



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL  
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas  
Instituto de Desarrollo Tecnológico para la Industria Química

# **SIMULACIÓN DEL FLUJO Y TRANSPORTE DE LA EDAD DEL AGUA SUBTERRÁNEA EN EL SISTEMA ACUÍFERO GUARANÍ (SAG)**

**Juan José Nittmann**

Tesis remitida al Comité Académico del Doctorado  
como parte de los requisitos para la obtención  
del grado de  
DOCTOR EN INGENIERIA  
Mención Recursos Hídricos

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL

**2014**

Comisión de Posgrado, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Ciudad Universitaria, Paraje "El Pozo",  
S3000, Santa Fe, Argentina



**UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL**  
**Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas**

Santa Fe, 30 de junio de 2014.

Como miembros del Jurado Evaluador de la Tesis de Doctorado en Ingeniería titulada "*Simulación del flujo y transporte de la edad del agua subterránea en el Sistema Acuífero Guaraní (SAG)*", desarrollada por el Ing. Juan José NITTMANN en el marco de la Mención "Recursos Hídricos", certificamos que hemos evaluado la Tesis y recomendamos que sea aceptada como parte de los requisitos para la obtención del título de Doctor en Ingeniería.

La aprobación final de esta disertación estará condicionada a la presentación de dos copias encuadradas de la versión final de la Tesis ante el Comité Académico del Doctorado en Ingeniería.

*Cristina Dapeña*  
.....  
Dra. Cristina Dapeña

*Luis Guarracino*  
.....  
Dr. Luis Guarracino

*Daniel Martínez*  
.....  
Dr. JOSÉ LUIS MACOR  
SECRETARIO DE POSGRADO  
Facultad de Ingeniería y Cs. Hídricas  
Dr. Daniel Martínez (\*)

(\*) Participó de la defensa de Tesis a través del sistema de videoconferencia

Santa Fe, 30 de junio de 2014

Certifico haber leído la Tesis, preparada bajo mi dirección en el marco de la Mención "Recursos Hídricos" y recomiendo que sea aceptada como parte de los requisitos para la obtención del título de Doctor en Ingeniería.

*Luis Vives*  
.....  
Dr. Luis Vives  
Codirector de Tesis

*Leticia Rodríguez*  
.....  
Dra. Leticia Rodríguez  
Directora de Tesis

Universidad Nacional del Litoral  
Facultad de Ingeniería y  
Ciencias Hídricas  
Secretaría de Posgrado

Ciudad Universitaria  
C.C. 217  
Ruta Nacional N° 168 - Km. 472,4  
(3000) Santa Fe  
Tel: (54) (0342) 4575 229  
Fax: (54) (0342) 4575 224  
E-mail: posgrado@fich.unl.edu.ar

## **DECLARACION DEL AUTOR**

Este escrito ha sido remitido como parte de los requisitos para la obtención del grado académico de Doctor en Ingeniería – Mención Recursos Hídricos ante la Universidad Nacional del Litoral y será depositada en la Biblioteca de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas para que esté a disposición de sus lectores bajo las condiciones estipuladas por el reglamento de la mencionada biblioteca.

Citaciones breves de esta tesis son permitidas sin la necesidad de un permiso especial, en la suposición de que la fuente sea correctamente citada. Solicitudes de permiso para la citación extendida o para la reproducción parcial o total de este manuscrito serán concedidas por el portador legal del derecho de propiedad intelectual de la obra.

## **AGRADECIMIENTOS**

Deseo expresar mi más sincero agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que de una forma u otra han contribuido a la realización de este trabajo.

A la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH) a través del Centro de Estudios Hidro-Ambientales (CENEHA), pertenecientes a la Universidad Nacional del Litoral (UNL) y al Instituto de Hidrología de Llanuras perteneciente a la Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires (UNCPBA), por brindarme el lugar y los recursos necesarios para llevar a cabo mi tarea.

A la Universidad Politécnica de Cartagena (UPCT), al Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y a la Agencia Internacional de Energía Atómica (AIEA).

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) y a la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT) por otorgarme las becas doctorales.

A mis directores, Dra. Leticia Rodríguez y Dr. Luis Vives, por su tiempo, asesoramiento y apoyo. Me han transmitido valiosas herramientas para seguir adelante en la apasionante carrera académica.

A la Dra. Marisol Manzano, reconocida investigadora de la Universidad Politécnica de Cartagena (Cartagena, España) por interesarse en el tema de la tesis y brindarme sus ideas y sugerencias.

A mi familia, por el apoyo y el estímulo constantes que me brindan para continuar en este camino. En especial a Silvana, por su paciencia y amor incondicional.

## INDICE GENERAL

<b>Índice</b>	i
<b>Índice de Figuras</b>	iv
<b>Índice de Tablas</b>	ix
<b>Resumen</b>	x
<b>Abstract</b>	xi

### CAPITULO I: INTRODUCCION

1.1. Presentación del problema	1
1.2. Objetivos	7
1.2.1 Objetivos generales	7
1.2.2 Objetivos específicos	7
1.3. Área de estudio	8
1.4. Metodología	9
1.5. Estructura de la tesis	12

### CAPITULO II: EDAD DEL AGUA SUBTERRANEA - MARCO CONCEPTUAL Y TEÓRICO

2.1. Introducción	13
2.2. Conceptos básicos	14
2.3. Principales trazadores de la edad del agua ( $^3\text{H}$ , $^{14}\text{C}$ , $^{36}\text{Cl}$ )	16
2.4. Edad del agua subterránea	18
2.4.1. Edad, esperanza de vida y tiempo de residencia del agua subterránea	19
2.4.2. Edad másica, media y distribución de edades del agua subterránea	20
2.4.3. Edad hidráulica	22
2.4.4. Edad radiométrica o aparente	23
2.4.5. Edad cinemática	23
2.5. Formulación matemática del transporte de la edad del agua subterránea	24
2.6. Modelo de flujo y transporte de edad del agua utilizado en esta tesis	34
2.7. Estimación de la edad del agua subterránea: casos de estudio	35

## **CAPITULO III: ESTADO DE CONOCIMIENTO DEL SAG**

3.1. Introducción	45
3.2. Modelo conceptual hidrogeológico	45
3.2.1. Climatología	45
3.2.2. Hidrología	46
3.2.3. Geología / Geomorfología	48
3.2.4. Hidrogeología	53
3.2.5. Hidroquímica	56
3.2.6. Isotopía	60
3.3. Modelación numérica del flujo subterráneo regional	62
3.3.1. Estructura del modelo	63
3.3.2. Resultados del modelo	64

## **CAPITULO IV: MODELO CONCEPTUAL Y NUMERICO DEL FLUJO SUBTERRÁNEO DEL SECTOR SUR DEL SAG**

4.1. Introducción	67
4.2 Modelo conceptual del área de estudio	68
4.2.1. Geología / Geomorfología	68
4.2.2. Climatología / Hidrología	72
4.2.3. Hidrogeología	75
4.2.3.1. Hidrodinámica	75
4.2.3.2. Hidroquímica / Isotopía	80
4.2.4. Estimación de la recarga	84
4.2.5. Síntesis del modelo conceptual del SAG en el área de estudio	86
4.3 – Modelación numérica de flujo subterráneo: estructura del modelo	88
4.3.1. Dominio de modelación	88
4.3.2. Zonas de conductividad	90
4.3.3. Zonas de recarga y de conexión a través del basalto	91
4.3.4. Zonas de bombeo	92
4.3.5. Interacción río / acuífero	93
4.3.6. Condiciones de contorno	94

4.3.7. Niveles observados o medidos	95
4.3.8. Resumen de la estructura del modelo	96
4.4. Resultados – Flujo de agua subterránea	97

## **CAPITULO V: SIMULACION DE LA EDAD DEL AGUA EN EL SAG**

5.1. Introducción	105
5.2. Análisis de casos sintéticos	106
5.3. Simulación de la edad del agua en el SAG sector sur	124
5.4. Simulación de edad del agua en el SAG	129
5.5. Consideraciones conceptuales	131

## **CAPITULO VI: CONCLUSIONES Y FUTURAS LINEAS DE INVESTIGACION**

6.1 Conclusiones	133
6.2. Futuras líneas de investigación	138

<b>BIBLIOGRAFIA</b>	139
---------------------	-----

### **ANEXO I: Base de datos modelo conceptual**

### **ANEXO II: Descripción del modelo TRANSIN/VISUAL TRANSIN**

## Índice de Figuras

Figura 1.1. Mapa de acuíferos transfronterizos (BGR / UNESCO, 2008)	1
Figura 1.2. Límite geográfico del SAG (LEBAC, 2008)	2
Figura 1.3. Mapa hidrogeológico esquemático del SAG (Foster et al., 2009)	3
Figura 1.4. Mapa de actividad $^{14}\text{C}$ en el agua del SAG (Aravena, 2008)	6
Figura 1.5. Ubicación geográfica del área de estudio	8
Figura 1.6. Esquema metodológico del proceso de modelación (Zheng y Bennett, 1995)	11
Figura 2.1. Principales usos de isótopos en hidrogeología (Mook, 2002)	13
Figura 2.2. Concentración media de tritio en agua de lluvia en países sudamericanos (Herrera et al., 2006)	17
Figura 2.3. Esquema conceptual que representa la edad del agua (A), la esperanza de vida (E) y el tiempo de residencia (T) de una molécula de agua subterránea que se desplaza desde la zona de recarga (R) hasta la zona de descarga (D) de un acuífero (Kazemi et al., 2006)	19
Figura 2.4. Esquema gráfico del periodo de vida de una molécula de agua subterránea en un acuífero (Kazemi et al., 2006)	20
Figura 2.5. Distribución de frecuencia de edades en una muestra de agua subterránea (Kazemi et al., 2006)	21
Figura 2.6. Esquema simplificado de acuífero, donde las moléculas de agua subterránea migran en paquetes aislados desde el área de recarga hacia el área de descarga (Modificada de Kazemi et al., 2006)	24
Figura 2.7. Isocronas del acuífero Chalk (en miles de años) (Smith et al., 1996)	36
Figura 2.8. Simulación numérica del transporte de $4\text{He}$ y relación de la distribución (Bethke et al., 2000)	37
Figura 2.9. Distribución de la edad del agua subterránea en el acuífero Nubian mediante la utilización del método de $^{81}\text{Kr}$ (Sturchio et al, 2004)	37
Figura 2.10. Distribución de los tiempos de viaje del Borden Aquifer (Solomon et al., 1992)	38
Figura 2.11. Mapa hidroquímico y de isocronas del acuífero Devoniano (Mokrik et al., 2009)	38
Figura 2.12. Líneas de corriente (a), distribución de He en el acuífero (b) y perfil de helio computado a una profundidad de 150m (c) en la cuenca Panoniana (Csesperes y Linkey, 1999)	39

Figura 2.13. Distribución de la edad del agua subterránea en un acuífero multicapa de la cuenca Oden (Troldborg et al., 2008)	40
Figura 2.14. Variación de la concentración de $^{14}\text{C}$ (pmC) con la distancia desde la recarga (Jonson y Depaolo, 1996)	41
Figura 2.15. Piezometría y distribución de la edad del agua en una transecta del acuífero Rabis Creek (Engesgaard y Molson, 1998)	41
Figura 2.16. Distribución de la edad del agua en un caso sintético (Goode, 1996)	42
Figura 2.17. Distribución de la edad del agua y de $^4\text{He}$ en sección de la gran cuenca artesiana (Bethke y Johnson, 2008)	42
Figura 2.18. Distribución de esperanza de vida del agua subterránea en municipio de Waterloo (Molson y Frind, 2012)	43
Figura 3.1. Principales ríos de la cuenca del Plata en el SAG	47
Figura 3.2. Localización de las cuencas Paranaense y Chaco-Paranaense (Mira, 2012)	48
Figura 3.3. Principales elementos estructurales del SAG (extraído de Gastmans et al., 2012)	49
Figura 3.4. Cuadro estratigráfico mostrando las distintas formaciones presentes en las Cuencas Paraná y Chacoparanense y la denominación que reciben en cada país (Mira, 2012)	51
Figura 3.5. Áreas de afloramiento, dominios hidrodinámicos y piezometría del SAG (LEBAC, 2008)	52
Figura 3.6 Zonas hidroquímicas del SAG (Manzano y Guimaraens, 2009)	59
Figura 3.7. Zonificación de la conductividad hidráulica del escenario 4 (Vives et al., 2008)	63
Figura 3.8. Mapa de isopiezas simuladas (en metros) (Vives et al., 2008)	65
Figura 4.1. Ubicación del área de estudio respecto a la del SAG	67
Figura 4.2. Topografía del área de estudio	68
Figura 4.3. Mapa de compartimentación del basamento (Mira, 2012)	70
Figura 4.4. Cortes litoestratigráficos del SAG en el área de estudio (Mira et al., 2013)	71
Figura 4.5. Lineamientos geológicos en el área de estudio. Lineamientos tomados de Mira (2012) y fracturas de Orfeo y Neiff (2008)	71
Figura 4.6. Isoyetas de precipitación media anual del área de estudio. Tomado de Garcia (2008), serie 1970 – 2000	72
Figura 4.7. Principales cuerpos superficiales de agua del área de estudio	73

Figura 4.8. Distribución en superficie de las unidades hidrogeológicas aflorantes en el área de estudio	75
Figura 4.9. Piezometría del acuífero superficial	77
Figura 4.10. Piezometría del acuífero profundo. Lineaciones estructurales extraídas de Mira (2012)	79
Figura 4.11. Diferencia entre la piezometría del SAG y la piezometría superficial	81
Figura 4.12. Ubicación de pozos muestreados en el área de estudio	82
Figura 4.13. Hidroquímica entre pozos de diferente profundidad en el área de estudio. Tomada de (Manzano et al., 2011)	83
Figura 4.14. Isotopía entre pozos de distinta profundidad en el área de estudio. Tomada de (Manzano et al., 2011)	83
Figura 4.15. Concentración de $^{14}\text{C}$ (pCM) en muestras de distinta profundidad en el área de estudio (Manzano et al., 2011)	84
Figura 4.16. Áreas de recarga / descarga del SAG en el área de estudio	85
Figura 4.17. Polígonos de Thiessen utilizados para el cálculo de la precipitación media anual en el área de estudio	86
Figura 4.18. Capa superior PosSAG en el área de estudio	89
Figura 4.19. Malla de elementos finitos del dominio	89
Figura 4.20. Mapa de espesores (en m) del SAG (der.) y sedimentos pos-basaltos (izq.) del área de estudio	90
Figura 4.21. Zonificación de conductividad hidráulica en el acuífero inferior-SAG	90
Figura 4.22. Espesor de los basaltos	91
Figura 4.23. Zonificación de la recarga / descarga	92
Figura 4.24. Ubicación de pozos de explotación y zonificación de bombeo en la capa inferior	93
Figura 4.25. Cuerpos de agua de la capa superior e inferior simulados en el modelo	93
Figura 4.26. Condiciones de borde de la capa inferior (izquierda) y capa superior (derecha)	95
Figura 4.27. Pozos de observación del SAG utilizados en el modelo conceptual (rojo) y numérico (negro) : Izquierda – acuífero profundo; Derecha – acuífero superficial	95
Figura 4.28. Resumen del modelo numérico propuesto para el acuífero superior (sup.) y profundo (inf.).	96

Figura 4.29. Conductividad hidráulica calculada (m/d) en el acuífero inferior (SAG)	98
Figura 4.30. Niveles medidos vs calculados en el acuífero profundo (cuadrado) y superficial (círculos).	100
Figura 4.31. Distribución espacial de errores (m) en el acuífero profundo	101
Figura 4.32. Distribución espacial de errores (m) en el acuífero superficial	101
Figura 4.33. Piezometría calculada del acuífero profundo	102
Figura 4.34. Piezometría calculada del acuífero superficial	102
Figura 4.35. Diferencia entre las piezometrías calculadas para el SAG y el acuífero superficial	103
Figura 5.1. Ubicación de casos sintéticos simulados en el área de estudio.	107
Figura 5.2. Caso sintético 1: esquema conceptual de un acuífero libre con recarga constante	109
Figura 5.3. Caso sintético 1: esquema conceptual de un acuífero libre con recarga variable	110
Figura 5.4. Caso sintético 2: esquema conceptual de un sector de transición del SAG de un comportamiento libre (afloramiento, sector izquierdo) a confinado (sector derecho)	111
Figura 5.5. Caso sintético 2 simulado en planta de un sector de transición del SAG de un comportamiento libre (afloramiento) a confinado	112
Figura 5.6. Caso sintético 2, dominio extendido: esquema conceptual de un sector de transición del SAG de un comportamiento libre (afloramiento) a confinado	113
Figura 5.7. Caso sintético 3: esquema conceptual de un sector de mezcla de aguas de acuífero superficial y profundo con presencia de acuitardos con elevada conductividad hidráulica vertical	115
Figura 5.8. Caso sintético 3: esquema conceptual de un sector de mezcla de aguas de acuífero superficial y profundo con presencia de acuitardos con baja conductividad hidráulica vertical	116
Figura 5.9. Comparación del efecto de la conductividad del acuitardo en la edad del agua subterránea para el caso sintético 3	117
Figura 5.10. Caso sintético 4: esquema conceptual de un sector del sistema con dos capas de espesor constante	120
Figura 5.11. Caso sintético 4: esquema conceptual de un sector de mezcla de aguas jóvenes con aguas antiguas con espesor variable	121
Figura 5.12. Caso sintético 5: esquema conceptual de dos capas: SAG y formación infrayacente con espesor constante	122

Figura 5.13. Esquema conceptual de distribución de la edad del agua subterránea en un acuífero multicapa con acuitardo de baja conductividad (izq) y uno similar pero con una zona central donde el acuitardo presenta mayor conductividad (zona de flujo preferente en el acuitardo)(der)	123
Figura 5.14. Dispersividad longitudinal versus escala de observación (Ghelar et al., 1992)	125
Figura 5.15. Edades del agua calculadas en años para el acuífero superficial. $\alpha_L=7000$ , $\alpha_T=3500$ y Porosidad =0.3.	126
Figura 5.16. Edades del agua calculadas en años para el acuífero profundo. $\alpha_L=7000$ , $\alpha_T=3500$ y Porosidad =0.3.	126
Figura 5.17. Análisis de sensibilidad a la dispersividad y su efecto en la distribución de edades del agua calculadas del acuífero superficial.	127
Figura 5.18. Análisis de sensibilidad a la porosidad y su efecto en la distribución de edades del agua calculadas del acuífero superficial.	128
Figura 5.19. Análisis de sensibilidad a la dispersividad y su efecto en la distribución de edades del agua calculadas del acuífero profundo.	128
Figura 5.20. Análisis de sensibilidad a la porosidad y su efecto en la distribución de edades del agua calculadas del acuífero profundo.	129
Figura 5.21. Distribución de edades del agua en el SAG $\alpha_L = 7000$ m, $\alpha_T= 1000$ m, $\phi=0.3$	130
Figura 5.22. Distribución de edades del agua en el SAG $\alpha_L = 7000$ m, $\alpha_T= 1000$ m, $\phi=0.1$	131

## Índice de Tablas

Tabla 1.1. Área de estudio por países	9
Tabla 2.1. Ecuaciones de desintegración y de concentración del $^3\text{H}$ , $^{14}\text{C}$ y $^{36}\text{Cl}$	18
Tabla 2.2. Comparación de trazadores directos e indirectos de la edad del agua subterránea (Bethke y Jonson, 2008)	33
Tabla 4.1. Principales características de los tramos de los ríos del área de estudio (SsRH, 2004)	74
Tabla 4.2. Parámetros hidrogeológicos del acuífero superficial	78
Tabla 4.3. Parámetros hidrogeológicos del acuífero profundo	80
Tabla 4.4. Estimación de la recarga media anual en el área de estudio	86
Tabla 4.5. Características de los ríos y goteo o conductancia de las capas simuladas	94
Tabla 4.6. Características geométricas de las capas simuladas	97
Tabla 4.7. Rango de conductividades hidráulicas calibradas	98
Tabla 4.8. Valores previos y calculados de recarga	99
Tabla 4.9. Valores previos y calculados del coeficiente de goteo	99
Tabla 4.10. Balance de masa. Los flujos entrantes son positivos y los salientes negativos	104

## RESUMEN

El Sistema Acuífero Guaraní (SAG) es un acuífero transfronterizo compartido entre Brasil, Paraguay, Uruguay y Argentina, que ocupa aproximadamente 1100000 km<sup>2</sup>. El SAG es el tercero entre los acuíferos más grandes del mundo, detrás de las areniscas de Nubia en África (2500000km<sup>2</sup>) y la Gran Cuenca Artesiana en Australia (1750000 km<sup>2</sup>). En Argentina se extiende bajo las provincias de Misiones, Corrientes, norte de Entre Ríos, este de Chaco y Formosa y noreste de Santa Fe.

El modelo hidrogeológico conceptual del SAG hoy disponible posee numerosas incertidumbres, en particular en el sector sur. Algunas de estas incertidumbres son el propio límite del SAG y el modelo geológico debido al escaso número de perforaciones disponibles. Respecto al flujo subterráneo y al balance de agua, se han planteado dudas acerca de la existencia de posibles zonas de recarga/descarga en el sector argentino y su vinculación con el sistema de drenaje superficial. Además, en base a mediciones de <sup>14</sup>C se han detectado aguas cuya edad supera los 40000 años. El modelo numérico de flujo hoy disponible se basa en la simulación bidimensional, en régimen permanente sin incluir interacciones con formaciones infra-suprayacentes. Considerar la posible interacción entre el SAG y las unidades confinantes es fundamental para entender el efecto que la conexión hidráulica entre las formaciones podría tener en el sistema de flujo y las consiguientes mezclas de aguas de diferentes edades. De esta manera se podría contar con un balance de agua más confiable y poder así gestionar este acuífero con escenarios de explotación sustentable.

En esta tesis se desarrolló un nuevo modelo conceptual del sector sur del SAG planteando un sistema multicapa, con interacción de flujo entre capas. Con base en análisis hidroquímicos e isotópicos, se postuló la presencia de zonas de descarga de aguas profundas hacia formaciones suprayacentes en la provincia de Corrientes y la posible descarga de aguas profundas en tramos del río Uruguay y Paraná. El modelo conceptual fue validado mediante simulación numérica en régimen de flujo permanente utilizando el código TRANSIN bajo la interface VISUAL TRANSIN, obteniendo una calibración satisfactoria del modelo de flujo y un balance de masa consistente. El modelo de flujo sirvió de base para la simulación de edad del agua subterránea, resultados novedosos para el SAG. Previo al cálculo de la edad del agua del SAG se simularon casos sintéticos para evaluar la distribución de la edad del agua bajo diferentes escenarios hidrogeológicos. El acuífero superficial tendría aguas cuya edad no supera los 30000 años. El acuífero profundo tiene aguas más viejas que el superficial superando los 40000 años, consistente con la situación real, sin embargo las edades calculadas no se ajustan a las edades propias de este tipo de acuífero debiéndose realizar nuevas simulaciones incluyendo el efecto de la formación pre-SAG en la edad del agua.

## ABSTRACT

The Guaraní Aquifer System- GAS is a transboundary aquifer shared by Brasil, Paraguay, Uruguay and Argentina, extending for some 1100000 km<sup>2</sup>. The GAS is the third among the largest aquifers of the world, behind the Nubian sandstone aquifer in Africa (2500000 km<sup>2</sup>) and the Great Artesian Basin in Australia (1750000 km<sup>2</sup>). In Argentina it extends under Misiones and Corrientes Provinces, North of Entre Ríos Province, East of Chaco and Formosa provinces and Northeast of Santa Fe province.

The current conceptual hydrogeologic model for the GAS has many uncertainties, particularly in the south. One of them is related to the definition of the aquifer border and the geologic model due to stratigraphic information scarcity. Doubts have been raised in relation to the existence of discharge/recharge zones in the Argentinean sector and their relationship with the surface water system. Besides, <sup>14</sup>C measurements resulted in groundwater ages over 40000 years. The current numerical model is two-dimensional, under steady state flow regime without considering overlying/underlying formations. Taking into account the possible interaction between the GAS sandstones with confining units is keen to understand the effect of the hydraulic connections within the system and consequently the mixture of waters of different ages. In this manner, one could build a more reliable water balance in order to manage the aquifer under sustainable uses scenarios.

In this thesis a new hydrogeological conceptual model for the South region of the GAS was developed, considering a multilayer system, with flow interaction between model layers. Based on hydrochemical and isotopic analyses, the existence of deep waters discharge zones into overlying units in Corrientes state and to selected reaches along the Paraná and Uruguay rivers was postulated. The conceptual model was validated by means of numerical simulation under steady state conditions using the code TRANSIN under the VISUAL TRANSIN interface. The flow model calibration was satisfactory and the water balance consistent. Novel groundwater age modeling results for the GAS were obtained based on the new flow model. Prior to calculating GAS groundwater age, synthetic cases were simulated to evaluate the distribution of groundwater age under different hydrogeological settings. The surface aquifer would have groundwater ages under 30000 years old. The deep aquifer would have older waters, exceeding 40000 years, a consistent result, however the calculated ages do not match adequately well ages inherent to this type of aquifers. New simulations including pre-GAS formations would be necessary to assess the effect of this formation on GAS groundwater age.

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

### 1.1. Presentación del problema

En las dos últimas décadas, la comunidad científica comenzó a desarrollar un interés creciente en las aguas subterráneas transfronterizas. Como resultado, y bajo el auspicio de UNESCO, FAO, UNECE y la Asociación Internacional de Hidrogeólogos (IAH por sus siglas en inglés) se creó un programa internacional sobre el manejo de acuíferos transfronterizos (Internationally Shared Aquifer Resources Management- ISARM/TARM). Paralelamente, se estableció el World-wide Hydrogeological Mapping Assessment Program (WHYMAP), que publicó el inventario mundial de acuíferos transfronterizos BGR/UNESCO (2008), ver Figura 1.1.

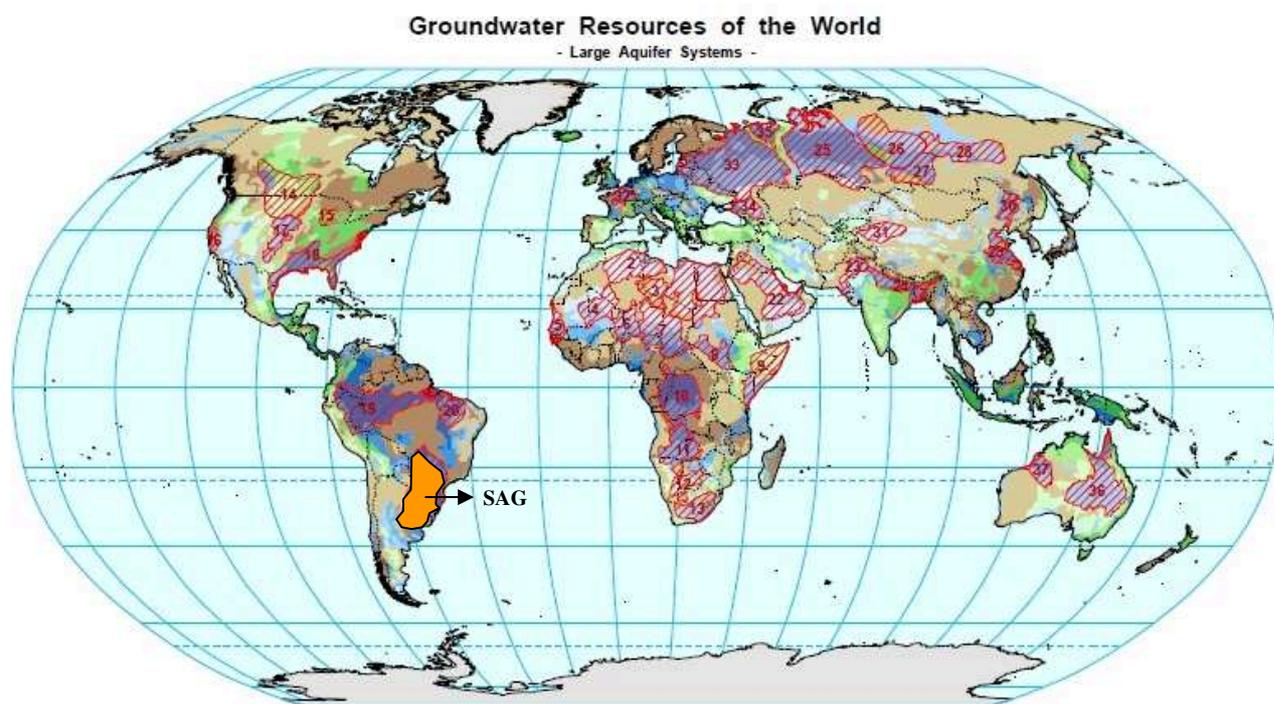


Figura 1.1. Mapa de acuíferos transfronterizos (BGR/UNESCO, 2008).

Uno de los acuíferos transfronterizos inventariados es el Sistema Acuífero Guaraní-SAG identificado en la Figura 1.1 y mostrado en detalle en la Figura 1.2, que ocupa una superficie de aproximadamente 1100000 km<sup>2</sup> (Araujo et al., 1999), de los cuales 840000 km<sup>2</sup> se encuentran en Brasil, 225500 km<sup>2</sup> en Argentina, 71700 km<sup>2</sup> en Paraguay y 58500 km<sup>2</sup> en Uruguay. Por su

extensión, es el tercero entre los acuíferos más grandes del mundo, detrás de las areniscas de Nubia en África ( $2500000 \text{ km}^2$ ) y la Gran Cuenca Artesiana en Australia ( $1750000 \text{ km}^2$ ). Según las investigaciones más recientes, en Argentina se extiende bajo las provincias de Misiones, Corrientes, norte de Entre Ríos, este de Chaco y Formosa y noreste de Santa Fe (LEBAC, 2008).

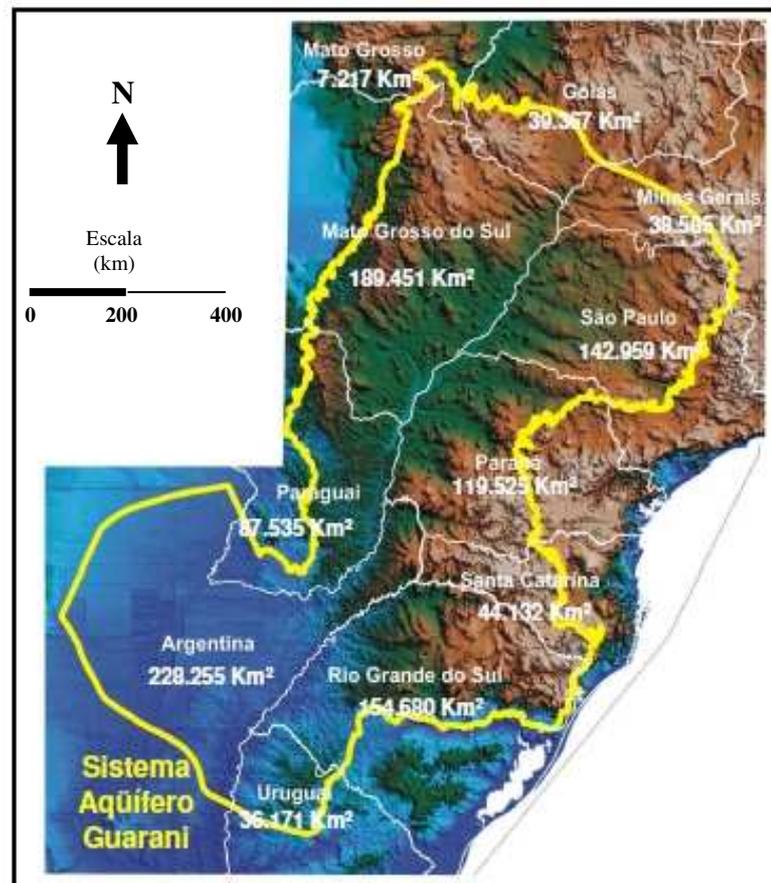


Figura 1.2. Límite geográfico del SAG (LEBAC, 2008).

El SAG se encuentra en areniscas prebasálticas de origen eólico y fluvial pertenecientes al Jurásico-Cretácico, cubiertas por un potente manto de basaltos cretácicos que afloran en las cuencas Paranaense y Chacoparanense, que confinan el acuífero en aproximadamente 90 % de su extensión. En el 10 % restante, en zonas localizadas en la periferia del acuífero, éste se comporta como un acuífero libre. Las areniscas que afloran se van profundizando hacia el centro de la cuenca sedimentaria donde pueden alcanzar espesores de hasta 600 m y profundidades de hasta 2000 m, resultando en un volumen de reservas estimado de  $40000 \text{ km}^3$  (LEBAC, 2008), con una baja tasa de renovación. Además la composición química del agua y la profundidad a la que se encuentra varían regionalmente.

El flujo regional de agua subterránea sigue una dirección preferentemente NE-SW, muy condicionado por grandes estructuras tectónicas regionales. Las zonas de afloramiento constituyen zonas de recarga y/o descarga (Figura 1.3), existiendo una marcada interacción del acuífero con los numerosos cursos de agua que lo atraviesan, que pertenecen a la red de drenaje de la Cuenca del Río de la Plata. Esta cuenca hidrológica contiene espacialmente a toda la superficie del SAG.

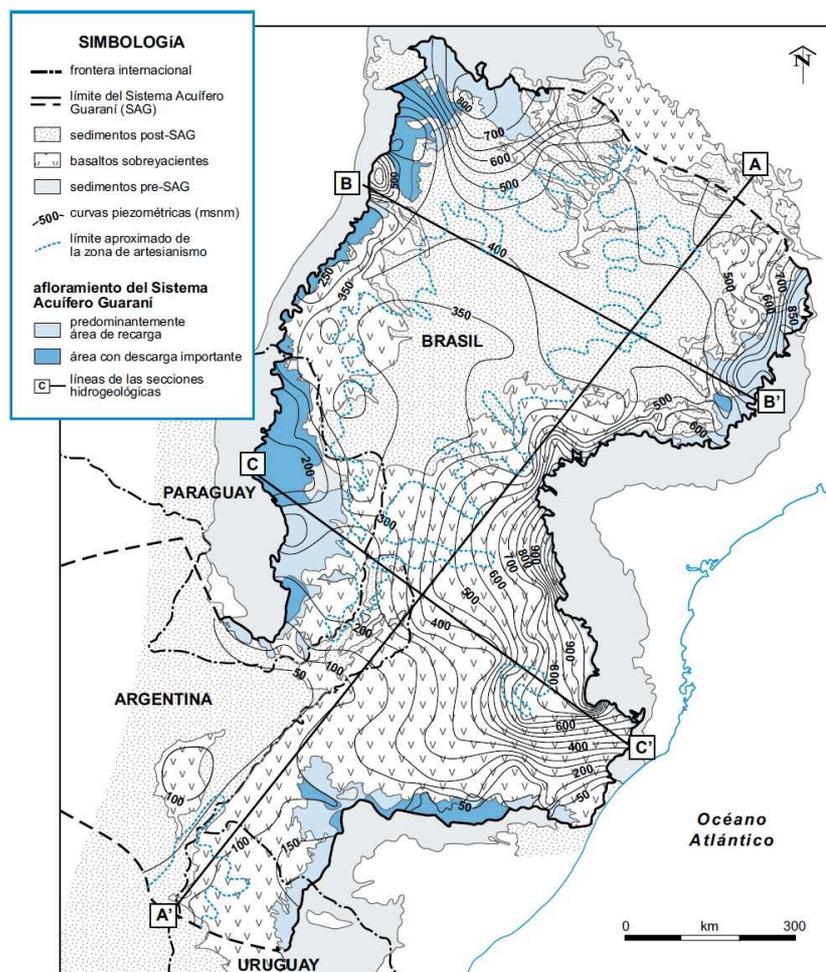


Figura 1.3. Mapa hidrogeológico esquemático del SAG (Foster et al., 2009).

En el SAG habitan más de 90 millones de habitantes siendo la explotación subterránea creciente. De acuerdo a la estimación más reciente, el volumen anual extraído es del orden de 1040 hm<sup>3</sup> (Vives et al., 2008).

Las contribuciones a la descripción geológica del SAG son múltiples, entre las que se pueden destacar Ferreira (1982), Fúlfaro et al. (1982), Araujo et al. (1999), Machado y Faccini (2004) y Fernández Garrasino (2008) entre otros, quienes plantearon por ejemplo, que en algunas zonas los lineamientos estructurales actúan como conductos preferentes de flujo. Campos (1999),

Silva Busso (1999), Oleaga (2002) y LEBAC (2008) estudiaron la hidrogeología del SAG, contribuyendo al conocimiento del funcionamiento o modelación conceptual.

Las publicaciones referidas a la composición hidroquímica e isotópica de las aguas del SAG son muy numerosas, entre ellas se pueden mencionar a Da Silva (1983), Kittl (2000), Sracek y Hirata (2002), Da Rosa Filho et al. (2005), Bonotto (2006) y Aravena (2008), quienes caracterizaron las aguas subterráneas del SAG en diferentes regiones, particularmente en Brasil. Manzano y Guimaraens (2009) y Gastmans et al. (2010) utilizaron herramientas isotópicas e hidroquímicas para determinar patrones de flujo, edad, origen y evolución de la composición química de las aguas del acuífero.

Vives et al. (2001) desarrollaron el primer modelo numérico regional, monocapa, denominado premodelo utilizando una discretización horizontal de elementos finitos triangulares considerando grandes estructuras. Posteriormente, Vives et al. (2008) en el marco del PSAG, construyeron un nuevo modelo regional del denominado SAG operativo, ampliando el área modelada respecto del premodelo fundamentalmente en el sector sur, validando el nuevo modelo conceptual propuesto por LEBAC (2008) surgido de la interpretación de información histórica y actualizada en ciertos sectores del SAG. La hipótesis básica del modelo conceptual que sustenta el modelo de Vives et al. (2008) es que el SAG constituye una unidad hidrogeológica continua en toda su extensión, sin conexión hidráulica con las formaciones confinantes.

Los antecedentes en el sector argentino del acuífero son menos numerosos que en otros países que lo conforman. Se destacan los trabajos de Herbst y Santa Cruz (1985), Chebli et al. (1989), Silva Busso (1999), Longarzo (2006) y Aceñolaza (2007), entre otros, quienes brindan una descripción de diferentes aspectos de la geología e hidrogeología de la Mesopotamia Argentina.

Debido a su relevancia como recurso natural y estratégico, su carácter transfronterizo, y su complejidad geológica/hidrogeológica, el SAG ha sido estudiado por numerosos profesionales e investigadores. Con miras a avanzar en el conocimiento del funcionamiento del acuífero y alcanzar su manejo y desarrollo sustentable, el Global Environmental Facility (GEF), perteneciente al World Bank (WB), ayudó financieramente a los países que lo comparten a ejecutar el “Proyecto para la Protección Ambiental y Desarrollo Sustentable del Sistema Acuífero Guaraní - PSAG”. El proyecto fue gerenciado por la Organización de Estados Americanos (OEA). El PSAG, finalizado en 2009, constituyó un esfuerzo científico y técnico multidisciplinario, basado en la cooperación regional entre diversas instituciones y empresas.

Como resultado de la integración de información antecedente y la generación de nueva información de campo a diferentes escalas espaciales, el PSAG permitió avanzar en el conocimiento de este sistema, generando regionalmente un modelo geológico, un modelo conceptual

hidrogeológico, un modelo numérico y un modelo hidrogeoquímico-isotópico, entre otras importantes contribuciones. La breve síntesis de antecedentes presentada es posteriormente ampliada en el Capítulo III.

Si bien en el PSAG se han realizado avances significativos, el modelo hidrogeológico conceptual del SAG hoy disponible posee numerosas incertidumbres, en particular en el sector argentino. Algunas de las incertidumbres que aún persisten en el mismo son el propio límite del SAG, que ha sido recientemente revisado y re-evaluado por Rosello y Verosvlasky (2012). Además, el escaso número de perforaciones que atraviesan la columna estratigráfica hasta profundidades de interés, limita la definición del modelo geológico en el sector, debiéndose recurrir a métodos indirectos como la geofísica o la sísmica para complementar la información estratigráfica (Mira, 2012).

Respecto al flujo subterráneo y al balance de agua, se han planteado dudas respecto a la existencia de posibles zonas de recarga y/o descarga del acuífero en el sector argentino y su vinculación con el sistema de drenaje superficial. A partir de estudios recientes realizados en la Mesopotamia, tanto hidrológicos (Valladares, 2014), como hidroquímicos e isotópicos (Manzano et al., 2011; 2012) surge la hipótesis de la presencia de áreas de recarga y/o descarga en el sector argentino. Estas áreas potenciales se ubicarían en la Provincia de Corrientes y estarían vinculadas a la conexión hidráulica entre el SAG con las formaciones suprayacentes.

Por otro lado, el modelo numérico de flujo desarrollado por Vives et al. (2008) está basado en la simulación bidimensional, en régimen permanente, del llamado SAG operativo, sin incluir interacciones con formaciones hidrogeológicas infrayacentes y suprayacentes. Rodríguez et al. (2013) avanzaron posteriormente en la simulación bidimensional del flujo regional en régimen transitorio aún sin considerar posibles intercambios de flujos verticales entre formaciones. Sin embargo, considerar la posible interacción entre el SAG y las unidades confinantes es fundamental para entender el efecto que la conexión hidráulica entre las formaciones podría tener en el sistema de flujo y en las mezclas de agua, posiblemente responsables de la composición química de algunas aguas identificadas en la Mesopotamia, y también en otros sectores del acuífero (Manzano y Guimaraens, 2009). Incorporándose estas unidades al análisis se podría contar con un balance de agua más confiable, que contribuya a mejorar el conocimiento del funcionamiento del SAG.

De los antecedentes en hidrología isotópica regional disponibles hasta el presente (Aravena, 2008), surge que en extensos sectores (centro y sur) del SAG la edad del agua supera los 40000 años si se tiene en cuenta la composición de  $^{14}\text{C}$  (Figura 1.4). Sin embargo la incertidumbre es grande debido a que la técnica utilizada para su cuantificación no permite la datación de aguas cuya actividad, esto es, la medida en por ciento de carbono moderno “pCM” del radiocarbono tiende a

ceros, como resultado de la desintegración total del núcleo radiactivo de este radioisótopo. Cresswell y Bonotto (2008) utilizaron  $^{36}\text{Cl}$  para analizar distintos modelos de recarga del SAG y tiempo de viaje del agua subterránea, en donde entre sus principales conclusiones sugieren que el tiempo de viaje del agua desde la zona de recarga hasta el centro de la cuenca es de 1000000 años. Aggarwal et al. (2012) utilizaron varios trazadores isotópicos tales como  $^3\text{H}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $^4\text{He}$  y  $^{81}\text{Kr}$  a lo largo de un transecto de 400 km en el sector nororiental del SAG (Brasil) para estimar la edad del agua subterránea y, utilizando el último de los isótopos mencionados, para calibrar el geocronómetro de  $^4\text{He}$ , concluyeron, que la recarga de agua subterránea se produce en las zonas de afloramiento, según lo indicado por la presencia  $^3\text{H}$  y  $^{14}\text{C}$ . Además encontraron que las actividades de radiocarbono alcanzan valores por debajo del límite de detección a pocos kilómetros desde la zona de afloramiento y que de acuerdo a estimaciones de  $^{81}\text{Kr}$  la muestra de agua subterránea más occidental arrojó un valor de edad aproximadamente de 560000 años.

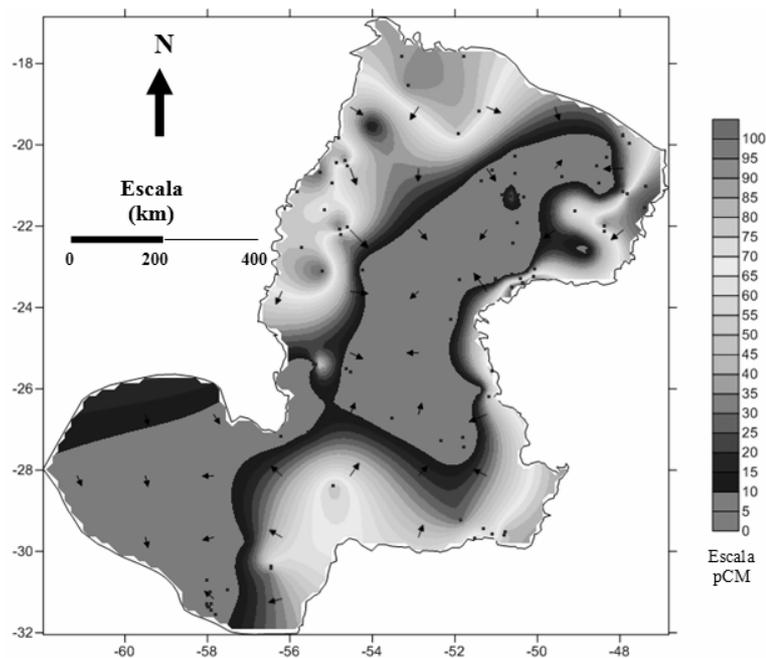


Figura 1.4. Mapa de actividad  $^{14}\text{C}$  en el agua del SAG (Aravena, 2008).

De lo expuesto surge que identificar las áreas potenciales de descarga y/o recarga y estimar la magnitud de los flujos asociados es fundamental para mejorar el entendimiento del funcionamiento del SAG en el sector sur, así como también su posible interacción con las formaciones que lo confinan tanto en su techo como en su base y la estimación de los términos del balance de agua. El modelo de funcionamiento del SAG debe ser validado numéricamente mediante la simulación del flujo de agua subterránea y el transporte de la edad del agua. La simulación numérica permitirá así mismo probar hipótesis alternativas de funcionamiento.

## **1.2. Objetivos**

En esta tesis se propone desarrollar un nuevo modelo hidrogeológico conceptual del SAG en el sector sur, integrando información isotópica, hidroquímica, geológica e hidrogeológica, que será validado mediante simulación numérica. Además, se plantea generar un modelo numérico de transporte de la edad del agua del SAG en tres escalas espaciales, una local o de casos sintéticos, en la que se pretende entender el comportamiento de la distribución de la edad del agua del SAG en función de las distintas características geológicas (estructurales) e hidrodinámicas, una regional tomando como base el modelo de flujo de Vives et al. (2008) y otra subregional (sector sur del SAG) en la que junto al modelo de flujo generado en esta tesis, permitirá abordar temas tales como el efecto de las formaciones suprayacentes en la piezometría y la hidroquímica, y la posible interacción del mismo con cuerpos de agua superficiales, entre otros.

Los objetivos se sustentan en las siguientes hipótesis:

- En algunos sectores de la Mesopotamia Argentina podría ocurrir la recarga y/o descarga del Sistema Acuífero Guaraní.
- Existencia de flujos verticales entre el Sistema Acuífero Guaraní y las formaciones suprayacente (Serra Geral) e infrayacente (Pre-SAG).

### **1.2.1. Objetivos generales**

Identificar potenciales áreas de recarga y/o descarga del SAG que podrían encontrarse en la Mesopotamia Argentina donde pudieran ocurrir flujos verticales entre formaciones. Validar la hipótesis mediante simulación numérica del flujo y distribución de edades del agua subterránea.

### **1.2.2. Objetivos específicos**

- Actualizar el modelo conceptual de funcionamiento del SAG en el área de estudio integrando información hidrogeológica, geológica, hidroquímica e isotópica, considerando posibles conexiones entre formaciones.
- Simular numéricamente el flujo de aguas subterráneas de manera de entender el comportamiento hidrogeológico del área de estudio y validar las hipótesis de funcionamiento del SAG.
- Desarrollar modelos conceptuales de distribución de edad del agua, a escala local, que permitan comprender el comportamiento de la edad del agua del sector sur del SAG bajo diferentes hipótesis hidrodinámicas propias de diferentes sectores del área de estudio.

- Desarrollar un modelo de distribución de edad del agua, a escala regional y subregional, que permita no solo validar las hipótesis que se propongan del modelo conceptual sino también identificar procesos que no pueden ser representados a la escala de trabajo elegida.

Cabe recordar que esta tesis se desarrolló en el marco de un trabajo multidisciplinario con la ejecución de tres proyectos financiados por el Ministerio de Ciencia e Innovación-CICYT (España), el Organismo Internacional de Energía Atómica-OIEA (Austria), y la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica-ANPCyT (Argentina), con objetivos complementarios combinando la hidroquímica, la hidrología isotópica, la hidrogeología y la simulación numérica. En estos proyectos participaron hidrogeólogos, modelistas, geólogos, especialistas en hidroquímica e isotopía de la Universidad Politécnica de Cartagena (España), Universidad Politécnica de Cataluña (España), Instituto Geológico y Minero (España), Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) y la Universidad Nacional del Litoral (Argentina).

### 1.3. Área de estudio

El área de estudio comprende el sector sur del SAG, mostrado en la Figura 1.5, incluyendo gran parte de la provincia de Misiones, Corrientes, norte de Entre Ríos, oeste de Chaco y Formosa, norte de Santa Fe, una pequeña porción de Santiago del Estero y parte de los países limítrofes Brasil, Uruguay y Paraguay. Los límites sur y oeste y parte del norte coinciden con los límites definidos del SAG (LEBAC, 2008), en tanto que como limite con el sector brasilero al norte se adoptó una línea equipotencial y en el noreste una línea de flujo.

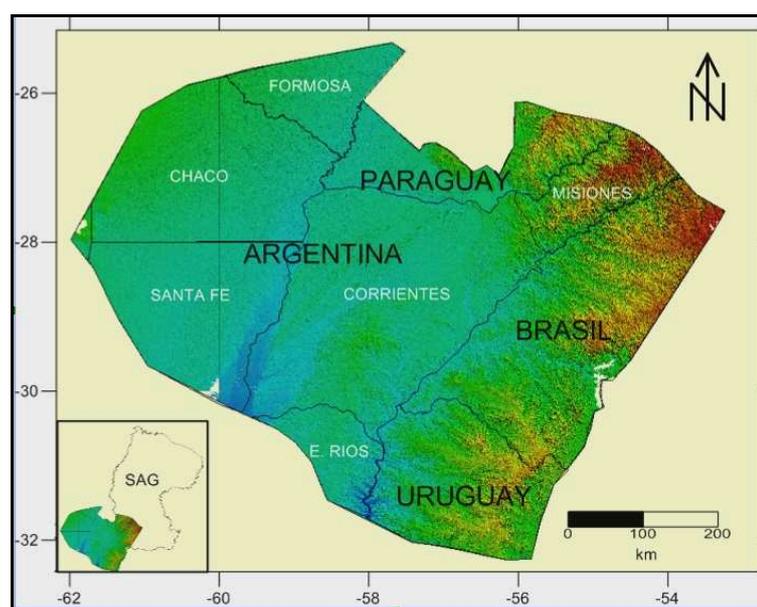


Figura 1.5. Ubicación geográfica del área de estudio.

La superficie del área estudiada constituye un 35.3 % del área total del SAG, es decir 383698 km<sup>2</sup>, distribuidos por países según muestra la Tabla 1.1.

Tabla 1.1. Área de estudio por países.

País	Sup. (km <sup>2</sup> )	%
Argentina	236630	61.6
Brasil	76343	19.9
Uruguay	40579	10.6
Paraguay	30146	7.9
Total	383698	100.0

La descripción geológica, climatológica, hidrológica, hidrogeológica, hidroquímica e isotópica del SAG del área de estudio se realiza en detalle en los Capítulos III y IV.

#### 1.4. Metodología

El trabajo de tesis comprendió dos actividades principales, elaboración del modelo conceptual del funcionamiento y simulación numérica del flujo y transporte de edad del agua. A continuación se detalla la metodología seguida en cada una.

1 – Elaboración del modelo conceptual: se siguió una metodología clásica adaptada de Bredehoft (2005) y Betancur et al. (2012), que comprende:

- a) *Recopilación y análisis de información bibliográfica.* Recopilación de información meteorológica, piezométrica, hidrométrica, hidroquímica, isotópica y geológica.
- b) *Participación en el muestreo de pozos y cuerpos de agua superficial.* Durante el periodo 2009 – 2012, se realizaron ocho campañas de reconocimiento y muestreo de pozos profundos y someros, y de cuerpos de agua lóticos y lénticos en las provincias de Misiones, Corrientes y Entre Ríos. En cada lugar de muestreo se midieron algunos o todos los parámetros siguientes: nivel estático, altura hidrométrica, pH, conductividad, temperatura del agua y del aire. Se extrajeron muestras de agua subterránea y superficial para la determinación de iones mayoritarios, isótopos estables (<sup>18</sup>O, <sup>2</sup>H y <sup>4</sup>He) y radiactivos (<sup>3</sup>H, <sup>14</sup>C). Los análisis químicos de las muestras de agua fueron realizados en el Instituto de Hidrología de Llanuras-IHLLA, otros en el Instituto Geológico y Minero de España-IGME, mientras que los análisis isotópicos estuvieron a cargo del OIEA. Las salidas al campo

fueron realizadas en colaboración con otros becarios/investigadores de los proyectos mencionados.

- c) *Sistematización, procesamiento y análisis de la información.* Se elaboró una base de datos geoespacial vinculada con información hidrométrica, meteorológica, topográfica, geológica, piezométrica, hidroquímica e isotópica con el objeto de generar mapas topográficos, mapas hidroquímicos, isotópicos y piezométricos, como así también la estimación de la recarga. En este punto fue fundamental el apoyo de especialistas en geología, quienes aplicaron técnicas como la interpretación de información sísmica, gravimétrica y geofísica para el trazado de mapas de espesores y profundidades de las diferentes formaciones geológicas constituyentes del perfil estratigráfico.
- d) *Integración de la información.* Mediante la integración de la información sistematizada se generó el modelo conceptual del funcionamiento hidráulico del SAG en el área de estudio formulándose nuevas hipótesis de su funcionamiento.

## 2 – Simulación del flujo de agua subterránea y transporte de edad del agua

A modo de referencia para la elaboración de ciertas tareas se siguió el clásico marco metodológico general resumido en la Figura 1.6 propuesto por Zheng y Bennett (1995).

En primer lugar, sobre la base del nuevo modelo conceptual hidrogeológico elaborado en esta tesis, se simuló numéricamente el flujo subterráneo mediante el código TRANSIN (Medina y Carrera, 1996; Medina et al., 1996). TRANSIN resuelve la ecuación de flujo subterráneo y el transporte de solutos mediante el método de elementos finitos, con el soporte de la interfase amigable VISUALTRANSIN. Ambas herramientas fueron desarrolladas por el Grupo de Hidrogeología e Hidrogeoquímica (<http://www.h2ogeo.upc.es/>) del Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartografía y Geofísica de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de Barcelona, de la Universidad Politécnica de Cataluña (España).

El código TRANSIN permite realizar la calibración del modelo de forma automática, minimizando una función objetivo que tiene en cuenta no sólo el ajuste entre valores medidos y calculados de niveles piezométricos y concentraciones, sino también la plausibilidad de los parámetros calculados. La calibración automática, conocida como Problema Inverso, se obtiene por métodos estadísticos basados en maximizar la verosimilitud de los errores de la estimación de los parámetros y las medidas de niveles/concentración mediante la minimización de una función objetivo utilizando el algoritmo de Marquadt (Marquadt, 1963). Los detalles de la implementación del problema inverso en TRANSIN pueden consultarse en Carrera y Neuman (1986).

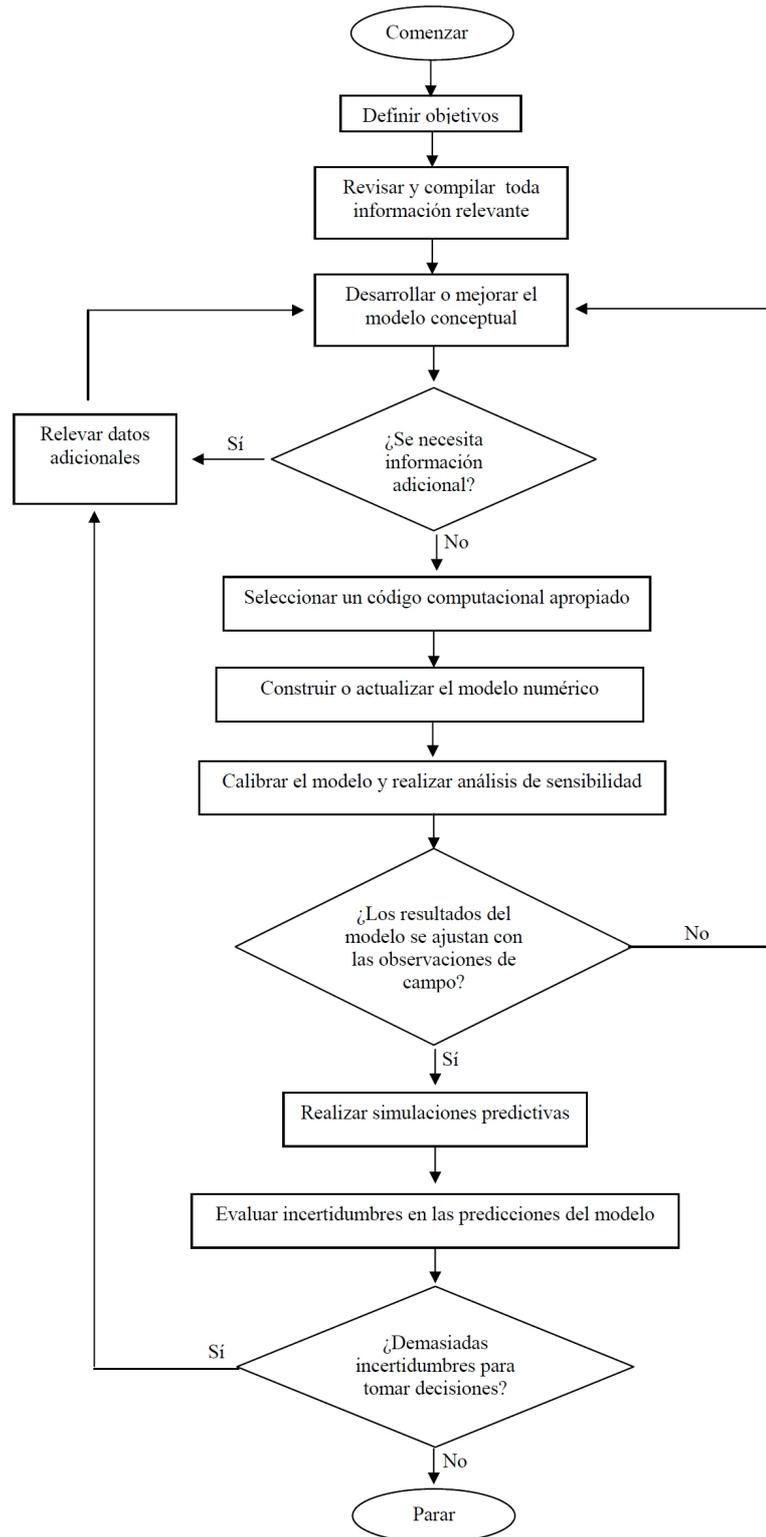


Figura 1.6. Esquema metodológico del proceso de modelación (Zheng y Bennett, 1995).

A partir de las simulaciones del modelo de flujo se generó la distribución espacial de edad resultante de la solución de la ecuación de transporte de edad del agua. Estas simulaciones se implementaron en dos dominios diferentes, el primero se extendió a todo el SAG tomando como

base el modelo de flujo regional elaborado por Vives et al. (2008), el segundo realizado en el sector sur del SAG utilizando el modelo de flujo desarrollado en esta tesis, basándose en la metodología propuesta por Goode (1996) y Bethke y Johnson (2008) a escala local primeramente se analizó conceptualmente la distribución de la edad del agua en distintas zonas del sector sur con características geoestructurales e hidrodinámicas diferentes, tales como las áreas de afloramientos, la transición del afloramiento y los basaltos, el efecto de acuitardos con diferente grado de conductividad y la influencia de formaciones infrayacentes (Pre-SAG) en el comportamiento de la edad del agua. Las simulaciones de edad del agua también fueron realizadas mediante el código numérico TRANSIN y su interfaz visual (VISUAL TRANSIN).

### **1.5. Estructura de la tesis**

Esta tesis consta de seis capítulos y dos anexos. En el primer capítulo se realizó una introducción al tema abordado, se plantearon los objetivos y se describió la metodología seguida para concretarlos. En el Capítulo II se presenta el marco conceptual, se repasan conceptos básicos acerca de edad del agua y la ecuación de transporte de la edad del agua subterránea según diferentes enfoques conceptuales. Asimismo se incluye una revisión del estado del arte en el tema. El Capítulo III se refiere al estado del conocimiento del SAG, se analiza el modelo conceptual hidrogeológico y el modelo numérico de flujo regional actualmente disponibles. En el Capítulo IV se presenta el nuevo modelo conceptual propuesto en esta tesis y la simulación numérica del flujo subterráneo, mientras que en el Capítulo V se muestran y discuten los resultados de las simulaciones del transporte de la edad del agua en distintos casos sintéticos generados a partir de diferentes condiciones geológicas e hidrodinámicas que se encuentran en el área de estudio. Así mismo se presentan los resultados de las simulaciones del transporte de edad del agua en el sector sur del SAG y en todo el acuífero. El último capítulo resume las conclusiones del trabajo y futuras líneas de investigación. Los anexos contienen información de base utilizada para la elaboración del modelo conceptual hidrogeológico y características del código numérico utilizado.

## Capítulo II

# EDAD DEL AGUA SUBTERRÁNEA - MARCO CONCEPTUAL Y TEÓRICO

### 2.1. Introducción

El uso de isótopos ambientales tanto estables como radiactivos en aguas naturales, en combinación con la hidroquímica y la hidrogeología ha sido creciente. Una de sus aplicaciones más difundidas es el estudio del origen y el tiempo de residencia del agua en el subsuelo (Mook, 2002). A modo de ejemplo, los procesos meteóricos modifican la composición de los isótopos estables del agua, y por ende, el agua de recarga en un ambiente particular tendrá una marca isotópica característica. Esta marca luego sirve como un trazador natural para analizar la proveniencia del agua. Por otro lado, el decaimiento radioactivo provee una medida del tiempo de circulación, y por lo tanto la renovación del agua subterránea. Sin embargo, Aggarwal et al. (2005) explican que el uso de isótopos ambientales no se limita a recarga y edades sino que es mucho más amplio como también lo presenta Mook (2002), ver Figura 2.1.

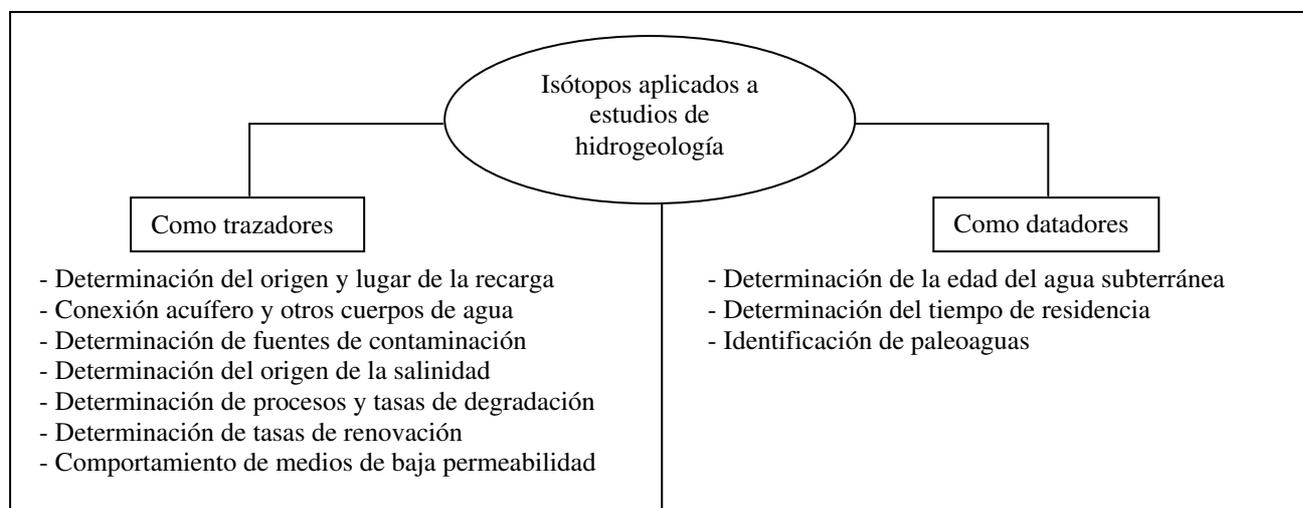


Figura 2.1. Principales usos de isótopos ambientales en hidrogeología (Mook, 2002).

La edad del agua es el tiempo durante el cual el agua ha permanecido aislada de la atmósfera. Aunque esta definición es útil desde varios puntos de vista, no refleja la complejidad de la mayoría de los sistemas de circulación del agua subterránea. Solamente en sistemas muy simples, asimilables al flujo a través de una tubería, pueden obtenerse edades muy similares en aguas muestreadas en un determinado sector de un acuífero. Esta situación se presenta en muy pocos

sistemas naturales, cuyo flujo se caracteriza matemáticamente como flujo pistón. Además, la mayoría de las muestras de agua se toman por medio de pozos que conectan distintas zonas productivas, por lo que una muestra será una mezcla de aguas de diferente edad (Varni, 1994; Kazemi et al., 2006).

El conocimiento de la edad del agua subterránea es sumamente útil para el análisis cuantitativo de sistemas de flujo subterráneo. Una de las tareas específicas en el estudio del régimen de flujo, es justamente la estimación del tiempo de residencia, la edad del agua subterránea y la variable relacionada, la velocidad del flujo. Comúnmente la velocidad suele calcularse numéricamente aplicando la ecuación de flujo subterráneo, estimando luego la edad a partir del campo de flujo. Para estimar la edad existen diferentes métodos: unos basados en la utilización de isótopos en los cuales a partir de la actividad (o decaimiento radiactivo) se determina indirectamente la edad del agua; y otros en los que sin la utilización de isótopos se determina directamente la edad del agua subterránea previamente resolviendo la ecuación de flujo para obtener el campo de velocidades. Bethke et al. (2002) y Bethke y Johnson (2008) enfatizan que aplicar este último método en aguas “viejas” o en acuíferos muy profundos donde probablemente la distribución de la conductividad hidráulica no es bien conocida es una alternativa viable para conocer la distribución de la edad del agua subterránea.

Dado que el objetivo de esta tesis es la simulación de la edad del agua del SAG a dos escalas espaciales, en este capítulo se revisan algunas definiciones básicas de isotopía ambiental a los fines de clarificar conceptos alternativos de edad, cuyo entendimiento es esencial para la resolución de la ecuación de transporte de edad del agua y presentar brevemente los principales isótopos utilizados en datación. La revisión de bibliografía que aquí se presenta se realiza desde la perspectiva de la modelación conjunta del flujo y edad del agua, analizando la experiencia existente en este tipo de estudios en acuíferos de grandes extensiones.

## **2.2. Conceptos básicos**

Los isótopos que no se desintegran en el tiempo (estables) se utilizan para conocer las fuentes de recarga al acuífero (origen del agua subterránea) o los procesos que modificaron la composición del agua desde que ésta se recargó. Es posible evaluar la mezcla de diferentes tipos de agua subterránea y el origen de los compuestos disueltos usando los valores de isótopos estables tales como  $^2\text{H}$  y  $^{18}\text{O}$ . Los procesos físicos y los fenómenos meteorológicos responsables del transporte del agua en las diferentes fases del ciclo hidrológico producen una caracterización

isotópica particular que es utilizada para interpretar el origen y composición del agua subterránea según la expresión:

$$\delta^2H = 8(\delta^{18}O) + 10 \quad (2.1)$$

La ecuación anterior representa la recta de agua meteórica mundial – WMWL representada por una función lineal construida por Craig (1961) (Ecuación 2.1), utilizando los análisis isotópicos de Epstein y Mayeda (1953) y Friedman (1953). Apartamientos locales de la recta meteórica mundial permiten identificar los procesos que afectan las aguas subterráneas tales como mezcla y evaporación.

Por otro lado, mediante la utilización de isótopos radiactivos se puede calcular el tiempo de residencia y la edad del agua subterránea (Mook, 2002) debido a que la desintegración radioactiva de un cierto nucleido es completamente independiente de cualquier parámetro ambiental, tal como la presión, la temperatura, el pH o los enlaces químicos, y sólo depende del grado característico de inestabilidad del núcleo del átomo (Clark y Fritz, 1997).

En orden a estimar la edad del agua a partir de isótopos ambientales es importante aclarar a qué se refiere la concentración isotópica de una muestra de agua. Parker y van Genutchen (1984) definieron las concentraciones residentes  $C_R$  y en flujo  $C_F$  para cuantificar alternativamente la concentración de un trazador isotópico en una muestra de agua subterránea. Las diferencias entre las mismas se deben al modo de muestreo o detección y al modo en que el trazador ingresa al sistema.

La concentración residente  $C_R$  promediada en volumen expresa la masa de soluto  $m(t)$  por unidad de volumen de fluido  $V$  contenida en un elemento dado de un sistema en un instante de tiempo dado  $t$  (Kreft y Zuber, 1978). En otras palabras, es la concentración media obtenida mediante un muestreador pasivo ponderando por áreas en una sección transversal dada del sistema expresada como:

$$C_R(t) = \frac{\Delta m(t)}{\Delta V} \quad (2.2)$$

En cambio la concentración en flujo  $C_F$  promediada en volumen (Parker y van Genutchen, 1984) expresa la relación entre el flujo de soluto y el flujo volumétrico de fluido que atraviesan una sección transversal dada (Kreft y Zuber, 1978). Es decir, es la concentración media obtenida

mediante la extracción de la muestra por bombeo ponderada según los flujos volumétricos que atraviesan una sección transversal dada del sistema:

$$C_F(t) = \frac{\Delta m(t) / \Delta t}{\Delta V / \Delta t} = \frac{\Delta m(t)}{Q \Delta t} \quad (2.3)$$

### 2.3. Principales trazadores de la edad del agua ( $^3\text{H}$ , $^{14}\text{C}$ , $^{36}\text{Cl}$ )

Los trazadores isotópicos son sustancias químicas correspondientes a isótopos estables o radiactivos que, aplicados al campo de la hidrogeología, sirven para datar aguas subterráneas. De acuerdo a Davies et al. (1985), el trazador es una sustancia o energía transportada por el agua subterránea que puede proveer información respecto a la dirección del movimiento y / o velocidad del agua. En general se buscan trazadores que se muevan con la misma velocidad y dirección del agua subterránea y que no interactúen con el medio acuífero.

De los radioisótopos presentes en el ciclo hidrológico, el  $^3\text{H}$ ,  $^{14}\text{C}$  y  $^{36}\text{Cl}$  son muy utilizados en hidrogeología para la datación de aguas subterráneas debido a su conocido periodo de semidesintegración, esto es el tiempo requerido para que el radioisótopo reduzca su actividad a la mitad.

El tritio  $^3\text{H}$  es un isótopo radiactivo del hidrógeno que se produce de manera natural o antrópica. Naturalmente se genera por acción de los rayos cósmicos con el nitrógeno y el oxígeno de la atmósfera superior a bajas concentraciones  $0.20$  átomos de  $^3\text{H} \text{ cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ . La actividad del hombre ha liberado una gran cantidad de tritio en la atmósfera durante los ensayos nucleares (Mook, 2002). En ambos casos es arrastrado por la precipitación. Una vez que ingresa al acuífero con el agua de recarga comienza a desintegrarse a  $^3\text{He}$ . Su concentración suele medirse en unidades de tritio (UT) que es el número de núcleos de tritio por cada  $10^{18}$  núcleos de hidrógeno estable. Sin embargo también puede expresarse en Bequerelios (Bq) o picoCuries (pCi) siendo su relación  $1\text{UT} = 0.118 \text{ Bq} / 1 = 3.19 \text{ pCi} / 1$ . Con un periodo de semidesintegración de  $12.32$  años (Lucas y Unterweger, 2000), es ampliamente utilizado para datar aguas jóvenes ( $< 40$  años), siendo su principal ventaja que no es significativamente afectado por otros procesos que no sea la desintegración radiactiva (Freeze y Cherry, 1979). Se debe tener en cuenta que entre los años 1952 y 1963 los niveles de  $^3\text{H}$  atmosférico ascendieron abruptamente debido a las pruebas termonucleares, como se muestra en la Figura 2.2, las cuales elevaron la concentración en precipitación a valores superiores a las  $5000$  UT, mientras que antes de ese periodo las concentraciones estaban comprendidas en un rango que oscilaba entre  $5$  y  $15$  UT. El cese de estos ensayos suprimió una fuente de  $^3\text{H}$  por lo que en pocas décadas se limitará su utilidad.

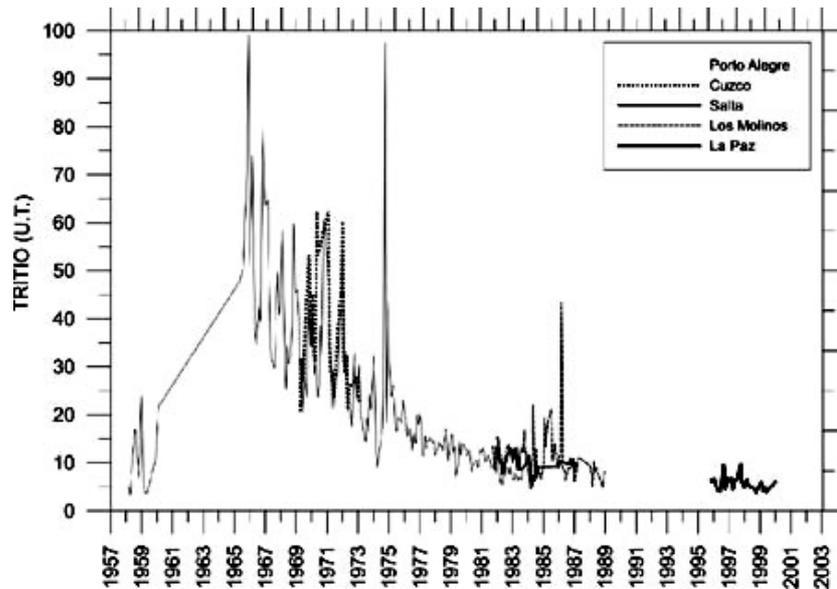


Figura 2.2. Concentración media de tritio en agua de lluvia en países sudamericanos (Herrera et al., 2006).

El  $^{14}\text{C}$  es un isótopo radiactivo del carbono que se produce de manera natural y antrópica. Naturalmente se produce en la atmósfera superior por acción de los rayos cósmicos (neutrones), los cuales reaccionan con el nitrógeno. Artificialmente se produce debido a los ensayos nucleares que han añadido una considerable concentración de este isótopo en la atmósfera. Con un periodo de semidesintegración de 5730 años, tiene el potencial de datar aguas de hasta 40000 años (Mook, 2002). Sin embargo, al no formar parte de la molécula de agua es transportado, su contenido en las especies carbonatadas disueltas en el agua es función de tres factores (Kazemi et al., 2006): tiempo con una fuente de carbono moderno, proporción de carbonos activos que el agua ha disuelto en la zona no saturada, y fenómenos que alteran su actividad en el agua subterránea tales como la disolución de carbonatos minerales, intercambio isotópico, oxidación de materia orgánica y reducción de sulfatos, entre otros. La actividad  $A$  del  $^{14}\text{C}$  se expresa en unidades de pCM (porcentaje de carbono moderno), en el agua de recarga en teoría es igual a 100 pCM aunque suele ser menor y hay que corregirla por un factor de corrección  $f$  (Pearson y Hanshaw, 1970; Mook, 1976; Fontes y Garnier, 1979). Existen varios modelos que se utilizan para estimar  $f$  basados en la aplicación de las concentraciones del  $\text{HCO}_3^-$  y del  $\text{CO}_2$  o la composición isotópica del carbono, además del fraccionamiento isotópico y la mezcla (Mook, 2002). El modelo que comúnmente se utiliza para estimar la actividad inicial de  $^{14}\text{C}$  es el de Gonfiantini (Salem et al., 1980) y es el que se utilizó en el estudio isotópico regional del SAG.

El  $^{36}\text{Cl}$  es un isótopo del cloro que se produce de manera natural y antrópica. Naturalmente se produce en la atmósfera principalmente por la partición del  $^{40}\text{Ar}$ , K y Ca bajo el efecto de la componente protónica de la radiación cósmica y mediante la activación del  $^{36}\text{Ar}$  por los neutrones

inducidos por la misma radiación; y a través de la producción profunda de las rocas. La producción artificial del  $^{36}\text{Cl}$  está ligada a las explosiones nucleares atmosféricas y más precisamente a la activación neutrónica del  $^{35}\text{Cl}$  tras las explosiones nucleares. Posee un periodo de semidesintegración de 300000 años (Bentley et al., 1986) y es un isótopo que se produce a tasas que oscilan entre 20 y 30 átomos  $\times \text{m}^2 \times \text{s}^{-1}$  (Philips, 2000). Philips et al. (1986) destacan al  $^{36}\text{Cl}$  como un poderoso radioisótopo para datar aguas antiguas, con la ventaja ante el  $^{14}\text{C}$  en el menor número de reacciones que afectan el cálculo de la edad del agua; como limitación se encuentra su producción subsuperficial.

