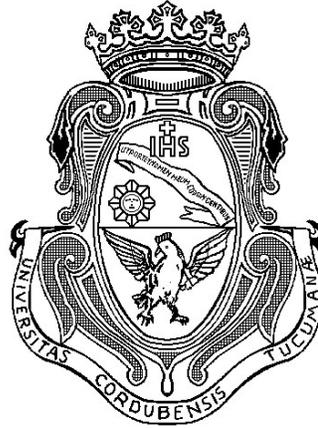


**UNIVERSIDAD NACIONAL DE CÓRDOBA**  
**Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales**



**TESIS DOCTORAL**

**La Recarga Natural al Acuífero Libre y su Vinculación  
con la Variabilidad Climática Regional**

**María del Valle Venencio**

**Córdoba**  
**República Argentina**  
**2007**

**LA RECARGA NATURAL AL ACUÍFERO LIBRE Y SU VINCULACIÓN  
CON LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA REGIONAL**

por

**María del Valle VENENCIO**

Tesis presentada como requisito parcial de los requerimientos para  
alcanzar el grado de:

**DOCTOR EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA**

Director  
**Dr. Eduardo Usunoff**



**Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales  
UNIVERSIDAD NACIONAL DE CÓRDOBA**

**CÓRDOBA  
República Argentina  
2007**

***A mis Padres***

## AGRADECIMIENTOS

\* Al Dr. Eduardo Usunoff, mi Director de Tesis, por su presencia incondicional, sus apreciados y relevantes aportes, críticas, comentarios y sugerencias durante el desarrollo de esta investigación.

\* Al Dr. Marcelo Varni, mi Co-director de Tesis, por su constante y paciente seguimiento y asistencia compartiendo su tiempo de manera generosa durante el desarrollo del presente trabajo.

\* Al Dr. Norberto García por su participación y empuje en el inicio y parte de las tareas de campo, que sin su apoyo hubiese resultado dificultoso su implementación y poder llevarlas a cabo. Por la lectura del manuscrito y las sugerencias y críticas constructivas en lo que a variabilidad climática se refiere.

\* Al Geól. Carlos Manavella por su desinteresada colaboración y asistencia profesional al poner a disposición toda su información hidrogeológica lo que facilitó el análisis con detalle del área de estudio, y por su sostenido apoyo moral.

\* A la Dra. Daniela Krölling por brindar información, producto de su autoría y por los útiles y profesionales aportes realizados para el área de estudio.

\* A mis colegas, los Ings. Carlos Tonini y Gustavo Torres, por su constante espíritu servicial y desinteresada colaboración y asesoramiento en los temas cartográficos e hidrológicos respectivamente y sus cuidadosas observaciones profesionales.

\* A la Ing. Marta Pujol por su predisposición y colaboración en realizar los análisis de agua.

\* Al Lic. Raúl Giorgi por su asistencia en la descripción de los suelos del área en estudio.

\* A las siguientes instituciones que contribuyeron con el aporte de información de manera desinteresada: Estación de Extensión Experimental del INTA de: Rafaela, Oliveros y Marcos Juárez, como así también a la Facultad de Ciencias Agrarias de la Universidad Nacional Rosario.

\* Y en especial mi agradecimiento a los propietarios de los establecimientos privados, por la confianza, y que han permitido la instalación de las estaciones de monitoreo en su propiedad que han cuidado con responsabilidad el estado y permanencia de las mismas a lo largo de estos cuatro años de observaciones mensuales. A ellos: *Sr. Alejandro O'Farrel*-Estancia San Jorge (Villa Eloisa); *Sr. Dietmar E. Von Pannwitz*-Establecimiento Agrícola-Ganadero La Silesia (Correa); *Sr. Juan Teidón*-Estancia Andino (Pueblo Andino) y *Sr. García Fuentes*-Establecimiento García Fuentes (Luis Palacios).

\* Mi agradecimiento al Decano de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas de la Universidad Nacional del Litoral, Ing. Cristóbal Lozeco por haberme facilitado este ámbito para el desarrollo de la presente investigación.

- La presente investigación se financió parcialmente con fondos provenientes de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional del Litoral a través de los Proyectos C.A.I.+D. '96 y C.A.I.+D. '02.

\* A los miembros del Jurado de esta tesis por sus valorables sugerencias a la versión original del manuscrito, que contribuyeron al mejoramiento y ordenamiento del presente trabajo.

Con absoluta sinceridad, mi agradecimiento a todos los que hice mención ya que con su aporte hicieron posible esta presentación.



Doctorado en Ciencias de la Ingeniería  
Escuela de Cuarto Nivel Académico  
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales  
Universidad Nacional de Córdoba  
República Argentina

Avda. Vélez Sarsfield 1601 – Tel. 54 351 4333075 - 5000 Córdoba

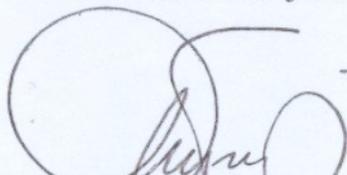
### Acta Tribunal de Tesis de Doctorado

En la Ciudad de Córdoba a los 19 días del mes de Octubre del año 2007 se reúne el Tribunal de Tesis del Doctorado en Ciencias de la Ingeniería, de la Inga. Maria del Valle VENENCIO, cuya tesis se denomina “**La Recarga Natural al Acuífero Libre y su Vinculación con la Variabilidad Climática Regional**”

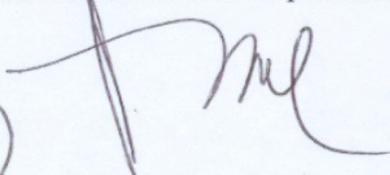
El tribunal, integrado por el Dr. Pedro Depetris, el Dr. Federico Horne y el Dr. Andrés Rodríguez, después de haber analizado la tesis durante el período previo a su defensa y de presenciar su exposición oral, acuerda por unanimidad calificar la Tesis como:

APROBADA

A los efectos de dejar constancia se firma la presente acta.



Dr. Pedro Depetris



Dr. Federico Horne



Dr. Andrés Rodríguez



## TABLA DE CONTENIDOS

	Página
<b>1.- MOTIVACIÓN</b>	1
1.1 Objetivo	2
1.2 Ubicación Geográfica del Área de Estudio	3
1.3 Introducción	4
<b>2.- ESTADO DEL CONOCIMIENTO</b>	8
2.1 Antecedentes	8
2.1.1 Factores que influyen en la elección de la escala temporal de la recarga	17
2.2 Otros Estudios Relacionados con la Temática en el Ámbito Provincial	18
<b>3.- CARACTERIZACIÓN FÍSICA REGIONAL</b>	22
3.1 Geología e Hidrogeología	22
3.2 Geomorfología	23
3.3 Dinámica Hídrica Superficial	27
3.4 Características de Suelos y Cobertura Vegetal	29
3.5 Hidroquímica	32
3.6 Caracterización Climática	32
3.6.1 De la precipitación	33
<b>4.- LA CUENCA EN ESTUDIO</b>	37
4.1 Hidrogeología	37
4.2 Dinámica Hídrica Subterránea	41
4.3 Modelo Conceptual de Funcionamiento de la Cuenca	42
4.4 Elección de las Estaciones de Monitoreo en la Cuenca	44
4.4.1 Implementación de las estaciones y recolección del dato	46

<b>5.- METODOLOGÍA</b>	49
5.1 De los Datos	49
5.1.1 De la variabilidad climática y el acuífero	49
5.1.2 Longitud de las series de tiempo	50
5.1.2.1 De la aleatoriedad de los datos	51
5.1.3 De la cuantificación de la recarga	52
5.2 De la Metodología	52
5.2.1 De la variabilidad climática y el acuífero	52
5.2.1.1 De la variabilidad y las interrelaciones	52
5.2.1.1.1 De los métodos no paramétricos	52
5.2.1.1.2 De las periodicidades y cuasiperiodicidades	54
5.2.1.1.2.1 Análisis por Componentes Principales (PCA)	54
5.2.1.1.2.2 Del Análisis Espectral Singular (SSA)	56
5.2.1.1.2.3 Análisis Espectral (SA)	57
5.2.2 La Descomposición por Valores Singulares ( <i>SVD, acrónimo en inglés</i> ) de campos acoplados de la precipitación con el nivel freático y la recarga	59
5.2.3 De los métodos específicos para cuantificar la Recarga	62
5.2.3.1 Balance de masas de agua	62
5.2.3.1.1 Balance de agua en el suelo	64
5.2.3.1.2 Balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero	66
5.2.3.1.2.1 Ecuaciones básicas empleadas	68
5.2.3.2 Balance de masa del ión cloruro en la zona no saturada	70
5.2.3.3 Modelo de flujo de agua subterránea	73
<b>6.- RESULTADOS</b>	75
6.1 De la Variabilidad	75
6.1.1 Del período simultáneo 1970-2003	78
6.1.1.1 De la precipitación	78
6.1.1.2 Del nivel freático	81

6.1.2	Comportamiento espacio-temporal de la precipitación con el nivel freático y la recarga	84
6.1.2.1	Comportamiento espacial de las variables	85
6.1.2.2	Comportamiento temporal de las variables	87
6.1.2.2.1	De la precipitación	87
6.1.2.2.2	Del nivel freático	92
6.1.3	De la correlación entre los campos (Singular Value Descomposition (SVD))	97
6.1.3.1	De la precipitación y el nivel freático	97
6.1.3.2	De la precipitación y la recarga	98
6.1.4	De la predictabilidad	100
6.2	Comportamiento de la Precipitación y la Respuesta del Acuífero en el período 2000-2003	101
6.2.1	De la precipitación	101
6.2.2	Del nivel freático	103
6.2.3	Actualización de la dinámica hídrica subterránea	104
6.3	De la Recarga en las Estaciones de Monitoreo en la Cuenca	107
6.3.1	Balance de agua en el suelo	107
6.3.1.1	Ea. San Jorge - Villa Eloisa	107
6.3.1.2	Ea. La Silesia - Correa	110
6.3.1.3	Ea. Andino - Pueblo Andino	114
6.3.1.4	Estación Oliveros - Oliveros	117
6.3.2	Balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero	120
6.3.2.1	Ea. San Jorge - Villa Eloisa	120
6.3.2.2	Ea. La Silesia - Correa	124
6.3.2.3	Ea. Andino - Pueblo Andino	127
6.3.2.4	Estación Oliveros - Oliveros	130
6.3.3	Balance de masa del ión cloruro en la zona no saturada	136
6.3.3.1	Ea. San Jorge - Villa Eloisa	136
6.3.3.2	Ea. La Silesia - Correa	139
6.3.3.3	Ea. Andino - Pueblo Andino	141
6.3.4	Modelo de simulación del flujo de agua subterránea	144
6.3.4.1	Acerca las limitaciones y alcances	144
6.3.4.1.1	Consideraciones específicas	145

6.3.4.2. Simplificaciones adoptadas para la implementación	146
6.3.4.2.1 La discretización del área y las condiciones de borde	147
6.3.4.2.2 La calibración	148
6.3.4.3.3 Análisis de sensibilidad	154
<b>7.- ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD, VALIDACIÓN, LIMITACIONES Y ALCANCES. COMPARACIÓN ENTRE LOS MÉTODOS PARA ESTIMAR LA RECARGA Y SU ASOCIACIÓN CON LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA</b>	157
7.1 Análisis de Sensibilidad	157
7.1.1 Balance de agua en el suelo	157
7.1.2 Balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero	159
7.2 Validación en las Cuatro Estaciones de Monitoreo de la Cuenca	164
7.2.1 Validación para el método de balance de agua en el suelo	164
7.2.2. Validación para el método de balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero	166
7.3 Limitaciones y Alcances de las Metodologías	167
7.3.1 De la variabilidad climática-acuífero-recarga	167
7.3.2 De la cuantificación de la recarga	168
7.4 Comparación entre los Métodos para Estimar La Recarga y su Asociación con la Variabilidad Climática	169
7.4.1 Valores esperables de la recarga	177
<b>8.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES</b>	179
8.1 Discusión	179
8.2 Conclusiones	187
<b>9.- BIBLIOGRAFÍA</b>	193

## ANEXOS

ANEXO I : Fotos con paisajes característicos de la cuenca del río Carcarañá

ANEXO II: Descripción física de las estaciones de monitoreo

- II.1 Ea. San Jorge – Villa Eloisa
- II.2 Ea. La Silesia – Correa
- II.3 Ea. Andino – Pueblo Andino
- II.4 Est. Exp. Oliveros – Oliveros
- II.5 Ea. García Fuentes – Luis Palacios

ANEXO III: Matrices de correlación de la precipitación

ANEXO IV: Matrices de correlación del nivel freático

ANEXO V: Matrices de correlación de la recarga

ANEXO VI: Matrices del SSA de la PC1 de la precipitación

ANEXO VII: Matrices del SSA de la PC1 del nivel freático

ANEXO VIII: De la Recarga en Estación de Monitoreo Exterior a la cuenca

ANEXO IX: “Estimación de la Recarga y del Almacenamiento Específico a través del Análisis de Registros de Nivel Freático”

## LISTADO DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
1.1. Ubicación del área en estudio en la Provincia de Santa Fe	3
2.1. Ubicación de estaciones hidrometeorológicas	19
3.1. Mapa de Subregiones hidrogeológicas para la cuenca del río Caracarañá (Tomado de Santa Cruz y Silva Busso, 1999, pp: 469)	22
3.2. Marco geomorfológico del área de estudio (Tomado de Iriondo, 1992)	24
3.3. Unidades Geomorfológicas (Tomado de Kröhling, 1999)	26
3.4. Topografía e Hidrografía de la cuenca del río Caracarañá (Tomado de I.G.M., E:1.50.000)	27
3.5. Hidrografía de la cuenca del río Caracarañá	28
3.6. Ubicación del Gran Grupo Argiudol y Natracual en el mapa de suelos a escala 1:500.000	30
3.7. Mapa con diferentes Aptitudes de uso agrícola-ganadera en la cuenca	31
3.8. Pluviogramas típicos de la región de estudio (Período 1971-2000)	34
3.9. Isohietas medias anuales (en mm), para el período normal (1971-2000) en la cuenca del río Caracarañá	35
3.10. Isohietas medias (en mm) del período Octubre-Marzo (1971-2000) en la cuenca del río Caracarañá.	36
3.11. Isohietas medias (en mm) del período Abril-Septiembre (1971-2000) en la cuenca del río Caracarañá	36
4.1. Ubicación Perfiles Estratigráficos	38
4.2. Perfil Estratigráfico N° 1	39
4.3. Perfil Estratigráfico N° 2	39
4.4. Perfil Estratigráfico N° 3	40
4.5. Cota del piso del acuífero libre en la cuenca	40
4.6. Mapa equipotencial de la superficie freática (Tomado de Kreimer, 1966)	41
4.7. Perfil esquemático hidrogeológico regional	43
4.8. Ubicación de las estaciones de monitoreo en la cuenca del río Caracarañá	45
4.9. Esquema del recolector del agua de lluvia	46
4.10. Esquema del pozo de monitoreo	47
5.1. Esquema conceptual del balance de masa de agua	64

6.1 [(a-c)]. Test de tendencia en la precipitación [U( I ) vs. tiempo] y saltos en la media para la longitud total de los registros	76
(a) Rafaela	75
(b) Oliveros	75
(c) Marcos Juárez	76
6.2 [(a-c)]. Precipitación anual y valores medios de los períodos identificados mediante el tests de Mann y de los Desvíos Acumulados	
(a) Rafaela	76
(b) Oliveros	77
(c) Marcos Juárez	77
6.3 [(a-d)]. Test de tendencia en la precipitación [U(I) vs. tiempo] y saltos en la media durante el período 1970-2003	
(a) Rafaela	78
(b) Oliveros	78
(c) La Silesia	79
(d) Marcos Juárez	79
6.4 [(a-d)]. Precipitación anual 1970-2003 y valores medios de los períodos identificados mediante el tests de Mann y de los Desvíos Acumulados	81
(a) Rafaela	80
(b) Oliveros	80
(c) La Silesia	80
(d) Marcos Juárez	81
6.5 [(a-c)]. Test de tendencia en el nivel freático [U(I) vs. tiempo] y saltos en la media durante el período 1970-2003	83
(a) Rafaela	82
(b) Oliveros	82
(c) Marcos Juárez	83
6.6 [(a-c)]. Nivel Piezométrico Medio anual en el período 1970-2003 y valores medios de los períodos identificados mediante los tests de Mann y de los Desvíos Acumulados	84
(a) Rafaela	83
(b) Oliveros	84
(c) Marcos Juárez	84
6.7. Distribución espacial del primer autovector de la Precipitación	86
6.8. Distribución espacial del primer autovector del Nivel Freático	86
6.9. Distribución espacial del primer autovector de la Recarga	86
6.10. Representación de los autovalores de la PC1 de la matriz de correlación de la precipitación para el período 2000-2003	88

6.11 [(a)-(c)]. Representación de los pares degenerados definidos mediante el SSA de la <i>PCI</i> de la precipitación	89
(a) PCs1 y PCs2	88
(b) PCs3 y PCs4	88
(c) PCs5 y PCs6	89
6.12 [(a)-(c)]. Espectros correspondientes de los tres pares degenerados encontrados para la precipitación en el período 1970-2003	90
(a) Precipitación: Espectros PCs1 y PCs2	90
(b) Precipitación: Espectros PCs3 y PCs4	90
(c) Precipitación: Espectros PCs5 y PCs6	90
6.13 [(a)-(c)]. Reconstrucción de cada uno de los modos de oscilación de la precipitación del período 1970-2003	91
(a) Reconstrucción de la T-PCs1+T-PCs2 y Previsión hasta 2010. Precipitación	91
(b) Reconstrucción de la T-PCs3+T-PCs4 y Previsión hasta 2010. Precipitación	91
(c) Reconstrucción de la T-PCs5+T-PCs6 y Previsión hasta 2010. Precipitación	91
6.14. Reconstrucción de la <i>PC1</i> y tendencia a futuro de la precipitación	92
6.15. Representación de los autovalores de la <i>PCI</i> de la matriz de correlación del nivel freático para el período 1970-2003	93
6.16. Representación de la primera componente principal del SSA de la <i>PCI</i> del nivel freático, que corresponde a una tendencia	93
6.17 [(a)-(c)]. Representación de los pares degenerados definidos mediante el SSA de la <i>PCI</i> del nivel freático	94
(a) PCs2 y PCs3	94
(b) PCs4 y PCs5	94
(c) PCs7 y PCs8	94
6.18 [(a)-(c)]. Espectros correspondientes a los tres pares degenerados encontrados para el nivel freático en el período 1970-2003	95
(a) Nivel Freático: Espectros de la PCs2 y PCs3	94
(b) Nivel Freático: Espectros de la PCs4 y PCs5	95
(c) Nivel Freático: Espectros de la PCs7 y PCs8	95
6.19 [(a)-(c)]. Reconstrucción de cada uno de los modos de oscilación del nivel freático del período 1970-2003	96
(a) Reconstrucción de la T-PCs2+T-PCs3 y Previsión hasta 2010. Nivel Freático	96
(b) Reconstrucción de la T-PCs4+T-PCs5 y Previsión hasta 2010. Nivel Freático	96
(c) Reconstrucción de la T-PCs7+T-PCs8 y Previsión hasta 2010. Nivel Freático	96
6.20. Reconstrucción de la <i>PCI</i> del nivel freático y tendencia a futuro del mismo	97

6.21. Co-variabilidad de los campos de precipitación y nivel freático para el período 1970-2003	98
6.22. Co-variabilidad de los campos de precipitación y recarga anual para el período 1970-2003	99
6.23. Recta de regresión lineal entre anomalías de precipitación y nivel freático con un retardo de un año	100
6.24 [(a-e)]. Comportamiento de la precipitación anual con respecto a la normal durante el período 2000-2003	103
(a) Ea. San Jorge	102
(b) Ea. La Silesia	102
(c) Ea. Andino	102
(d) Oliveros	102
(e) Ea. García Fuentes	103
6.25. Comportamiento de la precipitación en las estaciones de monitoreo en el período de estudio 2000-2003	103
6.26. Comportamiento del nivel freático en las estaciones de monitoreo	104
6.27. Ubicación de los puntos censados en la cuenca con valor de la cota del nivel freático	105
6.28. Mapa isofreático de la cuenca del río Carcarañá	106
<b>* Figuras: Balance de agua en el suelo para las estaciones de monitoreo en la cuenca*</b>	
6.29. Precipitación, niveles observados y simulados en el período 2000-2003 en Ea. San Jorge	107
6.30. Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003 en Ea. San Jorge	108
6.31 [(a)-(d)]. Precipitación y recarga estacional en el período 2000-2003 en Ea. San Jorge	109
(a) Verano	109
(b) Otoño	109
(c) Invierno	109
(d) Primavera	109
6.32 [(a)-(b)]. Precipitación y recarga diaria y anual en el período 2000-2003 en Ea. San Jorge	110
(a) Precipitación y recarga diaria	105
(b) Precipitación y recarga anual	105
6.33. Precipitación, niveles observados y simulados en la Ea. La Silesia para el período 2000-2003	111
6.34. Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003 en Ea. La Silesia	111

6.35 [(a)-(d)]. Precipitación y recarga estacional en el período 2000-2003 en Ea. La Silesia	113
(a) Verano	112
(b) Otoño	112
(c) Invierno	112
(d) Primavera	113
6.36 [(a)-(b)]. Precipitación y recarga diaria y anual en el período 2000-2003 en Ea. La Silesia	113
(a) Precipitación y recarga diaria	113
(b) Precipitación y recarga anual	113
6.37. Precipitación, niveles observados y simulados en el período 2000-2003 en Ea. Andino	114
6.38. Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003 en Ea. Andino	115
6.39 [(a)-(d)]. Precipitación y recarga estacional en el período 2000-2003 en Ea. Andino	116
(a) Verano	115
(b) Otoño	116
(c) Invierno	116
(d) Primavera	116
6.40 [(a)-(b)]. Precipitación y recarga diaria y anual en el período 2000-2003 en Ea. Andino	117
(a) Precipitación y recarga diaria	117
(b) Precipitación y recarga anual	117
6.41. Precipitación, niveles observados y simulados en la Estación Oliveros en el período 2000-2003	118
6.42. Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003 en Estación Oliveros	114
6.43 [(a)-(d)]. Precipitación y recarga estacional en el período 2000-2003 en Estación Oliveros	119
(a) Verano	119
(b) Otoño	119
(c) Invierno	119
(d) Primavera	119
6.44 [(a)-(b)]. Precipitación y recarga diaria y anual en período 2000-2003 en Estación Oliveros	120
(a) Precipitación y recarga diaria	120
(b) Precipitación y recarga anual	120

**\* Figuras: Balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero\***

6.45. Precipitación, niveles observados y simulados en la Ea. San Jorge en el período 2000-2003	121
6.46. Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003 en Ea. San Jorge	122
6.47 [(a)-(d)]. Precipitación y recarga estacional en el período 2000-2003 en Ea. San Jorge	123
(a) Verano	122
(b) Otoño	123
(c) Invierno	123
(d) Primavera	123
6.48 [(a)-(b)]. Precipitación y recarga diaria y anual en el período 2000-2003 en Ea. San Jorge	124
(a) Precipitación y recarga diaria	124
(b) Precipitación y recarga anual	124
6.49. Precipitación, niveles observados y simulados en la Ea. La Silesia en el período 2000-2003	125
6.50. Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003 en Ea. La Silesia	125
6.51 [(a)-(d)]. Precipitación y recarga estacional en el período 2000-2003 en Ea. La Silesia	126
(a) Verano	126
(b) Otoño	126
(c) Invierno	126
(d) Primavera	126
6.52 [(a)-(b)]. Precipitación y recarga diaria y anual en el período 2000-2003 en Ea. La Silesia	127
(a) Precipitación y recarga diaria	127
(b) Precipitación y recarga anual	127
6.53. Precipitación, niveles observados y simulados en la Ea. Andino en el período 2000-2003	128
6.54. Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003 en Ea. Andino	129
6.55 [(a)-(d)]. Precipitación y recarga estacional para el período 2000-2003 en Ea. Andino	130
(a) Verano	129
(b) Otoño	129
(c) Invierno	129
(d) Primavera	130

6.56 [(a)-(b)]. Precipitación y recarga diaria y anual para el período 2000-2003 en Ea. Andino	130
(a) Precipitación y recarga diaria	130
(b) Precipitación y recarga anual	130
6.57[(a)-(c)]. Precipitación, niveles observados y simulados en la Estación Oliveros para tres ajustes en el período 2000-2003	131
(a) Primer ajuste	131
(b) Segundo ajuste	131
(c) Tercer ajuste	131
6.58. Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003 en Estación Oliveros	134
6.59 [(a)-(d)]. Precipitación y recargas estacionales en el período 2000-2003 en Estación Oliveros	135
(a) Verano	134
(b) Otoño	134
(c) Invierno	135
(d) Primavera	135
6.60 [(a)-(b)]. Precipitación y recarga diaria y anual en el período 2000-2003 en Estación Oliveros	135
(a) Precipitación y recarga diaria	135
(b) Precipitación y recarga anual	135
<b>* Figuras: Balance de masa del ión cloruro en la zona no saturada*</b>	
6.61. Comportamiento del nivel freático y concentración de cloruros en el agua de lluvia y del acuífero en el período 2000-2004 en Ea. San Jorge	137
6.62. Precipitación y recarga estimativa anual en Ea. San Jorge	138
6.63. Comportamiento del nivel freático y concentración de cloruros en el agua de lluvia y del acuífero en el período 2000-2004 en Ea. La Silesia	140
6.64. Precipitación y recarga estimativa anual en Ea. La Silesia	141
6.65. Comportamiento del nivel freático y concentración de cloruros en el agua de lluvia y del acuífero en el período 2000-2004 en Ea. Andino	142
6.66. Precipitación y recarga estimativa anual en Ea. Andino	143
<b>* Figuras: Modelo de flujo de agua subterránea*</b>	
6.67. Discretización en una malla bidimensional de la cuenca del río Carcarañá	148
6.68. Cuenca con los cursos superficiales como condición de borde	148
6.69. Conductividad hidráulica 5 m/d y recarga 110 mm/a	150
6.70. Conductividad hidráulica 5 m/d y recarga 60 mm/a	150
6.71. Conductividad hidráulica 10 m/d y recarga 110 mm/a	150

6.72. Recarga 60 mm/a (color azul), 40 mm/a (color verde) y 110 mm/a (color blanco)	151
6.73. Conductividad hidráulica 50m/d (color verde), 45 m/d (color azul) y 10 m/d (color blanco)	151
6.74. Ajuste en el sector este de la cuenca con diferentes recargas y conductividades	151
6.75. Zonificación de la recarga para la cuenca del río Carcarañá	152
6.76. Niveles simulados (color azul) y niveles observados (color rojo) y ubicación de las estaciones de monitoreo	152
6.77. Sector aguas abajo (este) de la cuenca. Curvas isofreáticas simuladas (color azul), curvas isofreáticas observadas (en color rojo), sistema hidrográfico (color celeste)	153
6.78. Resultado del balance de masas para la cuenca del río Carcarañá	153
6.79. Variación del error cuadrático medio (m) con la variación en la recarga (%)	154
6.80. Variación del error cuadrático medio (m) con la variación en la conductividad (%)	155
6.81. Variación del error cuadrático medio (m) con la variación en la conductividad (%).	155
6.82. Anomalía media entre niveles simulados y observados Vs. variación de la recarga, conductividad hidráulica y conductancia	156

*\* Figuras: Balance de agua en el suelo\**

7.1 [(a)-(d)]. Variación del error cuadrático medio (m) con los parámetros (%).	
(a) Ea. San Jorge	157
(b) Ea. La Silesa	158
(c) Ea. Andino	158
(d) Oliveros	159

*\*Figuras: Balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero\**

7.2 [(a)-(c)]. Variación del error cuadrático medio óptimo (m) en Ea. San Jorge	160
(a) Suelo	160
(b) Zona no saturada	160
(c) Acuífero	160
7.3 [(a)-(c)]. Variación del error cuadrático medio óptimo (m) en Ea. La Silesia	161
(a) Suelo	161
(b) Zona no saturada	161
(c) Acuífero	161
7.4 [(a)-(c)]. Variación del error cuadrático medio óptimo (m) en Ea. Andino	162
(a) Suelo	162
(b) Zona no saturada	162
(c) Acuífero	162

7.5 [(a)-(c)]. Variación del error cuadrático medio óptimo (m) en Oliveros	163
(a) Suelo	163
(b) Zona no saturada	163
(c) Acuífero	163
7.6 [(a)-(d)]. Etapa de validación para las estaciones de monitoreo en la cuenca Método balance de agua en el suelo.	165
(a) Ea. San Jorge	164
(b) Ea. La Silesa	165
(c) Ea. Andino	165
(d) Oliveros	165
7.7 [(a)-(d)]. Etapa de validación para las estaciones de monitoreo en la cuenca Método balance de agua suelo-zona no saturada-acuífero	167
(a) Ea. San Jorge	166
(b) Ea. La Silesa	166
(c) Ea. Andino	166
(d) Oliveros	167
7.8. Recargas anuales por el método de balance de agua en el suelo para las cuatro estaciones de la cuenca en el período 2000-2003	171
7.9. Recargas anuales por el método de balance de agua en el suelo-zona no satura- acuífero para las cuatro estaciones de la cuenca en el período 2000-2003	172
7.10 [(a)-(d)]. Tendencias entre niveles simulados y los niveles observados en el período 2000-2003. Métodos de balance de agua en el suelo y el balance de agua en el suelo-zona no saturada- acuífero	172
(a) Métodos de balance de agua en el suelo (Ea. San Jorge)	172
(b) Métodos de balance de agua en el suelo (Estación Oliveros)	172
(c) Método balance de agua en el suelo-zona no saturada- acuífero (Ea. San Jorge)	172
(d) Método balance de agua en el suelo-zona no saturada- acuífero (Estación Oliveros)	172
7.11 [(a)-(d)]. Precipitaciones y recargas anuales en el período 2000-2003, por el método de balance de agua en el suelo y el balance de agua en el suelo-zona no saturada y acuífero	173
(a) Ea. San Jorge	173
(b) Ea. La Silesa	173
(c) Ea. Andino	173
(d) Oliveros	173

7.12 [(a)-(d)]. Precipitación, nivel observado y recargas mensuales en las estaciones de monitoreo	174
(a) Ea. San Jorge	173
(b) Ea. La Silesia	174
(c) Ea. Andino	174
(d) Oliveros	174
7.13. Recargas por diferentes métodos en la Ea. San Jorge para el período 2000-2003	176
7.14. Recargas por diferentes métodos en la Ea. La Silesia para el período 2000-2003	176
7.15. Recargas por diferentes métodos en la Ea. Andino para el período 2000-2003	176
7.16. Recargas por diferentes métodos en Oliveros para el período 2000-2003	177
7.17. Variación de las recargas medias para el período 2000-2003 para los cuatro sitios de la cuenca y por los diferentes métodos	177

## **Anexo II**

- II.1. Ubicación de la Ea. San Jorge en el marco topográfico
- II.2. Ubicación de la Ea. San Jorge en el marco de una imagen Landsat
- II.3. Ubicación de la Ea. La Silesia en el marco topográfico
- II.4. Ubicación de la Ea. La Silesia en el marco de una imagen Landsat
- II.5. Ubicación de la Ea. Andino en el marco topográfico
- II.6. Ubicación de la Ea. Andino en el marco de una imagen Landsat
- II.7. Ubicación de la Estación Oliveros en el marco de una imagen Landsat
- II.8. Ubicación de la Ea. García Fuentes en el marco de una imagen Landsat

## **Anexo VIII**

- VIII.1. Precipitación, niveles observados y simulados en el período 2000-2003
- VIII.2. Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003
- VIII.3 [(a)-(d)]. Precipitación y recargas estacionales en el período 2000-2003
- VIII.4. Precipitación, niveles observados y simulados en el período 2000-2003
- VIII.5. Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003
- VIII.6 [(a)-(d)]. Precipitación y recargas estacionales para el período 2000-2003
- VIII.7. Comportamiento del nivel freático y concentración de cloruros en el agua de lluvia y del acuífero en el período 2000-2004
- VIII.8. Precipitación y recarga estimativa anual

## LISTADO DE TABLAS

Tabla	Página
2.1. Factores que influyen en la elección de la escala de tiempo para estimar la recarga	17
2.2. Aplicabilidad de cada método en la evaluación de la recarga	18
3.1. Subregiones hidrogeológicas	22
3.2. Estaciones seleccionadas y períodos de información simultánea de precipitación y nivel freático	33
3.3. Precipitación normal en milímetros en las estaciones seleccionadas para diferentes épocas del año, durante el período 1971-2000	34
4.1. Ubicación de las estaciones de monitoreo	46
5.1. Estaciones meteorológicas utilizadas en la caracterización climática	49
5.2. Estadísticos básicos de precipitación para el período 1970-2003	50
5.3. Estadísticos básicos del nivel freático para el período 1970-2003	51
5.4. Datos en las estaciones de monitoreo.	52
6.1. Cambios de tendencia y saltos en la media del nivel freático en el período 1970-2003	82
6.2. Primer autovector de la matriz de correlación de la precipitación y del nivel freático	85
6.3. Primer autovector de la matriz de correlación de la recarga	86
6.4. Autovalores de la Matriz y porcentajes de las varianzas asociadas a cada componente en forma decreciente de la precipitación	89
6.5. Autovalores de la Matriz y porcentajes de las varianzas asociadas a cada componente en forma decreciente del nivel freático	92
6.6. Fracción de covariancia al cuadrado (SCF) entre modos y correlación entre las series temporales ( r ), de precipitación y nivel freático	98
6.7. Fracción de covariancia al cuadrado (SCF) entre modos y correlación entre las series temporales (r), de precipitación y recarga anual	99
<b>* Balance de agua en el suelo</b>	
6.8. Magnitudes de precipitación, recarga y porcentaje con respecto a la precipitación en Ea. San Jorge	108
6.9. Magnitudes de precipitación, recarga y porcentaje con respecto a la precipitación en Ea. La Silesia	111
6.10. Magnitudes de precipitación, recarga y porcentaje con respecto a la precipitación en Ea. Andino	115

6.11. Magnitudes de precipitación, recarga y porcentaje con respecto a la precipitación en Estación Oliveros	118
<b>* Balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero</b>	
6.12. Magnitudes de precipitación, recarga y porcentaje con respecto a la precipitación en Ea. San Jorge	122
6.13. Magnitudes de precipitación, recarga y porcentaje con respecto a la precipitación en Ea. La Silesia	125
6.14. Magnitudes de precipitación, recarga y porcentaje con respecto a la precipitación en Ea. Andino	128
6.15. Valores totales de la escorrentía, evapotranspiración real, recarga y su porcentaje asociado a la precipitación en Estación Oliveros	133
6.16. Valores medios de la escorrentía, evapotranspiración real, recarga y su porcentaje asociado a la precipitación en Estación Oliveros	133
6.17. Precipitación, recarga y su porcentaje asociado a la precipitación para los tres ajustes en Estación Oliveros	133
6.18. Valores de la precipitación. Cloruro en el acuífero y de la precipitación y profundidad del nivel freático para el período de observaciones 2000-2004 en Ea. San Jorge	137
6.19. Precipitación y valores indicativos de la recarga y de su porcentaje asociado a la precipitación anual en Ea. San Jorge	138
6.20. Precipitación, concentración de cloruro de la lluvia, concentración de cloruro del acuífero, recarga y profundidad del nivel freático para el período 2000-2003 en Ea. San Jorge	138
6.21. Valores de la precipitación. Cloruro en el acuífero y de la precipitación y profundidad del nivel freático para el período de observaciones 2000-2004 en Ea. La Silesia	139
6.22. Precipitación y valores indicativos de la recarga y de su porcentaje asociado a la precipitación anual en Ea. La Silesia	140
6.23. Precipitación, concentración de cloruro de la lluvia, concentración de cloruro del acuífero, recarga y profundidad del nivel freático para el período 2000-2003 en Ea. La Silesia	141
6.24. Valores de la precipitación. Cloruro en el acuífero y de la precipitación y profundidad del nivel freático para el período de observaciones 2000-2004 en Ea. Andino	142
6.25. Precipitación y valores indicativos de la recarga y de su porcentaje asociado a la precipitación anual en Ea. Andino	143
6.26. Precipitación, concentración de cloruro de la lluvia, concentración de cloruro del acuífero, recarga y profundidad del nivel freático para el período 2000-2003 en Ea. Andino	143
6.27. Parámetros adoptados para estimar las conductancias de los cursos superficiales	148

6.28. Conductancias adoptadas para los cursos superficiales	149
7.1. Precipitación y Recarga por los Métodos del Balance de suelo (B.Suelo); suelo-zona no saturada-acuífero (V.Balan); Balance de cloruros (B. Cl) y por el modelo Modflow en Ea. San Jorge	169
7.2. Precipitación y Recarga por los Métodos del Balance de suelo (B.Suelo); suelo-zona no saturada-acuífero (V.Balan); balance de cloruros (B. Cl) y por el modelo Modflow en Ea. La Silesia	170
7.3. Precipitación y Recarga por los Métodos del Balance de suelo (B.Suelo); suelo-zona no saturada-acuífero (V.Balan); balance de cloruros (B. Cl) y por el modelo Modflow en Ea. Andino	170
7.4. Precipitación y Recarga por los Métodos del Balance de suelo (B.Suelo); suelo-zona no saturada-acuífero (V.Balan); balance de cloruros (B. Cl) y por el modelo Modflow en Oliveros	170
7.5. Coeficiente de variación anual para la precipitación y la recarga para los dos métodos de balance	171
8.1. Errores obtenidos de los resultados de los dos balances de agua	184

## **ANEXO VIII**

### *\* Balance de agua en el suelo*

VIII.1. Precipitación, recarga y su porcentaje asociado a la precipitación en el período 2000-2003

### *\* Balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero*

VIII.2. Precipitación, recarga y su porcentaje asociado a la precipitación en el período 2000-2003

### *\* Balance de masa del ión cloruro en la zona no saturada*

VIII.3. Valores de la precipitación, Cloruro en el acuífero y de la precipitación y profundidad del nivel freático en el período de observaciones 2000-2004

VIII.4. Precipitación y valores indicativos de la recarga y de su porcentaje asociada a la precipitación anual

VIII.5. Precipitación, concentración de cloruro de la lluvia, concentración de cloruro del acuífero, recarga y profundidad del nivel freático en el período 2000-2003

## RESUMEN

Es de conocimiento que el clima juega un rol muy importante en el control de la recarga, por ello se propuso investigar este rol en el contexto de la variabilidad climática, donde este concepto incluye la variación de la variabilidad de los estados climáticos individuales.

Al presente, no se han abordado en el ámbito provincial ni se conocen experiencias similares en otras regiones de investigaciones que integren la variabilidad climática con la respuesta del acuífero a nivel regional. Generalmente se ha utilizado un análisis simple de correlación entre la precipitación y el nivel freático por ejemplo, que no es indicativo de la variabilidad climática como se plantea aquí. Por ello en esta tesis se ha trabajado a paso de tiempo climático, demostrando el grado de acople de los campos a escala regional de la precipitación-nivel freático por un lado, y el de precipitación-recarga al acuífero por el otro.

Por lo mencionado el objetivo propuesto fue “dilucidar cuál es la vinculación regional entre la variabilidad climática y la respuesta del acuífero libre, entendida ésta como la recarga por precipitaciones pluviales en el ámbito de la cuenca del río Carcarañá en la Provincia de Santa Fe en una superficie aproximada de 4700 km<sup>2</sup>. Encontrada la misma, se estimará cuantitativamente la recarga natural al acuífero libre debido a la lluvia a través de aplicación de diferentes metodologías y se observará la bondad de las estimaciones efectuadas”.

Las técnicas estadísticas utilizadas pertenecen a una categoría de análisis llamado “Análisis Exploratorio” donde la pretensión de éstas es sumarizar las características de un campo, discriminado entre la señal de interés y los procesos no relacionados o ruido, mediante conjuntos de datos multivariados, esto es, variando en el espacio y en el tiempo. Se utilizaron métodos estadísticos no paramétricos (test de Mann, de desvíos acumulados y de Worsley), análisis por componentes principales (PCA), análisis espectral singular (SSA) y análisis espectral (SA), así como una descomposición por valores singulares (*SVD*) de campos acoplados para la variabilidad de la precipitación, el nivel freático y la recarga. Posteriormente, para la determinación de la recarga al acuífero libre por precipitaciones se aplicaron métodos específicos que puedan reflejar a la variabilidad climática como los balances de masas de agua (en el suelo; y en el suelo-zona no saturada-acuífero) y el balance de masa del ión cloruro en la zona no saturada. Además se utilizó el modelo de flujo de agua subterránea (Modflow) en estado estacionario.

En primer lugar se comprobó a escala regional la correlación espacio-temporal de los campos de la precipitación con el nivel freático y la recarga natural al acuífero utilizando las series de ambas variables en el periodo simultáneo 1970-2003.

Comprobado el grado de correspondencia entre variabilidad climática y la respuesta del acuífero libre, se analizaron posibles herramientas de predicción y diagnóstico del comportamiento del mismo a futuro con un horizonte hasta siete años que contempla la escala local y regional.

Los resultados logrados mediante el análisis del período 1970-2003 con información de la precipitación y nivel freático en la escala temporal de la variabilidad climática, demostraron que los campos de precipitación y nivel freático se corresponden espacialmente y que tienen un comportamiento en el tiempo casi idéntico en la cuenca del río Carcarañá (el campo de la precipitación como el del nivel freático tienen idénticos modos de oscilación 8.0,

4.8 y 3.0 años). La reconstrucción de cada uno de los modos de oscilación permitió establecer por suma de los tres, la tendencia estadística de las anomalías de la precipitación en la región cuya naturaleza cíclica de las reconstrucciones implican predictabilidad. La reconstrucción de la tendencia, más cada uno de los modos de oscilación del nivel freático del período 1970-2003, permitieron establecer por suma la tendencia estadística de las variaciones de nivel freático en la región, cuya naturaleza cíclica de las reconstrucciones también implican predictabilidad excepto en el caso de ocurrencia de un fenómeno EL NIÑO de características extraordinarias en intensidad o duración. Cuantitativamente la correlación entre los campos de precipitación y la respuesta del nivel freático a través de un *SVD* dió un coeficiente de correlación 0.79 con un retardo de un año, mientras que los modos de los campos de precipitación y recarga arrojaron un coeficiente de correlación de 0.84 también con un retardo de un año. Ambos coeficientes señalan la buena correspondencia entre las variables lo que indica que pueden ser aceptables los resultados obtenidos y donde evidentemente, la respuesta del sistema acuífero está asociado a la recarga que recibe debido a la lluvia.

Asimismo se centró el estudio en el período donde se generó información pluviométrica y freaticométrica específica a partir de julio 2000 a agosto del 2004, donde se aplicaron los métodos mencionados para estimar la recarga por lluvia en cuatro estaciones de la cuenca ubicadas al oeste, centro, noreste y sureste de la misma. Durante el período 2000/03 se mostró la similitud en las tendencias entre los niveles freáticos calculados con los observados para las estaciones de monitoreo a través de los dos métodos de balances de agua. Ello indica de manera general, que el escenario hidroclicmático durante este período se reprodujo a través de la respuesta del acuífero. El método de *balance de cloruros* arrojó valores medios de recarga que son orientativos de tasas de recargas medias esperables. El *modelo de flujo de agua subterránea* reflejó la variabilidad espacial de la recarga neta en la cuenca con magnitudes aceptables de recargas globales.

La reconstrucción de las series de la *PCI de la precipitación y del nivel freático* permitieron inferir que estadísticamente es esperable un descenso de la precipitación de 170 mm por año desde fines del 2003 hasta fines del 2005 y a partir de aquí la precipitación anual debería aumentar a una tasa anual de 80 mm por año hasta el 2007, para decaer levemente a partir de este año a razón de 40 mm por año hasta la fecha límite de la previsión. Como así también para el nivel freático se encontró que estadísticamente a partir de fines del 2003 y hasta fines del 2005 el nivel freático debería descender a razón de 0.60 m/año, para recuperar 0.65 m por año desde 2006 hasta 2009 para luego descender levemente en el último año.

Los estudios realizados señalan que el acuífero libre tiene oscilaciones internas que describen su comportamiento y están moduladas, algo que no ocurre tan marcadamente con la precipitación y en consecuencia la contribución de cada señal dependerá también de esa modulación.

Con los resultados de esta tesis, se espera haber contribuido al conocimiento de las relaciones atmósfera-acuífero a una escala regional, pudiéndose de esta manera aceptar la posibilidad de la previsión de las tendencias de cada campo a un cierto horizonte temporal futuro, donde el comportamiento de la recarga en el tiempo es correlacionable con la variabilidad climática y sus magnitudes indicativas de lo que puede ser esperable.

## SUMMARY

It is well-known that the climate plays a significant role in the control of groundwater recharge. Therefore, the investigation was focussed on this particular role in the context of climatic variability, where this concept includes the variation of variability in individual climatic states.

At present, no other similar experiences are known to have been undertaken, either in the provincial sphere or in any other field of investigation, which integrate the climatic variability with the aquifer response at the regional level. On the whole, it has been used a simple analysis of correlation between precipitation and water table level, for example, which is not indicative of climatic variability as it is dealt in this work. Therefore, in this thesis we have worked on the basis of climatic time, demonstrating the matching degree of the fields to the regional scale of precipitation-water table level on the one hand, and precipitation-aquifer recharge on the other.

Therefore, the proposed goal was “to elucidate which is the regional link between climatic variability and the response of the unconfined aquifer, which is considered as the recharge due to rainfall in the Carcarañá River basin in Santa Fe Province, covering an approximate surface of 4,700 km<sup>2</sup>. This link having been found, the natural recharge of the unconfined aquifer due to rainfall was quantitatively estimated through the application of different methodologies, and the goodness of the performed estimations will be observed”.

The statistical techniques used belong to a category of analysis called “Exploratory Analysis”, whose aim is to summarise the characteristics of a field, discriminated between the signal of interest and the non-related processes or noise. Non-parametric statistical methods were used (tests of Mann, of the Accumulated Deviations and of Worsley), Principal Components Analysis (PCA), Singular Spectral Analysis (SSA) and Spectral Analysis (SA), in addition to a Singular Values Decomposition (SVD) of coupled fields for the variability of precipitation, water table level and recharge. As regards the recharge of the unconfined aquifer by precipitation, it was quantitatively estimated by the application of specific methods which would be able to reflect the climatic variability, like the water mass balance (in the soil and in the soil-unsaturated-zone and unconfined aquifer) and the chloride ion mass balance in the aquifer. Besides, the groundwater flow model Modflow was used in a stationary state. First of all, the spatial-temporal correlation was proved between the precipitation fields and the water table level and the natural aquifer recharge on a regional scale, by using the series of both variables in the simultaneous period 1970-2003.

Having proved the degree of correspondence between the climatic variability and the response of the unconfined aquifer, potential prediction and diagnosis tools were considered to analyse its future behaviour in 7 years' ahead, which would contemplate the local and regional scale.

The results obtained by analysing the period 1970-2003, with the precipitation and water table level data on the temporal scale of climatic variability, demonstrated that the precipitation and water table level fields correspond to each other spatially and have an almost identical behaviour in time in the Carcarañá River basin (the precipitation field as well as the water table level field have identical oscillation modes 8.0, 4.8 and 3.0 years). The reconstruction of each oscillation mode enabled to establish, by adding the three of them, the statistical trend of precipitation anomalies in the region, whose cyclic nature of reconstruction

imply predictability. The trend reconstruction, in addition to each mode of water table level oscillation in the period 1970-2003, permitted to establish, by their addition, the statistical trend of the water table level variations in the region, whose cyclic nature of reconstruction also imply predictability, except in the case of occurrence of EL NIÑO phenomenon with extraordinary characteristics in intensity or duration. Quantitatively, the correlation between the precipitation fields and the response of the water table level by means of a SVD provided a correlation coefficient of 0.79 with a lag of a year, while the modes of the precipitation and recharge fields gave a correlation coefficient of 0.84, with a similar lag of a year. Both coefficients show the good correspondence between the variables, which indicates that the results obtained can be acceptable and that, evidently, the response of the aquifer system is associated to the recharge due to rainfall.

Besides, the study was centred in the period when the specific precipitation and water table data were generated, from July 2000 to August 2004, and when the before mentioned methods were applied to estimate the recharge by rainfall at four gauging stations located in the west, centre, northeast and southeast of the basin. During the period 2000/03 it was shown the similarity in the trends between the observed and estimated water table levels at the gauging stations, by the application of the two methods of water balance. In general this indicates that the hydroclimatic context during this period was the product of the unconfined aquifer response. The method of balance of chlorides showed mean values of recharge that are indicative of expected rates of mean recharges. The groundwater flow model reflected the spatial variability of the recharge in the basin with acceptable magnitudes of global recharges.

The series reconstruction of PC1 of precipitation and water table level enabled to infer that it is statistically expected a precipitation decrease of 170 mm a year from late 2003 to the end of 2005. Since then, the annual precipitation should increase at an annual rate of 80 mm per year until 2007, and afterwards, it should slightly fall at a rate of 40 mm a year until the predicted deadline. As well as this, the water table level should statistically decrease at a rate of 0.60 m/year from the end of 2003 to the end of 2005, recovering 0.65 m/year from 2006 to 2009, with a slight fall in the last year.

The studies performed show that the unconfined aquifer has internal oscillations which describe its behaviour and are modulated, which is not so noticeably observed in precipitation. Therefore, each signal's contribution will also depend on this modulation.

The results of this thesis will hopefully contribute to the knowledge of the atmosphere-aquifer relationship on a regional scale, thus accepting the possibility of tendency forecast of each field over a future temporal horizon, where the recharge behaviour in time is correlated to the climatic variability and its magnitudes indicate what could be expected.

## RESUMO

É sabido que o clima desempenha um papel muito importante no controle da recarga, por isso se propôs pesquisar este papel no contexto da variabilidade climatológica, onde este conceito inclui a variação da variabilidade dos estados climatológicos individuais.

Até hoje, não se tem abordado, no âmbito estadual, nem se conhecem experiências semelhantes em outras regiões de pesquisas que integrem a variabilidade climatológica com a resposta do aquífero a nível regional. Geralmente tem se utilizado uma análise simples da correlação entre a precipitação e o nível freático, por exemplo, que não é indicativo da variabilidade climatológica como se estabelece aqui. Por isso nesta tese trabalhou-se a passo de tempo climatológico, demonstrando o grau de entrosamento dos campos a escala regional da precipitação- nível freático por um lado e o de precipitação-recarga no aquífero por outro.

Pelo dito, o objetivo proposto foi “elucidar qual é a vinculação regional entre a variabilidade climatológica e a resposta do aquífero livre, entendida esta, como a recarga por precipitações pluviais no âmbito da bacia do rio Carcarañá no estado de Santa Fe, em uma superfície aproximada de 4700 Km<sup>2</sup>. Encontrada a mesma, avaliou-se quantitativamente a recarga natural ao aquífero livre devido à chuva através da aplicação de diversas metodologias e observar-se-á a bondade das avaliações efetuadas.”

As técnicas estatísticas utilizadas pertencem a uma categoria de análise chamado de “Análise Exploratória” onde a pretensão destas é resumir as características de um campo discriminado entre o sinal de interesse e os processos não relacionados ou ruídos, através de conjuntos de dados multivariados, isto é, variando no espaço e no tempo. Utilizaram-se métodos estatísticos não paramétricos (teste de Mann, de desvios acumulados e de Worsley), análises por componentes principais (PCA), análise espectral singular (SSA) e análise espectral (SA), assim como uma decomposição por valores singulares (SVD) de campos acoplados para a variabilidade da precipitação e do nível freático e a recarga. Posteriormente para a determinação da recarga ao aquífero livre por precipitações se aplicaram métodos específicos que possam refletir a variabilidade climatológica como os balanços de massas de água (no solo; e no solo-zona não saturada-aquífero) e o balanço do íon cloruro no aquífero. Além disso utilizou-se o modelo de fluxo de água subterrânea (Modflow) em estado estacionário.

Em primeiro lugar se verificou a escala regional, a correlação espaço-temporal dos campos da precipitação com o nível freático e a recarga natural do aquífero as séries de ambas variáveis no período simultâneo 1970- 2003.

Comprovado o grau de correspondência entre variabilidade climatológica e a resposta do aquífero livre, analisaram-se possíveis ferramentas de predição e diagnóstico do comportamento do mesmo no futuro com um horizonte até de sete anos que considera a escala local e regional.

Os resultados obtidos através da análise do período 1970-2003 com informação da precipitação e do nível freático na escala temporal da variabilidade climatológica, demonstrou-se que os campos de precipitação e o nível freático se correspondem espacialmente e que têm um comportamento no tempo quase idêntico na bacia do Rio

Carcarañá (o campo de precipitação como o do nível freático têm idênticos modos de oscilação 8.0, 4.8 e 3.0 anos) A reconstrução de cada um dos modos de oscilação permitiu estabelecer por somatória dos três, a tendência estatística das anomalias da precipitação na região cuja natureza cíclica das reconstruções também supõem previsibilidade. A reconstrução da tendência, mais cada um dos modos de oscilação do nível freático do período 1970-2003 permitem estabelecer por somatório a tendência estatística das variações de nível freático na região cuja natureza cíclica das reconstruções também supõem previsibilidade, ressalvado o caso de ocorrência de um fenômeno EL NIÑO de características extraordinárias quanto intensidade como duração. Quantitativamente a correlação entre os campos de precipitação e a resposta do nível freático através de um SVD deu um coeficiente de correlação 0.79 com um retardamento de um ano, enquanto os modos dos campos de precipitação e recarga deram um coeficiente de correlação de 0.84 também com um retardamento de um ano. Ambos coeficientes assinalam a boa correspondência entre as variáveis o que indica que podem ser aceitáveis os resultados obtidos e onde evidentemente, a resposta do sistema aquífero está associado à recarga que recebe devido à chuva.

Contudo se centrou o estudo no período onde se gerou informação pluviométrica e freaticométrica específica a partir de julho de 2000 até agosto de 2004, onde se aplicaram os métodos mencionados para estabelecer a recarga por chuva em quatro estações da bacia localizadas ao oeste, centro, noroeste e sudeste da mesma. Durante o período 2000/03 mostrou-se a semelhança nas tendências entre os níveis freáticos calculados com os observados para as estações de monitoração através dos dois métodos de balanços de água. Isso indica de modo geral, que o cenário hidroclimatológico durante este período se reproduziu através da resposta do aquífero. O método do balanço de cloruros deu valores médios de recarga que são orientadores de taxas de recargas média esperadas. O modelo de fluxo de água subterrânea refletiu a variabilidade espacial da recarga na bacia com magnitudes aceitáveis de recargas globais.

A reconstrução das séries da PC1 da precipitação e do nível freático permitiram inferir que estatisticamente se espera uma descida da precipitação de 170 mm por ano desde fins de 2003 até finais de 2005 e a partir daqui a precipitação anual deveria a uma taxa anual de 80 mm por ano até 2007, para decair levemente a partir deste ano a razão de 40 mm por ano até a data limite da previsão. Como assim também para o nível freático se encontrou que estatisticamente a partir de fins de 2003 e até finais de 2005 o nível freático deveria descer a razão de 0,60 m/ ano, para recuperar 0,65 m por ano desde 2006 até 2009 para depois descer levemente neste último ano.

Os estudos feitos assinalam que o aquífero livre tem oscilações internas que descrevem seu comportamento e estão moduladas, o que não acontece de forma tão marcante com a precipitação, e em consequência a contribuição de cada sinal vai depender também dessa modulação.

Com os resultados desta tese, espera-se contribuir ao conhecimento das relações atmosfera-aquífero a uma escala regional, podendo-se desta maneira aceitar a possibilidade da previsão das tendências de cada campo para um certo horizonte temporal futuro, onde o comportamento da recarga no tempo é correlativo com a variabilidade climatológica e suas magnitudes indicadoras daquilo que se pode esperar.

## 1.- MOTIVACIÓN

El sistema subterráneo y el clima se relacionan a través del ciclo hidrológico, el cual es en sí mismo parte del sistema climático. Como este sistema no es estático, integra la variabilidad meteorológica local y los datos de niveles freáticos representan datos climáticos filtrados debido al tránsito de la recarga por la zona no saturada. Por ello, el presente trabajo se planteó con el anhelo de poder *contribuir al conocimiento de la relación “clima-respuesta del acuífero”* en un ambiente de llanura.

En la Provincia de Santa Fe, el agua subterránea es compartida por una numerosa comunidad de usuarios sin ningún tipo de legislación y control, *-cuyo objetivo común es cubrir la demanda-*, que genera conflictos de intereses que se acentúan en períodos de sequías. Así, se enfatizó la certeza de que *el manejo del agua, especialmente la subterránea debe realizarse integrado al clima*, quien hace sentir sus impactos tanto a nivel local como regional.

De esta manera, se pretende incursionar en una temática hasta el momento no explorada en nuestro territorio: incorporar la vinculación dinámica de la variabilidad climática a escala regional con la recarga natural por precipitaciones pluviales al acuífero libre. Los antecedentes en el tema son escasos a nulos, y se trata de una de las regiones donde el clima muestra significativas correlaciones con lo que ocurre en el Océano Pacífico Tropical y otras regiones oceánicas del planeta.

Ello colaborará a generar conciencia en pos de la formulación de políticas adecuadas para el manejo del agua dentro del contexto de la variabilidad climática, que sin duda se proyectarán social y económicamente a toda la región.

El área de estudio pertenece al tramo inferior de la denominada “Cuenca del río Carcarañá”, que atraviesa de oeste a este la Provincia de Santa Fe con una superficie aproximada de 4.700 km<sup>2</sup>.

## **1.1 Objetivo**

El objetivo de la presente investigación consiste en:

“Dilucidar cuál es la vinculación regional entre la variabilidad climática y la respuesta del acuífero libre, entendida ésta como la recarga por precipitaciones pluviales en el ámbito de la cuenca del río Carcarañá. Encontrada la misma, se estimará cuantitativamente la recarga natural al acuífero libre debido a la lluvia a través de la aplicación de diferentes metodologías, y se observará la bondad de las estimaciones efectuadas.”

## 1.2 Ubicación Geográfica del Área de Estudio

El área de aportes de la cuenca del río Carcarañá se desarrolla a lo largo de las provincias de San Luis, Córdoba, La Pampa y atraviesa en su tramo inferior a la provincia de Santa Fe, en la zona centro sur, siendo el límite oeste la provincia de Córdoba y el límite este, el río Paraná.

En territorio santafesino abarca una superficie de suma importancia productiva de 8.000 Km<sup>2</sup>, de los cuales 4.700 Km<sup>2</sup> corresponden al área de estudio. Esta porción de la cuenca se emplaza entre los 32° 26' y 33° 20' de Latitud Sur y los 62° 04' y 60° 36' de Longitud Oeste formando parte los Departamentos Belgrano e Iriondo al norte del río Carcarañá y Caseros y San Lorenzo al sur del mismo, (Figura 1.1).

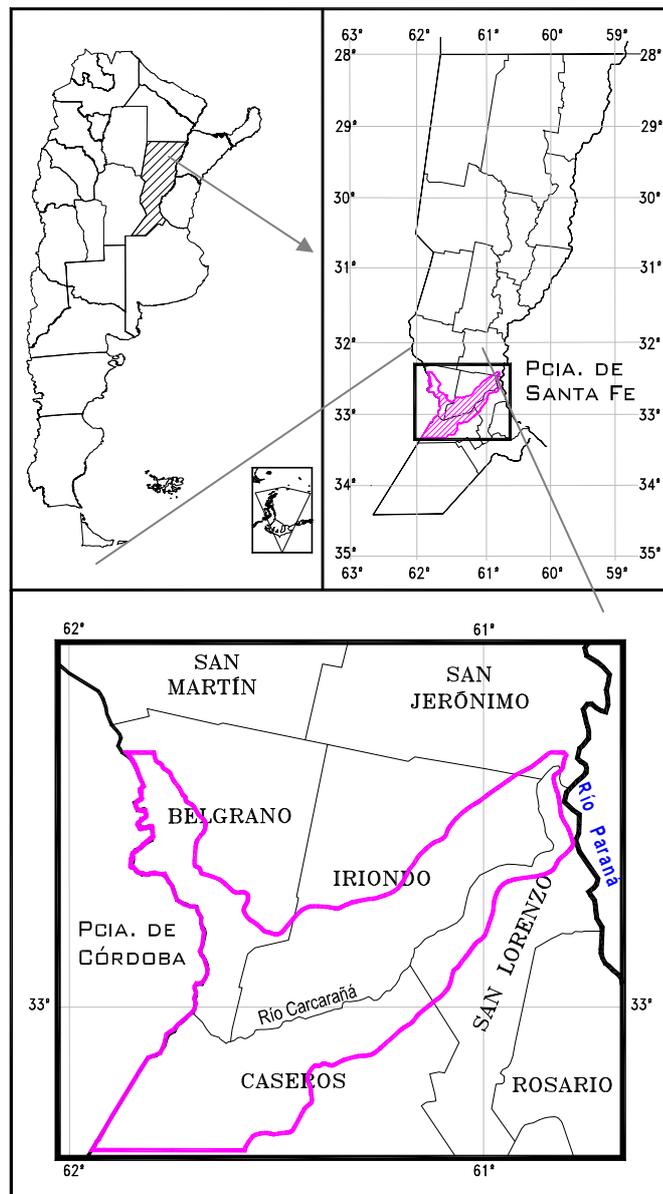


Figura 1.1. Ubicación del área en estudio en la Provincia de Santa Fe

### 1.3 Introducción

Es conocido que la variabilidad de la precipitación produce variabilidad en el comportamiento del acuífero libre. Lluvias abundantes provocan la recarga al acuífero libre y sequías generan la profundización de sus niveles.

El análisis de la información hidrológica histórica y la información relacionada a las fluctuaciones climáticas está estrechamente vinculado con el estudio de series muy largas de datos temporales, ambas con vistas a identificar y analizar variaciones en el comportamiento del sistema hidrológico. Sin embargo, la realidad muestra que el análisis de series temporales de datos hidrológicos e índices está confinado a series de datos que normalmente no se extienden más allá de los 100 años.

Así es que uno de los propósitos de este trabajo es mejorar el conocimiento de la variabilidad hidrológica del acuífero libre en el contexto de la variabilidad climática. De esta manera el sistema acuífero, con dinámica y características que lo particularizan, *no puede desvincularse del ciclo hidrológico*, principalmente cuando en la región las precipitaciones aumentaron y su distribución anual es algo diferente a la histórica con el consiguiente impacto en la recarga natural al acuífero.

El presente trabajo involucra la escala temporal del tiempo atmosférico y de la variabilidad climática, por lo que se consideró apropiado hacer una ampliación aclaratoria acerca de algunas definiciones y términos meteorológicos, que por ser ampliamente usados no son siempre coincidentes. En primer lugar es dable comenzar con la definición de “tiempo” y “clima”; ya que un número extenso de definiciones de estos términos han sido propuestos en distintas épocas y, de esta manera, para evitar la confusión y asegurar la uniformidad se usan las siguientes definiciones aceptadas por la Organización Meteorológica Mundial:

*El “Tiempo”* está asociado con el estado completo de la atmósfera en un instante particular y con la evolución de ese estado a través de la generación, crecimiento y decaimiento de las perturbaciones individuales.

*El “Clima”* es la síntesis del “tiempo” en la totalidad de un período, básicamente bastante largo para establecer un conjunto de propiedades estadísticas (media aritmética, varianza, probabilidades de eventos extremos, etc.) y es ampliamente independiente de cualquier estado instantáneo.

El concepto de variabilidad climática también fue fundamental para el propósito del trabajo. El Comité Norteamericano para el Global Atmospheric Research Programme (GARP) en 1975 definió a:

La “*Variabilidad*” como la variación entre un número de estados climáticos del mismo tipo. Ellos hablaron, por ejemplo, de la variabilidad mensual, estacional, anual o decádica. Incidentalmente esta definición de variabilidad climática incluye la variación de la variabilidad de los estados climáticos individuales.

En 1979 durante la Conferencia Mundial del Clima F. K. Hare, discutió la diferencia entre los conceptos de variabilidad y cambio (WMO (1979), Publication No. 537, pp. 51-87), y advirtió que “*antes que surja el problema de un posible cambio climático los climatólogos adoptaron la práctica de construir los estimadores mencionados de estadísticas*

de características climáticas para períodos de referencia de 30 años. Estos fueron calculados cada 10 años (ej.: 1921-50, 1931-60, 1941-70, etc.). Se encontró que ocurrieron pequeñas diferencias entre estos períodos de referencia sucesivos. Tales diferencias aparecen a causa del carácter extremadamente variable del comportamiento climático. Ellas pueden ser consideradas como ruido climático y su ocurrencia no indica un cambio climático real. La “Variabilidad Climática” es tratada como la variabilidad interna característica del período de referencia”. Y agregó: “Pero la mayor cuestión después de la Conferencia es la posibilidad de una “variación” climática real, o “cambio” (el último término es aplicado como una regla a las máximas variaciones y a variaciones de muy largo término para las cuales una causa definida puede ser atribuida). Tal variación o cambio mostrará por sí misma diferencias reales entre períodos de referencia, más largos que aquellos asociados con el ruido climático. El principal problema es encontrar evidencias para tales variaciones”.

De lo expuesto precedentemente también se presentan a continuación las siguientes definiciones de “fluctuación climática” y “variabilidad climática”.

“*Fluctuación Climática*” es una inconsistencia climática que consiste en una forma cualquiera de cambio sistemático, sea regular o irregular, excepto tendencias y discontinuidades.

“*Variabilidad Climática*” incluye los extremos y las diferencias de valores mensuales, estacionales y anuales con el valor climatológicamente esperado (media temporal). Las diferencias son normalmente llamadas anomalías.

Las definiciones enunciadas se consideran inicialmente como criterios de significación estadística e implica, de forma más amplia, que el clima se ve como un proceso que no es estacionario en una escala de tiempo larga, pero puede ser aproximado por un proceso estacionario en una escala de tiempo más corta (de unas pocas décadas). Dentro de esta escala de tiempo más corta, se considera en consecuencia apropiado hablar de “Climas Normales” representando las tendencias centrales alrededor de las cuales el clima fluctúa. Estas fluctuaciones son las que constituyen la variabilidad climática.

La principal característica climática de la región de estudio en las últimas décadas es la alternancia de fluctuaciones climáticas que ocasionaron graves inundaciones y/o sequías que repercutieron en forma negativa sobre la economía local. El tiempo de paso de un período de excesos hídricos a uno de escasez y viceversa puede ser muy corto, pero excepto que haya acumulaciones hídricas en superficie (inundaciones) los déficits en las precipitaciones también comprometen a la economía regional.

El aumento generalizado en los montos de la precipitación anual, a partir de los años '50, parece haber aventado el riesgo de las sequías, pero la modificación del régimen intra-anual de la precipitación ha generado riesgos estacionales que impactaron al sistema subterráneo.

Una muestra de ello quedó expresado en artículos periodísticos provenientes del diario “El Litoral” de la ciudad de Santa Fe, que acentuaron el interés por el inicio de este trabajo, como son los siguientes: “*La prolongada sequía que padece el centro-oeste de Santa Fe ya habría provocado pérdidas por unos 200 millones de dólares a los productores de la región, (12-03-97); “Estado de desastre por la sequía (18-06-97); “Un período de incertidumbre*

climática, como denominan los expertos, se producirá entre el 25 de este mes y el 15 de julio y, probablemente, allí se defina el futuro del año agrícola santafesino, (25-06-97)”; “Se piden una serie de medidas urgentes para afrontar la crítica situación en que la sequía colocó a la región pampeana, (03-07-97)”; “Hay 1300 productores en estado de desastre (28/08/97)”; “Riego insisten en una legislación integral -(14-09-97)- El riego complementario se está transformando en una importante alternativa para asegurar la producción agrícola en algunas regiones del país. El consejo Regional norte de Buenos Aires y sur de Santa Fe de la Federación Agraria Argentina, se refirió a la creciente actividad del riego en la zona, y calificó como anárquica la forma en que se aplican las nuevas tecnologías. La entidad ruralista indicó que se permite inferir un alto riesgo de agotamiento o drástica reducción de los acuíferos y una apreciable disminución de los volúmenes de agua para consumo de la población en algunas localidades. Señaló además, que la multiplicación de perforaciones se va transformando en una fuente de litigio entre productores vecinos, además de no realizarse determinaciones previas sobre cantidad y calidad del agua”; “Amplio avance en las técnicas de riego (22-11-97), los productores consultados coincidieron en admitir la importancia que está alcanzando la técnica del riego en nuestra zona, donde ya se observan inversiones de importancia. Con la sequía de 18 meses comprar equipamientos para riego, no es un gasto sino una inversión”; “El Gobierno prorrogó la emergencia agropecuaria hasta el 31 de marzo de 1998 para los predios rurales de la región centro-oeste de la provincia donde se verificaron pérdidas de producción superiores al 80% (27-12-97)”; “Tras la sequía el diluvio. El cielo no le da descanso al productor agropecuario. La economía del interior se vio, primero, seriamente comprometida por una prolongada sequía. El quebranto fue calculado en 2.100 millones de pesos. Ahora, la corriente de El Niño no ha tenido piedad y descargó toda su fuerza pluvial sobre nuestro centro y norte. Un cálculo inicial del Ministerio de Agricultura, Ganadería, Industria y Comercio ubica las pérdidas, sólo en el sector rural, en los 230 millones de pesos, (07-02-98)”; “Dos realidades antagónicas conviven hoy en nuestra provincia en la producción agropecuaria, sector que sirve como base a la economía santafesina. El norte, siempre castigado, se enfrenta a una seria crisis provocada por las desavenencias climáticas de la corriente El Niño, que con sus temporales anegó los campos y maltrató los cultivos hasta echarlos a perder. Como consecuencia los productores padecen hoy uno de los peores quebrantos financieros de los últimos años. Mientras tanto, el centro-oeste superó gracias a las lluvias de este verano, la sequía más prolongada de este siglo, (22-03-98)”.

Ante estas afirmaciones evidenciadas hay que resaltar que en ninguna de ellas se mencionó la importancia de conocer la disponibilidad de agua del sistema subterráneo.

Con referencia a la recarga al sistema subterráneo, también se exponen definiciones para asegurar la uniformidad en los términos empleados.

“Recarga”, en su expresión general es el agua que alcanza el acuífero desde cualquier dirección (descendente, ascendente o lateral) ( Lerner 1997).

Otros autores definen a la recarga directa como la porción de la infiltración que alcanza el nivel freático, (Rushton y Ward, 1979) y como la entrada de agua en la zona no saturada que llega al nivel freático, asociado con el flujo externo en la zona saturada (Freeze y Cherry, 1979). También como el agua adicionada al reservorio subterráneo por exceso del déficit de humedad del suelo y evapotranspiración, por percolación vertical directa de la precipitación a través de la zona no saturada, (FAO, 1981; Lloyd, 1986; Lerner et al., 1990a).

Custodio (1997a) la define como el proceso por el que se incorpora a un acuífero agua procedente del exterior del contorno que lo limita, como así también al volumen de agua que penetra en un cierto intervalo de tiempo, como flujo unitario (tasa de recarga), y que se puede expresar como volumen por unidad de tiempo o volumen por unidad de superficie y unidad de tiempo, o altura por unidad de tiempo. Esta tasa de recarga puede ser tanto un valor en un momento determinado, como el valor medio que corresponde a un cierto período de tiempo acotado, o bien el valor medio que corresponde un largo período de tiempo. Rushton (1988) y Lerner et al. (1990a) expresan que puede ocurrir que la recarga adquiera el carácter *de recarga potencial o en tránsito*, debido al fenómeno de recarga rechazada por ascenso de la superficie freática. Existe un valor superior de recarga que no puede sobrepasarse debido a la capacidad del acuífero para incorporarla.

La recarga a los acuíferos se produce de diferentes formas: a partir de la lluvia, de las aguas superficiales y por transferencia de unos acuíferos a otros. La recarga puede ser difusa (recarga directa por el medio poroso), preferencial (recarga indirecta), o concentrada (la que se produce bajo cauces de ríos, canales y otras formas de agua en superficie), y en cada caso hay complejas circunstancias a nivel local tales como encharcamientos, cambios en las condiciones del uso de suelo, niveles de baja permeabilidad en la zona no saturada, etc., (Custodio, 1997a). El presente trabajo se desarrollará en el contexto de la recarga directa o difusa que resulta de la infiltración del agua de lluvia que cae diseminada sobre un área.

En Wu et al. (1996) expresan que los mecanismos de la recarga pueden ocurrir en forma rápida a través de macroporos y/o fracturas o vías preferenciales, o a través del espacio granular de la zona vadosa altamente conductivas o en forma lenta a través de ella. Las tasas de recarga influyen en el flujo, y en la calidad química del agua dentro del suelo y el acuífero. La recarga puede no ser medida directamente, y su cuantificación lleva a errores, que deben ser validados por otras metodologías (Lerner et al., 1990a). Los conceptos mencionados hasta aquí también se encuentran en Simmers (1997a).

Custodio (1997a) manifiesta que la consecuencia de la recarga es el ascenso del nivel freático del acuífero, o una disminución de la velocidad de descenso y el aumento de las descargas del mismo en ríos, lagos o el litoral. La generación de recarga es variable en el tiempo y frecuentemente discontinua, como lo es la precipitación y así se producen fluctuaciones en los niveles freáticos y en las descargas. Así se traduce la recarga en una elevación transitoria (respecto a la tendencia evolutiva del nivel freático), aunque hay un retraso y amortiguación entre la causa y el efecto debido a la transferencia del agua por el nivel no saturado. Los valores tienen asociada una incertidumbre intrínseca, como lo son las evaluaciones de otras magnitudes hidrológicas y sometidas a la variabilidad que les impone la naturaleza estocástica de la precipitación, la escorrentía y el efecto de otras variables climáticas y biosféricas. Esa imprecisión se puede reducir, acotar y evaluar mediante la observación y medida de la recarga y así se tiene un proceso progresivo que lleva a un más preciso conocimiento a medida que se necesita conocer mejor el comportamiento de un sistema acuífero. La observación, medida y transferencia del efecto de la recarga producida por la precipitación requiere un tiempo variable, puesto que se trata de conocer un fenómeno sometido a la variabilidad climatológica, con efectos singulares en eventos de grandes lluvias, períodos muy húmedos o sequías largas.

La estimación de la recarga debe entenderse como un proceso iterativo de forma que las sucesivas estimaciones se revisan y refinan conforme se va disponiendo de datos adicionales y de resultados con distintos métodos (Samper Calvete, 1997a).

## **2.- ESTADO DEL CONOCIMIENTO**

### **2.1 Antecedentes**

Desde fines del Siglo XIX hasta el presente innumerables autores se han ocupado de realizar investigaciones climáticas con herramientas estadísticas básicas, y por tal razón se omite hacer referencia a los mismos. Se incluyen únicamente los que se consideran más importantes en la bibliografía clásica consultada para la elaboración del presente trabajo.

Si bien, en lo que a los aspectos estadísticos del clima se refiere este trabajo tiene abundantes antecedentes, no ocurre lo mismo cuando se pretende encontrar una relación entre las características y particularidades de un tipo de clima y del comportamiento del acuífero a través de los niveles freáticos.

Con respecto a la recarga que recibe el acuífero, también numerosos investigadores que han abordado este tema expresan que se presenta dificultades para su estimación debido a la variabilidad espacio temporal de los procesos involucrados en la misma. Por ello, la estimación puede realizarse con enfoques y métodos muy diversos, desde los experimentales a los numéricos. Algunos métodos proporcionan la magnitud de la recarga en episodios concretos de tiempo, mientras que otros cuantifican la recarga media en períodos de varios años. Como así también hay métodos que permiten obtener la recarga en ámbitos de carácter local y otros tienden a dar cifras globales de recarga en grandes zonas.

A partir de 1972, se manifiesta internacionalmente un renovado interés por la variabilidad climática debido a las grandes anomalías observadas en el clima de distintas regiones del mundo. Estas anomalías se han presentado a través de períodos continuados de sequías o inundaciones y también ascensos continuados en la temperatura del planeta. Los impactos que estas anomalías produjeron, particularmente sobre la producción de alimentos, son en una buena medida responsables de la preocupación que existe en la actualidad por lograr un mejor conocimiento del clima y su variabilidad.

El sostenido interés en una oscilación en la presión atmosférica al nivel del mar entre Indonesia, más específicamente Darwin en Australia, y el Océano Pacífico Central (Papeete en Tahiti), denominada la Oscilación del Sur (OS) y en un anormal calentamiento de la superficie del mar en el Océano Pacífico Ecuatorial y en las costas americanas desde el norte de Chile hasta California llamado El Niño (EN), y en sus mecanismos se refleja en la larga serie de artículos que al respecto se publicaron hasta el presente.

En el presente trabajo se enfoca una región donde Ropelewski y Halpert (1987, 1989) y Aceituno (1988) reportan el hallazgo de relaciones significativas entre extremos en la (OS) y anomalías de la lluvia. En esta región, denominada Sudeste de Sudamérica, está inserta la Provincia de Santa Fe que incluye además sudeste y sur de Brasil, Paraguay, sur y este de Bolivia, nordeste de Argentina y todo Uruguay. Ropelewski y Halpert (1987, 1989) encontraron que la precipitación desde Junio hasta Diciembre tiende a ser mas baja que lo normal en años con alto índice de la OS (Bajo índice de EN). También, las lluvias desde Noviembre hasta Febrero del siguiente año tiende a ser más alta que lo normal en años con alto índice EN (índice de la OS más bajo).

Con respecto al estudio de la variabilidad climática, existen pocos trabajos conocidos que usan escurrimientos superficiales para analizarla (Molion y Moraes, 1987; Hastenrath,

1990; Mechoso y Pérez Iribarren, 1992; Conway y Hulme, 1995; Marengo, 1995; García y Vargas, 1996 y 1998; Robertson y Mechoso, 1998; Berri et al., 2002; Robertson et al., 2001; Krepper et al., 2003 y Krepper y García, 2004), y es prácticamente inexistente el uso de las interacciones atmósfera-acuífero libre a excepción del trabajo de Tanco y Kruse (2001), quienes realizaron un pronóstico cualitativo interanual del nivel freático para el noroeste de la Provincia de Buenos Aires mediante correlaciones canónicas entre la temperatura de la superficie del mar en y el nivel freático. Para la Provincia de Santa Fe, los antecedentes se generaron a partir de Venencio y García (1998, 1999, 2000a, 2000b, 2002a, 2002b y 2003) y Venencio (2000) con resultados a escala local.

En lo referente a la recarga al acuífero, Custodio (1997a) expresa que los tratados especializados en el estudio práctico de la recarga a los acuíferos son escasos, aunque el tema se trata con mayor o menor extensión en los textos de hidrología subterránea. Cabe mencionar aquí a (Custodio y Llamas, 1976a). Como así también la información producida en forma de artículos, aparece principalmente en el *Journal of Hydrology* y más raramente en el *Water Resources Research*. Las publicaciones en castellano son escasas. En Argentina los resúmenes y trabajos surgen e las reuniones científicas.

Hay una colección muy extensa de contribuciones de expertos con interesantes comentarios y experiencias en el tema de la recarga, enfocada especialmente en climas áridos y semiáridos en Simmers (1988, 1997b), Sharma (1989); Lerner et al. (1990), Lerner (1997) y Robins (1998). Ello es afirmado en (de Vries y Simmers, 2002) donde actualizan el conocimiento y expresan que a partir de mediados de 1980, se ha experimentado un notable aumento en las referencias bibliográficas sobre estudios de recarga de acuíferos donde la mayoría de las investigaciones surgieron para regiones semiáridas, y en las cuales la necesidad de información es mayor, ya que las aguas subterráneas son a menudo la única fuente de agua, y también son vulnerables a la contaminación y existe el riesgo de abatimiento de niveles.

Para las zonas templadas y húmedas hay pocos estudios que tratan de forma explícita la recarga porque se la incluye normalmente en las investigaciones a escala regional como una componente más del balance de agua. Estos autores mencionan que a pesar de los numerosos estudios existentes en las regiones semiáridas la determinación de la recarga todavía presenta incertidumbres.

En Gee y Hillel (1988), Sharma (1989), Lerner et al. (1990a), Allison et al. (1994), Simmers (1997b); de Silva (1998, 1999) y Scanlon, et al. (2002) por ejemplo, se mencionan y presentan diferentes metodologías para la estimación y/o cuantificación de la recarga y donde elegir el método apropiado es a menudo difícil. Allison (1988) concluye que el problema más importante en la estimación de la recarga está en la distribución y predicción de su variabilidad espacial. Custodio (1997a) manifiesta que además de su variabilidad espacial y temporal, hay que contemplar que la transferencia del efecto de la recarga producida por la precipitación requiere de un tiempo variable. Puede ser de horas en medios permeables con nivel freático somero, hasta meses en medios de baja permeabilidad vertical y nivel freático profundo. En tal caso la variabilidad de la precipitación se amortigua notablemente y puede llegar a convertirse en una entrada casi continua, aunque con efectos singulares en eventos importantes de lluvias, períodos muy húmedos o sequías prolongadas.

Las técnicas para estimar y/o cuantificar la recarga mas comúnmente usadas por la comunidad científica son: los balances de agua; lisímetros; modelos numéricos; método de fluctuación del nivel, la Ley de Darcy y técnicas con trazadores.

Numerosos autores han discutido las ventajas y desventajas relativas de cada uno de ellos. Las técnicas basadas en la zona no saturada, generalmente proporcionan estimaciones puntuales de la recarga y la representatividad areal es relativamente pequeña. En las contribuciones de Sharma (1989a); Lerner et al. (1990a) y Simmers (1997b) se expresan que las valoraciones de recarga a partir de datos puntuales, deben validarse regionalmente dado que son representativos del punto en que se adquirieron los datos. No obstante se pueden tener varias estimaciones puntuales para efectuar comparaciones (Phillips, 1994) y también se pueden relacionar los datos puntuales con ambientes geomorfológicos (Scanlon et al., 1999). Mientras que las técnicas que se aplican en el medio saturado tienen un alcance espacial mayor.

Algunos de estos métodos son aplicables en el medio superficial, en la zona no saturada y en la zona saturada. Estas diferentes zonas, proporcionarán estimaciones de recarga diferentes debido a la variación de escala espacial y temporal como se detalla en Scanlon et al. (2002) y que a continuación se comenta:

El balance de agua puede aplicarse al conjunto de toda la cuenca, incluyendo tanto a las aguas superficiales como a las subterráneas, o bien en cualquiera de las porciones o componentes del ciclo hidrológico. A través de él se evalúa la recarga de agua por precipitación en el suelo edáfico, en la zona no saturada y en el acuífero y el cálculo estima la recarga por la diferencia entre la precipitación, el escurrimiento y la evapotranspiración. Se aplica bajo para diferentes climas (excepto en áreas muy áridas), y en áreas húmedas puede ser estimada con razonable aproximación. Una crítica al método del balance de agua, es que no es capaz de estimar apropiadamente la evaporación a través de la ecuación del balance de agua por lo que sobrestima el valor actual y subestiman la recarga (Lerner et al., 1990a).

En el balance de agua en el suelo que utilizaron Raper y Sharma (1987); Samper y García Vera (1992); Varela (1993); Gordon (1992); Samper (1997a). Birkle et al. (1998) consideraron que la recarga total al acuífero es una proporción de la precipitación que infiltra por la zona no saturada y percola hacia el acuífero, más el flujo que entra fuera del área de recarga. La evapotranspiración actual, el escurrimiento superficial, el cambio en el almacenamiento subterráneo y el flujo subterráneo saliente fuera del área de recarga son las componentes de la ecuación general que se utiliza. También los descriptos por Grindley (1969) y Hough y Jones (1998) han sido ampliamente usados para estimar la recarga en el Reino Unido. Estos modelos combinan un modelo de evaporación con un modelo de humedad del suelo, con la ventaja que estas aproximaciones pueden ser usada para producir estimaciones de series de tiempo de la recarga directa de agua subterránea a partir de datos meteorológicos disponibles. Rushton y Ward (1979) también expresan que la recarga puede ser fácilmente estimada a partir de un análisis espacial, o como parte de un modelo de balance de agua de una cuenca (Wilby et al., 1994).

No obstante, si es la única herramienta disponible para estimar la recarga, se acepta el resultado del balance como indicativo de la estimación de la recarga. De esta manera los resultados obtenidos deben evaluarse cuidadosamente (Custodio, 1997a).

Los métodos para evaluar la recarga en cuerpos de *aguas superficiales*, se describen en Lerner et al. (1990a, 1997), Simmers (1997) y Scanlon et al. (2002).

En técnicas de trazadores, los térmicos se utilizan para cursos efímeros y regiones semiáridas. La instalación y mantenimiento de las estaciones de aforos presentan dificultades y son costosas, ya que pueden estar sujetas a la erosión. También están los trazadores isotópicos, tales como los isótopos estables de oxígeno e hidrógeno. Los trazadores isotópicos proporcionan información sobre fuentes de recarga pero generalmente es difícil poder cuantificarlas. Los rangos de la escala temporal es desde estacional en áreas de escurrimientos importantes, y de cientos de años en áreas con caudales bajos.

Los modelos numéricos se basan en el balance de precipitación-escorrentía y son utilizados para estimar la recarga en grandes áreas. Singh (1995) de una revisión de varios modelos encontró que la estimación de la recarga era un término residual en la ecuación de balance, donde la tasa de recarga mínima está controlada por la aproximación con la cuál son medidos las otras componentes del balance ( $\pm 10\%$ ) y la temporal considerada. También influye la resolución espacial en la estimación de la recarga. Algunos modelos proporcionan una estimación simple de la recarga, son los llamado *caja negra* (Kite, 1995), mientras que otros son espacialmente desagregados (Salama et al., 1993).

Para la *zona no saturada* en Scanlon et al. (2002) se mencionan los métodos físicos tales como lisímetros, plano de flujo nulo y la Ley de Darcy. También se utilizan trazadores y la de modelación numérica.

En la determinación directa de la recarga el método clásico utilizado es mediante lisímetros que permiten las mediciones in situ. La desventaja radica en su costo de mantenimiento y otro debido a que se requiere la construcción de un dispositivo que mida el agua que se dirige al nivel freático. También hay que considerar que la construcción del lisímetro altera en mayor o menor medida las condiciones naturales del suelo. Por estas razones rara vez se los utiliza. La información que proporciona es confiable pero muy puntual. El área de los lisímetros puede variar en un rango desde  $100\text{ cm}^2$  (Evetts et al., 1995) a  $300\text{ cm}^2$  aproximadamente (Ward y Gee, 1997). Las profundidades están en el rango del orden decenas de centímetros a 10-20 metros (Gee et al., 1994). La recarga será sobreestimada si la profundidad del lisímetro es menor a la profundidad radicular. El flujo de agua mínimo que puede ser medido con un lisímetro dependerá de la precisión de la medida del drenaje y del área del lisímetro.

Con este método se obtienen medidas con precisión de varias componentes del balance de agua en el suelo (Brutsaert, 1982; Allen et al., 1991; Young et al., 1996). La fiabilidad está en que se cuantifica directamente el balance de agua. La escala de tiempo puede variar desde instantánea, hasta estacional o anual. No obstante, según Kitching et al. (1977), dos lisímetros situados a 50 m de distancia indicaron valores de recarga anual muy distintos (159 y 114 mm/año). No está claro si es debido a la variabilidad espacial o a posibles errores de medida.

Los lisímetros como la mayoría de los métodos de estimación de recarga son más apropiado para zonas húmedas que en zonas áridas o semiáridas.

El plano de flujo nulo significa que el balance de agua en el suelo puede ser simplificado si los cambios de almacenamiento de agua en el suelo por debajo del plano de flujo nulo se igualan a la recarga. Este plano representa el lugar donde el gradiente hidráulico

vertical es cero y donde separa el flujo ascendente (que puede ser por evapotranspiración) del flujo descendente (drenaje). Se requiere de medidas del potencial mátrico del suelo para localizar la posición de este plano y medidas del contenido de agua en el suelo para estimar las variaciones en el almacenamiento. Richards et al. (1956), fue el primero que describió este método que posteriormente fue usado en varios estudios por (Royer y Vachaud, (1974); Wellings, (1984); Dreiss y Anderson, (1985) y Healy et al. (1989). El rango de la escala temporal es desde eventos a años. Esta técnica trabaja mejor en regiones donde existen fluctuaciones marcadas en el contenido de agua en el suelo a través de los años y donde el nivel freático es siempre más profundo que el plano de flujo nulo. Es una técnica relativamente costosa por el instrumental requerido y por las mediciones requeridas.

La Ley de Darcy también es utilizada para calcular la recarga en la zona no saturada en donde la conductividad hidráulica es función del contenido de humedad, la altura o energía total, la presión matricial y la elevación (expresados en términos de altura). Esta técnica requiere de medidas o estimaciones del gradiente hidráulico vertical y de la conductividad hidráulica de la zona no saturada en función del contenido de humedad. Este método ha sido aplicado en estudios bajo condiciones de aridez y semiaridez por (Enfield et al. (1973); Sammis et al. (1982); Stephens y Knowlton (1986). Bajo condiciones húmedas fue utilizado por Ahuja y El-Swaify, (1979); Steenhuis et al. (1985); Kengni et al. (1994); Normand et al., (1997). Cuando el espesor de la zona no saturada es importante y su porosidad es uniforme, el gradiente de presión mátrica es próximo a cero y entonces el movimiento del flujo es conducido por gravedad y en estas condiciones los errores son pequeños al asumir que el gradiente de altura total es unitario (Gardner, 1964; Childs, 1969; Chong et al., 1981 y Sisson, 1987). El asumir lo mencionado hace que no se necesite medir el gradiente de presión matricial y entonces la recarga se iguala a la conductividad hidráulica en función del contenido de humedad. El gradiente unitario fue utilizado en varios estudios (Sammis et al., 1982; Stephens y Knowlton, 1986; Healy y Mills, 1991 y Nimmo et al., 1994). Asimismo aplicaron este método Weinzettel y Usunoff (2001) y Weinzettel et al. (2002).

El método proporciona estimaciones puntuales de recarga sobre un amplio rango de escalas temporales, no obstante si se aplica en una zona no saturada de mucho espesor es representativa de un área extensa. Esta técnica puede ser aplicada a lo largo de todo el año.

La estimación de la recarga a través de trazadores puede efectuarse a través de los trazadores naturales (ambientales) o insertados artificialmente en el medio. Su aplicabilidad a gran escala está limitada por numerosos factores, entre los que se destacan lo costoso de la instrumentación y muestreo, y el carácter puntual de los resultados en el espacio y en el tiempo. La suposición de flujo pistón, sin vías preferenciales solo puede ser asumida a pequeña escala, de ahí que sea a esta escala a la que deba ser empleada. No obstante, esta técnica puede resultar conveniente en climas semiáridos, cuando las otras son inaplicables, y para contrastar evaluaciones obtenidas por otros métodos. Los métodos de trazadores químicos fueron empleados por Gardner (1967); Peck et al. (1981); Watson (1982); Sharma (1987); Thorpe (1987); Ross et al. (1987); Williams et al. (1987); Gordon (1992); Samper y Guimerá (1993); López Rodríguez (1997); Hoyos y Vélez (1998).

Scanlon et al. (2002) mencionan que pueden aplicarse trazadores químicos o isotópicos en la superficie del terreno o a cierta profundidad en forma de pulso para estimar la recarga (Athavale y Rangarajan, 1988; Sharma, 1989). El agua infiltrada originada por la precipitación o por el riego transportan al trazador hacia el nivel freático. Los trazadores más

comúnmente utilizados para este fin son el bromuro y el tritio (Athavale y Rangarajan, 1988; Kung, 1990; Flury et al., 1994; Aeby, 1998; Forrer et al., 1999). El tritio que es el más radiactivo tiene problemas en muchos lugares con normas de protección ambiental, mientras que el bromuro puede ser extraído por las plantas (Kung, 1990) y los orgánicos sufren adsorción. La posición del trazador se detecta cierto tiempo después de su aplicación mediante el cavado de calicatas o por barrenado para muestreo. La distribución vertical del trazador permite estimar la velocidad y la recarga según la profundidad del pico del penacho de distribución del trazador, el tiempo entre la aplicación y el muestreo del trazador, y el contenido volumétrico de agua. La recarga mínima detectable por el método depende del tiempo entre la aplicación y el muestreo del trazador y, si el trazador es aplicado en superficie, de la profundidad de la zona de raíces. La representatividad espacial del método es puntual o de una pequeña área (la de aplicación del trazador), mientras que la representatividad temporal se restringe al período entre la aplicación y muestreo del trazador.

La técnica del balance de masa de cloruros es un caso especial de trazador químico natural y fue empleada por Eriksson y Khunakasem (1969); Allison y Hughes (1978); Bouwer (1989); Sharma y Craig (1989); Farrington y Bartle (1988); Scanlon, (1991 y 2000); Phillips (1994); Varni et al. (1996); Schultz et al. (1998a); Malán et al. (1997). El cloruro como trazador ambiental es producido naturalmente y es usado para estimar la recarga. La concentración de cloruro generalmente se incrementa a través de la zona radicular como resultado de la evapotranspiración y luego se mantiene constante por debajo de esta profundidad. La técnica que utiliza el cloruro como trazador ambiental, es una de las pocas técnicas que pueden estimar bajas tasas de recarga y generalmente el rango es más aproximado en esta situación. Las incertidumbres analíticas en las medidas de cloruro y en la incertidumbre de la medida del cloruro que ingresa al medio no saturado restringe el rango superior de la recarga y ésta puede ser estimada por el balance de masa de cloruros.

En regiones húmedas se han encontrado buena correspondencia entre el flujo basado en aproximaciones de balance de masas de cloruro y aquellos basados en datos de tritio (Allison et al., 1985). Los resultados desde los perfiles de cloruro han sido corroborados con datos de perfiles mediante isótopos estables (Sharma y Hughes, 1985; Fontes et al., 1986). Allison y Hughes (1974) han hecho estudio de recarga en el acuífero libre a través de suelos compuestos por arcillas, marga (arcillas plásticas) y arenas a través de perfiles de tritio. La precipitación media anual es alrededor de 750 mm, que decaen en invierno, el uso de la tierra es pastura y la recarga media anual varió entre 40 y 140 mm dependiendo del tipo de suelo.

La determinación del contenido de cloruro de la lluvia es muy importante para la aplicación del método. Los rangos de concentración de cloruro en lluvia en la bibliografía muestran rangos de 1.5 a 3.5 mg/l (Thorburn et al., 1991) y de 0.0 a 10.3 mg/l (Sami y Hughes, 1996) en Australia, de 1 a 9 mg/l en el Sahel (Edmunds y Gaye, 1994), de 6 a 12 mg/l en Arabia Saudita (Bazuhair y Wood, 1996), de 0.9 a 5.4 mg/l en La Pampa (Dornes y Schulz, 2001), 4.3 mg/l en Río IV (Blarasin et al., 2002), 3.7 mg/l para la cuenca superior del A° Napostá Grande-Bahía Blanca- (Carrica y Lexow, 2002), y para la zona intermedia de la cuenca del A° de Azúl (Varni et al., 1996) 3.5 ppm.

Si se mide la concentración de cloruro en la precipitación y la concentración media de cloruros en el perfil del suelo, ésta puede ser asociada a una recarga de largo período. El detalle de la metodología es discutido en Allison y Hughes (1978) y Edmunds y Walton (1980). Las tasas de recarga local, varían considerablemente con factores tales como uso del suelo, tipo de suelo, posición de la pendiente y probablemente con la profundidad del nivel

(Butcher y Havel, 1976; Carbon et al., 1982; Sharma et al., 1983, Sharma, 1989b).

Sharma y Craig (1989) estimaron la recarga a partir la técnica de balance de agua y cloruro, con resultados similares a los utilizado tritio en la zona central Banksia. Farrington y Bartle (1988), determinaron allí tasas de recarga del orden de 22.6% de la precipitación en tres años usando la técnica del balance de agua, y el 19.6% con el balance de cloruros. Estos resultados son próximos a la recarga del 21% +/-4% utilizando tritio. Estos autores utilizaron dos metodologías, balance de agua y balance de cloruros en ambientes arenosos. La estimación de la recarga del agua subterránea con el método del balance de agua, mostró considerables variaciones entre años (rango 18.3-31.7%) de la precipitación anual. La recarga fue altamente correlacionada con el aumento anual del nivel freático y la precipitación recibida durante el invierno y la primavera. Los resultados fueron similares a los arrojados, usando el método de balance de agua, cuando estima la concentración de cloruros en el agua del suelo en la zona no saturada, y por debajo del nivel freático. El método puede dar información de la variabilidad espacial de la recarga debido a que cada perfil representa una estimación puntual.

Scanlon (1991) observó en perfiles de cloruros una gran variación en la concentración; una baja concentración (< 100 g/m<sup>3</sup>) cerca de la superficie, y máxima concentración (1900-9300 g/m<sup>3</sup>) entre 1.3 a 4.6 m de profundidad, y gradualmente decrece la concentración con la profundidad. El incremento en la concentración de cloruro se debe a la evapotranspiración ya que el cloruro no es volátil y su extracción por parte de las raíces es despreciable. Se ha encontrado buena concordancia entre las estimaciones de flujo basadas en el balance de cloruro y utilizando datos de tritio en una región húmeda (Allison et al., 1985) y en árida (Cook et al., 1992). Esta técnica fue utilizada también en investigaciones realizadas en la India por Sukhija et al. (1996).

Para estimar la recarga por debajo de la profundidad radicular también se utilizan los modelos numéricos. Teóricamente el rango de las tasas de recarga que pueden ser estimados por esta técnica son infinitos, no obstante las determinaciones deben ser chequeadas con información de campo tales como datos de lisímetros, trazadores, contenido de agua y temperatura (Scanlon y Milly, 1994; Andraski y Jacobson, 2000; Simmons y Meyer, 2000).

El flujo en medios parcialmente saturado es más difícil de calcular debido a que la conductividad hidráulica depende del contenido de humedad por lo que se complica notablemente la formulación (Samper, 1997a).

Hay otros métodos específicos para estimar la recarga de acuíferos, por ejemplo, Samper y García Vera (1992) y Samper et al. (1997) han desarrollado el código Visual Balan que calcula la recarga a partir de balances realizados en el suelo, zona no saturada y el acuífero. Este modelo se ha utilizado en el presente trabajo.

En la *zona saturada* se emplean los métodos de fluctuación del nivel freático, la Ley de Darcy, trazadores y la de modelación numérica.

El método físico a través del análisis de las fluctuaciones del nivel freático se basa en que el aumento del nivel freático en el acuífero libre se debe a la recarga de agua que alcanza el nivel freático. Este método se describe en detalle en Healy y Cook (2002) y fue utilizado en varios estudios (Meinzer y Stearns, 1929, Rasmussen y Andreasen, 1959; Gerhart, 1986; Abdulrazzak et al., 1989; Hall y Risser, 1993, Varni (2002) y Venencio y Varni, 2003).

Esta técnica se adecua mejor con períodos de tiempo cortos y en regiones con niveles freáticos someros con respuestas rápidas del nivel freático (van Tonder y Kirchner 1990; Sophocleous 1991; Healy y Cook, 2002). Las principales dificultades del método consisten, en determinar el valor del almacenamiento específico y luego, asegurarse que la variación del nivel freático no es causada por causas tales como variación de la presión atmosférica, bombeo, etc, sino a eventos individuales. El método se ha aplicado a una amplia variedad de condiciones climáticas (en realidad es mucho más apto para condiciones subhúmedas-húmedas). Las fluctuaciones en el nivel freático responden a un promedio de las condiciones de recarga en la zona. La recarga es función del almacenamiento específico, la variación del nivel freático en un intervalo de tiempo. Las fluctuaciones del nivel freático ocurren en respuesta a una recarga media espacial. La representatividad espacial de la recarga hallada por esta metodología está en un rango entre los diez a cien o miles de m<sup>2</sup>, mientras que la escala temporal varía desde el nivel de eventos hasta la totalidad de los registros que se analizan. Las tasas de recargas estimadas por este método variaron entre 5 mm/a en la cuenca de Tabalah en Arabia Saudita (Abdulrazzak et al., 1989) a 247 mm/a en una región húmeda de una cuenca más pequeña al este de Estados Unidos (Rasmussen y Andreassen, 1959).

La Ley de Darcy iguala la recarga a largo plazo en una determinada región con el flujo subterráneo saliente de dicha región. Para que pueda aplicarse el método deben conocerse la conductividad hidráulica y los gradientes hidráulicos, considerando además que debe verificarse la cuasi estabilidad temporal de estos últimos (considerando el período de tiempo que involucraría una renovación total del agua contenida en la región bajo estudio). Estas condiciones (principalmente la importante variación espacial de la conductividad hidráulica) hacen que las estimaciones obtenidas tengan un alto grado de incertidumbre. La técnica puede aplicarse a regiones muy grandes mientras que los períodos de tiempo representados en la estimación también son muy grandes.

Dentro de las técnicas de trazadores en Custodio y Llamas (1976b) se mencionan diferentes tipos de trazadores artificiales, donde en una primera clasificación pueden agruparse en (trazadores sólidos en suspensión, químicos solubles electrolitos fuertes, químicos colorantes, isotópicos estables y los radiactivos). Para los isotópicos estables, son aquellos en los que se suponen una variación en la composición isotópica del agua o de alguna de las sustancias que tiene habitualmente disueltas; tales como el D, <sup>18</sup>O, <sup>13</sup>C, etc. Para los radiactivos los de uso más frecuente son el <sup>3</sup>H, <sup>131</sup>I, <sup>82</sup>Br, <sup>51</sup>Cr, y otros que tienen el interés centrado en su origen natural como el <sup>14</sup>C. Dentro de los trazadores estables y radiactivos ambientales, se trata de determinar el tiempo medio de residencia del agua en el sistema acuífero o una porción del mismo. Si se observan las concentraciones de salida de un trazador en un cierto lugar, su distribución temporal es función de la distribución temporal en la entrada (concentrada o distribuida). Con los métodos térmicos, en ausencia de flujo significativo de agua la temperatura del terreno y del agua contenida en ese terreno, saturado o no, aumenta con la profundidad a causa de la generación de calor en la corteza de la Tierra. En los lugares en que se ha producido un cambio territorial regional importante (deforestación, reforestación, tendencia a la urbanización, por ejemplo, la superficie del terreno cambia y eso produce una onda térmica que se propaga lentamente hacia abajo, en parte por conducción y parte por advección. Si es posible establecer cuándo se ha producido el cambio, en ocasiones se puede determinar la recarga regional asociada (Custodio et al., 1996). Para que los métodos térmicos sean útiles se requiere que no exista circulación vertical de agua por el interior de los sondeos ni entre su revestimiento y la pared de la perforación. De otro modo las mediciones pueden sufrir alteraciones importantes (Custodio, 1995; Custodio et al., 1996).

Los modelos numéricos que estimaban la recarga fueron realizadas primeramente a través del análisis gráfico del flujo neto (o redes de flujo) tanto para acuíferos libres como para confinados (Cedegren, 1989), y ya en la actualidad fueron reemplazadas por los modelos de flujo de agua subterránea. Estos se basan en la ecuación de flujo en medios porosos bajo condiciones de saturación parcial o total. Con un modelo razonablemente válido es posible de deducir la magnitud de la recarga a partir de datos de alturas piezométricas, conductividades hidráulicas y otros parámetros de la calibración (directa o inversa), (Samper, 1997b y Sanford, 2002). La estimación de la evolución temporal de la recarga y de su variación espacial presenta mayores dificultades ya que es necesario establecer la variabilidad temporal de la misma (Samper, 1997b).

El flujo de agua subterránea puede ser representado por una ecuación que incluye, altura de agua o el nivel, propiedades del acuífero, recargas y flujos de bordes. Conociendo las condiciones de borde de dos de estos grupos, se tiene la solución para el tercero. Los modelos convencionales resuelven por alturas, los modelos inversos resuelven por propiedades del acuífero, y más inusualmente, la recarga. Estos modelos fueron utilizados por Allinson y Peck (1987); Townley (1987); McNeilage (1987); Ghassemi et al. (1989); Akram y Liang (1987); Merrick et al. (1989); Nolan (1989); Varni et al. (1997), Schulz et al. (1998b), Varni y Usunoff (1999), González et al. (2002); y los modelos en diferencias finitas o elementos finitos en Bocanegra y Benavente (1994).

Cuando el medio físico subterráneo está bien caracterizado hidráulicamente, la forma de la superficie freática depende de la recarga media, y mediante la modelación se ajustará la relación recarga media/conductividad hidráulica (Trick y Custodio, 1997).

La recarga y la conductividad hidráulica generalmente están altamente correlacionadas, ya que la confiabilidad de las estimaciones de recarga dependen de las aproximaciones de los datos de conductividad hidráulica. Esto es que para rangos de conductividad hidráulica de varios órdenes de magnitud, la recarga estimada a través de la calibración del modelo puede no ser precisa ya que su estimación no será única. En la simulación en estado estacionario los niveles simulados van a depender de la relación entre recarga y conductividad hidráulica. Mientras que en condiciones transitorias se reproduce la variación temporal de la recarga y además fuerzan la estimación de la recarga, (Scanlon et al, 2002).

Los modelos numéricos generalmente pueden ser usados para estimar cualquier rango de recarga (el alcance espacial puede ser por encima de los 500.000 km<sup>2</sup> (Arnold et al., 2000), pero la certeza de éstas deberán ser evaluadas en función de las incertidumbres de los otros parámetros del modelo.

Entre otras técnicas se mencionan a los modelos empíricos que correlacionan la recarga con otras variables hidrológicas, tienen un grado de validez limitado ya que las expresiones obtenidas para un determinado tipo de cuenca sólo son extrapolables a cuencas similares. Con las Fórmulas empíricas se estima la recarga como una fracción en porcentaje de la precipitación (Watson et al., 1976; Gee y Hillel, 1988). También la rapidez y magnitud con que se incrementa el almacenamiento subterráneo puede ser usado para estimar la recarga (Besbes y de Marsily 1984).

Las aproximaciones potenciométricas a través de las fluctuaciones del volumen almacenado del acuífero, en contraste con los dos anteriores, están acoplados a los procesos

de infiltración sobre la zona vadosa y no obstante este método es un análisis robusto. La recarga calculada requiere una estimación independiente del almacenamiento específico, como así también de varias hipótesis con respecto a las características de recesión del acuífero (Sophocleous 1991). Ambos pueden estar sujetos a errores.

La estimación de la recarga debe entenderse como un proceso iterativo de forma que las sucesivas estimaciones se revisan y refinan conforme se va disponiendo de datos adicionales y de resultados con distintos métodos.

Los valores de recarga tienen asociada una incertidumbre intrínseca, como lo son las evaluaciones de otras magnitudes hidrológicas y sometidas a la variabilidad que les impone la naturaleza estocástica de la precipitación, la escorrentía y el efecto de otras variables climáticas y biosféricas. Esa imprecisión se puede reducir, acotar y evaluar mediante la observación y medida de la recarga y así se tiene un proceso progresivo que lleva a un más preciso conocimiento a medida que se necesita conocer mejor el comportamiento de un sistema acuífero, (Samper Calvete, 1997a).

### 2.1.1 Factores que influyen en la elección de la escala temporal de la recarga

Lerner et al. (1990b) establece que la escala de tiempo para la evaluación de la recarga puede oscilar entre la instantánea y geológica y que hay diferentes factores que influyen en la elección de la escala de tiempo para la estimación de la recarga, (Tabla 2.1).

