0	10,0	35,0	29,4		45,8	655,0	34,1	12,0		
		G792_30nov11			7,3	15,9	781	272,2	100,0	20,0	30,0	47,6		2,0	52,1	658,0	8,2	13,0	33,5
	G793	G793_18ago11	6385016	5819364	7,4	14,0	760	343,2	80,0	16,0	36,4	60,5		1,8	37,0	457,0	6,4	13,0	34,5
		G793_20nov12			7,2	16,0	776	272,4	110,0	11,0	127,0	49,1		1,8	46,7	1.030,1	28,3	13,0	55,9
		G793_22may12			7,1	15,8	766		100,0	24,0	38,0	41,2		36,6	619,0	15,6	11,0		
		G793_30nov11			7,1	15,8	773	444,0	30,0	9,0	35,0	85,5		1,8	55,6	564,0	13,4	12,0	53,5
	G794	G794_18ago11	6385016	5819364	7,8	14,0	767	252,7	170,0	11,0	37,6	38,0			61,5	582,0	7,6	13,0	32,5
		G794_20nov12			7,6	16,4	763	150,6	180,0	16,0	17,0	25,9		2,1	23,3	452,0	47,5	51,0	52,8
		G794_22may12			7,5	16,3	761									18,2			
		G794_30nov11			7,5	16,2	761	162,0	140,0	13,0	27,0	22,6		2,1	48,7	595,0	16,5	10,0	55,7
	G796	G796_15jul11	6436130	5853893	7,4	16,0	1.755	182,0	190,0	19,0	49,0	14,8	1,01	3,5	119,0	676,5	3,8	120,0	55,6
G797	G797_15jul11	6439718	5852126	7,3	15,7	3.010	481,1	540,0	42,0	122,0	42,2	0,17	0,7	291,0	652,2	3,7	640,0	54,3	
G798	G798_15jul11	6437814	5860292	7,5	15,8	4.840	688,0	600,0	52,0	194,0	48,7		1,4	566,0	597,3	5,8	960,0	43,1	