Las ecuaciones de decaimiento radiactivo de los tres radioisótopos mencionados se presentan en la Tabla 2.1, donde además se muestran las ecuaciones de variación de concentración en el tiempo, siendo  $\beta$  las partículas emitidas en la desintegración y  $\lambda$  la constante de desintegración.

Tabla 2.1. Ecuaciones de desintegración y de concentración del  $^3\text{H}$ ,  $^{14}\text{C}$  y  $^{36}\text{Cl}$

Isótopo radiactivo	Ecuación de desintegración	Ecuación de concentración
Tritio ( $^3\text{H}$ )	$^3_1\text{H} \rightarrow ^3_2\text{He} + \beta$	$C = C_0 e^{-\lambda t}$
Carbono 14 ( $^{14}\text{C}$ )	$^{14}_6\text{C} \rightarrow ^{14}_7\text{N} + \beta^-$	
Cloro 36 ( $^{36}\text{Cl}$ )	$^{36}_{17}\text{Cl} \rightarrow ^{36}_{18}\text{Ar} + \beta^- + \bar{\nu}$	
	$^{36}_{17}\text{Cl} \rightarrow ^{36}_{18}\text{S} + \beta^- + \bar{\nu}$	

El rango de edades cubierto por los métodos de datación disponibles es el criterio clave para la diferenciación y clasificación entre varias edades de agua subterránea. En primer lugar, se tienen las aguas subterráneas jóvenes, las que pueden ser datadas usando técnicas en los rangos entre menos de 1 año hasta 50 – 60 años. En segundo lugar se encuentran las aguas subterráneas viejas que pueden ser datadas con métodos que permiten rangos de datación entre 60 – 50000 años. Por último se definen las aguas subterráneas muy viejas que pueden ser datadas usando técnicas que cubren rangos de medición entre 60000 – 1000000 años, en donde algunos de los isótopos más utilizados para su medición son el  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^4\text{He}$  y  $^{81}\text{Kr}$ . (Kazemi et al., 2006).

## 2.4. Edad del agua subterránea

En esta sección se presentan las definiciones básicas de algunos de los términos y conceptos esenciales para entender el significado de la edad del agua subterránea: edad, esperanza de vida,

tiempo de residencia, gradiente de edad del agua, edad másica, edad hidráulica, edad cinemática, edad radiométrica, edad media, mapa de isocronas del agua subterránea y se presentan los diferentes esquemas de modelación de la misma.

#### 2.4.1. Edad, esperanza de vida y tiempo de residencia del agua subterránea

En la literatura existe una gran variedad de términos para referirse al tiempo de vida de una molécula de agua subterránea. Los tres más comúnmente utilizados por la comunidad científica son: la edad del agua, la esperanza de vida del agua y el tiempo de residencia del agua (Cornaton, 2003; Kazemi et al., 2006), los que se esquematizan en la Figura 2.3.

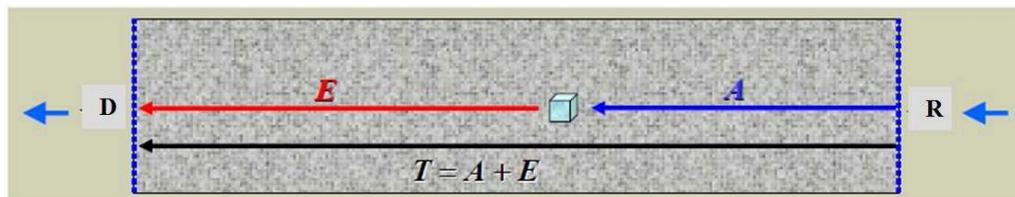


Figura 2.3. Esquema conceptual que representa la edad del agua (A), la esperanza de vida (E) y el tiempo de residencia (T) de una molécula de agua subterránea que se desplaza desde la zona de recarga (R) hasta la zona de descarga (D) de un acuífero (Kazemi et al., 2006).

Edad del agua: es la cantidad de tiempo que ha transcurrido desde que una molécula de agua de interés particular fue recargada en el acuífero hasta que esta molécula alcanza una localización específica donde es muestreada físicamente.

Esperanza de vida: es la cantidad de tiempo que ha de transcurrir para que una molécula de agua se desplace desde una localización específica donde es muestreada físicamente hasta la zona de descarga del acuífero.

Tiempo de residencia: es el tiempo que le toma a una partícula de agua en viajar desde el área de recarga hasta el área de descarga del acuífero.

De acuerdo a estas definiciones, lo que la mayoría de los investigadores miden es la edad del agua subterránea, y no su tiempo de residencia. Es importante puntualizar que la medición de la edad del agua posee incertidumbres y limitaciones asociadas al tiempo de viaje en la zona no saturada, técnicas disponibles de medición, complejidad del flujo y transporte y fenómenos de mezcla, obtención de datos representativos, la heterogeneidad del medio y el hecho de que la mayoría de los isótopos utilizados para datación no son parte de la molécula de agua, sino que son solutos. Las investigaciones de Varni (1994), Goode (1996) y Varni y Carrera (1998) adicionaron una nueva dimensión al concepto de edad del agua subterránea. En las mismas se explica que la edad del agua subterránea es una propiedad intrínseca de la molécula de agua y no un soluto, tal como lo son otros parámetros como la conductividad eléctrica (CE) y la temperatura.

Basados en las definiciones anteriores, la fecha de nacimiento de una molécula de agua subterránea, esto es edad cero, es la fecha en la cual la molécula entra en el acuífero a través del proceso de infiltración (Figura 2.4).

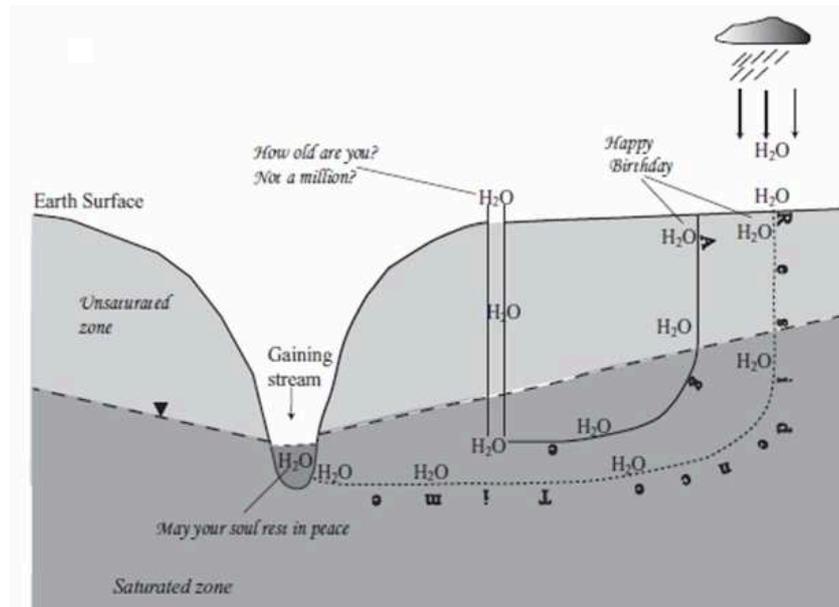


Figura 2.4. Esquema del periodo de vida de una molécula de agua subterránea en un acuífero (Kazemi et al., 2006).

El lugar de nacimiento del agua subterránea es usualmente el área de recarga del acuífero, o simplemente cualquier localización en la superficie de la tierra donde las moléculas de agua son provistas con las condiciones requeridas para infiltrarse al acuífero. Las moléculas de agua subterránea “mueren” cuando dejan el acuífero a través de la descarga directa, la evaporación o la extracción desde un pozo de bombeo. Términos como renacimiento o regeneración pueden ser más apropiados (comparados a muerte) para describir tales situaciones (Kazemi et al (2006)).

#### 2.4.2. Edad másica, media y distribución de edades del agua subterránea

La edad másica  $A_M$  puede definirse como el producto entre la edad media de una muestra de agua subterránea con su masa:

$$A_M = A_m \cdot \rho \cdot V \quad (2.4)$$

donde  $A_m$  es la edad media ( $T$ ),  $\rho$  la densidad ( $M/L^3$ ) y  $V$  ( $L^3$ ) el volumen de la muestra. Este concepto muestra que, para muestras de agua subterránea con muchas fracciones de diferente edad, el promedio de edades puede ser engañoso, por lo tanto lo que debe ser contabilizado es el promedio de masas de edad. La edad másica media de una mezcla de agua subterránea de dos componentes  $A_{MM}$  puede representarse por (Goode, 1996):

$$A_{MM} = A_{m1} \cdot \rho_1 \cdot V_1 + A_{m2} \cdot \rho_2 \cdot V_2 \quad (2.5)$$

donde  $A_{m1}$  y  $A_{m2}$  es la edad media de la muestra 1 y 2, respectivamente (t),  $\rho_1$  y  $\rho_2$  es la densidad de la muestra, y  $V_1$  y  $V_2$  los volúmenes de la muestra 1 y 2, respectivamente.

La edad media definida en la Ecuación (2.5) y la distribución de edades son dos conceptos fundamentales para el cálculo de la edad másica del agua subterránea, y se parte de la premisa que en una muestra de agua subterránea hay billones de moléculas en un sistema completamente mezclado, y cualquiera de esas moléculas puede tener su propia edad particular distinta a las demás.

$$A = \frac{A_1 \cdot V_1 + A_2 \cdot V_2}{V_1 + V_2} \quad (2.6)$$

donde  $A$  representa la edad media de la mezcla (T),  $A_1$  y  $A_2$  la edad media de la muestra 1 y 2, respectivamente (T)

Además, las edades presentes en la muestra de agua subterránea pueden ser descritas por una distribución estadística o distribución de edades, dando la frecuencia de ocurrencia de una edad particular en la muestra, como se esquematiza en la Figura 2.5.

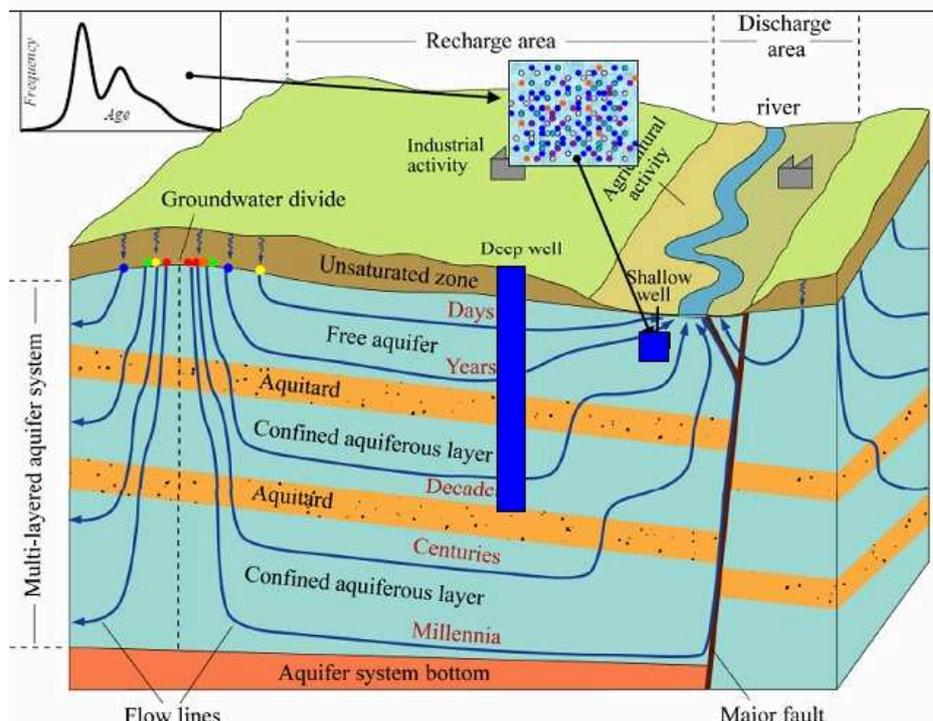


Figura 2.5. Distribución de frecuencia de edades en una muestra de agua subterránea (Modificada de Kazemi et al., 2006).

De acuerdo a lo mencionado anteriormente, la edad media o la edad medida por métodos isotópicos es prácticamente el promedio de edades de todas las moléculas en la muestra. Como se aprecia en la Figura 2.5, la distribución de edades en la zona de descarga de un acuífero (distribución de tiempos de residencia) es una función de la organización de las rutas de flujo dentro del acuífero, donde cada ruta de flujo relaciona una edad específica, como así también una descarga específica en la salida del acuífero. En el caso de captaciones a distinta profundidad, se puede apreciar como la edad del agua es condicionada por la hidrodinámica y las características geológicas y estructurales. El tiempo de residencia medio en la zona de descarga es además un promedio de cada edad específica ponderada por la correspondiente descarga específica. Estadísticamente hablando, la edad media es el primer momento de la distribución de edades, es decir el promedio. Por lo tanto muchas distribuciones de edades diferentes pueden ciertamente resultar en la misma edad media. Si se quiere describir la edad de una muestra dada, es necesario entender el tipo de distribución estadística de edades la muestra; esto puede ser únicamente hecho por simulación a través de modelos matemáticos (Kazemi et al., 2006).

En situaciones donde el flujo de agua subterránea puede ser modelado, la media, la varianza y el desvío estándar de la edad o distribución del tiempo de residencia pueden ser simulados con ecuaciones de momento temporal del tipo advectivo – dispersivo.

### 2.4.3. Edad hidráulica

Es posible calcular la edad tanto de aguas jóvenes como muy viejas en base a la ley de Darcy, y usando gradientes hidráulicos medidos, porosidad efectiva y conductividad hidráulica. En un acuífero con flujo horizontal y sin recarga a lo largo de la línea de flujo, tal como lo es un acuífero confinado, la edad del agua subterránea en cualquier punto a lo largo de la línea de flujo es la distancia desde la recarga dividido por la velocidad del agua subterránea. En un acuífero libre con recarga uniforme y espesor constante, la edad hidráulica,  $A_H$ , en cualquier profundidad debajo del nivel freático,  $Z$ , puede ser calculada como (Vogel, 1967):

$$A_H = \frac{H\theta}{R} \ln\left(\frac{H}{H-Z}\right) \quad (2.7)$$

donde  $H$  y  $\theta$  son el espesor del acuífero (L) y la porosidad específica, respectivamente,  $R$  es la tasa de recarga (L/T) y  $Z$  es la profundidad del acuífero (L) en donde se quiere conocer la edad del agua ( $A_H$ ).

Para resolver la Ecuación 2.7, se debe estimar la tasa de recarga, lo que puede resultar difícil. Para casos más complejos se utilizan modelos de transporte de edad del agua

desarrollados más adelante. Para un esquema simple de un acuífero libre en el cual el espesor varía se puede utilizar la Ecuación 2.8, que es una simplificación de la Ecuación 2.7, considerando que el acuífero se encuentra a poca profundidad  $Z$  en comparación con su espesor  $H$ .

$$A_H = \frac{Z\theta}{R} \quad (2.8)$$

En la práctica, esta ecuación se usa para calcular la tasa de recarga usando datos de edad del agua y no viceversa.

#### 2.4.4. Edad radiométrica o aparente

Mediante la utilización de isótopos radiactivos tales como  $^3\text{H}$  y  $^{14}\text{C}$ , se puede calcular la edad radiométrica del agua subterránea debido a que la desintegración radioactiva de un cierto nucleido sólo depende del grado característico de inestabilidad del núcleo  $N$ , que se expresa en función del periodo radioactivo ( $t$ ) y la probabilidad de desintegración por núcleo por unidad de tiempo ( $\lambda$ ):

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (2.9)$$

Para el caso del carbono, conociendo la actividad inicial  $A_0$  del agua de recarga, la actividad actual  $A$  y su período de semi-desintegración  $T_d$  ( $^{14}\text{C} = 5730$  años), se puede conocer la edad radiométrica  $A_R$  del agua como (Mook, 2002):

$$A = \frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad A = A_0 e^{-\lambda t} \quad A_R = \frac{T_d}{\ln 2} \ln\left(\frac{A_0 f}{A}\right) \quad (2.10)$$

el término  $f$  representa un factor de corrección de la actividad inicial correspondiente a la fracción de  $^{14}\text{C}$  que procede del  $\text{CO}_2$  orgánico del suelo.

#### 2.4.5. Edad cinemática

Es aquella que asume que las moléculas de agua subterránea sólo se mueven por advección, lo que significa que su desplazamiento es únicamente gobernado por el campo de velocidades del flujo, siendo despreciables otros procesos de transporte tales como la dispersión hidrodinámica y la difusión molecular. Como se muestra en la Figura 2.6, en este concepto las moléculas de agua subterránea viajan estacionariamente desde el área de recarga del acuífero hacia el área de descarga

como un paquete aislado siguiendo una línea de flujo, con mínima turbulencia y sin ninguna interferencia e intercambio con las moléculas que hay a su alrededor.

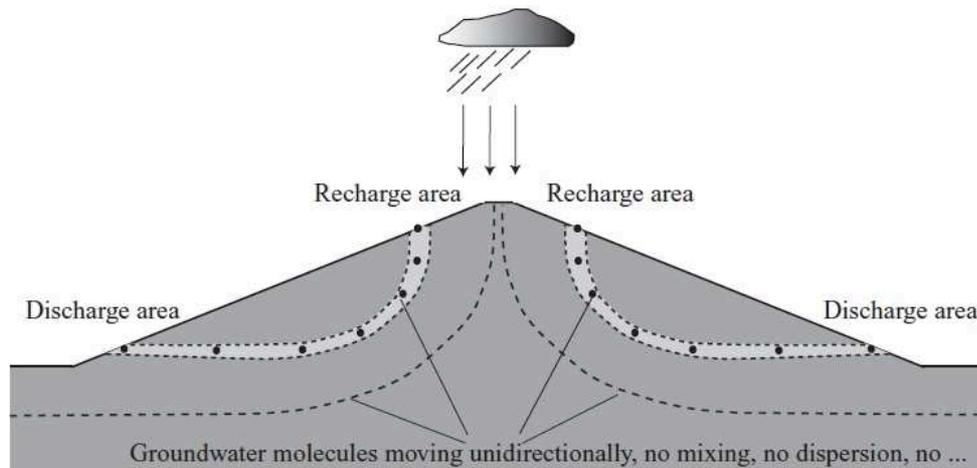


Figura 2.6. Esquema simplificado de acuífero, donde las moléculas de agua subterránea migran en paquetes aislados desde el área de recarga hacia el área de descarga (Kazemi et al., 2006).

En tal situación, la edad de cualquier molécula de agua subterránea únicamente depende de la evolución de la velocidad de poro a lo largo de una línea de flujo dada, e ignora la evolución de la edad del agua subterránea en su vecindad. La edad cinemática  $A_C$  puede ser representada matemáticamente como:

$$A_C = \frac{x_R}{v} \quad (2.11)$$

donde  $x_R$  es la distancia desde el punto de interés a la recarga y  $v$  es la velocidad del agua subterránea.

## 2.5. Formulación matemática del transporte de la edad del agua subterránea

Dado que la edad másica es una propiedad extensiva, y por lo tanto aditiva, de un fluido su movimiento se describe mediante la misma ecuación de transporte utilizada para describir otras propiedades tales como la cantidad de moles de un soluto.

Con base en la ecuación fundamental de transporte de solutos es posible encontrar en la literatura diferentes enfoques de modelación de la edad del agua subterránea según se consideren los procesos advectivos, dispersivos y reactivos en el desarrollo de la misma. En los comienzos de la modelación de la edad del agua se tenían en cuenta los procesos advectivo puro (edad cinemática) (Danckwerts, 1953) y reactivo puro (edad radiométrica) (Sudicky y Frind, 1981), luego se empezó a utilizar el enfoque reactivo más generalizado o transporte reactivo, incorporando términos

advectivos y dispersivos en el transporte de actividades de radioisótopos (Sudicky y Frind, 1981; Solomon y Sudicky 1991). Por último surge el concepto de edad másica como una propiedad extensiva de un fluido, y por lo tanto aditiva en donde fue posible mediante un término fuente unitario, lograr la simulación directa de la edad del agua subterránea (Goode, 1996), siendo la base fundamental para el cálculo de la edad del agua del SAG en esta tesis.

El primer antecedente donde se conceptualiza la distribución de edades y tiempos de renovación y residencia del agua subterránea, que fue el pilar para el desarrollo de distintos modelos de simulación de la edad del agua subterránea, fue propuesto por Bolin y Rodhe (1973), quienes desarrollaron los conceptos de edades mencionados anteriormente utilizando la teoría de reservorios. Como base de su teoría caracterizaron a cada molécula con un tiempo  $t$  transcurrido desde que la misma ingresó al reservorio, denominándolo edad del agua de la molécula.

Años más tarde, Sudicky y Frind (1981) desarrollaron un modelo analítico de transporte reactivo para datar aguas subterráneas en acuíferos confinados mediante la utilización de  $^{14}\text{C}$  teniendo en cuenta la presencia de acuitardos y sus efectos en la edad del agua subterránea. La ecuación de transporte radioisotópico unidimensional utilizada, en estado estacionario, con sus respectivas condiciones de borde fue:

$$\begin{aligned} D \frac{d^2 [^{14}\text{C}]}{dx^2} - V \frac{d [^{14}\text{C}]}{dx} - \lambda [^{14}\text{C}] &= \frac{q_s}{\theta b} & 0 \leq x \leq \infty \\ [^{14}\text{C}](0) &= c_0 \\ [^{14}\text{C}](\infty) &= 0 \end{aligned} \quad (2.12)$$

donde  $D$  ( $\text{L}^2/\text{T}$ ) es el coeficiente de dispersión, donde se ha utilizado la actividad  $[^{14}\text{C}]$  como variable de estado,  $V$  ( $\text{L}/\text{T}$ ) es la velocidad del agua calculada como el cociente entre el flujo de Darcy  $q$  ( $\text{L}/\text{T}$ ) y la porosidad  $\theta$ ,  $\lambda$  ( $1/\text{T}$ ) es el coeficiente de decaimiento radiactivo del  $^{14}\text{C}$ ,  $q_s$  es la tasa de flujo de la fuente ( $\text{L C T}^{-1}$ ), y  $b$  ( $\text{L}$ ) es el espesor del acuífero.

Otro aspecto importante tratado por Sudicky y Frind (1981) es el concepto de edad aparente del agua subterránea, la que se deduce a partir de la ecuación de transporte sin incluir los términos difusivos y dispersivos, en donde se parte de la siguiente ecuación sujeta a las condiciones de borde dadas:

$$V \frac{d [^{14}\text{C}]}{dx} + \lambda [^{14}\text{C}] = 0 \quad 0 \leq x \leq \infty \quad (2.13)$$

$$\begin{aligned} [^{14}\text{C}]'(b, x) &= c_0 \\ [^{14}\text{C}]'(\infty, x) &= 0 \end{aligned}$$

Cuya solución para las condiciones dadas es:

$$[^{14}\text{C}] = [^{14}\text{C}]_0 \exp\left(-\frac{\lambda}{V}x\right)$$

Despejando y reordenando la expresión anterior se llega a la ecuación de la edad aparente ( $A_R$ ) del agua subterránea:

$$A_R = -\frac{1}{\lambda} \ln\left(\frac{[^{14}\text{C}]}{[^{14}\text{C}]_0}\right)$$

Luego de los trabajos de Campana y Simpson (1984), Campana y Mahin (1985) y Campana (1987) surge el concepto de distribución de edades del agua subterránea. Se entiende por distribución de edades al rango total de edades del agua subterránea y a la fracción de cada edad presente en un acuífero o porción del mismo. Para el cálculo de la misma los autores usaron modelos de compartimentos discretos (DSC), cuyo principio radica en subdividir un sistema hidrogeológico en celdas de mezcla según la información hidrogeológica disponible. Las celdas pueden ser de cualquier tamaño y dispuestas en una red de una, dos o tres dimensiones.

Solomon y Sudicky (1991) presentaron un modelo de transporte reactivo utilizando  $^3\text{H}$  y  $^3\text{He}$  para la estimación de la variación espacial de la edad del agua mediante una ecuación de transporte unidimensional que relaciona ambos isótopos, desarrollando primero la ecuación de transporte de  $^3\text{H}$ :

$$\begin{aligned} \frac{\partial [^3\text{H}]}{\partial t} &= D \frac{\partial^2 [^3\text{H}]}{\partial x^2} + \lambda [^3\text{H}] - V \frac{\partial [^3\text{H}]}{\partial x} \\ [^3\text{H}](x, 0) &= 0 \\ [^3\text{H}](0, t) &= [^3\text{H}]_0 \end{aligned} \quad (2.14)$$

Cuya solución para las condiciones dadas es:

$$[^3\text{H}](x, \infty) = [^3\text{H}]_0 \exp(\gamma x) \quad (2.15)$$

Donde  $\gamma$  es igual a:

$$\gamma = \frac{V}{2D} - \left( \frac{\lambda - V^2/4D}{D} \right)^{1/2} \quad (2.16)$$

Las demás variables como V, D y  $\lambda$  fueron definidas anteriormente. Luego, utilizando  ${}^3\text{He}$ , producto del decaimiento del  ${}^3\text{H}$ , Solomon y Sudicky (1991) formularon la siguiente ecuación de transporte, idéntica a (2.33) pero con diferentes condiciones de borde:

$$\begin{aligned} \frac{\partial [{}^3\text{He}]}{\partial t} &= D \frac{\partial^2 [{}^3\text{He}]}{\partial x^2} + \lambda [{}^3\text{He}] - V \frac{\partial [{}^3\text{He}]}{\partial x} \\ [{}^3\text{He}](0, \infty) &= 0 \\ [{}^3\text{He}](\infty, \infty) &= [{}^3\text{He}]_0 \end{aligned} \quad (2.17)$$

Con la siguiente solución:

$$[{}^3\text{He}](x, \infty) = \frac{-\lambda [{}^3\text{He}]_0 \exp(\gamma x)}{D\gamma^2 - V\gamma} + \frac{\lambda [{}^3\text{He}]_0}{D\gamma^2 - V\gamma} \quad (2.18)$$

Operando matemáticamente las ecuaciones planteadas se llega a la ecuación de edad del agua del  ${}^3\text{H}/{}^3\text{He}$ :

$$A_{{}^3\text{H}/{}^3\text{He}} = \frac{-\gamma x}{\lambda} \quad (2.19)$$

Para el cálculo de la edad del agua subterránea, Varni (1994) propuso un modelo matemático de transporte utilizando como valor de la edad en un punto a la media de la distribución de edades que se obtiene por medio de la incorporación del fenómeno dispersivo, debido a que en el volumen elemental de un acuífero existen aguas de diferente edad. El modelo propuesto es:

$$\begin{aligned} \nabla \cdot (\mathbf{D}\nabla A) - \mathbf{q}\nabla A + \theta &= \theta \frac{\partial A}{\partial t} && \text{en } \Omega \\ A(x, y, t) &= 0 && \text{en } \Gamma \\ A(x, y, 0) &= A_0 \end{aligned} \quad (2.20)$$

donde  $A$  es la edad del agua,  $\mathbf{D}$ ,  $\mathbf{q}$  y  $\theta$  fueron definidos anteriormente. El problema queda definido con  $A=0$  en los tramos del borde donde se produzca ingreso de agua,  $\nabla \cdot (\mathbf{D} \nabla A) \cdot \mathbf{n} = 0$  en los tramos del borde donde se produce salida de agua y la condición inicial de  $A = A_0(x, y, 0)$  que es la distribución inicial de edades en la región de interés. El aporte de Varni (1994) fue muy valioso, ya que a diferencia de autores anteriores establece una ecuación de edad del agua subterránea sin la necesidad de la utilización de radioisótopos en la ecuación de transporte.

Luego de varios intentos por establecer una metodología general para estimar la edad del agua subterránea surge el método de la simulación directa propuesto por Goode (1996), que puede ser derivado a partir de la teoría de distribución de los tiempos de residencia o bien a partir de la teoría de conservación de masas. Con respecto a la primera teoría, considerando lo establecido por Danckwerts (1953), Goode (1996) definió una función  $C(t)$  para caracterizar la distribución del tiempo de residencia de las moléculas en un reactor químico. Esta función corresponde a la concentración en la salida del reactor, de un soluto que es inyectado como un impulso (masa unitaria en un periodo de tiempo infinitesimal) de entrada en el reactor en el tiempo cero. Para condiciones de flujo advectivo unidimensional, la función  $C(t)$  es cero excepto en el tiempo igual al tiempo de viaje advectivo del sistema, en donde el tiempo es representado por el delta de Dirac. En caso de mezcla completa,  $C(t)$  es una función de decaimiento exponencial, la concentración de salida es igual a la concentración uniforme en el reactor, la cual decrece debido a la adición de trazador en el flujo de entrada al reactor. Para el transporte en acuíferos, la función  $C(t)$  es análoga al flujo másico de salida (masa por unidad de tiempo) de una columna, o sea  $C$ , la concentración de soluto medida en flujo (Kreft y Zuber, 1978).

Siguiendo el desarrollo de Goode (1996), el tiempo de residencia en un dominio en estado estacionario puede ser determinado a través de la concentración de un trazador inyectado como un impulso en el tiempo cero como:

$$A = \frac{\int_0^{\infty} t C dt}{\int_0^{\infty} C dt} = \frac{E}{M} \quad (2.21)$$

donde  $A$  es la edad media de las moléculas en un reactor (Spalding, 1958). El numerador  $E$  es la concentración ponderada en el tiempo y el denominador  $M$  normaliza al numerador tal que  $c$  tiene

la propiedad de una función de densidad de probabilidad, y es constante y uniforme para estado estacionario (Harvey y Gorelick, 1995).

Considerando la clásica ecuación de transporte por advección y dispersión para un fluido de densidad constante, la concentración de un soluto satisface la ecuación:

$$\frac{\partial(c\theta)}{\partial t} = \nabla \cdot \theta \mathbf{D} \cdot \nabla c - \nabla \cdot \mathbf{q} c \quad (2.22)$$

donde se asume un modelo estándar de dispersión en agua subterránea tal que el producto de la porosidad y el tensor de dispersión, expresado por componentes está dado por:

$$\theta D_{ij} = (\theta D_m + \alpha_T q) \delta_{ij} + (\alpha_L - \alpha_T) \frac{q_i q_j}{q} \quad (2.23)$$

donde  $D_m$  es el coeficiente de difusión,  $\delta_{ij}$  es el delta de Kronecher,  $\alpha_L$  (L) y  $\alpha_T$  (L) son el coeficiente de dispersividad longitudinal y transversal, respectivamente,  $q_i$  (L/T) y  $q_j$  (L/T) son las componentes del vector de flujo específico  $\mathbf{q}$ .

Multiplicando (2.22) por el tiempo e integrando en todo el dominio de tiempo se obtiene:

$$-\theta = \nabla \cdot \theta \mathbf{D} \cdot \nabla E - \nabla \cdot \mathbf{q} E \quad (2.24)$$

El lado izquierdo de la Ecuación (2.24) resulta de la integración por partes de la derivada del término temporal, dividiendo por  $M$ , el cual es uniforme y puede ser incluido dentro de la derivada espacial. Asumiendo que la porosidad es uniforme se obtiene:

$$\nabla \cdot \mathbf{D} \cdot \nabla A - \frac{1}{\theta} \nabla \cdot \mathbf{q} A + 1 = 0 \quad (2.25)$$

donde la edad media  $A = \frac{E}{M}$  ha sido substituida. De esta manera, la edad media en un punto satisface la ecuación de transporte advectivo-dispersivo con una fuente de magnitud unitaria (Goode, 1996).

Con respecto a la segunda teoría (conservación de la masa), Goode (1996) halló una forma más general de la ecuación de transporte de la edad del agua. Asumiendo que la edad media de una mezcla de aguas es un promedio ponderado en masa de agua, entonces la edad media es análoga a la concentración de un soluto conservativo. Aunque la edad no es directamente una propiedad física

medible, y esta hipótesis no puede ser verificada experimentalmente, es un modelo conceptual viable cuando dos masas de agua son mezcladas. Asumiendo que la densidad del agua es constante, la edad media de la mezcla de dos componentes es un promedio ponderado en volumen tal como se expresó anteriormente en la Ecuación (2.6). Esta ecuación es una completa analogía de la concentración de un soluto conservativo bajo mezcla en un agua de densidad constante, por lo tanto esta analogía puede ser utilizada para derivar una ecuación de gobierno de transporte para la edad media del agua subterránea.

Como se mencionó anteriormente, la ecuación de transporte para la edad másica puede ser derivada del balance de masa, considerando la conservación de la edad másica en un volumen de control ( $\Delta V$ ) de un acuífero (Konikow y Grove, 1977). La edad másica en el volumen de control es el producto de la edad  $A$  y la masa de agua  $\theta \rho (\Delta V)$ . El flujo de edad másica por unidad de área del volumen de control es designado como  $\mathbf{J}$ , con componentes  $J_x, J_y, J_z$ , e incluye tanto advección como dispersión. En un paso de tiempo  $\Delta t$  la edad másica del agua inicialmente presente en el volumen de control se incrementa por el producto de  $\Delta t$  y la masa de agua. Adicionalmente, se incluye una fuente interna neta de edad másica cuya tasa es  $F$ , por ejemplo para representar el cambio de edad másica de fases separadas. Asumiendo que la edad másica se conserva, la ecuación de transporte derivada por Goode (1996) tiene la forma:

$$\frac{\partial A \theta \rho}{\partial t} = \theta \rho - \nabla \cdot \mathbf{J} + F \quad (2.26)$$

Esta forma de la ecuación es más general que la Ecuación 2.25, ya que se permite variar la densidad del agua, el modelo de flujo másico no es especificado, y la ecuación es en estado transitorio.

Para completar la ecuación de gobierno, es necesaria una descripción del flujo másico en términos de edad o su gradiente. Goode (1996) adoptó el modelo estándar de flujo másico tal que  $\mathbf{J}$  se compone de advección, difusión y dispersión, modelado como difusión Fickiana. Entonces,  $\mathbf{J}$  en la Ecuación 2.26 sería reemplazado por:

$$\mathbf{J} = A \rho \mathbf{q} - \theta \rho \mathbf{D} \cdot \nabla A \quad (2.27)$$

donde  $\mathbf{D}$  es el tensor de dispersión e incluye un término de difusión. Sustituyendo  $\mathbf{J}$  en (2.26), la ecuación de gobierno del transporte de la edad media del agua subterránea resulta:

$$\frac{\partial A \theta \rho}{\partial t} = \theta \rho - \nabla \cdot A \rho \mathbf{q} + \nabla \cdot \theta \rho \mathbf{D} \cdot \nabla A + F \quad (2.28)$$

Si la porosidad y la densidad son constantes en el tiempo y uniformes en el espacio, la Ecuación 2.28, queda de la siguiente manera:

$$\frac{\partial A}{\partial t} = 1 - \nabla \cdot A \frac{\mathbf{q}}{\theta} + \nabla \cdot \mathbf{D} \cdot \nabla A + \frac{F}{\theta \rho} \quad (2.29)$$

Bajo condiciones de flujo estacionario la derivada temporal en la Ecuación 2.29 es cero, y de esta manera se obtiene una ecuación de transporte de la distribución espacial de la edad media del agua subterránea en estado estacionario. La ecuación así derivada es la misma que la Ecuación 2.25 obtenida a partir de la teoría de la distribución de los tiempos de residencia, con un término fuente adicional  $F$ , el cual será discutido más abajo.

En cuanto a las condiciones de borde e iniciales, es necesario tener en cuenta que la edad del agua subterránea es relativa al tiempo en el cual el agua ingresó al sistema acuífero. Eso significa asumir que el agua de recarga al sistema tiene una edad igual a cero. De la definición de edad másica surge que el flujo de edad másica, es decir el producto entre la edad y el flujo másico de agua subterránea, es también cero en todos los bordes de entrada. Además, el flujo de edad másica a través de todos los bordes de flujo nulo es también cero. Estas condiciones pueden ser escritas matemáticamente como:

$$\mathbf{J} \Big|_{\Gamma_1} \cdot \mathbf{n} = 0 \quad (2.30)$$

donde  $\Gamma_1$  es un borde de flujo nulo o de flujo de entrada y  $\mathbf{n}$  su normal unitaria exterior. Obsérvese que en (2.30) se usa la notación previa para el flujo total de edad másica,  $\mathbf{J}$ , el cual incluye advección y dispersión. La condición en aquellos bordes donde ocurre flujo de salida depende de la situación física. Una suposición común, que Goode (1996) adopta en su modelo matemático, es que el flujo másico está únicamente motorizado por advección, por lo tanto la condición de borde en estos casos puede ser escrita como:

$$\mathbf{D} \nabla A \Big|_{\Gamma_2} \cdot \mathbf{n} = 0 \quad (2.31)$$

donde  $\Gamma_2$  es el borde por donde sale flujo. Esta condición probablemente es más apropiada para descarga en cuerpos de agua superficiales. Asimismo se pueden plantear condiciones de borde alternativas para otras situaciones físicas, incluyendo flujo advectivo y dispersivo.

La forma más general para la ecuación de gobierno del transporte de la edad media del agua subterránea es en régimen transitorio. Si el campo de flujo es estacionario, entonces la distribución estacionaria de la edad media del agua subterránea es determinada por solución de la Ecuación 2.25, en cuyo caso no se requiere una condición inicial. Para el caso transitorio se debe usar la Ecuación 2.28 o la Ecuación 2.29 más una condición inicial. Esto es, que la edad media inicial, en cada punto del sistema acuífero debe ser especificada.

Goode (1996) estableció que la fuente neta interna de edad másica o media,  $F$ , se puede contabilizar por diversos procesos. Muchos sistemas acuíferos son modelados considerando una aproximación de flujo horizontal debido a que los flujos y los gradientes hidráulicos verticales se asumen muy pequeños. Una ecuación de gobierno para este caso puede ser obtenida de las Ecuaciones 2.25 y 2.29 por integración vertical a través del espesor saturado resultando en un modelo bidimensional. En los modelos bidimensionales,  $F$  podría incluir el flujo de edad másica debido al flujo entrante proveniente de una unidad hidrogeológica inferior/superior. Por ejemplo, para el caso del goteo de un acuitardo,  $F$  sería el producto entre la tasa de flujo másico proveniente del goteo y la edad del agua del goteo, y sería positiva para el caso de flujo de entrada al acuífero de interés. Similarmente, la evapotranspiración sería tratada como un sumidero neto de edad másica, y  $F$  sería negativa.

Varni y Carrera (1998) presentaron una comparación entre la simulación de la edad cinemática  $A_c$  y edad media, en donde esta última fue planteada a través de una función de distribución acumulativa de tiempos de residencia bajo régimen de flujo transitorio:

$$A_c(x) = \int_{x_0}^x \frac{dl}{v} = \int_{x_0}^x \theta \frac{dl}{q} \quad (2.32)$$

donde  $\theta$  es la porosidad,  $v$  es la velocidad real y  $q$  es la velocidad de Darcy, siendo el modelo matemático:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho \theta F}{\partial t} &= \nabla \cdot (\rho \mathbf{J}_D - \rho \mathbf{q} F) + r F_v \\ F(t, \tau, x) &= 0 \quad t \leq \tau \\ F(t, \tau, x) &= H(t - \tau) \quad x \in \Gamma_1 \\ (\mathbf{J}_D - \mathbf{q} F) \mathbf{n} &= -\mathbf{q} F_2 \mathbf{n} \quad x \in \Gamma_2 \end{aligned} \quad (2.33)$$

donde  $r$  es el término fuente / sumidero,  $\mathbf{J}_D$  es el flujo dispersivo,  $\mathbf{q}$  es el flujo de Darcy,  $H$  es una función de peso  $H(t-\tau) = 1$  si  $t < \tau$  o  $H(t-\tau) = 0$  si  $t > \tau$ .  $\Gamma_1$  es el tramo del borde donde se especifica una condición tipo Dirichlet,  $\Gamma_2$  es el tramo del borde con condición tipo Neumann,  $\mathbf{n}$  es el vector unitario normal a  $\Gamma_2$  y  $F_1$  y  $F_2$  son las distribuciones de partículas de agua entrando o dejando el acuífero a través de fuentes / sumideros internos y bordes de flujo másico prescrito, respectivamente.  $F_1$  y  $F_2$  son igual a  $H(t-\tau)$  cuando el agua entra al acuífero ( $-\mathbf{q}\mathbf{n}$  o  $r > 0$ ) e igual a  $F$  cuando el agua sale del acuífero ( $-\mathbf{q}\mathbf{n}$  o  $r < 0$ ).

De acuerdo a los autores el problema diferencial de edad del agua subterránea puede ser resuelto de dos maneras, por un lado asumiendo que toda el agua inicial es de edad  $t-t_0$  (edad deposicional del acuífero), entonces  $F(t, \tau = t_0, x) = 1$  y por otro, conociendo la distribución inicial de edades.

Bethke et al. (2000) y Bethke y Johnson (2002, 2008) tomaron los aportes hechos por Goode (1996) y compararon la solución de la ecuación de transporte de la edad del agua (Ecuación 2.25) con el transporte reactivo de distintos isótopos en escenarios reales, haciendo énfasis en la aplicación de la misma en acuitardos.

Otro aspecto importante del trabajo de Bethke y Johnson (2008) es la comparación de la edad másica y los isótopos  $^4\text{He}$  y  $^{36}\text{Cl}$  en donde las principales características se aprecian en la Tabla 2.2, en donde se observa la diferencia en el parámetro de dispersividad, el término fuente y el tipo de reacción que ocurren al optar por la utilización de la técnica de simulación directa de la edad del agua o transporte reactivo.

Tabla 2.2. Comparación de trazadores directos e indirectos de la edad del agua subterránea (Bethke y Johnson, 2008).

	Edad Másica	$^{36}\text{Cl}$	$^4\text{He}$
Coefficiente de Difusión $D^*$ (en Agua a 20 °C)	$20 \times 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$	$20 \times 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$	$70 \times 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
Fuente (o Sumidero)	Producción a tasa de orden cero	Decaimiento a tasa de primer orden, Fuente secundaria de orden cero.	Fuente de orden cero.
Longitud de la difusión	Sobre la distancia tanto lo permita $D^*$	Limitado aproximadamente 30 m por vida media ( $t_{1/2} = 300.000$ años)	Sobre la distancia tanto lo permita $D^*$
Distribución de la Fuente	Uniforme por unidad de masa de fluido	Fuentes secundarias varían con la masa de U y la de Th en los sedimentos y la concentración de $^{35}\text{Cl}$	Varía con la masa de U y Th en los sedimentos, por unidad de masa de fluido
Reacción	No Reactivo	$^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ puede ser afectado por dilución de halita, de otra manera no reactivo	Se puede particionar a fase gaseosa, de otra manera no reactivo

Utilizando funciones de densidad de probabilidad, Cornaton y Perrochet (2006) y Cornaton et al. (2011) propusieron ecuaciones alternativas de edad y esperanza de vida del agua subterránea. En el caso de la edad del agua, la ecuación utilizada con sus respectivas condiciones de borde es:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \theta g_A}{\partial t} &= -\nabla \cdot \mathbf{q} g_A + \nabla \cdot \mathbf{D} \nabla g_A + q_I \delta(t) - q_0 g_A && \text{en } \Omega \\
 g_A(x, 0) &= g_A(x, \infty) = 0 && \text{en } \Omega \\
 \mathbf{J}_A(x, t) \cdot \mathbf{n} &= (\mathbf{q} \cdot \mathbf{n}) \delta(t) && \text{en } \Gamma_1 \\
 \mathbf{J}_A(x, t) \cdot \mathbf{n} &= 0 && \text{en } \Gamma_0
 \end{aligned} \tag{2.34}$$

donde  $\theta$  es la porosidad [-],  $g_A$  es la función de densidad de probabilidad de edad transportada [ $T^{-1}$ ],  $\mathbf{q}$  es la velocidad de Darcy ( $LT^{-1}$ ),  $\mathbf{D}$  es el tensor de dispersión [ $L^2T^{-1}$ ],  $x = x(x, y, z)$  es el vector de coordenadas cartesianas [L],  $t$  es el tiempo [T],  $\mathbf{J}_A(x, t)$  es el vector total de flujo másico de edad [ $LT^{-2}$ ],  $\mathbf{n}$  es el vector normal unitario,  $\delta(t)$  es la función de delta de Dirac [ $T^{-1}$ ], la cual asegura un impulso puro de flujo sobre  $\Gamma_1$ . El término fuente  $q_I \delta(t)$  representa una producción potencial interna de agua con una recarga areal  $q_I$ . El término sumidero  $q_0 g_A$  puede resultar de cualquier extracción interna de agua subterránea.

La ecuación propuesta por estos autores simula el transporte directo resultante de una entrada de pulso unitario, en donde la evolución espacio-temporal de la molécula de agua es descrita por una función de probabilidad que caracteriza la ocurrencia estadística de la molécula de agua con una cierta edad como una probabilidad.

## 2.6. Modelo de flujo y transporte de edad del agua utilizados en esta tesis

Es bien conocido que la solución de un problema de transporte se realiza conjuntamente con la solución del problema de flujo, del cual se derivan las velocidades advectivas. En este apartado se presentan las ecuaciones de flujo y transporte que resuelve el programa TRANSIN, que es el código numérico empleado en esta tesis.

La ecuación de flujo subterránea, que surge de la aplicación conjunta del principio de conservación de la masa y la ley constitutiva de Darcy, es bien conocida. Expresando las condiciones de borde en su forma más general y una condición inicial en caso de problemas no estacionarios, queda definida por (Freeze y Cherry, 1979):

$$\begin{cases} \nabla \cdot (\mathbf{T} \nabla h) + q + q_L = 0 & \text{en } \Omega \\ (\mathbf{T} \cdot \nabla h) \cdot \mathbf{n} = \alpha (H - h) + Q & \text{en } \Gamma \end{cases} \tag{2.35}$$

donde  $\mathbf{T}$  es el tensor de transmisividad ( $L^2/T$ ),  $h$  es el nivel piezométrico ( $L$ ),  $q$  es el término fuente/sumidero distribuido superficialmente (recarga/extracción) ( $L^3/L^2T$ ),  $q_L$  representa las entradas/salidas de acuitardos situados por encima y/o por debajo del acuífero ( $L^3/L^2T$ ),  $\Omega$  es el dominio del problema,  $\Gamma$  es el contorno de  $\Omega$ ;  $n$  es el vector unitario normal a  $\Gamma$  y dirigido hacia el exterior,  $\nabla$  es el operador diferencial nabla (gradiente y divergencia) ( $1/L$ ),  $H$  es un nivel externo al dominio ( $L$ );  $Q$  es un caudal prefijado ( $L^3/T$ ); y  $\alpha$  es un coeficiente que controla el tipo de condición de contorno ( $\alpha = 0$  para caudal fijo,  $\alpha = \infty$  para nivel fijo, y  $\alpha \neq 0, \infty$  para condición mixta, en cuyo caso  $\alpha$  es un coeficiente de goteo) ( $L^2/T$ ).

En el caso del transporte de la edad del agua subterránea, el modelo matemático viene representado por la Ecuación 2.36 (Goode, 1996):

$$\begin{cases} \nabla(\mathbf{D}\nabla A) - \mathbf{q}\nabla A + \theta = 0 & \text{en } \Omega \\ (\mathbf{D}\cdot\nabla A)\cdot\mathbf{n} = 0 & \text{en } \Gamma \\ A(x, y, 0) = 0 \end{cases} \quad (2.36)$$

donde  $\mathbf{D}$  es el tensor de dispersión ( $L^2/T$ ),  $q$  es la velocidad de Darcy ( $L/T$ ),  $\theta$  es la porosidad del acuífero,  $A$  es la edad media ( $M/L^3$ ),  $\Omega$  es el dominio del problema,  $\Gamma$  es el contorno de  $\Omega$ ;  $n$  es el vector unitario normal a  $\Gamma$  y dirigido hacia el exterior,  $\nabla$  es el operador diferencial nabla (gradiente y divergencia) ( $1/L$ )

## 2.7. Estimación de la edad del agua subterránea: casos de estudio

La utilización de isótopos combinado con modelos de flujo y transporte ha encontrado variadas aplicaciones. Por ejemplo puede emplearse para el estudio del transporte de contaminantes naturales y antropogénicos, como así también la datación de aguas subterráneas (Mook, 2002; Clark et al., 2007). A partir de la estimación y análisis de la edad del agua pueden estimarse parámetros hidrogeológicos tales como la tasa de recarga, como así también los tiempos de ocurrencia, tal como lo presentan McMahon et al. (2011).

En el transcurso de los años se ha estimado la edad del agua subterránea en distintos acuíferos del mundo con diversos objetivos tales como la validación de métodos isotópicos de datación y de parámetros hidrogeológicos. En este apartado se muestran sólo algunos casos de estudio, seleccionados de acuerdo a los siguientes criterios:

- Isótopo analizado / simulado ( $^{14}\text{C}$  –  $^4\text{He}$  –  $^{81}\text{Kr}$ ).
- Tamaño (escala) del problema (local – subregional – regional).



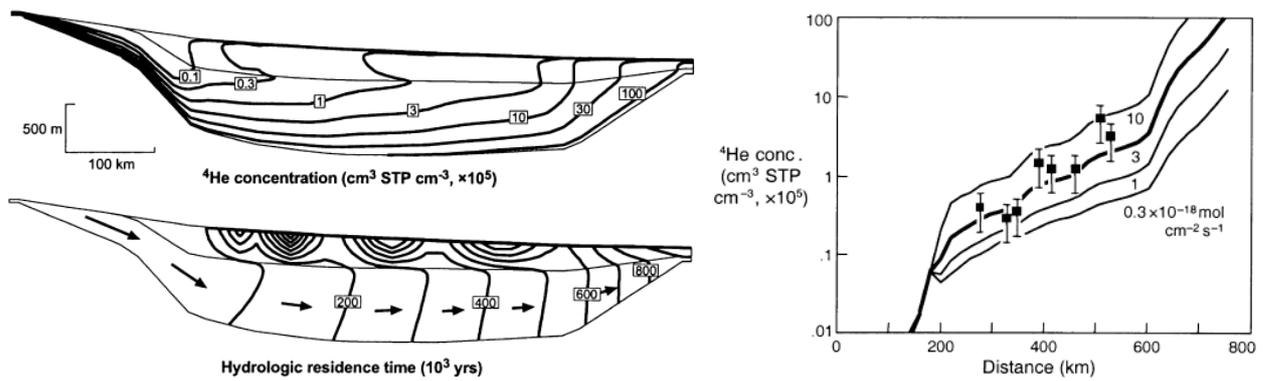


Figura. 2.8. Simulación numérica del transporte de  $^4\text{He}$  y relación de la distribución (Bethke et al., 2000).

### Caso de estudio 3: Isótopo analizado/simulado $^{81}\text{Kr}$

Sturchio et al. (2004) realizaron dataciones de aguas subterráneas con un rango entre 200000 y 1000000 de años en el acuífero Nubean en el norte de África utilizando  $^{81}\text{Kr}$  (Figura 2.9). Entre las principales conclusiones mencionan que el método de  $^{81}\text{Kr}$  para datar aguas muy antiguas es robusto y puede ser aplicado a un gran rango de problemas hidrogeológicos.

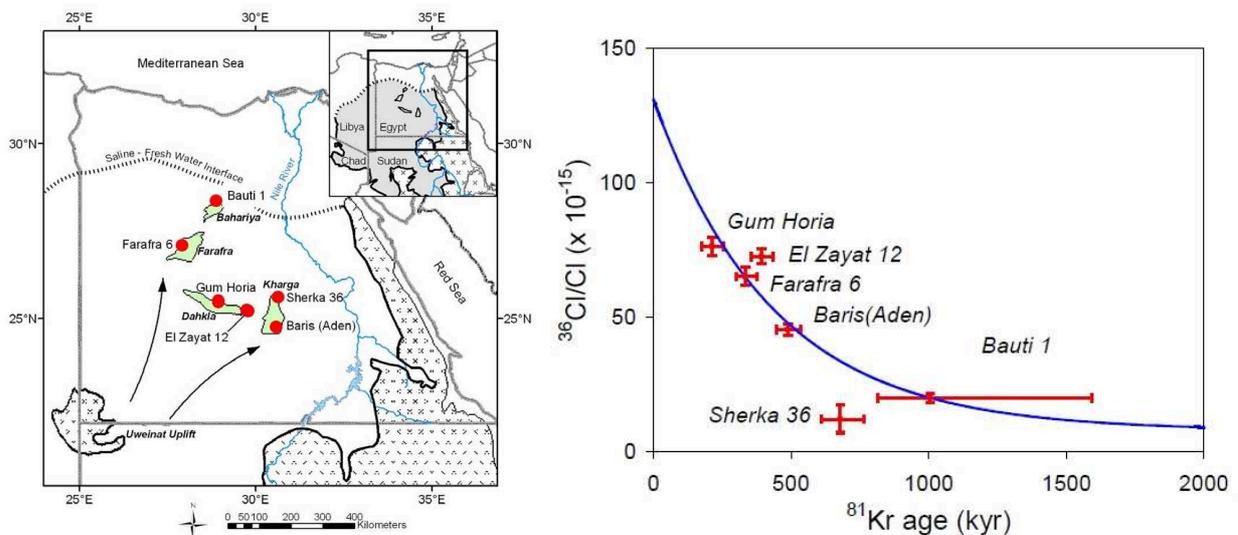


Figura. 2.9. Distribución de la edad del agua subterránea en el acuífero Nubean mediante la utilización del método de  $^{81}\text{Kr}$  (Sturchio et al., 2004).

### Caso de estudio 4: Tamaño (escala) del problema “local”

Solomon et al. (1992) utilizaron He como trazador para determinar la edad del agua subterránea en una pequeña porción de  $0.6 \text{ km}^2$  del acuífero Borden, Ontario, Canadá. En la Figura 2.10 se puede apreciar en una sección vertical las líneas de flujo y la distribución de edades del agua subterránea.

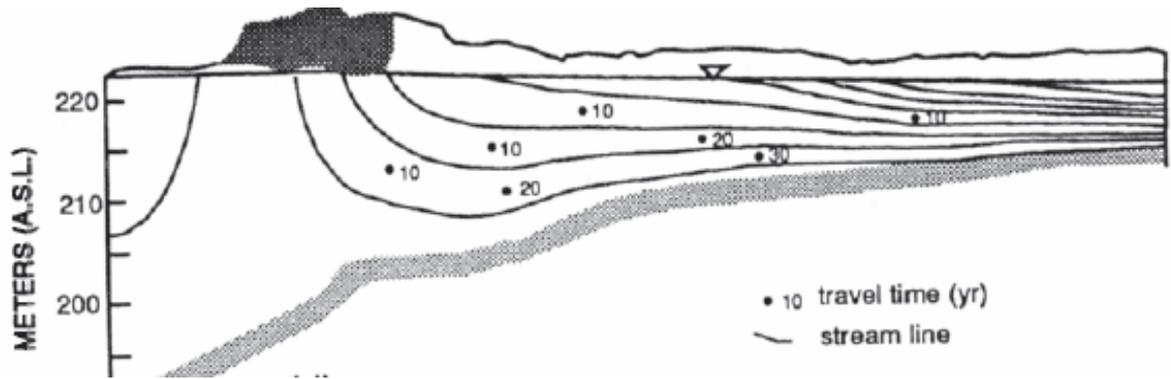


Figura. 2.10. Distribución de los tiempos de viaje del Borden Aquifer (Solomon et al., 1992).

### Caso de estudio 5: Tamaño (escala) del problema “subregional”

Mokrik et al. (2009) utilizaron mediciones de  $^{14}\text{C}$  con soporte de técnicas hidrogeoquímicas para calcular la edad del agua del acuífero Devoniano (50000 km<sup>2</sup>), en Lithuania. En la Figura 2.11 se puede observar el mapa de isocronas ( $^{14}\text{C}$ ) y la zonificación hidrogeoquímica utilizada para apoyar los estudios de estimación de la edad del agua subterránea del acuífero.

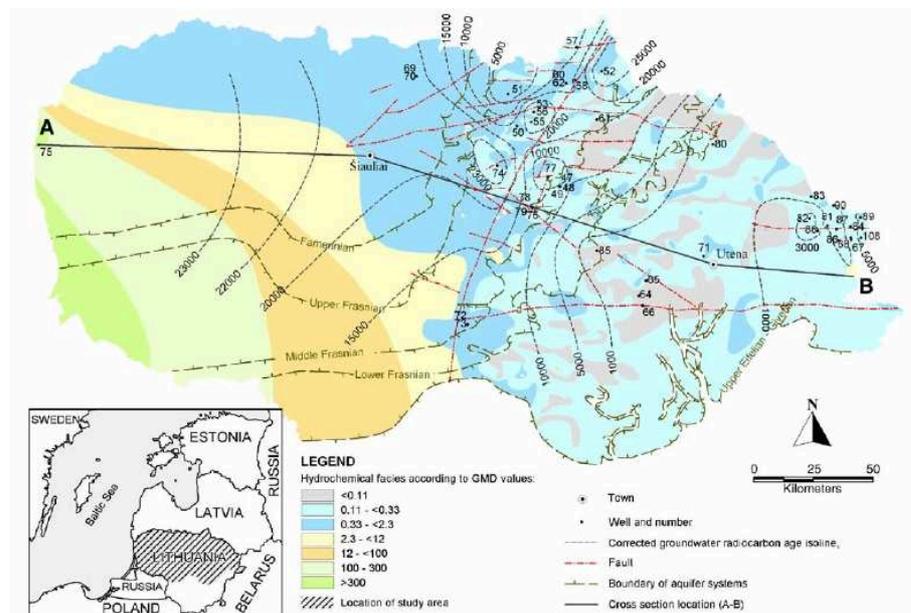


Figura 2.11. Mapa hidroquímico y de isocronas del acuífero Devoniano (Mokrik et al., 2009).

### Caso de estudio 6: Tamaño (escala) del problema “regional”

Csesperes y Linkey (1999) simularon la edad del agua subterránea mediante el transporte de helio en la cuenca Panoniana (240000 km<sup>2</sup>) en Europa. En la Figura 2.12 se pueden observar las líneas de corriente y la variación de la concentración de helio con respecto a la profundidad del acuífero.

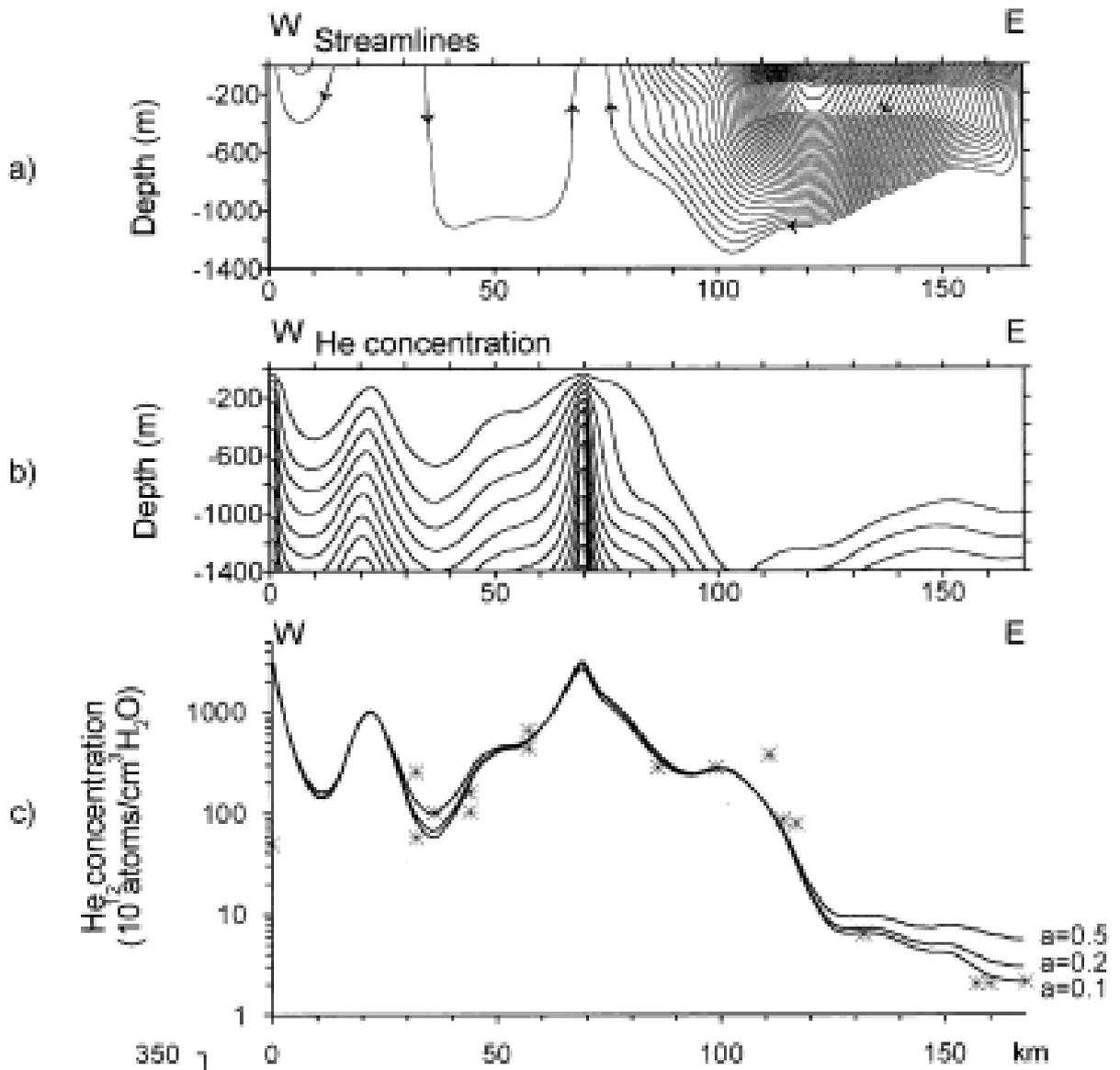


Figura 2.12. Líneas de corriente (a), distribución de He en el acuífero (b) y perfil de helio computado a una profundidad de 150m (c) en la cuenca Panoniana (Csesperes y Linkey, 1999).

### Caso de estudio 7: Mecanismos de transporte “enfoco cinemático”

Troldborg et al. (2008) simularon la distribución de la edad del agua subterránea mediante el método Forward Particle Tracking en un acuífero multicapa ubicado en la cuenca Odense (Dinamarca). El estudio se llevó a cabo en una transecta de 7 km en donde la piezometría y la distribución de edades a diferente profundidad correspondiente a tres sitios se puede apreciar en la Figura 2.13.

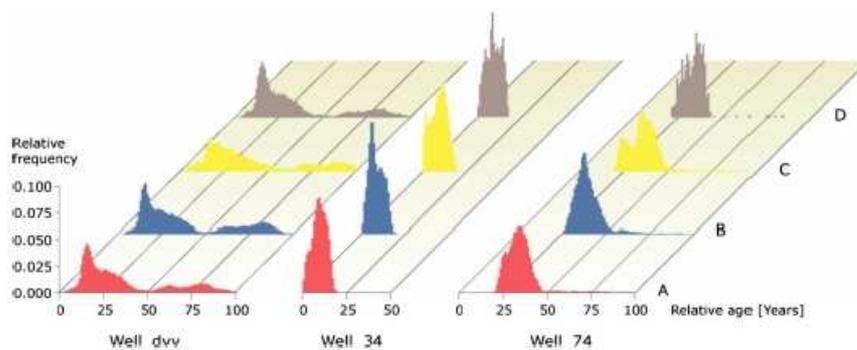
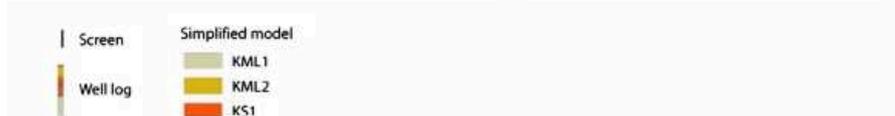
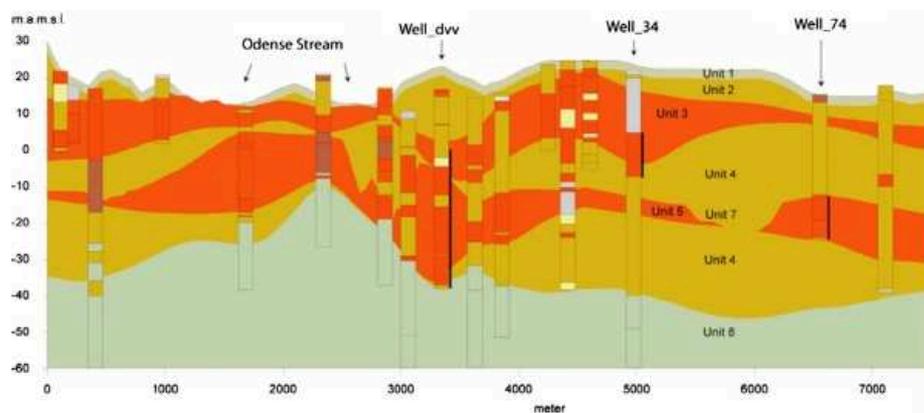
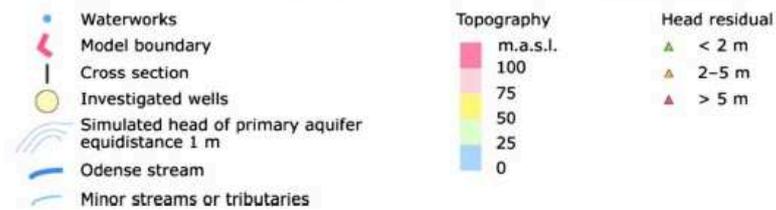
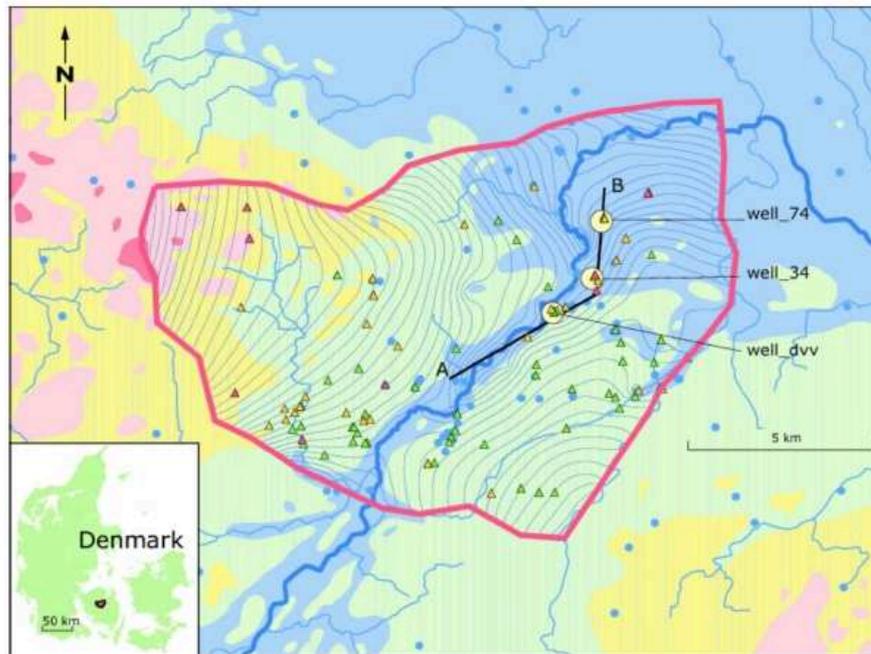


Figura 2.13. Distribución de la edad del agua subterránea en un acuífero multicapa de la cuenca Oden.

Caso de estudio 8: Mecanismos de transporte “enfoque reactivo”

Johnson y DePaolo (1996) estimaron la edad del agua en el acuífero Lincolnshire (Inglaterra) mediante un modelo numérico de transporte reactivo de  $^{14}\text{C}$  (Figura 2.14), obteniendo edades simuladas en un rango entre 400 y 2800 años.

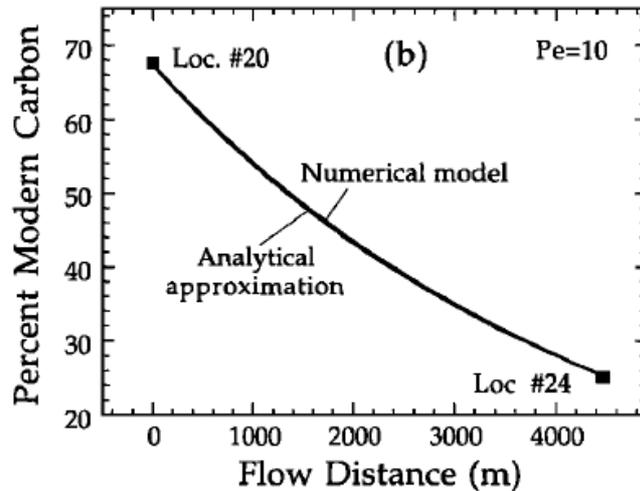


Figura 2.14. Variación de la concentración de  $^{14}\text{C}$  (pmC) con la distancia desde la recarga (Jonson y Depaolo, 1996).

Caso de estudio 9: Mecanismos de transporte “enfoque simulación directa”

Utilizando el método de simulación directa, Engesgaard y Molson (1998) modelaron la distribución de la edad del agua subterránea en una transecta en el acuífero Rabis Creek (Dinamarca), comparando los valores simulados (Figura 2.15) con edades estimadas de valores observados de  $^3\text{H}$  en tres pozos.

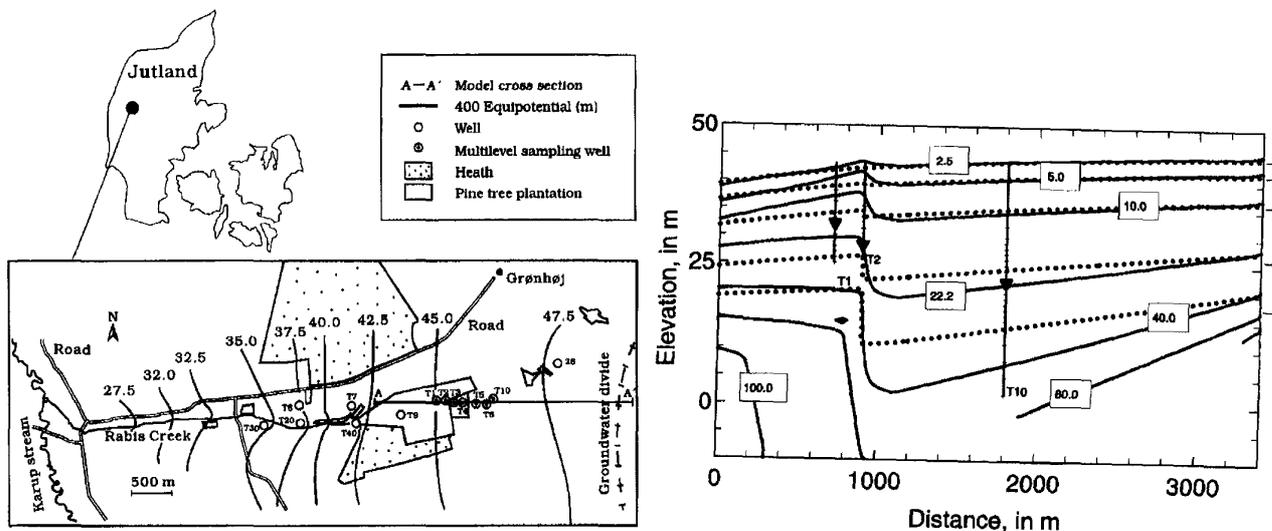


Figura 2.15. Piezometría y distribución de la edad del agua en una transecta del acuífero Rabis Creek (Engesgaard y Molson, 1998).

Caso de estudio 10: Dimensionalidad del problema “simulación directa – 2D en corte”

La metodología de simulación directa de la edad del agua subterránea ha sido aplicada de manera sintética por Varni (1994) y Goode (1996) en una sección de 1000 m de longitud por 100 m de espesor (Figura 2.16)

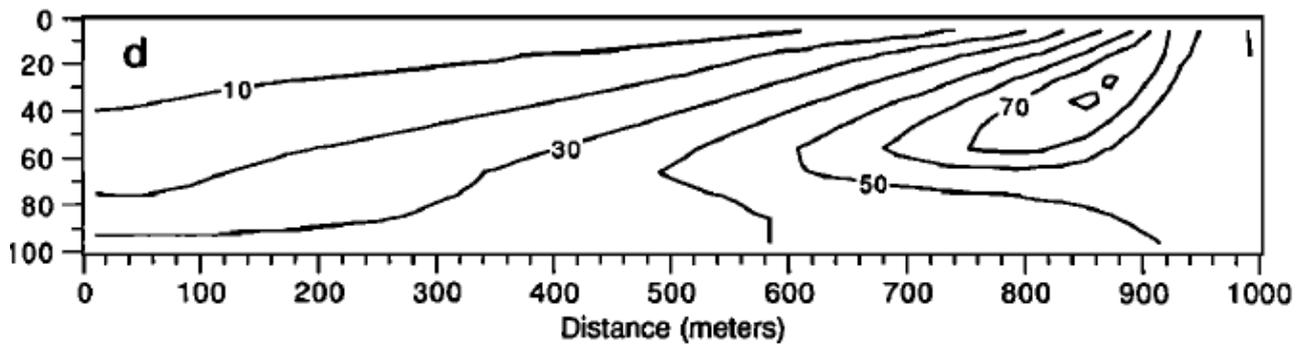


Figura 2.16. Distribución de la edad del agua en un caso sintético (Goode, 1996).

Bethke y Johnson (2008) aplicaron la metodología propuesta por Goode (1996) en una sección de 800 km de longitud por 1200 m de espesor en un acuífero de la gran cuenca artesiana (Australia) en donde hallaron edades simuladas del orden de  $10^6$  años comparando las edades simuladas con la distribución de  $^4\text{He}$  obtenida a partir de valores medidos del isótopo (Figura 2.17)

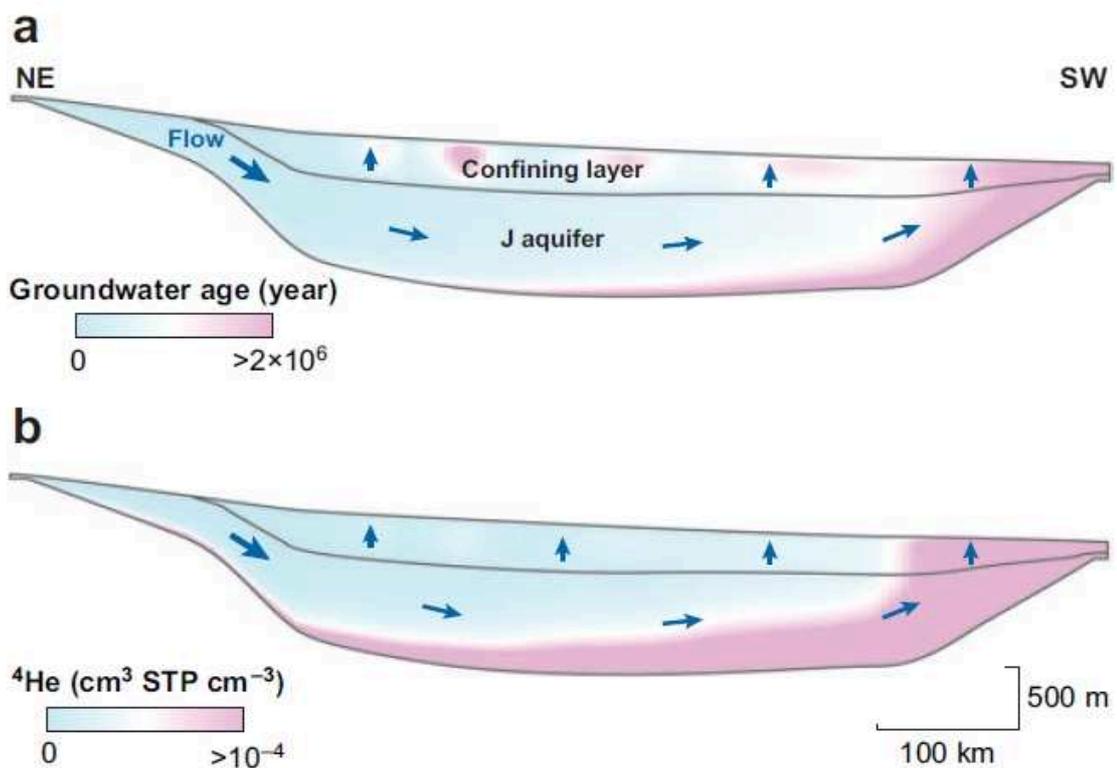


Figura 2.17. Distribución de la edad del agua y de  $^4\text{He}$  en una sección de la gran cuenca artesiana.