Escala de tiempo	Eventos	Estacional	Anual	Media Histórica	Tiempos Geológicos
Para estudios científicos	x	x	x	x	x
Para estudios del recurso	x	x	x	x	
Si el área de estudio es pequeña	x				
Si el área de estudio es grande		x	x	x	
Nivel de estudio es importante		x	x	x	
Zona húmeda		x	x	x	
Si hay fuentes de explotación pequeña		x	x	x	
Si hay fuentes de explotación grande	x	x			
Si la cantidad de datos es pequeña			x	x	

**Tabla 2.1.** Factores que influyen en la elección de la escala de tiempo para la estimación de la recarga

Asimismo este autor menciona que el grado de idoneidad en la aplicación de cada método para la evaluación de la recarga, puede oscilar en escala de tiempo entre instantánea y geológica, la cuál se indica en la Tabla 2.2. Cada método tiene asociado un intervalo de tiempo para el cual sus resultados tienen validez, donde los valores medios en periodos grandes deben obtenerse promediando los resultados obtenidos en periodos más pequeños.

Cuando los objetivos típicos comprenden la evaluación de recursos se requiere información de la recarga para escalas espaciales extensas y escalas temporales cifradas en décadas, (Luckey et al., 1986; Kearns y Hendrickx 1998) y la evaluación de la vulnerabilidad del acuífero a la contaminación (Egboka et al., 1983; Flury et al., 1994; Scanlon y Goldsmith 1997), para lo que hace falta información detallada sobre la variabilidad espacial y el flujo preferente.

Escala Temporal						
Método	Instantánea	Evento	Estacional	Anual	Histórica	Geológica
Medida Directa	A	A	P	P	I	I
Balance de Agua	A	A	P-E	P-E	P-E	I
Métodos hidrodinámicos	A	P	P-E	P-E	P-E	I
Trazadores ambientales	I	I	I	I	A	A
Trazadores artificiales	A	A	A	A	I	I

**Tabla 2.2.** Aplicabilidad de cada método en la evaluación de la recarga

Siendo: I: Inaplicable, A: Aplicable, P: Posible mediante integración de resultados a escalas menores, E: Es Posible la extrapolación a partir de datos hidrométricos.

La mayoría de las técnicas de la zona no saturada permite obtener estimaciones puntuales de la recarga, mientras que las técnicas basadas en la zona saturada integran, generalmente, áreas mucho mayores. Por otra parte, las metodologías basadas en las aguas superficiales y en la zona no saturada proveen estimaciones de la recarga potencial, mientras que los que estudian el medio saturado permiten estimar la recarga real, porque es aquella que realmente alcanza el nivel freático.

A través de lo expuesto, se observa que son numerosos los investigadores que han trabajado en el tema de la recarga a los acuíferos y que la misma se ha estimado y/o cuantificado con el empleo de diferentes metodologías específicas. Ello ha contribuido a la evolución del conocimiento hasta su punto actual.

**En resumen**, por un lado para un mismo tipo de recarga los mecanismos pueden variar de unas zonas a otras, dependiendo de las condiciones hidroclimáticas e hidrogeológicas, y por el otro, la existencia y magnitud de la recarga está influenciada por factores meteorológicos, geomorfológicos edafológicos, cobertura vegetal tipo y uso del suelo, y finalmente por las propiedades del medio subterráneo. Se le suma a estos factores la variación espacial, y en algunos casos, la temporal. Por todo lo mencionado, la cuantificación de la recarga natural al acuífero es uno de los problemas más complejos de la hidrología subterránea (Samper, 1997a).

Por ello se siguió las recomendaciones de los expertos, de utilizar varios métodos y preferiblemente aquellos que por su carácter complementario pueden servir para contrastar de forma independiente su coherencia.

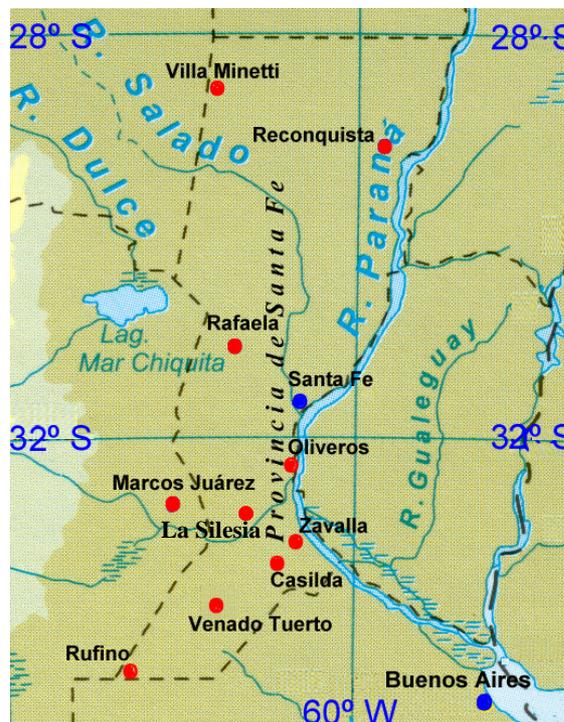
La fiabilidad de las estimaciones basadas en técnicas diferentes es variable y se debería contrastar el rango de los valores estimados de recarga mediante enfoques diferentes con los valores esperados en un emplazamiento. La incertidumbre asociada a cada método corrobora la necesidad de aplicar varias técnicas distintas a fin de disminuir las incertidumbres de las estimaciones de recarga.

## 2.2 Otros Estudios Relacionados con la Temática en el Ámbito Provincial

Al presente, no se han abordado en el ámbito provincial, ni se conocen experiencias similares en otras regiones de investigaciones que integren la variabilidad climática con la respuesta del acuífero a nivel regional.

En lo referente a la recarga, en Venencio y Varni (2003) se expresa que las estimaciones de la recarga generalmente resultan de balances hídricos, de donde se obtienen excesos que constituyen la fracción de la precipitación que no puede ser retenida por el suelo. Estos excesos integran al escurrimiento superficial y la recarga, por lo que ambas componentes pueden ser discriminados por medio de un coeficiente de escorrentía, en el mejor de los casos, o simplemente despreciando el escurrimiento superficial a causa de la pequeña pendiente. Además de este problema, los mayores errores en la implementación del balance provienen de plantearlo en intervalos mensuales, ya que la recarga es fuertemente dependiente de los eventos pluviométricos y no de las precipitaciones mensuales totales (Forte Lay y Villagra, 1983 y Troha y Forte Lay, 1990). Por otra parte, cuando se analizan fluctuaciones del nivel freático, se asume generalmente un valor de porosidad efectiva del orden del 10 % al 15 % siguiendo relaciones medias con el tamaño medio de grano, por ejemplo (Stephens et al., 1998), que muchas veces dista de la realidad. Lo manifestado por estos autores es válido para todo el ámbito provincial.

Los datos disponibles en la provincia de Santa Fe, con registros de al menos 25 años de observaciones que se utilizan par los balances hídricos, son los correspondientes a las estaciones Experimentales del INTA de Reconquista, Rafaela, Oliveros, y Marcos Juárez, además de Zavalla (Facultad de Cs. Agrarias de la UNR), de las Escuelas Agrotécnicas de Villa Minetti y Casilda, además de las Estaciones Meteorológicas Venado Tuerto y Rufino, pertenecientes al S.M.N., de las cuáles sólo Marcos Juárez y Oliveros se emplazan en la cuenca del río Carcarañá. Se ha incluido en esta figura la ubicación de la Ea. La Silesia, la cuál se ha utilizado para este trabajo, (Figura 2.1).



**Figura 2.1.** Ubicación de estaciones hidrometeorológicas

Muchos autores se han ocupado de realizar estudios hidrológicos e hidrogeológicos regionales, mencionando entre otros, a Frenguelli (1955), CAAS (1973), Bojanich, et al. (1975, 1983), Bojanich (1987) y Filí et al. (1977), Iriondo (1987), Iriondo y Manavella (1990), quienes trabajaron especialmente en la zona centro de la provincia, siendo más

abarcativa la escala que empleara Santa Cruz y Silva Busso, (1999). Otras zonas de estudio la comprenden las cuencas de los Arroyos Las Conchas, San Antonio y Cululú que aportan al río Salado y que se sitúa fuera de la cuenca en estudio, que se desarrolla en el marco del proyecto FLAGS, (1999) con el objetivo de simular en gran escala la interrelación entre flujo de aguas superficiales y el flujo de aguas subterráneas.

En lo concerniente a la información hidrogeológica, la misma proviene de diferentes organismos gubernamentales y entidades privadas que se han generado para diferentes objetivos. Como así también, no en todas, hay datos de los parámetros hidrogeológicos que permitan una caracterización acabada del acuífero. A fin de englobar en este aspecto la información puntual, cabe mencionar que la mayor parte de la misma se puede consultar en un trabajo INA (2002) donde realizó una recopilación de información hidrogeológica para la provincia de Santa Fe.

Con respecto a investigaciones puntuales, para la localidad de Rafaela Bolzicco (1988), Cacik (1990), Bolzicco y Cacik (1990) evaluaron metodologías a paso de tiempo mensual y anual para poder estimar la variación de niveles freáticos a partir de datos de precipitación y evapotranspiración basados en los desvíos acumulados de las precipitaciones, balances seriados y relación precipitación-infiltración eficaz. Los autores concluyen que son aplicables con buen grado de certeza si los niveles freáticos están a menos de 3 metros de profundidad. Giacosa (1994) aplicó un modelo de simulación de lluvia-niveles freáticos a paso de tiempo diario (1986/87) en la estación San Cristóbal (Subcuenca del A° San Antonio) con buenos resultados, sobre todo si el nivel freático está a menos del metro de profundidad. Para la localidad de Zavalla (distante a 40 km al sureste de la cuenca del río Carcarañá D'Elia et al. (1999), determinaron a través de un balance hídrico medio para el período 1973/93 que *“el valor del escurrimiento superficial representaría aproximadamente el 15 % de la precipitación anual y el valor de infiltración, el 6%”*, pp: 394.

En la cuenca del río Carcarañá han contribuido al conocimiento los antecedentes Bistenik (1968) y Kreimer (1969), quienes realizaron una descripción hidrogeológica de la región de Marcos Juárez, el primero, y de la zona de Firmat-Casilda y Cañada de Gómez, el segundo.

Por considerarse de interés, en este último trabajo, se muestra un mapa equipotencial de la superficie freática producto de un relevamiento del año 1966 llevado a cabo entre los meses de junio a diciembre y que involucra parte de la cuenca en estudio, el cuál será descrito en el Item 4.2 del presente trabajo.

Diaz, (1997) con datos de la estación de Oliveros y Rosario para el período (1961-1980) mediante un balance hidrológico modular determinó para la localidad de Andino un excedente de 181 mm. Una parte de éste, se infiltra y la otra, escurre. El autor menciona que de estos excesos, se puede estimar que un porcentaje del orden del 70 % es susceptible de alimentar la recarga del acuífero freático. Es decir, una lámina media de 127 mm resultante, puede contribuir de recarga al acuífero.

Asimismo están las Tesis Doctorales de Kröhling (1998) y Frezina (2002). Con respecto a la primera, la contribución fue la elaboración de una síntesis de los cambios ambientales registrados en el área durante los últimos 65.000 años, basados en la interpretación del registro sedimentario y del análisis geomorfológico a partir de datos propios. La segunda, encaró el estudio de la evolución hidroquímica de las aguas freáticas

correspondientes a la cuenca inferior del río Tercero-Caracarañá, desde las posibles áreas de recarga a la de descarga en el río Paraná.

También se analizó la influencia de los acueductos proyectados en la provincia de Santa Fe sobre los niveles freáticos en un trabajo del INA (2002), donde una parte de la traza cruza en el centro-este de la cuenca. Para la estimación de la recarga Venencio y Varni (2003) utilizaron el método de fluctuación del nivel freático a paso de tiempo diario en la localidad de Oliveros para el período 1970-2000, localidad ubicada en la cuenca.

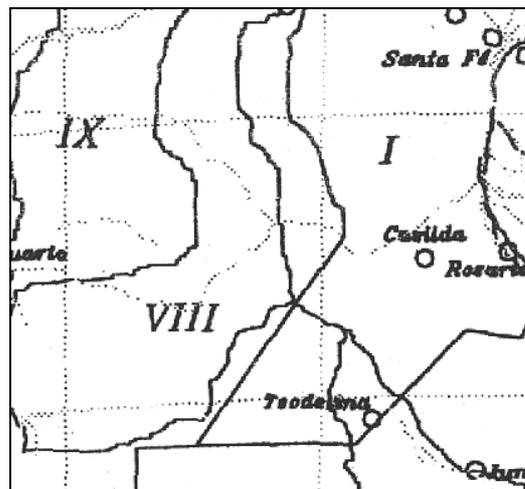
Por lo expresado precedentemente, se observa que no abundan los trabajos específicos sobre la recarga y la variabilidad climática, no obstante los mencionados sin duda, han aportado al conocimiento ya que fueron planteados con diferentes objetivos y a diferentes escalas.

### 3.- CARACTERIZACIÓN FÍSICA REGIONAL

#### 3.1 Geología e Hidrogeología

Muchos investigadores, organismos gubernamentales y entidades privadas realizaron descripciones geológicas e hidrogeológicas de la Provincia de Santa Fe que obedecieron a diferentes objetivos y que se mencionaron en el Item 2.2. Para englobar y sintetizar a nivel regional lo mencionado se toma la descripción que realizaron Santa Cruz y Silva Busso (1999) quienes trabajaron a una escala del orden de 1:2.500.000 al 1:1.000.000. Estos autores propusieron una subdivisión regional para la llanura pampeana basada en diversos aspectos fisiográficos, estratigráficos y litológicos, y de forma subordinada a los mismos, la hidráulica e hidrología de las unidades acuíferas contenidas. Asimismo trabajaron sobre la base de la bibliografía existente e inventario de estudios e información disponible de agua subterránea en Organismos Públicos Nacionales y Provinciales y otras fuentes de acceso.

De esta subdivisión regional se seleccionó la porción correspondiente al área de estudio la cuál queda ubicada según los autores, en la Subregión Hidrogeológica I o Subregión río Paraná (Figura 3.1). Del mismo modo en la Tabla 3.1 se muestran a las tres Formaciones geológicas superficiales -las que son generalmente de interés en estudios de aguas subterráneas-, que comenzando por la más antigua se denominan Fm. Paraná, Fm. Puelches y los Sedimentos Pampeanos. Éstas quedan comprendidas en las secciones hidroestratigráficas llamadas Paraneano y Epiparaneano y alojan a los acuíferos Paraná, Puelches y Pampeano.



**Figura 3.1.** Mapa de Subregiones hidrogeológicas para la cuenca del río Caracará  
(Tomado de Santa Cruz y Silva Busso, 1999; pp: 469)

<b>Estratigrafía</b>	<b>Hidroestratigrafía</b>	<b>Acuíferos Principales</b>
Sedimentos Pampeanos	Epiparaneano	Acuífero Pampeano
Formación Puelches	Epiparaneano	Acuífero Puelches
Formación Paraná	Paraneano	Acuífero Paraná

**Tabla 3.1.** Subregiones hidrogeológicas

La caracterización describe al horizonte más antiguo, de edad Mioceno y origen marino, que es la *Formación Paraná*, denominada informalmente como “verde” o “arcillas verdes”, con una amplia extensión en la región. Son arcillitas limo-arenosas, de color rosado a castaño claro, muy homogéneas, desde duras a friables según el cemento, que es en general

carbonato de calcio (Herbst y Santa Cruz, 1985). Las arcillitas pueden ser algo calcáreas con abundantes microfósiles marinos y palinomorfos. Se distribuye en el subsuelo de la Cuenca Chacoparanaense de forma muy variable hacia el norte desde Buenos Aires hasta la Provincia del Chaco y al oeste hasta las Sierras Pampeanas, e incluso Tucumán. El espesor de esta formación, suele no ser tan conocido, dado que raramente las perforaciones la penetran totalmente. Los sedimentos que la conforman, le confieren características acuicludas y existiendo algunas intercalaciones acuíferas de muy buen rendimiento. Hidrogeológicamente, es portadora de aguas saladas.

Hacia arriba, estos sedimentos están cubiertos por arenas que se denominan *Arenas Puelches o Formación Puelches*, continentes del Acuífero Puelches (Sala, 1975). De edad Plio-Pleistoceno y origen fluvial, corresponden a depósitos continuos reconocidos en parte de las provincias de Córdoba, Santa Fe y Buenos Aires y franja oriental de Chaco. Conforman una secuencia de arenas cuarzosas, pardo amarillentas a blanquecinas de gran selección granulométrica y composicional con intercalaciones arcillosas de variado espesor (Santa Cruz, 1972). Hay lugares en donde la arena casi fue reemplazada en casi su totalidad por material fino. Su carácter semiconfinado y buen rendimiento, hacen que este cuerpo sedimentario tenga importancia económica en un amplio sector del subsuelo de las Provincias de Santa Fe y Buenos Aires.

La parte cuspidal del paquete sedimentario lo conforman los *Sedimentos Pampeanos*. De edad Holoceno-Plio-pleistoceno y de origen eólico y palustre abarcan gran parte de la llanura Chaco-Pampeana; son depósitos medianos a finos, limos arcillo arenosos con intercalaciones calcáreas concrecionales o tipo mantiformes (tosca). El color dominante es el castaño, con tonalidades amarillentas a rojizas. Contienen al acuífero Pampeano, también denominado acuífero Epipelches por Sala y Auge (1970).

En algunos sectores y por encima de esta unidad, se identifican sedimentos más modernos denominados *Pos-pampeanos* de menor espesor y variado origen.

Este acuífero, libre o freático, es el de interés a los fines de este trabajo, donde la recarga del sistema se produce a partir de las precipitaciones especialmente en áreas interfluviales y la descarga regional es hacia los cursos de aguas principales de mayor importancia.

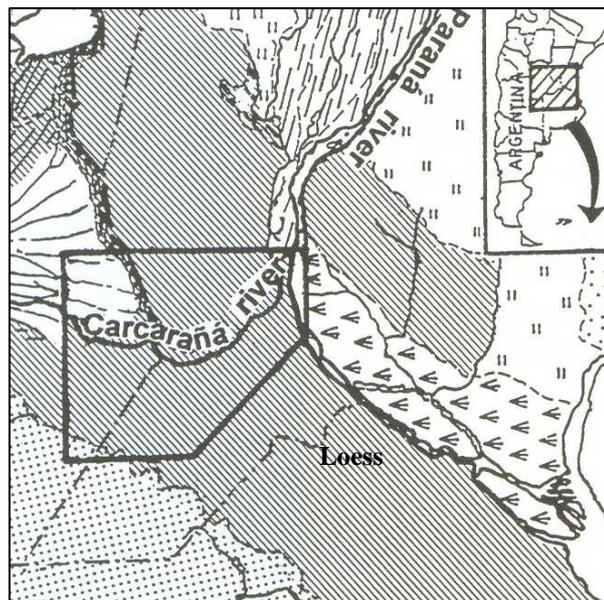
### 3.2 Geomorfología

La región está comprendida en lo que Bistesnik (1968) denominó "Pampa Deprimida", constituida por una extensa llanura que hacia el oeste adquiere ciertas ondulaciones. Por otra parte el área de estudio queda comprendida en lo que Iriondo (1994) denominó la Pampa Norte, donde la Pampa pertenece a la Provincia Pampeana del dominio Chaqueño. Estuvo sometida a la influencia de los grandes ríos del Litoral y de los sistemas menores provenientes de las Sierras Pampeanas, especialmente los ríos Dulce, Tercero y Quinto y donde durante el Cuaternario existió una alternancia de climas secos y húmedos representadas por sedimentos eólicos interstratificados con niveles de suelos, depósitos fluviales y discordancias de erosión.

En el sector se evidencian controles estructurales. Una serie de bloques de distinto tamaño, dispuestos oblicua y transversalmente en el sentido de la pendiente, elevados o hundidos y basculados por Neotectónica, definen el aspecto geomorfológico regional. Dos de las mayores fracturas atraviesan la cuenca. Una es la falla Tostado-Selva (Pleistoceno medio y reactivada en el Holoceno) que marca el límite interprovincial Córdoba-Santa Fe y se extiende

hasta el río Carcarañá, y otra fractura que controla el curso del río Paraná (Iriondo, 1989).

También, Iriondo (1990) definió al Sistema Eólico Pampeano como una gran cubierta sedimentaria generada en el Cuaternario Superior de más de 600.000 km<sup>2</sup> en la llanura pampeana, y es así donde el área de estudio queda comprendida en la Faja Periférica Loésica (Figura 3.2) que compone a este sistema. Esta faja de loess de ancho típico entre los 250 y 300 km, está compuesta por limos friables pardo amarillentos con abundantes concreciones de carbonato de calcio. El espesor original de la formación (5 a 10 metros) se preserva en la mayor parte de la región y los afloramientos en las barrancas de los ríos muestran solamente unos 2 o 3 metros de espesor de loess. El área indicada en la Figura 3.2 fue estudiada en detalle por Kröhling (1998, 1999). La cuenca en estudio presenta particularidades propias en su formación caracterizadas por procesos morfogenéticos donde el sistema hidrográfico de la Planicie Pampeana es el resultado de una historia geológica particular (Iriondo, 2004).



**Figura 3.2.** Marco geomorfológico del área de estudio (Tomado de Iriondo (1992))

Este autor menciona que en esta Planicie las corrientes superficiales pueden ser clasificadas como alóctonas y autóctonas. Ejemplo de ello son los grandes sistemas hidrográficos tales como los ríos Dulce, Salado, Colorado y Carcarañá, cuyas cabeceras pueden ser en áreas montañosas o piedemonte, mientras que aguas abajo muestran un régimen de flujo parcialmente independiente de los procesos en las planicies.

De la misma manera, merecen destacarse los resultados de la investigaciones llevadas a cabo por Kröhling, (1999) en la cuenca de estudio, donde definió las Unidades Geomorfológicas (U.G) como: fluvial del valle de Tortugas, de las terrazas fluviales del río Carcarañá, del valle fluvial de Villa Eloisa, del Paleovalle fluvial de Cañada de Gómez, los Paleocanales de Luis Palacios y el Paleovalle fluvial de Berabevú que a continuación se describen y se muestran en la Figura 3.3.

*U.G. fluvial del valle de Tortugas:* La componen valles asimétricos del pequeño río Tortugas que exhibe un fuerte control estructural. Este valle es cubierto por depósitos eólicos. La faja fluvial en el piso del valle es parcialmente ocupada por canales. La faja incluye paleocanales y

depresiones de deflación. Las pendientes laterales son bien definidas y a la izquierda le corresponde una atenuada escarpa de 50 metros de altura, la otra constituye una pendiente simple. El valle tiene una longitud de 4 km desarrollado por erosión sobre ambos lados de la faja fluvial.

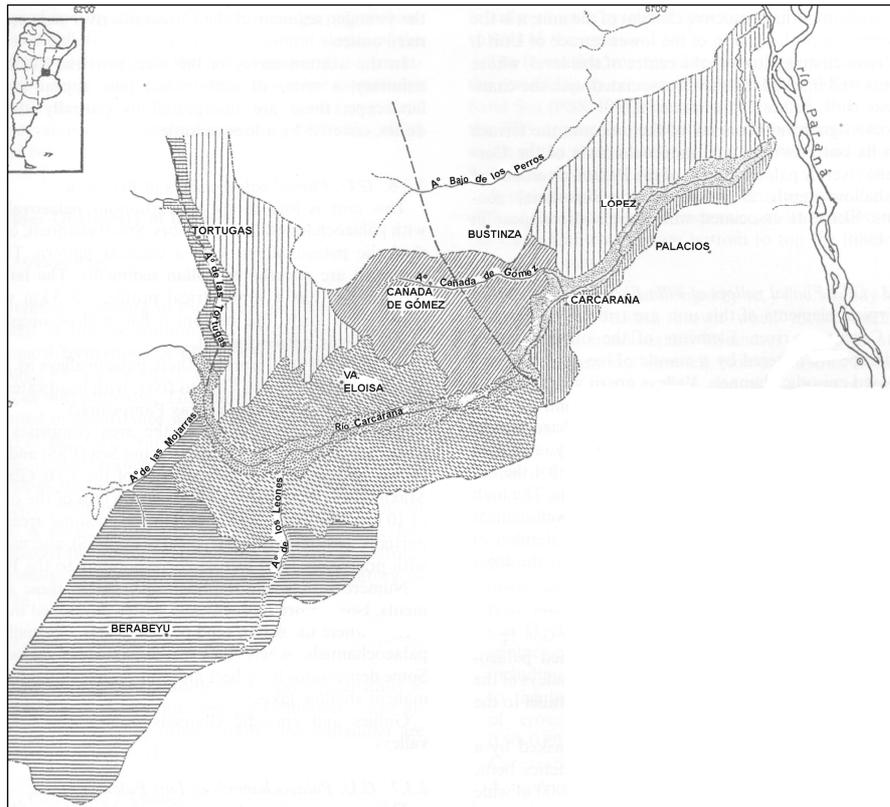
*U.G. de las terrazas fluviales del río Carcarañá:* Esta forma de faja fluvial por encima de la falla NW-SE localizada a los 32° 45'S y 61° 15'W, impide el desarrollo de la terraza aguas abajo. Dos niveles de terrazas continuas están asociadas con el curso actual del río y la terraza intermedia aparece localmente. El curso actual del río no presenta desarrollada su llanura de inundación y numerosos paleocanales de éste cortan las terrazas aguas arriba. El cauce queda bordeado por barrancas (en parte corta cárcavas) y muestra un patrón meandroso inherente al período en el cual su energía fue menor a la actual. Se asocia a los elementos tales como abanicos aluviales inactivos.

*U.G. de la faja fluvial inferior del río Carcarañá:* Le continúa a la unidad anterior en la dirección del escurrimiento. Formada por terrazas continuas aguas arriba de un ancho medio de 2500 metros y un estrecho nivel inferior de ancho variable entre los 100 y 300 metros en el cual el río fluye. Este nivel fue parcialmente llenado por la Formación Lucio López presentando numerosas depresiones sobre la pendiente de esta faja. El piso de esta depresión es horizontal con canales y pantanos. La parte más estrecha de esta faja constituye el elemento distintivo de esta unidad, donde el río fluye por su cauce bien marcado. Los elementos asociados con esta unidad son barrancas, cárcavas y cascadas.

*U.G. del valle fluvial de Villa Eloisa:* Los elementos típicos son los valles tributarios del río Carcarañá. Los elementos del paisaje del valle original están cubiertos por un manto de loess. El valle es en general asimétrico con anchos entre los 800 y 1200 metros, representado por grandes pendientes laterales y profundidades entre los 5 y 7 metros. El amplio valle es de 2700 metros de ancho y 15 metros de profundidad. La alta frecuencia de valles marca un paisaje bien definido por colinas y formado por simples pendientes alargadas. Un número pequeño de hoyas de deflación están excavadas en la parte superior de la formación de loess.

*U.G. del Paleovalle fluvial de Cañada de Gómez:* A esta unidad la definen patrones de paleodrenaje bien definidos formados por una serie de paleovalles del río Carcarañá el cual es aproximadamente paralelo a la dirección actual del río. Hay valles asimétricos cubiertos por loess que son interpretados por fajas poligenéticas afectadas por la neotectónica. El valle principal es de 4900 metros con una profundidad de 18 metros. Algunos canales y cárcavas se desarrollan en el piso de los paleovalles y numerosos paleocanales también están presentes. Los elementos asociados son las hoyas de deflación y depresiones generadas por neotectónica.

*U.G. Paleocanales de Luis Palacios:* Esta unidad está definida por una serie de depresiones alineadas que forman un arco de 10 a 15 kilómetros de radio. Estas depresiones tienen un ancho típico de 1.5 km y un máximo de 3.5 km y están parcialmente inundadas. El patrón de dichas depresiones es comparable a la morfología del cauce del río Paraná en el área, que corresponde muy probablemente a un paleocauce de este río cubierto por un delgado manto de loess.



**Figura 3.3.** Unidades Geomorfológicas  
(Tomado de Kröhling, (1999))

Topográficamente (Figura 3.4), la cuenca presenta un relieve con particularidades en el borde occidental donde las ondulaciones son más pronunciadas, con una altimetría que oscila entre 130 metros s.n.m. en su punto más alto, constituyendo una de las divisorias de agua superficial para descender lateralmente hacia el oeste a cota 70 hasta el límite de la Provincia de Santa Fe con una pendiente del orden de 7.1 m/km, y de norte a sur hasta cota 60 metros en las márgenes del río Carcarañá con pendiente del orden de 7.7 m/km. Al sur del mencionado río las alturas oscilan desde la cota 100 (límite de cuenca) a la cota 60 metros en la margen derecha del río con una pendiente del orden de 3.4 m/km.

A partir de la zona media de la cuenca cambia el sentido general de la pendiente orientándose hacia el noreste en el mismo sentido que el río pero algo más suave con cotas entre los 60 metros y llegando en la desembocadura con cotas del orden de 20 metros s.n.m. representando una pendiente del orden de 0.7 m/km. Como puede observarse en esta figura, el sector este de la cuenca, se caracteriza por un área plana mostrada por el mayor espaciamiento de las curvas topográficas y, en color rojo, se indican los canales secundarios.

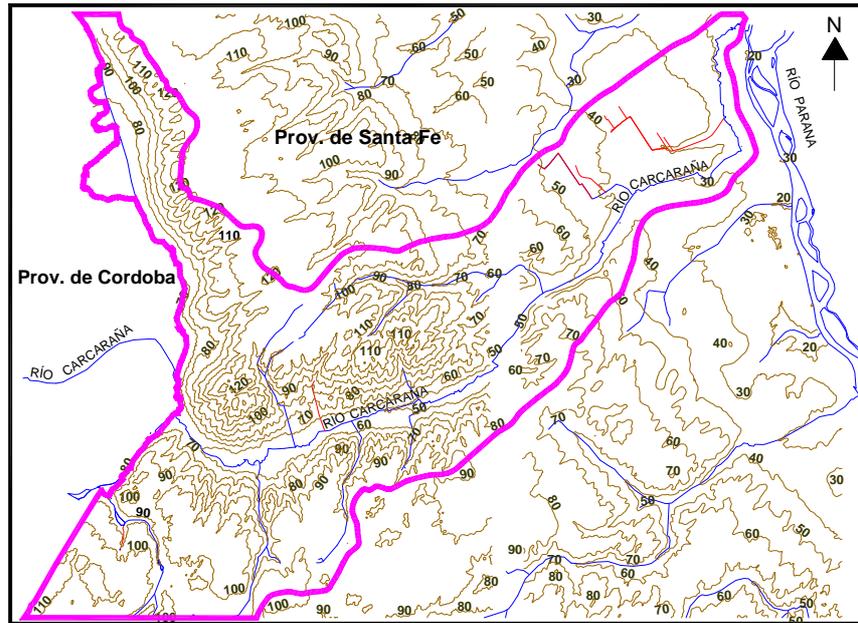


Figura 3.4 Topografía e Hidrografía de la cuenca del río Carcarañá (Tomado de I.G.M. E. 1:50.000)

### 3.3 Dinámica Hídrica Superficial

La hidrografía de la cuenca se muestra en la Figura 3.5, y se describe a continuación:

El área de aportes de la cuenca del río Carcarañá se desarrolla a lo largo de las provincias de San Luis, La Pampa y Córdoba. En ésta toma el nombre de “río Carcarañá” después de coleccionar el agua proveniente de las cuencas imbríferas de los ríos Tercero y Saladillo, a la altura de las localidades de Monte Buey y Bell Ville. A la altura de Cruz Alta, entra en la Provincia de Santa Fe y recibe por su margen izquierda el aporte del A° de Las Tortugas que oficia de límite interprovincial en sentido norte sur, y a los afluentes del A° Mojarras y Leones por su margen derecha.

Posteriormente fluye por su cauce bien definido recorriendo la Provincia de Santa Fe de suroeste a noreste. Mientras que en la porción final de la cuenca, donde el río presenta un cauce muy desarrollado, se observa otro cambio morfológico de magnitud, que es la inflexión de su sentido de escurrimiento hasta desembocar en el riacho Coronda, brazo del Paraná a la altura de Puerto Gaboto (ex Fuerte Sancti Spiritu). En esa zona su desagüe es en forma paralela al río Paraná, pero hacia el norte, siendo uno de los principales tributarios del mismo por su margen derecha.

En su paso por la provincia de Santa Fe, el río Carcarañá es alimentado por los escurrimientos superficiales de las aguas de lluvia y por la descarga del acuífero libre. Los afluentes secundarios tienen cauces apenas excavados en la llanura, con barrancas de poca profundidad que recogen las aguas de los escurrimientos superficiales y el remanente de agua del suelo sobresaturado (Kreimer, 1969).

Los arroyos de Las Tortugas, Las Mojarras, Los Leones y el Cañada de Gómez, confluyen directamente en el curso longitudinal suroeste-oeste del río. Todos, a excepción de

estos dos últimos, son de carácter transitorio y deben sus aguas a la alimentación producida por los excesos de lluvia y al aporte de un pobre escurrimiento superficial. Algunas de estas cañadas y otras que no se citan, han sido objeto de intensas obras de canalizaciones, con la consiguiente disminución paulatina de su cuenca de derrame.



Figura 3.5. Hidrografía de la cuenca del río Carcarañá

El cauce principal del río Carcarañá presenta al ingresar al territorio santafesino (unión de los A° de Las Tortugas y Mojarras), cotas de 65 metros. Después de recorrer una longitud de 60 km hasta llegar a la zona media de la cuenca, las cotas disminuyen al orden de los 50 m siendo la pendiente de 0.25 m/km. Desde aquí y hasta la desembocadura del río homónimo en el Coronda, luego de recorrer 79 km presenta una pendiente del orden de 0.45 m/km.

Todo el río Carcarañá se desarrolla sobre márgenes que oscilan entre 3 y 4 metros de altura con un ancho medio de 65 metros, presentando infinidad de meandros que alargan su recorrido y en muchas partes de su lecho afloran capas de tosca, formando rápidos. En el sector este de la cuenca se ubican áreas más planas, donde se emplazan los sistemas de canalizaciones de Salto Grande y Serodino (indicados en color celeste en la Figura 3.5).

Con respecto a la disponibilidad de datos, las mediciones existentes en el río Carcarañá, obran desde el año 1939/1948 y 1953/1954 correspondientes a Cruz Alta (Provincia de Córdoba). En tanto las observaciones efectuadas en la localidad de Pueblo Andino (Provincia de Santa Fe, aguas abajo de la cuenca) comprenden 1981/1990 y 1993/2003. Para estos dos últimos el derrame anual medio fue de 2360 hm<sup>3</sup>, y de 2892 hm<sup>3</sup> respectivamente. Los antecedentes han manifestado un valor alto en el año hidrológico 2001/02 de 5100 hm<sup>3</sup> (Fuente: Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación).

Por otra parte, en lo referente a estudios de la variabilidad del caudal del río Carcarañá no se conocen que se hayan llevado a cabo. Probablemente esto se deba a que no porque no interese conocerla, sino porque los métodos de análisis hidroclimáticos usualmente utilizados para ese tipo de estudio requieren de series de al menos treinta años de longitud y carentes de baches o al menos con menos del 5% de datos faltantes. En este último sentido, y atentos a los datos disponibles comentados precedentemente, este río carece de series aptas para un análisis riguroso.

En cuanto la vinculación entre los caudales y la señal del ENOS, la insuficiencia de datos no permite sacar ninguna conclusión al respecto, pero es menester poner de manifiesto que han ocurrido en la región años secos no coincidentes con los años LA NIÑA, años con excesos de precipitación en períodos neutros del ENOS y hasta un caso de sequía en año EL NIÑO.

### **3.4 Características de Suelos y Cobertura Vegetal**

Los suelos característicos del área de estudio pertenecen a dos grandes Grupos, Argiudoles y Natracuoles (INTA, 1981).

Los Argiudoles son suelos desarrollados sobre material loésico generalmente rico en carbonato de calcio y presentan la mejor condición edáfica para la implementación de cultivos. Se desarrollan bajo un régimen húmedo (humedad údico) de color negro pardo oscuro.

Dentro del Gran Grupo Argiudol se distinguen los Subgrupos típico y el ácuico, identificados como (1), (2) y (19) en la Figura 3.6 correspondiente a la clasificación Taxonómica de suelos.

El primer Subgrupo se encuentra en las lomas altas suavemente onduladas, con suelos profundos bien drenados de permeabilidad moderada a moderadamente lenta. Son suelos potencialmente aptos para la agricultura, pero su limitación principal la constituye la deficiencia de agua. El problema se agrava por la potencia del horizonte B2t, que restringe la permeabilidad que dificulta la normal infiltración del agua de lluvia.

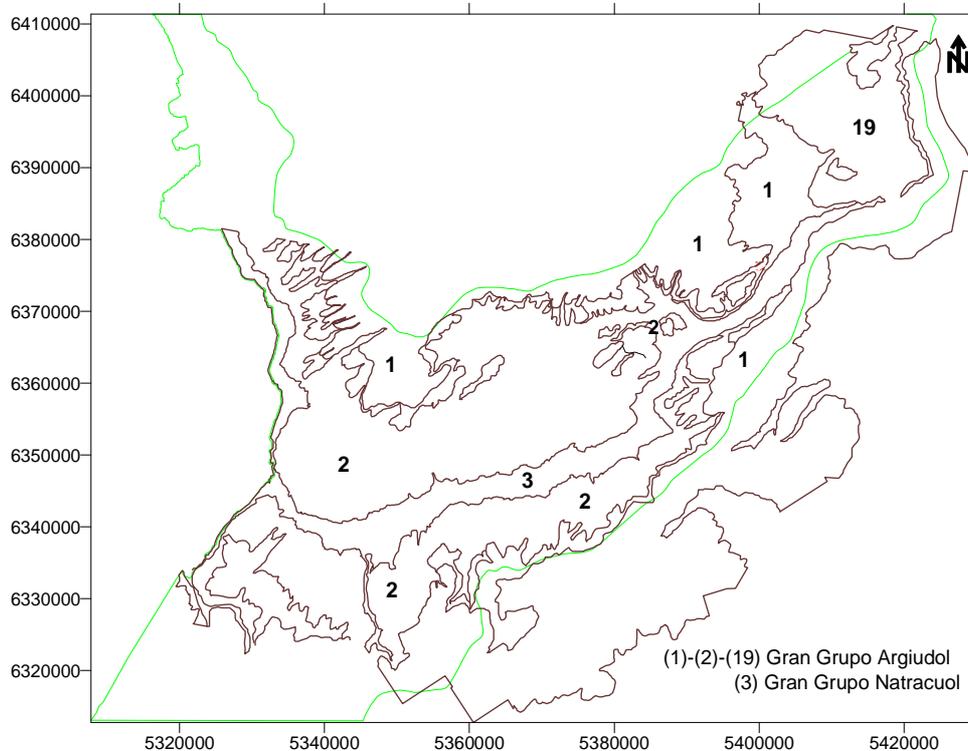
El segundo Subgrupo se ubica en los sectores deprimidos donde el drenaje superficial no es tan rápido. Es común que presenten en las proximidades de las cubetas horizontes transicionales lixiviados.

Dentro del Gran Grupo Argiudol, (1), corresponde a planicies altas bien drenadas y suavemente onduladas. El relieve dominante es normal y sub-normal donde el paisaje se presenta más ondulado y hay signos de erosión hídrica, habiendo perdido algunos suelos entre el 20-25 % de su horizonte superficial.

El Gran Grupo Argiudol, (2), presenta como limitante la erosión hídrica. Son paisajes planos suavemente ondulados de relieve normal a normal-subnormal, áreas bien drenadas con pendientes de hasta el 2 % ubicadas a ambos márgenes de los cauces superficiales principales (A° Cañada de Gómez y río Carcarañá), lo que hace que los suelos sean susceptibles a la erosión hídrica ligera o moderada.

El Gran Grupo Argiudol, (19), en las lomas planas se presentan los Argiudoles típicos que corresponden a sectores bien drenados y llegando a los sectores deprimidos de ese paisaje

se encuentran los Argiudoles ácuicos. La planicie se encuentra interrumpida por ejes de avenamiento dispuestos en forma paralela, compuestos por una sucesión de cubetas pequeñas que se interconectan en periodos de lluvia de cierta magnitud, lo que constituye cauces de carácter temporario.



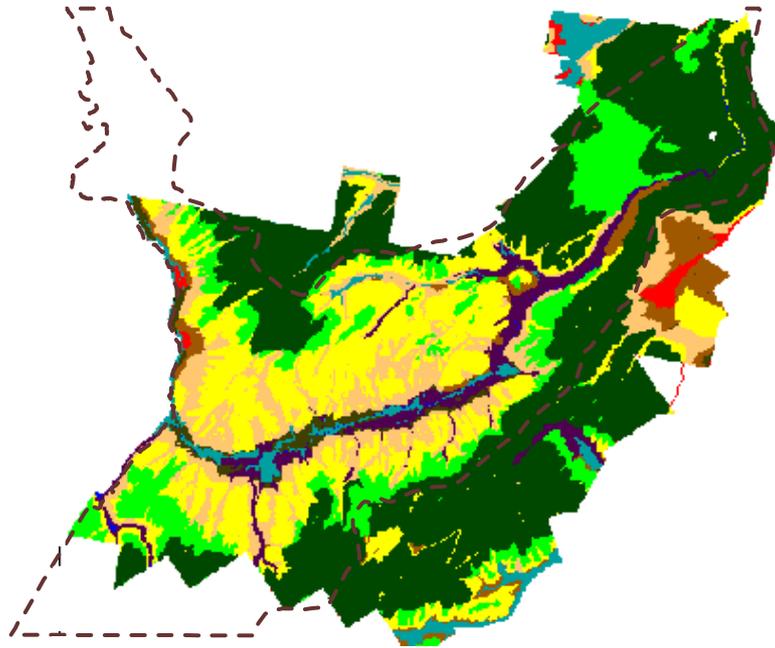
**Figura 3.6.** Ubicación del Gran Grupo Argiudol y Natracuol en el mapa de suelos a escala 1:500.000 en la cuenca

Los Natracuoles son suelos de origen del tipo limo loésico que se encuentran normalmente en las planicies inundables y en las márgenes de arroyos y ríos. Son imperfectamente drenados y de muy baja permeabilidad y suelen tener altas concentraciones de sales y sodio intercambiable. El horizonte nátrico aparece próximo a la superficie y es el factor responsable de su baja permeabilidad. Se encuentran en los paisajes deprimidos de escurrimiento difícil con serios problemas de drenaje interno. Sufren frecuentemente períodos de saturación con agua. El horizonte B2 nátrico generalmente es de textura franco-arcillo limosa, o arcilla limosa, con más del 15 % de sodio en su complejo de intercambio.

Este Gran Grupo Natracuol (3), es un complejo constituido por los Natracuoles típicos, los Natracualfes típicos y los Argiudoles ácuicos. Se localizan en planos bajos extendidos aledaños a vías de escurrimiento de cauce elaborado. En las áreas más elevadas están los Argiudoles ácuicos, mientras que en las medias lomas bajas y pies de lomas están los Natracuoles, y en las áreas más anegables y perfectamente drenadas están los Natracualfes.

Asimismo, se puede observar Figura 3.7 el mapa de la Aptitud de los suelos desde el punto de vista agropecuario, basado en la misma clasificación taxonómica descrita anteriormente y que agrupa los suelos en nueve grupos, que surgen de combinar la capacidad de uso, el paisaje y el clima. El porcentaje mayor de la superficie de la cuenca está conformado por suelos aptos para agricultura y prácticamente sin limitantes, ello válido para las zonas altas, mejor drenadas, pero en las intermedias o más deprimidas, se ha perdido parte del mismo por

erosión hídrica. En las zonas más cercanas a la desembocadura del río los suelos de buena aptitud agrícola se ven restringidos en el uso por el alto contenido de material fino que en época de lluvias excesivas traen problemas de asfixia de los cultivos



**Figura 3.7.** Mapa con diferentes Aptitudes de uso agrícola-ganadero en la cuenca

A continuación se referencian los nueve grupos que se observan en la figura anterior:

- Grupo 1 - Aptitud muy alta. Uso intensivo y/o pastoril.
- Grupo 2 - Agrícola con leves limitaciones.
- Grupo 3 - Agrícola Ganadera con moderadas limitaciones.
- Grupo 4 - Ganadero Agrícola con limitaciones.
- Grupo 5 - Ganadero con restricciones severas.
- Grupo 6 - Ganadero con restricciones muy severas.
- Grupo 7 - Ganadero campo natural.
- Grupo 8 - Ganadero campo natural. Complejo indiferenciado.
- Grupo 9 - Inaptas.

Estos suelos varían en el área por la profundidad de los horizontes, la proporción de materia orgánica y el espesor de cada capa, por lo que estos deberían estar sometidos a normas de manejo y conservación, para preservarlos de los procesos erosivos, y de aquellas formas de producción que alteren su condición natural de aptitud.

La región presenta un grado de subdivisión y utilización del suelo que enmascara su aspecto original, convirtiéndose en una planicie de vegetación tipo pastizal, ya sea natural o implantado, gramíneas y otros cultivos, donde predominan los de granos y oleaginosas. Existen también escasas forestaciones que se ubican en general en el entorno de las viviendas rurales,

con especies naturales y/o exóticas.

En general se puede considerar a la zona de estudio, como una zona de alta producción agrícola con un crecimiento en detrimento de la ganadera y en una sobreexplotación del suelo con prácticas intensivas de dobles cultivos anuales, como por ejemplo trigo y soja.

### **3.5 Hidroquímica**

En lo referente a la calidad del subterránea de un análisis de 50 muestras de aguas subterráneas del acuífero freático en la cuenca del río Carcarañá, (Kröhlhling 1996) determinó que en la composición catiónica prevalecen las aguas fuertemente sódico-potásicas en un 94 % y el resto corresponde a aguas predominantemente sódico-potásicas. En la composición aniónica las aguas son predominantemente bicarbonatadas (50 %) y fuertemente bicarbonatadas (42 %), algunas son de tipo intermedio sin anión dominante (4 %) y otras predominantemente sulfatadas (4 %). La autora manifestó que los factores que causan esos cambios son variados y de difícil determinación. Entre ellos se destaca la importancia de la geología y la geomorfología del área que condicionan la circulación del agua subterránea, la distribución de los sectores de recarga y descarga e incluso la pluviometría y cantidad de agua de recarga profunda participan en el proceso. Asimismo expresó que si se analiza la composición iónica de las aguas freáticas de la cuenca se deduce el predominio de aguas muy jóvenes, es decir de aguas del tipo bicarbonatado sódicas de reciente infiltración. El aumento de los tenores de bicarbonato en las aguas del área de estudio señala la magnitud de la cantidad de agua meteórica infiltrada en la misma.

### **3.6 Caracterización Climática**

En los últimos años extensas regiones del noreste de Argentina han sido afectadas por fluctuaciones climáticas que produjeron graves perjuicios, tanto por inundaciones (producto de lluvias locales) como por sequías, de lo cual no estuvo exenta la Provincia de Santa Fe. El régimen de lluvias de los últimos 30 años se ha caracterizado por un cambio de comportamiento intra anual, como variación de la cantidad de días con lluvia cada mes y modificación de los montos mensuales, con un aumento generalizado de la precipitación anual. En el noreste de Argentina, esto se manifestó con un corrimiento hacia el oeste en las isohietas, lo que en la Provincia de Santa Fe fue indicativo de aumentos relativos de la precipitación de un 25% (García, 1994). Los montos de agua caída son del orden de los 1100 mm en el este de la provincia, disminuyendo gradualmente a 850 mm en el oeste, con una orientación general de las isohietas norte-sur. En lo que a temperatura se refiere, se tienen veranos cálidos y húmedos (con temperaturas medias del orden de los 23 °C), con inviernos templados (con temperaturas medias del orden de los 10.5 °C) .

También es conocida la relación existente entre la precipitación en el Sudeste de Sud América (SSA), y el fenómeno de EL NIÑO-Oscilación del Sur (ENOS), que fue extensamente analizada por muchos autores (Ropelewski and Halpert, 1987,1989; Aceituno, 1988; Mechoso y Perez Iribarren, 1992). En esta región está inserta la Provincia de Santa Fe.

El desarrollo del tiempo en la región santafesina está regulado por el accionar simultáneo de los anticiclones sub-tropicales del Pacífico y del Atlántico, con posiciones medias alrededor de los 30° S y, además, del centro de baja presión llamado Baja Térmica, que se forma al este de los Andes con una ubicación aproximada sobre las provincias argentinas de La Rioja, Catamarca, Tucumán y Salta, y parte del altiplano boliviano. Estos tres centros

cambian su intensidad y ubicación durante el curso del año, teniendo los anticiclones una posición más al norte y una presión más alta en invierno, intensificándose muchas veces el anticiclón del Atlántico, por anticiclones fríos migratorios pos frontales, que se originan en la región sub antártica, y se estacionan sobre el sur del Brasil y el Uruguay. La baja térmica es más desarrollada en el verano y se debilita considerablemente durante el invierno, quedando más bien una vaguada de baja presión.

El anticiclón del Atlántico produce en sus capas inferiores vientos del NE y N sobre la región en estudio. Durante el verano la circulación se modifica al intensificarse la baja térmica, girando los vientos alrededor de ésta en sentido dextrógiro. Al sur de los 40° S, entre los anticiclones y el cinturón sub polar de baja presión, se encuentran los vientos predominantes del oeste en las capas medias y altas de la troposfera. El cinturón de baja presión se encuentra en un continuo desarrollo y decaimiento por la frecuente presencia de familias de ciclones, los cuales, una vez superada la región patagónica (donde la cordillera es mucho más baja) pueden modificar el tiempo en la región santafesina a través de los frentes asociados.

En la Provincia de Santa Fe los campos medios de temperatura muestran una característica estacional bien establecida (Hoffmann, 1975), y es razonable considerar cuatro estaciones bien individualizadas. En síntesis, la respuesta del campo térmico de superficie (a 1.50 m del suelo) responde claramente al movimiento aparente del sol con respecto al plano ecuatorial, con la temperatura máxima durante el solsticio de Diciembre. La estacionalidad mencionada, que también está presente en la precipitación, es indicativa de la variabilidad temporal de la misma, aunque no es tan evidente como en la temperatura.

Los patrones de comportamiento de la temperatura y la circulación general de la atmósfera están íntimamente ligados a la precipitación. En consecuencia, los modelos de precipitación en la Provincia de Santa Fe son complejos debido a la posición geográfica y extensión de la región.

Para este trabajo se utilizó la información pluviométrica y freaticométrica proveniente de los puestos de observación localizados en la Figura 2.1 e indicados en la Tabla 3.2. En ella se puede observar que no existe un registro de longitud uniforme, tanto de lluvias como de nivel freático, aunque a nivel mensual las series de datos no presentan baches y cumplen con todas las recomendaciones de calidad de la Organización Meteorológica Mundial.

Estación	Lat.	Long.	Altitud (m)	Período de Precipitación	Período de Nivel Freático	Período Simultáneo Utilizado
Rafaela	31° 11' S	61° 33' W	100	1904/2003	1969/2003	1970/2003
Oliveros	32° 33' S	60° 51' W	27	1951/2003	1970/2003	1970/2003
La Silesia	32° 47' S	61° 11' W	58,25	1970/2003	2000/2003	-
Marcos Juárez	32° 92' S	62° 15' W	110	1910/2003	1970/2003	1970/2003
Zavalla	33° 06' S	60° 53' W	50	1973/2003	1973/2003	1973/2003

**Tabla 3.2.** Estaciones seleccionadas y períodos de información simultánea de precipitación y nivel freático

### 3.6.1 De la precipitación

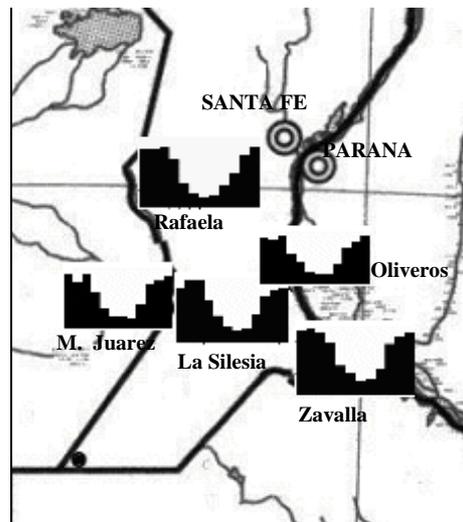
La precipitación normal anual, es por su naturaleza, una información muy general pero, sin embargo, muy útil para caracterizar el régimen de lluvia en la región.

Aquí es importante manifestar que las referencias cualitativas y cuantitativas de los montos de agua precipitada son respecto del período normal 1971-2000. En consecuencia,

cuando se mencione la precipitación media anual, mensual o estacional, la referencia es al promedio correspondiente al período 1971-2000, o a porcentajes del mismo. Esto será particularmente valioso al presentar los resultados del período de estudio en este trabajo (2000-2003) en la cuenca del río Carcarañá, para poder efectuar comparaciones.

Al considerar la variación intra anual en los pluviogramas (Figura 3.8), se observa inmediatamente la escasez pluvial en el invierno (Junio-Agosto) en la mayor parte de la Provincia, lo cual se debe a que durante dicha estación el anticiclón del Atlántico se extiende sobre el continente para unirse con el anticiclón del Pacífico. El resultado es la disminución de los procesos convectivos y, en consecuencia, de las lluvias de gran magnitud.

La distribución anual y estacional de la precipitación en las estaciones utilizadas de la región en estudio se muestra en la Tabla 3.3 y se refieren al período normal 1971-2000. En ella está expresada en milímetros la precipitación normal anual, la normal durante la estación lluviosa (octubre-marzo), la normal de la estación que puede llamarse “seca” y las normales estacionales. Esta región tiene un régimen de precipitación anual con valores mínimos en invierno (Junio-Julio-Agosto), pero sin una estación seca bien definida, mientras que los máximos se producen en verano/otoño (García, 1990).



**Figura 3.8.** Pluviogramas típicos de la región de estudio (Período 1971-2000)

Estación	Normal Anual	Normal Est. Lluviosa	Normal Est. Seca	Normal Primavera (S-O-N)	Normal Verano (D-E-F)	Normal Otoño (M-A-M)	Normal Invierno (J-J-A)
Rafaela	1029	762	267	246	401	302	80
Oliveros	1025	718	307	270	385	277	93
La Silesia	996	687	309	248	339	262	88
Zavalla	1087	761	326	257	355	271	99
M. Juárez	925	675	250	258	368	225	74

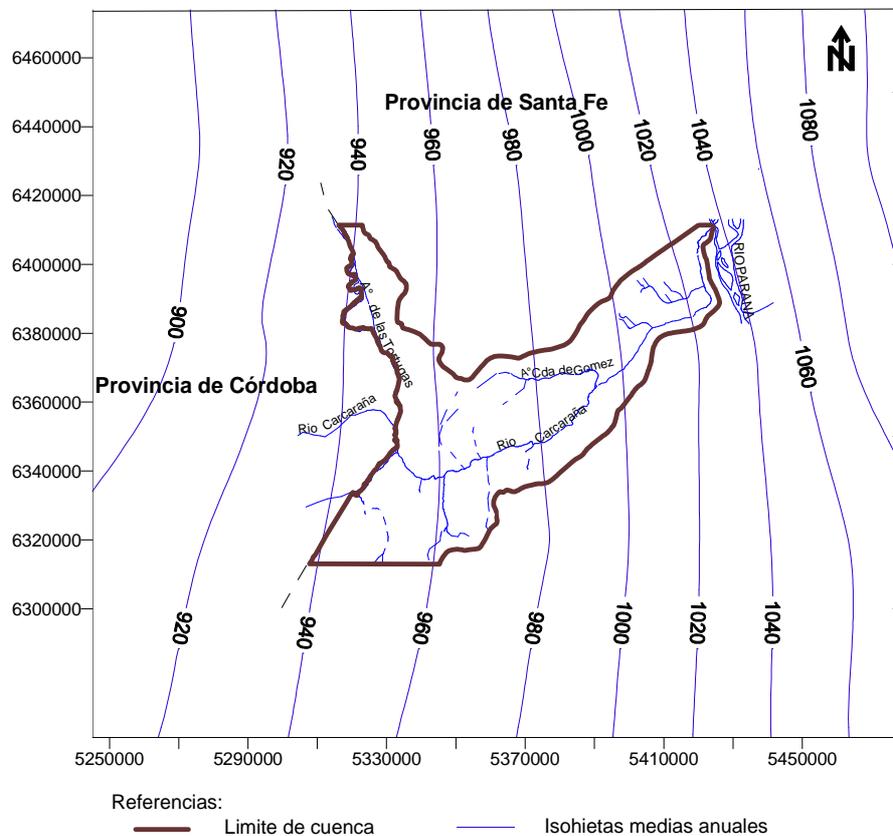
**Tabla 3.3.** Precipitación normal en milímetros en las estaciones seleccionadas para diferentes épocas del año, durante el período 1971-2000

Las lluvias en la región de estudio son de dos tipos: chubascos y lluvias menos intensas, pero persistentes y extensas, que ocurren con el desarrollo de frentes retrógrados y durante sudestadas, durante el invierno; y lluvias intensas de tipo convectivo durante el verano. Sin

embargo es necesario poner en relieve que las tormentas convectivas, que hasta la década de los '60 en la región santafesina eran características del verano, paulatinamente fueron aumentando su frecuencia de ocurrencia en la temporada invernal generando lluvias intensas y hasta granizo durante el invierno. No obstante, el máximo mensual de precipitación se produce al final del verano y principios de otoño (marzo, abril), mientras que el mínimo en invierno (Junio-Agosto), como ya fue dicho.

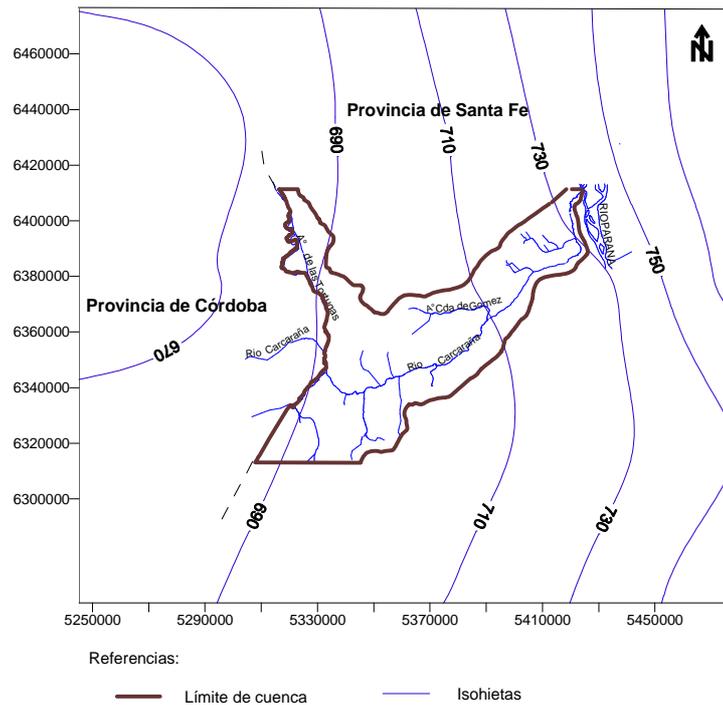
En la región la concentración pluvial es desde octubre a marzo, y en algunos casos abril, cuando cae mas del 70% de la precipitación anual, mientras que en la estación seca (resto del año) se produce solamente un 30%, y aún menos del total anual. Aún así, la región en estudio tiene lluvias todo el año.

La precipitación normal anual sobre la región tiene un promedio espacial de 970 mm y está distribuida mediante isohietas con orientación de norte a sur, con el máximo en la región oriental y el mínimo hacia el oeste (Figura 3.9).



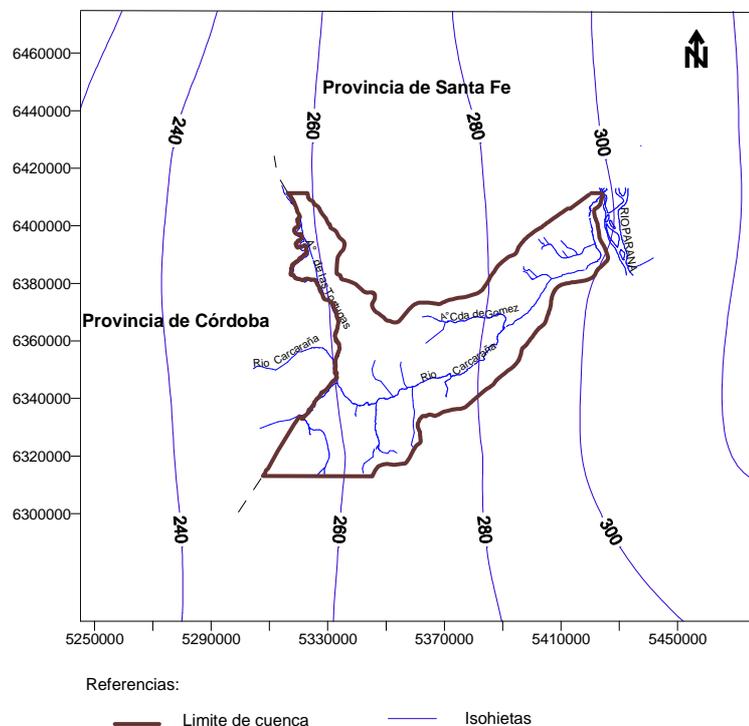
**Figura 3.9.** Isohietas medias anuales (en mm), del período normal (1971-2000) en la cuenca del río Carcarañá

El período mas húmedo es octubre-marzo (Figura 3.10) con un promedio de más del 70% (680 mm) del total anual. Durante esta estación el máximo de absoluto de precipitación se mantiene en el este y el mínimo al oeste.



**Figura 3.10.** Isohietas medias (en mm) del período Octubre-Marzo (1971-2000) en la cuenca del río Carcarañá

La estación seca, que comprende de abril a septiembre (Figura 3.11) tiene un promedio espacial de precipitación sobre toda la cuenca de tan sólo 270 mm (algo menos del 30% del total anual). La disposición de las isohietas es coincidente con las correspondientes a los valores anuales (norte-sur).



**Figura 3.11.** Isohietas medias (en mm) del período Abril-Septiembre (1971-2000) en la cuenca del río Carcarañá

## **4.- LA CUENCA EN ESTUDIO**

### **4.1 Hidrogeología**

A fin de ajustar la hidrogeología particular de la cuenca que sirva de base para la formulación del modelo conceptual hidrogeológico, se agregan descripciones más detalladas a las relatadas en el Item 3.1 de las Formaciones Paraná, Puelches y Pampeano (acentuándose en ésta última que es la de interés).

Dado que el mayor problema radica en que la mayoría de las perforaciones presentan descripciones efectuadas por perforistas con escaso o nulo conocimiento de geología, lo cual carecen de detalles específicos y muchas de ellas distan de ser confiables, a los antecedentes generales se han sumado los provenientes de estudios específicos orientados a la explotación de los acuíferos para uso ganadero, riego y agua potable cedidos por Manavella, C., (1992, 1994, 1995, 1996a, 1996b, 1996c, 1996d, 1997a, 1997b, 1997c, 1998a, 1998b 1998c, 2001, 2004) para una mejor descripción.

En la cuenca de estudio, desde el punto de vista de la estratigrafía las principales unidades superficiales están representadas por sedimentos de diferentes edades y ambientes de sedimentación de amplia difusión en un gran sector de nuestra llanura.

El horizonte más antiguo como fuera mencionado, corresponde a la Formación Paraná denominadas como arcillas verdes. La base, la conforman estas arcillas de alta plasticidad que hidráulicamente se comporta como acuicluida, mientras en la parte superior, se encuentran las arenas grises de tamaño desde mediano hasta grava fina, y arenas arcillosas con intercalaciones de arcilla verde conformando un medio heterogéneo y anisótropo. Esta Fm. aloja a acuíferos, acuitardos y acuicludos que presentan aguas de elevada salinidad

De antecedentes se puede discernir que el techo de la Formación Paraná se encuentra a cota próxima a los 5 metros sobre el nivel del mar en el oeste de la cuenca, y a -25 metros al este de la misma. Esta gran diferencia en la cota de su techo se debe a la acción erosiva del río Paraná.

Hacia arriba y en discordancia erosiva, estos sedimentos están cubiertos por un importante cuerpo sedimentario que desde el punto de vista hidrogeológico adquiere relevancia, ya que constituye una de las principales fuente de agua de buena calidad en un gran sector de la provincia de Santa Fe y noroeste de Buenos Aires. A esta formación se la denomina Fm. Arenas Puelches, y está conformada por arenas cuarzosas, maduras, de colores amarillentos, comúnmente de grano fino a mediano con intercalaciones de gravilla en sus niveles inferiores, particularidad que le confiere características hidráulicas de semiconfinamiento, y aún de confinamiento. El espesor que puede superar los 40 metros disminuye hacia el oeste. Si bien, como se mencionó suelen ser portadoras de aguas de buena calidad, en algunos sectores se presenta con características incrustantes por la presencia de hierro y manganeso y con caudales característicos que pueden alcanzar los 20.000 l/h/m. Las transmisividades varían desde los 300 a 1500 m<sup>2</sup>/d y las permeabilidades en el orden de los 30 m/d.

Sobrepuesta a esta Fm., está la que es de interés a los fines del estudio, los sedimentos Pampeanos, donde la parte cuspidal del paquete sedimentario la integran sedimentos limosos,

arcillo arenosos, limo arcillosos con presencia de nódulos calcáreos, y también se suele presentar una fracción arcillosa de espesor y extensión areal variable.

Estos sedimentos alojan al acuífero de la denominada Fm. Pampeano, de características libre o freática la cuál se relaciona con el ciclo hidrológico exterior. El espesor disminuye de oeste a este desde más de 100 metros en la zona de Marcos Juárez y llegándolo a superar en la zona de Montes de Oca, hasta aproximadamente los 17 metros en la zona de Oliveros (al este de la cuenca en las cercanías del río Paraná). La permeabilidad es generalmente baja, del orden de 1 a los 10 m/d. Su base generalmente se encuentra ocupada por un manto de arcillas verdes o castañas que provocan el confinamiento del acuífero Puelches.

Los cambios climáticos ocurridos en el Cuaternario son la causa de la heterogeneidad de estos sedimentos. Los procesos locales a que fue sometido el limo en el momento de la sedimentación origina cambios texturales y estructurales muy importantes. Estos cambios litológicos del pampeano dan como resultado un medio anisotrópico tanto en sentido vertical como areal que originan acuíferos integrados por secuencias productivas separadas de otras de características acuitardas. A escasa profundidad se los encuentra con características freáticas y semiconfinadas. La complejidad litológica la cuál no presenta una clara estratificación, a escala regional muestra un comportamiento simple pero a nivel local evidencia particularidades.

De acuerdo a Kröhling (1999) esta secuencia estratigráfica aflorante está representada por una sucesión de sedimentos eólicos y palustres de distribución areal en la que se intercalan fajas fluviales depositadas por la divagación del río Carcarañá. La Geología del Cuaternario de la región indica que la sucesión de estadios climáticos alternantes húmedos y secos condicionó su evolución (Iriondo y García, 1993).

En base a lo mencionado y a antecedentes específicos, se construyeron tres perfiles estratigráficos (Figuras 4.2 a 4.4) que si bien pueden no ajustarse con exactitud permiten definir la hidrogeología local de la cuenca. Los mismos se muestran ubicados en la Figura 4.1.

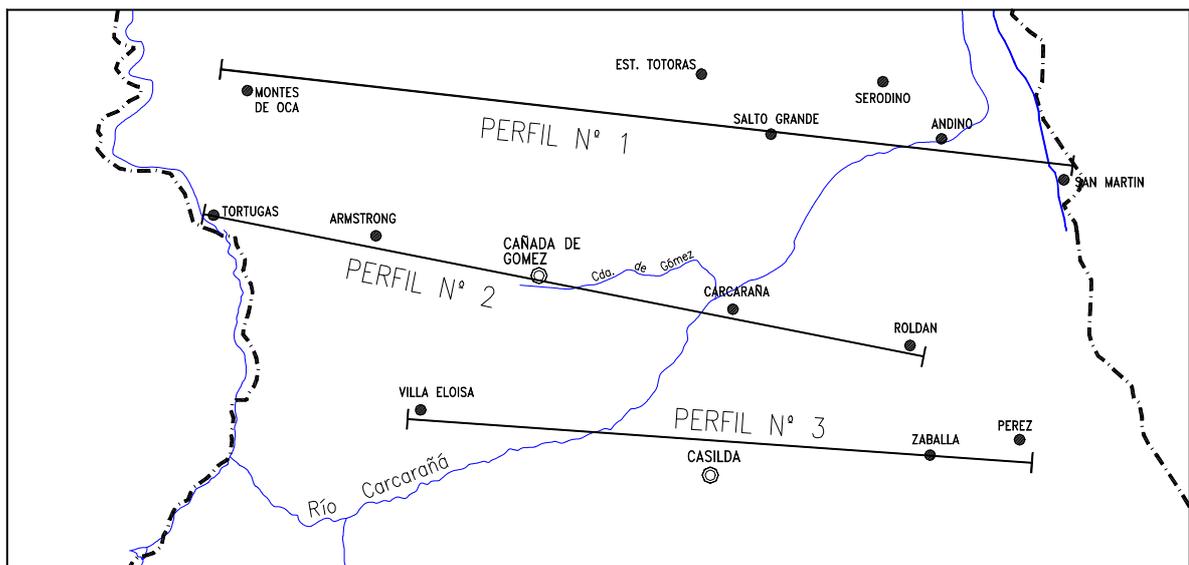


Figura 4.1 Ubicación Perfiles Estratigráficos

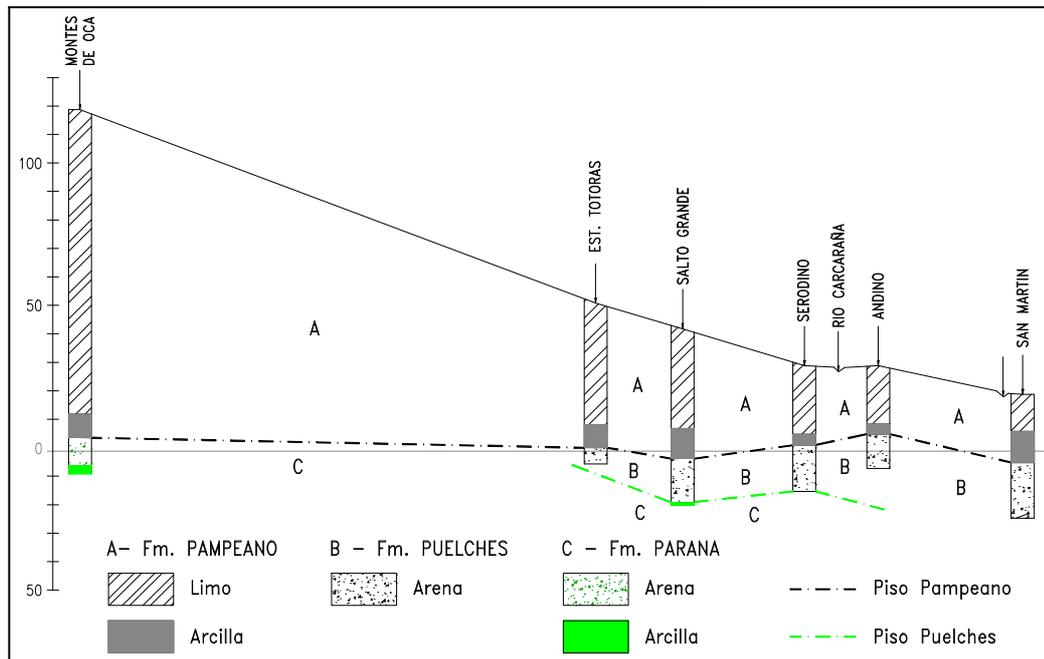


Figura 4.2. Perfil Estratigráfico N° 1

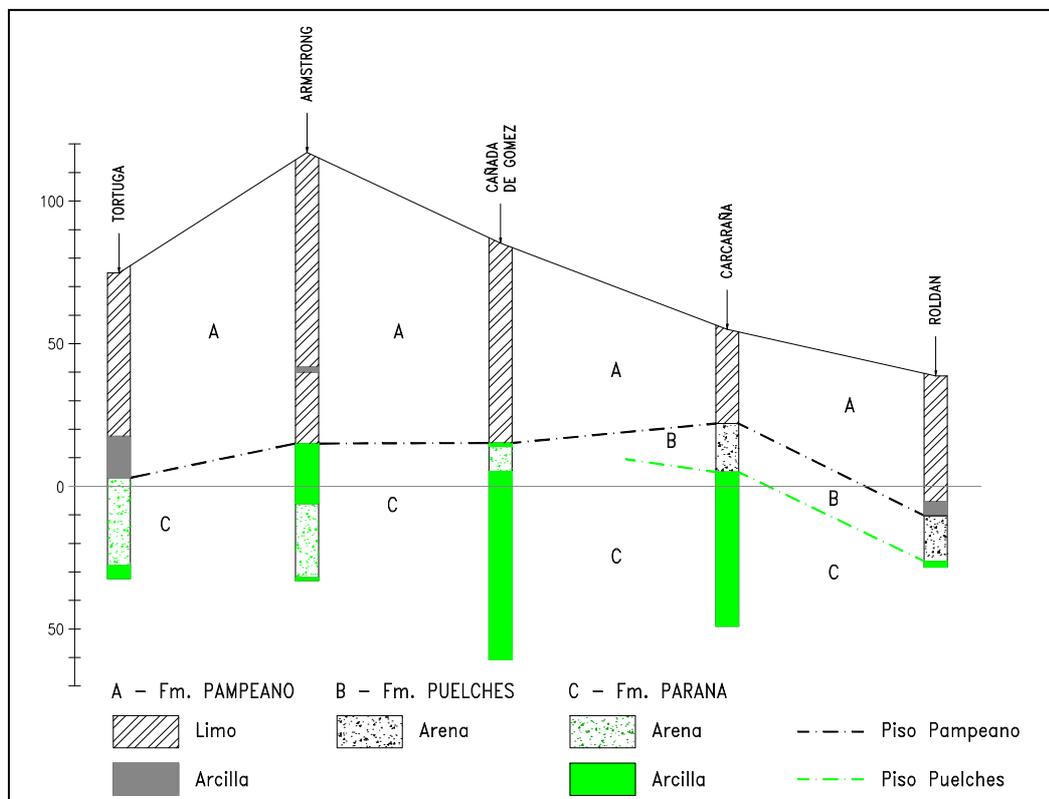
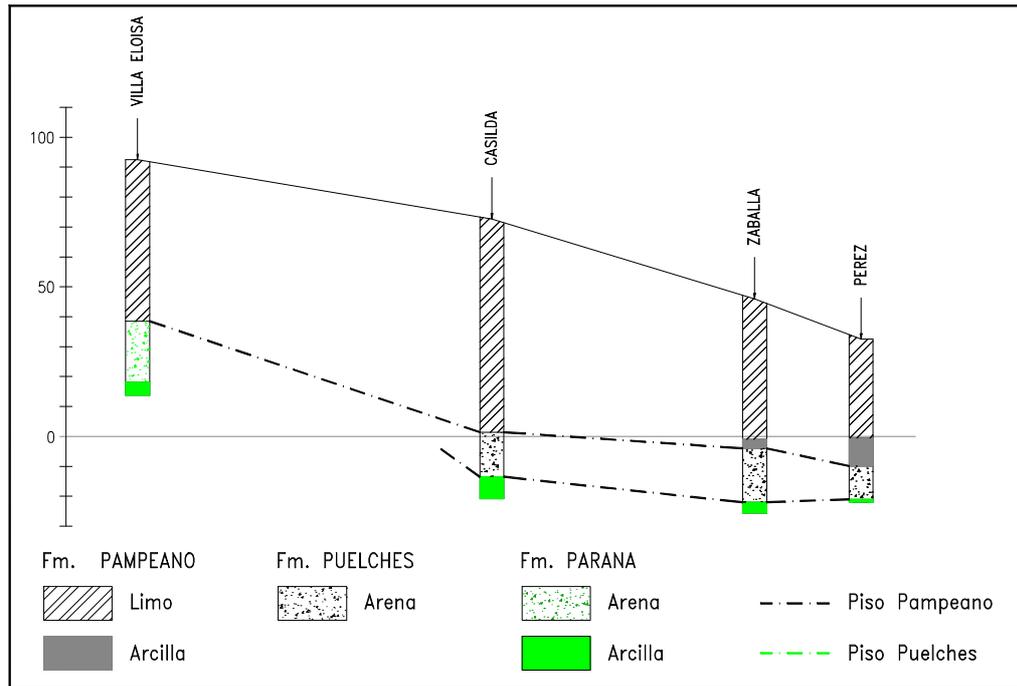


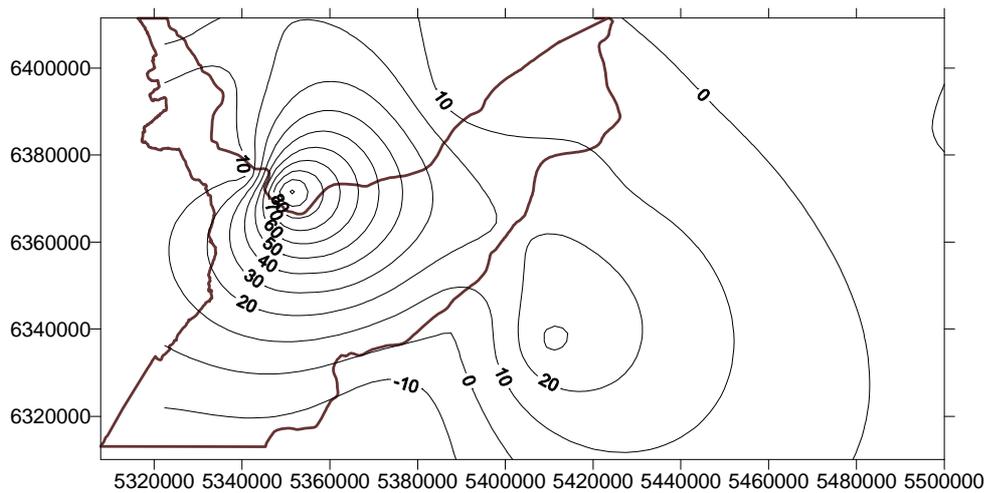
Figura 4.3. Perfil Estratigráfico N° 2



**Figura 4.4.** Perfil Estratigráfico N° 3

En las Figuras 4.2 a 4.4, se puede observar claramente que tanto el espesor como la profundidad del piso de esta Formación en la cuenca es muy variable donde este último oscila en general, desde los 100 m en la zona alta (sector oeste) a los 20 metros en el sector este de la misma como ya fuera mencionado.

El exhaustivo análisis y ajuste con nuevas perforaciones y perfilajes de la zona de estudio, también permitió definir espacialmente la cota estimativa del piso de este primer nivel acuífero -el libre- comprendido en la Formación Pampeano, (Figura 4.5).



**Figura 4.5 .** Cota del piso del acuífero libre en la cuenca

Esta determinación reviste importancia, ya que formará parte del archivo de entrada para la aplicación de una de las metodologías propuestas para este trabajo, que es la modelación del flujo subterráneo.

## 4.2 Dinámica Hídrica Subterránea

La dinámica del acuífero libre que surge del antecedente tomado de Kreimer (1969) muestra un mapa equipotencial de la superficie freática que fuera producto de un relevamiento llevado a cabo entre los meses de Junio a Diciembre del año 1966 y que comprende parte de la cuenca en estudio, (Figura 4.6). En ésta se le ha delimitado de manera aproximada el límite de cuenca (en color rosado) a los fines de mejor visualización.

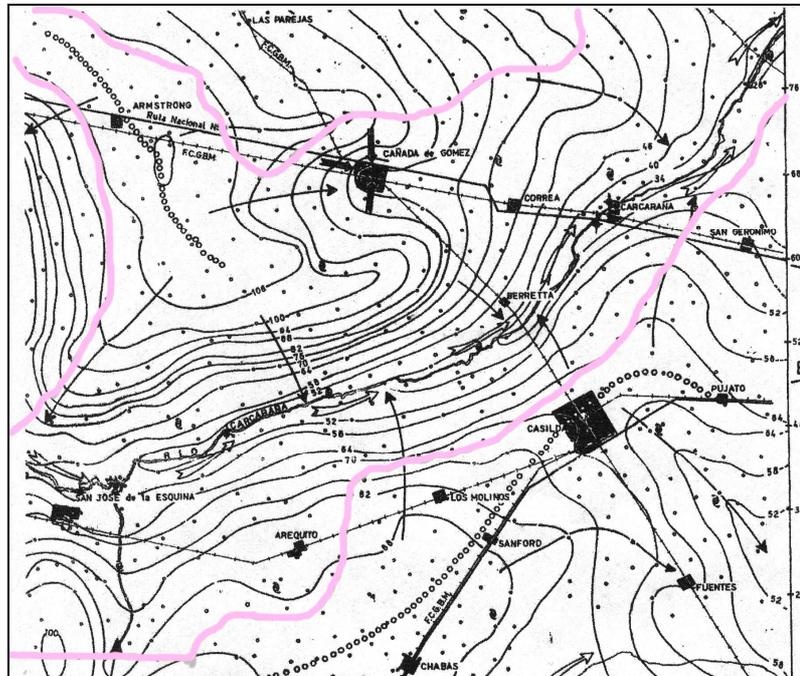


Figura 4.6. Mapa equipotencial de la superficie freática. (Tomado de Kreimer, 1969)

Este autor marca una zona de divisorias de agua en el sector de la localidad de Armstrong “cuyas líneas de dirección de corriente fluyen hacia dos direcciones: en el oeste hacia el arroyo Tortugas y en el sur hacia el río Carcarañá. Las curvas isofreáticas se presentan apretujadas con fuerte pendiente y con dirección NO-SE y la concavidad de los arcos siguen el mismo sentido de la pendiente, lo que indica buena permeabilidad, con fácil escurrimiento” ( Kreimer, 1969, pp: 24).

Evidentemente la descarga del acuífero a nivel de cuenca son los cursos superficiales donde de manera general se aprecia que las direcciones predominantes del flujo subterráneo se corresponden con la morfología topográfica, observándose que el mismo descarga en un curso de agua importante como lo es el río Carcarañá que conduce sus aguas al de mayor jerarquía a nivel regional que es el río Paraná. Se observa que la vinculación entre la descarga subterránea-agua superficial es de carácter influente.

Cabe mencionar aquí, que en el Capítulo 6 “Resultados” en el Item 6.2.3 se presenta la actualización de la dinámica hídrica subterránea del acuífero libre en la cuenca de manera detallada con datos que fueron necesarios generar para este trabajo.

### **4.3 Modelo Conceptual de Funcionamiento de la Cuenca**

Tanto en el Capítulo 3 (“CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE LA CUENCA”) como en los Ítems 4.1 y 4.2 del presente capítulo se realizó una descripción detallada de los principales factores que controlan funcionamiento de la cuenca, los que permitieron elaborar el modelo conceptual de funcionamiento de ésta que a continuación se realiza:

Físicamente la región está comprendida en lo que Bistesnik (1968) denominó "Pampa Deprimida" constituida por una extensa llanura que hacia el oeste adquiere ciertas ondulaciones la que estuvo sometida a la influencia de los grandes ríos del Litoral y de los sistemas menores provenientes de las Sierras Pampeanas, especialmente los ríos Dulce, Tercero y Quinto y donde durante el Cuaternario existió una alternancia de climas secos y húmedos representadas por sedimentos eólicos interstratificados con niveles de suelos, depósitos fluviales y discordancias de erosión. En el sector se evidencian controles estructurales que han definido el aspecto geomorfológico regional, en que la falla Tostado-Selva marca el límite interprovincial Córdoba-Santa Fe y se extiende hasta el río Carcarañá y otra fractura que controla el curso del río Paraná (Iriondo, 1989).

La cuenca presenta un paisaje bien definido topográficamente hacia el oeste, mientras que en la parte media hay una zona de transición con numerosos bajos que son anegados de manera temporaria debido a excesos en las precipitaciones, configurándose hacia el este de forma más aplanada. La red hidrográfica queda bien definida, cuyo curso principal es el río Carcarañá y donde la vegetación es de gran porte en ambas márgenes, excepto en el resto de la cuenca, que dado a la gran variabilidad de suelos con diferentes aptitudes agrícolas-ganaderas es ocupado principalmente por la primera, prevaleciendo el cultivo de soja y en menor escala las prácticas pecuarias.

El río Carcarañá en su paso por la provincia de Santa Fe es alimentado por los escurrimientos superficiales de las agua de lluvia, de los afluentes principales y por la descarga del acuífero libre. Los afluentes secundarios tienen cauces apenas excavados en la llanura con barrancas de poca profundidad que recogen las aguas de los escurrimientos superficiales y el remanente de agua del suelo sobresaturado (ver Figura 3.5: Hidrografía de la cuenca). Algunos son de carácter transitorio y deben sus aguas a la alimentación producida por los excesos de lluvia y al aporte de un pobre escurrimiento superficial.

Las lluvias en la región de estudio (descritas en el Item 3.6) en el período normal 1971-2000 fueron la resultante que la cuenca quede comprendida entre las isohietas medias anuales de 940 mm al oeste y 1040 mm al este con orientación general de norte-sur (ver Figura 3.9).

Desde el punto de vista estratigráfico se distinguen las principales unidades superficiales- desde la más antigua- Formación Paraná, Fm. Arenas Puelches y la de interés a los fines del estudio, los sedimentos Pampeanos que alojan al acuífero de la denominada Fm. Pampeano que ya fueron relatadas en detalle en los Items 3.1 y 4.1, y por relacionarse con el ciclo hidrológico exterior es la receptora de la recarga por precipitación.

Entre estos dos acuíferos (Pampeano y Puelche) se presenta una capa de sedimentos de muy baja permeabilidad, donde en algunas descripciones provenientes de antecedentes de perforistas, la describen como “arcilla”. A esta capa hidrogeológicamente se la conoce como acuitardo, cuyo espesor y extensión es variable, con un comportamiento hidráulico tal, que

permite que en algunas zonas estos dos acuíferos puedan comunicarse entre sí mediante un flujo vertical descendente/ascendente. Ello es posible, en función del posicionamiento de las cargas hidráulicas que presenten cada uno. A la base del acuitardo se lo considera el piso de la Fm. Pampeano, y por ende pasa a delimitar el techo de la Fm. Puelche.

A nivel regional, estas tres Formaciones, Paraná, Arenas Puelches y Pampeano, se esquematizan en el perfil de la Figura 4.7

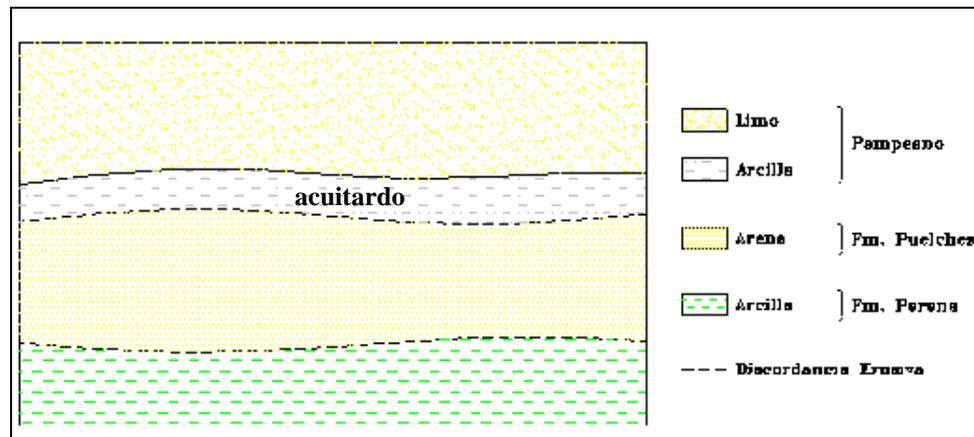


Figura 4.7. Perfil esquemático hidrogeológico regional

En lo que respecta a la mencionada conexión hidráulica entre el acuífero libre y el semiconfinado (Fm. Arenas Puelches), también es de conocimiento que la misma existe, pero para la cuenca en estudio, no hay información de referencia, o que se haya cuantificado la magnitud de los aportes entre estas dos secciones, de existir. De escasos antecedentes en otros sitios de la provincia, y por mediciones que se vienen realizando actualmente al sur de la cuenca, se puede decir que el acuífero libre es el que recarga al acuífero Puelche ya que la cota hidráulica de éste, permanece de manera general, por debajo de la del Pampeano.

En Auge (1987): (pp 235) manifiesta que “en ambientes llanos, como el que presenta el NE de la Prov. de Buenos Aires, las secciones hidrogeológicas más someras, hasta 50 a 80 m de profundidad, se caracterizan por la comunicación hidráulica entre unidades productivas (acuíferos) a través de otras de menor permeabilidad (acuitardos). Los acuitardos tienen una permeabilidad hidráulica vertical muy baja, de 2.5 mm/d (para el caso estudiado), frente a 1 m/d y a 25 m/d correspondientes a sus equivalentes laterales del Pampeano y Puelche respectivamente”.

En la Provincia de Santa Fe al sur, se extractó de Tomás et al. (1999): (pp 385) lo siguiente: para una superficie de 250 Km<sup>2</sup> en el Dpto. Constitución mediante ensayos de bombeo, se determinó “una transmisividad vertical” entre rangos de 0.001 y 0.061 1/d; (se entiende que los autores se refieren al coeficiente de goteo) y la conductividad hidráulica vertical del acuitardo entre 0.006 y 0.202 m/d.

Los parámetros hidrogeológicos de las Formaciones Puelche y Pampeano tales como coeficiente de almacenamiento, transmisividad y permeabilidad que se determinan mediante ensayos por bombeo, son más precisos en la Fm Puelche, por ser una Formación más transmisiva. Mientras que en la Fm. Pampeano presentan mas incertidumbres debido a las

características de los sedimentos finos que la componen. Ello constituye una de las limitaciones a la hora de la modelación.

En Filí et al. (1977), expresa que la conductividad hidráulica de la porción cuspidal de la Fm Pampeano, alcanza valores del orden de 1 a 10 m/d, y describe a esta formación como conformada por limo arcillosos, a veces loésica, calcárea con algunas intercalaciones de psamitas muy finas, que hidrogeológicamente, se comporta como acuitardo. La composición se hace más limosa en los Departamentos del Centro y Sur y permite la formación de niveles acuíferos continuos. De otros, (INA, 2002), la información seleccionada en la zona de estudio comprende transmisividades que varían entre los 20 m<sup>2</sup>/d a 333 m<sup>2</sup>/d y las permeabilidades entre 2 y 11 m/d (se entiende que se hace referencia a la conductividad hidráulica).

En lo referente a la recarga, que es el proceso de transferencia de agua producido a partir de las fuentes tales como la lluvia, las aguas superficiales y por transferencia de unos acuíferos a otros, en este trabajo se contempló la de la fuente predominante: debido a la lluvia, conocida como recarga difusa producida por el mecanismo predominante a través del medio poroso, que es el de flujo pistón. De esta manera el acuífero libre se manifiesta con ascensos y descensos sostenidos de los niveles freáticos en épocas de importante disponibilidad hídrica y de sequías. La ausencia en la cuenca una red de observación impide llevar un seguimiento del comportamiento del acuífero.

La dinámica hídrica subterránea del acuífero libre (descrita en el Item 4.2) muestra que el flujo subterráneo adquiere direcciones predominantes en concordancia con la morfología topográfica, marcando el área de recarga en la zona topográficamente alta de la cuenca, que posiciona la divisoria de aguas en la cota piezométrica de 110 m, distribuyendo el flujo hacia el oeste, al este y al sur (río Carcarañá) marcando la vinculación entre la descarga subterránea-agua superficial de carácter influente.

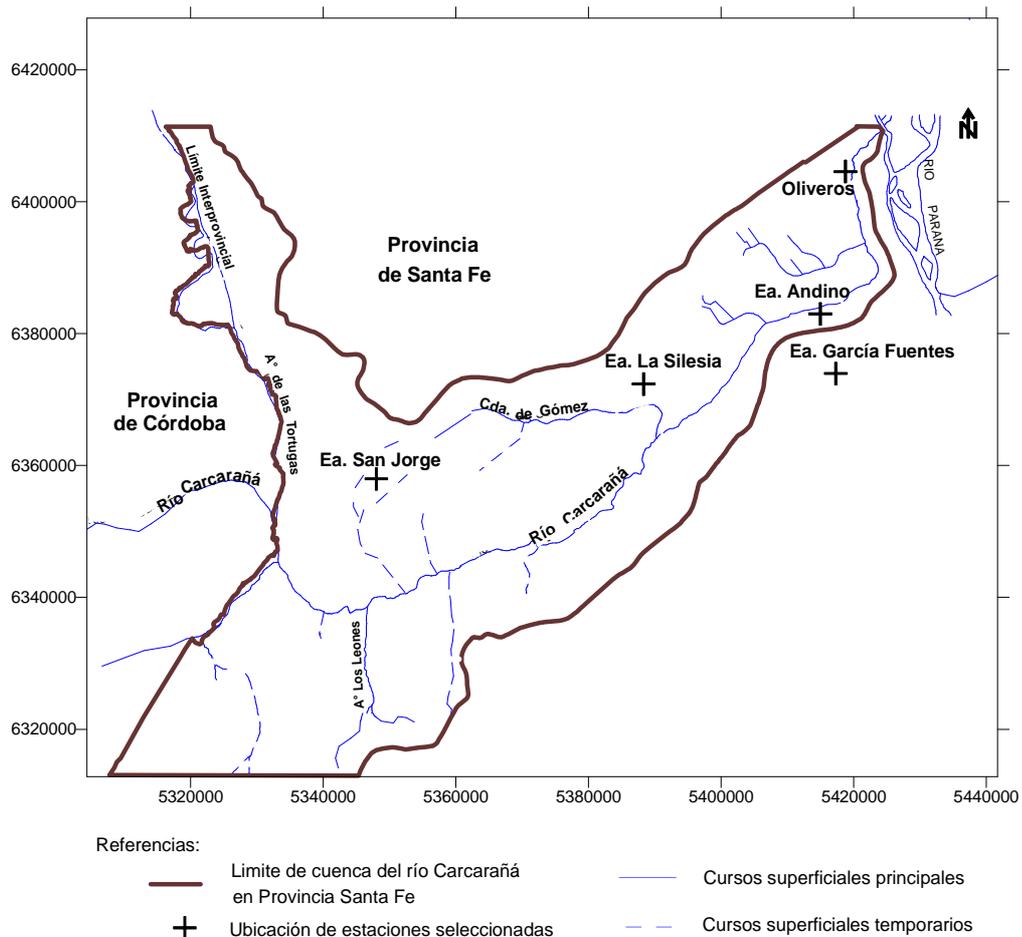
Lo mencionado precedentemente hace que el sistema de flujo se configure con un esquema similar al que describe Tóth (1963) en el que se distinguen sistemas de flujo locales que hacen que el agua fluya hacia las áreas de descarga más cercanas, tales como bajos topográfico o cursos de agua menores. Mientras que en el sistema de flujo regional el agua se traslada por el medio subterráneo distancias mayores que en los sistemas locales y descarga en un curso de agua importante como lo es el río Carcarañá a nivel de cuenca, o el río Paraná a nivel regional. También hay un sistema intermedio que se caracteriza por uno o más altos y bajos topográficos ubicados entre sus áreas de recarga y descarga pero, a diferencia del sistema regional, no interviene a la vez en las áreas de recarga y descarga extremas de la cuenca.

#### **4.4 Elección de las Estaciones de Monitoreo en la Cuenca**

Dado la carencia de información específica en la cuenca para llevar a cabo una parte del objetivo, “*de cuantificar la recarga aplicando diferentes metodologías*”, tales como las que se especificarán en el Item 5. 2.3 fue necesario implementar estaciones para generar datos durante el período 2000 al 2004, longitud ésta recomendada por expertos. Los mismos consistieron en registrar la lluvia y la profundidad del nivel freático, como así también recolectar el agua precipitada y la de los primeros centímetros del primer nivel acuífero, con el fin de determinar en laboratorio las concentraciones de cloruro en estas dos últimas.

Luego de un detallado reconocimiento físico de la cuenca y dado su extensión, la premisa a cumplir era obtener la calidad y representatividad del dato, y por ello el criterio seguido fue: tratar de emplazar las estaciones en zonas de suelos con características homogéneas a fin de establecer comparaciones en los resultados, como así también en lugares aptos en cuanto a su seguridad de permanencia en el tiempo, disminución de posibilidades de contaminación alguna y lejos del área de influencia de probables extracciones por bombeo u otras actividades que podrían llegar a enmascarar la confiabilidad de la información. Por lo cuál los sitios deberían permanecer protegidos y cuidados para minimizar eventuales efectos no deseados.

Lamentablemente por razones de carácter económico, se implementaron cuatro estaciones, en establecimientos privados, lo que garantizó el cuidado y control de las mismas. Éstas se emplazaron en las localidades de: Villa Eloisa (Ea. San Jorge), en Correa en el Establecimiento Agrícola-Ganadero La Silesia (Ea. La Silesia) y en Pueblo Andino (Ea. Andino). En Oliveros se utilizó la información proveniente de la Estación Experimental del INTA), (Ea. Oliveros). Mientras que la cuarta estación se emplazó exterior a la cuenca, situada a 7 km aproximadamente al sureste de su límite, en la (Ea. García Fuentes) perteneciente a la localidad de Luis Palacios, de tal manera de comparar sus resultados con respecto a los de la cuenca en estudio. La ubicación de las mismas se observa en la Figura 4.8 y en la Tabla 4.1 el posicionamiento.



**Figura 4.8.** Ubicación de las estaciones de monitoreo en la cuenca del río Carcarañá

Sitio de Emplazamiento	Localidad	Coordenadas X (m)	Coordenadas Y (m)	Cota (m)
Ea. San Jorge	Villa Eloisa	5347976.3	6358023.4	111.0
Ea. La Silesia	Correa	5388251.2	6372421.8	58.25
Ea. Andino	Pueblo Andino	5414895.5	6382936.9	32.0
Ea. Garcia Fuentes	Luis Palacios	5417361.5	6373998.3	30.0

**Tabla 4.1** Ubicación de las estaciones de monitoreo

La distancia desde la ciudad de Santa Fe (lugar de base) hacia la estación de monitoreo más distante (Ea. San Jorge) se encuentra a 230 km aproximadamente. Entre la Ea San Jorge y la Ea. La Silesia es de 47 km, entre ésta y la Ea. Andino, 29 km y desde este sitio y la Ea. en Luis Palacios de 92 km. En el ANEXO 1 se muestra a través de fotos algunos de los paisajes característicos de la cuenca.

#### 4.4.1 Implementación de las estaciones y recolección del dato

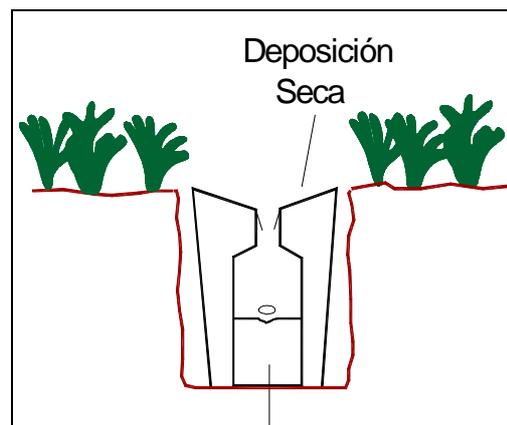
A los efectos de observar el comportamiento del acuífero en el tiempo y recolectar el dato se requiere: **a-** la recolección del agua de lluvia para determinar el aporte de sales por la precipitación atmosférica, tanto húmeda como seca, **b-** determinar la concentración de cloruro en la parte superior del acuífero y **c-** observar la profundidad del nivel freático.

Para recolectar el agua de lluvia se utilizó un dispositivo según Custodio (1993) ubicado a nivel del terreno que permite que el agua de la lluvia allí almacenada incorpore la masa de cloruro de la deposición seca (Figura 4.9) y al que se le adicionó vaselina líquida a fin de evitar la evaporación del agua. De esta manera, la muestra del agua de precipitación, contendrá una concentración de cloruro prácticamente igual a la que ingresa en la zona no saturada.

El dispositivo diseñado, es tipo pluviómetro, enterrado y con la boca sobresaliendo del nivel del terreno (Foto 4.1) en cuyo interior se dispone de un recipiente para que almacene el agua de lluvia y además incorpore la deposición seca ver Figura 4.9.



**Foto 4.1.** Emplazamiento del recolector del agua de lluvia



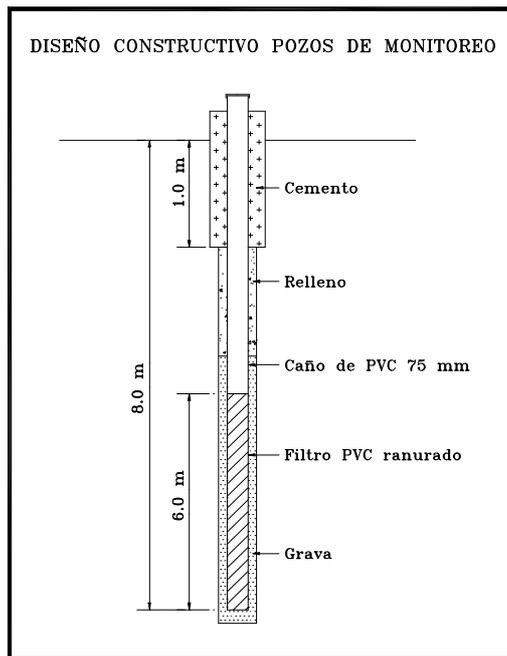
**Figura 4.9.** Esquema del recolector del agua de lluvia

Mensualmente se realizaron las observaciones en cada estación de monitoreo. Si durante el mes había llovido, se recolectaba el agua del dispositivo mencionado y se almacenaba en botellas de plástico con rótulo identificatorio para su posterior envío a laboratorio para la determinación de la concentración de cloruros en el agua de la lluvia.

A los efectos de observar el comportamiento del acuífero en el tiempo y extraer muestras de agua del primer nivel acuífero se construyó en cada estación un pozo de observación a profundidad final promedio 10.0 metros, de 4 pulgadas de diámetro de PVC ranurado en una longitud tal de captar las fluctuaciones del nivel freático en el tiempo, cuyo diseño se muestra en la Figura 4.10.

Los pozos de observación se debieron construir para garantizar que la muestra de agua sea específicamente la del acuífero libre y a su vez, que estén libre de toda contaminación posible. La profundidad del nivel freático se midió mediante una sonda graduada de precisión al medio centímetro.

Para tomar la muestra del agua del acuífero; se utilizó un muestreador para captar sólo la parte superior del acuífero (lo ideal son de los primeros 15 cm). Una vez extraída ésta, también se la almacenó en botellas de plástico con rótulo identificatorio para su posterior envío a laboratorio, donde allí se determinó la concentración de cloruros en el agua del acuífero.



**Figura 4.10.** Esquema del pozo de monitoreo

En la Foto 4.2 se observa el pozo terminado en la Ea.San Jorge en la localidad de Villa Eloisa, siendo idéntica terminación para las restantes estaciones.



**Foto 4.2.** Emplazamiento de la perforación de monitoreo Ea. San Jorge (Villa Eloisa)

En la Ea. La Silesia el propietario del lugar contaba además con un abrigo meteorológico y un pluviómetro (Foto 4.3) y en la Foto 4.4 se observa la correspondiente estación de monitoreo.



**Foto 4.3.** Abrigo meteorológico y pluviómetro en Ea. La Silesia



**Foto 4.4.** Estación de muestreo en Ea. La Silesia

Idéntica ejecución para la estación de monitoreo se realizó en las localidades de Andino (Ea. Andino) y en Luis Palacios (Ea. García Fuentes).

A fin de interpretar los resultados de la recarga en el contexto físico dado por cada lugar de emplazamiento seleccionado se consideró necesario contar con una descripción más detallada de cada uno de los sitios. Las mismas se presentan en el ANEXO 2.

## 5.- DATOS Y METODOLOGÍA

### 5.1. De los Datos

#### 5.1.1 De la variabilidad climática y el acuífero

A fin de alcanzar el objetivo propuesto se seleccionaron estaciones correspondientes a la cuenca en estudio y zonas aledañas, básicamente con información pluviométrica y freaticométrica, que se caracterizan por la longitud de sus registros, la ausencia de baches en los mismos y la calidad de sus datos. Para ello se utilizó la información proveniente de las estaciones del INTA de Rafaela, Marcos Juárez y Oliveros, como así también la de la Estación Agronómica de Zavalla, indicadas en la Tabla 3.2.

Para la caracterización climática regional se trabajó además con la información climática de las estaciones ubicadas en la Figura 2.1 e indicadas en la Tabla 5.1, en la que se puede observar que no existe uniformidad en la longitud de los registros. También para obtener una mayor cobertura espacial se contó con los datos de precipitación y temperatura, que fueron obtenidos de datos grillados  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  en latitud-longitud del período 1901-2002 de la base de datos CRU TS 2.1 (Mitchell et al., 2004) accesible en <http://www.cru.uea.ac.uk/>.

Los datos, tanto de precipitación como de temperatura, fueron utilizados únicamente a paso mensual y anual, resultando en la actualidad la base de datos aceptada para los estudios de vulnerabilidad ante el Cambio Climático; donde su ajuste a los datos observados en el nordeste de Argentina fue demostrado por García, Ghietto y Silber (1999).

Estación	Organismo	Lat.	Long.	Altitud	Período
Reconquista	INTA	29° 07' S	59° 24' W	53 m	1911/2003
Villa Minetti	Esc. Agrotec.	28° 37' S	61° 37' W	72 m	1937/2003
Rafaela	INTA	31° 11' S	61° 33' W	100 m	1904/2003
Oliveros	INTA	32° 33' S	60° 51' W	27 m	1951/2003
Zavalla	UNR	33° 06' S	60° 53' W	50 m	1973/2003
Marcos Juárez	INTA	32° 92' S	62° 15' W	110 m	1910/2003
Casilda	SMN	33° 05' S	61° 10' W	90 m	1901/1999
La Silesia	Particular	32° 47' S	61° 11' W	58,25	1959/2003
Venado Tuerto	SMN	33° 45' S	62° 07' W	105 m	1911/1997
Rufino	SMN	34° 15' S	62° 45' W	115 m	1902/1981

Tabla 5.1. Estaciones meteorológicas utilizadas en la caracterización climática

Dado que el tratamiento de la variabilidad climática amerita incluir las mejores series de datos que estuvieran disponibles, para el presente trabajo se efectuó el proceso de selección de series temporales basado en la recomendación fundamental incluida en la Declaración de la Conferencia Mundial del Clima. Idealmente; estas series seleccionadas deberían cumplir con los requisitos de ser consistentes y homogéneas. Consistencia referida al tipo y a las técnicas de medición, a los intervalos muestreados y a la manera de procesar los datos; y homogeneidad, referida a la constancia del lugar de medición y de sus condiciones ambientales y a la ausencia de disturbios artificiales del clima y de los procesos hidrológicos. Tales disturbios incluyen la influencia directa del hombre sobre la magnitud de la variable medida (como en el caso del bombeo, desviaciones, etc.) o su influencia indirecta como en el

cambio de las condiciones ambientales, modificaciones del uso de la tierra y de la cobertura vegetal.

Por otra parte, las series de datos temporales observados satisfacen los requerimientos de control de calidad indicados en las secciones 4.2.4.4 y 4.3.4 de la WMO Guide to Hydrological Practices (WMO, 1973). Además para datos procesados por computadora, se siguieron las recomendaciones de control de calidad contenidas en la WMO Technical Note 115 - Automated Processing of Hydrological Data.

