

D'ELIA, MONICA PATRI
Sistemas geohidrolog

72673



2013

72673

UNIVERSIDAD NACIONAL DE RÍO CUARTO
Facultad de Ciencias Exactas Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología



**SISTEMAS GEOHIDROLÓGICOS EN ÁREAS DE LLANURA.
IDENTIFICACIÓN DE MECANISMOS Y CUANTIFICACIÓN
DE RECARGA A LOS ACUÍFEROS**

Mónica Patricia D'Elia

TESIS DE DOCTORADO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Director de Tesis: Dra. Ofelia Tujchneider

Jurado

Dra Mónica Blarasín - Universidad Nacional de Río Cuarto
Dr. Eduardo Díaz - Universidad Nacional de Entre Ríos
Dr. Eduardo Kruse - Universidad Nacional de La Plata

72673

MFN:
Clasif:
T. 025

Año 2013

15013

15013

DEDICATORIA

A Manuel, mi hijo, y Ricardo, mi esposo, los hombres de mi vida.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar deseo expresar mi más sincero agradecimiento a mi Maestra, en la disciplina que hoy estoy transitando, hoy Directora de esta Tesis, que me ha sabido transmitir sus conocimientos, me ha formado, estimulado y apoyado permanentemente y aún criticado sanamente para que todo salga mejor de lo que yo esperaba: Gracias Pichy! Y a Mario, que, aunque no esté físicamente entre nosotros, siempre está en mis recuerdos.

A mis queridas amigas Marta y Marcela, que me acompañan todos los días, me escuchan y apoyan; con las que comparto alegrías y tristezas, y que me han dado fuerzas para avanzar y llegar hasta esta instancia. Gracias Chicas!

A la Universidad Nacional de Río Cuarto y en particular al Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas Físico-químicas y Naturales que me aceptaron como alumna de posgrado.

A la Universidad Nacional del Litoral y a Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, por su apoyo institucional y económico que permitió que realizara los cursos y seminarios de posgrado requeridos en la carrera y la defensa de mi Tesis.

A los miembros del Jurado que han leído minuciosamente este trabajo, aportado sus sugerencias y evaluado favorablemente.

Al Ing. Tato Cristina del CIM-FICH-UNL y al MSc. Ing. Pablo Marano de la FCA-UNL por el suministro de información hidrometeorológica y edafológica. A la Dra. Cristina Dapeña del INGEIS por el suministro de los datos isotópicos de las muestras de agua de lluvia.

A queridas amigas MSc. Ing. Graciela Pusineri, y Silvina Gualini por su apoyo y desinteresada colaboración para el manejo de los sistemas de información geográfica. Gracias Chicas!

A las Ing. Ambientales María Lina Pagliano y Lucía Virgilio por su desinteresada colaboración en la realización de determinaciones químicas en laboratorio. Gracias Chicas!

A las Ing. Verónica Musachio, Nancy Piovano y Viviana Zucarelli por su acompañamiento.

A las estudiantes avanzadas de Ingeniería en Recursos Hídricos Srta. Evangelina Fornari y Ana Laura Fedele por su valiosa colaboración en las tareas de campo: reconocimientos, acotamiento de boca de pozos, censos de pozos y adquisición de información. Gracias Chicas por su fidelidad y compañía!

A las Chicas de Río Cuarto, que me han abierto las puertas de sus lugares de trabajo y de sus hogares para compartir todo lo que tienen, y me han alentado para concluir esta etapa. Gracias Moni!, Gracias Adri!, Gracias Edel!, Gracias Jesi!

A toda mi familia: a mi mamá, Susana, que aunque no entiende de cuestiones académicas y científicas, pero sí entiende de cuestiones de madre y por lo tanto sus palabras siempre han sido un bálsamo a mis preocupaciones; a mis cuatro hermanos, Ani, Rochi, Tato y Ariel que siempre me acompañan y ayudan y a mi tía Valentina que siempre me alentó para que estudiara y hasta el día de hoy se enorgullece de mí.

A Norma, que silenciosamente me ha acompañado y se ha preocupado por mí durante todo el desarrollo de este posgrado y en especial de elaboración de esta Tesis.

A mi hijo Manuel, que ha sabido entender mis horas dedicadas al desarrollo de este posgrado. A él he querido darle el ejemplo de que con esfuerzo, la mayoría de las veces, se concretan nuestros proyectos. Seguí adelante Hijo Mío!

Finalmente y muy especialmente, quiero agradecer a mi esposo Ricardo que desde que lo conocí me ha estimulado para que me desarrolle profesionalmente y me ha ayudado a comprender la verdadera importancia de las cosas de la vida. Gracias Amor Mío!

RESUMEN

En el centro de la provincia de Santa Fe, el agua subterránea es la fuente más importante de provisión de agua, fundamental para el desarrollo urbano, agrícola e industrial de la región. Para realizar una gestión adecuada de los recursos hídricos subterráneos es fundamental comprender el balance entre el agua que ingresa (recarga) y egresa (descarga) de los sistemas acuíferos. La aplicación de metodologías para evaluar la recarga y descarga a estos sistemas requiere de información que a menudo es insuficiente y/o de difícil acceso y muchas veces la selección de la misma no es la adecuada para las características de las zonas bajo estudio.

El objetivo de esta Tesis es identificar los mecanismos y cuantificar la recarga a un sistema geohidrológico de llanura, evaluando las metodologías de estimación más adecuadas en relación con las características geológicas, geomorfológicas, edafológicas e hidrogeológicas del área.

Para ello se aplicaron metodologías con fundamentos básicos diferentes: balance de agua en la zona de evapotranspiración de las plantas, fluctuaciones de niveles freáticos y técnicas con trazadores, como isótopos ambientales y balance de masas de cloruros; para un período de nueve años. Se establecieron áreas con distintos potenciales de recarga al acuífero libre, considerando las características geológicas, geomorfológicas, edafológicas y el uso del territorio, independientemente de la disponibilidad de agua.

Los principales resultados obtenidos indican que la recarga al acuífero libre y semiconfinado proviene del agua de lluvia y se produce principalmente en los meses de otoño y verano; que los eventos de recarga son de uno a cuatro meses, con montos que varían entre unos pocos mm hasta más 150 mm y que, en términos anuales, la recarga representa entre un 3,1 y un 8,8% de la precipitación media anual del período considerado.

Estos resultados constituyen una valiosa herramienta para el manejo de los recursos hídricos subterráneos de la región. Sin embargo, se considera necesario continuar con las observaciones e investigaciones, profundizando aspectos tales como la determinación más ajustada de parámetros hidráulicos formacionales, las variaciones espaciales de las variables que intervienen en el balance de agua, la determinación de trazadores ambientales en áreas mayores, modelación matemática, etc.

ABSTRACT

Groundwater is one of the most important sources of water for human, industrial and agriculture development in the center of Santa Fe province. To manage the groundwater resources correctly, it is necessary to understand the groundwater budget: the amount of water that enters (recharge) and leaves the aquifer system (discharge). Sometimes, methods to estimate recharge to aquifers require information that is not available or it is scarce. On the other hand, methods that are chosen to estimate recharge may be not the proper ones for a particular region.

The objective of this work is to identify processes and quantify recharge to aquifers in a plain and evaluate methods that provide the proper results in relation with the geologic, geomorphologic, soil and hydrogeological features of the area.

Methods based on different principles: water balance, groundwater levels fluctuation, tracer techniques like environmental isotopes and chloride mass balance, were used for a nine years period. Different potential recharge areas to the unconfined aquifer were determined based on the geologic, geomorphologic, soil and land use features of the area, independently of the water availability.

The results obtained indicate that recharge to unconfined and semiconfined aquifers comes from precipitation and mainly takes place during autumn and summer. Recharge events last from one to four months with amounts of about a few mm to 150 mm. In annual terms, recharge represents about 3,1 to 8,8% of the average annual precipitation of the period analyzed.

The results of this research set up an important tool to manage the groundwater resources of the region. Nevertheless, it is required to continue with measurements and investigations, going into detail about groundwater hydraulic parameters, spatial variability of water balance components, determinations of environmental tracers, mathematical modeling.

Índice del texto

Capítulo 1. Introducción

1.1	Importancia del estudio de la recarga a los acuíferos	1
1.2	Antecedentes en la temática (estado del arte)	2
1.3	Particularidades de las áreas de llanuras	5

Capítulo 2. Objetivos e Hipótesis

2.1	Objetivos	8
2.2	Hipótesis de la investigación	9

Capítulo 3. Metodología

3.1	Conceptos y Definiciones	12
3.1.1	Definición de recarga a los acuíferos	12
3.1.2.	Fuentes y procesos de recarga	13
3.1.3.	Principales factores que intervienen en la recarga a los acuíferos	16
3.1.4.	Variabilidad temporal de la recarga a los acuíferos	18
3.1.5.	Variabilidad espacial de la recarga a los acuíferos	19
3.1.6.	Recarga a los acuíferos en regiones áridas, semiáridas y húmedas	20
3.2	Principales procedimientos metodológicos para la estimación de la recarga	22
3.2.1.	Análisis comparativo entre los métodos de evaluación de la recarga a los acuíferos	22
3.2.2	Confiabilidad en la estimación y variabilidad de la recarga en una cuenca o área de estudio	25
3.2.3.	Criterios de selección de la metodología	27
3.3	Selección de las metodologías a utilizar para el área de estudio	31
3.3.1.	Balance de agua a nivel de suelo	31
3.3.1.1.	Estimación de las variables que intervienen en el balance de agua	33
3.3.2.	Fluctuaciones de los niveles freáticos	41

3.3.3. Técnicas con trazadores	45
3.3.3.1. Utilización de técnicas isotópicas para la determinación de la procedencia del agua subterránea	46
3.3.3.2. Determinación de la edad o tiempo de residencia del agua en el ambiente subterráneo	50
3.3.3.3. Utilización de trazadores ambientales para la cuantificación de la recarga de acuíferos	53
3.4 Estimación de las posibilidades de recarga a acuíferos en medios porosos en área de llanura	56
Capítulo 4. Materiales. Obtención de la Información	
4.1 Información geológica y geofísica	60
4.2 Información hidrometeorológica, hidrológica y edafológica	64
4.3 Información hidrogeológica	65
4.4 Información química e isotópica	75
4.5 Información cartográfica e imágenes satelitales	78
4.6 Softwares utilizados	79
Capítulo 5. Características Generales del área de estudio.	
5.1 Ubicación del área de estudio	80
5.2 Características naturales	80
5.3 Características sócio-económicas	82
5.4 Infraestructura de servicios	85
Capítulo 6. Hidrometeorología e Hidrología Superficial.	
6.1 Características climáticas	89
6.1.1. Régimen de precipitaciones	89
6.1.2. Distribución media anual de las distintas variables hidrometeorológicas	92
6.1.3. Circulación de los vientos. Frecuencia y dirección	94
6.2 Características hidrometeorológicas del área de estudio para el período de análisis	95