Caso de estudio 10: Dimensionalidad del problema “simulación directa – 2D en planta”

Molson y Frind (2012) simularon la distribución de la esperanza de vida del agua subterránea (Figura 2.18) en una superficie de 300 km<sup>2</sup> en el municipio de Waterloo (Ontario – Canadá).

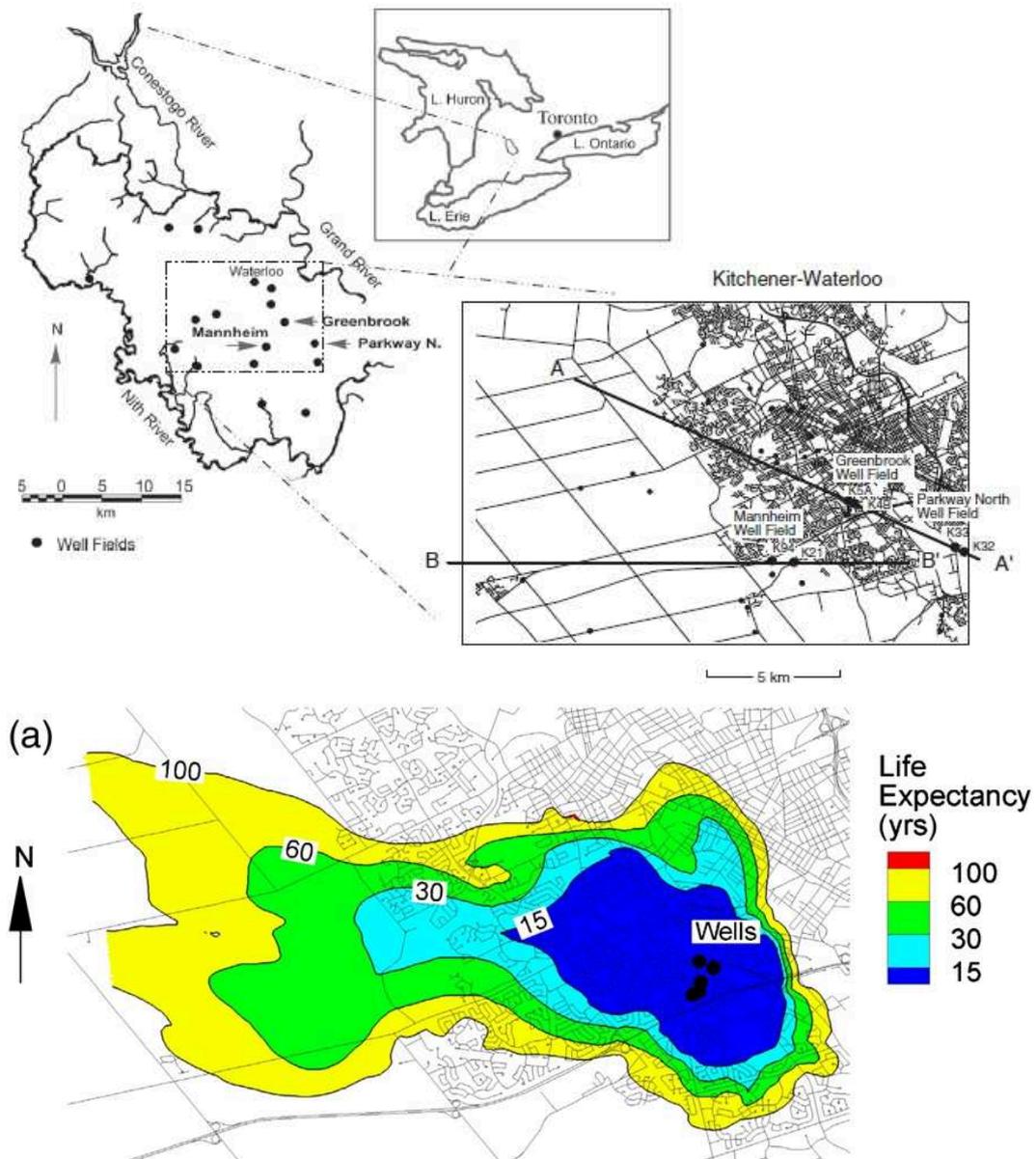


Figura 2.18. Distribución de la esperanza de vida del agua subterránea en el municipio de Waterloo, (Molson y Frind , 2012).



## Capítulo III

# ESTADO DE CONOCIMIENTO DEL SISTEMA ACUIFERO GUARANI

### 3.1. Introducción

En este capítulo se presenta una revisión de los principales antecedentes bibliográficos referidos al SAG, desarrollados en el conjunto de documentos generados en el marco del Proyecto para la Protección Ambiental y Desarrollo Sustentable del SAG-PSAG.

En las secciones siguientes se sintetiza el modelo conceptual hoy disponible, sustentado en información geológica, geomorfológica, hidrogeológica, hidroquímica, isotópica e hidrológica. Se destacan las principales características y los resultados del modelo numérico regional de flujo, presentando su estructura y la piezometría simulada. Si bien la descripción de las diferentes características del SAG aquí presentada es acotada, brinda el marco regional necesario para el desarrollo de los objetivos específicos de esta tesis.

### 3.2. Modelo conceptual hidrogeológico

#### 3.2.1. Climatología

La descripción que aquí se presenta se centra en la precipitación debido a su importancia en el análisis del origen de las aguas del SAG mediante los isótopos  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$  y en la determinación de la recarga al acuífero.

Núñez et al. (2008) utilizaron datos de 176 estaciones de la región que contaban con registros completos de precipitación durante un período de 30 años (1968-1997), identificando dos zonas de máximos: la primera comprendida entre  $48^\circ$  y  $56^\circ\text{O}$ , al norte de  $24^\circ\text{S}$  donde la precipitación asciende por encima de los 1300 mm anuales y un segundo núcleo, más importante, en la zona sur de Brasil, Misiones y este de Paraguay. En esta región la lluvia anual supera los 1600 mm. La precipitación anual decrece hacia el oeste y también hacia el sudeste, sobre Uruguay.

La evolución temporal del campo espacial de precipitación muestra que la configuración de verano (diciembre, enero, febrero) está caracterizada por máximas lluvias al norte del acuífero con valores por encima de los 200 mm mensuales. Además se observan máximos relativos en la zona limítrofe entre Paraguay, Brasil y Argentina (Mesopotamia), con valores no tan elevados pero significativamente importantes (entre 160 y 180 mm). Esta configuración se modifica hacia el

invierno, donde domina la presencia de un único máximo en el sudeste del sistema, con valores superiores a los 120 mm mensuales desde mayo hasta octubre, abarcando la zona sur de Brasil, Mesopotamia Argentina, Paraguay y Uruguay.

Las temperaturas más altas se producen en la zona noroeste del acuífero durante los meses de verano. El gradiente noroeste-sudeste se mantiene durante todo el año y también se observa sistemáticamente una disminución de temperatura hacia el Atlántico. En diciembre, enero y febrero alcanzan los 25°C y disminuye hacia el sudeste donde para esta época la temperatura media alcanza los 22-23°C. En verano la zona norte del acuífero presenta una marcada disminución de temperatura desde el oeste hacia el este, evidenciando el efecto monzónico por el cual el territorio continental adquiere temperaturas bastante más elevadas que las regiones costeras. En junio, julio y agosto la temperatura media varía entre los 10°C en el sur y 19°C en el norte, y se visualiza un gradiente meridional que se manifiesta en la diferencia entre la temperatura de la región norte y la del sur.

### **3.2.2. Hidrología**

El SAG subyace a la Cuenca del Plata (Figura 3.1). Esta cuenca posee una densa red de drenaje, representada por sus principales ríos: el Paraguay, con un caudal medio anual de 3770 m<sup>3</sup>/s (en el Puerto Pilcomayo); el río Paraná, con un caudal medio anual de 12259 m<sup>3</sup>/s (en Itatí); y el río Uruguay, con un caudal medio anual de 2830 m<sup>3</sup>/s (en Garruchos). El Paraná y el Uruguay se unen para formar el Río de la Plata, drenando al Océano Atlántico.

En el marco del PSAG, Nuñez et al. (2008) evaluaron las disponibilidades hídricas mediante el balance hidrológico de paso mensual, utilizando el método de Thornwaithe. Los balances hídricos se realizaron en 16 estaciones distribuidas arealmente a efectos de efectuar un cierre coincidente con los puntos de medición de caudales donde se contara con información en el periodo coincidente con el de balance hídrico (1968-1997). En la parte superior de la alta cuenca del río Paraná, aproximadamente hasta Ilha Solteira, las disponibilidades hídricas medias anuales están entre los 300 y 400 mm de oeste a este, mientras que los déficits medios anuales presentan valores importantes con marcada variación de oeste a este, entre 350 y 150 mm. A nivel de valores medios mensuales los excesos se concentran entre fines de primavera y mediados de otoño, resultando nulos en el resto del año (invierno), donde prevalecen los déficit.

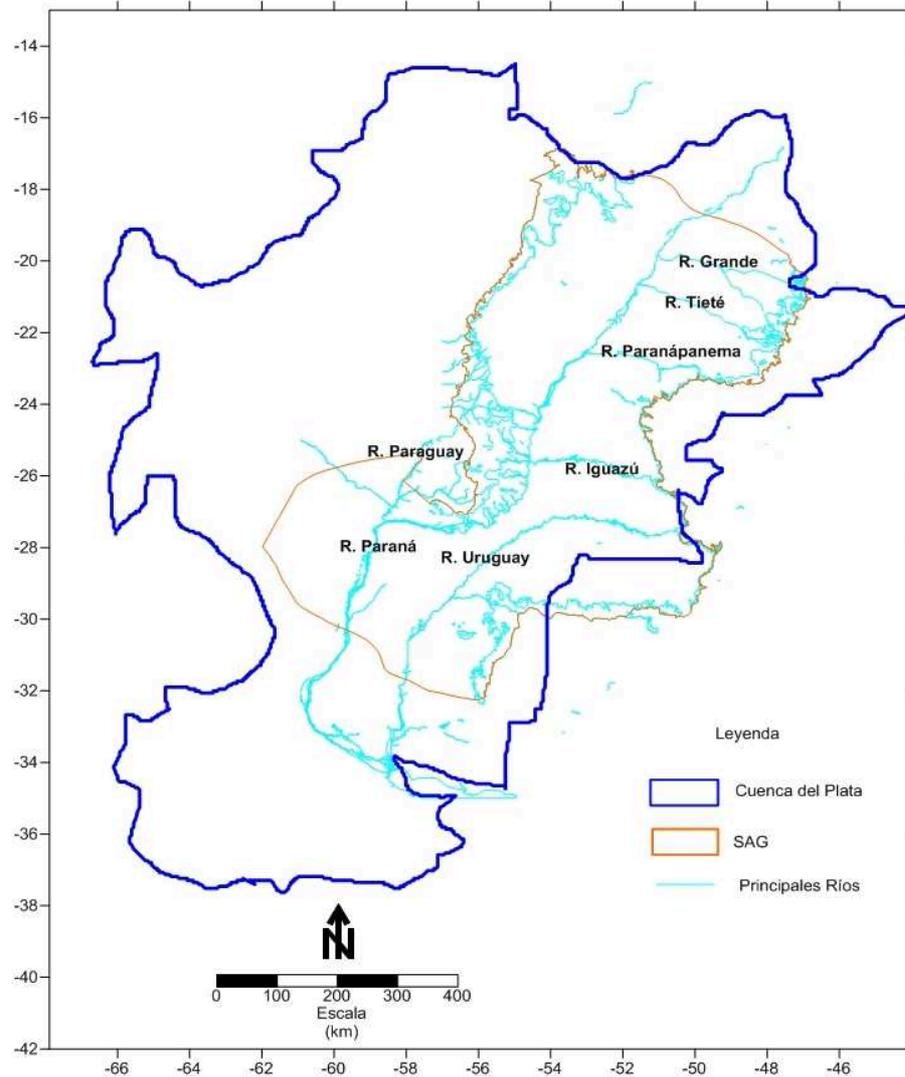


Figura 3.1. Principales ríos de la cuenca del Plata en el SAG.

En la parte central e inferior de la alta cuenca del Paraná aproximadamente hasta Corrientes, las disponibilidades hídricas presentan una diferencia marcada entre la margen derecha e izquierda. En la margen derecha los excesos no superan los 150 mm medios anuales, mientras que los déficit son marcados, llegando en el oeste a alrededor de 500 mm. En la margen izquierda predominan los excesos, con valores entre 250 y 600 mm medios anuales, mientras que el déficit no supera los 100 mm medios anuales.

Las mayores magnitudes de disponibilidades hídricas medias anuales se registran en la cuenca del río Iguazú y río Uruguay con valores comprendidos entre 500-650 mm, en tanto que el déficit medio anual no supera los 90 mm, con concentración de excesos entre fines del otoño y principios de primavera. En los meses con excesos nulos, el escurrimiento en los cursos es aportado fundamentalmente por el flujo base aportado por el agua subterránea. Dado el importante tamaño de

las áreas de aportes de las subcuencas analizadas, la memoria hidrológica de los cursos es importante y por ello, el aporte de flujo directo escurriendo encauzado no se agota entre períodos lluviosos y compone parte del flujo base.

### 3.2.3. Geología / Geomorfología

El SAG se encuentra comprendido en dos grandes cuencas geológicas: la Paranaense, situada en la zona más oriental y en la que existen las mayores áreas de afloramiento; y la Chaco-Paranaense en el sector oeste, donde prácticamente no se identifican afloramientos (LEBAC, 2008). El límite de ambas cuencas sedimentarias se aprecia en la Figura 3.2. Estas dos cuencas se encuentran separadas por el arco de Asunción-Río Grande.

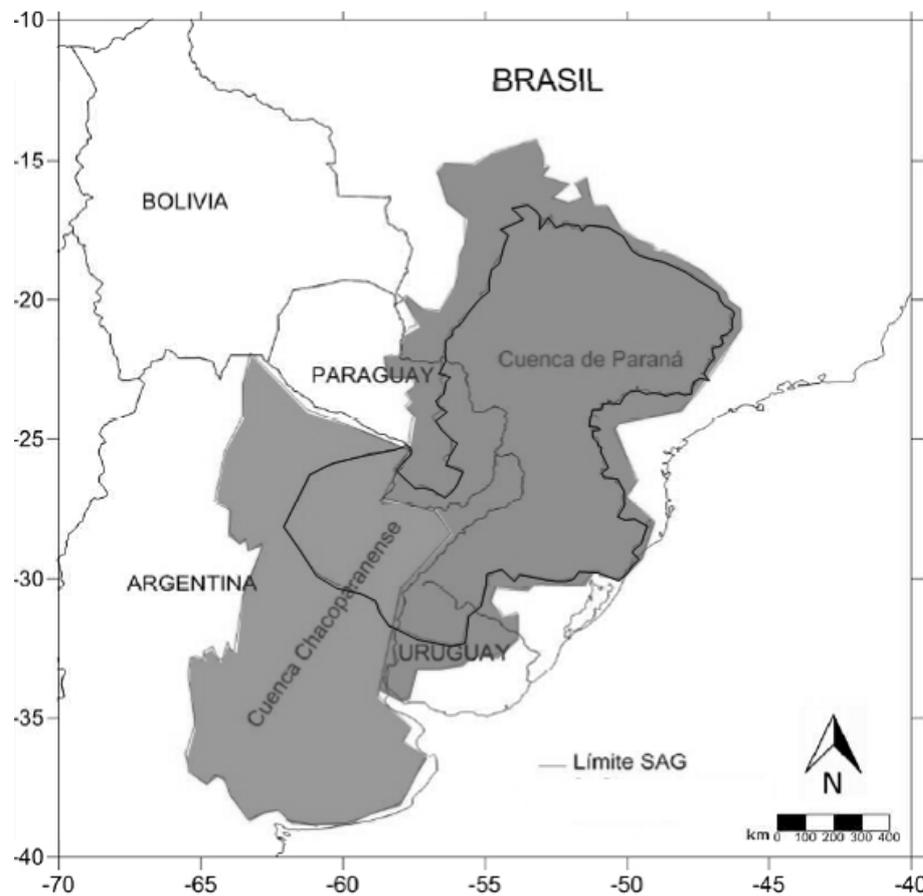


Figura 3.2. Localización de las cuencas Paranaense y Chaco-Paranaense (Mira, 2012).

Ambas cuencas están conformadas principalmente por rocas ígneas y sedimentarias, alcanzando espesores de aproximadamente 7000 m, con una evolución tectónica importante y superposición de ciclos sedimentarios debido a cambios geodinámicos de orden litosférico. Estos

procesos resultan en una compleja geología donde se encuentran las unidades litoestratigráficas que constituyen el SAG.

Los principales elementos estructurales que controlan diversos aspectos de la geometría, compartimentación y arquitectura del relleno sedimentario de las cuencas, que se muestran en la Figura 3.3, son: al norte, los arcos de la Canastra y Campo Grande, al oeste el arco de Asunción y el arco Pampeano, y al sur, el arco del Río de la Plata. En la porción interior de la cuenca son reconocidos importantes elementos estructurales como el arco de Ponta Grossa, el arco de Río Grande y el sinclinal de Torres (Northfleer et al., 1969; Zalán et al., 1990).

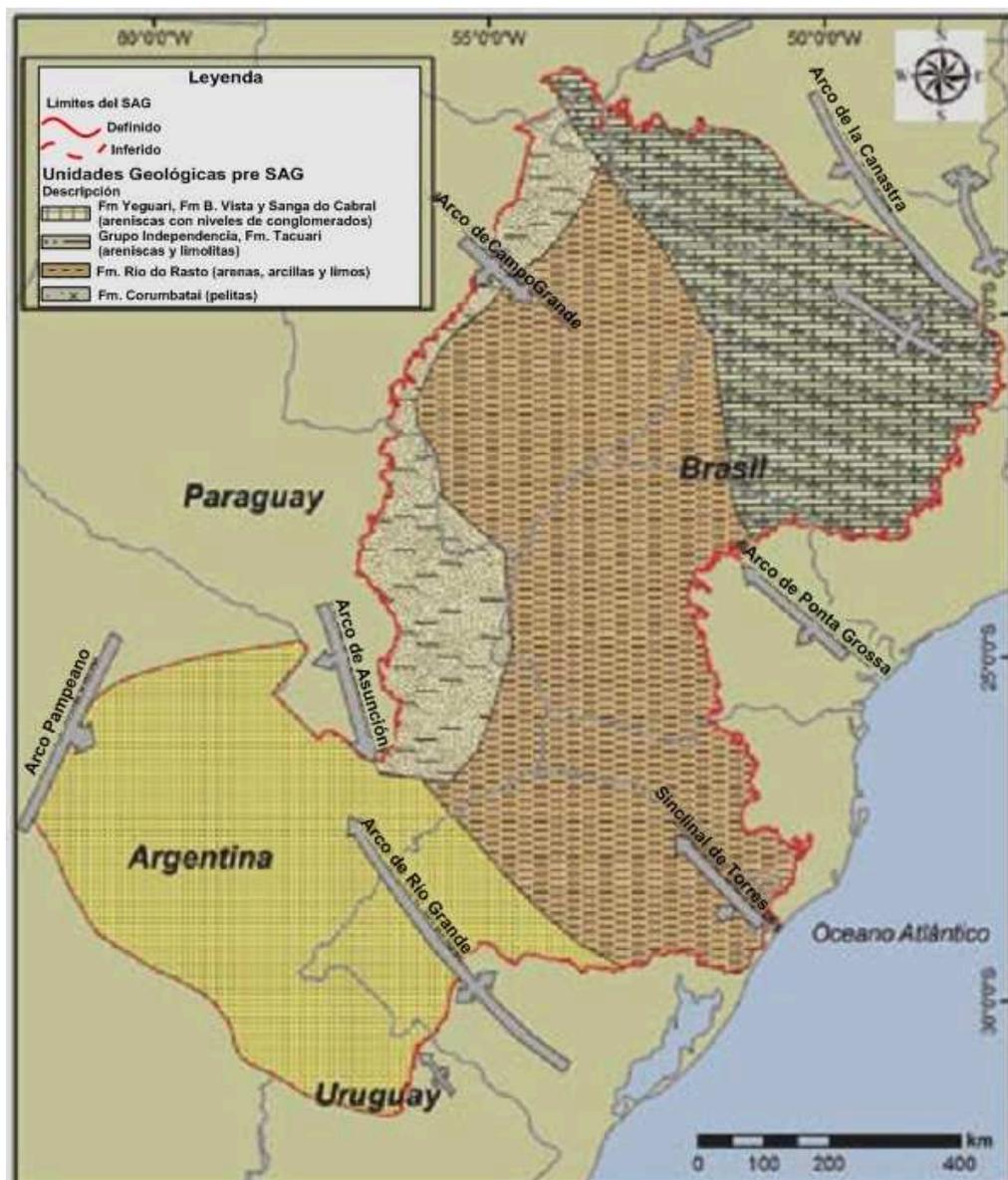


Figura 3.3. Principales elementos estructurales del SAG (extraído de Gastmans et al., 2012).

Debido a su complejidad geológica, el propio SAG y las formaciones infra-suprayacentes poseen diferentes denominaciones según los países. En la Figura 3.4 se muestra un cuadro

estratigráfico con las formaciones y la denominación que recibe cada una. Gilboa et al. (1976) denominaron Acuífero Botucatu a aquel constituido por formaciones arenosas del Triásico y Jurásico de origen eólico y fluvial, situadas bajo una capa de basaltos. Reboucas (1976) incluyó dentro del Sistema Botucatu a las formaciones arenosas Botucatu, Piramboia y Rio do Rastro además de las relacionadas cronológicamente con ellas. Utilizando la denominación de Acuífero Gigante del Mercosur, Araujo et al. (1995) lo definió como un paquete de rocas arenosas saturadas cubiertas por basaltos de la formación Serra Geral. Para el Triásico incluyó las formaciones Piramboia y Rosario Do Sul en Brasil y Buena Vista en Uruguay, y para el Jurásico las formaciones Botucatu en Brasil, Misiones en Paraguay y Argentina, y Tacuarembó en Uruguay, con espesores entre 200 y 800 m. Rocha (1997) lo definió como el paquete de capas arenosas depositadas en la cuenca sedimentaria del Paraná a lo largo de la era Mesozoica constituida por las formaciones identificadas por Araujo et al. (1995). Campos (1999) elaboró un mapa hidrogeológico constituido por las formaciones Botucatu, Guará, Santa María, Sanga do Cabral, Piramboia, Rio do Rastro / Membro Morro Pelado (Brasil), Tacuarembó, Buena Vista y Yaguari (Uruguay); Misiones e Independencia (Paraguay) y San Cristóbal, Buena Vista y Misiones (Argentina) y englobó estas formaciones en cuatro unidades estratigráficas en función de su contenido de arcilla.

Según los estudios de LEBAC (2008) y Gastmans et al. (2012), en el marco del proyecto PSAG, se define el SAG operativo como el conjunto de rocas Mesozoicas continentales, esencialmente siliciclásticas, con alta capacidad para almacenar y transmitir agua, limitado por techo y base por discontinuidades geológicas de carácter regional, desarrollado en superficie y subsuelo de la cuenca Paranaense y Chaco-Paranaense. Esta definición, adoptada por los autores con un criterio operativo, acota el ámbito de estudio del SAG al no incluir formaciones que están separadas por discontinuidades estratigráficas pero que poseen continuidad hidráulica tales como la formación Serra Geral que integra el paquete sedimentario denominado Post-SAG, y la formación Buena Vista, que integra el paquete sedimentario denominado Pre-SAG.

De acuerdo a Mira (2012) puede englobarse en el SAG a todas aquellas formaciones esencialmente arenosas depositadas en ambientes continentales desde finales del Pérmico hasta el Valanginense, justo por debajo de la formación Serra Geral.

Los límites del SAG están relacionados a las áreas de afloramiento de las unidades geológicas que lo constituyen, localizadas en cercanías del borde este y oeste de la cuenca Paranaense. En la región sur del territorio brasilero, las areniscas del SAG afloran en una faja de dirección aproximada este-oeste en el estado de Rio Grande do Sul, en una faja con dirección N-S en el noreste de Uruguay y otra franja en dirección E-W al sur de Paraguay, como se visualiza en la Figura 3.5.

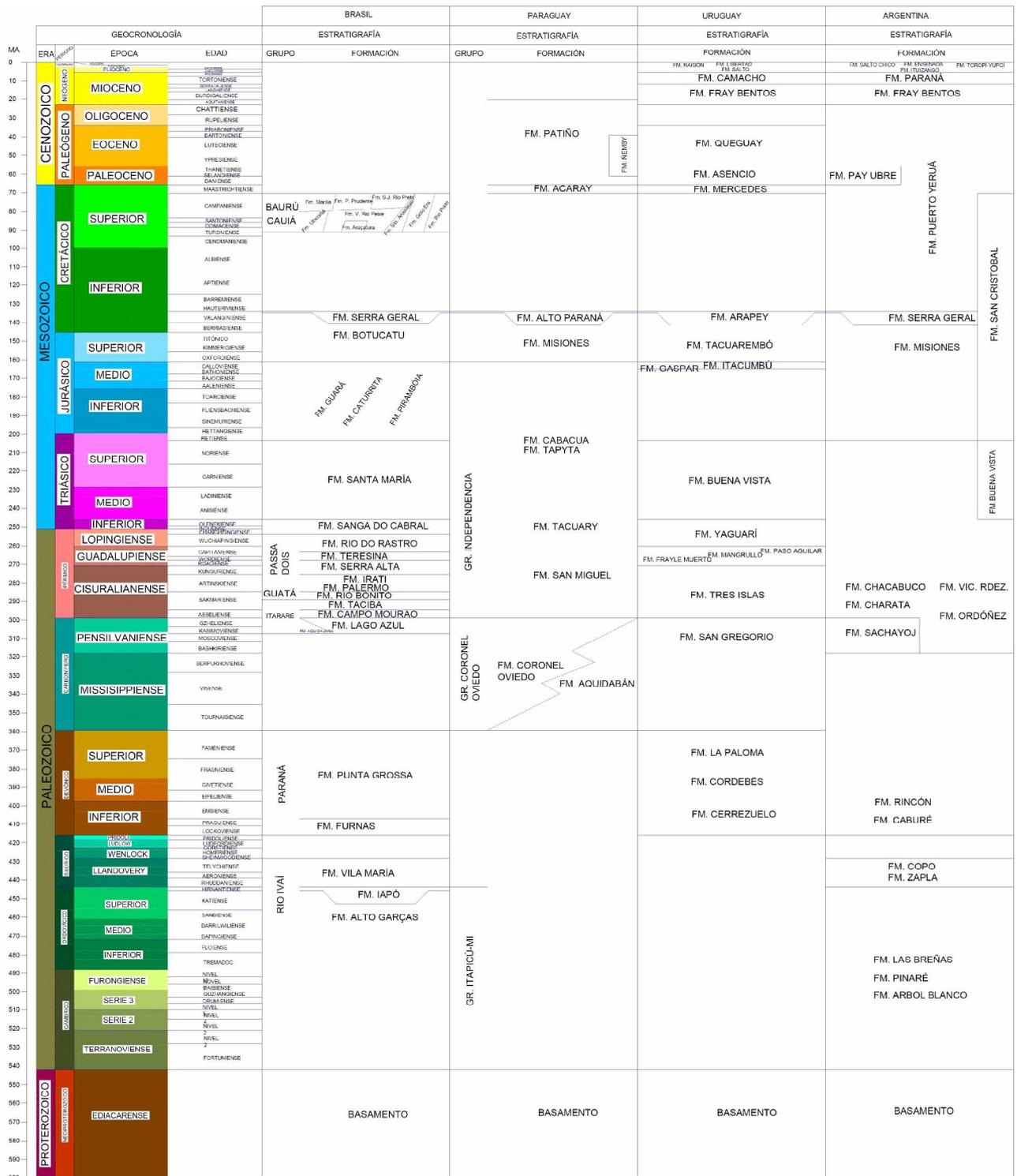


Figura 3.4. Cuadro estratigráfico mostrando las distintas formaciones presentes en las Cuencas Paraná y Chacoparanense y la denominación que reciben en cada país. En amarillo se destacan unidades que conforman el SAG según el proyecto PSAG (Mira, 2012).

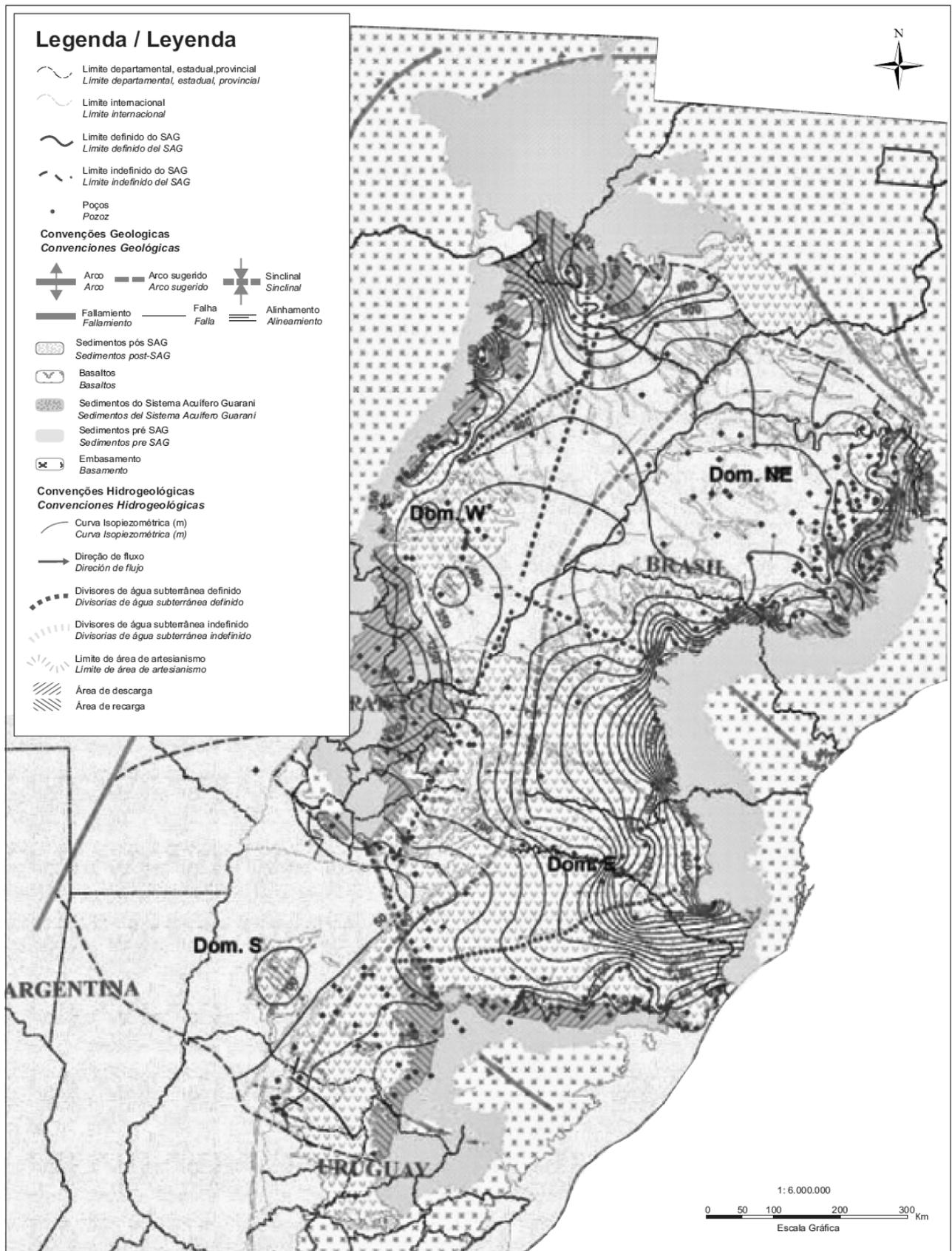


Figura 3.5. Áreas de afloramiento, dominios hidrodinámicos y piezometría del SAG (LEBAC, 2008).

El límite norte del SAG fue inferido, ya que no se observan áreas aflorantes en los estados de Goiás y Minas Gerais, región donde el acuífero está cubierto por rocas basálticas. Datos provenientes de pozos perforados en el estado de Goiás indican que este límite está marcado por la disminución de los espesores de las formaciones Pirambóia y Botucatú, caracterizando un límite estratigráfico, coincidente con el borde de la cuenca, marcado por estructuras del basamento responsables por su levantamiento (LEBAC, 2008).

La definición del límite sudoccidental del SAG está basada en el reconocimiento de las unidades constituyentes del acuífero en el subsuelo, principalmente a partir de la evaluación de datos existentes, provenientes de pozos exploratorios de petróleo en la región de la Cuenca Chacoparanaense en territorio argentino. Los mismos fueron parcialmente reevaluados durante la ejecución del PSAG y sumados al reconocimiento de los principales elementos a través de estudios geofísicos de las unidades del SAG depositadas sobre la discordancia permo-triásica (250 millones de años), y estudios petrográficos que permitieron aportar elementos mineralógicos concretos de correlación geológica (Rosello y Veroslasky, 2012).

En síntesis, los elementos involucrados en la definición de los límites del acuífero son de carácter estructural, en donde los sedimentos terminan abruptamente por la presencia de alguna falla como por ejemplo en la región del Alto Las Breñas-Otumpa, en las provincias de Chaco y Santiago del Estero, o estratigráfico en donde los sedimentos gradualmente se van afinando hasta desaparecer como por ejemplo al norte de la región que abarca el SAG (LEBAC, 2008).

#### **3.2.4. Hidrogeología**

El levantamiento prominente de la porción Este de la cuenca, en el sector norte, posibilitó la erosión de las secuencias sedimentarias y la formación de zonas de afloramiento del acuífero, con una característica de flujo radial a partir de puntos más elevados, como por ejemplo en el extremo nordeste de la faja de afloramientos en la frontera entre los estados de São Paulo y Minas Gerais, cercano al Arco de Ponta Grossa en el estado de Paraná, y en el Domo de Lages, estado de Santa Catarina (LEBAC, 2008).

Regionalmente, a partir de las zonas de recarga hasta las áreas de descarga (Figura 3.4), el flujo de las aguas subterráneas del SAG presenta una dirección regional NE- SW, acompañando el eje de la Cuenca del Paraná.

Al igual que las áreas de recarga, las principales áreas de descarga de las aguas del SAG están asociadas a las fajas de afloramiento. Prácticamente todo el borde oeste del SAG representa un área de descarga importante, tanto regional como local, alimentando la red de drenaje de la cuenca del río Paraguay, hasta el departamento de San Pedro en territorio paraguayo. Es importante

considerar que, independientemente de su posición topográfica, las zonas de recarga y descarga del SAG presentan una dinámica propia, a saber: zonas de flujo subterráneo local, con parte de la recarga alimentando el flujo de base de la red de drenaje existente (LEBAC, 2008).

En el SAG son reconocidos cuatro grandes dominios hidrodinámicos (NE, E, W y S) que presentan relaciones directas con las grandes estructuras presentes en el área de ocurrencia del acuífero. En la Figura 3.5 se puede apreciar su ubicación y extensión geográfica y la piezometría propuesta por LEBAC (2008).

El dominio NE está situado en el extremo nordeste del área, abarcando la región del acuífero localizada en los estados de São Paulo y Minas Gerais, limitada por una zona de recarga relacionada a la porción de afloramientos de las unidades constituyentes del acuífero. El flujo de las aguas subterráneas tiene lugar desde la zona de recarga hacia la zona central de la cuenca sedimentaria.

En la región próxima a la zona de afloramientos, los gradientes hidráulicos son más elevados, variando entre 3 y 5 m/km, muy influenciados por la explotación subterránea, con una considerable reducción en la zona confinada del acuífero, donde los gradientes no sobrepasan 0.1 m/km. Este hecho presenta relación directa con la geometría del SAG, ya que los mayores espesores se encuentran en esta región.

Al sur del dominio NE se localiza el dominio E. Estos dominios están separados por el arco de Ponta Grossa, cuyos diques funcionan como una gran barrera hidráulica que condiciona la dirección de flujo del dominio al norte, causando que las aguas subterráneas recargadas en el estado de São Paulo, tengan que contornear esta barrera, que se extiende hasta la “fosa” del río Paraná (LEBAC, 2008).

En el dominio E, el flujo de agua subterránea presenta dirección preferencial E-W, condicionado principalmente por el levantamiento de los bordes de la cuenca del Paraná, además de la presencia de condicionantes geológicos específicos en el estado de Paraná, donde el arco de Ponta Grossa y los diques asociados al mismo otorgan a la región gran anisotropía (LEBAC, 2008).

Al sur del Domo de Lages en el estado de Santa Catarina, hasta la región de Torres en el estado de Rio Grande do Sul, las líneas potenciométricas son paralelas al área de afloramiento, no existiendo ni recarga ni descarga del SAG en esa zona. Este hecho es explicado por la propia conformación del terreno que forma escarpas y paredones, como en la región de la Serra do Rio do Rasto en Santa Catarina, imposibilitando la entrada de agua de lluvia en el acuífero. En este compartimiento, los gradientes hidráulicos son bastante homogéneos variando entre 2 y 3 m/km.

En el extremo sur de este dominio está localizada la zona de descarga relacionada a la faja de afloramientos que, con sentido E-W, corta el estado de Rio Grande do Sul, localizada en la

margen izquierda del río Jacuí, limitando uno de los bordes del SAG. Ésta constituye una zona de descarga del flujo proveniente de zonas elevadas de la región del Domo de Lages.

De acuerdo a LEBAC (2008), todo el borde oeste del SAG donde está localizado el dominio W, funciona como un sistema prácticamente aislado, con áreas de recarga y descarga asociadas a las fajas de afloramientos, que condicionan la existencia de una divisoria de aguas subterráneas. En este dominio se encuentra otra importante zona de recarga del SAG, asociada a zonas elevadas localizadas entre los estados de Goiás, Mato Grosso y Mato Grosso do Sul. En ciertos sectores se identifica un flujo radial dirigido hacia la zona de afloramientos (Cuenca del río Taquari-Coxim) y hacia la zona central de la Cuenca Sedimentaria Paraná.

A lo largo de toda la faja oeste de afloramientos del SAG se produce descarga local / regional relacionada a su posición topográfica relativamente más baja que el resto de la cuenca, ya que el borde oriental fue intensamente levantado, mientras que el borde occidental, que sufrió una pequeña influencia de la orogenia andina, fue escasamente levantado (Gastmans et al., 2012). Asociado a esta zona de descarga local ocurre una divisoria de aguas subterráneas paralela a la divisoria de aguas superficiales entre las cuencas de los ríos Paraná y Paraguay, marcada en el relieve por la sierra de Maracajú.

En las proximidades de las ciudades de Dourados, Amambaí e Sidrolândia, todas en el estado de Mato Grosso do Sul, se observa la presencia de innumerables ventanas de afloramiento de las areniscas de la Formación Botucatu en medio de los basaltos, las que funcionan como áreas de recarga locales, condicionando la existencia de divisorias de las aguas.

El flujo subterráneo de los tres dominios descritos anteriormente que no es descargado a través del borde oeste converge hacia el eje central de la cuenca alineado con el río Paraná, formando una zona de convergencia de flujo que posee una dirección NE-SW. Según Gastmans et al. (2012), en el contexto regional la región de la Dorsal Asunción-Río Grande representa la zona de conexión de las aguas subterráneas provenientes de los tres dominios localizados al norte, con aquellas del dominio sur. Sin embargo aún no está definido el papel del sector sur, si se trata de una zona de descarga de las aguas provenientes del norte, si es una región de recarga con mezcla de las aguas existentes en el SAG o una combinación de estas posibilidades.

En el dominio sur, el flujo presenta un sentido predominantemente NE-SW hacia el oeste. Al igual que en los otros dominios, las áreas de recarga están asociadas a fajas de afloramientos. La ubicada al sur de Brasil en la región de Alegrete (Rio Grande do Sul) constituye a su vez una zona de descarga local/regional. Esta zona de recarga tiene continuidad hacia el territorio uruguayo desde la zona fronteriza en Rivera-Santana do Livramento hasta aproximadamente la ciudad de Tacuarembó en el centro de Uruguay según se aprecia en la Figura 3.5. Ya en territorio argentino la

información es escasa lo que dificulta el análisis del sistema de flujo. LEBAC (2008) postuló la existencia de una pequeña área de recarga asociada al alto de Mercedes, en la provincia de Corrientes, debido a la identificación en superficie de materiales de similares características a las areniscas del SAG. Sin embargo, Mira (2012) reevaluó las evidencias geológicas disponibles, postulando que se trataría de afloramientos de areniscas del miembro Solari, es decir intercalaciones de areniscas en la cubierta basáltica. Por lo tanto la llamada “ventana” de Mercedes, no tendría una conexión directa con el SAG. Este punto es aún motivo de estudio. La condición hidrogeológica en el borde sur de este dominio no está claramente definida; la piezometría indica la existencia de un sector de descarga del acuífero, situación que deberá ser confirmado con más información (LEBAC, 2008).

A lo largo del área del río Paraná se reconoce una zona donde el SAG presenta artesianismo. Este fenómeno ocurre en una faja de cerca de 300 km de ancho en los estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul y Paraná, estrechándose sensiblemente en el sur del territorio brasilero, siguiendo posiblemente hasta la provincia de Corrientes en territorio argentino. Una segunda región de artesianismo es reconocida en la frontera entre Uruguay y Argentina, a lo largo del río Uruguay, en una faja del orden de 50 km de ancho.

LEBAC (2008) evaluó la productividad del acuífero a partir de la capacidad específica de 1.348 pozos contenidos en el Banco de Datos Hidrogeológicos del PSAG. Los resultados indican que la mayor parte de los pozos presenta caudales inferiores a 50 m<sup>3</sup>/h, los que se utilizan para el abastecimiento público en las mayores ciudades, principalmente en el estado de São Paulo, presentan caudales entre 150 y 300 m<sup>3</sup>/h.

Las areniscas de la Formación Botucatu y del miembro superior de la Formación Tacuarembó presentan valores de porosidad entre 20 y 30 %, con permeabilidades normalmente elevadas, superiores a 200 m/d, característicos de poros con alta conectividad.

### **3.2.5. Hidroquímica**

La síntesis presentada en esta sección fue extraída del trabajo de Manzano y Guimaraens (2009; 2012), realizado en el marco del PSAG con el objeto de conocer la distribución espacial de la composición química natural del agua del SAG y el origen de la misma.

Manzano y Guimaraens (2009) plantearon dos estrategias de análisis: 1) estudio regional de todas las aguas del SAG; 2) análisis de la evolución hidroquímica de las aguas a lo largo de transectas trazadas considerando líneas de flujo subterráneo. Estos autores confirmaron el modelo conceptual previamente propuesto por autores anteriores en cuanto a los principales procesos responsables de la composición química del agua del SAG en la zona norte, especialmente el estado

de São Paulo en Brasil. No obstante, los datos aportados por el PSAG han permitido comprobar que ese modelo es válido para casi todo el acuífero, con algunas particularidades para la zona situada al SW del Arco de Río Grande-Asunción. En ella los procesos hidrogeoquímicos y los tipos de aguas son básicamente los mismos que en el norte, pero su evolución espacial y su origen son algo distintos.

De acuerdo a Manzano y Guimaraens (2009; 2012), desde el punto de vista químico, en todo el SAG se identifican tres tipos básicos de aguas. Para realizar este estudio se utilizaron centenares de análisis químicos completos generados en el PSAG. Las aguas del SAG pueden clasificarse como:

- Aguas de Tipo A: aguas en donde predominan los iones Ca, Mg HCO<sub>3</sub>, y CO<sub>3</sub>, con una conductividad eléctrica menor a 250 μS/cm y un pH que varía entre 4 y 8. La disolución de CO<sub>2</sub> edáfico y de carbonatos sólidos son los principales procesos que dan origen a su composición (son típicas de zonas de afloramiento).

- Aguas de Tipo B: aguas en donde predominan los iones Na y HCO<sub>3</sub>, con una conductividad eléctrica que varía entre 200 y 600 μS/cm y un pH entre 7 y 10. Su composición se debe principalmente al intercambio iónico de Ca y Mg en solución por Na adsorbido en las superficies de intercambio de las arcillas presentes en las areniscas del SAG (y posiblemente también en las de formaciones infrayacentes).

Las aguas de Tipo B se distribuyen en dos subtipos, B1 con ión Cl menor que SO<sub>4</sub> y las B2 con ión Cl mayor que SO<sub>4</sub>. Las B2 se suelen encontrar más hacia el centro de la cuenca que las primeras. La presencia de aguas con Cl menor que SO<sub>4</sub> implica una fuente de SO<sub>4</sub>, y dado que en las formaciones del SAG no hay evaporitas ni sulfuros, esa fuente debe estar en flujos ascendentes de aguas en contacto con yesos en las formaciones del pre-SAG.

La identificación de “subtipos” en las aguas de tipo Na-HCO<sub>3</sub> es una novedad respecto a estudios anteriores, aportando como información la existencia de mezclas con aguas más salinas del pre-SAG (Manzano y Guimaraens, 2009).

- Aguas de Tipo C: en su composición iónica predominan los Cl, Na, SO<sub>4</sub> y HCO<sub>3</sub>, encontrándose en las partes más internas de la cuenca. Su conductividad eléctrica varía entre 500 y 6000 μS/cm y su pH entre 7 y 9. Su composición se debe a la mezcla de las aguas de tipo B con otras aguas más salinas de procedencia profunda.

Las aguas de Tipo C se dividen en tres subtipos, denominados C1, C2 y C3. Las aguas de subtipo C1 tienen iones Cl menor que SO<sub>4</sub> aunque domina el HCO<sub>3</sub>; las aguas del subtipo C2 tienen Cl mayor SO<sub>4</sub> dominando también el HCO<sub>3</sub>, y en las aguas del subtipo C3 predominan los iones Na y Cl o bien Na y SO<sub>4</sub>, siendo las más salinas de todas las encontradas, con una

distribución típica en el centro de la cuenca en los estados de São Paulo, Santa Catarina o a lo largo del río Paraná entre Paraguay, Argentina y Brasil. Según el cálculo realizado por Manzano y Guimaraens (2012), bastaría con algo menos de un 5% de agua con una salinidad similar a la marina para producir las aguas más salinas encontradas. Además, una pequeña proporción de agua salina basta para modificar significativamente la composición del agua del SAG y para modificar los equilibrios químicos, favoreciendo procesos de intercambio iónico y precipitación de carbonatos.

De acuerdo a Manzaos y Guimaraens (2009) el flúor está asociado a las aguas más salinas, calientes y con una relación  $r_{Na}/r_{Cl}$  ( $r=meq/L$ ) más cercana a uno, lo que sugiere que la fuente de F (al menos la principal) está en las formaciones salinas del pre-SAG. Esto es relevante, no sólo desde el punto de vista científico para explicar el origen de la distribución espacial de la composición química del agua del SAG, sino también para contrastar el modelo conceptual sobre la red de flujo (la existencia de mezclas con aguas salinas profundas significa que hay zonas donde dominan los flujos verticales frente a los horizontales) y establecer las correcciones que se deben realizar a la hora de calcular la edad del agua con  $^{14}C$ .

La distribución espacial de los solutos está fuertemente condicionada por dos factores principales:

1. La existencia de flujos ascendentes de aguas salinas del pre-SAG. Destacan las zonas situadas en el límite E de Paraguay con Brasil y con Argentina, a lo largo del río Paraná, y el límite entre los estados brasileños de Rio Grande do Sul y Santa Catarina, a lo largo del río Pelotas. Pero también es clara la existencia de flujos ascendentes de agua salina en los estados de Paraná y Pelotas, hacia el centro de la cuenca. La existencia de flujos ascendentes y de descargas a los ríos Iguazú y Pelotas se conoce también por trabajos anteriores (De Souza, 2004; Machado, 2005).

2. La existencia del arco estructural de Río Grande-Asunción. Todos los mapas de distribución espacial de solutos indican que el arco supone un umbral entre la subcuenca N y la subcuenca S. Incluso las aguas subterráneas del entorno de Uruguaiana e Itaqui no se parecen a las de la zona inmediatamente al N. Esto sugiere que el flujo entre el norte y el sur es mínimo o incluso nulo.

Por tanto, no parece existir descarga del SAG por su límite SW por transferencia lateral hacia otras formaciones. Buena parte de la descarga parece ocurrir a la red hídrica superficial a través de flujos ascendentes en zonas de intensa fracturación. La distribución de los gradientes de sólidos disueltos totales, Na, Cl,  $SO_4$ , etc. muestra que al menos se produce descarga regional a los ríos Iguazú, Uruguay, Pelotas y Paraná.

Desde el punto de vista hidroquímico, considerando siempre la escala de trabajo y las simplificaciones inherentes, Manzano y Guimaraens (2009) reconocieron cuatro principales zonas hidroquímicas para el SAG, que se muestran en la Figura 3.6:

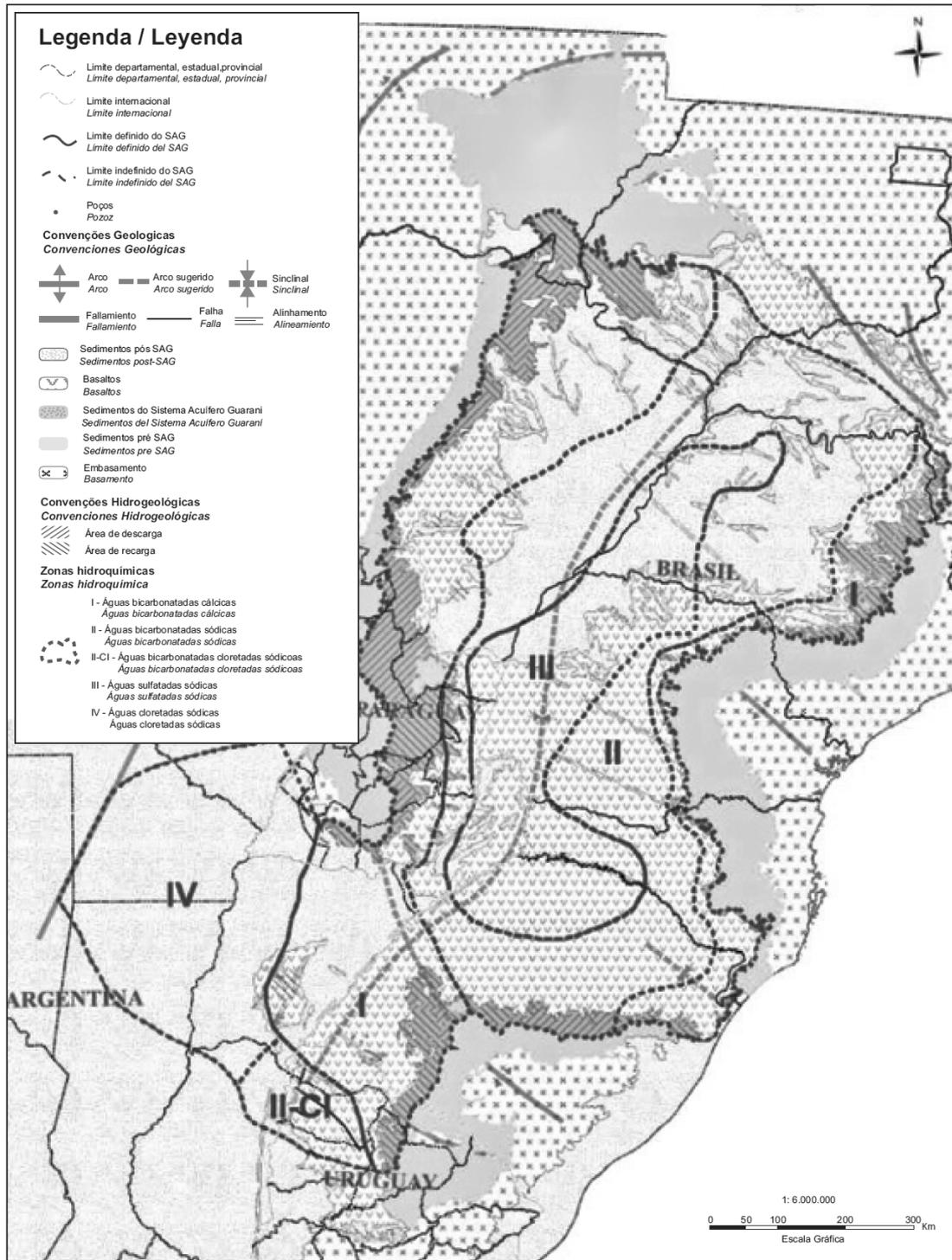


Figura 3.6 Zonas hidroquímicas del SAG (Manzano y Guimaraens, 2009).

Zona I (Tipo A): caracterizada por la presencia de aguas principalmente Bicarbonatadas cálcicas, y subordinadamente aguas Bicarbonatadas Calco-magnésicas y Calco-sódicas, con poca mineralización, reflejada principalmente en las bajas conductividades eléctricas observadas.

Zona II (Tipo B): caracterizada por la presencia de aguas principalmente Bicarbonatadas sódicas, donde el acuífero ya se presenta más confinado, con mayor grado de mineralización, reflejado principalmente en las conductividades eléctricas medias observadas. Esta zona presenta una sub zona localizada a lo largo del río Uruguay, entre los territorios de Argentina y Uruguay, donde las aguas son caracterizadas por la presencia del anión cloruro en su composición.

Zona III (Tipo C): caracterizada por la presencia de aguas principalmente Sulfatadas cloruradas sódicas, subordinadamente con presencia de bicarbonato, altamente mineralizadas, lo que se refleja principalmente en las altas conductividades eléctricas observadas. Esta zona es coincidente con la “fosa” central de la cuenca del Paraná.

Zona IV: Esta zona fue caracterizada por medio de observaciones indirectas, en perfiles eléctricos de pozos de petróleo perforados en las provincias de Entre Ríos, Chaco, Formosa y Santiago del Estero (Ar). Son posiblemente aguas Cloruradas Sódicas, con alta mineralización, lo que determina la baja resistividad eléctrica observada en los perfiles geofísicos ( $< 2\Omega\text{m}$ ), permitiendo estimar conductividades eléctricas superiores a  $10.000 \mu\text{S/cm}$ .

De acuerdo a Manzano y Guimaraens (2012) próximo al área de recarga localizada en territorio paraguayo, se observa un gradiente muy elevado de las conductividades eléctricas en dirección al río Paraná, tal vez relacionado a la disminución de los espesores del SAG en esta área, y la posibilidad de los pozos de estar captando aguas del acuífero inferior (PreSAG). En la porción occidental del SAG, en territorio argentino, las aguas presentan altas salinidades, inferidas a partir de perfiles eléctricos realizados en pozos para la prospección petrolífera.

### **3.2.6. Isotopía**

El estudio isotópico del SAG realizado por Aravena (2008), comprendió el análisis de los isótopos estables  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^{34}\text{S}$  y  $^{13}\text{C}$  y los isótopos radiactivos  $^3\text{H}$  y  $^{14}\text{C}$ , cuyos resultados se sintetizan en la presente sección, poniendo énfasis en  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^3\text{H}$  y  $^{14}\text{C}$ .

En el sector norte, las aguas del SAG se caracterizan por un amplio rango de valores isotópicos de  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$ . Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  fluctúan entre  $-5,3$  y  $-10,2\text{‰}$  y los de  $\delta^2\text{H}$  entre  $-33$  y  $-72\text{‰}$ .

Los contenidos isotópicos de todas las aguas subterráneas se agrupan en una línea meteórica muy parecida a la línea meteórica mundial. Esto indica que las aguas no han sufrido un proceso importante de evaporación antes de la infiltración en las zonas de recarga. El amplio rango de

valores isotópicos observados en ese sector básicamente está determinado por los valores isotópicos obtenidos en los sectores de Sao Paulo y Paraná, donde los valores más enriquecidos (menos negativos) tienden a estar cercanos a las zonas de recarga y los valores más empobrecidos (más negativos) se encuentran en la parte confinada y más profunda del acuífero. En el caso de Mato Grosso do Sul, con excepción de una muestra, los valores isotópicos están dentro de un rango mucho más pequeño (Aravena, 2008).

El rango de valores isotópicos de las aguas subterráneas en el sector sur del SAG es mucho menor que el del norte fluctuando entre -4,3 y -7,0 ‰ para  $\delta^{18}\text{O}$  y entre -31 y -44 ‰ para  $\delta^2\text{H}$ . Estas aguas se agrupan a lo largo de una línea meteórica un poco diferente a la línea meteórica mundial (Ecuación 3.1), lo cual posiblemente esté relacionado con la historia de las masas de aire que traen las precipitaciones a esta región.

$$\delta^2\text{H} = 7.1(\delta^{18}\text{O}) + 5.8 \quad (3.1)$$

En cuanto al tritio, los valores más altos (2.5 UT) se encuentran en las zonas de recarga y en aguas extraídas del PosSAG implicando que son aguas que se han recargado al acuífero recientemente.

En el capítulo 1, a modo de introducción, se presentó la distribución espacial de la actividad de  $^{14}\text{C}$  en todo el SAG. En el mapa se puede apreciar que en la región de Sao Paulo, los valores de actividades de  $^{14}\text{C}$  permiten diferenciar aguas que varían entre modernas con valores mayores a 85 pCM, hasta aguas muy antiguas, con valores inferiores a 5 pCM. En el caso de la región de Mato Grosso do Sul las aguas más viejas se caracterizan por actividades de  $^{14}\text{C}$  comprendidas en un rango entre 10 a 45 pCM. Es importante mencionar la ausencia de pozos en una gran área cercana al río Paraná, y que corresponde a la parte más profunda del acuífero. En el estado de Paraná, al igual que las otras regiones, los valores más altos de actividad de  $^{14}\text{C}$  corresponden a aguas modernas muestreadas en las zonas de recarga, mientras que los valores más bajos, que corresponden a las aguas más antiguas, fueron obtenidos en pozos alejados de zonas de recarga. En dichas zonas, las aguas más antiguas presentan un rango de actividades comprendido entre 1.5 a 10 pCM.

En la región de Santa Catarina, sector sur del SAG, los valores más altos corresponden a aguas localizadas en las áreas de recarga. Las aguas más antiguas, corresponden a actividades comprendidas entre 1.5 a 15 pCM. La región de Rio Grande do Sul mostró valores de actividad que corresponden a aguas modernas (>85 pCM) a antiguas (<50 pCM). En la región de Uruguay, los valores de actividad de  $^{14}\text{C}$  corresponden a aguas antiguas y muy antiguas (>10 pCM).

En síntesis, del análisis de actividad del  $^{14}\text{C}$  realizado por Aravena (2008) se concluye que los valores más altos, que representan aguas modernas, están en las zonas de recarga, mientras que los valores más bajos, que representan las aguas más viejas, tienden a concentrarse en la parte central, correspondiendo a muestras tomadas en la parte más profunda del acuífero.

Los valores de actividad de  $^{14}\text{C}$  pueden considerarse una primera aproximación para conocer la edad del agua de un acuífero, teniendo como principal limitación su escaso rango de edades, pero para validar el modelo conceptual es necesario un tratamiento numérico que sea independiente de la desintegración radiactiva objeto de esta tesis mediante la simulación directa de la edad del agua explicada en el Capítulo II.

### **3.3. Modelación numérica del flujo subterráneo regional**

Con el objeto de simular el flujo de agua subterránea y validar el modelo conceptual del SAG, Vives et al. (2008) desarrollaron un modelo numérico a escala regional en régimen de flujo estacionario, luego extendido a régimen de flujo transitorio (Rodríguez et al., 2013). Paralelamente al modelo regional, se desarrollaron modelos locales en áreas de proyectos piloto del PSAG, con el fin de generar experiencias concretas de gestión. Estas áreas piloto seleccionadas y sus problemáticas fueron: (a) Riberão Preto (Brasil): la fuente de abastecimiento de esta ciudad es el agua del SAG, por lo que este proyecto representó una experiencia concreta para la gestión del recurso con sobreexplotación; (b) Itapúa (Paraguay): es una zona de recarga con explotación agrícola donde se necesitaba conocer la interacción del suelo con el acuífero de manera de protegerlo; los transfronterizos (c) Concordia (Argentina)/Salto (Uruguay): se destaca como una zona de gran desarrollo turístico con potenciales conflictos por la explotación de aguas termales y (d) Rivera (Uruguay)/Santana do Livramento (Brasil): es un área de recarga del acuífero, que se encuentra por sectores a escasa profundidad o aflorando con concentración de usos y actividades que representan amenazas de contaminación del recurso.

El modelo numérico regional fue realizado con el código TRANSIN (Medina et al., 1996), cuya estructura se compone de: dominio de modelación y malla, zonas de permeabilidad, zonas de recarga, zonas y pozos de bombeo, condiciones de borde, interacción acuífero/río y pozos de observación de niveles (Vives et al., 2008). Sólo se simuló el denominado SAG operativo, que surge del criterio propuesto en el PSAG para separar las formaciones geológicas, dejando fuera de la definición de SAG a ciertas unidades que tradicionalmente se asociaban al mismo, sin considerar interacción con formaciones infra-suprayacentes. Además, es de carácter continuo en toda su extensión sin incluir explícitamente elementos estructurales (Vives et al., 2008).

### 3.3.1. Estructura del modelo

El dominio de modelación en régimen estacionario, que cubre un área modelada de 1200098 km<sup>2</sup>, fue discretizado por un conjunto de 46862 elementos triangulares y 23890 nudos. La malla bidimensional presenta un mayor refinamiento en los sectores de gradientes hidráulicos elevados (generalmente en la zonas de afloramiento del SAG), con un tamaño promedio de 25 km<sup>2</sup> por elemento. En la zona central del dominio, coincidentemente con la traza del río Paraná, los elementos tienen mayor tamaño.

En el proceso de calibración, Vives et al. (2008) zonificaron el parámetro conductividad hidráulica planteando 6 escenarios de zonificación según sean los espesores y piezometría del acuífero. Los mejores resultados se obtuvieron para una configuración de 31 zonas, como se muestra en la Figura 3.7, con un rango de conductividad hidráulica entre 0.9 m/d y 100 m/d. La información antecedente respecto a valores de conductividad hidráulica es muy dispersa no existiendo un mapa de conductividades para todo el SAG. Los ensayos de bombeo disponibles y la bibliografía referente al tipo de sedimentos que lo componen brindan un límite máximo aproximado de 1-2 m/d (Freeze y Cherry, 1979) en tanto que en territorio paraguayo se reportan valores entre 1.6 – 3.8 m/d (SAG-PY, 2007). En Uruguay se encuentran conductividades hidráulicas del mismo orden, con un rango entre 0.12 y 5.76 m/d, y un promedio de 1.5 m/d (Gómez, 2007). Los valores de conductividad hidráulica fueron corregidos por la temperatura para cada elemento de la malla.

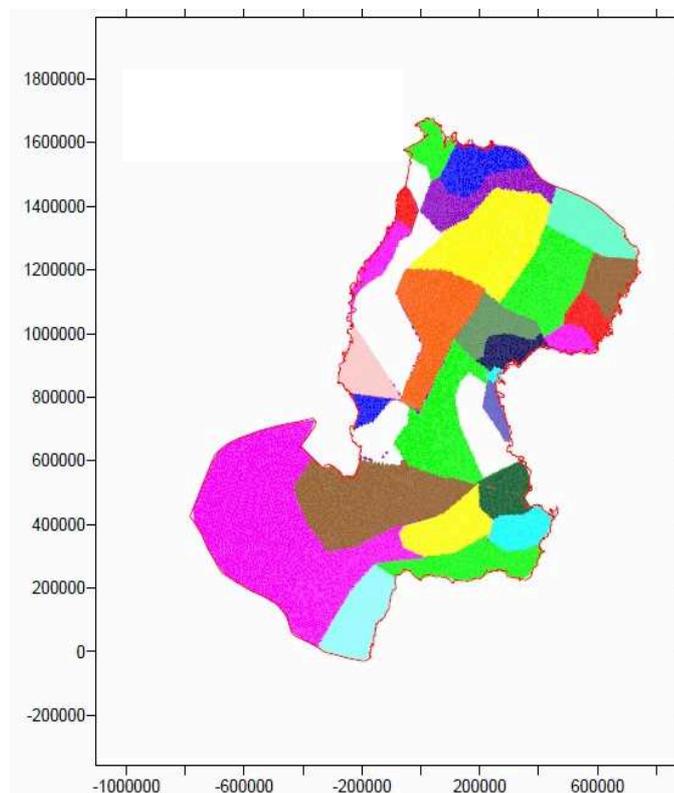


Figura 3.7. Zonificación de la conductividad hidráulica del escenario 4 (Vives et al., 2008).

El modelo regional simula recarga directa sobre la zona aflorante, sin sustraer áreas urbanas impermeabilizadas que puedan existir en dichas zonas. La tasa de recarga sobre las areniscas se definió como un porcentaje fijo de la precipitación media anual, asumiendo un gradiente de precipitación media anual escalonado en dirección norte sur desde 2000 mm en el norte a 1600 mm en la zona sur. El porcentaje resultante de la calibración fue de 3.5 % a lo largo del borde este y 1.5 % a lo largo del borde oeste.

El volumen explotado y su distribución geográfica constituyen un componente fundamental del modelo numérico. Se trabajó con más de 7000 perforaciones; los valores volumétricos encontrados brindan la mejor determinación posible dada la información disponible, y pueden tanto subestimar (no todos los pozos en funcionamiento están catastrados, etc.) como sobreestimar la explotación (algunos de los pozos catastrados pueden no estar operativos o funcionar con caudales menores a los consignados al momento de la construcción del pozo). Se definieron 20 zonas de bombeo que simulan un volumen diario de extracción de 2847013.5 m<sup>3</sup>, que corresponde a 1040 hm<sup>3</sup>/año.

El tratamiento numérico de la interacción acuífero-río se realizó mediante una condición de tipo mixta o goteo aplicada a tramos de ríos simulados en zonas aflorantes, definiendo como parámetros el coeficiente de goteo y el nivel externo en cada uno. Una hipótesis relevante implementada en el modelo es que parte de la descarga del acuífero se produciría a través de ciertos tramos de los ríos Paraná y Uruguay, aún en zonas de confinamiento del acuífero donde es factible la conexión hidráulica a través de basaltos alterados y/o fracturados de menor espesor.

### **3.3.2. Resultados del modelo**

En la piezometría simulada (Figura 3.8) se observa que los patrones del flujo regional y los respectivos gradientes hidráulicos fueron correctamente reproducidos. Asimismo, Vives et al. (2008) demostraron que la hipótesis de descarga a través de tramos del río Uruguay y Paraná es factible, hipótesis que no se había considerado en estudios anteriores.

El balance de masa global mostró que en general los flujos involucrados en el sistema son muy pequeños en comparación con los caudales mínimos de los principales ríos del sistema superficial (ríos Uruguay, Paraguay o Paraná). La recarga y la descarga a través de los cursos de agua en contacto directo con el SAG en zonas aflorantes constituyen las componentes dominantes del balance.

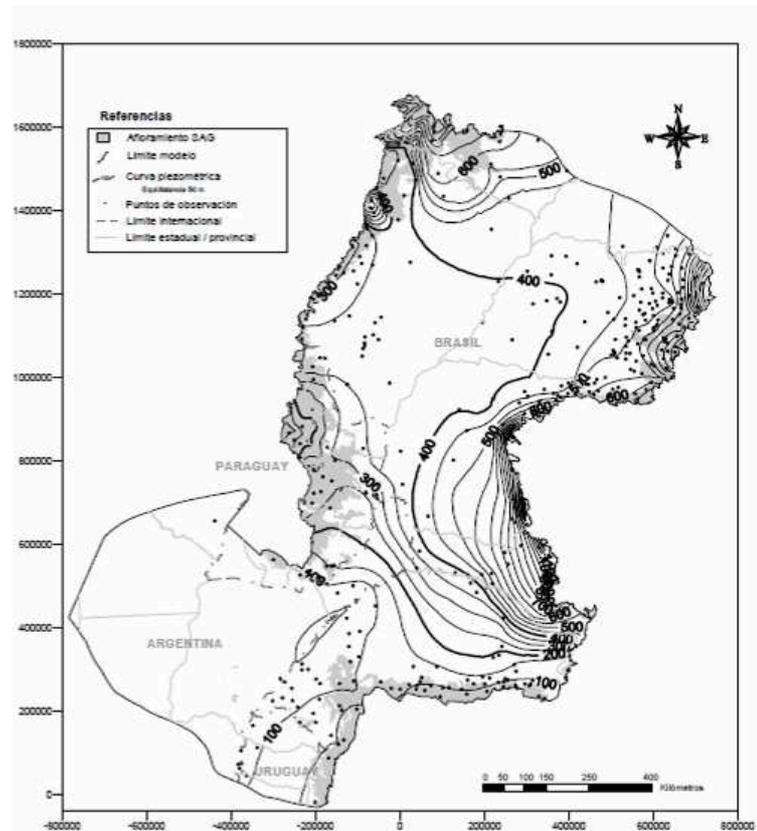


Figura 3.8. Mapa de isopiezas simuladas, en metros (Vives et al., 2008).

Las principales conclusiones de la modelación regional en régimen estacionario realizadas por Vives et al. (2008), fueron:

- a) la dirección predominante del flujo regional es de norte y este hacia el centro de la cuenca; en consonancia con la piezometría;
- b) los gradientes hidráulicos simulados resultan en general similares a los del modelo conceptual, teniendo presente que el mapa potenciométrico integra niveles medidos en un intervalo de 20-30 años;
- c) el borde occidental de afloramiento es una región de recarga local y de descarga tanto regional como local; numerosos cursos superficiales en zonas de afloramiento podrían ser vías de descarga del acuífero, al menos de los niveles más someros, reduciendo la recarga profunda;
- d) las conductividades hidráulicas calibradas tienden a ser mayores a las reportadas en antecedentes, posiblemente debido a que el modelo no representa las unidades infra y suprayacentes;
- e) la hipótesis de descarga regional del SAG a través de tramos de los ríos Uruguay y Paraná resulta plausible y compatible con las demás componentes del balance de masa; los términos dominantes del balance de masa son la recarga y la descarga hacia los ríos.

Las explotaciones suman 29 % de la recarga.



## Capítulo IV

# MODELO CONCEPTUAL Y NUMERICO DEL FLUJO SUBTERRÁNEO DEL SECTOR SUR DEL SAG

### 4.1. Introducción

En este capítulo se presenta un modelo conceptual para el sector sur del SAG, sustentado en la reinterpretación de información básica existente y en la inclusión de nueva información de campo generada con el objetivo de reducir las incertidumbres de los modelos regionales anteriores y plantear nuevas hipótesis acerca del sistema de flujo.

En orden a desarrollar un nuevo modelo conceptual de funcionamiento del SAG en el sector sur, cuyos límites se muestran en la Figura 4.1, se describen la geología, geomorfología, climatología, hidrología, hidrogeología, hidroquímica e isotopía del área de estudio, y se postulan las características principales que debe incluir el nuevo modelo conceptual. Este modelo fue validado mediante herramientas de simulación numérica, generando un modelo de flujo que sirvió de base para la simulación de la edad del agua en el área de estudio.

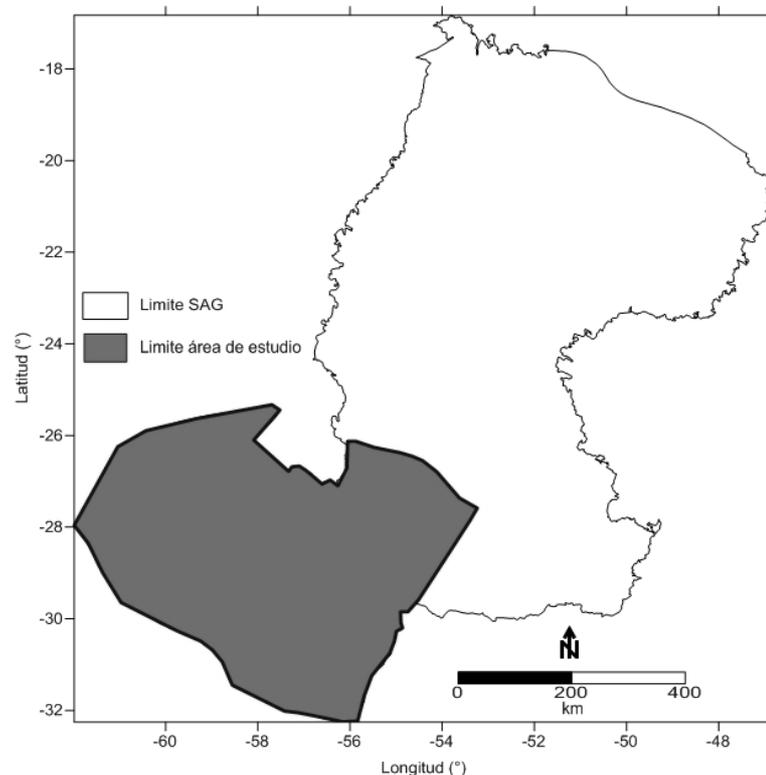


Figura 4.1. Ubicación del área de estudio respecto a la del SAG.

## 4.2. Modelo conceptual del área de estudio

### 4.2.1. Geomorfología / Geología

El modelo digital del terreno (MDT) mostrado en la Figura 4.2 corresponde al SRTM de 90 m de resolución con un error vertical menor a 16 m (Jarvis et al., 2008). Topográficamente el área presenta, en general, pendientes suaves, con alturas máximas de 485-585 msnm en el borde NE y E. Esta elevación decrece hacia el oeste – suroeste donde alcanza valores entre 50 a 125 msnm.

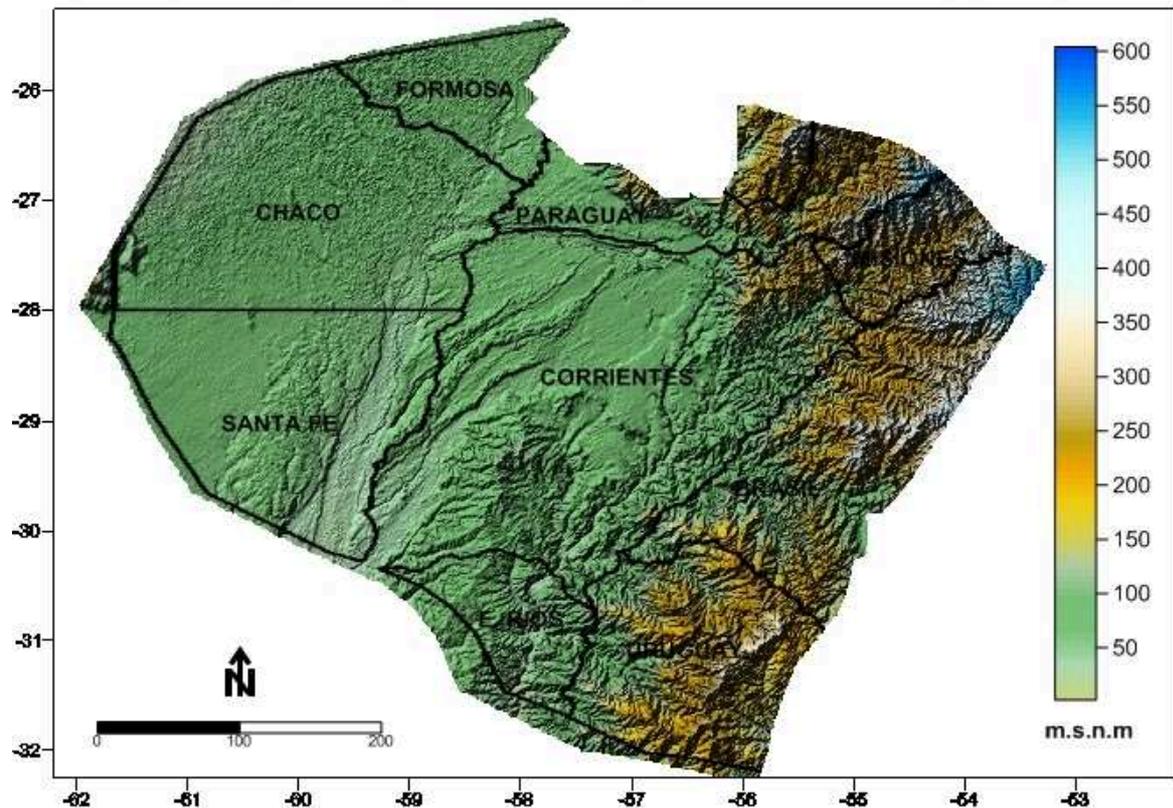


Figura 4.2. Topografía del área de estudio.

En la Figura 4.2 se pueden identificar los cambios y contrastes de gradientes topográficos, y extensas zonas de escasa pendiente, tal como en el centro de la provincia de Corrientes. Estos rasgos del relieve son útiles en el análisis del sistema de drenaje superficial y su relación con los acuíferos más someros de la región.

En el Este, en los alrededores de la ciudad de Rivera en Uruguay, la naturaleza rocosa del terreno debido a los basaltos, originan saltos y quebradas, confiriéndole a la zona un paisaje único de sierras y cuchillas (Collazo et al., 2005).