En los estudios iniciales se encontró que el énfasis debería ser puesto en los niveles del acuífero libre, razón por la cual estas fueron las series temporales principales a ser consideradas.

Las series temporales utilizadas en la interacción atmósfera-acuífero carecen de interrupciones, como así también las usadas para efectuar la caracterización climática.

### 5.1.2 Longitud de las series de tiempo

Se adoptó como longitud mínima 30 años para las series temporales utilizadas en la caracterización regional, por cuanto esa es la longitud media disponible en las series de los niveles freáticos. Series de precipitación con 30 años o más de datos se utilizaron para el análisis de la variabilidad temporal durante el siglo XX.

Además en el Capítulo 6 “Resultados”, se podrán observar los análisis estadísticos de los datos utilizados como a continuación se transcribe:

Por conveniencia para el desarrollo del trabajo, con posterioridad al estudio del control de calidad de los datos se calcularon los estadísticos básicos, para el período comprendido entre 1970 y 2003, por ser el de simultaneidad de todas las series disponibles tanto de precipitación (Tabla 5.2) como de nivel freático (Tabla 5.3). Las series para efectuar la caracterización de la cuenca, tanto de precipitación como de nivel freático son de: Rafaela, Oliveros, Zavalla y Marcos Juárez, aunque en precipitación también se tomó en cuenta La Silesia. Los mismos fueron calculados a partir de métodos estadísticos convencionales y conocidos, disponibles en los libros de texto tradicionales (Chou, 1974).

Estación	Precipitación anual (mm)	Desvío (mm)	Asimetría	Curtósis	Error Standard (mm)
Rafaela	1030.2	267.4	0.887	4.487	45.858
Oliveros	1052.3	234.9	0.840	3.628	52.544
Zavalla	999.9	197.2	0.182	2.629	31.149
La Silesia	972.4	209.6	0.360	2.600	33.010
Marcos Juárez	923.4	203.9	0.455	2.592	34.970

**Tabla 5.2.** Estadísticos básicos de precipitación para el período 1970-2003

Los resultados expresados en la Tabla 5.2 calculados para el período 1970-2003 de los registros seleccionados, tienen como valores más significativos los de la asimetría, teniendo en cuenta que este parámetro está asociado con los extremos de las series. Hay que resaltar que ellos indican la alta variabilidad de las precipitaciones máximas e indican que hay un sesgo hacia la derecha.

Estación	Nivel Freático medio anual (m)	Desvío (m)	Asimetría	Curtosis	Error Standard (m)
Rafaela	94.83	3.110	-1.018	3.407	0.533
Oliveros	15.47	1.098	0.754	3.641	0.181
Zavalla	42.93	1.023	0.421	2.687	0.181
Marcos	102.38	2.089	0.049	2.177	0.358
Juárez					

Tabla 5.3. Estadísticos básicos del nivel freático para el período 1970-2003

### 5.1.2.1 De la aleatoriedad de los datos

La caracterización climática de la región está basada en la suposición que las observaciones son independientes y aleatoriamente distribuidas; por tal razón, para determinar si las observaciones responden a un proceso de tipo determinístico o estocástico, se investigó el grado de aleatoriedad de las series usando el método del periodograma acumulado (Anderson, 1977).

El periodograma para una serie de datos  $X_1, X_2, \dots, X_n$  está definido como:

$$I(p) = (2/n) \left\{ \left( \sum_{j=1}^n X_j \cos 2\pi j p / n \right)^2 + \left( \sum_{j=1}^n X_j \sin 2\pi j p / n \right)^2 \right\} \quad (1)$$

siendo  $p = 1, 2, \dots, [(n/2) - 1]$  donde  $[ \ ]$  indica “parte entera de”; y el periodograma acumulado estandarizado está definido por:

$$C(j) = \sum_{p=1}^j I(p) / \sum_{p=1}^{[n/2]} I(p) = \sum_{p=1}^j I(p) / (n \sigma^2) \quad (2)$$

donde para  $j = [n/2]$ ,  $C(j) = 1$ ; y  $\sigma$  es el desvío estándar de las series.

Se dice que las series siguen un proceso de ruido blanco si están formadas por valores independientes entre sí; entonces los puntos del gráfico  $C(j)$  vs  $j/n$  están distribuidos aleatoriamente alrededor de la línea que une los puntos (0;0) y (0.5;1). El estadístico  $D$  del test de Kolmogorov-Smirnov es la máxima desviación vertical de los puntos desde la línea.

El valor crítico al 95% del estadístico  $D$  es:

$$D_{0.05} = 1.36 \left( [n/2] - 1 \right)^{-1/2} \quad (3)$$

El intervalo de confianza para un periodograma de ruido blanco es representado gráficamente por dos líneas paralelas dibujadas a la distancia  $D_{0.05}$  por encima y por debajo del periodograma empírico.

### 5.1.3 De la cuantificación de la recarga

A efectos de caracterizar el comportamiento de la precipitación y el nivel freático en el período 2000-2003 se adicionó la información también pluviométrica y freaticométrica de las cuatro estaciones de monitoreo en la cuenca de estudio indicadas en la Tabla 5.4.

Cabe aclarar aquí, que en el presente trabajo los datos de niveles freáticos observados se transformaron a cotas piezométricas.

Para la cuantificación de la recarga la escasa a nula información de registros freaticométricos y pluviométricos en la cuenca de estudio generó la necesidad de obtener información específica para poder aplicar las metodologías que se presentan en el Ítem 5.2.3. La información requerida fue: la precipitación, evapotranspiración y niveles freáticos. Como así también la de contar con muestras del agua de lluvia y del acuífero las que se recabaron durante el período 2000 a junio/04.

Los datos de precipitación y temperatura necesarios para la aplicación de los balances de agua a paso de tiempo diario fueron registrados por los propietarios de los establecimientos Ea. San Jorge y La Silesia. Mientras que para las de Andino y García Fuentes, se contó con datos de lluvia provenientes del Ministerio de Gobierno de la Provincia de Santa Fe y las temperaturas adoptadas de las estaciones más próximas. La evapotranspiración potencial mensual se obtuvo por el método de (Thornthwaite, 1948) y dividiéndola por el número de días del mes. Asimismo se observaron los niveles freáticos con una frecuencia como mínimo mensual o eventualmente mayor debido a la inaccesibilidad de caminos causada por precipitaciones. En la Tabla 5.4 se resume la información generada.

Sitio de emplazamiento	Localidad	P (mm)	Nivel Freático (m)	Temperatura (°)	Cloruro P	Cloruro Acuífero
Ea. San Jorge	Villa Eloisa	x	x	x	x	x
Ea. La Silesia	Correa	x	x	x	x	x
Ea. Andino	Pueblo Andino	x	x	-	x	x
Oliveros (INTA)	Oliveros	x	x	x	-	-
Ea. Garcia Fuentes	Luis Palacios	x	x	-	x	x

Tabla 5.4. Datos en las estaciones de monitoreo. Con información (x)

## 5.2. De la Metodología

A continuación se presenta la metodología utilizada a fin de observar cuál es el grado de asociación espacio-temporal a escala regional entre la variabilidad climática con la respuesta del acuífero, entendida ésta como la recarga por lluvia. Posteriormente en el Ítem 5.2.3 se presentan los métodos específicos para estimar cuantitativamente la recarga por precipitación al acuífero libre en la cuenca del río Carcarañá.

### 5.2.1 De la Variabilidad Climática y el Acuífero

#### 5.2.1.1 De la variabilidad y las interrelaciones

##### 5.2.1.1.1 De los métodos no paramétricos

La variabilidad de la precipitación y del nivel freático se determinaron mediante tests estadísticos no paramétricos tales como el de Mann, de los Desvíos Acumulados y Worsley

(Sneyers, 1975), que permiten visualizar cambios de tendencia y saltos en la media y la varianza en series de al menos treinta años de datos.

El nivel freático medio regional se supuso afectado únicamente por la variabilidad climática (hipótesis razonable asumida a paso de tiempo climático y a la escala espacial del análisis).

Una vez asegurada la aleatoriedad de las series, se aplicó el test de Mann (Sneyers, 1975) a las observaciones de precipitación y el nivel freático, a los fines de observar el comportamiento de estas dos variables, donde se analizó si existe una tendencia en el tiempo o si las series están ordenadas en forma monótona. Para ello se determinaron los órdenes de cada año para compararlo con el anterior. Para esto último, se ha empleado la función signo, mediante diferencias de dos rangos consecutivos, que es un estadístico **S**.

Dada una serie de tiempo  $X_1, X_2, \dots, X_i, \dots, X_n$  se quiere testear la hipótesis nula  $H_0$  que las observaciones están ordenadas aleatoriamente con la alternativa de una tendencia monótona con el tiempo. Si  $R_1, \dots, R_i, \dots, R_n$  son los rangos correspondientes de los elementos de las series, se define la función “signo de x” como sigue:

$$\begin{aligned} \text{sgn}(x) &= 1 && \text{para } x > 0 \\ \text{sgn}(x) &= 0 && \text{para } x = 0 \\ \text{sgn}(x) &= -1 && \text{para } x < 0 \end{aligned}$$

Bajo la hipótesis nula  $H_0$ , el estadístico es

$$S = \sum_{i < j} \text{sgn}(R_j - R_i) \quad (4)$$

con una distribución normal de media cero y varianza definida por

$$\text{Var}(S) = n(n-1)(2n+5)/18 \quad (5)$$

y es asintóticamente normal.

Para cada año el test estadístico siguiente fue finalmente determinado:

$$u(n) = S / \{\text{Var}(S)\}^{1/2} \quad (6)$$

El estadístico  $u(n)$  puede ser computado para todos los valores de  $i$  ( $i = 1, 2, \dots, n$ ); y un gráfico de  $u(i)$  vs.  $i$  permite detectar visualmente los puntos de cambio de tendencia en la media.

Para mostrar la existencia o no de cambios en las series de datos, después de  $m$  observaciones se emplearon dos tests: **1-** el Test de las Desviaciones Acumuladas (**Q**), que detecta saltos en la media en la parte media de las series completas, y **2-** el Test de Worsley (**W**) que los detecta en los extremos de las series (Buishand, 1982).

El primero (**Q**) busca el máximo cociente del desvío sobre la raíz cuadrada de la varianza. Si se tiene una serie de observaciones  $X_1, \dots, X_i, \dots, X_n$ , y llamando

$$S_0^* = 0, \quad S_k^* = \sum_{i=1}^k (X_i - \bar{X}) \quad \text{con } k = 1, 2, \dots, n; \quad (7)$$

siendo

$$\sigma_y^2 = \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 / n \quad \text{y} \quad S_k^{**} = S_k^* / \sigma_y \quad \text{con } k = 1, 2, \dots, n \quad (8)$$

El segundo  $W$ , es el anterior  $Q$  corregido por  $\mathbf{k(n-k)}$ , donde  $\mathbf{k}$  varía entre  $\mathbf{0}$  y  $\mathbf{n}$  años. Entonces el test estadístico  $Q$  resulta:

$$Q = \max_{0 \leq k \leq n} |S_k^{**}| \quad (9)$$

Por su parte el test de Worsley toma:

$$Z_k^* = [k(n-k)]^{1/2} S_k^* \quad \text{y} \quad Z_k^{**} = \frac{Z_k^*}{\sigma_y} \quad (10)$$

por lo tanto si se computa  $V = \max_{1 \leq k \leq (n-1)} |Z_k^{**}|$  el test estadístico es:

$$W = (n-2)^{1/2} \frac{V}{(1-V^2)^{1/2}} \quad (11)$$

Para ambos tests, la posición del máximo de  $|S_k^{**}|$  o de  $|Z_k^{**}|$  puede ser tomado como un estimador de los puntos de cambio  $\mathbf{m}$ .

Una vez detectados los saltos en la media y los cambios de tendencia, siempre que fue posible, se aplicaron los tests de Student-t y Fisher para verificar si bajo la hipótesis de igualdad de las medias de los subperíodos detectados, los promedios son iguales al nivel del 1% (Höel, 1976).

### 5.2.1.1.2 De las periodicidades y cuasiperiodicidades

Debido a la distribución geográfica y temporal de las observaciones de precipitación y nivel freático, se utilizó Análisis de Componentes Principales (llamado en lo sucesivo *PCA*, por su acrónimo en inglés) seguido de un Análisis Singular Espectral (también llamado en lo sucesivo *SSA*, por su acrónimo en inglés). Para determinar potencias espectrales se utilizó un análisis espectral (*SA*, por su acrónimo en inglés) convencional.

#### 5.2.1.1.2.1 Análisis por Componentes Principales (PCA)

Cuando en este trabajo se dice que se opera con “*datos multivariados*” se refiere a un conjunto de mediciones tomadas sobre un mismo “*individuo u objeto*”. En consecuencia cuando se habla de “*análisis multivariado*” se está hablando del estudio de las asociaciones

de las distintas medidas entre sí. En general se puede decir que “los métodos multivariados son una colección de procedimientos destinados a analizar la asociación entre dos o más conjuntos de medidas que han sido realizadas sobre cada individuo u objeto en una muestra o mas muestras”. Si sólo están involucrados dos conjuntos de medidas, se dice que los datos son “bivariados”, que es un caso particular y muy común dentro de los “datos multivariados”.

Los “objetos o individuos” son entidades sobre las cuales se realizan las mediciones; y las “variables” son aquellos aspectos o propiedades características de los individuos que son medidos.

La clave de cualquier análisis multivariado está representada por la “matriz de datos”, que es un arreglo rectangular de valores numéricos en el que se representa de alguna forma la información obtenida en los distintos muestreos. En general se indicará a la matriz de datos con  $W$ ; con  $X = X_1, X_2, \dots, X_p$  al vector de las variables y con  $w_1, w_2, \dots, w_n$  a los individuos u objetos.

<i>Individuos</i>	$X_1$	<i>V a r i a b l e s</i>			$X_p$
	$X_1$	$X_2$	.....		$X_p$
$w_1$	$X_{11}$	$X_{12}$	.....		$X_{1p}$
$w_2$	$X_{21}$	$X_{22}$	.....		$X_{2p}$
.....	.....	.....	.....		.....
$w_n$	$X_{n1}$	$X_{n2}$	.....		$X_{np}$

donde  $X_{np}$  es el valor que toma la variable  $X_p$  en el individuo  $w_n$ .

Teóricamente, los individuos tienen una representación en un espacio  $\mathfrak{R}^p$ , mediante sus coordenadas  $(X_{i1}, X_{i2}, \dots, X_{ip})$ , pero no es posible representarlas graficamente. El PCA presenta una posible solución a esta cuestión. Desde el punto de vista del PCA la matriz de datos contiene dos tipos de información:

1. **La distancia entre individuos**
2. **La distancia entre variables**

La **distancia** que se considera en 1. Es la euclídea en  $\mathfrak{R}^p$ , que en general puede definirse como:

$$d(w_i, w_j) = \sqrt{\sum_{k=1}^p (x_{ik} - x_{jk})^2} \tag{12}$$

La **relación entre las variables** puede medirse a través de la *Covarianza* o de la *Correlación*, para lo cual se define la media muestral como:

$$\bar{x}_k = \left( \sum_{i=1}^n x_{ik} \right) / n, \quad (k = 1, 2, \dots, p) \quad (13)$$

Tanto la covarianza como la correlación miden el grado de relación lineal entre las variables; y el PCA está destinado a explicar la estructura de varianza-covarianza y sus objetivos generales son: 1) *reducción de datos* y 2) *interpretación*. Algebraicamente las componentes principales (PC) son combinaciones lineales particulares de las p variables ( $X_1, X_2, \dots, X_p$ ), sujetas a una condición de ortogonalidad.

***Si para un determinado valor de k ( $k \leq p$ ) se reconstruye un porcentaje elevado de la Varianza Total, se puede reemplazar las p variables originales por las k primeras Componentes Principales, con poca pérdida de información.***

Para el período 1970-2003 con los datos anuales de las estaciones Rafaela, Marcos Juárez, Oliveros y Zavalla se construyeron las matrices para la precipitación, el nivel freático y la recarga.

Para el cálculo de la recarga, el análisis se realizó por el método de la fluctuación del nivel freático según Healy y Cook, (2002), a nivel mensual, seleccionando sólo los ascensos producidos en mes (i) con respecto al mes (i-1). Posteriormente se contabilizó para cada año, los ascensos totales mensuales producido en cada estación. Se asumió a la recarga como directamente proporcional al almacenamiento específico  $S_y$  y a la variación del nivel freático  $\Delta h$  en un tiempo  $\Delta t$ . De esta manera la recarga (R) quedó expresada según Healy y Cook, (2002) como:

$$R = S_y * \Delta h / \Delta t$$

El almacenamiento específico o porosidad eficaz para Marcos Juárez y Zavalla, se adoptó del orden del 10%, mientras que para Rafaela fue del 7.3 % y para Oliveros del 7.7 %, de Venencio y Varni (2003).

Según este método, la recarga debe entenderse como un valor aproximado y menor a la recarga total hallada a nivel diario.

#### **5.2.1.1.2.2 Del Análisis Espectral Singular (SSA)**

Para establecer los modos internos de oscilación en las series de tiempo o eliminar selectivamente algún ciclo periódico presente en ellas se utilizó el SSA, complementado por el SA convencional.

El SSA es un método estadístico relacionado al PC pero aplicado en el dominio temporal. El objetivo es describir la variabilidad de una serie de tiempo discreta y finita  $X_i = X(i \Delta t)$  ( $i = 1, 2, \dots, N$ , y  $\Delta t$  = intervalo de muestreo), en términos de la estructura de la autocovarianza desplazada en el tiempo (Vautard y Ghill, 1989). Con los datos normalizados de  $X_i = X(i \Delta t)$ , se puede definir una matriz de autocovarianzas desplazada en el tiempo,  $C(M \times M)$ .

$$C_{ij} = \frac{1}{N - |i - j|} \sum_{s=i}^{N - |i - j|} X_s X_{s + |i - j|} \quad (i, j = 1, 2, \dots, M) \quad (14)$$

donde  $M$  es la dimensión del espacio temporal sobre el cual se define la autocovarianza ( $\tau = M \Delta t = \text{máximo retardo (lag)}$ ).

La descomposición en autovalores de la matriz de autocovarianza  $C(M \times M)$  hasta un lag  $M \Delta t$ , produce funciones ortogonales empíricas temporales  $T - EOF_s$  ( $s = 1, \dots, M$ ) y componentes principales temporales  $T - PC_s$  estadísticamente independientes, sin ninguna presunción de sus formas funcionales.  $M$  es el máximo número de lags, también llamado longitud de la ventana. Cada  $T - PC_s$  tiene una varianza  $\lambda_s$  y representa una versión filtrada de la serie original,  $X_i$ . El SSA desarrolla un conjunto de datos filtrados adaptados, de tal manera que la serie original  $X_i$  es descompuesta de la siguiente forma:

$$X(k) = A \sum_{s=1}^M \sum_{i+j=k} [T - PC_s(i)] [T - EOF_s(j)] \quad (15)$$

donde  $X(k)$  es el  $(i+j)$ -ésimo valor de la serie de tiempo. El índice  $i$  denota un instante en el tiempo, mientras el índice  $j$  denota al lag desde el tiempo  $i$ .  $T - EOF_s(j)$  es el  $j$ -ésimo elemento de la  $s$ -ésima filtrada, y  $T - PC_s(i)$  es la amplitud de la señal capturada por el  $s$ -ésimo filtrado. El valor de  $A$  es generalmente  $(1/M)$  excepto cerca del principio y del final de las series de tiempo (Vautard et al., 1992; Plaut y Vautard, 1994). En el contexto del SSA, una estructura cuasi-oscilatoria  $X(k)$  estará presente cuando se encuentre: **a)** Dos autovalores consecutivos,  $\lambda_s$  y  $\lambda_{s+1}$ , aproximadamente iguales (pares degenerados), **b)** Las dos correspondientes  $T - EOF_s$  y  $T - EOF_{s+1}$  son aproximadamente periódicas, con el mismo período, y en cuadratura, **c)** Las  $T - PC_s$  y  $T - PC_{s+1}$  asociadas están también en cuadratura.

El SSA tiene la interesante propiedad que las oscilaciones con pequeñas variaciones de frecuencia (dentro de algún pequeño rango de frecuencias) son identificadas y reconstruidas como una oscilación simple, más que varias señales separadas como en la mayoría de otros análisis espectrales. Sin embargo, SSA sólo puede distinguir entre picos espectrales vecinos, con frecuencias  $f_k$  y  $f_{k+1}$ , si  $|f_k - f_{k+1}| > 1/M$ . La opción de la longitud de la ventana,  $M$ , es una decisión delicada. La opción representa un compromiso entre volumen de la información ( $M$  grande) y confianza estadística ( $M$  pequeño) (Plaut y Vautard, 1994). Dentro del contexto de este trabajo, para evitar confusiones con otras definiciones encontradas en la literatura, se puede dividir el ancho de banda interanual en dos tipos: la banda interanual propiamente dicha (IAB, acrónimo en inglés), con períodos entre 1 y 10 años, y la banda de baja frecuencia (LFB, acrónimo en inglés) con períodos mayores de 10 años.

### 5.2.1.1.2.3 Análisis Espectral (SA)

El SA de una serie estocástica provee la distribución de la varianza a lo largo del rango de frecuencias analizables en las series. En esta investigación el análisis espectral se aplica a series anuales de precipitación y nivel freático en los puntos de observación de la región bajo estudio, o bien a los resultados del PCA o del SSA para determinar los períodos en los modos de oscilación.

El SA se basa en la suposición de que la suma de la contribución de dos frecuencias al valor de la variable es una función lineal de la contribución de cada frecuencia. Sin embargo, la suposición de superposición lineal puede esperarse que tenga validez aproximada, o que sea no válida, cuando la amplitud de una de las componentes interactuantes es considerablemente mayor que la otra. En los procesos hidrometeorológicos es más razonable aceptar que los fenómenos de gran escala, que generalmente tienen frecuencias bajas, modulen la intensidad de los fenómenos de menor escala, que generalmente tienen frecuencias altas.

Supongamos que se tiene una serie de valores discretos  $S_r$ ,  $r = 1, 2, 3, \dots, N$ , la cual proviene del muestro de una serie continua  $s(t)$ , a intervalos fijos  $k$ . Si la duración total del muestro es  $T$ , se generarán  $N$  puntos ( $N = T/k$ ). Se desea aproximar la serie discreta  $S_r$  por medio de otra continua  $C(t)$  formada por una suma de funciones periódicas seno y coseno. Esta aproximación debe cumplir con los requisitos siguientes:

- La serie  $C(t)$  debe pasar por los puntos muestreados  $C(t = rk) = S_r$
- Las funciones seno y coseno que componen la serie  $C(t)$ , deben tener períodos  $T/j$ ,  $j = 1, 2, \dots, n$ . (se ha supuesto que  $N = 2n$ ).

La función que cumple con los requisitos precedentes es la serie:

$$C(t) = A_0 + 2 \sum_{m=1}^{n-1} [A_m \cos(2\pi m \frac{t}{T}) + B_m \sin(2\pi m \frac{t}{T})] + A_n \cos(2\pi n \frac{t}{T}) \dots \quad (16)$$

Los coeficientes de la ecuación se determinan haciendo pasar la serie  $C(t)$  por los puntos muestreados. Esta información es suficiente ya que si se reemplaza  $C(t)$  por los valores muestreados  $S_r$  en los instantes de muestreo  $t = rk$ , se obtienen un conjunto de  $N$  ecuaciones para los  $N$  coeficientes a determinar (si  $N$  es impar desaparece el último término del lado izquierdo de la expresión). Estos coeficientes se determinan más fácilmente usando las propiedades de ortogonalidad de las funciones seno y coseno sobre un conjunto de puntos.

Las expresiones que resultan para los coeficientes son:

$$A_m = \frac{1}{N} \sum_{r=1}^N S_r \cos(2\pi m \frac{r}{N}) \quad (17)$$

$$B_m = \frac{1}{N} \sum_{r=1}^N S_r \sin(2\pi m \frac{r}{N}) \quad (18)$$

Una forma más compacta de escribir la expresión (16) es:

$$C(t) = R_0 + 2 \sum_{r=1}^N R_m \cos(2\pi m \frac{t}{T} + \phi_m) + R_n \cos(2\pi n \frac{t}{T}) \quad (19)$$

donde

$$A_m = R_m \cos(\phi_m) \quad (20) \quad \text{y} \quad B_m = -R_m \sin(\phi_m) \quad (21)$$

de modo que

$$\boxed{R_m^2 = A_m^2 + B_m^2} \quad (22) \quad \text{y} \quad \boxed{\phi_m = -\arctg \frac{B_m}{A_m}} \quad (23)$$

Los  $R_m$  se denominan amplitudes de Fourier y el gráfico de  $R_m$  en función de  $m$  se llama **espectro de línea**. Se puede ver que  $R_0$  es el valor medio de la serie  $S_r$  y  $R_1$  es la amplitud de la onda sinusoidal con período igual a la duración del tiempo de muestro,  $R_2$  es la amplitud de la onda sinusoidal que tiene un período igual a la mitad del tiempo de muestreo, y así sucesivamente, hasta llegar a  $R_n$  (la máxima que se puede obtener) que es la amplitud de la onda sinusoidal cuyo período es  $T/n$ , pero ya que  $n = N/2$  (se considera un número par de puntos) y  $T=Nk$ , la senoide oscilará con un período de  $2k$ . Ella corresponde a la frecuencia mayor que se puede determinar y se denomina **frecuencia de Nyquist**.

Así es posible aproximar una serie discreta por una continua formada por funciones seno y coseno con períodos  $T/j$ . Los términos correspondientes a diferentes valores  $j$  se denominan armónicos de Fourier y corresponden al número de ciclos que caben en el tiempo total de muestreo.

### 5.2.2 La Descomposición por Valores Singulares (SVD, acrónimo en inglés) de campos acoplados de la precipitación con el nivel freático y la recarga

El método de *SVD* puede ser visto como una generalización del *PCA* (que se aplica a matrices cuadradas de correlación o covarianza) y a matrices rectangulares. Este método ha sido aplicado en geofísica (especialmente en oceanografía y meteorología) a campos acoplados, con resultados fácilmente interpretables (Bretherton (1992)).

El método identifica pares de modelos espacialmente acoplados y sus variaciones temporales; donde cada par explica una fracción de la covarianza entre los dos campos. Puede ser útil el imaginar que la matriz  $\underline{Y}$  (en el *modo-S*) representa las anomalías estandarizadas de la *precipitación de la región en estudio* sobre  $x=1, \dots, q$  puntos y medidas a lo largo de un período  $t=1, \dots, n$ ; mientras que  $\underline{Z}$  representa las anomalías estandarizadas del *nivel freático* sobre  $x=1, \dots, p$  puntos de una cierta región, medidas para varios valores de  $t=1, \dots, n$ . En principio, se acepta que ambos campos son medidos simultáneamente ( $t=1, \dots, n$ ), aunque podría suponerse que un campo puede ser medido con cierto desplazamiento temporal constante (lag) respecto del otro. Entonces, para aplicar el método de *SVD*, se debe construir la *matriz de covarianzas-cruzadas* ((cross-covariance matrix) o la matriz de covarianzas temporalmente desplazada (lagged cross-covariance)). Esta matriz no es necesariamente cuadrada, es en general rectangular, pues no necesariamente ambos campos están definidos sobre el mismo número de puntos de grilla. El *SVD* de la *matriz de covarianzas-cruzadas* produce dos conjuntos de autovectores (ortogonales), tal como en el caso del *PCA*, pero un conjunto está asociado a un campo ( $\underline{Y}$ ) y el restante al otro ( $\underline{Z}$ ); y los *autovalores* o valores

singulares asociados a cada par de autovectores. Cada par de modelos espaciales (*autovectores*) describe una fracción del cuadrado de la covarianza (*SC*) entre los dos campos. El primer par de *autovectores* describe la mayor fracción de *SC* (*SCF*) y cada par sucesivo describe la máxima *SCF*, aún no descripta por los pares previos.

Dadas nuestras matrices  $\underline{Y}$  ( $nxq$ ), que representa la precipitación sobre una región dada y  $\underline{Z}$  ( $nxp$ ) el nivel freático en la misma región

$$\underline{Y} = \begin{bmatrix} y_1 & \dots & y_q \end{bmatrix} = \begin{vmatrix} y_{11} & y_{12} & \dots & y_{1q} \\ y_{21} & y_{22} & \dots & y_{2q} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ y_{n1} & y_{n2} & \dots & y_{nq} \end{vmatrix} \quad (nxq) \quad (24)$$

$$\underline{Z} = \begin{bmatrix} z_1 & \dots & z_p \end{bmatrix} = \begin{vmatrix} z_{11} & z_{12} & \dots & z_{1p} \\ z_{21} & z_{22} & \dots & z_{2p} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ z_{n1} & z_{n2} & \dots & z_{np} \end{vmatrix} \quad (nxp)$$

Se define la *matriz de correlaciones-cruzadas* (recordar que las variables están estandarizadas) como:

$$\underline{C} = \underline{Y}^t \underline{Z} \quad (25)$$

Entonces, una vez obtenida la *matriz de correlaciones-cruzadas*, se realiza la *SVD* (estandarizando respecto del tiempo) de  $\underline{C}$ , tal que

$$\underline{C} = \underline{E} \underline{L} \underline{F}^t \quad (26)$$

donde,  $\underline{L}$  es una matriz diagonal, mientras que  $\underline{E}$  y  $\underline{F}$  son matrices que contienen (como columnas) los *autovectores* de  $\underline{Y}$  y  $\underline{Z}$ , respectivamente. Cada par de *autovectores* o *vectores singulares* define un *modo de co-variabilidad* entre los campos representados por las matrices  $\underline{Y}$  y  $\underline{Z}$ . Las columnas de  $\underline{E}$  a menudo son llamadas *modelos-izquierdos* (o *autovectores-izquierdos*) y las de  $\underline{F}$  *modelos-derechos* (o *autovectores-derechos*), simplemente por la posición que tienen en (26). Tal como en el caso del *PCA*, representan oscilaciones estacionarias en los campos.

Pueden encontrarse ahora los *coeficientes de expansión* (equivalente a las *componentes principales* en el *PCA*), es decir las series temporales que describen la forma en que cada *modo de variabilidad* oscila en el tiempo. Para la matriz  $\underline{Y}$ , se calcula

$$\underline{A} = \underline{Y} \underline{E} \quad (27)$$

y para  $\underline{Z}$ , se calcula

$$\underline{B} = \underline{Z} \underline{F} \quad (28)$$

Las columnas de las matrices  $\underline{A}$  y  $\underline{B}$  contienen los *coeficientes de expansión* de cada modo, y, como tanto  $\underline{E}$  como  $\underline{F}$  son ortogonales, pueden reconstruirse las matrices de datos, de acuerdo a

$$\underline{Y} = \underline{A}\underline{E}^t \quad (29)$$

y

$$\underline{Z} = \underline{B}\underline{F}^t \quad (30)$$

La matriz diagonal  $\underline{L}$  ( $l_{ii}$ ) contiene los valores singulares (*autovalores*). El total de la covarianza al cuadrado en  $\underline{C}$  está dada por la suma del cuadrado de los elementos de la diagonal de  $\underline{L}$ . Estos representan una forma simple de establecer la importancia relativa de los modos singulares, a través del valor de *SCF* explicada por cada modo. Si  $l_{ii}$  es el *i-ésimo autovalor* (valor singular), la *SCF<sub>i</sub>* explicado por los correspondientes autovectores  $\vec{e}_i$  y  $\vec{f}_i$  está dado por

$$SCF_i = \frac{l_i^2}{\sum l_i^2} \quad (31)$$

Se calcula el *SCF* para cada *autovalor* y se decide cuántos de estos se guardan. Para cada modo se pueden graficar los mapas o modelos de variabilidad (por ejemplo un mapa de la variabilidad de la *precipitación* y un mapa de la variabilidad del *nivel freático*, asociados con el *modo*); conjuntamente con las series temporales de los correspondientes *coeficientes de expansión* que muestran como los mapas varían con el tiempo. Entonces, si se está interesado en el *modo* correspondiente al autovalor  $l_i$ , el mapa de la *precipitación* estaría dado por  $\vec{e}_i$  y el mapa para el nivel freático por  $\vec{f}_i$ . Los *coeficientes de expansión* corresponderían a la columna *i-ésima* de la matriz  $\underline{A}$  (27),  $\vec{A}_i$ , para la *precipitación*; y la columna *i-ésima* de la matriz  $\underline{B}$  (28),  $\vec{B}_i$ , para el *nivel freático*.

Para ver en detalle la interpretación del *SVD* hay que imaginar un caso donde únicamente un *valor singular* o *autovalor*,  $l_1$ , no es nulo. En este caso los *autovectores*  $\vec{e}_1$  y  $\vec{f}_1$  (las primeras columnas de  $\underline{E}$  y  $\underline{F}$ ) son suficientes para reconstruir completamente la *matriz de correlaciones-cruzadas*. Es decir, de acuerdo a (26):

$$\underline{C} = l_1 \vec{e}_1 \vec{f}_1^t \quad (32)$$

En general, se puede reconstruir la *matriz de correlaciones-cruzadas* en forma completa, siendo  $N$  el número total de autovalores no-nulos, en la forma

$$\underline{C} = \sum_{i=1}^N \vec{e}_i L(i,i) (\vec{f}_i)^t \quad (33)$$

Si  $N$  es un número pequeño y sólo los mayores *valores singulares* son utilizados, entonces esta reconstrucción de  $\underline{C}$  representa la “*mayor parte*” de la correlación de los datos. La ecuación (33) ayuda a entender cuántos pares de vectores singulares (*autovectores-*

izquierdos y autovectores-derechos) explican una cierta fracción de correlación entre los campos.

Dado que  $\underline{Y}$  tiene dimensiones  $(nxq)$  y  $\underline{Z}$  dimensiones  $(npx)$ , la *matriz de correlaciones-cruzadas*,  $\underline{C}$ , definida según (25), tendrá una dimensión  $(qxp)$ . Al aplicar el SVD se encuentra que  $\underline{E}$  tiene dimensiones  $(qxq)$ ,  $\underline{F}$   $(pxp)$  y  $\underline{L}$   $(qxp)$ . Resulta natural el utilizar la matriz  $\underline{E}$  como una *base ortonormal* para los datos en  $\underline{Y}$  y utilizar  $\underline{F}$  como una *base ortonormal* para los datos en  $\underline{Z}$ . A diferencia de lo que ocurría para el PCA, no pueden obtenerse directamente *coeficientes de expansión* únicos; por el contrario, se obtienen los correspondientes a cada campo, proyectando los datos sobre las nuevas *bases ortonormales* de acuerdo a las ecuaciones (27) y (28). Pueden obtenerse para los *coeficientes de expansión* que

$$\underline{A}' \underline{B} = (\underline{Y} \underline{E})' (\underline{Z} \underline{F}) = \underline{E}' \underline{Y}' \underline{Z} \underline{F} = \underline{E}' \underline{E} \underline{L} \underline{F}' \underline{F} = \underline{L} \quad (34)$$

Es interesante notar que para  $\underline{A}$ , se tiene que  $\underline{A} \underline{A}' = (\underline{Y} \underline{E}) (\underline{Y} \underline{E})' = \underline{Y} \underline{E} \underline{E}' \underline{Y}' = \underline{Y} \underline{Y}'$  y similarmente para  $\underline{B}$ . En otras palabras, la correlación espacial de los coeficientes de expansión es la misma que la correlación espacial de los datos.

### 5.2.3 De los métodos específicos para cuantificar la Recarga

La estimación y/o cuantificación de la recarga difusa requiere de metodologías específicas para su determinación. Son numerosas las expuestas en la bibliografía especializada y se han mencionado en el Ítem 2.1.

Dada la extensión de la cuenca del río Carcarañá y restricciones económicas como fue mencionado en el Ítem 4.4, se seleccionaron metodologías relativamente sencillas a fin de: encarar el trabajo a nivel regional, obtener resultados con diferentes alcances de representatividad areal y temporal, valorar las metodologías empleadas y vincular los resultados en el contexto de la variabilidad climática.

Es conocida la dificultad que representa la obtención de una estimación fiable de la magnitud de la recarga natural debido a la variabilidad de las condiciones hidroclimáticas y especialmente en la variabilidad espacial de los parámetros que determinan la ocurrencia, valor y calidad de la recarga a los acuíferos. Asimismo, en lo referente al alcance espacial y temporal de los resultados, cada herramienta tiene su limitante.

Las metodologías propuestas son: el *balance de masa de agua*, que se aplica:  $a_1$ - nivel del suelo y  $a_2$ - niveles suelo-zona no saturada-acuífero; *balance de masa del ión cloruro en la zona no saturada* y; *el modelo de flujo de agua subterránea*.

#### 5.2.3.1 Balance de masas de agua

El balance de agua en el suelo es la metodología más ampliamente utilizada para estimar la evapotranspiración real a partir del suelo con vegetación. También se obtienen los excesos, que son los volúmenes de agua que el suelo no puede retener por superarse su capacidad de almacenamiento. En los balances más simples los mismos comprenden tanto al escurrimiento superficial como a la recarga al acuífero freático, al asumir que la precipitación

total es igual a la efectiva interpretando de manera general que ésta es la que efectivamente ingresa al suelo.

El balance hídrico consiste en la aplicación del principio de conservación de masa o ecuación de continuidad que se establece para cualquier volumen arbitrario, donde la diferencia entre las entradas y salidas en un período de tiempo cualquiera, es igual a la variación del volumen de agua almacenada. Para cuantificar cada una de las componentes intervinientes para cada uno de los períodos, se parte de condiciones de humedad conocidas y tomando como entradas la precipitación se calcula el resto de las mismas. La mayor dificultad, se presenta en la estimación de la evapotranspiración potencial.

El balance se puede realizar en suelo, en la zona no saturada y en acuífero. El esquema conceptual del balance de agua en estos tres niveles se presenta en la Figura 5.1.

La precipitación ( $P$ ) se distribuyen entre intercepción, escorrentía superficial ( $E_s$ ) e infiltración ( $I$ ). Del agua infiltrada, parte se pierde por evapotranspiración ( $ETR$ ), otra parte se utiliza para aumentar la reserva de agua en el suelo, y el resto constituye lo que se denomina recarga en tránsito o lluvia eficaz ( $P_e$ ). Este flujo es la entrada de agua a la zona no saturada. Dentro de esta zona el agua puede fluir lateralmente en forma de flujo hipodérmico ( $Q_h$ ) o bien percolar verticalmente hacia el acuífero ( $Q_p$ ). Esta percolación es por tanto la recarga al acuífero. La descarga subterránea ( $Q_s$ ) es la salida natural hacia los cursos superficiales o manantiales.

La ecuación del balance hídrico tendrá diferentes componentes en relación con espacio físico que se acote para el cálculo. Para el nivel del suelo la ecuación del balance (expresando sus términos en mm) queda:

$$P - ETR - E_s - I = \Delta S \quad (35)$$

donde:

$\Delta S$ : variación del almacenamiento de agua en el suelo

Durante el período de tiempo de análisis, la diferencia entre el total de entradas y el total de salidas debe ser igual al cambio de agua en el almacenamiento del sistema.

La ecuación (35), puede simplificarse si se asume que el escurrimiento superficial no es significativo y que toda el agua en exceso está en condiciones potenciales de alcanzar el acuífero. En estas condiciones se producirá la recarga sólo cuando el almacenamiento máximo es satisfecho, por lo que resulta la ecuación (36)

$$R = P - ETR + \Delta S \quad (36)$$

donde:

R: recarga

P: precipitación

ETR: evapotranspiración actual

$\Delta S$ : variación de la reserva o almacenamiento de agua en el suelo



Figura 5.1 Esquema conceptual del balance de masa de agua

### 5.2.3.1.1 Balance de agua en el suelo

Expresado el concepto anterior, este balance se realiza en el primer nivel: “*suelo edáfico*” que se indica en la Figura 5.1. El mismo es resuelto a través del método de Thornthwaite (1948), al cual se le adicionó el uso del método de número de curva (CN) desarrollado por el Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos para estimar la escorrentía (escurrimiento superficial). El modelo se ejecutó utilizando una planilla de cálculo a paso de tiempo diario.

Para la aplicación del método de CN, se requiere contar con las precipitaciones por evento ocurridas en cinco días antecedentes al inicio del período considerado. De esta manera, se permite adoptar diferentes condiciones de humedad antecedente que están entre la condición de humedad antecedente seca (I) y la condición de humedad antecedente húmeda (III), teniendo en cuenta la actividad vegetal presente en el territorio. Si las precipitaciones varían dentro de determinados rangos, se calcula la curva número (CN). Para ello, si la precipitación acumulada de los cinco días previos al evento considerado (P) es menor a 12.4 mm, le corresponde la condición de humedad antecedente seca (I). Si P es mayor a 35.4 mm le corresponde la condición de humedad antecedente húmeda (III) y para valores de P entre el rango de 12.4 a 35.4 mm se pasa a la condición de humedad antecedente media (II).

Así, la recarga total al acuífero será una proporción de la precipitación que se infiltró por la zona no saturada y percoló hacia el acuífero debido a una disponibilidad de agua en superficie (excedente). Las ecuaciones matemáticas están en función de la precipitación o escurrimiento máximo potencial (P) como la cantidad de lluvia caída en una cuenca durante un evento, el escurrimiento actual (Q) considerando las abstracciones iniciales, la retención máxima potencial de agua por el suelo (S), la retención actual (F) que es la diferencia entre la

precipitación efectiva para escorrentía y el escurrimiento actual y, abstracciones iniciales antes de que comience la escorrentía (Ia).

Como es de conocimiento las Curvas numéricas (CN) dependen de: Grupo de Suelos, Condición Hidrológica de la Cuenca, Uso del Suelo -con su Tratamiento-, y Condición de Humedad Antecedente.

La entrada de información que se requiere es la precipitación diaria, la evapotranspiración diaria, los niveles piezométricos observados; y un valor de almacenamiento inicial.

La planilla de cálculo que se programó, calcula la escorrentía superficial (Q) a través del método del número de curva, el cuál plantea la proporcionalidad entre pérdidas y precipitaciones mediante un procedimiento empírico propuesto por el Servicio de Conservación de Suelos de EE.UU (SCS, 1975). El resultado, es la escorrentía a través de una serie de parámetros como la precipitación total, retención, capacidad máxima de abstracción y precipitación neta. La capacidad máxima de abstracción es la retención potencial máxima y depende principalmente de la vegetación, la pendiente y el tipo de suelo.

Teniendo en cuenta que existe un umbral de precipitación,  $P_o$ , antes de que se conduzca la escorrentía superficial (Q) debido a las pérdidas por intercepción, infiltración y detención superficial, la precipitación que se debe considerar es la precipitación a partir de la cual se produce escorrentía (umbral de escorrentía). Para estimar el valor de  $P_o$  se emplean los números de curva.

El valor de N del número de curva está comprendido entre 0 y 100. Si N toma el valor 100 toda el agua de lluvia constituye escorrentía superficial. Si vale 0, toda el agua se infiltra. El valor de N está tabulado y depende del tipo de uso, del tipo de tratamiento agrícola, de las condiciones hidráulicas, entre otras. Para condiciones de sequía o lluvias intensas hay que corregir los valores de N en función de la lluvia caída en los cinco días anteriores al comienzo del aguacero, en donde el programa tiene contemplado la actualización automática del número de curva para las condiciones mencionadas anteriormente.

Una vez contabilizada la escorrentía superficial, se calculan: la infiltración (I) como la diferencia entre la precipitación diaria y la escorrentía, la evapotranspiración real (ETR), la reserva de agua (Res) y su variación ( $\Delta res$ ), y el exceso (Exc). Este balance incluye la función de descarga del acuífero (Cd) y finalmente obtienen los niveles piezométricos simulados (NPs). En cada paso de tiempo diario, se actualiza las entradas de agua disponible. La ecuación resultante es la siguiente:

$$P = ETR + I + Exc + \Delta res \quad (37)$$

La recarga se obtiene adoptando la simplificación que el exceso de agua cuando supera las demandas hídricas del suelo se transfiere directamente al primer nivel acuífero, que asociado con su porosidad efectiva ( $me$ ), calcula el incremento del nivel piezométrico ( $\Delta NP$ ) de acuerdo a (38)

$$\Delta NP = \frac{Exc}{me} \quad (38)$$

Para la calibración de este balance, es necesario contar con el nivel piezométrico observado y los parámetros tales como el almacenamiento de agua en el suelo, el número de curva, los coeficientes de agotamiento del acuífero  $\alpha_1$  y  $\alpha_2$ , un nivel piezométrico de carácter regional (NPr) y otro local (NPl). La incorporación de estos niveles puede considerarse como apropiada si se tiene en cuenta el nivel piezométrico correspondiente a la ubicación de las estaciones de medición con su posible nivel de descarga hacia cursos superficiales.

Los últimos coeficientes y niveles describen la curva de descarga del acuífero (Cd) para cada paso de tiempo mediante la expresión (39), y el nivel piezométrico simulado (NPs) se obtiene mediante la ecuación (40).

$$Cd = \alpha_1 (NPs - NPl) + \alpha_2 (NPs - NPr) \quad (39)$$

$$NPs_i = Np_{i-1} + R_{i-1} - Cd_{i-1} \quad (40)$$

Finalmente, de la simulación realizada en un período determinado, se obtiene un Error Cuadrático Medio (ECM), que resulta de las diferencias entre los niveles observados y calculados. Este error que será menor cuánto mayor aproximación se logre responde a la expresión (41)

$$ECM = \sqrt{(\sum(NP_{obs} - NP_{sim})^2) / \sum NP_{obs}} \quad (41)$$

### 5.2.3.1.2 Balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero

Para este método se utilizó el programa computacional Visual Balan *en su versión v.1.0* desarrollado por (Samper et al., 1997).

Es un modelo preparado para el cálculo de la recarga a partir de la lluvia y el riego (donde esta variable no se la incluye en el trabajo) utilizando un módulo interactivo de entrada de datos y postproceso de resultados.

El programa realiza balances de agua en “suelo edáfico” en el que se produce la infiltración de agua de lluvia y tienen lugar los procesos de evaporación y transpiración, en “la zona vadosa o zona no saturada” y en el “acuífero”, donde el movimiento o flujo de agua entre estos componentes se resume en el esquema de la Figura 5.1. El agua es almacenada en el suelo por fenómenos de capilaridad. La precipitación (descontadas las pérdidas por interceptación) y eventualmente los riegos suponen un aporte de agua al suelo que a su vez es consumida por la evaporación y la transpiración. Cuando el contenido de humedad se encuentra en exceso sobre el límite de comienzo del drenaje (capacidad de campo), se produce un flujo descendente, aquí llamado recarga en tránsito.

Este tipo de balances son modelos conceptuales extremadamente simples que pueden no ser válidos en todas las situaciones. En su aplicación suele estar implícita la hipótesis de que los parámetros y propiedades son uniformes sobre una determinada zona.

Las variables de estado en cada una de las tres componentes son los volúmenes de agua. El volumen de agua en el suelo  $V_S$  se suele expresar como el producto del contenido de humedad (% en volumen) por el espesor de suelo  $b_S$ . La cantidad de agua en la zona no saturada es  $V_h$ . En el acuífero, el volumen de agua  $V_a$  y la altura del nivel freático  $h$  suelen

referirse a un nivel de referencia o de base  $h_0$  (al que corresponde un volumen  $V_{a0}$ ). La variación de volumen por unidad de superficie,  $\Delta V_a = (V_a - V_{a0})$ , se relaciona con la variación del nivel,  $\Delta h = (h - h_0)$  a través de la porosidad eficaz  $S$  mediante  $\Delta V_a = S\Delta h$ .

Para la realización del balance se utiliza un modelo agregado, en el que se supone que las propiedades de las tres componentes (suelo- zona no saturada-acuífero) son homogéneas en toda la cuenca. De esta manera el balance será más representativo cuantas menos heterogeneidades presente la cuenca y cuanto menor sea su tamaño.

La entrada fundamental es la precipitación, y las salidas se producen por: escorrentía superficial, evapotranspiración, interceptación, flujo hipodérmico y flujo subterráneo; y la variación del contenido de humedad del suelo y de la zona no saturada y del nivel de agua en el acuífero. El programa evalúa cada uno de estos términos en forma secuencial, comenzando con la precipitación, continuando con la escorrentía superficial (que se calcula a partir de una expresión similar a la de la función de pérdidas de Holtan (Hoggan, 1989) que es función del contenido de humedad del suelo), donde la capacidad de infiltración del suelo decrece con el grado de humedad del suelo. Este programa utiliza una función parabólica de segundo grado. De esta forma la capacidad de infiltración (CI), es igual a CIM1 cuando el contenido de humedad coincide con el punto de marchitez (PM). Cuando el contenido de humedad HUMEF(I-1), es superior a la capacidad de campo (CC), la capacidad de infiltración es constante e igual a un valor CIM0, siendo  $CIM0 < CIM1$ . Entre el punto de marchitez y la capacidad de campo la capacidad de infiltración depende de HUMEF (I-1) de acuerdo con (42):

$$CI = CIM0 + (CIM1 - CIM0) \cdot \left[ \frac{HUMEF(I-1) - PM}{CC - PM} - 1 \right]^2 \quad (42)$$

En esta zona se evalúan primero las salidas subhorizontales por flujo hipodérmico y posteriormente la recarga al acuífero.

En el programa, la recarga en tránsito se compone de dos términos. El primero, responde a mecanismo de flujo a través de vías preferenciales donde la recarga es directamente proporcional al agua suministrada al suelo. El segundo responde al mecanismo de flujo de tipo Darcy. Este mecanismo es mas lento que el anterior, y el valor máximo de la recarga en tránsito por este mecanismo está limitado por la permeabilidad vertical del suelo en condiciones de saturación. Esta recarga se calcula teniendo en cuenta que sólo existe recarga en tránsito cuando el contenido de humedad es mayor que la capacidad de campo, que la recarga en tránsito no puede exceder la permeabilidad vertical del suelo.

El programa utiliza fundamentalmente relaciones semiempíricas en las que aparecen algunos parámetros empíricos sin fundamento físico que deben estimarse en cada caso en particular. Considera en forma conjunta todos los aportes de agua al suelo sin distinguir su origen. Para calibrar los parámetros del modelo se utilizan datos piezométricos que se comparan con los valores calculados con el modelo.

La salida de resultados del balance se obtienen a diferentes escalas temporales para: la evapotranspiración real, interceptación, lluvia eficaz, recarga en tránsito, escorrentía, flujo

hipodérmico, caudal subterráneo, caudal descargado en el punto de salida y la recarga al acuífero. Asimismo calcula los niveles piezométricos diarios.

El ajuste se realiza con la comparación entre los niveles simulados y observados, a través de los errores cuadrático medio (ECM) y cuadrático medio óptimo (ECM<sub>ópt</sub>).

Como comentario, los autores de este modelo, expresan que no es esperable que un modelo de balance en el que el acuífero se representa como una sola celda; reproduzca fielmente las oscilaciones freáticas observadas.

A continuación se expondrán una síntesis de las ecuaciones empleadas en cada nivel del medio físico representado en la Figura 5.1, ya que se considera que los detalles pueden ser consultados en el Manual de Usuario.

### **5.2.3.1.2.1 Ecuaciones básicas empleadas**

#### *En la zona del suelo*

La ecuación básica del balance en la zona de suelo se suele plantear entre dos tiempos  $t_i$  y  $t_f$  ( $\Delta t = t_f - t_i$ ) y se compone de los siguientes términos:

$$P - IN - E_s - ETR - P_e = \Delta\theta \quad (43)$$

donde  $P$  es la precipitación,  $IN$  es la interceptación,  $E_s$  es la escorrentía superficial,  $ETR$  representa la evapotranspiración real,  $P_e$  es la recarga en tránsito (que coincide con la recarga si no existen flujos laterales en la zona no saturada) y  $\Delta\theta$  es la variación del contenido de humedad. Las componentes del balance se suelen expresar en términos de volumen de agua acumulados a lo largo del intervalo de tiempo  $\Delta t$ .

#### *En la zona no saturada*

La recarga en tránsito total  $P_e$  viene dada por la suma de la recarga directa  $P_{ED(I)}$  y la diferida  $P_{EDIF(I)}$ . La recarga en tránsito constituye la entrada de agua al depósito inferior correspondiente a la zona no saturada. Una vez actualizado el volumen en esta zona teniendo en cuenta la entrada  $P_e$ , los caudales de salida horizontal por flujo hipodérmico  $Q_h$  y vertical por percolación  $Q_p$  se calculan mediante las siguientes expresiones:

$$Q_h = \alpha_h V_h \quad (44)$$

$$Q_p = K_v + \alpha_p V_h \quad (45)$$

donde  $V_h$  es el volumen de agua (por unidad de superficie) almacenada en la zona no saturada,  $\alpha_h$  y  $\alpha_p$  son los coeficientes de agotamiento para flujo hipodérmico y para la percolación, respectivamente y  $K_v$  es la conductividad hidráulica vertical del medio no saturado. De hecho  $\alpha_h$  está relacionado con la conductividad hidráulica horizontal y la

porosidad drenable de la zona no saturada,  $K_h$  y  $m_{ns}$ , con la pendiente media del terreno  $i$  y con la distancia entre la cumbre y el fondo de la ladera,  $L$ , a través de:

$$\alpha_h = \frac{2K_h i}{L m_{ns}} \quad (46)$$

La formulación del flujo de percolación  $Q_p$  en (30) responde a suponer que, debido a la existencia de horizontes poco permeables, en la zona no saturada pueden presentarse niveles colgados. En estas condiciones, el flujo vertical puede aproximarse mediante la Ley de Darcy como:

$$Q_h = K_v \frac{(y_h + p)}{p} \quad (47)$$

donde  $y_h$  es la altura de lámina de agua en el acuífero colgado y  $p$  es la distancia entre la base del nivel colgado y el nivel freático regional. A partir de esta expresión y teniendo en cuenta que el volumen  $V_h$  y la altura  $y_h$  están relacionadas mediante  $V_h = m_{ns} y_h$ , se obtiene (48)

$$\alpha_p = \frac{K_v}{p m_{ns}} \quad (48)$$

### ***En el acuífero***

El programa calcula el volumen de agua que entra en el acuífero y el que se descarga subterráneamente, estimando para cada período el nivel piezométrico del acuífero.

Para el método de una celda, en el acuífero el volumen de agua  $V_a$  y la altura del nivel freático  $h$  suelen referirse a unos valores de referencia o de base  $h_0$ , al que corresponde un volumen  $V_{a0}$ . El volumen almacenado por encima del valor de referencia  $\Delta V_a = (V_a - V_{a0})$  se relaciona con la diferencia de nivel  $\Delta h = (h - h_0)$  a través de la porosidad drenable  $S$  del acuífero mediante

$$\Delta V_a = S \Delta h \quad (49)$$

El balance en el acuífero se realiza teniendo en cuenta la entrada por percolación  $Q_p$  y la salida por descarga subterránea  $Q_s$ , que se supone proporcional a  $\Delta V_a$ :

$$Q_s = \alpha_s \Delta V_a \quad (50)$$

donde  $\alpha_s$  es el coeficiente de agotamiento del flujo subterráneo de descarga del acuífero. Su valor está relacionado con la difusividad hidráulica del medio subterráneo  $T/S$  (cociente entre transmisividad y coeficiente de almacenamiento) y con el cuadrado de una longitud característica,  $\lambda$ , a través de una expresión del tipo:

$$\alpha_s = a \frac{T}{S \lambda^2} \quad (51)$$

donde  $a$  es una constante adimensional. El volumen de agua almacenado en el acuífero al final del día  $I$ ,  $V_a(I)$  se obtiene a partir de

$$V_a(I) = V_a(I-1) + (Q_p - Q_s)\Delta t \quad (52)$$

donde  $\Delta t$  es el intervalo de tiempo del balance (generalmente 1 día). Una vez conocido el volumen final, el programa calcula el nivel freático al final del día,  $h(I)$ , a partir de la Ecuación (49), es decir,

$$h(I) = h_o + \frac{V_a(I) - V_{ao}}{S} \quad (53)$$

Así se puede obtener la evolución de los niveles piezométricos calculados que pueden ser comparados con los niveles piezométricos medidos en pozos someros. En general, el acuífero se suele tratar como una sola celda que recibe como entrada la recarga procedente de la zona no saturada y que descarga en función del volumen almacenado en el acuífero.

### **5.2.3.2 Balance de masa del ión cloruro en la zona no saturada**

Los métodos más importantes y más asequibles al gestor y planificador son los que dependen del aporte de sales por la precipitación atmosférica tanto húmeda como seca, principalmente el ión cloruro por su carácter conservativo (esto es, no reactivo) y su determinación es fácil y precisa, (Custodio, 1997b).

De modo general, las fuentes naturales de cloruro la constituyen los océanos y no hay cantidades relevantes del mismo en los minerales de la corteza terrestre, las actividades agropecuarias a partir de los lixiviados de fertilizantes y deposición de excretas de animales, como así también la extracción por parte de los cultivos (Lerner et al., 1990a).

Para poder aplicar este método las simplificaciones en consideración son las siguientes: en condiciones estacionarias y de flujo pistón, un suelo que está sujeto a pérdidas de agua por evapotranspiración percola agua que contiene cloruro disuelto, y en estas condiciones la concentración de cloruro del agua del suelo debería incrementarse monótonicamente a través de la zona radicular (Gardner, 1967). Por debajo de esta zona y en cada punto, la concentración de cloruro se establece por un balance entre el flujo descendente de recarga y el flujo difusivo desde el nivel freático hacia la zona no saturada (Watson, 1982), que debería ser aproximadamente constante en ausencia de fuentes y sumideros.

Por otra parte, la concentración de cloruro de la recarga se puede medir a través de la concentración de cloruro en la parte inferior de la zona no saturada por debajo de la zona radicular, pero lo suficientemente alejado del nivel freático, como así también puede medirse determinando la concentración de cloruro en la parte superior del acuífero. En ausencia de vías preferenciales, entre ambas concentraciones las diferencias deberían ser solo aquellas que resultan de las distintas representatividades areales de ambas muestras.

Asimismo, en condiciones estacionarias la determinación de la concentración de cloruro en la fracción superior del acuífero debería ser un promedio sobre un lapso más prolongado al período de observación y sobre un área más extensa (Sharma y Craig, 1989), que la determinación de cloruro en la zona no saturada. En esta zona, representa el valor

promedio en, al menos, el tiempo transcurrido entre el ingreso a esta zona y la toma de muestra.

Para la cuenca en estudio la concentración de cloruro de la recarga se midió en la zona saturada, en la parte superior del acuífero, donde la muestra de agua obtenida es la resultante de la integración de los flujos de distinta magnitud que componen la recarga que deriva de la zona no saturada.

Dado el alcance areal de esta técnica (de cientos de metros), y para su aplicación se considera que cada estación de muestreo está comprendida en un área que cumple con los siguientes requisitos:

- la precipitación ( P ) es la única fuente de cloruros, ante de la ausencia de fuentes naturales de cloruro (por ej. océanos, lixiviados de fertilizantes y deposición de excretas de animales), dado que en cada emplazamiento elegido no se realizan prácticas agropecuarias y no fue modificada la vegetación (pasturas).

- el cloruro no es absorbido, intercambiado o transformado en el perfil del suelo, dado la característica conservativa de este ión.

- la escasa pendiente topográfica de la ubicación geográfica de cada sitio, desprecia los posibles flujos laterales con otros aportes de cloruros. Como así también se asume como despreciable las condiciones de escurrimiento superficial (Es).

- se desprecian los aportes por fuentes (F) o sumideros (S), ya que no hay razones para pensar que existan.

- del mismo modo, el suelo local no tiene cloruros de origen pedogenético, y no tiene capacidad de decrecer la concentración de cloruro en el agua del suelo, la vegetación nativa es indisturbada, por lo que se considera que está en equilibrio la retención de sales de la vegetación y su devolución al suelo por las plantas al morir. ( $Cl_{ES}$  es despreciable).

- el movimiento del agua en el perfil es predominantemente debido a la acción del flujo pistón, esto hace que el agua de todas las lluvias puede llegar a recargar al acuífero. Es decir, se puede considerar como válida esta hipótesis dado que es poco probable que existan vías preferenciales del flujo de agua por la zona no saturada debido a las características principalmente de suelo y vegetación de cada sitio.

Según Hendrick y Walker, (1997), en el modelo de flujo de pistón, el agua se desplaza como empujada por un émbolo a lo largo de una tubería larga y estrecha y los componentes salen del sistema en el mismo orden cronológico en que entraron. Esto ejemplifica si se produce la recarga al acuífero por este efecto todos los eventos de precipitación pueden llegar a alcanzar el acuífero una vez que se hayan satisfecho las demandas hídricas como se mencionó oportunamente.

En condiciones estacionarias la recarga al acuífero libre se puede estimar por medio del balance de masas de cloruro en la zona no saturada (Eriksson y Khunakasem, 1969; Custodio y Llamas, 1976; Allison y Hughes, 1978; Kitching et al., 1988), mediante la siguiente ecuación general:

$$P * Cl_P + D_S - E_S * Cl_{ES} = R * Cl_R + F - S \quad (54)$$

donde:

- P: precipitación (mm)
- Cl<sub>P</sub>: concentración de cloruro de la precipitación (ppm)
- D<sub>S</sub>: deposición seca (ppm)
- E<sub>S</sub>: escurrimiento superficial (mm)
- Cl<sub>ES</sub>: concentración de cloruro del escurrimiento superficial (ppm)
- R : recarga (mm)
- Cl<sub>R</sub>: concentración de cloruro de la recarga (ppm)
- F : fuentes de cloruros en la zona no saturada (ppm)
- S : sumideros de cloruros en la zona no saturada (ppm)

Dado a que los flujos horizontales de agua son de un orden de magnitud menor que los verticales aún en zonas no llanas, y si no existen fuentes ni sumideros de cloruro en la zona no saturada, la ecuación (54) puede plantearse como:

$$P * Cl_P + D_S = R * Cl_R \quad (55)$$

Al incorporar la masa de cloruro de la deposición seca a la muestra (D<sub>S</sub>), la ecuación (55) se expresa como:

$$P * Cl_P = R * Cl_R \quad (56)$$

En la expresión (56), el término ( Cl<sub>P</sub> ) es la concentración de cloruro de la muestra que incluye las masas de cloruro contenidas en el agua de lluvia y de la deposición seca. De esta ecuación se puede despejar la recarga, cuya ecuación es la siguiente:

$$R = \frac{P * Cl_P}{Cl_R} \quad (57)$$

El numerador de la ecuación representa el promedio ponderado de la concentración de cloruros de la precipitación incluyendo la deposición seca, y el denominador indica la concentración media de cloruro del acuífero para todo el período de observaciones.

Para la validez de esta metodología, se siguió las recomendaciones de expertos, de realizar observaciones de al menos dos años (Custodio, 1993), o de tres años (Edmunds y Gaye, 1994). Por ello, las observaciones se realizaron desde mayo/02 a junio/04. Como así también si las concentraciones de cloruro del agua de la lluvia y de la zona superior del acuífero no presentan una variación significativa en el tiempo, los valores de recarga hallados mediante la expresión (57) representa a una recarga de largo período. Es decir, son valores medios de recarga, con una representatividad espacial mayor a la del punto de medición, del orden de la centena de metros de diámetro.

La manera de la recolección de las muestras ya fue expuesta en el Item 4.4.1. Con respecto al método analítico para la determinación de Cl<sup>-</sup>, las muestras de agua de la lluvia y del acuífero fueron analizadas en el laboratorio de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (Santa Fe).

Para la determinación de la concentración de cloruros se empleó el método argentométrico (método de MOHR). Se determinaron los cloruros con una solución valorada de Nitrato de Plata utilizando como indicador del punto final de la titulación, el Cromato de Potasio. En lo referente a la precisión y exactitud se señala que una muestra sintética conteniendo 241 mg/l de cloruros, entre otros parámetros, fue analizada en 41 laboratorios con una determinación standard relativa del 4.2 % y un error relativo del 1.7 % (Standard Methods).

### 5.2.3.3 Modelo de flujo de agua subterránea

El modelo numérico es una de las metodologías convencionales de evaluación de la magnitud de la recarga a partir de balances en acuíferos. Es decir, es posible deducir la magnitud de la recarga a partir de la calibración del modelo de flujo considerando la recarga como uno de los parámetros de calibración, (Samper, 1997b).

La recarga y la conductividad hidráulica generalmente están altamente correlacionadas, por lo que la confiabilidad de las estimaciones de recarga dependerán de las aproximaciones de los datos de conductividad hidráulica. Esto es, que para rangos de conductividad hidráulica de varios órdenes de magnitud, la recarga estimada a través de la calibración del modelo puede no ser precisa ya que su estimación no será única.

En la simulación en estado estacionario los niveles simulados van a depender de la relación entre recarga y conductividad hidráulica. Mientras que en condiciones transitorias se reproduce la variación temporal de la recarga y además fuerzan la estimación de la recarga, (Scanlon et al., 2002).

En la cuenca en estudio para estimar la recarga se aplicará el modelo numérico de simulación de flujo en el acuífero en diferencias finitas MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988). El modelo se ajustará en estado estacionario donde los parámetros que tienen un rol principal son la recarga y la conductividad hidráulica como se mencionó precedentemente. Obtenida esta relación, se intentará reproducir los niveles piezométricos observados. En realidad lo que se ajusta es la relación recarga media/conductividad hidráulica (Trick y Custodio, 1997). De esta manera, las magnitudes de recargas netas obtenidas deben tomarse como estimaciones globales.

Para la construcción de un modelo razonablemente válido se requiere en general disponer de una detallada caracterización geológica e hidrogeológica del sistema del acuífero, una piezometría espacial suficientemente densa, una buena base de parámetros hidrogeológicos, la correcta identificación de la geometría, el tipo y las condiciones de contorno del acuífero, y si es posible una evaluación preliminar de la posible magnitud de la recarga. Se requiere también tener un conocimiento acerca de la caracterización hidroquímica.

Este modelo matemático expresa el movimiento del agua subterránea de manera tridimensional, considerando la densidad constante a través del espacio poroso. La ecuación diferencial parcial la describe como:

$$\frac{\partial}{\partial x} (k_{xx} \cdot \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (k_{yy} \cdot \frac{\partial h}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (k_{zz} \cdot \frac{\partial h}{\partial z}) - W = Ss \frac{\partial h}{\partial t} \quad (58)$$

siendo:

$k_{xx}$ ,  $k_{yy}$ ,  $k_{zz}$  : conductividades hidráulicas a lo largo del eje de coordenadas x, y z.

h : altura potenciométrica (L)

W: flujo volumétrico por unidad de volumen y representa fuentes o sumideros ( $t^{-1}$ )

Ss: almacenamiento específico ( $L^{-1}$ )

t: tiempo

La ecuación con especificaciones del flujo y/o condiciones de altura potenciométrica del sistema acuífero y especificaciones de condiciones iniciales y de contorno, constituye la representación matemática del sistema de flujo subterráneo.

Se desarrollarán las siguientes fases: implementación, estimación de los parámetros del modelo, calibración y análisis de sensibilidad.

La calibración se realizará mediante el ajuste de los parámetros conductividad hidráulica y la recarga principalmente, como así también de la conductancia hasta lograr reproducir los niveles observados. La precisión promedio del grado de correspondencia entre pares individuales de valores simulados y observados (Pielke, 1984) se observará mediante el error que arroja el modelo.

El análisis de sensibilidad de los parámetros utilizados, que es indicativo del parámetro que perturba al nivel simulado, permitirá observar la sensibilidad del modelo frente a la variación de los mismos.

La ventaja de este método es que intenta representar el flujo de agua y los procesos físicos actuales de interés. A menudo se efectúan simplificaciones considerando valores medios para determinadas variables.

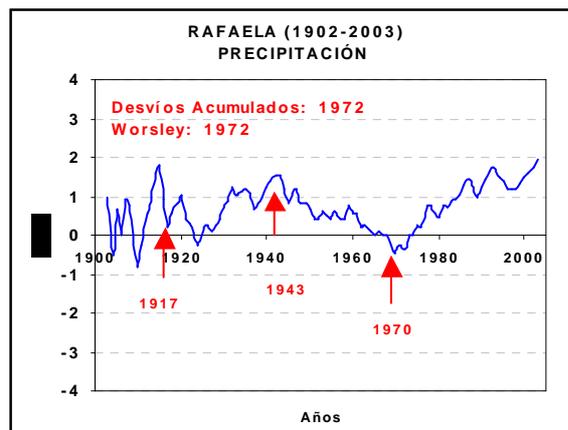
## 6. RESULTADOS

En este Capítulo se muestran los resultados arribados del análisis de la variabilidad en la precipitación y el nivel freático, de tal manera de vincular a la recarga natural al acuífero libre debido a la lluvia con la variabilidad climática regional en la cuenca del río Carcarañá.

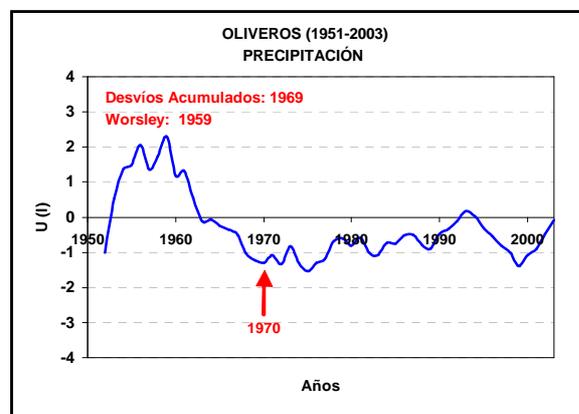
### 6.1 De la Variabilidad

En las series de precipitación como de nivel freático se observó un rasgo común cuando existe simultaneidad de observaciones, y son los cambios de tendencia y saltos en la media y la varianza en fechas coincidentes.

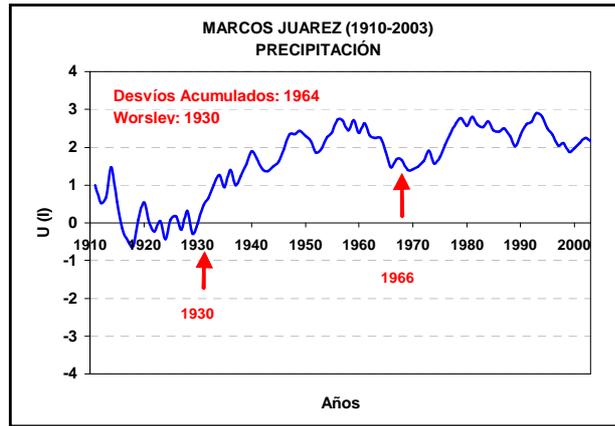
Los cambios de tendencia en las series completas de precipitación fueron detectados mediante el Test de Mann (indicadas con flecha color rojo) en las Figuras 6.1 [(a) a (c)], con el que se puede apreciar que aproximadamente en 1970 hubo un importante cambio en la tendencia en la precipitación. Los saltos en la media se definieron con los Tests de los Desvíos Acumulados y de Worsley determinándose fechas similares (alrededor de fines de los años '60). García y Vargas (1998) en la Cuenca del Plata definieron al período iniciado aproximadamente en 1970 como hiperhúmedo, considerando que más del 50% de los años con precipitaciones ubicadas en el noveno y décimo decil corresponden a los últimos treinta años del siglo XX, comportamiento éste, manifestado en la cuenca en estudio en las figuras mencionadas.



(a)



(b)

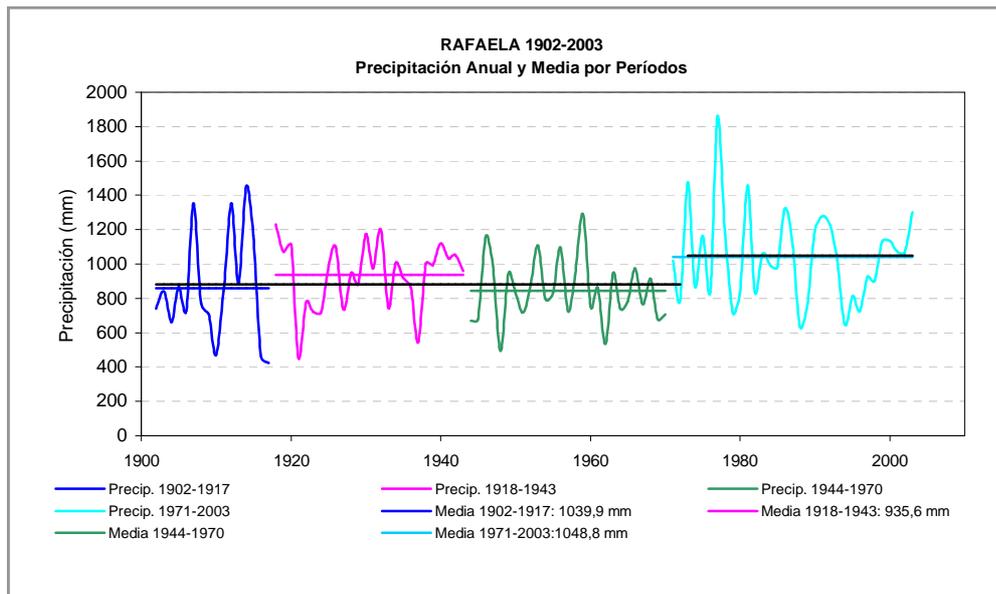


(c)

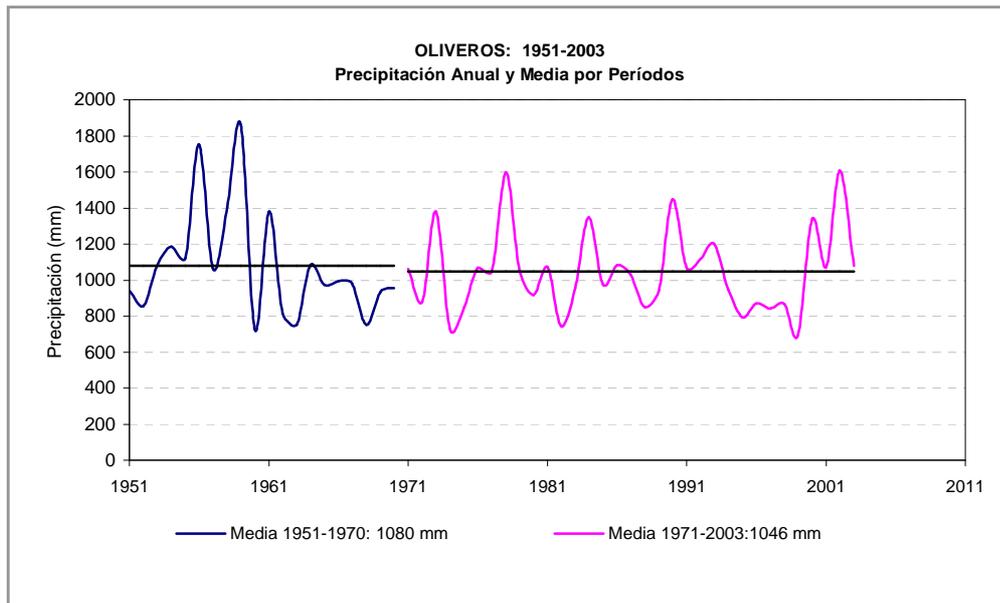
**Figuras 6.1 [(a-c)].** Test de tendencia en la precipitación [ $U(I)$  vs. tiempo] y saltos en la media para la longitud total de los registros

Lo citado, indica que en promedio, durante el siglo XX se manifestaron al menos dos períodos hídricos bien caracterizados: uno semihúmedo que duró hasta 1969/71 y finalmente otro hiperhúmedo a partir de esta última fecha. Estos resultados son observables en toda la región en estudio y pueden considerarse un rasgo climático temporal. Otra característica climática temporal es que en la mayoría de las series, el cambio de tendencia en las precipitaciones de 1970/72 es aproximadamente coincidente con un salto en la media.

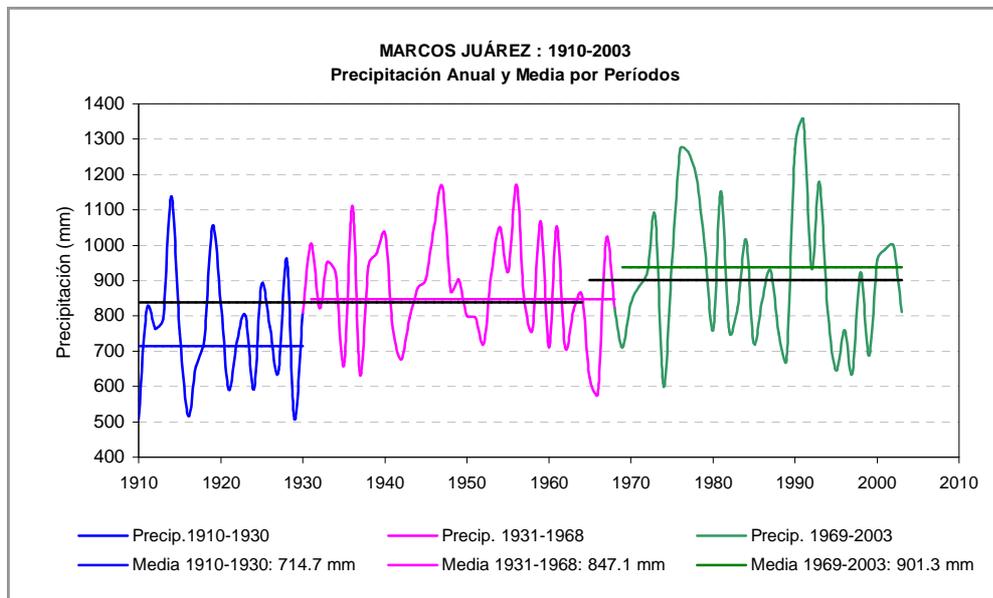
Con los resultados expuestos hasta aquí, donde se manifiesta una clara tendencia creciente en las lluvias de la región, es difícil sustraerse a la necesidad de conocer el comportamiento de las precipitaciones a lo largo del período de registro. A modo de ejemplo se muestran gráficos de “precipitación vs. años” de las principales estaciones pluviométricas de la región (Figuras 6.2 [(a) a (c)]). Las líneas horizontales de color negro, identifican los valores medios de antes y después del salto en la media. Las otras líneas horizontales de color, identifican la media de cada uno de los subperíodos detectados por el test de Mann.



(a)



(b)



(c)

**Figuras 6.2 [(a-c)].** Precipitación anual y valores medios de los períodos identificados mediante el tests de Mann y de los Desvíos Acumulados

Aquí se aplicaron los tests de Student-t y Fisher para verificar si bajo la hipótesis de igualdad de las medias de los subperíodos detectados, los promedios son iguales al nivel del 1% (Höel, 1976). Las pruebas demostraron que los promedios son diferentes de un período al otro, ya sea para los saltos en la media como para los subperíodos encontrados mediante el test de Mann, tanto en Rafaela como en Marcos Juárez, pero no es estadísticamente significativa la diferencia entre los períodos hallados en Oliveros. Por ello se infiere que en esta estación no ha habido cambios significativos.

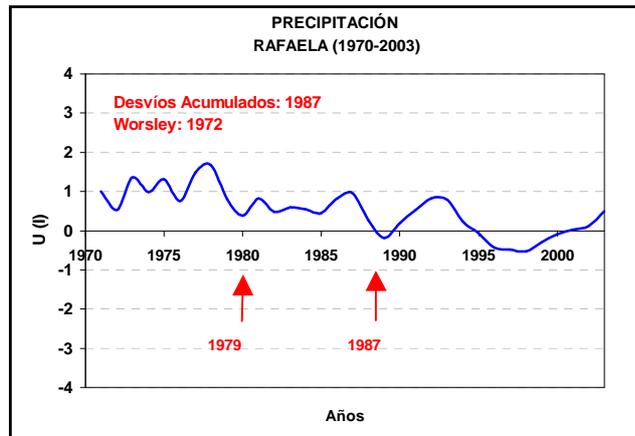
Con estos resultados, se considera válido el análisis de la variabilidad climática a partir de la precipitación.

### 6.1.1 Del período simultáneo 1970-2003

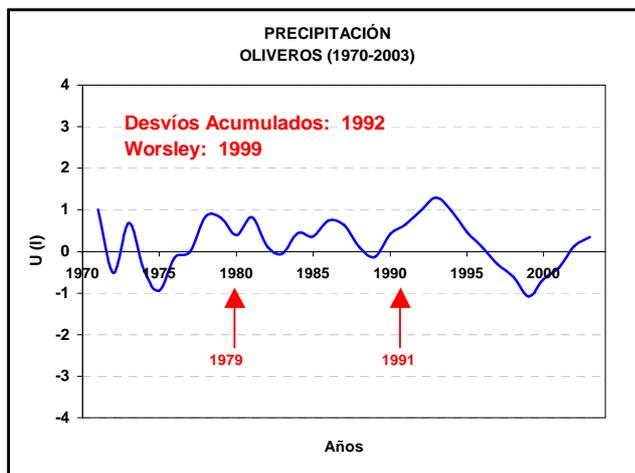
Las dos localidades en el área de estudio que disponen de observaciones freaticas con algo más de treinta años de registros y tienen un período común (1969-2003) con la precipitación son Oliveros y Marcos Juárez. En las mismas condiciones está Rafaela, que se ubica al norte de la cuenca y centro de la provincia, pero pese a ello se la considera para el análisis regional. Cabe acotar que el mismo en esta parte del trabajo, está comprendido dentro del denominado período hiperhúmedo (a partir de 1970/71). Mientras que la estación Zavalla, ubicada al sureste y exterior al límite de la cuenca, (ver Figura 2.1), tiene una longitud de registro levemente menor a las estaciones mencionadas, lo que hace que esté en el límite de la capacidad de discriminación de los métodos aplicados, y la coloca en una situación poco favorable para que intervenga en estos cálculos, por lo que aquí no ha sido utilizada.

#### 6.1.1.1 De la precipitación

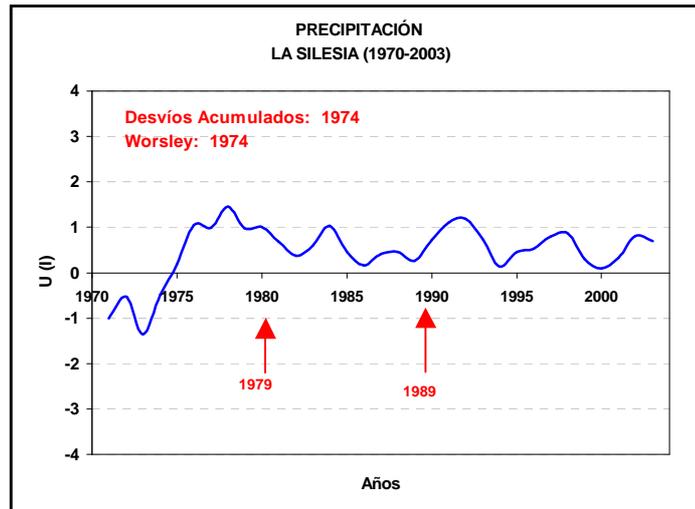
En este caso se incorpora al análisis la estación de monitoreo denominada La Silesia, cuyos registros de precipitación comienzan en 1969. Los cambios de tendencia en la precipitación durante el período 1970-2003 (indicadas con flechas en color rojo) en las Figuras 6.3 [(a) a (d)] en las cuatro estaciones, se producen simultáneamente en 1979/1981 y en 1987/1991. Los saltos en la media significativos (Test de los Desvíos Acumulados) se detectan entre 1987 y 1993 en Rafaela, Oliveros y Marcos Juárez, aunque en La Silesia se encuentra un poco antes (1974). Con el Test de Worsley, que es más sensible en los extremos de las series, los resultados son más dispersos.



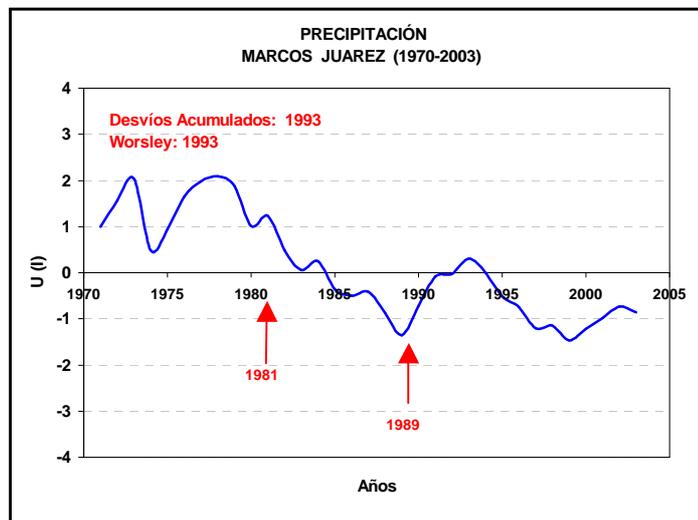
(a)



(b)



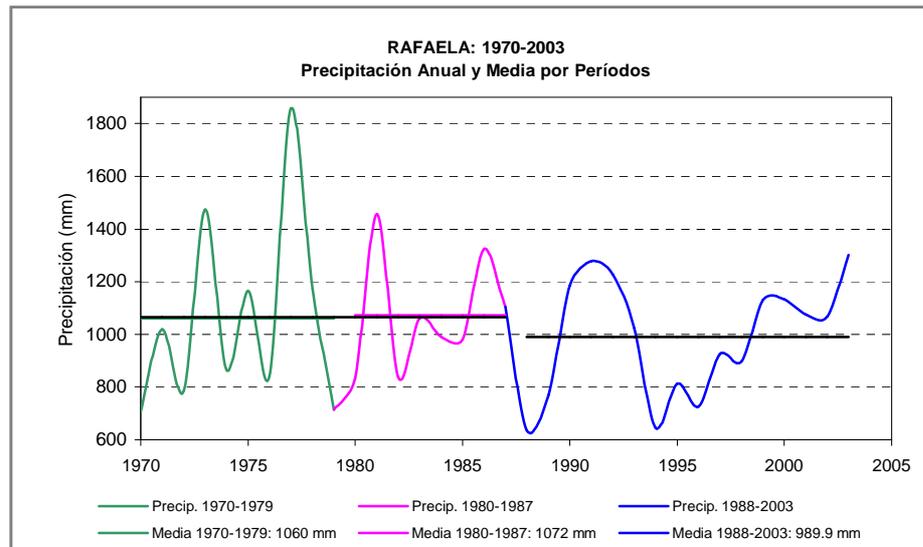
(c)



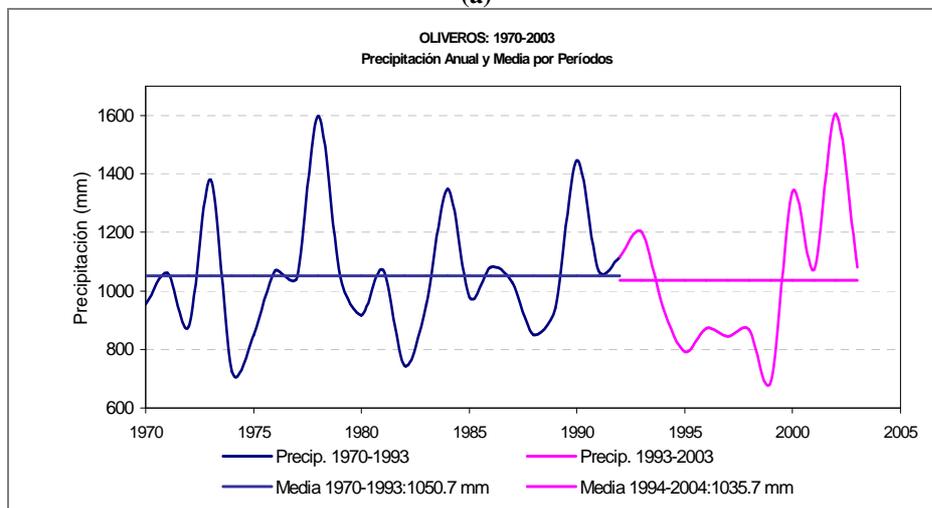
(d)

**Figuras 6.3 [(a-d)].** Test de tendencia en la precipitación [U(I) vs. tiempo] y saltos en la media durante el período 1970-2003

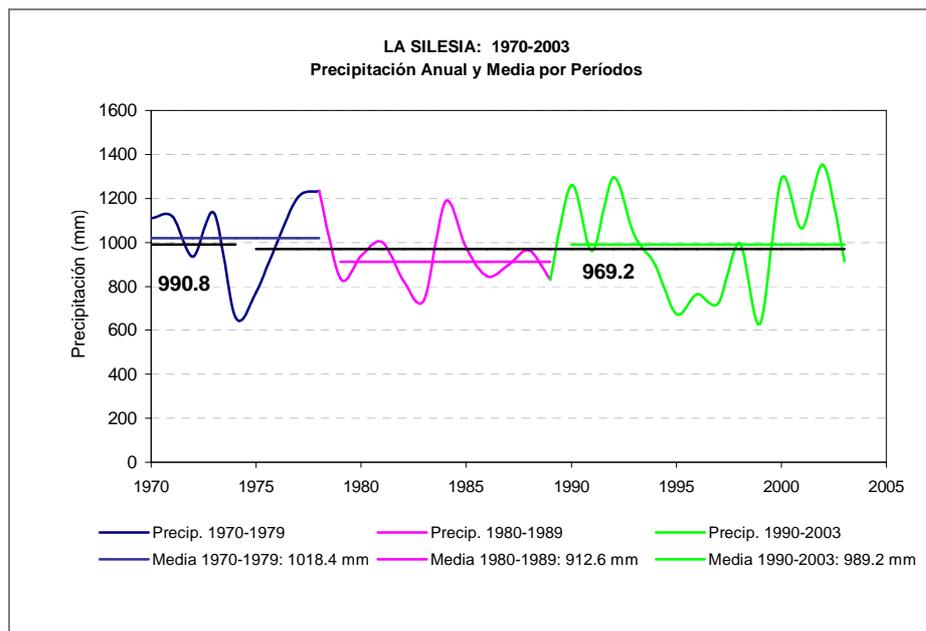
Para estas estaciones, utilizando el mismo criterio con que se construyeron las Figuras 6.2 [(a-c)], se analizó el comportamiento de la “precipitación vs. años” (Figuras 6.4 [(a) a (d)]), al igual que “nivel freático vs. años”, el cuál se mostrará en Item siguiente: el 6.1.1.2 “Del nivel freático”. En las figuras, se identifican con líneas horizontales de color negro al valor medio en la precipitación de antes y después del salto en la media. Los otros colores corresponden a cada uno de los subperíodos detectados por el test de Mann.



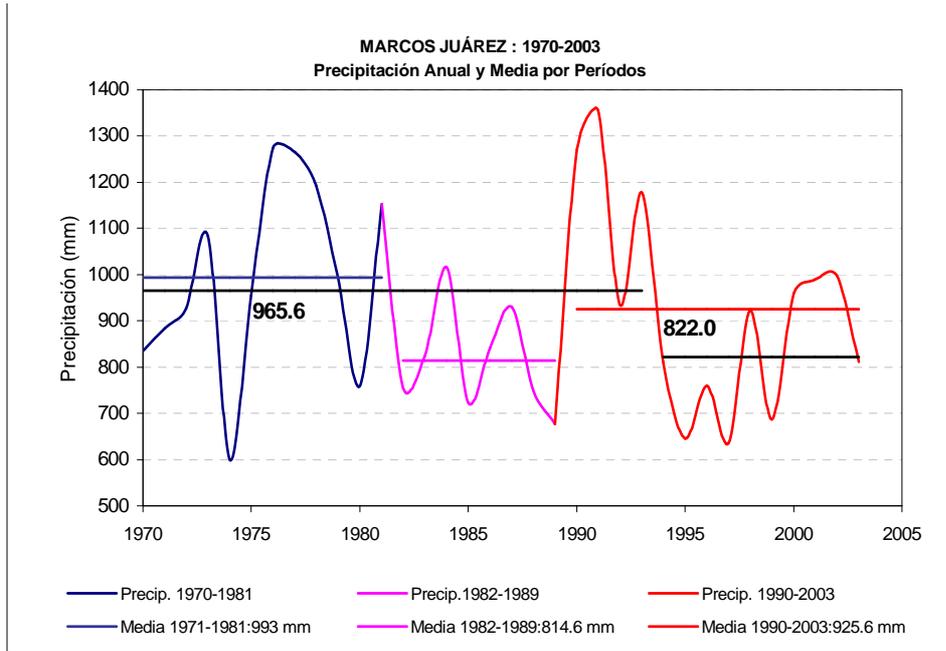
(a)



(b)



(c)



(d)

**Figuras 6.4 [(a-d)].** Precipitación anual 1970-2003 y valores medios de los períodos identificados mediante el tests de Mann y de los Desvíos Acumulados

Aquí también las pruebas demuestran que en Rafaela, La Silesia y Marcos Juárez los promedios de los períodos encontrados por el test de los Desvíos Acumulados son estadísticamente diferentes uno del otro. En tanto que en las diferencias entre los determinados por el test de Mann, no se puede establecer una significancia estadística debido a la corta longitud de la suma de dos períodos consecutivos. En Oliveros, pese a que fueron determinados solamente dos períodos diferentes y coincidentes por ambos tests, las pruebas de los tests de Student-t y Fisher indicaron que en esta estación no ha habido cambios significativos en el período simultáneo de observación 1970-2003.

### 6.1.1.2 Del nivel freático

En el período simultáneo de análisis, se observó que hay una similitud de respuesta tanto de los niveles freáticos como de las precipitaciones que queda indicada por los años en la Tabla 6.1.

Aunque las series de nivel freático están en el límite de resolución de los métodos de análisis, cabe acotar que las mismas no tienen ausencia de datos, lo que permite observar que el comportamiento regional del nivel es coherente con el de la precipitación cualquiera sea el puesto de observación que se tome como ejemplo.

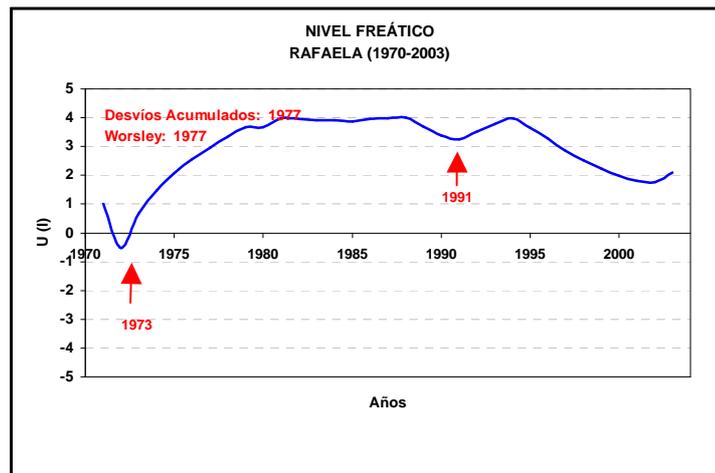
Tanto en 1989/1990 como en 1972/1977 se producen cambios de tendencia, mientras que los saltos en la media significativos en Rafaela y Marcos Juárez son coincidentes (1989/1990), habiendo diferencias para Oliveros donde el salto se produce en 1977.

ESTACIÓN	PRECIPITACIÓN			NIVEL FREÁTICO		
	CAMBIOS DE TENDENCIA	SALTOS EN LA MEDIA		CAMBIOS DE TENDENCIA	SALTOS EN LA MEDIA	
		D. A.	Worsley		D. A.	Worsley
RAFAELA	1971	1987	1972	1973	1989	1989
	1987			1990		
OLIVEROS	1979	1992	1999	1977	1977	1977
	1991			1991		
LA SILEZIA	1979	1974	1974	Sin datos suficientes	Sin datos suficientes	Sin datos suficientes
M. JUÁREZ	1981	1993	1993	1972	1990	1990
	1989			1990		

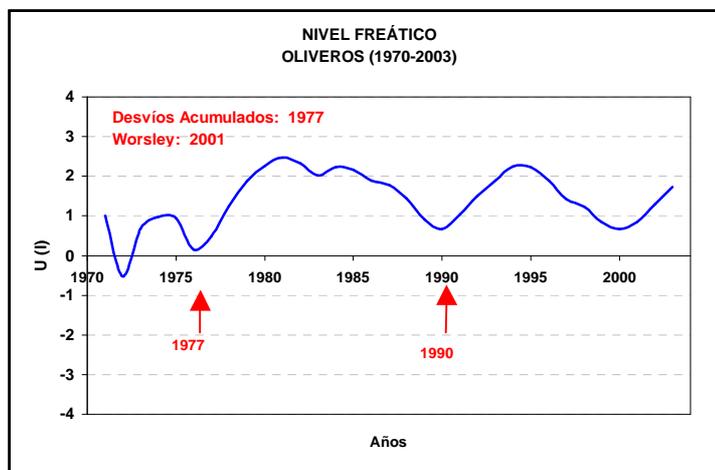
**Tabla 6.1.** Cambios de tendencia y saltos en la media del nivel freático en el período 1970-2003

En las Figuras 6.5 [(a) a (c)] se muestra lo expresado precedentemente, donde los cambios de tendencia se indican con una flecha en color rojo.

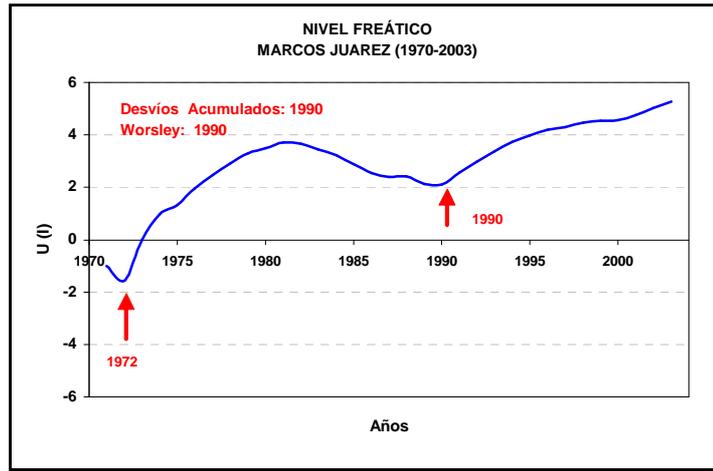
Como un punto singular en el comportamiento de la tendencia del nivel freático de la región central santafesina, se acepta la fecha 1989/90.



(a)



(b)



(c)

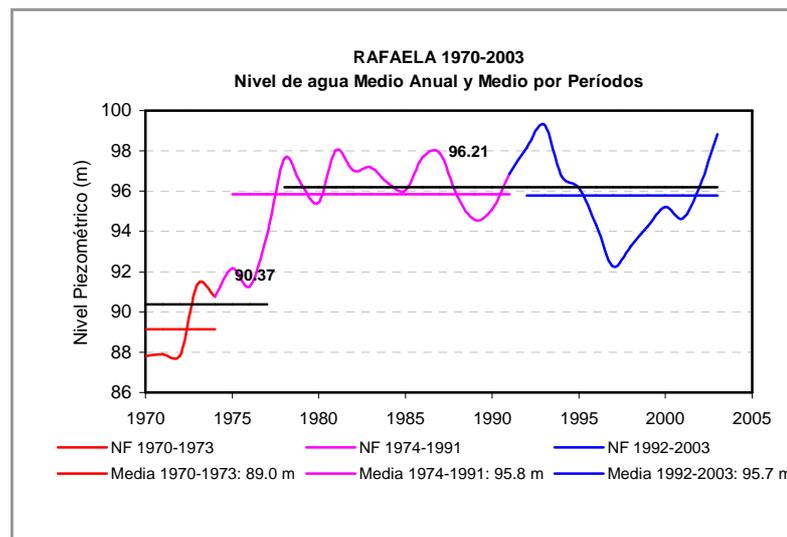
**Figuras 6.5 [(a-c)].** Test de tendencia en el nivel freático [U(I) vs. tiempo] y saltos en la media durante el período 1970-2003

En este caso, con la variación del nivel freático en función del tiempo también se realizó la comprobación y se encontraron resultados muy similares a los de la precipitación.

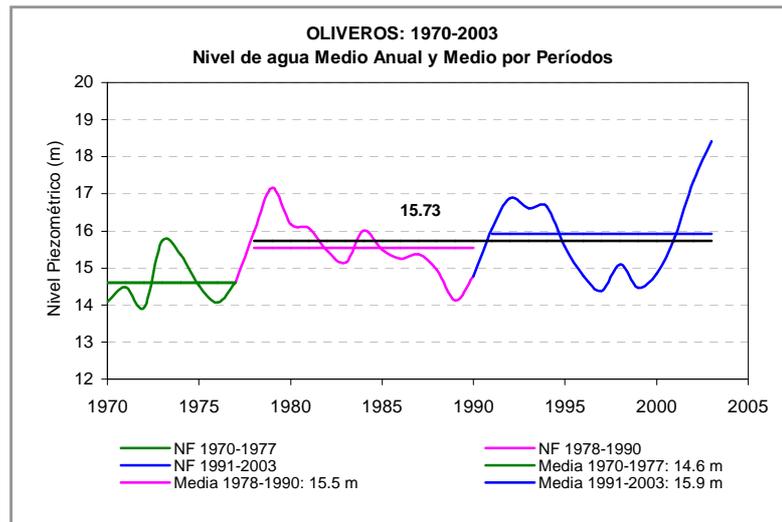
Como en el caso de la precipitación, tampoco se puede discriminar si las diferencias entre los períodos consecutivos determinados por el test de Mann tienen significancia estadística o no debido a la corta longitud de las series.

Las fechas de 1977 y 1990 se indican como muy significativas para el período 1970-2003 (Figuras 6.6 [(a) a (c)]), aunque en el caso del nivel freático los saltos en la media son estadísticamente significativos en las tres estaciones analizadas.

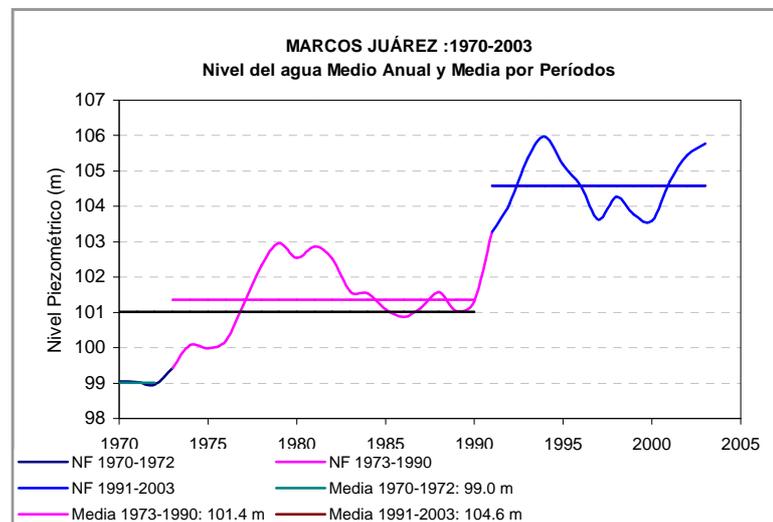
Al igual como ya fuera mencionado para este tipo de análisis, las líneas horizontales negras identifican el valor medio del nivel freático de antes y después del salto en la media. Los demás colores representan a cada uno de los subperíodos detectados por el test de Mann.



(a)



(b)



(c)

**Figuras 6.6 [(a-c)].** Nivel Piezométrico Medio anual en el período 1970-2003 y valores medios de los períodos identificados mediante los tests de Mann y de los Desvíos Acumulados

El análisis hasta aquí descrito, es la base para los estudios posteriores inherentes al presente trabajo.

### 6.1.2 Comportamiento espacio-temporal de la precipitación con el nivel freático y la recarga

A fin de determinar la distribución espacial tanto de la precipitación, como del nivel freático y la recarga en esta parte del trabajo se utilizó el *PCA*, lo que permitió realizar la comparación de los autovectores de cada variable. Con la *PCI* del *PCA*, mediante la aplicación de un *SSA* se determinó el comportamiento temporal de cada distribución espacial; donde para determinar potencias espectrales se utilizó un análisis espectral (*SA*) convencional. Con ello se simplificó el estudio del comportamiento espacio-temporal de estas variables y posteriormente se analizó el grado de correlación entre campos mediante el método *SVD*. Cabe mencionar que en esta etapa, donde la escala espacial de trabajo es regional, se incluyó las series de datos anuales de precipitación y nivel freático de la Estación de Observación Zavalla (ubicada al sureste, exterior al límite de la cuenca) como ya fuera manifestado.

### 6.1.2.1 Comportamiento espacial de las variables

El método multivariado utilizado es una colección de procedimientos destinados a analizar la asociación entre dos variables, como se expresó en “Metodología”, y con ella se analizó el comportamiento de las mismas.

En este caso la **relación entre las variables** se midió a través de la *Correlación*, para lo cual se definió la media muestral en (13). Tanto la covarianza como la correlación miden el grado de relación lineal entre las variables; y el *PCA* está destinado a explicar la estructura de varianza-covarianza y sus objetivos generales son: 1) *reducción de datos* y 2) *interpretación*. Algebraicamente las componentes principales (*PC*) son combinaciones lineales particulares de las  $p$  variables ( $X_1, X_2, \dots, X_p$ ), sujetas a una condición de ortogonalidad. El "patrón espacial" dado por *EOF1* (que para la precipitación, podría ser parecido a la precipitación media) varía en el tiempo de acuerdo a la *PCI*, *EOF2* (que podría ser parecida a la distribución del desvío estandar) varía en el tiempo según *PC2*.

Para esto se calcularon las matrices de correlación tanto para la precipitación como para el nivel freático y la recarga, (ANEXOS III, IV y V), donde se trabajó con los autovectores y la *PCI* de cada variable.

Esto se justifica por lo dicho anteriormente que la **matriz de covarianzas** y la **matriz de correlación** tienen pequeñas diferencias entre ellas; esas diferencias en los resultados son debidas a que con la covarianza se tiene en cuenta la variabilidad interna de cada estación; mientras que con la correlación sólo se tiene en cuenta la variabilidad entre estaciones.

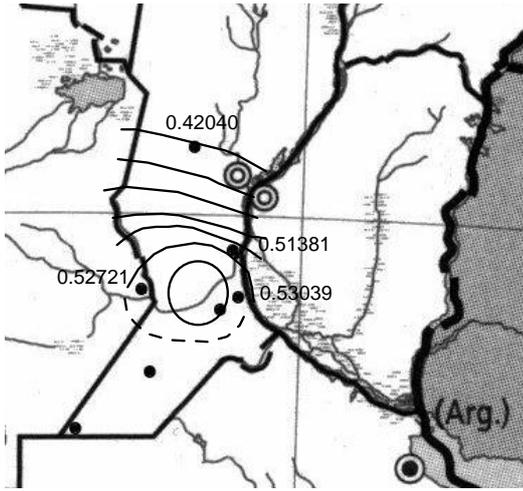
Así, obtenidas las *EOF* de cada matriz de datos, se obtuvo una primera aproximación de la estructura espacial, que es variable en el tiempo, a través del primer autovector. La variabilidad temporal de ese campo, tratada mas adelante, se obtuvo analizando la variabilidad temporal de la *PCI*.

La comparación del primer autovector de la matriz de correlación de la precipitación y el nivel freático (Tabla 6.2), muestra una primera aproximación del comportamiento espacial de estas dos variables en la región de estudio.