6.2	6.2.1. Precipitaciones	95
	6.2.2. Temperaturas	97
6.3	Hidrología Superficial	99
Capítulo 7. Geología, Geomorfología y Suelos		
7.1	Geología	103
	7.1.1. Marco regional	103
	7.1.2. Características geológicas locales	114
7.2	Geomorfología	130
	7.2.1. Rasgos geomorfológicos de la provincia de Santa Fe	130
	7.2.2. Características geomorfológicas del área de estudio	133
7.3	Suelos	142
Capítulo 8. Hidrogeología		
8.1	Características hidrogeológicas de la provincia de Santa Fe	153
8.2	Modelo conceptual de funcionamiento del sistema hídrico subterráneo del centro-este de la provincia de Santa Fe.	158
8.3	Características hidrogeológicas locales	160
	8.3.1. Columna sedimentaria de interés hidrogeológico. Parámetros hidráulicos formacionales	160
	8.3.2. Hidrodinámica	162
	8.3.3. Hidroquímica	165
8.4	Modelo conceptual de funcionamiento del sistema hídrico subterráneo en el área de estudio	167
Capítulo 9. Aplicación de las metodologías. Resultados		
9.1	Procedencia del agua subterránea. Tiempo de residencia	169
	9.1.1. Composición isotópica del agua de lluvia	169
	9.1.2. Composición isotópica de las aguas subterráneas y superficiales	173
9.2	Metodologías para la cuantificación de los volúmenes de recarga a los acuíferos	176

9.2.1. Balance a nivel de suelo	176
9.2.1. 1. Estimación de evapotranspiración potencial, evapotranspiración real, excesos y déficits hídricos. Balance Hídrico	176
9.2.1. 2. Estimación de la escorrentía superficial o directa por el método de Número de Curva	189
9.2.1.3. Cálculo de la recarga en tránsito	193
9.2.2. Fluctuaciones de los niveles freáticos	203
9.2.2.1. Análisis de los niveles de agua subterránea	203
9.2.2.2. Cálculo de la recarga real	213
9.2.3. Técnicas con trazadores. Balance de cloruros	217
9.2.3.1. Análisis del contenido de cloruros del agua de lluvia	217
9.2.3.2. Estimación de la recarga a la primera capa acuífera	220
9.2.3.3. Estimación de la recarga a la segunda capa acuífera	220
9.2.4. Comparación de los resultados obtenidos	222
9.3 Estimación cualitativa del potencial de recarga.	224

Capítulo 10. Conclusiones y Recomendaciones

10.1 Introducción	228
10.2 Consideraciones Finales	228
10.3 Recomendaciones	234

Capítulo 11. Bibliografía 235

Anexo I. Información disponible y generada

Índice de Figuras y Mapas

Figura 2.1.	Localización del área de estudio	10
Figura 2.2.	Ubicación del área de estudio	11
Figura 3.1	Ciclo hidrológico del agua. Recarga a los acuíferos	12
Figura 3.2.	Mecanismos de recarga a los acuíferos	15
Figura 3.3.	Recarga y descarga hacia y desde los acuíferos bajo climas húmedos y áridos	21
Figura 3.4.	Esquema simplificado adoptado para la aplicación del balance de agua en la subzona de evapotranspiración	32
Figura 3.5.	Niveles freáticos promedio y precipitaciones semanales para una cuenca en Maryland, USA	42
Figura 3.6.	Línea de agua meteórica global o mundial	48
Figura 3.7.	Balance de masas de cloruros a lo largo de una línea de flujo	55
Figura 3.8.	Índice PLIUS	59
Figura 4.1.	Ubicación de perforaciones de estudio, explotación y monitoreo	63
Figura 4.2.	Ubicación de pozos de monitoreo	66
Figura 5.1.	Ubicación de los pozos de explotación de APSF-1999	88
Figura 6.1.	Evolución de las precipitaciones anuales.	90
Figura 6.2.	Distribución anual de las precipitaciones medias mensuales.	92
Figura 6.3.	Distribución anual de las temperaturas medias mensuales.	93
Figura 6.4.	Distribución anual de la humedad relativa media mensual.	93
Figura 6.5.	Distribución anual de la velocidad del viento media mensual.	94
Figura 6.6.	Frecuencia de la dirección predominante de los vientos.	95
Figura 6.7.	Precipitaciones anuales estaciones del área de estudio	96
Figura 6.8.	Distribución anual de las precipitaciones medias mensuales para el período de análisis	97
Figura 6.9.	Distribución anual de las temperaturas medias mensuales para el período de análisis	98
Figura 6.10.	Cuenca del río Salado en la provincia de Santa Fe.	101
Figura 6.11.	Alturas hidrométricas río Salado- Estación Recreo RP N°70 para el período de análisis	101

Figura 6.12.	Evolución de CE y CI río Salado-Estación Recreo RP N°70	102
Figura 6.13.	CE versus altura hidrométrica río Salado-Estación Recreo RP N°70	104
Figura 7.1.	Plano de ubicación de las cuencas sedimentarias de la Llanura Chaco-Pampeana	106
Figura 7.3.	Perfil de la perforación San Guillermo	111
Figura 7.4.	Correlación estratigráfica del este del bloque San Guillermo	111
Figura 7.5.	Correlación estratigráfica dentro del bloque San Guillermo	112
Figura 7.6.	Perfil litológico perforación Humboldt	116
Figura 7.7.	Trazas de los cortes geológicos seleccionados	117
Figura 7.8.	Traza del corte geológico A-A´	118
Figura 7.9.	Corte estratigráfico para la sección A-A´	119
Figura 7.10.	Traza del corte geológico B-B´	120
Figura 7.11.	Corte estratigráfico para la sección B-B´	121
Figura 7.12.	Traza del corte geológico C-C´	122
Figura 7.13.	Corte estratigráfico para la sección C-C´	123
Figura 7.14.	Traza del corte geológico D-D´	124
Figura 7.15.	Corte estratigráfico para la sección D-D´	125
Figura 7.16.	Curvas isobatas. Base de sedimentos pampeanos	126
Figura 7.17.	Curvas isopacas. Espesor sedimentos pampeanos	127
Figura 7.18.	Curvas isobatas. Base de Formación Ituzaingó	128
Figura 7.19.	Curvas isopacas. Espesor Formación Ituzaingó	129
Figura 7.20.	Mapa Geomorfológico de la provincia de Santa Fe	130
Figura 7.21.	Esquema estructural de la provincia de Santa Fe	133
Mapa 7.1.	Rasgos Geomorfológicos del área de estudio	134
Figura 7.22.	Imagen Google Earth donde se observa cauce principal del río Salado y meandros abandonados por el mismo	137
Figura 7.23.	Imagen Google Earth donde se observa depresión pantanosa salinizada con cañadas perpendiculares	139
Mapa 7.2.	Modelo Digital de Elevación	141
Figura 7.24.	Principales Unidades Cartográficas de Suelos Hojas Esperanza-Pilar	142

Mapa 7.3.	Unidades cartográficas simples, complejos, asociaciones y consociaciones de suelos	143
Mapa 7.4.	Mapa de ubicación de depresiones	152
Figura 8.1.	Esquema de la columna hidrogeológica regional de la provincia de Santa Fe	154
Figura 8.2.	Modelo conceptual de funcionamiento del sistema hídrico subterráneo a nivel regional	159
Figura 8.3.	Columna hidrogeológica esquemática del área de estudio	161
Figura 8.4.	Curvas piezométricas cuerpo de agua superior	162
Figura 8.5.	Superficie potenciométrica del acuífero semiconfinado	164
Mapa 8.1.	Curvas isofráticas del área de estudio (abril-marzo 2011)	166
Figura 8.6.	Modelo conceptual de funcionamiento del sistema hídrico subterráneo en el área de estudio	167
Figura 9.1.	Contenidos isotópicos y precipitaciones medios mensuales del agua de lluvia	170
Figura 9.2.	Línea de agua meteórica local	171
Figura 9.3.	Tritio en agua de lluvia	172
Figura 9.4a.	Composición isotópica del agua superficial y subterránea vs. LAML	174
Figura 9.4b.	Composición isotópica del agua subterránea vs. LAML	175
Figura 9.5.	Resultados del balance hídrico con ETP mensual estimada por Thornthwaite	187
Figura 9.6.	Resultados del balance hídrico con ETP mensual estimada por FAO-Penman-Monteith	188
Mapa 9.1.	Mapa de cobertura vegetal y usos del territorio	191
Mapa 9.2.	Mapa de Condición Hidrológica de Suelos	192
Figura 9.7.	Recarga en tránsito estimada con ETP estimada por Thornthwaite	196
Figura 9.8.	Recarga en tránsito estimada con ETP estimada por FAO-Penmann Monteith	200
Figura 9.9.	Comparación de la recarga en tránsito estimada	202
Figura 9.10.	Profundidad de los niveles de agua subterránea	204

Figura 9.11.	Niveles de agua subterránea referidos a cota	205
Figura 9.12.	Niveles de agua subterránea medios mensuales de los pozos de monitoreo PM5-PM6 para el período 2002-2011	207
Figura 9.13.	Regresión lineal entre los niveles de agua subterránea observados en los pozos de monitoreo PM5 y PM6	208
Figura 9.14.	Niveles freáticos y precipitaciones mensuales para el período 2002-2011	209
Figura 9.15.	Variación temporal de niveles freáticos y los desvíos acumulados	210
Figura 9.16.	Niveles freáticos (completados luego del procesamiento)	212
Figura 9.17.	Curva de recesión para PM5 período 06-12/2004	213
Figura 9.18.	Recarga real al primer nivel acuífero	216
Figura 9.19.	Diagrama de caja	218
Figura 9.20.	Variación de la concentración de cloruros del agua de lluvia y precipitaciones mensuales	219
Figura 9.21.	Concentración media mensual de cloruros del agua de lluvia y precipitaciones mensuales	219
Mapa 9.3.	Mapa de pendientes	226
Mapa 9.4.	Mapa de Potencial de recarga	227

Índice de Cuadros y Tablas

Cuadro 3.1.	Metodologías para la evaluación de la recarga a los acuíferos	23
Cuadro 3.2.	Escalas de tiempo y calidad de los resultados	24
Cuadro 3.3.	Comparación de los métodos de evaluación de la recarga directa a los acuíferos	29
Cuadro 3.4.	Metodologías para la evaluación de la recarga a los acuíferos en zonas con climas áridos y semiáridos y húmedos	30
Tabla 3.1.	Condición de humedad antecedente	38
Tabla 3.2.	Complejos hidrológicos suelo-cobertura o uso del terreno	40
Tabla 3.3.	Abundancia de los isótopos del hidrógeno y oxígeno	46
Tabla 3.4.	Factores de ponderación	57
Tabla 3.5.	Valores asignados a P	57
Tabla 3.6.	Valores asignados a U	58
Tabla 3.7.	Valores asignados a S	58
Tabla 3.8.	Valores asignados a LI	59
Tabla 4.1.	Descripción de la información de perforaciones disponible	61
Tabla 4.2.	Temperaturas media mensual. Estación Hidrometeorológica FICH-UNL. Santa Fe	68
Tabla 4.3.	Precipitaciones mensuales. Estación Hidrometeorológica FICH-UNL. Santa Fe	Anexo
Tabla 4.4.	Información pozos de monitoreo	Anexo
Tabla 4.5.	Registros de profundidad del agua subterránea	69
Tabla 4.6.	Registros de profundidad del nivel de agua subterránea	Anexo
Tabla 4.7.	Registros de profundidades de agua subterránea PM5 y PM6	Anexo
Tabla 4.8.	Registros de profundidades del nivel de agua subterránea	Anexo
Tabla 4.9.	Información puntos de observación	72
Tabla 4.10.	Determinaciones isotópicas agua de lluvia estación FICH-UNL	Anexo
Tabla 4.11.	Determinaciones isotópicas en el agua subterránea	Anexo
Tabla 4.12.	Determinaciones isotópicas en agua superficial	Anexo
Tabla 4.13.	Determinaciones in situ y concentración de cloruros en	Anexo