En referencia a la geología, el área de estudio se encuentra ubicada dentro de las cuencas sedimentarias Paranaense (en Brasil), Chacoparanaense (en Argentina) y Norte (en Uruguay). Estas cuencas conforman secuencias depositacionales separadas por discordancias, que permiten

discriminar la historia tecto-sedimentaria y geodinámica. En líneas generales, los ciclos sedimentarios están asociados a ambientes marinos y glaciarios hasta el Paleozoico Superior, donde se registran condiciones semiáridas a áridas, que prevalecieron durante el Mesozoico, con la participación de grandes volúmenes de materiales volcánicos (Fernández Garrasino et al., 2005).

La geología del área de estudio es compleja y ha sido estudiada por diversos autores como Herbst y Santa Cruz (1985), Silva Busso (1999), Chebli et al. (1989), Aceñolaza (2007), Mira (2012), entre otros. La siguiente descripción de la secuencia litoestratigráfica, comenzando desde las unidades más antiguas a las más modernas, fue sintetizada por Mira (2012):

- Basamento cristalino: compuesto por gneises graníticos de edad Precámbrica. Se encuentra a una profundidad que oscila entre 1.5 y 4 km, siendo más somero cerca de Misiones, profundizándose hacia el Río Paraná.

Soares (2008) postuló que el SAG no constituye una única unidad sino que estaría compartimentalizado. De acuerdo a un estudio de detalle del subsuelo del sector uruguayo y de la provincia de Corrientes, Mira (2012) postuló que el basamento del SAG estaría compartimentado en bloques, en donde uno de ellos, con un ancho menor a 100 km y una profundidad menor a 2000 m, seguiría una dirección SE-NW por el centro-norte de la provincia de Corrientes, conformando el alto estructural de la dorsal Asunción-Río Grande. Esta estructura regional se identifica claramente en la Figura 4.3, donde se observa a ambos lados de la dorsal cómo se profundiza el basamento.

- Formación Yeguarí – Buena Vista (PRESAG): Sedimentos del periodo Pérmico - Triásico Inferior a Triásico Superior compuesto por rocas metamórficas, cuarcitas y ortocuarcitas, situados por encima del basamento. En el área de estudio, el PRESAG tiene entre 700 y 2800 m de espesor.

- Formación Misiones (SAG): sedimentos Mesozoicos del periodo Triásico – Cretácico Inferior compuesto por areniscas cuarzosas de tonos amarillos y rojizos, el resto son limos, arenas, esquistos. En el área de estudio el espesor del SAG es entre 300 y 600 m, con una media de 250 m.

- Formación Serra Geral: mantos efusivos basálticos y cuerpos subvolcánicos del periodo Cretácico Inferior con espesores de 100 a 1100 m aproximadamente.

- Sedimentos Modernos (Pos-basalto): Sedimentos del periodo Cretácico Inferior (Hauteriviense) a Cuaternario formados por arenas y areniscas de poca consolidación, blandas, friables, de grano fino, mediano hasta grueso bastante redondeado y de coloración variable en la que domina el tono amarillento o amarillento rojizo, existiendo pocos conglomerados. Su grado de cementación, en general pobre, está determinado por un cemento limonítico ligeramente arcilloso. En el área de estudio estos sedimentos tienen entre 30 y 800 m de espesor (Mira, 2012).

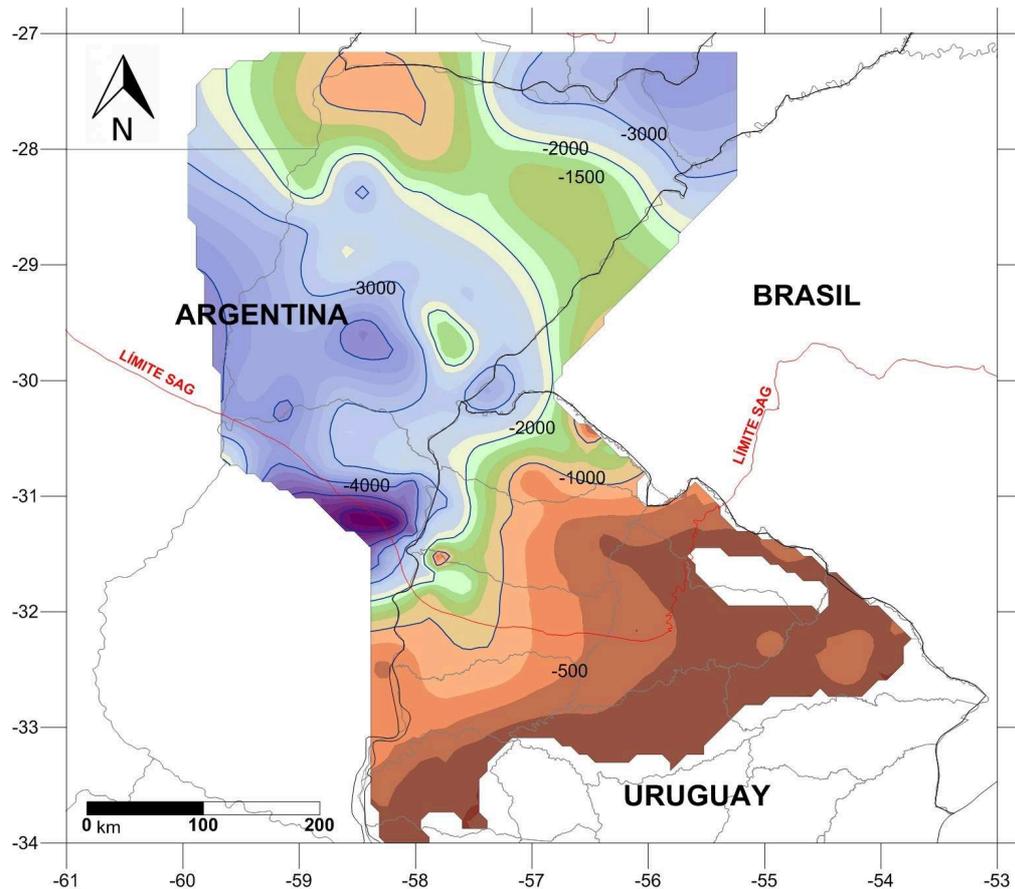


Figura 4.3. Mapa de compartimentación del basamento (las isótopas representan profundidad al basamento) (Mira, 2012).

En la Figura 4.4 se pueden observar distintos cortes litoestratigráficos propuestos por Mira et al. (2013), obtenidos a partir de la modelación gravimétrica en el área de estudio validada con información de sondeos y estudios magnetoteléuticos.

Estudios recientes (Mira, 2012; Rodríguez et al., 2013) indican que el conjunto de las formaciones está afectado por fallas subverticales que delimitan bloques basculados hacia el Este. De acuerdo a Orfeo y Neiff (2008) en la provincia de Corrientes se reconocen al menos dos grandes fallas, una de ellas con dirección NE-SW y la otra con rumbo meridional coincidente con la dirección del río Paraná, las que se muestran en la Figura 4.5. En la figura también se incluyen las lineaciones y fotolineamientos de la parte meridional de la provincia de Corrientes y de la franja paralela al río Uruguay en el estado de Rio Grande do Sul (Brasil), identificados por Mira (2012) a partir de imágenes LANDSAT. También se incluyen las lineaciones remarcadas por otros autores de carácter regional (Aeroterra, 1977), en la provincia de Misiones (Ávila y Portaneri, 1999) y en el Estado de Rio Grande do Sul (Wildner, 2008).

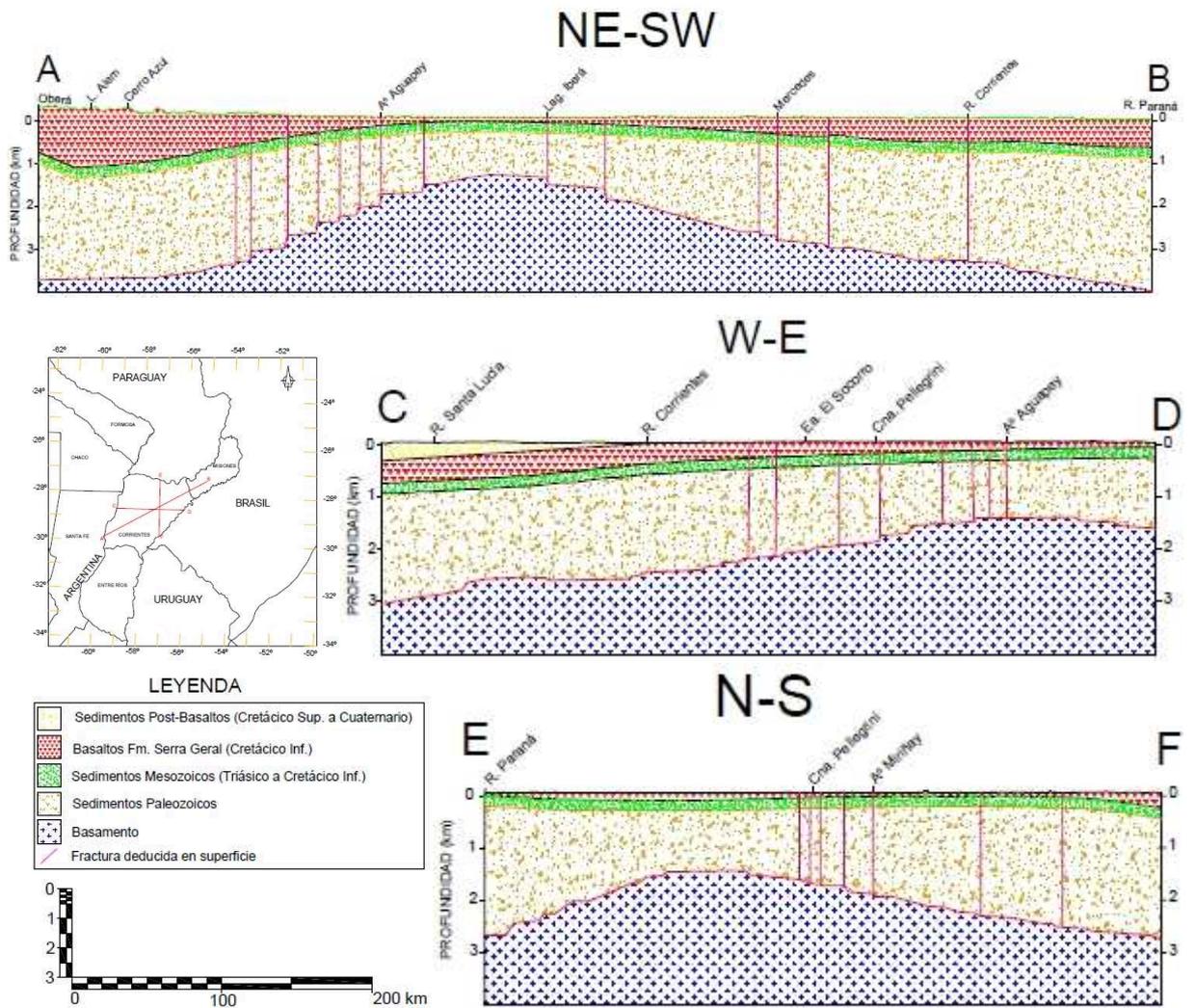


Figura 4.4. Cortes litoestratigráficos del SAG en el área de estudio (Mira et al., 2013).

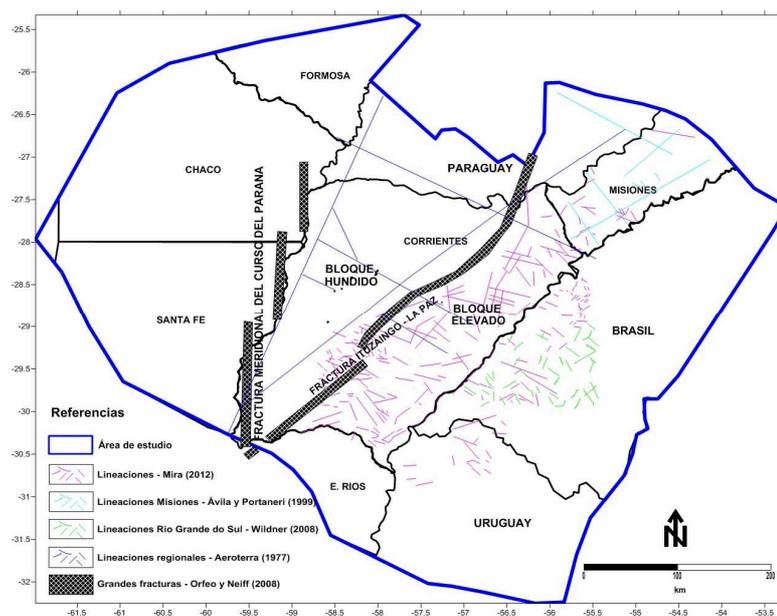


Figura 4.5. Lineamientos geológicos en el área de estudio. Lineamientos tomados de Mira (2012) y fracturas de Orfeo y Neiff (2008).

#### 4.2.2. Climatología e Hidrología

El análisis climatológico del área de estudio pone énfasis en las variables temperatura y precipitación con el objeto de ser utilizado para estimar la recarga al acuífero. En general, el área de estudio presenta un clima Subtropical sin estación seca, con un gradiente térmico en sentido NE – SW que varía desde 26°C hasta 19°C. En igual dirección se presenta un gradiente de precipitaciones medias anuales trazadas por García (2008), ver Figura 4.6. La precipitación máxima anual supera los 2000 mm en el estado de Santa Catarina, Brasil, descendiendo con un gradiente aproximadamente uniforme hasta 800 mm en el límite entre las provincias de Chaco y Santa Fe.

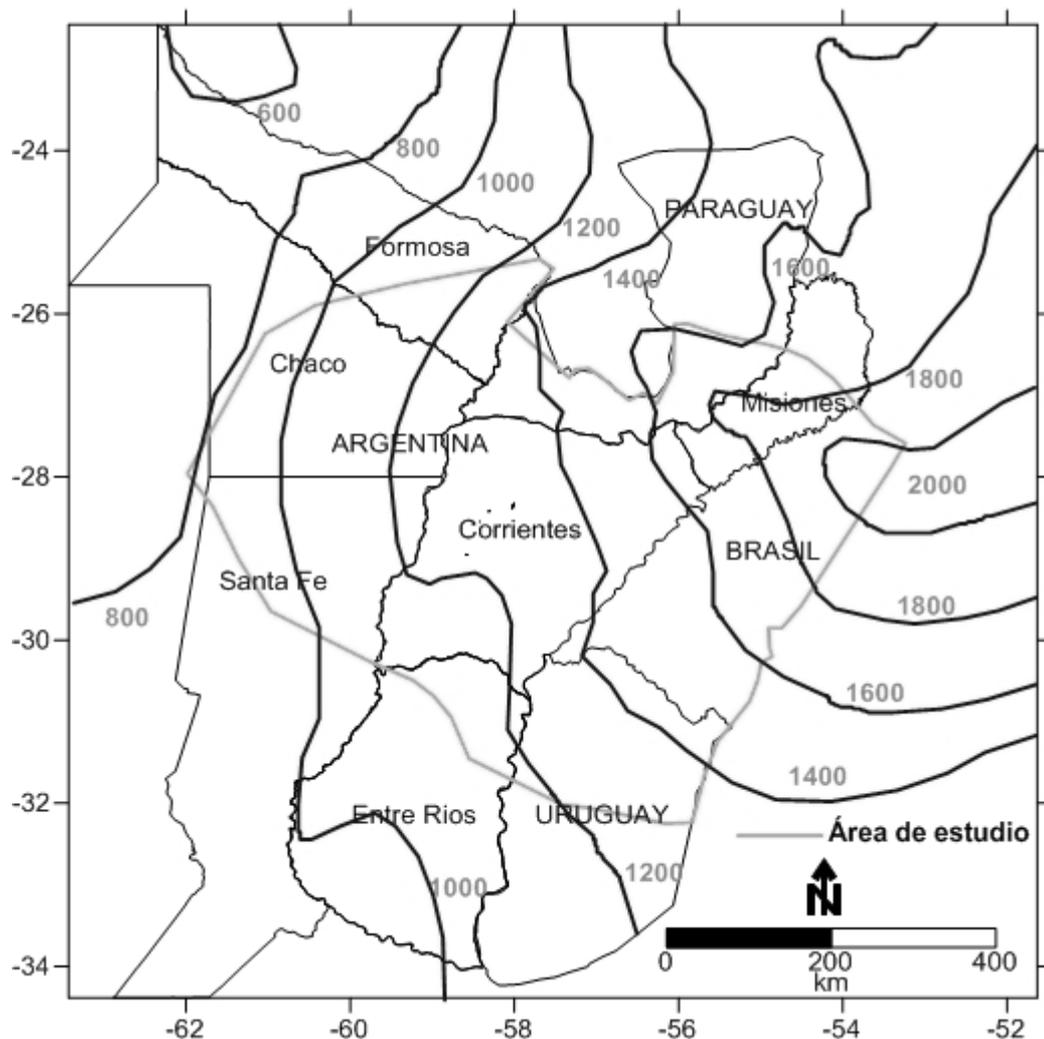


Figura 4.6. Isoyetas de precipitación media anual del área de estudio. Tomado de García (2008), serie 1970-2000.

La zona de estudio está inserta en la Cuenca del Plata, conocida por su densa red hidrográfica, teniendo como principales ríos el Paraná, el Paraguay y el Uruguay. El análisis hidrológico aquí presentado tiene como objetivo mostrar las características (longitud, gradiente, caudal, etc.) de los principales cuerpos de agua superficial (lénticos y lóticos) de la región

estudiada a fin de evaluar su interacción con las unidades acuíferas (Figura 4.7). La información utilizada para elaborar este tema corresponde a los datos de escalas hidrométricas (ANEXO I - Tabla I.1) extraídos de la base de datos hidrometeorológica de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación y el Centro de Información Meteorológica (CIM) de la Universidad Nacional del Litoral.

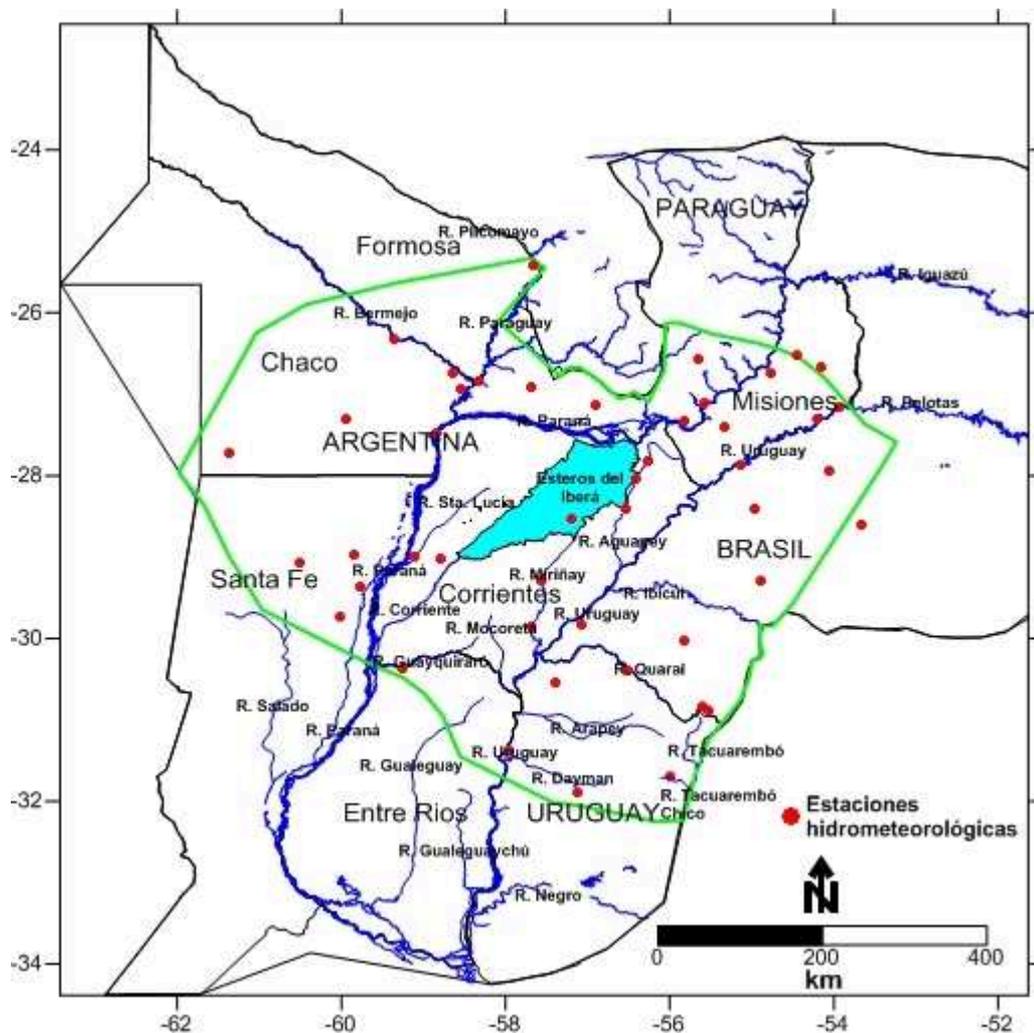


Figura 4.7. Principales cuerpos superficiales de agua en el área de estudio junto las estaciones hidrometeorológicas empleadas en el trabajo.

La provincia de Corrientes está caracterizada por abundantes recursos hídricos superficiales, consistentes en sistemas de ríos, arroyos, lagunas, esteros y bañados, cuyas aguas se originan básicamente de lluvias y se acumulan debido a las escasas pendientes, dificultoso drenaje y, en numerosos casos, por la presencia de capas sedimentarias poco permeables. Morfológicamente su territorio es predominantemente llano, excepto en su porción centro-sur y en el extremo noreste. En la provincia se pueden diferenciar dos grandes regiones: la occidental-noroccidental y la oriental, separadas por un elemento hidrográfico distintivo: el Sistema Iberá, drenado por el río Corriente.

Todo este conjunto tiene una alineación NE-SW, bisectando prácticamente el territorio provincial, con características tan peculiares que hacen que se la podría diferenciar como una tercera región central. Entre los elementos más destacables se encuentran el río Miriñay y el Aguapey en el sector oriental y el Santa Lucía en el borde occidental (IRN, 2005).

Si bien no se muestra en la Figura 4.7, Misiones presenta un cordón dorsal de tipo relictual sobre una meseta donde nace toda la red fluvial que drena hacia los colectores principales de la región: el Iguazú al norte, el Paraná al oeste y el Uruguay al este. Estos dos últimos conforman los colectores principales de la red fluvial de la provincia (IRN, 2005).

La provincia de Entre Ríos se caracteriza por una rica red hidrográfica rodeada en el E y W-SW por los ríos Uruguay y Paraná, respectivamente; al norte limita con la vecina provincia de Corrientes de la cual la separan los ríos Guayquiraró y Mocoretá. Todo el territorio está drenado por un sinnúmero de cursos de agua entre los que se destacan el río Gualeguay y el río Gualeguaychú (IRN, 2005).

En lo que respecta a las demás provincias del área de estudio, las componentes hidrográficas más destacables son el río Salado en Santa Fe, y los ríos Paraguay, Bermejo y Pilcomayo en Chaco y Formosa (IRN, 2005).

La Tabla 4.1 contiene la longitud del tramo de cada curso de agua en el área de estudio, la cota del extremo de aguas arriba y de aguas abajo del tramo y el caudal en una de las estaciones situadas en el tramo cuya ubicación se muestra en la Figura 4.7.

Tabla 4.1. Principales características de los tramos de los ríos del área de estudio (SsRH, 2004).

<b>Río</b>	<b>Longitud (km)</b>	<b>Cota aguas abajo (msnm)</b>	<b>Cota aguas arriba (msnm)</b>	<b>Caudal medio diario (m<sup>3</sup>/s)</b> <small>Serie 1970 - 2003</small>	<b>Estación hidrométrica</b>
Uruguay	524	28.5	90	2830	Garruchos
Bermejo	241	53	110	410	Puerto Bermejo
Paraguay	149	56	64.5	3770	Puerto Pilcomayo
Paraná	632	24	85	12259	Itatí
Sta Lucía	145	38	62	79	Santa Lucía
Corriente	157	25	48	205	Paso Lucero
Guayquiraró	120	23	51	45	Paso Juncué
Gualeguay	59.5	48	51	210	Gualeguay
Mocoretá	138	43	65	45	Mocoretá
Miriñay	148	45	60	102	San Roquito
Aguapey	207	50	95	105	La Sirena

### 4.2.3. Hidrogeología

El modelo hidrogeológico conceptual propuesto por LEBAC (2008) en este sector no incluye unidades acuíferas suprayacentes / infrayacentes que interactúen hidráulicamente con las areniscas de la Formación Misiones que componen el SAG, por lo que solo se utilizó un único mapa piezométrico como base para el desarrollo del modelo numérico.

En esta tesis se propone un modelo conceptual del sistema acuífero considerando la posible interacción de la Formación Misiones-SAG con la formaciones posbasálticas a través de los basaltos. Por simplicidad en esta tesis, todas las formaciones posbasálticas mostradas en la Figura 3.3 se agrupan bajo el nombre de Sedimentos Modernos . Los flujos verticales podrían ocurrir en aquellos sectores donde los basaltos poseen menor espesor y un grado importante de fracturamiento que posibilite la conexión hidráulica entre formaciones infra-suprayacentes.

#### 4.2.3.1. Hidrodinámica

El mapa potenciométrico constituye un elemento fundamental del modelo conceptual, por lo tanto se generará un mapa para el SAG, llamado acuífero profundo, y otro para los Sedimentos Modernos. Si bien estos sedimentos pos-basálticos constituyen un paquete sedimentario que podría albergar más de un acuífero en ciertas regiones, en esta tesis se considera un único sistema, que de ahora en más es denominado acuífero superficial.

En primer lugar se tuvo en cuenta la extensión del acuífero superficial, del SAG y de los basaltos que los separan (Figura 4.8). El SAG cubre el 100 % del área aflorando en dos sectores, los basaltos sobreyacen al SAG en un 88.5 % del área, mientras que el acuífero superficial cubre parcialmente los basaltos en un 63.2 % respecto al área total de estudio.

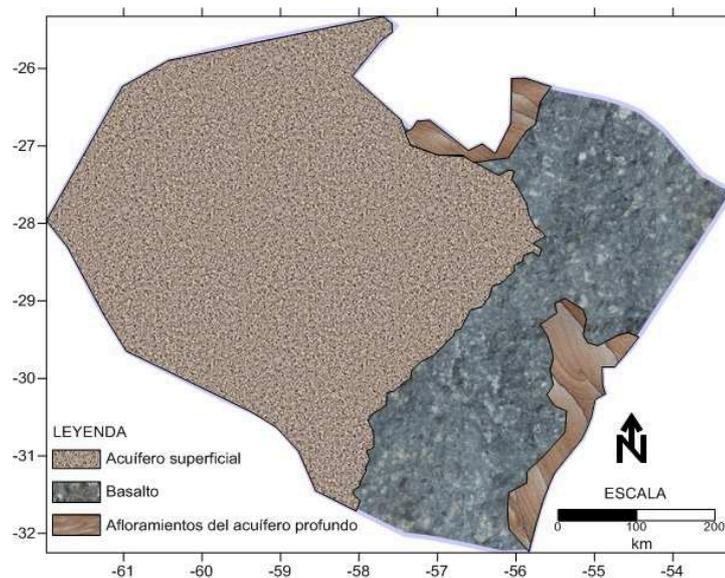


Figura 4.8. Distribución en superficie de las unidades hidrogeológicas aflorantes en el área de estudio.

Para construir la piezometría del acuífero superficial se utilizó información obtenida de las campañas realizadas durante el periodo 2009 – 2013 (IHLLA – CENEHA), niveles piezométricos publicados por Ferreira et al. (2003), Pfluger (2008), Sistema de Información Federal de Aguas Subterráneas (SIFAS) y Santi (2012). Dado que los cuerpos de agua superficial constituyen el nivel de descarga del sistema subterráneo, los niveles piezométricos fueron complementados con niveles hidrométricos de las distintas escalas ubicadas en la red de drenaje principal y secundaria del área de estudio. Estos últimos fueron suministrados por el Centro de Información Meteorológica-CIM de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas de la Universidad Nacional del Litoral y la Subsecretaría de Recursos Hídricos.

De las perforaciones disponibles fueron seleccionadas aquellas cuya profundidad estuviera comprendida entre 12 y 40 m de modo de filtrar aquellos niveles más someros que fueran representativos sólo de condiciones más locales. Las series históricas de niveles hidrométricos fueron analizadas de modo de obtener un promedio histórico en cada escala. La coherencia de los promedios así obtenidos se verificó analizando las pendientes hidráulicas en cada río.

De un total de 488 puntos piezométricos e hidrométricos inicialmente disponibles se seleccionaron 399 (ANEXO I – Tabla I.1), que se ordenaron por provincia en una base de datos geoespacial. Del total, 86 pertenecen a escalas hidrométricas (ANEXO I – Tabla I.2) en donde el nivel medio corresponde a un periodo de 30 años (1980 – 2010) en los casos que se contaba con la información, en los demás casos se utilizó el máximo periodo de información disponible de la estación. Esta información permitió evaluar la interacción río / acuífero superficial y cuantificar los flujos.

Los puntos de información fueron georeferenciados horizontalmente en coordenadas geográficas (WGS84) mediante la utilización del software ARCGIS versión 10.0 (ESRI, 2009) y acotados en la vertical mediante el modelo digital del terreno. El mapa piezométrico resultante se muestra en la Figura 4.9, que excede los límites del área de estudio con el fin de identificar las condiciones de borde hidrogeológicas que luego serán implementadas en el modelo numérico.

Los mayores niveles, de entre 110 y 100 m, se presentan en el borde NW, el mínimo nivel de alrededor de 25 m se encuentra en el borde sur en torno al río Paraná. La dirección de los flujos regionales es en sentido NW-SE y sólo en la dirección NE-SW en el sector noroeste (provincia de Chaco), con gradientes que acompañan la topografía. En las provincias de Chaco y Formosa, el gradiente hidráulico es casi uniforme, de mayor magnitud que en el resto del área, con escaso control de los cursos superficiales, siendo del orden de  $2.8 \times 10^{-4}$ . En el resto del área se observa un fuerte control de los principales ríos. Claramente se puede identificar la divisoria de agua que separa el flujo subterráneo hacia el río Paraná y el río Uruguay, los que constituyen las vías de descarga del

sistema acuífero superficial. El gradiente hidráulico es aproximadamente  $5.5 \times 10^{-4}$  en el sector SE y  $1.42 \times 10^{-4}$  en el sector S. Toda el área recibe recarga originada en las precipitaciones.

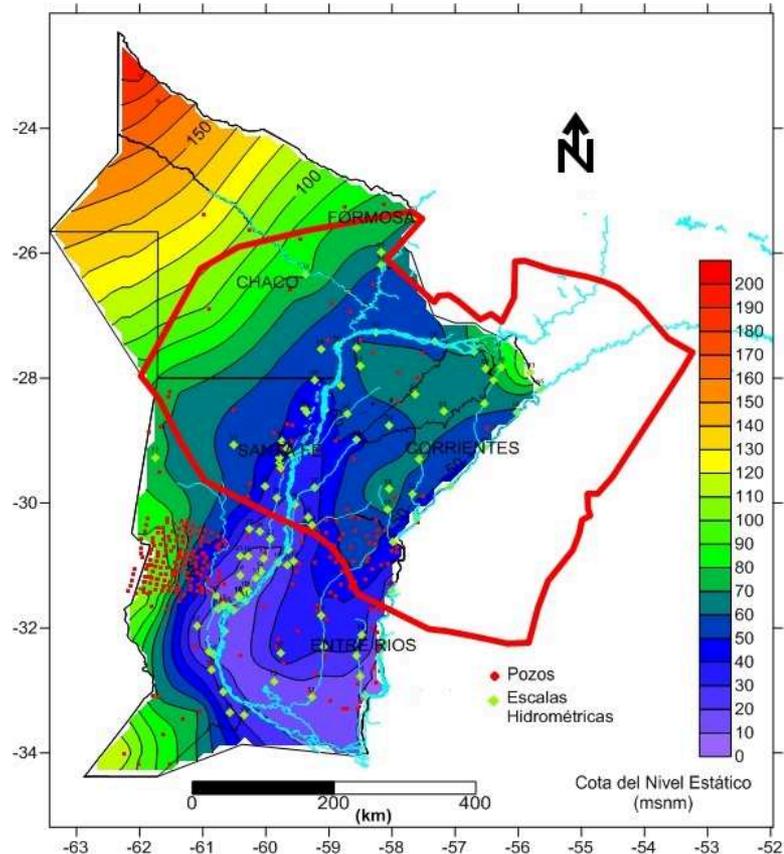


Figura 4.9. Piezometría del acuífero superficial.

En la Tabla 4.2 se presenta un compendio por autores de los parámetros hidrogeológicos del acuífero superficial.

Para la confección de la piezometría del acuífero profundo mostrada en la Figura 4.10 se utilizó la base de datos de niveles piezométricos generada por LEBAC (2008). Debido a que esos datos estaban referenciados verticalmente con la cota cero de Brasil (IMBITUBA), se realizó una homogenización altimétrica de los datos para llevarlos a la cota cero del puerto de Mar del Plata (IGN). Una vez homogeneizados, se comprobaron las cotas de embocadura con la altura obtenida del MDT. Los datos fueron georeferenciados horizontalmente en coordenadas geográficas (WGS84) mediante la utilización del software ARCGIS versión 10.0 (ESRI, 2009).

De un total de 87 puntos iniciales, se seleccionaron 58 para la elaboración del mapa de isopiezas (ANEXO I – Tabla I.3); los puntos descartados no guardaban consistencia con el patrón piezométrico del entorno. Las equipotenciales se presentan con una equidistancia de 10 m, siendo la de 200 msnm en el borde noreste la de mayor valor, decreciendo en sentido suroeste.

Tabla 4.2. Parámetros hidrogeológicos del acuífero superficial.

Parámetro	Rango	Valor medio	Fuente
Conductividad Hidráulica (m/d)	15 - 30	20	Michelson (2001)
Transmisividad (m <sup>2</sup> /d)	540 – 850	600	
Conductividad Hidráulica (m/d)	35.5 – 72.5	60	Auge y Santi (2003)
Transmisividad (m <sup>2</sup> /d)	950 – 2800	2500	
Espesor (m)	30-80	55	
Coeficiente de almacenamiento (-)	4x10 <sup>-3</sup> - 7x10 <sup>-3</sup>	5x10 <sup>-3</sup>	
Porosidad (-)	0.15 – 0.35	0,2	
Conductividad Hidráulica (m/d)	29,4 – 49,8	35.8	IRN (2005)
Transmisividad (m <sup>2</sup> /d)	720.2 – 1994.1	938.4	
Coeficiente de almacenamiento (-)	5x10 <sup>-3</sup> - 8x10 <sup>-3</sup>	6x10 <sup>-3</sup>	
Espesor (m)	24 – 90	60	
Transmisividad (m <sup>2</sup> /d)	200 – 500	400	Aceñolaza (2007)
Conductividad Hidráulica (m/d)	20 – 60	28	Pflugger (2008)
Transmisividad (m <sup>2</sup> /d)	650 – 1420	1050	
Espesor (m)	32 – 75	45	
Coeficiente de almacenamiento (-)	2.5x10 <sup>-3</sup> – 5x10 <sup>-3</sup>	4x10 <sup>-3</sup>	

La piezometría generada confirma las direcciones de flujos divergentes desde la zona de afloramiento y recarga en Rivera (Uruguay)/Santana (Brasil) hacia el sector centro-oriental de la provincia de Corrientes, con direcciones NE-SW, y E-W hacia el norte de la provincia de Entre Ríos. Se sugiere un posible flujo saliente a través del límite sur del SAG. Esta posibilidad debe ser validada mediante información de campo adicional y/o simulaciones numéricas. Un sistema de flujo similar fue planteado por Oleaga (2002) para el sector uruguayo aunque con menor detalle. Los niveles máximos son del orden de 190 msnm en zonas no afectadas por los campos de bombeo en Rivera/Santana, descendiendo a cerca de 90 m en cercanías del río Uruguay.

El gradiente hidráulico disminuye en el sentido de flujo hacia el oeste. Cercano a la zona de afloramiento es del orden de  $5.5 \times 10^{-4}$ , en el centro de Uruguay es del orden  $4.20 \times 10^{-4}$  y en las inmediaciones del río Uruguay desciende a alrededor de  $1.5 \times 10^{-4}$ . El gradiente es muy pronunciado en el NE, identificándose un flujo en dirección NE-SW en coincidencia con la dirección regional de escurrimiento subterráneo del SAG. Se observa ingreso de flujo desde la zona aflorante ubicada en el sur de Paraguay, identificada como tal en los estudios del SAG-PY (2007), donde los gradientes hidráulicos son similares a los de la zona aflorante en Uruguay.

En el centro de la provincia de Corrientes habría una zona de muy bajo gradiente y flujo convergente, aunque los niveles piezométricos son muy escasos en todo el sector occidental de la provincia.

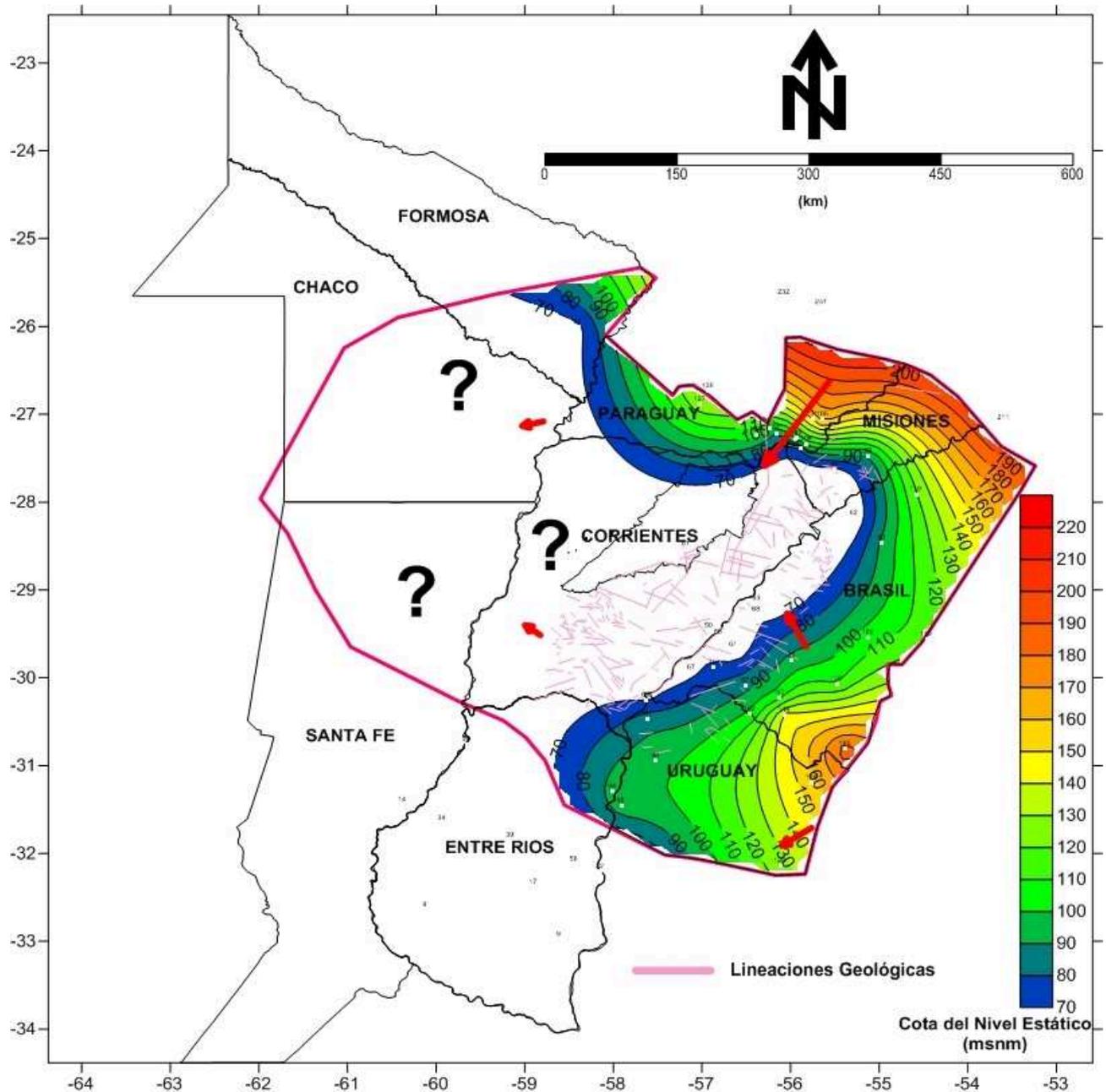


Figura 4.10. Piezometría del acuífero profundo. Lineaciones estructurales extraídas de Mira (2012).

Las zonas aflorantes en Uruguay y Paraguay constituyen zonas de recarga. En el PSAG se había marcado una zona potencial de recarga directa en el centro de Corrientes en coincidencia con la meseta de Mercedes. A la luz de los avances del conocimiento geológico en la zona (Mira, 2012; Mira et al. 2013), este área quedaría descartada como de recarga directa por tratarse posiblemente de un afloramiento del miembro Solari (intertrap entre basaltos Serra Geral).

En la Tabla 4.3 se incluye el rango de los parámetros hidrogeológicos del acuífero profundo según diferentes autores.

Tabla 4.3. Parámetros hidrogeológicos del acuífero profundo.

Parámetro	Rango	Valor medio	Fuente
Transmisividad (m <sup>2</sup> /d)	25 – 120	70	Montaño y Pessi (1985) - Montaño et al. (1998) - Pacheco (2004)
Coeficiente de almacenamiento (-)	0.5 – 1.5 x 10 <sup>-3</sup>	5 x 10 <sup>-2</sup>	
Conductividad hidráulica (m/d)	0.5	0.5	Pessi y Hardy (1998) - Silvério Da Silva et al. (2007) - Sapriza et al. (2011)
Transmisividad (m <sup>2</sup> /d)	5 – 120	65	
Coeficiente de almacenamiento (-)	1x10 <sup>-3</sup>	1x10 <sup>-3</sup>	
Transmisividad (m <sup>2</sup> /d)	194 – 374	220	Perez et al. (2000)
Coeficiente de almacenamiento (-)	1x10 <sup>-3</sup> – 4.5x10 <sup>-3</sup>	2.5x10 <sup>-3</sup>	
Conductividad hidráulica (m/d)	0,12 – 5,76	3,5	Oleaga y de los Santos (2003) – Gómez (2007)
Transmisividad (m <sup>2</sup> /d)	67 – 198	120	
Coeficiente de almacenamiento (-)	7.3x10 <sup>-5</sup> – 7.4x10 <sup>-4</sup>	7.35x10 <sup>-4</sup>	
Conductividad hidráulica (m/d)	1.1 – 2.5	2	Collazo (2006)
Transmisividad (m <sup>2</sup> /d)	15 – 41	30	
Coeficiente de almacenamiento (-)	1.5 x 10 <sup>-3</sup> – 6.11 x 10 <sup>-1</sup>	2x10 <sup>-2</sup>	
Conductividad hidráulica (m/d)	0.4 - 1	0.7	Charlesworth et al. (2008)
Transmisividad (m <sup>2</sup> /d)	16.5 – 198	65	
Coeficiente de almacenamiento (-)	5 x 10 <sup>-7</sup>	5 x 10 <sup>-7</sup>	

La Figura 4.11 muestra el mapa de diferencia entre la piezometría del SAG y el nivel piezométrico superficial, donde valores positivos indicarían la existencia de flujos ascendentes. Se observa que los niveles piezométricos del SAG son mayores a los del acuífero superficial en una franja ubicada al Este de los Esteros del Iberá, por lo tanto podrían existir zonas de descarga de aguas del SAG hacia las unidades suprayacentes. En esa zona se encontraría la menor profundidad al techo de los basaltos, de alrededor de 100 m. Asimismo, la zona se caracteriza por numerosos lineamientos superficiales, cuya continuidad en profundidad aún no es conocida aunque es probable que afecte a toda la serie sedimentaria (Mira, 2012). De existir fracturamiento de los basaltos confinantes, podría producirse la conexión hidráulica entre los sedimentos infrabasálticos y las capas superiores. Esta zona de probable conexión podría extenderse a zonas posiblemente fracturadas con espesores de basalto algo mayores, ubicadas al sur de la anterior.

#### 4.2.3.2. Hidroquímica / Isotopía

Hasta el presente se realizaron ocho salidas a campo recorriendo el sector centro-sur de la provincia de Misiones, la provincia de Corrientes y parte del norte de Entre Ríos, habiendo muestreado aguas superficiales en lagunas y arroyos del Sistema Iberá, los ríos Aguapey, Miriñay y Uruguay, y aguas subterráneas en perforaciones de diferente profundidad. En total se analizaron 108 muestras de agua subterránea y 26 de agua superficial. El marco de referencia utilizado para la

interpretación de las muestras analizadas es el propuesto por Manzano y Guimaraens (2009) en el estudio regional del SAG mencionado en el Capítulo III.

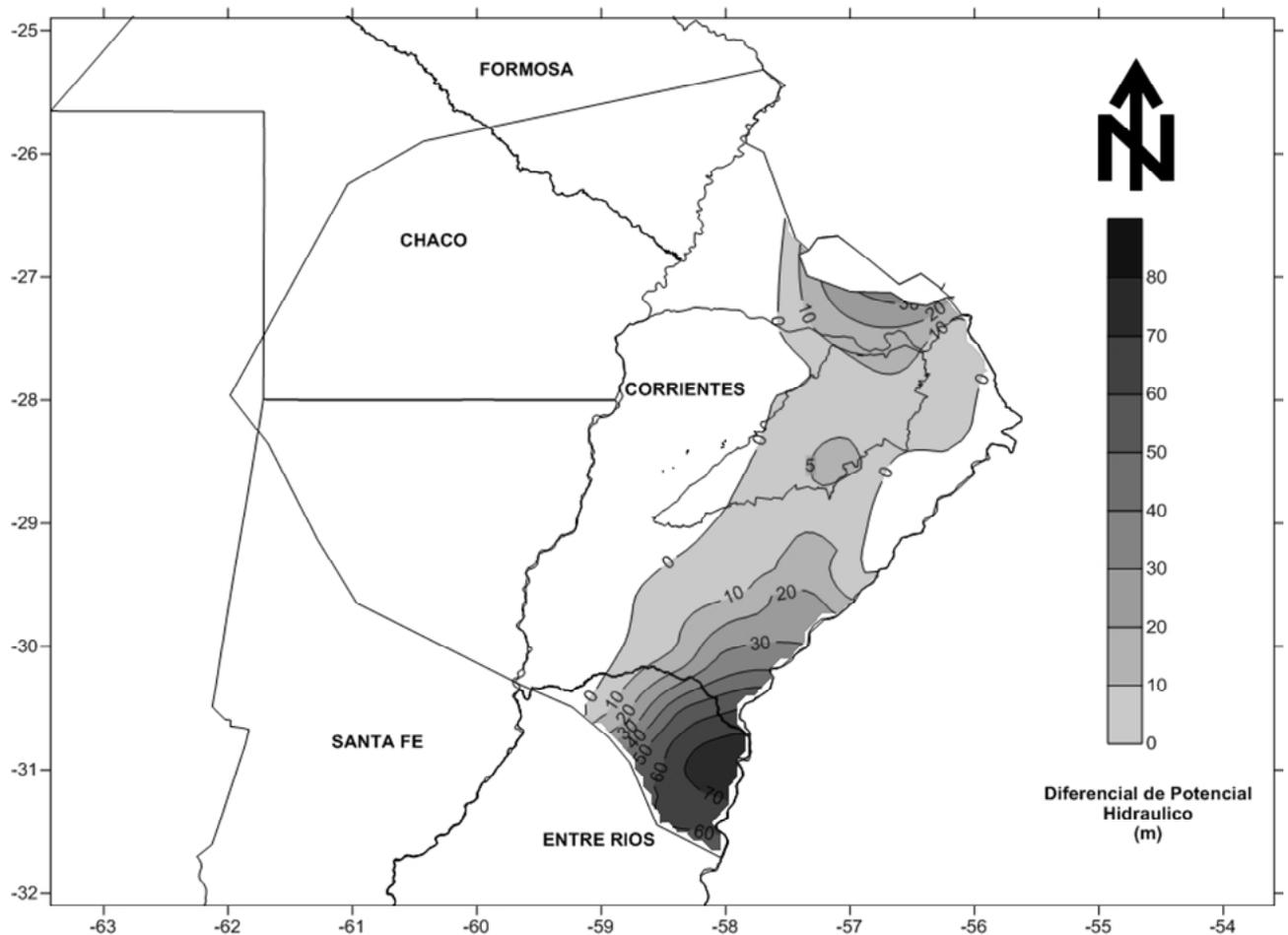


Figura 4.11. Diferencia entre la piezometría del SAG y la piezometría superficial.

La Figura 4.12 contiene la ubicación de los pozos muestreados, representados con un círculo cuyo tamaño es proporcional a la profundidad del pozo. Se observa que la mayoría de las muestras corresponde a perforaciones de profundidad menor a 150 m, dos perforaciones entre 150 y 300 m, dos entre 300 y 700 m y solo dos mayores de 700 m.

En todas las muestras obtenidas se realizaron análisis fisicoquímicos completos y, en muestras seleccionadas, elementos traza (ANEXO I. Tabla I.5). El análisis de la hidroquímica resultante se utilizó para identificar perforaciones en las que en sucesivas campañas se determinaron isótopos estables ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$  y  $^4\text{He}$ ) y radioactivos ( $^3\text{H}$ ,  $^{14}\text{C}$  y  $^{81}\text{Kr}$ ), con el objetivo de identificar zonas de recarga/descarga, procesos fisicoquímicos que ocurren a lo largo del flujo y estimar la edad del agua en las muestras recogidas.

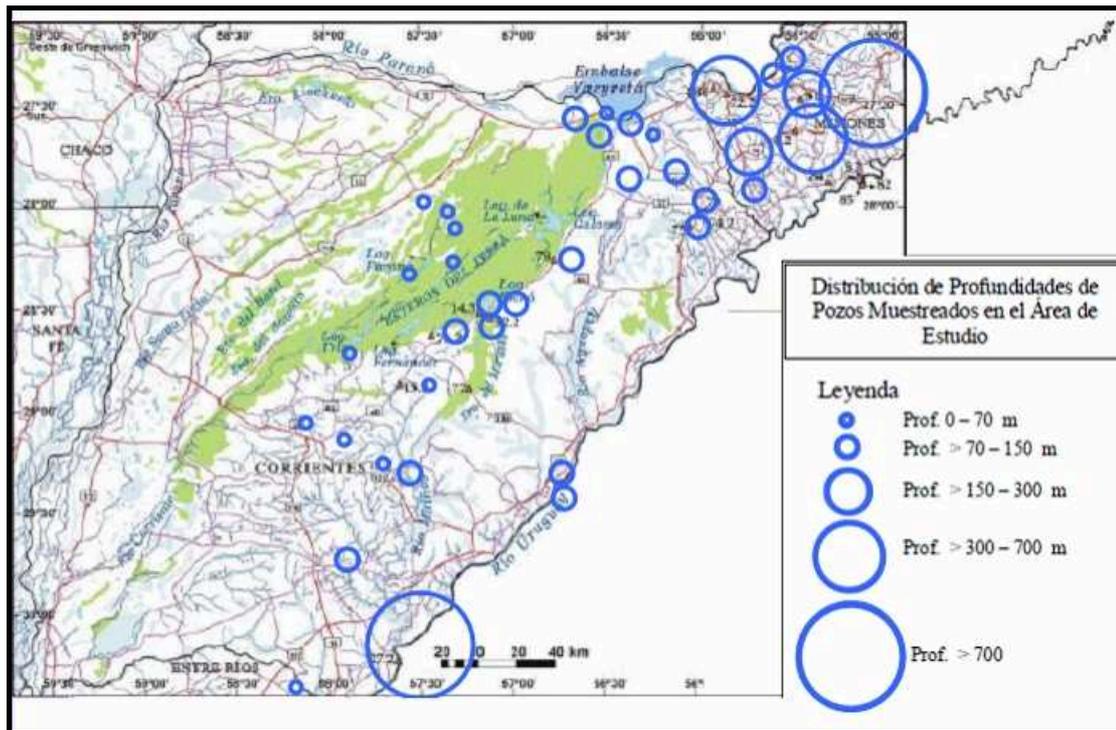


Figura 4.12. Ubicación de pozos muestreados en el área de estudio.

Algunas de las conclusiones extraídas del análisis de las muestras de campo fueron publicadas por Manzano et al. (2011; 2012). La composición hidroquímica (Figura 4.13) e isotópica (Figura 4.14) de las aguas indican que el pozo de Colonia Pellegrini de 96 m de profundidad, ubicado en la margen Este del Iberá en el centro de Corrientes, posee un agua de tipo Na-Cl, de facies química asimilable a las observadas en el SAG. Este resultado, unido a la composición isotópica, permite identificar mezclas con aguas provenientes del SAG similares a las encontradas en pozos ubicados a 200 km en dirección NE de Pellegrini, lo que indicaría que habría un gradiente hidráulico vertical ascendente desde capas profundas caracterizando a este sector como una potencial área de descarga de las aguas del SAG. Otras conclusiones indican que el pozo denominado Rincón Diablo parece presentar agua de recarga más salina que la esperada pero isotópicamente no enriquecida por evaporación. Los pozos San José, San Ignacio y Alem (Misiones) presentan agua subterránea reciente, hidroquímicamente similar a la del pozo El Timbó (Corrientes) aunque el contenido de ( $^2\text{H}$  y  $^{18}\text{O}$ ) de este último parece indicar que presenta mezcla con aguas antiguas.

De acuerdo a las determinaciones de  $^{14}\text{C}$  (Figura 4.15) y reafirmando lo observado en el análisis hidroquímico y de isótopos estables, el agua de Colonia Pellegrini, con una profundidad aproximada de 96 m, sería una evidencia de la posible presencia de aguas más antiguas que las de su entorno (Galarza, Rincón Diablo). La hipótesis que se propone es que en Corrientes habría

influencia, de mezclas de aguas del SAG y también del PRESAG con aguas del acuífero superficial pudiendo ser una potencial área de descarga / recarga del SAG en el área de estudio. El análisis comparativo de la piezometría de ambos acuíferos contribuye a afianzar la hipótesis de la presencia de flujos ascendentes que favorecen la mezcla de aguas profundas con aguas de las formaciones suprayacentes.

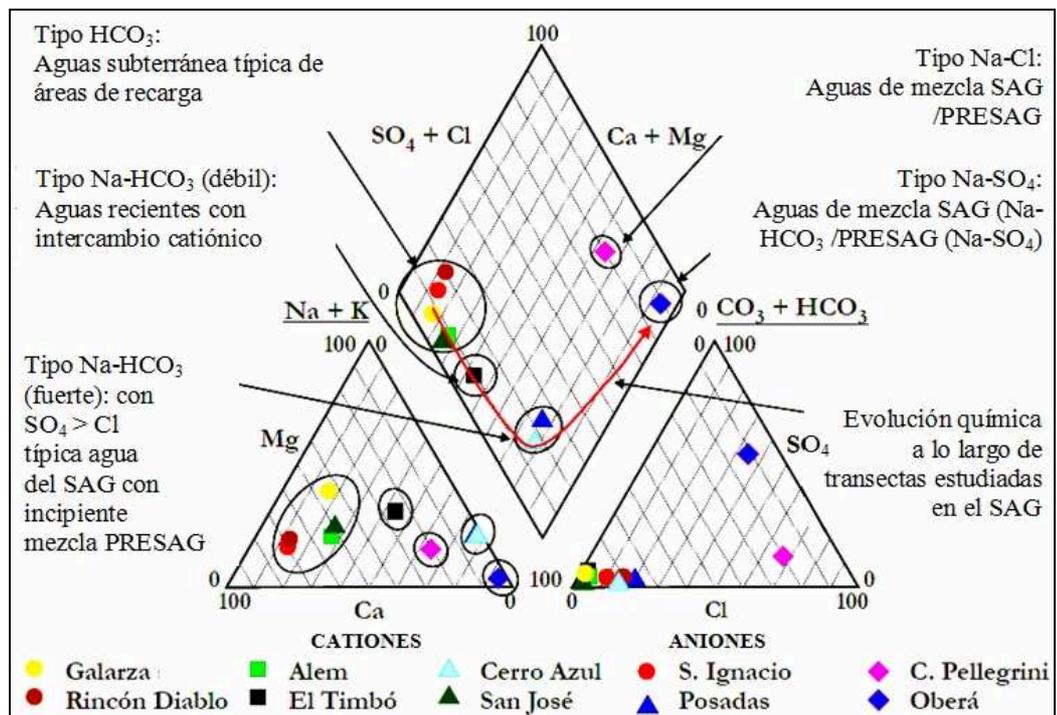


Figura 4.13. Hidroquímicas en pozos de diferente profundidad en el área de estudio. Tomada de (Manzano et al., 2011).

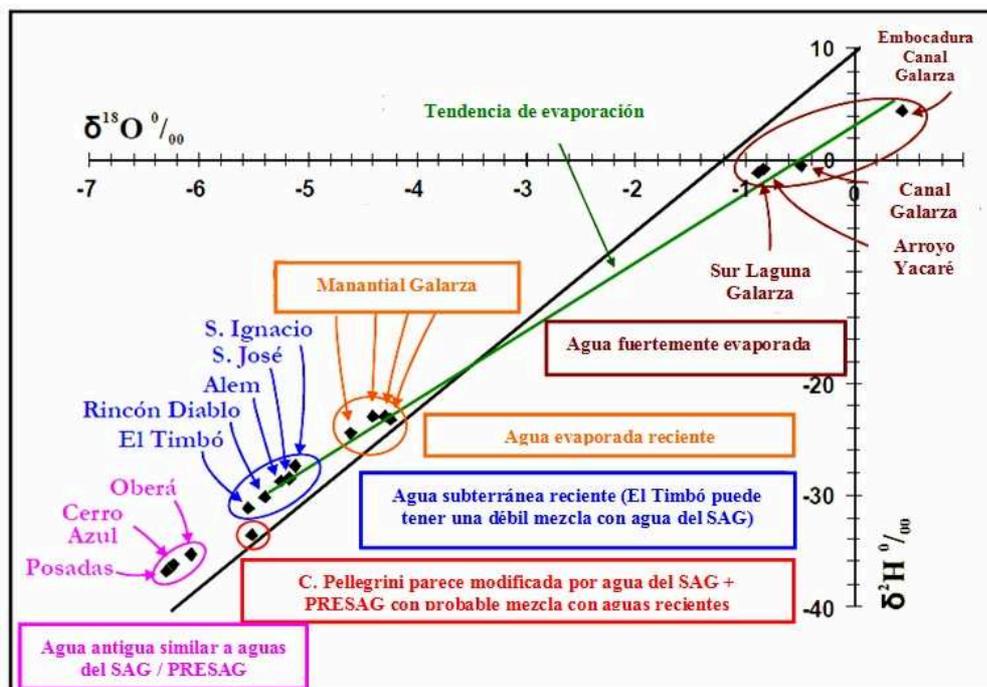


Figura 4.14. Isotopía en pozos de distinta profundidad en el área de estudio. Tomada de Manzano et al. (2011).

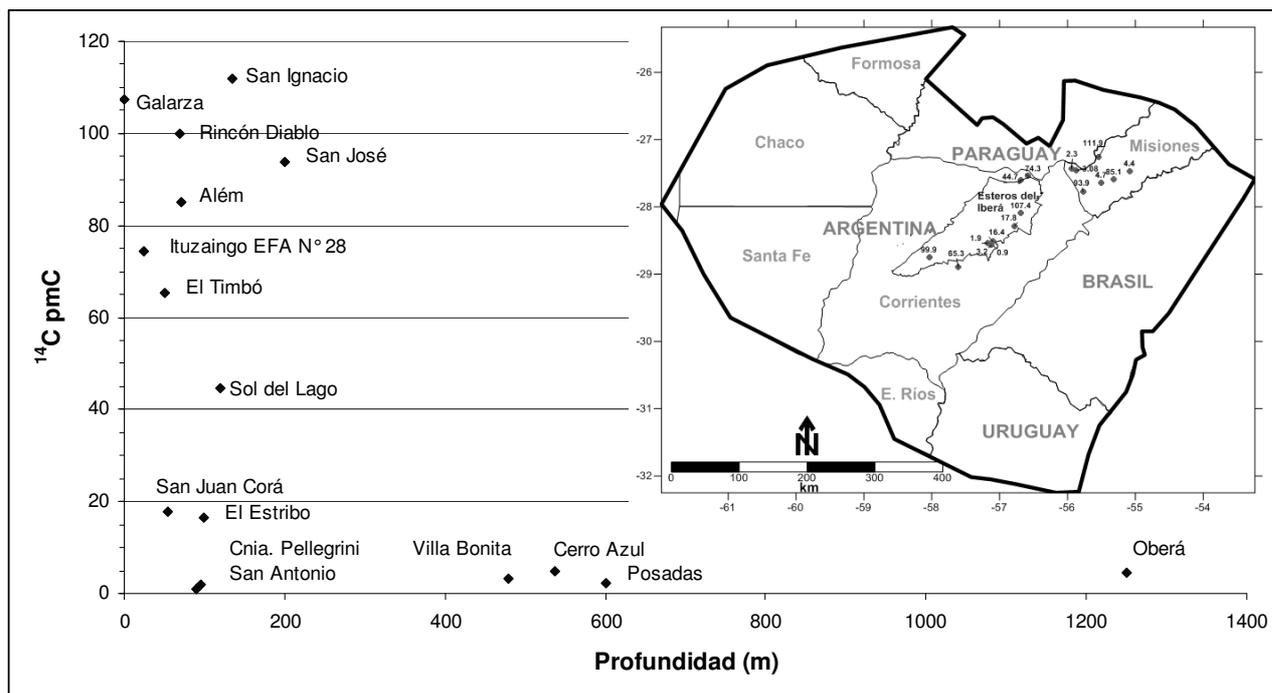


Figura 4.15. Mapa de <sup>14</sup>C (pCM) en muestras de distinta profundidad en el área de estudio (Manzano et al., 2011).

#### 4.2.4. Estimación de la recarga

De acuerdo a de Vries y Simmers (2002) y Scanlon et al. (2002) la recarga de un acuífero puede ser directa derivada de la precipitación luego de que el suelo haya suplido sus requerimientos hídricos, o indirecta proveniente de cuerpos de agua superficiales y otras fuentes.

En la Figura 4.16 se observan las zonas de recarga en el área aflorante del SAG, como así también todo el acuífero superficial que reciben recarga directa por precipitación. La superficie total expuesta a recarga directa al SAG es 22415 km<sup>2</sup>, 6607 km<sup>2</sup> pertenecen al sector paraguayo y 15808 km<sup>2</sup> al sector uruguayo-brasilero, mientras que en el acuífero superficial es de 242249 km<sup>2</sup>. En la figura también se presentan dos zonas de posible descarga del SAG a través de los basaltos fracturados postuladas en esta tesis de acuerdo al espesor de los basaltos, la profundidad del techo de los mismos y la presencia de gradientes positivos en esa zona, con una superficie igual a 11024 km<sup>2</sup> correspondiente a la zona 1 y 5880 km<sup>2</sup> a la zona 2 (ver Figura 4.11).

Se calculó la tasa de recarga sobre las areniscas del SAG y los sedimentos modernos correspondientes al acuífero superficial a los fines de contar con una estimación previa en la simulación numérica del flujo subterráneo. La recarga se definió como un porcentaje de la precipitación y uniforme en toda el área de estudio, considerando un rango de 1 a 10 % (Rodríguez et al., 2006; Rodríguez et al., 2008; Vives et al., 2008). Para estimar la recarga media anual se

utilizaron dos métodos: el mapa de isohietas medias anuales (serie 1970-2000) elaborado por García (2008) y el método de polígonos de Thiessen aplicado a series anuales (2000 – 2010) de distintas estaciones meteorológicas (ANEXO I- Tabla I.4) provistas por el Instituto Nacional de Meteorología dependiente del Ministerio da Agricultura, Pecuaria e Abastecimiento de Brasil, la Dirección Nacional de Meteorología de Uruguay, la Dirección Nacional de Aeronáutica Civil dependiente de la Gerencia de Climatología e Hidrología de Paraguay y la SsRH, Argentina.

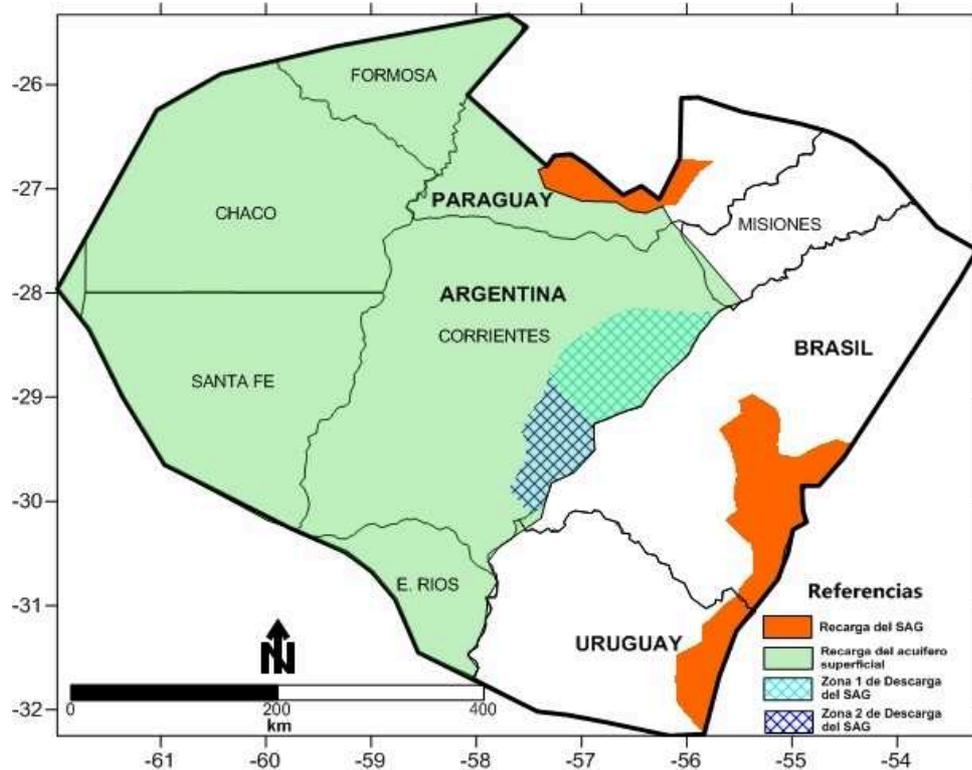


Figura 4.16 Áreas de recarga / descarga en el área de estudio.

La Figura 4.17 muestra los polígonos de Thiessen obtenidos. Se eligió el periodo (2000-2010) porque se disponía de datos en todas las estaciones utilizadas en el análisis. Los resultados obtenidos muestran que la tasa de recarga varía entre el 1% y 10% de la precipitación media anual, la tasa varía entre 0.0000427 m/d y 0.000427 m/d en el sector sureste (Uruguay-Brasil) y entre 0.0000423 m/d y 0.000423 m/d en el sector norte (Paraguay), como se indica en la Tabla 4.4, son similares a los obtenidos por García (2008) para una serie de mayor longitud.

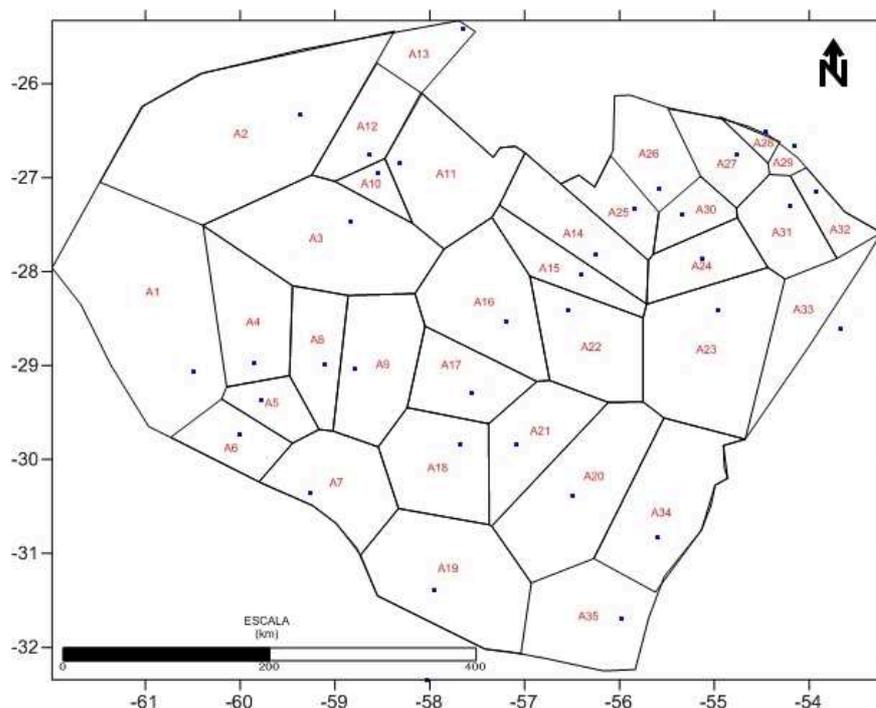


Figura 4.17. Polígonos de Thiessen empleados en el cálculo de la precipitación media anual en el área de estudio.

Tabla 4.4. Estimación de la recarga media anual en el área de estudio.

ID	ZONA	Valor Medio (mm/año)	ID Área	Área (km <sup>2</sup> )	Precipitación Media (mm) P. Thiessen	Precipitación Media (mm) García (2008)	Recarga (m/año) 1-10%
1	DIRECTA (URUGUAY - BRASIL) (1 - 10 % de la precipitación) SAG	1714.5	A23	3956	1560	1570	0.0155855 - 0.155855
		1806.1	A33	235			
		1545.9	A34	8690			
		1304.2	A35	2949			
2	DIRECTA (PARAGUAY) (1 - 10 % de la precipitación) SAG	1264.6	A11	1124	1546	1562	0.0154395 - 0.154395
		1419.7	A14	1351			
		1608.4	A25	1265			
		1671.7	A26	2873			
3	DIRECTA (1 - 10 % de la precipitación) ACUIFERO SUPERFICIAL	(*)	(*)	(*)	1192	1215	0.01235 - 0.1235

(\*) Ver figura 4.17 y ANEXO I – TABLA 1.4

#### 4.2.5. Síntesis del modelo conceptual en el área de estudio

De acuerdo a todo el análisis y descripción anteriores, el modelo hidrogeológico conceptual en el área de estudio que se ha propuesto en esta tesis queda definido de la siguiente manera,:

- El sistema se considera multicapa formado por la Formación Misiones-SAG, basaltos de la Formación Serra Geral y la formación de Sedimentos Modernos.
- El SAG estaría formado por una capa constituida de arenas y areniscas del mesozoico de edad Triásico a Cretácico Inferior. Tiene una capacidad de transmitir agua a capas suprayacentes.

- El techo del SAG son los basaltos de la Fm. Serra Geral a excepción de las zonas de afloramiento en el norte del área de estudio (sur de Paraguay) y este (Uruguay y Brasil). Sobre éstos yacen los sedimentos del cuaternario, ambos constituyendo el paquete POS-SAG.
- Los basaltos podrían ser conductores de agua entre formaciones infra- y suprayacentes en sectores donde su espesor es reducido y los lineamientos superficiales pudieran tener continuidad en profundidad. Estos sectores se ubicarían en la franja comprendida entre los Esteros del Iberá en Corrientes y el río Uruguay.
- La dirección de los flujos regionales en el acuífero superficial es en sentido NW-SE y NE-SW, con gradientes que acompañan la topografía. En las provincias de Chaco y Formosa, el gradiente hidráulico es casi uniforme, de mayor magnitud, con escaso control de los cursos superficiales, siendo del orden de  $2.8 \times 10^{-4}$ . En el resto del área se observa un fuerte control de los principales ríos. Se identifica la divisoria de agua que separa el flujo subterráneo hacia el río Paraná y el río Uruguay, los que constituyen vías de descarga del sistema acuífero superficial. El gradiente hidráulico es aproximadamente  $5.5 \times 10^{-4}$  en el sector SE y  $1.42 \times 10^{-4}$  en el S.
- Todo el acuífero superficial recibe recarga directa originada en las precipitaciones.
- La piezometría del SAG confirma las direcciones de flujos divergentes desde la zona de afloramiento y recarga en Rivera (Uruguay)/Santana (Brasil) hacia el sector centro-oriental de la provincia de Corrientes, con direcciones NE-SW, y E-W hacia el norte de la provincia de Entre Ríos. Se sugiere un posible flujo saliente a través del límite sur del SAG.
- El gradiente es muy pronunciado en el NE, identificándose un flujo en dirección NE-SW en coincidencia con la dirección regional de escurrimiento subterráneo del SAG. Se observa ingreso de flujo desde la zona aflorante ubicada en el sur de Paraguay donde los gradientes hidráulicos son similares a los de la zona aflorante en Uruguay. En el centro de la provincia de Corrientes habría una zona de muy bajo gradiente y flujo convergente.
- Los niveles piezométricos del SAG son mayores a los del acuífero superficial en una franja ubicada al este de los Esteros del Iberá, por lo tanto podrían existir zonas de descarga de aguas profundas hacia las unidades suprayacentes
- Las zonas aflorantes en Uruguay y Paraguay constituyen zonas de recarga.
- El análisis hidroquímico e isotópico de las aguas subterráneas de diferentes profundidades, junto con la piezometría del SAG y el acuífero superficial, permiten proponer la existencia de una zona de descarga ubicada hacia el este de los Esteros del Iberá en el entorno de Colonia Pellegrini, cuya extensión estaría condicionada por el espesor de los basaltos y su grado de fracturamiento.

### **4.3. Modelación numérica del flujo subterráneo: estructura del modelo**

La modelación numérica del SAG en el área de estudio se realizó con el código TRANSIN (Medina et al., 1996), que permite simular tanto el flujo de agua subterránea como el transporte de solutos y resolver el problema inverso o calibración automática de parámetros, minimizando una función objetivo que tiene en cuenta no sólo el ajuste entre los valores medidos y calculados de niveles piezométricos y concentraciones, sino también los parámetros calculados.

El código numérico TRANSIN dispone de la interfase amigable VISUALTRANSIN (VT). Esta herramienta se puede diferenciar dos partes, la primera que actúa de interfaz facilitando al usuario integrar todos los elementos del modelo conceptual necesarios para una buena interpretación, permitiendo la organización de la información en elementos del territorio simulado como el contraste entre diversas hipótesis de trabajo. El programa permite importar archivos en formato Shapefile para la definición y construcción de las diferentes componentes de la estructura del modelo. La segunda parte, el bloque de cálculo, es el TRANSIN propiamente dicho, donde se puede hacer un análisis completo de los resultados de las simulaciones. Una descripción más detallada de las ecuaciones resueltas y de otras características de TRANSIN se presenta en el Anexo II.

En este apartado se describe el dominio de modelación y las zonificaciones de la conductividad hidráulica, recarga, explotación, ríos y condiciones de borde representados en el modelo, conocido como estructura del modelo.

#### **4.3.1. Dominio de modelación**

Se utilizó un sistema de coordenadas rectangulares basadas en la proyección cartográfica Transversa de Mercator (cilíndrica conforme), denominado UTM 21. Las coordenadas mostradas en todas las figuras de este apartado así como también las determinaciones de áreas/longitudes están referidas a dicho sistema.

La malla está compuesta por dos capas, la inferior correspondiente al SAG abarcando la totalidad de la superficie (383.698 km<sup>2</sup>) y la superior correspondiente a los Sedimentos Modernos que albergan el acuífero superficial abarca una superficie de 242249 km<sup>2</sup> (Figura 4.18). Ambas capas están conectadas por elementos unidimensionales.

El área modelada fue discretizada por un conjunto de 16611 elementos triangulares bidimensionales (11139 en la capa inferior “SAG” y 3584 en la capa superior), 1888 elementos lineales 1D (discretización vertical) y 7611 nudos (5730 en la capa inferior y 1888 en la capa superior) (Figura 4.19). La malla presenta un mayor refinamiento en áreas de elevados gradientes

hidráulicos (generalmente en la zonas de afloramiento) con un promedio espacial de  $19 \text{ km}^2$  por elemento. En la zona oeste del dominio los elementos tienen los tamaños mayores.