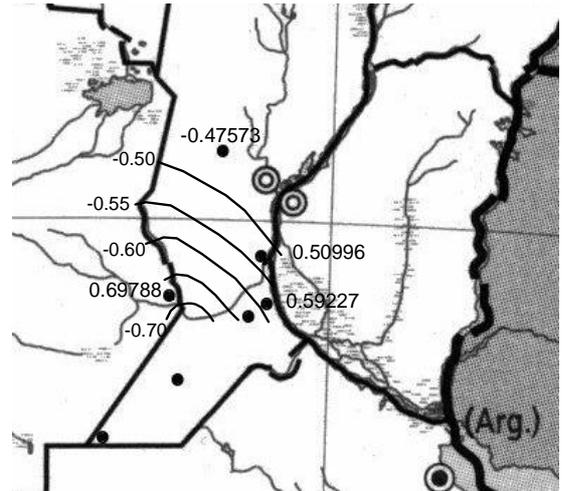
Estación	Precipitación	Nivel Freático
Marcos Juárez	0.52721	-0.69788
Oliveros	0.51381	-0.50996
Rafaela	0.42040	-0.47573
Zavalla	0.53039	-0.59227

**Tabla 6.2.** Primer autovector de la matriz de correlación de la precipitación y del nivel freático

En la representación gráfica de estos resultados que se muestran en las Figuras 6.7 y 6.8 se aprecia claramente la similitud de distribución espacial de cada variable. Esto permite inferir una respuesta de los niveles freáticos coherente con la distribución de la precipitación.



**Figura 6.7.** Distribución espacial del primer autovector de la Precipitación



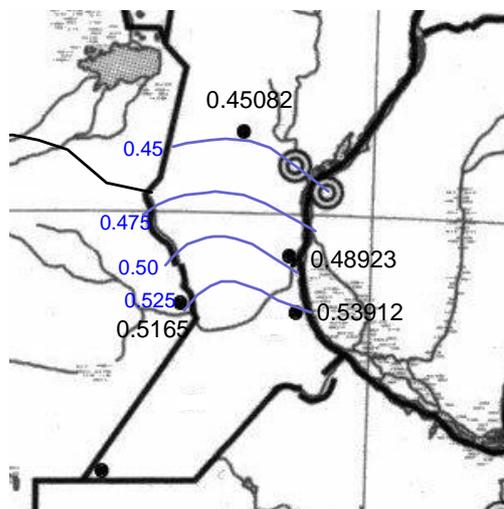
**Figura 6.8.** Distribución espacial del primer autovector del Nivel Freático

Idéntico procedimiento se realizó con la recarga para las mismas estaciones. La comparación del primer autovector de la matriz de correlación de la recarga (Tabla 6.3), también muestra una primera aproximación del comportamiento espacial de en la región de estudio.

Estación	Recarga
Marcos Juárez	0.51650
Oliveros	0.48923
Rafaela	0.45082
Zavalla	0.53912

**Tabla 6.3.** Primer autovector de la matriz de correlación de la recarga

Del mismo modo, se muestra la representación gráfica de este resultado en la Figura 6.9. Aquí también se aprecia claramente la similitud en la distribución espacial de la recarga con respecto a los campos anteriores.



**Figura 6.9.** Distribución espacial del primer autovector de la Recarga

Obsérvese, que la similitud en la distribución espacial de los campos: precipitación, nivel freático y recarga permite inferir por un lado, que la respuesta de los niveles freáticos es coherente con la distribución de la precipitación (ver Figuras 6.7 y 6.8); y por el otro, que la recarga al acuífero también responde al patrón de la precipitación (ver Figuras 6.9 y 6.7), explicando estos tres autovectores un alto porcentaje de la varianza total (ver ANEXOS III, IV y V).

Ello indica la vinculación cualitativa entre los campos en la cuenca de estudio, donde la cuantificación de la recarga para el período 2000-2003 se realizará por metodologías específicas.

Si se quisiera recomponer el campo de precipitaciones anuales con las 2 primeras componentes principales y despreciando lo que explica poco porcentaje de la varianza; se multiplicaría la matriz formada por sólo *PC1* y *PC2* (como columnas) por la **traspuesta** de la matriz formada por *EOF1* y *EOF2* (como columnas). Lo mismo se puede efectuar con la **matriz de covarianza**.

En este caso, como interesaba analizar la variabilidad espacial (entre estaciones) sólo se ha utilizado la matriz de correlación.

### **6.1.2.2 Comportamiento temporal de las variables**

El comportamiento temporal de cada distribución espacial se resolvió mediante la aplicación de un *SSA*; donde para determinar potencias espectrales y períodos de oscilación se utilizó un análisis espectral (*SA*) convencional sobre los pares oscilatorios obtenidos durante el análisis.

El objetivo es describir la variabilidad de una serie de tiempo discreta y finita  $X_i = X(i \Delta t)$  ( $i = 1, 2, \dots, N$ , y  $\Delta t =$  intervalo de muestreo), que en este caso es la *PCI* obtenida en el cálculo de la **matriz de correlación**, en términos de la estructura de la autocovarianza desplazada en el tiempo (Vautard and Ghil, 1989). Como se mencionó, el *SSA* es un método estadístico relacionado al análisis de componentes principales (*PC*) pero aplicado en el dominio temporal; y tiene la interesante propiedad que las oscilaciones con pequeñas variaciones de frecuencia (dentro de algún pequeño rango de frecuencias) son identificadas y reconstruidas como una oscilación simple, mas bien que varias señales separadas como en la mayoría de otros análisis espectrales.

Las matrices obtenidas de aplicar el *SSA* a las *PCI* se exponen en los ANEXOS VI y VII.

#### **6.1.2.2.1 De la precipitación**

La representación de los autovalores calculados con un *SSA* de la *PCI* obtenida de la matriz de correlación del campo de precipitación se observa en la Figura 6.10, cuya distribución parece seguir un patrón bien definido.

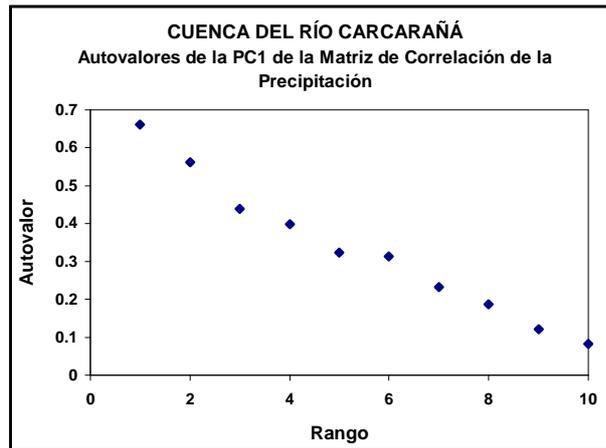
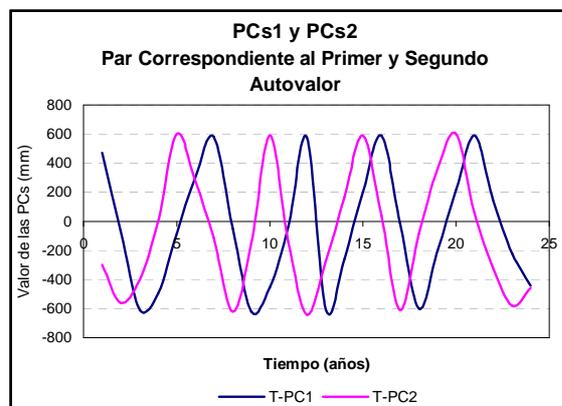
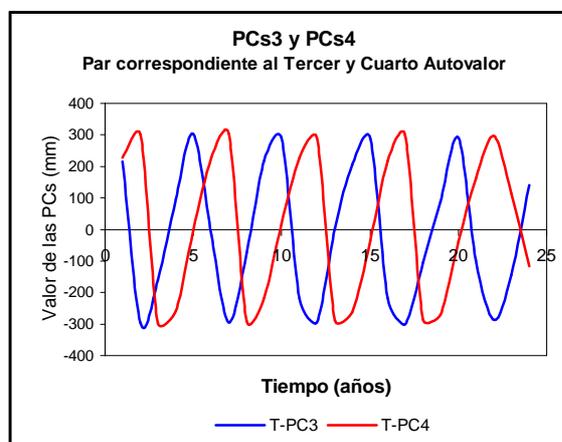


Figura 6.10. Representación de los autovalores de la PC1 de la matriz de correlación de la precipitación en el período 1970-2003

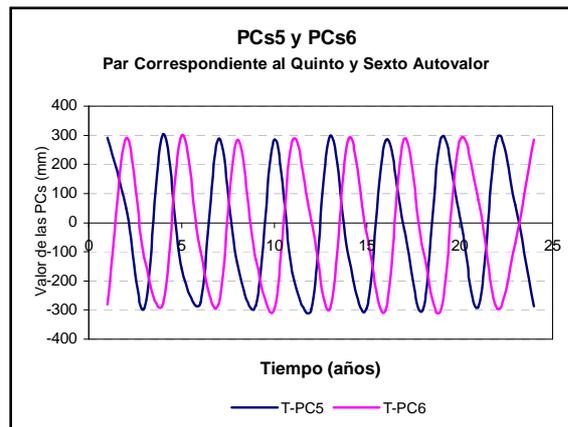
En esta figura se observa la existencia de puntos agrupados de a dos: (el 1-2, el 3-4 y el 5-6) mientras que los de mayor rango (últimos cuatro) forman claramente parte del ruido. Con esta perspectiva fueron graficadas las *CPs* para completar la búsqueda de los posible pares degenerados que definan alguna oscilación interna de la *CPI* que está bajo análisis. Las Figuras 6.11 [(a) a (c)] dan un claro indicio de la asociación pensada en el principio del presente Ítem.



(a)



(b)



(c)

**Figuras 6.11 [(a)-(c)].** Representación de los pares degenerados definidos mediante el SSA de la *PCI* de la precipitación

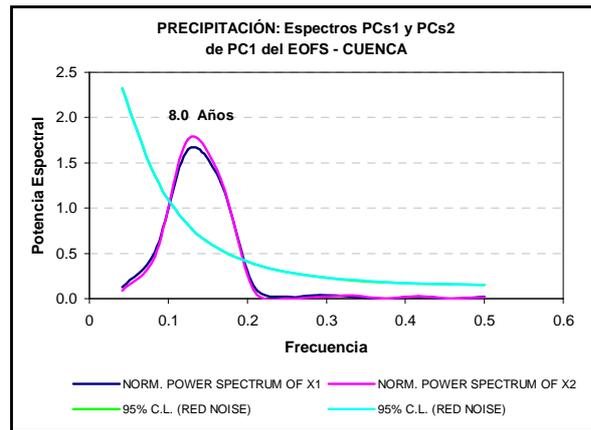
Estas seis primeras *CPs* explican el 81.22% de la varianza total (Tabla 6.4). Este porcentaje es el realmente significativo, mientras que el porcentaje de las cuatro *CPs* restantes son menos relevantes y se asume que contienen mucho menos información por lo que son despreciadas. De este modo es justificable reconstruir cada una de las tres primeras componentes oscilatorias de la *PCI* analizada (ver Figura 6.13), y posteriormente sumarlas (ver Figura 6.14) para encontrar el comportamiento temporal del campo de precipitación, y poder estimar por extrapolación la tendencia futura en anomalías.

RANGO	AUTOVALOR	%VAR	%VAR Acumulada	+/-ERROR
1	66110	19.9037		16034
2	56183	16.9148	36.8185	13626
3	43922	13.2266	50.0451	10655
4	39832	11.9923	62.0374	9661
5	32370	9.7455	71.7829	7851
6	31372	9.4452	81.2281	7609
7	23285	7.0104	88.2385	5647
8	18634	5.61	93.84.85	4519
9	12163	3.6618	97.5103	2950
10	8269	2.4896	99.9999	2006

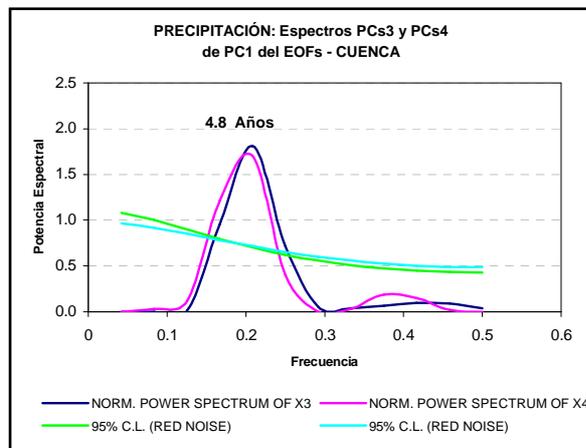
**Tabal 6.4.** Autovalores de la Matriz y porcentajes de las varianzas asociadas a cada componente en forma decreciente de la precipitación

Para calcular el período de cada una de las oscilaciones internas que definen los tres pares degenerados encontrados se aplicó un SA a cada una de las *PCs*. Estos resultados se muestran en las Figuras 6.12 [(a) a (c)].

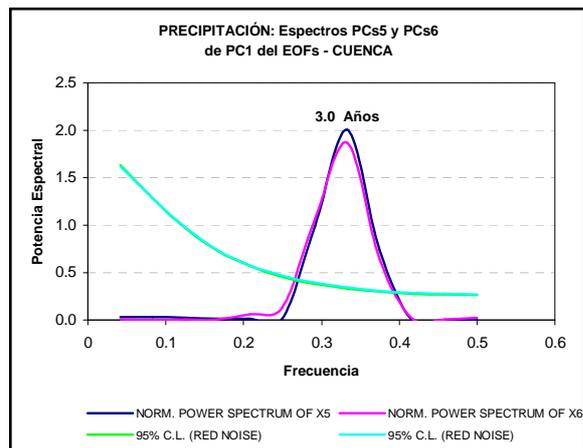
En estas figuras se advierte claramente que los espectros correspondientes a los pares se copian perfectamente y determinan tres frecuencias de oscilación que corresponden a períodos de 8.0, 4.8 y 3.0 años, lo que define el comportamiento de la precipitación en la cuenca en estudio.



(a)



(b)

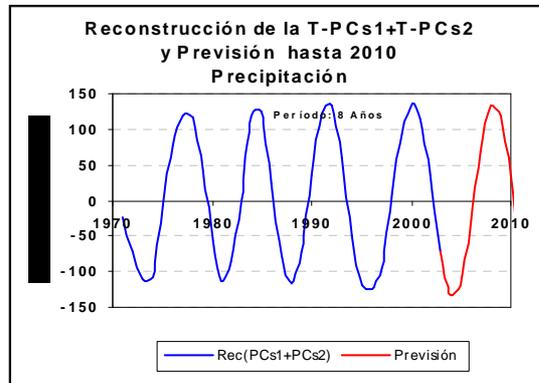


(c)

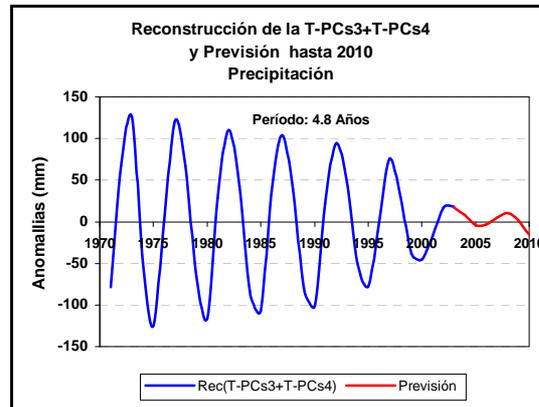
**Figuras 6.12 [(a)-(c)].** Espectros correspondientes de los tres pares degenerados encontrados para la precipitación en el período 1970-2003

La reconstrucción de cada uno de los modos de oscilación definidos por los pares de las Figuras 6.11 [(a) a (c)] permiten establecer la reconstrucción de cada uno de los modos de oscilación de la precipitación en el período 1970-2003, (Figuras 6.13 [(a) a (c)]).

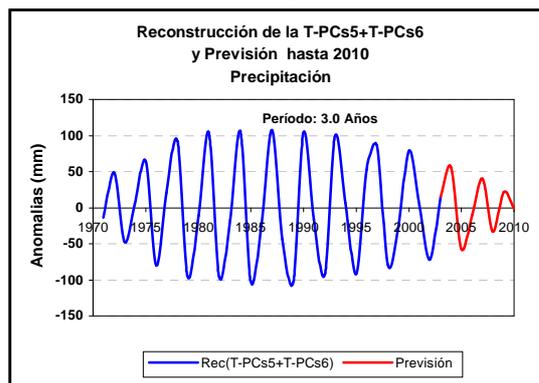
La naturaleza cíclica de las reconstrucciones observadas, implican predictabilidad (Vautard et al., 1992); por ello pese a que no fue objetivo de esta investigación y a fines de indagar sobre comportamientos a futuro de esta variable, se utilizó una metodología de predicción lineal autorregresiva estandar (Robertson et al., 2001) para avanzar en el tiempo, la cuál se aplicó al período 2003-2010 cuyos resultados se adicionaron en las figuras mencionadas y se observan en trazo color rojo.



(a)



(b)



(c)

**Figuras 6.13 [(a)-(c)].** Reconstrucción de cada uno de los modos de oscilación de la precipitación en el período 1970-2003

La suma de los tres modos de oscilación presentes da como resultado la reconstrucción de la *PCI* exenta del ruido que contiene, además de la extrapolación hasta el año 2010, del comportamiento de la distribución espacial de la precipitación, (Figura 6.14). Con ello se permite establecer la tendencia estadística de las anomalías de la precipitación para el período 1970-2003.

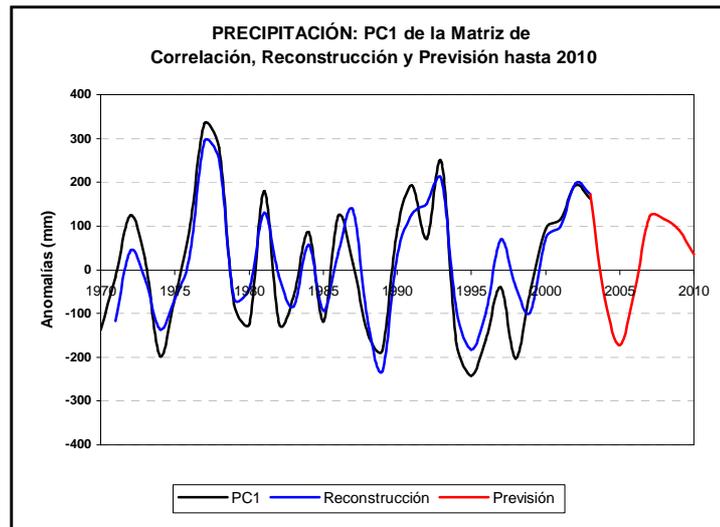


Figura 6.14. Reconstrucción de la *PCI* y tendencia a futuro de la precipitación

En este resultado puede advertirse que la reconstrucción de la serie de la *PCI* dada en trazo color azul para el período 1970-2003 tiene un alto grado de correlación (coeficiente de correlación: 0.90) con original *PCI*, y a futuro se señala que estadísticamente es esperable un descenso de la precipitación de 170 mm por año desde fines del 2003 hasta fines del 2005 y a partir de aquí la precipitación anual debería aumentar a una tasa anual de 80 mm por año hasta el 2007, para decaer levemente a partir de este año a razón de 40 mm por año hasta la fecha límite de la previsión.

#### 6.1.2.2.2 Del nivel freático

Al igual que en la precipitación, aquí se analizan los autovalores calculados con un *SSA* de la *PCI* obtenida de la matriz de correlación cuya distribución parece seguir un patrón bien definido, aunque en este caso los autovalores 9 y 10 no siguen ningún patrón y explican muy poco de la varianza por lo que no se han tenido en cuenta (Tabla 6.5).

RANGO	AUTOVALOR	% VAR	%VAR Acumulada	+/-ERROR
1	6.19271	46.6017		1.49117
2	3.20500	24.2888	70.8905	0.77732
3	1.08986	14.3887	85.2792	0.46048
4	0.66569	5.0449	90.3241	0.16145
5	0.52720	3.9953	94.3194	0.12786
6	0.28665	2.1724	96.4918	0.06952
7	0.18801	1.4248	97.9166	0.04560
8	0.16308	0.9718	98.8884	0.03110
9	0.08731	0.6617	99.5501	0.02117
10	0.05936	0.4459	99.996	0.01439

Tabla 6.5. Autovalores de la Matriz y porcentajes de las varianzas asociadas a cada componente en forma decreciente del nivel freático

Lo expresado en esta tabla se señala en la Figura 6.15, donde evidentemente existe una tendencia en el primer autovalor, y los demás están distribuidos de a dos, excepto el autovalor de orden 6.

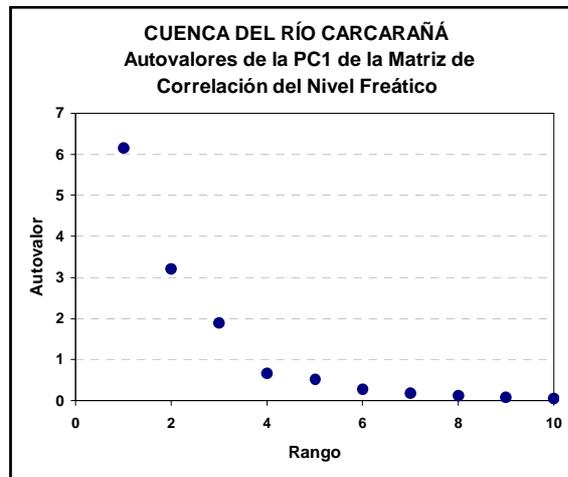


Figura 6.15. Representación de los autovalores de la PC1 de la matriz de correlación del nivel freático en el período 1970-2003

En esta figura, a diferencia de lo observado para la precipitación, el primer autovalor es totalmente independiente del resto y se verá que se trata de una tendencia (Figura 6.16). Solo puede considerarse que hay pares a partir del segundo; es entonces que se observa la existencia de puntos agrupados de a dos: (el 2-3, el 4-5 y el 7-8) mientras que los últimos son claramente parte del ruido. Con esta perspectiva también fueron graficadas las *PCs* para completar la búsqueda de los posible pares degenerados que definan alguna oscilación interna de la *PCI*.

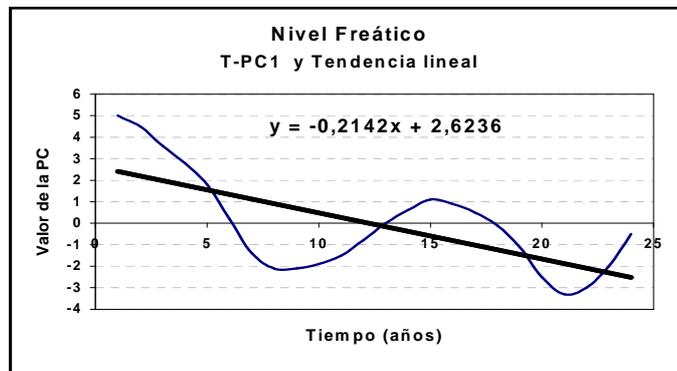
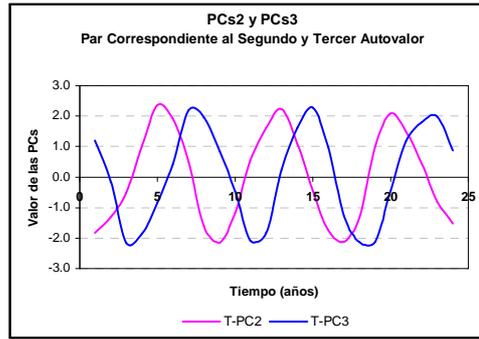
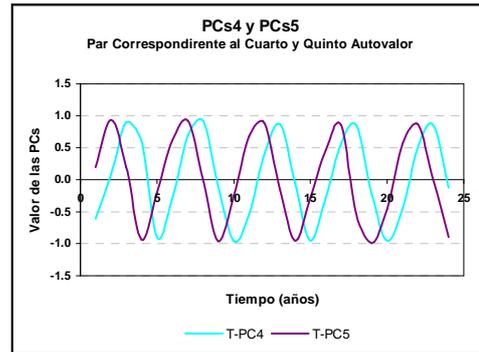


Figura 6.16. Representación de la primera componente principal del SSA de la *PCI* del nivel freático, que corresponde a una tendencia

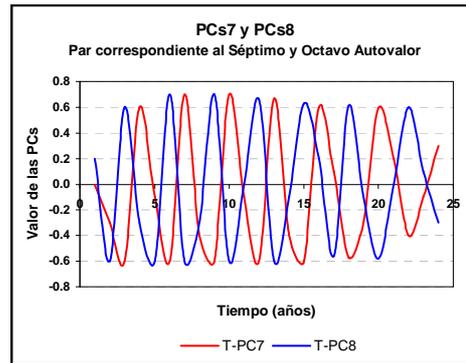
Las Figuras 6.16 y 6.17 [(a) a (c)] dan un segundo indicio de la asociación sospechada anteriormente; porque definen una tendencia y tres pares degenerados. En el par 7-8 podría objetarse que están muy próximos al ruido, sin embargo los errores correspondientes a los autovalores no involucran ni al autovalor de rango 6 ni al de rango 9. Cabe agregar además que la frecuencia que define el par 7-8 puede tener gran significancia climática porque puede ser asociada a períodos de lluvias por encima de lo normal vinculados al fenómeno ENOS.



(a)



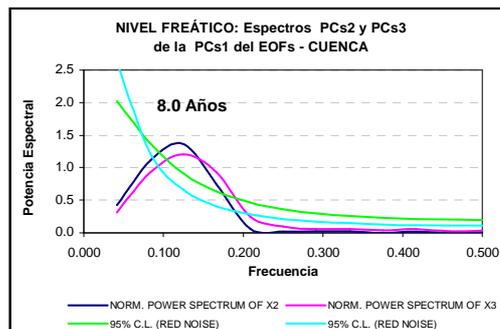
(b)



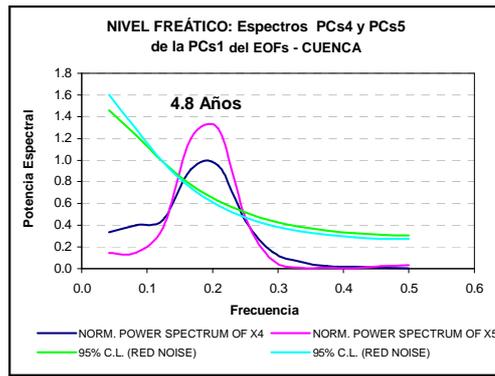
(c)

**Figuras 6.17 [(a)-(c)].** Representación de los pares degenerados definidos mediante el SSA de la *PCI* del nivel freático

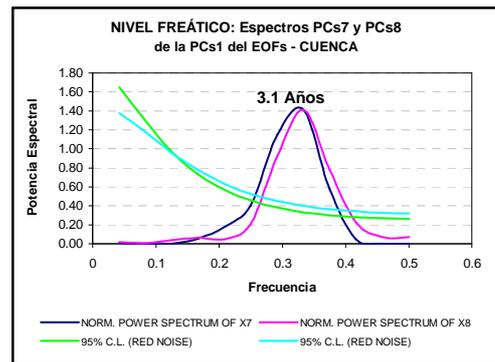
Como en el caso de la precipitación, aquí también para calcular el período de cada una de las oscilaciones internas que definen los tres pares degenerados encontrados se aplicó un SA a cada una de las *PCs*. Estos resultados se muestran en las Figuras 6.18 [(a) a (c)].



(a)



(b)



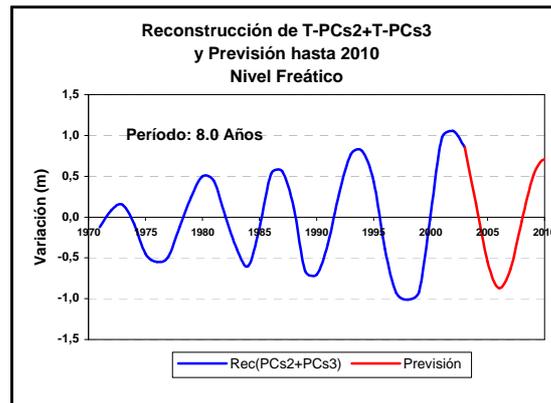
(c)

**Figuras 6.18 [(a) - (c)].** Espectros correspondientes a los tres pares degenerados encontrados para el nivel freático en el período 1970-2003

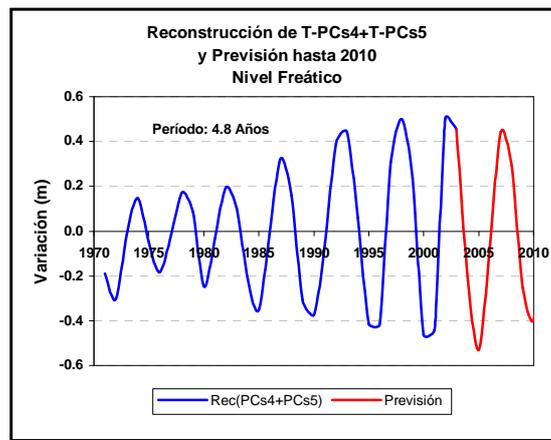
En las Figuras 6.18 [(a) a (c)] se advierte que los espectros correspondientes a los pares degenerados encontrados también se copian y definen las tres frecuencias de oscilación que corresponden a períodos de 8.0, 4.8 y 3.0 años, que juntamente con la tendencia, definen el comportamiento del nivel freático.

La reconstrucción de la primera componente principal del nivel freático señalada en (Figura 6.16) indicativa de una tendencia interna, más la reconstrucción de cada uno de los modos de oscilación, Figuras 6.19 [(a) a (c)], permitieron establecer por suma la tendencia estadística de las variaciones de los niveles freáticos en la región en el período 1970-2003, Figura 6.20. Aquí también la naturaleza cíclica de las reconstrucciones implican predictabilidad (Vautard et al., 1992); y por ello pese a que no fue objetivo de esta investigación y a fines de indagar sobre comportamientos a futuro de esta variable, se utilizó una metodología de predicción lineal autorregresiva estandar (Robertson et al., 2001) para avanzar en el tiempo, la cuál se aplicó al período 2003-2010 cuyos resultados se adicionaron en las figuras mencionadas y se observan en color rojo.

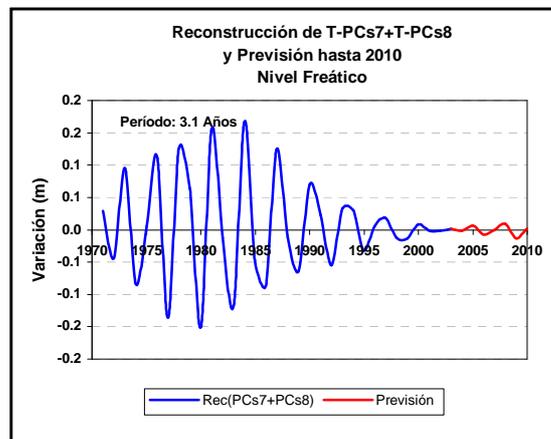
Esto permite ver cual será el comportamiento futuro de la variable en estudio, excepto en caso de ocurrencia de un fenómeno EL NIÑO de características extraordinarias en intensidad o duración.



(a)



(b)



(c)

Figuras 6.19 [(a)-(c)]. Reconstrucción de cada uno de los modos de oscilación del nivel freático en el período 1970-2003

En el caso del nivel freático hay que poner de manifiesto que las señales que describen el comportamiento están moduladas, algo que no ocurre tan marcadamente con la precipitación, y en consecuencia la contribución de cada una dependerá también de esa modulación. La suma de la tendencia reconstruida mas los tres modos de oscilación precedentes dan como resultado la reconstrucción de la *PCI* exenta de ruido, además de la extrapolación hasta el año 2010 del comportamiento de la distribución espacial de los niveles freáticos (Figura 6.20). En este resultado también puede advertirse que la reconstrucción de la

serie de la *PCI* tiene muy buena correlación (0.93) con la original (*PCI*). Estadísticamente a partir de fines del 2003 y hasta fines del 2005 el nivel freático debería descender a razón de 0.60 m/año, para recuperar 0.65 m por año desde 2006 hasta 2009 para luego descender levemente en el último año.

Por otra parte, es dable advertir de la comparación de las Figuras 6.14 y 6.20 que los ascensos y descensos del nivel freático están asociados a los aumentos y disminuciones de la precipitación. Esto seguramente es debido a que tanto el campo de la precipitación como el de los niveles de agua en el acuífero libre tienen modos de oscilación coincidentes (8.0, 4.8 y 3.0 años).

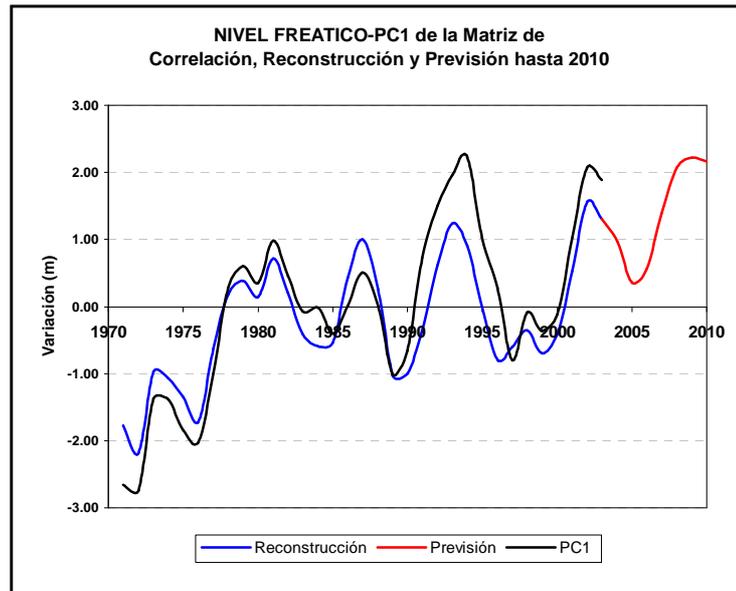


Figura 6.20. Reconstrucción de la *PCI* del nivel freático y tendencia a futuro del mismo

### 6.1.3 De la correlación entre los campos (Singular Value Decomposition (SVD))

#### 6.1.3.1 De la precipitación y el nivel freático

Hasta aquí hemos visto que espacialmente los campos de precipitación y nivel freático se corresponden y que tienen un comportamiento en el tiempo casi idéntico, es decir, se puede expresar que cualitativamente existe una buena correlación entre los campos, pero queda aún **mostrar cuantitativamente** esta relación; y para ello se ha apelado al *SVD*.

En esta etapa del trabajo se utilizaron las mismas series de datos del período común 1970 y 2003, con  $S(34,4)$  como matriz de las precipitaciones anuales de las cuatro estaciones y  $P(34,4)$  como matriz de los niveles freáticos medios anuales de las cuatro estaciones. En primer lugar se estandarizaron los datos (restándole el valor medio y dividiendo por el desvío estandar) con el fin de poder comparar magnitudes diferentes. Luego de esto se calculó la matriz de correlaciones cruzadas (estandarizada respecto del tiempo) y posteriormente se realizó un *SVD*.

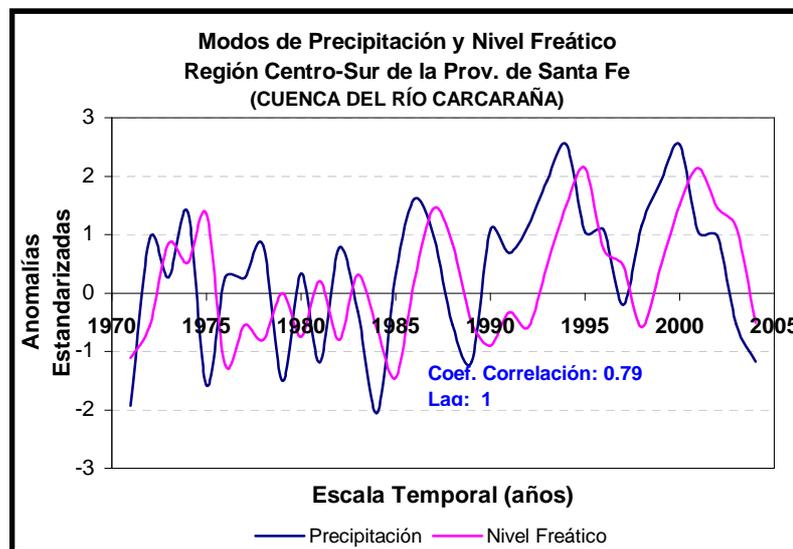
Así se obtuvieron los vectores singulares (equivalente a los *EOFs*) tanto para  $S$  (*precipitaciones*) como para  $P$  (*niveles freáticos*). Cada par de vectores singulares (con el mismo orden: es decir iguales columnas de ambas matrices) conforman un modo de co-

variabilidad entre los campos de precipitaciones y niveles freáticos. Estos vectores singulares conforman oscilaciones estacionarias de los campos.

Finalmente se calculan las series que describen como oscilará en el tiempo cada modo. Una forma de ver la importancia de los modos singulares (acoplamiento entre modos) es mediante la denominada *squared covariance fraction (SCF)* cuyos resultados se muestran en la Tabla 6.6, donde *r* es la correlación entre las series temporales correspondientes a cada modo. La representación de las series calculadas es mostrada en la Figura 6.21.

Mode	SCF (%)	r
1	52.3	0.79
2	26.5	0.41
3	21.2	0.18

**Tabla 6.6.** Fracción de covarianza al cuadrado (SCF) entre modos y correlación entre las series temporales (*r*), de precipitación y nivel freático



**Figura 6.21.** Co-variabilidad de los campos de precipitación y nivel freático en el período 1970-2003

En la Figura 6.21 se observa como se acoplan los modos de los campos, demostrando la muy buena correlación existente entre precipitación y nivel freático con un retardo (lag) de un año; por lo tanto son muy aceptables los resultados obtenidos en y entre las variables en estudio. De esta manera se podría aceptar la posibilidad de la previsión de las tendencias de cada campo a un cierto horizonte temporal futuro.

Estos resultados permiten inferir que la respuesta del sistema acuífero, manifestado por las variaciones del nivel freático se asocia a la entrada natural de la precipitación.

### 6.1.3.2 De la precipitación y la recarga

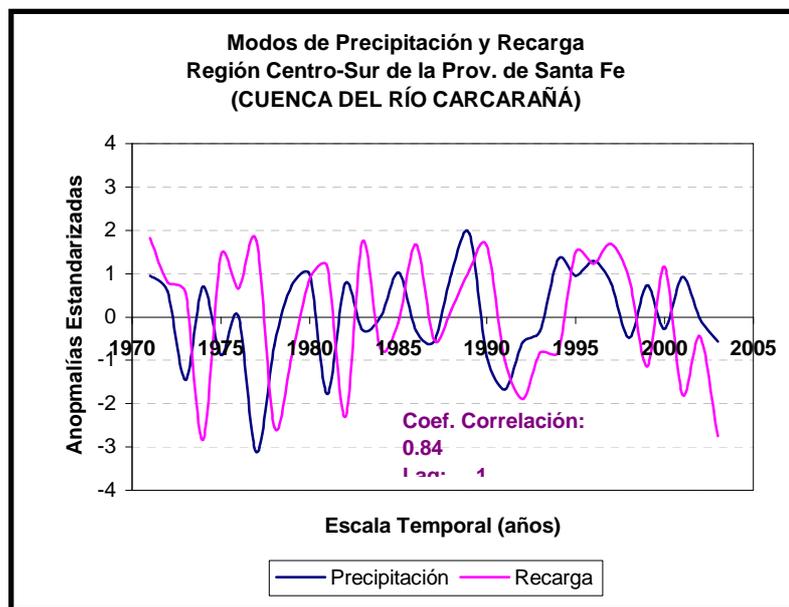
Para esta etapa, se empleó el mismo procedimiento descrito en el Ítem 6.1.3.1, utilizando las mismas series de datos del período común 1970 y 2003 de las cuatro estaciones, con **S(34,4)** como matriz de las precipitaciones anuales y **P(34,4)** como matriz de recargas anuales.

Así se obtuvieron los vectores singulares (equivalente a los *EOFs*) tanto para **S** (*precipitaciones*) como para **P** (*recarga*), donde cada par de vectores singulares conforman oscilaciones estacionarias de los campos.

Los resultados obtenidos, del análisis simultáneo de la precipitación anual y la recarga anual se muestran en la Tabla 6.7, donde se puede observar la alta correlación entre los campos (**r**) y un excelente acoplamiento entre modos (Figura 6.22).

Mode	SCF (%)	r
1	84.5	0.84
2	12.6	0.12
3	2.8	0.03

**Tabla 6.7.** Fracción de covarianza al cuadrado (SCF) entre modos y correlación entre las series temporales (r), de precipitación y recarga anual



**Figura 6.22.** Co-variabilidad de los campos de precipitación y recarga anual en el período 1970-2003

En la Figura 6.22 se observa, al igual que en la Figura 6.21, cómo se acoplan los modos de los campos precipitación y recarga. El coeficiente de correlación de 0.84 señala la buena correspondencia entre ambas variables con un retardo (lag) de un año.

Estos resultados han demostrado la relación entre la variabilidad de la precipitación con el nivel freático. Como así también la vinculación existente entre la recarga natural al acuífero con la variabilidad de la precipitación (variabilidad climática) a paso de tiempo climático, donde evidentemente, la respuesta del sistema acuífero está asociado a la recarga que recibe debido a la lluvia.

Esta metodología puede ser utilizada en cualquier área de llanura, pero la limitante se encuentra, en poder contar con registros de las variables de interés con la longitud suficiente (como mínimo de 30 años) que requieren los métodos estadísticos no convencionales que se utilizan en el presente trabajo.

Con los resultados mostrados hasta aquí se espera haber contribuido al conocimiento, con un aporte original que puede ser aplicado simplemente, aunque siempre, a una escala regional.

#### 6.1.4 De la predictabilidad

Se ha mencionado que si bien la predictabilidad no fue el objetivo de esta investigación, se la incluyó como complemento de la misma sustentada en los resultados obtenidos del acople de los campos de precipitación y nivel freático obteniéndose en primer instancia las predicciones observadas en las Figuras 6.14 y 6.20.

En lo referente a la precipitación, ésta puede ser pronosticada a paso climático (estacional o anual) mediante los muchos modelos climáticos existentes, tanto estadísticos como numéricos. En particular Tanco (1994) demostró la relación existente entre variables climáticas de macroescala (Temperatura de la superficie de los océanos-SST) y la precipitación en el centro y norte de Argentina, logrando un modelo estadístico muy hábil para la predicción estacional e interanual de la precipitación mediante correlaciones canónicas.

En este trabajo, acabamos de demostrar la relación existente entre precipitación y nivel freático a escala regional con un retardo de un año donde la correlación existente entre los campos se puede observar en la Figura 6.21. Sobre esta base se diseñó una herramienta que permite una predicción más ajustada aunque no puede ir más allá del año de anticipación; por lo que partir de ello es válido establecer una primera aproximación del comportamiento futuro del acuífero libre mediante una simple regresión lineal entre anomalías de la precipitación y la variación del nivel freático (Figura 6.23).

Para la predicción de la variación del nivel freático se entra como valor principal, el de la estimación actual de la anomalía de la precipitación obtenida a partir de cualquiera de los modelos climáticos validados para la región. A la variación del nivel freático encontrada se le adiciona el valor medio del nivel freático para el sitio de interés, pudiéndose así lograr una estimación cuantitativa de la profundidad esperada.

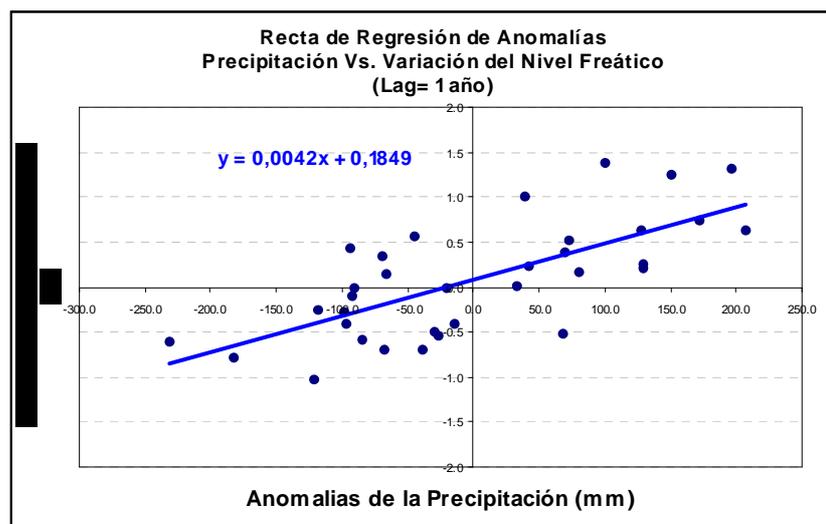


Figura 6.23. Recta de regresión lineal entre anomalías de precipitación y variación del nivel freático con un retardo de un año

La recta de regresión para el pronóstico de las variaciones del nivel freático, cuya expresión es  $y = 0.0042 x + 0.1849$  tiene un coeficiente de regresión de  $R = 0.80$ . En este caso, es posible estimar a futuro las variaciones del nivel freático regional como una primera aproximación. Este método resuelve el problema que se genera ante la ocurrencia de un fenómeno ENOS extremo, permitiendo estimar anomalías del nivel freático ante la previsión de ocurrencia de anomalías extremas de la precipitación.

Estos resultados valoran la predictabilidad de los campos, generando la posibilidad cierta de evaluar el comportamiento a futuro en beneficio de los administradores, planificadores y productores en general.

Se ha trabajado con información hasta el año 2003 inclusive, realizando una prognosis a partir de esta fecha, y se recuerda lo obtenido, que estadísticamente es esperable un descenso de la precipitación de 170 mm por año desde fines del 2003 hasta fines del 2005 y a partir de aquí la precipitación anual debería aumentar a una tasa anual de 80 mm por año hasta el 2007, para decaer levemente a partir de este año a razón de 40 mm por año hasta la fecha límite de la previsión. Como así también para el nivel freático se encontró que estadísticamente a partir de fines del 2003 y hasta fines del 2005 el nivel freático debería descender a razón de 0.60 m/año, para recuperar 0.65 m por año desde 2006 hasta 2009 para luego descender levemente en el último año.

Se trató de corroborar lo mencionado con lo acontecido durante el 2004, encontrando lo siguiente: Durante el año 2004 las anomalías observadas en la precipitación regional fueron un 6 % por debajo de lo estimado, y para el nivel freático el descenso regional fue en promedio de 0.60 m, es decir un 20% por encima de lo calculado (0.50 m). Similar respuesta se obtuvo para el año 2005, lo que hace considerar a esta predicción como aceptable.

Cabe aclarar que cada estación de medición tendrá su comportamiento individual que deberá analizarse dentro del contexto regional expuesto.

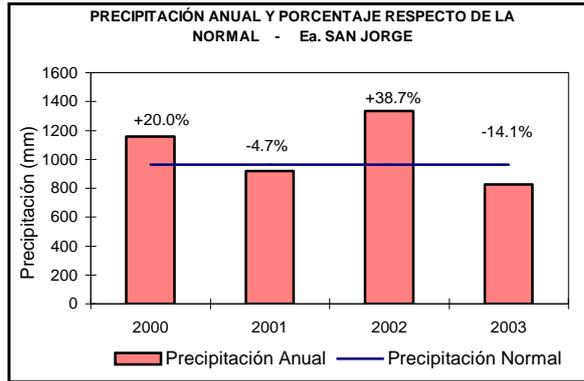
## **6.2. Comportamiento de la Precipitación y la Respuesta del Acuífero en el Período 2000-2003**

Para poder cuantificar la recarga debido a la lluvia fue necesario generar datos en las cuatro estaciones emplazadas en la cuenca (ver Tabla 5.2), lo que permitió además observar los comportamientos en la lluvia y en la respuesta del acuífero. Estos resultados si bien son de carácter local, están asociados a la variabilidad climática.

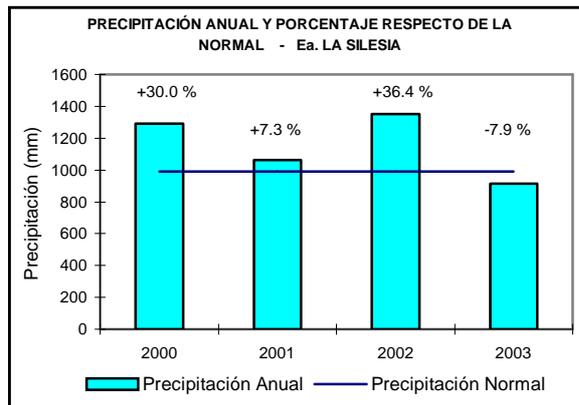
### **6.2.1 De la precipitación**

El análisis se realizó comparando los montos de la precipitación anual con respecto a la normal observándose que el período 2000-2003 se caracterizó por importantes excesos, excepto en el año 2003.

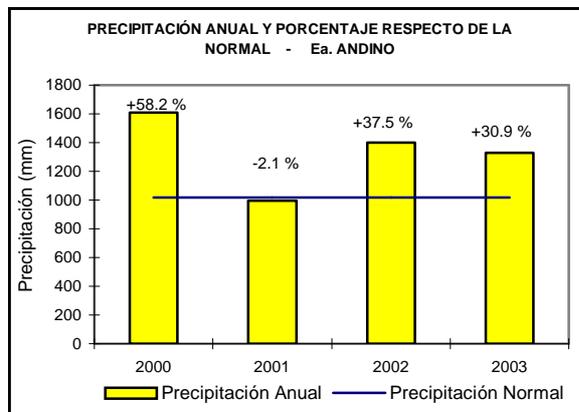
En el 2003 la precipitación fue inferior a lo normal en la mayoría de las estaciones de observación, salvo en la Ea. Andino, donde hubo un notable exceso en la precipitación anual, (Figuras 6.24 [(a) a (e)]).



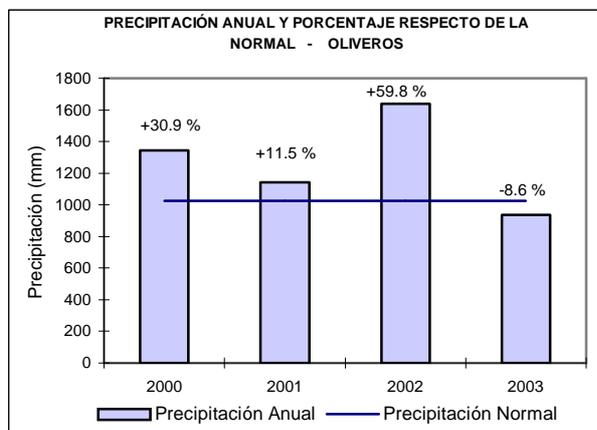
(a)



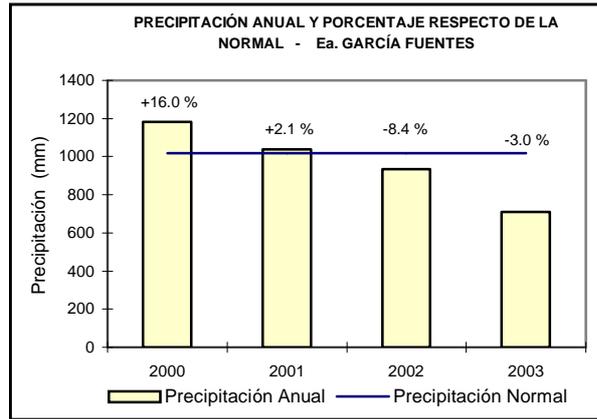
(b)



(c)



(d)



(e)

Figuras 6.24 [(a-e)]. Comportamiento de la precipitación anual con respecto a la normal en el período 2000-2003

Lo mencionado precedentemente se observa espacialmente en la Figura 6.25 donde en todas las estaciones los montos de la precipitación media en el período de estudio están por encima de los montos de precipitación medias anuales representadas por las isohietas para el período normal 1971-2000 en la cuenca del río Carcarañá.

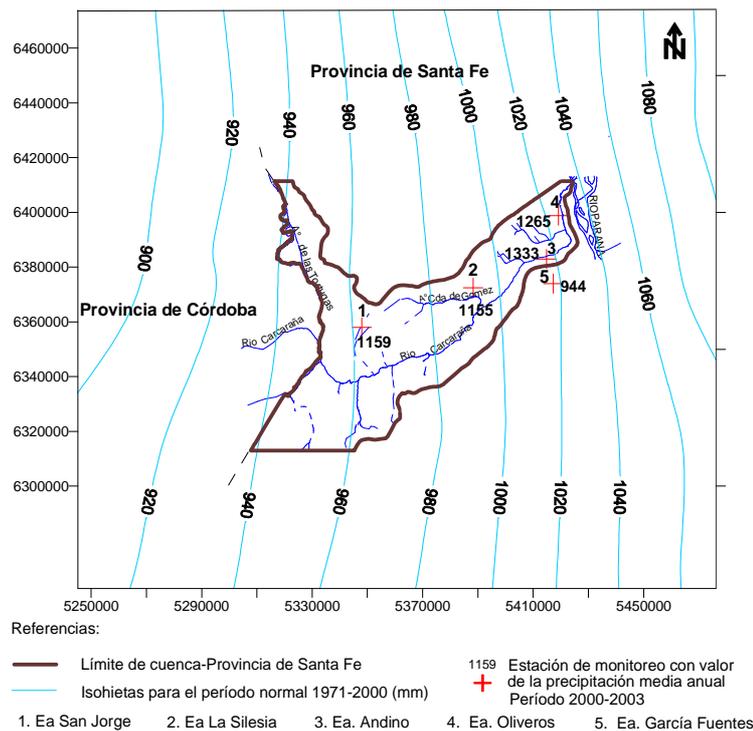
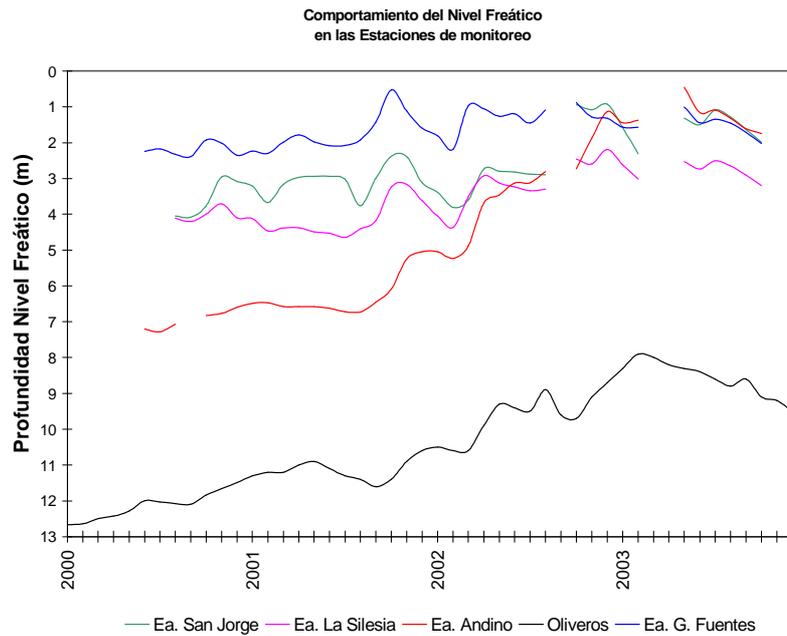


Figura 6.25. Comportamiento de la precipitación en el período normal 1971-2000, y en las estaciones de monitoreo en el período 2000-2003

## 6.2.2 Del nivel freático

El comportamiento del nivel freático observado en los cinco emplazamientos de la cuenca durante el período 2000-2003 se muestra en la Figura 6.26.



**Figura 6.26.** Comportamiento del nivel freático en las estaciones de monitoreo

Es importante destacar, que estas estaciones están distanciadas entre sí, y sin embargo de modo general, la respuesta en los niveles ha sido similar y han manifestado ascensos debido a la lluvia, sobre todo el período 2001/02 como se visualiza. En este período y los comienzos del 2003 se caracterizaron por una mayor disponibilidad hídrica con una pluviometría por encima de la media como ya se mostró en el Ítem 6.2.1. Esto se corrobora con los datos de la estación Oliveros, donde desde enero a marzo del 2003 el nivel freático ascendió 1.90 m posicionándose a 7.8 m de profundidad, para luego en el transcurso del año volver a su posición promedio de 10.0 metros.

Evidentemente, esta mayor disponibilidad de agua precipitada en este período significó una mayor recarga de agua al sistema subterráneo.

Dado que se ha demostrado que existe una similitud en los campos de precipitación, nivel freático y recarga (ver punto 6.1.2) se pueden tomar con mayor seguridad los comportamientos individuales de las estaciones en la cuenca, para ajustar las predicciones locales a partir del contexto regional.

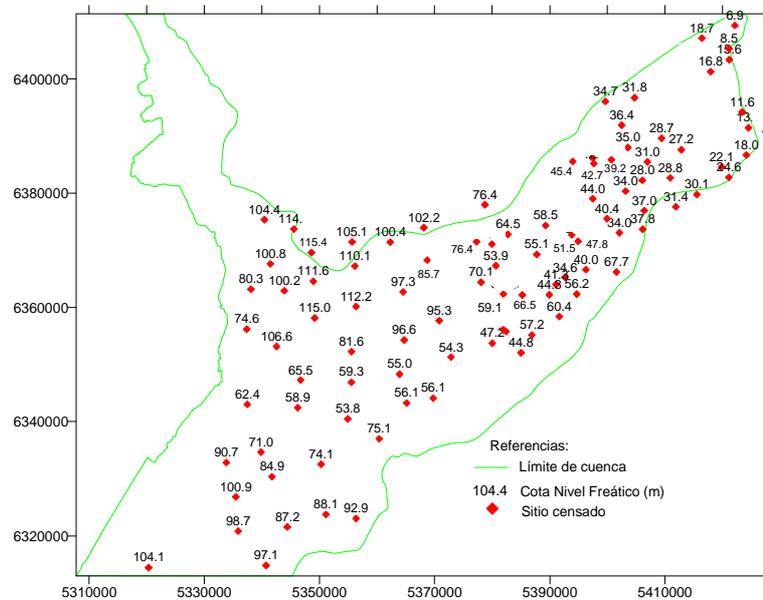
### **6.2.3 Actualización de la dinámica hídrica subterránea**

A fin de conocer la morfología del acuífero, se planificó realizar un censo en la cuenca en el transcurso del período 2000/04. En una primera instancia se tuvo la intención de poder disponer al menos de dos escenarios de la superficie freática comprendidos en el período: uno de máxima, y otro de mínima para observar las respuestas del sistema subterráneo. Dada la extensión de la misma, el relevamiento debía llevarse a cabo en un tiempo prudencial que no marcara las posibles diferencias climáticas y por lo tanto que sea representativo de un estado hídrico sin anomalías. El censo comenzó en el año 2001 y debió interrumpirse por climáticas y posteriormente de índole económica, razones por las cuáles se esperó a tener una época pluviométricamente normal. Ello obedeció a que la mayor disponibilidad hídrica manifestada

durante el 2001 hasta comienzos del 2003, no era un período del todo representativo. Así, las tareas para obtener la profundidad del nivel freático se retomaron en el mes de octubre del 2003 y finalizaron en febrero del 2004, período que señaló una situación hidrológica media de la cuenca, que era lo deseable.

La profundidad del nivel freático se obtuvo principalmente de molinos y bombas de mano, como así también de pozos de gran diámetro y perforaciones de fácil acceso a la observación. Asimismo en los sitios donde el acuífero se presentó somero se construyeron pozos barrenados para completar la red de observación de la cuenca.

Se contó con material cartográfico a escalas desde 1:20.000 a 1:100.000, donde todos los puntos censados fueron posicionados con GPS y georeferenciados planialtimétricamente al sistema de referencia WGS84 proyección Gauss-Krüger y transformados a cota I.G.M. Posteriormente, se digitalizaron los sitios en el archivo de trabajo para trazar el mapa isofreático de la cuenca sobre una salida cartográfica a escala 1:250.000 con una equidistancia de 10 metros. En la Figura 6.27 se muestra la ubicación de los puntos censados con el valor de las cotas piezométricas. En el sector noreste de la cuenca aparece una zona en “blanco”, área ésta que carece de información por no existir acceso a la observación de la misma.



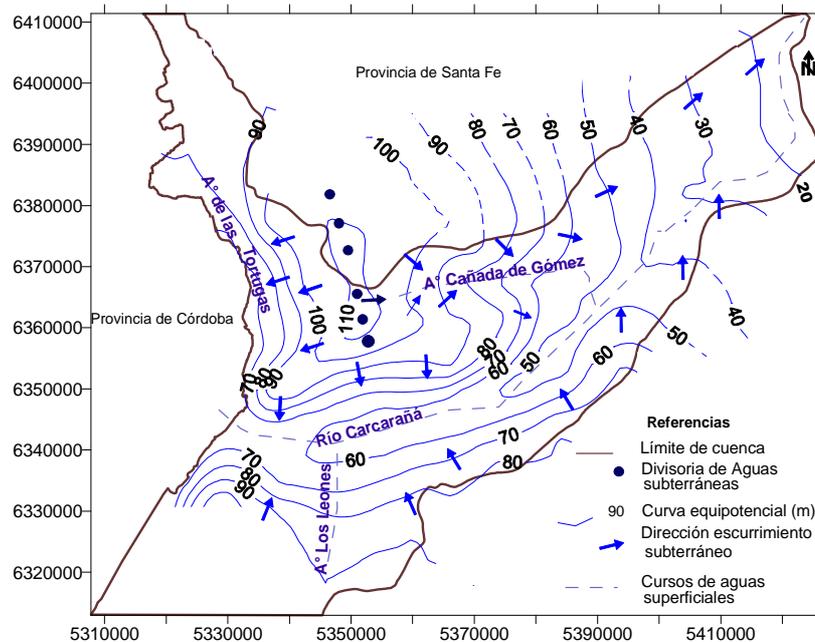
**Figura 6.27.** Ubicación de los puntos censados en la cuenca con valor de la cota del nivel freático

Con los datos registrados se elaboró el mapa piezométrico del acuífero libre de la cuenca (Figura 6.28) donde se visualiza el área de recarga en la zona topográficamente alta de la cuenca, donde la divisoria de aguas se posiciona en la cota piezométrica de 110 m y direcciona el flujo hacia el oeste (al A° Tortugas), al este (A° Cda. de Gómez), y hacia el sur (al río Carcarañá). Es decir que la descarga del acuífero a nivel de cuenca son los cursos superficiales. De esta manera, los dos primeros, que son de menor importancia oficial de curso ganador con respecto al acuífero, que a su vez descargan sus aguas al otro curso ganador de mayor jerarquía, que es el río Carcarañá.

De manera general se observa que el flujo subterráneo adquiere direcciones predominantes en concordancia con la morfología topográfica, donde el agua subterránea se mueve a lo largo de trayectorias que conforman un sistema de flujo con un esquema similar al

que describe Tóth (1963). En éste puede haber sistemas de flujo locales que hacen que el agua fluya hacia las áreas de descargas más cercanas, tales como bajos topográficos o cursos de aguas menores. Mientras que en el sistema de flujo regional el agua se traslada por el medio subterráneo distancias mayores que en los sistemas locales y descarga en un curso de agua importante como lo es el río Carcarañá a nivel de cuenca, o el río Paraná a nivel regional. También hay un sistema intermedio que se caracteriza por uno o más altos y bajos topográficos ubicados entre sus áreas de recarga y descarga pero, a diferencia del sistema regional, no interviene a la vez en las áreas de recarga y descarga extremas de la cuenca.

En el sector de mayor pendiente topográfica, desde la zona de divisoria hacia el río Carcarañá el gradiente subterráneo es del orden de 4 m/km, disminuyendo hacia la zona este (área de Cañada de Gómez) a 2.8 m/km. Mientras que al sur del río Carcarañá la pendiente subterránea es del orden de 4 m/km. Hacia el sector noreste de la cuenca aumenta el espaciamiento de las curvas piezométricas -coincidiendo con el relieve plano- resultando el gradiente hidráulico subterráneo del orden de 1m/km. La curva piezométrica de cota 50 se desvincula del A° Cañada de Gómez y centra el escurrimiento del flujo subterráneo hacia el río Carcarañá, pero respetando el cambio en sus orientaciones. Se observa que la vinculación entre la descarga subterránea-agua superficial es de carácter efluente.



**Figura 6.28.** Mapa isofreático de la cuenca del río Carcarañá

El río Carcarañá recibe parte del flujo subterráneo como aporte básico y conduce el caudal total de la cuenca de aportes hacia la zona de descarga regional, que es el río Paraná, (ver mapa con la Hidrografía Figura 3.5). Este último mapa piezométrico resultante, fue la base imprescindible para la modelación del aguas subterráneas (cuyos resultados se muestran en el Item 6.3.4).

Si se comparan las morfologías del acuífero obtenidas en las Figuras 4.6 y 6.28 se observa una cierta similitud en su configuración debido al importante control topográfico sobre las mismas.

En la cuenca, su compleja morfología puede hacer que la recarga debido a la lluvia se produzca por el mecanismo de flujo pistón a través del medio poroso, como así también es de pensar en la existencia de vías preferenciales. Asimismo puede haber otras fuentes de recarga de menor importancia, como la recarga localizada y temporaria según la disponibilidad hídrica.

### 6.3 De la Recarga en las Estaciones de Monitoreo en la Cuenca

Para la cuantificación de la recarga por precipitación se aplicaron metodologías específicas donde en este Ítem se presentan los resultados obtenidos por aplicación de: balance de agua en el suelo; balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero (éstas dos últimas efectuadas a paso de tiempo diario) para el período 2000-2003 y balance de masa del ión cloruro para el período agosto/2000-2004. Como así también se muestra el comportamiento estacional de la precipitación y la recarga, pero aquí cabe la salvedad, que la estación del verano para los años 2000 y 2003 queda incompleta (por no entrar en el cómputo el mes diciembre/02 y los meses de enero a febrero/04). Por ello, para poder efectuar comparaciones y explicar diferencias, se toma el período estacional 2001/02 en todas las estaciones de monitoreo. No obstante, a modo indicativo se mostrará el período completo para las estaciones. Mientras que en el ANEXO 8 se incluye el resultado de la aplicación de los métodos mencionados para la estación ubicada en Luis Palacios (Ea. García Fuentes), que no pertenece a la cuenca y se ubica a 7 km aproximadamente al sureste de su límite con el fin de indagar su comportamiento. En Ítem 6.3.4 se presenta el resultado del modelo de flujo de agua subterránea (Modflow) en la cuenca del río Carcarañá.

#### 6.3.1 Balance de agua en el suelo

##### 6.3.1.1 Ea. San Jorge - Villa Eloisa

Con la aplicación de este balance a paso de tiempo se obtuvo la recarga para lo cuál se buscó el mejor ajuste entre el nivel simulado con el observado, donde el error cuadrático medio (ECM) resultante del balance fue de 0.055 m. Los datos de precipitación y nivel freático observado, junto al nivel simulado para el período 2000-2003 se muestra en la Figura 6.29.

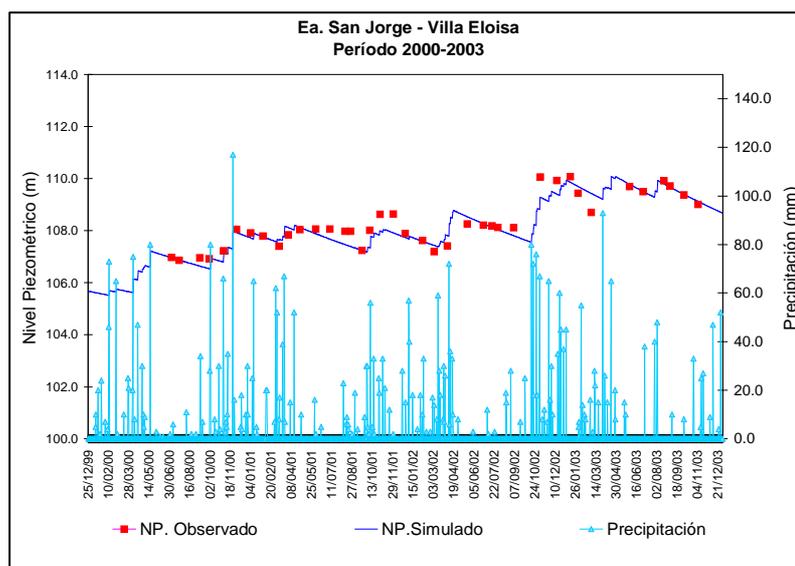


Figura 6.29. Precipitación, niveles observados y simulados en el período 2000-2003 en Ea. San Jorge

El ajuste se realizó con los siguientes parámetros:

Almacenamiento: 100 mm  
 Curva Número (II): 70  
 Porosidad efectiva: 10 %  
 $\alpha_1$ : 5.45E-04  
 Nivel de descarga 1: 99.0 m  
 $\alpha_2$ : 8.35E-04  
 Nivel de descarga 2: 106.0 m

Para el período de análisis, se obtuvo que del total precipitado (4237 mm), 1260 mm ingresaron como recarga al acuífero, esto es, un 28.5 % de la precipitación. La escorrentía superficial y la evapotranspiración real fueron de 210 y 2618 mm respectivamente, lo que equivale a un 5 % y 62 % de la precipitación total.

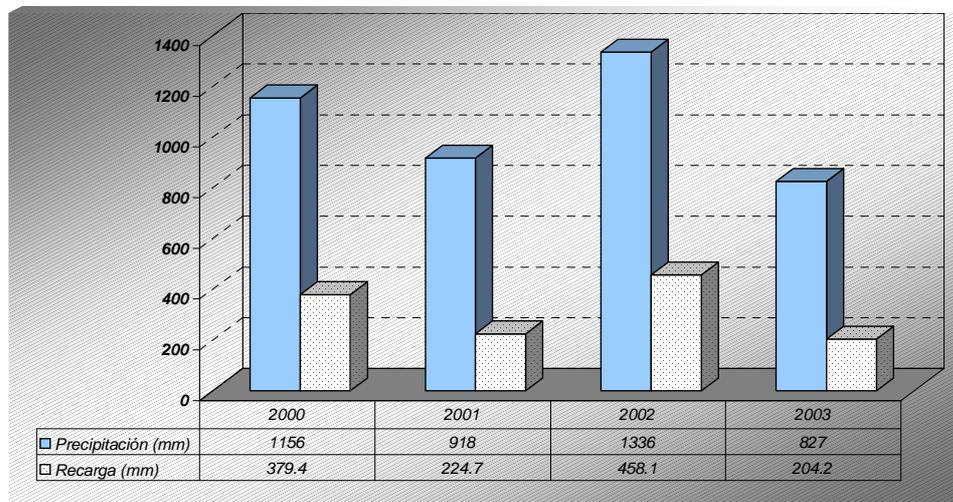
En la Tabla 6.8 se indican las magnitudes anuales de la precipitación y la recarga con su porcentaje asociado a la precipitación anual

Año	P (mm)	Recarga (mm)	% R
2000	1156	379.4	32.8
2001	918	224.7	24.5
2002	1336	458.1	32.3
2003	827	204.2	24.7
<b>Total</b>	<b>4237</b>	<b>1260</b>	<b>29.0</b>

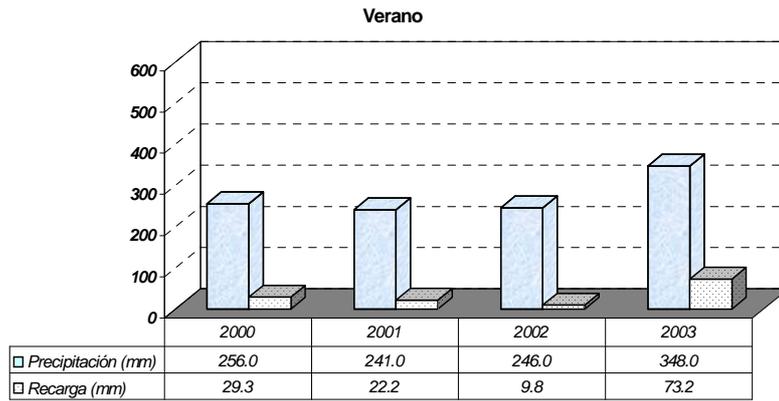
**Tabla 6.8.** Magnitudes de precipitación, recarga y porcentaje con respecto a la precipitación en Ea. San Jorge

Para este período la recarga media anual fue de 317 mm. Mientras que los valores medios anuales para la precipitación, escorrentía superficial y la evapotranspiración real fueron de 1059, 52 y 655 mm respectivamente, lo que significó con respecto a la precipitación en porcentajes un 5 y 62 para las dos últimas variables.

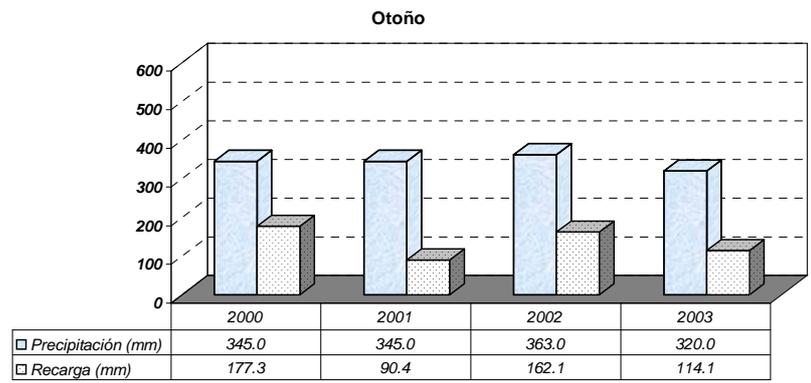
En la Figura 6.30 se representa gráficamente las magnitudes anuales de la precipitación y la recarga al acuífero, donde al año de mayor precipitación que fue el 2002, le correspondió una entrada de agua mayor al acuífero. En lo referente al comportamiento estacional de la precipitación y la recarga se muestran en las Figuras 6.31 [(a) a (d)].



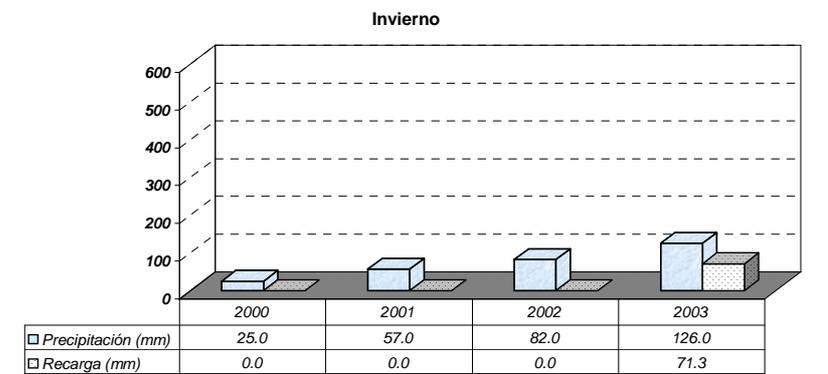
**Figura 6.30.** Precipitación y recarga anual para el período 2000-2003 en Ea. San Jorge



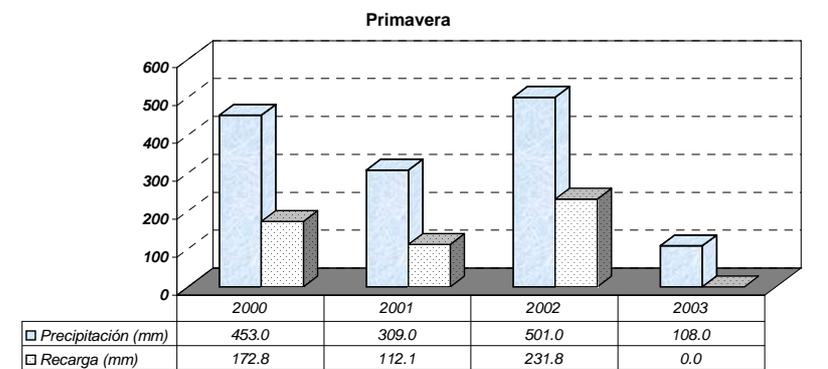
(a)



(b)



(c)

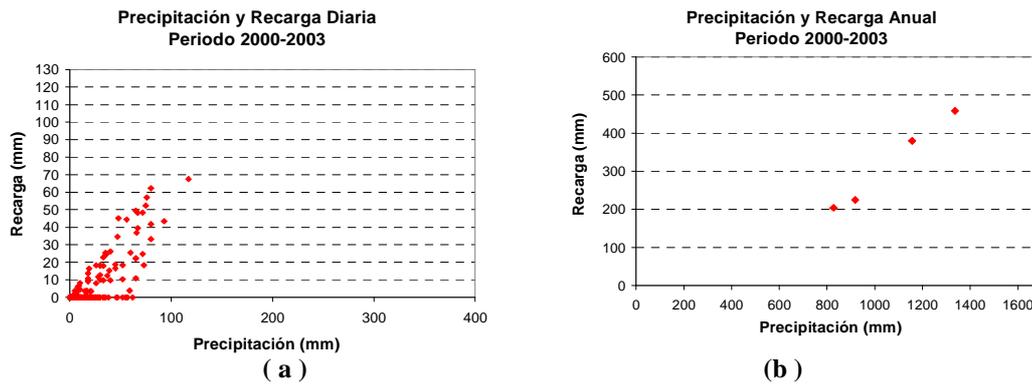


(d)

**Figuras 6.31 [ (a)-(d)].** Precipitación y recarga estacional en el período 2000-2003 en Ea. San Jorge

Obsérvese que en el período 2001/02 tanto para la precipitación como para la recarga las estaciones con mayores montos son la primavera, otoño y el verano, mientras que el invierno se presenta como una estación seca.

Las variabilidades entre la recarga y la precipitación (Figuras 6.32 [(a)-(b)]) quedan mas acentuadas en el paso de tiempo diario (Figura 6.32 (a), a diferencia del paso de tiempo anual como se observa en las Figuras 6.32 (b). A paso de tiempo diario en el rango entre 50 y 100 mm de precipitación diaria las recargas varían desde 0 hasta el orden de los 70 mm, como así también hay montos de precipitación desde 0 a los 75 mm donde no se acusa recarga, lo que indica la no linealidad entre estas variables.



**Figuras 6.32 [(a)-(b)].** Precipitación y recarga diaria y anual en el período 2000-2003 en Ea. San Jorge

En la representación anual, (Figura 6.27 (b)) se observa que a mayores montos de precipitación anual le corresponden mayores recargas.

### 6.3.1.2 Ea. La Silesia – Correa

En esta estación el balance de agua en el suelo ajustó con un error cuadrático medio (ECM) entre los niveles observados y simulados de 0.0625 m mediante los siguientes parámetros:

- Almacenamiento: 130 mm
- Curva Número (II): 60
- Porosidad efectiva: 11 %
- $\alpha_1$  : 9.99E-05
- Nivel de descarga 1: 5.0 m
- $\alpha_2$ : 9.9953E-04
- Nivel de descarga 2: 53.2 m

La representación gráfica de los datos observados y el nivel calculado en el período 2000-2003 se muestra en la Figura 6.33. Del total precipitado en este período (4620.9 mm) resultó una recarga al acuífero de 1367.4 mm (el 29.6 % de esta lluvia). Mientras que la escorrentía superficial fue de 98.1 mm y 3036 mm para la evapotranspiración real, lo que equivale a un 2.0 % y 65.7% respectivamente de la precipitación total.

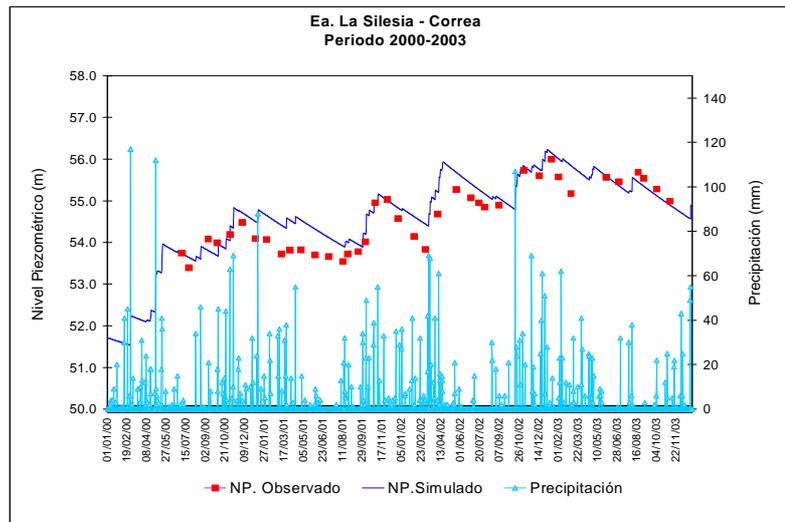


Figura 6.33. Precipitación, niveles observados y simulados en Ea. La Silesia en el período 2000-2003

En la Tabla 6.9 se indican las magnitudes anuales de la precipitación, la recarga calculada por este método y de su porcentaje respecto a la precipitación total en cada año, siendo la recarga media anual fue de 342 mm.

Año	P (mm)	Recarga (mm)	% R
2000	1290.2	507.5	39.3
2001	1063.5	277.9	26.1
2002	1353	435.9	32.2
2003	914.2	146.0	15.9
Total	4620.9	1367.4	29.6

Tabla 6.9. Magnitudes de precipitación, recarga y porcentaje con respecto a la precipitación en Ea. La Silesia

En la Figura 6.34 se observan que a mayores montos anuales de la precipitación en los años 2000 y 2002 se asocian a mayores magnitudes de recargas al acuífero.

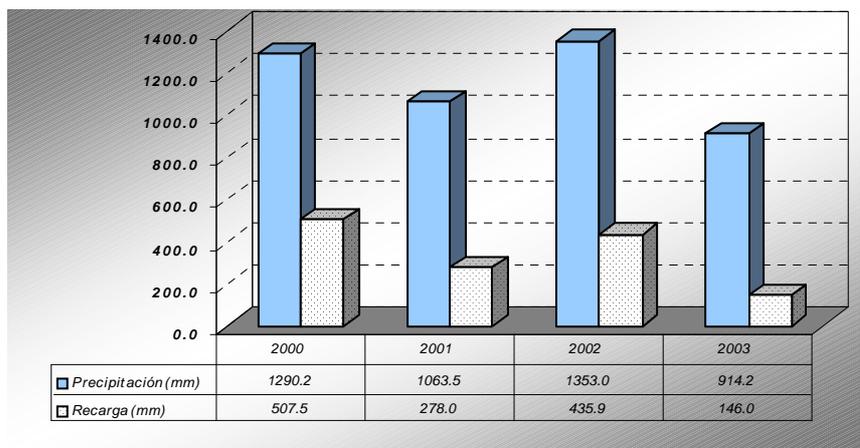
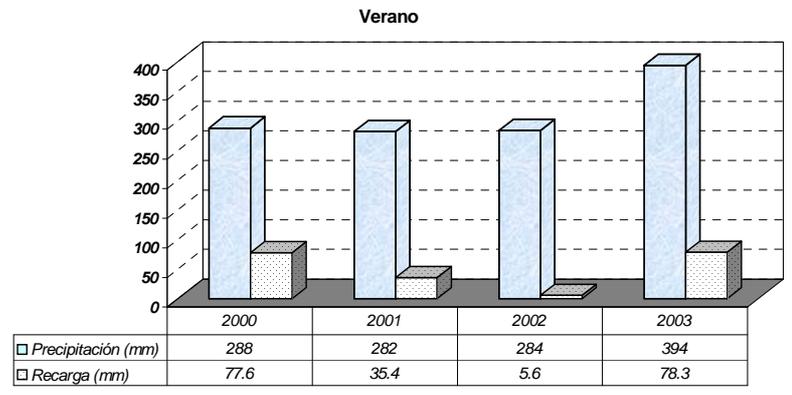


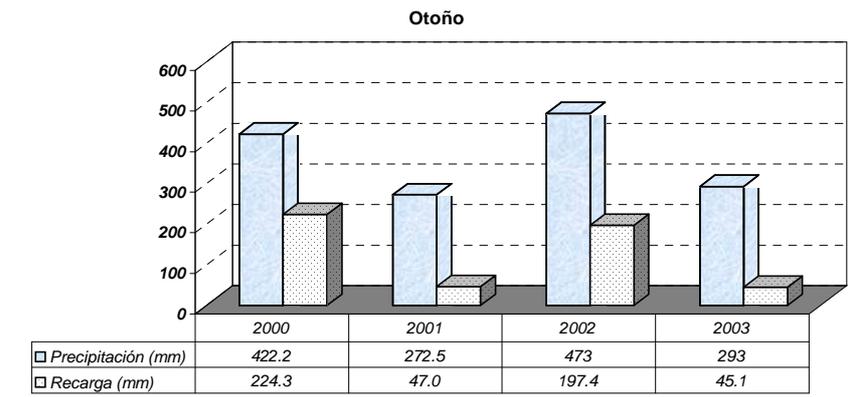
Figura 6.34. Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003 en Ea. La Silesia

En este período los valores medios anuales de la precipitación, escorrentía superficial y la evapotranspiración real fueron de 1155, 24.5 y 759 mm respectivamente, siendo con respecto a la precipitación un 2 y 66 % para las dos últimas variables.

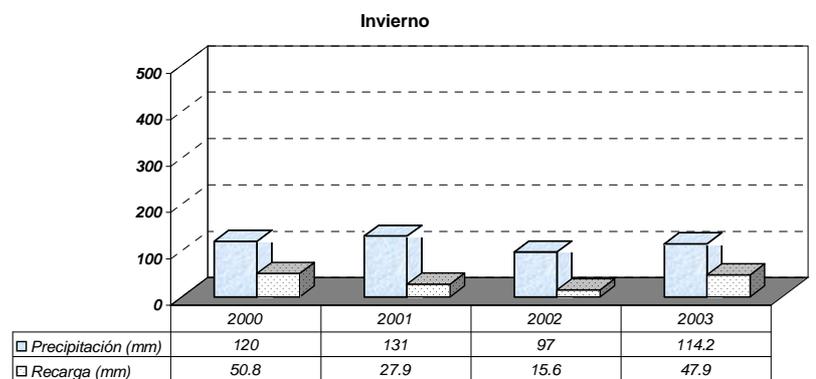
En las Figuras 6.35 [(a) a (d)] se muestra el comportamiento de la precipitación y la recarga para las cuatro estaciones de año.



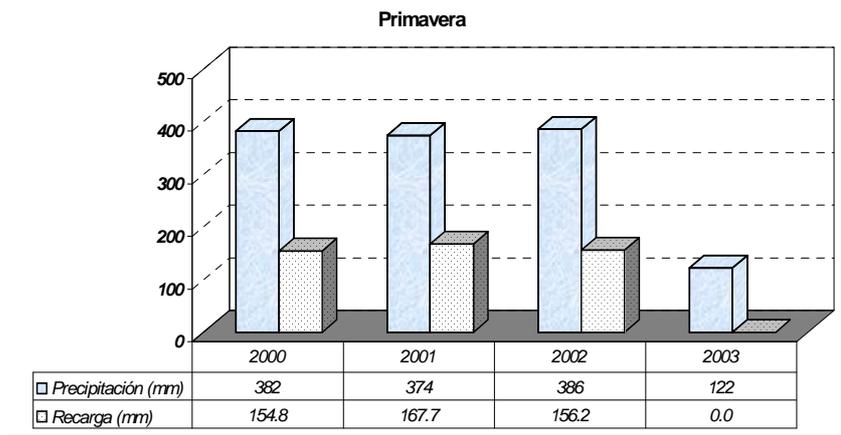
( a )



( b )



( c )

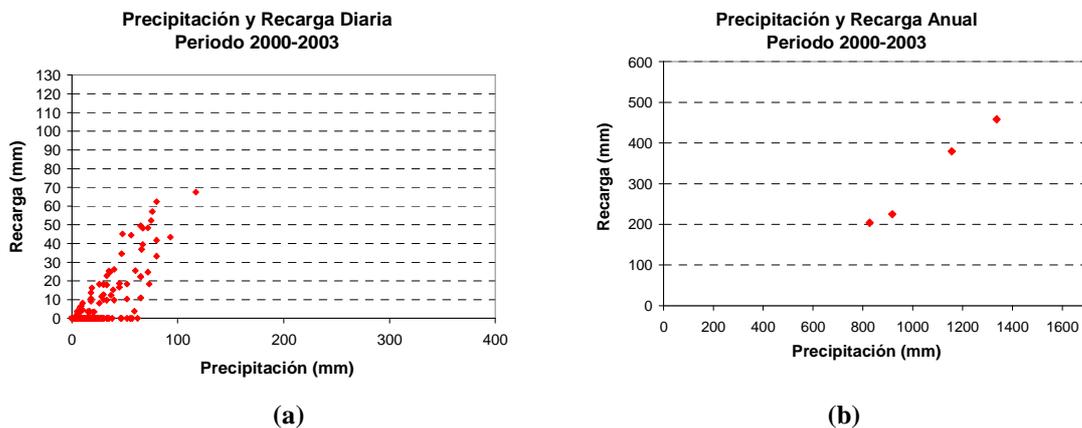


( d )

**Figuras 6.35 [(a)-(d)].** Precipitación y recarga estacional en el período 2000-2003 en Ea. La Silesia

Las mayores precipitaciones se produjeron en la primavera, otoño y el verano, al igual que la recarga, excepto que el invierno presentó una recarga de 43.5 mm y el verano de 41 mm. en el período 2001/02.

El paso de tiempo diario muestra más acentuadas las variabilidades entre la precipitación y la recarga, a diferencia del paso de tiempo anual como se observa en las Figuras 6.36 [(a) a (b)]. A paso de tiempo diario (Figura 6.36 (a)), en el rango entre 50 y 100 mm de precipitación diaria las recargas varían desde 1 hasta el orden de los 70 mm, como así también hay montos de precipitación desde 0 a los 75 mm donde no se acusa recarga, lo que indica la no linealidad entre estas variables.



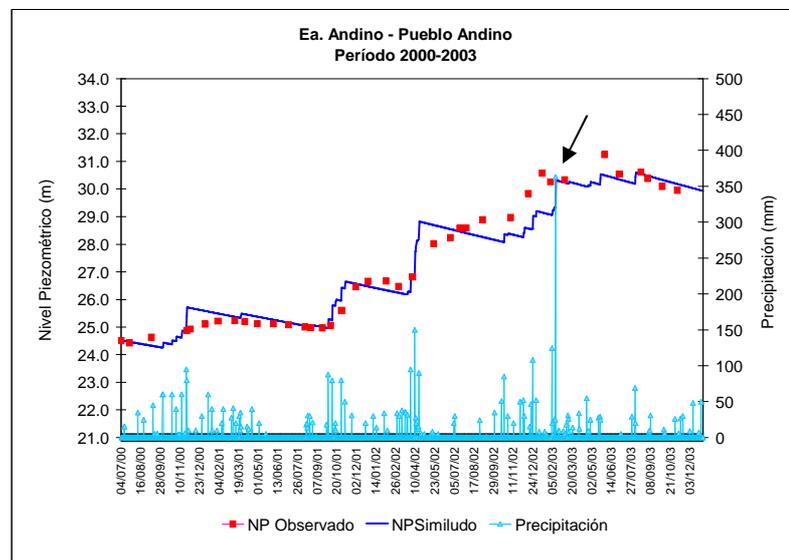
**Figuras 6.36 [(a)-(b)].** Precipitación y recarga diaria y anual en el período 2000-2003 en Ea. La Silesia

En la representación anual, (Figura 6.36 (b)) se observa que a mayores montos de precipitación anual le corresponden mayores recargas.

### 6.3.1.3 Ea. Andino – Pueblo Andino

El nivel simulado obtenido del balance de agua en el suelo, acompañado por las observaciones de la precipitación y el nivel freático en el período 2000-2003 se muestran en la Figura 6.37. El ajuste de este balance resultó con un error cuadrático medio (ECM) entre los niveles observados y calculados de 0.0862 m. Los parámetros que se utilizaron fueron los siguientes:

- Almacenamiento: 170 mm
- Curva Número (II): 70
- Porosidad efectiva : 11 %
- $\alpha_1$  : 9.538E-05
- Nivel de descarga 1: 10.0 m
- $\alpha_2$ : 1.7602E-04
- Nivel de descarga 2: 15.0 m



**Figura 6.37.** Precipitación, niveles observados y simulados en el período 2000-2003 en Ea. Andino

Obsérvese en esta figura que el día 31/01/03 (indicado con una flecha en la figura) se efectuó una observación del nivel freático cuya cota freática fue de 30.26 m. El 11/02/03 precipitaron 363 mm donde lamentablemente no se puede observar si hubo efecto de este monto en el acuífero dado que la observación del nivel fue posterior, el 03/03/03, al que le correspondió una cota del nivel del agua de 30.33 m, valor prácticamente sin diferencia con respecto al de fines de marzo. No obstante el modelo acusa el efecto de la precipitación en el acuífero resultando un aumento en el nivel simulado de 72 centímetros entre el 31/01 y los dos días posterior al evento.

El total precipitado en estos cuatro años de 5333 mm ingresaron al acuífero 1499 mm (el 28 % de la precipitación), el resto se distribuyó como escorrentía superficial (707 mm) y como evapotranspiración real (2899 mm) representando el 13 y 54 % de la precipitación total. En la Tabla 6.10 se indican las magnitudes anuales de la precipitación y la recarga con su porcentaje asociado a la precipitación anual y en la Figura 6.38 se visualizan a los años 2000 y 2002 con los mayores montos de precipitación como así también de recargas.

Año	P (mm)	Recarga (mm)	% R
2000	1609	556.0	34.5
2001	995	225.0	22.6
2002	1398	457.0	32.6
2003	1331	260.0	19.5
<b>Total</b>	<b>5333</b>	<b>1499</b>	<b>28.1</b>

Tabla 6.10. Magnitudes de precipitación, recarga y porcentaje con respecto a la precipitación en Ea. Andino

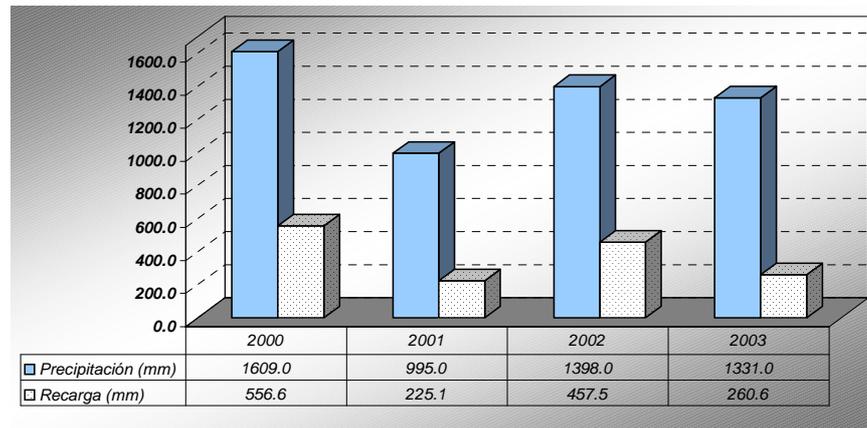
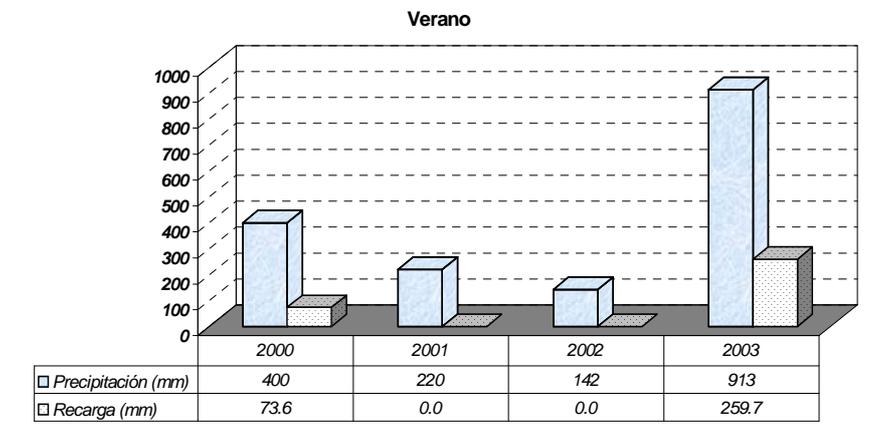


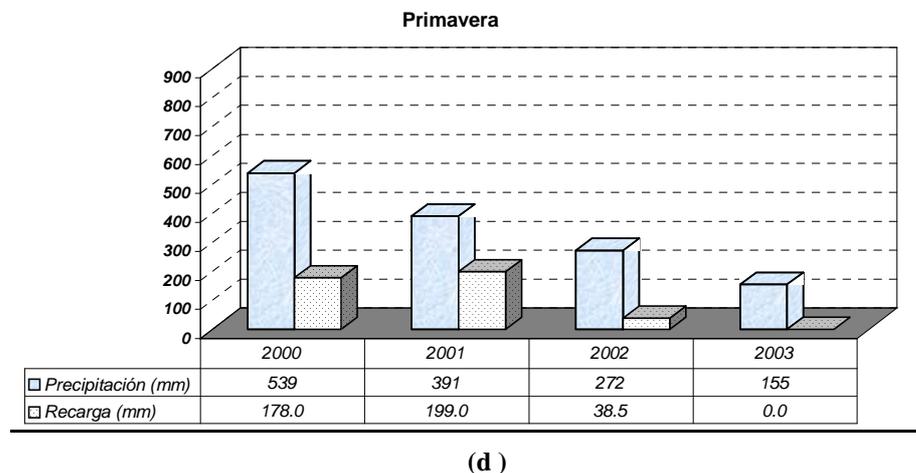
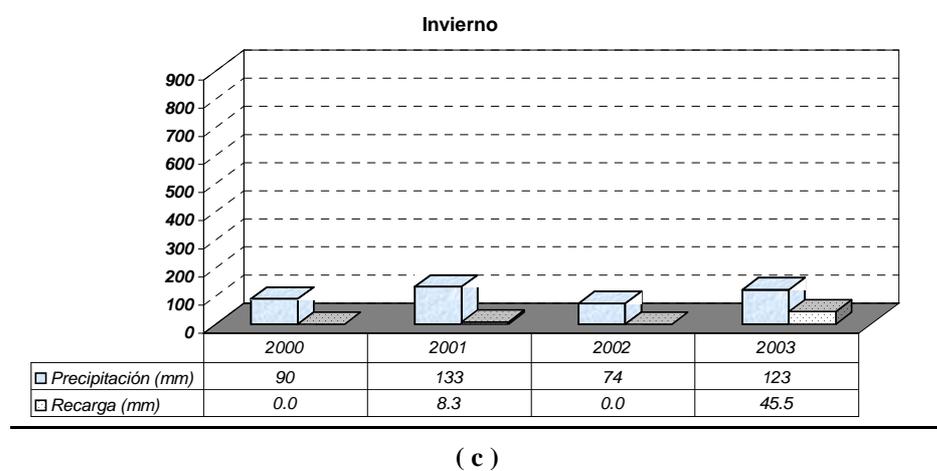
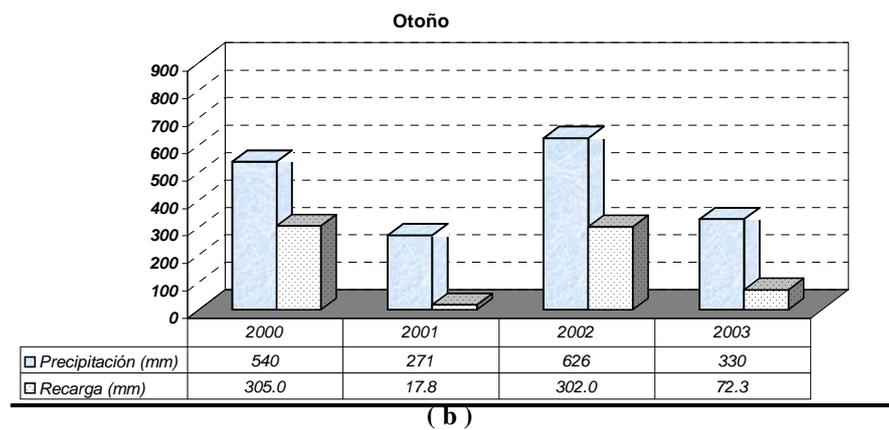
Figura 6.38. Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003 en Ea. Andino

Para este período los valores medios anuales de precipitación, escorrentía superficial y la evapotranspiración real fueron de 1333, 177 y 723 mm respectivamente, lo que equivale al 13 y 54 % de la precipitación para las dos últimas variables. La recarga media anual fue de 374 m.

Desde el punto de vista estacional se observa el comportamiento de la precipitación-recarga en las Figuras 6.39 [(a) a (d)]. Para el período 2001/02 los mayores montos de precipitación estacional se produjeron en el otoño, primavera, verano y el invierno, mientras que las recargas se acusan sólo en las dos primeras estaciones y en la estación invernal. Esta ausencia de recarga en el verano puede deberse al método, ya que si se observa la Figura 6.38 en el año 2001 y 2002 las recargas anuales son del orden de 225 y 457 mm respectivamente.

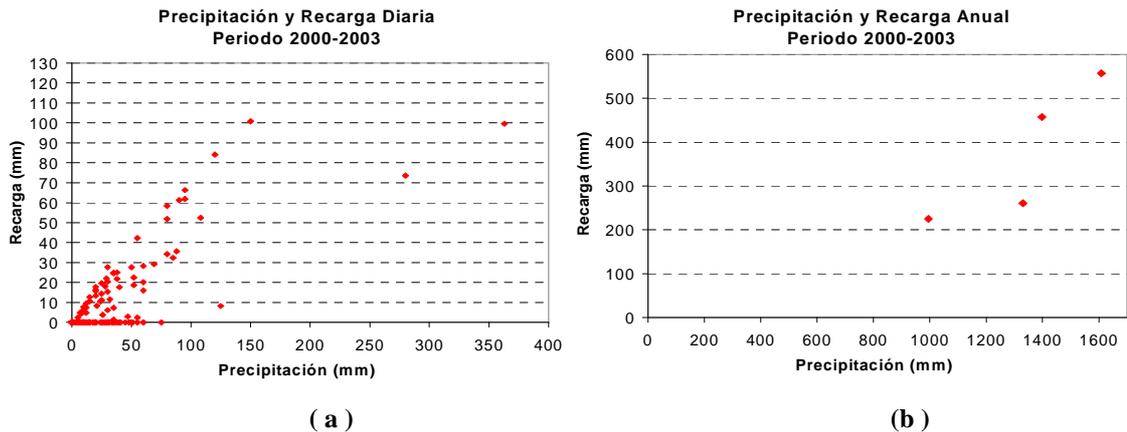


( a )



**Figuras 6.39 [(a)-(d)].** Precipitación y recarga estacional en el período 2000-2003 en Ea. Andino

En el paso de tiempo diario se muestra mejor las variabilidades entre la precipitación y la recarga, a diferencia del paso de tiempo anual como se observa en las Figuras 6.40 [(a)-(b)]. A paso de tiempo diario, en el rango entre 50 y 100 mm de precipitación diaria las recargas varían desde 0 hasta el orden de los 60 mm, como así también hay montos de precipitación desde 0 a los 75 mm donde no se acusa recarga, lo que indica la no linealidad entre estas variables (Figura 6.40 (a)). En la representación anual, (Figura 6.40 (b)) a mayores montos de precipitación anual le corresponden mayores recargas.



Figuras 6.40 [(a)-(b)]. Precipitación y recarga diaria y anual en el período 2000-2003 en Ea. Andino

### 6.3.1.4 Estación Oliveros – Oliveros

En esta estación se contó con datos diarios de la evapotranspiración calculada por Penman, y con los calculados por el método de Thornthwaite (1948) observándose mínimas diferencias que seguramente obedecen al método. En la Figura 6.41 se muestran la precipitación, los niveles observados y los simulados obtenidos por el balance de agua en el suelo en el período 2000-2003.

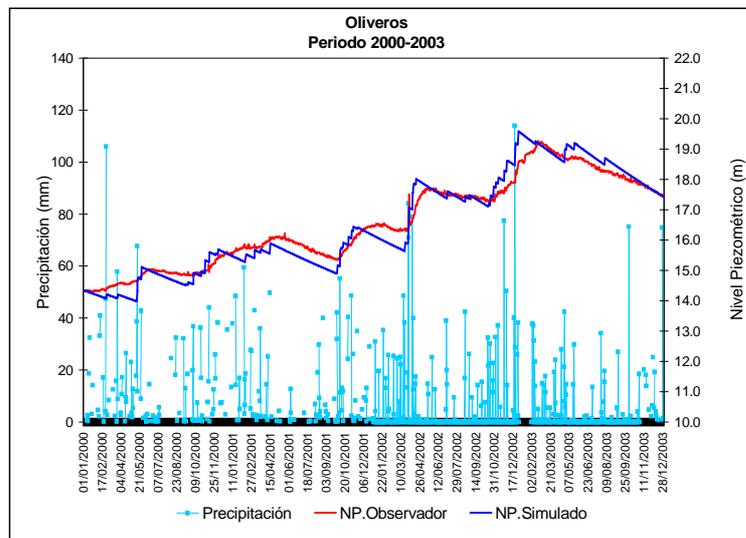


Figura 6.41. Precipitación, niveles observados y simulados en Estación Oliveros en el período 2000-2003

Del ajuste se obtuvo un error cuadrático medio (ECM) entre los niveles observados y calculados de 0.0081 m, utilizando los siguientes parámetros:

- Almacenamiento: 180 mm
- Curva Número (II): 75
- Porosidad efectiva : 8.0 %
- $\alpha 1 : 9.18E-06$

Nivel de descarga 1: 5.0 m  
 $\alpha_2$ : 9.999E-04  
 Nivel de descarga 2: 9.5 m

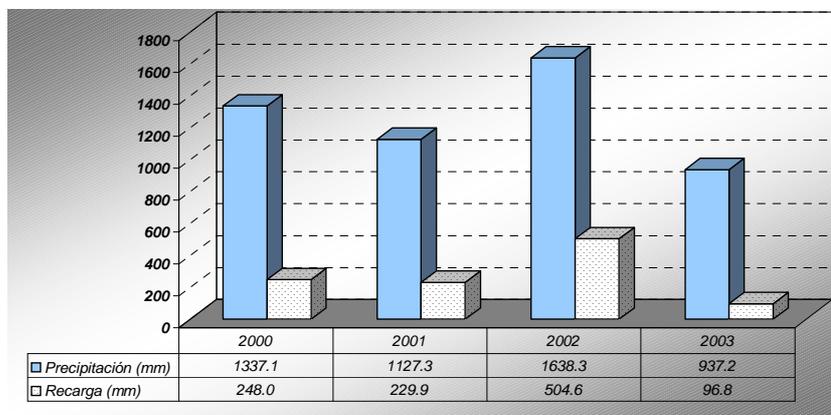
En el período de análisis precipitaron un total de 5039.9 mm lo que significó una recarga al acuífero de 1079 mm (21.4 % de la precipitación). La escorrentía superficial y la evapotranspiración real fueron de 347 y 3504 mm respectivamente, lo que equivale al 7 y 69% de la precipitación total.

En la Tabla 6.11 se indican las magnitudes anuales de la precipitación, la recarga y su porcentaje con respecto a la precipitación total en cada año.