	muestras de agua subterránea determinadas en laboratorio	
Tabla 4.14.	Determinaciones de cloruros en pozos de monitoreo	Anexo
Tabla 4.15.	Contenido de cloruros en el agua de lluvia. Estación FICH-UNL. Santa Fe	Anexo
Tabla 4.16.	Información cartográfica e imágenes satelitales recopilada y sistematizada	78
Tabla 5.1	Datos poblacionales 2010	83
Tabla 5.2	Población servida	85
Tabla 6.1	Estadísticos descriptivos de la serie de precipitaciones anuales. Esperanza (1904-1996)	89
Tabla 6.2.	Precipitaciones anuales y promedios anuales	96
Cuadro 7.1.	Columna estratigráfica del subsuelo de la Cuenca Chaco-Paranense	105
Cuadro 7.2.	Secuencia estratigráfica regional para el sector este de la provincia de Santa Fe	107
Cuadro 7.3.	Unidades geomorfológicas de la Provincia de Santa Fe	132
Tabla 7.1.	Perfil típico de suelo - Serie: Esperanza (ESP)	145
Tabla 7.2	Perfil típico de suelo - Serie: Rincón de Ávila (RDA)	146
Tabla 7.3.	Perfil típico de suelo - Serie: Humboldt (HUM)	147
Tabla 7.4.	Perfil típico de suelo - Serie: Candioti (CAN)	147
Tabla 7.5.	Perfil típico de suelo - Serie: Cululú (CUL)	148
Tabla 7.6.	Perfil típico de suelo - Serie: Río Salado (RSA)	149
Tabla 7.7.	Perfil típico de suelo - Serie Las Tunas (LTU)	150
Tabla 8.1.	Valores medios de los parámetros hidráulicos formacionales	162
Tabla 9.1.	Principales características de las series de datos isotópicos del agua de lluvia	169
Tabla 9.2.	Composición isotópica estacional ponderada	171
Tabla 9.3.	Principales características de las series de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en agua subterránea	173
Tabla 9.4.	ETP estimada por los métodos de Thornthwaite y FAO Penman –Monteith	177
Tabla 9.5.	Resultados del Balance Hídrico con ETP estimada por	179

	Thornthwaite	
Tabla 9.6.	Resultados del Balance Hídrico con ETP estimada por FAO Penman –Montieth	182
Tabla 9.7.	Resultados obtenidos en términos anuales y promedios anuales con ETP mensual estimada por Thornthwaite	185
Tabla 9.8.	Resultados obtenidos en términos anuales y promedios anuales con ETP mensual estimada FAO Penman -Monteith	186
Tabla 9.9.	CN y porcentaje de área ocupada por los distintos complejos hidrológicos suelo-cobertura o uso del terreno	190
Tabla 9.10.	Valores de Número de Curva y retención potencial máxima obtenidos	193
Tabla 9.11.	Escorrentamiento superficial y recarga en tránsito mensuales con ETP mensual estimada por Thornthwaite	193
Tabla 9.12.	Principales eventos de recarga con ETP mensual estimada por Thornthwaite	196
Tabla 9.13.	Resultados del cálculo del balance hídrico y recarga en tránsito en términos anuales y promedios con ETP mensual estimada por Thornthwaite	197
Tabla 9.14.	Escorrentamiento superficial y recarga en tránsito mensuales con ETP mensual estimada por FAO Penman-Monteith	197
Tabla 9.15.	Principales eventos de recarga con ETP mensual estimada por FAO Penman-Monteith	200
Tabla 9.16.a.	Resultados del cálculo del balance hídrico y recarga en tránsito en términos anuales y promedios con ETP mensual estimada por FAO Penman-Monteith	201
Tabla 9.16.b.	Comparación de recarga en tránsito en términos medios anuales	201
Tabla 9.17.	Características de las series de profundidad de niveles de agua subterránea	203
Tabla 9.18.	Coefficientes de correlación de las series consideradas	206
Tabla 9.19.	Valores de profundidad de niveles freáticos faltantes estimados	211

Tabla 9.20.	Valores α y S_y para las curvas de agotamiento PM5	213
Tabla 9.21.	Valores de S_y estimados para las curvas de agotamiento MER-N, SR-N y CEM-E	214
Tabla 9.22.	Valores de porosidad eficaz. Tomado de Custodio & Llamas (1983)	214
Tabla 9.23.	Principales eventos de recarga	215
Tabla 9.24.	Precipitación y recarga anual	215
Tabla 9.25.	Estadísticos descriptivos de la serie de concentración de cloruros en agua de lluvia	218
Tabla 9.26.	Síntesis de los resultados obtenidos en términos anuales y promedio	223

Índice de Fotos

Foto 4.1.	Registrador de nivel de agua subterránea por transducción de presión instalado en pozo FCA-E	67
Foto 4.2.	Instalación de Estación Base en FCA-UNL, Esperanza	67
Foto 4.3.	Acotamiento de boca de pozo CEM-E	67
Foto 4.4.	Acotamiento boca de pozo FCA-O	67
Foto 4.5. a.	Medición de niveles de agua subterránea con sonda manual	68
Foto 4.5.b.	Colección de información de nivel de agua subterránea en pozo MER-N	68
Foto 4.6.	Molino sin acceso por presencia de malezas	70
Foto 4.7	Bomba de mano sin acceso para medición de nivel de agua subterránea	70
Foto 4.8.	Instalación de Estación Base en terraza FCA-UNL, Esperanza	71
Foto 4.9.	Acotamiento nivel de terreno aledaño pozos P15 y P16	71
Foto 4.10.	Acotamiento de boca de pozo y medición de profundidad de nivel de agua subterránea en pozo P32	71
Foto 4.11.	Medición de nivel de agua subterránea en molino con antepozo P2	72
Foto 4.12.	Medición de nivel de agua subterránea en pozo particular abandonado P36	72
Foto 4.13.	Estación colectora de agua de lluvia FICH-UNL Nro. 8737401	75
Foto 4.14.	Determinación de parámetros in situ	77
Foto 4.15.	Toma de muestra de agua subterránea	77
Foto 5.1	Monte en las cercanías del río Salado en el área de estudio	81
Foto 5.2	Monte en las cercanías del río Salado en el área de estudio	81
Foto 5.3	Tuco-tuco”santafesino	81
Foto 5.4	Garza blanca	81
Foto 5.5	Vista aérea de la ciudad de Esperanza	83
Foto 5.6	Localidad de Humboldt	83
Foto 5.7	Campo de soja (Humboldt)	84
Foto 5.8	Rollos de alfalfa (Esperanza)	84

Foto 5.9	Cría de ganado (Esperanza)	84
Foto 5.10	Tambo (Esperanza)	84
Foto 7.1.	Río Salado- Paraje la Media Luna-Esperanza	136
Foto 7.2.	Camino comunal con pendiente hacia el río Salado	139
Foto 7.3.	Sectores deprimidos	140
Foto 7.4.	Perfil modal de argiudol típico	144
Foto 7.5.	Laguna temporaria	151

Capítulo 1. Introducción

En este capítulo se exponen los aspectos relacionados con la importancia del estudio de la recarga a los acuíferos, las particularidades de las áreas de llanura, así como los antecedentes en el estudio de esta temática y la hipótesis de esta investigación.

1.1. Importancia del estudio de la recarga a los acuíferos

El agua subterránea es una de las fuentes más importantes de abastecimiento de agua, fundamental para el desarrollo urbano, agrícola e industrial de muchas regiones del mundo. En muchos casos la explotación intensiva de los acuíferos (en cantidad significativa en relación con la tasa de recarga del mismo) ha provocado importantes descensos de los niveles de agua subterránea, poniendo en peligro el suministro de agua para distintos usos. Además, esto puede ocasionar el deterioro de su calidad por mezcla con agua de mala calidad de acuíferos suprayacentes o subyacentes, o intrusión de agua salada en zonas costeras o aún mediterráneas. En otras situaciones, fundamentalmente en áreas de llanura, las condiciones hidrometeorológicas conjuntamente con las características geológicas y geomorfológicas de los sistemas geohidrológicos, pueden resultar en ascensos considerables de los niveles de agua subterránea, llegando éstos a ubicarse muy cercanos a la superficie del terreno o aflorar. Esto representa un riesgo importante para el desarrollo de las actividades socioeconómicas de las áreas afectadas.

Ante la necesidad de realizar una gestión adecuada de los recursos hídricos subterráneos, es prioritario establecer un balance entre el agua que ingresa y egresa del sistema acuífero. Para ello es indispensable comprender el funcionamiento del mismo, lo cual implica conocer sus características geológicas, geomorfológicas, estratigráficas, estructurales, edáficas, hidrometeorológicas, hidrodinámicas, hidrogeoquímicas, etc., que suelen ser muy complejas en sistemas geohidrológicos de llanura. Estas características, conjuntamente con el conocimiento de las fuentes y procesos de recarga y descarga, permiten formular el *modelo conceptual* de funcionamiento del sistema geohidrológico y en ese marco, la cuantificación del volumen de recarga en forma confiable y su consideración espacio-temporal, posibilita dimensionar la cantidad del agua que ingresa al sistema.

La identificación de los mecanismos de recarga en un área, en función de las características anteriormente mencionadas y de los objetivos del estudio, son consideraciones fundamentales para arribar a una adecuada selección de los procedimientos metodológicos a utilizar y del período y paso de tiempo del análisis. Finalmente, la falta o la inaccesibilidad de la información requerida pueden conducir a la selección de un procedimiento inadecuado.

1.2. Antecedentes en el estudio de la recarga a los acuíferos (estado del arte)

En los últimos 25 años se ha evidenciado un incremento de estudios relacionados al balance de agua subterránea y en particular a la recarga a los acuíferos, dada la profunda preocupación por alcanzar un manejo sustentable de los recursos hídricos subterráneos.

Las fuentes de recarga y los principales procesos (recarga directa, indirecta y localizada) de los sistemas hídricos subterráneos han sido objeto de investigación por diversos autores.

Algunos trabajos presentan una síntesis del conocimiento actual sobre la recarga a los acuíferos, las diferentes metodologías para su estimación y los problemas que surgen de ello (Sharma, 1989; Lerner et al., 1990; Simmers, 1998; Vries y Simmers, 2002, Healy, 2010). Por ejemplo, Scanlon et al. (2002) presentan una clasificación de las diferentes metodologías para estimar la recarga a los acuíferos basados en la zona a partir de la cual se obtiene la información (zona no saturada, saturada y agua superficial) y en el tipo de método (balance de agua, métodos físicos, utilización de trazadores y modelación numérica). Fundamentalmente realizan un análisis de los aspectos a tener en cuenta para la selección de la metodología más adecuada para un sitio particular. Entre ellos consideran los volúmenes de recarga y la escala espacial, temporal y la confiabilidad de cada método. Además enfatizan en que el objetivo del estudio de la recarga a los acuíferos (ya sea la evaluación de los recursos hídricos subterráneos o de la vulnerabilidad a la contaminación de acuíferos) también es fundamental para la selección de la metodología más apropiada ya que condicionará, entre otros aspectos, la escala espacial y temporal del método de estimación.