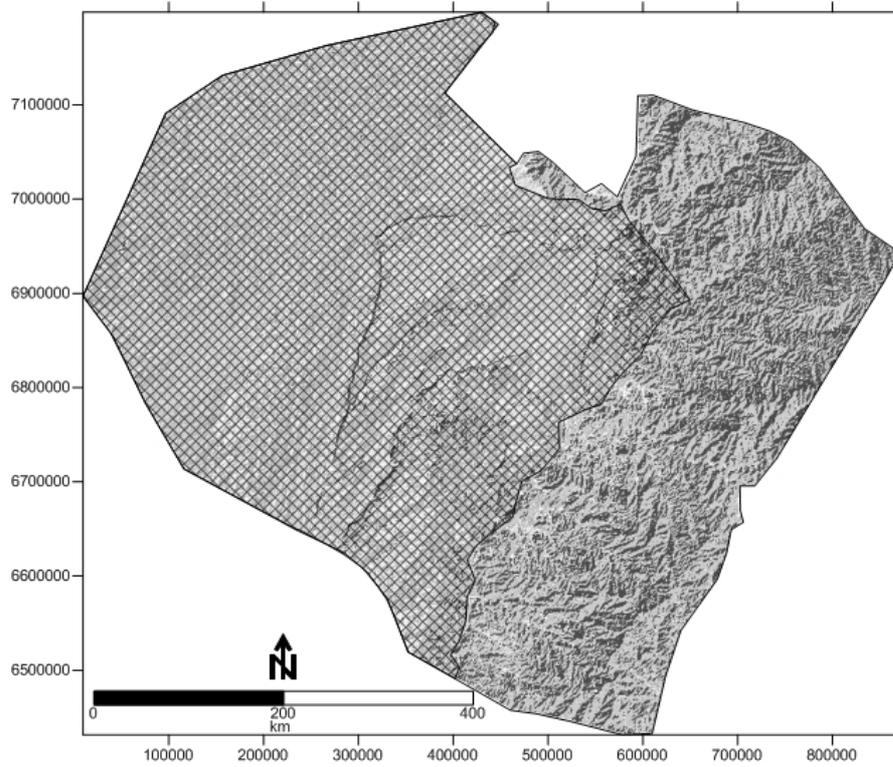


Figura 4.18. Capa superior POSSAG en el área de estudio.

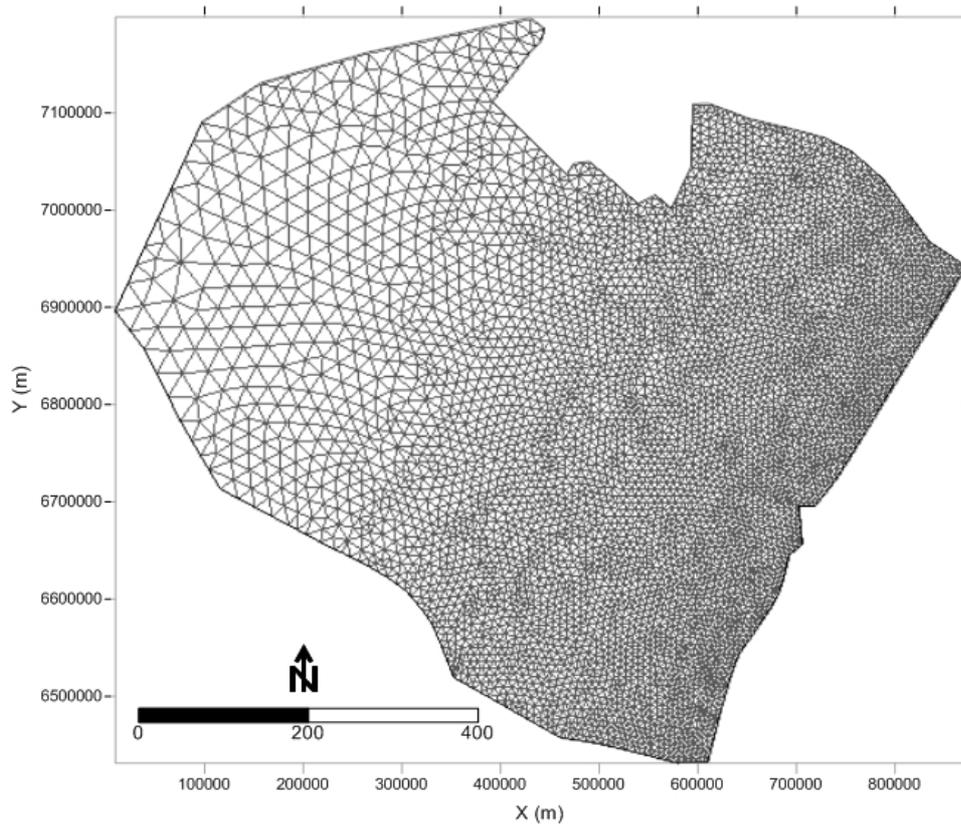


Figura 4.19. Malla de elementos finitos del dominio.

### 4.3.2. Zonas de conductividad

Se definieron 9 zonas de conductividad hidráulica K, que luego el TRANSIN convierte a transmisividades combinando la zonificación de K y el mapa de espesores variable para cada elemento (Figura 4.20). En el caso del acuífero superior se utilizó un único valor de conductividad para todo el acuífero.

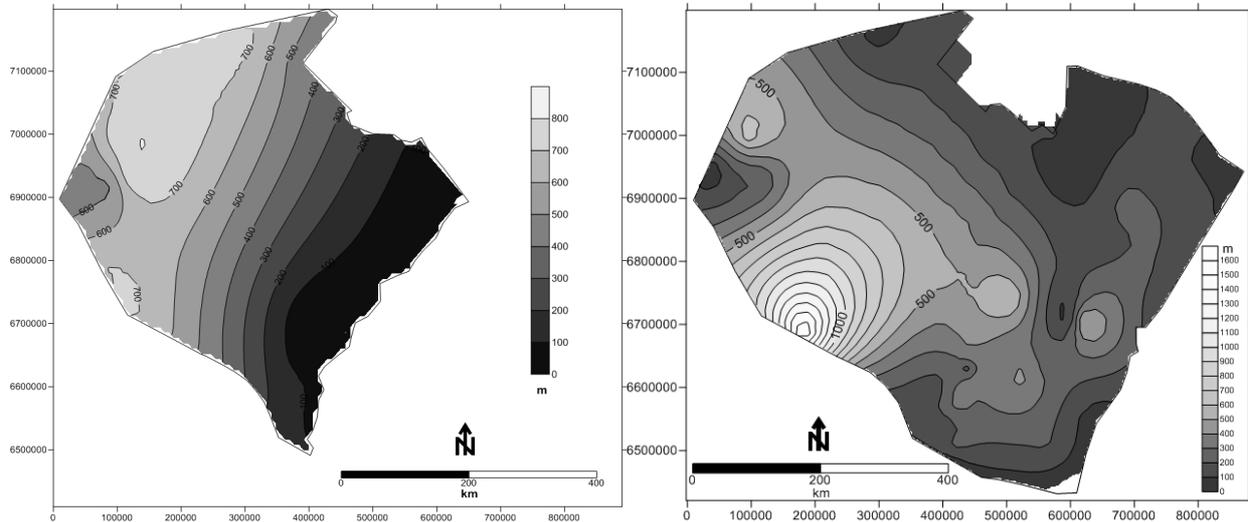


Figura 4.20. Mapa de espesores (en m) del SAG (der.) y sedimentos pos-basaltos (izq.) del área de estudio.

La zonificación de conductividad hidráulica en el SAG se muestra en la Figura 4.21, que se definió en base a la piezometría generada en el modelo conceptual, analizando cambios de gradientes hidráulicos.

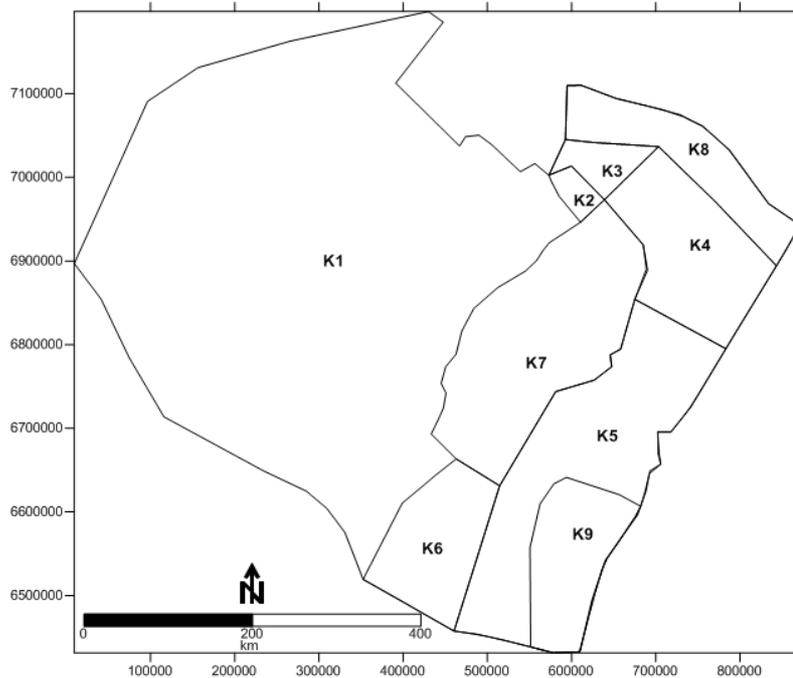


Figura 4.21. Zonificación de conductividad hidráulica en el acuífero inferior o SAG.

Para la conexión hidráulica entre capas, mediante elementos unidimensionales, se utilizó un valor de K correspondiente a  $1.8 \times 10^{-6}$  m/d y para las áreas de descarga del SAG a través de los basaltos (zonas 1 y 2 de la Figura 4.16) se utilizó 0.0864 m/d. Luego, el programa multiplica los valores de conductividad por un coeficiente espacial cuyo valor es el cociente del área de influencia del nudo y el espesor de los basaltos (Figura 4.22).

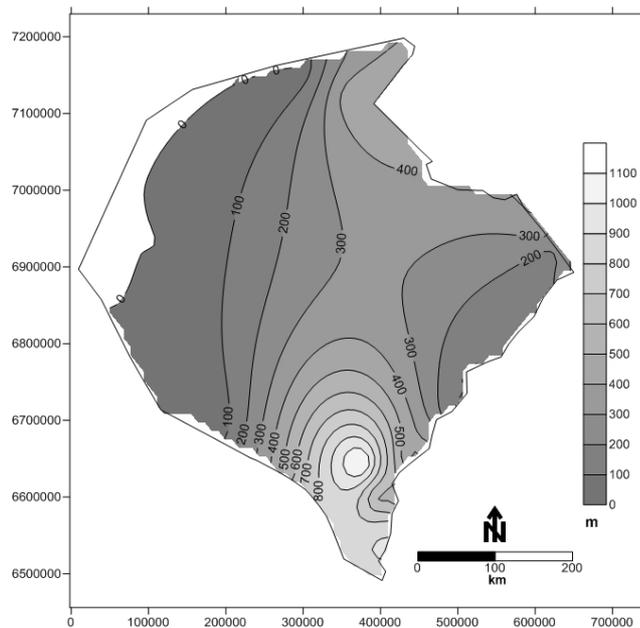


Figura 4.22. Espesor de los basaltos.

#### 4.3.3. Zonas de recarga y de conexión a través del basalto

En el acuífero profundo se asumió que la recarga areal sólo se produce en forma directa sobre la zona aflorante (Figura 4.23), sin sustraer áreas urbanas impermeabilizadas que puedan existir en dichas zonas. La tasa de recarga estimada sobre las areniscas, definidas como R1 y R2, se definió como un porcentaje fijo (1 %) de la precipitación media anual.

En el acuífero superficial se asumió una tasa única de recarga en toda la superficie, asumiendo una recarga efectiva igual al 1 % de la precipitación anual debido a que gran cantidad de agua que precipita se pierde por escorrentía y evapotranspiración.

Para el SAG se propone la existencia de zonas de descarga al acuífero superficial a través de basaltos alterados y/o fracturados de menor espesor que conecten preferentemente estas dos unidades acuíferas siendo uno de los aspectos trascendentales para la caracterización del acuífero que presenta mayor incertidumbre, y cuyo conocimiento es vital para validar el modelo conceptual y cuantificar el balance hídrico con el necesario grado de consistencia.

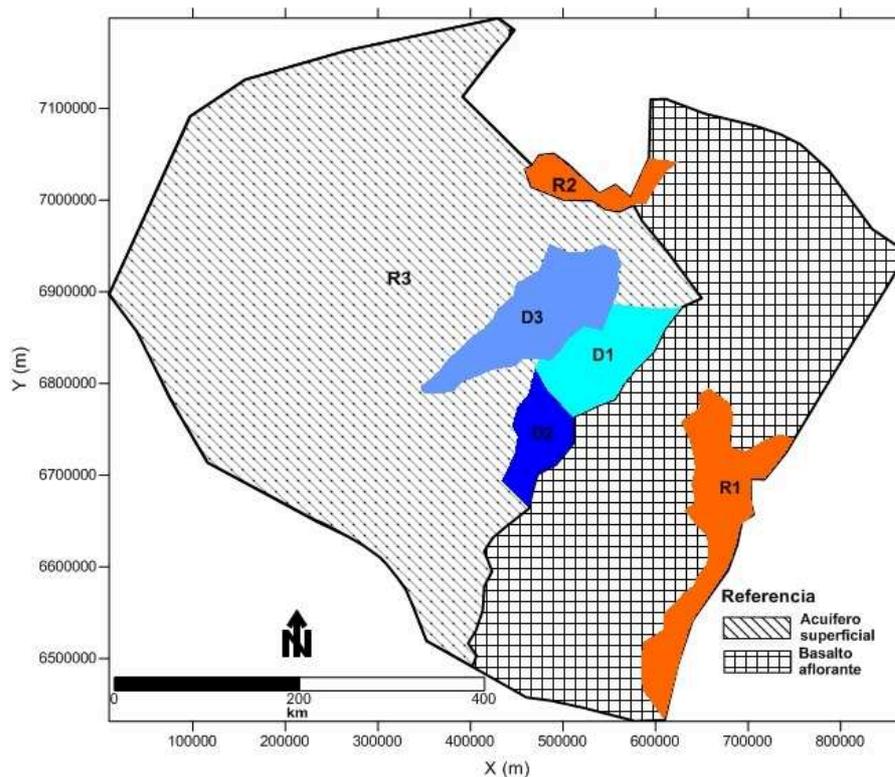


Figura 4.23. Zonificación de la recarga / descarga.

El criterio utilizado para la definición de la extensión de las áreas de descargas basó en el espesor de los basaltos fracturados, adoptando que podría existir descarga en zonas donde el espesor de basaltos sea igual o inferior a 200 m y existiera una diferencia positiva entre el potencial hidráulico del acuífero profundo y superficial (ver Figura 4.11).

Además, mediante un balance hídrico de paso mensual en los Esteros del Iberá, Valladares (2014) estimó una descarga del flujo subterráneo a los Esteros de aproximadamente 50 mm anuales. Por lo tanto en el acuífero superficial, se impone el área D3 para simular esta zona de descarga.

#### 4.3.4. Zonas de bombeo

El volumen explotado actualmente y su distribución geográfica constituyen componentes fundamentales del modelo. El caudal de extracción estimado se obtuvo de Vives et al. (2008). En la capa inferior se definieron tres zonas de bombeo según el criterio de explotación y de ubicación geográfica, como así también bombes en pozos individuales, como se muestra en la Figura 4.24. Se aprecia un amplio sector del SAG en el que no existen perforaciones. En el acuífero superficial la explotación se consideró despreciable.

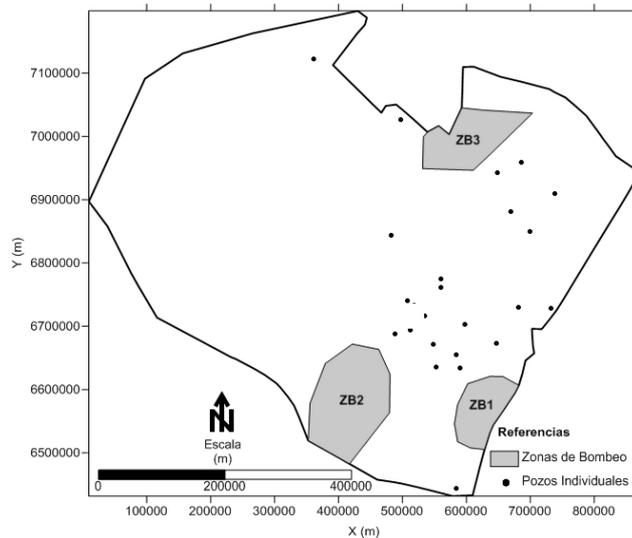


Figura 4.24. Ubicación de pozos de explotación y zonificación de sectores de bombeo en la capa inferior.

#### 4.3.5. Interacción río-acuífero

El SAG está ubicado debajo de la Cuenca del Plata, caracterizada por una densa y jerarquizada red de drenaje que desemboca en los principales ríos de la región: Paraná, Paraguay y Uruguay, como se aprecia en la Figura 4.7. Como no es posible a esta escala incluir a todos los cuerpos de agua en la Figura 4.25 se muestran aquellos que se han simulado. Se planteó la hipótesis que ciertos tramos de los ríos Paraná y Uruguay podrían estar hidráulicamente conectados con el SAG a pesar de no estar en contacto directo. Todos los ríos simulados están en contacto con el acuífero superficial a excepción de los ríos Ibicuí, el Tacuarembó, el Tacuarembó Chico y la parte norte del Uruguay y Paraná, que están en contacto con el SAG.

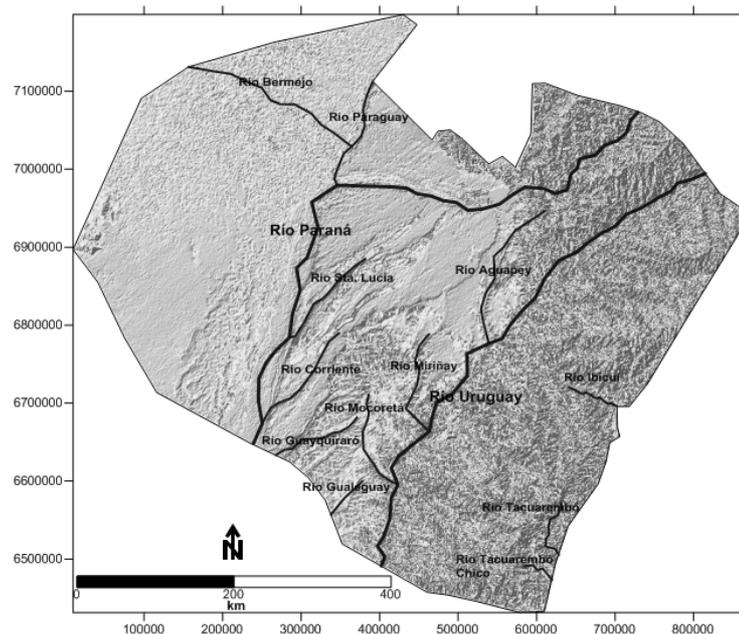


Figura 4.25. Cuerpos de agua de la capa superior e inferior simulados en el modelo.

Esta condición de contorno precisa definir un nivel externo y la conductancia en los nudos de la malla, en donde el nivel se definió a partir de la cota del nivel hidrométrico interpolada del valor de las escalas hidrométricas a lo largo de la traza geométrica de los ríos (Tabla 4.5). En general, se adoptó un valor inicial del coeficiente de goteo entre 1 a 30 m<sup>2</sup>/d, dependiendo del río considerado.

Tabla 4.5. Características de los ríos y goteo o conductancia de las capas simuladas.

Nombre	Denominación	Longitud (km)	Cota inferior (msnm)	Cota superior (msnm)	Caudal (m <sup>3</sup> /s)
<b>ACUIFERO SUPERFICIAL</b>					
Uruguay Sur	GE	524	28.5	65.5	2830
Bermejo	G1	241	53	110	410
Paraguay	G2	149	56	64.5	3770
Paraná Sur	G3	632	24	85	12259
Santa Lucía	G4	145	38	62	79
Corriente	G5	157	25	48	205
Guayquiraro	G6	120	23	51	45
Gualeguay	G7	59.5	48	51	210
Mocoretá	G8	138	43	65	45
Miriñay	G9	148	45	60	102
Aguapié	G10	207	50	95	105
<b>ACUIFERO PROFUNDO</b>					
Uruguay Norte	G1	197	90	200	2830
Paraná Norte	G2	204	85	200	12259
Ibicuí	G3	71	75	85	600
Tacuarembó	G4	87	125	235	240
Tacuarembó Chico	G5	46	120	162	15
Goteo Sur	GE	277	75	130	-----

#### 4.3.6. Condiciones de contorno en el borde del modelo

Las condiciones de contorno en el borde del modelo representan la conexión entre el dominio de modelación y su entorno exterior. El límite del área de estudio presenta una combinación de zonas de descarga o recarga de agua como de flujo nulo a través de flujo prescrito y goteo (mixta). La Figura 4.26 muestra las condiciones de borde implementadas en el acuífero profundo o capa inferior del modelo y en el acuífero superficial o capa superior del modelo, resultantes del análisis del modelo conceptual propuesto y de la piezometría. En el acuífero profundo se emplea en el borde NE una condición de flujo prescrito y en el borde SE una condición de goteo, mientras que en el acuífero superficial se emplea una condición de flujo prescrito para los bordes NE, S y NW y una condición de goteo para el borde E.

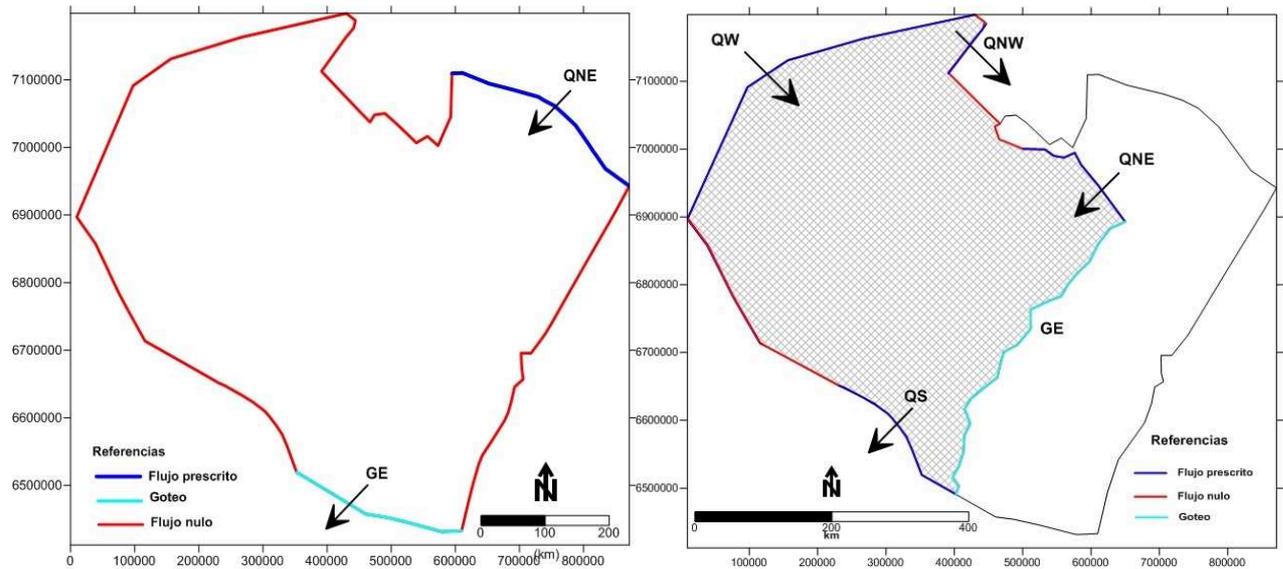


Figura 4.26. Condiciones de borde de la capa inferior (izquierda) y capa superior (derecha)

#### 4.3.7. Niveles observados o medidos

En la resolución del problema de flujo subterráneo, los niveles piezométricos observados o medidos constituyen la pieza de información más importante para la estimación de parámetros debido a que son empleados en el cálculo de la función objetivo al resolver el problema inverso o calibración automática. En la Figura 4.27 se muestran los puntos de observación empleados.

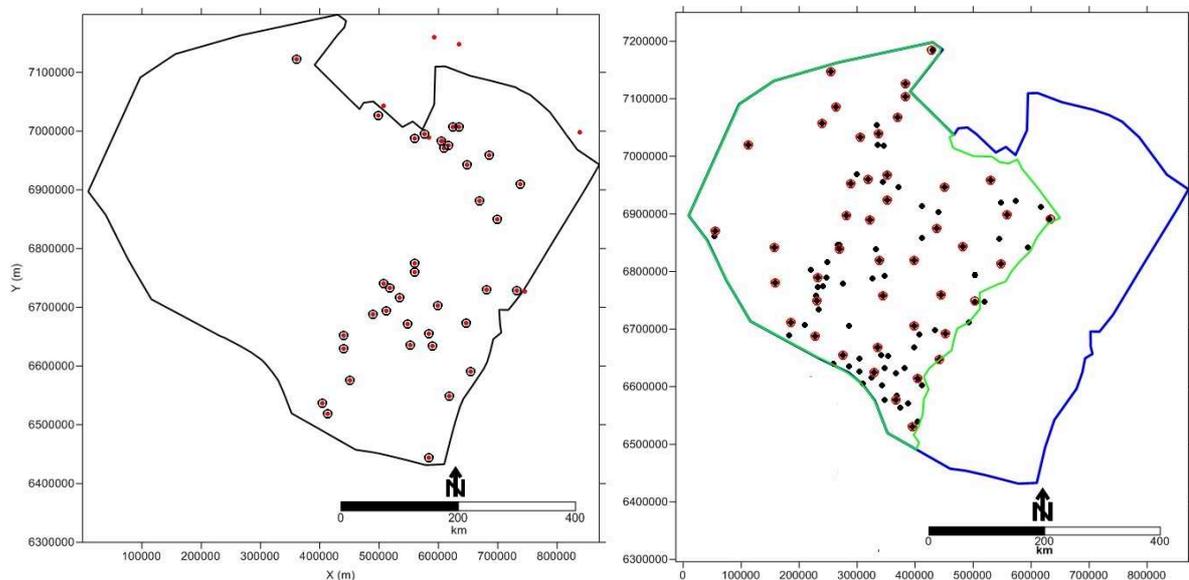


Figura 4.27. Pozos de observación del SAG empleados en el modelo conceptual (rojo) y numérico (negro): acuífero profundo (izq.) y acuífero superficial (der.).

Para el SAG se utilizaron 53 puntos medidos empleados en la construcción de las curvas piezométricas. También se hizo un análisis de consistencia de los mismos para identificar la presencia de valores anómalos que puedan afectar la calibración. De ellos se seleccionaron 39

niveles observados. Cabe señalar que el resto de los puntos de observación no se descartan del proceso de calibración sino que intervienen con un menor peso debido a que son considerados a priori menos certeros. Con respecto a la capa superior se seleccionaron 45 niveles dentro del área de estudio del universo inicial de 89.

#### 4.3.8. Resumen de la estructura del modelo

La Figura 4.28 muestra el modelo numérico distinguiendo las capas simuladas (superior e inferior) en donde se pueden apreciar los límites del modelo, la piezometría, las condiciones de borde, las áreas de recarga como de descarga, zonas de bombeo, ríos simulados y puntos de observación utilizados para la calibración del modelo en el área de estudio.

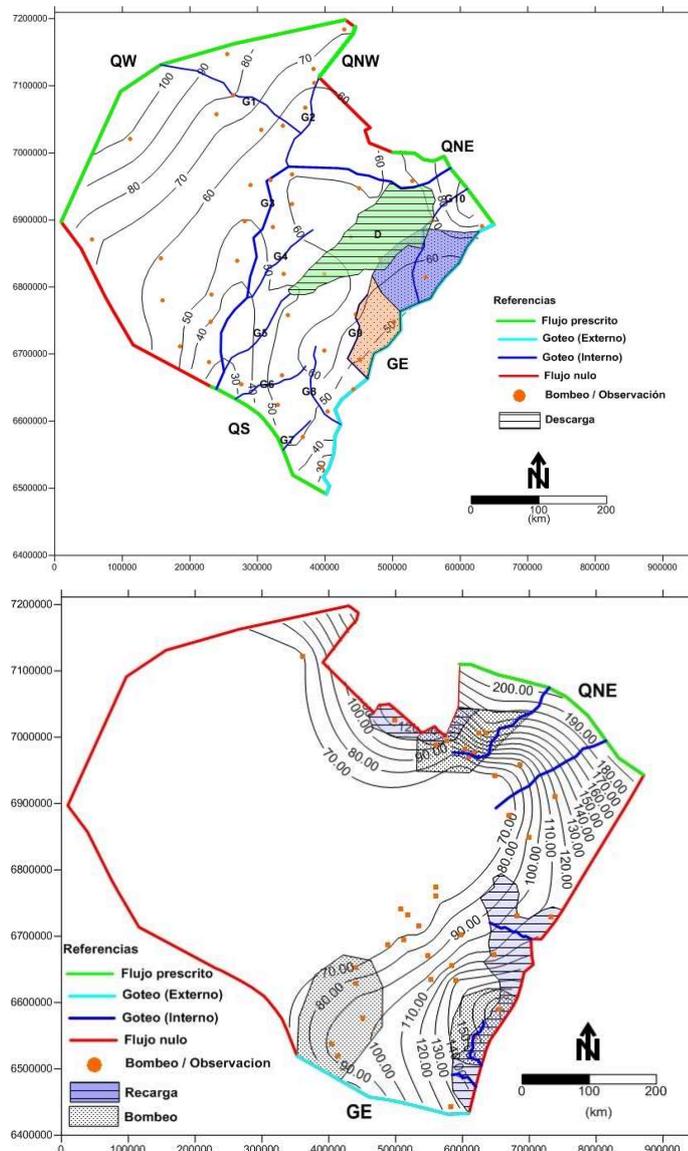


Figura 4.28. Resumen del modelo numérico propuesto para el acuífero superficial (sup.) y profundo (inf.).

En la Tabla 4.6 se incluyen los datos geométricos (superficies y longitudes) de los elementos del territorio de ambas capas. Las características de los cuerpos de agua o ríos simulados (cota superior, cota inferior, caudal) se pueden apreciar en la Tabla 4.5.

Tabla 4.6. Características geométricas de las capas simuladas

<b>Descripción (-)</b>	<b>Superficie (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Perímetro (km)</b>	<b>Longitud (km)</b>
<b>ACUIFERO SUPERFICIAL</b>			
<b>Capa Superficial</b>	242249	2173	-----
Dsag (DIBAS1)	11024	433	-----
Dsag (DIBAS2)	5880	366	-----
D3 (ESTEROS)	14990	617	-----
QNE	-----	-----	208
QW	-----	-----	567
QNW	-----	-----	93
QS	-----	-----	245
GE	-----	-----	524
<b>ACUIFERO PROFUNDO</b>			
<b>Capa Profunda</b>	383698	2785	-----
Recarga UR-BRA	15808	938	-----
Recarga PAR	4276	436	-----
Zona Bombeo1	7249	343	-----
Zona Bombeo 2	17432	504	-----
Zona Bombeo 3	10301	470	-----
QNE	-----	-----	338
GE	-----	-----	277

#### 4.4. Resultados – Flujo de agua subterránea

La simulación numérica se realizó en régimen de flujo permanente. Los resultados que se describen a continuación muestran los parámetros calibrados, la piezometría simulada, el análisis de errores y los balances de masa calculados.

En la Tabla 4.7 se presentan las conductividades calculadas, donde 70.7 m/d corresponde a la capa superior y para la capa inferior o SAG el rango fue de 3,4 m/d a 72,9m/d. Para los elementos unidimensionales que conectan ambas capas del modelo y que simulan el basalto es de  $4.9 \times 10^{-8}$  m/d, mientras que para los sectores donde posiblemente este fracturados la conductividad se resultó en  $8.64 \times 10^{-2}$  y  $8.6 \times 10^{-1}$  m/d.

Los valores de K calculadas en la capa inferior o SAG (Figura 4.29) indicarían un sector en el sureste y noreste con conductividades más bajas, y en el centro-este con conductividades más elevadas. Por ausencia/escasez tanto de información piezométrica como geológica/estratigráfica, la zona 1 del acuífero profundo, ubicada al oeste, es la que encierra la mayor incertidumbre.

Tabla 4.7. Conductividades hidráulicas calculadas.

Zona	K (m/d)	Capa	Descripción
K1sag	8.9	1	SAG
K2sag	3.4		
K3sag	3.5		
K4sag	4.7		
K5sag	72.9		
K6sag	26.6		
K7sag	17.4		
K8sag	10		
K9sag	4.1		
Ksup	70.7	2	Acuífero superficial
KDIBAS1	0.86	1D	Basalto fracturado
KDIBAS2	0.086		Basalto poco fracturado
KSUP1D	0.000000049		Basalto

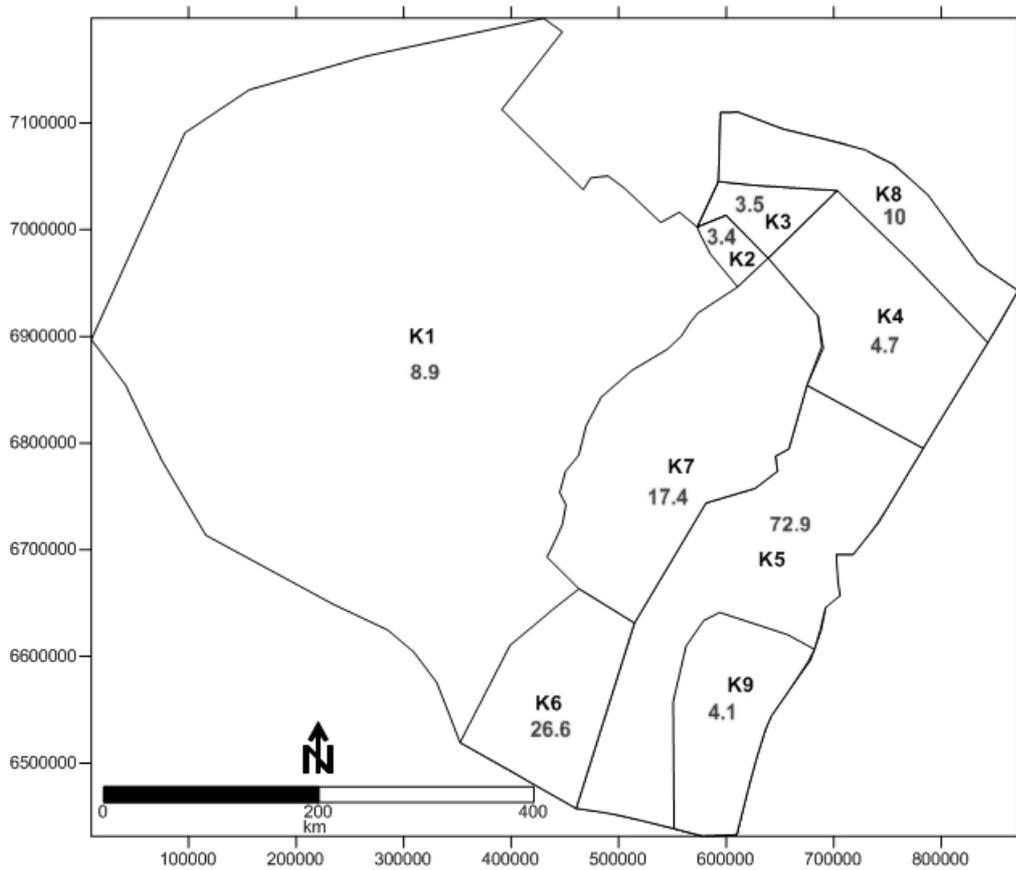


Figura 4.29. Conductividad hidráulica calculada (m/d) en el acuífero inferior (SAG).

La tasa de recarga obtenida fue del 0.9 % en la capa superior, y del 1.4 % y 3% de la precipitación para la capa inferior correspondientes a las zonas de Paraguay y Uruguay-Brasil, respectivamente (Tabla 4.8).

Tabla 4.8. Valores previos y calculados de recarga.

Zona Recarga	Precipitación	Estimación previa	Valor calculado
	mm/año	mm/año (%)	mm/año (%)
Uruguay –Brasil	1570	15.70 (1)	21.75 (1.4)
Paraguay	1580	15.80 (1)	45.91 (3)
Acuífero superior	1250	12.50 (1)	10.89 (0.9)

En la Tabla 4.9 se incluye la estimación previa del coeficiente de goteo para los diferentes ríos y el valor calculado, en donde se puede apreciar que los valores calculados son similares a los previos.

Tabla 4.9. Valores previos y calculados del coeficiente de goteo.

Zona/río	Estimación previa (m <sup>2</sup> /d)	Valor calculado (m <sup>2</sup> /d)
Borde SAG Sur	0.01	0.07
Río Uruguay (sur)	20	18.16
Río Aguapey	0.5	0.51
Río Bermejo	1	1.10
Río Corriente	1	0.98
Río Gualaguay	1	1.07
Río Guayquiraro	0.5	0.52
Río Miriñay	0.5	0.50
Río Mocoetá	0.5	1.04
Río Paraguay	1	1.89
Río Paraná (sur)	50	50.18
Río Santa Lucía	0.5	0.54
Río Ibicuí	0.5	0.76
Río Tacuarembo	0.5	0.49
Río Tacuarembo Chico	0.5	0.53
Río Uruguay (norte)	20	20.57
Río Parana (norte)	50	50.08

El error medio EM de la estimación de los valores calculados de la carga piezométrica se estimó como:

$$EM = \sum_i^{Nobs} |Hcalc_i - Hobs_i| / Nobs \quad (4.2)$$

donde  $Hcalc_i$  representa los niveles piezométricos calculados (m),  $Hobs_i$  representa los niveles piezométricos observados y  $Nobs$  es el número total de puntos de observación utilizados en la calibración. En la capa inferior el error medio resultó de 11.1 m y para la capa superior de 5.8 m. La diferencia entre el máximo y mínimo valor observado en el acuífero inferior es 135 m y de 70 m en el acuífero superior, por ende el error medio es equivalente al 8.3 % y al 8.1 % del rango medido

respectivamente. Por lo tanto, puede decirse que la calibración tiene un error similar en ambas capas simuladas. El contraste entre niveles observados y calculados mostrado en la Figura 4.30 indica que los errores positivos/negativos en los puntos de observación están homogéneamente distribuidos, no existiendo una tendencia a la sobreestimación o subestimación.

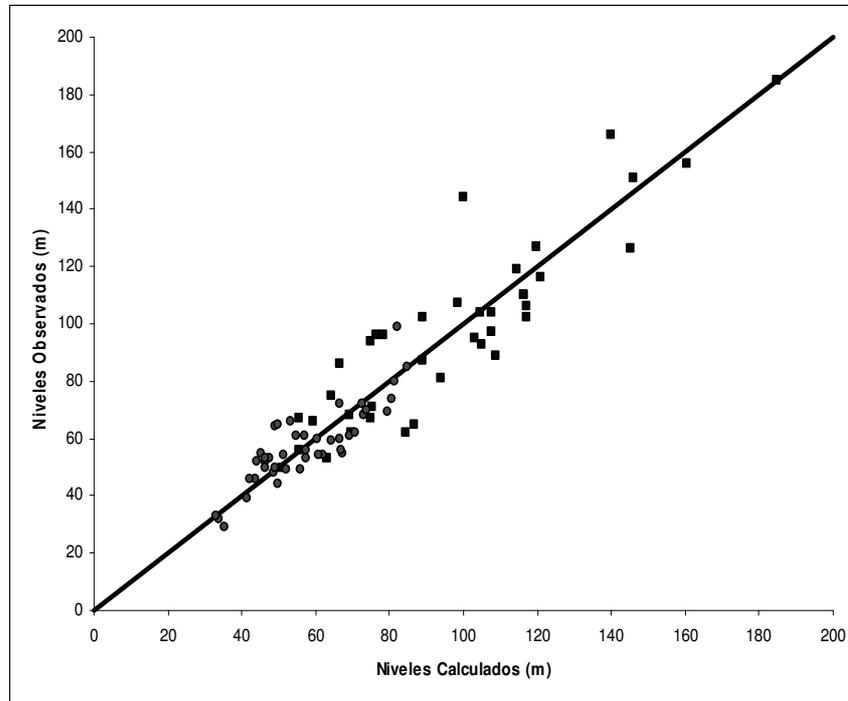


Figura 4.30. Niveles medidos vs calculados en el acuífero profundo (cuadrado) y superficial (círculos).

Las Figuras 4.31 y 4.32 muestran la distribución geográfica de los errores en el acuífero profundo y superficial respectivamente, errores negativos indican subestimación, errores positivos sobreestimación. Los mayores errores ocurren en el acuífero profundo, en general en las zonas más profundas del sector termal de Argentina/Uruguay con predominio de la subestimación. Nueve pozos de los 38 del acuífero profundo poseen errores superiores a +/- 15 m, en el restante 75 % de los puntos de calibración se obtuvieron errores menores a +/- 15 m. Siete pozos de los 45 del acuífero superficial poseen errores superiores a +/- 10 m, el restante 85 % de los puntos de calibración del acuífero superficial poseen errores menores a +/- 10 m.

En términos generales, la piezometría simulada en ambos acuíferos reproduce adecuadamente los patrones del modelo conceptual. La Figura 4.33 muestra la piezometría calculada del acuífero profundo en donde se puede apreciar elevados gradientes a lo largo del borde NE y E del acuífero, y gradientes más suaves hacia el centro del área modelada. En la Figura 4.34 se muestra la piezometría calculada del acuífero superficial, donde se pueden apreciar gradientes suaves en casi todo el dominio, y un flujo convergente hasta la parte inferior del río Paraná y del río Uruguay, tal como está lo planteado en la piezometría observada.

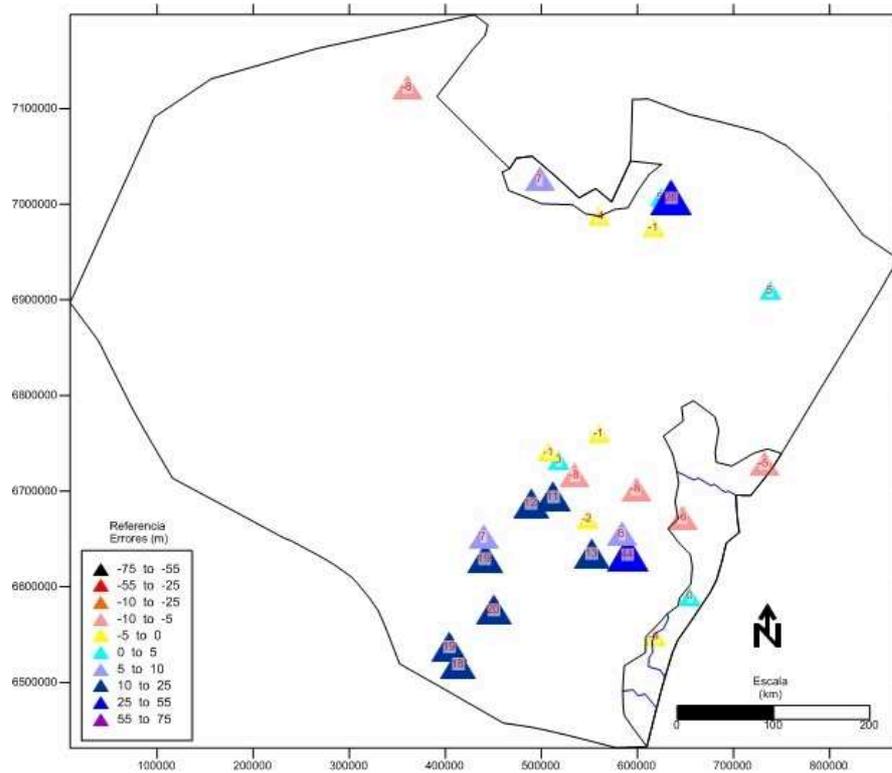


Figura 4.31. Distribución espacial de errores (m) en el acuífero profundo. El error se define como el nivel piezométrico calculados menos el nivel piezométrico observado.

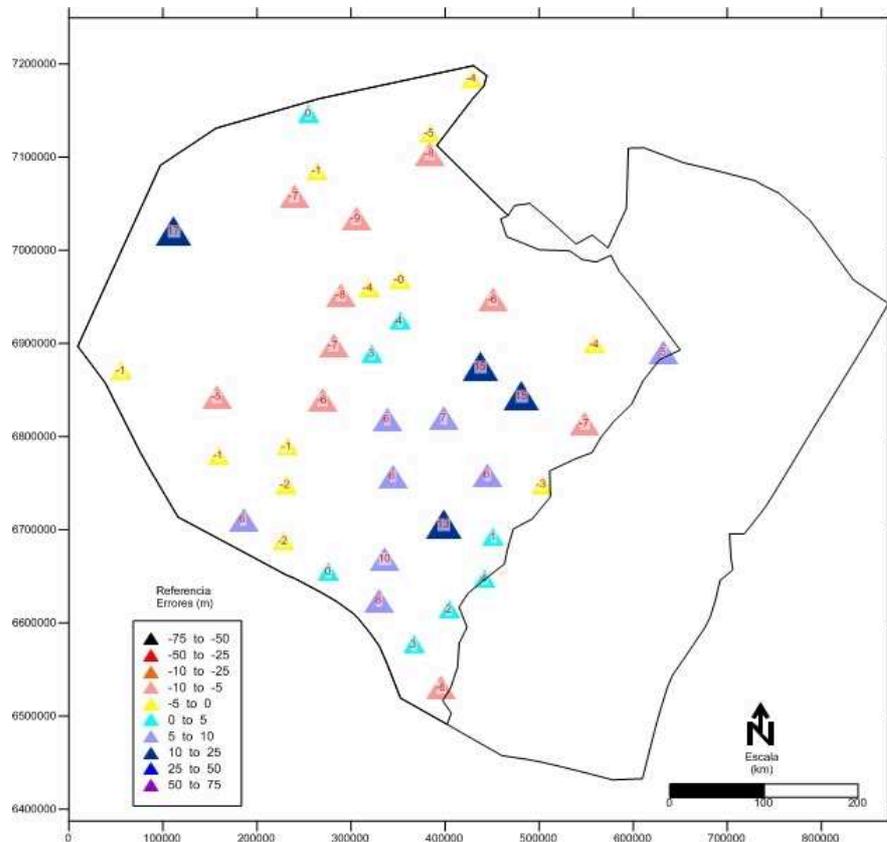


Figura 4.32. Distribución espacial de errores (m) en el acuífero superficial. El error se define como el nivel piezométrico calculados menos el nivel piezométrico observado.

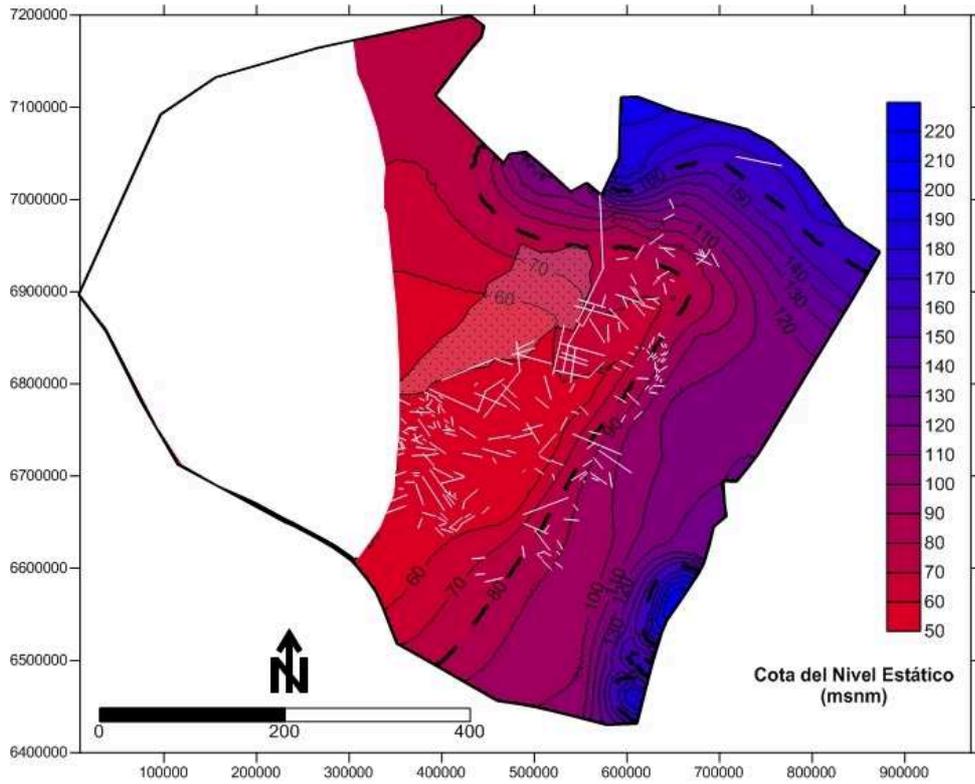


Figura 4.33. Piezometría calculada del acuífero profundo.

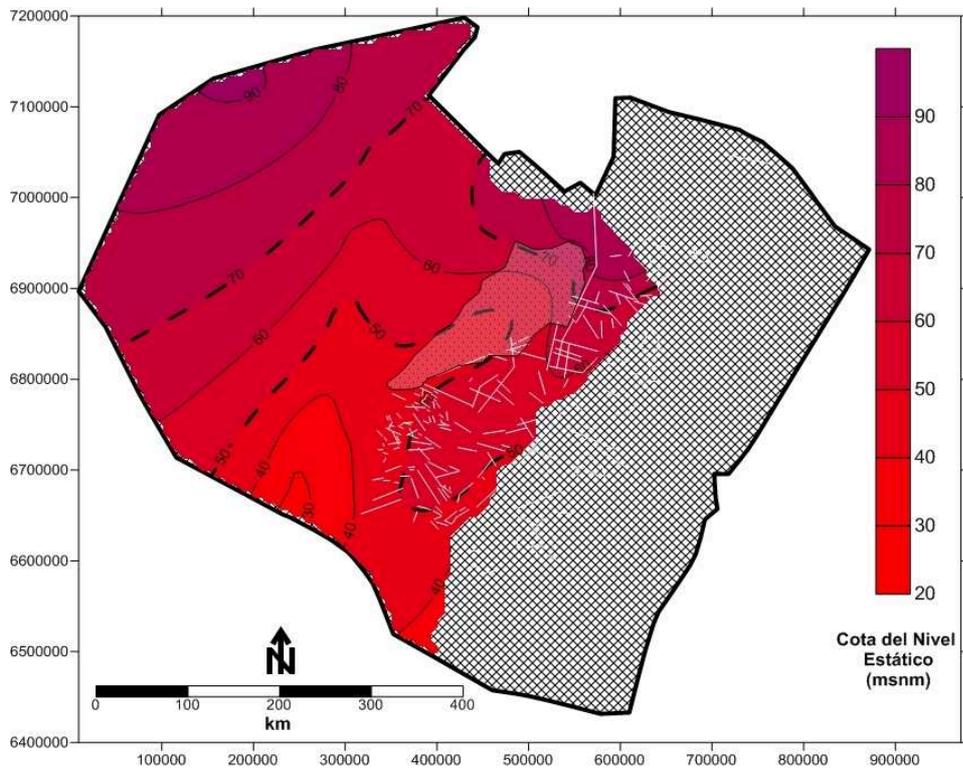


Figura 4.34. Piezometría calculada del acuífero superficial.

La observación del mapa de la diferencia de los niveles piezométricos calculados del acuífero superficial y profundo permite determinar la presencia de flujos ascendentes o descendentes (Figura 4.35). En la provincia de Corrientes, la piezometría calculada para el SAG se encuentra por encima de la calculada para el acuífero superficial, favoreciendo los flujos verticales ascendentes. Este resultado corroboraría la presencia de áreas de descarga del SAG en un sector de la provincia de Corrientes (sector este de Esteros del Iberá) coincidente con la zonas de lineamientos trazada por Mira (2012) y lo planteado en el modelo conceptual propuesto en esta tesis (ver Figura 4.11). Asimismo, es cualitativamente consistente con lo presentado en la Figura 4.11.

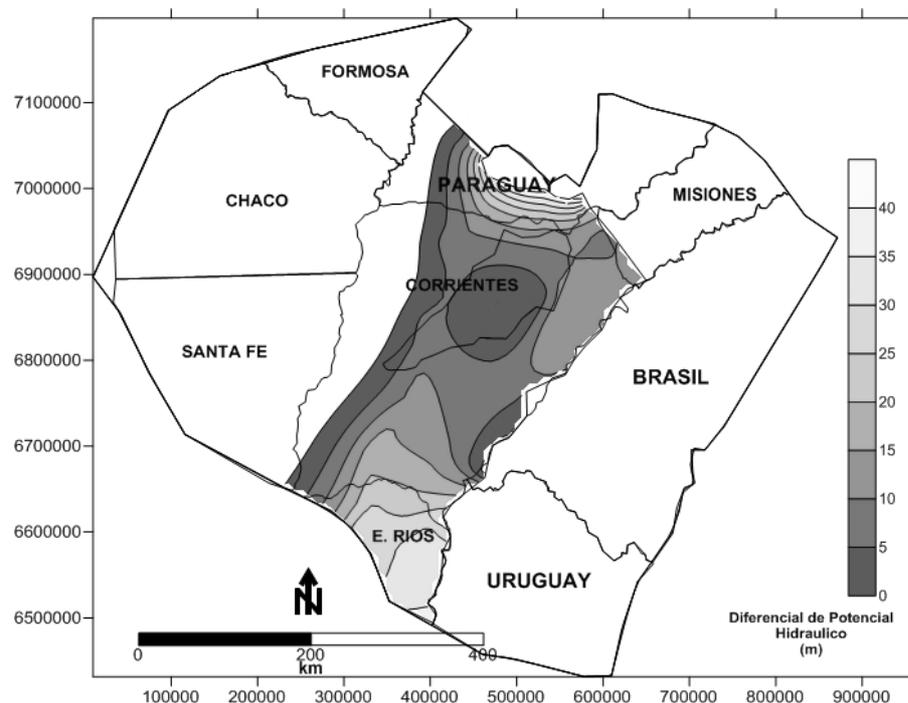


Figura 4.35. Diferencia entre las piezometrías calculadas para el SAG y el acuífero superficial.

La Tabla 4.10 presenta las componentes del balance de masa. Las zonas de recarga, goteo y flujo prescripto pueden identificarse en la Figura 4.28. Al igual que el balance del modelo regional del SAG, las componentes dominantes del balance son la recarga y el flujo río/acuífero, siendo muy pequeño el flujo a través de todos los bordes del modelo, sean positivos o negativos. El borde NE recibiría los flujos del sector norte del SAG. En general, la magnitud de dicho flujo es muy pequeña, igual  $1.19 \text{ m}^3/\text{s}$ . Los ríos Paraguay, Uruguay y Paraná ubicados en el acuífero superficial drenan  $12.4$ ,  $25.7$  y  $49.4 \text{ m}^3/\text{s}$ , respectivamente. En cambio en todos los demás ríos en el acuífero superficial, los flujos positivos o negativos son menores a  $7 \text{ m}^3/\text{s}$ . La descarga del SAG a través de los mismos tramos del Uruguay y del Paraná simulados en el modelo regional de Vives et al. (2008) son menores que en dicho modelo, aunque del mismo signo, esto puede deberse a un

reacomodamiento de las componentes del balance a una mayor red de cuerpos superficiales y a la salida a través del Estero del Iberá. La magnitud de la descarga de agua del acuífero superficial a través de los esteros del Iberá resultó 23,6 m<sup>3</sup>/s, equivalentes a 50 mm/año.

Tabla 4.10. Balance de masa. Los flujos entrantes son positivos y los salientes negativos.

Zona	Recarga			Flujo Prescrito			Goteo		
	Zona	m <sup>3</sup> /d	m <sup>3</sup> /s	Zona	m <sup>3</sup> /d	m <sup>3</sup> /s	Zona	m <sup>3</sup> /d	m <sup>3</sup> /s
1	Paraguay	252944	2.9	Zona Bombeo 1	-82622.7	-1.0	Sursag	99877.6	1.2
2	Uruguay – Brasil	1.99E+06	23.0	Zona Bombeo 2	-41128.9	-0.5	Uruguay (sur)	-2.22E+06	-25.7
3	Superficial	6.68E+06	77.3	Zona Bombeo 3	-96491.4	-1.1	Aguapey	638704	7.4
4	Esteros del Iberá	-2.04E+06	-23.6	Flujo NEsag	102529	1.2	Bermejo	699431	8.1
5				Flujo NEsup	157328	1.8	Corriente	-117460	-1.4
6				Flujo Wsup	121238	1.4	Guauguay	126052	1.5
7				Flujo Ssup	-117088	-1.4	Guayquiraro	-15002.4	-0.2
8				Flujo Nsup	-104374	-1.2	Miriñay	21650.5	0.3
9							Mocoretá	76322.7	0.9
10							Paraguay	-1.07E+06	-12.4
11							Paraná	-4.27E+06	-49.4
12							Santa Lucia	74200.5	0.9
13							Ibicuí	-418595	-4.8
14							Tacuarembó	-195218	-2.3
15							Tacuarembó Chico	-136116	-1.6
16							Uruguay (norte)	-98311.1	-1.1
17							Parana (norte)	-15633.7	-0.2
Totales		<b>6881394</b>	<b>79.6</b>		<b>-60610</b>	<b>-1.4</b>		<b>-6820788</b>	<b>-78.9</b>

El balance de masa muestra que los flujos involucrados en el sistema son muy pequeños en comparación con los caudales mínimos de los principales ríos del sistema superficial (ríos Uruguay, Paraguay y Paraná) y en conjunto los 14 tramos de ríos simulados descargan unos 77,8 m<sup>3</sup>/s. La recarga y el flujo que descarga el acuífero en los ríos constituyen las componentes dominantes, el flujo que entra y sale a través de los bordes es despreciable, las explotaciones sumarían un 10 % de la recarga.

## Capítulo V

# SIMULACION DE LA EDAD DEL AGUA EN EL SAG

### 5.1. Introducción

La simulación numérica de la distribución de la edad del agua subterránea en sistemas acuíferos revela aspectos del comportamiento del flujo y de la zonificación de los parámetros hidrodinámicos como la conductividad hidráulica y la porosidad, constituyendo una herramienta de suma utilidad en estudios hidrogeológicos (Bethke y Johnson, 2008). Uno de los objetivos de esta tesis es implementar modelos de distribución de edad del agua a escala regional y subregional, que permitan validar las hipótesis de funcionamiento del SAG que surgen del análisis de información hidrogeológica, hidroquímica e isotópica.

La fiabilidad de los resultados de los modelos de flujo y edad del agua subterránea a escala regional/subregional depende de cómo el modelo se aproxime a la situación real. Las mayores incertidumbres están asociadas a la representación de la heterogeneidad de las propiedades hidráulicas y al comportamiento tridimensional de flujo.

En capítulos anteriores se describió el modelo conceptual y numérico de flujo regional bidimensional del SAG (Vives et al. 2008) y se desarrolló el modelo subregional bicapa del SAG en el sector Sur. Si bien en ambos casos se obtuvo un ajuste de niveles piezométricos y balance de masa satisfactorios, ciertas hipótesis de su funcionamiento hidráulico, como por ejemplo la falta de representación de caminos de flujo tridimensionales afecta de manera particular la simulación de la distribución de edades. Los procesos de mezcla no son correctamente simulados.

En orden a explicar condiciones de flujo y distribución de edad del agua subterránea a escala local, que no pueden reproducirse a escala regional y que pueden ser responsables de los resultados de observaciones de campo, primero se desarrollaron una serie de casos sintéticos para diferentes situaciones hidrogeológicas presentes en el sector sur del SAG. Luego se simuló la distribución de edades a escala subregional y regional.

Los pasos para la construcción de un modelo de edad del agua subterránea comienzan con la implementación del modelo de flujo, luego se calcula el campo de velocidades y se definen los parámetros de transporte porosidad, coeficiente de difusión  $D^*$  y dispersividad longitudinal  $\alpha_L$  y dispersividad transversal  $\alpha_T$ , y toda otra información asociada a las fuentes o tasas de decaimiento.

Las simulaciones de edad del agua subterránea fueron realizadas mediante el código TRANSIN y su interfaz visual VISUAL TRANSIN (Medina y Carrera, 1996; Medina et al., 1996) que resuelve la ecuación directa de edad planteada por Goode (1996), presentada en el Capítulo 2.

## 5.2. Análisis de casos sintéticos

La gran extensión y la heterogeneidad del área de estudio permiten identificar diferentes situaciones hidrogeológicas que condicionan el flujo y el transporte, cuyo análisis mediante la simulación numérica ayuda a comprender la distribución de la edad del agua reflejada en los resultados de las muestras de agua analizadas que, *a priori*, no pueden reproducirse adecuadamente mediante la simulación regional con modelos bidimensionales de edades.

Los casos sintéticos propuestos por sectores en el sur del SAG, según se muestra en la Figura 5.1 son:

- (1) Sector de afloramiento del SAG, acuífero libre;
- (2) Sector de transición del SAG de un comportamiento libre (afloramiento) a confinado;
- (3) Sector confinado del SAG con presencia de acuitardos con distinta conductividad hidráulica situados entre el SAG y las formaciones superficiales;
- (4) Sector oeste, análisis del efecto de mezcla de aguas antiguas con aguas recientes.
- (5) Sector del SAG confinado, análisis del efecto de mezcla de aguas muy antiguas (pre-SAG) con aguas antiguas (SAG).
- (6) Sector del SAG sobre los Esteros del Iberá donde es probable que exista conexión entre capas profundas y superficiales a través de basaltos (mas superficiales y de menor espesor). Análisis del efecto de mezclas de aguas jóvenes con aguas antiguas y muy antiguas, evaluación de la distribución de edades en función de la presencia de acuitardos con mayor o menor grado de conductividad (3).

Todos los casos se simularon en un perfil bidimensional de sección vertical X-Z de longitud  $L_x$  y espesor  $L_z$  variables, discretizando la malla con 1900 a 7500 elementos, y 700 a 4000 nudos, según el caso. De igual manera, Goode (1996) y Varni y Carrera (1998) utilizaron un enfoque similar para resolver casos sintéticos de escala local, aunque éstos estaban asociados a un acuífero en particular (libre y de recarga en todo el perfil). Recientemente, Sandford (2010) abordó el tema de la calibración de modelos utilizando edades del agua subterránea, destacando los aspectos prácticos en contraposición a las posibilidades teóricas. Para ello simuló edades en perfiles transversales, no de escala local sino regional, bajo condiciones de borde variables.

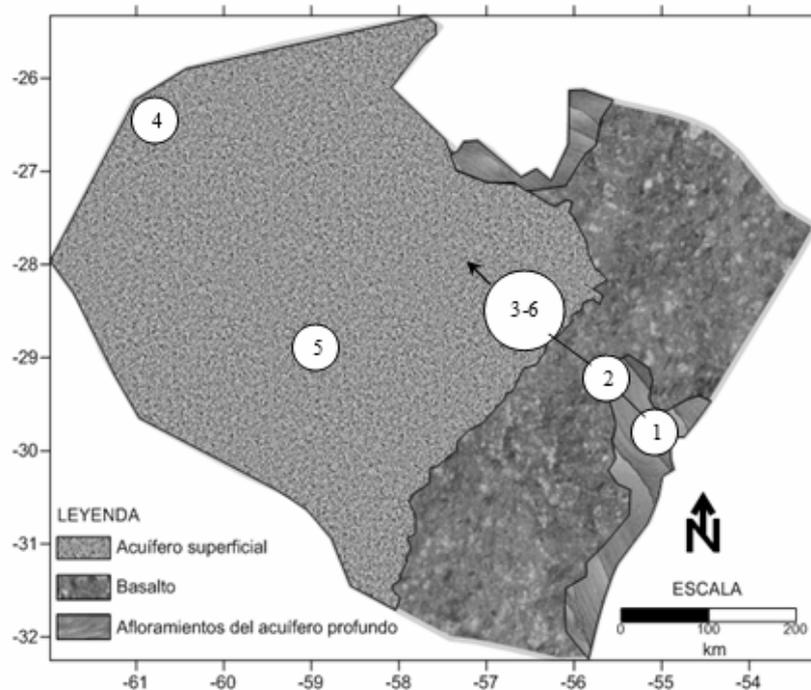


Figura 5.1. Ubicación de casos sintéticos simulados en el área de estudio.

El análisis de resultados de las simulaciones implementadas se realiza presentando el esquema del modelo conceptual, la estructura del modelo de flujo, las edades simuladas en el perfil transversal, las edades simuladas en diferentes verticales y las edades simuladas a lo largo de un perfil longitudinal trazado en el punto medio del dominio, es decir en  $L_z/2$  de las unidades hidrogeológicas representadas.

Para el caso 1 se analizaron dos situaciones, recarga de magnitud constante y recarga de magnitud variable sobre el afloramiento, según se muestra en las figuras 5.2 y 5.3. En ambos casos el agua que ingresa en el acuífero libre por el borde superior se le asigna edad cero. Para la situación de recarga constante (similar al simulado por Varni y Carrera, 1998), en concordancia con el patrón de flujo simulado (Figura 5.2b), la edad va aumentando en profundidad indicando estratificación (Figura 5.2c), los perfiles verticales trazados en progresivas debajo de la zona de recarga poseen un patrón similar con excepción de los últimos 50 m donde se observa la influencia de zonas de flujo muy lento (ver Figura 5.2d). El perfil vertical trazado en la progresiva  $X=950$  m, debajo de la zona de descarga, muestra edades mucho mayores, típicas de zonas de descarga y estratificación menos marcada. Las observaciones anteriores se visualizan claramente en el perfil longitudinal trazado a una profundidad  $L_z/2 = 150$  m (Figura 5.2e) donde se aprecia una edad constante debajo de la zona de recarga, que aumenta progresivamente debajo de la zona de descarga hasta un máximo de aproximadamente 400 años. En resumen, el ejemplo permite visualizar la estratificación vertical y

el efecto de las condiciones de borde en superficie para un acuífero libre, con propiedades hidrogeológicas (conductividad hidráulica, porosidad y dispersividad) homogéneas.

Para la situación de recarga variable (similar al simulado por Goode, 1996), en concordancia con el patrón de flujo simulado (Figura 5.3b), la edad va aumentando en profundidad indicando estratificación y la influencia de la variación de la tasa de recarga en la misma, en donde a menor tasa de recarga se observa mayor edad en profundidad (Figura 5.3c). Los perfiles verticales trazados en progresivas debajo de la zona de recarga poseen un patrón similar aunque de edades mayores (ver Figura 5.3e). El perfil vertical trazado en la progresiva  $X=950$  m, debajo de la zona de descarga, muestra edades mucho mayores, típicas de zonas de descarga y estratificación menos marcada donde se observa la influencia de zonas con flujo muy lento. Las observaciones anteriores se visualizan claramente en el perfil longitudinal trazado a una profundidad  $L_z/2 = 50$  m (Figura 5.3d) donde se aprecia una edad constante debajo de la zona de recarga, que aumenta progresivamente debajo de la zona de descarga hasta un máximo de aproximadamente 100 años. En resumen, el ejemplo permite visualizar la estratificación vertical, el efecto de la variación de la tasa de recarga y de las condiciones de borde en superficie para un acuífero libre, con propiedades hidrogeológicas (conductividad hidráulica, porosidad y dispersividad) homogéneas.

Para el Caso 2 se analizó la distribución de la edad del agua en un sector de transición del SAG de un comportamiento de tipo libre en la zona de afloramiento a confinado considerando recarga de magnitud constante sobre el afloramiento, según se muestra en la Figura 5.4. La longitud del perfil simulado es de 1000 m a los fines de analizar el comportamiento del modelo entorno a la zona de transición de acuífero libre a confinado. El agua que ingresa en el acuífero libre posee edad cero, edad que va aumentando en profundidad indicando estratificación, los perfiles verticales trazados en progresivas debajo de la zona de recarga poseen un patrón similar al Caso 1, diferenciándose de los perfiles trazados en el sector de confinamiento (ver figuras 5.4b y 5.4c). Si bien en el sector confinado se aprecia estratificación, ésta es menos marcada debido a la ausencia de recarga de agua joven, en consecuencia los perfiles vertical trazado en la progresiva  $X=750$  m y  $X=950$  m, debajo del sector confinado, muestran edades mucho mayores que el sector libre y tendientes a un valor único en la vertical si el acuífero se extiende más en el sector confinado. Las observaciones anteriores se visualizan claramente en el perfil longitudinal trazado a una profundidad  $L_z/2 = 150$  m (Figura 5.4e) donde se aprecia una edad constante debajo de la zona de recarga, que comienza a aumentar progresivamente debajo de la zona confinada hasta un máximo de aproximadamente 300 años. En resumen, este ejemplo permite visualizar cómo disminuye o se pierde la estratificación vertical a partir de la interfaz libre/confinado y se adentra en el sector confinado

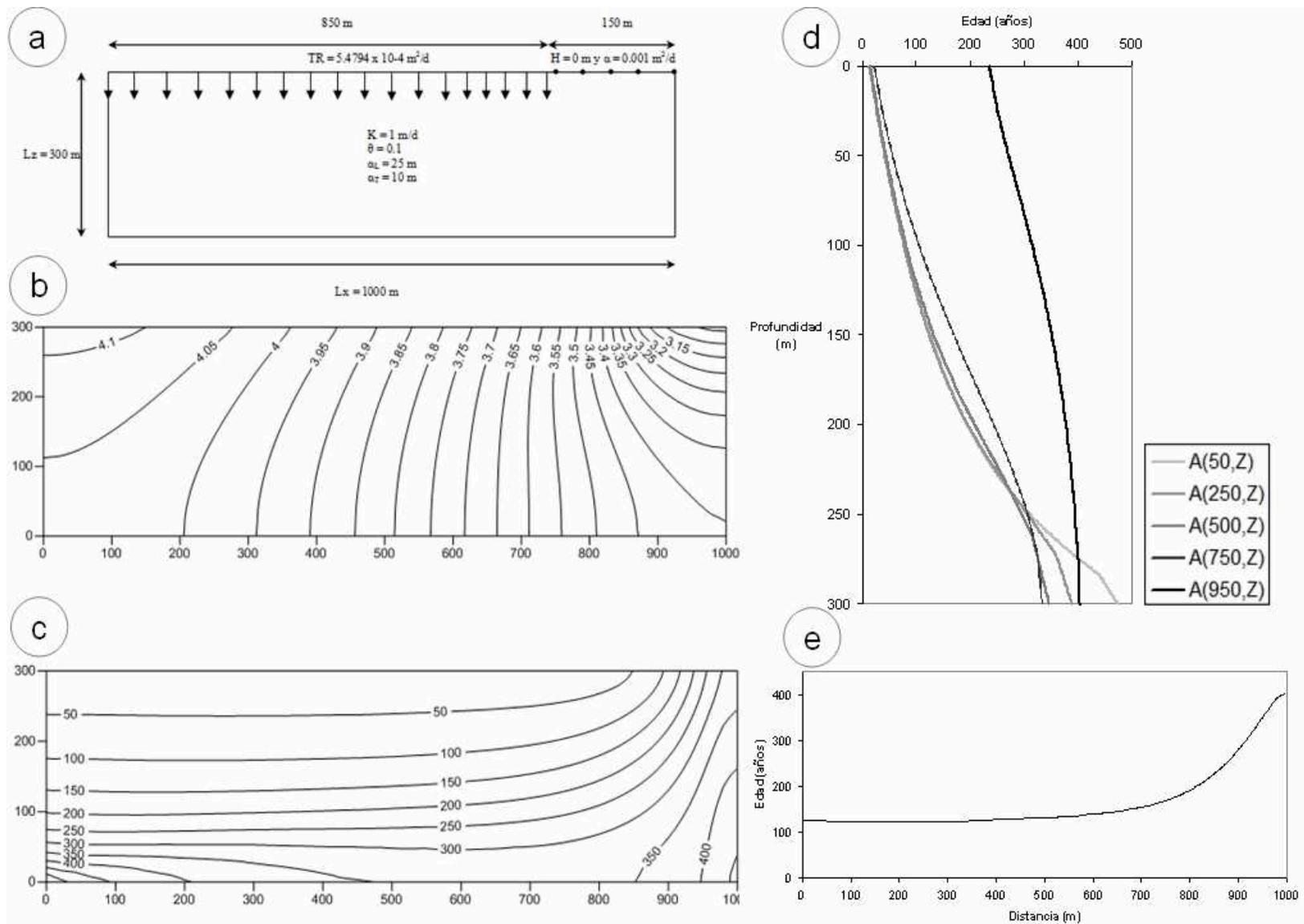


Figura 5.2. Caso sintético 1: esquema conceptual de un acuífero libre con recarga constante, a) modelo conceptual y estructura del modelo numérico (incluyendo los valores de los parámetros), b) piezometría del perfil, c) perfil de la edad del agua, d) distribución de la edad del agua en profundidad a diferentes progresivas, y e) distribución de la edad del agua con la distancia a una profundidad  $L_z/2$ .

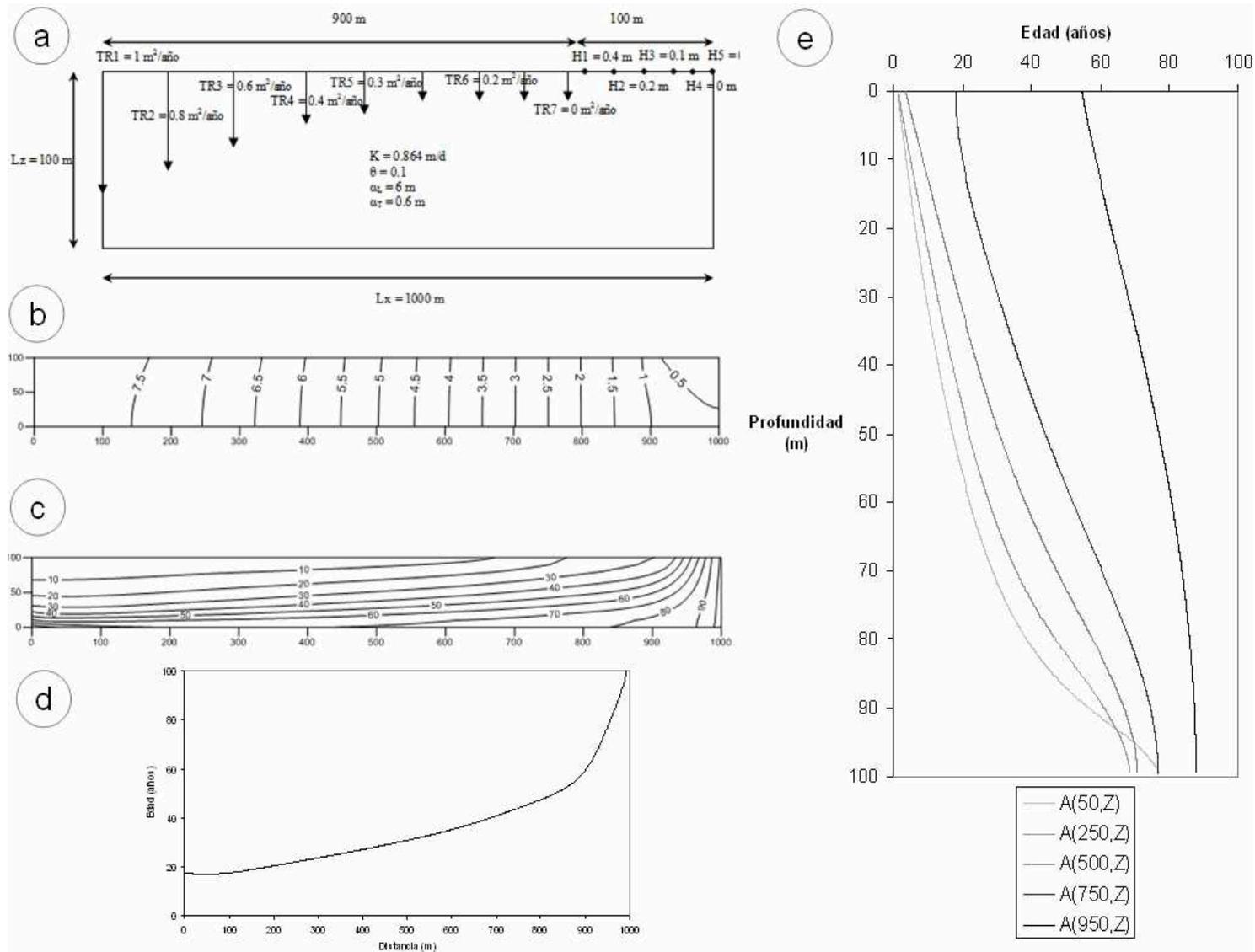


Figura 5.3. Caso sintético 1: esquema conceptual de un acuífero libre con recarga variable, a) modelo conceptual y estructura del modelo numérico (incluyendo los valores de los parámetros), b) piezometría del perfil, c) perfil de la edad del agua, d) distribución de la edad del agua con la distancia a una profundidad  $L_z/2$  y e) distribución de la edad del agua en profundidad a diferentes progresivas,

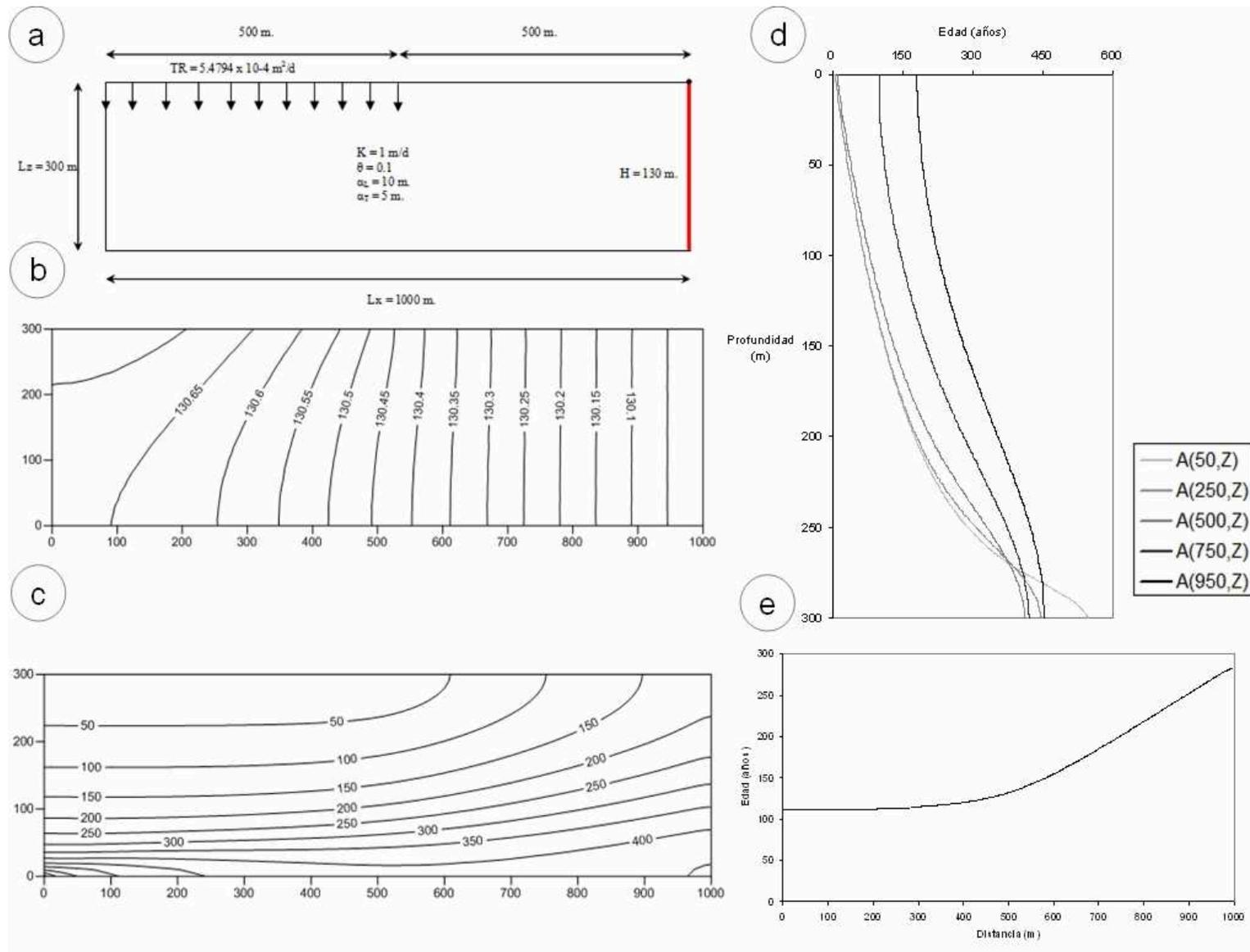


Figura 5.4. Caso sintético 2: esquema conceptual de un sector de transición del SAG de un comportamiento libre (afloramiento, sector izquierdo) a confinado (sector derecho), a) modelo conceptual y estructura del modelo numérico (incluyendo los valores de los parámetros), b) piezometría del perfil, c) perfil de la edad del agua, d) distribución de la edad del agua en profundidad a diferentes progresivas, y e) distribución de la edad del agua con la distancia a una profundidad  $L_z/2$ .