TIPO	POZO	MUESTRA	X	Y	pH	T	CE	DUREZA TOTAL	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Fe total	F	Cl	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	SiO ₂
						°C	μS/cm	mg/L											
AGUA SUBTERRÁNEA	G799	G799_15jul11	6432244	5856585	7,6	16,1	4.780	335,0	900,0	54,0	96,0	22,8	0,91	1,4	645,0	1.566,0	9,9	520,0	47,2
	G800	G800_15jul11	6436162	5854430	7,7	15,0	1.874	485,0	220,0	22,0	54,0	84,0	0,16	1,8	181,0	996,0	5,6	114,0	58,2
	G801	G801_18ago11	6394082	5815856	7,8	15,7	635	98,1	140,0	5,0	35,0	2,5		2,2	30,7	344,0	10,0	11,0	51,4
	G803	G803_18ago11	6403916	5828656	7,1	15,6	1.870	350,0	460,0	11,0	42,0	58,8		1,1	212,0	877,0	8,5	120,0	47,2
	G804	G804_18ago11	6412800	5840127	7,4	15,0	1.798	262,0	440,0	32,0	60,0	26,8		2,1	138,0	783,0	6,5	135,0	48,3
	G805	G805_18ago11	6423966	5848876	7,1	14,2	3.790	343,2	840,0	18,0	104,0	83,2		2,2	480,0	1.202,0	9,5	275,0	40,7
	G806	G806_11nov11	6459252	5819705	7,4	15,3	1.823	375,1	350,0	21,0	53,0	58,2		1,4	346,0	983,0	5,4	108,0	62,4
	G807	G807_11nov11	6459246	5819384	7,4	16,3	1.685	312,0	350,0	19,0	52,0	43,6		1,6	247,0	1.096,0	1,0	110,0	57,9
	G808	G808_11nov11	6460864	5825500	7,2	18,0	8.180	3.602,0	900,0	100,0	490,0	570,4		2,1	3.235,4	560,7	3,2	850,0	
	G809	G809_11nov11	6461374	5829973	7,4	16,5	2.780	786,0	270,0	22,0	64,0	150,0		1,7	626,0	639,0	8,4	195,0	61,6
	G810	G810_11nov11	6457921	5837257	7,3	16,2	1.709	523,0	305,0	22,0	53,5	120,0		1,3	300,0	755,8	12,3	135,0	73,1
	G812	G812_11nov11	6443494	5851526	7,4	17,2	5.490	3.370,0	835,0	75,0	490,0	514,8		1,9	2.887,5	751,0	2,5	1.550,0	46,6
	G813	G813_11nov11	6447718	5845468	7,5	16,2	2.560	46,6	470,0	28,0	70,4	28,0		1,6	403,0	989,0	3,9	275,0	51,3
	G814	G814_11nov11	6456258	5844885	7,4	15,8	2.970	541,6	480,0	28,0	77,0	83,8			347,0	1.145,9	4,4	270,0	24,2
	G815	G815_15nov11	6401728	5805438	7,3	17,5	1.066	343,6	200,0	16,0	28,0	65,6		1,8	139,0	701,0	2,1	100,0	40,3
	G816	G816_15nov11	6386988	5817128	7,2	15,8	1.433	432,0	200,0	12,0	46,0	76,1		2,2	32,0	921,0	4,7	110,0	56,3
		G816_22mar12			7,3	15,6	1.390	341,6	130,0	19,0	41,0	57,3		2,1	143,0	894,0		41,0	4,0
	G817	G817_15nov11	6370049	5834096	7,2	17,7	793	310,0	150,0	11,0	22,0	61,2		2,0	55,0	557,0	15,7	13,0	30,2
	G818	G818_15nov11	6381330	5844634	7,2	18,0	1.036	315,0	55,0	23,0	46,0	48,0		1,6	69,5	520,0	10,3	32,0	47,6
	G819	G819_15nov11	6387941	5849450	7,0	17,3	1.003	506,3	190,0	26,0	51,0	91,0		1,6	904,0	751,0	4,2	100,0	51,8
	G821	G821_15nov11	6405889	5852345	7,4	16,8	1.351	266,0	220,0	10,0	32,0	44,6		2,3	147,0	776,0	5,0	44,0	35,8
		G821_22mar12			7,5	16,2	1.338	177,0	140,0	15,0	36,0	8,9		2,4	122,6	1.058,0		46,0	56,5
	G822	G822_22mar12	6401733	5805444	7,3	16,4	1.073	187,0	90,0	10,0	29,0	27,8		1,9	125,0	685,0	1,2	27,0	54,3
	G823	G823_13oct12	6468225	5843565	7,3	17,2	2.390	485,0	540,0	21,0	160,0	20,4		2,4	465,0	1.267,0	13,0	270,0	16,1
	G825	G825_7mar14	6391339	5832957	7,7	18,8	770	235,5	220,0	32,0	27,0	40,3			54,8	666,0	69,2	9,0	42,1
	G826	G826_7mar14	6402540	5842452	7,4	16,8	2.660	196,7	600,0	30,0	52,0	16,0		2,0	438,0	1.022,0	3,3	32,0	29,0

ANEXO 2

TIPO	COLECTOR	X	Y	$\delta^{18}O$	δ^2H
				‰	
AGUA DE LLUVIA	LBC	6385702	5820175	-2,71	-4,8
				-8,37	-50,4
				-3,44	-13,0
				-1,15	15,4
				-5,4	-27,0
				-6,31	-31,3
				-0,76	1,4
				-5,93	-33,9
				-6,38	-39,4
				-6,79	-36,0
				-6,78	-37,4
				-6,05	-32,2
				-6,84	-39,2
				-7,62	-55,5
				-5,86	-28,5
				-7,11	-42,1
	-5,97	-33,8			
	-3,77	-12,8			
	-4,62	-19,5			
	-2,58	-1,2			
	-3,13	-9,0			
	-2,52	-20,5			
	-10,84	-93,4			
	-12,59	-95,3			
	-9,09	-65,7			
	-9,2	-65,2			
	-9,62	-65,1			
	-4,16	-24,2			
	-3,14	-2,2			
	-2,27	-13,2			
	-2,04	-2,6			
	-3,4	-9,5			
-5,36	-33,6				
-5,87	-26,6				
-6,1	-33,8				
-4,15	-16,7				
-4,55	-21,9				
-5,7	-30,6				
-4,2	-20,2				
-6,87	-44,2				
-3,45	-11,5				
-5,19	-22,4				
LMP	6449892	5793901			