Varios autores (Samper, 1997; Custodio, 1998; Simmers, 1998; Scanlon et al., 2002) sugieren la aplicación y comparación de diferentes procedimientos metodológicos corroborados con mediciones directas en campo para aumentar la confiabilidad de las estimaciones, debido a la presencia de incertidumbres propias de cada método (generalmente asociadas a la estimación de variables y parámetros hidrológicos e hidrogeológicos involucrados en cada una de ellos). Algunos ejemplos de aplicación conjunta de diferentes procedimientos metodológicos se pueden encontrar en Kitching et al. (1980), Condesso de Melo et al. (2002), Healy& Cook (2002), Mc Mahon et al. (2002), Weinzettel et al. (2002), Carrica&Lexow (2004); Minster et al. (2009); Risser et al. (2009); Sibanda et al. (2009); Castro y Schulz (2011)entre otros.

Estudios realizados por Favreau et al. (2002), Brunner et al. (2002), Ortiz et al. (2004); Sibanda et al. (2009),entre otros,abordan la estimación de la recarga en regiones áridas y semiáridas donde generalmente el agua subterránea es la única fuente de aprovisionamiento. En estas regiones los niveles freáticos son profundos y los cursos de agua son generalmente influentes. La recarga ocurre preferentemente en forma localizada e indirecta, es generalmente escasa pero muy variable, y está limitada por la conjunción de factores morfoestructurales, geomorfológicos climáticos (precipitación, evapotranspiración, distribución interanual de los déficit hídricos), características fisiológicas de la vegetación xerófita y relación espacial con otros componentes del sistema geohidrológico (Hernández et al, 2002; Hernández, 2005). Las técnicas basadas en estudios de la zona no saturada son las más usadas en zonas de climas áridos y semiáridos. Importantes contribuciones al estudio de la recarga en zonas áridas se han presentado en el Seminario “Recarga a los acuíferos. Aspectos generales y particulares en regiones áridas” realizado en el marco del VI Congreso Argentino de Hidrogeología en la ciudad de Santa Rosa, La Pampa, Argentina en el año 2009 (Carrica, J., Hernández, M y Mariño, E (Eds.), 2009).

Según lo apuntado por Vries&Simmers (2002), pocos estudios en zonas templadas y húmedas tratan de forma explícita la recarga, porque se la incluye normalmente como una componente más del balance de agua en investigaciones a

escala regional. En estas regiones los niveles freáticos son menos profundos, las pérdidas son esencialmente consuntivas y por descarga hacia cursos de agua, la recarga es principalmente autóctona y directa. La tasa de recarga está limitada por la capacidad de almacenar y transmitir agua, lo que está condicionado fuertemente por las características geológicas, geomorfológicas y edáficas. Para la estimación de la recarga a los acuíferos en estas áreas son aplicables preferentemente las metodologías basadas en estudios de la zona saturada.

Knutsson (En: I. Simmers ed., 1988) presentó un análisis comparativo entre la recarga a los acuíferos en zonas áridas y húmedas, basado en importantes estudios de L'vovich y Falkenmark y concluye que:

“Las diferencias entre las fuentes y procesos de recarga a los acuíferos en climas áridos y climas húmedos son indicativas de que la aplicabilidad de las técnicas disponibles para la estimación de la recarga sea diferente. Se debe enfatizar en la necesidad de partir de una muy buena conceptualización de los diferentes procesos de recarga. La selección del método debe estar guiada por el objetivo del estudio, la disponibilidad de datos, la posibilidad de obtener datos suplementarios y por supuesto de obtener medios económicos. En una misma área se deberían aplicar diferentes técnicas basadas en datos de entrada independientes, si fuera posible, para minimizar las incertidumbres.”

En Argentina diversos autores han encarado investigaciones tendientes a estimar la recarga en sistemas acuíferos tanto en áreas áridas y semiáridas como húmedas (Carrica et al., 1998, Carrica y Lexow 2002 y 2004; Dornes et al., 2000; Giai, 1997; Giai y Castro, 1998 y Giai y González, 1999; Gonzalez et al., 1997; Hernández et al., 2001, 2002; Lexow y Bonorino, 1998; Malán et al., 1993, 1997; Malán y Mariño 1999; Mariño y Bonorino, 1995; Schulz y Castro, 2005; Varni, 2002, 2005; Weinzettel y Usunoff, 1999, 2001; Usunoff et al., 2000; Weinzettel et al., 2002; Carrica y Lexow, 2005; Bocanegra y Mejía Rivera, 2007; Cabrera et al., 2007; Castro y Schulz, 2011; Blarasín et al., 2011; entre otros), utilizando distintas metodologías.

1.3. Particularidades de las áreas de llanura

La hidrología tradicional fue desarrollada en Europa, donde generalmente los límites de las cuencas están bien definidos, la red de drenaje completamente desarrollada e integrada y las pendientes topográficas son superiores al 0,5%. En menor medida esta disciplina se había desarrollado para las grandes llanuras con escasa pendiente (Kovacs, 1983).

En el Coloquio de Hidrología de Grandes Llanuras realizado en Argentina en 1983, destacados especialistas nacionales e internacionales presentaron los avances en el estudio de esta importante temática, discutieron sobre la importancia de abordar el estudio de los procesos hidrológicos superficiales y subterráneos en forma conjunta y destacaron la necesidad de cuantificar estos procesos mediante la adaptación y/o desarrollo de modelos de simulación apropiados.

En Argentina, numerosos investigadores estudiaron las características hidrológicas de las grandes llanuras. Entre ellos, Usunoff (2002) expresa que en áreas de llanura las pendientes son inferiores a 0.1%, por lo tanto no existe una energía potencial suficiente que conduzca el agua hacia las redes de drenaje superficiales; que en general, en un evento lluvioso parte del agua escurre superficialmente, parte se acumula en depresiones y la mayor parte incrementa el almacenamiento de humedad del suelo. Cuando la intensidad y/o duración de la lluvia es elevada, el agua que infiltra satura el suelo y comienza a percolar hacia el acuífero, cuando la intensidad de la precipitación supera la capacidad de infiltración del suelo, se produce un escurrimiento superficial. Por otra parte el volumen de agua en las depresiones crece, éstas se conectan y descargan en cursos de agua principales. En general los cursos de agua son poco profundos, anchos y las planicies aluviales extensas. En grandes llanuras, la delimitación de los bordes de una cuenca (divisoria de aguas) es más complicada ya que depende no solamente de la topografía sino también de los montos, intensidad y distribución de la precipitación. Los principales componentes de un balance de agua - simplificado a nivel de suelo para un período de tiempo prolongado- son la precipitación como entrada y tres salidas: escurrimiento superficial, evapotranspiración y percolación profunda. En áreas de llanura el escurrimiento superficial y la

percolación profunda son pequeños en relación con la evapotranspiración, salvo eventos extraordinarios. El agua puede permanecer en superficies planas durante un tiempo prolongado y por consiguiente tiene una mayor posibilidad de evaporarse y de infiltrar. En general esto se traduce en niveles freáticos próximos a la superficie con lo cual existe también mayor probabilidad de evapotranspirar. Las características de la zona no saturada tales como tamaño y forma de los granos, grado de compactación, etc. influyen en la capacidad de infiltración y de almacenamiento de agua de la misma. Si la zona no saturada está compuesta por materiales finos y consolidados, puede tener una capacidad de infiltración menor que la intensidad media de la lluvia. En este caso el agua escurre o se almacena en depresiones, aun cuando esta zona no se encuentre completamente saturada. Por el contrario en el caso de materiales más gruesos no consolidados, el agua de lluvia llena primero los poros de esta zona y luego comienza a percolar y/o a escurrir superficialmente. Si la zona no saturada es de poco espesor, se evidencia una rápida respuesta, materializada en un aumento de los niveles de agua subterránea. En algunas áreas la presencia de macroporos, grietas o fisuras pueden dar lugar a flujos preferenciales que incrementan directamente los niveles de agua subterránea.

Kruse y Zimmerman (2002), presentaron los principales rasgos geomorfológicos, geológicos e hidrogeológicos de la llanura Pampeana en Argentina y una síntesis de la evolución en el conocimiento de las aguas subterráneas en función de las necesidades del recurso hídrico de la región, de su incidencia en los problemas ambientales y de los avances tecnológicos. Además, analizaron los procesos hidrológicos dominantes, así como las posibilidades de cuantificación y modelación de estos procesos. En relación con la recarga a los acuíferos, los autores advierten que su evaluación es difícil, en especial en este tipo de ambiente de llanura. Finalmente, sostienen que existe una falencia en el campo de las mediciones hidrológicas y en el desarrollo de modelos apropiados para simular los procesos dominantes en estas áreas y que “resulta significativo indicar la necesidad de avanzar en una caracterización más detallada de los niveles acuíferos, tanto en lo relacionado a su configuración (variación litológica, de espesores, parámetros hidráulicos) como en su comportamiento hidrodinámico e hidroquímico natural o afectado por las actividades del hombre. Asociado a ello debe relacionarse una evaluación detallada de las reservas de agua dulce

de las aguas subterráneas y los procesos de recarga. Debe efectuarse un seguimiento de su evolución influenciadas por las condiciones climáticas, la explotación intensiva, el deterioro a partir de problemas de contaminación” Autores como Usunoff et al. (2000), Varni (2002, 2005), Weinzettel y Usunoff, (1999, 2001); Weinzettel et al. (2002), estimaron la recarga en un área de la llanura pampeana. Deluchi et al. (2005), Kruse et al. (2007) y más recientemente Merlo et al. (2011) también estimaron la recarga en áreas representativas de llanura pampeana a partir de las variaciones en los niveles freáticos, reconociendo que el régimen natural está directamente influenciado por las oscilaciones climáticas.

Capítulo 2. Objetivos e Hipótesis

La zona de estudio es un área de llanura húmeda del centro de la provincia de Santa Fe, Argentina. En la Figura 2.1 se observa la localización de la misma en relación con la ciudad de Santa Fe, capital de la provincia, sobre una Imagen Google earth. La zona se encuentra entre los 31° 20' y los 31° 30' de latitud S y los 61° 05' y los 60° 45' de longitud O (Figura 2.2) y en ella todas las actividades humanas, agropecuarias e industriales se sustentan en el agua subterránea.

2.1. Objetivos

El *objetivo general* de esta investigación es identificar los mecanismos y cuantificar la recarga en un sistema geohidrológico de llanura del centro de la provincia de Santa Fe.

Esto se logrará a través de diferentes procedimientos metodológicos, resaltando la importancia del conocimiento de las características geológicas, geomorfológicas, estratigráficas, estructurales y sedimentológicas en la selección y confiabilidad en la aplicación de los mismos.

Objetivos particulares

Las metas específicas planteadas son:

- caracterizar el sistema geohidrológico en el área de caso seleccionada
- identificar mecanismos de recarga a los acuíferos
- evaluar la recarga a través de diferentes procedimientos metodológicos
- identificar los procedimientos metodológicos que proporcionen los resultados más adecuados para el área de estudio, en relación con las características geológicas, geomorfológicas, estratigráficas, estructurales y sedimentológicas del área de caso; estableciendo las incertidumbres asociadas a cada uno de ellos.

2.2. *Hipótesis de la investigación*

Se plantean las siguientes hipótesis sobre la base de las características del área de estudio y de su dependencia con el agua subterránea:

La recarga del acuífero libre es autóctona y directa y está condicionada fuertemente por las características geológicas, geomorfológicas y edáficas de la región, así como de la vegetación y los usos de los suelos (variabilidad espacial tanto lateral como vertical). La recarga del acuífero semiconfinado es principalmente alóctona y además recibe agua del acuífero libre suprayacente. El río Salado constituye la zona de descarga del agua subterránea.