Si para el Caso 2 se busca analizar el efecto de la tridimensionalidad se puede modelar numericamente en el plano X-Y (Figura 5.5), asumiendo que no existe una estratificación vertical en el plano X-Z. La piezometría y edad simulada en el plano X-Y resulta un valor promedio de todas las equipotenciales y edades del plano vertical. En la Figura 5.5a se puede apreciar la piezometría en perfil y en planta, mientras que en la Figura 5.5b se observa la distribución de la edad del agua subterránea, en donde se evidencia como el modelo en planta no puede reproducir correctamente las edades del sector que se comporta como acuífero libre (mayor estratificación).

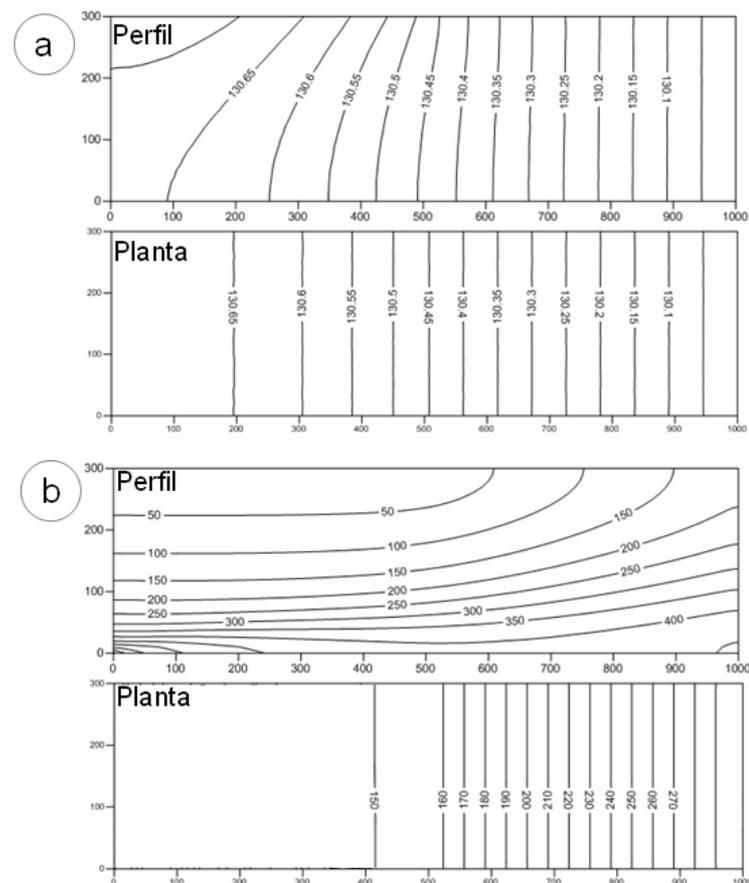


Figura 5.5. Caso sintético 2 simulado en planta de un sector de transición del SAG de un comportamiento libre (afloramiento) a confinado, a) piezometría en perfil y en planta, b) distribución de la edad del agua en perfil y en planta.

Dada la escala del modelo subregional y regional del SAG, donde el área de afloramiento es pequeña en comparación con el área confinada, el modelo conceptual del Caso 2 se resolvió para una longitud del perfil mas extensa ( $L_x = 3500$  m). El esquema conceptual y los resultados se incluyen en la Figura 5.6. En el sector netamente confinado, lejos de la zona de recarga la estratificación de edades en el perfil vertical se disipa completamente, observándose una edad constante en la vertical en consonancia con el flujo horizontal (Figura 5.6d), en forma similar a lo que se obtendría con una simulación bidimensional X-Y en un acuífero confinado.

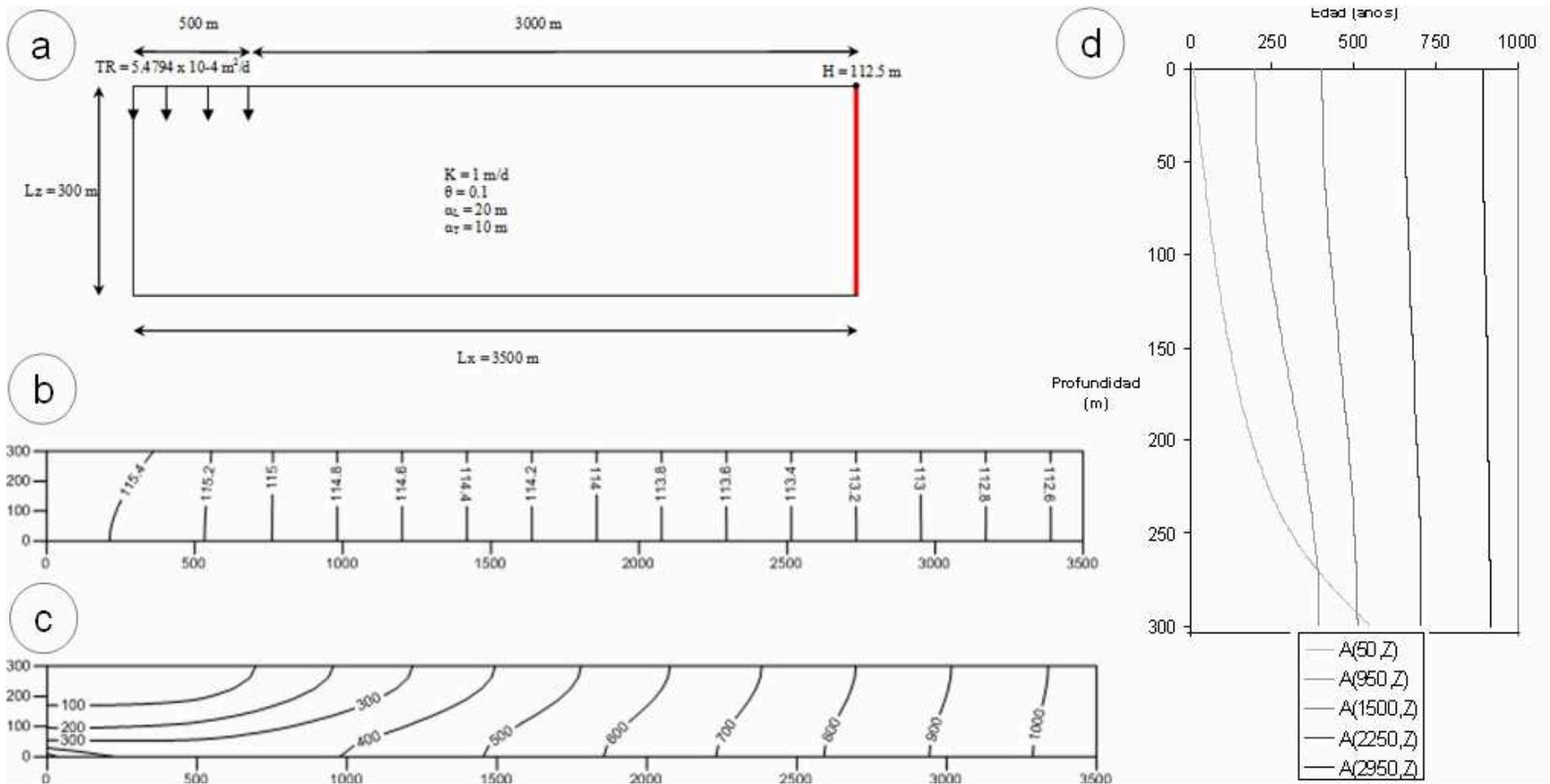


Figura 5.6. Caso sintético 2, dominio extendido: esquema conceptual de un sector de transición del SAG de un comportamiento libre (afloramiento) a confinado, a) modelo conceptual y estructura del modelo numérico (incluyendo los valores de los parámetros), b) piezometría del perfil, c) perfil de la edad del agua, y d) distribución de la edad del agua en profundidad a diferentes progresivas.

El Caso 3 simula un sistema multicapa, representando un sector confinado del SAG separado de las formaciones superficiales por un acuitardo con conductividad hidráulica homogénea. El modelo conceptual y los resultados se presentan en la Figura 5.7. La conductividad vertical del acuitardo y la condición hidrodinámica de flujo ascendente, según se muestra en la Figura 5.7b, producen que el agua que ingresa al acuífero superficial (que posee edad cero), aumente significativamente su edad en profundidad producto de la mezcla con aguas más antiguas proveniente de la formación profunda, alcanzando edades que serían atípicas para acuíferos libres (Figura 5.7c). En la Figura 5.7d se observa que a pesar de la discontinuidad en el perfil vertical de edad, producto del contraste de las conductividades hidráulicas de las tres capas, se produce una marcada mezcla de aguas jóvenes con aguas antiguas y dado que la condición de borde superficial es uniforme y el acuitardo es continuo en todo el perfil simulado, los perfiles verticales de edad trazados en diferentes progresivas poseen un patrón similar. Los perfiles longitudinales trazados en el punto medio de cada capa simulada ( $Z=62,5$  m, 150 m y 237,5 m), mostrados en la Figura 5.7e, permiten ver nuevamente que la edad es constante a la profundidad graficada, y su magnitud refleja la mezcla de aguas entre formaciones.

Si la conductividad hidráulica vertical del acuitardo se reduce tres órdenes de magnitud (Figura 5.8), prácticamente no se produce mezcla entre las aguas de las formaciones superior e inferior. El balance de agua en el extremo derecho (zona de descarga) refleja, comparado con el esquema analizado anteriormente, que el flujo de salida es menor en la capa superior debido a que no hay aportes de flujo de la capa infrayacente y es mayor en la capa inferior, debido a que no tiene pérdidas hacia sectores superiores. Estos cambios en el balance de masa se ven reflejados en la distribución de la edad del agua de la formación suprayacente en donde no se observa una variación significativa como en el caso de mayor conductividad vertical en donde el rango de edad del agua del acuífero superior es entre 0 y 95.000 años. Las variaciones en edad en el acuífero inferior son poco notables en las graficas debido a la corta distancia que recorren las aguas.

En la Figura 5.9 se puede observar con mayor detalle el efecto del grado de conductividad del acuitardo para la progresiva  $X=500$  m y  $Z=62.5$  m. En el grafico queda evidenciado que el grado de conductividad y la hidrodinámica del sistema son factores fundamentales en la simulación de la edad del agua subterránea. En el caso de mayor conductividad las aguas jóvenes de la capa superior se mezclan con las aguas antiguas de la capa inferior dando como resultado presencia de edades mayores a las esperadas para formaciones superiores. Los cambios de edad en sentido horizontal no se observan dado el tamaño de la escala del problema.

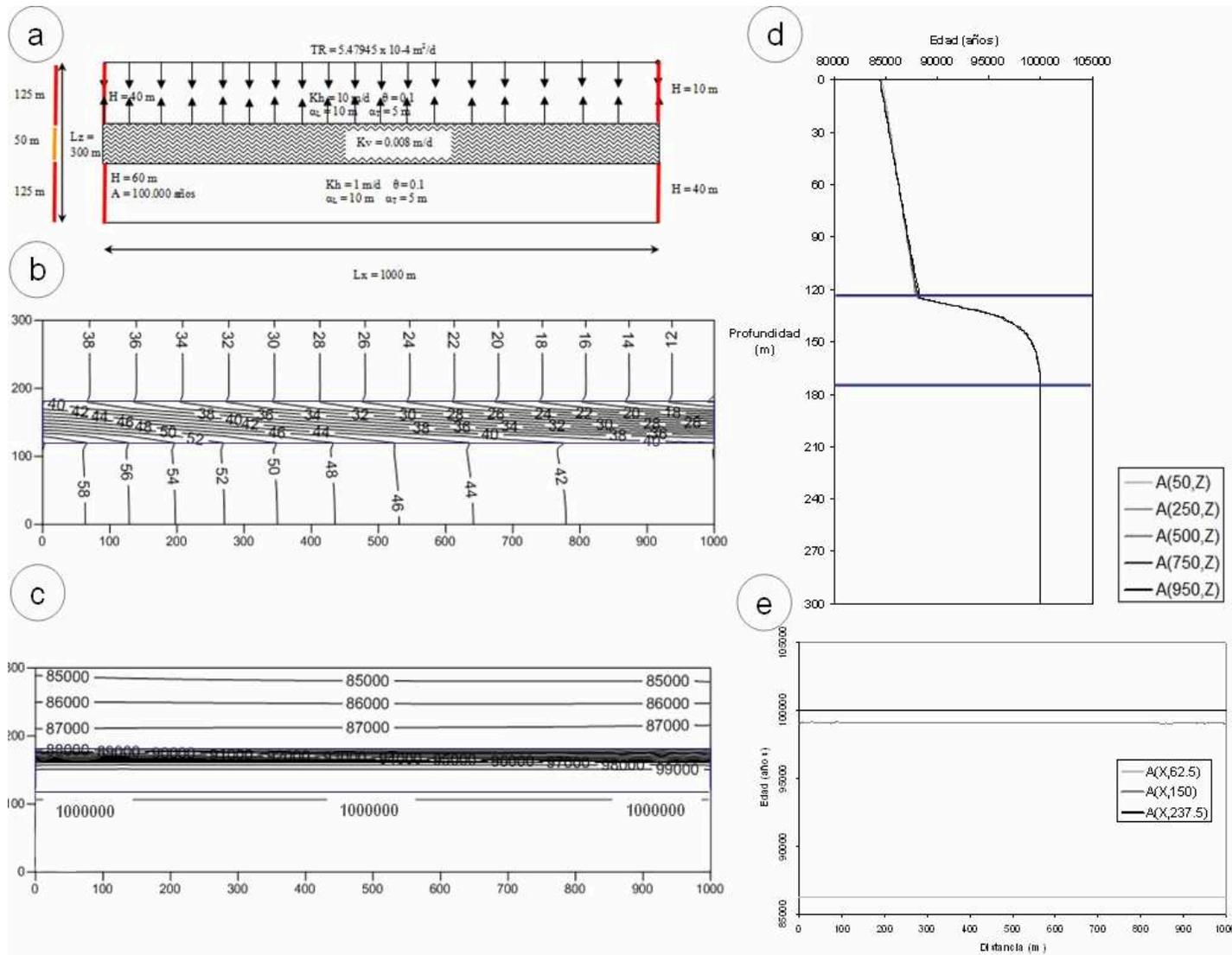


Figura 5.7. Caso sintético 3: esquema conceptual de un sector de mezcla de aguas del acuífero superficial y profundo con presencia de acuitardos con elevada conductividad hidráulica vertical, a) modelo conceptual y estructura del modelo numérico (incluyendo los valores de los parámetros), b) piezometría del perfil, c) perfil de la edad del agua, d) distribución de la edad del agua en profundidad a diferentes progresivas, y e) distribución de la edad del agua con la distancia a una profundidad  $L_z/2$  en cada capa simulada.

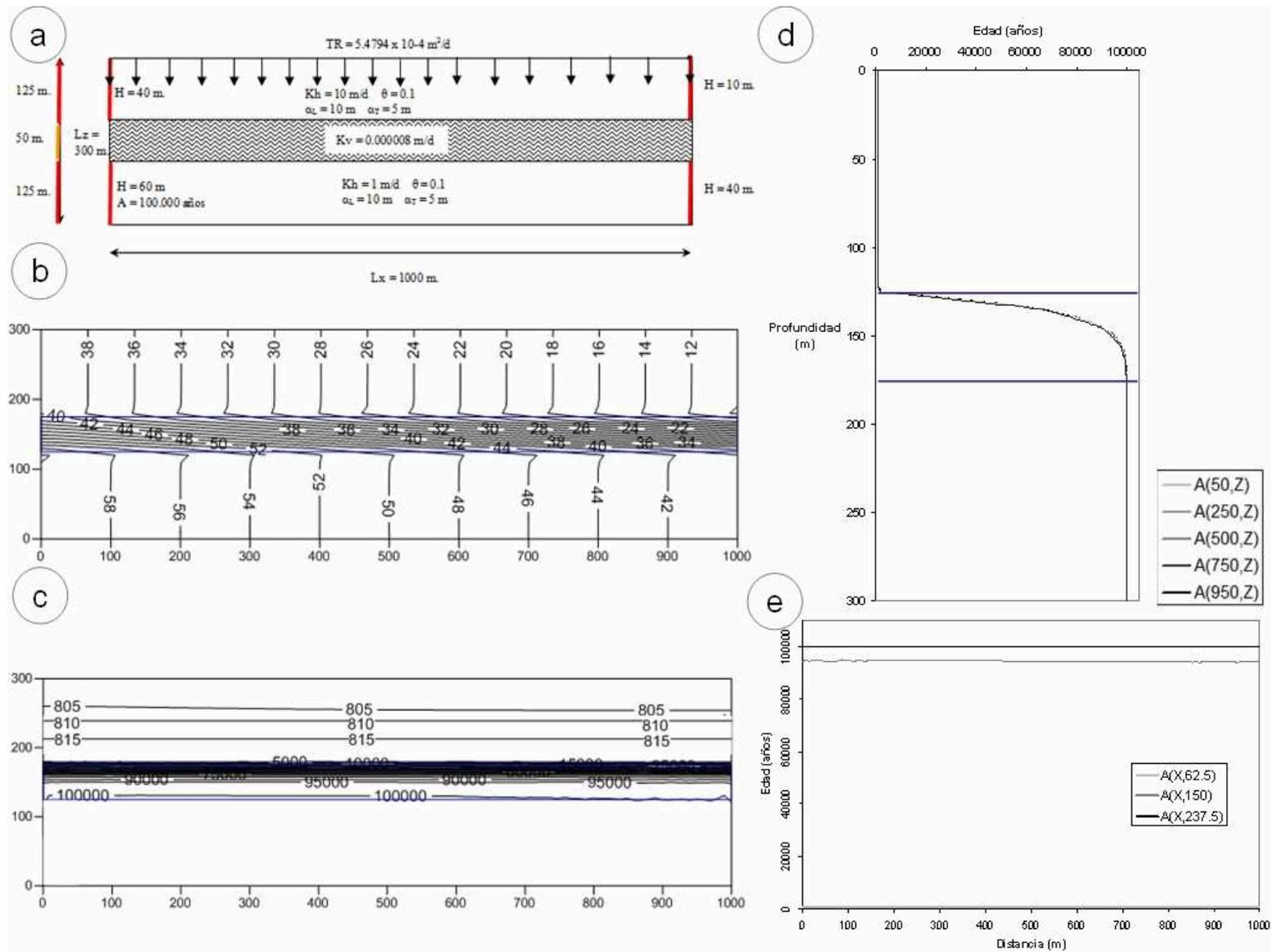


Figura 5.8. Caso sintético 3: esquema conceptual de un sector de mezcla de aguas del acuífero superficial y profundo con presencia de acuitardos con baja conductividad hidráulica vertical, a) modelo conceptual, b) modelo de flujo de agua subterránea, c) modelo de transporte de la edad del agua, d) distribución de la edad del agua en profundidad a diferentes progresivas, y e) distribución de la edad del agua con la distancia a una profundidad  $L_z/2$  en cada capa simulada.

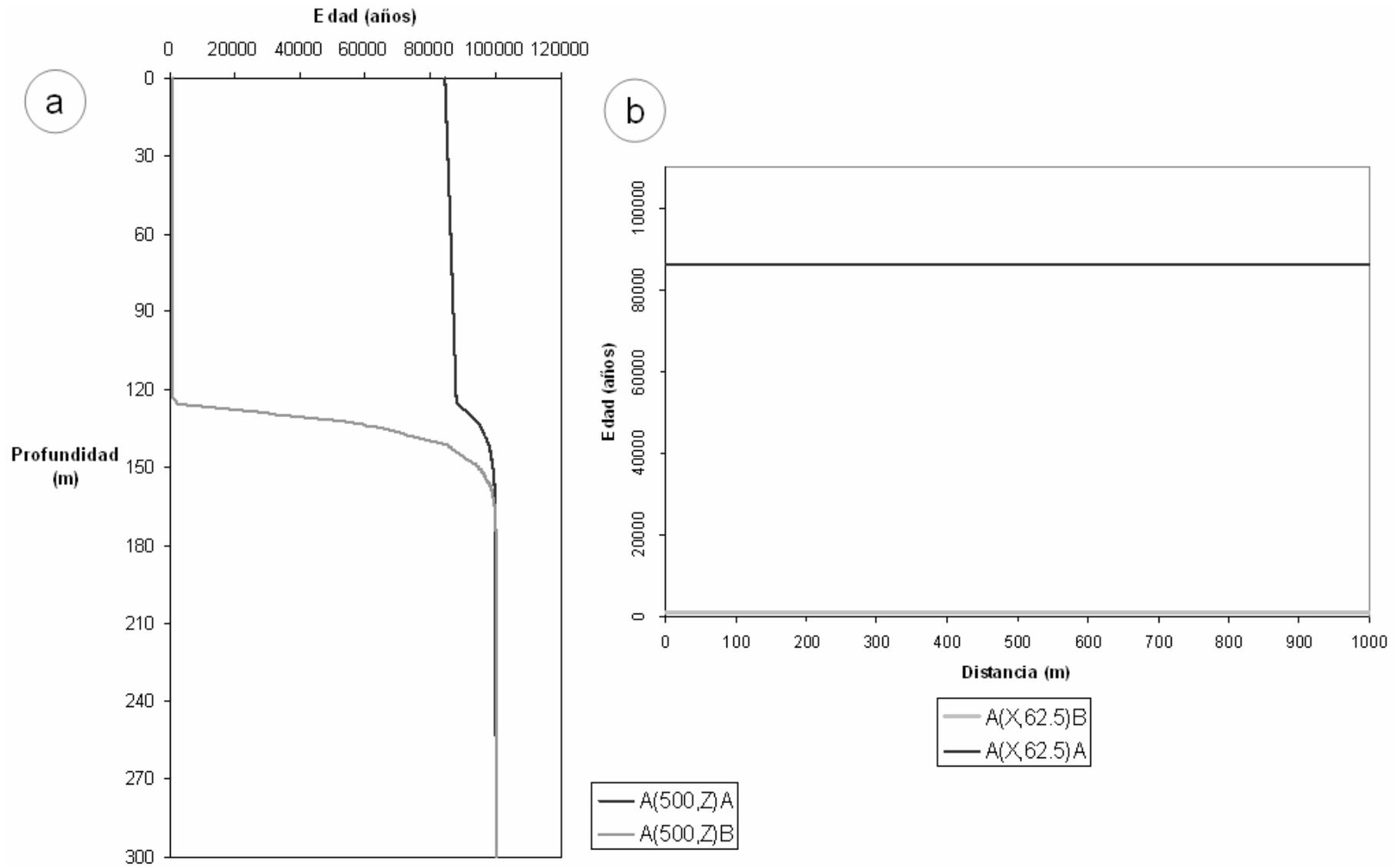


Figura 5.9. Comparación del efecto de la conductividad del acuitardo en la edad del agua subterránea para el caso sintético 3 en: a) la progresiva vertical  $X=500$  m y b) la progresiva horizontal  $Z=62.5$  m. “A” indica el caso de mayor conductividad y “B” el de menor conductividad.

Para el Caso 4 se analizó la distribución de la edad del agua en una porción del sistema donde el acuífero superior y el inferior están en contacto directo no existiendo un acuitardo que los separe (Figura 5.10). La recarga en el acuífero superior es uniforme con edad igual a cero. Si bien el flujo parece horizontal en las dos capas existe un flujo vertical entre ellas muy bajo ( $0.205 \text{ m}^3/\text{d}$ ), que produce procesos de mezcla debidos fundamentalmente al fenómeno de difusión/dispersión. El agua en el acuífero superficial ingresa en el borde izquierdo con edad cero y va aumentando en profundidad desde cero hasta aproximadamente 50000 años en la interfaz entre formaciones debido a la mezcla de aguas proveniente del acuífero profundo. Los perfiles verticales trazados en diferentes progresivas poseen un patrón similar en la capa superior y experimentan una variación en la capa inferior, con gradientes de variación de edad más pronunciados (ver Figura 5.10d). Los perfiles longitudinales trazados en el punto medio de cada capa ( $Z=350 \text{ m}$  y  $950 \text{ m}$ ) permiten apreciar el aumento de edad a lo largo de la progresiva en la formación superior y la disminución de la edad en la formación inferior producto de la mezcla. Si este caso lo analizamos asumiendo que las formaciones tienen espesores variable, reproduciendo una situación más realista a lo que se presenta en el sector oeste del SAG en Argentina (Figura 5.11a), los resultados son similares, sin embargo el gradiente de variación de edad en la capa inferior es más suave que para espesor constante, en donde del análisis del balance de masa entre formaciones surge que hay un flujo mayor ( $31.8 \text{ m}^3/\text{d}$ ) que para el caso de espesor constante. La máxima edad registrada en la progresiva  $X=2950 \text{ m}$ , en la parte inferior del perfil vertical, es mayor para espesor constante que variable, sin embargo, para el caso variable se registra un aumento de la inflexión (estratificación) en la vertical a medida que nos alejamos en la progresiva o en otras palabras a medida que aumenta el espesor de la formación inferior o disminuye el superior.

Para el Caso 5 se analizó como afectaría en la distribución de la edad del agua para una porción de acuífero resultante de la interacción entre el SAG y la capas subyacentes (Pre-SAG), para ello no se imponen ninguna condición en el borde superior del modelo. Manzano y Guimaraens (2009) han postulado la presencia de flujos ascendentes provenientes de formaciones más antiguas que el SAG, según se muestra en la Figura 5.12. Los flujos ascendentes producen mezcla de aguas antiguas (del SAG) con aguas muy antiguas (del pre-SAG) debido a las condiciones hidrodinámicas favorables. El agua de la capa superior (SAG), que inicialmente se asume de una edad de 250000 años, aumenta su edad en profundidad y con la distancia, alcanzando edades cercanas a 1000000 años debido al ascenso de aguas profundas. El patrón de flujo hipotético condiciona notoriamente el perfil vertical de edad (ver Figura 5.12d), mientras que los perfiles longitudinales trazados en el punto medio de cada capa ( $Z=350 \text{ m}$  y  $950 \text{ m}$ ) permiten ver las aguas

con diferente edad, en donde se destaca el aumento de edad a mayor tasa al comienzo y al final de la progresiva en la formación superior producto de la mezcla generada por la hidrodinámica impuesta al modelo (Figura 5.12e). Hacia la zona de descarga, el agua aumenta su edad en ambas capas.

El Caso 6 contiene varias de las situaciones simuladas anteriormente en forma individual que previsiblemente puede encontrarse en el sector de los esteros del Iberá. Es decir, la formación superior post-SAG está separada del SAG por un acuitardo, y un acuífero subyacente simulando el pre-SAG. Se analizaron dos condiciones del acuitardo: una homogéneo de baja conductividad vertical, y otra con dos conductividades diferentes, es decir discontinuo con una zona más conductiva en el centro tratando de simular flujos preferentes, según se muestra en la Figura 5.13. Se consideró un acuífero superficial que recibe agua de recarga de forma uniforme en toda su extensión

En el acuífero superior la estratificación de la edad del agua en la vertical es moderada (se ve un tanto enmascarada en el gráfico debido a la escala del eje de abscisas), y se mantiene prácticamente constante para todas las progresivas, excepto en el centro de la discontinuidad del acuitardo, donde se aprecian importantes efectos de mezcla de aguas jóvenes, con aguas viejas y muy viejas provenientes de formaciones profundas que tienden a uniformizar el perfil vertical de edades desde  $Z=0$  hasta  $Z=1000$  m debido a las condiciones hidrodinámicas favorables (flujos ascendentes) y geológicas (flujos preferentes) . El agua que circula en la capa superior posee edad típica de formaciones modernas y va aumentando en profundidad y distancia alcanzando edades cercanas a 1000000 años debido a la mezcla de aguas. Los perfiles verticales trazados en progresivas muestran como la zona intermedia presenta estratificación de edades en el caso de la presencia de acuitardos con mayor conductividad hidráulica (ver Figura 5.12b), lo cual es una evidencia que es probable que en sectores de los esteros del Iberá podamos tener edades atípicas en formaciones modernas que pueden ser consecuencia del efecto de la conexión con capas infrayacentes, por ejemplo a través de estructuras geológicas mas permeables o por flujos preferentes, que contienen aguas más viejas.

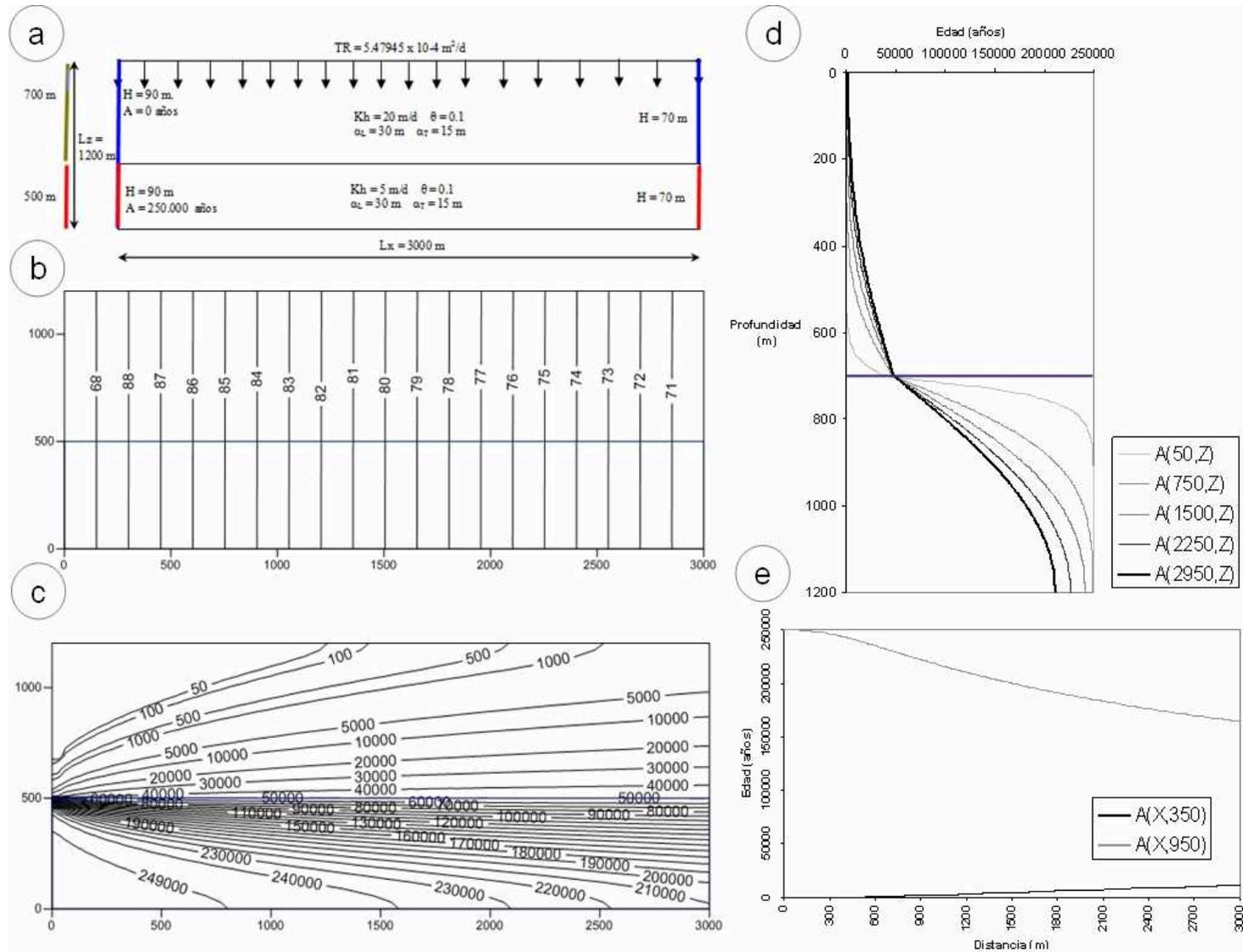


Figura 5.10. Caso sintético 4: esquema conceptual de un sector del sistema con dos capas de espesor constante, a) modelo conceptual y estructura del modelo numérico (incluyendo los valores de los parámetros), b) piezometría del perfil, c) perfil de la edad del agua, d) distribución de la edad del agua en profundidad a diferentes progresivas, y e) distribución de la edad del agua con la distancia a una profundidad  $L_z/2$  en cada capa simulada.

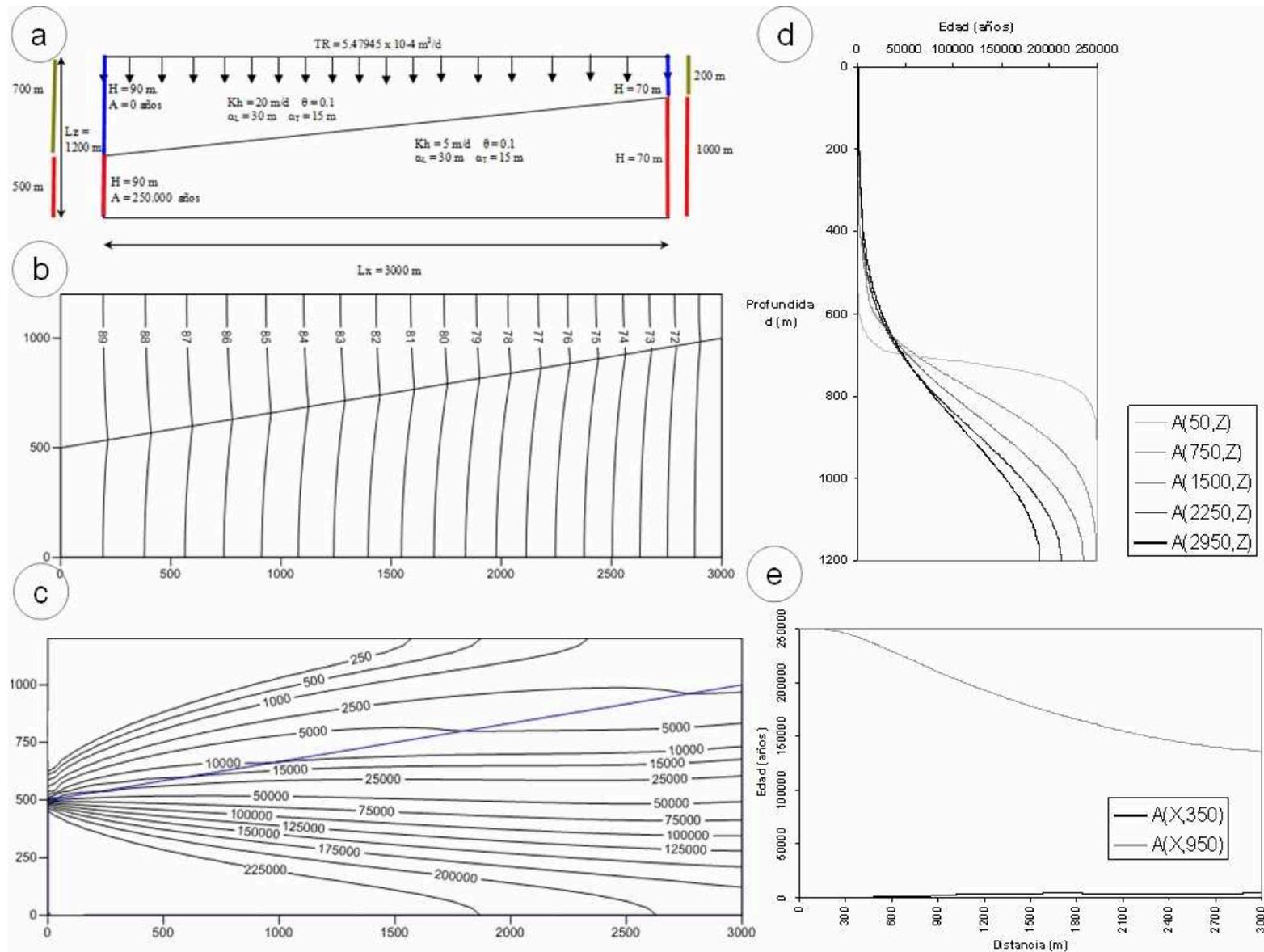


Figura 5.11. Caso sintético 4: esquema conceptual de un sector de mezcla de aguas jóvenes con aguas antiguas con espesor variable, a) modelo conceptual y estructura del modelo numérico (incluyendo los valores de los parámetros), b) piezometría del perfil, c) perfil de la edad del agua, d) distribución de la edad del agua en profundidad a diferentes progresivas, y e) distribución de la edad del agua con la distancia a una profundidad  $L_z/2$  en cada capa simulada.

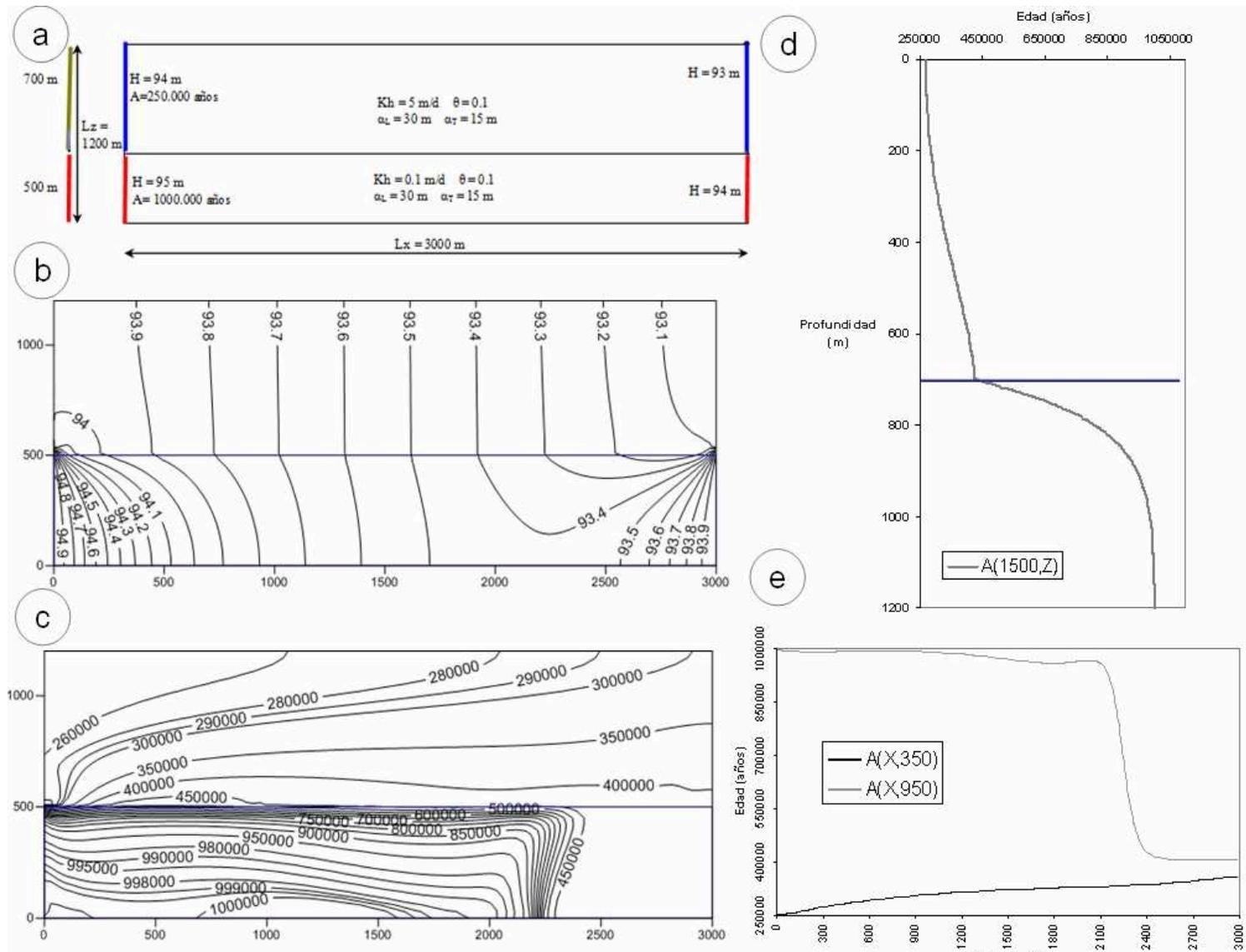


Figura 5.12. Caso sintético 5: esquema conceptual de dos capas: SAG y formación infrayacente con espesor constante, a) modelo conceptual y estructura del modelo numérico (incluyendo los valores de los parámetros), b) piezometría del perfil, c) perfil de la edad del agua, d) distribución de la edad del agua en profundidad a diferentes progresivas, y e) distribución de la edad del agua con la distancia a una profundidad  $L_z/2$  en cada capa simulada.



### 5.3. Simulación de la edad del agua en el SAG sector sur

Para la simulación de edades se adoptaron todos los parámetros resultantes de la calibración del modelo de flujo presentado en el capítulo anterior, manteniendo idéntica la estructura del modelo. En la capa superficial a todas las entradas de agua se le asignó una edad igual a cero. Esas entradas están representando la recarga superficial, los ríos perdedores y la condición de flujo impuesto en el borde oeste (ver Figura 4.6). Si bien en realidad esta última posee una edad diferente de cero ya que proviene de sectores del acuífero superficial más allá de las fronteras del área de estudio, en una primera aproximación se ha supuesto que posee una edad igual a cero.

En la capa profunda que simula el SAG, se asumió que las aguas en las áreas de recarga (zonas aflorantes) poseen una edad igual a cero dado que la recarga se origina de la precipitación. En base a cálculos considerando sólo flujo advectivo, asumiendo que el agua que ingresa por el sector NE del área de estudio proviene de la zona recarga de Sao Pablo, con una distancia promedio recorrida de 750 km siguiendo las líneas de flujo subterráneo determinadas en el modelo de flujo, una porosidad de 0.3 y una conductividad hidráulica de 1.5 m/d, se estimó que el flujo entrante a través de dicho borde posee una edad de 150000 años.

De acuerdo a los antecedentes, se adoptó una porosidad igual a 0,3 para el acuífero profundo (Gastmans et al., 2012), definiendo igual valor para el acuífero superficial. En ausencia de mediciones, la elección de valores apropiados de la dispersividad longitudinal y transversal no es sencilla debido al conocido efecto de escala que caracteriza a este parámetro (Fetter, 1992). En un cuidadoso trabajo de compilación y revisión, Gelhar et al. (1992) reportan rangos de dispersividad entre 0.01 m y 5500 m a escalas espaciales entre 0.75 m y 100 km, tal como se aprecia en la Figura 5.14. De todas maneras, considerando una escala de longitud proporcional al tamaño de los elementos de la malla, se define una escala de aproximadamente 10 km para el acuífero superficial y una escala de aproximadamente 7 km para el acuífero profundo, que de acuerdo a los datos de Gelhar et al. (1992) se encuentran dentro del rango de mayor incertidumbre de los valores de dispersividad. Para estimar las dispersividades se tomó como base un refinamiento (REF) de 25 km<sup>2</sup> y se utilizó la expresión  $\alpha_L = (2*REF)^{1/2}$  para estimar la dispersividad longitudinal y  $\alpha_T=0.5*\alpha_L$  para la dispersividad transversal. Teniendo en cuenta esas escalas y el refinamiento de malla, se estimó una dispersividad longitudinal igual a 7000 m y una dispersividad transversal igual 3500 m, para ambos acuíferos.

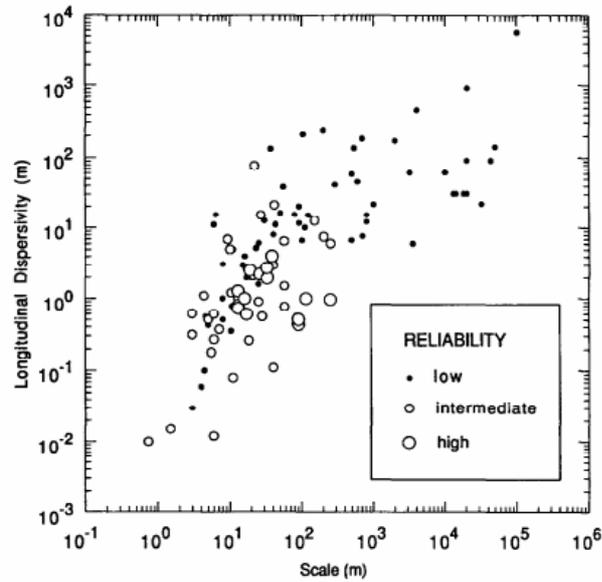


Figura 5.14. Dispersividad longitudinal versus escala de observación (Gehlar et al., 1992)

La Figura 5.15 muestra la distribución de edades del acuífero superficial para estos parámetros, donde se aprecia el ingreso de agua joven a través de los ríos perdedores (Bermejo, Aguapey, parte del Corriente). A través del borde NE también se observa el ingreso de agua joven que rápidamente se mezcla con agua de mayor edad. En gran parte del acuífero superficial, en las áreas representadas por el color naranja, la edad del agua es igual o mayor a 24000 años. Las zonas azules en el rango de 0-3000 años encierran las aguas más jóvenes asociadas a las fuentes. También se localizan en una franja paralela a los esteros del Iberá hacia el centro y sur este y zonas aledañas al río Uruguay aguas con edades atípicas de esta formación producto de mezclas con formaciones infrayacentes.

Si bien no se dispone de dataciones en esta formación superior, los rangos de edades encontrados son razonables debido a que el espesor del paquete sedimentario superficial tiene algunos sectores de aproximadamente 700 m donde se recibe recarga de agua de lluvia, flujo de interacción con cursos superficiales y flujos preferentes de formaciones profundas debido a la presencia de lineamientos estructurales con posible continuidad en profundidad como fue explicado en capítulos anteriores. Como se ilustró en el análisis de casos, es una situación plausible debido a los procesos de mezcla verticales en sistemas multicapas, aun cuando la conductividad hidráulica vertical de acuitardos no sea muy elevada.

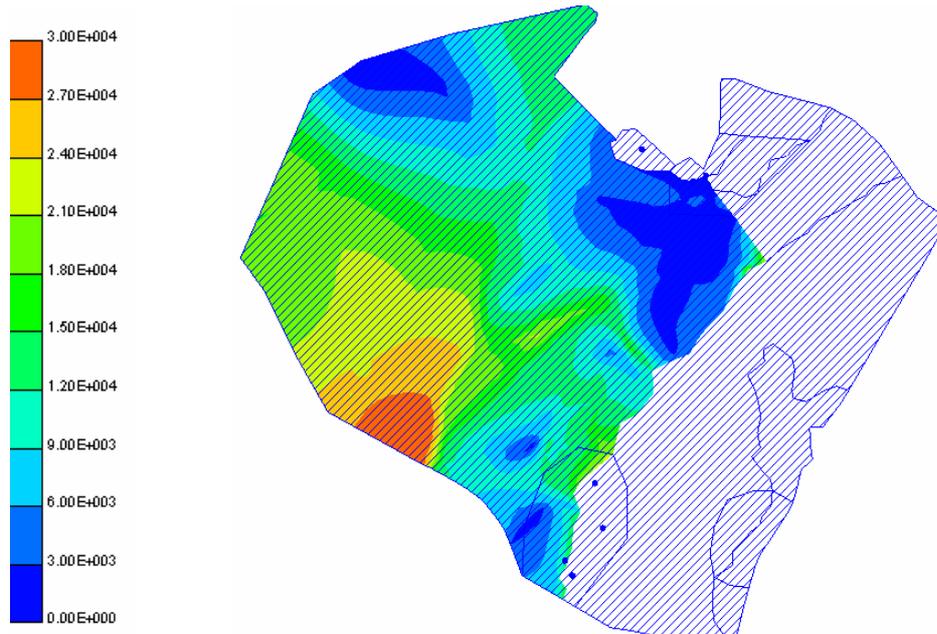


Figura 5.15. Edades del agua calculadas en años para el acuífero superficial.  $\alpha L=7000$ ,  $\alpha T=3500$  y Porosidad =0.3.

La Figura 5.16 muestra la distribución de edades en el acuífero profundo, en donde se aprecia el ingreso de agua joven a través de las zonas de recarga de Uruguay-Brasil y Paraguay. En el borde NE se observa el ingreso de aguas más antiguas de acuerdo a la condición de borde impuesta. La zona azul contiene aguas con edades menores a 4000 años (zonas de afloramiento del SAG), en tanto que la zona con aguas más viejas en torno a la condición de borde se mantiene prácticamente sin modificación presentando aguas con rango entre 40000 y 150000 años. El sector oeste del acuífero presenta una gran heterogeneidad en correspondencia con los menores espesores de basaltos o directamente la ausencia de ellos entre el acuífero superficial y el SAG.

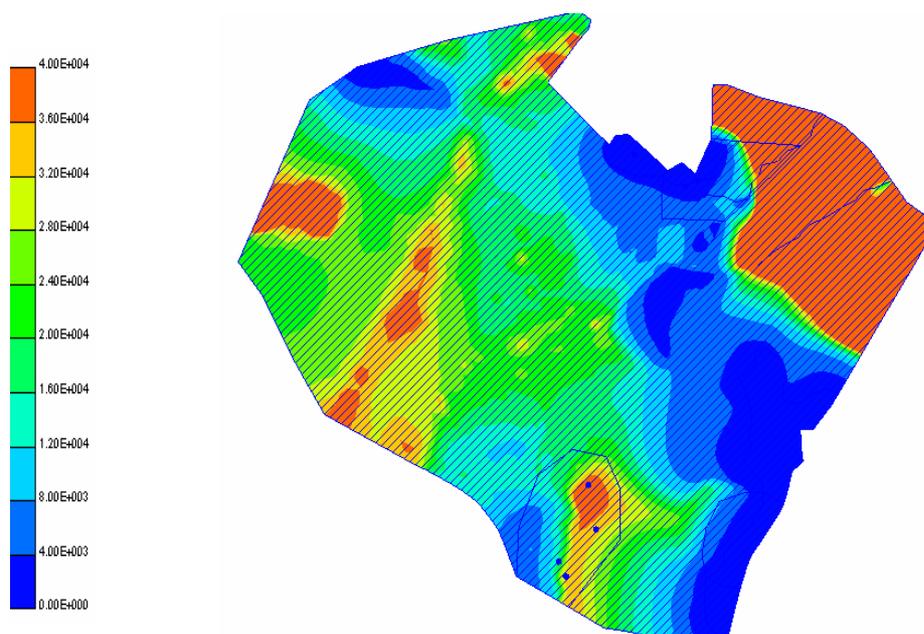


Figura 5.16. Edades del agua calculadas en años para el acuífero profundo.  $\alpha L=7000$ ,  $\alpha T=3500$  y Porosidad =0.3.

Dada la incertidumbre asociada a los parámetros que controlan la ecuación del transporte de la edad del agua, es fundamental realizar un análisis de sensibilidad del modelo a los parámetros dispersividad y porosidad. Para el análisis se eligieron valores de dispersividad longitudinal de 70000, 700 y 70 m, y las porosidades de 0.4, 0.3, 0.2 y 0.1, tanto para el acuífero superficial como para el profundo. La Figura 5.17 muestra la distribución de edades del acuífero superficial para diferentes valores de la dispersividad, manteniendo constante la porosidad base. El cálculo de edad del agua resultó poco sensible al parámetro dispersividad, se observa que para bajos valores de dispersividad aparecen errores numéricos en algunos sectores, posiblemente asociados al refinamiento de la malla.

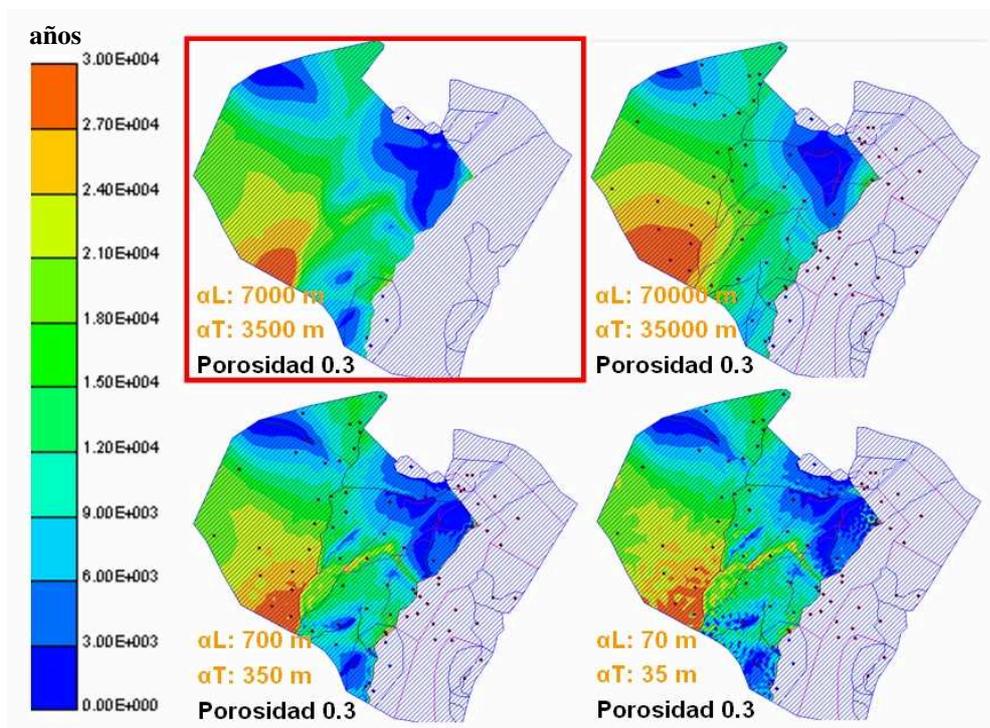


Figura 5.17. Análisis de sensibilidad a la dispersividad y su efecto en la distribución de edades del agua calculadas del acuífero superficial. El recuadro muestra la simulación base.

La Figura 5.18 muestra la distribución de edades del acuífero superficial para diferentes valores de porosidad, manteniéndose constante la dispersividad base. Se puede observar que la distribución de la edad del agua es sensible a la porosidad. Para porosidades bajas, las edades simuladas son menores de 10000 años prácticamente en todo el acuífero superficial, con procesos de mezcla menos marcados. A mayores porosidades se aprecia en forma más marcada los efectos de mezcla. Cuando la porosidad es igual a 0.4, aumentan las edades en el sector sur oeste del acuífero, coincidente con sectores donde el acuífero superficial posee mayores espesores.

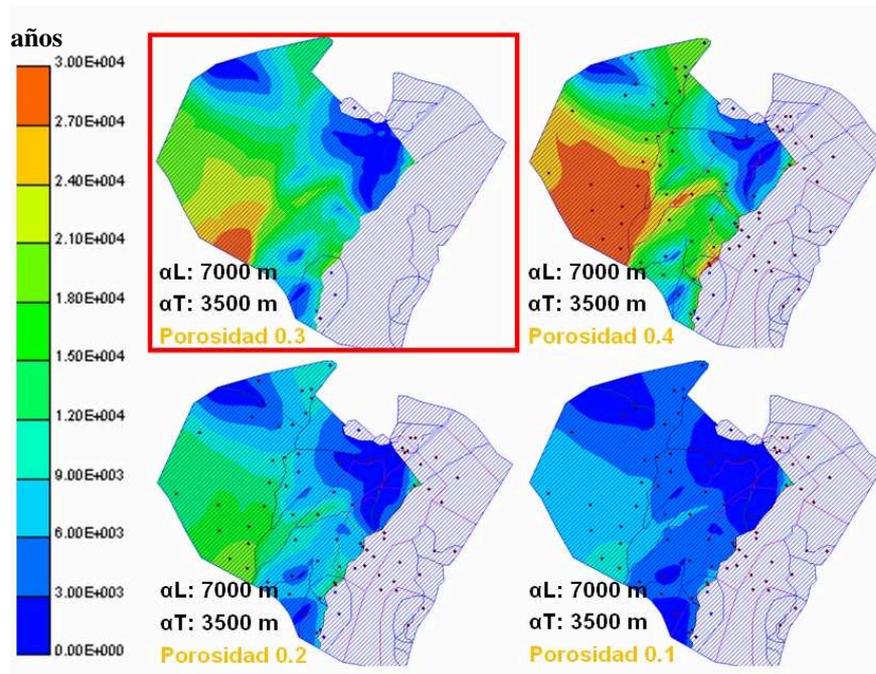


Figura 5.18. Análisis de sensibilidad a la porosidad y su efecto en la distribución de edades del agua calculadas del acuífero superficial El Recuadro. El recuadro muestra la simulación base.

La Figura 5.19 muestra la distribución de edades del acuífero profundo para diferentes dispersividades, manteniéndose constante la porosidad base. Al igual que el resultado obtenido para el acuífero superficial, las edades simuladas en el acuífero profundo son poco sensibles al parámetro dispersividad. Para valores bajos de dispersividad, aparecen errores numéricos posiblemente asociados al refinamiento del modelo.

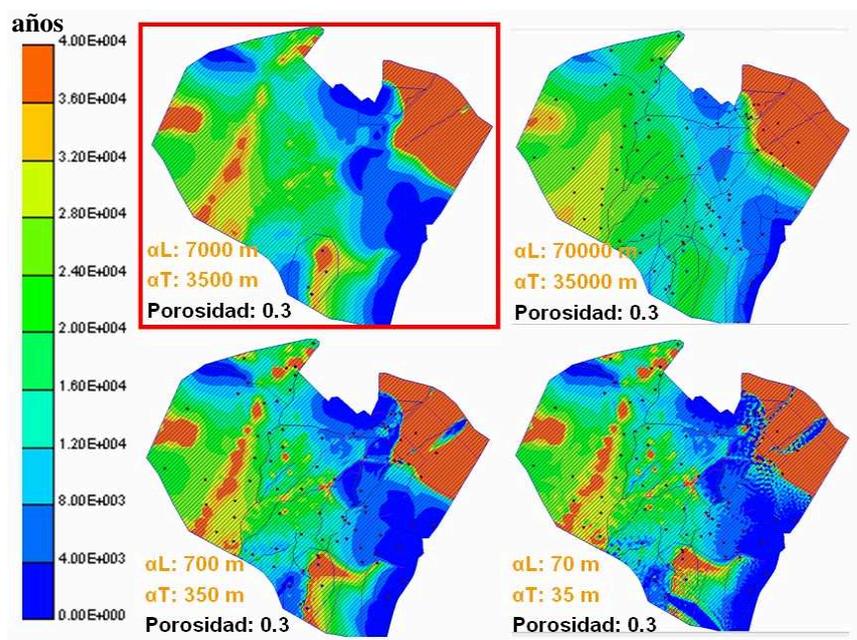


Figura 5.19. Análisis de sensibilidad a la dispersividad y su efecto en la distribución de edades del agua calculadas del acuífero profundo El Recuadro. El recuadro muestra la simulación base.

La Figura 5.20 muestra la distribución de edades del acuífero profundo para diferentes porosidades manteniéndose constante la dispersividad. De la misma manera que en el acuífero superficial, se puede apreciar como el modelo es sensible a la porosidad encontrando edades más jóvenes a bajas porosidades y edades mayores a altas porosidades en donde se observa que la distribución de edades antiguas (color rojo) es más amplia con respecto a las demás porosidades, sobre todo en el sector oeste y sur del acuífero profundo en coincidencia con los mayores espesores de esa formación. Asimismo se relaciona con las velocidades del flujo, que resultan mayores a menor porosidad.

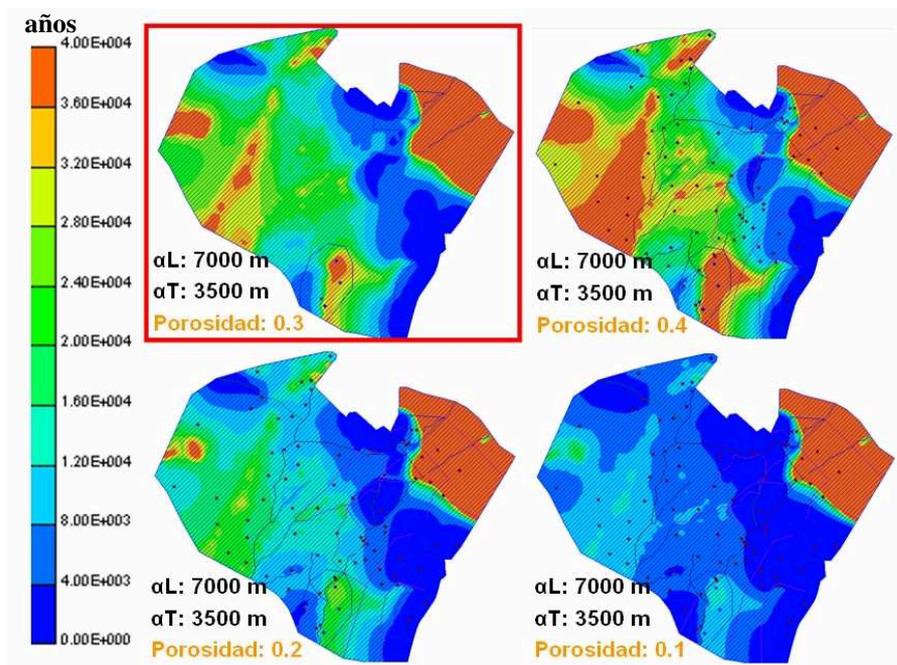


Figura 5.20. Análisis de sensibilidad a la porosidad y su efecto en la distribución de edades del agua calculadas del acuífero profundo. El recuadro muestra la simulación base.

Si bien el modelo simula correctamente la presencia de aguas más viejas en el acuífero inferior que en el superior, y que se ha simulado un sistema multicapa, los resultados bidimensionales por capa no logran reproducir mayores edades en lugares donde es probable que existan mezclas verticales debido condiciones hidrodinámicas y geológicas particulares, como lo es en zonas cercanas al borde este de los esteros del Iberá en el centro de la provincia de Corrientes, en donde, como se mostró en el apartado anterior (análisis de casos sintéticos), ocurre un fenómeno de estratificación de edades y presencia de aguas mas antiguas que las calculadas en el SAG.

#### 5.4. Simulación de edad del agua en el SAG

Tomando como base el modelo de flujo regional implementado por Vives et al. (2008), se realizaron simulaciones de edad del agua en toda la extensión del SAG. A todas las entradas de

agua a través de zonas de recarga o producto de la interacción con los cursos superficiales se les asignó una edad igual a cero. Teniendo en cuenta la sensibilidad de los resultados de la distribución de la edad del agua a la porosidad descritos en la sección anterior, se realizaron dos simulaciones: a)  $\alpha_L = 7000$  m,  $\alpha_T = 1000$  m,  $\theta = 0.3$ ; b)  $\alpha_L = 7000$  m,  $\alpha_T = 1000$  m,  $\theta = 0.1$ .

La Figura 5.21 presenta las isocronas para una porosidad igual a 0.3, donde se observa el patrón de edades crecientes a medida que uno se aleja de las zonas de recarga ubicadas en los bordes del acuífero, alcanzando edades significativas en el centro de la cuenca sedimentaria, donde son determinadas edades mayores a 40000 años. La presencia de las edades más antiguas en el sector suroeste sería coherente con el hecho de que en esa zona no existen descargas de agua, por lo tanto se trataría de un área con aguas muy viejas. El patrón regional de edades reproduce adecuadamente la distribución de actividades de  $^{14}\text{C}$  determinado por Aravena (2008), ver Figura 1.4).

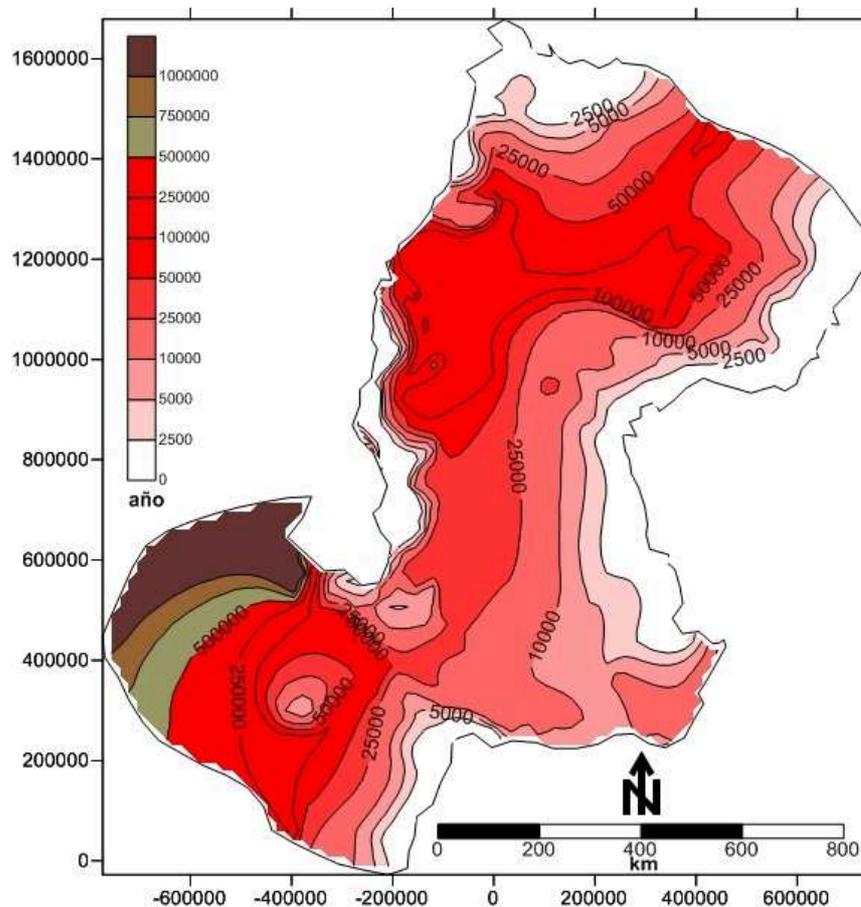


Figura 5.21. Edades del agua en años para el SAG.  $\alpha_L = 7000$  m,  $\alpha_T = 1000$  m, porosidad=0.3

La Figura 5.22 presenta las isocronas para una porosidad igual a 0.1, donde se observa el mismo patrón de edades crecientes que en la figura anterior pero con edades menores a medida que uno se aleja de las zonas de recarga ubicadas en el borde del acuífero lo que nos indicaría que el

modelo es sensible a la porosidad tal como sucedió en los resultados del sector sur del SAG mostrado anteriormente.

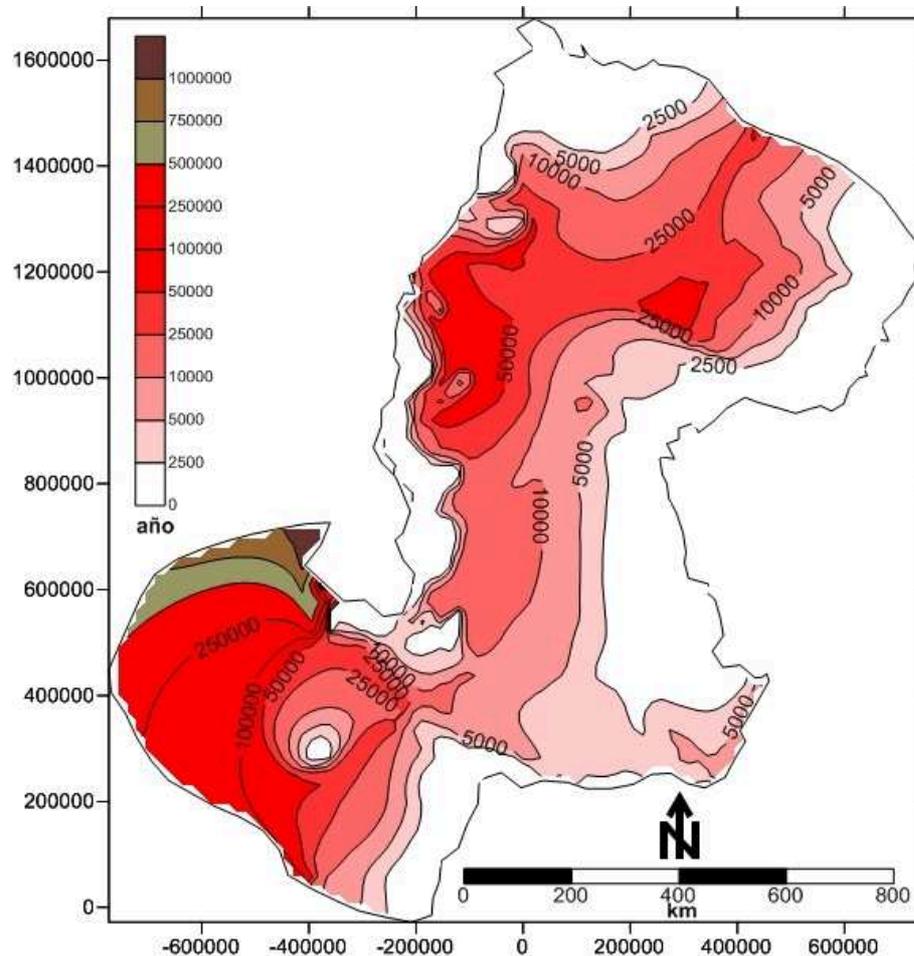


Figura 5.22. Distribución de edades del agua en el SAG.  $\alpha_L = 7000$  m,  $\alpha_T = 1000$  m, porosidad=0.1

De acuerdo a los resultados presentados se debe continuar analizando el comportamiento del modelo, plantear nuevas estrategias de simulación que permitan definir más claramente las zonas donde ocurren mezclas de aguas de distinto origen y la incorporación de zonas infrayacentes y suprayacentes al SAG.

### 5.5. Consideraciones conceptuales

En todo el capítulo se ha referido a la edad del agua subterránea. Según se definió en el Capítulo 2, se entiende por edad al tiempo que ha transcurrido desde que una molécula de agua de interés particular fue recargada en el acuífero hasta que esta molécula alcanza una localización específica donde es muestreada físicamente. Cabe destacar que una de las ventajas de la simulación directa de la edad del agua subterránea (método utilizado en esta tesis) es que la misma no depende

de la distribución de algún isótopo y por ende de su desintegración, lo cual sería un problema a la hora de simular estos sistemas. Manzano (2014, comunicación personal) aclara que hablar de “edades” del agua en modelos de transporte reactivo (advectivo) (por ejemplo  $^{14}\text{C}$ ) presupone un modelo conceptual según el cual el flujo es horizontal y no hay mezclas (flujo pistón), situación que en ciertas partes del SAG no es coherente con lo observado. Esto es particularmente cierto en el centro de la cuenca paranaense y en el sistema de acuíferos del entorno de Iberá (Manzano et al., 2011). Por tanto, conceptualmente hay que distinguir entre edades en el caso de utilizar esta técnica o tiempo de residencia de las aguas muestreadas al trabajar con modelos de transporte isotópico. Ya que hablar de edades en el uso de isótopos no sería correcto debido a que algunas de ellas pueden corresponder a una sola línea de flujo mientras que otras son mezclas ponderadas de distintas líneas de flujo, con distintos tiempos de residencia cada una y el tiempo de residencia calculado es un valor medio ponderado por la contribución de cada línea de flujo a la mezcla.

## Capítulo VI

# CONCLUSIONES Y FUTURAS LINEAS DE INVESTIGACIÓN

### 6.1. Conclusiones

En esta tesis se formuló la hipótesis de que parte de la recarga y/o descarga del Sistema Acuífero Guaraní en el sector sur podría ocurrir en algunos sectores de la Mesopotamia Argentina. Además se postuló que existirían flujos verticales entre el SAG y las formaciones suprayacentes. Con este fin se formuló un nuevo modelo conceptual en el sector sur del SAG sustentado en la reinterpretación de información básica existente y la generación de nueva información de campo que permitió reducir las incertidumbres de modelos anteriores. Este modelo fue validado mediante herramientas de simulación numérica, generando un modelo de flujo que sirvió de base para el modelo de transporte de la edad del agua del SAG en el área de estudio.

En líneas generales, se considera que esta tesis ha contribuido al conocimiento del SAG en los siguientes aspectos:

- Elaboración de un nuevo modelo conceptual en el sector sur del SAG.
- Identificación cuali-cuantitativa de probables flujos ascendentes del SAG hacia formaciones suprayacentes.
- Simulación directa de edad del agua en un acuífero de dimensiones regionales.

Con el objeto de organizar la presentación de las conclusiones, se expondrán primero las relacionadas al modelo conceptual y luego las referidas a las simulaciones numéricas del flujo y transporte de la edad del agua subterránea.

#### Modelo conceptual hidrogeológico

Las principales características del modelo conceptual hidrogeológico elaborado para el sector sur del SAG son:

- El sistema acuífero está conformado por la Formación Misiones, basaltos de la Formación Serra Geral y la formación post-basáltica.