TIPO	COLECTOR	X	Y	$\delta^{18}O$	δ^2H
				‰	
AGUA DE LLUVIA	LMP	6449892	5793901	-6,19	-32,3
				-8,7	-53,9
				-5,16	-21,8
				-6,69	-37,6
				-7,97	-46,6
				-7,67	-45,5
				-3,31	-9,5
				-3,29	-9,5
				-2,37	-7,4
				-2,3	-7,1
				-6,99	-40,2
				-6,26	-32,7
				-6,69	-38,3
				-2,12	-4,7
				-2,53	-6,4
				-4,96	-23,1
	-9,37	-55,7			
	-7,6	-44,8			
	-4,55	-11,2			
	-3,5	-10,4			
	-5,25	-29,4			
	-4,18	-15,0			
	-7,36	-46,3			
	-7,52	-43,6			
	-8,38	-54,1			
	-4,08	-15,6			
	-4,18	-14,2			
	-6,4	-33,8			
	-5,65	-28,3			
	-3,65	-8,7			
	-6,07	-31,6			
	-2,22	-5,6			
-2,61	-15,6				
-2,8	-13,7				
-4,49	-20,1				
-5,19	-28,7				
-7,36	-38,7				
-2,31	3,4				
-9,78	-67,0				
-8,77	-54,8				
-9,06	-56,1				
-6,17	-29,7				

TIPO	COLECTOR	X	Y	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
				‰	
AGUA DE LLUVIA	LSM	6337332	5816538	-8,96	-57,6
				-8,9	-57,7
				-6,65	-35,6
				-6,87	-47,8
				-6,54	-40,6
				-6,71	-37,6
				-7,05	-38,8
				-10,07	-71,7
				-4,87	-25,6
				-1,59	-0,4
				-4,67	-25,1
				-0,85	13,0
				-1,01	-1,2

TIPO	ESTACIÓN	MUESTRA	X	Y	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
					‰	
AGUA DE ARROYO	SAP	SAP_28oct10	6390376	5815971	-3,46	-18,8
	SC7	SC7_13oct12	6466822	5840174	-3,61	-19,3
	SCRA	SCRA_28oct10	6380975	5822878	-4,76	-26,1
	SD2	SD2_11may11	6431789	5830990	-4,03	-22,4
	SD3	SD3_11nov11	6462194	5833550	-0,65	-0,9
	SDB	SDB_07dic10	6440005	5836234	-3,21	-18,4
		SDB_23feb11			-2,77	-16,6
	SDC	SDC_14dic10	6401099	5806932	-4,35	-25,8
	SGA	SGA_07dic10	6437443	5847201	-4,09	-21,2
		SGA_18ago11			-4,54	-24,7
	SGB	SGB_18ago11	6418096	5846308	-4,7	-25,2
	SVA	SVA_21oct10	6370944	5831106	-4,88	-26,1
	SVB	SVB_28oct10	6370327	5830104	-4,95	-26,8
	SVIA	SVIA_07dic10	6442904	5823749	-2,96	-15,3
		SVIA_23feb11			-3,7	-20,7
	SVIB	SVIB_14dic10	6419758	5807315	-4,64	-25,6
SVIB_21feb11		-4,36			-25,5	
SVIC	SVIC_11nov11	6460517	5823852	-3,04	-13,1	

TIPO	ESTACIÓN	MUESTRA	X	Y	18O	2H
					‰	
AGUA LAGUNA MAR CHIQUITA	WMC001	WMC001b_24nov11	6463345	5823196	0,18	4,0
	WMC002	WMC002_24nov11	6462902	5823129	-0,09	1,9
	WMC003	WMC003_24nov11	6462346	5823771	0,83	8,2
	WMC004	WMC004_13oct12	6467078	5840018	-3,56	-17,9
	WMC005	WMC005_13oct12	6464226	5833408	-2,21	-9,4
	WMC006	WMC006_13oct12	6462736	5829073	-1,69	-6,0
	WMC007	WMC007_12nov13	6463376	5823338	-0,19	-0,2
	WMC008	WMC008_12nov13	6463165	5823050	-0,53	3,0
	WMC009	WMC009_12nov13	6462848	5823157	-0,03	1,5
	WMC011	WMC011_12nov13	6462187	5823847	-0,24	2,1