La variabilidad espacial y temporal de las características climáticas de la región en relación con la geología, geomorfología, suelos, vegetación y usos de los suelos, condicionan los montos y períodos de recarga al acuífero libre.

La correcta definición del *modelo conceptual de funcionamiento del sistema hídrico subterráneo*, contribuye a la identificación de las fuentes y a la comprensión de los mecanismos de recarga a los acuíferos, y de esta manera a la selección de los métodos más adecuados para la región.

La utilización de distintas metodologías de estimación de recarga sustentadas en principios básicos diferentes, permiten comparar resultados y minimizar las incertidumbres.

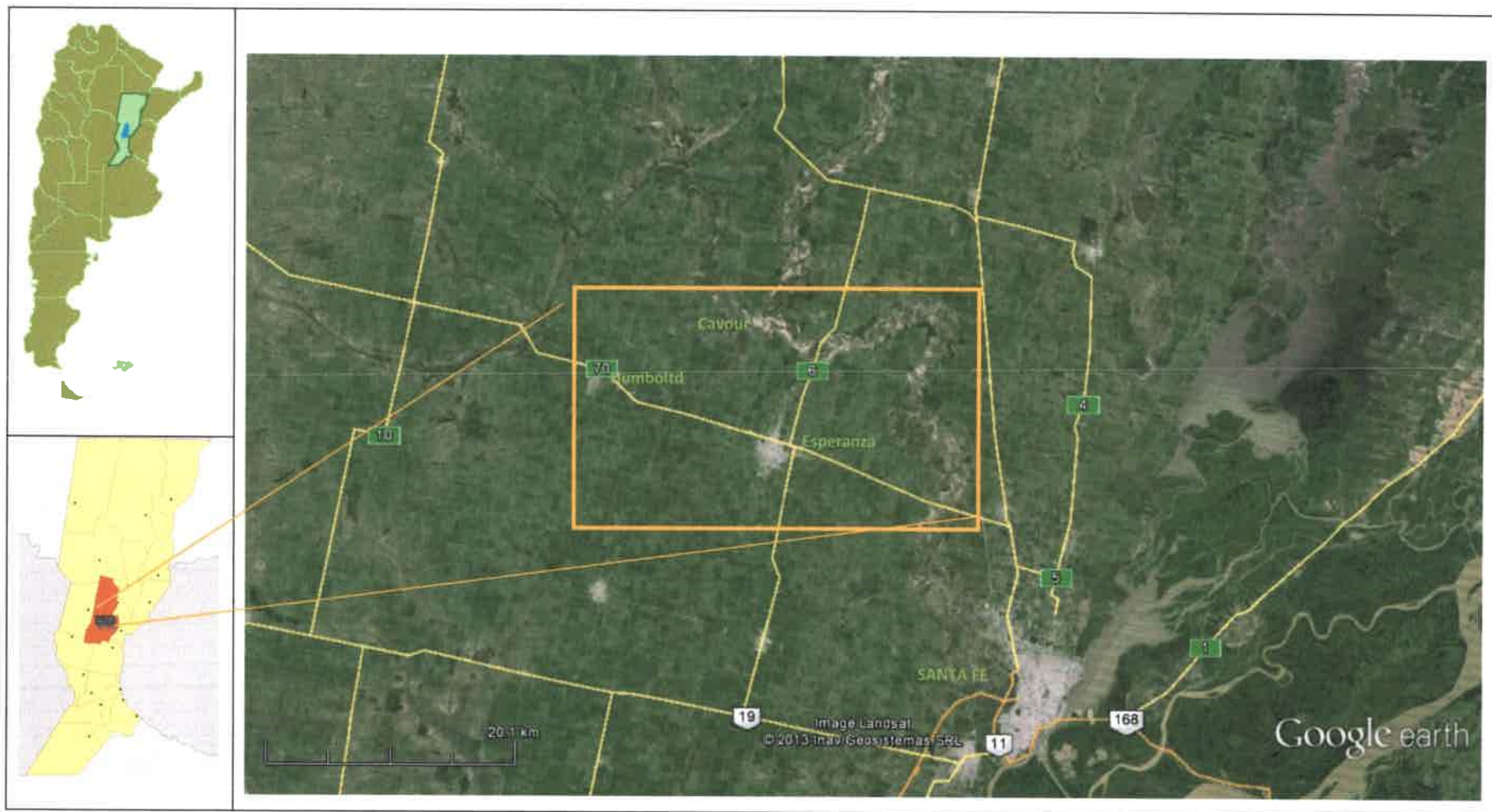


Figura 2.1. Localización del área de estudio (Imagen Google earth capturada el 26-07-2013)



Figura 2.2. Ubicación del área de estudio

Capítulo 3. Metodología

En este Capítulo se presentan conceptos básicos y definiciones sobre recarga a los acuíferos; un análisis comparativo de las principales metodologías para la evaluación de la *recarga directa a los acuíferos* y de la confiabilidad en la estimación de la recarga; algunos criterios de selección de la metodología más adecuada para un área determinada y las metodologías seleccionadas para su aplicación en el área de estudio de esta Tesis, resaltando algunas de sus ventajas y desventajas.

Además se presenta una propuesta metodológica para la determinación cualitativa de las posibilidades de recarga directa a acuíferos libres en medios porosos y su zonificación en una determinada área, basada en las características geológicas e hidrogeológicas, geomorfológicas, edafológicas y del uso del territorio de la misma.

3.1. Conceptos y Definiciones

3.1.1. Definición de recarga a los acuíferos

En términos generales, la *recarga a los acuíferos* podría definirse como el agua que alcanza el nivel freático, proveniente de cualquier dirección –desde arriba, abajo o lateralmente– constituyendo un aumento de la reserva de agua subterránea (Simmers in Lerner et al., 1990). En la Figura 3.1 se puede distinguir el proceso de recarga dentro del ciclo hidrológico del agua.

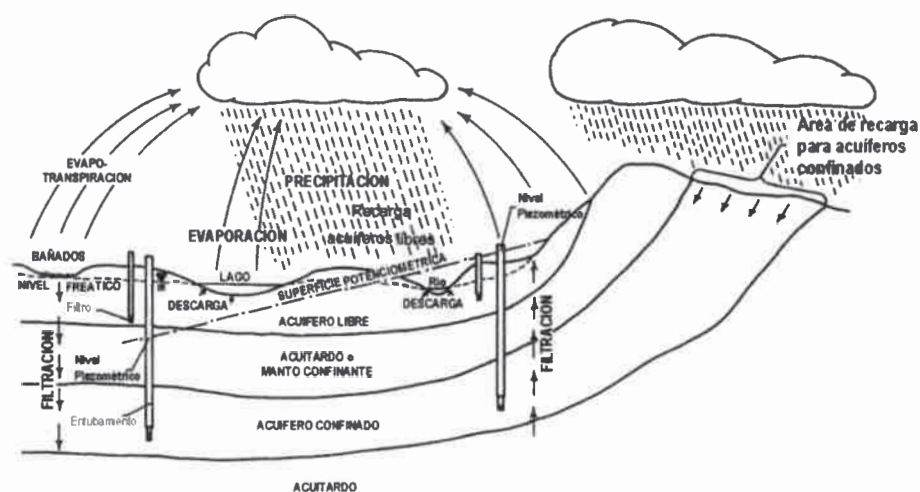


Figura 3.1. Ciclo hidrológico del agua. Recarga a los acuíferos.

En muchos estudios de la zona no saturada se utilizan términos como *infiltración eficaz* o *percolación* para describir el movimiento del agua por debajo de la zona radicular y a menudo se lo iguala al término recarga a los acuíferos (Scanlon et al., 2002). En otros estudios más específicos sobre evaluación de recursos hídricos subterráneos se lo denomina *recarga en tránsito* (Samper Calvete, 1997; Custodio Gimena, 1998).

Sin embargo, no siempre el agua que sale de la zona radicular alcanza el nivel freático. Rushton demostró en 1988 que estas dos cantidades podían ser diferentes debido principalmente a las *características de la zona no saturada* y a la *incapacidad del acuífero de recibir ese volumen de agua*. En el primer caso tuvo en cuenta la presencia de horizontes de baja permeabilidad, donde el descenso de agua podría verse obstaculizado o disminuido y así favorecer el movimiento horizontal del agua. El agua podría escurrir subsuperficialmente, descargar en depresiones o evapotranspirar y de esta manera no alcanzar el reservorio de agua subterránea. En el segundo caso hace referencia a la situación en que los niveles freáticos se encuentran cercanos a la superficie del terreno y por lo tanto el excedente entre la precipitación y la evapotranspiración no puede ingresar al subsuelo, se acumula en la superficie - anegamiento- o se transforma en escurrimiento superficial, dependiendo de la pendiente del terreno.

Así, el autor introduce el término **recarga potencial** significando el agua que se encuentra disponible para recargar al acuífero desde la zona del suelo (pero que puede no hacerlo) y lo distingue de la **recarga real** que es la que alcanza efectivamente el nivel acuífero.

3.1.2. Fuentes y procesos o tipos de recarga

El agua que recarga los sistemas acuíferos tiene diferente origen. En general la recarga ocurre **naturalmente** y el agua que ingresa a los acuíferos proviene principalmente de la precipitación, ríos, lagos y canales, otros acuíferos, etc. Pero además puede ser inducida **artificialmente** por el hombre como resultado de diferentes actividades, como irrigación, pérdidas provenientes de la urbanización, etc.; o como

parte de prácticas programadas para aumentar la disponibilidad de agua en regiones con escasez de agua.

Se pueden reconocer dos tipos principales de recarga en relación con los mecanismos o procesos de recarga: **directa e indirecta** (Simmers in: Lerner et al., 1990, Simmers, 1998).

Recarga directa: es la que incrementa el volumen de agua del acuífero por percolación directa vertical a través de la zona no saturada. Representa el agua resultante de la diferencia entre la precipitación y la evapotranspiración, escurrimiento superficial y almacenamiento del suelo:

$$\text{recarga} = \text{precipitación} - \text{escurrimiento superficial} - \text{evapotranspiración real} \\ \pm \text{almacenamiento de humedad del suelo}$$

Otros autores suelen llamar a este tipo de recarga como **recarga local o difusa** (Walker et al., 2001)

Recarga indirecta: resulta de la percolación de agua proveniente de ríos y lagos y que alcanza los niveles de agua subterránea. Dentro de este tipo se encuentra la **recarga localizada** que es la recarga proveniente de pequeñas depresiones ubicadas en la superficie del terreno. Walker et al. (2001) la denominan **recarga puntual o localizada**. Otros autores como Lerner et al (1990) consideran en este grupo al agua proveniente de vías preferenciales como grietas, fracturas, etc.

En la Figura 3.2 se presentan, en forma simplificada, los procesos de recarga para zonas áridas y semiáridas propuesto por Lloyd (En: Lerner (1990)). Sin embargo el autor afirma que esta representación también es válida para regiones bajo otros regímenes climáticos: “los procesos hidrológicos en regiones áridas no son diferentes de aquellos que tienen lugar bajo otros regímenes climáticos, excepto que en algunas circunstancias las relaciones entre los procesos está más acentuada bajo condiciones de aridez y los montos involucrados en estos procesos son frecuentemente más extremos”.