- El techo del SAG son los basaltos de la Fm. Serra Geral a excepción de las zonas de afloramiento en el norte del área de estudio (sur de Paraguay) y este (Uruguay y Brasil). Sobre éstos yacen los sedimentos del cuaternario, ambos constituyendo el paquete Post-SAG. El Post-SAG apoya directamente sobre el SAG en el sector oeste.
- Los basaltos podrían ser conductores de agua entre formaciones infra- y suprayacentes en sectores donde su espesor es reducido, se encuentra a menores profundidades y los lineamientos superficiales pudieran tener continuidad en profundidad, o una combinación de ellas. Estos sectores se ubicarían en la franja comprendida entre los Esteros del Iberá en Corrientes y el río Uruguay.
- La dirección de los flujos regionales en el acuífero superficial es en sentido NW-SE y NE-SW, con gradientes que acompañan la topografía. En las provincias de Chaco y Formosa, el gradiente hidráulico es casi uniforme, con escaso control de los cursos superficiales. En el resto del área se observa un fuerte control de los principales ríos.
- La piezometría del SAG confirma las direcciones de flujos divergentes desde la zona de afloramiento y recarga en Rivera (UY)/Santana (BR) hacia el sector centro-oriental de la provincia de Corrientes, con direcciones NE-SW, y E-W hacia el norte de la provincia de Entre Ríos. Se sugiere un posible flujo saliente a través del límite sur del SAG.
- El gradiente es muy pronunciado en el NE, identificándose un flujo en dirección NE-SW en coincidencia con la dirección regional de escurrimiento subterráneo del SAG. Se observa ingreso de flujo desde la zona aflorante ubicada en el sur de Paraguay donde los gradientes hidráulicos son similares a los de la zona aflorante en UY. En el centro de la provincia de Corrientes habría una zona de muy bajo gradiente y flujo convergente.
- Los niveles piezométricos del SAG son mayores a los del acuífero superficial en una franja ubicada al este de los Esteros del Iberá, por lo tanto podrían existir zonas de descarga de aguas profundas hacia las unidades suprayacentes.
- El análisis hidroquímico e isotópico de las aguas subterráneas de diferentes profundidades, junto con la piezometría del SAG y el acuífero superficial, permiten proponer la existencia de una zona de descarga ubicada hacia el este de los Esteros del Iberá hasta el río Uruguay, cuya extensión estaría condicionada por el espesor de los basaltos y su grado de fracturamiento.

### Simulación numérica del flujo de agua subterránea en el sector sur del SAG

Para validar el modelo conceptual de funcionamiento del SAG en el sector sur se simuló numéricamente el sistema con el empleo del código numérico TRANSIN mediante la interface gráfica VISUAL TRANSIN. Del resultado del modelo en régimen permanente se derivan las siguientes conclusiones:

- El modelo es tratado como multicapas o bicapa, donde las capas simulan la Formación Misiones (capa inferior) y los Sedimentos post-basálticos (capa superior), mientras que los elementos unidimensionales o 1D reproducen los basaltos de la Formación Serra Geral.
- El rango de conductividades del SAG es de 3,4 m/d a 72,9 m/d y de 70,7 m/d en los sedimentos modernos. La elevada conductividad en el paquete sedimentario superior se debe o justifica a que la capa superior posee espesores superiores a 500 m y estén contenidos en la misma varias formaciones por lo que es posible que este valor sea un promedio de todo el paquete sedimentario. Para los basaltos los valores son  $4.9 \times 10^{-8}$  m/d y  $8.6 \times 10^{-1}$  m/d, donde este último corresponde a algunos sectores posiblemente fracturado.
- Las tasa de recarga neta resultó 0.9 % de la precipitación en la capa superior, y 1.4 % y 3% para la capa inferior correspondientes a las zonas aflorantes de Paraguay y Uruguay-Brasil, respectivamente. Cabe destacar que el modelo presenta una zona de descarga en la región de los Esteros del Iberá de 50 mm/año.
- En el flujo de la interacción acuífero/río, los ríos preferentemente son ganadores.
- Respecto al ajuste de niveles en el proceso de calibración, en la capa inferior el error medio resultó de 11.1 m y en la capa superior de 5.8 m. La diferencia entre el máximo y mínimo valor observado en el acuífero inferior es 135 m, por ende el error medio es equivalente al 8.3 % del rango medido. Para el acuífero superior la diferencia es 70 m y el error medio es equivalente al 8.1 % del rango medido. Por lo tanto, puede decirse que el error es similar para ambas capas simuladas.
- En términos generales, la piezometría calculada en ambos acuíferos reproduce adecuadamente los patrones de flujo del modelo conceptual. En el sector de mayor interés, es decir en la provincia de Corrientes, la piezometría calculada del SAG se encuentra por encima de la calculada para el acuífero superficial, favoreciendo la existencia de flujos verticales ascendentes. Este resultado corroboraría la presencia de áreas de descarga del SAG en un sector de la provincia de Corrientes (sector este de Esteros del Iberá).

- Las componentes dominantes del balance son la recarga y el flujo río/acuífero, siendo muy pequeño el flujo a través de todos los bordes del modelo, sean positivos o negativos.
- La magnitud del flujo entrante a través del borde NE es muy pequeña, igual  $1.2 \text{ m}^3/\text{s}$ . Si bien la verificación de la magnitud de este flujo es compleja por su escasa magnitud, un análisis de la hidroquímica y un estudio más local de la geología podrían ayudar a verificar o desechar esta observación.
- Los flujos de descarga del SAG a los ríos Uruguay y del Paraná son menores que los obtenidos en el modelo regional, aunque del mismo signo. Esto puede deberse a un reacomodamiento de las componentes del balance debido a que en este caso se utilizó un modelo conceptual mucho más detallado que incorpora nuevas áreas de descarga.
- El balance de masa muestra que los flujos involucrados en el sistema son muy pequeños en comparación con los caudales mínimos de los principales ríos del sistema superficial (ríos Uruguay, Paraguay y Paraná) y en conjunto los 14 tramos de ríos, simulados como condiciones de goteo, descargan unos  $78,9 \text{ m}^3/\text{s}$ . Los ríos Paraguay, Paraná y Uruguay ubicados en el acuífero superficial drenan  $12.4 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $49.4 \text{ m}^3/\text{s}$  y  $25.7 \text{ m}^3/\text{s}$ , respectivamente. En cambio en todos los demás ríos en el acuífero superficial, el total de los flujos positivos o negativos es menor a  $8 \text{ m}^3/\text{s}$ .

### Simulación numérica de la distribución de la edad del agua

En orden a explicar condiciones de flujo y distribución de edad del agua subterránea a escala local que no pueden reproducirse a escala regional por la capacidad de cálculo necesaria y que pueden ser responsables de los resultados de observaciones de campo, se desarrollaron una serie de casos sintéticos para diferentes situaciones hidrogeológicas presentes en distintos sectores del SAG. Todos ellos fueron resueltos mediante la implementación del modelo de flujo/edad en secciones verticales. Los resultados numéricos mostraron la estrecha relación entre las condiciones hidrogeológicas y de flujo, que originan mezclas de aguas de diferentes profundidades/edades, y por ende la estratificación de aguas. Este comportamiento no puede reproducirse de forma consistente a escala regional dado el enfoque bidimensional adoptado, aún en las simulaciones multicapa del sector sur del SAG.

De los resultados de la simulación del transporte de la edad del agua se desprenden las siguientes conclusiones:

- Para el acuífero superficial se aprecia el ingreso de agua joven a través de los ríos perdedores como el Bermejo, el Aguapey y un tramo del río Corriente.
- En gran parte del acuífero superficial, la edad del agua es igual o menor a 24000 años. Áreas extensas poseen edades calculadas en el rango de 0-3000 años que encierran las aguas más jóvenes asociadas a las fuentes, aguas que también se localizan en una franja paralela a los esteros del Iberá hacia el centro y sur este y zonas aledañas al río Uruguay aguas con edades atípicas de esta formación producto de mezclas con formaciones infrayacentes. Como se ilustró en el análisis de casos, es una situación plausible debido a los procesos de mezcla verticales en sistemas multicapas, aun cuando la conductividad hidráulica vertical de acuitardos no sea muy elevada.
- Si bien no se dispone de dataciones en esta formación, los rangos de edades encontrados son razonables habida cuenta de que el acuífero recibe recarga de agua de lluvia y flujo de interacción con cursos superficiales y en algunos sectores posee espesores mayores a 700 m.
- En la distribución de edades calculada para el acuífero profundo se mantiene prácticamente sin modificación con un rango entre 30000 y 150000 años, que corresponden a las impuestas en las condición de borde. Se observa el ingreso de agua joven a través de las zonas de recarga de Uruguay-Brasil y Paraguay con aguas de edades menores a 40000 años.
- Si bien el modelo simula correctamente la presencia de aguas más viejas en el acuífero inferior que en el superior, la simulación realizada no logra reproducir correctamente el fenómeno de estratificación que ocurre en zonas de mezclas como lo es el borde este de los esteros del Iberá en el centro de la provincia de Corrientes. El mapa de edades parece condicionado por la zonificación de las conductividades, al menos en el sector noreste. A pesar de haber logrado una calibración del modelo de flujo satisfactoria, es necesario continuar trabajando en el modelo conceptual a los fines de mejorar los resultados de la simulación de edad del agua, por ejemplo incorporando la formación Pre-SAG.
- Los resultados numéricos en la distribución de edades fueron sensibles a cambios en el parámetro de porosidad, mientras que cambios en la dispersividad no incidieron significativamente.
- La simulación de edad en todo el SAG logra reproducir el patrón de edades crecientes a medida que uno se aleja de las zonas de recarga ubicadas en los bordes del acuífero, alcanzando edades significativas en el centro de la cuenca sedimentaria, donde son conocidas edades mayores a 40000 años. La presencia de las edades más antiguas en el sector suroeste sería

coherente con el hecho de que en esa zona no existen descargas de agua, por lo tanto se trataría de un área con aguas muy viejas.

## **6.2. Futuras líneas de investigación**

A partir de los resultados obtenidos en este trabajo y de las limitaciones que se han identificado se pueden recomendar las siguientes líneas de investigación futuras:

- Incorporar al análisis piezométrico de ambas capas, con énfasis en la del SAG, nueva información geológica, geofísica, hidroquímica e isotópicos en el área de estudio, de manera de mejorar la piezometría de lo que surja de la de la interpretación de la información.
- Analizar si el modelo conceptual hidrogeoquímico propuesto para el SAG a nivel regional por autores anteriores es también adecuado para explicar el origen y la composición química de las aguas del SAG en el área de estudio.
- Estudiar la influencia de las aguas del PRESAG, adoptando una estrategia que permita mejorar los resultados y acotar la incertidumbre asociada en las zonas donde, por presencia de acuitardos con alto grado de conductividad y una hidrodinámica favorable, ocurren mezclas de aguas de distinto origen.
- Validar el nuevo modelo hidrogeológico de flujo del SAG mediante modelación numérica del transporte de solutos (isótopos) elegidos adecuadamente para representar los fenómenos físicos que ocurren en el SAG y de esta manera poder verificar la presencia de zonas de mezclas originadas por flujos verticales y diferencias litológicas.
- Analizar en profundidad la validez de la ecuación de simulación directa de la edad del agua mediante la simulación en paralelo del transporte de isótopos de los cuales se tenga mediciones en las distintas formaciones que interactúan con el SAG en el área de estudio.
- Formular una metodología alternativa que permita calcular la distribución de la edad del agua en sistemas acuíferos multicapa y de esta manera poder contrastar los resultados obtenidos mediante la metodología de simulación directa de la edad del agua subterránea del SAG.

## BIBLIOGRAFIA

- Aceñolaza F. G. 2007. Geología y Recursos Geológicos de la Mesopotamia Argentina. INSUGEO. SCG N° 22. 149 pp.
- Aeroterra S.A. 1977. Evaluación Integral de Recursos Naturales – Estudio Hidrológico Ecológico, Provincia de Corrientes (Basado en la percepción remota desde el espacio mediante la interpretación multispectral secuencial de las Imágenes Satelitarias de los Programas LANDSAT/SKYLATS). Informe Final – Bs. As. 218 pp.
- Aggarwal P. K., Gat J., Frohlich F. 2005. Isotopes in the Water Cycle. Springer. 377 pp.
- Aggarwal P. K., Chang H. K., Gastmans D., Sturchio N. C., Araguas L., Matsumoto T., Lu Z., Jiang W., Yokochi R., Mueller P. 2012. Krypton-81, Helium-4 and Carbon-14 based estimation of groundwater ages in the Guarani Aquifer System: implications for the He-4 geochronometer. Abstract. AGU Fall Meeting 2012.
- Araújo L. M., França A. B., Potter P. E. 1995. Aquífero Gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai; Mapas Hidrogeológicos das Formações Botucatu, Pirambóia, Rosário do Sul, Buena Vista, Misiones e Tacaurémbo. Mapas. UFPR-Petrobras, Curitiba, Texto Explicativo, 16 pp.
- Araújo L. M., França A. B., Potter P. 1999. Hydrogeology of the Mercosul aquifer system in the Paraná and Chaco-Paraná basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquifer system, USA. Hydrogeology Journal 7:317-336 pp.
- Aravena R. 2008. Hidrología isotópica regional del SAG. Consorcio Guaraní. 123 pp.
- Auge M., Santi M. 2003. Riego con agua subterránea en la región arroceras de Entre Ríos – Argentina. Rev. Ingeniería Sanitaria y Ambiental. (AIDIS). (71): 64-71 pp.
- Avila F., Portaneri J. 1999. Mapa geológico de la Provincia de Misiones, República Argentina. Escala 1:500.000. Servicio Minero Argentino.(SEGEMAR).
- Bentley H. W., Philips F. M., Davis S. N. 1986. Chlorine 36 dating of very old groundwater. Water Resource Research. 22(13):1991-2001 pp.
- Betancur T., Palacio C. A., Escobar F. J. 2012. Conceptual models in hydrogeology, methodology and results. En: Kazemi G. 2012. Hydrogeology a global perspective. InTECH. 231 pp.
- Bethke C. M., Torgersen T., Park J. 2000. The “age” of very old groundwater: Insights from reactive transport models, Journal of Geochemical Exploration. (69):1–4 pp.
- Bethke C. M., Johnson T. M. 2002. Ground water age. Ground Water. (40):337–339 pp.
- Bethke C. M., Johnson T. M. 2008. Groundwater age and groundwater age dating. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. (36):121–52 pp.

- BGR/UNESCO. 2008. Groundwater resources of the world map.1:25000000. UNESCO. 1 pp.
- Bolin B., Rodhe H. 1973. A note on the concepts of age distribution and transit time in natural reservoirs. *Tellus* (25):58-62 pp.
- Bonotto D. M. 2006. Hydro(radio)chemical relationships in the giant Guarani aquifer, Brazil. *Journal of Hydrology*. (323): 353-386 pp.
- Bredehoeft J. 2005. The conceptualization model problem—surprise. *Hydrogeology Journal* (13):37–46 pp.
- Campana M. E., Simpson E.S. 1984. Groundwater residence times y recharge rates using a discrete state compartment model and C-14 data. *J. Hydrol.* (72):171-185 pp.
- Campana M. E., Mahin, D. A. 1985. Model-derived estimates of groundwater mean ages, recharge rates, effective porosities y storage in a limestone aquifer. *J. Hydrol.* (76): 247-264 pp.
- Campana M. E. 1987. Generation of groundwater age distributions. *Ground Water*. (25): 51-58 pp.
- Campos H. C. N. S. 1999. Mapa Hidrogeológico do Aquífero Guaraní, escala 1:2.500.000.
- Carrera J., Neuman S. P. 1986. Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions, 1. Maximum likelihood method incorporating prior information. *Water Resour. Res.* 22 (2): 199-210 pp.
- Charlesworth D., Assadi A., Sangam H. 2008. Modelo numérico hidrogeológico del area piloto Rivera – Santana. Sistema Acuífero Guaraní. Contrato LPI 03/05. 45 pp.
- Chebli, G., O. Tófalo y G. Turazzini. 1989. Mesopotamia. En: Chebli, G. y L. Spalletti (Ed.) Cuencas Sedimentarias Argentinas. Universidad Nacional de Tucuman, Instituto Superior de Correlacion Geologica, Serie Correlacion Geologica No 6: 79-100, Tucuman
- Clark L., Fritz P. 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis, B.R. 387 pp.
- Clark B. R., Landon M. K., Kauffman L. J., Hornberger G. Z. 2007. Simulations of groundwater flow, transport, age, and particle tracking near York, Nebraska, for a study of transport of anthropogenic and natural contaminants (TANC) to public-supply wells. USGS SIR. 48 pp.
- Collazo P., Auge M., Montaña J. 2005. Vulnerabilidad y Riesgo Hidrogeológico del SAG en el Área Aflorante de Rivera, Uruguay. Fondo de Universidades, Secretaría General del Proyecto para la Protección Ambiental y el Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní.
- Collazo P. 2006. Investigación hidrogeológica del Acuífero Guaraní en el área aflorante de los departamentos Rivera y Tacuarembó, Uruguay. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 2T.
- Cornaton F. 2003. Deterministic models of groundwater age, life expectancy, and transit time distributions in advective- dispersive systems. University of Neuchatel. 144 pp.

- Cornaton F., Perrochet P. 2006. Groundwater age, life expectancy and transit time distribution in advective-dispersive systems: 1. Generalized reservoir theory. *Adv. Water Resource*. 29(9):1267-1291 pp.
- Cornaton F. J., Park Y. J., Deleersnijder E. 2011. On the biases affecting water ages inferred from isotopic data. *Journal of Hydrology*. 20 pp.
- Craig H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*. (133):1702-1703 pp.
- Cresswell R. G., Bonotto D. M. 2008. Some possible evolutionary scenarios suggested by  $^{36}\text{Cl}$  measurements in Guarani aquifer groundwaters. *Appl. Radiat. Isot.* 66(8):1160-1174 pp.
- Cserepes L., Lenkey L. 1999. Modelling of Helium Transport of Groundwater along a section in the Panonian basin. *Journal of Hydrology*. 225:185-195 pp.
- Da Rosa Filho E. F., Bittencourt A., Hindi E. Ch., Aravena R. 2005. caracterização hidroquímica do aquífero guarani na porção centro-norte do estado do paraná, brasil. *Águas Subterrâneas*, 19(1): 87-94 pp.
- Da Silva R. B. G. 1983. Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas do aquífero Botucatu no Estado de São Paulo. Tesis Doctoral, Universidade de São Paulo, Brasil.
- Danckwerts P. V. 1953. Continuous flow systems. *Chem. Eng. Sci.* 2:1-13 pp.
- Davies S. N., Campbell D. J., Bentley H. W., Flynn T. J. 1985. *Ground Water Tracers*. National Water Well Association (NWWA). 200 pp.
- De Souza A. A. 2004. Caracterização da bacia do rio iguaçu, a jusante do município de Reserva do iguaçu, como área de descarga do aquífero Guarani. Tesis de Maestría. Universidade Federal de Paraná, Brasil. 85 pp.
- De Vries J. J., Simmers I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal* 10, 8–15 pp.
- Engesgaard P. K., Molson J. 1998. Direct simulation of groundwater age in the Rabis Creek aquifer, Denmark. *GroundWater*. 36(4): 577-582 pp.
- Epstein S., Mayeda T. 1953. Variation of  $\text{O}^{18}$  content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. (4):213-224 pp.
- ESRI. 2009. *ARCGIS Version 10*. Environmental Systems Research Institute.
- Fernández Garrasino C. A., Laffitte G., Villar H. 2005. Cuenca Chacoparanaense. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio Frontera Exploratoria de la Argentina: 97-114 pp.
- Fernández Garrasino, C. A. 2008. Borde Chacoparanense Occidental de Argentina (Provincias de Salta, Tucumán, Santiago del Estero, Catamarca, Córdoba, Santa Fe, Entre Ríos y Corrientes).

- Licitación SBCC/01/04 – 1/1018.1 Proyecto para la Protección Ambiental y desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní, Informe Técnico inédito, Montevideo, 52 pp.
- Ferreira F. J. F. 1982. Alinhamentos estruturais-magnéticos da região Centro-Oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. *Geologia da Bacia do Paraná, Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos*. Sao Paulo, PAULIPETRO. 143-166 pp.
- Ferreira G., Farías G., Rodríguez L. 2003. Comportamiento de niveles freáticos en zonas rurales: Cuenca Inferior del Río Salado, Santa Fe. III Congreso Nacional de Hidrogeología. Rosario, Argentina. Setiembre 2003.
- Fontes J. Ch., Garnier J. M. 1979. Determination of the initial  $^{14}\text{C}$  activity of the total dissolved carbon: a review of the existing models and a new approach. *Water Resources Research*. 15(2):399-413 pp.
- Foster S., Hirata R., Vidal A., Schimidt G., Garduño H. 2009. The Guaraní Aquifer initiative-towards realistic groundwater management in a transboundary context. *The World Bank (GW-MATE)*. 30 pp.
- Freeze R. A., Cherry J. A. 1979. *Groundwater*. Prentice Hall. 604 pp.
- Friedman I. 1953. Deuterium content of natural waters and other substances. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. (4):89-103 pp.
- Fúlfaro V. J., Saad A. R., Santos M. V., Vianna R. B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Geologia da Bacia do Paraná. Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos*. Sao Paulo, PAULIPETRO. 75-115 pp.
- García N. O. 2008. Vulnerabilidad de los recursos hídricos en el Nordeste de Argentina (NEA) en el contexto del cambio climático (CC). *Jornadas: Colaboración Internacional en Estudios de: Cambio Climático y su Interacción con los Recursos Hídricos Regionales*. Cartagena, España, 25 - 28 de Noviembre de 2008. 72 pp.
- Gastmans D., Chang H. K., Hutcheon I., 2010. Stable isotopes ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$  and  $^{13}\text{C}$ ) in groundwaters from the northwestern portion of the Guaraní Aquifer System (Brazil) *Hydrogeology Journal*. 18: 1497–1513 pp.
- Gastmans D., Veroslavsky G., Kiang Chang H., Caetano-Chang M. R., Nogueira Pressinotti M. M. 2012. Modelo hidrogeológico conceptual del Sistema Acuífero Guaraní (SAG): una herramienta para la gestión. *Boletín Geológico y Minero*, 123 (3): 249-265 pp.
- Gelhar L. W., Welty C., Rehfeldt K. R. 1992. A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers, *WaterResour.Res.* 28(7):1955–1974 pp.
- Gilboa Y., Mero F., Mariano I.B. 1976. The Botucatu aquifer of South America, model of an untapped continental aquifer. *Journal of Hydrology*, 29 (1-2), 165-179 pp.

- Goode D. J. 1996. Direct simulation of groundwater age. *Water Resources Research*. 32(2): 286-296 pp.
- Gomez A. A. 2007. Análisis del comportamiento hidrológico subterráneo de las “Formaciones Tacuarembó – Arapey” del Sistema Acuífero Guaraní, en el norte de Uruguay. Tesis de Maestría, Universidad Nacional del Litoral, Argentina. 149 pp.
- Harvey C. F., Gorelick S. M. 1995. Temporal moment generating equations: Modeling transport and mass transfer in heterogeneous aquifers. *Water Resources Research*. 31(8):1895-1911 pp.
- Herbst R, Santa Cruz J. N. 1985. Mapa litoestratigráfico de la provincia de Corrientes. D´Orbignyana. 51 pp.
- Herrera C., Pueyo J. J., Saez A., Balero Garces B. 2006. Relación de aguas superficiales y subterráneas en el área del lago Chungará y lagunas de Cotacotani, norte de Chile: un estudio isotópico. *Revista Geológica de Chile*. 33(2):299-325 pp.
- IRN. 2005. Inventario de Recursos Naturales. Programa de asistencia técnica para el desarrollo del sector minero argentino. Secretaría de Minería de la Nación.
- Jarvis A., Reuter H. I., Nelson A., Guevara E. 2008. Hole-filled SRTM for the globe Version 4 available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database. 12 pp.
- Johnson T. M., DePaolo D. J. 1996. Reaction - transport models for radiocarbon in groundwater: The effects of longitudinal dispersion and the use of Sr isotope ratios to correct for water - rock interaction. *Water Resources Research*. 32(7):2203-2212 pp.
- Kazemi G., Lehr J. H., Perrochet P. 2006. *Groundwater Age*. Wiley. 346 pp.
- Kittl S. T. 2000. Contributions to the knowledge on the stratigraphy and hydrochemistry of the giant Guaraní Aquifer System, South America. MSc Thesis. 86 pp.
- Konikow L. F., Grove D. 1977. Derivation of equations describing solute transport in ground water, U.S. Geol. Surv. *Water Resour. Invest. Rep.* 77-19 pp.
- Kreft A., Zuber A. 1978. On the physical meaning of the dispersion equation and its solutions for different initial and boundary conditions. *Chem. Eng. Sci.* 33:1471-1480 pp.
- LEBAC. 2008. Informe Final de Hidrogeología do Projeto Aquífero Guaraní. Coord.: Gastmans, D. & Chang, H.K.. Equipe: Paula e Silva, F.; Correa, S.F.; Informe Técnico – Consórcio Guaraní. Rio Claro. 172 pp.
- Longarzo R. F. 2006. Sistema Acuífero Guaraní en la Provincia de Misiones. CFI. 221 pp.
- Lucas, L., Unterweger M. P. 2000. Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of tritium. *Journal of Research of the National Institute of Standards and Technology* (105) 541–549 pp.

- Machado J. L. F., Faccini, U. F. 2004. Compartimentação Estrutural do SAG no Rio Grande do Sul: características hidrodinâmicas e hidroquímicas. 25 pp.
- Machado J. L. 2005. Compartimentação espacial e arco-bouço hidroestratigráfico do Sistema Aquífero Guaraní no Rio Grande do Sul. Tesis Doctoral. Universidade do Vale do Rio dos Sinos. 237 pp.
- Manzano M., Guimaraens M. 2009. Hidrogeoquímica Regional del SAG. Consorcio Guaraní. 223 pp.
- Manzano M., Guimaraens M. 2012. Hidroquímica del Sistema Acuífero Guaraní e implicaciones para la gestión. Boletín Geológico y Minero. (123): 281 – 295 pp.
- Manzano M., Rodríguez L., Heredia J., Vives L., Nittmann J., Zabala M., Agarwaal P., Araguás L. 2011. Hydrochemical and isotopic assessment of the Iberá hydrogeological system in NE Argentina. Geophysical Research Abstracts, Vol. 13, EGU2011-12294, EGU General Assembly 2011, 3-8 Abril 2011, Viena, Austria.
- Manzano M., Rodríguez L., Vives L., Heredia J. Ortega L., Mira A., Nittmann J., Valladares A., Araguas L. Aggargual P. 2012., Caracterización hidroquímica de las aguas subterráneas en entorno de los Esteros del Iberá (Corrientes, Argentina). 8 pp.
- McMahon P. B., Plummer L. N., Bohlke J. K., Shapiro S. D., Hinkle S. R. 2011. A comparison of recharge rates in aquifers of the United States based on groundwater-age data. Hydrogeology Journal. (19):779-800 pp.
- Marquardt D. 1963. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. SIAM Journal on Applied Mathematics 11 (2): 431–441 pp.
- Medina A., Carrera J. 1996. Coupled estimation of flow and solute transport parameters. Water Resource Res. 32(10):3063-3076 pp.
- Medina A., Galarza G., Carrera J. 1996. TRANSIN, versión II. Fortran code for solving the coupled flow and transport inverse problem in saturated conditions. El Berrocal Project. Characterization and validation of natural radionuclide migration processes under real conditions on the fissured granitic environment. European Commission Contract nº FI2W/CT91/0080. Topical Report 16. ENRESA.
- Michelson H. 2001. Proyecto Aldeas en Colonia Avigdor. 2º Informe técnico de Israelés. 50 pp.
- Mira A. 2012. Modelo conceptual hidrogeológico del Sistema Acuífero Guaraní con énfasis en el sector argentino. Tesis de Maestría. Universidad Politécnica de Cartagena. 263 pp.

- Mira A., Rodríguez L., Veroslavsky G., Vives L. 2013. Actualización del modelo hidrogeológico conceptual del sistema acuífero guaraní y la influencia geológica del sector argentino. VIII Congreso Argentino de Hidrogeología. 17-20 setiembre 2013, La Plata, Argentina.
- Mokrik R., Mazeika J., Baublyte A., Martma T. 2009. The groundwater age in the Middle-Upper Devonian aquifer System, Lithuania. *Hydrogeology Journal*.17:871-889 pp.
- Molson J. W., Frind E. O. 2012. On the use of mean groundwater age, life expectancy and capture probability for defining aquifer vulnerability and time-of-travel zones for source water protection. *J. of Contaminant Hydrology*. (127): 76-87 pp.
- Montaño J., Pessi M. 1985. Estudio hidrogeológico de Rivera. O.S.E. Montevideo, Uruguay.
- Montaño Y., Tujchneider O., Auge M., Fili M., Paris M., D'Elía M., Pérez M., Naghi M., Collazo P., Decoud P. 1998. Acuíferos regionales en América Latina, Sistema Acuífero Guaraní, Capítulo Argentino-Uruguayo. Centro de Publicaciones, Secretaría de Extensión, U.N.L., Santa Fe, Argentina. 217 pp.
- Mook W. G. 1976. The dissolution-exchange model for dating groundwater with  $^{14}\text{C}$ . Interpretation of environmental isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology. Vienna: IAEA. 213 pp.
- Mook W. G. 2002. Isótopos Ambientales en el Ciclo Hidrológico – Principios y Aplicaciones. Instituto Geológico y Minero de España. 596 pp.
- Northfleur A. A., Medeiros R. A., Muhlmann H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Tec. da Petrobrás*, 12(3): 291-346 pp.
- Núñez M. N., Fernández A. E., González M. H. 2008. Estudio Sistema Acuífero Guaraní – Tecer y Último informe Climatología y hidrometeorología. Informe Técnico. *HIDROESTRUCTURAS – Argentina*. 23 pp.
- Oleaga A. 2002. Contribución a la hidrogeología del acuífero Guaraní en el sector Uruguay. Un enfoque integral. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de Méjico.120 pp.
- Oleaga A., De los Santos J. 2003. Nuevo análisis para la determinación de parámetros hidráulicos en pozos del acuífero Guaraní (Uruguay). Discusión comparativa. III Congreso Argentino de Hidrogeología. Rosario, Argentina. Septiembre 2003.
- Orfeo O., Neiff J. 2008. Esteros del Iberá – Un enorme laboratorio a cielo abierto. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. 10 pp.
- Pacheco V. F. 2004. Informe Final: Estudio Hidrogeológico del Sistema Acuífero Guaraní en la zona Rivera – Santana do Livramento. II Curso Internacional de Hidrología Subterránea (Versión a Distancia). Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, España.

- Parker J. C., van Genuchten M. 1984. Flux averaged and volume averaged concentrations in continuum approaches to solute transport. *Water Resources Research*. 20(7):866-872 pp.
- Pearson F. J., Hanshaw B. B. 1970. Sources of dissolved carbonate species in groundwater and their effects on carbon-14 dating. En: *Isotope Hydrology*. International Atomic Energy Agency. 271-285 pp.
- Pérez A., Rocha L., Decoud P., Carbajal A. 2000. Comportamiento del Acuífero Guaraní en la Ciudad de Artigas, Uruguay. Primer congreso Mundial Integrado, Fortaleza, Brasil. 1-19 pp.
- Pessi M., Hardy G. 1998. El Sistema Acuífero Tacuarembó en la ciudad de Rivera, Uruguay. 4° Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. ALHSUD. Uruguay. 460-468 pp.
- Pflugger J. 2008. El agua potable en la República Argentina. ALSHUD. 250 pp.
- Philips F. M., Bentley H. W., Davies S. N., Elmore D. 1986. Chlorine 36 dating of very old groundwater. 2 Milk River Aquifer, Alberta. *Water Resource Research*. 22(13):2003-2016 pp.
- Phillips F. M. 2000. Chlorine-36, in *environmental tracers in subsurface hydrology*, edited by P. Cook and A. L. Herczeg. Kluwer Acad. 299-348 pp.
- Rebouças, A.C. 1976. Recursos hídricos subterráneos da Bacia do Paraná – Análise de Pré-Viabilidade. Tese, Universidade de São Paulo, São Paulo, 143 pp.
- Rocha G. A. 1997. O grande manancial do cone sul. Ver. *Estudos Avançados*, Universidade de São Paulo, 11 (30): 191-212 pp.
- Rodríguez L., Gómez A., Oleaga A., Pacheco F., Roullier G., Seoane N., Silva Busso A., Vives L. 2006. Informe Final del proyecto “Desarrollo Metodológico para la Evaluación de la Recarga y la Vulnerabilidad del Sistema Acuífero Guaraní en Argentina y Uruguay”, Fondo de Universidades, Secretaría General del Proyecto para la Protección Ambiental y el Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní.
- Rodríguez L., Gómez A., Oleaga A., Pacheco F., Roullier G., Seoane N., Silva Busso A., Vives L. 2008. Comportamiento del sistema acuífero guaraní en la frontera uruguayo-brasilera. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*. 119 (1): 161-170 pp.
- Rodriguez L., Vives L., Gomez A. 2013. Conceptual and numerical modeling approach of the Guarani Aquifer System. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* (17):205-314 pp.
- Rossello E. A., Veroslavsky G. 2012. Definición del límite occidental del Sistema Acuífero Guaraní (Gran Chaco, Argentina): ¿técnico o convencional? *Boletín Geológico y Minero*. 123 (3): 297-310 pp.
- SAG-PY, 2007. Uso Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní en la Región Oriental del Paraguay. Informe Técnico de Avance de la Cooperación Técnica entre la Secretaría del Ambiente

- (SEAM) y el Instituto Federal de Geociencias y Recursos Naturales (BGR) , financiado por el Ministerio Federal de Cooperación Económica y Desarrollo (BMZ).
- Salem O., Visser J. H., Dray M., Gonfiantini R. 1980. Groundwater flow patterns in the western Lybian Arab Jamahiriya. *Arid-zone Hydrology: Investigations with Isotope Techniques*. IAEA, Vienna, 165–179 pp.
- Sanford W. 2011. Calibration of model using groundwater age. *Hydrogeology Journal*. (19):13-16 pp.
- Santi M. 2012. Estudio de aguas subterráneas de Entre Ríos. CFI. Digital.
- Sapriza G., Gastman D., de los Santos J., et al. 2011. Modelo numerico de fluxo do Sistema Aquífero Guarani em áreas de afloramientos – Artigas (UY) – Quaraí (BR). *Aguas Subterrâneas* (25): 29 – 42 pp.
- Scanlon B. R., Healy R. W., Cook P. G. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol J.* 10:18–39 pp.
- Silva Busso A. A. 1999. Contribución al conocimiento de la geología e hidrogeología del Sistema Aquífero Termal de la Cuenca Chacoparanense Oriental Argentina. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, Argentina. 351 pp.
- Silverio da Silva J. L., Bessouat C., Camponogara I., Frantz L. C., Guimaraens M., Gamazo P., Failache L., Moraes Flores E. L., de Moraes Flores E. M., de Dressler V. L. 2007. Caracterização de áreas de recarga e descarga do SAG em Rivera/Santana e Quaraí/Artigas. Estudo da vulnerabilidade na região de Quaraí/Artigas. *Aquífero Guarani Avanços no conhecimento para sua gestão sustentável*. Fundo das Universidades. 61–75 pp.
- Smith D. B., Downing R. A., Monkhouse R. A., Otlet R. L. 1976. The Age of Groundwater in the Chalk of the London Basin. *Water Resour. Res.* 12(3):392-404 pp.
- Solomon D. K., Sudicky E. A. 1991. Tritium and Helium-3 Isotope Ratios for Direct Estimation of Spatial Variations in Groundwater Recharge, *Water Resour. Res.* 27(9): 2309-2319 pp.
- Solomon D. K., Poreda R. J., Schiff S. R. 1992. Tritium and Helium 3 as groundwater age tracers in the Borden Aquifer. *Water Resour. Res.* 28(3):741-755 pp.
- Spalding D. B. 1958. A note on mean residence-times in steady flows of arbitrary complexity *Chem. Eng. Sci.* (9):74-77 pp.
- Sracek O., Hirata R. 2002. Geochemical and stable isotopic evolution of the Guarani Aquifer System in the state of São Paulo, Brazil. *Hydrogeology Journal*. 10:643–655 pp.
- SsRH. 2004. Estadística hidrológica de la República Argentina Edición 2004. Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación. Versión digital.

- Sturchio N. C., Du X., Purtschert R., Lehmann B. E., Sultan M., Patterson L. J., Lu Z. T., Müller P., Bigler T., Bailey K., O'Connor T. P., Young L., Lorenzo R., Becker R., El Alfy Z., El Kaliouby B., Dawood Y., Abdallah A. M. A. 2004. One million year old groundwater in the Sahara revealed by krypton<sup>81</sup> and chlorine<sup>36</sup>. *Geophysical Research Letters* 31. L5503. 1 – 4 pp.
- Soares A. P. 2008. Variabilidade espacial no sistema aquífero Guaraní: controles estratigráficos e estruturais. Tesis doctoral. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Brazil. 196 pp.
- Sudicky E. A., Frind E. O. 1981. Carbon-14 dating of groundwater in confined aquifers: Implications of aquitard diffusion. *Water Resour. Res.* 17(4), 1060–1064 pp.
- Troldborg L., Jensen K. H., Engesgaard P., Refsgaard J. C., Hinsby K. 2008. Using Environmental Tracers in Modeling Flow in a Complex Shallow Aquifer System. *Journal of Hydrologic Engineering*. 13 (11): 1037-1048 pp.
- Valladares A. 2014. Análisis de las variaciones de las reservas de agua en la región hídrica de los esteros del Iberá, Corrientes, Argentina. Tesis de Maestría.
- Varni M. 1994. Una Ecuación en Derivadas Parciales para el Cálculo de la Edad del Agua Subterránea. Tesis de Maestría. UPC. 77 pp.
- Varni M., Carrera J. 1998. Simulation of groundwater age distributions. *Water Resour Res.* 34(12):3271–81 pp.
- Vives L., Campos H., Candela L., Guarracino L. 2001. Modelación del Acuífero Guaraní. *Boletín Geológico y Minero*, v. 112, Núm. Especial. pp. 51-64 pp.
- Vives L., Rodríguez L., Gómez A., Cota S. D. S. 2008. Modelación numérica regional del Sistema Acuífero Guaraní. Proyecto para la Protección Ambiental y Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní. Informe Técnico – Consorcio Guaraní. Montevideo, Uruguay. 144 pp.
- Vogel J. C. 1967. Investigation of groundwater flow with radiocarbon. En: *Isotopes in Hydrology*. International Atomic Energy Agency. Viena. 355-368 pp.
- Wildner W. 2008. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul. . Porto Alegre: CPRM. Escala 1:750.000.
- Zalán, P. V., Wolff S., Conceição J. C. J., Marques A., Astolfi M. A. M., Vieira I. S., Appi V. T., Zanotto O. A. 1990. Bacia do Paraná. In: Raja Gabaglia, G.P., Milani, E.J. (Eds.), *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobras, Rio de Janeiro, 135-168 pp.
- Zheng C., Bennett G. D. 1995. Applied contaminant transport modeling. ITP. 440 pp.

# ANEXOS



# ANEXO I

## Base de Datos Modelo Conceptual



**Tabla I.1. Escalas hidrométricas utilizadas para elaborar superficiales modelo conceptual del área de estudio**

ID	Fuente de Información	Provincia	Código	Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Río	Período de Datos Utilizado		Cero Escala (msnm)	Lectura Media (m)	Cota Media (msnm)
								Desde (año)	Hasta (año)			
1	SSRH	Corrientes	3802	PASO DE LOS LIBRES	-29.7214	-57.0825	URUGUAY	1980	2010	39.6	3.9	43.5
2	SSRH	Corrientes	3803	PASO LUCERO	-28.9946	-58.5614	CORRIENTE	1980	2010	40.0	3.3	43.2
3	SSRH	Corrientes	3804	PASO LEDESMA	-29.8459	-57.6751	MIRIÑAY	1980	2010	55.0	2.4	57.4
4	SSRH	Corrientes	3805	CORRIENTES	-27.4750	-58.8333	PARANA	1980	2010	42.0	4.4	46.4
5	SSRH	Corrientes	3807	PARANÁ B. PRINCI - ISLA PATÍ	-29.4833	-59.5833	PARANA	1975	1980	31.0	1.9	32.9
6	SSRH	Corrientes	3808	PASO JUNCUE	-30.3616	-59.2587	GUAYQUIRARÓ	1980	2010	30.0	1.3	31.3
7	SSRH	Corrientes	3810	PASO LA LLANA	-30.2173	-59.3243	BARRANCAS	1980	2010	24.0	2.2	26.2
8	SSRH	Corrientes	3811	LA SIRENA	-28.4168	-56.5422	AGUAPEY	1988	2010	55.1	2.1	57.2
9	EBY	Corrientes	3817	YAGUARETE	-27.9364	-57.0122	Ero YAG. CORÁ	2001	2010	66.1	1.2	67.3
10	EBY	Corrientes	3819	PASO MESA	-28.9167	-57.2364	MIRIÑAY	2002	2008	63.5	1.8	65.3
11	SSRH	Corrientes	3821	LOS LAURELES	-29.7571	-59.2172	CORRIENTE	1980	2010	35.0	2.3	37.3
12	EBY	Corrientes	3823	RINCON DEL DIABLO	-28.7489	-58.0375	LAG. ITATI	2001	2010	66.1	0.7	66.8
13	EBY	Corrientes	3825	PARAJE GALARZA	-28.0333	-56.4000	LAGUNA GALARZA	2002	2010	67.7	0.6	68.3
14	SSRH	Corrientes	3826	CARLOS PELLEGRINI	-28.5381	-57.1870	LAGUNA IBERA	1980	2010	60.6	1.9	61.9
15	EBY	Corrientes	3828	EA. PALO PIRU	-28.2528	-57.6344	A. CARAMBOLAS	2002	2010	60.7	0.5	61.2
16	SSRH	Corrientes	3832	SAN ROQUITO	-29.2968	-57.5652	MIRIÑAY	1980	2010	49.1	3.4	52.5
17	SSRH	Corrientes	3835	SAN ROQUE	-28.5696	-58.7172	SANTA LUCIA	2009	2013	57.0	1.7	58.7
18	SSRH	Corrientes	3836	SANTA LUCIA	-28.9964	-59.1021	SANTA LUCIA	1980	2010	60.0	1.2	61.2
19	EBY	Corrientes	3838	ESTANCIA TAVE RETA	-27.8539	-56.5053	LAG. TAVE RETA	1980	2010	69.0	0.4	69.4
20	SSRH	Corrientes	3839	RUTA PROV. N° 6	-27.8011	-58.5050	EMPEDRADO	2009	2013	60.0	1.1	61.1
21	SSRH	Corrientes	3840	RUTA NAC. N° 12	-28.1139	-58.8086	SAN LORENZO	2009	2013	55.0	1.5	56.5
22	SSRH	Corrientes	3841	RUTA PROV. N° 5	-27.5105	-58.5698	RIACHUELO	2009	2013	60.0	1.1	61.1
23	SSRH	Corrientes	3842	RUTA NAC. N° 123	-28.8997	-58.6749	BATEL	2010	2013	52.0	2.1	52.1
24	SSRH	Corrientes	3843	CURUZU CUATIA	-29.7781	-58.0492	CURUZU CUATIA	2010	2013	65.0	0.2	65.2
25	SSRH	Corrientes	3844	RUTA NAC. N° 127	-30.1077	-58.0581	MOCORETA	2010	2013	64.0	0.9	64.9
26	SSRH	Corrientes	3845	RUTA NAC. N° 14	-30.6279	-57.9832	MOCORETA	2010	2013	44.0	2.0	46.0
27	SSRH	Corrientes	3846	CNIA. LIEBIG	-27.9121	-55.8174	CHIRIMAY	2010	2013	71.0	0.8	71.8
28	SSRH	Corrientes	3849	PASO CERRITO	-29.0311	-58.7883	BATEL	1980	2010	56.0	1.2	57.2
29	SSRH	Corrientes	3857	GARRUCHOS	-28.1772	-55.6435	URUGUAY	1980	2010	53.0	3.5	56.5
30	SSRH	Corrientes	3858	CAA CARAI	-27.8245	-56.2584	AGUAPEY	1986	2010	69.7	1.1	70.8
31	SSRH	Corrientes	3860	SANTO TOME	-28.5456	-56.0290	URUGUAY	1985	2010	47.8	4.5	52.4

32	SSRH	Corrientes	3861	GARABI	-28.2075	-55.7242	URUGUAY	1984	2008	51.4	4.7	56.1
33	SSRH	Corrientes	3862	ITATI	-27.2663	-58.2443	PARANA	1980	2010	55.7	4.2	59.0
34	SSRH	Entre Ríos	3003	PASO MEDINA	-30.9237	-59.5512	FELICIANO	1980	2010	30.0	0.3	30.3
35	SSRH	Entre Ríos	3004	ROSARIO DEL TALA	-32.3085	-59.0768	GUALEGUAY	1992	2010	30.0	0.6	30.6
36	SSRH	Entre Ríos	3005	CHAPETON	-31.4076	-60.2833	PARANA	1980	2010	11.9	1.8	13.7
37	SSRH	Entre Ríos	3015	RUTA PROV. N° 11	-32.3058	-60.4265	DEL DOLL	1987	2010	15.0	4.8	19.8
38	SSRH	Entre Ríos	3019	PASO QUEBRACHO	-30.9910	-59.6614	FELICIANO	1990	2010	25.0	1.4	26.4
39	SSRH	Entre Ríos	3030	RUTA PROV. N° 39	-32.4452	-58.5577	GUALEGUAYCHU	1987	2010	24.0	2.1	26.1
40	SSRH	Entre Ríos	3031	RUTA PROV. N° 130	-32.1046	-58.4905	GUALEGUAYCHU	1987	2010	38.0	0.5	38.5
41	SSRH	Entre Ríos	3037	RUTA PROV. N° 11	-32.8473	-59.8649	NOGOYA	1984	2010	10.0	2.4	12.4
42	SSRH	Entre Ríos	3061	CONCORDIA	-31.3582	-58.0948	YUQUERI GRANDE	1991	2010	27.0	1.2	28.2
43	SSRH	Santa Fe	3200	Ruta Prov. N° 81	-30.8419	-60.4114	SALADILLO AMARGO	1980	2010	19.0	0.5	19.5
44	SSRH	Santa Fe	3202	Margarita	-29.7301	-60.0076	EL TOBA	1980	2010	31.0	0.9	31.9
45	SSRH	Santa Fe	3203	Ruta Prov. N° 1	-29.1329	-59.6545	PAJARO BLANCO	1980	2010	23.6	0.9	24.5
46	SSRH	Santa Fe	3204	Helvecia	-31.1042	-60.0835	SAN JAVIER	1980	2010	21.0	3.0	24.0
47	SSRH	Santa Fe	3206	Fortin Olmos	-29.0655	-60.4972	GOLONDRINA	1980	2010	55.0	0.3	55.3
48	SSRH	Santa Fe	3207	Moussy	-28.9979	-59.7526	EL REY	1980	2010	49.0	0.3	49.3
49	SSRH	Santa Fe	3212	Ruta Prov. N° 39	-30.4185	-60.2520	SALADILLO AMARGO	1980	2010	24.5	0.1	24.6
50	SSRH	Santa Fe	3213	Ruta Prov. N° 62	-31.1508	-60.4044	SALADILLO	1980	2010	15.5	0.2	15.7
51	SSRH	Santa Fe	3216	Ruta Prov. N° 70	-31.4912	-60.7806	SALADO	1980	2010	17.0	0.3	17.3
52	SSRH	Santa Fe	3218	Ruta Prov. N° 81	-30.8548	-60.2822	SALADILLO DULCE	1980	2010	18.0	0.3	18.3
53	SSRH	Santa Fe	3223	Carcaraña	-32.6733	-60.8659	PUEBLO ANDINO	1980	2010	29.0	0.7	29.7
54	SSRH	Santa Fe	3224	Ruta Prov. N° 88	-29.3650	-59.7779	MALABRIGO	1980	2010	31.0	0.2	31.2
55	SSRH	Santa Fe	3225	Ruta Prov. N° 1	-31.4948	-60.4251	LEYES	1980	2010	17.0	5.6	22.6
56	SSRH	Santa Fe	3226	Canasta	-31.1982	-60.1569	SAN JAVIER	1980	2010	20.0	3.1	23.1
57	SSRH	Santa Fe	3227	San Javier	-30.5804	-59.9234	SAN JAVIER	1980	2010	24.0	4.2	28.2
58	SSRH	Santa Fe	3228	Saladero Cabal	-30.8806	-60.0344	SAN JAVIER	1980	2010	20.0	3.1	23.1
59	SSRH	Santa Fe	3229	Santa Rosa	-31.4176	-60.3294	SAN JAVIER	1980	2010	18.0	3.1	21.1
60	SSRH	Santa Fe	3230	Ruta Prov. N° 39	-30.4607	-60.0916	SALADILLO DULCE	1983	2010	23.0	0.8	23.8
61	SSRH	Santa Fe	3231	Ruta Prov. N° 32	-28.4912	-59.3879	LOS AMORES	1983	2010	50.0	-0.2	49.8
62	SSRH	Santa Fe	3232	Ruta Nac. N° 11	-28.5559	-59.3558	LOS AMORES	1983	2010	46.0	2.0	48.0
63	SSRH	Santa Fe	3248	Zona Rural Autopista	-31.9628	-61.0948	COLASTINE	1984	2010	20.0	1.5	21.5
64	SSRH	Santa Fe	3249	Ruta Nac. N° 168	-31.6611	-60.6021	COLASTINE	1980	2010	16.0	2.8	18.8
65	SSRH	Santa Fe	3252	Batallon 601	-31.6941	-60.7460	CORONDA	1992	2010	16.0	3.1	19.1
66	SSRH	Santa Fe	3254	Puerto Gaboto	-32.4299	-60.8136	CORONDA	1984	2010	15.0	0.9	15.9
67	SSRH	Santa Fe	3260	La Emilia	-33.3994	-60.3340	DEL MEDIO	1993	2010	25.0	0.8	25.8

68	SSRH	Santa Fe	3266	Zona Rural	-32.3840	-60.9088	EL MONJE	1988	2010	16.0	1.4	17.4
69	SSRH	Santa Fe	3270	Ruta Nac. N° 11	-29.1333	-59.6547	EL REY	1985	2010	40.0	-0.2	39.8
70	SSRH	Santa Fe	3299	Ruta Prov. N° 1	-29.4512	-59.7541	MALABRIGO	1983	2010	35.0	1.7	36.7
71	SSRH	Santa Fe	3300	Ruta Nac. N° 11	-29.2787	-59.7857	MALABRIGO	1985	2010	44.0	0.9	44.9
72	SSRH	Santa Fe	3317	Ruta Prov. N° 18	-33.0293	-60.6820	SALADILLO	1984	2010	25.0	0.9	25.9
73	SSRH	Santa Fe	3318	Cnel. Bogado	-33.3606	-60.5761	PAVÓN	1988	2010	33.0	1.0	34.0
74	SSRH	Santa Fe	3320	Ruta Prov. N° 1	-31.5115	-60.4251	POTRERO	1980	2010	17.0	5.6	22.6
75	SSRH	Santa Fe	3327	Alejandra	-29.9127	-59.8172	SAN JAVIER	1984	2010	30.0	2.8	32.8
76	SSRH	Santa Fe	3331	Romang	-31.4948	-60.4251	SAN JAVIER	1984	2010	32.0	5.4	37.4
77	SSRH	Santa Fe	3334	Ruta Prov. N° 1	-31.6301	-60.6780	SANTA RITA	1980	2010	17.0	5.6	22.6
78	SSRH	Santa Fe	3339	Santa Fe	-28.0290	-59.2250	SISTEMA SETUBAL	1992	2010	17.0	2.8	19.8
79	SSRH	Santa Fe	3343	Tostado Ruta Nac. 95	-29.2752	-61.7439	SALADO	2004	2010	68.0	3.6	71.6
80	SSRH	Chaco	2401	PTO. BERMEJO	-26.9467	-58.5453	PARAGUAY	1980	2010	44.2	3.3	47.5
81	SSRH	Chaco	2402	RUTA NAC. N° 11	-27.5413	-59.1309	SALADO	2009	2013	53.0	1.2	54.2
82	SSRH	Formosa	2602	EL COLORADO	-26.3343	-59.3624	BERMEJO	1980	2010	67.1	4.5	71.6
83	SSRH	Formosa	2606	PUERTO PILCOMAYO	-25.4200	-57.6506	PARAGUAY	1980	2010	62.4	3.4	65.8
84	SSRH	Formosa	2610	PUERTO VELAZ	-26.7544	-58.6339	BERMEJO	1980	2010	50.9	3.4	54.3
85	SSRH	Formosa	2612	PUERTO FORMOSA	-26.1832	-58.1620	PARAGUAY	2009	2013	56.6	3.5	60.1
86	SSRH	Formosa	2614	RUTA NAC. N° 11	-25.9847	-58.1632	PILAGA	1980	2010	68.3	2.2	70.5

**Tabla I.2. Base de datos geoespacial utilizada para elaborar la piezometría del acuífero superficial del área de estudio**

ID	PROVINCIA	LAT DEC (°)	LONG DEC (°)	COTA IGN (msnm)	Profundidad (m)	PROF NE (mbbp)	COTA NE (msnm)	Cota SRTM 90 (msnm)	Cota NE SRTM 90 (msnm)	Diferencial Cota NE (m)	Diferencial Cota IGN -SRTM (m)
1	Chaco	-27.541278	-59.130917	53.0	Superficial	1.2	54.20	53.4	54.6	-0.4	-0.4
2	Chaco	-26.885556	-60.905833	105.0	28	5.8	99.20	106.3	100.5	-1.3	-1.3
3	Chaco	-26.933056	-58.661667	58.0	24	3.7	54.28	57.7	53.8	0.5	0.3
4	Chaco	-26.803333	-58.958611	66.0	18	3.5	62.55	66.0	62.6	0.0	0.0
5	Chaco	-25.638888	-60.267961	110.9	30	3.2	107.70	110.9	107.7	0.0	0.0
6	Chaco	-26.577649	-59.615461	82.0	28	9.0	73.00	85.1	76.1	-3.1	-3.1
7	Chaco	-27.388881	-59.026666	60.0	28.1	5.7	54.26	56.0	50.3	4.0	4.0
8	Chaco	-25.390001	-60.990001	135.0	12	6.5	128.50	134.0	127.5	1.0	1.0
9	Formosa	-26.334275	-59.360929	75.0	Superficial	2.2	77.20	77.6	82.1	-4.9	-2.6
10	Formosa	-25.420001	-57.650611	66.8	Superficial	3.4	70.20	66.8	70.2	0.0	0.0
12	Formosa	-26.183194	-58.162028	56.6	Superficial	3.5	60.10	57.3	60.8	-0.7	-0.7
13	Formosa	-25.984694	-58.163167	66.7	Superficial	2.2	68.90	66.7	68.9	0.0	0.0
14	Formosa	-25.777222	-59.444444	90.0	14.5	6.0	84.00	91.3	85.3	-1.3	-1.3
15	Formosa	-25.220556	-58.127778	79.0	15	2.7	76.30	79.2	76.5	-0.2	-0.2
16	Formosa	-26.623056	-58.672222	65.0	28	4.8	60.17	66.3	61.5	-1.3	-1.3
17	Formosa	-26.510001	-58.300001	60.0	30.5	5.4	54.60	57.0	51.6	3.0	3.0
18	Formosa	-23.159167	-62.005833	205.0	21	12.0	193.00	205.0	193.0	0.0	0.0
19	Formosa	-25.266111	-58.742778	85.0	29	3.5	81.50	86.2	82.7	-1.2	-1.2
20	Formosa	-23.568056	-61.706667	184.0	30	13.2	170.80	184.0	170.8	0.0	0.0
21	Santa Fe	-30.841944	-60.411417	20.5	Superficial	0.5	21.00	20.5	21.0	0.0	0.0
22	Santa Fe	-29.730056	-60.007583	37.0	Superficial	0.9	37.90	37.2	38.1	-0.2	-0.2
23	Santa Fe	-29.132889	-59.654501	39.6	Superficial	0.9	40.50	38.7	39.6	0.9	0.9
24	Santa Fe	-31.104167	-60.081698	10.2	Superficial	4.0	14.20	14.0	18.0	-3.8	-3.8
25	Santa Fe	-29.065501	-60.497167	55.0	Superficial	0.3	55.30	53.6	53.9	1.4	1.4
26	Santa Fe	-28.997917	-59.752611	49.0	Superficial	0.3	49.30	47.9	48.2	1.1	1.1
27	Santa Fe	-30.418501	-60.251972	26.8	Superficial	0.1	26.90	26.8	26.9	0.0	0.0
28	Santa Fe	-31.150778	-60.404389	18.3	Superficial	0.2	18.50	18.3	18.5	0.0	0.0
29	Santa Fe	-31.491222	-60.780556	17.0	Superficial	0.3	17.30	16.8	17.1	0.2	0.2
30	Santa Fe	-30.854833	-60.284053	18.0	Superficial	0.3	18.30	18.6	18.9	-0.6	-0.6
31	Santa Fe	-32.673333	-60.865944	29.0	Superficial	0.7	29.70	23.5	24.2	5.5	5.5
32	Santa Fe	-29.364972	-59.777889	37.0	Superficial	0.2	37.20	37.9	38.1	-0.9	-0.9
33	Santa Fe	-31.496197	-60.425111	11.0	Superficial	4.7	15.65	11.0	15.7	0.0	0.0

34	Santa Fe	-31.198194	-60.150881	10.0	Superficial	3.1	13.10	16.1	19.2	-6.1	-6.1
35	Santa Fe	-30.580389	-59.923444	18.0	Superficial	4.2	22.20	23.3	27.5	-5.3	-5.3
36	Santa Fe	-30.880583	-60.032426	15.1	Superficial	2.0	17.10	17.1	19.2	-2.1	-2.0
37	Santa Fe	-31.417611	-60.328310	9.0	Superficial	3.1	12.10	17.7	20.8	-8.7	-8.7
38	Santa Fe	-30.460694	-60.091583	23.0	Superficial	0.8	23.80	25.3	26.1	-2.3	-2.3
39	Santa Fe	-28.491222	-59.387944	45.0	Superficial	0.5	45.50	48.5	49.0	-3.5	-3.5
40	Santa Fe	-28.555944	-59.355806	40.5	Superficial	2.0	42.50	44.2	46.2	-3.7	-3.7
41	Santa Fe	-31.962778	-61.094751	20.0	Superficial	1.5	21.50	26.9	28.4	-6.9	-6.9
42	Santa Fe	-31.661139	-60.599740	13.0	Superficial	2.8	15.80	12.9	15.8	0.0	0.1
43	Santa Fe	-31.694056	-60.745972	14.0	Superficial	2.5	16.50	15.9	19.0	-2.5	-1.9
44	Santa Fe	-32.429944	-60.813639	15.0	Superficial	0.9	15.90	12.9	13.8	2.1	2.1
45	Santa Fe	-33.399444	-60.335532	25.0	Superficial	0.8	25.80	26.0	26.8	-1.0	-1.0
46	Santa Fe	-32.384001	-60.908778	16.0	Superficial	1.4	17.40	17.1	18.5	-1.1	-1.1
47	Santa Fe	-29.133333	-59.654694	40.0	Superficial	0.5	40.50	39.7	40.2	0.3	0.3
48	Santa Fe	-29.451194	-59.754083	35.0	Superficial	1.7	36.70	33.4	35.1	1.6	1.6
49	Santa Fe	-29.278667	-59.785667	44.0	Superficial	0.9	44.90	41.8	42.7	2.2	2.2
50	Santa Fe	-33.029251	-60.667959	25.0	Superficial	0.9	25.90	25.7	26.6	-0.7	-0.7
51	Santa Fe	-33.360556	-60.576056	33.0	Superficial	1.0	34.00	34.2	35.2	-1.2	-1.2
52	Santa Fe	-31.511472	-60.425111	10.0	Superficial	5.6	15.60	16.0	21.6	-6.0	-6.0
53	Santa Fe	-29.912667	-59.817167	30.0	Superficial	2.8	32.80	30.7	33.5	-0.7	-0.7
54	Santa Fe	-31.496364	-60.425111	10.0	Superficial	5.6	15.60	11.0	16.6	-1.0	-1.0
55	Santa Fe	-31.630139	-60.677972	14.0	Superficial	2.8	16.80	16.0	18.8	-2.0	-2.0
56	Santa Fe	-28.027904	-59.225028	49.0	Superficial	0.4	49.40	49.2	49.6	-0.2	-0.2
57	Santa Fe	-29.275167	-61.743944	73.3	Superficial	3.6	76.90	73.3	76.9	0.0	0.0
58	Santa Fe	-29.237369	-59.583011	34.8	Superficial	4.38	39.22	34.8	39.2	0.0	0.0
59	Santa Fe	-29.001667	-59.591111	46.0	25	7.2	38.85	46.3	39.2	-0.3	-0.3
60	Santa Fe	-29.500833	-59.750556	46.0	21	9.5	36.50	45.7	36.2	0.3	0.3
61	Santa Fe	-29.890001	-60.288333	58.0	37	5.8	52.20	58.0	52.2	0.0	0.0
62	Santa Fe	-29.691389	-60.251389	61.0	33	7.4	53.60	61.7	56.3	-2.7	-0.7
63	Santa Fe	-28.489444	-59.368611	53.0	28	8.6	44.40	53.0	44.4	0.0	0.0
64	Santa Fe	-28.760278	-59.576607	53.0	24	5.2	47.80	55.6	50.4	-2.6	-2.6
65	Santa Fe	-29.139722	-59.757501	51.0	23	6.0	45.00	51.3	45.4	-0.4	-0.4
66	Santa Fe	-28.744167	-59.666667	57.0	24	7.7	49.35	59.0	53.1	-3.7	-2.0
67	Santa Fe	-28.873056	-59.864444	61.0	20	8.4	52.60	62.0	53.6	-1.0	-1.0
68	Santa Fe	-28.488056	-59.346667	52.0	35	8.5	43.50	55.3	46.8	-3.3	-3.3

69	Santa Fe	-28.500000	-60.500000	61.0	32	1.9	59.10	61.0	59.1	0.0	0.0
70	Santa Fe	-28.216667	-61.525557	72.5	13.2	1.8	70.70	71.3	69.5	1.2	1.2
71	Santa Fe	-28.303333	-61.548889	75.0	13	2.5	72.50	74.3	71.9	0.6	0.6
72	Santa Fe	-28.680556	-61.525000	72.1	15	1.9	70.20	75.0	73.2	-3.0	-3.0
73	Santa Fe	-28.777778	-61.655556	72.1	12	2.6	69.50	76.7	74.1	-4.6	-4.6
74	Santa Fe	-28.863889	-61.852778	82.0	18	4.4	77.60	79.7	75.3	2.3	2.3
75	Santa Fe	-29.300000	-61.725000	73.6	15.2	2.0	71.60	75.0	73.0	-1.4	-1.4
76	Santa Fe	-29.500000	-61.691667	76.0	19.3	3.9	72.10	74.0	70.2	1.9	2.0
77	Santa Fe	-30.540000	-60.280000	26.9	24	3.0	23.90	27.0	24.2	-0.3	-0.1
78	Santa Fe	-30.813333	-60.006944	23.0	23	3.7	19.30	24.0	20.3	-1.0	-1.0
79	Santa Fe	-31.200833	-60.158889	18.0	22	4.9	13.10	29.0	24.1	-11.0	-11.0
80	Santa Fe	-31.660000	-60.490000	15.1	22.3	2.2	12.87	14.0	11.8	1.1	1.1
82	Santa Fe	-31.310000	-60.660000	20.0	24.6	2.3	17.70	24.0	21.7	-4.0	-4.0
83	Santa Fe	-31.270000	-60.760000	25.5	37	4.1	21.40	31.0	26.9	-5.5	-5.5
84	Santa Fe	-31.180000	-60.740000	40.0	32	17.5	22.50	42.0	24.5	-2.0	-2.0
85	Santa Fe	-31.100000	-60.740000	43.0	28.2	17.0	26.00	46.0	29.0	-3.0	-3.0
86	Santa Fe	-31.550000	-60.680000	20.5	22.05	4.0	16.50	17.0	13.5	3.0	3.5
87	Santa Fe	-31.813333	-60.679167	13.0	27.5	2.4	10.60	14.0	11.6	-1.0	-1.0
88	Santa Fe	-31.570278	-61.377778	54.0	16	5.7	48.30	66.2	60.5	-12.2	-12.2
89	Santa Fe	-31.699167	-61.564444	76.0	33	7.9	68.10	79.7	71.8	-3.7	-3.7
90	Santa Fe	-31.337222	-61.622500	100.0	18	6.5	93.50	104.3	97.9	-4.4	-4.4
91	Santa Fe	-31.125833	-61.451389	90.0	30	9.1	80.95	96.7	87.6	-6.7	-6.7
92	Santa Fe	-30.944722	-61.439722	90.0	22	11.3	78.70	79.1	67.8	10.9	10.9
93	Santa Fe	-30.868333	-61.347222	80.0	20	1.9	78.10	85.3	83.4	-5.3	-5.3
94	Santa Fe	-31.650000	-61.805556	105.2	18	9.0	96.20	116.7	107.7	-11.5	-11.5
95	Santa Fe	-31.433333	-61.833333	106.0	18	8.1	97.90	108.0	99.9	-2.0	-2.0
96	Santa Fe	-31.212500	-61.723889	101.2	14	5.4	95.80	106.7	101.3	-5.5	-5.5
97	Santa Fe	-31.456111	-62.050000	112.0	18	11.0	101.00	116.7	105.7	-4.7	-4.7
98	Santa Fe	-31.271667	-61.942778	103.3	18	0.9	102.40	108.7	107.8	-5.4	-5.4
99	Santa Fe	-31.190556	-61.833333	100.0	28	7.9	92.08	104.0	96.1	-4.0	-4.0
100	Santa Fe	-31.173889	-61.916111	102.1	18	0.9	101.20	106.0	105.2	-4.0	-4.0
101	Santa Fe	-31.003056	-61.817500	104.5	18	5.1	99.40	102.3	97.2	2.2	2.2
102	Santa Fe	-32.306667	-61.133333	34.0	32	10.5	23.50	35.0	24.6	-1.1	-1.1
103	Santa Fe	-32.570000	-60.850000	32.0	37.9	9.2	22.80	27.0	17.8	5.0	5.0
104	Santa Fe	-33.323889	-61.037778	78.0	22	8.2	69.80	82.4	74.3	-4.5	-4.5

105	Santa Fe	-33.112500	-61.706111	85.0	30	16.7	68.30	77.3	60.6	7.7	7.7
106	Santa Fe	-33.086111	-61.786944	87.5	39	14.0	73.50	88.9	74.9	-1.4	-1.4
107	Santa Fe	-33.456667	-61.316944	77.5	39	2.2	75.30	101.0	98.8	-23.5	-23.5
108	Santa Fe	-33.698611	-61.615833	90.0	28	5.1	84.90	109.0	103.9	-19.0	-19.0
109	Santa Fe	-34.188056	-61.527778	88.0	30	4.5	83.50	92.0	87.5	-4.0	-4.0
110	Santa Fe	-34.184167	-62.016667	103.1	30.25	5.0	98.10	110.0	105.1	-7.0	-7.0
111	Santa Fe	-34.012500	-62.234722	119.1	28.6	2.6	116.50	124.7	122.1	-5.6	-5.6
112	Santa Fe	-31.160634	-61.480056	93.3	> 15	1.9	91.52	94.7	92.9	-1.4	-1.4
113	Santa Fe	-31.269133	-61.917586	103.2	> 15	7.1	96.15	102.2	95.1	1.0	1.0
114	Santa Fe	-31.233333	-62.112788	107.75	> 15	7.0	101.07	108.3	101.3	-0.3	-0.6
115	Santa Fe	-31.325006	-62.133738	112	> 15	7.8	104.28	114.5	106.8	-2.5	-2.5
116	Santa Fe	-31.439327	-61.943370	109.1	> 15	6.7	102.75	110.8	104.1	-1.4	-1.7
117	Santa Fe	-31.358202	-61.943099	103.12	> 15	8.8	95.44	106.8	98.0	-2.6	-3.6
118	Santa Fe	-31.458989	-61.843015	106	> 15	4.8	101.60	109.2	104.4	-2.8	-3.2
119	Santa Fe	-31.385985	-61.752651	104	> 15	10.1	94.87	107.8	97.7	-2.9	-3.8
120	Santa Fe	-31.411754	-61.646986	92.5	> 15	4.6	87.90	95.2	90.6	-2.7	-2.7
121	Santa Fe	-31.417919	-61.545078	77.7	> 15	1.0	76.75	81.5	80.5	-3.7	-3.8
122	Santa Fe	-31.054618	-62.072203	104.93	> 15	9.6	95.78	106.4	96.9	-1.1	-1.5
123	Santa Fe	-31.443876	-61.424673	67.88	> 15	1.8	66.12	73.6	71.8	-5.7	-5.7
124	Santa Fe	-31.466992	-61.290492	58.33	> 15	2.6	55.83	62.1	59.5	-3.7	-3.8
125	Santa Fe	-31.410383	-62.190021	112.5	> 15	2.4	110.49	111.5	109.1	1.4	1.0
126	Santa Fe	-31.143483	-62.092989	106.25	> 15	6.1	100.38	107.3	101.2	-0.8	-1.1
127	Santa Fe	-30.860360	-61.956600	99.4	> 15	6.4	93.40	101.4	95.0	-1.6	-2.0
128	Santa Fe	-30.815273	-61.969101	98.44	> 15	4.8	93.66	100.1	95.4	-1.7	-1.7
129	Santa Fe	-30.723056	-61.972333	96.3	> 15	1.2	95.10	97.9	96.7	-1.6	-1.6
130	Santa Fe	-30.590069	-61.974538	97.3	> 15	5.5	91.95	98.6	93.1	-1.1	-1.3
131	Santa Fe	-30.553703	-61.789251	94.7	> 15	3.3	91.75	95.3	92.1	-0.3	-0.6
132	Santa Fe	-30.620387	-61.780217	95.6	> 15	0.7	95.06	96.7	96.0	-0.9	-1.1
133	Santa Fe	-30.687548	-61.767251	95.16	> 15	3.0	92.76	95.3	92.3	0.4	-0.1
134	Santa Fe	-31.073751	-61.462687	88.82	> 15	0.0	88.82	91.2	91.2	-2.4	-2.4
135	Santa Fe	-30.735889	-61.805021	96.74	> 15	5.8	91.79	97.2	91.4	0.4	-0.4
136	Santa Fe	-30.809341	-61.826017	98.1	> 15	4.6	93.89	97.8	93.2	0.7	0.3
137	Santa Fe	-30.911760	-61.829534	100.4	> 15	5.6	94.82	102.8	97.2	-2.4	-2.4
138	Santa Fe	-30.927130	-61.725601	100.35	> 15	2.7	97.69	101.4	98.7	-1.1	-1.1
139	Santa Fe	-31.011261	-61.745434	99.2	> 15	3.3	95.90	101.5	98.2	-2.3	-2.3

140	Santa Fe	-31.025948	-61.673663	98.8	> 15	2.4	96.38	100.6	98.2	-1.8	-1.8
141	Santa Fe	-30.949664	-61.631311	95.98	> 15	1.6	94.35	96.8	95.1	-0.8	-0.8
142	Santa Fe	-31.103802	-61.377996	71.67	> 15	1.7	70.41	74.0	72.3	-1.9	-2.3
143	Santa Fe	-31.166717	-61.428923	82.84	> 15	6.9	76.04	84.7	77.8	-1.8	-1.9
144	Santa Fe	-31.123568	-61.234007	65	> 15	2.5	62.57	66.9	64.3	-1.8	-1.9
145	Santa Fe	-31.204088	-61.252936	63.5	> 15	1.7	61.85	65.4	63.7	-1.9	-1.9
146	Santa Fe	-31.217019	-61.163984	56.25	> 15	5.2	51.15	58.1	52.9	-1.8	-1.9
147	Santa Fe	-31.120899	-61.086616	50	> 15	8.6	41.45	52.9	44.4	-2.9	-2.9
148	Santa Fe	-31.155719	-61.020598	44.6	> 15	8.6	36.26	47.3	38.6	-2.4	-2.7
149	Santa Fe	-31.201385	-60.919003	41	> 15	18.0	23.52	47.9	29.9	-6.4	-6.9
150	Santa Fe	-31.237454	-60.910817	35	> 15	8.5	26.50	36.9	28.4	-1.9	-1.9
151	Santa Fe	-31.007997	-60.918984	50	> 15	14.3	36.10	52.1	37.8	-1.7	-2.1
152	Santa Fe	-30.944698	-60.988234	44.1	> 15	3.0	41.43	47.4	44.4	-3.0	-3.3
153	Santa Fe	-31.050467	-61.013632	48.15	> 15	5.3	42.98	51.0	45.7	-2.8	-2.9
154	Santa Fe	-31.019582	-61.101517	50.8	> 15	2.4	48.68	53.9	51.5	-2.8	-3.1
155	Santa Fe	-30.997613	-61.265086	65	> 15	1.8	63.22	67.0	65.2	-2.0	-2.0
156	Santa Fe	-30.918245	-61.197336	60	> 15	3.0	57.16	61.9	58.9	-1.7	-1.9
157	Santa Fe	-30.960079	-61.107872	52.5	> 15	2.8	49.75	55.4	52.7	-2.9	-2.9
158	Santa Fe	-30.865095	-61.086502	49.05	> 15	3.5	46.10	52.2	48.7	-2.6	-3.1
159	Santa Fe	-30.864130	-60.944086	49.25	> 15	2.8	46.82	52.2	49.4	-2.6	-2.9
160	Santa Fe	-30.884146	-60.931680	47.5	> 15	3.0	44.74	51.0	48.1	-3.3	-3.5
161	Santa Fe	-30.812676	-60.987421	51.6	> 15	6.3	45.48	55.0	48.7	-3.2	-3.4
162	Santa Fe	-30.685541	-61.024352	54.7	> 15	8.6	46.26	56.6	48.0	-1.7	-1.9
163	Santa Fe	-30.801812	-61.011550	51.2	> 15	5.2	46.29	55.1	49.9	-3.6	-3.9
164	Santa Fe	-30.765276	-61.143658	60.8	> 15	4.6	56.46	63.7	59.0	-2.6	-2.9
165	Santa Fe	-30.828861	-61.178072	61.25	> 15	3.6	57.75	63.0	59.4	-1.7	-1.8
166	Santa Fe	-31.043395	-61.556611	95.77	> 15	2.4	94.25	97.9	95.6	-1.3	-2.2
167	Santa Fe	-31.008083	-61.330037	74.46	> 15	6.8	68.02	76.3	69.5	-1.5	-1.8
168	Santa Fe	-30.987793	-61.420387	83.75	> 15	7.3	76.64	86.3	79.0	-2.4	-2.6
169	Santa Fe	-30.881331	-61.391073	77.5	> 15	3.2	74.65	79.4	76.2	-1.5	-1.9
170	Santa Fe	-30.889229	-61.296955	68.06	> 15	1.7	66.41	70.6	69.0	-2.5	-2.5
171	Santa Fe	-31.148398	-61.585095	97.61	> 15	1.5	96.13	99.0	97.5	-1.4	-1.4
172	Santa Fe	-31.147760	-61.670950	99.72	> 15	3.0	97.57	103.3	100.3	-2.7	-3.5
173	Santa Fe	-30.828311	-61.282974	75	> 15	1.7	73.83	77.4	75.8	-1.9	-2.4
174	Santa Fe	-30.756494	-61.272720	72.25	> 15	2.8	69.49	75.3	72.6	-3.1	-3.1