TIPO	POZO	MUESTRA	X	Y	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
					‰	
AGUA SUBTERRÁNEA	G794	G794_18ago11	6385016	5819364	-5,76	-29,2
	G735	G735_5nov10	6385098	5820694	-5,75	-28,7
	G825	G825_7mar14	6391339	5832957	-5,74	-26,0
	G752	G752_14dic10	6402855	5806016	-5,72	-28,7
	G751	G751_14dic10	6405054	5806717	-5,7	-31,3
	G794	G794_27oct11	6385016	5819364	-5,65	-30,3
	G760	G760_14dic10	6394657	5812403	-5,63	-31,2
	G794	G794_22may12	6385016	5819364	-5,6	-29,3
	G794	G794_20nov12	6385016	5819364	-5,59	-28,9
	G743	G743_28oct10	6368206	5829826	-5,55	-29,0
	G745	G745_5nov10	6385425	5820393	-5,55	-29,6
	G767	G767_21feb11	6419169	5806816	-5,53	-30,5
	G761	G761_21feb11	6406115	5807956	-5,5	-32,0
	G744	G744_28oct10	6363217	5826473	-5,47	-29,1
	G741	G741_28oct10	6380369	5823149	-5,45	-28,8
	G759	G759_14dic10	6393303	5813638	-5,43	-29,7
	G733	G733_21oct10	6371612	5831709	-5,4	-30,8
	G753	G753_14dic10	6401463	5806514	-5,4	-31,4
	G806	G806_11nov11	6459252	5819705	-5,4	-29,1
	G817	G817_15nov11	6370049	5834096	-5,39	-29,1
	G740	G740_28oct10	6384198	5820574	-5,38	-28,5
	G762	G762_21feb11	6415821	5806326	-5,37	-28,8
	G738	G738_5nov10	6386099	5815367	-5,36	-28,6
	G790	G790_11may11	6425466	5832844	-5,36	-28,6
	G813	G813_11nov11	6447718	5845468	-5,34	-26,3
	G739	G739_5nov10	6385344	5820414	-5,33	-28,8
	G784	G784_10may11	6445954	5836753	-5,31	-29,8
	G757	G757_14dic10	6396256	5808763	-5,25	-28,2
	G742	G742_28oct10	6378923	5825667	-5,24	-26,7
	G801	G801_18ago11	6394082	5815856	-5,24	-28,7
G736	G736_5nov10	6390257	5817921	-5,2	-26,9	
G765	G765_21feb11	6427659	5810117	-5,2	-27,2	

TIPO	POZO	MUESTRA	X	Y	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
					‰	
AGUA SUBTERRÁNEA	G794	G794_30nov11	6385016	5819364	-5,2	-27,4
	G826	G826_7mar14	6402540	5842452	-5,16	-25,7
	G734	G734_21oct10	6369693	5832391	-5,14	-27,2
	G732	G732_21oct10	6372571	5829568	-5,13	-28,3
	G737	G737_5nov10	6387680	5816773	-5,13	-28,8
	G807	G807_11nov11	6459246	5819384	-5,13	-29,4
	G754	G754_14dic10	6401462	5803748	-5,12	-26,5
	G781	G781_22mar11	6442422	5826169	-5,12	-26,6
	G756	G756_14dic10	6398151	5805777	-5,11	-27,0
	G769	G769_22feb11	6421298	5806744	-5,11	-27,4
	G771	G771_22feb11	6426459	5818185	-5,1	-27,0
	G785	G785_10may11	6440423	5844660	-5,09	-27,9
	G768	G768_22feb11	6421956	5805168	-5,05	-27,0
	G461	G461_11may11	6434901	5835687	-5,04	-27,4
	G770	G770_22feb11	6425043	5818105	-5,02	-27,1
	G792	G792_18ago11	6385016	5819364	-4,97	-25,1
	G814	G814_11nov11	6456258	5844885	-4,94	-26,6
	G789	G789_11may11	6432479	5830478	-4,93	-26,3
	G774	G774_22feb11	6433258	5824758	-4,92	-25,6
	G758	G758_14dic10	6394007	5809521	-4,91	-26,9
	G808	G808_11nov11	6460864	5825500	-4,91	-28,1
	G812	G812_11nov11	6443494	5851526	-4,91	-26,7
	G792	G792_30nov11	6385016	5819364	-4,88	-22,4
	G780	G780_22mar11	6444361	5813371	-4,82	-25,2
	G800	G800_15jul11	6436162	5854430	-4,81	-25,5
	G776	G776_23feb11	6444821	5816223	-4,76	-25,7
	G809	G809_11nov11	6461374	5829973	-4,73	-26,1
	G775	G775_22feb11	6438345	5829608	-4,71	-24,1
	G447	G447_11may11	6428129	5835510	-4,7	-25,0
	G455	G455_10may11	6440423	5844660	-4,7	-27,2
	G777	G777_23feb11	6443956	5819643	-4,7	-25,4
	G792	G792_22may12	6385016	5819364	-4,7	-25,3
	G818	G818_15nov11	6381330	5844634	-4,7	-24,9
G821	G821_22mar12	6405889	5852345	-4,67	-26,0	
G791	G791_11may11	6418068	5828982	-4,66	-23,9	
G821	G821_15nov11	6405889	5852345	-4,66	-25,0	
G796	G796_15jul11	6436130	5853893	-4,64	-25,0	
G438	G438_10may11	6456927	5835165	-4,63	-24,8	