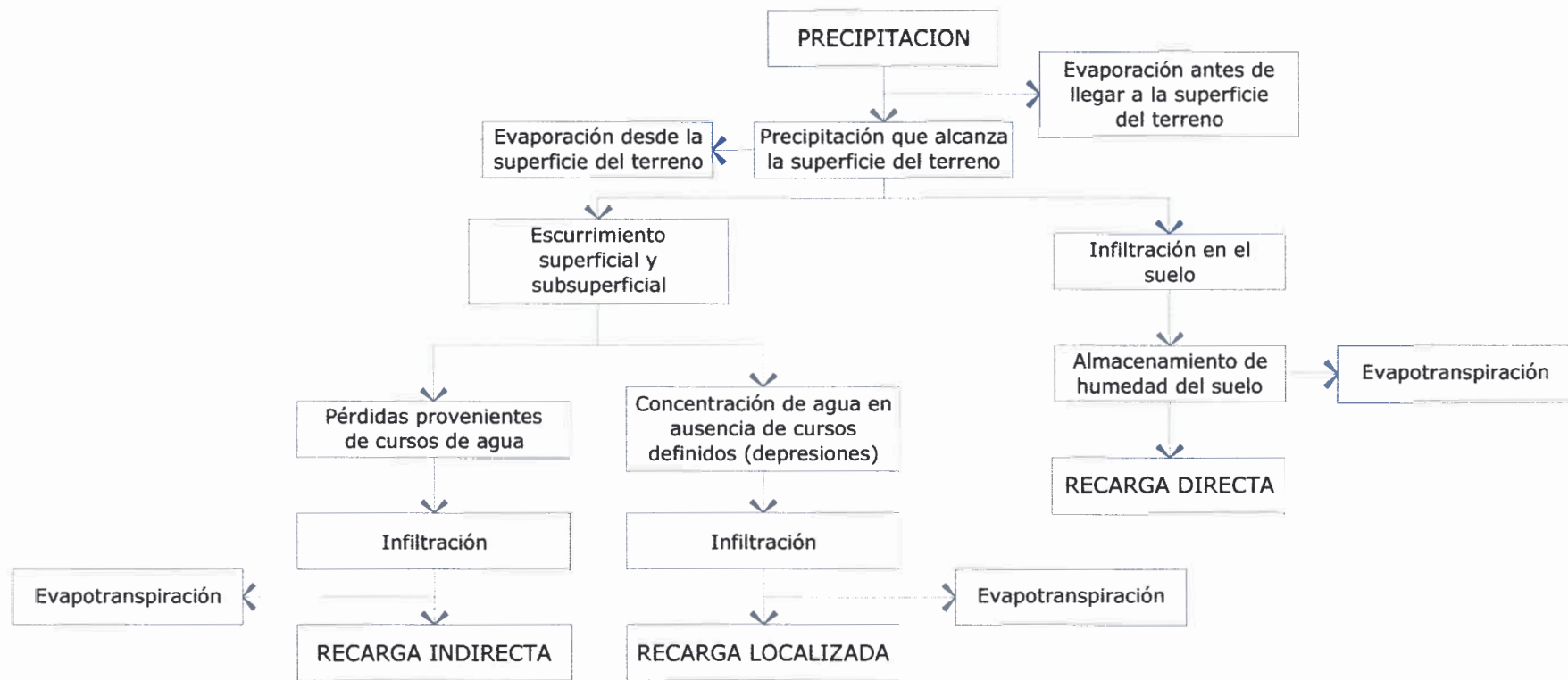


Figura 3.2. Mecanismos de recarga a los acuíferos. Tomado de Lloyd (En: Lerner (1990))



Algunos autores como Sharma y Hughes, Johnston (En: Lerner et al., 1990) sostienen que las definiciones de recarga directa e indirecta son una simplificación de la realidad ya que en los procesos de recarga antes mencionados no se consideran explícitamente las recargas laterales, los flujos preferenciales que pueden ocurrir conjuntamente con la recarga directa, y la combinación de recarga directa e indirecta que pueden presentarse en muchos sitios.

3.1.3. Principales factores que intervienen en la recarga a los acuíferos.

Numerosos factores intervienen en la recarga a los acuíferos. Entre los principales factores que se citan en la bibliografía específica (Lerner et al., 1990; Custodio, 1998; Walker et al., 2001; entre otros) se encuentran aquellos relacionados con el clima, la vegetación, los suelos y la geología:

Clima: La disponibilidad de agua para recargar en forma directa a los acuíferos dependerá de la *precipitación* (en forma de lluvia, nieve, etc.), del volumen de agua caída, de su intensidad y duración, y distribución espacial y estacional. Pero además dependerá del fenómeno de *evapotranspiración* –agua evaporada directamente de la superficie del suelo más la transpirada por la vegetación- que a su vez es función de la radiación solar, insolación, poder evaporante de la atmósfera, etc.

Topografía: en general la pendiente del terreno juega un papel importante en los procesos de recarga -las fuertes pendientes favorecen el escurrimiento superficial y así la infiltración será poco importante, mientras que en terrenos llanos prevalece la infiltración al escurrimiento superficial. Por otra parte, la presencia de depresiones en el terreno favorecerá la acumulación de agua y en función del tiempo de permanencia de la misma y de las características físicas de los suelos, la misma tendrá posibilidades de infiltrar y por consiguiente de recargar a los acuíferos.

Suelos: el tamaño de los granos y poros de un suelo definen su *textura* -proporción relativa de la fracción arena, limo y arcilla. La existencia de poros grandes reduce la tensión superficial y favorece la entrada de agua en la zona del suelo. Pero por otra

parte y en función de la *estructura* de los suelos -disposición relativa, forma, tamaño y coherencia de los agregados-, el agua podría arrastrar los elementos más finos hacia el interior del suelo y bloquear poros y grietas impidiendo o retardando la infiltración. El *espesor* del suelo también puede condicionar las posibilidades de recarga de un acuífero. En el caso de suelos someros o ausencia de los mismos, la recarga a los acuíferos se verá favorecida. Estas características de los suelos (textura, estructura) imponen a los mismos una *capacidad de almacenamiento y drenaje* de agua particulares. Por ejemplo un suelo arenoso tendrá generalmente una capacidad de retención de humedad baja (bien drenado) con lo cual el agua sería eliminada del suelo por escurrimiento superficial y/o percolación profunda -en este último caso se produciría recarga a los acuíferos.

Vegetación: una *cobertura vegetal* densa podría reducir la cantidad de agua disponible para recargar directamente a los acuíferos debido a los procesos de intercepción y transpiración de las plantas. Pero por otra parte, el movimiento del agua a través de las plantas sería más lento y la erosión del terreno y el escurrimiento superficial serían menores con lo cual existirán mayores posibilidades de infiltración. Es por ello que la forestación de un área podría resultar en un elemento favorable para aumentar la recarga a los acuíferos. La cantidad de agua que puede percolar hacia un acuífero también estará condicionada por el *tipo de cobertura vegetal* (incluyendo los cultivos en áreas agrícolas), su *estacionalidad* y la *profundidad de las raíces*. Las plantas anuales crecen, florecen, dan su fruto y mueren y necesitan agua durante su crecimiento; la mayoría de ellas desarrollan raíces no muy profundas, en cambio la vegetación perenne crece durante todo el año y generalmente desarrolla raíces más profundas para tomar agua del subsuelo. En condiciones de sequías la elevada transpiración de la vegetación -debida a la gran capacidad de succión y longitud de las raíces de muchas plantas- reduce notablemente la recarga a los acuíferos.

Riego y prácticas agrícolas: el riego constituye un volumen de agua adicional que podría aumentar la disponibilidad de agua para recargar a los acuíferos. Las pérdidas de agua de los canales de irrigación también podrían contribuir a recargar los acuíferos. La preparación del terreno en zonas agrícolas -rompimiento del piso de arado u horizonte

compactado para facilitar la penetración de las raíces- favorecería la infiltración del agua de lluvia o riego y por consiguiente la recarga a los acuíferos. Debería tenerse presente que la calidad del agua de recarga dependerá del tipo de práctica que se realice y de la calidad del agua de riego.

Zona no saturada: las características hidráulicas de la zona no saturada influyen en el proceso de recarga a los acuíferos. El flujo de agua en esta zona está gobernado por la ley de Darcy, con la diferencia –respecto del flujo en el medio saturado- que la conductividad hidráulica varía con el contenido de humedad. Además el contenido de humedad y la tensión de succión varían en el tiempo y el espacio. La presencia de flujos preferenciales, variabilidad espacial de la conductividad hidráulica y presencia de macroporos en esta zona también influyen en las posibilidades de recarga.

Presencia de cuerpos de agua superficiales: la presencia de ríos y lagos influentes juegan un papel relevante en la evaluación de la recarga (indirecta) a los acuíferos. La misma estará condicionada por las características del lecho de estos cuerpos de agua (conductividad hidráulica, ancho, etc.); del flujo que circula (caudales, velocidad, frecuencia del flujo, etc.) y del acuífero que es recargado (profundidad del agua subterránea, conductividad hidráulica, etc.).

3.1.4. Variabilidad temporal de la recarga a los acuíferos.

Generalmente, la recarga a los acuíferos no es constante en el tiempo. Balek (En: Simmers, 1988) distingue varios tipos de recarga en relación con el tiempo: recarga en períodos cortos (episódica), recarga estacional, recarga permanente y recarga histórica.

La ***recarga en períodos cortos (episódica)*** es la que ocurre ocasionalmente luego de una lluvia intensa, mientras que la ***recarga estacional*** es la que ocurre regularmente, por ejemplo durante los períodos húmedos de una determinada región.

La ***recarga permanente*** es la que ocurre en forma continua. Es prácticamente excepcional en condiciones naturales, aunque puede ocurrir en algunos sectores

tropicales donde exista un flujo vertical descendente en forma casi permanente, por algunos ríos y lagos influentes en zonas templadas. También podría tener lugar en algunas situaciones de recarga artificial por ejemplo en canales construidos por el hombre que transporten agua en forma permanente.

La *recarga histórica (geológica)* es aquella que ha ocurrido en tiempos históricos y/o geológicos y ha contribuido a la formación de los recursos hídricos subterráneos actuales.

3.1.5. Variabilidad espacial de la recarga a los acuíferos.

Como se mencionó en el ítem 3.1.3. de este capítulo, los procesos de recarga a los acuíferos intervienen numerosos factores relacionados con el clima, la geología, la geomorfología, los suelos, la vegetación, los usos de los suelos, etc. En la mayoría de los casos, estos factores varían de un sitio a otro con lo cual la recarga también será variable en el espacio.

En primer lugar se debe recordar que los procesos meteorológicos, entre ellos la precipitación, la evaporación y la transpiración, ocurren continuamente en la atmósfera y varían estacionalmente en cada región y de una región a otra. Por otra parte y como expresa Balek, En: Simmers (1988), las propiedades de los suelos y de los acuíferos varían tanto lateral como verticalmente. En las áreas de recarga, las características del perfil del suelo y subsuelo pueden presentar una variabilidad importante en sentido vertical debido a la variación en los espesores de la zona del suelo, presencia de vías preferenciales, etc. En el caso de suelos someros o ausencia de los mismos, presencia de depresiones, fisuras y fracturas, se podría esperar una recarga a los acuíferos importante.

El mismo autor también considera que las variaciones espaciales de la pendiente del terreno y de la pendiente entre las capas del suelo y subsuelo, juegan un papel importante en los procesos de recarga. En el primer caso esta variación condicionará el escurrimiento superficial y los procesos de infiltración en el suelo. En el segundo, podrían tener lugar movimientos laterales del agua que infiltra.