175	Santa Fe	-30.665941	-61.239402	74	> 15	1.4	72.99	77.0	75.6	-2.7	-3.0
176	Santa Fe	-30.621607	-61.317708	78.37	> 15	1.4	77.28	79.5	78.1	-0.9	-1.1
177	Santa Fe	-30.747575	-61.348290	80.1	> 15	1.3	78.77	81.2	79.8	-1.1	-1.1
178	Santa Fe	-30.817145	-61.365846	80.44	> 15	1.2	79.34	82.9	81.7	-2.4	-2.4
179	Santa Fe	-30.853275	-61.701381	98.44	> 15	2.0	96.65	99.0	97.0	-0.3	-0.5
180	Santa Fe	-30.859610	-61.605962	96.37	> 15	1.3	95.06	97.6	96.3	-1.2	-1.2
181	Santa Fe	-30.774309	-61.490123	84.57	> 15	2.2	82.61	90.0	87.8	-5.2	-5.4
182	Santa Fe	-31.099463	-61.783200	98.86	> 15	2.5	96.41	102.3	99.8	-3.4	-3.4
183	Santa Fe	-30.766289	-61.582712	92.58	> 15	2.1	90.73	93.6	91.5	-0.8	-1.0
184	Santa Fe	-30.786379	-61.715412	96.41	> 15	0.9	95.76	97.5	96.6	-0.8	-1.1
185	Santa Fe	-30.659154	-61.655768	93.8	> 15	2.1	92.13	92.9	90.9	1.3	0.9
186	Santa Fe	-30.682373	-61.574491	92.27	> 15	3.0	89.42	93.9	90.9	-1.5	-1.7
187	Santa Fe	-30.709406	-61.454322	81.67	> 15	1.5	80.29	84.1	82.6	-2.3	-2.5
188	Santa Fe	-30.611040	-61.423163	82.03	> 15	2.1	80.16	83.0	80.9	-0.8	-1.0
189	Santa Fe	-30.597820	-61.518425	86.99	> 15	2.4	84.74	88.0	85.6	-0.9	-1.0
190	Santa Fe	-30.580030	-61.631644	92.8	> 15	1.3	91.74	94.0	92.7	-1.0	-1.2
191	Santa Fe	-31.454171	-60.888504	36.2	> 15	9.6	26.62	39.4	29.8	-3.2	-3.2
192	Santa Fe	-31.057447	-61.893084	101.15	> 15	5.2	96.07	104.5	99.3	-3.2	-3.3
193	Santa Fe	-31.352508	-60.868267	22.73	> 15	1.6	21.78	23.9	22.3	-0.5	-1.2
194	Santa Fe	-31.420491	-61.012721	45.4	> 15	9.5	36.18	42.6	33.1	3.1	2.8
195	Santa Fe	-31.365337	-61.014014	45	> 15	12.9	32.16	47.9	35.0	-2.8	-2.9
196	Santa Fe	-31.309437	-61.057349	51.6	> 15	14.5	37.08	51.5	37.0	0.1	0.1
197	Santa Fe	-31.406510	-61.093834	50.4	> 15	7.6	42.94	51.1	43.5	-0.5	-0.7
198	Santa Fe	-31.317839	-61.186567	50.4	> 15	2.3	48.11	53.1	50.8	-2.7	-2.7
199	Santa Fe	-31.392691	-61.181638	50	> 15	3.5	46.62	51.0	47.5	-0.9	-1.0
200	Santa Fe	-31.379942	-61.368455	64.5	> 15	1.0	63.59	67.0	66.0	-2.4	-2.5
201	Santa Fe	-31.272657	-61.408579	68.8	> 15	1.2	67.73	71.2	70.0	-2.2	-2.4
202	Santa Fe	-31.368090	-61.421190	65.2	> 15	1.1	64.20	69.0	67.9	-3.7	-3.8
203	Santa Fe	-31.254501	-61.525009	99.4	> 15	3.3	96.22	101.8	98.5	-2.3	-2.4
204	Santa Fe	-31.348818	-61.528209	92.5	> 15	9.3	83.21	96.4	87.1	-3.9	-3.9
205	Santa Fe	-31.242334	-61.607248	99.3	> 15	5.3	94.04	103.3	98.0	-3.9	-4.0
206	Santa Fe	-31.316382	-61.615400	99.9	> 15	8.2	91.75	103.3	95.2	-3.4	-3.4
207	Santa Fe	-31.219001	-61.709998	101.25	> 15	6.1	95.41	104.4	98.3	-2.9	-3.2
208	Santa Fe	-31.296767	-61.730995	101.3	> 15	6.3	95.05	103.4	97.2	-2.1	-2.1
209	Santa Fe	-31.199971	-61.808129	101.01	> 15	2.8	98.50	102.2	99.5	-1.0	-1.2

210	Santa Fe	-31.282320	-61.828962	102.5	> 15	6.7	95.85	105.8	99.1	-3.3	-3.3
211	Santa Fe	-31.181545	-61.897479	101.95	> 15	5.3	96.65	104.7	99.4	-2.7	-2.7
212	Santa Fe	-30.993312	-61.877158	100.05	> 15	6.2	94.86	101.0	94.8	0.1	-1.0
213	Santa Fe	-30.471903	-61.709248	93.75	> 15	1.0	93.00	94.3	93.3	-0.3	-0.5
214	Santa Fe	-30.485173	-61.626488	92.7	> 15	1.3	91.72	93.6	92.3	-0.6	-0.9
215	Santa Fe	-30.532288	-61.534143	90.2	> 15	2.3	88.70	90.2	88.0	0.7	0.0
216	Santa Fe	-30.448872	-61.486741	82.5	> 15	1.0	81.68	84.5	83.5	-1.8	-2.0
217	Santa Fe	-30.391742	-61.619746	90.8	> 15	1.3	89.74	94.0	92.7	-3.0	-3.2
218	Santa Fe	-30.401469	-61.712004	91.8	> 15	1.1	90.84	92.2	91.2	-0.3	-0.4
219	Santa Fe	-30.251717	-61.878995	91.6	> 15	6.0	85.83	93.0	87.0	-1.2	-1.4
220	Santa Fe	-30.346730	-61.891039	93	> 15	6.7	86.72	94.7	88.0	-1.2	-1.7
221	Santa Fe	-30.452135	-61.915649	94.9	> 15	7.7	88.12	95.6	87.8	0.3	-0.7
222	Santa Fe	-30.314253	-61.565725	85.4	> 15	0.9	84.53	88.9	88.0	-3.5	-3.5
223	Santa Fe	-30.240448	-61.562154	85.4	> 15	1.2	84.41	87.2	85.9	-1.5	-1.8
224	Santa Fe	-30.331293	-61.465051	79.7	> 15	1.2	78.68	83.4	82.2	-3.5	-3.7
225	Santa Fe	-30.284363	-61.338148	75	> 15	1.4	74.24	77.5	76.2	-1.9	-2.5
226	Santa Fe	-30.280561	-61.230235	73	> 15	2.3	71.20	77.8	75.5	-4.3	-4.8
227	Santa Fe	-30.328233	-61.243172	70.6	> 15	1.9	69.00	74.0	72.1	-3.1	-3.4
228	Santa Fe	-30.369162	-61.296166	72	> 15	2.0	70.22	74.6	72.6	-2.4	-2.6
229	Santa Fe	-30.415359	-61.378966	76.5	> 15	1.7	75.40	79.7	78.0	-2.6	-3.2
230	Santa Fe	-30.525365	-61.402551	79.7	> 15	1.4	78.48	81.3	79.9	-1.4	-1.6
231	Santa Fe	-30.534263	-61.321869	76.5	> 15	0.8	75.67	78.1	77.3	-1.6	-1.6
232	Santa Fe	-30.455744	-61.270847	73	> 15	1.6	72.00	74.2	72.6	-0.6	-1.2
233	Santa Fe	-30.451619	-61.197837	68.25	> 15	6.2	62.55	71.7	65.5	-3.0	-3.4
234	Santa Fe	-30.541494	-61.181297	66.7	> 15	1.8	64.90	66.7	64.9	0.0	0.0
235	Santa Fe	-30.597386	-61.027343	62.1	> 15	2.7	59.60	63.7	61.0	-1.4	-1.6
236	Santa Fe	-30.532060	-61.002722	61.2	> 15	0.9	60.28	63.9	63.0	-2.7	-2.7
237	Santa Fe	-30.501010	-61.081117	65.9	> 15	3.3	62.95	67.8	64.5	-1.6	-1.9
238	Santa Fe	-30.364336	-61.152826	64.8	> 15	2.3	63.18	69.0	66.7	-3.5	-4.2
239	Santa Fe	-30.397569	-61.042819	64.1	> 15	3.6	60.60	66.3	62.7	-2.1	-2.2
240	Santa Fe	-30.425163	-60.972328	61.5	> 15	2.3	59.20	60.7	58.4	0.8	0.8
241	Santa Fe	-30.476329	-60.852881	55.9	> 15	2.3	54.00	60.0	57.7	-3.7	-4.1
242	Santa Fe	-30.539329	-60.749414	53.7	> 15	1.4	52.45	54.8	53.4	-1.0	-1.1
243	Santa Fe	-30.608992	-60.667589	51.7	> 15	9.2	42.80	57.3	48.1	-5.3	-5.6
244	Santa Fe	-30.670309	-60.629621	51	> 15	11.5	40.00	50.0	38.5	1.5	1.0

245	Santa Fe	-30.653147	-60.727568	53.2	> 15	7.0	46.20	59.0	52.0	-5.8	-5.8
246	Santa Fe	-30.617869	-60.899537	55.5	> 15	5.9	49.88	56.4	50.5	-0.6	-0.9
247	Santa Fe	-30.705702	-60.779392	52.6	> 15	4.3	48.37	60.3	55.9	-7.6	-7.7
248	Santa Fe	-30.754818	-60.725815	40.8	> 15	6.1	34.70	46.3	40.2	-5.5	-5.5
249	Entre Ríos	-30.923694	-59.551222	31.7	Superficial	0.3	32.00	31.7	32.0	0.0	0.0
250	Entre Ríos	-32.308500	-59.076806	30.0	Superficial	0.6	30.60	26.8	27.4	3.2	3.2
251	Entre Ríos	-31.407583	-60.283333	16.0	Superficial	1.8	17.80	16.9	18.7	-0.9	-0.9
253	Entre Ríos	-30.991028	-59.661417	25.4	Superficial	1.4	26.80	25.4	26.8	0.0	0.0
254	Entre Ríos	-32.445167	-58.557667	24.0	Superficial	2.1	26.10	23.5	25.6	0.5	0.5
255	Entre Ríos	-32.104611	-58.490472	38.0	Superficial	0.5	38.50	37.5	38.0	0.5	0.5
256	Entre Ríos	-32.847250	-59.864944	10.0	Superficial	2.4	12.40	10.7	13.1	-0.7	-0.7
257	Entre Ríos	-31.403850	-58.003844	27.0	Superficial	1.2	28.20	16.3	17.5	10.7	10.7
258	Entre Ríos	-33.100611	-59.270333	9.3	Superficial	1.8	11.10	9.1	10.9	0.2	0.2
259	Entre Ríos	-31.801611	-59.126001	36.1	Superficial	3.3	39.40	34.7	38.1	1.3	1.4
260	Entre Ríos	-32.767278	-58.498139	12.2	Superficial	2.0	14.20	7.6	9.6	4.6	4.6
261	Entre Ríos	-32.394639	-59.769220	34.3	Superficial	2.2	36.50	35.6	41.5	-5.0	-1.3
262	Entre Ríos	-31.716538	-60.517528	7.9	Superficial	3.6	11.50	9.0	12.6	-1.1	-1.1
263	Entre Ríos	-32.477694	-58.220778	7.9	Superficial	2.3	10.20	3.5	5.8	4.4	4.4
264	Entre Ríos	-31.570833	-60.331111	11.0	Superficial	1.8	12.80	12.0	13.8	-1.0	-1.0
265	Entre Ríos	-30.735822	-59.647561	15.79	Superficial	4.5	20.33	19.0	24.5	-4.2	-3.2
266	Entre Ríos	-30.952331	-59.802908	14.24	Superficial	4.9	19.14	18.0	22.9	-3.8	-3.8
267	Entre Ríos	-32.057263	-60.645872	6.76	Superficial	3.9	10.63	7.3	11.2	-0.6	-0.5
268	Entre Ríos	-32.215463	-58.134213	0.453	Superficial	5.7	6.103	0.4	6.1	0.0	0.1
269	Entre Ríos	-33.074909	-58.420033	0.371	Superficial	1.6	1.971	0.3	1.9	0.1	0.1
270	Entre Ríos	-30.794722	-57.912501	56.0	35	12.0	44.00	66.7	54.7	-10.7	-10.7
271	Entre Ríos	-31.862222	-59.028889	52.0	30	13.0	39.00	50.4	37.4	1.6	1.6
272	Entre Ríos	-30.276764	-59.030556	62.1	32	15.6	46.50	62.0	46.4	0.1	0.1
273	Entre Ríos	-30.290862	-58.876071	60.9	26	9.4	51.50	60.6	51.2	0.3	0.3
274	Entre Ríos	-30.229249	-58.655022	60.2	19.2	7.7	52.50	64.9	57.2	-4.7	-4.7
275	Entre Ríos	-30.240530	-58.529697	60.3	12	6.3	54.00	69.9	63.7	-9.7	-9.7
276	Entre Ríos	-30.275425	-58.244985	63.0	26	11.0	52.00	74.9	63.9	-11.9	-11.9
277	Entre Ríos	-30.346635	-59.509310	28.0	12	4.5	23.50	27.0	22.6	0.9	0.9
278	Entre Ríos	-30.475787	-59.437849	32.0	14	4.5	27.50	34.1	29.6	-2.1	-2.1
279	Entre Ríos	-30.398934	-59.226014	43.2	20	8.2	35.00	43.0	34.8	0.2	0.2
280	Entre Ríos	-30.478344	-59.036156	60.5	22.5	17.5	43.00	58.0	40.5	2.5	2.5

281	Entre Ríos	-30.430582	-58.588780	64.8	24	10.8	54.00	67.4	56.6	-2.6	-2.6
282	Entre Ríos	-30.441449	-58.223283	63.9	18	10.4	53.50	66.5	56.1	-2.6	-2.6
283	Entre Ríos	-30.445377	-58.117567	58.2	19	7.7	50.50	57.9	50.2	0.3	0.3
284	Entre Ríos	-30.630946	-59.441126	65.0	37	36.5	28.50	66.0	36.5	-8.0	-1.0
285	Entre Ríos	-30.574404	-58.824449	60.7	30	10.7	50.00	64.9	51.2	-1.2	-4.2
286	Entre Ríos	-30.503730	-58.772699	58.0	20	6.0	52.00	60.7	52.7	-0.7	-2.7
287	Entre Ríos	-30.522081	-58.390571	60.3	25	7.3	53.00	72.2	64.9	-11.9	-11.9
288	Entre Ríos	-30.535257	-58.224703	58.1	25	8.1	50.00	63.0	54.9	-4.9	-4.9
289	Entre Ríos	-30.670036	-58.983997	53.3	30	7.3	46.00	55.0	47.7	-1.7	-1.7
290	Entre Ríos	-30.691448	-58.914809	57.3	39	9.3	48.00	60.9	51.6	-3.6	-3.6
291	Entre Ríos	-30.703343	-58.645903	68.7	20	11.7	57.00	71.0	59.3	-2.3	-2.3
292	Entre Ríos	-30.642949	-58.365460	61.2	20	8.2	53.00	72.5	64.3	-11.3	-11.3
293	Entre Ríos	-30.663672	-58.282176	57.2	23	4.7	52.50	71.8	67.0	-14.5	-14.5
294	Entre Ríos	-30.706412	-57.927291	52.2	36	4.7	47.50	45.2	40.5	7.0	7.0
295	Entre Ríos	-30.865636	-58.982797	60.5	22	14.5	46.00	60.3	45.8	0.2	0.2
296	Entre Ríos	-30.909145	-58.860667	59.7	20	11.7	48.00	62.7	51.0	-3.0	-3.0
297	Entre Ríos	-30.867225	-58.370699	64.1	26	14.1	50.00	64.8	50.7	-0.7	-0.7
298	Entre Ríos	-30.769361	-57.997933	63.1	35	16.1	47.00	55.0	38.9	8.1	8.1
299	Entre Ríos	-30.976498	-59.475687	50.9	32	17.9	33.00	53.2	35.3	-2.3	-2.3
300	Entre Ríos	-30.960314	-59.233162	56.1	25	14.1	42.00	60.2	46.1	-4.1	-4.1
301	Entre Ríos	-30.962985	-58.886193	67.1	30	18.1	49.00	69.1	51.0	-2.0	-2.0
302	Entre Ríos	-30.952853	-58.780912	67.5	37.3	20.5	47.00	64.2	43.7	3.3	3.3
303	Entre Ríos	-30.934423	-58.594750	60.8	26	7.3	53.50	61.9	54.6	-1.1	-1.1
304	Entre Ríos	-30.936983	-58.392606	62.1	26	12.1	50.00	66.1	54.0	-4.0	-4.0
305	Entre Ríos	-30.991833	-58.169303	58.0	36	16.5	41.50	63.8	47.3	-5.8	-5.8
306	Entre Ríos	-30.982920	-58.071174	55.2	25	14.2	41.00	58.3	44.1	-3.1	-3.1
307	Entre Ríos	-31.107790	-59.506991	40.0	34.5	8.0	32.00	46.7	38.7	-6.7	-6.7
308	Entre Ríos	-31.095463	-58.786535	60.2	20	13.2	47.00	62.7	49.5	-2.5	-2.5
309	Entre Ríos	-31.061653	-58.314733	61.1	28	12.6	48.50	67.3	54.7	-6.2	-6.2
310	Entre Ríos	-31.294697	-59.581390	60.4	35	28.4	32.00	61.1	32.7	-0.7	-0.7
311	Entre Ríos	-31.303097	-58.809089	66.1	26	16.6	49.50	67.0	50.4	-0.9	-0.9
312	Entre Ríos	-31.326500	-58.666970	69.2	39	24.7	44.50	65.8	41.1	3.4	3.4
313	Entre Ríos	-31.257109	-58.587125	67.9	36	22.4	45.50	70.0	47.6	-2.1	-2.1
314	Entre Ríos	-31.222123	-58.409782	62.9	34	18.4	44.50	63.6	45.2	-0.7	-0.7
315	Entre Ríos	-31.278697	-58.005148	25.1	30	4.1	21.00	16.5	12.4	8.6	8.6

316	Entre Ríos	-31.432562	-58.971529	68.2	35	27.7	40.50	62.1	34.4	6.1	6.1
317	Entre Ríos	-31.374023	-58.641074	60.6	32	17.6	43.00	64.1	46.6	-3.6	-3.6
318	Entre Ríos	-31.636067	-59.186603	51.7	20	11.7	40.00	51.0	38.8	1.2	0.7
319	Entre Ríos	-31.500134	-58.893461	62.3	28	22.3	40.00	58.6	36.3	3.8	3.8
320	Entre Ríos	-31.666386	-60.034335	49.6	28	24.6	25.00	55.3	40.7	-15.7	-5.7
321	Entre Ríos	-31.719091	-59.177207	48.7	18	9.0	39.70	46.0	36.8	2.9	2.7
322	Entre Ríos	-31.702745	-58.338882	41.8	18	13.3	28.50	43.3	30.0	-1.5	-1.5
323	Entre Ríos	-31.709206	-58.216417	35.2	19	6.2	29.00	27.4	21.2	7.8	7.8
324	Entre Ríos	-32.002566	-58.305987	35.1	24	12.1	23.00	44.5	32.4	-9.4	-9.4
325	Entre Ríos	-32.053180	-59.493601	65.0	30.0	30.0	35.00	67.3	37.3	-2.3	-2.3
326	Entre Ríos	-32.060656	-58.235039	24.8	15	10.3	14.50	25.8	15.5	-1.0	-1.0
327	Entre Ríos	-32.167317	-59.812218	54.9	36	21.4	33.50	65.6	44.3	-10.8	-10.8
328	Entre Ríos	-32.190060	-58.173172	19.9	32	12.4	7.50	11.5	-0.9	8.4	8.4
329	Entre Ríos	-32.299814	-59.823243	55.1	38	21.1	34.00	66.7	46.7	-12.7	-11.6
330	Entre Ríos	-32.292868	-58.238514	34.0	24	18.0	16.00	28.5	10.5	5.5	5.5
331	Entre Ríos	-32.442956	-60.396337	21.8	28	4.8	17.00	15.6	10.8	6.2	6.2
332	Entre Ríos	-32.464478	-59.059627	36.5	20	8.5	28.00	36.3	27.8	0.2	0.2
333	Entre Ríos	-32.383054	-58.240484	21.8	18	6.3	15.50	21.6	15.3	0.2	0.2
334	Entre Ríos	-32.576726	-59.720121	47.8	24	17.3	30.50	47.9	30.6	-0.1	-0.1
335	Entre Ríos	-32.737661	-59.195779	24.1	25	4.1	20.00	23.3	19.2	0.8	0.8
336	Entre Ríos	-32.648929	-58.300299	18.6	13	8.6	10.00	19.5	10.9	-0.9	-0.9
337	Entre Ríos	-32.686249	-58.196715	5.0	20	3.5	1.50	4.6	1.1	0.4	0.4
338	Entre Ríos	-32.907159	-58.545461	20.2	18	3.7	16.50	18.9	15.2	1.3	1.3
339	Entre Ríos	-32.876236	-58.243624	14.9	18	4.4	10.50	15.0	10.5	0.0	0.0
340	Entre Ríos	-33.015465	-59.285304	30.0	15	12.2	17.80	31.4	19.1	-1.3	-1.3
341	Entre Ríos	-33.160247	-58.983988	20.1	20	8.6	11.50	22.2	13.6	-2.1	-2.1
342	Entre Ríos	-33.186506	-58.496366	15.0	18	4.0	11.00	20.3	16.3	-5.3	-5.3
343	Entre Ríos	-33.285002	-58.762491	21.1	18	5.1	16.00	18.0	13.0	3.0	3.0
344	Entre Ríos	-33.294228	-58.705260	29.8	17	10.8	19.00	28.3	17.5	1.5	1.5
345	Entre Ríos	-33.302351	-58.534104	9.8	18	1.3	8.50	8.8	7.5	1.0	1.0
346	Corrientes	-29.845917	-57.675111	49.5	Superficial	2.4	51.90	44.7	47.1	4.8	4.8
347	Corrientes	-29.296833	-57.565167	59.1	Superficial	3.3	62.36	54.7	58.0	4.4	4.4
348	Corrientes	-28.416833	-56.542194	62.1	Superficial	2.1	64.20	62.1	64.2	0.0	0.0
349	Corrientes	-27.824528	-56.258444	76.7	Superficial	1.1	77.80	76.7	77.8	0.0	0.0
350	Corrientes	-28.994556	-58.558271	43.1	Superficial	3.3	46.40	46.1	49.4	-3.0	-3.0

351	Corrientes	-29.757111	-59.217167	35.0	Superficial	2.3	37.29	36.1	38.3	-1.1	-1.1
352	Corrientes	-28.538139	-57.188146	63.0	Superficial	1.9	64.90	63.0	64.9	0.0	0.0
353	Corrientes	-28.569639	-58.717222	57.0	Superficial	1.7	58.72	55.9	57.7	1.1	1.1
354	Corrientes	-27.801111	-58.505000	60.0	Superficial	1.1	61.08	60.7	61.7	-0.7	-0.7
355	Corrientes	-28.118523	-58.808611	52.3	Superficial	1.5	53.80	52.3	53.8	0.0	0.0
356	Corrientes	-27.510472	-58.569750	60.0	Superficial	1.1	61.05	55.5	56.5	4.5	4.5
358	Corrientes	-29.778111	-58.049222	67.6	Superficial	0.2	67.80	67.6	67.8	0.0	0.0
359	Corrientes	-30.107722	-58.058056	64.0	Superficial	0.9	64.93	61.8	62.7	2.2	2.2
360	Corrientes	-30.627944	-57.983167	44.0	Superficial	2.0	45.98	37.5	39.5	6.5	6.5
361	Corrientes	-27.912139	-55.817444	102.6	Superficial	0.8	103.40	102.6	103.4	0.0	0.0
364	Corrientes	-28.545556	-56.027344	53.0	Superficial	4.5	57.50	53.0	57.5	0.0	0.0
365	Corrientes	-27.475000	-58.860083	46.0	Superficial	4.4	50.39	44.0	48.4	2.0	2.0
366	Corrientes	-30.360130	-59.258694	36.3	Superficial	1.3	37.90	36.3	37.9	0.0	0.0
367	Corrientes	-30.218268	-59.324333	29.7	Superficial	2.2	31.90	29.7	31.9	0.0	0.0
368	Corrientes	-28.748889	-58.037500	51.0	Superficial	0.7	51.70	51.0	51.7	0.0	0.0
369	Corrientes	-28.032508	-56.400000	68.0	Superficial	0.6	68.60	68.0	68.6	0.0	0.0
370	Corrientes	-28.252778	-57.634444	63.6	Superficial	0.5	64.10	63.6	64.1	0.0	0.0
371	Corrientes	-27.853889	-56.509971	69.0	Superficial	0.4	69.40	69.0	69.4	0.0	0.0
372	Corrientes	-27.505226	-56.704347	60.0	Superficial	13.0	73.00	60.0	73.0	0.0	0.0
373	Corrientes	-27.584992	-56.693580	60.0	Superficial	1.8	61.80	60.0	61.8	0.0	0.0
374	Corrientes	-27.419739	-57.325710	51.9	Superficial	3.7	55.52	54.0	57.7	-2.2	-2.1
375	Corrientes	-27.265772	-58.246578	48.0	Superficial	4.72	52.72	48.0	52.7	0.0	0.0
376	Corrientes	-28.507185	-59.055288	38.0	Superficial	4.26	42.26	38.0	42.3	0.0	0.0
377	Corrientes	-29.143323	-59.274299	29.1	Superficial	4.36	33.48	32.4	36.8	-3.3	-3.3
378	Corrientes	-30.017616	-59.538319	21.8	Superficial	4.33	26.16	26.0	30.3	-4.2	-4.2
379	Corrientes	-28.178084	-55.640841	63.0	Superficial	2.3	65.30	64.4	66.7	-1.4	-1.4
380	Corrientes	-29.107980	-56.538332	45.3	Superficial	3.5	48.80	46.0	49.5	-0.7	-0.7
381	Corrientes	-29.722052	-57.083103	42.0	Superficial	3.2	45.20	42.0	45.2	0.0	0.0
382	Corrientes	-30.252243	-57.620750	36.0	Superficial	2.3	38.30	36.0	38.3	0.0	0.0
383	Corrientes	-27.601942	-57.500514	70.0	15	9.0	61.00	70.4	61.4	-0.4	-0.4
384	Corrientes	-28.001940	-57.600518	66.1	12.1	6.0	60.10	75.7	69.7	-9.6	-9.6
385	Corrientes	-27.901939	-57.900522	69.0	39	3.0	66.00	70.9	67.9	-1.9	-1.9
386	Corrientes	-28.395938	-57.893913	72.7	28.3	10.0	62.70	70.4	60.4	2.3	2.3
387	Corrientes	-27.601513	-58.299905	67.6	12.4	2.0	65.60	67.7	65.7	-0.1	-0.1
388	Corrientes	-27.401938	-58.500528	67.0	28	7.0	60.00	67.7	60.7	-0.7	-0.7

389	Corrientes	-29.001931	-58.900544	57.6	27.6	7.0	50.60	71.2	64.2	-13.6	-13.6
390	Corrientes	-29.098880	-59.300765	38.9	28.1	5.0	33.90	38.3	33.3	0.6	0.6
391	Corrientes	-29.301932	-58.600541	63.0	27	11.0	52.00	66.3	55.3	-3.3	-3.3
392	Corrientes	-30.301933	-57.600531	51.0	26	8.7	42.35	61.0	52.4	-10.0	-10.0
393	Corrientes	-29.901935	-57.500527	60.2	37.2	9.0	51.20	70.3	61.3	-10.1	-10.1
395	Corrientes	-28.801942	-56.500505	59.4	39.4	6.0	53.40	69.5	63.5	-10.1	-10.1
396	Corrientes	-30.101929	-58.700548	68.7	12.7	11.2	57.50	72.7	61.5	-4.0	-4.0
397	Corrientes	-30.601931	-58.000540	49.6	20.4	4.0	45.60	47.3	43.3	2.3	2.3
398	Corrientes	-29.910825	-57.958593	73.0	38	9.5	63.50	74.7	65.2	-1.7	-1.7
399	Corrientes	-28.748322	-58.654713	73.0	13	7.1	65.90	73.0	65.9	0.0	0.0

**Tabla I.3. Base de datos geoespacial utilizada para elaborar la piezometría del acuífero profundo del área de estudio**

ID	Pais	Provincia	Ciudad	Lat (°)	Long (°)	Cota PSAG(2009) (msnm)	Prof. NE PSAG(2009) (mbbp)	Cota NE PSAG(2009) (msnm)	Cota SRTM 90m (msnm)	Cota NE SRTM 90m (msnm)	Diferencial Cota PSAG - SRTM (m)
1	Brasil	Santa Catarina	Sao Joao do Oeste	-27.098611	-53.591389	305.0	89.4	215.6	300.6	211.2	4.44
2	Brasil	Rio Grande do Sul	Santa Rosa	-27.916667	-54.583333	280.0	177.6	102.4	297.0	119.4	-17.00
3	Brasil	Rio Grande do Sul	Sao Nicolau	-28.183917	-55.279444	148.0	53.5	94.5	115.2	61.7	32.80
4	Brasil	Rio Grande do Sul	Sao Luis Gonzaga	-28.466667	-54.966667	190.0	70.0	120.0	163.0	93.0	27.00
5	Brasil	Rio Grande do Sul	Itaqui – Tuparai	-29.156944	-56.377778	80.0	21.0	59.0	73.6	52.6	6.44
6	Brasil	Rio Grande do Sul	Itaqui489	-29.282778	-56.382222	83.0	24.5	58.5	92.7	68.2	-9.67
7	Brasil	Rio Grande do Sul	Sao Francisco de Assis047	-29.544444	-55.122222	118.0	7.4	110.6	113.0	105.6	5.00
8	Brasil	Rio Grande do Sul	Mata	-29.562305	-54.462777	120.0	-0.4	120.4	115.6	116.1	4.37
9	Brasil	Rio Grande do Sul	Uruguaiana440	-29.539056	-56.810556	69.0	14.0	55.0	69.7	55.7	-0.67
10	Brasil	Rio Grande do Sul	Uruguaiana546	-29.683056	-56.640278	105.0	54.0	51.0	105.4	51.4	-0.44
11	Brasil	Rio Grande do Sul	Uruguaiana512	-29.884444	-56.870556	130.0	64.7	65.3	140.2	75.5	-10.22
12	Brasil	Rio Grande do Sul	Uruguaiana551	-30.091111	-56.501944	115.0	46.0	69.0	133.1	87.1	-18.11
13	Brasil	Rio Grande do Sul	Uruguaiana	-29.944444	-57.113333	85.0	18.0	67.0	85.3	67.3	-0.33
14	Brasil	Rio Grande do Sul	Alegrete498	-29.805556	-55.983333	140.0	26.0	114.0	120.7	94.7	19.33
15	Brasil	Rio Grande do Sul	Alegrete3al	-30.070833	-55.477222	138.0	23.0	115.0	133.0	110.0	5.00
16	Brasil	Rio Grande do Sul	Quarai1	-30.231944	-56.127333	185.0	80.0	105.0	186.8	106.8	-1.80
17	Brasil	Rio Grande do Sul	Quarai2	-30.425833	-56.065278	190.0	52.0	138.0	195.7	143.7	-5.67
18	Brasil	Rio Grande do Sul	Santana do Livramento162	-30.713056	-55.694197	230.0	42.0	188.0	223.3	181.3	6.69
19	Brasil	Rio Grande do Sul	Santana	-30.812500	-55.379167	190.0	1.2	188.8	186.0	184.8	4.00
20	Argentina	Formosa	Mariano Boedo	-26.012500	-58.392222	61.0	0.0	61.0	67.3	67.3	-6.33
21	Argentina	Misiones	Obera	-27.480274	-55.121532	340.0	240.0	100.0	329.0	89.0	11.03
22	Argentina	Misiones	Cerro Azul	-27.636500	-55.497500	288.0	216.4	71.6	281.6	65.2	6.40
23	Argentina	Misiones	Posadas	-27.385050	-55.890885	91.0	29.3	61.8	109.9	80.7	-18.90
24	Argentina	Corrientes	Monte Caseros	-30.257900	-57.625200	46.0	-25.0	71.0	43.6	68.6	2.43

25	Argentina	Corrientes	Guaviravi	-29.466660	-56.916666	67.0	15.0	52.0	65.0	50.0	2.01
26	Argentina	Corrientes	Cria Pelegrini	-28.538600	-57.174000	63.0	0.7	62.3	67.8	67.1	-4.80
27	Argentina	Entre Ríos	Concordia 1	-31.294944	-58.004389	38.0	-66.1	104.1	27.9	94.0	10.14
28	Argentina	Entre Ríos	Federación 1	-31.005106	-57.924040	43.0	-57.0	100.0	44.5	101.5	-1.51
29	Argentina	Entre Ríos	La Paz 1	-30.759563	-59.657012	47.0	-10.0	57.0	40.2	50.2	6.80
30	Argentina	Entre Ríos	Victoria 1	-32.648055	-60.122222	55.0	47.0	8.0	56.3	9.3	-1.33
31	Argentina	Entre Ríos	Basavilbaso1	-32.387777	-58.898055	60.0	42.0	18.0	59.4	17.4	0.55
32	Argentina	Entre Ríos	Villa Elisa1	-32.128055	-58.438611	45.0	-13.0	57.5	43.3	56.3	1.67
33	Argentina	Entre Ríos	María Grande	-31.658611	-59.931944	84.0	53.0	31.0	87.3	34.3	-3.33
34	Argentina	Entre Ríos	Villaguay1	-31.851388	-59.158888	40.0	3.0	37.0	42.1	39.1	-2.11
35	Argentina	Entre Ríos	Gualeduaychu1	-32.985833	-58.611111	8.0	-0.1	8.1	9.0	9.1	-1.00
36	Argentina	Entre Ríos	Colon1	-32.209722	-58.147501	19.0	-19.2	38.2	12.3	31.5	6.67
37	Argentina	Santa Fe	Santa Rosa de Calchines	-31.450016	-60.375555	20.0	7.0	13.0	21.0	14.0	-1.00
38	Uruguay	Artigas	Paguero	-30.416556	-56.454775	112.6	-1.0	113.6	101.2	102.2	11.37
39	Uruguay	Artigas	Colonia Viñar	-30.467274	-57.616346	91.0	1.5	89.5	87.4	85.9	3.61
40	Uruguay	Rivera	Rivera	-30.904514	-55.514117	218.2	45.7	172.5	217.4	171.7	0.85
41	Uruguay	Salto	Termas de Arapey	-30.949325	-57.517959	49.0	-43.1	92.1	42.8	85.9	6.16
42	Uruguay	Rivera	Tranqueras	-31.196200	-55.758966	173.0	17.8	155.3	173.5	155.7	-0.47
43	Uruguay	Salto	Salto Grande	-31.276928	-57.917436	39.7	-58.0	97.7	41.6	99.6	-1.92
44	Uruguay	Salto	Termas Dayman	-31.458327	-57.908624	19.1	-77.0	96.1	19.3	96.3	-0.24
45	Uruguay	Paysandú	Termas San Nicanor	-31.545294	-57.801655	63.3	-38.5	101.8	62.7	101.2	0.57
46	Uruguay	Tacuarembó	Tacuarembó I	-32.145100	-56.115100	125.0	1.0	124.0	127.3	126.3	-2.25
47	Paraguay	Misiones	Itacuriby	-26.739707	-56.927174	143.0	16.0	127.0	146.5	130.5	-3.47
48	Paraguay	Misiones	San Ignacio de Loyola	-26.890064	-57.018860	141.0	15.0	126.0	141.8	126.8	-0.77
49	Paraguay	Itapúa	San Cosme y Dam	-27.232973	-56.387361	133.0	32.0	101.0	136.3	104.3	-3.29
50	Paraguay	Itapúa	Coronel Bogado	-27.168013	-56.230779	117.0	17.6	99.4	119.7	102.1	-2.67
51	Paraguay	Itapúa	Carmen del Paraná	-27.222327	-56.153002	93.0	13.0	80.0	100.1	87.1	-7.15
52	Paraguay	Itapúa	Km 10 - Ruta 1	-27.278281	-55.947026	152.0	60.0	101.0	157.0	97.0	-4.96
53	Paraguay	Itapúa	Encarnación	-27.273923	-55.929428	132.0	30.0	102.0	135.0	105.0	-3.01
54	Paraguay	Itapúa	Cambyreta	-27.337552	-55.816969	109.0	10.0	99.0	114.0	104.0	-5.01
55	Paraguay	Itapúa	Jesus	-27.055339	-55.749647	202.0	60.0	142.0	210.6	150.6	-8.62
56	Paraguay	Itapúa	Obligado	-27.055620	-55.634300	201.0	40.0	161.0	205.6	165.6	-4.62
57	Paraguay	Caazapa	Manduara	-25.783374	-55.648001	245.0	25.0	220.0	261.5	236.5	-16.55
58	Paraguay	Guaira	Planchada	-25.671872	-56.070955	248.0	21.0	227.0	253.1	232.1	-5.07

**Tabla I.4. Ubicación de sitios muestreados en las distintas campañas en el área de estudio**

Corr ID	ID	Sample Name	Description	Province	DECIMAL DEGREES	
					LATITUDE	LONGITUDE
		<b>Campaña I y II</b>	<b>Campaña 29/8 al 5/9 2009 - AIEA</b>			
1	1	San Ignacio	San Ignacio - Pozo3	Misiones	-27.2574	-55.5394
2	2	Obera	Obera (pozo termal)	Misiones	-27.4680	-55.0833
3	3	Alem	Alem (cooperativa)	Misiones	-27.5914	-55.3124
4.1	4	Cerro Azul	Cerro Azul	Misiones	-27.6370	-55.5003
5	5	San Jose	San Jose (cooperativa)	Misiones	-27.7708	-55.7722
6	6	Manantial Galarza	Galarza 1-manantial - (outcrops)	Corrientes	-28.0943	-56.6846
7	7	Manantial after puma	Galarza 2 (outcrops later)	Corrientes	-28.0943	-56.6846
8	8	Manantial derecha	Galarza 3 (calicata)	Corrientes	-28.0943	-56.6846
9	9	Manantial aguas arriba		Corrientes	-28.0942	-56.6846
10	10	Galarza –canal artificial -(artificial channel)	Galarza -canal artificial -(artificial channel)	Corrientes	-28.0914	-56.6871
11	11	Boca canal	Galarza (End of channel and begining of lagoon)	Corrientes	-28.0798	-56.7011
12	12	Laguna Galarza	Lag. Galarza (South part of the lagoon - water flows towards south)	Corrientes	-28.0888	-56.7161
13	13	Arroyo Yacare	Arroyo Yacare (just before the entrance in the lagoon)	Corrientes	-28.0558	-56.7013
14.1	14	Pellegrini Tanque	Cnia. Pellegrini	Corrientes	-28.5386	-57.1740
15.1	15	El Timbo	Estancia El Timbo	Corrientes	-28.8967	-57.6067
16	16	Rincon del Diablo	Rincon del Diablo	Corrientes	-28.7479	-58.0368
17	17	Posadas	Posadas	Misiones	-27.4302	-55.9416
18	18	Sin muestra	San Ignacio - Pozo 5	Misiones	-27.2572	-55.5396
19	19	Sin muestra	Alem (cooperativa) - Próximo al pozo ID 3	Misiones	-27.5914	-55.3124
20	20	Sin muestra	Parada entre Cerro Azul y San José (RN14)	Misiones	-27.7408	-55.7459
21	21	Sin muestra	Apóstoles (pozo a 2 km del lugar entrevista)	Corrientes	-27.9081	-55.7477
22	22	Sin muestra	Apóstoles (2° pozo). Abastecimiento de agua (coordenadas no exactas)	Corrientes	-27.9151	-55.7543
23	23	Sin muestra	Cnia. Pellegrini (Reserva)	Corrientes	-28.5441	-57.1950
24	24	Sin muestra	Afloramiento Basalto (RP 40 y RP 114)	Corrientes	-28.7219	-57.4752
25	25	Sin muestra	Arenisca Alterada (RP 40)	Corrientes	-28.8260	-57.5608
26	26	Sin muestra	Zona con muchos pozos (sobre RP 40)	Corrientes	-28.8365	-57.5672
27.1	27	Sin muestra	Monte Caseros	Corrientes	-30.2579	-57.6252
28	28	Sin muestra	Escala canal artificial	Corrientes	-28.0927	-56.6859

29	29	Sin muestra	Valores tomados durante la navegación zona Galarza	Corrientes	-28.0921	-56.6863
30	30	Sin muestra	Valores tomados durante la navegación zona Galarza	Corrientes	-28.0885	-56.6906
31	31	Sin muestra	Valores tomados durante la navegación zona Galarza	Corrientes	-28.0856	-56.6941
32	32	Sin muestra	Valores tomados durante la navegación zona Galarza	Corrientes	-28.0805	-56.7037
33	33	Sin muestra	Valores tomados durante la navegación zona Galarza	Corrientes	-28.0557	-56.7006
		<b>Campaña III</b>	<b>Campaña 25/7 al 1/8 2010 - AIEA</b>			
34	34	Sin muestra	Zona Saltos del Moconá	Misiones	-27.1505	-53.9081
35	35	Sin muestra	Perforación en Soberbio. Pozo 1.	Misiones	-27.2778	-54.2153
36	36	Sin muestra	Perforación en Soberbio. Pozo 2.	Misiones	-27.2777	-54.2153
37	37	Sin muestra	Perforación en Pepirí Miní. Pozo 1. Grupo Gendarmería. En roca (basalto). Tenía poco agua	Misiones	-27.1415	-53.9411
38	38	Sin muestra	Perforación en Pepirí Miní. Pozo 2. Grupo Gendarmería. En roca (basalto). Provee buena agua.	Misiones	-27.1415	-53.9411
39	39	Sin muestra	Estancia Aguará Cuá. Tienen pozo de 60 -70 m. Abastece a vaRíos tanques (prof entre 60 y 70 m).	Corrientes	-27.7764	-56.4780
40.1	40	TR	Estancia Tavé Retá.	Corrientes	-27.8758	-56.4844
41.1	41	PV 1	Estancia Puerto Valle. Pozo 1.	Corrientes	-27.6076	-56.4326
42.1	42	PV 2	Estancia Puerto Valle. Pozo 2.	Corrientes	-27.6076	-56.4326
43	43	Sin muestra	Estancia Rincón del Rosario	Corrientes	-27.6269	-56.7472
44.1	44	EM	Sol del Lago. Embotelladora Ituzaingó. Medición in situ de agua de purga. (prof>100m; aprox 120 m)	Corrientes	-27.5977	-56.6932
45	45	Sin muestra	Estancia Toro Cuaré. Estancias Verdes Argentina (pozos someros). Forestación.	Corrientes	-28.6544	-58.2779
46	46	Sin muestra	Escuela Provincial 847. Paraje Libertad, RP 41, entre RN 12 y Galarza.	Corrientes	-27.7044	-56.4794
47	47	Sin muestra	Bañado Tavé Retá. Cruce RP 41, entre RN 12 y Galarza.	Corrientes	-27.8258	-56.4816
48	48	Sin muestra	Sector norte del Iberá. RP 22, entre Villa Olivari y Po. Moreno.	Corrientes	-27.7234	-56.9579
49	49	Sin muestra	Río Corriente. En cruce RN 123 (entre la confluencia de los arroyos Payubre Grande y Cuenca).	Corrientes	-28.9926	-58.5585
50	50	Sin muestra	Estancia Santa Irene (pozos someros). RP 22, inmediatamente al N de RN 123.	Corrientes	-28.9402	-58.5628
		<b>Campaña IV</b>	<b>Campaña 29/9 al 5/10 2010 – CYCIT</b>			
14.2	51	C1	Pozo Tanque Colonia Pellegrini. 27/9/2010 Tras 30' de bombeo	Corrientes	-28.5386	-57.1740
40.2	52	C7	Pozo Estancia Tave Reta 30/9/2010	Corrientes	-27.8758	-56.4844
41.2	53	Puerto Valle 1	Estancia Puerto Valle. Pozo 1.	Corrientes	-27.6076	-56.4326
42.2	54	Puerto Valle 2	Estancia Puerto Valle. Pozo 2.	Corrientes	-27.6076	-56.4326
44.2	55	C9	Sol del Lago planta embotelladora 1/10/2010	Corrientes	-27.5977	-56.6932
51	56	C2	Pozo Roberto Tribbia 28/9/2010	Corrientes	-28.5387	-57.1694
52.1	57	C5	Estancia San Antonio 29/9/2010	Corrientes	-28.5686	-57.1211
53	58	C4	El Estribo (excampamento LIMSA) 29/9/2010	Corrientes	-28.5132	-57.1025

54	59	C3	Estancia San Juan Corá Pozo del molino 29/9/2010 - Pozo 1	Corrientes	-28.2856	-56.7793
55	60	C8	Pozo Ituizango EFA N° 28 1/10/2010	Corrientes	-27.5415	-56.5801
56	61	C10	Reserva Natural Santa María	Corrientes	-27.5325	-56.6337
57	62	C18	Estancia San Alonso Tanque 14:00 hs 2/10/2010	Corrientes	-28.2999	-57.4506
58	63	C13	Cocina casa guardaparque San Nicolas 17:40 hs	Corrientes	-28.1282	-57.4341
59	64	C14	Estancia Santa Sixta 20:10 hs 2/10/2010	Corrientes	-28.0471	-57.4808
60	65	C16	Asvesa, San miguel 2/10/2010	Corrientes	-27.9951	-57.5898
61a	66	Lag. Iberá, transecto, Ib I1	Lag. Iberá, transecto I, sector S	Corrientes	-28.5525	-57.1820
61b	67	Lag. Iberá, transecto, Ib I2	Lag. Iberá, transecto I, sector S	Corrientes	-28.5688	-57.1736
61c	68	Lag. Iberá, transecto, Ib I3	Lag. Iberá, transecto III, sector NE	Corrientes	-28.5427	-57.1903
62	69	Lag. Iber., IB III	Lag. Iber. Transecto II, sector NE	Corrientes	-28.4604	-57.1067
63a	70	C17	Agua superficial Arroyo Carambola Pto Recodo 11:15 hs 2/10/2010	Corrientes	-28.1853	-57.4420
63b	71	Intersección con brazo arroyo Carambolo	Intersección con brazo arroyo Carambolo	Corrientes	-28.2253	-57.4377
63c	72	Arroyo Carambolo, recodo 02/10/2010	Recodo arroyo Carambolo	Corrientes	-28.2514	-57.4399
64	73	Laguna Paraná, PI 1 02/10/2010	Embarcadero San Alonso 14:45 hs 2/10/2010	Corrientes	-28.2971	-57.4518
65	74	Laguna Paraná, PI 2 02/10/2010	Punto medio transecto Laguna Paraná 15:15 hs 2/10/2010	Corrientes	-28.2730	-57.4459
66	75	Laguna Paraná, PI 3 02/10/2010	Desembocadura Carambola 15:40 hs 2/10/2010	Corrientes	-28.2571	-57.4383
67	76	C19	Río Corrientes Puente RP 123 11:00 hs 3/10/2010	Corrientes	-28.9947	-58.5585
68	77	Lag. Galarza, Ga I1	Lag. Galarza, canal acceso.	Corrientes	-28.0822	-56.7006
69a	78	Lag. Galarza, Ga III	Lag. Galarza, inicio arroyo Yacaré	Corrientes	-28.0516	-56.6929
69b	79	Lag. Galarza, Ga II2	Arroyo Yacaré 1er ensanchamiento aguas arriba 30/9/2010	Corrientes	-28.0331	-56.6619
70	80	Lag. Galarza, inicio canal Lag. Luna		Corrientes	-28.0796	-56.7364
71	81	Lag. Luna, Lul	Lag. Luna, extremo N	Corrientes	-28.0155	-56.8033
		<b>Campaña V</b>	<b>Campaña 13/6 al 18/6 2011 - AIEA</b>			
15.2	82	El Timbo	Estancia El Timbo – Corrientes	Corrientes	-28.8967	-57.6067
72.1	83	Villa Bonita	Posadas – Misiones	Misiones	-27.4550	-55.8669
73	84	Gilabert	Apostoles – Misiones	Misiones	-27.8981	-55.7612
74.1	85	Planta I 3.1	Virasoro (cooperativa) - Corrientes	Corrientes	-28.0556	-56.0154
75.1	86	Mayobia	Establecimiento Las marías – Corrientes	Corrientes	-28.1103	-56.0546
76.1	87	El Vivero	Establecimiento El Socorro - Corrientes (ver profundidades en distintas campañas)	Corrientes	-28.6555	-57.4347
		<b>Campaña VI</b>	<b>Campaña 28/8 al 2/9 2011 - AIEA</b>			
4.2	88	Cerro Azul	Cerro Azul (antes 535 m prof). Bomba a 240 m de profundidad.	Misiones	-27.6370	-55.5003

14.3	89	Cnia. Carlos Pellegrini	Pozo Tanque Colonia Pellegrini	Corrientes	-28.5386	-57.1740
15.3	90	El Timbo	Estancia El Timbo – Corrientes	Corrientes	-28.8967	-57.6067
27.2	91	Monte Caseros	Pozo profundo Monte Caseros. Bombeo 36 hs. Se tomo muestra a diferentes horas de bombeo: 1h.	Corrientes	-30.2579	-57.6252
27.3	92	Monte Caseros	Pozo profundo Monte Caseros. Bombeo 36 hs. Se tomo muestra a diferentes horas de bombeo: 24 h.	Corrientes	-30.2579	-57.6252
27.4	93	Monte Caseros	Pozo profundo Monte Caseros. Bombeo 36 hs. Se tomo muestra a diferentes horas de bombeo: 36 h.	Corrientes	-30.2579	-57.6252
27.5	94	Monte Caseros	Pozo profundo Monte Caseros	Corrientes	-30.2579	-57.6252
52.2	95	San Antonio	Estancia San Antonio (52.1 dice 98 m de prof)	Corrientes	-28.5686	-57.1211
72.2	96	Villa Bonita	Posadas – Misiones	Misiones	-27.4550	-55.8669
74.2	97	Planta I 3.1	Virasoro (cooperativa) - Corrientes	Corrientes	-28.0556	-56.0154
75.2	98	Mayoría	Establecimiento Las Marías – Corrientes	Corrientes	-28.1103	-56.0546
76.2	99	El Vivero	Establecimiento El Socorro – Corrientes	Corrientes	-28.6555	-57.4347
77	100	Río Miriñay	Río Mirinay, cruce RP 114 (coordenadas según ubicación del punto en mapa)	Corrientes	-28.9175	-57.2361
78	101	San Juan Corá - Pozo 2	Estancia San Juan (Pozo muy próximo al 54).	Corrientes	-28.2856	-56.7793
79	102	Planta I 1.1	Virasoro (cooperativa) - Corrientes	Corrientes	-28.0556	-56.0154
80	103	Sur Argentino	Coop. de Agua Sur Argentino	Misiones	-27.4286	-55.9325
81	104	Coop. Bonpland	Coop. Bonpland (sin muestra)	Misiones	-27.4848	-55.4739
82	105	San Javier 1	AMSA - Aguas Misioneras Sociedad del Estado. San Javier, Misiones (pozo antiguo)	Misiones	-27.8861	-55.1361
83	106	San Javier 2	AMSA - Aguas Misioneras Sociedad del Estado. San Javier, Misiones.	Misiones	-27.8844	-55.1355
84	107	Santa María 1	AMSA - Aguas Misioneras Sociedad del Estado. San Javier, Misiones.	Misiones	-27.8864	-55.3192
85	108	Río Uruguay	Río Uruguay - San Javier, Misiones. (coordenadas según ubicación del punto en mapa)	Misiones	-27.8959	-55.1359
		<b>Campaña VII</b>	<b>Campaña 2/10 al 14/10 2011</b>			
86	109	Est. La Orilla	Est. La Orilla	EntreRíos	-30.4125	-58.3692
87	110	Sin muestra	Cruce R127 con A° Mocoretá	Corrientes	-30.1100	-58.0600
88	111	Sin muestra	Cruce R126 con A° Castillo	Corrientes	-29.8001	-58.0161
89	112	Sin muestra	Ruta 119, Areniscas	Corrientes	-29.4085	-58.1946
90	113	Sin muestra	Ruta 123, Areniscas	Corrientes	-29.2403	-58.0081
91	114	Est. Curupí Cay	Est. Curupí Cay	Corrientes	-29.3086	-57.8691
92	115	Sin muestra	Areniscas	Corrientes	-29.3572	-57.7147
93	116	LITSA	LITSA	Corrientes	-29.3547	-57.7029
94	117	Est. Puesto 10 Itacabó	Est. Puesto 10 Itacabó		-29.3559	57.6876
95	118	Est. San Felipe del Cerro	Est. San Felipe del Cerro	Corrientes	-28.3720	-57.6879
96	119	Sin muestra	Cruce R123 con Miriñay	Corrientes	-29.5618	-57.5102

97	120	Sin muestra	Areniscas metamorforizadas	Corrientes	-29.5565	-57.4972
98	121	Pozo 15 Curuzú Cuatía	Pozo 15 Curuzú Cuatía	Corrientes	-29.7785	-58.0663
99	122	Pozo 13 Mercedes	Pozo 13 Mercedes	Corrientes	-29.1850	-58.0849
100	123	Pozo 5 de Mercedes	Pozo 5 de Mercedes	Corrientes	-29.1932	-58.0849
101	124	Pozo 8 de Mercedes	Pozo 8 de Mercedes	Corrientes	-29.1905	-58.0852
102	125	Sin muestra	Ruta 123, Areniscas	Corrientes	-29.1645	-58.0669
103	126	Sin muestra	Ruta 123, Areniscas	Corrientes	-29.1066	58.2683
104	127	Est. La Clarita	Est. La Clarita	Corrientes	-29.0993	-58.2946
105	128	Cantera Polán	Cantera Polán	Corrientes	-29.1367	-58.3664
106	129	Cantera Polán	Cantera Polán	Corrientes	-29.1369	-58.3642
107	130	Sin muestra	Fm fray Bento	Corrientes	-29.0150	-58.5029
108	131	Yapeyú	Yapeyú	Corrientes	-29.4723	-56.8139
109	132	Guaravirí	Guaravirí	Corrientes	-29.3672	-56.8282
110	133	Sin muestra	Est. Las Palmas	Corrientes	-29.1679	-56.7034
111	134	Est. Chamán	Est. Chamán	Corrientes	-27.8462	-56.1915
112	135	Sin muestra	Don Vicente Caa Bipoí	Corrientes	-27.8451	-56.1882
113	136	Pozo 2 Santa Ana	Pozo 2 Santa Ana	Misiones	-27.3691	-55.5809
114	137	Coop. Santa Ana	Coop. Santa Ana	Misiones	-27.3685	-55.5771
115	138	Sin muestra	Coop. Santa Ana 2	Misiones	27.3645	-55.5771
116	139	Sin muestra	Coop. Santa Ana Martín Chico	Misiones	-27.3591	-55.5814
117	140	Coop. Santa Ana 49 viv.	Coop. Santa Ana 49 viv.	Misiones	-27.3703	-55.5893
118	141	Bonpland	Bonpland	Misiones	-27.4847	-55.4739
119	142	Envasadora Bonpland	Envasadora Bonpland	Misiones	-27.4746	-55.4797
120	143	Alem	Pozo prof. Alem	Misiones	-27.5933	-55.3115
121	144	Sin muestra	Pozo prof. San José	Misiones	-27.7727	-55.7728
122	145	Expoyerba	Pozo prof. Apóstoles	Misiones	-27.9124	-55.7605
123	146	Sin muestra	Santo Tomé 1	Corrientes	-28.5825	-56.0791
124	147	Sin muestra	Santo Tomé 2	Corrientes	-28.5846	-56.0791
125	148	Sin muestra	Santo Tomé 3	Corrientes	-28.5825	-56.0579
126	149	Sin muestra	Santo Tomé 4	Corrientes	-28.5730	-56.0614
127	150	Sin muestra	Alvear pozo 1	Corrientes	-29.0966	-56.0614
		<b>Campaña VIII</b>	<b>Campaña 5/7 al 16/7 2012</b>			

128	151	Barra do Quarai	Rio Quarai	RGdoSul	-30.2347	-57.5586
129	152	Santo Estevez	Ea. Santo Estevez	RGdoSul	-30.2233	-57.4030
130	153	Rio Uruguay Aguas Arriba	Rio Uruguay Aguas Arriba	Corrientes	-30.1710	-57.5732
131	154	Rio Uruguay Medio	Rio Uruguay	Corrientes	-30.2416	-57.6192
132	155	Rio uruguay Aguas Abajo	Rio Uruguay Montecaseros	Corrientes	-30.2653	-57.6231
133	156	Miriñay 6	Desembocadura Miriñay	Corrientes	-30.1521	-57.6541
134	157	Miriñay 4	Miriñay Ruta 123	Corrientes	-29.5618	-57.5102
135	158	Miriñay 5	Ruta 14	Corrientes	-29.9668	-57.6823
136	159	A° Curuzú Cuatía	Ruta 14	Corrientes	-29.9978	-57.7174
137	160	A° Pared	Afluente Miriñay MI	Corrientes	-29.4286	-57.4118
138	161	Miriñay 3		Corrientes	-29.2960	-57.5645
139	162	A° Ayuí Grade	Afluente Miriñay MD	Corrientes	-28.9524	-57.6555
140	163	Miriñay 2		Corrientes	-28.9173	-57.2362
141	164	Aguapey 6	Desembocadura, ruta 14	Corrientes	-29.1013	-56.6079
142	165	La Cruz	Coop. La Cruz	Corrientes	29.1788	-56.6393
143	166	Lag. Ibera Norte Borde S		Corrientes	-28.5383	-57.1954
144	167	Lag. Ibera Sur Puente		Corrientes	-28.5430	-57.1907
145	168	Lag. Iberá Sur Centro		Corrientes	-28.5574	-57.1834
146	169	Lag. Iberá Sur Borde S		Corrientes	-28.5714	-57.1796
147	170	Lag. Iberá Sur Borde SE		Corrientes	-28.5479	-57.1783
148	171	Aguapey 3	Ruta 40	Corrientes	-28.4168	-56.5421
149	172	Aguapey 4	Ea Concepción	Corrientes	-28.6670	-56.6433
150	173	SAMSA A4 San Lorenzo	Posadas	Misiones	-27.4396	-55.9156
151	174	Expoyerba	Apóstoles Expoyerba	Misiones	-27.9122	-55.7605
152	175	Rosamonte	Apóstoles Factoría Rosamonte	Misiones	-27.9153	-55.7366
153	176	Jardín América	Coop. Jardín América	Misiones	-27.0482	-55.2434
154	177	Bonpland	Coop. Bonpland	Misiones	-27.4847	-55.4738
155	178	Cruz	Monumento	Misiones	-27.4481	-55.5747
156	179	Aguapey 1		Corrientes	-27.6032	-56.2422
157	180	Aguapey 2		Corrientes	-27.9814	-56.3662

**Tabla I.5. Precipitación media anual por área para la serie 2000-2010 en el área de estudio**

ID	CODIGO ESTACION	PROVINCIA	ESTACION	LAT (°)	LONG (°)	Altitud (msnm)	PERIODO		Valor Medio (mm/año)	ID Área	Área (km <sup>2</sup> )	Volumen (hm <sup>3</sup> /año)
							Desde	Hasta				
1	83927	Río Grande do Sul	Urugaiana	29.8425	-57.0825	62.0	2000	2010	1313.7	A21	9994	13129.12
2	83907	Río Grande do Sul	Sao Luiz Gonzaga	28.4172	-54.9625	245.0	2000	2010	1714.5	A23	21184	36319.97
3	83912	Río Grande do Sul	Cruz Alta	28.6036	-53.6736	432.0	2000	2010	1806.1	A33	8105	14638.44
4	83953	Río Grande do Sul	Santana do Libramento	30.8300	-55.6000	328.0	2000	2010	1445.9	A34	15470	22368.07
5	3858	Corrientes	Aguapey - Caa Carai	27.8245	-56.2584	70	2000	2010	1419.7	A14	9682	13745.54
6	3811	Corrientes	Aguapey - La Sirena	28.4168	-56.5422	55	2000	2010	1341.7	A22	11877	15935.37
7	3849	Corrientes	Batel - Paso Cerrito	29.0311	-58.7883	56	2000	2010	1152.1	A9	12789	14734.21
8	3808	Corrientes	quayquiraró - paso juncue	30.3616	-59.2587	26	2000	2010	1130.5	A7	11232	12697.78
9	3825	Corrientes	Laguna Galarza - Paraje Galarza	28.0333	-56.4000	68	2000	2010	1356.9	A15	6152	8347.65
10	3826	Corrientes	Laguna Ibera - Carlos Pellegrini	28.5381	-57.1870	64	2000	2010	1260.1	A16	15519	19555.49
11	3804	Corrientes	Miriñay - Paso Ledesma	29.8459	-57.6751	55	2000	2010	1235.2	A18	12171	15033.62
12	3832	Corrientes	Miriñay - San Roquito	29.2968	-57.5652	56	2000	2010	1240.5	A17	8687	10776.22
13	3805	Corrientes	Parana – Corrientes	27.4750	-58.8333	52	2000	2010	1111.4	A3	21623	24031.80
14	3836	Corrientes	Santa Lucia - Santa Lucia	28.9964	-59.1021	60	2000	2010	1148.5	A8	7649	8784.88
15	3414	Misiones	Paranay - El Alcazar	26.7508	-54.7563	145	2000	2010	1753.9	A27	6093	10686.51
16	3403	Misiones	Piray Guazu - Pinar Ciba	26.5120	-54.4538	150	2000	2010	1764.7	A28	1063	1875.88
17	3442	Misiones	Uruguay - El Soberbio	27.2988	-54.1933	143	2000	2010	1751.2	A31	7532	13190.04
18	3443	Misiones	Uruguay - Pepiri Mini	27.1536	-53.9329	135	2000	2010	1767.5	A32	3537	6251.65
19	3427	Misiones	Uruguay - Puerto Concepción	27.1188	-55.5810	73	2000	2010	1671.7	A26	8096	13534.08
20	3449	Misiones	Uruguay - San Javier	27.8691	-55.1303	80	2000	2010	1650.6	A24	6951	11473.32
21	3404	Misiones	Yabebiri - Colonia Martires	27.4012	-55.3350	116	2000	2010	1678.2	A30	4223	7087.04
22	3270	Santa Fe	El Rey – La Sarita	28.9720	-59.8492	44	2000	2010	1034.3	A4	11464	11857.22
23	3202	Santa Fe	El Toba – Margarita	29.7301	-60.0076	31	2000	2010	1090.2	A6	5937	6472.52

24	3206	Santa Fe	Golondrina - Fortín Olmos	-	29.0655	-60.4972	55	2000	2010	989.6	A1	32976	32633.05
25	3224	Santa Fe	Malabrigo - Ruta Provincial N° 088 s	-	29.3650	-59.7779	31	2000	2010	1091.3	A5	4376	4775.53
26	2401	Chaco	Paraguay - Puerto Bermejo	-	26.9467	-58.5453	44	2000	2010	1062.3	A10	2408	2558.02
27	2602	Formosa	Bermejo - El Colorado	-	26.3343	-59.3624	67	2000	2010	928.5	A2	37412	34737.04
28	2610	Formosa	Bermejo - Puerto Velaz	-	26.7544	-58.6339	51	2000	2010	1054.9	A12	7513	7925.46
29	2606	Fomosa	Paraguay - Puerto Pilcomayo	-	25.4200	-57.6506	52	2000	2010	1084.1	A13	4870	5279.57
30	86330	Artigas	Artigas	-	30.3848	-56.5010	121	2000	2010	1403	A20	18395	25808.19
31	86360	Salto	Salto	-	31.3847	-57.9515	34	2000	2010	1222	A19	19272	23550.38
32	86350	Rivera	Rivera	-	30.8847	-55.5343	242	2000	2010	1439	A34	15525	22340.48
33	86370	Tacuarembó	Tacuarembó	-	31.7012	-55.9842	134	2000	2010	1304	A35	13243	17268.87
34	86260	Misiones	San Juan Bautista	-	26.6667	-54.1500	126	2000	2010	1768.7	A29	832	1471.56
35	86297	Itapúa	Encarnación	-	27.3333	-55.8333	91	2000	2010	1608.4	A25	5149	8281.65
36	86255	Ñeembucú	Pilar	-	26.8500	-58.3167	56	2000	2010	1064.6	A11	14480	15415.41



## ANEXO II

Modelo numérico de flujo de agua  
subterránea: TRANSIN



## II. CÓDIGO TRANSIN – VISUAL TRANSIN

Para simulación del flujo de agua subterránea se empleó el Código TRANSIN (Medina y Carrera, 1996; Medina et al., 1996). Este programa fue desarrollado por el Grupo de Hidrogeología e Hidrogeoquímica del Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartografía y Geofísica de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de Barcelona, de la Universidad Politécnica de Cataluña. <http://www.h2ogeo.upc.es/>.

La calibración manual de todos los parámetros de flujo y/o transporte a partir de valores medidos de niveles piezométricos y/o concentraciones suele ser larga, tediosa y, sobre todo, incompleta. Para limitar estas dificultades, TRANSIN permite realizar la calibración de forma automática, minimizando una función objetivo que tiene en cuenta no sólo el ajuste entre valores medidos y calculados de niveles piezométricos y concentraciones, sino también la plausibilidad de los parámetros calculados. La calibración automática, conocida como Problema Inverso, se obtiene por métodos estadísticos basados en maximizar la verosimilitud de los errores de la estimación, cuyos detalles se pueden ver en Carrera y Neuman (1986).

### II.1 Ecuación de flujo

El flujo en los acuíferos está gobernado por la conocida ecuación:

$$\nabla \cdot (\mathbf{T} \cdot \nabla h) + q + q_L = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{en } \Omega \quad (\text{II.I})$$

donde  $h$  es el nivel piezométrico (L),  $\mathbf{T}$  es el tensor de transmisividad ( $L^2/t$ ),  $S$  es el coeficiente de almacenamiento (adim.),  $\Omega$  es el dominio bidimensional,  $\nabla$  es el operador gradiente ( $1/L$ ),  $q$  es el término fuente y/o sumidero distribuido superficialmente (recarga o extracción) ( $L^3/L^2t$ ), y  $q_L$  representa las entradas/salidas de los acuitardos situados por encima y/o por debajo del acuífero ( $L^3/L^2t$ ).

La ecuación (II.I) se resuelve con las condiciones iniciales:

$$h(x, y, 0) = h_0(x, y) \quad (\text{II.II})$$

donde  $h_0$  puede ser cualquier función arbitraria, o la solución de la ecuación (II.I) para una simulación anterior, frecuentemente en régimen estacionario. Si se analizan ensayos de bombeo,  $h_0$  puede asumirse igual a cero en todo el acuífero, en cuyo caso  $h$  representa las variaciones del nivel o descensos.

Las condiciones de contorno son de la forma:

$$(\mathbf{T} \cdot \nabla \mathbf{h}) \cdot \mathbf{n} = \alpha(H - h) + Q \quad \text{en } \Gamma \quad (\text{II.III})$$

donde  $\Gamma$  es el contorno de  $\Omega$ ;  $\mathbf{n}$  es el vector unitario normal a  $\Gamma$  y dirigido hacia el exterior;  $H$  es el nivel prescrito;  $Q$  es un caudal prescrito ( $L^3/Lt$ ); y  $\alpha$  es un coeficiente que controla el tipo de condición de contorno ( $\alpha=0$  para caudal fijo,  $\alpha=\infty$  para nivel fijo, y  $\alpha \neq 0$  para condición mixta, en cuyo caso  $\alpha$  es un coeficiente de goteo) ( $L^2/t$ ).

El flujo en los acuitardos queda definido por la ecuación:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial h'}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h'}{\partial t} \quad \text{en } (z_i, z_j) \quad (\text{II.IV})$$

donde  $z$  es la coordenada perpendicular al plano de los acuíferos,  $h'$  es el nivel piezométrico en los mismos,  $K_z$  es la conductividad en la dirección de  $z$ ,  $S_s$  es el almacenamiento específico y,  $z_i$  y  $z_j$  son las coordenadas correspondientes a los acuíferos  $i$ -ésimo y  $j$ -ésimo, respectivamente.

El acoplamiento entre las ecuaciones (II.I), correspondiente a los acuíferos, y (II.IV), correspondiente a los acuitardos, se realiza igualando los flujos y niveles en la interfaz. Esto es,

$$h'(x, y, z_i, t) = h_i(x, y, t) \quad (\text{II.V})$$

$$q_{Li} = K_z \frac{\partial h'}{\partial z} \Big|_{z=z_i^+} - K_z \frac{\partial h'}{\partial z} \Big|_{z=z_i^-} \quad (\text{II.VI})$$

donde, de nuevo, el subíndice  $i$  identifica el acuífero. En relación con (II.VI), el primer término del segundo miembro representa el flujo desde (o hacia) el acuitardo superior, y el segundo desde (o hacia) el inferior.

## II.II Teoría del Problema Inverso. Función objetivo.

El Problema Inverso consiste en estimar los parámetros del modelo (conductividades hidráulicas  $K$ , coeficientes de goteo  $\alpha$ , fuente y/o sumidero  $Q$ , caudal prescrito  $Q$ , nivel prescrito  $H$ , etc.) a partir de medidas de la respuesta del sistema y de la información previa de dichos parámetros apropiadamente ponderada.

Existen diversas formulaciones estadísticas del problema inverso pero la que se utiliza aquí es la teoría de Máxima Verosimilitud (MV), en la que los parámetros se tratan como fijos pero desconocidos. Para definir la verosimilitud es necesario especificar el vector de datos  $z^*$  (niveles y/o concentraciones en los puntos de observación y estimación previa de los parámetros), y la estructura de los errores. La teoría de MV considera a las variables de estado (niveles y/o concentraciones) como aleatorias, por ende las observaciones de las mismas tendrán un error también de carácter aleatorio, de distribución normal, con media cero. Estas hipótesis permiten encontrar una expresión para la función objetivo como la que se presenta más abajo. Entonces, se adopta que  $z$  sigue una distribución normal multivariada con media nula, por lo que queda completamente definida con la matriz de covarianza. Con frecuencia es conveniente suponer que las covarianzas pueden expresarse mediante (Carrera and Neuman, 1986):

$$\mathbf{C}_h = \sigma_h^2 \mathbf{V}_h; \quad \mathbf{C}_i = \sigma_i^2 \mathbf{V}_i; \quad \mathbf{C}_c = \sigma_c^2 \mathbf{V}_c \quad (\text{II.VII})$$

donde  $\mathbf{C}_h$ ,  $\mathbf{C}_i$  y  $\mathbf{C}_c$  son las matrices de covarianza de los errores de niveles, los parámetros del tipo  $\mathbf{p}_i$  ( $i = \mathbf{K}, S_s, q, H, Q$  y  $\alpha$ ) y concentraciones,  $\mathbf{V}_h$ ,  $\mathbf{V}_i$  y  $\mathbf{V}_c$  son matrices conocidas y definidas positivas, y  $\sigma_h^2$ ,  $\sigma_i^2$  y  $\sigma_c^2$  son escalares desconocidos. Sea  $w$  el vector compuesto por los parámetros del modelo  $\mathbf{p}_i$  y los estadísticos de la función de distribución de los parámetros. Con estas hipótesis anteriores, la verosimilitud de  $w$ , dado  $z^*$  (probabilidad de ocurrencia de  $z^*$  si los parámetros y el modelo fuesen ciertos), es:

$$L(w/z^*) = (2\pi)^{-\frac{N}{2}} |\mathbf{C}|^{-\frac{N}{2}} \exp\left(-\frac{1}{2} (z - z^*)^t \mathbf{C}^{-1} (z - z^*)\right) \quad (\text{II.VIII})$$

donde  $N = n_h + n_c + \sum_i n_i$ ,  $n_h$  y  $n_c$  es el número total de datos de niveles y concentraciones, respectivamente,  $n_i$  es el número total de parámetros del tipo  $i$  con información previa,  $\mathbf{C}$  es la matriz de covarianza de  $z^*$ , las  $n_h$  primeras componentes de  $z$  representan los niveles  $\mathbf{h}(\mathbf{p})$ , las siguientes  $n_c$  concentraciones (calculados con los parámetros  $\mathbf{p}_i$ ) en los puntos y tiempos de observación, mientras que las restantes componentes son los propios parámetros  $\mathbf{p}_i$  de los que se dispone de información previa. Dado que la estimación previa de  $\mathbf{p}_i$  suele ser independiente de los datos incógnita (niveles y concentraciones), puede suponerse, sin pérdida de generalidad, que  $\mathbf{C}$  es de la forma:

$$\mathbf{C} = \begin{pmatrix} \mathbf{C}_h & 0 & 0 \\ 0 & \mathbf{C}_c & 0 \\ 0 & 0 & \mathbf{C}_p \end{pmatrix} \quad (\text{II.IX})$$

donde  $\mathbf{C}_p$  incluye todos los tipos de parámetros y tiene forma de diagonal por bloques si los estimadores previos de los distintos tipos de parámetros no están correlacionados.

En la práctica, no se maximiza (II.VIII) directamente, sino que se minimiza:

$$S = -2 \ln(\mathbf{L}(w/z^*)) \quad (\text{II.X})$$

Sustituyendo (II.VII) y (II.IX) en (II.VIII) se obtiene:

$$S = \frac{J_h}{\sigma_h^2} + \frac{J_c}{\sigma_c^2} + \sum_i \frac{J_i}{\sigma_i^2} + \ln|\mathbf{V}_c| + \sum_i \ln|\mathbf{V}_i| + n_c \ln \sigma_c^2 + n_h \ln \sigma_h^2 + \sum_i n_i \ln \sigma_i^2 + N \ln 2\pi \quad (\text{II.XI})$$

siendo  $||$  el determinante de la matriz respectiva, y donde

$$J_h = (\mathbf{h} - \mathbf{h}^*)^t \mathbf{V}_h^{-1} (\mathbf{h} - \mathbf{h}^*) \quad (\text{II.XII})$$

$$J_c = (\mathbf{c} - \mathbf{c}^*)^t \mathbf{V}_c^{-1} (\mathbf{c} - \mathbf{c}^*) \quad (\text{II.XIII})$$

$$J_i = (\mathbf{p}_i - \mathbf{p}_i^*)^t \mathbf{V}_i^{-1} (\mathbf{p}_i - \mathbf{p}_i^*) \quad (\text{II.XIV})$$

donde  $\mathbf{h}_m^*$  y  $\mathbf{c}_m^*$  son los vectores de niveles y concentraciones medidos, respectivamente. Por último,  $\mathbf{p}_i^*$  es el vector de estimaciones previas de los parámetros del tipo  $i$ . Si, además, la estructura de errores se supone conocida, minimizar (3.11) es equivalente a minimizar:

$$\mathbf{J} = \mathbf{J}_h + \lambda_c \cdot \mathbf{J}_c + \sum_i \lambda_i \cdot \mathbf{J}_i \quad (\text{II.XV})$$

$$\lambda_i = \frac{\sigma_h^2}{\sigma_i^2} \quad \lambda_c = \frac{\sigma_h^2}{\sigma_c^2}$$

El programa TRANSIN minimiza la función objetivo  $\mathbf{J}$  definida por la ecuación (II.XV) con respecto a los parámetros del modelo ( $\mathbf{K}$ ,  $S_s$ ,  $q$ ,  $\alpha$ , etc.). Como algoritmo de minimización

TRANSIN utiliza el Método de Marquardt, que es un algoritmo iterativo de resolución de problemas no lineales de estimación de parámetros por mínimos cuadrados (Marquardt, 1963).

Las principales dificultades que el Problema Inverso puede presentar se refieren a la no unicidad de la solución (puede resolverse mejorando la información sobre los parámetros), a la inestabilidad (pequeñas variaciones en los datos de partida provocan grandes cambios en los resultados estimados), a las dificultades de convergencia (necesidad de mejorar los datos de medidas y de información de parámetros), etc.

### **II.III Código Numérico TRANSIN**

El Código Numérico TRANSIN posee las siguientes características:

- (a) Resuelve las ecuaciones de flujo de aguas subterráneas y de transporte de solutos por medio del Método de los Elementos Finitos.
- (b) Permite adaptar la discretización espacial a contornos geométricos complicados (mallas no estructuradas) y trabaja en varias dimensiones. Admite diferentes tipos de elementos 1D, 2D Y 3D (eso facilita la simulación de flujos preferentes).
- (c) Tiene implementado un potente y robusto algoritmo para la aplicación del Problema Inverso (Medina y Carrera, 1996).
- (d) Es relativamente sencillo incorporar información en detalle por sectores – es decir, pasar de un modelo a escala regional a local y viceversa.
- (e) Es un programa con resultados excelentes y comprobados en la simulación de flujos preferentes, esto es fracturas en los típicos problemas de simulación de medios fracturados de baja permeabilidad estudiados en el campo de los repositorios de residuos nucleares.

Este código numérico puede resolver la ecuación de flujo bajo un amplio espectro de situaciones:

En régimen saturado y/o no saturado (o mezcla de ambos en espacio y tiempo)

Con hipótesis de sistema confinado o no confinado

Dependencia no lineal de algunos parámetros respecto del nivel o la presión (succión) del agua a través de algunas funciones genéricas que describen la mayoría de las situaciones reales.

El régimen puede ser estacionario y/o transitorio.

Las condiciones de contorno pueden variar en espacio y/o tiempo. Se contemplan las siguientes: caudal prescrito, nivel prescrito y goteo.

Las condiciones iniciales pueden ser arbitrarias dadas o tomarse como la solución en régimen permanente.

Los parámetros de flujo que se pueden estimar son: transmisividades o conductividades, almacenamiento, recarga, niveles y caudales prescritos en el contorno y coeficientes de goteo.

## **II. IV Programa VISUALTRANSIN**

El código numérico TRANSIN dispone de la versión amigable VISUALTRANSIN (VT). En esta herramienta se pueden diferenciar dos partes. La primera, que actúa de interfaz con el usuario, donde se integran todos los elementos necesarios para una buena interpretación, facilitando la organización de la información como el contraste entre diversas hipótesis de trabajo. El programa permite trabajar con material de SIG, pudiendo importar datos en formato Shape file. La segunda parte, el bloque de cálculo, es el TRANSIN propiamente dicho, donde se puede hacer un análisis completo de los resultados. Esta interfaz gráfica resultante tiene una dificultad de empleo muy inferior a la complejidad inherente al problema que se desea resolver.