Período	P (mm)	Recarga (mm)	% R
2000	1342.2	247.9	18.5
2001	1143.6	229.9	20.1
2002	1638.3	504.6	30.8
2003	937.2	96.8	10.3
<b>Totales</b>	<b>5039.9</b>	<b>1079</b>	<b>21.4</b>

**Tabla 6.11.** Magnitudes de precipitación, recarga y porcentaje con respecto a la precipitación en Estación Oliveros

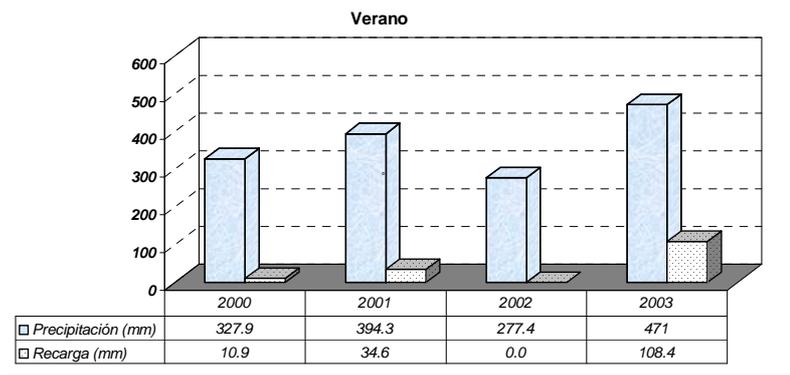
En la Figura 6.42 se representa gráficamente las magnitudes anuales de la precipitación y recarga al acuífero donde se observa que los años con mayor disponibilidad de agua fueron el 2000 y el 2002 manifestando también una mayor recarga.



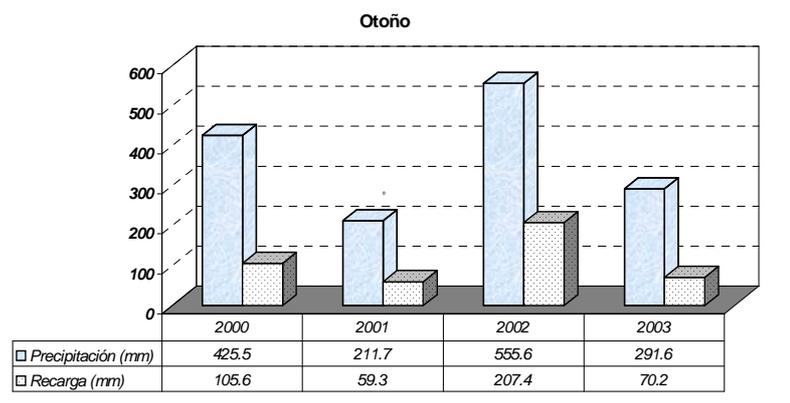
**Figura 6.42.** Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003 en Estación Oliveros

Venencio y Varni (2003) mediante un análisis de nivel freático diario para el período 1970-2001 determinaron para los años 2000 y 2001 una recarga del orden 212.5 y 154.7 mm, lo que señala una diferencia por defecto con respecto a este balance de 57 y 75 mm, (ver ANEXO IX).

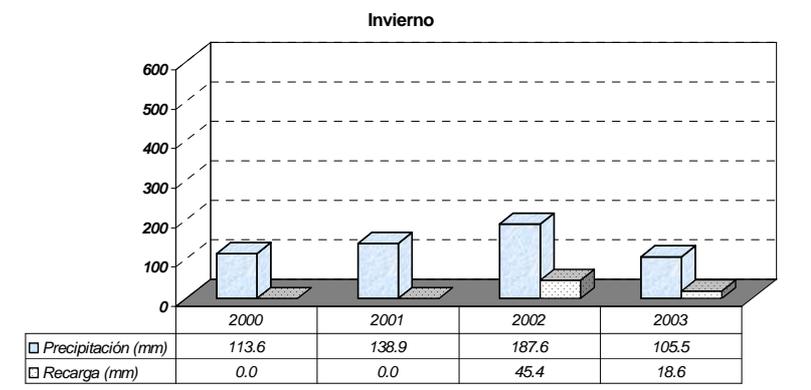
Mientras que estacionalmente se observa el comportamiento de la precipitación y la recarga en las Figuras 6.43 [(a) a (d)]. Si bien en el 2001/02 los mayores montos de precipitación se produjeron en la primavera, otoño y verano, la recarga fue mayor solo para las dos primeras estaciones, entre 100 y 200 mm, siendo de montos similares y menores para el verano (35 mm) y para el invierno (45 mm).



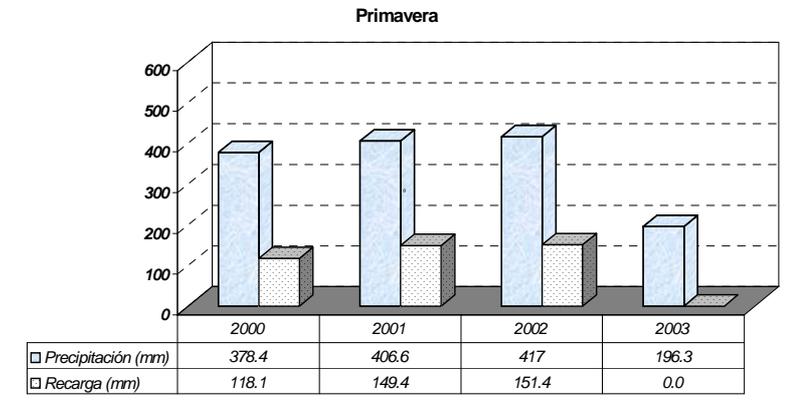
( a )



( b )



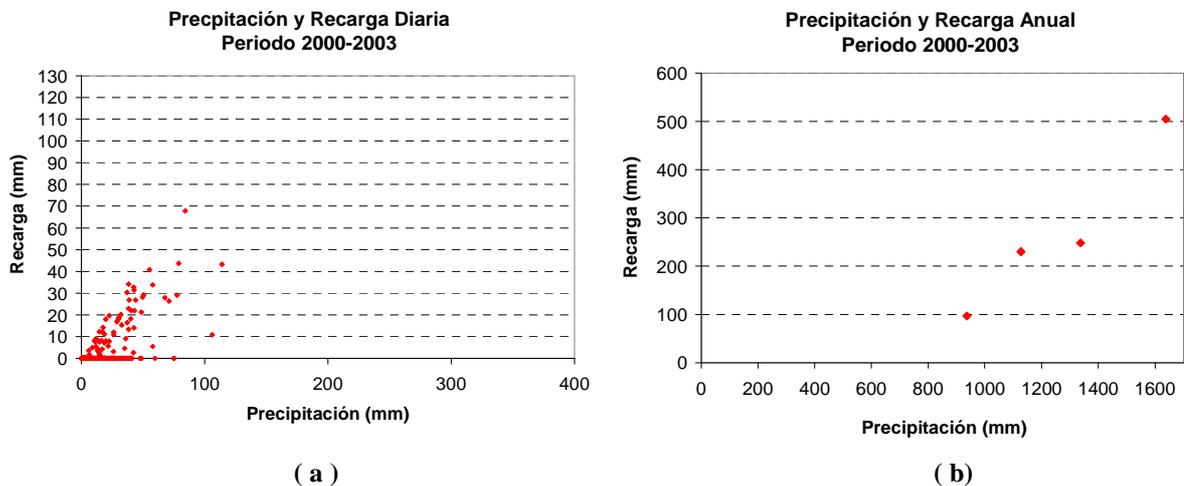
( c )



( d )

**Figuras 6.43 [(a)-(d)].** Precipitación y recarga estacional en el período 2000-2003 en Estación Oliveros

Mientras que en las Figuras 6.44 [(a) - (b)] se observa la diferencia entre el paso de tiempo diario Figura 6.44 (a) y el paso de tiempo anual Figura 6.44 (b)). En el primero en un rango entre 50 y 100 mm de precipitación diaria las recargas varían desde 0 hasta el orden de los 70 mm, como así también hay montos de precipitación desde 0 a los 75 mm donde no se acusa recarga, lo que indica la no linealidad entre estas variables.



**Figuras 6.44 [(a) - (b) ].** Precipitación y recarga diaria y anual en el período 2000-2003 en Estación Oliveros

En síntesis, para las cuatro estaciones presentadas aquí (Ea. San Jorge, Ea. La Silesia, Ea. Andino y Estación Oliveros) los resultados de las recargas obtenidas por el método-*balance de agua en el suelo*-, cuya entrada al sistema acuífero fue la precipitación, muestran que los niveles simulados consiguen reproducir en el tiempo a los niveles observados de manera aproximada sobre todo si se tiene en cuenta que para la calibración se utilizaron niveles observados a paso de tiempo mensual, a excepción de Oliveros.

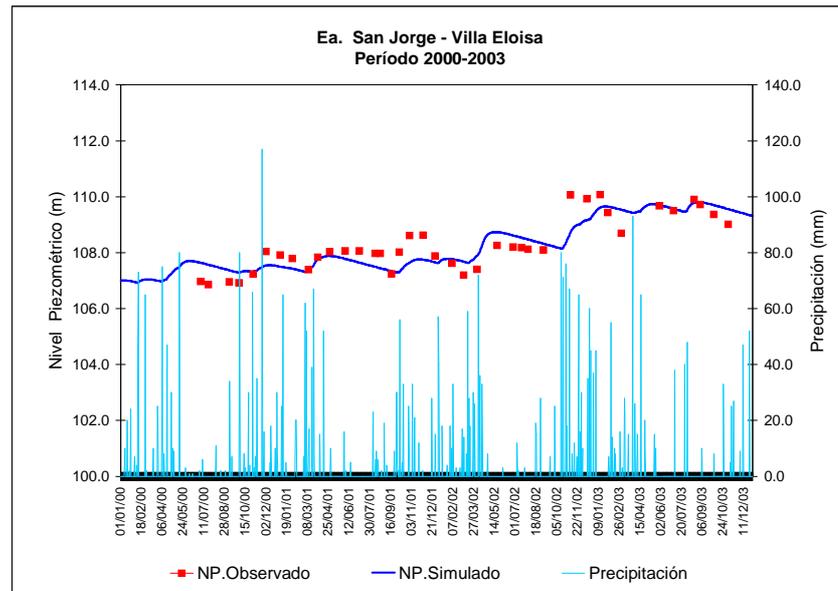
### 6.3.2 Balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero

Para el cálculo de la escorrentía se adoptó la Ley de Horton, mientras que para el cálculo de la evapotranspiración real se optó por el método de Penman-Grindley modificado.

Para el cálculo de la recarga a la zona saturada se consideró el mecanismo “sin flujos preferenciales”; la resolución de la ecuación se realizó a través de la opción del método explícito y para el acuífero se seleccionó el método de una sola celda, equivalente a una superficie de 100 km<sup>2</sup>. El proceso de calibración se realizó de manera manual, por prueba y error, seleccionando cuidadosamente los parámetros edafológicos e hidrogeológicos acorde a las características físicas del emplazamiento de cada estación.

#### 6.3.2.1 Ea. San Jorge – Villa Eloisa

El nivel simulado resultante de este balance, junto a las observaciones de la precipitación y del nivel freático en el período 2000-2003, se muestran en la Figura 6.45, lográndose el ajuste con un error cuadrático medio (ECM) y un error cuadrático medio óptimo (ECM<sub>óp</sub>) entre los niveles observados y simulados de 0.497 y 0.489 m respectivamente.



**Figura 6.45.** Precipitación, niveles observados y simulados en Ea. San Jorge en el período 2000-2003

Los datos asignados para el suelo, zona no saturada y el acuífero para obtener el resultado de la figura anterior fueron los siguientes:

*Suelo Edáfico:*

- Porosidad total: 0.40 % (\*)
- Punto de marchitez: 0.17 (\*)
- Capacidad de Campo: 0.35 (\*)
- Contenido de humedad inicial: 0.20 (\*)
- Espesor: 0.37 m
- Conductividad hidráulica: 5.012E-03 (cm/s)
- (\*) unidades (en tanto por uno en volumen)

*Zona no saturada:*

- Coefficiente de agotamiento del flujo hipodérmico: 5.093-04 (1/d)
- Conductividad hidráulica vertical: 120 (mm/d)
- Coefficiente de agotamiento de percolación: 0.0793 (1/d)
- Contenido inicial de agua: 10 (mm)

*Parámetros del acuífero:*

- Coefficiente de agotamiento del acuífero: 1.1056E-04 (1/d)
- Coefficiente de almacenamiento: 0.105
- Nivel inicial: 107 (m)
- Nivel de descarga: 70 (m)

Asimismo se obtuvo la recarga total al acuífero de 890 mm, que es la resultante del total precipitado en los cuatro años (4237 mm). La escorrentía superficial y la evapotranspiración real fueron de 496 y 2890 mm. Para estas tres componentes el porcentaje asociado a la precipitación total representan el 21, 11.7 y 68 % respectivamente.

Mientras que los valores medios anuales para la precipitación, la escorrentía y la evapotranspiración real fueron de 1059.3, 107.26 y 722.6 mm correspondiéndole un 10.8 % y

72.7 % para las dos últimas variables de la precipitación total. La recarga media anual fue de los 222.8 mm.

En la Tabla 6.12 se indican las magnitudes anuales de la precipitación y la recarga con su porcentaje asociado a la precipitación anual y en la Figura 6.46 se visualiza el comportamiento de estas dos variables, indicando que el año de mayor precipitación es el 2002, al que también le corresponde una entrada de agua mayor al acuífero.

Año	P (mm)	Recarga (mm)	% R
2000	1156	245.7	21.2
2001	918	200.5	21.8
2002	1336	404.0	30.2
2003	827	181.0	21.9
<b>Total</b>	<b>4237</b>	<b>890.0</b>	<b>21.0</b>

Tabla 6.12. Magnitudes de precipitación, recarga y porcentaje con respecto a la precipitación en Ea. San Jorge

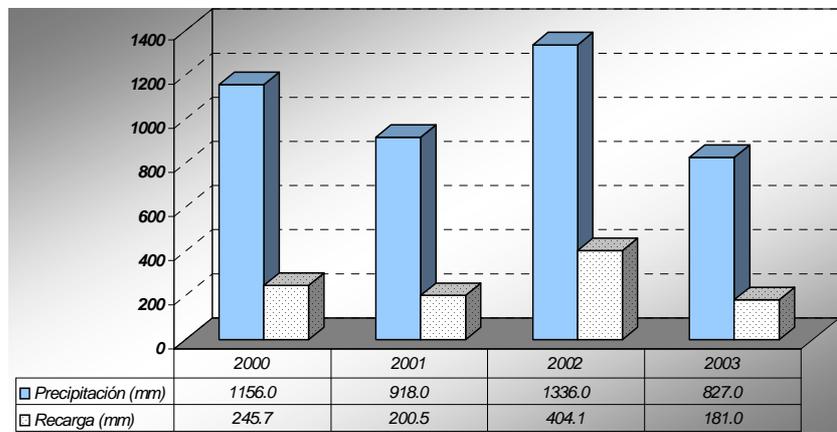
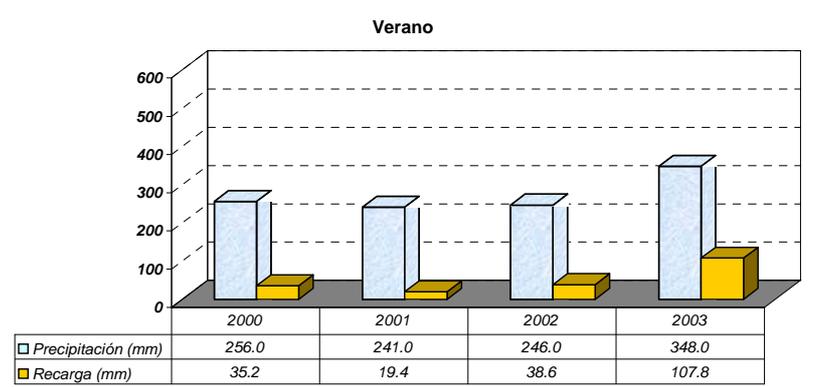
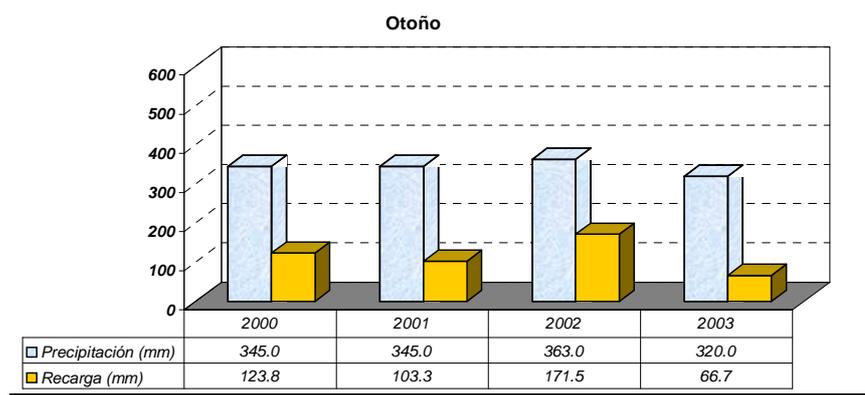


Figura 6.46. Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003 en Ea. San Jorge

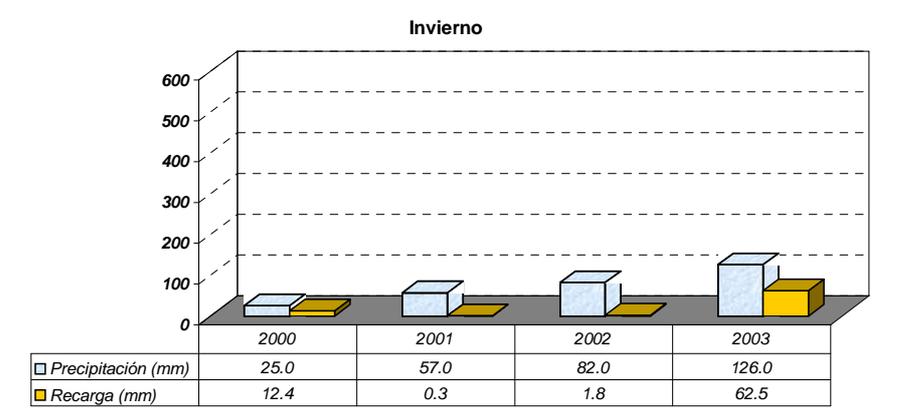
El comportamiento estacional de la precipitación y recarga se muestra en las Figuras 6.47 [(a) a (d)].



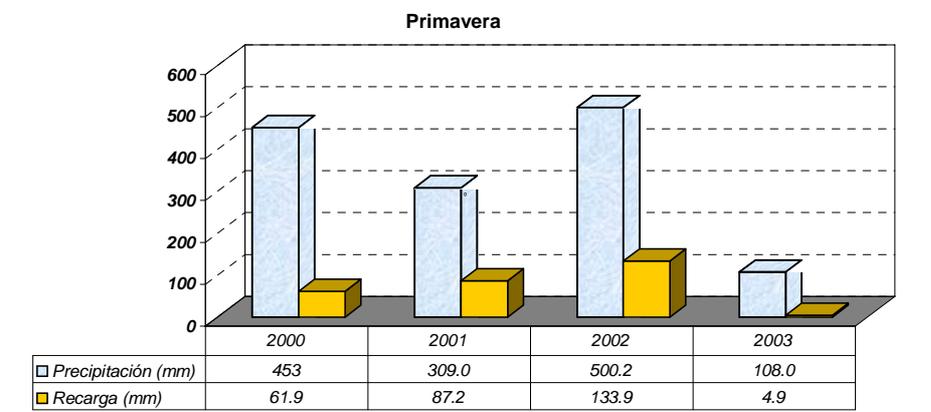
(a)



(b)



(c)



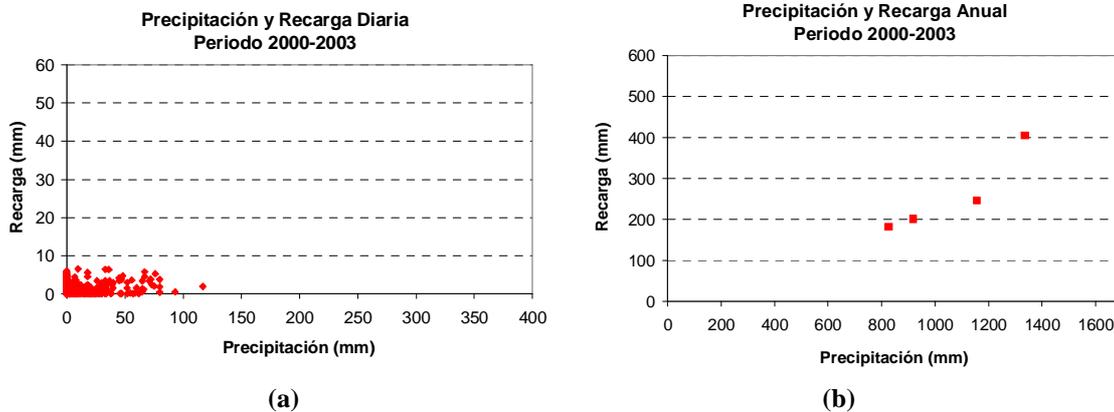
(d)

**Figuras 6.47 [(a)-(d)].** Precipitación y recarga estacional en el período 2000-2003 en Ea. San Jorge

La primavera y el otoño en el 2001/02 son las dos estaciones con mayor precipitación y la recarga se presenta mayor en otoño con 50 mm más que en la primavera. En el verano hay 58 mm de recarga a diferencia del invierno con 2 mm.

El paso de tiempo diario muestra mejor las variabilidades entre la precipitación y la recarga, a diferencia del paso de tiempo anual como se observa en las Figuras 6.48 [(a) - (b)]. A paso de tiempo diario, en el rango entre 35 y 90 mm de precipitación diaria las recargas varían desde 1 hasta el orden de los 10 mm, como así también hay montos de precipitación desde 0 a los 90 mm donde no se acusa recarga, lo que indica la no linealidad entre estas

variables (Figura 6.48 (a)). En la representación anual, (Figura 6.48 (b)) se observa que a mayores montos de precipitación anual le corresponden mayores recargas.



**Figuras 6.48 [(a) - (b)].** Precipitación y recarga diaria y anual en el período 2000-2003 en Ea. San Jorge

### 6.3.2.2 Ea. La Silesia – Correa

En esta estación el nivel simulado logrado mediante la aplicación de este balance de agua en el período 2000-2003, junto a la precipitación y al nivel observado se representan en la Figura 6.49. El ajuste alcanzado indicó un error cuadrático medio (ECM) y un error cuadrático medio óptimo ( $ECM_{\text{óp}}$ ) entre ambos niveles de 0.341 y 0.339 m respectivamente.

Los datos asignados para el suelo, zona no saturada y el acuífero fueron los siguientes:

#### *Suelo Edáfico:*

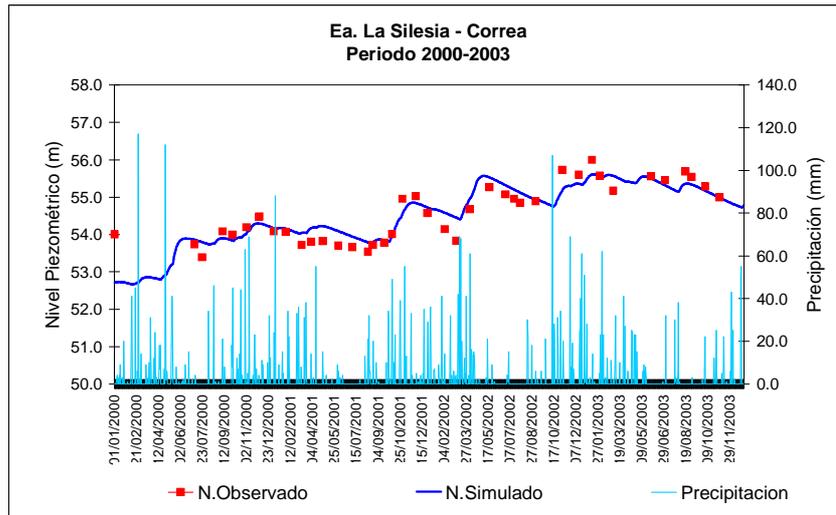
Porosidad total: 0.35 % (\*)  
 Punto de marchitez: 0.17 (\*)  
 Capacidad de Campo: 0.35 (\*)  
 Contenido de humedad inicial: 0.20 (\*)  
 Espesor: 0.30 m  
 Conductividad hidráulica: 9.012E-03 (cm/s)  
 (\*) unidades (en tanto por uno en volumen)

#### *Zona no saturada:*

Coefficiente de agotamiento del flujo hipodérmico: 5.855-04 (1/d)  
 Conductividad hidráulica vertical: 150.36 (mm/d)  
 Coeficiente de agotamiento de percolación: 0.096075 (1/d)  
 Contenido inicial de agua: 10 (mm)

#### *Parámetros del acuífero:*

Coefficiente de agotamiento del acuífero: 1.112E-03 (1/d)  
 Coeficiente de almacenamiento: 0.105  
 Nivel inicial: 52.7 (m)  
 Nivel de descarga: 50.0 (m)



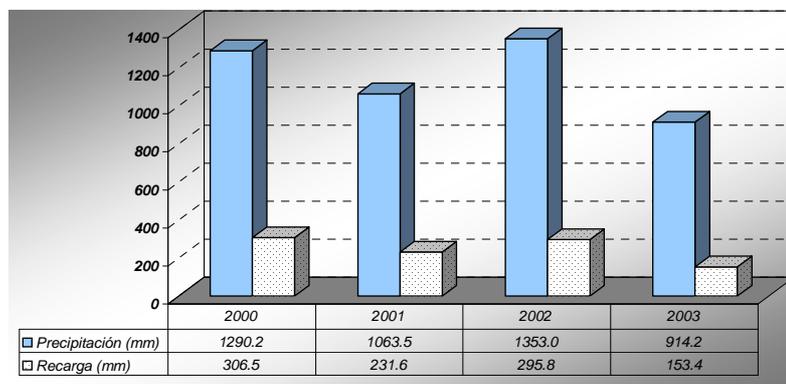
**Figura 6.49.** Precipitación, niveles observados y simulados en Ea. La Silesia en el período 2000-2003

En los cuatro años de análisis precipitaron un total de 4620.9 mm resultando una recarga al acuífero de 987 mm (21 % de la precipitación). La escorrentía superficial y la evapotranspiración real fueron de 430.6 y 3157.8 mm, equivalentes al 9.3 y 68 % de la precipitación total. Los resultados de este modelo también arrojaron valores medios anuales para la precipitación, la escorrentía superficial y evapotranspiración real de 1155.2, 107.6 y 789.5 mm respectivamente, lo que significó en porcentajes un 9.9 y 72.4 de la precipitación para las dos últimas variables. La recarga media anual fue de los 247 mm.

En la Tabla 6.13 se indican las magnitudes anuales de la precipitación y la recarga con su porcentaje asociado con respecto a la precipitación anual y en la Figura 6.50 se visualiza el comportamiento de estas dos variables, donde se observa que el año de mayor precipitación anual fueron el 2000 y 2002 al que le corresponden una entrada de agua mayor al acuífero.

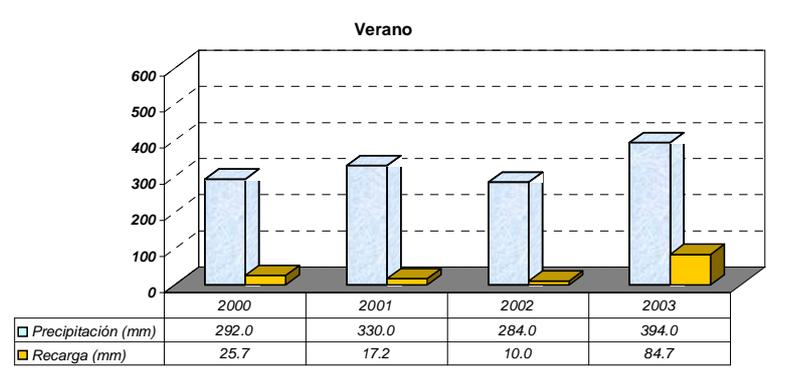
Año	P (mm)	Recarga (mm)	% R
2000	1290.2	306.5	23.8
2001	1063.5	231.6	21.8
2002	1353.0	295.8	21.9
2003	914.2	153.4	16.8
<b>Total</b>	<b>4620.9</b>	<b>987.2</b>	<b>21.1</b>

**Tabla 6.13.** Magnitudes de precipitación, recarga y porcentaje con respecto a la precipitación en Ea. La Silesia

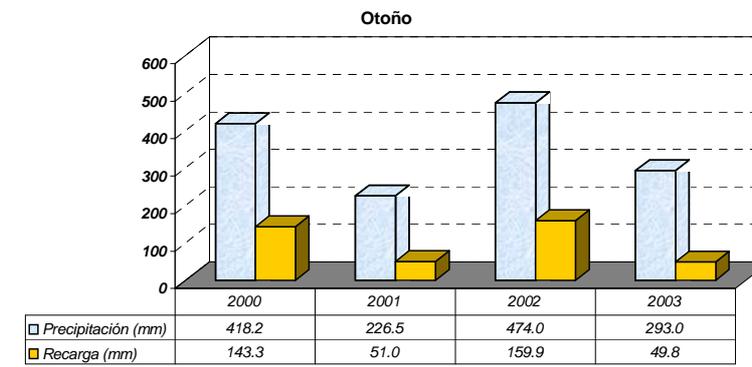


**Figura 6.50.** Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003 en Ea. La Silesia

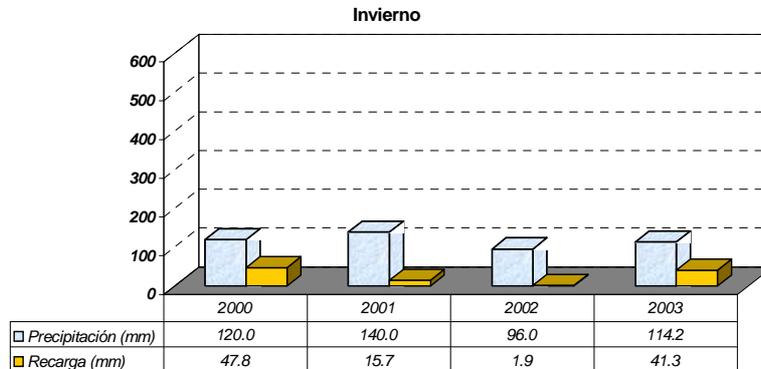
Desde la visión estacional el comportamiento de la precipitación y recarga se muestra en las Figuras 6.51 [(a) a (d)].



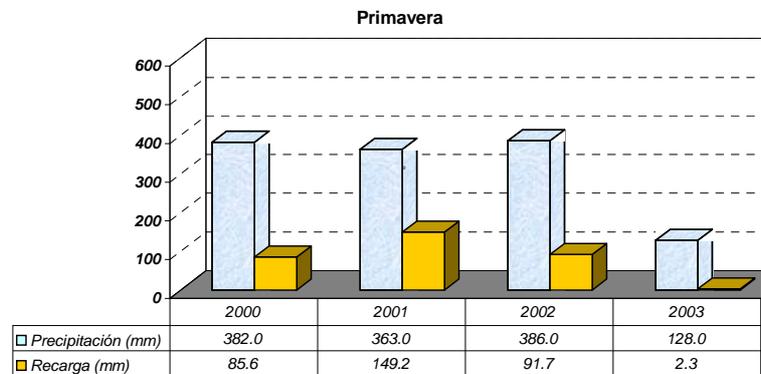
( a )



( b )



( c )

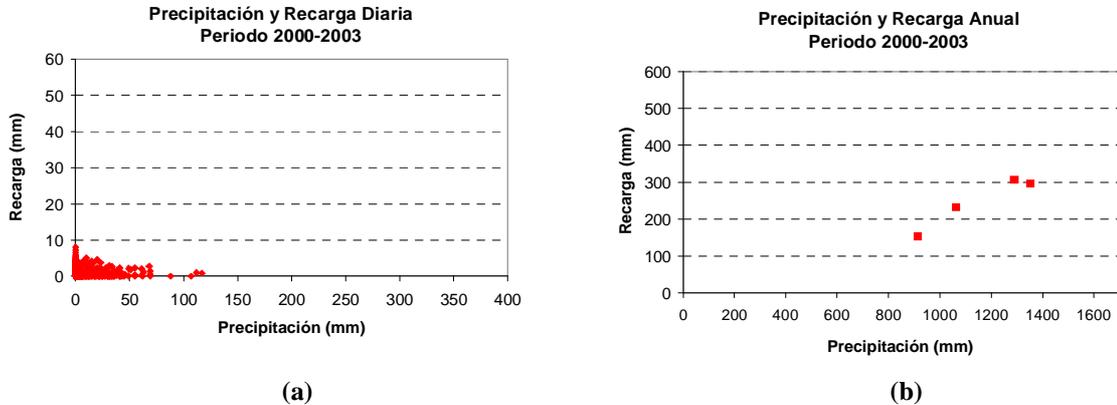


( d )

**Figuras 6.51 [(a) - (d)].** Precipitación y recarga estacional en el período 2000-2003 en Ea. La Silesia

Las mayores precipitaciones y recargas se observan en la primavera, otoño, verano y escasamente en el invierno en el período 2001/02.

El paso de tiempo diario muestra mejor las variabilidades entre la precipitación y la recarga, a diferencia del paso de tiempo anual como se observa en las Figuras 6.52 [(a) - (b)].



**Figuras 6.52 [(a) - (b)].** Precipitación y recarga diaria y anual en el período 2000-2003 en Ea. La Silesia

En el rango entre 50 y 100 mm de precipitación diaria, las recargas varían desde 0 hasta menos de los 10 mm, como así también hay montos de precipitación desde 0 a 105 mm donde no se acusa recarga, lo que indica la no linealidad entre estas variables (Figura 6.47 (a)). En la representación anual, (Figura 6.52 (b)) se atenúa la dispersión mostrada en la figura anterior y a mayores montos de precipitación anual le corresponden mayores recargas.

### 6.3.2.3 Ea. Andino – Pueblo Andino

El resultado del balance, por el cuál se obtiene el nivel simulado en el tiempo, se observa en la Figura 6.53 junto a la precipitación y el nivel observado. A este ajuste se llegó con un error cuadrático medio (ECM) y un error cuadrático medio óptimo ( $ECM_{\text{óp}}$ ) entre los niveles observados y simulados de 0.562 y 0.552 m respectivamente

Los datos asignados para el suelo, zona no saturada y el acuífero fueron:

#### *Suelo Edáfico:*

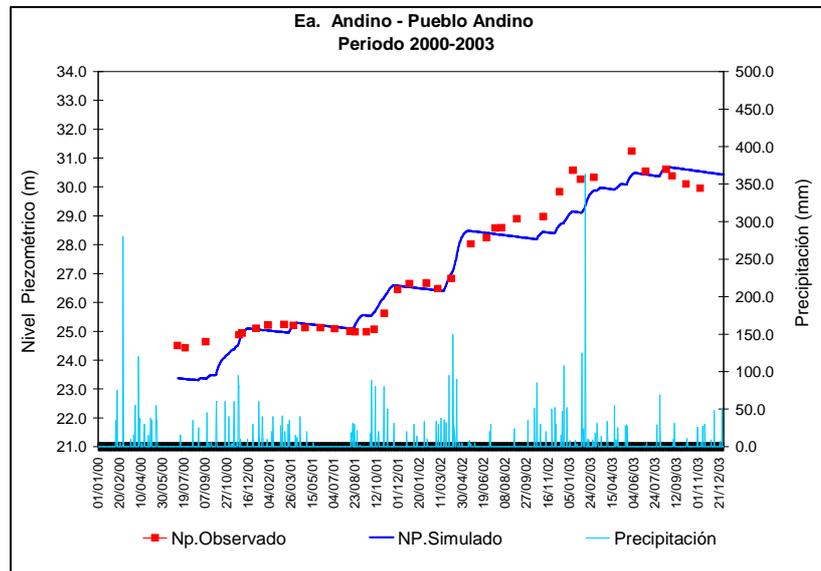
Porosidad total: 0.40 % (\*)  
Punto de marchitez: 0.16 (\*)  
Capacidad de Campo: 0.34 (\*)  
Contenido de humedad inicial: 0.20 (\*)  
Espesor: 0.40 m  
Conductividad hidráulica: 9.012E-03 (cm/s)  
(\*) unidades (en tanto por uno en volumen)

#### *Zona no saturada:*

Coefficiente de agotamiento del flujo hipodérmico: 7.93-04 (1/d)  
Conductividad hidráulica vertical: 0.955 (mm/d)  
Coefficiente de agotamiento de percolación: 0.07993 (1/d)  
Contenido inicial de agua: 10 (mm)

#### *Parámetros del acuífero:*

Coeficiente de agotamiento del acuífero: 9.165E-05 (1/d)  
 Coeficiente de almacenamiento: 0.10  
 Nivel inicial: 20.5 (m)  
 Nivel de descarga: 8.0 (m)



**Figura 6.53.** Precipitación, niveles observados y simulados en Ea. Andino en el período 2000-2003

La recarga total al acuífero del orden de los 1241 mm obtenida, es el producto de los 5333 mm precipitados en ese período de análisis. La escorrentía superficial y la evapotranspiración real fueron de 1225 y 2837 mm, lo que equivale al 23 y 53 % de la precipitación total. En la Tabla 6.14 se indican las magnitudes anuales de la precipitación y la recarga con su porcentaje asociado a la precipitación anual.

Año	P (mm)	Recarga (mm)	% R
2000	1609.0	506.4	31.5
2001	995.0	203.7	20.5
2002	1398.0	310.0	22.0
2003	1331.0	221.0	16.6
<b>Total</b>	<b>5333</b>	<b>1240.9</b>	<b>22.6</b>

**Tabla 6.14.** Magnitudes de precipitación, recarga y porcentaje con respecto a la precipitación en Ea. Andino

En la Figura 6.54 se visualiza el comportamiento de estas dos variables, donde el año de mayor precipitación es el 2000, y al que también le corresponde una entrada de agua mayor al acuífero. Los valores medios anuales para la precipitación, escorrentía superficial y la evapotranspiración real fueron de 1333, 307.3 y 709.3 mm respectivamente, lo que significó un 28.4 y 65.7 % de la precipitación para las dos últimas variables. Mientras que la recarga media anual fue de 310 mm en este período.

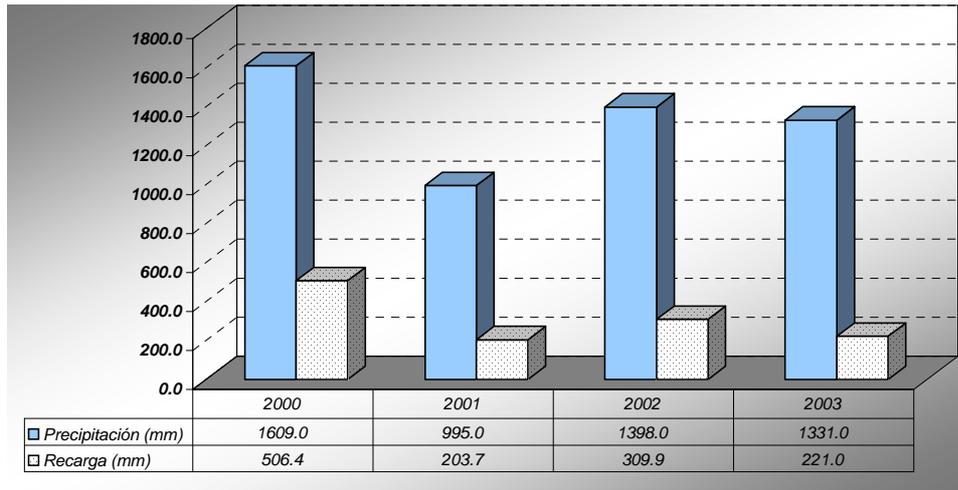
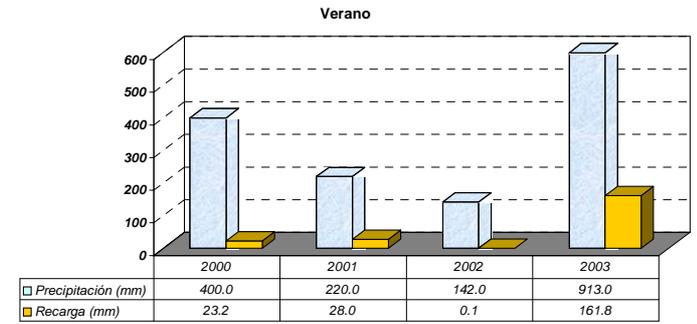
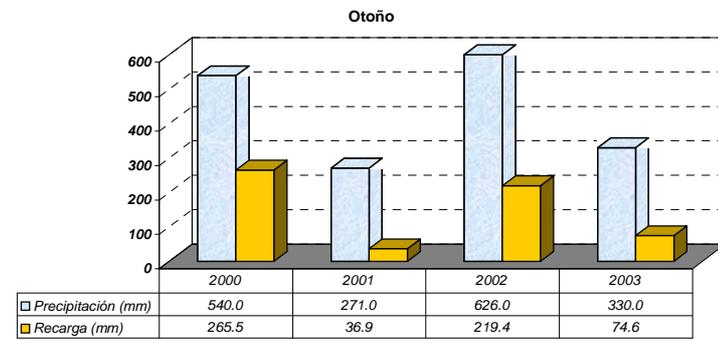


Figura 6.54. Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003 en Ea. Andino

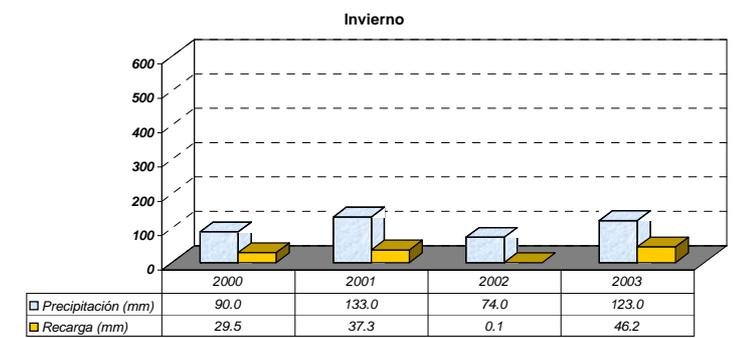
Desde el punto de vista estacional el comportamiento de la precipitación y recarga se muestra en las Figuras 6.55 [(a) a (d)].



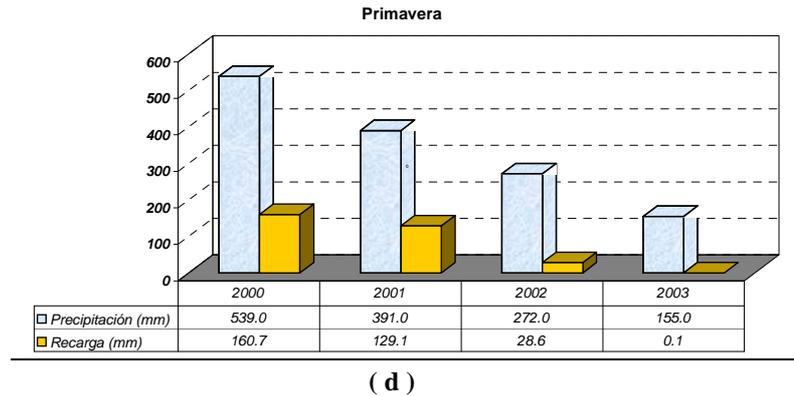
(a)



(b)



(c)

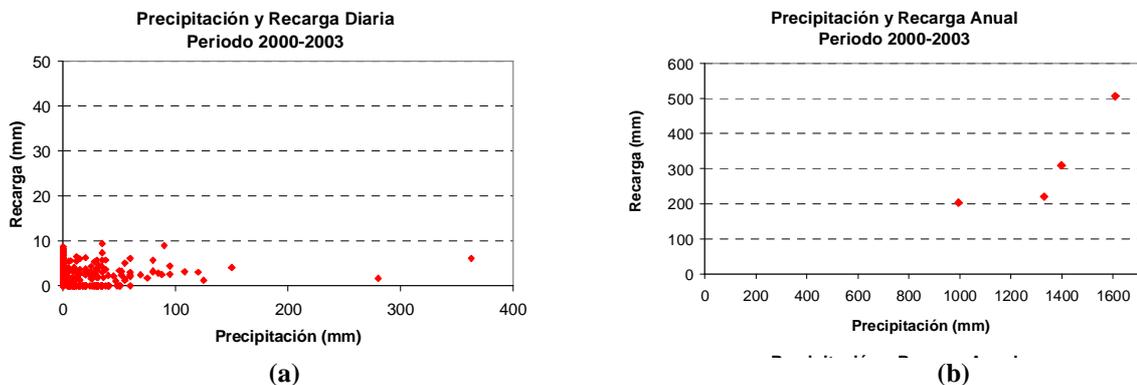


**Figuras 6.55 [(a) - (d)].** Precipitación y recarga estacional en el período 2000-2003 en Ea. Andino

En estas figuras se observa que las mayores precipitaciones y recargas se produjeron en otoño, primavera, verano y por último en el invierno para el período 2001/02.

El paso de tiempo diario muestra las variabilidades entre los montos de precipitación y la recarga, a diferencia del paso de tiempo anual como se observa en las Figuras 6.56 [(a) - (b)]. A paso de tiempo diario, en el rango entre 35 y 90 mm de precipitación diaria las recargas varían desde 1 hasta el orden de los 10 mm, como así también hay montos de precipitación desde 0 a 75 mm donde no se acusa recarga, lo que indica la no linealidad entre estas variables (Figura 6.56 (a)).

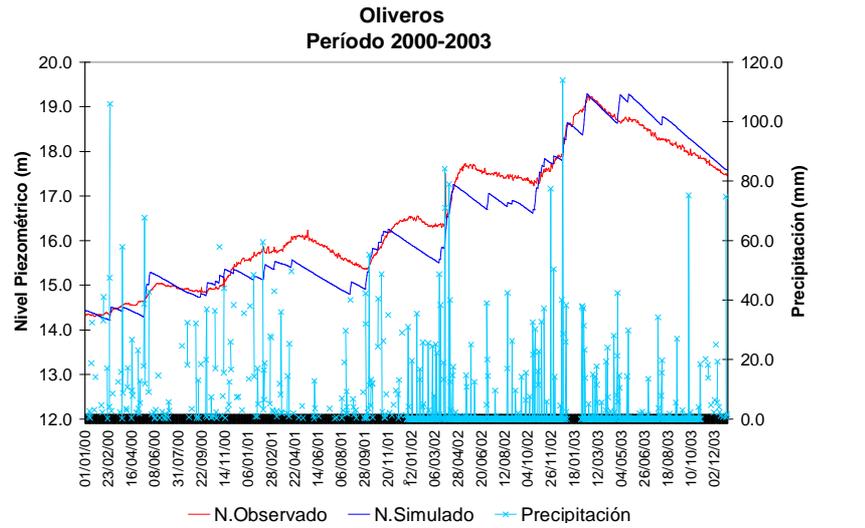
En la representación anual, (Figura 6.56 (b)), se atenúa la dispersión mostrada en la figura anterior y a mayores montos de precipitación anual le corresponden mayores recargas.



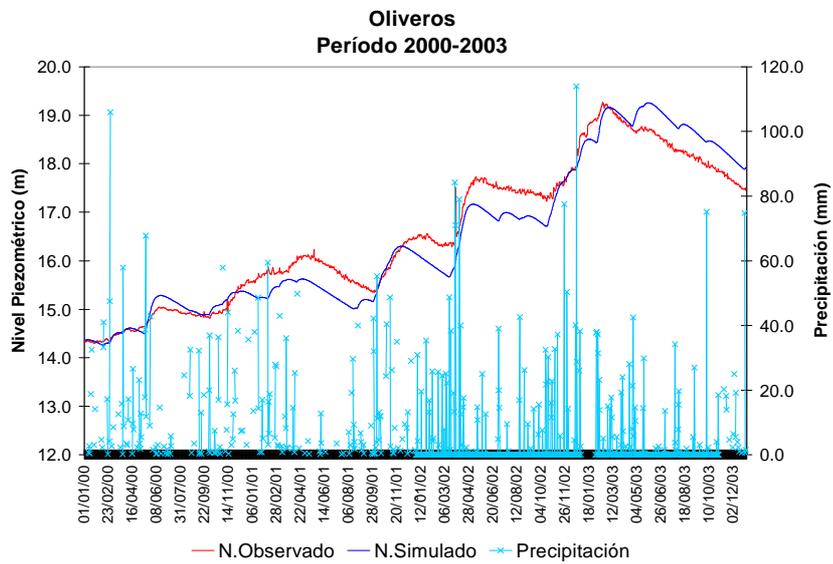
**Figuras 6.56 [(a) - (b)].** Precipitación y recarga diaria y anual en el período 2000-2003 en Ea. Andino

### 6.3.2.4 Estación Oliveros – Oliveros

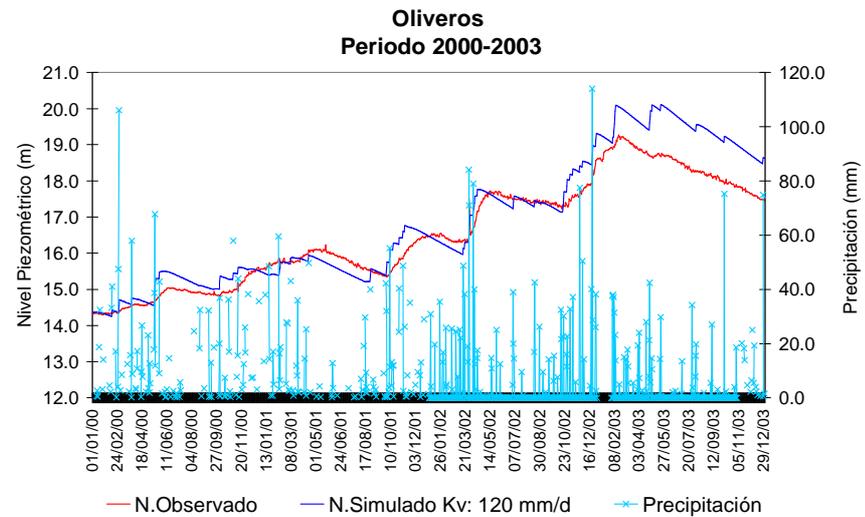
Las tres salidas en Oliveros como resultado del balance se muestra en las Figuras 6.57 [(a) a (c)], donde se observa el nivel calculado en el tiempo junto a los datos de la precipitación y el nivel freático en el período 2000-2003. El balance ajustó con un error cuadrático medio (ECM) y un error cuadrático medio óptimo (ECMóp) entre ambos niveles (expresados en metros) de 0,420 y 0,347 para la primera, de 0,387 y 0,343 para la segunda, y de 0,590 y 0,319 para la tercera.



( a )



( b )



( c )

**Figuras 6.57 [(a)-(c)].** Precipitación, niveles observados y simulados en Estación Oliveros para tres ajustes en el período 2000-2003

Los datos asignados para el suelo, zona no saturada y el acuífero fueron los siguientes:

- *Primer ajuste:*

*Suelo Edáfico:*

Porosidad total: 0.40 (\*)  
Punto de marchitez: 0.17 (\*)  
Capacidad de Campo: 0.35 (\*)  
Contenido de humedad inicial: 0.20 (\*)  
Espesor: 0.37 m  
Conductividad hidráulica: 9.5922E-03 (cm/s)  
(\*) unidades (en tanto por uno en volumen)

*Zona no saturada:*

Coefficiente de agotamiento del flujo hipodérmico: 9,9363-03 (1/d)  
Conductividad hidráulica vertical: 6.0 (mm/d)  
Coefficiente de agotamiento de percolación: 0.07993 (1/d)  
Contenido inicial de agua: 10 (mm)

*Parámetros del acuífero:*

Coefficiente de agotamiento del acuífero: 9.911E-04 (1/d)  
Coefficiente de almacenamiento: 0.075  
Nivel inicial: 14.35 (m)  
Nivel de descarga: 9.2 (m)

- *Segundo ajuste:*

*Suelo Edáfico:*

Porosidad total: 0,40 (\*)  
Punto de marchitez: 0.13 (\*)  
Capacidad de Campo: 0.30 (\*)  
Contenido de humedad inicial: 0.20 (\*)  
Espesor: 0.30 m  
Conductividad hidráulica: 9.5922E-03 (cm/s)  
(\*) unidades (en tanto por uno en volumen)

*Zona no saturada:*

Coefficiente de agotamiento del flujo hipodérmico: 9.9363-03 (1/d)  
Conductividad hidráulica vertical: 120.0 (mm/d)  
Coefficiente de agotamiento de percolación: 0.07993 (1/d)  
Contenido inicial de agua: 10 (mm)

*Parámetros del acuífero:*

Coefficiente de agotamiento del acuífero: 9.911E-04 (1/d)  
Coefficiente de almacenamiento: 0.075  
Nivel inicial: 14.35 (m)  
Nivel de descarga: 9.2 (m)

- *Tercer ajuste:*

*Suelo Edáfico:*

Porosidad total: 0,40 (\*)  
Punto de marchitez: 0,17 (\*)  
Capacidad de Campo: 0,35 (\*)  
Contenido de humedad inicial: 0,20 (\*)

Espesor: 0,37 m  
 Conductividad hidráulica: 9.5922E-03 (cm/s)  
 (\*) unidades (en tanto por uno en volumen)

*Zona no saturada:*

Coefficiente de agotamiento del flujo hipodérmico: 9.9363-03 (1/d)  
 Conductividad hidráulica vertical: 120.0 (mm/d)  
 Coeficiente de agotamiento de percolación: 0.08993 (1/d)  
 Contenido inicial de agua: 10 (mm)

*Parámetros del acuífero:*

Coefficiente de agotamiento del acuífero: 9.511E-04 (1/d)  
 Coeficiente de almacenamiento: 0.075  
 Nivel inicial: 14.10 (m)  
 Nivel de descarga: 9.05 (m)

En las Tablas 6.15 y 6.16 se muestran los valores totales y medios anuales de la escorrentía, evapotranspiración real y la recarga, con sus respectivos porcentajes asociados a la precipitación (P).

	(a)	(b)	(c)
Escorrentía (mm)	502 (10 % P)	440 (8.7 %P)	440 (8.7% P)
Evapotranspiración real mm)	3507 (69 % P)	3455 (68 % P)	3455 (68 %P )
<b>Recargas (mm) y Porcentajes /precipitación</b>	<b>1185 (23.4 %P)</b>	<b>1057 (20.8 %P)</b>	<b>1156 (22.8 %P)</b>

**Tabla 6.15.** Valores totales de la escorrentía, evapotranspiración real, recarga y su porcentaje asociado a la precipitación en Estación Oliveros

	(a)	(b)	(c)
Escorrentía (mm)	127 (10.4 % P)	110 (9.1 %P)	109 (9.3% P)
Evapotranspiración real mm)	877 (72.7 % P)	864 (71.7 %P)	864 (73 %P )
<b>Recargas (mm) y Porcentajes /precipitación</b>	<b>296 (23 %P)</b>	<b>264 (20.8 %P)</b>	<b>289 (22.8 %P)</b>

**Tabla 6.16.** Valores medios de la escorrentía, evapotranspiración real, recarga y su porcentaje asociado a la precipitación en Estación Oliveros

Se observa visualmente que las Figuras 6.57 [(a) a (c)] son similares, pero sin embargo hay una diferencia entre la recarga total de 130 mm y del orden de los 32 mm para los valores medios.

En la Tabla 6.17 se indica las magnitudes anuales de la precipitación y la recarga con sus respectivos porcentajes respecto a la precipitación para cada uno de los ajustes realizados, resultados que no manifiestan grandes diferencias entre ellos.

	P (mm)	Recarga (mm) Primer ajuste	% R	Recarga (mm) Segundo ajuste	% R	Recarga (mm) Tercer ajuste	% R
2000	1342.2	252.0	18.8	226.5	16.8	244.2	18.0
2001	1143.6	261.0	22.8	234.0	20.5	252.8	22.0
2002	1638.3	462.0	28.2	363.0	22.2	432.7	26.4
2003	937.2	210.0	22.4	234.0	24.9	226.3	24.0

**Tabla 6.17.** Precipitación, recarga y su porcentaje asociado a la precipitación para los tres ajustes en Estación Oliveros

Entre las tres salidas se adopta el resultado del segundo ajuste por presentar el menor valor entre el error cuadrático medio y el error cuadrático medio óptimo. En la Figura 6.58 se representa este resultado mostrando a la precipitación y recarga anual en el período 2000-2003, donde precipitaron un total de 5061 mm lo que significó una recarga de 1057 mm, la escorrentía superficial de 440 mm y la evapotranspiración real de 3455 mm indicando un 20.8, 8.7 y 68 % de la precipitación total.

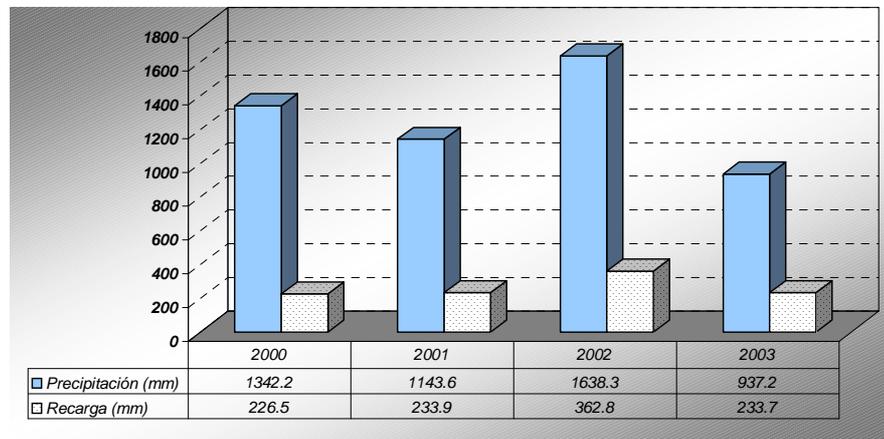
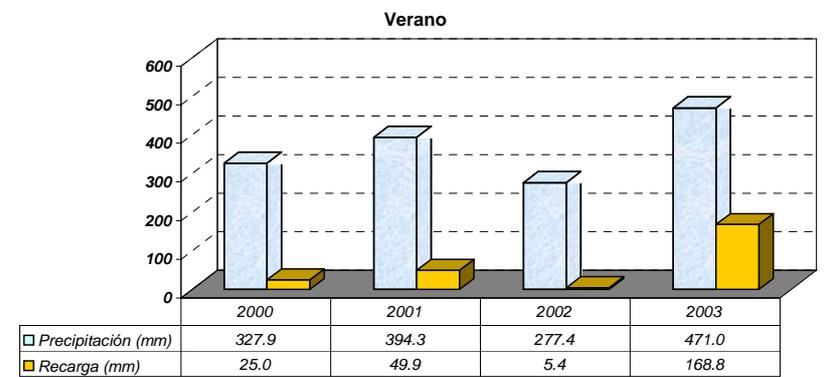


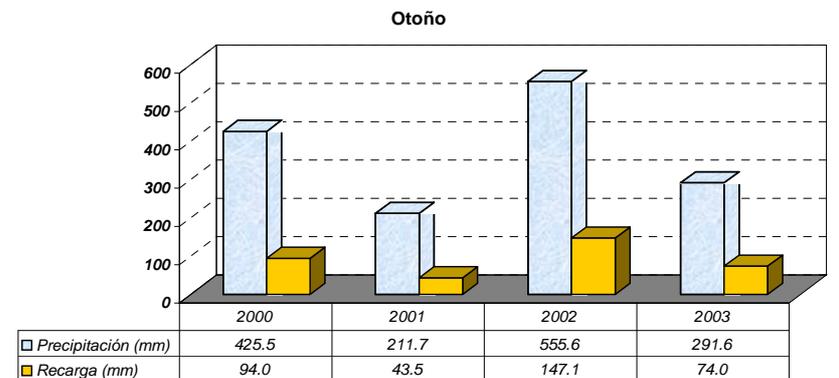
Figura 6.58. Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003 en Estación Oliveros

En esta figura se nota que el año de mayor precipitación anual es el 2002 y se relaciona con una entrada de agua mayor al acuífero.

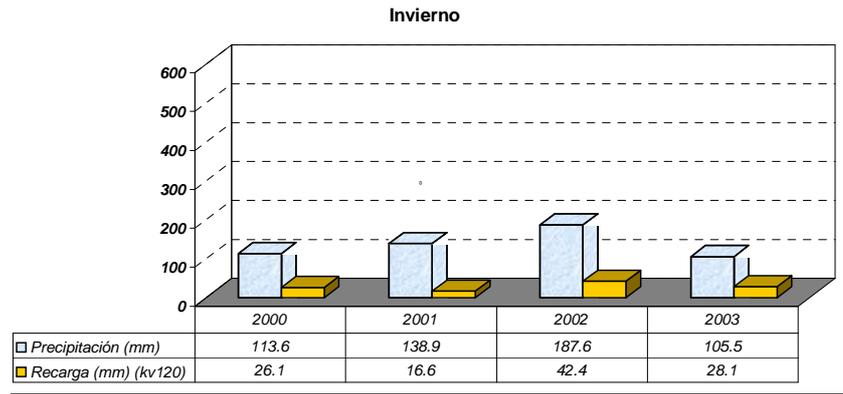
Desde el punto de vista estacional el comportamiento de la precipitación y recarga se muestra en las Figuras 6.59 [(a) a (d)].



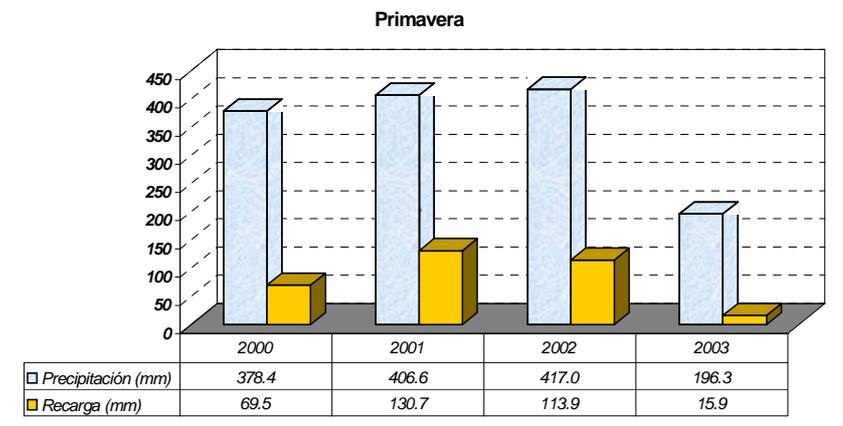
( a )



( b )



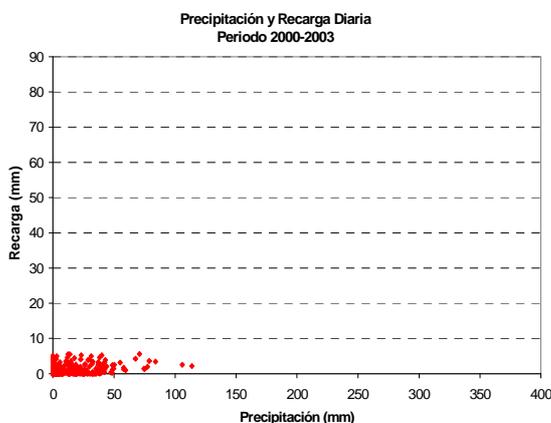
( c )



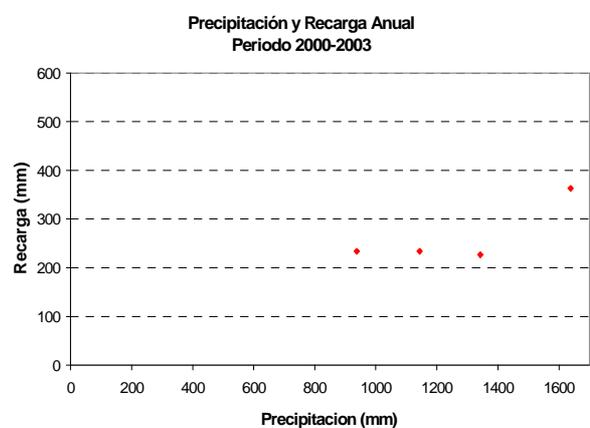
( d )

**Figuras 6.59 [(a)-(d)].** Precipitación y recargas estacionales en el período 2000-2003 en Estación Oliveros

Las estaciones con mayores precipitaciones en el período 2001/02, son la primavera, el otoño y el verano. El invierno es que se presenta como la estación más seca. En relación a las recargas, las mayores se dan en la primavera y el otoño en el orden de los 100 mm, mientras que en el invierno y el verano resultan de 59 y 55 mm. Mientras que el paso de tiempo diario y el anual, se observa en las Figuras 6.60 [(a)-(b)].



( a )



( b )

**Figuras 6.60 [(a)-(b)].** Precipitación y recarga diaria y anual en el período 2000-2003 en Estación Oliveros

Para el primero se acentúan las variabilidades en la recarga y se atenúan para el segundo como es de esperar, observándose una mejor correspondencia entre las magnitudes anuales de precipitación y recarga (Figura 6.60 (b)).

Para este balance magnitudes diarias de precipitación entre 0 y 120 mm acusan recargas hasta el orden de los 7 mm/d, como así también hay montos de precipitación desde 0 a 80 mm donde no se produce recarga, lo que corrobora la no linealidad entre estas variables (Figura 6.60 (a)).

*En síntesis*, para las cuatro estaciones analizadas (Ea. San Jorge, Ea. La Silesia, Ea. Andino y Estación Oliveros) los resultados de las recargas obtenidas por el método *-balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero*, cuya entrada al sistema acuífero fue la precipitación, muestran que los niveles simulados de manera general, consiguen reproducir en el tiempo a los niveles observados de manera aproximada sobre todo si se tiene en cuenta que para la calibración se utilizaron niveles observados a paso de tiempo mensual, a excepción de Oliveros.

### 6.3.3 Balance de masa del ión cloruro en la zona no saturada

Para poder emplear esta metodología, durante los meses de julio del 2000 a julio del 2004 y con una frecuencia como mínimo mensual, fue generada la siguiente información: precipitación, medición del nivel freático, la recolección de las muestras del agua de la lluvia y la de los primeros centímetros del acuífero. Asimismo para estas dos últimas se determinaron las concentraciones de cloruro en laboratorio.

#### 6.3.3.1 Ea. San Jorge – Villa Eloisa

Los datos recabados para cada fecha de muestreo se presentan en la Tabla 6.18 donde se indican los montos de precipitación, el contenido de cloruro en el acuífero y en la precipitación, como así también la profundidad del nivel freático referida a nivel del terreno.

Fecha Muestreo	Precipitación (mm)	Cl Acuífero (ppm)	Cl Precipitación (ppm)	Profundidad Nivel Freático (m)
22/07/00	6	26.6	5.3	4.15
08/09/00	15	22.2	1.8	4.05
30/09/00	41	26.6	3.5	4.08
02/11/00	219	35.5	3.5	3.77
02/12/00	193	10	6	2.96
04/01/00	77	17	6.4	3.09
01/02/01	97	17	6.4	3.21
10/03/01	189	14	4	3.67
01/04/01	130	10	3	3.16
28/04/01	67	12	4	2.97
03/06/01	26	12	4	2.94
06/07/01	7	15	6	3.028
23/08/01	48	16	3	3.76
11/08/01	-	-	-	2.99
18/09/01	25	16	4	2.38
06/10/01	78	14	4	2.385
30/10/01	140	16	3	3.12
30/11/01	68	18	4	3.38
27/12/01	28	14	5	3.81
05/02/02	162	16	3	3.605
04/03/02	70	20	3	2.74
04/04/02	184	16	2.5	2.8
20/05/02	165	12	3	2.825

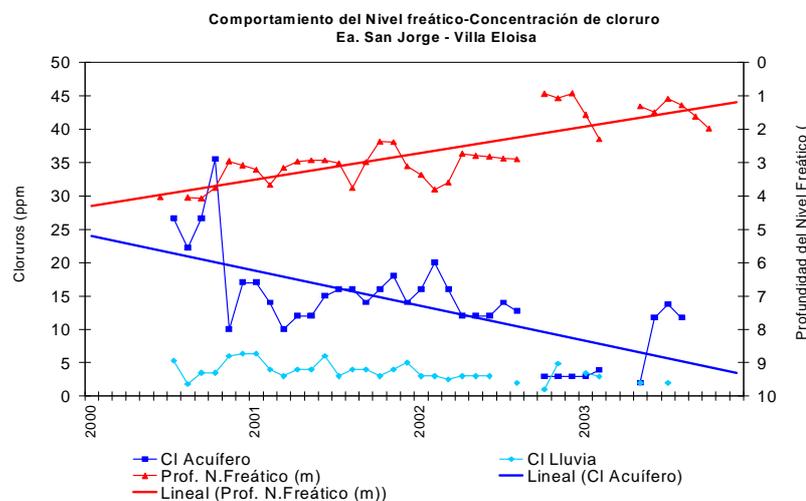
26/06/02	3	12	3	2.88
16/07/02	14	12	3	2.9
30/07/02	3	14	-	0.94
04/09/02	62	12.74	1.96	1.08
05/11/02	363	2.94	0.98	0.93
13/12/02	148	2.94	4.9	1.575
13/01/03	222	2.94	-	2.31
31/01/03	0	2.94	3.43	1.32
03/03/03	116	3.92	2.94	1.5
30/05/03	320	1.96	1.96	1.09
10/07/03	0	11.76	-	1.29
18/08/03	126	13.72	1.96	1.63
01/09/03	0	11.76	-	1.99
15/01/04	233	26.46	12.74	2.48
28/02/04	93	18.82	2.94	3.28
19/03/04	50	15.86	4.2	3.69
12/05/04	369		1.96	3.37
17/07/04	11	17.73	2.8	3.3
<b>Valores Medios</b>		<b>19.4</b>	<b>3.8</b>	<b>2.68</b>

**Tabla 6.18.** Valores de la precipitación. Cloruro en el acuífero y de la precipitación y profundidad del nivel freático para el período de observaciones 2000-2004 en Ea. San Jorge

En el período de análisis la precipitación total fue de 4168 mm, el contenido medio de cloruro de la precipitación de 3.8 ppm, el contenido medio de cloruro en la parte superior del acuífero de 19.4 ppm y el contenido medio ponderado de la precipitación de 3.48 ppm. Con estos valores medios se obtuvo una recarga total acuífero libre de 1000 mm que representa el 24 % de la precipitación total en el período.

Los cuatro años de observaciones y de análisis permitieron mostrar en la Figura 6.61 el comportamiento del nivel freático (color rojo), y los contenidos de cloruro en el agua del acuífero (color azul) y de la lluvia (color celeste), donde se observa que la tendencia al aumento del nivel freático (línea color rojo) se corresponde con la disminución de la concentración de cloruro en el acuífero (línea color azul) lo que indica una mayor entrada de agua al sistema subterráneo.

Como así también en el muestreo del agua de lluvia, la concentración de cloruro osciló con valores menores a 6 ppm y el valor de 12.74 ppm para la observación del 15/01/04 que pudo haberse debido a la presencia de sedimentos en el agua de la muestra (ver Tabla 6.20).

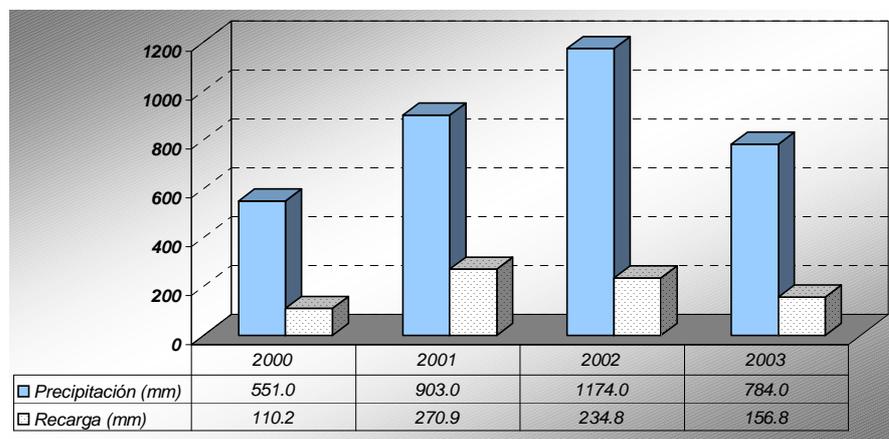


**Figura 6.61.** Comportamiento del nivel freático y concentración de cloruros en el agua de lluvia y del acuífero en el período 2000-2004 en Ea. San Jorge

Si bien esta metodología considera que la recarga hallada se la vincula a una recarga de largo período sólo a modo de guía y para poder efectuar comparaciones con otras metodologías en la Tabla 6.19 se expresan para cada año la precipitación total (como la sumatoria de las precipitaciones recolectadas en cada fecha de muestreo), la recarga y su porcentaje con respecto a la precipitación, y en la Figura 6.62 se observa su representación gráfica.

Año	Precipitación (mm)	Recarga (mm)	Recarga (%)
2000	551.0	110.2	20.0
2001	903.0	270.9	30.0
2002	1174.0	234.8	20.0
2003	784.0	156.8	20.0
<b>Valor Medio</b>	<b>853</b>	<b>193</b>	<b>22.6</b>

**Tabla 6.19.** Precipitación y valores indicativos de la recarga y de su porcentaje asociado a la precipitación anual en Ea. San Jorge



**Figura 6.62.** Precipitación y recarga estimativa anual en Ea. San Jorge

Asimismo, sólo a modo indicativo en la Tabla 6.20 se muestra la precipitación, las magnitudes de la concentración de cloruro de la lluvia y del acuífero, la recarga y la profundidad media del acuífero para el período 2000-2003.

Año	Precipitación (mm)	Cl Lluvia (ppm)	Cl Acuífero (pmm)	Recarga (mm)	Prof. Nf (m)
2000	551.0	4.4	23.0	110.2	4.3
2001	903.0	4.2	14.5	270.9	3.7
2002	1174.0	2.8	12.1	234.8	3.3
2003	784.0	2.6	7.0	156.8	2.1
<b>Valor Medio</b>	<b>853</b>	<b>3,5</b>	<b>14,0</b>	<b>193</b>	<b>3.4</b>

**Tabla 6.20.** Precipitación, concentración de cloruro de la lluvia, concentración de cloruro del acuífero, recarga y profundidad del nivel freático en el período 2000-2003 en Ea. San Jorge

Mientras que el valor medio estimativo de recarga para el período 2000-2003 es de 193 mm lo que equivale a un 22.6 % de la precipitación media.

### 6.3.3.2 Ea. La Silesia - Correa

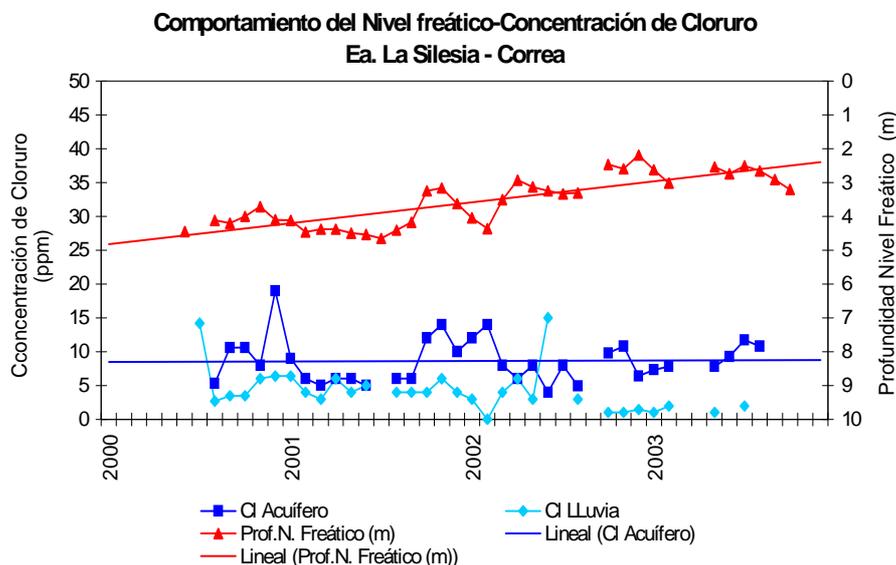
Para cada fecha de muestreo en esta estación, se señalan en la Tabla 6.21 los montos de precipitación, el contenido de cloruro en el acuífero y en la precipitación, como así también la profundidad del nivel freático referida a nivel del terreno.

Fecha Muestreo	Precipitación (mm)	Cl Acuífero (ppm)	Cl Precipitación (ppm)	Profundidad Nivel Freático (m)
22/07/00	6	5.32	14.2	4.80
08/09/00	83	5.3	2.7	4.11
30/09/00	29	10.6	3.5	4.20
02/11/00	216	10.6	3.5	3.71
02/12/00	137	8	6	4.10
04/01/01	78	19	6.4	4.12
01/02/01	141	9	6.4	4.47
10/03/01	147.5	6	4	4.38
01/04/01	94	5	3	4.38
28/04/01	72	6	6	4.49
03/06/01	33	6	4	4.53
06/07/01	13	5	5	4.65
23/08/01	87	5	3	4.48
18/09/01	33	6	4	4.41
06/10/01	82	6	4	4.18
30/10/01	174	12	4	3.24
30/11/01	105	14	6	3.16
27/12/01	53	10	4	3.62
05/02/02	171	12	3	4.05
04/03/02	63	14	18	4.37
04/04/02	292	8	4	3.51
20/05/02	169	6	6	2.93
26/06/02	11	8	3	3.13
16/07/02	24	4	15	3.24
30/07/02	0	8	-	3.34
04/09/02	71	4.9	2.94	3.30
05/11/02	270	9.8	0.98	2.47
13/12/02	125	10.78	0.98	2.59
13/01/02	219	6.37	1.47	2.19
31/01/03	15	7.35	0.98	2.62
03/03/03	151	7.84	1.96	3.02
30/05/03	293	7.84	0.98	2.53
01/07/03	1	9.31	-	2.74
18/08/03	113	11.76	1.96	2.51
01/09/03	0	10.78	-	2.66
03/10/03	11	12.74	7.84	2.91
05/11/03	64	14.7	3.92	3.20
15/01/04	323	17.64	1.96	3.60
28/02/04	98	12.74	1.96	4.21
19/03/04	14	12.13	3.73	4.56
12/05/04	213	4.9	1.96	4.39
12/06/04	33	6.53	-	4.22
17/07/04	14	4.67	1.87	4.19
<b>Valores Medios</b>		<b>8.72</b>	<b>4.39</b>	<b>3.66</b>

**Tabla 6.21.** Valores de la precipitación. Cloruro en el acuífero y de la precipitación y profundidad del nivel freático en el período de observaciones 2000-2004 en Ea. La Silesia

La precipitación total fue de 4266.5 mm en el período de análisis, el contenido medio de cloruro de la precipitación de 4.39 ppm, el contenido medio de cloruro en la parte superior del acuífero de 8.72 ppm y el contenido medio ponderado de la precipitación de 3.38 ppm. Con estos valores medios se obtuvo que la recarga total al acuífero libre representa el 38.7 % de la precipitación total en el período, dando por resultado 1651 mm.

Por otra parte, se muestra en la Figura 6.63 el comportamiento del nivel freático (color rojo) y el contenido de cloruros en el agua del acuífero (color azul) y de la lluvia (color celeste), donde la tendencia al aumento del nivel freático (línea color rojo) se corresponde con disminución en la concentración de cloruro en el acuífero (línea color azul) lo que demuestra una mayor entrada de agua al sistema subterráneo.



**Figura 6.63.** Comportamiento del nivel freático y concentración de cloruros en el agua de lluvia y del acuífero en el período 2000-2004 en Ea. La Silesia

En el muestreo del agua de lluvia, la concentración de cloruro osciló con valores menores a 7.8 ppm y el valor de 14.2 para la observación del 22/07/00, pudo haberse debido a la presencia de sedimentos en el agua de la muestra.

Este método considera que la recarga se la asocia a una recarga de largo período, por lo que sólo a modo de indicativo y para poder efectuar comparaciones con otras metodologías en la Tabla 6.22 se expresan para cada año la precipitación total (como la sumatoria de las precipitaciones recolectadas en cada fecha de muestreo), la recarga y su porcentaje con respecto a la precipitación, y en la Figura 6.64 se observa su representación gráfica. En este período la recarga media estimativa fue del orden de los 398 mm.

Año	Precipitación (mm)	Recarga (mm)	Recarga (%)
2000	471.0	249.7	53.0
2001	1112.5	615.6	55.0
2002	1415.0	615.5	43.0
2003	648.0	112.4	17.0
<b>Valor Medio</b>	<b>911.6</b>	<b>398.3</b>	<b>42.0</b>

**Tabla 6.22.** Precipitación y valores indicativos de la recarga y de su porcentaje asociado a la precipitación anual en Ea. La Silesia

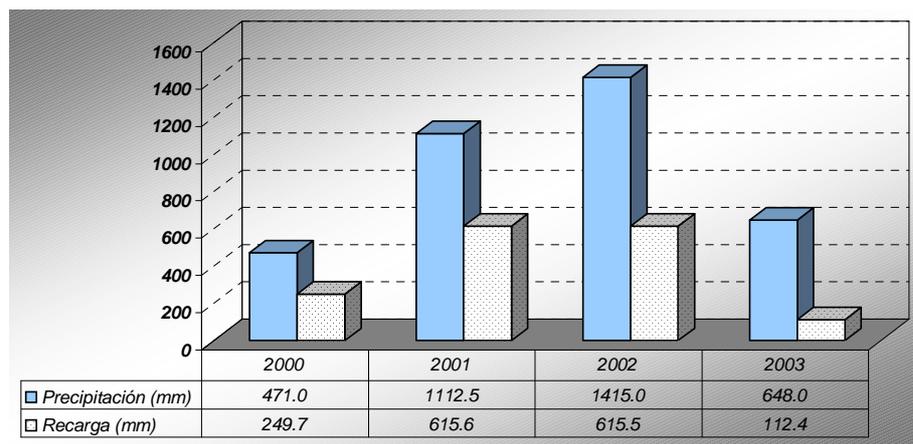


Figura 6.64. Precipitación y recarga estimativa anual en Ea. La Silesia

También, a modo de resumen, en la Tabla 6.23 se muestra la precipitación, las magnitudes de la concentración de cloruro de la lluvia y del acuífero, la recarga y la profundidad media del acuífero para el período 2000-2003.

Año	Precipitación (mm)	Cl Lluvia (ppm)	Cl Acuífero (pmm)	Recarga (mm)	Prof. Nf (m)
2000	471.0	6.0	8.0	249.7	4.7
2001	1112.5	4.6	8.4	615.6	4.7
2002	1415.0	5.5	8.4	615.5	3.8
2003	648.0	2.9	10.3	112.4	3.3
<b>Valor Medio</b>	<b>911.6</b>	<b>4.8</b>	<b>8.8</b>	<b>398.3</b>	<b>4.1</b>

Tabla 6.23. Precipitación, concentración de cloruro de la lluvia, concentración de cloruro del acuífero, recarga y profundidad del nivel freático en el período 2000-2003 en Ea. La Silesia

Aquí se observa, que el valor medio estimativo de recarga para el período 2000-2003 es del orden de los 390 mm.

### 6.3.3.3 Ea. Andino – Pueblo Andino

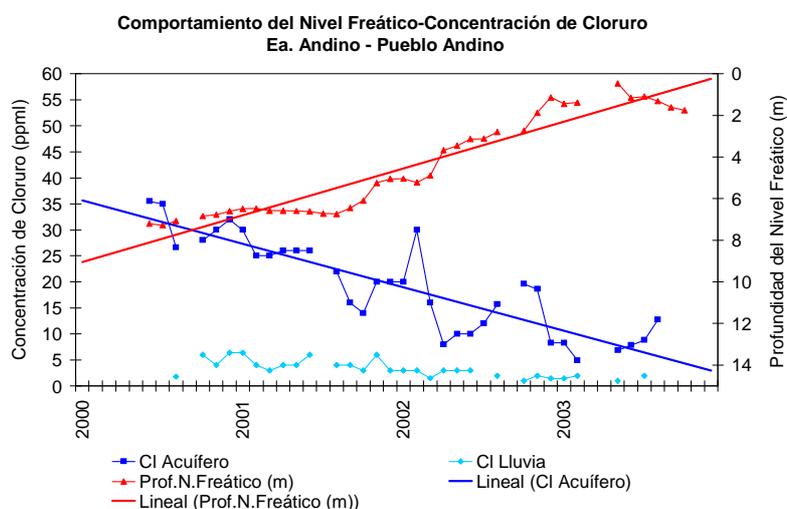
La información recolectada en el período de estudio se presenta en la Tabla 6.24 los montos de precipitación, el contenido de cloruro en el acuífero y en la precipitación como así también la profundidad del nivel freático referida desde el nivel del terreno para cada fecha de muestreo.

Fecha Muestreo	Precipitación (mm)	Cl Acuífero (ppm)	Cl Precipitación (ppm)	Profundidad Nivel Freático (m)
04/07/00	-	35.5	-	7.20
22/07/00	30	35	-	7.28
08/09/00	60	26.6	1.8	7.07
30/09/00	60	26.6	3.5	-
25/11/00	469	28	6	6.83
02/12/00	10	30	4	6.77
04/01/01	40	32	6.4	6.60
01/02/01	120	30	6.4	6.49
10/03/01	129	25	4	6.47
01/04/01	110	25	3	6.49
28/04/01	67	26	4	6.59
30/06/01	25	26	4	6.59
06/07/01	0	26	6	6.62
11/08/01	0	-	-	6.70

23/08/01	112	22	3	6.72
18/09/01	49	22	4	6.73
06/10/01	106	16	4	7.0
30/10/01	202	14	3	6.09
30/11/01	81	20	6	5.25
27/12/01	20	20	3	5.05
05/02/02	78	20	3	5.0
04/03/02	44	30	3	5.23
04/04/02	266	16	1.5	4.885
20/05/02	355	8	3	3.68
26/06/02	5	10	3	3.46
16/07/02	50	10	3	3.128
30/07/02	0	12	-	3.12
04/09/02	24	15.68	1.96	2.805
05/11/02	202	19.6	0.98	2.73
03/12/02	122	18.62	1.96	1.875
13/01/03	260	8.33	1.47	1.13
31/01/03	12	8.33	1.47	1.445
03/03/03	594	4.9	1.96	1.375
30/05/03	325	6.86	0.98	0.46
01/07/03	0	7.84		1.16
18/08/03	123	8.82	1.96	1.09
01/09/03	0	12.74		1.32
03/10/03	49	10.78	5.88	1.61
05/11/03	43	10.78	2.94	1.75
15/01/04	192	8.82	1.96	2.42
28/02/04	15	8.82	2.94	3.28
19/06/04	47	10.26	3.73	3.625
12/05/04	307	9.33	1.87	3.53
12/06/04	0	9.33	3.73	3.72
17/07/04	10	8.39	1.87	3.73
Valores Medios		17.7	3.24	4.37

**Tabla 6.24.** Valores de la precipitación. Cloruro en el acuífero y de la precipitación y profundidad del nivel freático en el período de observaciones 2000-2004 en Ea. Andino

En este período de análisis la precipitación total de 4813 mm se asoció con contenidos medio de cloruro en ella de 3.24 ppm y un medio ponderado de 2.85 ppm, resultando en la parte superior del acuífero como contenido medio de cloruro el 17.7 ppm. De esta manera se obtuvo que de la precipitación total en el período el 16 % contribuyó a la recarga, lo que incorporó 770 mm de agua en el acuífero libre. Asimismo en los cuatro años de análisis se muestra en la Figura 6.65 el comportamiento de las nivel freático (color rojo) y el contenido de cloruro en el agua del acuífero (color azul) y de la lluvia (color celeste).



**Figura 6.65.** Comportamiento del nivel freático y concentración de cloruros en el agua de lluvia y del acuífero en el período 2000-2004 en Ea. Andino

En esta figura también se muestra que la tendencia al aumento del nivel freático (línea color rojo) se corresponde con disminución en la concentración de cloruro en el acuífero (línea color azul) lo que sugiere una mayor entrada de agua al sistema subterráneo. En el muestreo del agua de lluvia la concentración de cloruro osciló con valores menores a 6.4 ppm.

A fin de poder efectuar comparaciones con otras metodologías en la Tabla 6.25 se expresan para cada año la precipitación total (como la sumatoria de las precipitaciones recolectadas en cada fecha de muestreo), la recarga y su porcentaje con respecto a la precipitación. Se recuerda que si bien esta metodología considera que la recarga hallada se la asocia a una recarga de largo período, lo mencionado es solo a modo indicativo. Mientras que en la Figura 6.66 se observa su representación gráfica. En este período la recarga media estimativa es del orden de los 183 mm.

Período	Precipitación (mm)	Recarga (mm)	Recarga (%)
2000	629	104.7	16.7
2001	1061	185.8	17.5
2002	1146	155.0	13.5
2003	1406	287.8	20.5
<b>Valor Medio</b>	<b>1060.5</b>	<b>183.3</b>	<b>17.0</b>

Tabla 6.25. Precipitación y valores indicativos de la recarga y de su porcentaje asociado a la precipitación anual en Ea. Andino

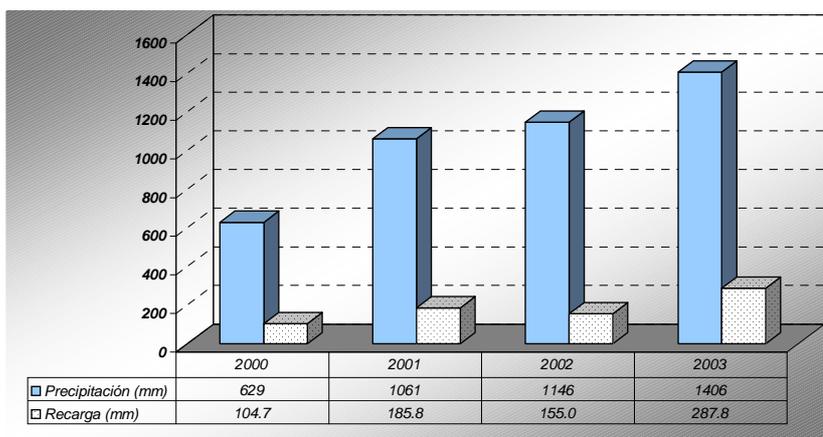


Figura 6.66. Precipitación y recarga estimativa anual en Ea. Andino

Asimismo a modo de resumen, en la Tabla 6.26 se indica la precipitación, las magnitudes de la concentración de cloruro de la lluvia y del acuífero, la recarga y la profundidad media del acuífero para el período 2000-2003.

Año	Precipitación (mm)	Cl Lluvia (ppm)	Cl Acuífero (pmm)	Recarga (mm)	Prof. Nf (m)
2000	629	3.8	30.3	104.7	7.0
2001	1061	4.4	23.4	185.8	6.4
2002	1146	2.4	16.0	155.0	3.6
2003	1406	2.4	8.8	287.8	1.3
<b>Valor Medio</b>	<b>1060.5</b>	<b>3.3</b>	<b>19.6</b>	<b>183.3</b>	<b>4.6</b>

Tabla 6.26. Precipitación, concentración de cloruro de la lluvia, concentración de cloruro del acuífero, recarga y profundidad del nivel freático en el período 2000-2003 en Ea. Andino

En síntesis, para las tres estaciones (Ea. San Jorge, Ea. La Silesia y Ea. Andino) este método *-balance de masa del ión cloruro-* mostró que en la Ea. La Silesia el contenido medio de cloruros en el acuífero es menor que las otras dos estaciones (8.7 ppm), con respecto a 19.4 y 17.7 ppm en la Ea. San Jorge y Ea Andino respectivamente, lo que induce a una mayor magnitud de recarga hallada.

En cuanto al contenido medio ponderado de cloruro en la lluvia resultaron de un orden similar en la Ea. San Jorge y Ea. La Silesia (de 3.4 ppm) y de 2.9 ppm en Ea. Andino.

Si bien esta metodología considera que la recarga se la asocia a una recarga de largo período, el valor medio de la recarga con su porcentaje respecto a la precipitación total se la puede tomar como indicativa de un valor esperable.

### **6.3.4 Modelo de flujo de agua subterránea**

Es de conocimiento que para la implementación de un modelo de flujo subterráneo razonablemente válido se requiere disponer de una detallada caracterización geológica y geofísica del acuífero, la correcta identificación de la geometría, de una piezometría espacial densa, una base sólida de parámetros hidrogeológicos, definir el tipo y las condiciones de contorno del acuífero, la identificación de los mecanismos de recarga y una evaluación preliminar de su posible magnitud.

Dado que esta metodología permite realizar una discretización espacial de la recarga, podrá observarse las magnitudes de ésta en los sitios de emplazamiento de las estaciones de monitoreo y poder contrastarla con las otras metodologías utilizadas. Para ello, se utilizó el código MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988) en condiciones estacionarias para la cuenca en estudio, a fin de estimar la recarga neta al acuífero, donde la recarga es uno de los parámetros de calibración de la modelación. De esta manera, la recarga determinada se debe interpretar como una magnitud indicativa de la recarga media anual en la cuenca del río Carcarañá.

#### **6.3.4.1 Acerca de las limitaciones y alcances**

Se considera prudente en primera instancia realizar un comentario acerca de las limitaciones y alcances de esta metodología, como así también de consideraciones específicas que avalan el porqué de las condiciones que se asumen y poder discutir la bondad de esta herramienta en el contexto del trabajo.

Este modelo requiere de información hidrológica e hidrogeológica específica, lo que generarla conlleva a un costo económico muy alto que muchas veces no se puede afrontar, sobre todo si el área a modelar es muy extensa. Es por ello que en la mayoría de los casos se recurre a considerar la existente en bibliografías.

Dado que en la misma intervienen una sumatoria de factores físicos cuyas interrelaciones hacen al comportamiento del acuífero libre y la complejidad del sistema a modelar, fue necesario contar con el *“Modelo Conceptual de Funcionamiento de la Cuenca”*, el cuál se presentó en el Ítem 4.3 del Capítulo 4 (*“LA CUENCA EN ESTUDIO”*), como asimismo se pueden consultar otros aspectos de la cuenca en el Capítulo 3 (*“CARACTERIZACIÓN FÍSICA REGIONAL”*) y también en los Ítems 4.1 al 4.2 del Capítulo 4.

La principal limitación, no sólo es la disponibilidad de información para poder caracterizar al sistema, sino también es necesario tener un conocimiento físico y de funcionamiento del mismo dado que la recarga es estimada durante la fase de calibración.

Con respecto a datos específicos, el deseo era contar con la mayor información principalmente de permeabilidades, transmisividad y coeficiente de almacenamiento con una densa distribución espacial. Por lo que fue necesario realizar una extensa depuración de datos provenientes de la bibliografía existente referidas a trabajos que obedecieron a diferentes fines, y de trabajos específicos de particulares. La adopción de parámetros se realizó con el criterio que amerita el conocimiento físico e hidrogeológico de la cuenca dentro de los rangos de variación que pueden presentar los mismos. La principal certeza que se tiene es que la implementación del modelo de funcionamiento se construyó lo más aproximado posible a la realidad física de la cuenca. Una relación adecuada entre permeabilidad y conductividad hidráulica permite reproducir los niveles observados, pero dicha relación puede obtenerse con muchos pares de valores de recarga y transmisividad: por ejemplo, puede calibrarse el modelo con un par de valores de recarga y transmisividad, pero puede obtenerse un ajuste similar para el doble de transmisividad aumentando los valores de recarga y ajustando condiciones de borde como ríos. Por ello, si no se tiene una fuerte confianza en los valores de la transmisividad del acuífero no puede decirse que se ha calibrado la recarga.

Otra limitación, fue no disponer de datos históricos para poder realizar la modelación en régimen transitorio. Por ello se ejecutó en estado estacionario.

Este método puede ser aplicado a diferentes escalas espaciales, por cuanto mayor es el área, mejor se puede reflejar la variabilidad espacial de la recarga, pero aparece la desventaja de la mayor información fiable y de una piezometría ajustada en un área muy extensa como la planteada.

#### **6.3.4.1.1 Consideraciones específicas**

Los parámetros hidrogeológicos del acuífero libre requeridos por el modelo, tales como (conductividad hidráulica, coeficiente de almacenamiento, transmisividad) son obtenidos a partir de ensayos por bombeo en perforaciones que generalmente no alcanzan la profundidad total del acuífero, y donde los caudales empleados para el bombeo y la duración del mismo, que oscila entre horas y días, a veces no es la adecuada por las características de la formación a ensayar. Ello ocasiona que, sumado a las heterogeneidades de los sedimentos finos de la Fm. Pampeano, la obtención del valor de un parámetro difiera, según la forma en que se lleva a cabo el ensayo. Para el parámetro conductividad hidráulica, (denominado permeabilidad por varios autores, en algunos casos) que es el cociente entre la transmisividad y el espesor total del acuífero, generalmente se obtiene asumiendo como espesor del acuífero, a la distancia entre el nivel del agua y la profundidad total de la perforación. Debido a ello es el parámetro con mayor incertidumbre, ya que las perforaciones de bombeo rara vez alcanzan la profundidad total del acuífero, y de allí surgen magnitudes muy variables.

En lo que respecta a la conexión hidráulica entre el acuífero libre y el semiconfinado (Fm. Arenas Puelches), también es de conocimiento que la misma existe, pero para la cuenca en estudio, no hay información que haya cuantificado la magnitud de los aportes entre estas dos secciones, (ver Item 4.3).

En lo referente a la disponibilidad de datos de la profundidad del nivel freático secuenciales en el tiempo, producto de una red de observación espacialmente densificada, son prácticamente inexistentes, excepto la correspondiente a las Agencias del INTA, y en algunos casos hay datos puntuales dispersos sin continuidad en la observación.

Por lo expuesto y para el caso presentado se considera que hay suficiente información y que la misma es representativa localmente, cuya validez debe ser analizada cuidadosamente al igual cuando se pretende extrapolarla.

Cabe aclarar aquí, que no es intención desmerecer la calidad de los resultados que obra en antecedentes, ya que todos los trabajos realizados respondieron a distintos objetivos y fines, sino que se es conciente de las limitaciones que se presentan a la hora de adoptar o de asumir un determinado parámetro para la modelación.

#### **6.3.4.2 Simplificaciones adoptadas para la implementación**

La implementación del modelo, exige contar con el mapa base de la cuenca constituido por el límite de la cuenca, topografía, hidrografía y curvas de niveles piezométricos observados.

A fines de disminuir sesgos, se optó por formular el modelo en régimen estacionario para el acuífero libre, representado en una sola capa (Fm. Pampeano) y de espesor variable. El límite superior lo constituye la superficie topográfica (ver Figura 3.4), y la base o límite inferior, es el piso del acuífero libre, que a los fines de la modelación se lo consideró impermeable (ver Figura 4.7).

Se formuló el modelo en régimen estacionario para el acuífero libre, dado que se carece de una red de pozos de observación convenientemente distribuidos construidos con el fin específico de monitorear la profundidad del nivel de agua, por lo que se cuenta con un solo mapa isofreático, como el que se mencionó. En condiciones estacionarias, los niveles simulados dependen de la relación entre recarga y conductividad hidráulica, por lo que una buena estimación de la recarga no es única. Esto es así porque los niveles de agua que se calibran dependen por un lado de la cantidad de agua que ingresa y permite mantener o elevar los niveles (la recarga) y de la descarga del acuífero que tiende a hacer descender dichos niveles (la transmisividad).

Se adoptó una sola capa (Fm. Pampeano) y de espesor variable (identificándose en la cuenca espesores variables que oscilaron desde los 100.0 a los 20.0 m entre los límites oeste y este respectivamente (ver Figuras 4.1 a 4.4). El límite superior lo constituye la superficie topográfica (ver Figura 3.4), y la base o límite inferior, es el piso del acuífero libre, que a los fines de la modelación se lo consideró impermeable.

Se consideró que la información que cuantifique fehaciente la heterogeneidad de la Fm. Pampeano, principalmente la de conductividad hidráulica era muy variable, y por otra parte, que faltaba información proveniente de estudios específicos que sustente la adopción de parámetros que cuantifiquen la vinculación entre ambos acuíferos (el libre (Fm Pampeano) y el semiconfinado (Fm. Puelche). Por ello se la conductividad hidráulica del acuífero libre se adoptó en función de los rangos razonables en que puede estar comprendido este parámetro para los sedimentos del acuífero libre.

Para la condición de altura inicial, se utilizó el archivo que fue generado para la construcción del mapa piezométrico de la cuenca resultante del relevamiento de observaciones de la profundidad del nivel freático efectuadas durante octubre/03febrero/2004 para este estudio (ver Figura 6.28). Esta condición “de altura inicial” se considera como representativa de un estado medio del acuífero, ya que prácticamente durante el período en que se efectuaron las mediciones del nivel hubo estabilidad climática, como fuera mencionado en el Ítem 6.2.3.

Para el módulo tipo río que precisa definir: la longitud del cauce en cada celda (L) y el ancho del cauce (W), se contó con material topobatimétrico específico de los cursos a modelar, lo que permitió establecer para cada uno de ellos magnitudes acordes de cada componente. En lo referente a las demás; la conductividad hidráulica del lecho (K) y el espesor del material del fondo del cauce (b) se adoptaron en función de experiencias transmitidas verbalmente por profesionales y que posteriormente se fueron ajustando en sucesivas calibraciones, pero cuidando que sus valores permanezcan dentro de los razonables.

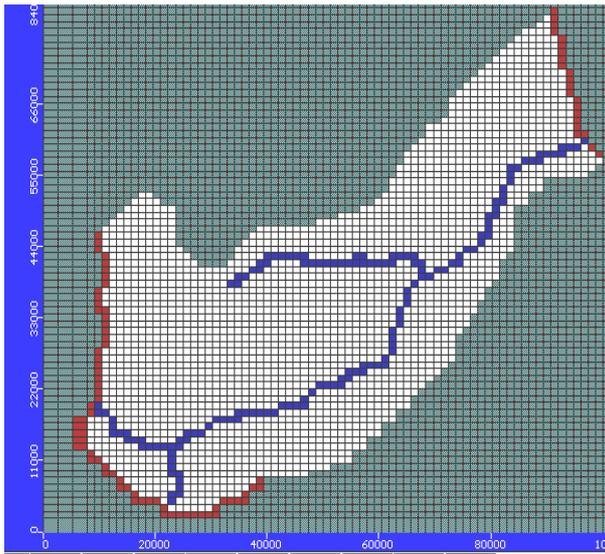
Para acotar las entradas y salidas del sistema subterráneo, se adoptaron a la recarga (por precipitación) y la descarga natural es del acuífero hacia los cursos superficiales, simplificaciones que se asumen como válidas dada las características de la cuenca.

#### **6.3.4.2.1 La discretización del área y las condiciones de borde**

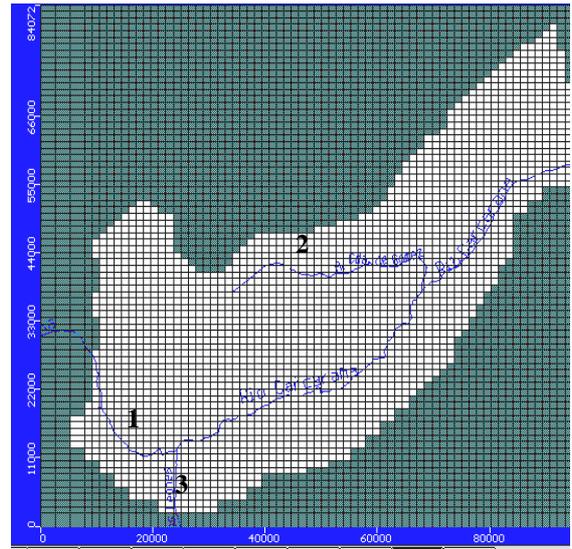
El dominio de la modelación es el área de la cuenca de 3250 km<sup>2</sup>, que se discretizó mediante una grilla en diferencias finitas con celdas de 1315 x 1050 metros. La malla resultó en 74 filas y 70 columnas representada por un total de 5180 celdas, de las cuales 2354 son las celdas activas (color blanco), y las celdas inactivas (color verde) que coinciden con el límite topográfico de la cuenca (Figura 6.67). Como condiciones de borde quedó definido el contorno impermeable delimitado por las celdas inactivas (color verde) al ser el límite topográfico de la cuenca como ya se mencionó y se establecieron además la condición de nivel constante (color marrón) y borde río (color azul) que se puede observar en la misma figura.

Para la condición de nivel constante del acuífero, se adoptaron las curvas equipotenciales que se indican en color marrón de la Figura 6.67. Para el borde oeste desde una altura equipotencial de 70 metros con una pendiente variable hacia la entrada del río Carcarañá, al borde sur la correspondiente a la cota piezométrica de 80 m, y como borde aguas abajo, hacia el este de la cuenca, la curva equipotencial de 20 metros, que se intercepta con el río Carcarañá.

Para la condición de tipo río, se tiene al río Carcarañá y el A° Cañada de Gómez, como cursos superficiales principal y de menor importancia, respectivamente. Asimismo el correspondiente al A° Los Leones de importancia menor. Estos tres cursos superficiales se representan en las Figuras 6.67 y 6.68, donde en esta última se indica en color azul con el número 1: el río Carcarañá; 2: el A° Cañada de Gómez y; 3: el A° Los Leones..



**Figura 6.67.** Discretización en una malla bidimensional de la cuenca del río Carcarañá. Celdas activas (color blanco) y celdas inactivas (color verde). Condiciones de borde: nivel fijo (color marrón) y río (color azul)



**Figura 6.68.** Cuenca con los cursos superficiales como condición de borde, río Carcarañá (1), A° Cañada de Gómez (2) y A° Los Leones (3)

Para la definición de valores para el módulo tipo río se contó con información específica de relevamientos topobatemétricos de los cursos. De tal manera, fue posible asignar a cada uno, la carga hidráulica en función del tirante hidráulico medio y de la pendiente hidráulica característica de cada curso. Como así también, para cada uno de ellos, se estableció la conductancia (59), que se define como una función directa de la conductividad hidráulica del lecho del cauce (K), de la longitud del cauce en la celda correspondiente (L) y del ancho del cauce (W) e inversamente proporcional al espesor del material del fondo del cauce (b).

$$C = \frac{K * L * W}{b} \quad (59)$$

En la Tabla 6.27 se muestran los parámetros adoptados según la geometría de los cursos superficiales y el rango de magnitudes en que puede variar la conductividad hidráulica del lecho del cauce (K).

	<b>Río Carcarañá</b>	<b>A° Cda. de Gómez</b>	<b>A° Los Leones</b>
K (cm/seg)	1.5 -2E-06	1.2 y 4.6 E-05 3.5E-06	1.5E-05
L (m)	1315	1315	1315
W (m)	65	4 - 15 - 20	5
b (m)	0.20	0.10	0.10

**Tabla 6.27.** Parámetros adoptados para estimar las conductancias de los cursos superficiales

### 6.3.4.3.2 Calibración

La fase de calibración es muy importante, ya que de ésta resultan las estimaciones de las magnitudes de recargas. Asimismo, el planteo del modelo en condiciones de flujo estacionarias establece una relación entre la recarga y conductividad. Por ello el mejor ajuste

entre niveles observados y simulados se puede lograr experimentando con diferentes pares de estos valores; lo que a su vez involucran el ajuste de los otros parámetros. Una vez encontrados los mismos se debe evaluar si la magnitud hallada es representativa o coherente con la realidad del sistema físico donde de esta manera se puede obtener una calibración de la recarga razonable. Bajo este concepto se realizó la simulación para la cuenca.

La calibración de los parámetros que se realizó mediante prueba y error adoptando diferentes magnitudes para conductancias, conductividades hidráulicas y recargas; y se optó por observar de cada salida del modelo, si se reproducían las tendencias entre los niveles simulados y observados.