3.1.6. Recarga a los acuíferos en regiones áridas, semiáridas y húmedas.

Como se vio en el ítem 3.1.3 de este capítulo, Loyd (En: Lerner et al., 1990) afirma que los procesos hidrológicos en regiones áridas no son diferentes de aquellos que tienen lugar bajo otros regímenes climáticos, excepto que en algunas circunstancias las relaciones entre los procesos está más acentuada bajo condiciones de aridez y los montos involucrados en estos procesos son frecuentemente más extremos.

En ese sentido Falkemark (Tomado de Knutsson G. En: Simmers I., 1988) esquematiza las principales características de la recarga a los acuíferos en climas áridos y húmedos (Figura 3.3).

En climas húmedos la precipitación, en términos anuales, es mayor que la evapotranspiración, se producen excesos hídricos aunque también ocurren déficits en forma estacional. El agua en exceso puede almacenarse en depresiones, escurrir superficialmente y/o recargar los acuíferos. La recarga es principalmente autóctona y directa y estará condicionada fuertemente por las características geológicas, geomorfológicas y edáficas de la región. En estos climas la mayoría de los ríos son permanentes y en general, zonas de descarga del agua subterránea.

En climas áridos y semiáridos predominan los fenómenos de evaporación y evapotranspiración, se producen déficits hídricos -aunque también pueden ocurrir excesos en forma estacional-, la recarga ocurre preferentemente en forma localizada e indirecta y es generalmente escasa pero muy variable. En estos climas la mayoría de los cursos de agua son influentes.

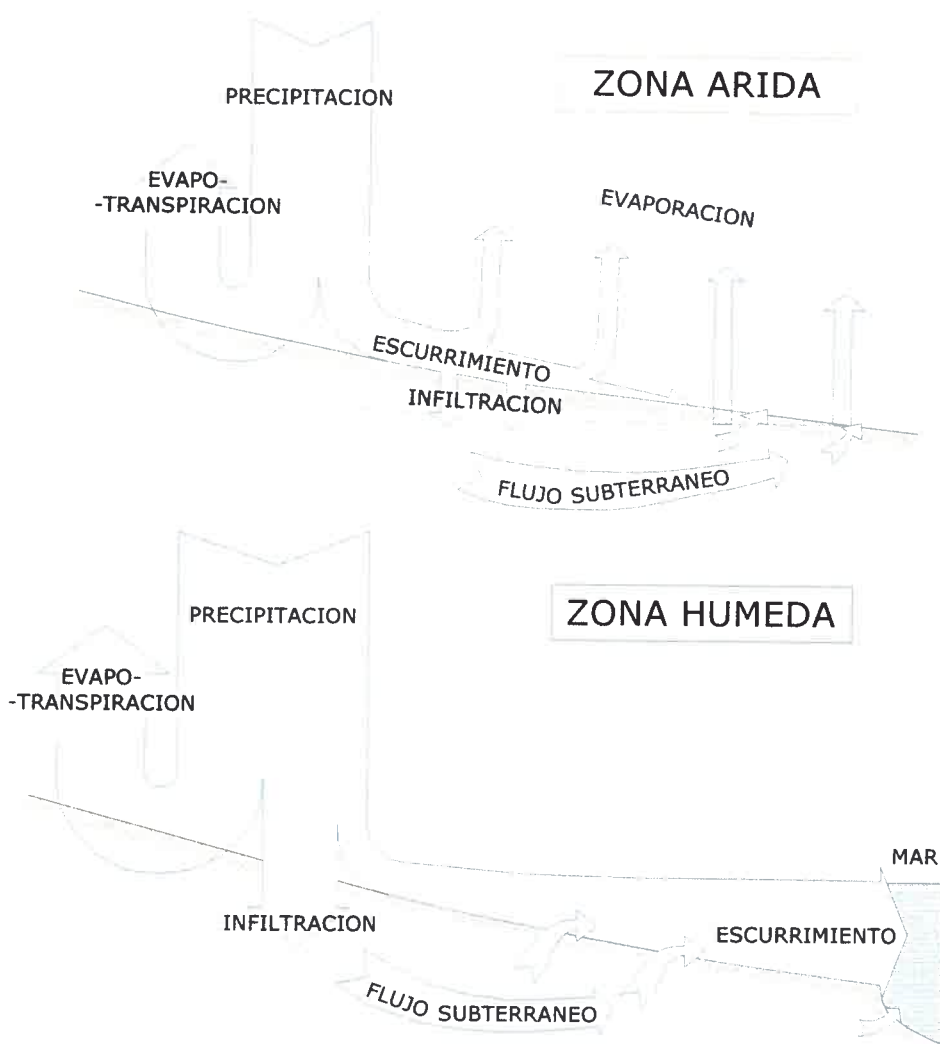


Figura 3.3. Recarga y descarga hacia y desde los acuíferos bajo climas húmedos y áridos. De Falkemark (Tomado de Knutsson G. En: Simmers I. 1988)

3.2. Principales procedimientos metodológicos para la estimación de la recarga

Existen diversos procedimientos metodológicos descritos en la bibliografía para la evaluación de la recarga a los acuíferos. Lerner et al. (1990) agrupan a estos procedimientos en: mediciones directas, métodos de balance de agua, basados en la ley de Darcy, técnicas con trazadores, entre otros métodos y sugieren realizar esta evaluación en forma separada para cada una de las fuentes de recarga, que como se mencionó en el ítem 3.1 de este capítulo, puede provenir de la precipitación, ríos, riego, urbanización, etc. Scanlon et al. (2002) proponen una clasificación basada en la zona a partir de la cual se obtiene la información (zona no saturada, saturada y agua superficial), distinguiendo en ella, al igual que Lerner et al. (1990), métodos de balance de agua, físicos, técnicas con trazadores y modelos numéricos. Esta clasificación se presenta a continuación en forma de cuadro (Cuadro 3.1).

3.2.1. Análisis comparativo entre los métodos de evaluación de la recarga a los acuíferos

Los métodos de estimación de la recarga a los acuíferos presentan características distintivas: magnitud, escala de tiempo y espacial que pueden representar. Sobre la base de un análisis y discusión de estudios de recarga a los acuíferos presentes en la literatura, Scanlon et al. (2002) concluyen que en general los métodos de evaluación de la recarga a los acuíferos pueden estimar recargas del orden de los 10 a los 500 mm anuales y, algunas de las metodologías requieren un volumen mínimo para la estimación de recarga a los acuíferos.

Por ejemplo consideran que las técnicas basadas en estudios de la zona no saturada, que utilizan trazadores químicos e isotópicos aplicados en superficie y trazadores como ^3H y ^{36}Cl , requieren una recarga mínima capaz de transportar estos trazadores en la zona del suelo (radicular); que otros trazadores como $^3\text{H}/^3\text{He}$ que se utilizan en la zona saturada requieren una recarga mínima de aproximadamente 30 mm anuales para poder confinar el ^3He y que a partir de las técnicas que utilizan el Cl como trazador ambiental (tanto en la zona saturada como no saturada) se pueden estimar valores de recarga muy bajos (inferiores a 10 mm).

<i>Métodos basados en estudios de la zona saturada</i>	Métodos de Balance de Agua	
	<i>Métodos físicos</i>	Fluctuación de los niveles de agua subterránea
		Basados en la ley de Darcy
	<i>Técnicas con trazadores</i>	Utilización de trazadores químicos e isotópicos (^3H , CFCs, $^3\text{H}/^3\text{He}$)
		Utilización de trazadores ambientales (Cl)
<i>Modelos numéricos</i>		
<i>Métodos basados en estudios de la zona no saturada</i>	Métodos de Balance de Agua	
	<i>Métodos físicos</i>	Implementación de lisímetros
		Basados en la ley de Darcy
		Seguimiento del perfil dinámico de humedad en la ZNS (plano de flujo cero)
	<i>Técnicas con trazadores</i>	Aplicación de trazadores químicos e isotópicos (Br, ^3H)
		Utilización de trazadores ambientales (Cl)
		Utilización de trazadores para la datación del agua (^3H , CFCs, $^3\text{H}/^3\text{He}$)
<i>Modelos numéricos</i>		
<i>Métodos basados en estudios de aguas superficiales</i>	<i>Métodos físicos</i>	Balace de agua en el curso superficial
		Medición de la infiltración/percolación desde o hacia cuerpos de agua superficiales
		Descargas de agua subterránea -flujo base (separación de hidrogramas)
	<i>Técnicas con trazadores</i>	Utilización de trazadores isotópicos constitutivos de la molécula de agua (^{18}O , ^3H)
		Utilización de la temperatura del agua de cursos superficiales como trazador.
	<i>Modelos numéricos</i>	

Cuadro 3.1. Metodologías para la evaluación de la recarga a los acuíferos

Tomado de Scanlon et al. (2002)

Por otra parte expresan que algunos métodos basados en estudios de la zona no saturada -como la implementación de lisímetros, aplicación de trazadores, plano de flujo cero-; el análisis de la fluctuación de los niveles freáticos en la zona saturada y los métodos basados en estudios de aguas superficiales, proveen generalmente una estimación de la recarga para períodos cortos (evento), aunque para períodos más prolongados se podría obtener un valor de recarga como sumatoria de los valores estimados para eventos individuales.

En la mayoría de los casos estas metodologías estiman la recarga a los acuíferos para el período que cuenta con registros. Sin embargo expresan que los modelos numéricos pueden predecir la recarga para prácticamente cualquier escala de tiempo, aunque las estimaciones que se basan en datos climáticos se limitan a períodos de aproximadamente 100 años y que la evaluación de la recarga a los acuíferos por medio de técnicas con trazadores (^{36}Cl , ^{14}C , CFCs, $^3\text{H}/\text{He}$, ^3H , Cl) pueden representar períodos más prolongados –aunque no consideran su variación en ese período sino más bien un valor de recarga integrado.

Lerner et al. (1990) y Samper (1998) presentan una síntesis de las características de los métodos de estimación de la recarga en relación con el paso de tiempo que pueden representar y la posibilidad de obtener buenos resultados (Cuadro 3.2)

		ESCALA DE TIEMPO					
		Instantáneo	Evento	Estacional	Anual	Histórico	Geológico
MÉTODO	Mediciones directas			S	S		
	Balance de agua		O	S	S	S	
	Basados en la ley de Darcy		S	S	S	S	
	Trazadores ambientales						
	Aplicación de trazadores artificiales			O			

Inaplicable Aplicable Posible extrapolación a partir de datos hidrométricos
 S = posible mediante la integración de resultados a escalas menores O = escala de tiempo óptima

Cuadro 3.2. Escalas de tiempo y calidad de los resultados.
Tomado de Lerner et al. (1990)

El área que un método de recarga puede representar es variable y, en general, las metodologías basadas en estudios de la zona no saturada y mediciones de la infiltración en estudios de aguas superficiales, proveen estimaciones puntuales de la recarga a los acuíferos y por lo tanto representan áreas pequeñas (del orden de pocos m^3) (Scanlon et al., 2002). En general, los métodos basados en estudios de la zona saturada pueden estimar la recarga a los acuíferos para áreas mayores que la de influencia del sitio de medición, ya que pueden integrar espacialmente los flujos de recarga de grandes áreas y por ello son frecuentemente utilizados en estudios de evaluación recursos hídricos subterráneos.