TIPO	POZO	MUESTRA	X	Y	$\delta^{18}O$	δ^2H
					‰	
AGUA SUBTERRÁNEA	G755	G755_14dic10	6400255	5806611	-4,6	-25,2
	G764	G764_21feb11	6425309	5814928	-4,6	-24,1
	G792	G792_20nov12	6385016	5819364	-4,59	-25,3
	G773	G773_22feb11	6428955	5821883	-4,55	-25,4
	G816	G816_15nov11	6386988	5817128	-4,55	-25,5
	G805	G805_18ago11	6423966	5848876	-4,53	-23,6
	G793	G793_22may12	6385016	5819364	-4,5	-23,3
	G803	G803_18ago11	6403916	5828656	-4,5	-24,8
	G792	G792_27oct11	6385016	5819364	-4,42	-23,7
	G816	G816_22mar12	6386988	5817128	-4,34	-27,1
	G799	G799_15jul11	6432244	5856585	-4,32	-23,6
	G786	G786_30nov11	6441164	5831886	-4,23	-21,8
	G786	G786_22may12	6441164	5831886	-4,2	-22,2
	G815	G815_15nov11	6401728	5805438	-4,17	-23,5
	G451	G451_11may11	6418692	5834375	-4,16	-21,9
	G763	G763_21feb11	6423891	5815930	-4,14	-22,2
	G783	G783_10may11	6452491	5841538	-4,11	-23,5
	G793	G793_18ago11	6385016	5819364	-4,11	-20,7
	G782	G782_10may11	6454675	5846545	-4,1	-22,9
	G786	G786_20nov12	6441164	5831886	-4,06	-21,5
G793	G793_30nov11	6385016	5819364	-4,02	-23,0	
G793	G793_20nov12	6385016	5819364	-3,99	-21,4	

TIPO	POZO	MUESTRA	X	Y	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
					‰	
AGUA SUBTERRÁNEA	G804	G804_18ago11	6412800	5840127	-3,98	-23,5
	G778	G778_22mar11	6448845	5802541	-3,94	-20,2
	G786	G786_8nov11	6441164	5831886	-3,89	-22,5
	G823	G823_13oct12	6468225	5843565	-3,87	-20,5
	G779	G779_22mar11	6447606	5804309	-3,78	-20,8
	G798	G798_15jul11	6437814	5860292	-3,7	-19,7
	G787	G787_8nov11	6441164	5831886	-3,65	-18,9
	G810	G810_11nov11	6457921	5837257	-3,56	-20,1
	G793	G793_27oct11	6385016	5819364	-3,53	-21,1
	G766	G766_21feb11	6416781	5808975	-3,51	-19,4
	G766	G766_15nov11	6416781	5808975	-3,43	-17,6
	G788	G788_22may12	6441164	5831886	-3,2	-18,0
	G787	G787_22may12	6441164	5831886	-3,1	-15,8
	G788	G788_8nov11	6441164	5831886	-2,9	-15,2
	G788	G788_20nov12	6441164	5831886	-2,79	-16,7
	G787	G787_20nov12	6441164	5831886	-2,68	-16,3
	G787	G787_30nov11	6441164	5831886	-2,6	-14,6
	G788	G788_30nov11	6441164	5831886	-2,12	-14,7
	G766	G766_22mar12	6416781	5808975	-1,99	-10,4
	G797	G797_15jul11	6439718	5852126	-0,91	-3,0
G460	G460_10may11	6455665	5840026	-0,79	-2,6	