Las conductancias para los parámetros que se muestran según la Tabla 6.27, arrojaron estimaciones para el río Carcarañá entre 1000, 800 y 600 m<sup>2</sup>/d entre los tramos aguas arriba hasta la intersección con el A° Cañada de Gómez y disminuyendo a 600 m<sup>2</sup>/d en su tramo final. Para el A° Cañada de Gómez, también varió entre los 2100 y 800 m<sup>2</sup>/d, ya que el ancho aguas arriba hasta la mitad de su recorrido aumentó de 4 a 15 metros y en su desembocadura es de 20 metros aproximadamente, acompañado por un cambio en conductividad hidráulica del lecho. Para el A° Los Leones, la conductancia se mantuvo en el orden de los 700 m<sup>2</sup>/d, (Tabla 6.28)

<b>Conductancias (C)</b>	<b>Río Carcarañá</b>	<b>A° Cda. de Gómez</b>	<b>A° Los Leones</b>
C (m <sup>2</sup> /d)	1000-800-600	2100-2000-800	700

**Tabla 6.28.** Conductancias adoptadas para los cursos superficiales

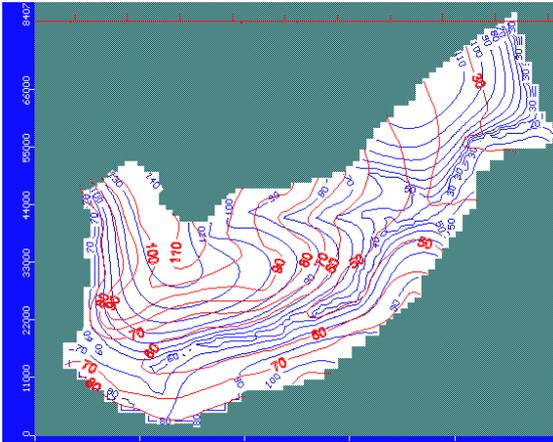
Posteriormente, en lo que respecta a la conductividad hidráulica del acuífero en la cuenca de estudio, se adoptaron magnitudes entre 5 y 10 m/d.

Para la recarga se trató de asumir valores en función de la distribución de los suelos en la cuenca, pero sin embargo los suelos con mejor drenaje están ubicados en las zonas del límite de la cuenca (sector noroeste y sur con respecto al río Carcarañá) donde las cotas topográficas son del orden de los 115 y 80 metros respectivamente. Asimismo hay un cambio importante en la pendiente del terreno para el mismo tipo de suelo en el sector este de la cuenca donde las curvas topográficas oscilan entre los 50 y 20 metros.

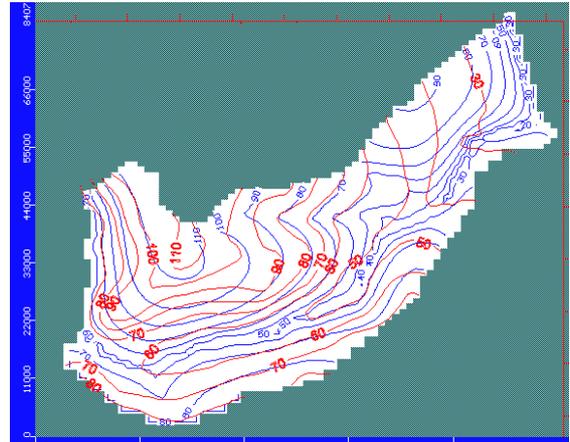
De ello se infiere que existirá una relación diferente por la combinación entre topografía y recarga para un mismo tipo de suelo en toda la extensión de la cuenca. Esto se debe, a que en la zona de mayor pendiente topográfica la permanencia del agua superficial es menor y por lo tanto con menores posibilidades de recarga, y ocurría lo contrario en la zona con un relieve plano, donde la permanencia del agua en superficie tiene mayores posibilidades de infiltrarse. A su vez en el sector central y hasta la mitad de la cuenca (ver Figura 3.7) predominan los suelos Argiudoles típicos que sufren erosión hídrica y en las proximidades del valle de inundación de los cauces principales (río Carcarañá y A° Cañada de Gómez) se encuentra el complejo de Natracuoles típicos, Natracualfes típicos y Argiudoles ácuicos, que generalmente se caracterizan por la imperfección en el drenaje, y que estarían asociado a una posibilidad de recarga no muy importante. Respecto de la cobertura vegetal se considera que no existe variabilidad, ya que predomina el cultivo de soja.

Por lo mencionado, en primera instancia se adoptó una recarga uniforme para la cuenca que varió entre los 60 y los 110 mm/año y una conductividad constante de 5 m/d,

observándose en las Figuras 6.69 y 6.70 la respuesta de los niveles simulados (color azul) con respecto a los observados (color rojo).

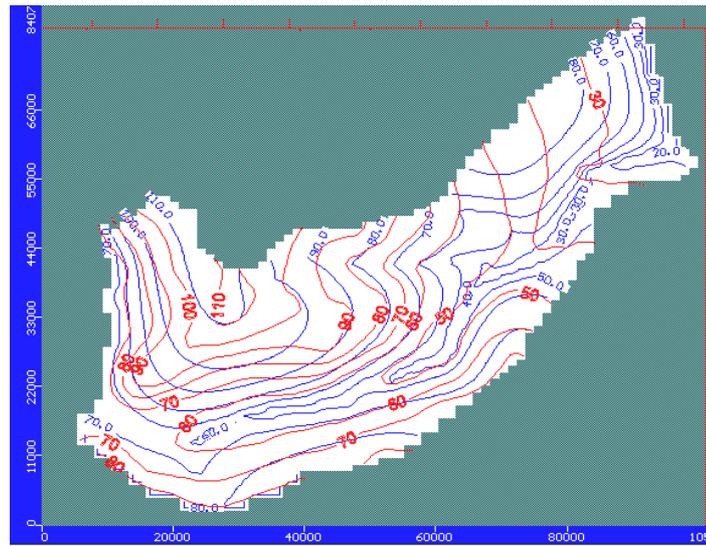


**Figura 6.69.** Conductividad hidráulica 5 m/d y recarga 110 mm/a



**Figura 6.70.** Conductividad hidráulica 5 m/d y recarga 60 mm/a

En la Figura 6.71 se muestra otra salida con el doble de la conductividad hidráulica (10 m/d) y recarga de 110 mm/a. Como puede advertirse en las figuras mostradas los niveles simulados presentan una tendencia semejante y dependen del par de conductividades y recargas que se adopten.



**Figura 6.71.** Conductividad hidráulica 10 m/d y recarga 110 mm/a

Asimismo, en la última figura se observa que en el sector este (área topográficamente plana-con respecto al sector aguas arriba) de la cuenca la correspondencia entre niveles observados y simulados no es buena y fue el área más sensible a los cambios de estos dos parámetros.

Debido a ello, y a fin de observar si se lograba una mejor correspondencia entre los niveles simulados a los observados se probó diferentes zonificaciones con magnitudes de la recarga (Figura 6.72) y la conductividad (Figura 6.73) para el sector plano de la cuenca, obteniéndose la salida de la Figura 6.74.

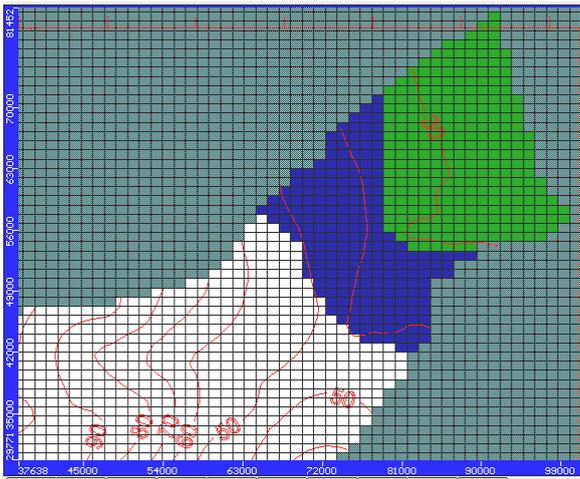


Figura 6.72. Recarga 60 mm/a (color azul), 40 mm/a (color verde) y 110 mm/a (color blanco)

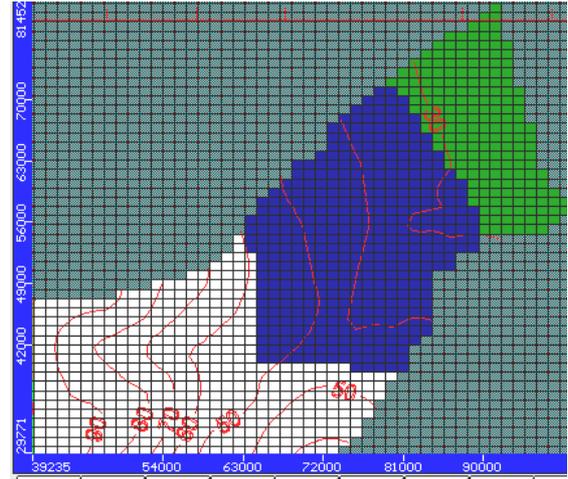


Figura 6.73. Conductividad hidráulica 50 m/d (color verde), 45 m/d (color azul) y 10 m/d (color blanco)

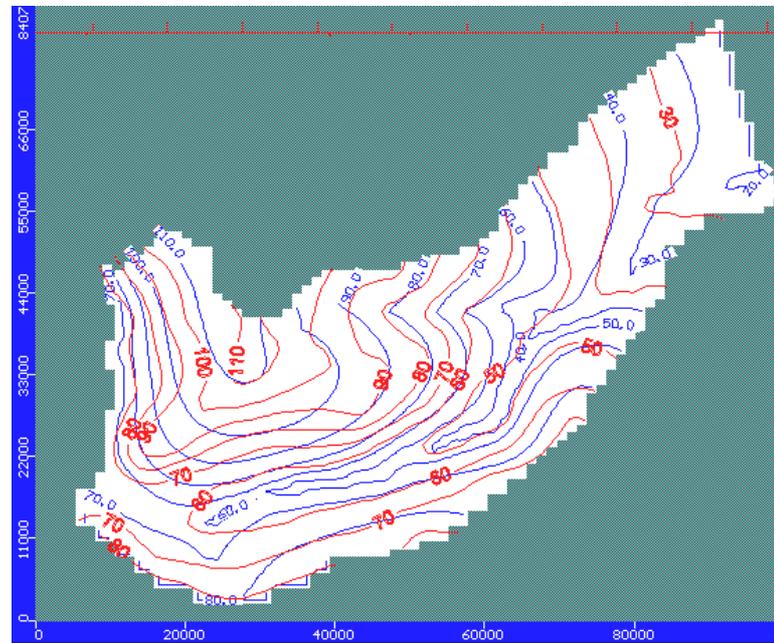


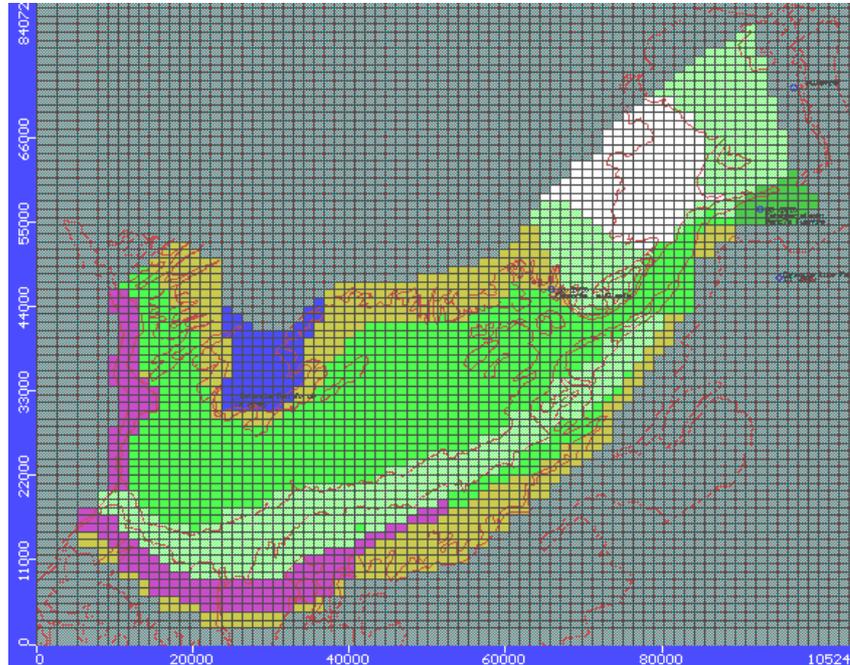
Figura 6.74. Ajuste en el sector este de la cuenca con diferentes recargas y conductividades

En esta figura se muestra un mejor ajuste para el sector plano de la cuenca, pero que se logra con conductividades muy altas, magnitudes que no son ciertas para los sedimentos limosos y en cuanto a la recarga éstas magnitudes podrían aceptarse.

La no coincidencia entre los niveles observados (color rojo) y simulados (color azul) en este sector tal vez pueda deberse a que dado a que es el sector más plano, el trazado de las curvas isofreáticas observadas se realizó con el criterio general -que la morfología de la superficie freática acompaña a la topográfica, como en el resto de la cuenca- hecho que pudo alterar la inflexión de las mismas y no pueden ser reproducidas por el modelo.

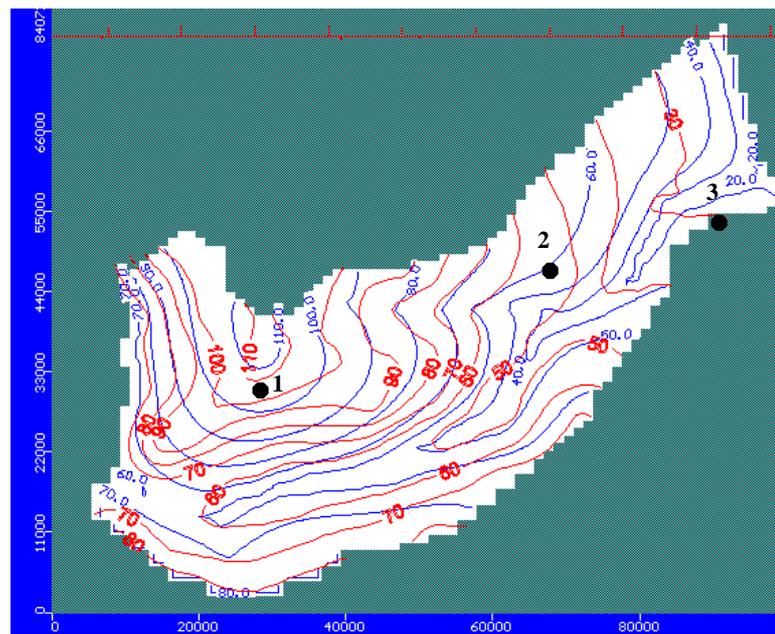
Dado que los parámetros que se asumen son valores puntuales y afectados a un entorno, y el modelo arroja un valor global se consideró más preciso fijar la conductividad del orden de los 10 m/d, y establecer zonas de recargas diferentes (acompañando la

zonificación general de los suelos. Después de varias calibraciones se seleccionó la salida que ofreció visualmente el mejor ajuste, esto es, la de mejor reproducción entre los niveles simulados (color azul) y los niveles observados (color rojo). Así se logró como resultado de esta simulación magnitudes de recargas comprendidas entre los 30 y 190 mm distribuidas espacialmente como lo muestra la Figura 6.75.



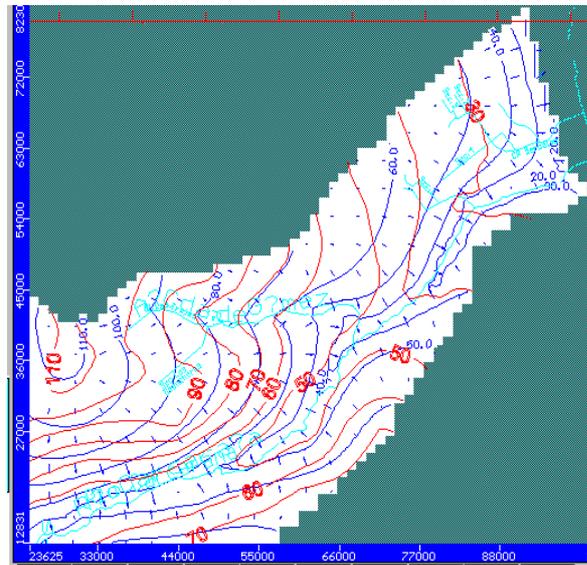
**Figura 6.75.** Zonificación de la recarga. Recarga 190 mm/a (color azul). Recarga 140 mm/a (color verde oscuro). Recarga 80 mm/a (color verde oliva). Recarga 70 mm/a (color verde claro). Recarga 60 mm/a (color morado). Recarga 40 mm/a (color verde más claro). Recarga 30 mm/a (color blanco)

La configuración de los niveles simulados se presentan en la Figura 6.76, en la que también se indican la ubicación de las estaciones de monitoreo en la cuenca.



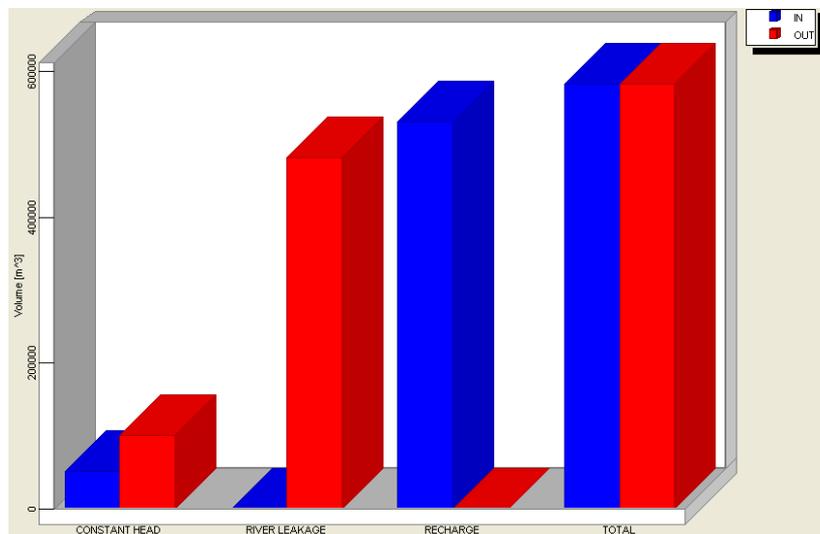
**Figura 6.76.** Niveles simulados (color azul) y niveles observados (color rojo) y ubicación de las estaciones de monitoreo (1) Ea. San Jorge, (2) Ea. La Silesia, (3) Ea. Andino

Pese a no mostrarse un ajuste bueno en el sector plano, se observa que en este sector de la cuenca el modelo está representando la tendencia general del flujo subterráneo (flechas azules), Figura 6.77.



**Figura 6.77.** Sector aguas abajo (este) de la cuenca. Curvas isofreáticas simuladas (color azul), curvas isofreáticas observadas (en color rojo), sistema hidrográfico (color celeste)

El balance total entre ingresos (recarga) y salidas de agua hacia el curso principal del río Carcarañá son de 563630 y 509330 m<sup>3</sup>/d. De esta relación surge que, aproximadamente un 90 % de lo que entra como recarga neta al acuífero sale al río como aporte básico (esto es, aproximadamente 6 m<sup>3</sup>/seg) y el 10 % restante continúa como flujo subterráneo. Ello también verifica la hipótesis que la recarga por precipitación es la que predomina en la cuenca. En la Figura 6.78 se muestra la salida gráfica del balance de masas a paso de tiempo diario, expresado en volúmenes (m<sup>3</sup>), donde el balance total arroja un volumen de cierre del orden de los 622000 m<sup>3</sup> diarios entre las entradas/salidas que están representadas en las columnas por el color azul/rojo respectivamente. Las dos primeras columnas representan las magnitudes de los caudales que salen o entran al sistema desde las celdas con condición de borde de nivel constante, en las dos siguientes sobresale el aporte subterráneo que recibe el río Carcarañá y en la tercera se indica la recarga neta que recibe el acuífero.



**Figura 6.78.** Resultado del balance de masas para la cuenca del río Carcarañá

En virtud del objetivo propuesto se puede considerar que en general, el modelo reprodujo a escala regional el comportamiento y las direcciones del flujo subterráneo (ver Figura 6.76), donde la conductividad hidráulica asumida fue de 10 m/d (cabe recordar que esta magnitud es la que se mencionan en antecedentes específicos), y con recargas distribuidas espacialmente como se indican en la Figura 6.75.

Los resultados muestran magnitudes de recarga neta comprendidas en un rango entre los 30 y 190 mm/a en la cuenca. La Ea. San Jorge quedó comprendida en un área de 190 mm/a de recarga neta, mientras que en los sitios La Silesia y Andino resultaron estimaciones 140 mm/a y Ea. La estación de Oliveros quedó fuera del área de simulación.

Se considera que los resultados son una primera aproximación de un valor esperable de recarga neta que deben interpretarse como cifras globales de la misma o un valor medio histórico, ya que en realidad lo que se calibra en condiciones estacionarias es la relación entre recarga y conductividad hidráulica.

### 6.3.4.3.3 Análisis de sensibilidad

A partir de los resultados del modelo calibrado en estado estacionario donde resultó una conductividad hidráulica de 10 m/d y las recargas mostradas en la Figura 6.75 se realizó el análisis de sensibilidad de los parámetros utilizados para observar la sensibilidad del modelo frente a la variación de los mismos. En una primera instancia se dejó constante la conductividad hidráulica y conductancias y se procedió a variar la recarga en un rango de  $\pm 10$  al 30 %. Posteriormente sobre las recargas calibradas y conductancias, se varió la conductividad en el rango de  $\pm 10$  al 30 %. Igual procedimiento se llevó a cabo para las conductancias. Así se obtuvieron varias nuevas simulaciones para los tres procedimientos, donde se evaluó la influencia de estas variaciones en los parámetros sobre los niveles simulados que se evaluó en los pozos de observación. De esta manera, el análisis de sensibilidad es indicativo del parámetro que perturba al nivel simulado.

En las Figuras 6.79 a 6.81 se observan los resultados de la magnitud del error cuadrático medio con cada cambio en el parámetro en ( $\pm$ ) (expresados en porcentaje) de la recarga, conductividad hidráulica y conductancia.

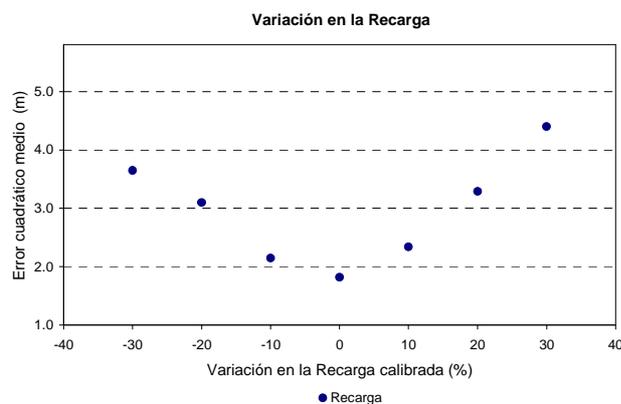


Figura 6.79. Variación del error cuadrático medio (m) con la variación en la recarga (%)

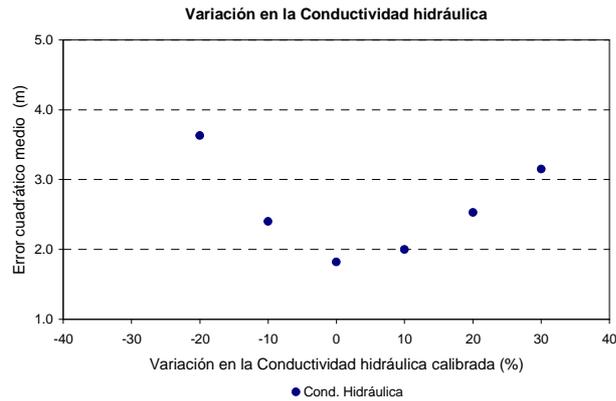


Figura 6.80. Variación del error cuadrático medio (m) con la variación en la conductividad (%).

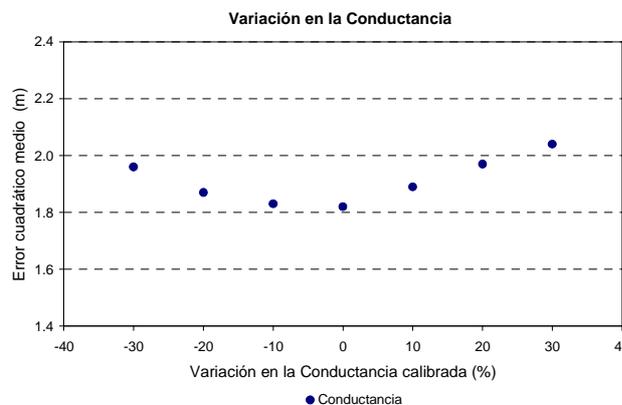


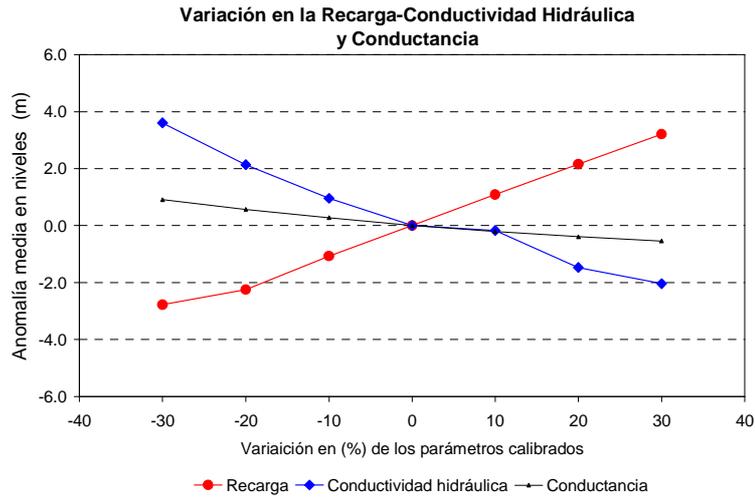
Figura 6.81. Variación del error cuadrático medio (m) con la variación en la conductividad (%).

Este análisis señala que los parámetros que más incidencia tienen en el resultado del modelo son la recarga y la conductividad. Con respecto a la primera, se observa en la Figura 6.79 que frente a un incremento positivo, el error del modelo presenta valores mayores respecto al incremento negativo. Sucede lo contrario con la conductividad hidráulica (Figura 6.80). Mientras que la variación en la conductancia hace que el error cuadrático medio tenga un rango de variación mucho menor que en los dos anteriores (Figura 6.81).

Por otra parte, de cada simulación se calculó la anomalía media, la cuál se define como la diferencia entre el nivel simulado ( $h_{sim}$ ), el calibrado ( $h_{calib}$ ) y el número de pozos ( $N$ ), según la expresión:

$$\text{Anom. Media} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (h_{sim} - h_{calib})$$

En la Figura 6.82 se observa que los incrementos en  $\pm$  en los parámetros produce anomalías medias en los niveles positivas y negativas que señalan si el valor de los niveles simulados están por encima o por debajo del valor de calibración.



**Figura 6.82.** Anomalía media entre niveles simulados y observados Vs. variación de la recarga, conductividad hidráulica y conductancia

Además se observa que la recarga y conductividad hidráulica tienen un comportamiento inverso en relación a la anomalía media entre los niveles de agua, como es de esperar, ya que la respuesta del nivel freático (con sus variaciones) está en función de la recarga recibida como ya fuera mencionado, mientras que la conductividad presenta una asociación opuesta. Como así también la variación en recarga y conductividad hidráulica ofrecen más influencia en los niveles simulados, a diferencia de la conductancia, que es el parámetro que menor variación ofrece en la anomalía media de los niveles simulados.

## 7. - ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD, VALIDACIÓN, LIMITACIONES Y ALCANCES DE LAS METODOLOGÍAS. COMPARACIÓN ENTRE LOS MÉTODOS PARA ESTIMAR LA RECARGA Y SU ASOCIACIÓN CON LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA

### 7.1 Análisis de Sensibilidad

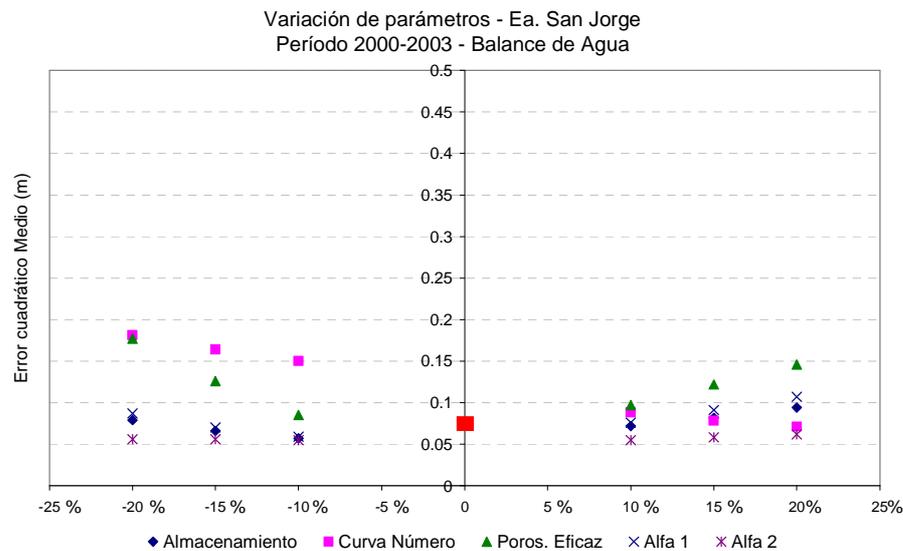
Se han expuesto en los Ítems 6.3.1 y 6.3.2 los resultados de la recarga obtenidos mediante la aplicación de dos métodos de balance de agua. Los mismos han requerido para la resolución de sus ecuaciones de numerosos parámetros que se han ido variando hasta obtener el mejor ajuste entre los niveles simulados y los observados, el cuál resultó el de menor error cuadrático (ECM).

A fin de valorar la sensibilidad del balance frente a la variación de los parámetros utilizados se ha realizado un análisis de sensibilidad para cada uno de ellos adoptando un rango por exceso y por defecto de un 20 %, observando el valor del error cuadrático medio con respecto al de su valor calibrado. Ello se realizó para: balance de agua en suelo (Figuras 7.1 [(a)-(d)]), y hasta un 90 % para el balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero, dado que este método por incorporar a estos tres subsistemas para la obtención de la recarga, es necesario ampliar el rango de variación en los parámetros de calibración, (Figuras 7.2 a 7.5 [(a)-(d)]).

#### 7.1.1 Balance de Agua en el suelo

Para este método los niveles de descarga del acuífero en realidad, se pueden considerar como parámetros con valor físico más que como un parámetro de calibración razón por la cuál no se han incluido. En las Figuras 7.1[(a)-(d)] se muestra la variación del Error cuadrático Medio (ECM) debido a la variación en el valor de los diferentes parámetros del balance y que se compara con respecto al error cuadrático medio (ECM) obtenido del balance calibrado que fue presentado en “Resultados” en el Capítulo 6, y que se indica con un símbolo en color rojo para cada estación.

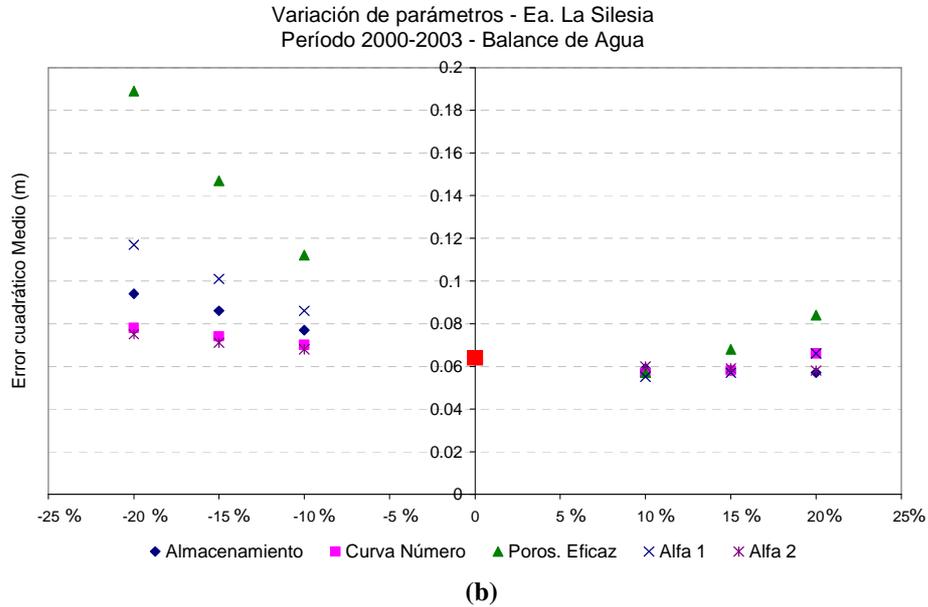
\* **Ea. San Jorge: ECM: 0.055 m**



( a )

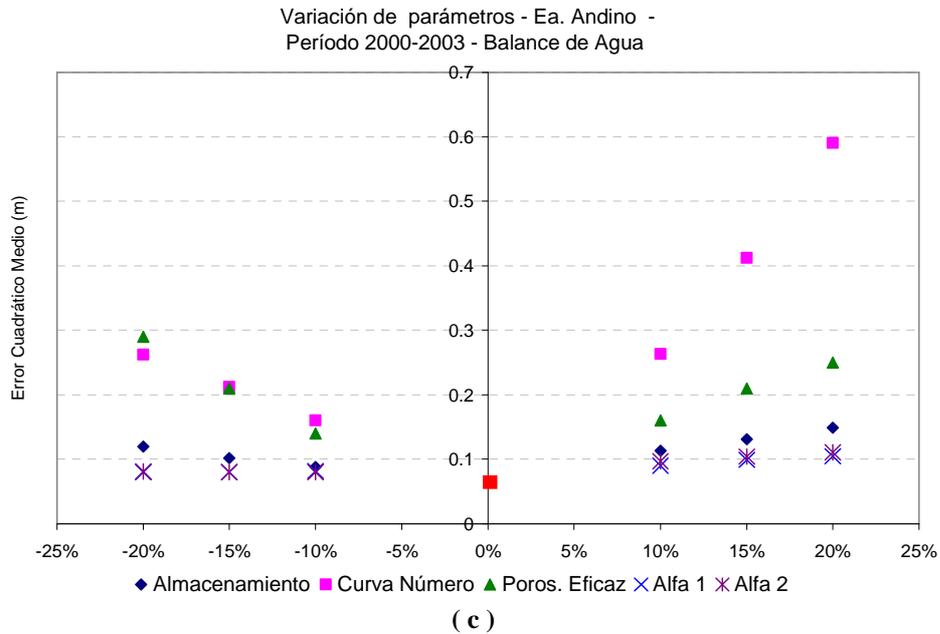
La curva número y la porosidad eficaz son los parámetros más sensibles para esta estación, siendo más leve la variación del coeficiente de descarga del acuífero.

\* **Ea. La Silesia: ECM: 0.0625 m**



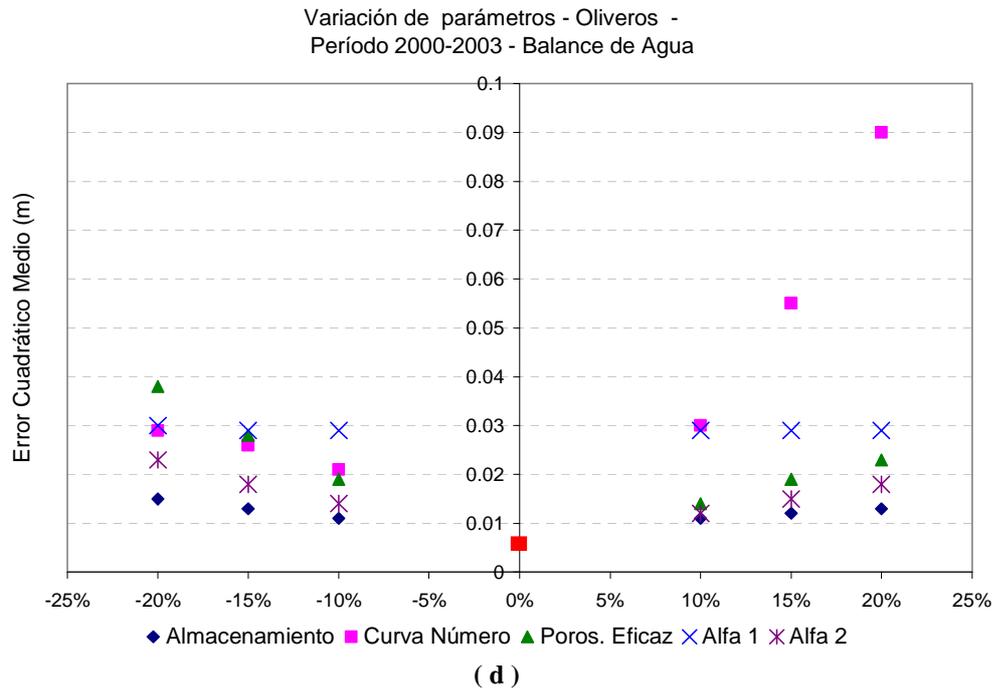
De manera general, en esta estación una disminución en el valor de los parámetros de calibración parecen tener más influencia en la variación del error cuadrático medio que con un aumento de los mismos.

\* **Ea. Andino: ECM: 0.0862 m**



La curva número y la porosidad eficaz son los parámetros más sensibles para esta estación, siendo más leve la variación en los coeficientes de agotamiento del acuífero  $\alpha_1$  y  $\alpha_2$ .

\* Oliveros: ECM: 0.0081 m



**Figuras 7.1 [(a)-(d)].** Variación del error cuadrático medio (m) con los parámetros (%).  
( a ) Ea. San Jorge; ( b ) Ea. La Silesa; ( c ) Ea. Andino; ( d ) Oliveros

Como en las estaciones anteriores, la curva número y la porosidad efectiva, son los parámetros que hacen a la sensibilidad de este balance. Mientras que los coeficientes de agotamiento del acuífero  $\alpha_1$  y  $\alpha_2$  varían en general en un mismo rango.

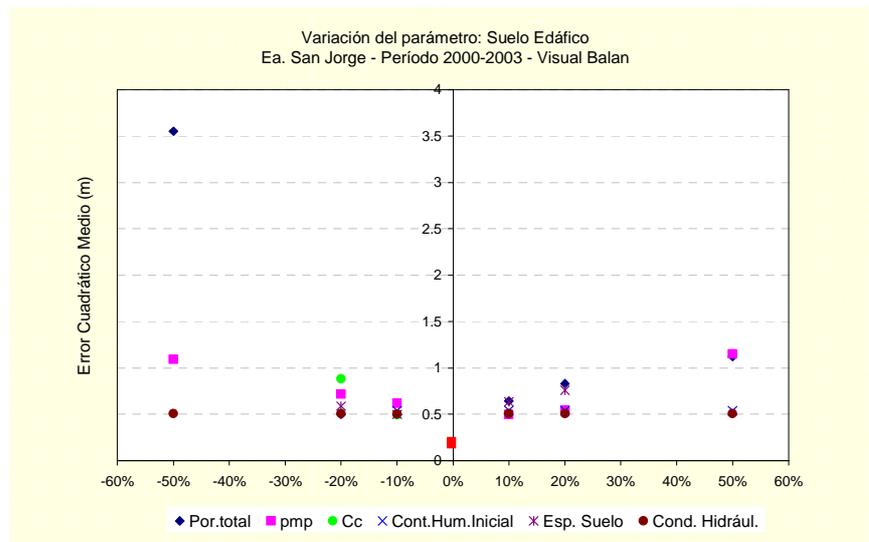
Si se toma como ejemplo al parámetro porosidad eficaz y que su valor ha cambiado al asignarle una disminución y aumento del 20 % con respecto a su valor de calibración, entonces se puede observar en las Figuras 7.1 [(a)-(d)] que el Error cuadrático Medio del balance aumenta con respecto al error obtenido de los balances calibrados, representando para cada una de las estaciones un 3 y 1.3 % para la Ea. San Jorge; un 3 y 2.7 % para la Ea. La Silesia; un 3.5 y 3 % para la Ea. Andino, mientras que en Oliveros significó un 4.7 y 3 % respectivamente.

En general, se observa que los parámetros adoptados en cada una de las estaciones para la aplicación de esta metodología posicionan al ECM siempre con un valor menor, que al obtenido con el aumento o disminución en todos los parámetros.

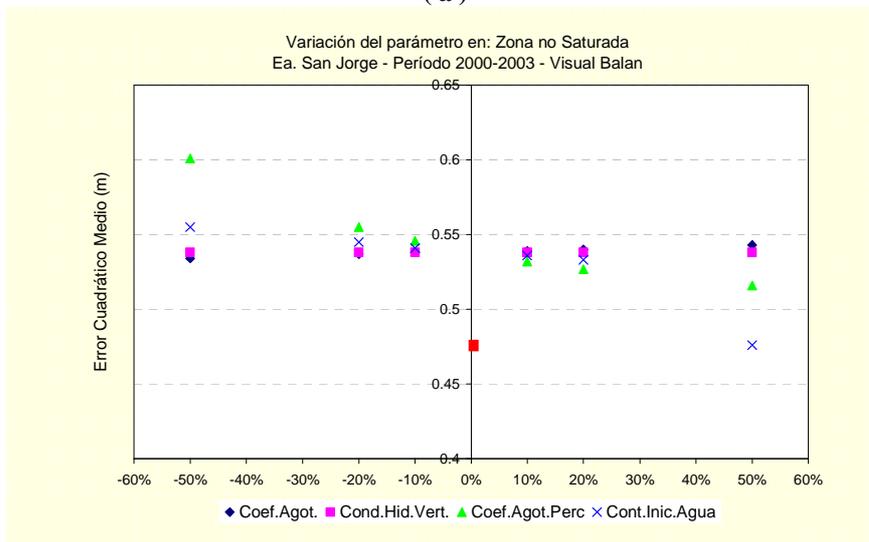
### 7.1.2 Balance de Agua en el suelo-zona no saturada-acuífero

En base a los resultados presentados en el Ítem 6.3.2 al igual que en las figuras anteriores se presentan las Figuras 7.2 a 7.5 [(a)-(c)] resultantes de efectuar el análisis de sensibilidad para esta metodología. En las mismas se indica el error cuadrático medio (ECM) con un símbolo en color rojo para cada estación, que fuera presentado en “Resultados” en el el Ítem mencionado.

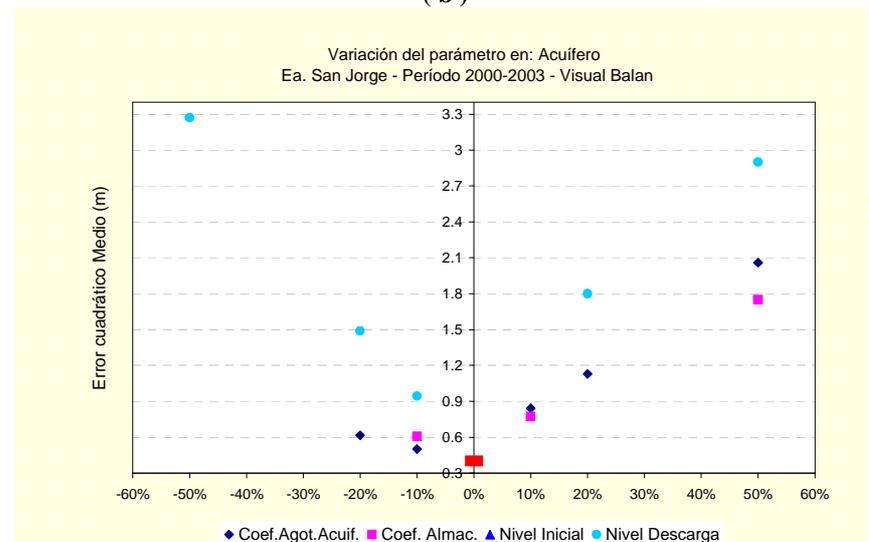
\* Ea. San Jorge: ECMóp: 0.489 m



( a )



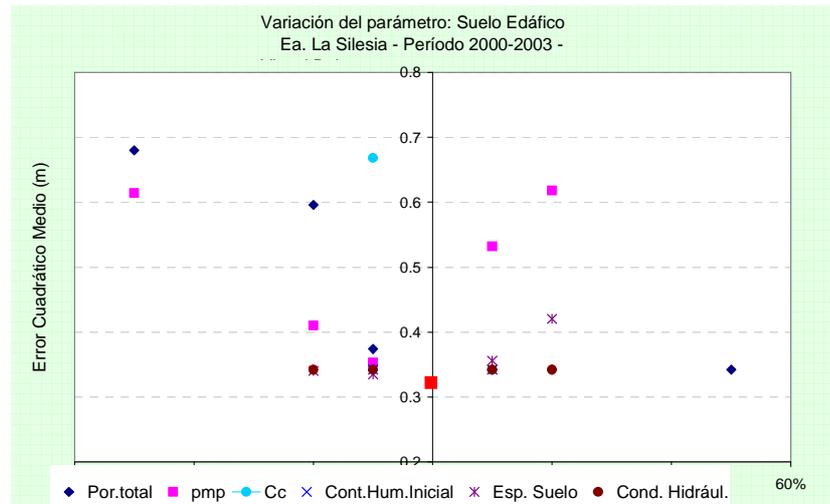
( b )



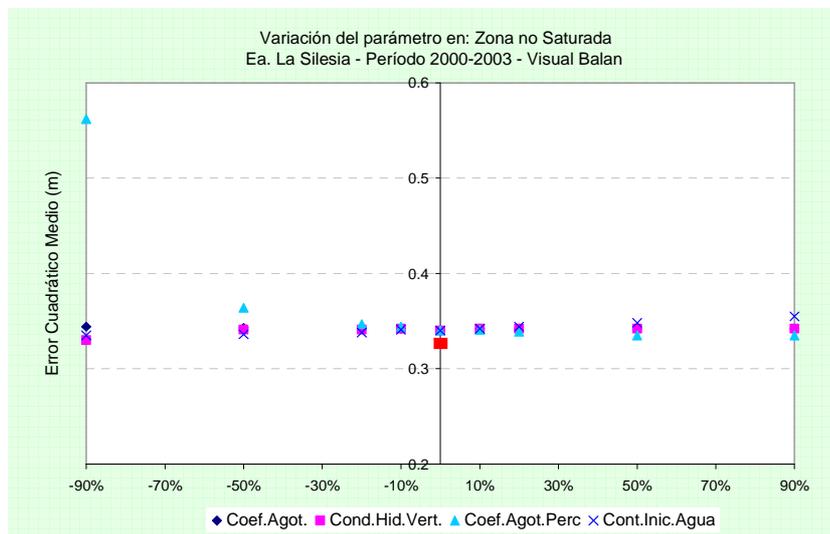
( c )

Figuras 7.2 [(a)-(c)]. Variación del error cuadrático medio óptimo (m) en Ea. San Jorge ( a ) Suelo; ( b ) Zono no saturada; ( c ) Acuífero

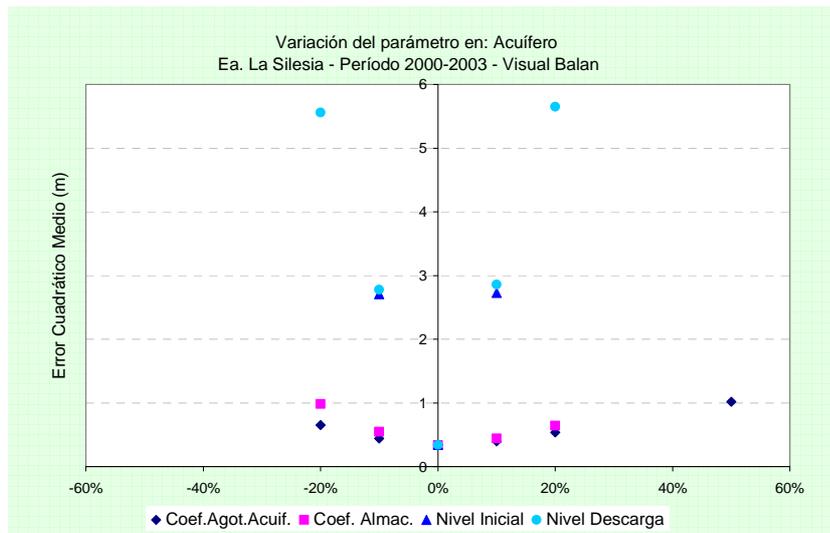
\* Ea. La Silesia: ECMóp: 0.339 m



(a)



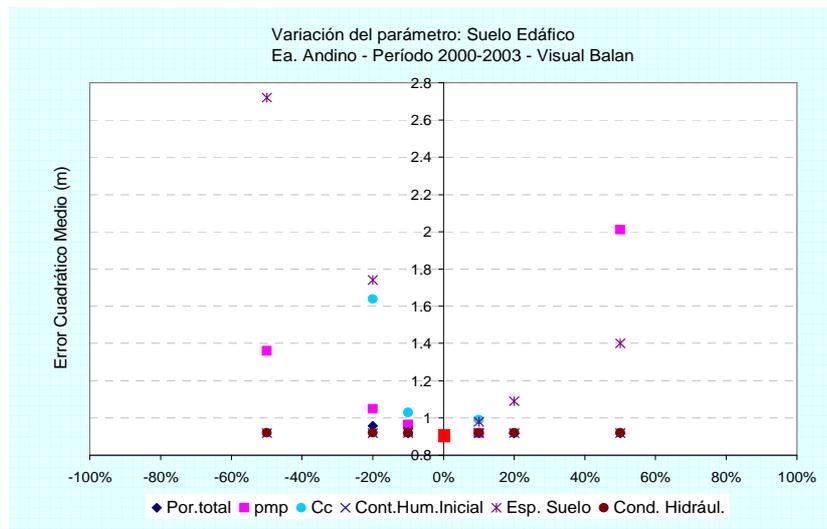
(b)



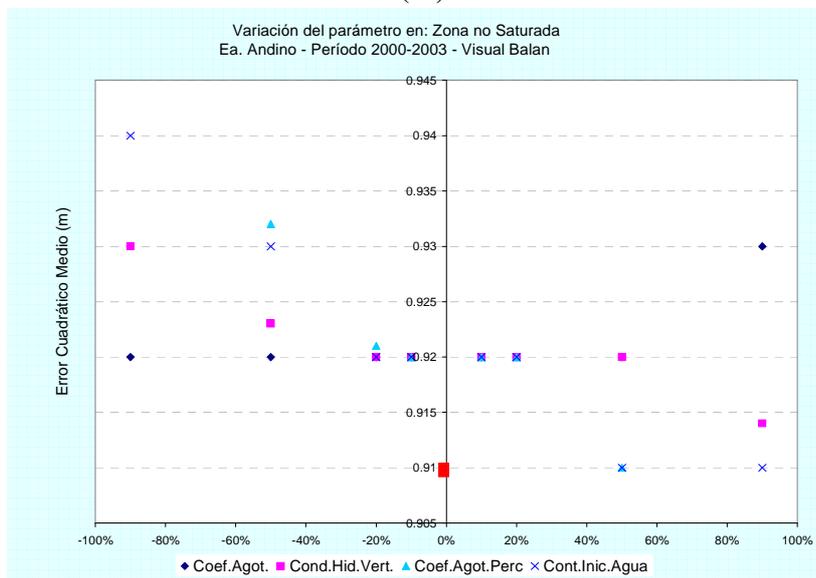
(c)

Figuras 7.3 [(a)-(c)]. Variación del error cuadrático medio óptimo (m) en Ea. La Silesia (a) Suelo; (b) Zona no saturada; (c) Acuífero

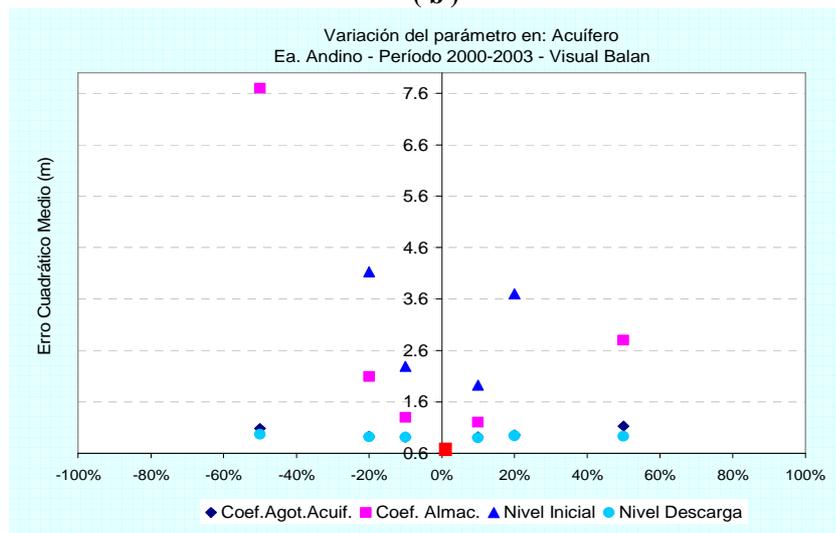
\* Ea. Andino: ECMóp: 0.552 m



(a)



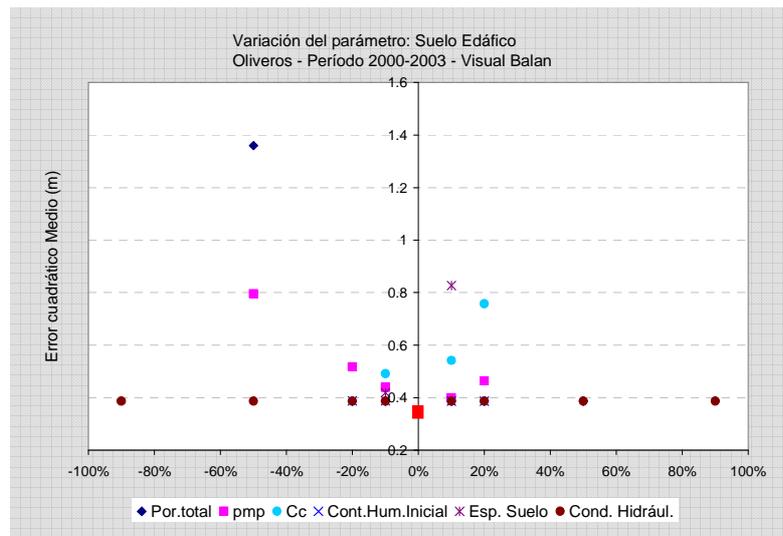
(b)



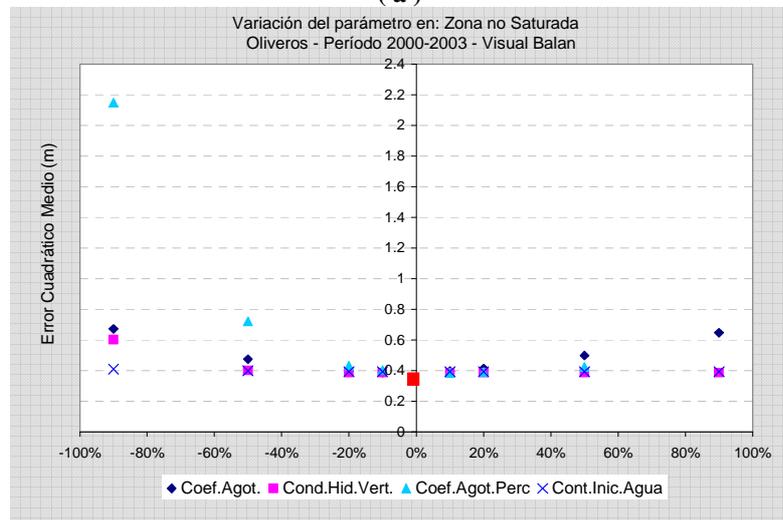
(c)

Figuras 7.4 [(a)-(c)]. Variación del error cuadrático medio óptimo (m) en Ea. Andino (a) Suelo; (b) Zona no saturada; (c) Acuífero

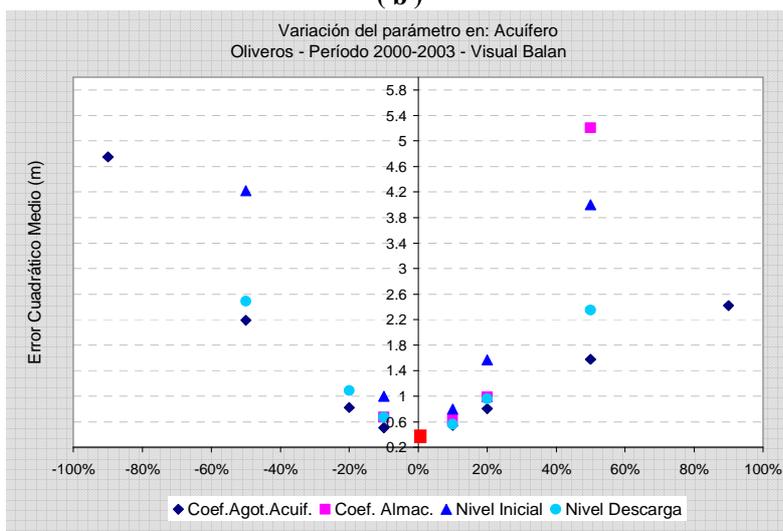
\* Oliveros: ECMóp: 0.343 m



(a)



(b)



(c)

Figura 7.5 [(a)-(c)]. Variación del error cuadrático medio óptimo (m) en Oliveros (a) Suelo; (b) Zona no saturada; (c) Acuífero

El análisis de sensibilidad arroja diferentes resultados para cada estación. De manera general, se observa que en el subsistema “suelo edáfico” el parámetro que menos perturbación ocasiona en el resultado es la conductividad hidráulica. Mientras que el punto marchitez permanente (pmp), capacidad de campo (Cc), porosidad total (mt) y contenido inicial de agua hacen que el ECM sea un tanto mayor que al calibrado.

De igual modo, para los subsistemas “zona no saturada” y “acuífero” los parámetros con menor alteración son: la conductividad hidráulica vertical y el contenido inicial de agua para el primero, ya que para el segundo, todos los parámetros involucrados ejercen una variación en el resultado.

Hasta aquí se han mostrado cuáles son los parámetros que más incidencia tienen en el resultado de estos dos balances, y de ello se puede pensar que los valores que se le han asignado a los mismos para llegar al ajuste presentado en “Resultados” en los Ítems 6.3.1 y 6.3.2 son acordes a lo que se puede esperar de cada uno, y que sólo podrían permitirse variaciones muy pequeñas a fin de no producir mayores errores para los cuales fueron calibrados.

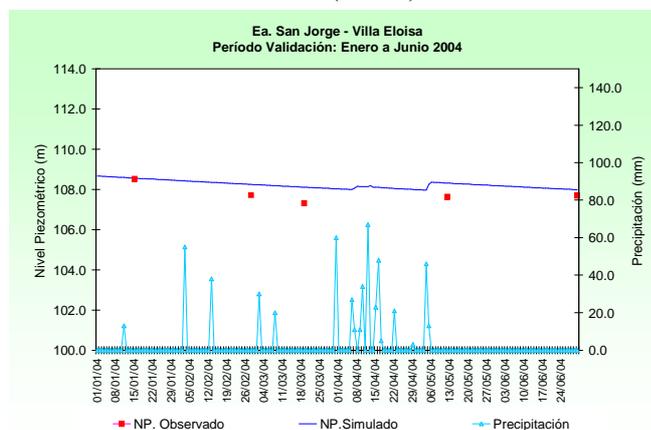
Para este balance, también se observa de modo general, que los parámetros adoptados en cada una de las estaciones posicionan al ECM con un valor menor que al obtenido con el aumento o disminución en todos los parámetros. Ello es coherente, ya que como se mencionó, los parámetros fueron adoptados con criterio físico e hidrogeológico para las condiciones hidroclimáticas del período en estudio.

## 7.2 Validación en las Cuatro Estaciones de Monitoreo de la Cuenca

Dado que la recarga por los dos métodos de balances de agua se obtuvo por calibración de parámetros ajustando ecuaciones a los datos observados, se realizó la validación de los mismos utilizando la información generada para este trabajo al no existir otra complementaria. Por ello, a fin de validar los resultados de los balances del período 2000-2003 se le adicionó la información mensual registrada desde enero a junio/04 para las estaciones de la cuenca, período éste con solo 6 datos mensuales, cuyo resultado se muestra en las Figuras 7.6 y 7.7[(a)-(d)].

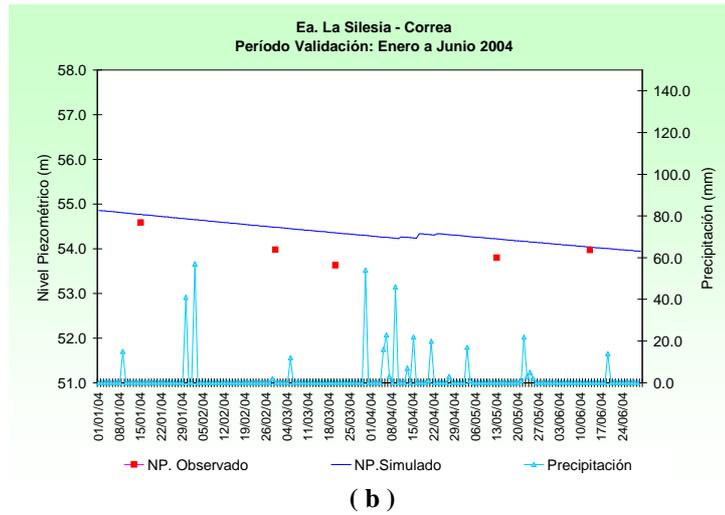
### 7.2.1 Validación para el método de balance de agua en el suelo

- **Ea. San Jorge:** Error cuadrático medio (ECM)= 0.24 m

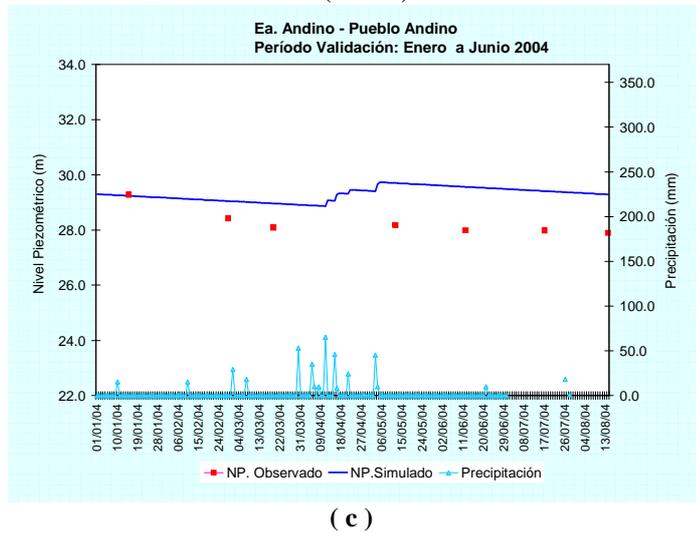


(a)

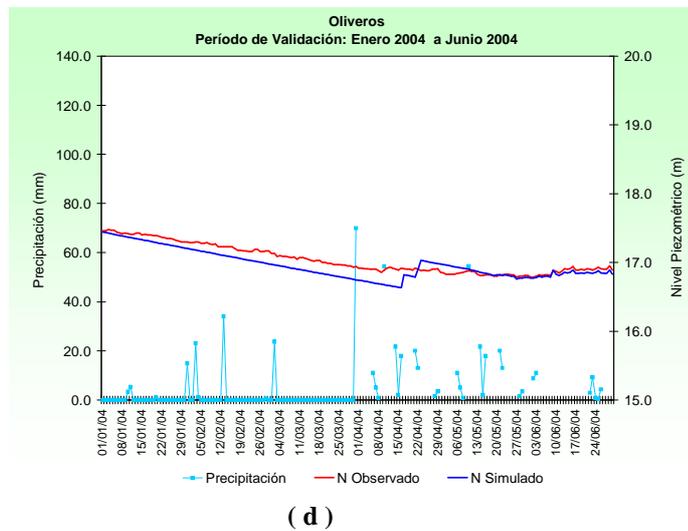
- **Ea. La Silesia:** Error cuadrático medio (ECM)= 0.199 m



- **Ea. Andino:** Error cuadrático medio (ECM)= 0.45 m



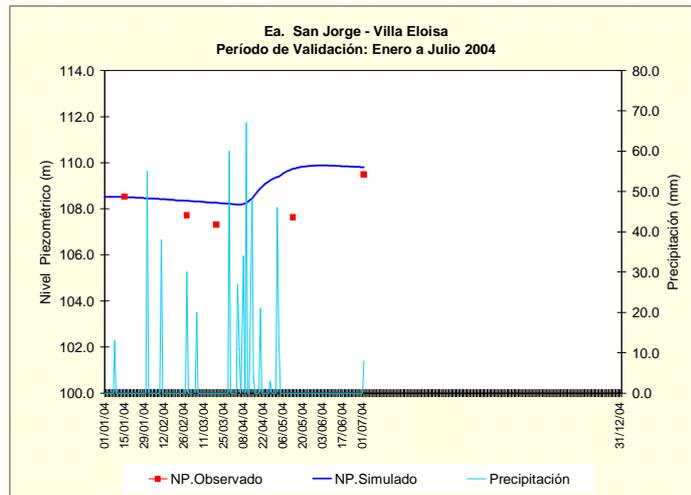
- **Oliveros:** Error cuadrático medio (ECM)= 0.009 m



**Figuras 7.6 [(a)-(d)].** Etapa de validación para las estaciones de monitoreo en la cuenca Método balance de agua en el suelo. ( a ) Ea San Jorge; ( b ) Ea. La Silesia; ( c ) Ea. Andino; ( d ) Oliveros

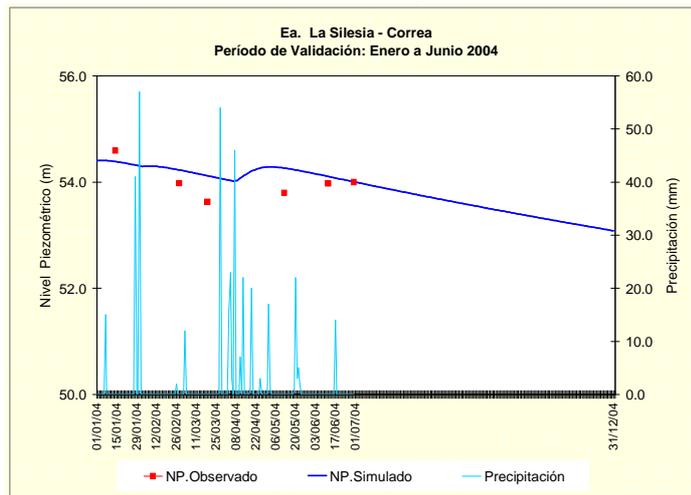
### 7.2.2 Validación para el método de balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero

\* **Ea. San Jorge:** Error cuadrático medio: 0.662 m y Error cuadrático medio óptimo=0.657 m



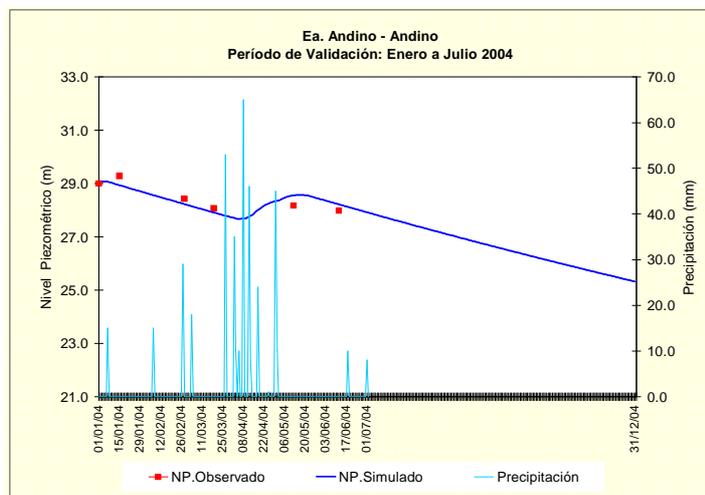
(a)

\* **Ea. La Silesia:** Error cuadrático medio: 0.31 m y Error cuadrático medio óptimo=0.23 m



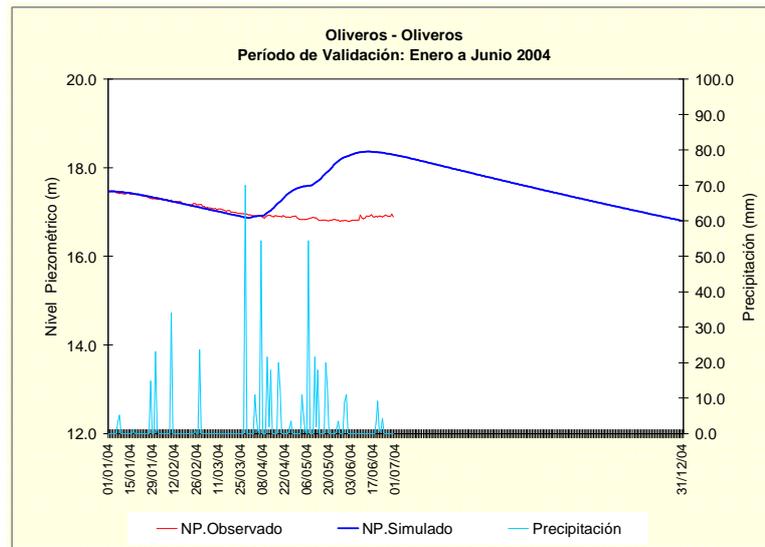
(b)

\* **Ea. Andino:** Error cuadrático medio: 0.262 m y Error cuadrático medio óptimo=0.255 m



(c)

\* **Oliveros:** Error cuadrático medio: 0.215 m y Error cuadrático medio óptimo=0.199 m



( d )

**Figuras 7.7 [(a)-(d)].** Etapa de validación para las estaciones de monitoreo en la cuenca Método balance de agua suelo-zona no saturada-acuífero. ( a ) Ea. San Jorge; ( b ) Ea. La Silesia; ( c ) Ea. Andino; ( d ) Oliveros

Dado que no se cuenta con un período histórico ni una serie de longitud considerable de otras estaciones en la cuenca para la validación y pese a la corta longitud de información disponible se puede apreciar de modo general que los resultados de la validación son aceptables para los dos métodos de balance.

### 7.3 Limitaciones y Alcances de las Metodologías

#### 7.3.1 De la variabilidad climática-acuífero-recarga

La principal limitación para abordar a estos dos sistemas (atmósfera-acuífero) se atribuye a la disponibilidad secuencial de registros observacionales con longitud de al menos 30 años de datos simultáneos de precipitación y nivel freático, (o de cualquier otra variable) para poder evaluar el comportamiento del clima y del acuífero mediante la aplicación de técnicas estadísticas. Por otra parte, la distribución espacial de estos datos también es una limitante, ya que se debe al menos cubrir al área de estudio.

El criterio seguido a fin de adoptar una longitud de registros para el análisis de la precipitación fue el de seleccionar la longitud total disponible de esta variable (ver Tabla 5.1). Mientras que para el estudio conjunto de la variabilidad de la precipitación, el nivel freático y la recarga se trató de tener un período simultáneo como mínimo de 30 años de datos. Para el caso de estudio, el análisis comprendió el período 1970-2003. La información suministrada provino de las Agencias de Extensión INTA con buena longitud de registros y una distribución espacial de las estaciones utilizadas acorde al objetivo. Lo deseable era también contar con una densidad mayor de éstas pero la realidad no lo impone. No obstante los datos disponibles fueron suficientes y permitieron la caracterización climática y poder asociar su comportamiento con el acuífero y la recarga en la cuenca en estudio; (ver Items 5.1.1 y 5.1.2). Esta metodología es válida para aplicar en áreas de llanuras y en zonas climáticamente homogéneas.

### 7.3.2 De la cuantificación de la recarga

Habitualmente la falta de información básica se convierte en la principal limitante para cualquier metodología, sumado también al costo para poder generarla y que en ocasiones por esta causa se debe reducir la escala de trabajo.

Los balances de agua en el suelo y balance de agua suelo-zona no saturada-acuífero se aplicaron a paso de tiempo diario, debido a que este intervalo de tiempo puede minimizar los errores metodológicos para el cálculo de la recarga, sobre todo si se tiene en cuenta lo expresado en numerosos trabajos bibliográficos “que los mayores errores en la implementación del balance provienen de plantearlo en intervalos mensuales, ya que la recarga es fuertemente dependiente de los eventos pluviométricos y no de las precipitaciones mensuales totales (Forte Lay y Villagra, 1983 y Troha y Forte Lay, 1990).”

En primer lugar, los dos métodos de balance de agua en el suelo que realizan el cálculo a paso de tiempo diario emplean varios parámetros para la calibración y para que esta calibración se apoye en datos reales, es importante contar con información freaticométrica de ser posible a paso de tiempo diario. No obstante esta limitación no ofreció mayor error en el resultado de los balances con frecuencia mensual. Como así también se ha observado que no presentó limitación para poder ser aplicado al acuífero con profundidades del nivel desde los 3 hasta los 10 metros. Otra información de entrada imprescindible es la precipitación, también a paso de tiempo diario.

En segundo lugar, es de conocimiento que el subsuelo presenta heterogeneidades en profundidad y espacialmente, por lo que realizar mediciones para cuantificar parámetros, tales como estado de humedad del suelo, almacenamiento, punto de marchitez permanente, capacidad de campo por ejemplo, al igual que para los hidrogeológicos (transmisividad, coeficiente de almacenamiento, porosidad eficaz) se traduce en una erogación financiera considerable. Para los primeros, se contó con información proveniente de las Agencias INTA. Mientras que para los segundos resultaron de utilidad los antecedentes evaluados. Si bien estos balances utilizan ecuaciones básicas para su resolución, también incluyen componentes para la calibración, tales como la porosidad eficaz, almacenamiento inicial, CN, coeficiente de descarga del acuífero, cuyos valores deben adoptarse con el criterio que impone el conocimiento físico de lugar de trabajo. De lo contrario, el proceso de calibración se convierte en muy tedioso y los resultados dudosos. Una de las ventajas de estos balances además de ser técnicas económicas y de fácil implementación, es que la ejecución a paso de tiempo diario permite obtener recargas a otros intervalos de tiempo.

El resultado de estos balances tienen un alcance espacial puntual /local y de hasta 100 km<sup>2</sup> el segundo y pueden ser aplicado para cualquier longitud temporal de la que se disponga de información, con un paso de tiempo diario preferiblemente, como ya se mencionó.

El método del balance de masa del ión cloruro, si bien es una metodología sencilla requiere un período de observación como mínimo de dos años para generar la información básica. La magnitud de la recarga hallada se la asocia con una recarga de largo período y la concentración de cloruro en la fracción superior del acuífero, debería ser un promedio sobre un lapso más prolongado y sobre un área más extensa que la medida en la zona no saturada (Sharma y Craig, 1989).

Para este método se considera que los resultados tienen casi nula incertidumbre por falta de información, ya que se contó con los datos recolectados en un período acorde a lo

requerido para poder plantear la ecuación y obtener un resultado. El valor de recarga, es indicativa de un valor medio histórico de la recarga ya que la llegada de agua de recarga al acuífero no se produce necesariamente el mismo año de ocurrida la lluvia que la origina.

En lo referente al alcance espacial, considera una integración de flujos de la recarga proveniente de la zona no saturada y de un área pequeña aguas arriba del pozo y por lo tanto con un alcance espacial algo mayor que la del punto de muestreo. Mientras que en lo temporal, varían entre meses y miles de años.

Para el método “*modelo de flujo de agua subterránea*” la principal limitante aparece en la disponibilidad de información a fin de caracterizar al sistema a modelar como así también exige tener un conocimiento físico y de funcionamiento del sistema ya que la recarga es estimada durante la fase de calibración. En el Item 6.3.4 “Modelo de flujo de agua subterránea” del Capítulo 6 “RESULTADOS” se detallan las consideraciones y limitaciones que se han tenido en cuenta a los fines de la implementación del modelo. El resultado de la aplicación del modelo Modflow arroja magnitudes de recarga que deben interpretarse como cifras globales de la misma o un valor medio histórico.

La ventaja de esta herramienta radica en que puede ser utilizada para modelar áreas de diferentes extensiones, pero no hay que olvidar que mientras mayor es la misma mayor es la cobertura de datos representativos a utilizar.

#### 7.4 Comparación entre los Métodos para Estimar La Recarga y su Asociación con la Variabilidad Climática

En este Ítem se resumen los resultados de los métodos para estimar la recarga por precipitación en las estaciones de monitoreo utilizadas en esta investigación, tales como: *balance de masa de agua*: en el suelo y, en el suelo-zona no saturada-acuífero (código Visual Balan); *balance de masa del ión cloruro en la zona no saturada*; y *el modelo de flujo de agua subterránea* aplicando el código Modflow en estado estacionario. Asimismo, se incorpora el resultado de la aplicación del método de *fluctuación del nivel freático* a paso de tiempo diario que se aplicara para el período 1970-2001 en la estación de Oliveros según Venencio y Varni (2003) cuyo desarrollo se presenta en el ANEXO IX.

En las Tablas 7.1 a 7.4 se presentan los resultados para las estaciones de monitoreo San Jorge, La Silesia, Andino y Oliveros (recordar las ubicaciones en la Figura 4.8). Cabe aclarar que en la estación Oliveros, no se aplicó el método del balance del ión cloruro y para el modelo de flujo de agua subterránea, quedó dentro de las celdas inactivas por la condición de borde adoptada en el sector este de la cuenca.

Ea. San Jorge	P (mm)	Recarga (mm)	Recarga (mm)	% R	% R	Recarga (mm)	% R	Recarga Modflow
		B.Suelo	V.Balan	B.Suelo	V.Balan	B. Cl.	B. Cl.	
2000	1156	379.4	245.7	32.8	21.2	110.2	20	
2001	918	224.7	200.5	24.5	21.8	271	30	
2002	1336	458.1	404.0	32.3	30.2	235	20	
2003	827	204.2	181.0	24.7	21.9	157	20	
<b>Totales</b>	<b>4237</b>	<b>1260</b>	<b>1031.2</b>					
<b>Medios</b>	<b>1059</b>	<b>315</b>	<b>257.8</b>	<b>29.0</b>	<b>23.7</b>	<b>193</b>	<b>22.6</b>	<b>190</b>

**Tabla 7.1.** Precipitación y Recarga por los Métodos del Balance de suelo (B.Suelo), suelo-zona no saturada y acuífero (V.Balan), Balance de cloruros (B. Cl) y por el modelo Modflow en Ea. San Jorge

Ea. La Silesia	P (mm)	Recarga (mm)	Recarga (mm)	% R	% R	Recarga (mm)	% R	Recarga Modflow
		B. Suelo	V.Balan	B.Suelo	VBalan	B. Cl.	B. Cl.	
2000	1290.2	507.5	306.5	39.3	23.8	250	53.0	
2001	1063.5	277.9	231.6	26.1	21.8	616	55.3	
2002	1353.0	435.9	295.8	32.2	21.9	615	43.5	
2003	914.2	146.0	153.4	15.9	16.8	112.4	17.5	
<b>Totales</b>	<b>4620</b>	<b>1367.4</b>	<b>987.2</b>					
<b>Medios</b>	<b>1155</b>	<b>342</b>	<b>247</b>	<b>29.6</b>	<b>21.0</b>	<b>398</b>	<b>42</b>	<b>140</b>

Tabla 7.2. Precipitación y Recarga por los Métodos del Balance de suelo (B.Suelo), suelo-zona no saturada y acuífero (V.Balan), balance de cloruros (B. Cl) y por el modelo Modflow en Ea. La Silesia

Ea. Andino	P (mm)	Recarga (mm)	Recarga (mm)	% R	% R	Recarga (mm)	% R	Recarga Modflow
		B. Suelo	V.Balan	B.Suelo	VBalan	B. Cl.	B. Cl.	
2000	1609	556.0	506.4	34.5	31.5	104.7	16.7	
2001	995	225.0	203.7	22.6	20.5	185.8	17.5	
2002	1398	457.0	310.0	32.6	22.0	155.0	13.5	
2003	1331	260.0	221.0	19.5	16.6	287.8	20.5	
<b>Totales</b>	<b>5333</b>	<b>1499</b>	<b>1240.9</b>					
<b>Medios</b>	<b>1333</b>	<b>375</b>	<b>311</b>	<b>27.3</b>	<b>22.7</b>	<b>183</b>	<b>17</b>	<b>140</b>

Tabla 7.3. Precipitación y Recarga por los Métodos del Balance de suelo (B.Suelo), suelo-zona no saturada y acuífero (V.Balan), balance de cloruros (B. Cl) y por el modelo Modflow en Ea. Andino

Oliveros	P (mm)	Recarga (mm)	Recarga (mm)	% R	% R	Recarga (mm)	% R
		B.Suelo	V.Balan	B.Suelo	VBalan	Fluct. NF	Fluct. NF
2000	1342.	247.9	226.5	18.5	16.8	215.5	15.8
2001	1144	229.9	234.0	20.1	20.5	154.7	13.5
2002	1638.	504.6	363.0	30.8	22.2		
2003	937.2	96.8	234.0	10.3	24.9		
<b>Totales</b>	<b>5061.</b>	<b>1079.2</b>	<b>1057.5</b>				
<b>Medios</b>	<b>1265.</b>	<b>269.8</b>	<b>264.4</b>	<b>21.3</b>	<b>20.9</b>		

Tabla 7.4. Precipitación y Recarga por los Métodos del Balance de suelo (B.Suelo), suelo-zona no saturada y acuífero (V.Balan), balance de cloruros (B. Cl) y por el modelo Modflow en Estación Oliveros

Si se comparan en todas las estaciones las magnitudes totales de la recarga dadas por cada método de balance de agua se observa que el balance de agua en el suelo arroja mayores valores con respecto al balance de agua en suelo-zona no saturada y acuífero y ello se debe a que el primer método transfiere los excesos directamente al acuífero y se refleja en las mayores recargas anuales. Mientras que el segundo método al considerar a los subsistemas suelo y la zona no saturada, la llegada del agua será más lenta. Es decir que el agua superó la profundidad de las raíces y llegará al nivel freático debido a la recarga en tránsito, por lo tanto a largo plazo, ambos métodos deberían dar lo mismo. El código Visual Balan tiene la ventaja que puede simular un tránsito lento de agua en caso de niveles profundos y no el balance de agua en el suelo. Estos dos balances a paso de tiempo diario proporcionan la recarga total al acuífero. Los valores medios de recarga con respecto a la precipitación total expresados en porcentajes en el período 2000-2003 de cada método de balance de agua, fueron de 29 y 23.7 % para la Ea. San Jorge; 29.6 y 21 % para la Ea. La Silesia; 27.3 y 22.7 % para la Ea. Andino y aproximadamente del mismo orden para Oliveros (21.3 y 20.9 %). Para

esta última estación la profundidad media del nivel freático fué de 10 metros, mientras que para las otras estaciones oscilaron entre 3.4 y 4.6 metros.

La variabilidad temporal anual en el período 2000-2003 tanto para la precipitación como para la recarga obtenida por los dos métodos de balance de agua se observó mediante el coeficiente de variación de estas variables, calculado como el cociente entre el desvío estándar y el valor medio, Tabla 7.5.

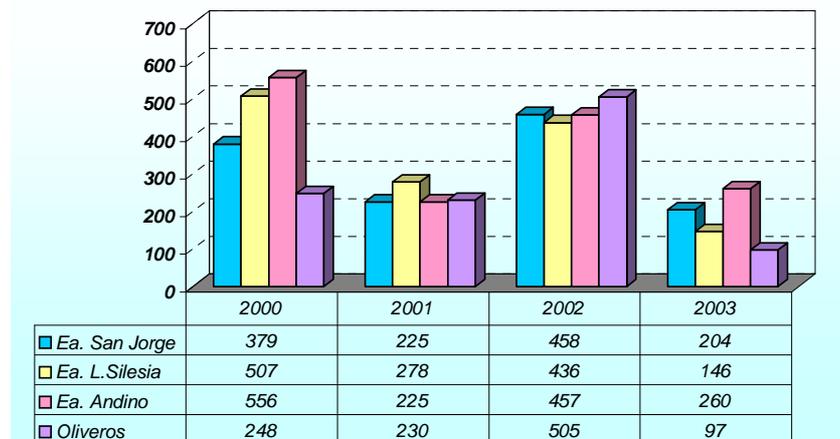
Sitios de Monitoreo	Coef. Variación P (mm)	Coef. Variación B.Suelo (mm)	Coef. Variación V.Balan (mm)
Ea. San Jorge	21.8	38.6	39.2
Ea. La Silesia	17.6	47.4	28.6
Ea. Andino	19.1	42.3	44.7
Oliveros	23.5	63.1	24.9

**Tabla 7.5.** Coeficientes de variación anual de la precipitación y recargas para los dos métodos de balance en el período 2000-2003

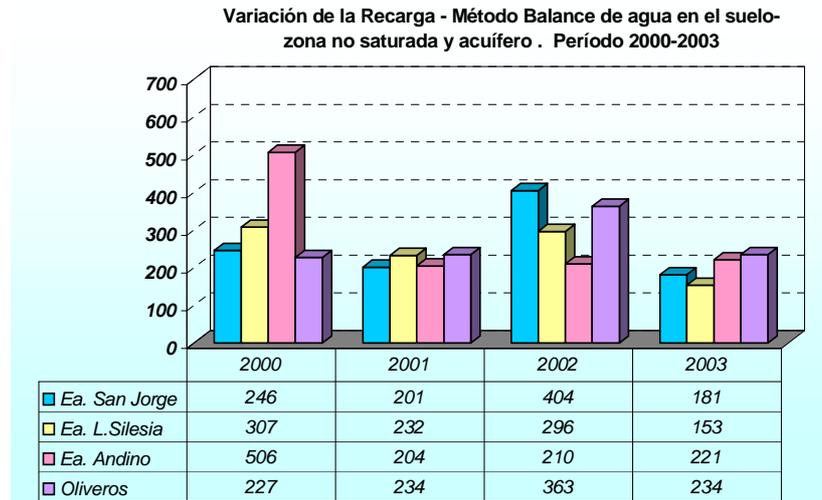
Aquí se advierte que los coeficientes de variación para la precipitación son similares en las cuatro estaciones de la cuenca, lo que indica que existe una distribución temporal y espacial bastante homogénea. No sucede lo mismo para la recarga en las estaciones Ea. La Silesia y Oliveros donde el de mayor variación es para el método de balance de agua en el suelo, con respecto al segundo método (47,4 y 28,6 %) y de (63 y 24,9 %) para estas dos estaciones respectivamente. En cambio para las estaciones San Jorge y Andino para los dos métodos los coeficientes son semejantes (39 y 43 %). No obstante el método de balance de agua en el suelo es el que presenta mayor coeficiente de variación.

Por otra parte, a modo de observar la variación espacial de la recarga en el período 2000-2003 y la diferencia en las magnitudes halladas por cada método de balance en cada estación de monitoreo se muestran las Figuras 7.8 y 7.9, en las cuales se visualiza lo manifestado: que las mayores recargas se producen con la aplicación del primer método de balance de agua.

**Variación de la Recarga - Método Balance de agua en el suelo  
Período 2000-2003**

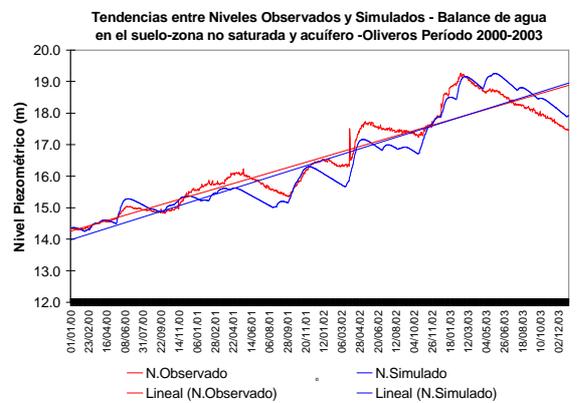
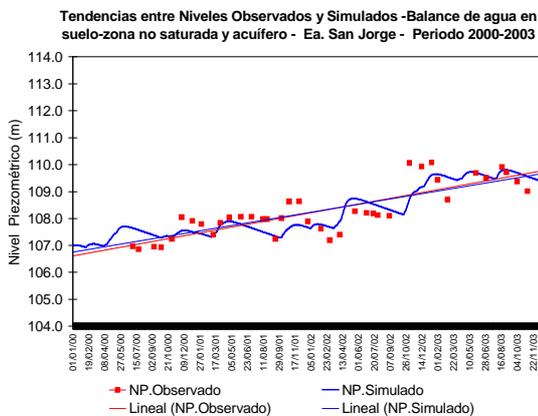
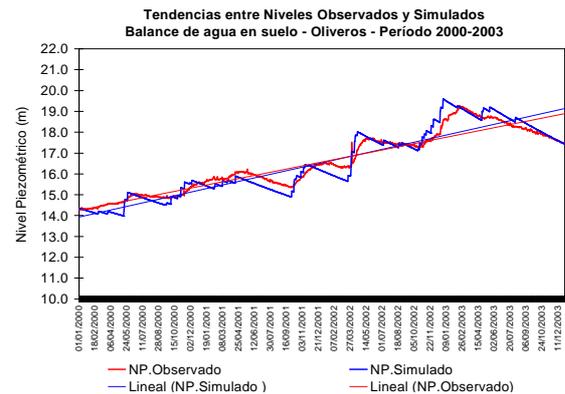
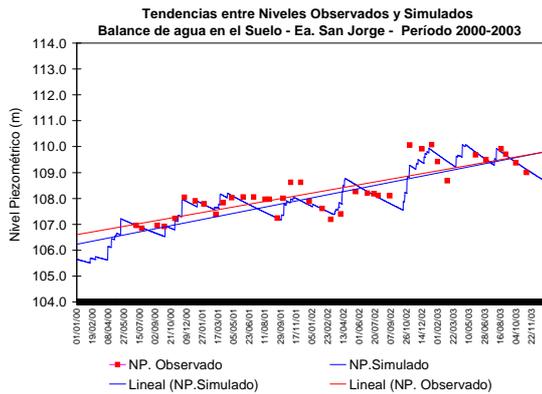


**Figura 7.8.** Recargas anuales (en mm) por el método de balance de agua en el suelo para las cuatro estaciones de la cuenca en el período 2000-2003



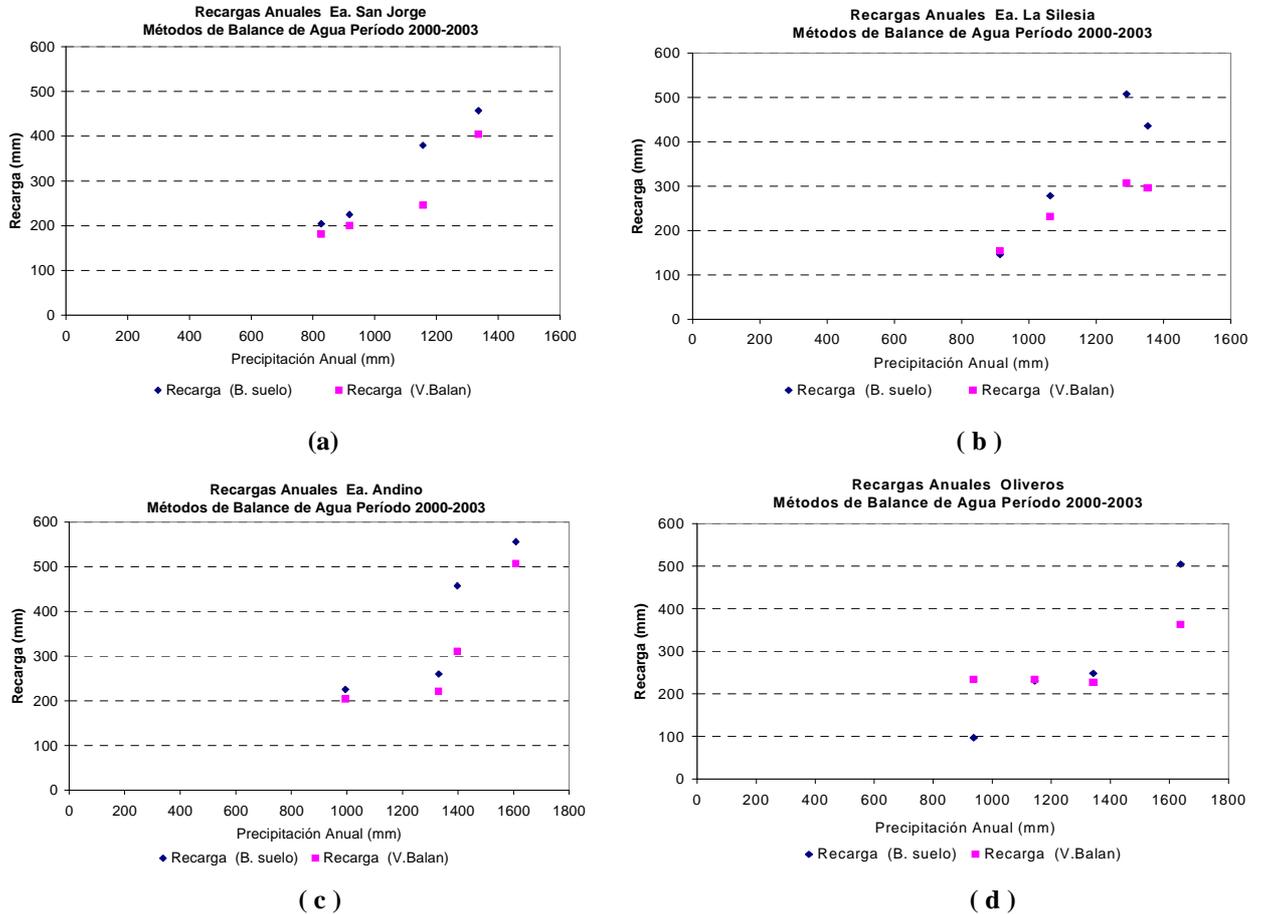
**Figura 7.9.** Recargas anuales (en mm) por el método de balance de agua en el suelo-zona no satura-acuífero en las cuatro estaciones de la cuenca en el período 2000-2003

En las Figuras 7.10 [(a) a (d)] se observa que las tendencias de los niveles simulados (color azul), de modo general se acompañan con la tendencia del nivel freático observado en el tiempo (color rojo), lo que sugiere que los resultados de estos dos balances de agua parecen ser indicadores del comportamiento de la variabilidad de la precipitación y de la respuesta del nivel freático.



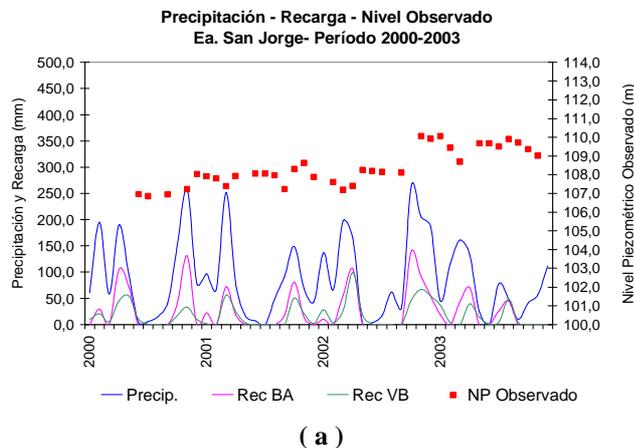
**Figuras 7.10 [(a)-(d)].** Tendencias entre niveles simulados (color azul) y los niveles observados (color rojo) en el período 2000-2003. Métodos de balance de agua en el suelo y el balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero en las estaciones de monitoreo Ea. San Jorge y Oliveros

En relación al resultado de la recarga que se obtienen por estos dos métodos de balance la representación anual entre precipitación-recarga se muestran en las Figuras 7.11 [(a)-(d)], donde a modo general a mayores montos de precipitación anual le corresponden mayores recargas para las estaciones de la cuenca Ea San Jorge (a), Ea. La Silesia (b), Ea. Andino (c) y Oliveros (d), señalando la asociación entre la recarga y la variabilidad de la precipitación.

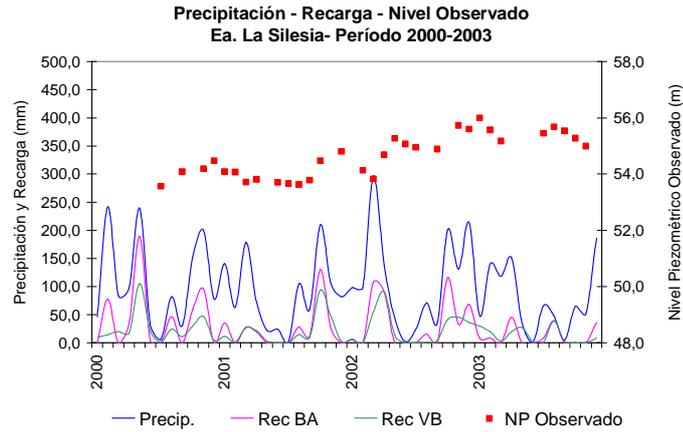


**Figuras 7.11[(a)-(d)].** Precipitaciones y recargas anuales en el período 2000-2003, por el método de balance de agua en el suelo y el balance de agua en el suelo-zona no saturada y acuífero

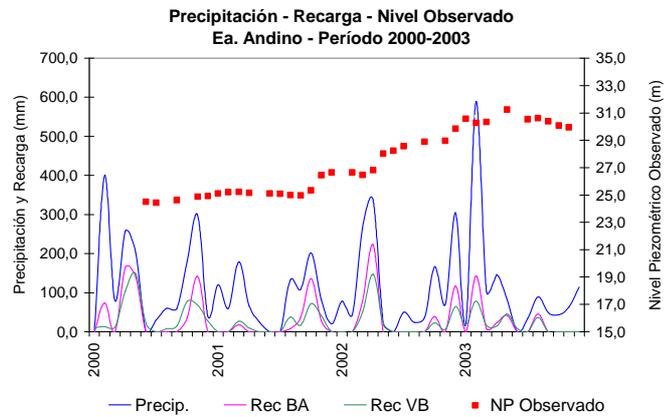
A nivel mensual también se observa la buena correspondencia entre la precipitación, el nivel freático observado y las recargas obtenidas por los dos métodos de balance de agua en las estaciones de monitoreo, (Figuras 7.12 [(a)-(d)]).



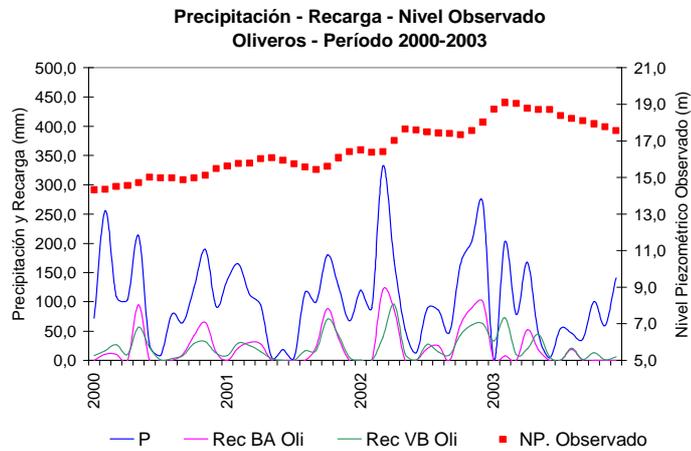
**( a )**



( b )



( c )



( d )

**Figuras 7.12 [(a)-(d)].** Precipitación, nivel observado y recargas mensuales en las estaciones de monitoreo

Dado que los dos métodos de balance de agua muestran comportamientos similares entre el nivel freático simulado y el observado y evidentemente las variaciones en los niveles son la respuesta del acuífero ante la recarga por la lluvia, para los cuatro sitios de monitoreo en la cuenca, a modo de ejemplo sólo se presenta el resultado para dos estaciones, una ubicada en el sector oeste (Ea. San Jorge) y la otra en el extremo este (Oliveros) arribando a los mismos comentarios para estas dos metodologías.

Los resultados señalan que los dos métodos de balance de modo general han representado los comportamientos entre niveles calculados y observados en el período 2000-2003. Pese a que sólo son cuatro años de datos obtenidos para el análisis, a este resultado se lo puede relacionar con lo demostrado en este trabajo, “que el comportamiento del nivel freático a escala espacial y temporal atmosférica estuvo asociado a la variabilidad climática”.

En lo referente a las recargas halladas por el *método de cloruros*, la información contenida en el acuífero representa a un valor medio histórico por lo que no debería compararse los valores anuales con las otras metodologías en el periodo 2000-2003. No obstante se consideró que debían mostrarse sólo a modo indicativo las recargas anuales ya que se carece de este tipo de herramienta en la cuenca de estudio. Realizada esta aclaración, se exponen los resultados anuales y medios de la recarga en tres estaciones de la cuenca en las Tablas 7.1 a 7.3.

Es notable la diferencia en el valor medio de recarga entre la Ea. La Silesia con una magnitud de 398 mm que representa el 42 % de la precipitación total con respecto al sitio aguas arriba (Ea. San Jorge) y al de aguas abajo (Ea. Andino) que arrojaron valores de 193 y 183 mm respectivamente, lo que equivale a un 22.6 y 17 % de la precipitación. Ello puede deberse a que esta estación de muestreo (Ea. La Silesia) se localiza en una zona topográfica de transición y localmente está en una zona de bajos donde pueden producirse encharcamientos por excesos en las precipitaciones y la mayor permanencia del agua superficial oficia de fuente de recarga localizada, como así también a la tendencia creciente de las precipitaciones a partir de 1970. Estos resultados son orientativos de tasas de recargas medias esperables.

Las concentraciones medias de cloruros de la lluvia para la Ea. San Jorge, Ea. La Silesia y Ea. Andino fueron de 3.8, 4.4 y 3.2 mg/l y las concentraciones medias de cloruros en el acuífero de 19.4, 8.7 y 17.7 mg/l respectivamente. El valor de 8.7 ppm de cloruros en el acuífero para la Ea. La Silesia es sin duda un indicador de una mayor recarga producida en este sitio con respecto a los otros dos.

El método de *modelo de flujo de agua subterránea* es el que mejor puede reflejar la variabilidad espacial de la recarga en la cuenca en comparación a los métodos anteriores dada la discretización realizada de la misma. Se obtuvo un amplio rango de recargas que varían desde 30 a 190 mm/año, distribuidas espacialmente acompañando la distribución de las características de los suelos en la cuenca generalmente, sobre todo en los sectores que están sujeto a erosión como son en los valles de inundación de los cursos superficiales con magnitudes de 40 mm/año. Las magnitudes para las estaciones de medición de la cuenca se mostraron en las Tablas 7.1 a 7.3, siendo menores a las obtenidas por los otros métodos.

Se incluye aquí el resultado obtenido por el método de *fluctuación del nivel freático* para la estación de Oliveros, donde para el año 2000 representó una recarga anual de 15.8 % con respecto a la precipitación total, valor semejante al hallado por los dos métodos de balance (18.5 y 16.8%). Mientras que para el año 2001 la recarga fue menor con un porcentaje de 13.5 con respecto al 20 que dan los dos métodos de balance. Estas diferencias pueden resultar de las simplificaciones adoptadas por los métodos, aunque siempre la menor recarga para estos dos años la acusa el método de fluctuación de nivel.

A fin de englobar y comparar resultados de recargas obtenidas por las metodologías aplicadas para el período 2000/03 se presentan las Figuras 7.13 a 7.16, donde en barras se visualizan las recargas anuales dadas por las metodologías de balances, y los valores medios

resultantes del método de balance de cloruro y del modelo Modflow representados por una línea de color rojo y azul respectivamente.

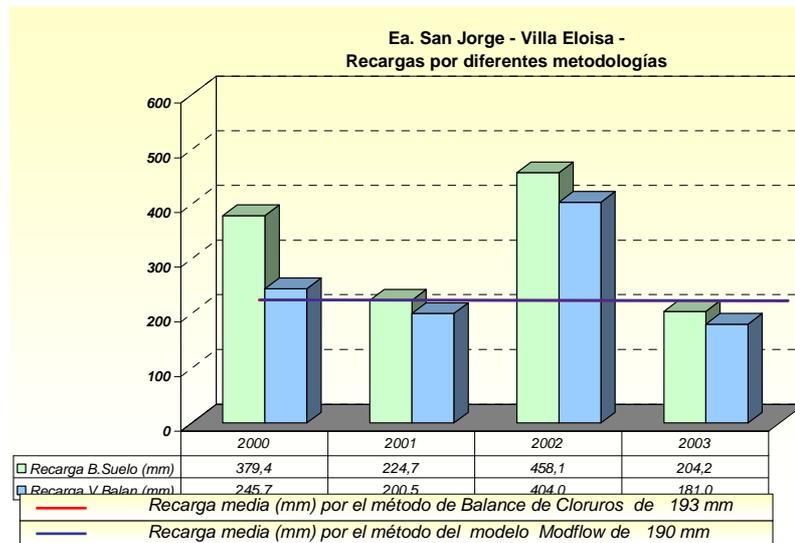


Figura 7.13 Recargas por diferentes métodos en la Ea. San Jorge en el período 2000-2003

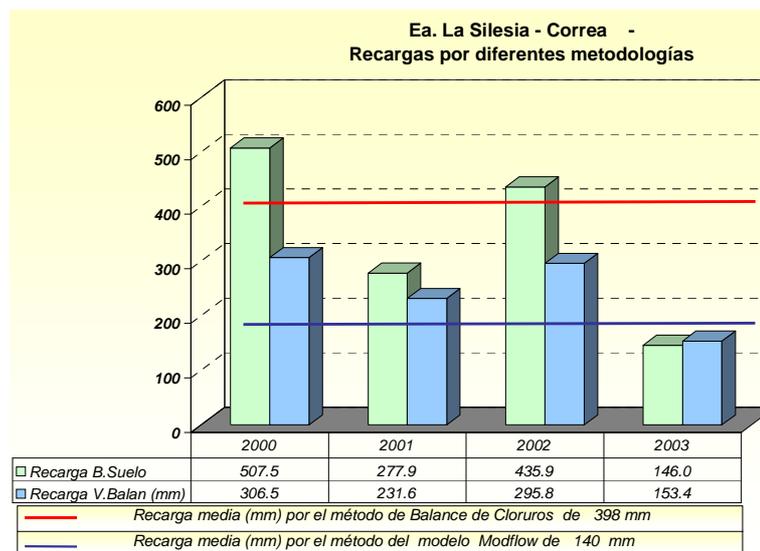


Figura 7.14. Recargas por diferentes métodos en la Ea. La Silesia en el período 2000-2003

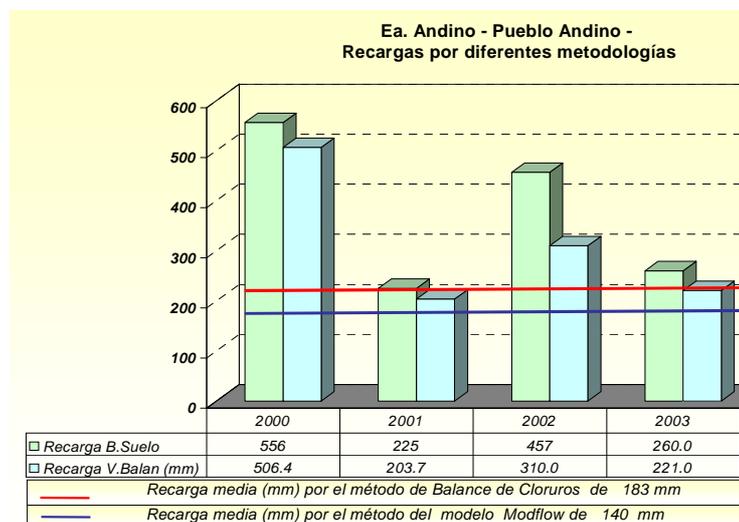


Figura 7.15. Recargas por diferentes métodos en la Ea. Andino en el período 2000-2003

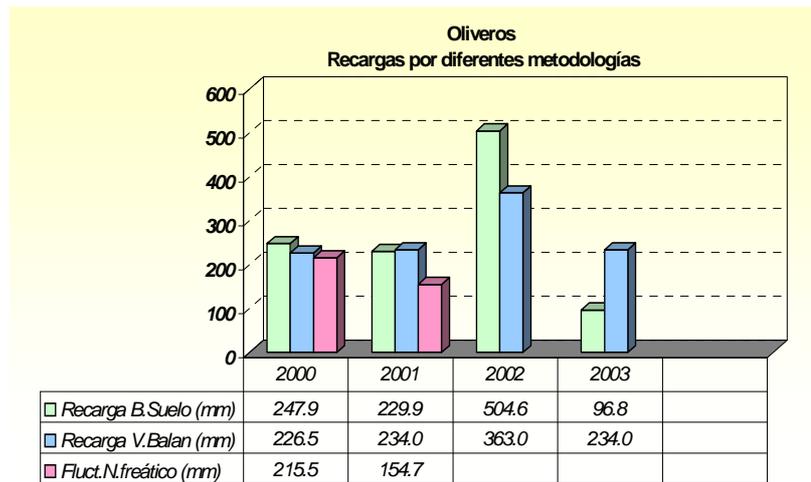


Figura 7.16. Recargas por diferentes métodos en Oliveros para el período 2000-2003

Mientras que en la Figura 7.17 se señala la variabilidad espacial de las magnitudes de recarga obtenidas para los cuatro sitios de la cuenca para los diferentes métodos.

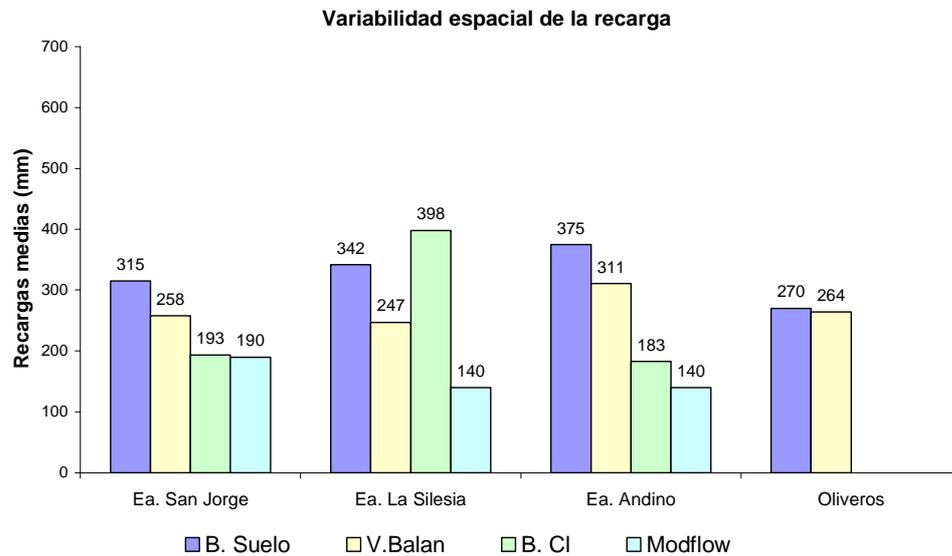


Figura 7.17. Variación de las recargas medias para el período 2000-2003 para los cuatro sitios de la cuenca y por los diferentes métodos

Los diferentes métodos utilizados fueron de utilidad para contrastar resultados y permiten inferir que son técnicas aceptables para estimar la recarga al acuífero libre. Del mismo modo las magnitudes de la recarga obtenidas por cada uno de ellos reflejan la entrada recibida de la lluvia. Como así también se debe entender a esa recarga en el contexto de la variabilidad climática manifestada en la cuenca de estudio a fin de poder observar su asociación.

#### 7.4.1 Valores esperables de la recarga

La magnitudes de recargas obtenidas se pueden asumir como una primera aproximación a la respuesta del acuífero ante un escenario hidroclimático similar al producido en el período estudiado. De tal manera los valores calculados (volcados en las Tablas 7.1 a

7.4) se pueden tomar como un **valor esperable** de la recarga observando su variación entre los rangos mínimos y máximos.

Las mismas tendrán que manipularse con cierto cuidado y deberán utilizarse como base para futuras investigaciones a fin de ajustar las metodologías aplicadas o incorporar otras, como así también procurar producir información de acuerdo al lugar de interés para poder incorporar el dato observado al método seleccionado. Ello contribuiría a minimizar los errores en las estimaciones sobre todo si se tiene en cuenta la interrelación de las numerosas variables intervinientes y las simplificaciones según la metodología aplicada.

## **8.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

### **8.1 Discusión**

La presente investigación se realizó enmarcada en el objetivo planteado con el convencimiento que los estudios de agua subterránea deben realizarse integrados al clima. Así se enfocó en forma conjunta al sistema atmósfera-acuífero, sistemas éstos dinámicos, con diferentes comportamientos y respuestas espaciales y temporales donde ambos, también están expuestos a diferentes acciones naturales y antrópicas.

El objetivo enunciado llevó a mejorar el conocimiento de la variabilidad hidrológica del acuífero libre e investigar su comportamiento en el contexto de la escala temporal y espacial de la variabilidad climática ante la carencia de antecedentes sobre el tema. Es así, que un simple análisis de correlación entre la precipitación y el nivel freático como lo son la mayoría de los abordajes por ejemplo, no es indicativo del grado de correspondencia entre variabilidad climática y del acuífero como se plantea aquí. Por ello, para este análisis se necesitaron herramientas acordes con el desafío de poder observar el grado de correspondencia entre estos dos sistemas y se ha trabajado a paso de tiempo climático demostrando el acople de los campos a escala regional de la precipitación-nivel freático por un lado, y el de precipitación-recarga al acuífero por el otro.

La motivación para la búsqueda de métodos exploratorios de análisis de datos en climatología viene de la necesidad de separar “señales climáticas” desde el clima base del “ruido”. Entendiéndose por señal climática en general, al resultado de interacciones entre procesos dentro del sistema climático el cual opera sobre un amplio rango de escalas espaciales y temporales. El rango de los procesos involucrados se extiende en la escala espacial desde unos pocos metros a miles de kilómetros y en la escala temporal desde horas a millones de años. Las interacciones entre los componentes dentro del sistema climático usualmente incluyen retroalimentaciones positivas y negativas que actúan en diferentes escalas. Cuando esas retroalimentaciones se combinan apropiadamente y equilibran el uno al otro (un campo a otro), ellos pueden dar origen a irregulares pero bruscas variaciones climáticas. Un bien conocido ejemplo es EL NIÑO/OSCILACIÓN DEL SUR o fenómeno ENOS.

Pero dado a que están implicados dos sistemas se han empleado métodos estadísticos no convencionales cuya característica fundamental para la detección de señales es su habilidad para representar datos distribuidos espacialmente de un modo compacto tal que los procesos físicos que están detrás de los datos, o sus efectos, pueden ser mejor visualizados por el investigador. Como así también el poder interpretar los resultados de esas señales específicas en el tiempo, espacio o espacio-tiempo dentro de un gran conjunto de datos multivariados y llegar a conclusiones.

El comportamiento complicado y no lineal del sistema climático, y en consecuencia del ciclo hidrológico al ser parte del mismo, proporciona un real desafío a los métodos de análisis de datos. Las variaciones climáticas sobre escalas de tiempo diferentes, por ejemplo, pueden ser conectadas una a la otra por mecanismos no lineales.

Las técnicas estadísticas utilizadas en esta tesis pertenecen a una categoría de análisis llamado “Análisis Exploratorio” donde la pretensión de éstas es sumarizar las características de un campo, tal como el espacio dominante y/o modelos de tiempo, y discriminado entre la

señal de interés y los procesos no relacionados o ruido. Métodos de detección de modelos espaciales en conjuntos de datos multivariados (esto es, variando en el espacio y en el tiempo) fueron tratados en esta tesis.

Estos métodos intentan explotar la información disponible en conjunto de datos distribuidos espacialmente e involucran descomposición en autovalores. La técnica mas tradicional es el análisis de las Funciones Ortogonales Empíricas (EOFs); dos diferentes aproximaciones son dadas para realizar la descomposición en EOFs: el de la matriz de covarianza y la matriz de correlación; y la descomposición en valores singulares (SVD) de reciente desarrollo.

Aquí se analizó en forma conjunta el campo de la **precipitación y del nivel freático-recarga** a través de dos variaciones del clásico análisis de las EOFs. Esa combinación de análisis de las EOFs y el SVD de los campos acoplados de la precipitación y el del nivel freático-recarga es totalmente novedosa y carente de antecedentes, tanto nacional como internacionalmente.

Lo interesante en este estudio conjunto es que en el sistema acuífero las señales que describen su comportamiento están moduladas, algo que no ocurre tan marcadamente con la precipitación, y en consecuencia la contribución de cada señal dependerá también de esa modulación y ello se ha podido observar con la aplicación de las EOFs.

Todas las referencias mencionadas anteriormente son justamente matemáticas y no dan descripciones detalladas de cómo es el desempeño del análisis, sin embargo en lo que a las interacciones atmósfera-acuífero libre se refiere, en esta tesis se demuestra que el desempeño del análisis es muy bueno.

La longitud de las series permitió determinar la distribución espacial tanto de la precipitación, como del nivel freático y la recarga, mediante el *PCA*, lo que facultó realizar la comparación de los autovectores de cada variable. Con la *PCI* del *PCA*, a través de la aplicación de un *SSA*, se determinó el comportamiento temporal de cada distribución espacial; donde para determinar potencias espectrales se utilizó un análisis espectral (*SA*) convencional a las PCs seleccionadas. Con ello se simplificó el estudio del comportamiento espacio-temporal de estas variables y posteriormente se analizó el grado de correlación entre campos mediante el método *SVD*.

Los resultados del período 1970-2003 con información de la precipitación y el nivel freático en la escala temporal de la variabilidad climática, muestran que espacialmente los campos de precipitación con el nivel freático y la recarga se corresponden y que tienen un comportamiento en el tiempo casi idéntico en la cuenca del río Carcarañá. Ello llevó a indagar acerca de la *predicción climática y del nivel freático*, que si bien no fue el objetivo de esta investigación se la incluyó como complemento de la misma sustentada en los resultados obtenidos del acople de los campos lográndose por extrapolación hasta el 2010 los comportamientos futuros. Por otro lado, se recuerda lo expuesto en el Item 6.1.4 “De la predictabilidad”, que dice: “Una vez demostrada la correlación de los campos, y sobre esta base, se puede usar una herramienta que permite una predicción más ajustada, aunque no puede ir más allá del año de anticipación”.

Como consideraciones generales se puede mencionar que la predicción climática está aún en plena etapa de investigación por parte de los meteorólogos, y así lo ponen de

manifiesto en todos los resultados que se difunden a través de diferentes páginas web, o de trabajos publicados en revistas indexadas.

Una metodología que fue intensamente usada por los especialistas y que ha caído en desuso por su poca fiabilidad son las correlaciones canónicas entre las temperaturas del agua de mar (Pacífico ecuatorial u océanos circundantes de las áreas de interés)-precipitación. Ello es debido a que cuando el calentamiento del Pacífico ecuatorial y/o los océanos cercanos a las zona de interés no son muy intensos, que es cuando en algunas regiones como el nordeste de Argentina llueve por encima de lo normal y las señales no son muy fuertes; entonces la fiabilidad del modelo estadístico es baja. La varianza que explican en la precipitación es inferior al 35 % (Krepper y García, 2004) lo que puede estar pronosticando ruido. Particularmente cuando las señales son de intensos enfriamientos en algunas regiones como la nuestra no siempre se producen sequías (Venencio y García, 2005) por lo que en las principales Instituciones de predicción del tiempo y el clima se ha abandonado la práctica de la predicción por correlaciones. Esto de ninguna manera elimina totalmente la utilización de estos modelos estadísticos porque en los intensos calentamientos del Pacífico (EL NIÑO) funcionan aceptablemente, aunque no permiten cuantificar la precipitación esperada hasta el momento.

Sin embargo, ha habido éxitos en la predicción interanual de los caudales del río Paraná en verano como lo encontrado por Robertson et al. (2001) mediante componentes principales y modelos autorregresivos. Una metodología similar es la que se aplicó en la presente tesis. Obviamente, pese a que estos modelos de tendencia estadística permiten cuantificar la precipitación esperada para un período a futuro determinado, deben ser utilizados con cuidado ante la ocurrencia de un evento EL NIÑO intenso. Además, parece ser que únicamente los modelos numéricos tienen buena chance de éxito, y esto es lo que se está utilizando en la actualidad aunque sean de difícil acceso para los no especialistas y sus resultados no siempre están disponibles.

La metodología que se aplicó muestra que mediante el análisis de tendencias con SSA existe muy buena chance de éxito y los resultados son aceptables aunque falte mucho camino por recorrer en este tema.

Dado que la precipitación puede ser pronosticada a paso climático (estacional o anual) mediante los muchos modelos climáticos existentes, tanto estadísticos como numéricos se consideró que no era un aporte al conocimiento discernir sobre ellos ni proponer otros. Pero sí es un aporte el estudio conjunto de la predictabilidad de los campos precipitación-nivel freático, que muestran la posibilidad de evaluar el comportamiento a futuro, tema sobre los cuáles no hay antecedentes.

Se han adoptado *simplificaciones* para aplicar las metodologías planteadas y se observó la precisión esperada en los resultados que a continuación se exponen:

**\* A cerca de la variabilidad climática-acuífero-recarga**

Dada la complejidad de la interacción atmósfera-acuífero y de la carencia de otras variables atmosféricas lo suficientemente medidas se asumió que la acción-respuesta de estos dos sistemas sólo es debido a la entrada natural y fuente de recarga al acuífero: a la variabilidad de la precipitación; y al nivel freático medio regional afectado por la variabilidad climática, siendo la salida natural de este sistema la descarga hacia los cursos superficiales.

Es así que en estas condiciones se pueden determinar las modulaciones en estos sistemas que generan respuestas, siendo en el acuífero las variaciones del nivel freático, y por ende su incremento está asociado a la recarga que recibe. A su vez, la magnitud de la recarga se relaciona con factores geomorfológicos, edafológicos, cobertura vegetal, tipo y uso del suelo, e hidrogeológicos. De esta manera, se tuvo una primera aproximación para poder conocer comportamientos medios de las variables a escala regional.

Estas simplificaciones se sustentaron por lo expuesto en el Capítulo 2 “Estado del conocimiento” donde entre las fuentes de recarga a los acuíferos, está la *recarga directa*. Como así también se mencionó acerca del mapa isofreático antecedente tomado de Kreimer (1969) y el generado para este trabajo que corroboró que el flujo subterráneo adquiriría direcciones predominantes, con descarga local a los cursos superficiales más próximos para luego concluir la descarga hacia el río Carcarañá. Este a su vez recibe parte del flujo subterráneo como aporte básico y conduce el caudal total de la cuenca de aportes hacia la zona de descarga regional que es el río Paraná, marcándose claramente el carácter efluente de las aguas del acuífero freático. Por otra parte, también los resultados del modelo (Modflow) demostraron que la adopción de la recarga como única fuente de la recarga fue correcta. Ello quedó señalado en el balance total entre ingresos (recarga) y salidas de agua hacia el río Carcarañá donde surge que aproximadamente un 90 % de lo que entra como recarga neta al acuífero sale como aporte básico al río Carcarañá y el 10 % restante continúa como flujo subterráneo, lo que también verificó la hipótesis que la recarga por precipitación es la que predomina.

Se ha mencionado además que puede haber otra fuente de recarga/descarga al acuífero libre al/del acuífero Puelche, ya que es de conocimiento que existe una conexión hidráulica entre ambos, pero para la cuenca en estudio no hay información al respecto o que se haya cuantificado la magnitud de los aportes entre estas dos secciones (ello fue comentado en el Item 4.3). De escasos antecedentes en otros sitios de la provincia y por mediciones que se vienen realizando actualmente al sur de la cuenca, se puede confirmar, que el acuífero libre es el que recarga al acuífero Puelche ya que la cota hidráulica de éste permanece en la cuenca de manera general y habitual por debajo de la del Pampeano.

Además a nivel de comentario, de existir una *recarga indirecta* que podría ser factible en una situación climática extrema, con lluvias de magnitudes importantes y en función del estado hidrológico de la cuenca para estos eventos, se ha observado que el curso del río Carcarañá ha manifestado una elevación de sus niveles. Sólo en esta situación podría producirse un efecto de almacenamiento en las márgenes que podría ocasionar una recarga temporaria hacia el acuífero, pero con afectación espacial localizada, que no forma parte del comportamiento normal de la relación agua superficial-subterránea. Como así también de existir otra fuente de recarga, por ejemplo una localizada esta sería de carácter temporaria cuya corta duración no queda contemplada en el análisis por el paso de tiempo de variabilidad climática. Por lo que de producirse ambas manifestaciones no invalidaría lo asumido al ser éstas no abarcativas de situaciones temporales de corta duración como se mencionó.

Asimismo la principal descarga del sistema subterráneo por causa natural es su drenaje hacia los cursos superficiales, ya que las extracciones por bombeo (causa antrópica) son insignificantes y en caso de ser significativas, está la imposibilidad de cuantificarlas por lo que se tendría que “inferir una estimación de las mismas” lo que sumaría incertidumbres al objetivo del trabajo. Por otra parte se ha comprobado que las estaciones freáticas que se

han utilizado no están influenciadas por extracciones. También el efecto de descarga por evapotranspiración pierde influencia a paso de tiempo climático.

Dado los antecedentes y el funcionamiento de la cuenca descrito en el Item 4.3, y de otros mecanismos de recarga (*indirecta y localizada*) se puede decir que el que predomina es “recarga directa” o recarga difusa, cuya principal fuente es la lluvia a través del medio poroso mediante el mecanismo de flujo pistón mediante el cuál todas las lluvias producidas aún las de menor magnitud llegarán al acuífero. Como así también puede haber otros de menor importancia, como la recarga localizada y temporaria según la disponibilidad hídrica, pero el predominante, es debido a la lluvia.

Lo expuesto precedentemente avala la no consideración del río Carcarañá como otra fuente natural de recarga al acuífero por ejemplo y de otras posibles fuentes para el objetivo planteado.

**\* A cerca de los métodos para calcular la recarga propiamente dicha**

Como segunda parte del objetivo se realizó para el período 2000-2003 “la estimación de la recarga natural al acuífero libre debido a la lluvia a través de aplicación de diferentes metodologías” que fueron expuestas en el Item 6.3 del Capítulo 6 y “se observó la bondad de las estimaciones efectuadas” que se presentaron en el Capítulo 7.

Se ha mencionado que hay numerosas técnicas específicas en la literatura para poder acceder a un valor de la recarga lo que sin dudas trae aparejado diferentes resultados dado que en cada una se adoptan simplificaciones distintas, y cada una con diferentes alcances de representatividad espacial y temporal, donde la incertidumbre asociada a cada método corrobora la necesidad de aplicar varias técnicas para aumentar la fiabilidad de estimaciones. Los antecedentes acerca de la bondad de cada una se han comentado en el Capítulo 2 “Estado del conocimiento”.

Acerca de las *simplificaciones metodológicas* para: *a- balance de agua en el suelo* y *b- balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero* suponen que las propiedades de las tres componentes (suelo- zona no saturada-acuífero) son homogéneas en el área o celda donde se aplica el balance. De esta manera el balance será más representativo cuantas menos heterogeneidades tenga el sitio y cuanto menor sea su tamaño.

Para el primero, se adoptó que la evapotranspiración diaria es constante durante cada mes, obteniéndose del dato de evapotranspiración potencial mensual repartida por la cantidad de días de cada mes; a la precipitación diaria se le sustrae el escurrimiento superficial para obtener el agua que efectivamente ingresa al suelo (precipitación efectiva); el escurrimiento superficial se calcula por medio de la metodología del número de curva (CN) del Soil Conservation Service, donde se le asigna al suelo un número de curva para la condición de humedad media (condición II); la relación entre la evapotranspiración real y la potencial es lineal; el exceso -al que se le ha descontado el escurrimiento superficial- es asignado como la recarga al acuífero freático. Estos excesos son los volúmenes de agua que el suelo no puede retener por superarse su capacidad de almacenamiento. Ello significa que la recarga total al acuífero será una proporción de la precipitación que se infiltró por la zona no saturada y percoló hacia el acuífero debido a una disponibilidad de agua en superficie, que asociada con su porosidad efectiva proporciona la variación del nivel piezométrico. Es decir se transfieren los excesos directamente al acuífero y toda el agua que ingresa es como un único almacén, y

ello puede producir en los resultados valores de recargas un tanto más elevadas que otros métodos. También se asume un valor de porosidad específica para el cálculo del ascenso de nivel del freático.

Posteriormente se planteó la ecuación para obtener la curva de agotamiento del acuífero para efectuar la calibración, cuya expresión es del tipo:  $\alpha (h-h_0)$ , siendo ( $\alpha$ ) un coeficiente de goteo; y dos niveles para el acuífero: el ( $h$ ) como nivel de descarga local y el ( $h_0$ ) como nivel de descarga regional. Estos dos niveles de descarga del acuífero se adoptan teniendo en cuenta la posición del nivel piezométrico para cada sitio.

Este balance ha sido programado en una planilla de cálculo que además de agilizar el cálculo permite que en cada paso de tiempo diario se actualicen las entradas de agua disponible. El resultado fueron recargas estimadas a través del ajuste entre los niveles piezométricos simulados con los observados.

Para el segundo, las *simplificaciones* fueron: la resultante de las demandas hídricas satisfechas en el primer y segundo subsistema se transforman en excesos. Esto es, cuando el contenido de humedad se encuentra sobre el límite de comienzo del drenaje (capacidad de campo) se produce un flujo descendente, aquí llamado recarga en tránsito que no puede exceder la permeabilidad vertical del suelo. Así se obtiene la evolución de los niveles piezométricos calculados que pueden ser comparados con los niveles piezométricos medidos en pozos someros. En general, el acuífero se suele tratar como una sola celda que recibe como entrada la recarga procedente de la zona no saturada y que descarga en función del volumen almacenado en el acuífero. Las variables de estado en cada una de las tres componentes son los volúmenes de agua, donde la variación de volumen por unidad de superficie se relaciona con la variación del nivel a través de la porosidad eficaz.

Como comentario, los autores de este balance expresan “*que no es esperable que un modelo de balance en el que el acuífero se representa como una sola celda; reproduzca fielmente las oscilaciones freáticas observadas*”. No obstante ello, los resultados muestran la buena aproximación de los niveles simulados a los observados donde en la Tabla 8.1 se sintetizan los errores cuadráticos medios (ECM) y los óptimos (ECM<sub>ópt</sub>) obtenidos, los cuáles se consideran como aceptables.

	<b>Balance de Agua suelo-z.no saturada-acuífero</b>		
	<b>ECM (m)</b>	<b>ECM (m)</b>	<b>ECM<sub>ópt.</sub> (m)</b>
Ea. San Jorge	0.055	0.497	0.489
Ea. La silesia	0.062	0.341	0.339
Ea. Andino	0.0862	0.562	0.552
Oliveros	0.0081	0.387	0.343

**Tabla 8.1.** Errores obtenidos de los resultados de los dos balances de agua

Con respecto a la *precisión esperada de los resultados*, la mejor se obtiene cuando se dispone de datos diarios, ya que de esta manera la calibración se apoya no sólo en datos puntuales aislados sino prácticamente en una curva continua de niveles. No obstante para estos balances pese a que se contaron con datos freáticos mensuales en tres de las estaciones, los resultados se pueden considerar en general como satisfactorios alcanzando a reproducir el escenario hidrológico para el período para el cuál fueron calculados. La mayor incertidumbre del método está asociada a la estimación de la porosidad específica, ya

que las fluctuaciones de nivel dependen fuertemente de este parámetro (se estima que el error en la estimación de este parámetro es aproximadamente de +/- 0,02).

Para estas metodologías se considera que la información necesaria para su aplicación fue suficiente y que a los resultados se ha llegado con una cuidadosa calibración proporcionándole a los parámetros valores aproximados con sentido hidrogeológico, a los cuál es se los comprobó en la fase de validación. Por tal motivo se estima que se ha obtenido la precisión en los resultados acorde al objetivo.

Para el *método de balance del ión cloruro* se consideró que la estimación de la recarga en el acuífero es a través de un balance de masas en la zona no saturada (Sharma, 1988). Sin embargo la muestra de agua puede tomarse en la zona no saturada antes de ingresar al acuífero freático o inmediatamente después que ingresó a él como se realizó aquí. Las recargas basadas en el cloruro de aguas subterráneas son en general mayores que aquellas basadas en el contenido de cloruro de aguas extraídas de poros de la zona vadosa (Johnston, 1987) y la diferencia entre las dos recargas es atribuible al flujo preferencial siendo el contenido de cloruro más correcto para el cálculo de la recarga el de la zona saturada, ya que contiene una mezcla ponderada de los contenidos de cloruro de la recarga debido a un flujo preferencial y al flujo en el medio poroso más en general, es decir se recolecta una muestra que contiene la integración de flujos.

En cuanto a la estación de muestreo Ea García Fuentes cuyos resultados fueron expuestos en el Anexo VIII, la calidad del agua subterránea se caracterizó por su elevada concentración de sales con conductividades que varían entre los 1500 a los 6000  $\mu\text{mho/cm}$ , siendo los valores más frecuentes del orden de los 3000  $\mu\text{mho/cm}$ . La concentración media de cloruros en la lluvia resultó de 4.2 ppm, valor de orden similar al encontrado en las estaciones de las localidades de Villa Eloisa (3.8 ppm), Correa (4.4 ppm) y Pueblo Andino (3.2 ppm). Obsérvese que estos valores de cloruro en la lluvia son similares lo que estaría señalando que las concentraciones de cloruro de la precipitación se mantuvieron constante en el tiempo (en los cuatro años) que es lo que señala la hipótesis de este método, por lo que han sido representativas de la concentración media de la cuenca. No ocurre lo mismo con las concentraciones de cloruro en la parte superior del acuífero de 322 ppm para esta estación externa a la cuenca, valor elevado en correspondencia con la calidad del agua y muy superior comparado con el de las localidades de Villa Eloisa (19.4 ppm), Correa de 8.7 ppm) y Pueblo Andino (17.7 ppm). Sin duda esta elevada magnitud se refleja en el bajo valor de la recarga calculada para esta metodología. Durante el período de observación las menores profundidades del nivel freático oscilaron en el orden del metro cincuenta a los 70 centímetros lo que limitó evidentemente la capacidad de recarga al acuífero.

En lo referente a la *precisión esperada* de los resultados obtenidos, por un lado se considera que se han cumplimentado las instrucciones metodológicas, esto es, se requiere un período de observación como mínimo de dos años para generar la información básica para su aplicación. Y por el otro, en cuanto a la precisión del método en general se considera que arroja una buena estimación porcentual de la recarga como estimaciones para períodos prolongados (5 a 10 años).

Para el *modelo matemático Modflow* las simplificaciones adoptadas se presentaron en detalle el Capítulo 6, Item 6.3.4.2. De manera general, para acotar las entradas y salidas del sistema subterráneo se adoptaron a la recarga (por precipitación) y la descarga natural hacia los cursos superficiales, simplificaciones que se asumen como válidas dada las características

de la cuenca. El modelo se ejecutó en estado estacionario ya que la información disponible estableció esta limitación. La modelación en régimen transitorio no se realizó ya que para la misma es necesario contar con registros de niveles a lo largo del tiempo o históricos los cuáles no se cuentan para esta cuenca.

La calibración se realizó en forma manual, recordando que es conveniente señalar que no existen normas fijas para realizar modificaciones en esta etapa ya que hay infinitas combinaciones de los datos geométricos, hidrogeológicos e históricos, que producen los mismos niveles. Por ello es necesario conocer el verdadero valor de cada uno de ellos y su posible margen de error para que mediante la variación de los parámetros se produzcan el ajuste deseado, siempre que haya una justificación física para ello. Por otro lado se ha enfatizado que esta aplicación requiere del conocimiento de la conductividad hidráulica y del espesor del acuífero para obtener con menor incertidumbre la recarga.

Por lo mencionado se puso de manifiesto el ajuste no logrado en la zona la zona baja de cuenca (área topográficamente plana). La no coincidencia entre los niveles observados y simulados en este sector tal vez pueda deberse a que es el sector más plano y el trazado de las curvas isofreáticas observadas se realizó con el criterio general -que la morfología de la superficie freática acompaña a la topográfica, como en el resto de la cuenca- este hecho pudo haber alterado la inflexión de las mismas y no pueden ser reproducidas por el modelo. Ello amerita dejar planteado que en esta zona habría que realizar una mayor densificación de sondeos para obtener la medida de la profundidad del nivel freático. Estos sondeos tendrían que realizarse con un barreno, dado que no hay posibilidad de acceder en forma directa a una observación por ser grandes extensiones de tierra (sin población) acompañado por un relevamiento planialtimétrico también de detalle, para poder determinar a una escala conveniente la inflexión de las equipotenciales observadas.

Así, se acentúa la importancia de esta aplicación, que radica en la complejidad física del sistema y que este modelo de manera general, ha logrado reproducir las curvas isofreáticas observadas obteniéndose la variabilidad espacial de la recarga en correspondencia con la zonificación de suelos (ver Figuras 3.7 y 6.71.).

Las magnitudes obtenidas son indicativas de la recarga media anual en la cuenca.

En relación a la *precisión esperada de los resultados* se expresa que dado que se trató de minimizar los errores por falta de información y por las limitaciones y simplificaciones adoptadas en la cuenca en estudio, los resultados obtenidos estarían señalando que las incertidumbres mencionadas estuvieron equilibradas.

Al presente se carece de antecedentes que cuantifiquen la recarga por las metodologías planteadas en la cuenca de estudio y en la mayoría de sitios de la Provincia de Santa Fe. Por ello se cree que las mismas se pueden utilizar como base para nuevos planteos. Si bien las técnicas utilizadas aquí no son innovadoras, al presente, y por lo generado en el ámbito provincial por otros autores, se acentúa que el aporte radica en la posibilidad de contar con valores de recarga en zonas de diferentes características físicas y empleando diferentes métodos (con la fiabilidad del dato observado), y que los resultados se pueden tomar como una primera aproximación de un valor esperable de recarga. Lo mencionado se refuerza con los antecedentes provenientes de la literatura internacional y nacional donde se reitera que es de conocimiento que la recarga en zonas templadas y húmedas es justamente

analizada en pocos estudios, y se determinan con más detenimiento en regiones áridas y semiáridas.

Las relaciones cuantitativas investigadas entre el sistema acuífero libre-atmósfera constituyen un aporte al conocimiento base y da una posible herramienta para que ingenieros, tomadores de decisión y planificadores encuentren la manera de optimizar el manejo del recurso hídrico subterráneo, como problema ingenieril.

## 8.2 Conclusiones

### *Acerca la variabilidad climática y el acuífero*

- *El análisis de la variabilidad climática a partir de la precipitación se considera válido en la región analizada.*
- *Se constató mediante el Test de Mann, Desvíos Acumulados y Worsley el salto climático centrado en 1970 registrado en la precipitación y verificado por otros autores para otras regiones.*
- *Las diferencias entre las medias de cada subperíodo son estadísticamente significativas, constatados mediante los tests de Student-t y Fisher.*
- *En el período simultáneo 1970-2003 de la precipitación y el nivel freático en las estaciones de Rafaela, Marcos Juárez, La Silesia y Oliveros y se observó que:*
  - *Los cambios de tendencia en la precipitación se producen simultáneamente en 1979/1981 y en 1987/1991. Los saltos significativos en la media se detectan entre 1987 y 1993 en Rafaela, Oliveros y Marcos Juárez, aunque en La Silesia se encuentra un poco antes (1974).*
  - *El nivel freático tiene una similitud de respuesta al de la precipitación. Tanto en 1989/1990 como en 1972/1977 se producen cambios de tendencia, mientras que los saltos en la media significativos de Rafaela y Oliveros son coincidentes (1977), habiendo diferencias para Marcos Juárez donde el salto se produce en 1990. Se acepta la fecha 1989/90 como un punto singular en el comportamiento de la tendencia del nivel freático de la región central santafesina.*
  - *Tanto en la precipitación como en el nivel freático los saltos en la media son estadísticamente significativos, habida cuenta de los resultados de los tests de Student-t y Fisher. Pero con los cambios de tendencia no se pudo determinar el grado de significancia de las diferencias entre los subperíodos debido a la corta longitud de los mismos.*
- *Con respecto al comportamiento espacial de la precipitación, nivel freático y la recarga en el período 1970-2003, se determinó que en la región en estudio hay una similitud en la distribución espacial de cada variable, lo que permite inferir una respuesta de los niveles freáticos coherente con la distribución de la precipitación. La similitud en la distribución espacial de estos tres campos en la cuenca evidencia la vinculación cualitativa entre la recarga al acuífero con la variabilidad climática (precipitación en este caso).*

- En ***relación al comportamiento temporal de la precipitación*** en el período 1970-2003 se comprobó que su variabilidad en el tiempo sigue un patrón bien definido con modos de oscilación que tienen periodicidades de 8.0, 4.8 y 3.0 años y que explican el 81.22% de la varianza total.

- La *reconstrucción de cada uno de los modos de oscilación*, permitió establecer por suma de los tres, la reconstrucción de la serie original (*PCI*) exenta de ruido con un coeficiente de correlación de 0.90 con la original.

- En ***relación al comportamiento temporal del nivel freático*** en el período 1970-2003, se comprobó que su variabilidad en el tiempo sigue un patrón bien definido con pares degenerados que definen una tendencia y tres modos oscilatorios con periodicidades de 8.0, 4.8 y 3.1 años y que explican el 96.7 % de la varianza total. Las periodicidades de los modos oscilatorios son coincidentes con los de la precipitación y difieren en que en el nivel freático hay una tendencia.

- La *reconstrucción de la tendencia, más cada uno de los modos de oscilación* permitieron establecer por suma la reconstrucción de la serie original (*PCI*) exenta de ruido con un coeficiente de correlación de 0.93 con la original para el período 1970-2003.

- La aplicación de un *SVD* mostró el grado de acoplamiento de los campos de la precipitación y el nivel freático con un coeficiente de correlación 0.79, lo que señala la buena correlación entre la precipitación y la respuesta del acuífero libre con un lag de un año.

- También se observó el buen grado de acoplamiento entre la precipitación y la recarga con un coeficiente de correlación de 0.84, lo que señala la buena correspondencia entre ambas variables con un retardo (lag) de un año.

- Los valores de estos dos coeficientes de correlación hace muy aceptables los resultados obtenidos en y entre las variables en estudio para la cuenca.

- Se puede afirmar que la buena correlación cualitativa y cuantitativa entre los campos analizados, *indica la asociación entre las variables* en la cuenca. Por ello se observa una respuesta de los niveles freáticos y la recarga al acuífero coherente con la distribución de la precipitación.

- Los resultados obtenidos, son estimadores de las variaciones que pueden acontecer en el sistema acuífero donde habrá que incorporarle el comportamiento local en cada estación de interés.

***\* El grado de asociación encontrado entre la variabilidad climática y la respuesta del acuífero libre permiten establecer posibles herramientas de predicción:***

***\* Mediante la aplicación de PCA y SSA se determinó:***

- ***Con respecto a la precipitación***, la reconstrucción de la serie original permitió obtener por extrapolación hasta el año 2010 la tendencia estadística de las anomalías de la precipitación en la región, dado que la naturaleza cíclica de las reconstrucciones implican predictabilidad.

- Los resultados muestran que, estadísticamente es esperable un descenso de la precipitación de 170 mm por año desde fines del 2003 hasta fines del 2005 y a partir de esta fecha la precipitación anual debería aumentar a una tasa anual de 80 mm por año hasta el 2007, para decaer levemente a partir de este año a razón de 40 mm por año hasta la fecha límite de la previsión.

• **Con respecto al nivel freático**, la reconstrucción de la serie original permitió obtener por extrapolación hasta el año 2010 la tendencia estadística de la variación de los niveles freáticos en la región, dado que la naturaleza cíclica de las reconstrucciones implican predictabilidad

- Los resultados muestran que, estadísticamente a partir de fines del 2003 y hasta fines del 2005 el nivel freático debería descender a razón de 0.60 m/año, para recuperar 0.65 m/año desde 2006 hasta 2009, para luego descender levemente en el último año.

**\* Mediante la aplicación de SVD se determinó:**

• **En lo referente a la predictabilidad de la precipitación**, ésta puede ser pronosticada a paso climático (estacional o anual) mediante los muchos modelos climáticos existentes, tanto estadísticos como numéricos.

• **En lo referente a la predictabilidad del comportamiento del acuífero libre**, se halló una función lineal para el pronóstico a futuro de las variaciones del nivel freático regional que no puede ir más allá del año de anticipación como una primera aproximación, conociendo las anomalías de la precipitación. Este método resuelve el problema que se genera ante la previsión de ocurrencia de anomalías extremas de la precipitación.

• **Durante el período de observación 2000-2003** con la información generada de precipitación, nivel freático y concentraciones del cloruro en la lluvia y en el acuífero en las estaciones de monitoreo de la cuenca se determinó que:

- Las precipitaciones medias en el período de estudio fueron mayores que las precipitaciones normales anuales representadas por las isohietas para el período normal 1971-2000 en la cuenca del río Carcarañá.

- El comportamiento del nivel freático en cada estación de monitoreo de modo general ha respondido con ascenso del nivel frente a la precipitación, sobre todo el período 2001/02. Evidentemente, esta mayor disponibilidad de agua precipitada en este período significó una mayor recarga de agua al sistema subterráneo.

- La profundidad promedio del nivel freático de los cuatro años de observación en tres de las estaciones de monitoreo de la cuenca fueron de 3.4 y 4.6 metros, menos en Oliveros, cuya profundidad media fue de 10 metros.

• La dinámica hídrica subterránea indicada en antecedentes y del mapa isofreático generado el cuál es representativo un escenario hidroclicmático medio de la cuenca del período 2000-2003, marcan de manera general al flujo subterráneo con direcciones predominantes hacia las áreas de descargas más cercanas, tales como bajos topográficos o cursos de aguas menores. Mientras que en el sistema de flujo regional el agua se traslada por el medio subterráneo distancias mayores y descarga en un curso de agua importante como lo es el río Carcarañá a

nivel de cuenca, o el río Paraná a nivel regional. La vinculación entre la descarga subterránea-agua superficial es de carácter influente.

- De la *estimación cuantitativa de la recarga natural al acuífero libre por lluvia* en las estaciones de monitoreo Ea. San Jorge (Villa Eloisa); Ea. La Silesia (Correa); Ea. Andino (Pueblo Andino) y Oliveros (Oliveros) se determinó:

- Los valores de recarga hallados por distintas metodologías presentan diferentes representatividades espaciales: un alcance puntual (balance de agua en el suelo); un alcance local y hasta 100 km<sup>2</sup> (balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero); un alcance espacial algo mayor como es el caso de la metodología del balance de cloruros donde se integran los flujos que llegan desde una pequeña zona desde aguas arriba del punto de medición y de la zona no saturada al acuífero en las inmediaciones del punto de muestreo; y un alcance mayor, con la modelación matemática del flujo subterráneo.

- En lo referente a la escala temporal, los balances de agua a paso de tiempo diario son representativos del período de tiempo en que se los aplica y dan la recarga total al acuífero. Mientras que el método de balance de cloruros proporciona un valor medio de la recarga que se asocia a una recarga de largo período, ya que la recarga al acuífero no se produce necesariamente el mismo año de ocurrida la lluvia que lo origina. Por otra parte, la recarga neta estimada a través del método de modelo de flujo subterráneo en estado estacionario tiene una representatividad temporal media.

- Las recargas medias anuales obtenidas por el método de *balance de agua en el suelo* fueron mayores que las obtenidas por *balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero* para tres de las estaciones de la cuenca. Los valores respecto a la precipitación media fueron de 29 y 24 % en la Ea. San Jorge; 29.6 y 21.0 % en la Ea. La Silesia; 27 y 22.7 % en la Ea. Andino y en Oliveros de 21 y 20.9 %.

Estos dos métodos lograron reproducir durante los cuatro años a las fluctuaciones del nivel freático para profundidades del acuífero entre los 3.0 y 10.0 metros.

- Las magnitudes anuales de recargas calculadas para el período 2000-2003 por los dos métodos de balance de agua mencionados precedentemente se pueden asumir como válidas de manera preliminar y como una primera aproximación.

- *Las recargas estacionales obtenidas por los dos métodos de balance de agua*, de modo general y para los cuatro sitios de monitoreo, manifiestan que la estación invernal es la que acusa menos recarga.

- *El método de balance de ión cloruro en el acuífero* estima una recarga histórica media. Los valores medios de recarga en milímetros fueron de 193 para la Ea. San Jorge, 398 para la Ea. La Silesia y 183 para la Ea. Andino. En la Ea. La Silesia significó el 42 % de la precipitación total con respecto a la estación de aguas arriba (Ea. San Jorge) y a la de aguas abajo (Ea. Andino) que equivalen a un 22.6 y 17 % de la precipitación.

- Las concentraciones medias de cloruros de la lluvia son similares en la Ea. San Jorge, Ea. La Silesia y Ea. Andino con resultados de 3.8, 4.4 y 3.2 ppm lo que hace suponer que la concentración de la lluvia en la cuenca es uniforme. Las concentraciones medias de

cloruros en el acuífero de 19.4, 8.7 y 17.7 ppm. El valor de 8.7ppm de cloruros en el es evidentemente indicativo de una mayor recarga para este lugar con respecto a los otros dos.

- El método de *modelo de flujo de agua subterránea en régimen estacionario* refleja la variabilidad espacial de la recarga en la cuenca entre 30 a 190 mm/año, y las magnitudes para las estaciones de medición resultaron menores que las obtenidas por los otros métodos; siendo en la Ea. San Jorge de 190 mm/año y de 140 mm/año en las Eas. La Silesia y Andino. La distribución espacial de las magnitudes de recarga resultaron acorde -de manera general- a la distribución de los suelos en la cuenca, con resultado en sectores sujetos a la erosión como en el valle de inundación del río, de 40 mm/año.

- La *conductividad hidráulica* que logró el mejor ajuste fue del orden de los 10 m/d.

- El balance total entre ingresos (recarga) y salidas de agua hacia el curso principal del río Carcarañá mostró que de un 90 % de lo que entra como recarga neta al acuífero sale al río como aporte básico (esto es aproximadamente 6 m<sup>3</sup>/seg) y el 10 % restante continúa como flujo subterráneo. Ello también verifica la hipótesis que la recarga por precipitación es la que predomina en la cuenca.

- El *análisis de sensibilidad* señaló que los parámetros que más incidencia tienen en el resultado del modelo son la *recarga* y la *conductividad*. Con respecto a la primera, frente a un incremento positivo en los parámetros el error del modelo presentó valores mayores respecto a un incremento negativo. Sucedió lo contrario con la conductividad hidráulica. Mientras que la variación en la conductancia hace que el error cuadrático medio presente un rango de variación mucho menor que en los dos anteriores.

- En virtud del objetivo propuesto se considera en general que el modelo reprodujo a escala regional la configuración de las líneas isofreáticas en la cuenca sobre todo si se tiene en cuenta la compleja morfología superficial y subterránea.

- Al no haber antecedentes que corroboren los valores de recarga calculados por las diferentes metodologías se tendrán que manipular con cierto cuidado observando su variación entre los rangos máximos y mínimos y ajustarlos al lugar de interés. De esta manera deben tomarse como una primera aproximación de una esperable respuesta del acuífero en el contexto de la variabilidad climática, sobre todo si se tiene en cuenta la interrelación de las numerosas variables intervinientes y que se simplifican según la metodología aplicada. Las técnicas son sencillas y económicas pero que necesitan datos básicos para poder aplicarlas.

\* Con los resultados presentados, se espera haber contribuido al conocimiento de las relaciones atmósfera-acuífero con un aporte que puede ser aplicado de manera muy simple a una escala regional, pudiendo aceptar la posibilidad de la previsión de las tendencias de cada campo a un cierto horizonte temporal futuro, donde la recarga que recibe el acuífero libre es correlacionable con el comportamiento de los niveles freáticos y refleja la variabilidad climática por un lado. Mientras que por el otro se puede cuantificar a la misma por diferentes métodos.

De esta manera se podrán formular con antelación medidas de mitigación ante la aparición de eventos extremos y/o de macroescala, en particular como lo son El NIÑO y LA NIÑA, cuya periodicidad está comprendida en la escala de la variabilidad climática de alta frecuencia, recibiendo el sistema subterráneo una mayor o menor recarga.

Los resultados son promisorios y no excluyentes de futuras líneas de investigación en la temática y ameritan proseguir intensificando el análisis de las interacciones atmósfera-acuífero, perfeccionando métodos y/o comprobando la bondad de cada herramienta utilizada, que pueda contribuir al tratamiento del recurso subterráneo, estimando el impacto que puede presentar debido a la variabilidad climática. Para ello es importante contar con la base generada en esta tesis.

## **9.- BIBLIOGRAFÍA**

- ABDULRAZZAK, M.J.; SORMAN, A.U. y ALHAMES, A.S.; 1989:** Water balance approach under extreme arid conditions-a case study of Tabalah Basin, Saudi Arabia. *Hydrol Proc* 3., pp: 107-122
- ANDERSON, MP Y WOESSNER, W.W.; 1992:** Applied groundwater modeling, simulation of flow and advective transport. Academic Press, New York, 381 p
- BRETHERTON, C.S.; SMITH, C. AND WALLACE, J.M.; 1992:** An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *Journal of Climate*, **5**, 541-560.
- ACEITUNO, P.; 1988:** On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate. *Mon. Wea. Rev.* **116**, 505-524.
- AEBY, P.G.; 1998:** Quantitative fluorescence imagin of tracer distribution in soil profiles. Diss Thesis, Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, 72 pp.
- AHUJA, L.R y El-SWAIFY, S.A; 1979:** Determinining soil hydrologic monitoring of soil-water pressures, rainfall and runoff. *J. Hydrol* 44. pp: 135-147
- AKRAM, M. y LIANG, T.; 1987:** An Information System for Implementing groundwater Recharge Models. *Proceedings of the Symposium Groundwater Recharge Mandurah.* pp: 155-169
- ALLEN, R.G.; HOWELL, T.A.; PRUITT, W.O.; WALTER, I.A.; JENSEN, M.E. (Eds); 1991:** Lysimeters for evapotranspiration and environmental measurements. En: *Proc Int Symp on Lysimetry*, American Society of Civil Engineers, New York, 444 pp
- ALLISON, G.B y HUGHES, M.W.; 1974:** Environmental tritium in the unsaturated zone: estimation of recharge to an unconfined aquifer. En: *Isotope techniques in groundwater hydrology*, IAEA, Vienna, pp: 57-72
- ALLISON, G.B y HUGHES, M.W.; 1978:** The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unconfined aquifer. *Aust J. Soil Res.* 16: pp: 181-195
- ALLISON, G.B.; STONE, W.J. y HUGHES, M.W.; 1985:** Recharge in karst and dune elements of a semi-arid landscape as indicated by natural isotopes and chloride. *J Hydrol* 76: pp:1-26
- ALLISON, G.B y PECK, A.J.; 1987:** Hydraulic scaling theory in recharge estimation. *Proceedings of the Symposium Groundwater Recharge Mandurah*, pp: 57-66
- ALLISON, H.J ; 1988:** A review of some of the physical, chemical and isotopic techniques available for estimating groundwater recharge. *Simmers I. (ed) ; pp : 49-72*
- ALLISON, G.B.; GEE, G.W. y TYLER, S.W.; 1994:** Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions. *Soil Sci Soc Am J* 58: pp: 6-14
- ANDERSON, O. D.; 1977:** Time series analysis and forecasting. Butterworth, 57 pp. UK.
- ANDRASKI, B.J. y JACOBSON, E.A.; 2000:** Testing a full-range soil-water retention function in modelling water potential and temperature. *Water Resour Res* 36: 3081-3090
- ARNOLD, J.G.; MUTTIAH, R.S.; SRINIVASAN, R. y ALLEN, P.M.; 2000:** Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi River Basin. *J. Hydrol* 227: pp: 21-40

- ATHAVALLE, R.N. y RANGARAJAN, R.; 1988:** Natural recharge measurements in the hard rock regions of semi-arid India using tritium injection: a review. En: Estimation of natural groundwater recharge, Simmers, I (Ed), pp:175-204
- AUGE, M.; 1987:** Similitudes Hidrogeológicas entre los Acuíferos Pampeano y Puelche en La Plata, Argentina. Hidrología Subterránea. II Seminario Hispano-Argentino. ISSN 217-428. Correlación Geológica N° 11: pp: 235-241.
- BAZUHAIR, A.S. y WOOD, W.W.; 1996:** Chloride mass-balance method for estimating groundwater recharge in arid areas: examples from western Saudi Arabia. J Hydrol 186: pp:153-159
- BERRI, G.J.; GHETTO, M.A. y GARCÍA, N.O.; 2002:** The influence of ENSO en the flows of the Upper Parana River of south America over the last 100 years. *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 3, No. 1, 57-65.
- BESBES, M. y de MARSILY.; 1984:** From infiltration to recharge: use of a parametric transfer function. J, Hydrol 74, pp: 27-293
- BIRKLE, P.; TORRES RODRÍGUEZ, V. y GONZÁLEZ PARTIDA, E.; 1998:** The water balance for the Basin of the Valley of México and implications for future water consumption. J Hydrol 6: pp: 500-517
- BISTENIK, H., 1968:** Descripción Hidrogeológica de la región de Marcos Juárez. Provincia de Córdoba y Santa Fe. Boletín N° 118. Ministerio de Economía y Trabajo. Secretaría de Estado de Energía y Minería. Subsecretaría de Minería y Combustibles. Dirección Nacional de Geología y Minería. pp: 1-33
- BLARASIN, M.; CABRERA, A; FELIZZIA, J.,2002:** Evaluación geohidrológica del área afectada por ascenso del nivel freático en la ciudad de Río Cuarto, Córdoba, Argentina. ISBN 987-544-063-9, pp: 187-197.
- BOCANEGRA, E.M. y BENAVENTE, M.A.; 1994:** Simulación numérica del sistema de flujo de las aguas subterráneas de Mar del Plata, Argentina (período 1920-1969). Actas II Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea 2: pp: 213-224
- BOJANICH MARCOVICH, E. y RISIGA, A. H.; 1975:** Contribución al conocimiento de la geohidrología de la provincia de Santa Fe. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica 5., pp: 37-59
- BOJANICH MARCOVICH, E.; RISIGA, A. H y FILI, M.; 1983:** Características Geohidrológicas de los Acuíferos de un sector de la llanura Chaco-Pampeana. Hidrología de Grandes Llanuras. Coloquio de Olavaria. Pp: 1241-1269
- BOJANICH MARCOVICH, E.; 1987:** Hidrología urbana en llanuras loésicas. III Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de La Pampa. Ser. Suplem. N° 3 ISSN 0326-6958, pp: 33-53
- BOLZICCO, J.; 1988:** Precipitaciones y niveles freáticos-Relación y evolución en el tiempo. Simposio Internacional sobre el Holoceno en América del Sur. Paraná. Entre Ríos. Trabajo Inédito.
- BOLZICCO, J. y CACIK, P.;1990:** Evaluación de los niveles freáticos y características geomorfológicas. Publ. UNL. FICH (E+D), N° 04/90, pp: 1-18
- BOUWER, H.; 1989:** Estimating and Enhancing Groundwater Recharge. Proceedings of the Symposium Groundwater Recharge. Mandurah. pp: 1-10.

**BRETHERTON, C.S.; SMITH, C. & WALLACE, J.M.; 1992:** “An intercompararison of methods for finding coupled patterns in climate data”. *J. Climate*, **5**: 541-560.

**BRUTSAERT, W.; 1982:** *Evaporation into the atmosphere, theory, history and applications*. Reidel, London

**BUTCHER, T.B. y HAVEL, J.J.; 1976.** Influence of moisture relationships on thinning practice. *N.Z.J. For. Sci* **6**: 158-170

**BUISHAND, T. A.; 1982:** Some methods for testing the homogeneity of rainfall records, *J. Hydro.*, **58**, 11-27.

**CAAS; 1973:** *Convenio Argentino Alemán de Aguas Subterráneas. Recursos de aguas subterráneas y su aprovechamiento en la llanura pampeana y en el valle de Conlara*. Instituto Federal de Geociencias y Recursos Naturales. Hannover.

**CARBON, B.A.; ROBERTS, F.J.; FARRINGTON, P. y BERESFORD, J.D.; 1982:** Deep drainage and water use of forests and pastures grown on deep sands in mediterranean environment. *J. Hydrol.* **55**: pp: 53-64.

**CACIK, P.; 1990:** La relación precipitación-nivel freático. Informe final de Cientibeca. Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas. pp 1-85

**CARRICA, J.C. y LEXOW, C.; 2002:** Estimación de la recarga natural al acuífero de la cuenca superior del arroyo Napostá Grande, Argentina. XXXII IAH & VI ALHSUD Congress, Mar del Plata. ISBN 987-544-063-9, pp: 980-988

**CEDEGREN, H.R.; 1989:** *Seepage, drainage, and flow nets*. Wiley, London

**CONWAY, D. & HULME, M.; 1995:** The impacts of climate variability and future climate change in the Nile Basin on water resources in Egypt, Accepted for publication in *Int. Water Resources Development*.

**COOK, P.G. y WALKER, G.R.; 1992:** Groundwater recharge in south western New South Wales. Point recharge and diffuse discharge in the Murray geological basin, Kenneth-Smith, AK y Walker, GR (Eds), CSIRO Water Resources Series No 7

**CONSEJO FEDERAL DE INVERSIONES; 1995:** Préstamo de Protección contra las Inundaciones. Canalización y Obras de Arte Cuenca del Río Carcarañá, (1995). Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas. Universidad Nacional del Litoral. Dirección Provincial de Obras Hidráulicas. Provincia de Santa Fe. Subnidad Central de Coordinación para la Emergencia. Programa de Rehabilitación para las Inundaciones. Ministerio del Interior. Banco Mundial Informe Técnico, pp: 1-144

**CONSEJO FEDERAL DE INVERSIONES; 1998:** Adaptación de los Proyectos de Villa Eloisa y Cañada de Gómez para licitar su ejecución mediante el Préstamo Protección contra Inundaciones. Convenio Consejo Federal de Inversiones. Provincia de Santa Fe. Informe Parcial (1998)., pp: 31-98

**CONSEJO FEDERAL DE INVERSIONES; 2001:** Convenio Universidad Nacional del Litoral, (Fac. Ing. Y C. Hídricas). Proyecto a Nivel de Prefactibilidad de Obras Complementarias de Cañada de Gómez-Prov. De Santa Fe. Análisis integrado de Factores Técnicos, Económicos, Ambientales, sociales, Jurídicos y Urbanísticos. Informe Final, pp: 1-182

**CUSTODIO, E. y LLAMAS, M.R.; 1976a:** *Hidrología Subterránea*, Tomo I y II, Ediciones Omega, Barcelona, 2360 p.

**CUSTODIO, E. y LLAMAS, M.R.; 1976b:** Trazadores químicos y radioactivos para aguas subterráneas. Selección y determinación. Hidrología Subterránea, Tomo II, Ediciones Omega, Barcelona, pp:1196-1282

**CUSTODIO, E. ; 1993:** Apuntes del Curso de Hidrogeoquímica: Aspectos Aplicados. Escuela de Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Barcelona.

**CUSTODIO, E.; 1995:** The impact of vertical water flow in boreholes on monitoring operations. Hydrogéologie 3: pp: 3-12

**CUSTODIO, E.; MANZANO, M.E. y IGLESIAS, M.; 1996:** Análisis térmico preliminar en los acuíferos de Doñana. El Agua en Andalucía Vol II, Siaga-96, Almería, pp: 57-87

**CUSTODIO, E.; 1997a:** Recarga a los acuíferos: aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica, Custodio, Llamas y Samper (Eds), Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, pp:19-40

**CUSTODIO, E.; 1997b:** Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica, Custodio, Llamas y Samper (Eds), Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, pp: 83-109

**CHILDS, E.C.; 1969:** An introduction to the physical basis of soil water phenomena. Wiley, London.

**CHONG, S.K.; GREEN, R.E. y AHUJA, L.R.; 1981:** Simple in-situ determination of hydraulic conductivity by power function descriptions of drainage. Water Resour Res 17, pp:1109-1114

**CHOU YA LUN; 1977:** *Análisis Estadístico*. Editorial Interamericana, 426 pp., México DF, México.

**D'ELÍA, M.; TUJCHNEIDER, O; PARIS, M. y PÉREZ, M.; 1999:** Estimación de la Función de Entrada de un Sistema de Aguas Subterráneas en Areas de Llanura. II Congreso Argentino de Hidrogeología. IV Seminario Hispano Argentino Sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. ISSN 1514-4186-Serie Correlación Geológica N° 13: pp: 387-395

**de SILVA, R. P.; 1998:** A review of the methods of estimating groundwater recharge in relation to the dry zone of Sri Lanka. The Open University Review of Engineering Technology Journal, Vol: 4 (2) pp: 3-12

**de SILVA, R. P.; 1999:** Estimating Groundwater Recharge in the dry zone of Sri Lanka using wwkly, 10-daily or monthly evapotranspiration data. Journal of Environmental Hydrology. Vol. 7, pp: 1-11

**de VRIES, J.J. y SIMMERS, I.; 2002:** Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. Hydrogeol J 10: pp: 5-17

**DIAZ, E.; 1997:** Informe Técnico. Estudio de Fuentes para la provisión de agua potable a la localidad de Pueblo Andino (Dpto. Iriondo). Contrato de Obra. Programa Desarrollo de pequeñas Comunidades. Consejo Federal de Inversiones

**DORNES, P.F. y SCHULZ, C.J.; 2001:** Determinación de la recarga en la región de La Pampa central, Argentina. Las Caras del Agua Subterránea; Medina, Carrera y Vives (Eds), pp: 615-621

**DREISS, S.J.; ANDERSON, L.D.; 1985:** Estimating vertical soil moisture flux at a land treatment siti. Ground Water 23: pp: 503-511

- EAGLESON, P.S.; 1978:** Climate, soil and vegetation. *Water Resources Research* 14 (5): pp: 705-776
- EDMUNDS, W.M. y WALTON, N.R.G.; 1980:** A geochemical and isotopic approach to recharge evaluation in semi-arid zones: past and present. En: *Arid-zone hydrology: investigations with isotope techniques*. IAEA-AG-158/4. International Atomic Energy Agency, Vienna, pp: 47-68
- EDMUNDS, W.M.; DARLING, W.C. y KINNIBURGH, D.G.; 1988:** Solute profile techniques for recharge estimation in semi-arid and arid terrain. En: *Estimation of Natural Groundwater Recharge*, Simmers, I (Ed), pp: 139-157
- EDMUNDS, W.M. y GAYE, C.B.; 1994:** Estimating the spatial variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. *J Hydrol* 156: pp: :47-59
- EGBOKA, B.C.E.; CHERRY, J.A.; FARVOLDEN, R.N. y FRIND, E.O.; 1983:** Migration of contaminants in groundwater at a landfill: a case study. 3. Tritium as an indicator of dispersion and recharge. *J Hydrol* 63: pp: 51-80
- ENFIELD, C.G.; HSIEH, H.C.; WARRICK, A.W.; 1973:** Evaluation of water flux above a deep water table using thermocouple psychrometers. *Soil Sci Soc Am Proc* 37: pp: 968-970
- ERIKSSON, E. y KHUNAKASEM, V.; 1969:** Chloride concentration in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel Coastal Plain. *J Hydrol* 7: pp:178-197
- EVETT, S.R.; WARRICK, A.W.; MATHIAS, A.D.; 1995:** Wall material and camping effects on microlysimeter temperatures and evaporation. *Soil Sci Soc Am J* 59:329-336
- FAO; 1981:** Arid zone hydrology. *Irrigation and Drainage paper* 37, FAO, Rome, p 271
- FARRINGTON, P. y BARTLE, G.A.; 1988:** Water and chloride balances of banksias woodland on coastal deep sands of South Western Australia. *Groundwater Recharge*, Sharma, ML (Ed), pp: 185-196
- FILÍ, M. F. y TUJCHENEIDER, O.C.; 1977:** Características Geohidrológicas Regionales del subsuelo de la Provincia de Santa Fe. Argentina. SIN 0325-2809. *Rev. Asoc. Cienc. Nat. Litoral*, n° 8, pp: 105-113
- FILÍ, M. F.; DÍAZ, E.L y TUJCHENEIDER, O.C.; 1992:** Un Sistema Hidrológico Complejo: Area De Los Saladillos, Valle Aluvial Del Paraná Medio. Argentina. XV Congreso Latinoamericano de Hidráulica. *Memorias I*: pp: 530-619. Cartagena. Colombia
- FILL, M.; DIAZ, E. y DALLA COSTA, O.A.; 1999:** Modelo Hidrogeológico conceptual de la Relación entre Acuíferos Pampeano y Puelche en un sector del Sur de la Provincia de Santa Fe. República. Argentina. *Hidrología Subterránea*. II Congreso Argentino de Hidrogeología. IV Seminario Sobre Temas Actuales de la Hidrogeología Subterránea. SIN 1514-4186. Serie De Correlación Geológica N° 13: pp: 99-106
- FLAGS; 1999:** Simulación en gran escala de la interrelación entre el flujo de aguas superficiales y el flujo de aguas subterráneas. PID´99 N° 74.
- FLURY, M.; FLUBER, H.; JURY, W.A.; LEUENBERGER, J.; 1994:** Susceptibility of soils to preferential flow of water: a field study . *Water Resour Res* 30: pp: 1945-1954
- FONTES, J.C.; YOUSFI, M. y ALLISON, G.B.; 1986:** Estimation of long-term, diffuse groundwater discharge in the Northern Sahara using stable isotopes profiles in soil water. *J Hydrol* 86:315-327

**FORTE LAY, J.A. y VILLAGRA, M.; 1983:** El balance hidrológico de Thornthwaite y Mather (1955) aplicado bajo diferentes unidades de tiempo. Verificación con valores observados y comparación de resultados. XI Congreso Nacional del Agua, Tomo I, Aguas Sup I, 89-119

**FORRER, I. ; KASTEEL, R.; FLURY, M. y FLUHLER, H.; 1999:** Longitudinal and lateral dispersion in an unsaturated field soil. *Water Resour Res* 35; pp: 3049-3060

**FRENGUELLI, J., 1955:** Loess y limos pampeanos. Serie técnica y didáctica (7). Fac. De Cs. Nat. y Museo de La Plata.

**FREEZE, R.A y CHERRY, J.A. ;1979:** Groundwater. Prentice-Hall Inc., New Jersey, pp 595.

**FREZINA, M.; 2002:** Comportamiento Hidrogeológico-Hidroquímico Del Acuífero Pampeano en la Cuenca Inferior Del Río Carcarañá. Provincia De Santa Fe". Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires. Facultad De Ciencias Exactas y Naturales. (Inédita)

**GARCÍA, N. O.; 1990:** "Climatografía de la República Argentina" - Publicación UNL-FICH No. 36/90, de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas de la Universidad Nacional del Litoral, 31 pp., Santa Fe.

**GARCÍA, N.O. y VARGAS, M.W.; 1994:** Análisis de la variabilidad climática en la Cuenca del Plata a través de sus caudales. . Anales del II Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología. pp. 248-252.. Belo Horizonte, Brasil.

**GARCÍA, N.O. y VARGAS, M.W; 1996:** The spatial variability of the runoff and precipitation in the "Río de la Plata" Basin. *Hydrological Science Journal*, 43, (3), 279-299.

**GARCÍA, N.O. y VARGAS, M.W; 1998:** The Temporal Climatic Variability in the "Río de la Plata" Basin Displayed by the River Discharges. *Climatic Change*, 38, 359-379.

**GARCÍA, N.O.; GHETTO, M.A. AND SILBER, M.L.; 1999:** The Spatial Distribution of the Precipitation and its Temporal Variability Associated with ENSO. (Abstract Extended), Preprints 11<sup>th</sup> Conference on Applied Climatology, pp 420-423. 10-15 January 1999, Dallas, Texas, USA.

**GARDNER, W.R.; 1964:** Water movement below the root zone. En: Proc 8<sup>th</sup> Int Congr Soil Sei, Bucharest, 31 Aug-9Sept, Rompresfilatelia, Bucharest, pp: 317-320

**GARDNER, W.R.; 1967:** Water uptake and salt distribution patterns in saline soils. Proc Symp Isotope and Radiation Tech on Soil Physics and Irrigation Studies. IAEA, Viena, pp: 335-340.

**GEE, G.W. y HILLEL, D.; 1988:** Groundwater recharge in arid regions: review and critique of estimation methods. *Hydrol Proc* 2: pp: 255-266

**GEE, G.W.; WIERENGA, P.J.; ANDRASKI, B.J.; YOUNG, M.H.; FAYER, M.J. y ROCKHOLD, M.L.; 1994:** Variations in water balance and recharge potential at three western desert sites. *Soil Sci Soc Am J* 58: pp: 63-71

**GERHART, J.M.; 1986:** Ground-water recharge and this effects on nitrate concentrations beneath a manured field site in Pennsylvania. *Ground Water* 24:483-489

**GHASSEMI, F.; JAKEMAN, A.J. y THOMAS, G.A.; 1989:** Estimation of vertical recharge via mathematical models of groundwater flow. *Groundwater Recharge*, Sharma, ML (Ed), pp: 139-154

**GIACOSA, R.; 1994:** Aplicación de un modelo de simulación lluvia-niveles freáticos en un área de llanura. XV Congreso del Agua. La Plata

**GONZÁLEZ, N.; TROVATTO, M.M. y HERNÁNDEZ, M.A.; 2002:** Modelo hidrodinámico en una cuenca de llanura tributaria del Río de la Plata (Buenos Aires, Argentina). XXXII IAH & VI ALHSUD Congress, Mar del Plata, pp: 652-659

**GORDON, P.; 1992:** The Spacial and Temporal Variability of Groundwater Recharge. A Case Study in Semi-Arid Areas of Western Murray Basin. Tesis Doctoral (Inédita). School of Earth Sciences The Flinders University of Soth Australia.

**GRINDLEY, J.; 1969:** The calculation of actual evaporation and soil moisture deficits over specified catchment areas. Meteorolo. Off Bracknell, Hydrol. Mem. Nro. 38, 1-3

**HALFORD, K.J. y MAYER, G.C.; 2000:** Problems associated with estimating groundwater discharge and recharge from stream-discharge records. Ground Water 38:331-342

**HALL, D.W. y RISSER, D.W.; 1993:** Effects of agricultural nutrient management on nitrogen fate and transport in Lancaster county, Pennsylvania. Water Resour Bull 29:55-76

**HARE, F. K.; 1979:** Climatic variation and variability: empirical evidence from meteorological and other source. Proceedings of the World Climate Conference, WMO, Publication N° 537, 51-87.

**HASTENRATH, S.; 1990:** Diagnostics and prediction of anomalous river discharges in northern South america. J. Climate 3, 1080-1096.

**HILDEBRANDSSON, H.; 1897:** Les centres d'action de l'atmosphere, part I. Kongliga Svenska Vetenskap. Akademiens Handlingar 29, No 3, 36 pp..

**HEALY, R.W.; GRAY, J.R.; de VRIES, M.P. y MILLS, P.C.; 1989:** Water balance at a low-level radioactive disposal site. Water Resour Bull 25, pp: 381-390

**HEALY, R.W. y MILLS, P.C.; 1991:** Variability of an unsaturated sand unit underlying a radioactive-waste trench. Soil Sci Soc Am J 55: pp: 899-907

**HEALY, R.W. y COOK, P.G.; 2002:** Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeol J, 10(1): pp: 91-109

**HERBST, R. y SANTA CRUZ, J.; 1985:** Mapa Litoestratigráfico de la Provincia de Corrientes. Universidad Nacional del Nordeste, d'Orbignyana 2, pp:1-50

**HENDRICKX, J. y WALKER, J.; 1997:** Recharge from precipitation. Recharge of phreatic aquifers in (semi-)arid areas, Simmers I (Ed). Balkema Rotterdam, pp: 19-98

**HÖEL, P. G.; 1976:** *Introducción a la Estadística Matemática*. Editorial Ariel, 431 pp.. Barcelona España.

**HOFFMAANN, J.; 1975:** Atlas Climático de América del Sur. Vol I. Organización Meteorológica, 1, N° 3.

**HOGGAN, D.DH.; 1989:** Computer-assisted floodplain hydrology and hydraulics. McGraw-Hill Pub. Co. New York, 518 pp.

**HOUGH, M.N. y JONES R.J.A.; 1998:** The United Kingdom Meteorological Office rainfall and evaporation calculation system: MORECS version 2.0-an overview. Hydrology and Earth System Science 1, pp: 227-239

**HOYOS, F.P.; VELEZ, M.V.; 1998:** Determinación mediante Isótopos Ambientales de Zonas y Mecanismos de Recarga en el Departamento Risaralda-Colombia. Actas IV Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. Montevideo. Uruguay. 1270-1279.

**INA 2002a:** Recopilación de Información Hidrogeológica Provincia de Santa Fe. Convenio D.P.O.H.-SPAR.-INA. Centro Regional Litoral.

**INA 2002b:** Influencia de los acueductos proyectados en la provincia de Santa Fe sobre los niveles freáticos. Informe Final. Convenio Dirección Provincial de Obras Hidráulicas de la Provincia de Santa Fe (D.P.O.H.). Instituto Nacional del Agua. Centro Regional Litoral.

**INTA; 1981:** Mapa de suelos de la Provincia de Santa Fe. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (E.E.R.A, Rafaela; CIRN, Castelar). MAG, (Ministerio de Agricultura y Ganadería de la Provincia de Santa Fe). Tomo I, 246 p

**IRIONDO, M.; 1987:** Geomorfología y Cuaternario de la provincia de Santa Fe (Argentina). D'Orbignyana, 4. Corrientes, pp: 1-54.

**IRIONDO, M.; 1989:** Mayor fractures of the Chaco-Plain. In: Morner, n: (Ed), Bulletin of INBQUA, Neotectonics Commission N.A., pp: 12-42

**IRIONDO, M.; 1990:** The northern Pampa. En: Zarate, M. (Ed.): Loess Stratigraphy and Geomorphology of the Pampas (post-symposium field excursion). Int. Symp. Loess, INQUA. Mar del Plata. Pp: 43-47

**IRIONDO, M.H. y MANAVELLA, C.; 1990:** Facies sedimentarias de la Formación Tezanos Pinto en el centro de la provincia de Santa Fe. Simposio Internacional sobre Loess. Mar del Plata., pp: 74-77.

**IRIONDO, M.; 1992:** Geomorphological Map of South American Plains, Wall Map, Escala 1:500000. Grant No. 4127/88 National Geographic Society and PID 95100/88. CONICET (Unpublished)

**IRIONDO, M. Y GARCIA, N.; 1993:** Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 yr. Paleogeography, Paleoclimatology and Palaeoecology 101, pp: 209-220

**IRIONDO, M.; 1994:** Los climas cuaternarios de la región pampeana. Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino" (N:S)4, pp: 1-48

**IRIONDO, M.; 2004:** Large wetlands of south America: a model for Quaternary humid environments. Quaternary International 114, pp: 3-9

**ISSAR, A, NATIV, R., KARNIELI, A. y GAT, J.R.; 1984:** Isotopic evidence of the origin of groundwater in arid zones. Isotope Hydrology 1983, IAEA, pp 85-104

**JOHNSTON, C.D.; 1987:** Preferred water flow and localized recharge in a variable regolith. J Hydrol 94:129-142

**KEARNS, A.K. y HENDRICKX, J.M.; 1998:** Temporal variability of diffuse groundwater recharge in New Mexico. NM Water Resour Res Inst Tech Completion Rep, 309:43

**KENGNI, L.; VACHAUD, G.; THONY, H.; LATY, R.; GARINO, B.; CASABIANCA, H.; JAME, P.; VISCOGLIOSI, R.; 1994:** Field measurements of water and nitrogen losses under irrigated maize. J Hydrol 62: pp: 23-46

- KITCHING, R.; SHEARER, T.R. y SHELDLOCK, S.L.; 1977:** Recharge to the Bunter sandstone determined from lysimeters. *J. Hydrology*, 33, pp. 217-232.
- KITCHING, R.; EDMUNDS, W.M.; SHEARER, T.R.; WALTON, N.R.G. y JACOVIDES, J. ; 1980:** Assesment of recharge to aquifers. *Hydrological Sciences Bulletin*, Vol. 25, pp. 217-235.
- KITE, G.W.; 1995:** The SLURP model. Singh VP (ed) *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, pp 521-562
- KREIMER, R.; 1969:** Descripción Hidrogeológica de la zona de Firmat-Casilda y Cañada de Gomez. Provincia de Santa Fe. Boletín N° 117. Ministerio de Economía y Trabajo. Secretaría de Estado de Energía y Minería. Subsecretaría de Minería y Combustibles. Dirección Nacional de Geología y Minería. pp:1-33
- KREPPER, C.M.; GARCÍA, N.O. y JONES, P.D.; 2003:** Interannual Variability in the Uruguay River Basin. *International Journal of Climatology*, 23,103-115.
- KREPPER, C.M. Y GARCÍA, N.O.; 2004:** “Spatial and Temporal Structures Of Trends and Interannual Variability Of Precipitation Over The La Plata Basin”. *Quaternary International*, 114. pp. 11-21.
- KRÖHLING, D.; 1996:** Caracterización Geoquímica de las aguas de la cuenca del Río Carcarañá, Provincia de Santa Fe. Com. Mus. Cs. Naturales “Florentino Ameghino”, Nueva Serie. V 5 N° 2. pp: 1-10
- KRÖHLING, D.; 1998:** Geomorfología y Geología del Cuaternario de la cuenca del río Carcarañá,° desde la confluencia de los ríos Tercero y cuarto, provincias de Sta Fe y Córdoba. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 224 p. (Inédita)
- KRÖHLING, D.; 1999:** Sedimentological of the tyoical loessic units in Northe Pampa, Argentina. *Quaternary International* 62, pp: 49-55.
- KUNG, K.J.S; 1990:** Influence of plant uptake on the performace of bromide tracer. *Soil Sci Soc Am J* 54: pp: 975-979
- LERNER, D.N.; ISSAR, A.S. y SIMMERS, I; 1990a:** Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge. IAH Int. Contrib. Hydrogeol. 8, Heinz Heise, Hannover: 345 p
- LERNER, D.N.; ISSAR, A.S. y SIMMERS, I; 1990b:** Groundwater recharge. Lerner, D.N., Issar, A.S. y Simmers, I, IAH Series Vol. 8, Heise, Hannover, pp: 11
- LERNER, D.N.; 1997:** Groundwater recharge. Saether, OM y de Caritat, P (Eds) *Geochemical processes, weathering and groundwater recharge in catchments*. AA Balkema, Rotterdam, pp: 109-150
- LLOYD, J.W.; 1986:** A review of aridity and groundwater. *Hydrological Proceses* 1, pp: 63-78
- LOPEZ RODRIGEZ, J.J.; 1997:** Medida de la Recarga por la Lluvia: Métodos Instrumentales en Parcelas y de Trazadores. La Evaluación de la Recarga a Los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. Asociación Internacional de Hidrogeólogos. Grupo Español. pp: 111-124
- LUCKEY, R.R.; GUTENTAG, E.D.; HEIMES, F.J. y WEEKS, J.B.; 1986:** Digital simulation of ground-water flow in the High Plains aquifer in parts of Colorado, Kansas, Nebraska, New Mexico, Oklahoma, South Dakota, Texas, and Wyoming. *U.S. Geol. Surv. Prof Pap* 1400-D:57

**MacDONALD, M. G. y HARBAUGH, A.; 1988:** A modular three-dimensional finite difference ground-water flow model. Techniques of water resources investigations of the USGS, part 2, US Government Printing Office, Washington. USA.

**MANAVELLA, C.; 1992:** Perfilaje Múltiple de pozos y conducción técnica a “Baigorria Perforaciones”, en pozos de explotación para abastecimiento de agua potable, a los siguientes Distritos de DIPOS Santa Fe: Cañada de Gomez, dos pozos; Firmat, dos pozos; Cabin 9, Perez un pozo. (Informe Particular).

**MANAVELLA, C.; 1994:** Construcción y puesta en funcionamiento de dos pozos de explotación para Monthelado S. A., Villa Gdor. Galvez, Prov. de Santa Fe. (Informe Particular), pp: 1-25

**MANAVELLA, C.; 1995:** Estudio Geoelectrico para Delimitar Areas de Emplazamiento de Nuevas Perforaciones en la Localidad de San Genaro Norte Dpto. San Jeronimo - Prov. de Santa Fe. (Informe Particular).

**MANAVELLA, C.; 1996a:** Estudio geoelectrico. Perforación de estudio y perfilaje múltiple de pozo en el Estación Experimental Agropecuaria Oliveros - INTA, Oliveros, Dpto. Iriondo. Prov. de Santa Fe. (Informe Particular).

**MANAVELLA, C.; 1996b:** Estudios geoelectricos en el Establecimiento Don Rafael, Maciel y Estancia Santa Rosa, López, Dpto. San Jerónimo. Prov. de Santa Fe. (Informe Particular).

**MANAVELLA, C.; 1996c:** Perfilaje Gamma Natural en dos pozos del Distrito CASILDA de Aguas Provinciales de Santa Fe, para La Consultora Safege Montgomery Watson, Dpto Caseros, Prov. de Santa Fe. (Informe Particular).

**MANAVELLA, C.; 1996d:** Perfilaje Múltiple de Pozo Distrito FIRMAT de Aguas Provinciales de Santa Fe, para La Consultora Safege Montgomery Watson, Dpto Caseros, Prov. de Santa Fe. (Informe Particular).

**MANAVELLA, C.; 1997a:** Estudio para determinar la contaminación de acuíferos por hidrocarburos, en El Poliducto y Estación Terminal de YPF, San Lorenzo. Construcción de 27 pozos de monitoreo. Cinco ensayos por bombeo. Cotratado por la firma SAWER SA. San Lorenzo, Prov. de Santa Fe. (Informe Particular)

**MANAVELLA, C.; 1997b:** Estudio Geoelectrico para Determinación de la Aptitud del Agua Subterránea para Riego en el Establecimiento La Silesia, Correa - Dpto. Iriondo. Provincia de Santa Fe. (Informe Particular)

**MANAVELLA, C.; 1997c:** Estudio Geoelectrico Para Determinación De La Aptitud Del Agua Subterránea Para Riego En El Establecimiento Del Sr. Delfin Bussy Carcaraña - Dpto. San Lorenzo Provincia de Santa Fe. (Informe Particular)

**MANAVELLA, C.; 1998a:** Estudio Geoelectrico para Delimitar Areas de Emplazamiento de Nuevas Perforaciones en la Localidad de Pérez. Dpto. Rosario. Pcia. Santa Fe. (Informe Particular)

**MANAVELLA, C.; 1998b:** Construcción de seis perforaciones de explotación para Aguas Provinciales de Santa Fe, para el Distrito Firmat. Dpto. Caseros. Pcia. de Santa Fe. (Informe Particular)

**MANAVELLA, C.; 1998c:** Estudio geoelectrico en el Establecimiento El CHERU de EPEU S.A., Maciel, Dpto San Jerónimo, Pcia. de Santa Fe. (Informe Particular)

- MANAVELLA, C.; 2001:** Construcción de pozo de Estudio y definitivo, perfilaje múltiple de pozo a la localidad de Casas, Concurso de precios resolución 204/2001 DPOH-SPAR, Casas, Dpto San Martín. Pcia. De Santa Fe. (Informe Particular)
- MANAVELLA, C.; 2004:** Construcción de 2 perforaciones de Estudio y Explotación, perfilaje múltiple de pozo en Baigorria, distrito Rosario de APSF, para la empresa Quarín, Dpto. Rosario, Pcia de Santa Fe. (Informe Particular)
- MANAVELLA, C. y VENENCIO, M.; 1995:** Influencia de los sedimentos pampeanos en la obra de recarga artificial del acuífero en la ciudad de Sunchales, provincia de Santa Fe. Memorias 2do. Simposio sobre Aguas Subterráneas y Perforación de Pozos en el Paraguay. San Lorenzo, Paraguay, pp: 137-148
- McNEILAGE, S.D.; 1987:** The development of a process model for determining groundwater accessions. Proceedings of the Symposium Groundwater Recharge. Mandurah. pp: 85-98.
- MALÁN, J.M.; MARIÑO, E.E. y CASAGRANDE, G.; 1997:** Estimación de la infiltración eficaz en dos sectores del acuífero Santa Rosa-Anguila, provincia de La Pampa. Actas I Congreso Nacional de Hidrogeología, Bahía Blanca, pp: 153-163
- MARENGO, J. A.; 1995:** Variations and Change in South American Streamflows, *Climatic Change*, 31, 99-117.
- MAU, D.P. y WINTER, T.C.; 1997:** Estimating ground-water recharge from streamflow hydrographs for a small mountain watershed in a temperate climate, New Hampshire, USA. *Ground Water* 35: pp: 291-304
- MECHOSO, C.R. & PEREZ IRIBARREN, G.; 1992:** Streamflow in Southeastern South America and the Southern Oscillation, *J. Climate*, 5, 1535-1539.
- MEINZER, O.E. y STEARNS, N.D.; 1929:** A study of ground water in the Pomperaug Basin, Connecticut, with special reference to intake and discharge, US Geol Surv Water-Supply Pap 597-B: pp: 73-146
- MERRICK, N.P.; ROSS, J.B. y BLAIR, A.H.; 1989:** The relative impact of three recharge resources on the operation of Sherwood Borefield, New South Wales. *Groundwater Recharge*, Sharma, ML (Ed), pp: 211-226
- MEYBOOM, P.; 1961:** Estimating groundwater recharge from stream hydrographs. *J Geophys Res* 66: pp: 1203-1214
- MITCHEL, T.D., CARTER, T.R., JONES, P.D., HULME, M. AND M. NEW; 2004:** A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100). Tyndall Centre Working Paper 55.
- MITCHEL, T.D. AND P.D. JONES; 2005:** An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *Int. Journal of Climatology*, 25, 693-712.
- MOLION, L. C. B. y MORAES, J.C.; 1987:** Oscilacao sul e descarga de rios na America do Sul Tropical, *Rev. Bras. de Engenharia, Caderno do Recurso Hídricos*, 5, 53-63.
- NIMMO, J.R.; STONESTROM, D.A. y AKSTIN, K.C.; 1994:** The feasibility of recharge rate determination using the steady-state centrifuge method. *Soil Sci Soc Am J* 58: pp: 49-56

- NOLAN, J.G.; 1989:** Areal Recharge Estimation in The Riverine Plain of South-Eastern Australia. Proceedings of the Symposium Groundwater Recharge Mandurah. pp: 227-238
- NORMAND, B.; RECOUS, S.; VACHAUD, G.; KENGNI, L. y GARINO, B.; 1997:** Nitrogen-15 tracers combined with tensio-neutronic method to estimate the nitrogen balance of irrigated maize. Soil Sci Soc Am J 61: pp: 1508-1518
- PECK, A.J. ; JOHNSTON, C.D. y WILLIAMSON, D.R.; 1981:** Analyses of solute distributions in deeply wheatered soils. Agric. Water Management, Vol 4., pp: 83-102
- PHILLIPS, F.M.; 1994:** Environmental tracers for water movement in desert soils of the American Southwest. Soil Sci Soc Am J 58: pp: 14-24
- PLAUT, G. & VAUTARD, R.; 1994:** Spells of low-frequency oscillation and weather regimes in the Northern Hemisphere. Journal of Atmospheric Sciences 51, 210-236.
- RAPER, G.P.; SHARMA, M.L.; 1987:** Prediction of Groundwater Recharge to a Sandy Aquifer Using a Simulation Model. Proceedings of the Symposium Groundwater Recharge. Mandurah. pp: 99-108.
- RASMUSSEN, W.C. y ANDREASEN, G.E.; 1959:** Hydrologic budget of the Beaverdam Creek Basin, Maryland. US Geol Survey Water-Supply Pap 1472:106
- RASSMUSSEN, E. M. y T. H. CARPENTER; 1982:** Variations in the tropical sea surface temperature and surface field associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, 110, pp: 354-384.
- RICE, R.C., BOWMAN, R.S. y JAYNES, D.B.; 1986:** Percolation of water below an irrigated field. Soil Sci Soc Am Proc 50: 855-859
- RICHARDS, L.A.; GARDNER, W.R.; OGATA, G.; 1956:** Physical processes determining water loss from soil. Soil Sci Soc Am Proc 20:310-314
- ROBERTSON, W.D. y CHERRY, J.A.; 1989:** Tritium as an indicator of recharge and dispersion in a groundwater system in central Ontario. Water Resour Res 25:1097-1109
- ROBERTSON, A.W.; MECHOSO, C.R. & GARCÍA, N.O.; 2001:** Interannual prediction of the Parana river. *Geophysical Research Letters*, Vol. 22, 4235-4238.
- RORABOUGH, M.I.; 1964:** Estimating changes in bank storage and groundwater contribution to streamflow. Int Assoc Sci Hydro Publ 63: pp: 432-441
- ROSE, C.W. , CHICHESTER, F.W., WILLIAMS, J.R. Y RITCHIE, J.T.; 1982:** Application of an approximate analytical method of computing solute profiles with dispersion in soils. J Environ Qual 11: 151-155
- ROSS, J.B.; WILLIAMS, R.M.; ROLFE, C.; 1987:** Groundwater Recharge and Management for The Alstonville Plateau, New Aouth Wales. Proceedings of the Symposium Groundwater Recharge Mandurah. pp. 269-280.
- ROYER J; VACHAUD, G. ; 1974:** Determination directe de l'évapotranspiration et de l'infiltration par mmesures des teneurs en eau et des succions. Hydrol Sci Bull 19: 319-336
- ROBERTSON, A. y MECHOSO, C.R.; 1998:** Interannual and Decadal cycles in River Flows od Southeastern south America. *J. of Climate*, 11, 2570-2581.

**ROBERTSON, A.; MECHOSO, C.R. y GARCÍA, N.O.; 2001:** Interannual prediction of the Parana river. *Geophysical Research Letters*, Vol. 22, 4235-4238.

**ROBISN, N. S., 1998:** Groundwater pollution, aquifer recharge and vulnerability. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, pp: 130-224

**ROPELEWSKI, C. F. y M. S. HALPERT; 1987:** Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1606-1626.

**ROPELEWSKI, C. F. y M. S. HALPERT; 1989:** Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *J. Climate*, 2, 268-284.

**RUSHTON, K.R. y WARD, C.; 1979:** The estimation of groundwater recharge. *J Hydrol* 41: pp: 345-361

**RUSHTON, K.R.; 1988:** Numerical and conceptual models for recharge estimation in arid and semi-arid zones. En: Simmers I (ed) Estimation of natural groundwater recharge. NATO ASI Series C222, Reidel, Dordrecht, pp: 223-238

**RUTLEDGE, A.T.; DANIEL, C.C. III.; 1994:** Testing an automated method to estimate groundwater recharge from streamflow records. *Ground Water* 32: pp: 180-189

**RUTLEDGE, A.T.; 1997:** Model-estimated ground-water recharge and hydrograph of ground-water discharge to a stream. *US Geol Surv Water Resour Invest Rep* 97-4253:29

**SALA, J.M. y AUJE, M.; 1970:** Algunas características Geohidrológicas del Noreste de la Prov. de Bs.As. *Actas IV Jorn. Geol. Arg. Buenos Aires*, pp: 321-336

**SALA, J.M.; 1975:** Recursos Hídricos, Especial Mención de las Aguas Subterráneas. *Relatorio Geología de la Pcia. De Buenos Aires. IV Congreso Geológico Arg.*, pp: 169-193, Bs. As.

**SALAMA, R.B.; FARRINGTON, P.; BATTLE, G.A. y WATSON, G.D.; 1993:** Distribution of recharge and discharge areas in a first-order catchment as interpreted from water level patterns. *J Hydrol* 143:259-277

**SAMI, K. y HUGHES, D.A.; 1996:** A comparison of recharge estimates to a fractures sedimentary aquifer in South Africa from a chloride mass balance and an integrated surface-subsurface model. *J Hydrol* 179:111-136

**SAMMIS, T.W.; EVANS, D.D. y WARRICK, A.W.; 1982:** Comparison of methods to estimate deep percolation rates. *Water Res Bull Am Water Res Assoc* 18:465-470

**SAMPER, J. y GARCIA VERA, M.A., J., 1992:** Programa Visual Balan v 1.0. ETSICCP. Universidad Politécnica de Catalunya, Barcelona, España.

**SAMPER, J. y GUIMERA, J.; 1993:** Interpretación Numérica de un Ensayo de Trazador Químico para el Estudio de la Recarga en el Acuífero del Parque Nacional de Doñana. *La Zona no Saturada y la Contaminación de las Aguas Subterráneas. Teoría, medición y modelos.* Barcelona, España. pp. 277-302

**SAMPER CALVETE, F.J., 1997a:** Métodos de evaluación de la Recarga por la Lluvia por Balance de Agua: Utilización, Calibración y Errores. *La Evaluación de la Recarga a Los Acuíferos en la Planificación Hidrológica.* Asociación Internacional de Hidrogeólogos. Grupo Español. pp. 41-81.

- SAMPER CALVETE, F.J., 1997b:** Evaluación de la Recarga a partir de Modelos Numéricos de Flujo en Acuíferos. La Evaluación de la Recarga a Los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. Asociación Internacional de Hidrogeólogos. Grupo Español. pp. 153-180.
- SAMPER, J., HUGUET, L., GARCÍA VERA, M.A. y ARES; 1997:** VISUAL BALAN: Version 0 interactiva del programa BALAN para la elaboración de balances hidrológicos. Informe Técnico elaborado para ENRESA. Dpto. Tecnología de la Construcción. Universidad de La Coruña. pp: 1-97
- SANFORD, W.; 2002:** Recharge and groundwater models: an overview. *Hydrogeology Journal* 10, pp: 110-120
- SANTA CRUZ, J.N.; 1972:** Estudio sedimentológico de la Formación Puelches en la Provincia de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina. Revista 27 (1). Buenos Aires: pp: 5-62
- SANTA CRUZ, J.N. y SILVA BUSSO, A.A.; 1999:** Escenario hidrogeológico general de los principales acuíferos de la Llanura Pampeana y Mesopotamia Septentrional Argentina. II Congreso Argentino de Hidrogeología y IV Seminario Hispano Argentino sobre Temas Actuales en Hidrología Subterránea, Actas, Tomo II, pp: 461-473
- SCANLON, B.R.; 1991:** Evaluation of moisture flux from chloride data in desert soils. *J. Hydrol* 128: pp: 137-156
- SCANLON, B.R. y MILLY, P.C.D.; 1994:** Water and heat fluxes in desert soils 2. Numerical simulations. *Water Resour Res* 30, pp: 721-733
- SCANLON, B.R. y GOLDSMITH, R.S.; 1997:** Field study of spatial variability in unsaturated flow beneath and adjacent to playas. *Water Resour Res* 33(10), pp: 2239-2252
- SCANLON, B.R.; LANGFORD, R.P. y GOLDSMITH, R.S.; 1999:** Relationship between geomorphic settings and unsaturated flow in an arid setting. *Water Resour Res* 35, pp: 983-999
- SCANLON, B.R.; 2000:** Uncertainties in estimating water fluxes and residence times using environmental tracers in an arid unsaturated zone. *Water Resour Res* 36, pp: 395-409
- SCANLON, B.R.; HEALY, R.W. y COOK, P.; 2002:** Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol J* 10:18-39
- SCHULZ, C.; OLEAGA, A.; DORNES, P. y PACHECO, F.; 1998a:** Evaluación y gestión de los recursos hídricos subterráneos para el abastecimiento de agua a la ciudad de General Acha, La Pampa, Argentina. IV Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea I: pp: 486-499
- SCHULZ, C.J.; DORNES, P.F.; VIVES, L. y BONORINO, A.G.; 1998b:** Caracterización Hidrogeológica del Acuífero Detrítico del Valle Argentino. La Pampa, Argentina, con Énfasis en el Estudio de La Recarga. Actas IV Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. Montevideo. Uruguay, pp: 11457-1468.
- SELLERS, W. D.; 1974:** *Physical Climatology*. The University of Chicago Press, 272 pp.. Chicago-London.
- SHARMA, M.L. y LUXMOORE, R.J.; 1979:** Soil spatial variability and its consequences on simulated water balance. *Water Resour Res* 15:1567-1573
- SHARMA, M.L; FARRINGTON, P. y FERNIE, M.; 1983:** Localized groundwater recharge on the "Gnangara Mound", Western Australia. *Int Conf. On Groundwater and Man, Sydney, N.S.W., Vol1: The Investigation and Assessment of Groundwater Resources*, pp: 293-302.

- SHARMA, M.L. y HUGHES, M.W.; 1985:** Groundwater recharge estimation using chloride, deuterium and oxygen-18 profiles in the deep coastal sands of western Australia. *J Hydrol* 81: pp: 93-109
- SHARMA, M.L. y CRAIG, A.B.; 1989:** Comparative Recharge Rates Beneath Banksia Woodland and Two Pine plantations on The Gngara Mound, Western Australia. *Proceedings of the Symposium Groundwater Recharge Mandurah*. pp. 171-184.
- SHARMA, M.L.; 1989a:** Groundwater Recharge. CSIRO. Division of Water Resources, Wembley, Australia. AA. Balkema. Rotterdam. Brookfield: 320 p
- SHARMA, M.L.; 1989b:** Use of applied tracers in studies of natural groundwater recharge. En: *Groundwater recharge*. Sharma, ML (Ed), 11-23
- SIMMERS, I (ed.); 1988:** Estimation of natural groundwater recharge. Workshop, ASI Series C, 222, Reidel, Dordrecht.
- SIMMERS, I (ed.); 1997a:** Recharge of phreatic aquifers in (Semi-) arid areas. IAH, Balkema, Rotterdam (19): 277 p
- SIMMERS, I.; 1997b:** Groundwater recharge principles, problems and developments. Recharge of phreatic aquifers in (Semi-) arid areas. IAH, Balkema, Rotterdam (19): pp: 1-18
- SIMMONS, C.S. y MEYER, P.D.; 2000:** A Simplified model for the transient water budget of a shallow unsaturated zone. *Water Resour Res* 36: pp: 2835-2844
- SNEYERS, R.; 1975:** Sur l'analyse statistique des series d'observations. Technical Note No 143, WOM, Geneva, Switzerland.
- SINGH, V.P.; 1995:** Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado
- SISSON, J.B.; 1987:** Drainage from layered field soils: fixed gradient models. *Water Resour Res* 23: pp: 2071-2075
- SOIL CONSERVATION SERVICE; 1975:** A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Soil Survey Staff, Soil Conservation Service, US Dept of Agric.
- SOPHOCLEOUS, M.; 1991:** Combining the soil-water balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: practical aspects. *J Hydrol* 124: pp: 229-241
- SOPHOCLEOUS, M.; 1992:** Groundwater recharge estimation and regionalization: the Great Bend Prairie of central Kansas and its recharge statistics. *J Hydrol* 137:113-140
- SOPHOCLEOUS, M.; 2002:** Groundwater-surface water interactions: the state of the science. *Hydrogeol J* 10:52-67
- STEENHUIS, T.S.; JACKSON, C.D.; KUNG, S.K. y BRUTSAERT, W.; 1985:** Measurement of groundwater recharge in eastern Long Island, New York, USA. *J Hydrol* 79: 145-169
- STEPHENS, D.B.; HSU, K.; PRIEKSAT, M.A.; ANKENY, M.D.; BLANDFORD, N.; ROTH, t.l.; KELSEY, J. A. y WHITWORTH, J.R., 1998:** A comparison of estimated and calculated effective porosity. *Hydrology Journal*, 6, pp: 156-165
- STEPHENS, D.B. y KNOWLTON, R.J.; 1986:** Soil water movement and recharge through sand at a semiarid site in New Mexico. *Water Resour Res* 22:881-889

- SUKHIJA, B.S.; NAGABHUSHANAM, P. y REDDY, D.V.; 1996:** Groundwater recharge in semi-arid regions of India: an overview of results obtained using tracers. *Hydrogeol J* 4 (3): pp: 50-71
- TANCO, R.; 1994:** Relationship Between ENSO Cycle and Rainfall in Argentina and Its Short Term Prediction Using Canonical Correlations Analysis. IRIP-TL-94/1.
- TANCO, R. y KRUSE,; 2001:** Prediction of seasonal water-table fluctuations in La Pampa and Buenos Aires, Argentina. *Hydrogeology Journal*, 9(4): 339-347
- THORBURN, P.J.; COWIE, B.A. y LAWRENCE, P.A.; 1991:** Effect of land development on ground-water recharge determined from non-steady chloride profiles. *J Hydrol* 124: pp: 43-58
- THORNTHWAITE, C.W.; 1948:** An approach towards a rational classification of climate. *Geographycal Review* 38: pp: 55-94
- THORPE, P.M.; 1987:** Tritium as an Indicator Groundwater Recharge To The Gnangara Groundwater Mound on The Swan Coastal Plain, Perth, Western Australia. *Proceedings of the Symposium Groundwater Recharge Mandurah*. pp. 41-54.
- TOMÁS, J.R.; DALLA COSTA, O.A. Y FILÍ, M.; 1999:** Determinación de Parámetros Hidráulicos Formacionales del Acuífero Puelche en un Sector del Sur de la Provincia de Santa Fe. Argentina. *Hidrología Subterránea*. II Congreso Argentino de Hidrogeología. IV Seminario Sobre Temas Actuales de La Hidrogeología Subterránea. SIN 1514-4186. Serie de Correlación Geológica N° 13: pp: 379-385
- TÓTH, J.; 1963:** A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basin. *J. Geophys. Research*, 68: pp: 4795-4812
- TOWNLEY, L.R.; 1987:** The Implications of Spatial Averaging in Estimating Net Recharge for Regional Aquifer Flow Models. *Proceedings of the Symposium Groundwater Recharge*. Mandurah. pp: 67-84
- TRICK, T. y CUSTODIO, E.; 1997:** Evaluación de la recarga en El Abalarío (Doñana, Huelva) por modelación estacionaria del flujo de agua subterránea. La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica, Custodio, E.; Llamas, M.R. y Samper, F.J. (Eds), pp: 347-355
- TROHA, A. y FORTE LAY, J.; 1990:** Estimación de la humedad edáfica mediante distintos métodos de balance hidrológico diario. *Geoacta* 17(2):69-78
- TROTMAN, K.N.; 1983:** Thermonuclear chlorine-36 in arid soil. MS Thesis, Dept of Hydrology and Water Resources, University of Arizona, Tucson, Arizona.
- USUNOFF, E.; VARNI, M.; WEINZETTEL, P. y RIVAS, R.; 1999:** Hidrogeología de grandes llanuras: la Pampa Húmeda argentina. *Boletín Geológico y Minero* 110(4):391-406
- van TONDER, G.J. y KIRCHNER, J.; 1990:** Estimation of natural groundwater recharge in the Karoo aquifers of South Africa. *J. Hydrolo* 121: pp: 395-419
- VARELA, M.; 1993:** El medio físico. Relaciones agua-aire-suelo. La zona no saturada y la contaminación de las aguas subterráneas. *Teoría, medición y modelos*. Barcelona, España. pp. 11-26.
- VARNI, M.; USUNOFF, E.; WEINZETTEL, P. y RIVAS, R. 1995:** Simulación de Niveles y Balance Hídrico de la Porción Media del Acuífero de la Cuenca del Arroyo Azul. *Actas IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*. Volumen II, pp. 239-246.

**VARNI, M.; RIVAS, R.; WEINZETTEL, P.; USUNOFF, E. y ARIAS, D.; 1996:** Estimación de la recarga por el método del balance de cloruro en la zona intermedia de la cuenca del arroyo del Azul, provincia de Buenos Aires. Actas IV Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, pp: 245-253

**VARNI, M.; VIVES, L.; WEINZETTEL, P.; USUNOFF, E. y RIVAS, R. 1997:** Estimación de la Recarga en la Zona Central del Acuífero del Arroyo Azul. Actas I Congreso Nacional de Hidrogeología. pp. 365-375.

**VARNI, M. y USUNOFF, E.; 1999:** Simulation of regional-scale groundwater flow in the Azul River basin, Buenos Aires province, Argentina. Hydrogeol J 7(2):180-187

**VARNI, M.; 2002:** Determinación de la recarga mediante el método de fluctuación del nivel freático: aplicación a la Pampa Deprimida, Argentina. En: Groundwater and Human Development, Bocanegra, E, Martínez, D, Massone, H (Eds).

**VAUTARD, R. y GHILL, M.; 1989:** “Singular spectrum analysis in nonlinear dynamics, with applications to paleoclimatic time series”. Physica D, 35, 395-424.

**VAUTARD, R.; YIOU. P. y GHILL, M.; 1992:** “Singular spectrum analysis: A toolkit for short, noisy chaotic signals”. Physica D. 58, 95-126.

**VENENCIO, M. y GARCIA, N.O.; 1998:** “Predictability Of Water Table Level From The El Niño-South Oscillation (ENSO) Phenomenon in The Pampa Humeda (Argentine)”. 14th Conference On Hydrology. 10-15. Dallas-Texas. pp 363-366.

**VENENCIO, M. y GARCIA, N.O.; 1999:** “Impact Of The Hydrologic Extremes Over The Water Table Of Unconfined Aquifer In The “Pampa Humeda” (Argentina) And Its Relations With The ENSO”. Accepted on The 22nd General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics. The University of Birmingham, UK.

**VENENCIO, M. y GARCIA, N.O.; 2000a:** “About Impacts The ENSO Over The Aquifer In The Pampa Humeda (Argentina). 15th Conference On Hydrology. Long Beach-California. pp 142-144.

**VENENCIO, M.V. y GARCIA, N.O.; 2000b:** “Spectral Relationships Between Precipitation and the Unconfined Aquifer. Preprints of AGU Fall Meeting 2000, American Geophysical Union, San Francisco, USA.

**VENENCIO, M. V.; 2000:** “Climate Variability and Water Resources”. Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. 3-7 April 2000. Santiago, Chile. pp. 308-311 de abril 2000.

**VENENCIO, M.V. , GARCIA, N.O.; 2002a:** “Interacción entre El Niño y el Acuífero Libre”. Taller EL NIÑO: SUS IMPACTOS EN EL PLATA Y EN LA REGIÓN PAMPEANA. La Plata, 13 de Junio, 2002.pp15-18

**VENENCIO, M.V. y GARCIA, N.O.; 2002b:** Acuífero Libre y Variabilidad climática en el Norte de la Llanura Pampeana. XXXII y VI ALHSUD Congress. Mar del Plata, 714-721

**VENENCIO, M.V. y GARCIA, N.O.; 2003:** “Impacto De La Disminución De La Recarga Natural En El Acuífero Libre En La Provincia De Santa Fe”. (TC7). “III CONGRESO ARGENTINO DE HIDROGEOLOGÍA y I SEMINARIO HISPANO-LATINOAMERICANO sobre TEMAS ACTUALES de la HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA”. Rosario, 23 al 26 de Setiembre 2003, pp. 143-142.

**VENENCIO, M. y VARNI, M.; 2003:** Estimación de la recarga y del almacenamiento específico a través del análisis de registros de nivel freático. En: Memorias del III Congreso Argentino de Hidrogeología y I Seminario Hispano-Latinoamericano sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea, Basile, P, Mancinelli, A, Pouey, Riccardi, G y Zimmerman, E (Eds), Tomo 1, pp 153-160

**VENENCIO, M.V. & GARCÍA, N.O.; 2005:** “ Impacto de las sequías en la recarga natural al acuífero libre”. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Volumen 10, No. 1. 12 pags.

**VON STORCH. H. AND NAVARRA, A.; 1995:** "Analysis of Climate Variability". Springer, Berlin.

**VON STORCH. H. AND ZWIERS, F. W.; 1998:** “Statistical Analysis in Atmospheric Sciences”. Cambridge University, Press. UK.

**WALKER, G. T.; 1924:** Correlation in seasonal variation of weather IX Mem. India Meteor. Dept.; 24, 275-332.

**WALKER, G. T.; 1928:** World weather III. Mem. Roy. Meteor. Soc., 2, 97-106.

**WALKER, G. T. y E. W. BLISS; 1932:** World weather V. Mem. Roy. Meteor. Soc., 4, 53-84.

**WALKER, G. T. y E. W. BLISS; 1937:** World weather VI. Mem. Roy. Meteor. Soc., 9, 119-139.

**WMO No 160; 1973:** *Guide to Hydrological Practices*. WMO No 160, T. P. 86, Geneve, Switzerland.

**WMO; 1979:** Proceedings of the World Climate Programme Conference. WMO Publication No 537, 191 pp.. Geneve, Switzerland.

**WARD, A.L. y GEE, G.W.; 1997:** Performance of a field-scale surface barrier. *J Environ Qual* 26:694-705

**WATSON, P.H.; SINCLAIR, P.; WAGGONER, R.; 1976:** Quantitative evaluation of a method for estimating recharge to the desert basins of Nevada. *J. Hydrol.* 31, 335-357

**WATSON, J.D.; 1982:** Analysis of salinity profiles in lateritic soils of South-western Australia. *Aust. J. Soil Res.*, No. 20, pp. 37-49.

**WEINZETTEL, P. y USUNOFF, E.; 2001:** Cálculo de la recarga mediante la aplicación de la ecuación de Darcy en la zona no saturada. En: *Las Caras del Agua Subterránea*, Medina y Carrera (Eds), pp: 225-231

**WEINZETTEL, P.; USUNOFF, E. y VIVES, L.; 2002:** Groundwater recharge estimations from studies of the unsaturated zone. En: *Groundwater and Human Development*, Bocanegra, E, Martínez, D, Massone, H (Eds).

**WELLINGS, J.R.; 1984:** Recharge of the Upper chalk aquifer at a site in Hampshire, England. *J Hydrol* 69: pp: 259-273

**WILBY, R.; GREENFIELD, B. J. y GLENNY, C.; 1994:** A coupled synoptic hydrological model for climate change impact assessment. *J. Hydrol.* 153, pp: 265-290

**WILLIAMS, N.P., MERRICK y ROSS, J.B.; 1987:** Natural and induced recharge in the Lower Namoi Valley, New South Wales. *Proc. Of the Symposium Groundwater Recharge*. Mandurah. pp. 239-255.

**WILLIAMSON, R.J. y LAWRENCE, C.R.; 1981:** Review of methods for estimating recharge in Australia. In proceedings of de Groundwater Recharge Conference, Townsville. Australian Water Resources Council, Conference Series No. 3, pp: 26-36

**WINTER, T.C.; 1976:** Numerical simulation analysis of the interaction of lakes and groundwater. USGS Prof Paper 1001, 95 p

**WU, J. R.; ZHANG, T. y YANG, J.; 1996:** Analysis of rainfall-recharge relationships. J. hydrolo 177: pp: 143-160

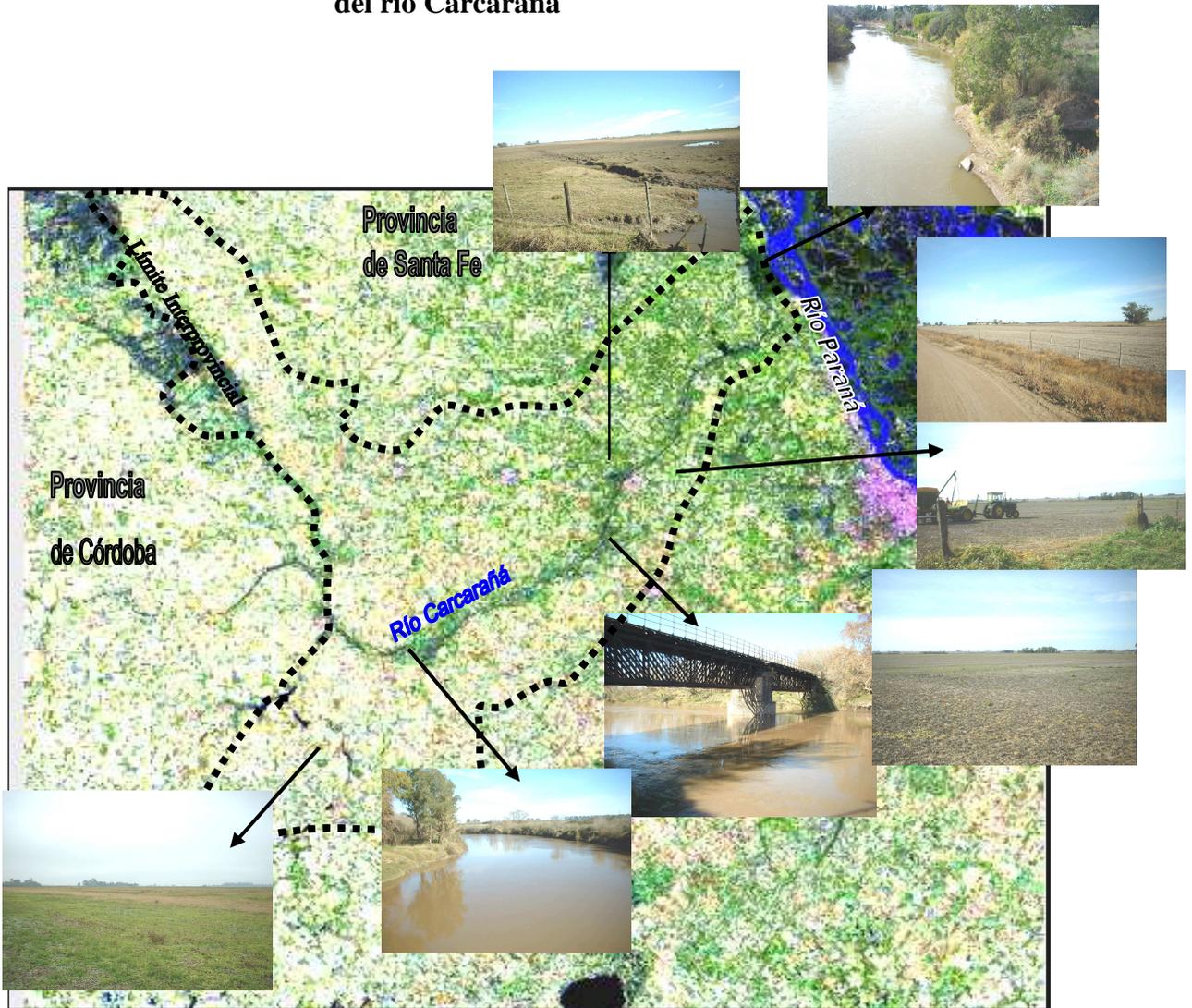
**YOUNG, M.H.; WIERENGA, P.J. y MANCINO, C.F.; 1996:** Large weighting lysimeters for water use and deep percolation studies. Soil Sci Soc Am J 161: pp: 491-501

## **ANEXOS**

## **ANEXO I**

**Fotos con paisajes de la cuenca del río Carcarañá**

# Paisajes de la cuenca del río Carcarañá





Paisaje característico aguas arriba del río Carcarañá en el sector oeste de la cuenca



Paisaje característico en el sector oeste-centro de la cuenca



Paisaje característico en el sector oeste-centro de la cuenca



Curso temporario por cauce prácticamente impermeable hasta desembocar en el río Carcarañá



Río Carcarañá encausado entre barrancas



Paisaje característico en el sector oeste de la cuenca



Paisaje característico en el sector centro de la cuenca



Caminos interiores característicos de la cuenca con caminos secundarios en la zona central de cuenca



Paisaje representativo de la cuenca en la zona oeste en época de laboreo



Paisaje repetitivo de la cuenca con grandes extensiones de campo



Paisaje representativo de la cuenca de pendiente suave en la zona central-sur de la cuenca



Paisaje característico de la cuenca de pendiente suave



Puente de Ferrocarril en el Río Carcarañá a 2km al sur de la localidad de Berreta



Río Carcarañá aguas abajo del puente de ferrocarril



Río Carcarañá encauzado entre barrancas de aproximadamente 5 metros de altura



Paisaje interrumpido por cárcavas ubicadas a 2 km al norte del Río Carcarañá y a 5 km al sur de Correa



**Caminos interiores comunes en la cuenca**



**Río Carcarañá en la cuenca sector aguas abajo**



**Río Carcarañá en la cuenca sector aguas abajo**



**Río Carcarañá en la cuenca en el área de Oliveros**

## **ANEXO II**

### **Descripción física de las estaciones de monitoreo de la cuenca**

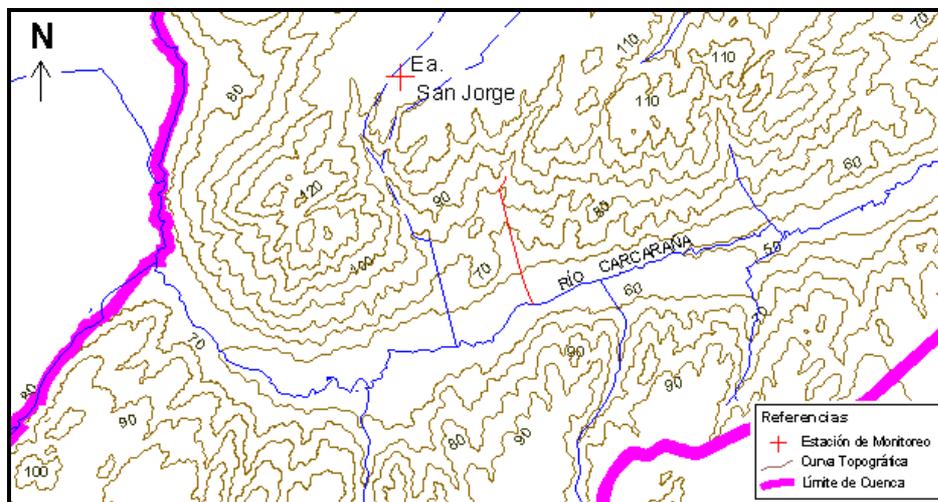
## **II.1**

**Ea. San Jorge – Villa Eloisa**

## II.1 Ea. San Jorge – Villa Eloisa

Esta estación se encuentra en una zona topográficamente elevada con cota 111 metros (Figura II.1), disminuyendo la altitud en las proximidades del río Carcarañá. Se observa que la cercan dos cañadas que generalmente son muy pocos profundas y sólo conducen el agua provenientes de precipitaciones en exceso que luego culminan en el mencionado río.

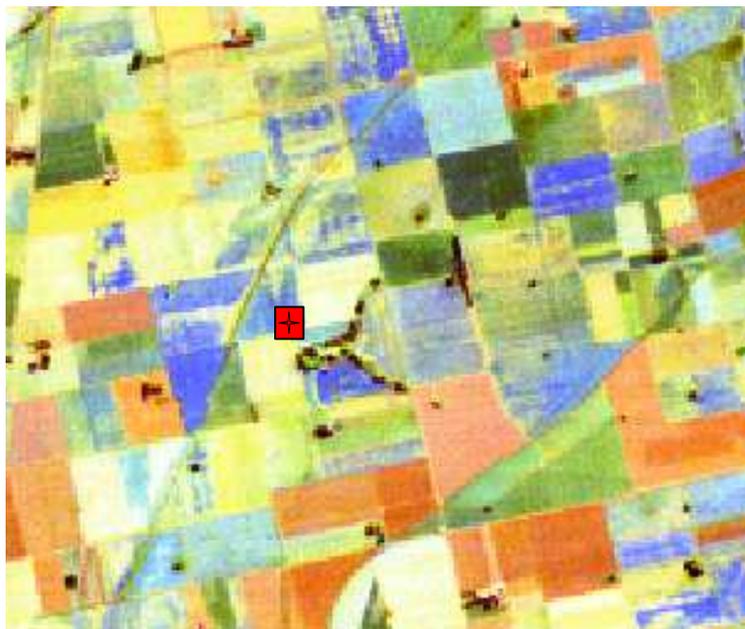
Desde el punto de vista de los suelos al lugar de muestreo lo caracteriza la Unidad cartográfica de suelos Arm, con composición 100% de suelos de la serie Armstrong, representado por Argiudol típico, con familia arcilla fina, illítica, térmica. Es un suelo oscuro, profundo, el drenaje es bueno, y la textura del horizonte superficial es franco-limosa que se desarrolla en un paisaje de lomadas suavemente onduladas con pendientes que no superan el 0.5 %. La permeabilidad es moderada pero el escurrimiento algo lento de las aguas favorece una mejor retención de la humedad que en las áreas vecinas.



**Figura II.1.** Ubicación de la Ea. San Jorge en el marco topográfico

Este suelo tiene un perfil constituido por un horizonte superficial A1 de unos 16 cm de espesor de textura franco limosa con 20 a 22 % de arcilla. Le sigue un horizonte transicional B1 algo más pesado, bien estructurado en bloques angulares y un horizonte B2t divisible en B21t y B22t o B21t y B23t de textura franco arcillo limosa con 35 a 38 % de arcilla y estructuras en prismas. El espesor del B2t es de 64 cm. El horizonte C se encuentra a 115 cm de profundidad y puede presentar nódulos cementados y carbonato de calcio pulverulento en abundancia. Las limitaciones de estos suelos son climáticas ya que sufren por una leve sequía y por la presencia de horizontes degradados y fuertemente estructurados dentro del perfil. Son tierras preferentemente destinadas a la explotación agrícola intensiva, principalmente trigo y maíz.

En la Figura II.2 se aprecia la ubicación del sitio en el contexto de una imagen Landsat.



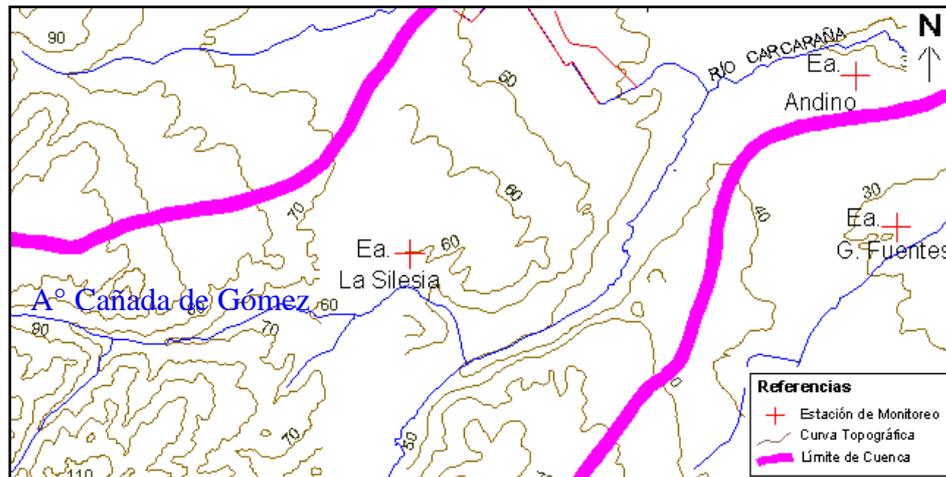
**Figura II.2.** Ubicación de la Ea. San Jorge en el marco de una imagen Landsat 

## **II.2**

### **Ea. La Silesia – Correa**

## II.2 Ea. La Silesia – Correa

Esta estación se encuentra en las proximidades de la curva de nivel de cota 60 m, siendo la cota de la estación de 58.25 metros (Figura II.3).



**Figura II.3.** Ubicación de la Ea. La Silesia en el marco topográfico

En esta figura se observa que el A° Cañada de Gómez se encuentra aproximadamente a 2 km al sur de este sitio, y que las curvas de nivel interrumpidas en las inmediaciones del mismo, se debe a la falta de información altimétrica oficial del I.G.M.

Desde el punto de vista de los suelos el lugar de muestreo se emplaza dentro de la Unidad cartográfica de suelos **Bu-c**, con composición 100% de suelos de la serie Bustinza, moderadamente erosionada. La compone un Argiudol típico, de familia arcilla fina, illítica, térmica. El drenaje es bueno/moderado de textura en el horizonte superficial franco-limosa.

Esta unidad se encuentra en un relieve suavemente ondulado y entre vías de drenaje. El paisaje es de amplias lomadas suavemente onduladas que pueden alcanzar el 1 % de la pendiente, pero en general no superan el 0.5 % por lo que no se observa erosión por arrastre del agua. La permeabilidad es moderada y el escurrimiento medio sin peligro de encharcamiento.

El perfil presenta un horizonte superficial A1 de 25 cm de espesor de textura franco limosa con 24 % de arcilla, bien provisto de materia orgánica. Le sigue un horizonte B2t de 65 cm de espesor, divisible en B21t, B22t y B23t. Es de textura arcillo limosa con 43 a 48 % de arcilla y estructura en prismas moderados. Sigue un horizonte transicional B3 de 30 cm de espesor y de textura franco limosa. El horizonte C se encuentra a 130 cm con textura franco limosa con 24 % de arcilla. A mayor profundidad este material puede presentar calcáreo pulverulento.

Son buenos suelos agrícolas con amplias posibilidades de uso destinándose tanto a la producción de cultivos (de preferencia trigo y maíz) como también al pastoreo. Su limitación es muy escasa y puede ser climática por leve sequía y la facilidad de degradarse y formarse horizontes subsuperficiales densificados (piso de arado) coincidentes con el B1.

En la Figura II.4 se aprecia la ubicación del sitio en el contexto de una imagen Landsat.



**Figura II.4.** Ubicación de la Ea. La Silesia en el marco de una imagen Landsat 

## **II.3**

### **Andino – Pueblo Andino**

### II.3 Andino – Pueblo Andino

Esta estación se ubica en el sector sur-este de la cuenca a 2.5 km al sur de la margen derecha del río Carcarañá (Figura II.5), cuya cota topográfica es de 32.5 metros.

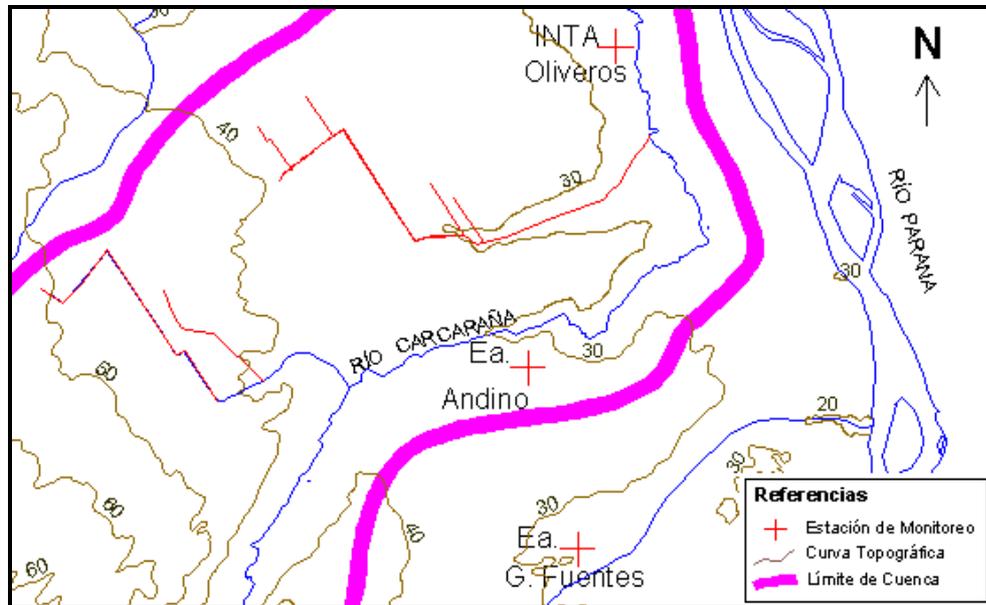


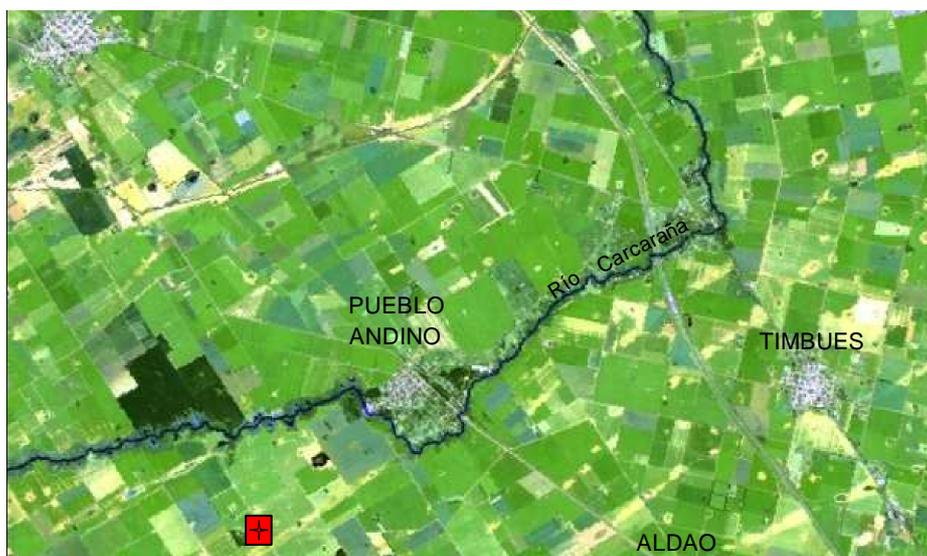
Figura II.5. Ubicación de la Ea. Andino en el marco topográfico

La caracteriza un relieve plano entre las cotas de 40 y 30 metros a diferencia de la Ea. San Jorge (Figura II.1).

El lugar de muestreo se emplaza en la Unidad cartográfica de suelos **MEL**, con composición 100% de suelos de la Serie Maciel, representado por Argiudol típico, familia arcilla fina, illítica, térmica. El drenaje es bueno/moderado de textura en el horizonte superficial franco-limosa. Esta unidad se encuentra ocupando las partes más bien drenadas de lomas suavemente onduladas con un escurrimiento medio a lento. Presenta un horizonte B2t muy enriquecido en material fino (arcilla) y lavado en superficie. Tienen buena provisión de materia orgánica que junto a un horizonte superior A1 profundo los hace de muy buenas condiciones para los cultivos. El horizonte A1 tiene de 25 a 30 cm de espesor, de color pardo grisáceo muy oscuro, medianamente provisto de materia orgánica, de textura franco limosa, estructura granular a migajosa. Continúa un horizonte de transición B1 de 12 a 16 cm de espesor, franco arcillo limoso, estructura en bloques subangulares finos a medios, débiles, reacción medianamente ácida. A los 37-38 cm comienza el horizonte argílico B2t, de 75 a 80 cm de espesor, arcillo limoso, siendo el subhorizonte más pesado el B22t, con un contenido de arcilla de 45%, estructura en prismas ligeramente inclinados, medios a gruesos, que rompen en bloques angulares medios a finos con muy abundantes barnices arcilla húmicos. Siendo el subhorizonte más liviano el B23t de textura franco arcillo limosa pesada a arcillo limosa con estructura en bloques angulares medios moderados.

Continúa debajo un horizonte transicional B3 de 26 a 44 cm de espesor, franco arcillo limoso, estructura en bloques subangulares medios moderados. Luego continúa el C1 pardo a pardo claro, franco arcillo limoso, hasta los 240 cm y luego sigue el C2ca franco limoso.

En la Figura II.6 se aprecia la ubicación del sitio en el contexto de una imagen Landsat, como así también la definición que presenta el río Carcaraña en su recorrido.



**Figura II.6.** Ubicación de la Ea. Andino en el marco de una imagen Landsat 

**II.4**

**Oliveros**

## II.4 Est. Exp. Oliveros – Oliveros

La estación pertenece a la Estación Experimental del INTA de Oliveros, ubicada en cota topográfica 27 metros. Emplazada en el sector noreste de la cuenca se caracteriza por un relieve plano a 1 km aproximadamente al oeste de la margen izquierda del río Carcarañá.

En la Figura II.7 se aprecia la ubicación del sitio en el contexto de una imagen Landsat, donde aquí también se observa la definición que presenta el río Carcarañá en su recorrido encausado.



Figura II.7. Ubicación de la Estación Oliveros en el marco de una imagen Landsat 

El lugar de muestreo se emplaza predominantemente en la Unidad cartográfica de suelos **MEL**, con composición 100% de suelos de la Serie Maciel, representado por Argiudol típico, familia arcilla fina, illítica, térmica. El drenaje es bueno/moderado de textura en el horizonte superficial franco-limosa.

Esta unidad se encuentra ocupando las partes mas bien drenadas de lomas suavemente onduladas con un escurrimiento medio a lento. Son suelos profundos, con una relación B/A amplia debido al proceso de pedogénesis que los originaron. Presentan un horizonte B2t muy enriquecido en material fino (arcilla) y lavado en superficie. Tienen buena provisión de materia orgánica que junto a un horizonte superior A1 profundo los hace de muy buenas condiciones para los cultivos. Esto ha determinado un uso continuo en la agricultura, especialmente en los últimos años donde se ha incrementado el doble cultivo trigo-soja, que ocasiona el deterioro de algunas de sus propiedades, como la estabilidad estructural. En una menor proporción se encuentra un argiudol ácuico. De los tres horizontes que lo componen, el horizonte B2t es el que contiene mayor cantidad de arcilla (41%). La transición de éste hacia el material loésico que forma el sustrato es muy gradual, constituida por un horizonte B3 de unos 43 cm de textura franco arcilla limosa. El horizonte C comienza después de los 160 cm, de estructura masiva desmenuzable y color pardo amarillento. Luego de los 240 cm se presentan abundantes concreciones de calcio y calcáreo libre.

## **II.5**

**Ea. García Fuentes – Luis Palacios**

## II.5 Ea. García Fuentes – Luis Palacios

Esta estación es exterior a la cuenca en estudio y se ubica a 7 km aproximadamente al sureste del límite de la misma (Figura II.8). Topográficamente se caracteriza por un relieve plano cuya cota es de 30 metros. El escurrimiento superficial es hacia el canal principal San Lorenzo, perteneciente éste a otra cuenca.

El lugar de muestreo se emplaza en la Unidad cartográfica de suelos Rd10, de Composición complejo de Rd d-mb (30%) + Za cc (30%) + MF cc (20%) + Ge cc (20%) suelo más probable: serie Roldán, Argiudol típico, fam. arc. fina, illítica, térmica. El drenaje es bueno/moderado y la textura del horizonte superficial franco-limosa.

El suelo es muy profundo desarrollado a partir de sedimentos loésicos franco limosos con buena capacidad de almacenamiento de agua. Lenta permeabilidad que ha evolucionado en un paisaje de lomas extendidas planas, pendiente del 0.5 %. En la formación de este suelo han intervenido varios procesos y en el proceso pedogenético actual tiene lugar bajo condiciones climáticas templado-húmedas.

El horizonte A1 de 28 cm de espesor es moderadamente provisto de materia orgánica constituida por material franco limoso cuyos agregados estructurales forman bloques subangulares, medios. Le continúa una capa de transición B1 de 12 cm de espesor franco arcillo limoso menos rica en materia orgánica. Bruscamente se pasa a una capa más arcillosa B2t de 70-100 cm de espesor con fuertes agregados gruesos de aspecto prismático. El perfil continúa con una capa transicional B3 hasta los 185 cm, profundidad a la que aparece el material menos afectado por los procesos de pedogénesis de granulometría franco limosa y reacción ligeramente alcalina con incipientes rasgos de hidromorfismo.

En la Figura II.8 se aprecia la ubicación del sitio en el contexto de una imagen Landsat.



**Figura II.8.** Ubicación de la Ea. García Fuentes en el marco de una imagen Landsat 

Para estas estaciones, desde el punto de la aptitud agrícola-ganadera según la Figura II.8 los sitios de emplazamiento de la Ea. San Jorge, Andino y Oliveros se caracterizan por la aptitud agrícola-ganadera muy alta, de uso intensivo y/o pastoril. Mientras que en la Ea. La Silesia se presenta con moderadas limitaciones y en el sitio emplazado en Luis Palacios se caracteriza por restricciones severas.



## **ANEXO III**

### **Matriz de correlación de la precipitación**

**A N E X O III**

\*\*\*\*\* MATRIZ DE CORRELACION PRECIPITACIÓN \*\*\*\*\*  
 RESULTADOS DEL PROGRAMA  
 LOS PRIMEROS AUTOVALORES DE LA MATRIZ ORDENADOS  
 EN FORMA DECRECIENTE, SU % DE VARIANZA EXPLICADA  
 Y SU ERROR SON:

RANK	EIGENVALUE	% VAR	+/- ERROR
1	.27101960E+01	68.1951	.657319000E+00
2	.66279270E+00	16.6775	.160750800E+00
3	.33470960E+00	8.4221	.811790000E-01
4	.26648170E+00	6.7053	.646313100E-01

SUMA DEL TOTAL DE LOS AUTOVALORES= .397418E+01  
 SUMA TOTAL DE LOS AUTOVALORES AL CUADRADO= .796750E+01

AUTOVECTORES DE LA MATRIZ  
 LA "I-ESIMA" COLUMNA CORRESPONDE AL "I-ESIMO"  
 AUTOVALOR (ORDENADOS EN FORMA DECRECIENTE)

1	.52721	-.02223	.84113	.11853	.26648	.17975	.00000	.66826	.00474	.06241
2	.51381	.41851	-.40019	.63301	.33471	.22577	.00000	.72111	.05780	.08787
3	.42040	-.85806	-.29202	.04144	.66279	.44707	.00000	1.52880	.41515	.00000
4	.53039	.29679	-.21695	-.76390	2.71020	1.82810	.00000	1.65190	.08785	-.09739

PC1MED= 1989.1180 PC2MED= -168.9901 PC3MED= -159.7136 PC4MED= 44.5584 PC5MED= 4002.7890  
 PC6MED= 2699.9930 PC7MED= .0000 PC8MED= 4604.6410 PC9MED= 580.5103 PC10MED= 51.3859

ANOMALIAS DE COMPONENTES PRINCIPALES

	APC1	APC2	APC3	APC4	APC5	APC6	APC7	APC8	APC9	APC10
1	-137.5	65.1	-97.8	-12.5	3655.1	2465.4	0	3938.3	438	41
2	-17.1	-156.1	-193.6	64.9	3944.3	2660.5	0	4546.9	575.4	52.3
3	-106.9	-30.7	-19.3	-64	3773.2	2545.2	0	4109.2	469.9	37.8
4	264.4	-372	-319.9	191.9	4821.3	3252.1	0	5858.7	797.2	77.8
5	-288	-252.6	-185.7	48.4	2814	1898.1	0	3368.9	464.2	35.2
6	-65.2	-430.4	-48.6	93.9	3457.6	2332.3	0	4340.1	606.9	57.1
7	90.9	52.9	137.5	-55	4510.2	3042.3	0	4893.2	522.9	56.4
8	334.3	-830.3	-155.3	-20.5	5145.4	3470.7	0	6405.8	942	54.9
9	279	-13.3	-234	301.1	4820.4	3251.5	0	5684.1	687.6	100
10	-78.7	87	0.1	88.2	3661.3	2469.6	0	4080.8	445.3	62
11	-124.3	-47	-192.1	-71.6	3815	2573.3	0	4120.6	491.8	28.9
12	179.5	-511.6	-115	65	4505	3038.7	0	5520.1	765	62.7
13	-192.7	-150.9	-105.7	-104.4	3486.7	2351.9	0	3832.5	474.2	23.3
14	-115.7	-314.4	-153.7	195.6	3193.8	2154.3	0	4049.5	562.3	65.2
15	87.4	-6.7	-195	240	4131	2786.5	0	4844.1	583.4	83.1
16	-118.6	-191.4	-256.9	84.3	3515.7	2371.5	0	4117.5	543.1	46.8
17	122.6	-326.6	-386	-127.2	4892.8	3300.3	0	5456.6	727.3	24.3
18	13.7	-234.8	-172.5	31.8	4074.8	2748.5	0	4726.5	610.9	49.6
19	-255	20.2	-61	66.8	2984.2	2012.9	0	3353	384.2	46.7
20	-182.6	-12.7	-228.9	17.3	3456.2	2331.3	0	3801	456.5	36.9
21	266.8	-87.7	-113.3	208.9	4824.3	3254.1	0	5664.5	685.9	90.8
22	192.7	-355.1	102	57.2	4522.1	3050.3	0	5431.7	694.5	72.3
23	71.4	-301.9	-242.2	84.4	4221	2847.2	0	5004.7	669	56.5
24	134.8	-58.4	-40.1	57.5	4533.8	3058.2	0	5132.2	601.9	66.2
25	-168.9	102.1	-89.4	-1	3520.4	2374.6	0	3771.8	410	41.6
26	-242.7	-143.8	-185.8	1	3144	2120.7	0	3568	457.1	32
27	-192.7	-9.6	-116.4	-12.2	3400.7	2293.8	0	3723.8	434	36.8
28	-182.3	-191.1	-265.5	-30.3	3471.4	2341.6	0	3914.5	513.8	27.4
29	-109.5	-162.8	-27.1	10.8	3559.5	2401	0	4095.1	506.1	46.5
30	-190.2	-472	-192.3	-7.7	3201.3	2159.4	0	3927.8	578.4	30.5
31	187.2	-37.1	-350.9	-13.8	5082.5	3428.3	0	5551.4	670.5	47.2
32	115.1	-95.3	-203	-187	4982.2	3360.7	0	5300.5	630.9	25
33	215.8	110.8	-376.6	240.8	4828.5	3257	0	5462.9	642.5	83.9
34	42.8	-387.5	-346.2	72.2	4145.2	2796.1	0	4961.4	694.8	48.5

MATRIZ DE CORRELACION DE LAS VARIABLES CON  
 LAS COMPONENTES PRINCIPALES  
 COMP(I,J) CORRESPONDE A LA CORRELACION DE  
 I-ESIMA VARIABLE CON LA J-ESIMA COMPONENTE

.8705	-.0182	.4881	.0614	.5272	-.0222	.8411	.1185	.2665	.1797	1
.8493	.3421	-.2325	.3281	.5138	.4185	-.4002	.6330	.3347	.2258	2
.6935	-.7000	-.1693	.0214	.4204	-.8581	-.2920	.0414	.6628	.4471	3
.8767	.2426	-.1260	-.3959	.5304	.2968	-.2169	-.7639	2.7102	1.8281	4

## **ANEXO IV**

### **Matriz de correlación del nivel freático**

**A N E X O I V**

\*\*\*\*\* MATRIZ DE CORRELACION NIVEL FREÁTICO\*\*\*\*\*

RESULTADOS DEL PROGRAMA

LOS PRIMEROS AUTOVALORES DE LA MATRIZ ORDENADOS  
EN FORMA DECRECIENTE, SU % DE VARIANZA EXPLICADA  
Y SU ERROR SON:

RANK	EIGENVALUE	% VAR	+/- ERROR
1	.26422970E-01	58.7730	.640851200E-02
2	.12982080E-01	28.8762	.314861700E-02
3	.49352440E-02	10.9775	.119697200E-02
4	.61737260E-03	1.3732	.149734800E-03
SUMA DEL TOTAL DE LOS AUTOVALORES=			.449577E-01
SUMA TOTAL DE LOS AUTOVALORES AL CUADRADO=			.891446E-03

AUTOVECTORES DE LA MATRIZ

LA "I-ESIMA" COLUMNA CORRESPONDE AL "I-ESIMO"  
AUTOVALOR (ORDENADOS EN FORMA DECRECIENTE)

1	-.69788	-.14709	.69945	.04587	.00062	.00042	.00000	.00326	.00000	.97884
2	-.50996	.17569	-.21265	-.90985	.00494	.00333	.00000	.00440	-.00077	.97882
3	-.47573	-.37276	-.67127	.28104	.01298	.00876	.00000	.00606	.02303	.00000
4	-.59227	.89919	-.12231	.30179	.02642	.01782	.00000	.00003	.00027	-.00280

PC1MED= -143.4179 PC2MED= -8.9290 PC3MED= -.5887 PC4MED= 30.3258 PC5MED= 2.5093  
PC6MED= 1.6926 PC7MED= .0000 PC8MED= .9774 PC9MED= 2.1837 PC10MED= 115.1862

ANOMALIAS DE COMPONENTES PRINCIPALES

	APC1	APC2	APC3	APC4	APC5	APC6	APC7	APC8	APC9	APC10
1	-3.0	2.6	2.6	-0.9	-0.1	-0.1	0	-0.1	-0.2	-4.6
2	-2.7	3.4	2.4	-1.1	-0.1	-0.1	0	-0.1	-0.2	-4.2
3	-2.7	3.8	2.5	-0.5	-0.1	-0.1	0	-0.1	-0.2	-4.8
4	-1.4	3.9	0.8	-1.2	0	0	0	0	-0.1	-2.6
5	-1.4	2.3	0.9	-0.9	0	0	0	0	-0.1	-2.3
6	-1.8	0.7	0.8	-0.5	-0.1	0	0	0	-0.1	-3.2
7	-2.0	0	1	-0.2	-0.1	-0.1	0	0	-0.1	-3.5
8	-1	0.5	0.6	0.1	0	0	0	0	0	-1.9
9	0.8	0	-1.5	0.2	0	0	0	0	0	0.5
10	1.2	0	-1.4	-0.8	0.1	0	0	0	0	2.3
11	0.7	0.5	-0.9	-0.1	0	0	0	0	0	0.9
12	1.5	-0.1	-2.3	0.8	0.1	0.1	0	0	0.1	1.1
13	0.9	-0.6	-1.8	0.9	0	0	0	0	0.1	0.2
14	0.2	-1.5	-2.2	0.7	0	0	0	0	0.1	-1
15	0.3	-0.9	-2	-0.2	0	0	0	0	0	-0.2
16	-0.4	-1.3	-1.4	-0.3	0	0	0	0	0	-1.2
17	0.0	-1	-2.4	0.5	0	0	0	0	0	-1.6
18	0.5	-1.6	-3.3	0.9	0	0	0	0	0.1	-1.3
19	0.0	-1.3	-1.7	0.7	0	0	0	0	0	-1.3
20	-1.0	-1.4	-0.6	0.7	0	0	0	0	0	-2.6
21	-0.7	-1.5	-0.8	0.2	0	0	0	0	0	-1.7
22	0.7	-0.6	-0.5	-0.2	0	0	0	0	0	1.5
23	1.5	-1	-1	-0.5	0	0	0	0	0.1	3.1
24	2.0	-1.4	-0.5	0.1	0.1	0	0	0	0.1	4.1
25	2.2	-0.4	0.1	0.2	0.1	0.1	0	0	0.1	4.7
26	1.0	-0.5	1.3	0.3	0	0	0	0	0	2.9
27	0.3	-1.1	1.6	0.5	0	0	0	0	0	1.5
28	-0.8	-1.1	2.5	0	-0.1	0	0	0	0	0.2
29	-0.1	-0.6	2.3	-0.2	0	0	0	0	0	1.5
30	-0.4	-1.2	1.8	0.4	0	0	0	0	0	0.4
31	-0.1	-1.1	1.3	0.2	0	0	0	0	0	0.7
32	1.0	0.7	1.3	0.1	0	0	0	0	0	2.7
33	2.1	1.7	0.9	-0.7	0.1	0.1	0	0	0	4.9
34	2.5	0.3	-0.4	0.4	0.1	0.1	0	0	0.1	4.7

MATRIZ DE CORRELACION DE LAS VARIABLES CON  
LAS COMPONENTES PRINCIPALES

COMP(I,J) CORRESPONDE A LA CORRELACION DE  
I-ESIMA VARIABLE CON LA J-ESIMA COMPONENTE

-.9093	-.1343	.3938	.0091	-.6979	-.1471	.6994	.0459	.0006	.0004	1
-.8313	.3303	-.2465	-.3730	-.3100	.1757	-.2126	-.9099	.0049	.0033	2
-.8261	-.3749	-.4162	.0616	-.5757	-.3728	-.6713	.2810	.0130	.0088	3
-.7186	.9026	-.0757	.0661	-.2923	.8992	-.1223	.3018	.0264	.0178	4

## A N E X O V

\*\*\*\*\* MATRIZ DE CORRELACION DE LA RECARGA\*\*\*\*\*

RESULTADOS DEL PROGRAMA  
LOS PRIMEROS AUTOVALORES DE LA MATRIZ ORDENADOS  
EN FORMA DECRECIENTE, SU % DE VARIANZA EXPLICADA  
Y SU ERROR SON:

RANK	EIGENVALUE	% VAR	+/- ERROR
1	.25432870E+01	65.5324	.616837600E+00
2	.71522770E+00	18.4291	.173468200E+00
3	.37208550E+00	9.5875	.902439900E-01
4	.25036040E+00	6.4510	.607213100E-01

SUMA DEL TOTAL DE LOS AUTOVALORES= .388096E+01  
SUMA TOTAL DE LOS AUTOVALORES AL CUADRADO= .718099E+01

AUTOVECTORES DE LA MATRIZ  
LA "I-ESIMA" COLUMNA CORRESPONDE AL "I-ESIMO"  
AUTOVALOR (ORDENADOS EN FORMA DECRECIENTE)

1	.51650	.28961	-.72080	.36029	.25036	.16888	.00000	.56390	.07849	.11679
2	.48923	.56632	.27682	-.60275	.37209	.25098	.00000	.58296	-.15610	.16141
3	.45082	-.75482	-.19708	-.43380	.71523	.48244	.00000	1.60727	-.19568	.00000
4	.53912	-.16019	.60414	.56454	2.54329	1.71552	.00000	1.62057	.03133	.39620

PC1MED= 152.9462 PC2MED= -19.2264 PC3MED= -1.9876 PC4MED= -11.6126 PC5MED= 305.2788  
PC6MED= 205.9190 PC7MED= .0000 PC8MED= 349.8081 PC9MED= -20.3974 PC10MED= 50.4323

### ANOMALIAS DE COMPONENTES PRINCIPALES

	APC1	APC2	APC3	APC4	APC5	APC6	APC7	APC8	APC9	APC10
1	-136.4	26.6	-2.6	17.1	-277.7	-187.3	.0	-322.7	20.6	-44.1
2	-70.3	50.6	36.3	-21.8	-148.4	-100.1	.0	-188.9	5.0	-18.1
3	-57.8	75.2	55.0	-36.0	-129.0	-87.0	.0	-178.9	1.6	-10.8
4	217.7	-101.9	80.5	-34.8	575.8	388.4	.0	604.4	-42.4	80.8
5	-106.8	25.8	-9.8	49.8	-194.8	-131.4	.0	-258.1	25.0	-29.7
6	-88.0	-58.1	-30.7	-37.4	-215.4	-145.3	.0	-149.9	-2.2	-47.1
7	-132.5	29.9	-13.2	21.1	-282.0	-190.2	.0	-321.5	21.8	-44.0
8	165.1	-91.4	11.2	32.2	438.5	295.8	.0	455.6	-18.0	60.3
9	169.7	213.8	-42.3	28.5	170.7	115.1	.0	144.0	6.5	69.4
10	-74.0	59.9	10.6	10.6	-163.7	-110.4	.0	-214.4	14.5	-18.5
11	-85.4	-16.3	51.2	55.6	-37.8	-25.5	.0	-144.5	18.2	-11.6
12	197.4	-129.3	-120.6	-39.2	283.8	191.5	.0	502.9	-34.8	31.0
13	-132.0	22.8	18.3	11.4	-244.3	-164.8	.0	-300.9	17.7	-39.6
14	-74.1	-11.6	-50.9	-15.9	-223.6	-150.8	.0	-172.0	5.6	-39.7
15	16.1	101.3	55.0	20.3	57.6	38.9	.0	-39.9	8.3	26.4
16	-118.7	-16.7	-5.8	-15.9	-250.4	-168.9	.0	-245.4	8.1	-46.8
17	34.7	-107.0	65.1	9.2	235.5	158.9	.0	208.1	-12.7	20.2
18	-2.1	-56.5	-24.7	-52.8	-51.5	-34.7	.0	36.9	-15.0	-18.0
19	-87.0	54.5	-3.8	21.5	-194.3	-131.0	.0	-242.6	18.5	-24.5
20	-147.7	11.3	.6	7.7	-295.3	-199.2	.0	-331.6	18.4	-50.0
21	68.6	26.3	-21.1	-38.6	53.9	36.4	.0	111.9	-13.1	15.1
22	151.7	-47.8	-65.2	41.1	290.6	196.0	.0	352.4	-7.9	44.5
23	58.2	12.9	-25.1	-65.4	10.2	6.9	.0	98.9	-18.9	5.3
24	182.2	4.5	-96.4	31.8	266.8	179.9	.0	353.8	-7.9	50.7
25	-52.3	35.7	12.2	82.8	-30.4	-20.5	.0	-137.9	26.5	.1
26	-108.7	-42.6	-10.1	-26.4	-229.1	-154.5	.0	-200.7	2.9	-47.5
27	-128.9	36.7	-4.2	9.0	-279.3	-188.4	.0	-317.3	18.8	-42.5
28	-132.1	31.6	18.3	4.3	-257.4	-173.6	.0	-310.2	16.8	-40.3
29	88.3	-22.9	-3.8	32.3	219.2	147.9	.0	215.0	-3.8	34.4
30	-73.1	-65.6	-15.9	-67.7	-191.2	-129.0	.0	-106.1	-11.8	-44.5
31	133.3	-49.0	81.2	45.1	451.5	304.5	.0	374.8	-11.4	67.8
32	17.3	94.1	3.0	17.4	-6.7	-4.5	.0	-52.1	9.2	15.4
33	192.1	22.1	54.0	-64.9	377.3	254.5	.0	414.2	-35.8	69.0
34	115.5	-118.9	-6.4	-31.9	270.5	182.5	.0	362.7	-28.4	26.8

MATRIZ DE CORRELACION DE LAS VARIABLES CON LAS COMPONENTES PRINCIPALES  
COMP(I,J) CORRESPONDE A LA CORRELACION DE  
I-ESIMA VARIABLE CON LA J-ESIMA COMPONENTE

.8388	.2494	-.4477	.1836	.5165	.2896	-.7208	.3603	.2504	.1689	1
.7973	.4894	.1726	-.3082	.4892	.5663	.2768	-.6027	.3721	.2510	2
.7241	-.6429	-.1211	-.2186	.4508	-.7548	-.1971	-.4338	.7152	.4824	3

.8715 -.1373 .3736 .2863 .5391 -.1602 .6041 .5645 2.5433 1.7155 4

## **ANEXO VI**

### **Matriz del SSA de la PC1 de la precipitación**

## A N E X O VI

SSA de la PC1 del EOF de la PRECIPITACIÓN

Nro. DE DATOS= 34 VALOR MEDIO= -5.006 VARIANZA= .320804100E+05  
 RESULTADOS DEL PROGRAMA

LOS MV AUTOVALORES DE LA MATRIZ Y LOS % DE  
 LAS VARIANZAS ASOCIADAS A CADA COMPONENTE  
 ORDENADOS EN FORMA DECRECIENTE SON:

RANK	EIGENVALUE	% VAR	+/- ERROR
1	.66110300E+05	19.9037	.16034100E+05
2	.56182610E+05	16.9148	.13626280E+05
3	.43932200E+05	13.2266	.10655120E+05
4	.39832480E+05	11.9923	.96607950E+04
5	.32369730E+05	9.7455	.78508130E+04
6	.31372270E+05	9.4452	.76088930E+04
7	.23284950E+05	7.0104	.56474300E+04
8	.18633570E+05	5.6100	.45193050E+04
9	.12162760E+05	3.6618	.29499030E+04
10	.82692210E+04	2.4896	.20055810E+04

SUMA TOTAL DE LOS AUTOVALORES = .332150E+06  
 AUTOVECTORES DE LA MATRIZ

LA "I-ESIMA" COLUMNA CORRESPONDE AL "I-ESIMO"  
 AUTOVALOR (ORDENADOS EN FORMA DECRECIENTE)

1	.18411	.23474	-.54233	-.17130	-.20954	.12792	.66011	-.09770	-.27866	.06573
2	-.01737	.36968	-.17972	.58081	.40262	.18234	-.17046	-.49581	-.14897	.03116
3	-.27075	.29676	.49816	.37242	-.42602	-.01573	.18615	.20277	-.40149	.18185
4	-.39279	.09297	.32637	-.56767	.08005	.33385	.02412	-.47398	-.19100	-.16946
5	-.48560	-.25385	-.25961	-.10563	.38703	-.26529	-.02892	.17326	-.39800	.46018
6	-.22642	-.45250	-.26342	.22194	-.43449	-.20663	-.14235	-.30411	-.26199	-.46094
7	.16181	-.49648	.00729	.11821	-.19294	.67542	-.10304	-.06735	-.05765	.44878
8	.35726	-.35787	.33406	.12590	.45607	.01059	.35780	.09629	-.39688	-.33755
9	.43560	-.04896	.22681	-.15097	-.13159	-.50577	-.07409	-.51210	-.13251	.41859
10	.32800	.25566	-.13790	-.24359	-.07061	.11621	-.57857	.28337	-.54502	-.13461

### COMPONENTES PRINCIPALES

	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	CP6	CP7	CP8	CP9	CP10
1	130.4	-312.0	215.0	228.0	292.0	-280.0	181.9	209.3	-94.2	62.7
2	-18.4	-405.0	-296.0	300.0	49.5	289.0	-371.9	-151.9	-85.6	-74.3
3	-323.0	-242.7	-160.0	-296.0	-295.0	-120.0	226.8	-125.4	-107.1	116.6
4	-403.0	-93.3	96.0	-258.0	303.0	-278.0	8.0	78.3	-90.4	-75.4
5	-310.0	225.7	303.0	-3.0	-160.4	300.0	-98.4	-31.6	-99.2	121.1
6	-87.0	295.0	-14.9	228.0	-275.0	-96.0	72.4	-239.4	-73.7	-51.8
7	84.7	178.0	-294.0	304.0	287.5	-280.0	159.4	67.4	-193.5	63.8
8	289.0	-340.0	-73.0	-291.0	-135.9	283.0	133.0	-178.9	60.8	58.8
9	243.0	-372.0	218.0	-218.0	-284.0	-127.0	192.2	85.0	109.6	-89.3
10	-352.0	-101.1	291.0	18.0	284.8	-295.0	-19.5	56.0	210.4	47.6
11	-387.0	79.1	-220.0	228.0	-175.0	283.0	-114.9	92.9	-11.4	-158.8
12	-251.0	280.0	-294.0	291.0	-298.0	7.0	-269.2	78.8	-61.2	105.3
13	107.0	277.0	3.0	-289.0	297.0	-295.0	-15.1	-80.7	-69.1	-21.8
14	263.0	-10.6	205.0	-263.0	-119.8	289.0	93.3	76.2	-98.1	57.8
15	280.0	-249.3	289.0	-35.0	-294.0	-39.5	-41.4	-167.3	81.4	-21.2
16	-103.2	-391.0	-218.0	218.0	280.0	-301.0	186.0	23.6	27.3	-22.0
17	-365.2	-247.3	-301.0	299.0	-21.0	286.0	65.0	11.6	143.5	14.7
18	-403.0	22.3	-104.0	-286.0	-300.0	-90.7	-53.2	78.6	107.5	-83.3
19	-307.0	272.0	87.5	-271.0	288.0	-300.0	-74.7	19.6	71.0	56.2
20	-95.6	310.0	291.0	-38.0	23.3	280.0	272.7	-134.9	160.9	5.2
21	135.9	152.0	-98.4	162.0	-289.0	79.3	56.5	215.9	24.0	-102.0
22	306.0	-32.0	-286.0	296.0	288.0	-296.0	-118.2	-51.1	178.8	95.1
23	250.0	-184.0	-144.0	114.0	59.7	-71.0	42.7	141.5	12.8	-168.2
24	44.0	-329.0	141.2	-116.4	-286.0	284.0	-98.4	117.1	166.3	146.7

VARIANZA(PC1)= .62748290E+05

VARIANZA(PC2)= .55542750E+05

VARIANZA(PC3)= .37622640E+05

VARIANZA(PC4)= .39189850E+05

## **ANEXO VII**

**Matriz del SSA de la PC1 del nivel freático**

**A N E X O    V I I**

SSA de la PC1 del EOF del NIVEL FREÁTICO

Nro. DE DATOS= 34    VALOR MEDIO=        0.003    VARIANZA=    .206879100E+01  
 RESULTADOS DEL PROGRAMA

LOS MV AUTOVALORES DE LA MATRIZ Y LOS % DE  
 LAS VARIANZAS ASOCIADAS A CADA COMPONENTE  
 ORDENADOS EN FORMA DECRECIENTE SON:

RANK	EIGENVALUE	% VAR	+/- ERROR
1	.61492710E+01	46.6017	.14914170E+01
2	.32050010E+01	24.2888	.77732700E+00
3	.18986440E+01	14.3887	.46048870E+00
4	.66569290E+00	5.0449	.16145420E+00
5	.52720090E+00	3.9953	.12786500E+00
6	.28665450E+00	2.1724	.69523930E-01
7	.18801370E+00	1.4248	.45600030E-01
8	.12823030E+00	.9718	.31100420E-01
9	.87316430E-01	.6617	.21177340E-01
10	.59369570E-01	.4499	.14399240E-01

SUMA TOTAL DE LOS AUTOVALORES = .131954E+02  
 AUTOVECTORES DE LA MATRIZ

LA "I-ESIMA" COLUMNA CORRESPONDE AL "I-ESIMO"  
 AUTOVALOR (ORDENADOS EN FORMA DECRECIENTE)

1	-.46701	-.36646	-.35892	.41652	-.29925	-.32350	-.28143	.21770	-.13304	-.08252
2	-.49668	-.29966	-.14608	.06079	.21086	.26150	.40292	-.41019	.37241	.23738
3	-.47357	-.07969	.11196	-.41881	.40308	.15724	.04045	.27321	-.44062	-.35189
4	-.38129	.21685	.26171	-.40797	-.06666	-.27644	-.39894	.12608	.36388	.42936
5	-.28342	.42299	.01888	-.15047	-.48990	-.20553	.23642	-.45251	-.07610	-.41117
6	-.15686	.46593	-.32336	.06685	-.25975	.41944	.23884	.38760	-.20363	.39640
7	-.00806	.33114	-.52866	-.00842	.27439	.24764	-.46143	-.08773	.35232	-.35968
8	.12542	.06073	-.50863	-.25803	.29381	-.46102	.04814	-.29372	-.38204	.34912
9	.17703	-.22804	-.33219	-.44056	-.18216	-.20224	.39390	.42029	.40598	-.20372
10	.11618	-.40148	-.12389	-.43946	-.44362	.43919	-.33813	-.26113	-.18682	.09861

COMPONENTES PRINCIPALES

1...2...3...4...5...6...7...8...9...10

	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	CP6	CP7	CP8	CP9	CP10
1	5.0	-1.0	1.1	-1.0	.6	-.7	.0	.2	-.3	-.1
2	4.5	-.6	-.6	-1.0	1.1	.9	-.3	-.6	.0	.2
3	3.6	.3	-1.9	-.1	-.3	.9	.3	.3	.3	-.1
4	2.8	1.9	-1.6	-.3	-1.0	-.3	.4	-.3	-.3	.2
5	1.8	2.7	-.5	-1.4	-.7	-.2	-.8	-.4	.2	-.1
6	.2	2.6	.2	-1.8	.3	.5	.1	.7	.1	.1
7	-1.4	1.4	.2	-1.3	.2	.6	.7	-.7	-.4	.0
8	-2.1	.0	-.1	-.8	-.5	.2	-.4	-.3	.6	.1
9	-2.0	-.6	-.2	-.6	-.1	-.3	.2	.7	-.3	.0
10	-1.6	-.3	-.3	.2	1.0	-.7	.7	-.4	.2	-.1
11	-1.5	-.2	-.4	1.2	.6	-.2	-.7	.0	.1	.3
12	-.8	-.5	.1	.7	-.7	1.1	-.4	.2	-.4	-.3
13	.0	-1.1	.3	-.6	-1.7	.4	.4	-.2	.1	.1
14	.6	-1.7	-.4	-1.9	-1.1	-.7	-.4	-.1	-.1	.1
15	1.1	-1.6	-1.7	-2.5	.3	.2	-.5	.0	.1	.1
16	.9	-.6	-3.2	-1.4	.4	.3	.6	.2	.2	.0
17	.5	1.2	-3.5	-.3	-.4	-.3	.1	-.5	.0	.2
18	-.1	3.1	-2.0	-.2	-.6	-.4	-.5	.2	.3	-.1
19	-1.1	3.3	-.2	-1.2	-.6	.6	-.3	-.1	-.5	.3
20	-2.5	2.0	.9	-1.5	-.5	.4	.4	-.1	.5	-.4
21	-3.3	.0	.9	-1.2	.0	-.4	.2	.0	-.1	.6
22	-3.0	-1.8	.1	-1.0	.3	.3	-.4	-.4	-.1	-.4
23	-2.0	-3.0	-1.2	-.8	-.6	.8	-.1	.1	.2	.5
24	-.5	-3.0	-2.5	-1.1	-1.4	-.1	.1	-.1	-.3	-.3

VARIANZA(PC1)= .49815690E+01    VARIANZA(PC2)= .31639740E+01  
 VARIANZA(PC3)= .19619410E+01    VARIANZA(PC4)= .13324570E+01

## **ANEXO VIII**

**De la Recarga en  
Estación de Monitoreo Exterior a la cuenca  
Ea. García Fuentes – Luis Palacios**

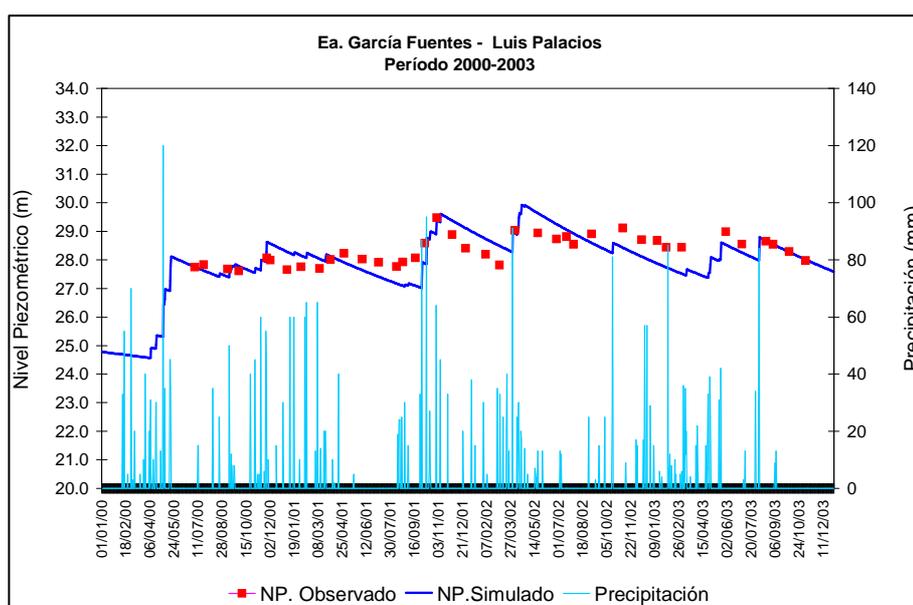
## VIII. De la Recarga en Estación de Monitoreo Exterior a la cuenca

Como ya se mencionó esta estación corresponde a la denominación Ea. García Fuentes localizada en la localidad de Luis Palacios que se emplaza a 7 km aproximadamente al sureste del límite de la cuenca de estudio, (ver en Figura 4.8 su ubicación) pero asimismo se la incluyó en la investigación, y se le aplicaron las mismas metodologías que a las estaciones ubicadas en la cuenca; balances de agua: en el suelo; y en el suelo-zona no saturada-acuífero; y el balance de masa del ión cloruro, cuyos resultados se exponen a continuación.

### VIII.1 Balance de agua en el suelo

Los datos requeridos de precipitación diaria fueron suministradas por el Ministerio de Gobierno de la Provincia de Santa Fe y la evapotranspiración potencial diaria se obtuvo a partir del cálculo de la evapotranspiración potencial mensual por el método de (Thornthwaite, 1948) y dividiéndola por el número de días del mes, Para ello fue necesario contar con los datos de temperatura que se adoptaron de la estación más próxima (Pueblo Andino), distante a 7.5 km de ésta. Asimismo se observaron los niveles freáticos con una frecuencia como mínimo mensual o eventualmente mayor debido a la inaccesibilidad de caminos causada por precipitaciones. En la Figura VIII.1 se muestra al nivel simulado obtenido a través del balance de agua en el suelo, el comportamiento de la precipitación y del nivel observado en el período 2000-2003. Este balance ajustó con un error cuadrático medio (ECM) entre los niveles observados y simulados de 0.055 m con los siguientes parámetros:

Almacenamiento: 150 mm  
Curva Número (II): 60  
Porosidad efectiva: 8.5 %  
 $\alpha_1$  : 1.13E-04  
Nivel de descarga 1: 10.0 m  
 $\alpha_2$ : 1.559E-03  
Nivel de descarga 2: 24.5 m



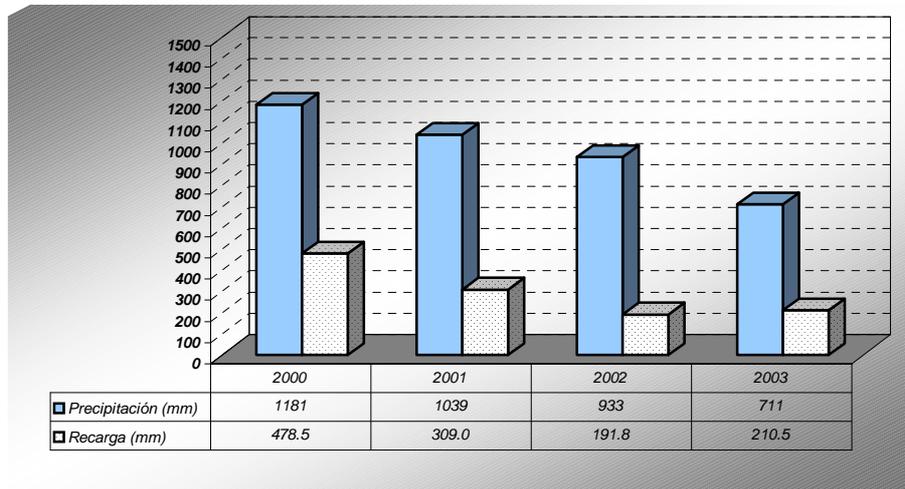
**Figura VIII.1.** Precipitación, niveles observados y simulados en el período 2000-2003

En el período de análisis a precipitaron un total de 3864 mm lo que significó una recarga al acuífero libre de 1189 mm (30.7 % de la precipitación). La escorrentía superficial y la evapotranspiración real fueron de 66 mm y 2611 mm, equivalente a un 1.7 % y 67.5 % de la precipitación total.

En la Tabla VIII.1 se indican las magnitudes anuales de la precipitación y la recarga con su porcentaje asociado con respecto a la precipitación anual, y en Figura VIII.2 se visualiza el comportamiento de estas dos variables en que el año 2000 resulta con mayor lluvia y también una recarga mayor.

Período	P (mm)	Recarga (mm)	% R
2000	1181	478.5	40.5
2001	1039	309.0	29.7
2002	933	191.8	20.5
2003	711	210.5	29.6
<b>Totales</b>	<b>3864</b>	<b>1189</b>	<b>30.0</b>

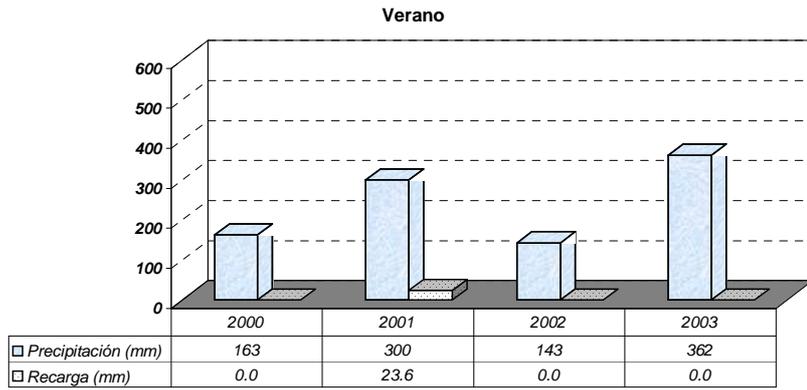
**Tabla VIII.1.** Precipitación, recarga y su porcentaje asociado a la precipitación en el período 2000-2003



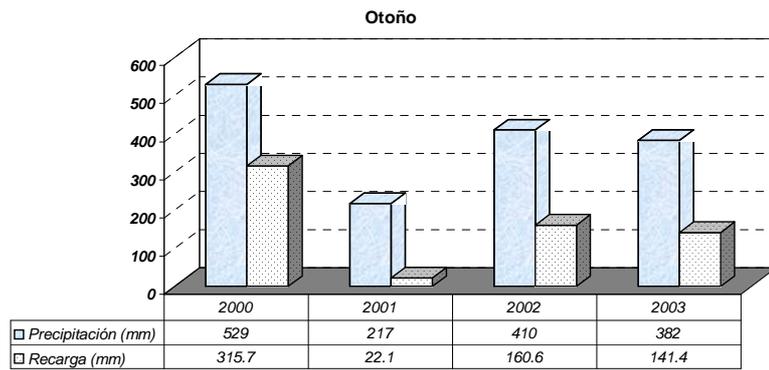
**Figura VIII.2.** Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003

Para este período los valores medios anuales para la precipitación, escorrentía superficial y la evapotranspiración real fueron de 966, 16 y 653 mm respectivamente. lo que significó con respecto a la precipitación en porcentajes un 2 y 68 para las dos últimas variables. La recarga media anual fue de 298 mm.

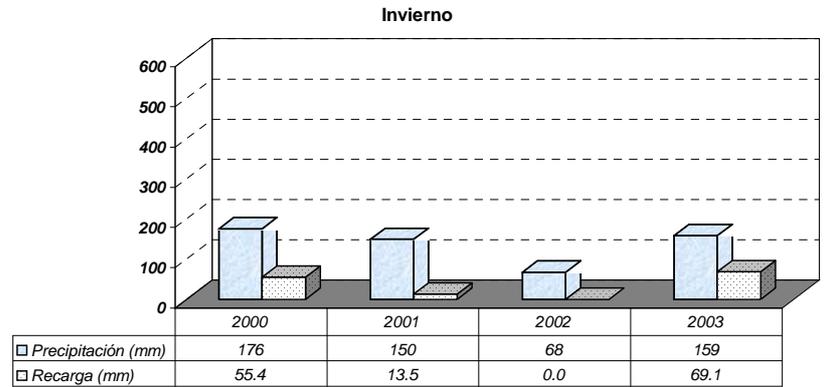
Desde el punto de estacional este balance se muestra el comportamiento de la precipitación-recarga en las Figuras VIII.3 [(a) a (d)] donde se observa que en el período 2001/02 los mayores montos de precipitación estacional se produjeron en el otoño, primavera, verano y el invierno Mientras que las recargas mayores se acusan en la primavera y el otoño y la estación invernal es la menor magnitud (13.5 mm).



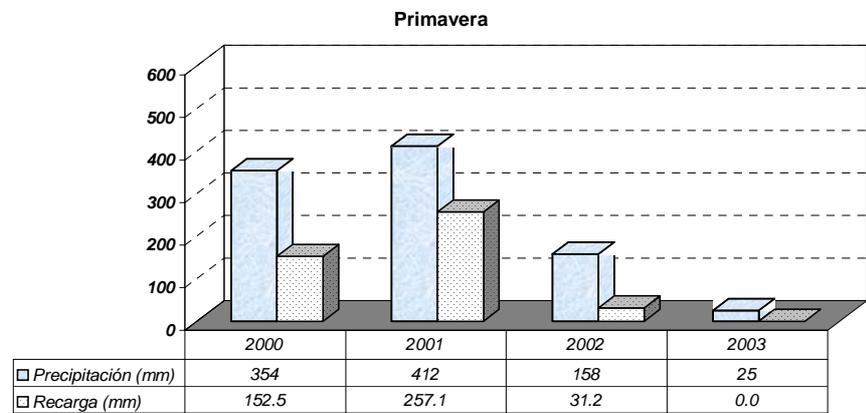
( a )



( b )



( c )



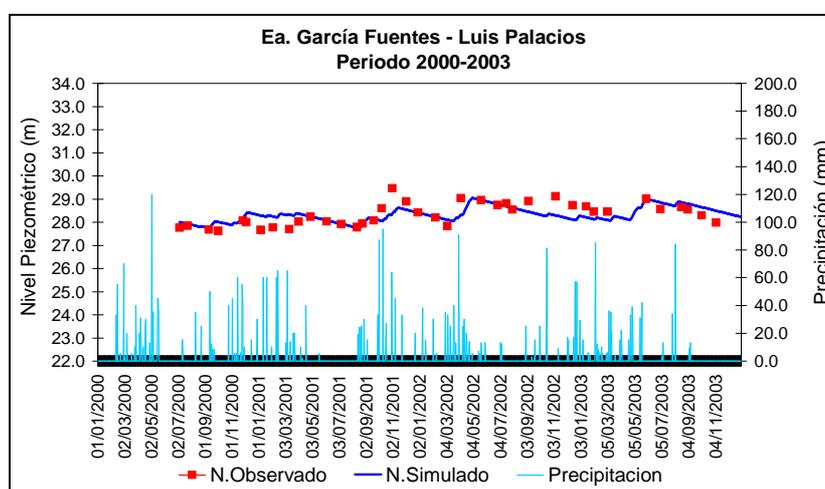
( d )

**Figuras VIII.3 [(a)-(d)].** Precipitación y recargas estacionales en el período 2000-2003

## VIII.2 Balance de agua en el suelo-zona no saturada-acuífero

Al igual que las tres estaciones de la cuenca, en esta metodología se optó por el método de Penman-Grindley modificado para el cálculo de la evapotranspiración real, para la escorrentía la Ley de Horton y la recarga a la zona saturada se consideró a través del mecanismo sin flujos preferenciales. La resolución de la ecuación se realizó a través de la opción del método explícito y para el acuífero se optó por el método de una sola celda. El proceso de calibración se realizó de manera manual seleccionando cuidadosamente los parámetros edafológicos e hidrogeológicos

En la Figura VIII.4 se muestra el resultado de la aplicación de este balance mediante la obtención del nivel simulado, junto a la precipitación y el nivel observado para el período 2000-2003. El ajuste entre los niveles observados y simulados arrojó un error cuadrático medio (ECM) y un error cuadrático medio óptimo ( $ECM_{\text{op}}$ ) de 0.390 y 0.387 m respectivamente.



**Figura VIII.4.** Precipitación, niveles observados y simulados en el período 2000-2003

Los datos que se asignaron para el suelo, zona no saturada y el acuífero para obtener los resultados que se muestra en la figura anterior fueron los siguientes:

### *Suelo Edáfico:*

Porosidad total: 0.40 % (\*)  
Punto de marchitez: 0.17 (\*)  
Capacidad de Campo: 0.35 (\*)  
Contenido de humedad inicial: 0.20 (\*)  
Espesor: 0.39 m  
Conductividad hidráulica: 8.012E-03 (cm/s)  
(\*) unidades (en tanto por uno en volumen)

### *Zona no saturada:*

Coefficiente de agotamiento del flujo hipodérmico: 2.6593-02 (1/d)  
Conductividad hidráulica vertical: 2.032 (mm/d)  
Coefficiente de agotamiento de percolación: 0.05922 (1/d)  
Contenido inicial de agua: 10 (mm)

*Parámetros del acuífero:*

Coeficiente de agotamiento del acuífero: 1.9975E-04 (1/d)

Coeficiente de almacenamiento: 0.10

Nivel inicial: 26.6 (m)

Nivel de descarga: 5.0 (m)

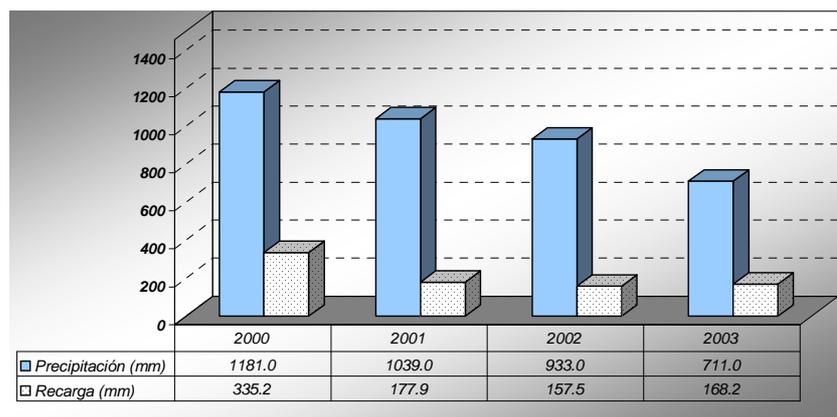
Este balance a paso de tiempo diario, arrojó por resultado que del total precipitado en los cuatro años de análisis (3777 mm) hubo una recarga al acuífero de 839 mm (22 % de la precipitación). Asimismo los valores para la escorrentía superficial y la evapotranspiración real fueron de 393 y 2429 mm, lo que equivale al 10.4 y 64 % de la precipitación total.

Los resultados de este modelo, arrojaron valores medios anuales para la precipitación, la escorrentía y la evapotranspiración real de 944, 393 y 607 mm respectivamente, lo que significó con respecto a la precipitación en porcentajes, un 10.8 y 66.8 para las dos últimas variables, mientras que la recarga media anual fue de los 209.1 mm.

En la Tabla VIII.2 se indican las magnitudes anuales de la precipitación y la recarga con su porcentaje asociado a la precipitación y en la Figura VIII.5 se visualiza el comportamiento de estas dos variables.

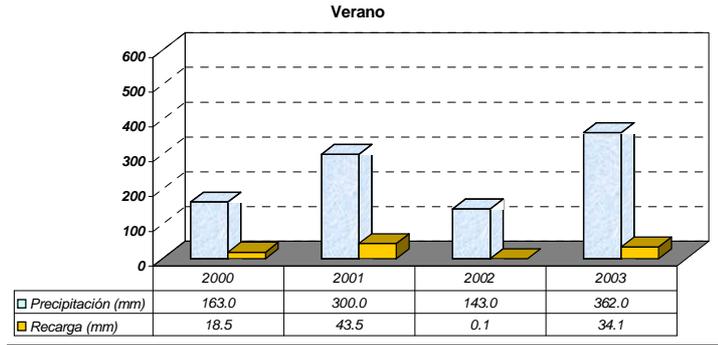
Año	P (mm)	Recarga (mm)	% R
2000	1181	335	28.4
2001	1039	178	17.0
2002	933	158	16.9
2003	711	168	23.7
<b>Total</b>	<b>3777</b>	<b>839</b>	

**Tabla VIII.2.** Precipitación, recarga y su porcentaje asociado a la precipitación en el período 2000-2003

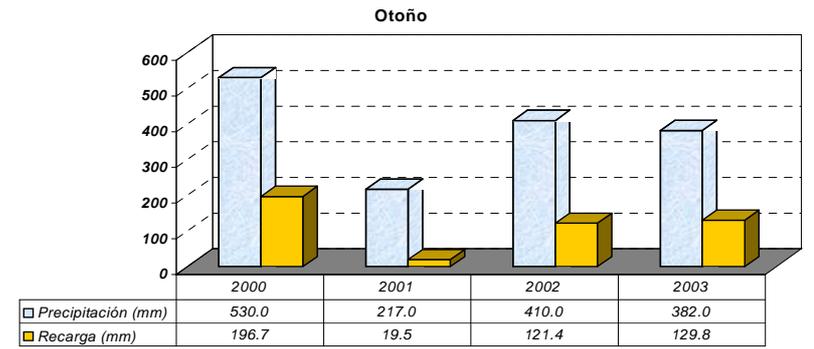


**Figura VIII.5.** Precipitación y recarga anual en el período 2000-2003

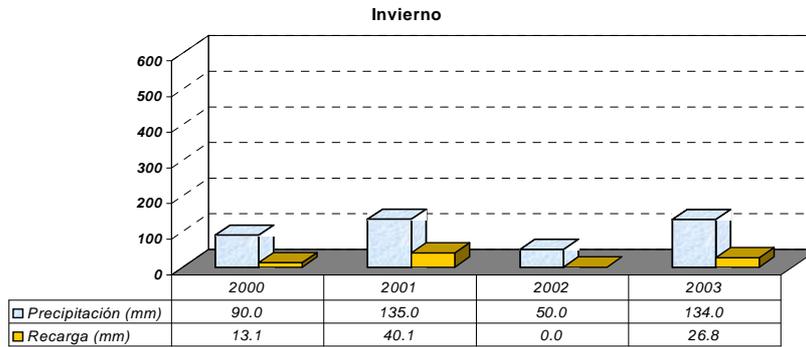
En esta figura el año de mayor precipitación anual se presenta en el 2000 al que también le corresponde una entrada de agua mayor al acuífero. Desde el punto de vista estacional el comportamiento de la precipitación y recarga se muestra en las Figuras VIII.6 [(a) a (d)].



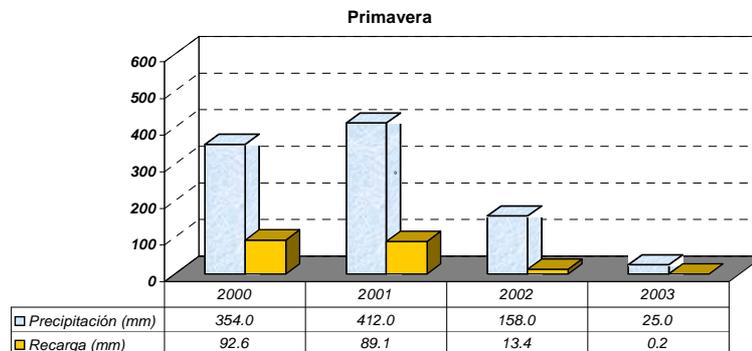
( a )



( b )



( c )



( d )

**Figuras VIII.6 [(a)-(d)].** Precipitación y recargas estacionales para el período 2000-2003

Las estaciones con mayores precipitaciones en el período 2001/02 son el otoño y la primavera y le sigue el verano e invierno, al igual que con las recargas.

### VIII. 3 Balance de masa del ión cloruro en la zona no saturada

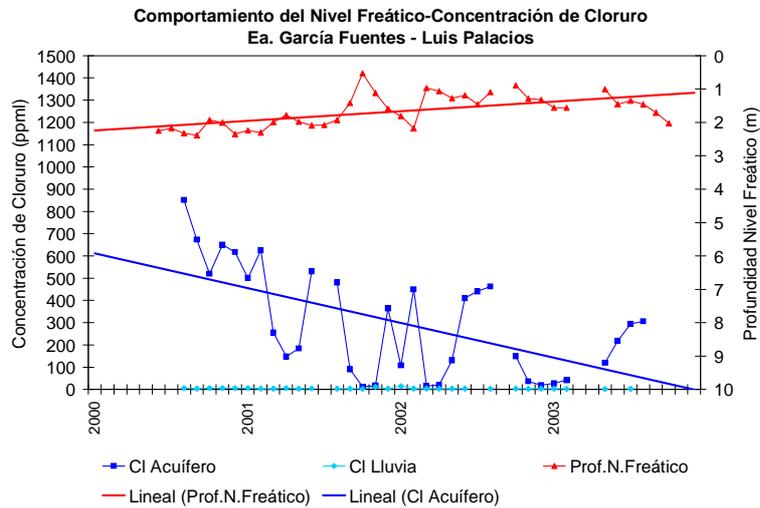
En la Tabla VIII.3 para cada fecha de muestreo se indican los montos de precipitación, el contenido de cloruro en el acuífero y en la precipitación, como así también la profundidad del nivel freático referido a nivel del terreno.

Fecha Muestreo	Precipitación (mm)	Cl Acuífero (ppm)	Cl Precipitación (ppm)	Profundidad Nivel Freático (m)
04/07/00	0	351		2.25
22/07/00		514		2.17
08/09/00	90	851	5.3	2.33
30/09/00	86	673.8	3.5	2.39
25/11/00	258	520	6	1.93
02/12/00	10	650	6	2.01
04/01/01	45	617	6.4	2.35
01/02/01	130	500	6.4	2.24
10/03/01	203	625	4	2.30
01/04/01	82	255	3	1.99
28/04/01	52	148	6	1.78
03/06/01	5	184	3	1.98
06/07/01	0	530	5	2.09
11/08/01	0			2.23
23/08/01	105	520	3	2.08
18/09/01	45	480	4	1.93
06/10/01	33	90	4	1.42
30/10/01	199	12	2	0.53
30/11/01	78	18	12	1.12
27/12/01	20	364	4	1.59
05/02/02	83	108	14	1.81
04/03/02	40	450	3	2.18
04/04/02	222	14	4	0.97
20/05/02	175	20	3	1.06
26/06/02	13	130	3	1.27
16/07/02	25	410	3	1.19
30/07/02	0	440		1.46
04/09/02	25	462.6	1.96	1.09
05/11/02	149	148.96	2.94	0.89
13/12/02	41	36.26	1.96	1.29
13/01/03	175	18.62	3.92	1.32
31/01/03	10	26.46	2.94	1.57
03/03/03	151	41.16	1.96	1.57
30/05/03	376	119.6	0.98	1.01
01/07/03	0	217	-	1.45
18/08/03	134	294	1.96	1.35
01/09/03	0	306	-	1.46
15/01/04	76	421.4	4.9	1.71
03/10/03	25	147.98	3.92	2.43
28/02/04	22	437.08	1.96	2.82
19/03/04	29	410.52	3.73	3.31
12/05/04	266	440.38	1.96	2.58
12/06/04	0	320.95	4.67	2.61
17/07/04	15	343.34	6.53	2.58
<b>Valores Medios</b>		<b>315</b>	<b>4.15</b>	<b>1.81</b>

**Tabla VIII.3.** Valores de la precipitación. Cloruro en el acuífero y de la precipitación y profundidad del nivel freático en el período de observaciones 2000-2004

Para el período de análisis la precipitación total fue de 3493 mm, el contenido medio de cloruro de la precipitación de 4.15 ppm, el contenido medio de cloruro en la parte superior del acuífero de 315 ppm y el contenido medio ponderado de cloruro de la precipitación de 3.78 ppm. Con estos valores medios se obtuvo una recarga al acuífero libre de 42 mm que representa el 1.2 % de la precipitación total en ese período.

En la Figura VIII.7 el comportamiento del nivel freático (color rojo) y el contenido de cloruro en el agua del acuífero (color azul) y de la lluvia (color celeste), donde la tendencia al aumento del nivel freático (línea color rojo) se corresponde con disminución en la concentración de cloruro en el acuífero (línea color azul) lo que indica una mayor entrada de agua al sistema subterráneo. En el muestreo del agua de lluvia la concentración de cloruro osciló con valores menores a 6.4 ppm.

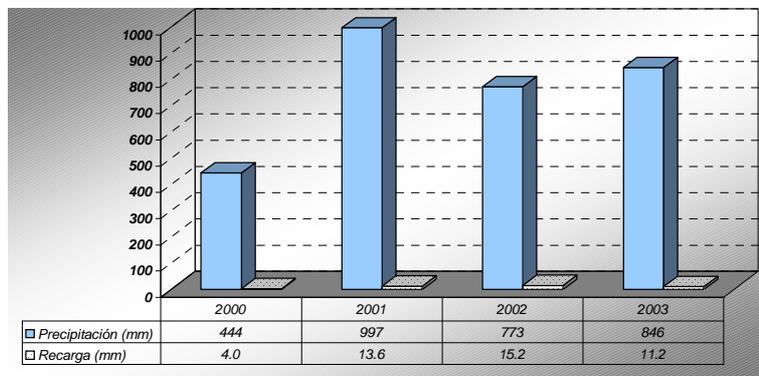


**Figura VIII.7.** Comportamiento del nivel freático y concentración de cloruros en el agua de lluvia y del acuífero en el período 2000-2004

En la Tabla VIII.4 se expresan para cada año la precipitación total (como la sumatoria de las precipitaciones recolectadas en cada fecha de muestreo), la recarga y su porcentaje con respecto a la precipitación, sólo a modo indicativo y en la Figura VIII.8 se observa su representación gráfica.

Período	Precipitación (mm)	Recarga (mm)	Recarga (%)
2000	444	4.0	0.9
2001	997	13.6	1.4
2002	773	15.2	1.9
2003	846	11.2	1.3
<b>Valor Medio</b>	<b>765</b>	<b>11.0</b>	<b>1.4</b>

**Tabla VIII.4.** Precipitación y valores indicativos de la recarga y de su porcentaje asociada a la precipitación anual



**Figura VIII.8.** Precipitación y recarga estimativa anual

Asimismo, en la Tabla VIII.5 se resume para el período 2000-2003, a la precipitación, las magnitudes de la concentración de cloruro de la lluvia y del acuífero, la recarga y la profundidad media del acuífero

<b>Año</b>	<b>Precipitación (mm)</b>	<b>Cl Lluvia (ppm)</b>	<b>Cl Acuífero (pmm)</b>	<b>Recarga (mm)</b>	<b>Prof. Nf (m)</b>
2000	444	5.2	593.3	4.0	2.4
2001	997	4.8	334.1	13.6	2.1
2002	773	4.1	222.0	15.2	1.6
2003	846	2.4	146.1	11.2	1.7
<b>Valor Medio</b>	<b>765</b>	<b>4.0</b>	<b>325.0</b>	<b>11.0</b>	<b>1.9</b>

**Tabla VIII.5.** Precipitación, concentración de cloruro de la lluvia, concentración de cloruro del acuífero, recarga y profundidad del nivel freático en el período 2000-2003

La calidad del agua subterránea para esta zona de estudio se caracteriza por su elevada concentración de sales con conductividades que varían entre los 1500 a los 6000  $\mu\text{mho/cm}$ , siendo los valores más frecuentes del orden de los 3000  $\mu\text{mho/cm}$ . Esta salinidad, se corresponde con las concentraciones de cloruro en la parte superior del acuífero ya que los 322 ppm, es un valor elevado con respecto a los encontrados en las localidades de Villa Eloisa (14.3 ppm), Correa de 8.9 ppm) y Pueblo Andino (17.7 ppm).

Sin duda esta elevada magnitud para esta metodología empleada se refleja en el bajo valor de la recarga calculada. Durante el período de observación las menores profundidades del nivel freático oscilaron en el orden del metro cincuenta a los 70 centímetros lo que limitó evidentemente la capacidad de recarga al acuífero.

Se deja planteado que sería necesario realizar investigaciones futuras de detalle si es de interés indagar sobre estas diferencias.

## **ANEXO IX**

**“Estimación de la Recarga y del Almacenamiento Específico  
a través del Análisis de Registros de Nivel Freático”**

## **ESTIMACIÓN DE LA RECARGA Y DEL ALMACENAMIENTO ESPECÍFICO A TRAVÉS DEL ANÁLISIS DE REGISTROS DE NIVEL FREÁTICO**

**María del Valle Venencio (\*) y Marcelo Varni (\*\*)**

(\*) Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas – Universidad Nacional del Litoral

(\*\*) Instituto de Hidrología de Llanuras

C.C. 217, Ciudad Universitaria, (3000) Santa Fe. mvenencio@fich.unl.edu.ar

### **RESUMEN**

El objetivo del presente trabajo es estimar la recarga difusa y el almacenamiento específico del acuífero libre en dos estaciones freáticas de la provincia de Santa Fe, Rafaela y Oliveros, con profundidades medias del nivel freático inferior y superior a los 5 metros, respectivamente. El análisis se realiza por medio del método de la variación del nivel freático. Se utilizaron los registros de precipitación y nivel freático a paso de tiempo diario para las localidades de Rafaela (1982/2001) y de Oliveros (1970/2001) ubicadas en el centro y este de la provincia de Santa Fe, distantes entre sí 140 km. Los resultados obtenidos indican estimaciones de la recarga para la estación de Rafaela del orden de 15% de la precipitación total en el período y un almacenamiento específico del 7.3 %, mientras que para Oliveros la recarga estimada es del orden del 10% y el almacenamiento específico del 7.7%.

Palabras clave: recarga, almacenamiento específico, nivel freático

### **ABSTRACT**

The objective of the present work is to estimate the diffuse recharge and the specific storage of the phreatic aquifer in two phreatimetric stations of Santa Fe Province, Rafaela and Oliveros, with mean phreatic level depths less and greater than 5 meters, respectively. The analysis is carried out by means of the phreatic level variation method. Daily precipitation and phreatic level data were used for the towns of Rafaela (1982-2001 period) and Oliveros (1970-2001 period) located in the center and east of Santa Fe Province, distant mutually 140 km. The obtained results indicate recharge estimates for the Rafaela station of the order of 15% of the total precipitation in the period and a specific storage of 7.3%, while for the Oliveros station the recharge estimates of 10% and the specific storage of 7.7%.

Keywords: groundwater recharge, specific storage, phreatic level

## INTRODUCCIÓN

En la zona de estudio las estimaciones de la recarga generalmente resultan de balances hídricos, de donde se obtienen excesos que constituyen la fracción de la precipitación que no puede ser retenida por el suelo. Estos excesos integran al escurrimiento superficial y la recarga, por lo que ambos componentes pueden ser discriminados por medio de un coeficiente de escurrimiento, en el mejor de los casos, o simplemente despreciando el escurrimiento superficial a causa de la pequeña pendiente. Además de este problema, los mayores errores en la implementación del balance provienen de plantearlo en intervalos mensuales, ya que la recarga es fuertemente dependiente de los eventos pluviométricos y no de las precipitaciones mensuales totales (Forte Lay y Villagra, 1983 y Troha y Forte Lay, 1990). Por otra parte, cuando se analizan fluctuaciones del nivel freático se asume generalmente un valor de porosidad efectiva del orden del 10 % al 15 % siguiendo relaciones medias con el tamaño medio de grano, por ejemplo (Stephens *et al.*, 1998).

En la búsqueda de metodologías alternativas, en este trabajo se estima la recarga a través de las fluctuaciones del nivel freático registradas por medio de 20 años de datos diarios para registros freáticos en la estación INTA Rafaela y 30 años para la estación INTA Oliveros con profundidades del nivel freático fluctuante entre la superficie del terreno y los 7 m de profundidad, y entre 9 y 13 m, respectivamente. Ambas localidades están ubicadas en la llanura chaco-pampeana, de clima templado húmedo, caracterizada por un relieve de baja pendiente topográfica, lo cual permite un mayor tiempo de permanencia del agua precipitada que llega al suelo y facilita su infiltración hacia la zona no saturada. Cuando las condiciones físicas del sistema lo admiten, la recarga en tránsito puede llegar al nivel freático manifestándose con ascensos del nivel freático. Estas condiciones son coherentes con la definición de Sophocleous (1991), quien define recarga como el agua que percola a través del límite inferior de la zona no saturada, llega al acuífero freático y produce ascensos medibles del nivel. Es conocido que la respuesta del acuífero ante un evento de precipitación que produce recarga es diferente de una zona a otra, dependiendo de la magnitud y distribución de la precipitación, de la profundidad del nivel, de la permeabilidad de los sedimentos de la zona no saturada, de la porosidad específica en la zona de fluctuación del nivel y del contenido de humedad del perfil de suelo al momento de producirse la lluvia.

En cuanto a la distribución de las precipitaciones mensuales, se presentan los menores valores en invierno, mientras que los máximos se dan desde mediados de la primavera a comienzos del otoño. Marzo es el mes de mayor precipitación

La información para este trabajo, proviene de las Agencias de Extensión Experimental del INTA de Rafaela y Oliveros, distantes entre sí 140 km, cuya ubicación puede verse en la Figura 1.

En el perfil del suelo de Rafaela, incluyendo el horizonte C, predomina la fracción limosa en un 65 % con respecto a un 32 % de la arcilla. El resto lo cubre la fracción arenosa.

Los suelos de la serie Oliveros, pertenecen a la clasificación taxonómica de argiudol ácuico, que se desarrollan en planicies extendidas con pendientes de escaso gradiente. De los tres horizontes que componen el horizonte B2t, el primero es el que contiene mayor cantidad de arcilla (41%). La transición del B2t hacia el material loésico que forma el sustrato es muy gradual, constituida por un horizonte B3 de unos 43 cm de textura franco arcilla limosa.

El horizonte C comienza después de los 160 cm de estructura masiva desmenuzable y color pardo amarillento. Después de los 240 cm se encuentra abundantes concreciones de calcio y calcáreo libre.

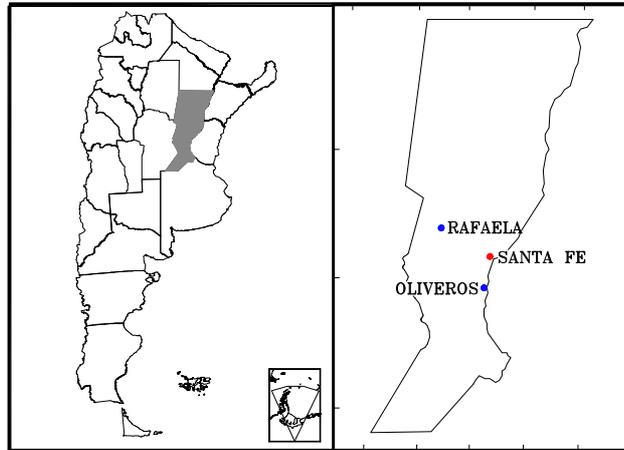


Figura 1. Localidades de Rafaela y Oliveros en la Provincia de Santa Fe.

Las principales unidades estratigráficas que se encuentran en el área estudio están representadas por sedimentos de diferentes edades y ambientes de sedimentación, que son de amplia difusión en un gran sector de la llanura Chaco Pampeana (Manavella y Venencio, 1995). El horizonte más antiguo, de edad Mioceno y origen marino, corresponde a la Formación Paraná, denominadas informalmente como verde o arcillas verdes y constituidas por mantos de arcilla y arenas arcillosas intercaladas de típico color verde o verde azulado. Sobre ésta se localiza la Formación Arenas Puelches depositadas por el río Paraná en épocas geológicas pasadas (Plio-Pleistoceno). Constituye un importante cuerpo sedimentario de relevancia económica, conformada por arenas cuarzosas, maduras, de colores amarillentos, comúnmente de grano fino a mediano con intercalaciones de gravilla en sus niveles inferiores, particularidad que le confiere características hidráulicas muy importantes. Finalmente, la parte cuspidal del paquete sedimentario está representada por los limos de la Formación Pampeano, de interés para el presente trabajo, integrada por limos y arcillas de colores castaños. El espesor es variable en el sector de análisis, desde 17 metros en Oliveros a 70 metros en el área de Rafaela.

## METODOLOGÍA Y DATOS

Para este trabajo se adoptó el método de la fluctuación del nivel freático (Healy y Cook, 2002). Según este método, se asume que el agua que llega al nivel freático pasa a integrar el almacenamiento subterráneo y es considerada recarga, independientemente que vaya a integrar el flujo subterráneo regional o no, por lo que el valor que se halle constituye un valor de recarga puntual que puede ser mayor o igual que la recarga al flujo subterráneo regional.

Se contó con información diaria de dos pozos de observación correspondientes a las Estaciones Experimentales del INTA de Rafaela y Oliveros para el período 1970-2001. Para la primera estación se seleccionó el período 1982-2001 y el completo para la segunda estación.

Se realizó un análisis minucioso del comportamiento del nivel freático frente a eventos de precipitación a nivel diario, a fin de poder discriminar aquellos ascensos manifestados por la recarga natural que llega al acuífero. Asumiendo esta premisa, la recarga es directamente proporcional al almacenamiento específico  $S_y$  y a la variación del nivel freático  $dh$  en un tiempo  $dt$  (Healy y Cook, 2002), expresada como:

$$R = S_y \, dh/dt = S_y \, \Delta h/\Delta t \quad (1)$$

De esta manera, los ascensos de nivel para las series se obtuvieron restando al nivel del pico del hidrograma, el último nivel registrado previo al inicio del ascenso.

Para la estimación del almacenamiento específico, se seleccionaron los ascensos de nivel debido a precipitaciones individuales o a aquellas atribuibles a un conjunto de precipitaciones de tal manera que no llegue a producirse la descarga del acuífero entre ellas y que manifiesten un único ascenso de nivel. Así, los pares de valores correspondientes a ascensos de nivel freático y precipitaciones que los generaron se volcaron en un gráfico y se trazó la recta que pasa por el origen y que contiene a todos los puntos medidos. El valor inverso de la pendiente de esa recta es un valor máximo del almacenamiento específico del acuífero libre. Este valor es máximo porque podrían existir pares de valores precipitación-ascenso no registrados y que indiquen una porosidad efectiva aún menor. Se entiende aquí por almacenamiento o porosidad efectiva a la cantidad de agua que un acuífero libre puede liberar por unidad de descenso del nivel por unidad de área.

Debe mencionarse que el análisis de los ascensos es mucho más complejo en el caso de niveles freáticos profundos, ya que las respuestas de éstos en los eventos de recarga no son inmediatas como en el caso de niveles freáticos someros.

## RESULTADOS

### Rafaela

A través de la representación gráfica de los ascensos de nivel respecto a las precipitaciones que los generaron, con la inversa de la pendiente de la recta que contiene a todos los puntos medidos se obtuvo un almacenamiento específico del 7.3 %. En la Figura 2 se observan la nube de puntos ascenso-precipitación y la recta que los contiene. Hay que destacar que, si bien estas magnitudes se corresponden con las características sedimentológicas del subsuelo, sería deseable obtener otra estimación de la porosidad específica mediante otras metodologías para validar este valor.

Para la estimación de la recarga se han discriminado y computado todos los ascensos en el acuífero para cada año. Se ha contabilizado el monto de precipitación, los ascensos, la profundidad promedio del nivel freático, y se ha calculado la recarga en milímetros y como porcentaje de la precipitación anual. Para el cálculo se ha considerado una porosidad efectiva del 7.3%. En la Tabla 1 se muestran los resultados obtenidos.

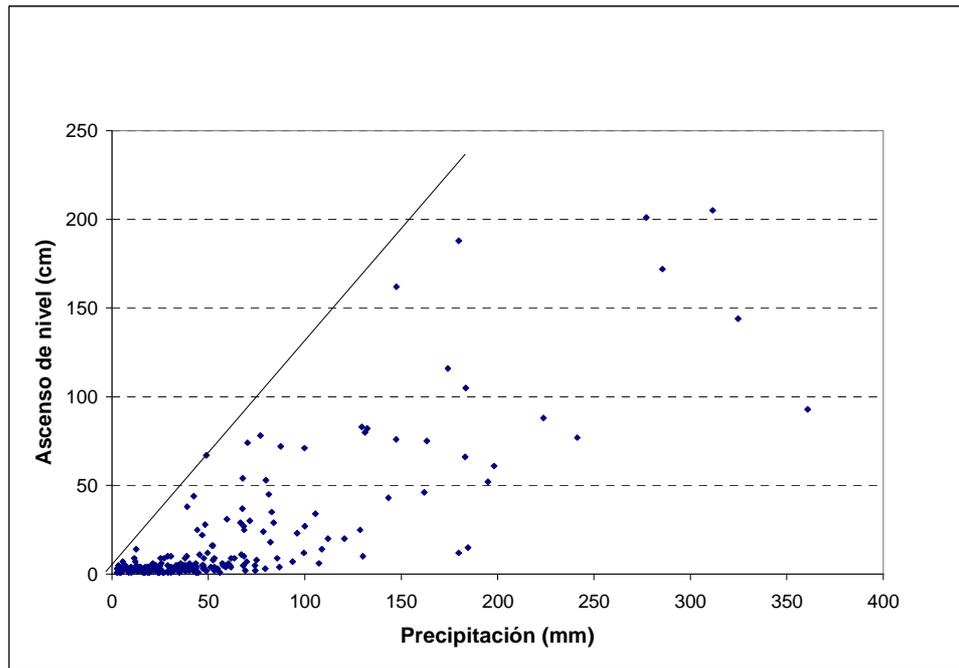


Figura 2. Ascensos del nivel freático y precipitaciones que los produjeron en Rafaela. **Almacenamiento específico 7.3 %.**

Tabla 1. Recarga calculada en Rafaela. (\*) Agosto y setiembre con interrupciones freatimétricas, (+) Enero y febrero, ídem.

Año	P (mm)	Ascenso Nivel Freático (cm)	Recarga (mm)	R(%)	Nivel freático promedio (m)
1982	837.1	76	55.48	6.6	2.44
1983	1052.9	163	118.99	11.3	2.56
1984	893.6	97	70.81	7.9	3.17
1985	980	110	80.3	8.2	4.25
1986	1312.6	400	292	22.2	3.01
1987	1102.2	508	370.84	33.6	1.29
1988	636.3	22	16.06	2.5	3.04
1989	1387.5	111	81.03	5.8	5.06
1990	1214.4	340	248.2	20.4	4.69
1991	1286.1	290	211.7	16.5	3.74
1992	1163.3	415	302.95	26.0	2.38
1993	1023.8	442	322.66	31.5	1.7
1994	644.8	27	19.71	3.1	2.19
1995	911.7	201	146.73	16.1	4.31
1996	726.3	28	20.44	2.8	4.96
1997 (*)	734	25	18.25	2.5	6.98
1998 (+)	898.9	61	44.53	5.0	6.19
1999	1130	246	179.58	15.9	5.84
2000	1029.9	303	221.19	21.5	5.16
2001	1053.1	188	137.24	13.0	4.83
			Promedio	14.8	3.9

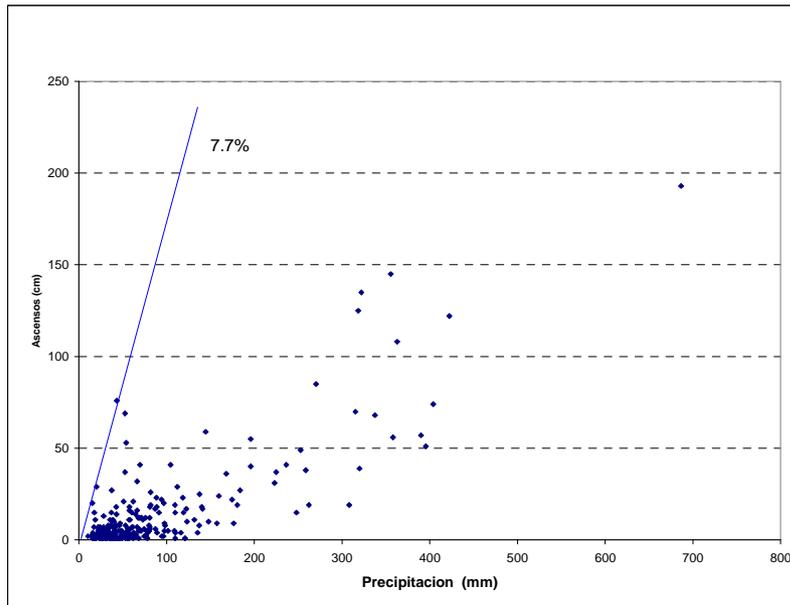


Figura 3. Ascensos del nivel freático y precipitaciones que los produjeron en la localidad de Oliveros. Se obtiene un almacenamiento específico del 7.7 %.

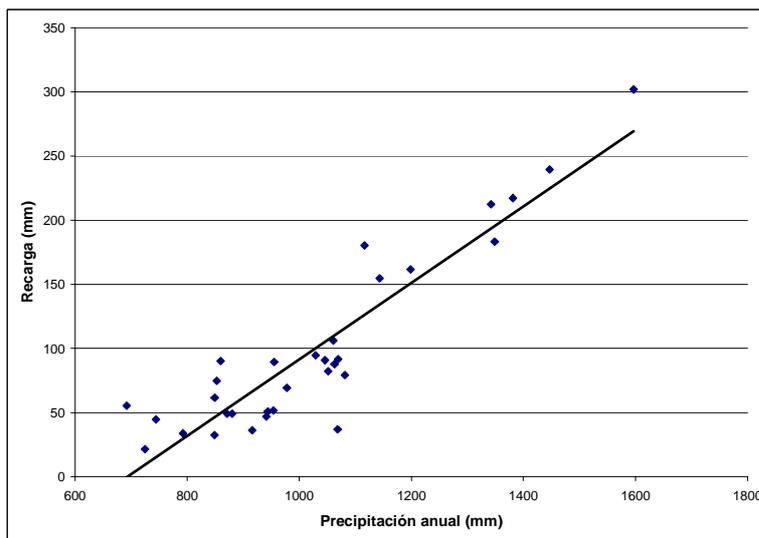


Figura 4. Relación entre recarga y precipitaciones totales anuales para Oliveros.

Puede verse la importante variación de las recargas anuales, tanto en términos de altura de lámina de agua como de porcentual respecto a la precipitación anual. Las recargas anuales varían entre un 2.5 y un 33.6 % de la precipitación anual y entre 16 y 370 mm de lámina de agua. Las recargas mayores se produjeron con las profundidades de los niveles freáticos medios anuales menores (años 1987 y 1994). Como puede suponerse, la recarga no puede describirse adecuadamente sólo a partir de la precipitación total anual, siendo de importancia, principalmente en niveles someros, la posición del nivel freático. Además, como ya ha sido dicho es de gran importancia la distribución de los eventos de precipitación individuales.

### Oliveros

En la Figura 3 se hace un análisis similar al realizado en el caso de Rafaela, obteniéndose una porosidad específica del 7,7 %. En la Tabla 2, se muestran las precipitaciones, ascensos de nivel freático y recargas obtenidas para Oliveros. Los niveles freáticos medios anuales varían entre 9,8 m y 13,1 m de profundidad. Las recargas porcentuales varían entre un 3.0 y un 18.9 % de la precipitación anual, mientras que expresadas en lámina de agua varían entre 21 y 301 mm. La recarga promedio en el período es de 9,7 % para un nivel freático medio de 11,7 m.

En la Figura 4 se muestra que existe una relación lineal entre recarga y precipitación anual. Se ajustó una recta de ecuación

$$R = 0.3 P - 207 \quad (2)$$

donde R es la recarga en mm y P la precipitación anual en mm, con un  $r^2 = 0.84$ . En el caso de Rafaela no se obtiene un alineamiento tan importante de los puntos.

Tabla 2. Recarga calculada en Oliveros. (\*) Mayo con interrupciones freaticométricas. (+) Mayo, ídem. (\$) Junio, ídem.

Año	P (mm)	Ascenso Nivel Freático (cm)	Recarga (mm)	R(%)	Nivel freático promedio (m)
1970	955.3	116	89.32	9.3	12.9
1971	1063.0	114	87.78	8.3	12.5
1972	880.4	64	49.28	5.6	13.1
1973	1381.4	282	217.14	15.7	11.3
1974	725.2	28	21.56	3.0	11.6
1975	849.0	42	32.34	3.8	12.5
1976 (*)	1068.7	48	36.96	3.5	12.9
1977	1046.0	118	90.86	8.7	12.4
1978	1597.1	392	301.84	18.9	11
1979	1051.6	107	82.39	7.8	9.8
1980	916.3	47	36.19	3.9	10.8
1981	1060.7	138	106.26	10.0	10.9
1982	744.3	58	44.66	6.0	11.5
1983	954.4	67	51.59	5.4	11.8
1984	1349.0	238	183.26	13.6	11
1985	977.9	90	69.3	7.1	11.5
1986	1081.6	103	79.31	7.3	11.7
1987	1029.3	123	94.71	9.2	11.6
1988	849.1	80	61.6	7.3	12
1989	941.5	61	46.97	5.0	12.9
1990	1446.9	311	239.47	16.6	12.2
1991	1069.3	119	91.63	8.6	10.9
1992	1116.5	234	180.18	16.1	10.1
1993	1199.1	210	161.7	13.5	10.4
1994	943.9	66	50.82	5.4	10.3
1995	792.3	44	33.88	4.3	11.4
1996	871.2	64	49.28	5.7	12.2
1997 (+)	853.0	97	74.69	8.8	12.6
1998	859.9	117	90.09	10.5	11.9
1999 (\$)	692.4	72	55.44	8.0	12.5
2000	1342.2	276	212.52	15.8	12.1
2001	1143.6	201	154.77	13.5	11.2
			Promedio	9.7	11.7

## CONCLUSIONES

- Las magnitudes del almacenamiento específico para el acuífero libre se estimaron en un 7.3% para Rafaela y en un 7.7% para Oliveros. Estos valores se corresponden con las características sedimentológicas de la zona analizada.
- Para el acuífero freático de Rafaela, la profundidad promedio anual osciló entre 1.29 y 4.19 metros en el periodo 1982-2001. Se cuantificó una recarga del 14.8 % de la precipitación total en ese período.
- El acuífero freático en Oliveros manifestó variaciones en la profundidad promedio anual entre los 9.8 y 13.1 metros. La recarga resultante para el periodo completo 1970-2001 fue de 9.7% de la precipitación total en los 30 años.
- Para profundidades del nivel freático superiores a los 5 metros, la metodología empleada requiere de una interpretación y discriminación cuidadosa de los ascensos de nivel producidos por lluvias individuales o por un conjunto de éstas.
- Según la metodología empleada, los valores de almacenamiento específico estimados constituyen valores máximos y, por lo tanto, las recargas obtenidas son también estimaciones máximas.

## BIBLIOGRAFÍA

- Forte Lay J.A. and Villagra M.M.** 1983. "El balance hidrológico de Thornthwaite y Mather (1955) aplicado bajo diferentes unidades de tiempo. Verificación con valores observados y comparación de resultados". XI Congreso Nacional del Agua, Tomo I, Aguas Sup I, 89-119
- Healy R.W. and Cook P.G.** 2002. "Using groundwater levels to estimate recharge". Hydrogeology Journal, 10(1), 91-109.
- Manavella C.** 1987. "Cuaternario Superior del Centro de la Provincia de Santa Fe". Inédito
- Manavella C. y Venencio M.** 1995. "Influencia de los Sedimentos Pampeanos en la obra de recarga artificial de acuífero en la ciudad de Sunchales, Provincia de Santa Fe". Memorias 2do. Simposio sobre Aguas Subterráneas y Perforación de Pozos en el Paraguay. San Lorenzo, Paraguay, pp 137-148.
- Sophocleous M.** 1991. "Combining the soilwater balance and the water-level fluctuation methods to estimate natural ground-water recharge: practical aspects". Journal of Hydrology, 124, 229-241.
- Stephens, D.B., Hsu K., Prieksat, M.A., Ankeny, M.D., Blandford, N., Roth, T.L., Kelsey, J.A. y Whitworth, J.R.** 1996. "A comparison of estimated and calculated effective porosity". Hydrogeology Journal, 6(1), 156-165.
- Troha A. y Forte Lay J.** 1990. "Estimación de la humedad edáfica mediante distintos métodos de balance hidrológico diario". Geocta 17(2):69-78