3.2.2. Confiabilidad en la estimación de la recarga a los acuíferos. Variabilidad espacial de la recarga en una cuenca.

Como se mencionó en el ítem 3.3.3 de este capítulo, la recarga a los acuíferos es difícil de medir directamente y aún en los casos en que se realice una medición directa ésta no siempre proporciona una magnitud de la recarga real por lo cual se recurre a diferentes metodologías para su estimación. Lerner et al. (1990) puntualizan sobre algunos aspectos que determinan la confiabilidad en la estimación de la recarga a los acuíferos, resaltando que ésta se encuentra sujeta a errores que pueden provenir de la incorrecta definición del modelo conceptual de funcionamiento del sistema acuífero, de la falta de consideración de la variabilidad espacial y temporal de la recarga –que podrían considerarse incertidumbres naturales-, de la incorrecta medición y/o estimación de las diferentes variables y parámetros y de los errores propios de la aplicación de modelos numéricos no validados para diferentes condiciones. Consideran que uno de los errores más frecuente en la estimación de la recarga a los acuíferos –y de hecho uno de los más graves- es la incorrecta definición del ***modelo conceptual de funcionamiento del sistema hídrico subterráneo***, particularmente cuando no se conoce el origen de la recarga o se realizan demasiadas simplificaciones del proceso de recarga como por ejemplo cuando no se conoce la existencia o no se considera la presencia de capas de baja conductividad hidráulica que podrían dar lugar a flujos laterales hacia un área de descarga determinada con lo cual el agua no alcanzaría la zona saturada. Además, al considerar que la mayoría de los procesos de recarga no tienen una relación

lineal respecto del tiempo y del espacio, ante una precipitación de igual magnitud pero diferente intensidad, los volúmenes de recarga a un mismo acuífero podrían ser notablemente diferentes debido a que si la intensidad de la precipitación es baja y la evapotranspiración es elevada es probable que la recarga sea nula, pero si la intensidad es elevada es posible que el suelo se sature más rápidamente dando lugar a una percolación profunda y por consiguiente a la recarga al acuífero.

También subrayan que, en ocasiones, se pueden cometer errores de medición, lectura y/o transferencia de las diferentes variables que intervienen en una metodología determinada (ya sea humanos o por mal funcionamiento y/o calibración de equipos de medición y/o determinaciones analíticas en laboratorio), de cálculo y transformaciones de unidades y que estos errores pueden ser transferidos a la estimación de la recarga (aunque algunos podrían ser evitados adoptando mayores precauciones y controles más estrictos); que en la estimación de parámetros también se introducen errores por la consideración de expresiones empíricas y semiempíricas, valores tabulados o extrapolados de otras áreas y que los modelos numéricos pueden incorporar una incertidumbre adicional cuando no son capaces de representar un proceso físico (incertidumbre en la estructura del modelo), y no haya sido validado para diferentes situaciones. Finalmente sugieren que, para minimizar la incertidumbre en la estimación de la recarga a los acuíferos, se apliquen y comparen diferentes procedimientos metodológicos corroborados con mediciones directas en campo. Estos métodos muchas veces se complementan y permiten redefinir el modelo conceptual de funcionamiento del sistema y en particular del proceso de recarga, por lo que la estimación de la recarga podría considerarse como un proceso iterativo, en el cual las estimaciones se controlan y comparan con los resultados de la aplicación de otros métodos y otros datos.

Por otra parte, en una misma cuenca o área de estudio, la recarga a los acuíferos puede variar en función de numerosos factores: precipitación, geología, suelos, topografía, vegetación, uso del suelo, condición de los acuíferos, entre otros y que la mayoría de ellos varía en el espacio; por lo que deberían realizarse estimaciones de la recarga a los acuíferos en áreas homogéneas. Esto resultaría en una subdivisión de la cuenca o área de estudio en áreas homogéneas, con un requerimiento de información

más detallada y un consecuente aumento del tiempo para el desarrollo de las metodologías y de los costos involucrados.

3.2.3. Criterios de selección de la metodología adecuada

En el Cuadro 3.3 se presenta una comparación de los métodos de evaluación de la *recarga directa* a los acuíferos propuesta por Lerner et al. (1990), de gran utilidad para la selección de la metodología adecuada a un caso de estudio particular, que considera la aplicabilidad, confiabilidad o precisión, requerimientos de información, facilidad de uso, tipo de estimación, costos y tiempo requerido de cada uno de ellos.

Scanlon et al. (2002) proponen tener en cuenta para la selección del método más adecuado: el proceso que da lugar a la recarga, el objetivo del estudio, tipo de clima, disponibilidad de información y costos para la adquisición de información complementaria e implementación de la metodología. Pero, además sostienen que se deberán considerar las características distintivas de cada método en relación con la magnitud de la recarga, escala espacial y temporal que el método pueda representar y por último con la precisión y confiabilidad con la que cada uno de ellos puede estimar la recarga. Los mismos autores consideran que la correcta definición del modelo conceptual de funcionamiento del sistema acuífero es fundamental para la identificación de las fuentes y la comprensión de los mecanismos de recarga a los acuíferos, y de esta manera la selección de los métodos más adecuados.

Además sostienen que el objetivo del estudio también juega un papel importante en la selección de la metodología de evaluación de la recarga a los acuíferos, ya que de él dependerá la escala espacial y temporal con la que se encararán las investigaciones. Por ejemplo, en estudios tendientes a la evaluación de los recursos hídricos subterráneos, la estimación de la recarga tendrá un carácter regional y por lo tanto las metodologías más adecuadas serían aquellas que representen áreas más extensas y períodos de tiempo estacional o anual. En estudios que tienen por objeto evaluar la vulnerabilidad a la contaminación de acuíferos, se preferirán metodologías para la estimación de la recarga a escala local, poniendo especial atención a la variabilidad espacial de la recarga y particularmente a la presencia de flujos preferenciales que

pueden favorecer el transporte de contaminantes hacia el medio subterráneo. Por otra parte los autores plantean que en zonas de clima árido, semiárido y húmedo se podrán aplicar diferentes metodologías para la evaluación de la recarga a los acuíferos. En el Cuadro 3.4 se presentan las técnicas más apropiadas para cada caso sugeridas por Scanlon et al. (2002).

Los mismos autores consideran que los métodos de balance de agua son menos confiables en zonas áridas y semiáridas que en zonas húmedas, debido a que en las primeras los errores resultantes de la aplicación del método podrían ser superiores a los montos de recarga a los acuíferos, y que los que utilizan trazadores químicos e isotópicos pueden presentar incertidumbres relacionadas con la determinación de pequeñas concentraciones de los trazadores.

Además sostienen que, si bien estas últimas determinaciones son costosas, algunos estudios que utilizan estas técnicas generalmente requieren pocas mediciones y pueden representar períodos de tiempo largos. Otros métodos que incluyen, por ejemplo, la implementación de lisímetros, redes freaticográficas, mediciones en la zona no saturada, etc. requieren la instalación de equipamiento específico, monitoreo continuo, mantenimiento, realización de ensayos de campo, etc., que en suma pueden resultar mucho más costosos. Por otra parte puntualizan que las incertidumbres relacionadas con la determinación de la conductividad hidráulica –en la zona saturada y no saturada-, su representatividad a escala de campo y su variabilidad espacial hacen que los métodos basados en la ley de Darcy introduzcan incertidumbres en las estimaciones de la recarga. Finalmente destacan que algunos métodos como por ejemplo los basados en la zona saturada, proveen una estimación de la recarga real, lo cual resulta más confiable que aquellos que realizan una estimación de la recarga potencial –estudios basados en aguas superficiales y zona no saturada.

Método	Lisímetros	Balace de humedad de suelo	Modelación numérica de la zona no saturada	Basados en la ley de Darcy (datos de campo)	Métodos con trazadores
Aplicabilidad	Todas las situaciones donde su construcción sea posible	Áreas húmedas, templadas o irrigadas, con suelos desarrollados	Suelos isotropos sin grietas, arcillas expansibles, canaliculos por raíces, etc.	Limitado a casos especiales	Todos los trazadores - zona no saturada; nivel freático por debajo de la zona radicular; mecanismo de flujo simple. Trazadores ambientales – condiciones hidráulicas estacionarias Aplicados – suficiente recarga para medir el movimiento
Precisión	Buena	Moderada a escasa en áreas semiáridas, disminuyendo a medida que aumenta la aridez. Debe ser calibrado	Teóricamente buena. Debe ser calibrado	Escasa a moderada en la zona no saturada, moderado a buena en la zona saturada	Moderada a buena
Requerimientos de datos	Todos los datos colectados in-situ	Datos meteorológicos diarios, más frecuentes en zonas más áridas. Conocimiento de la vegetación y de los patrones de cultivos	Datos meteorológicos diarios. Propiedades de los suelos (relaciones k-p- θ). Calibración de datos	Mediciones regulares de humedad de suelo y presión , relaciones k-p- θ	Datos históricos para trazadores ambientales. Perfiles de humedad de suelos y trazadores obtenidos por muestreos
Facilidad de uso	Para la construcción se requiere de un buen constructor y una supervisión cuidadosa. Para la operación se requiere un monitoreo diario realizado por técnicos capacitados	Simple	Generalmente considerado como una herramienta de investigación. La preparación de un código computacional, la obtención de los datos de las propiedades de los suelos y el uso de los modelos pueden ser difíciles y requerir tiempo.	Relativamente simple	La obtención del perfil de concentraciones de cloruros es relativamente simple. Para isótopos se requiere mayor experiencia y equipamientos especiales
Tipo de la estimación	Valor puntual. Sólo para períodos de observación normalmente cortos	Valor puntual o estimación para una zona homogénea	Valor puntual instantáneo	Valores puntuales en el período de tiempo de la colección de los datos	Valores puntuales, promediados para el período del perfil
Costos	Alto (instalación y mantenimiento)	Bajos si los datos están disponibles	Alto (mediciones de suelo y costo de personal elevado)	Alto (instalación y monitoreo)	Moderados en función de los costos de las determinaciones de cloruros e isótopos
Tiempo requerido	Extenso como para que se instale y sea posible la colección de datos (>1 año). Más largo para zonas áridas y semiáridas (>5 años)	Rápido si los datos están disponibles, en caso contrario tan extenso como el período de observación (varios años)	De 1 a 6 meses de trabajo si los datos están disponibles y se cuenta con capacidades para la modelación. De 6 a 34 meses en caso contrario.	Similar al requerido para lisímetros	Moderado. Los métodos en los que se aplican trazadores requieren por lo menos un período que abarque una estación húmeda, posiblemente varios años.

Cuadro 3.3. Comparación de los métodos de evaluación de la *recarga directa* a los acuíferos. Tomado de Lerner et al. (1990)

MÉTODO		
	Climas áridos y semiáridos	Climas húmedos
<i>Aguas superficiales</i>	Balance en cursos de agua	Balance en cursos de agua
	Mediciones de campo (infiltrómetros)	Mediciones de campo (infiltrómetros)
	Trazadores (temperatura)	Flujo base
	Trazadores isotópicos	Trazadores isotópicos
	Modelación numérica	Modelación numérica
<i>Zona no saturada</i>	Lisímetros	Lisímetros
	Plano de flujo cero	Plano de flujo cero
	Basados en la Ley de Darcy	Basados en la Ley de Darcy
	Trazadores Históricos (CFCs, $^3\text{H}/^3\text{He}$)	Aplicación de trazadores
	Trazadores Ambientales (Cl)	
	Modelación numérica	Modelación numérica
<i>Zona saturada</i>		Fluctuaciones de los niveles freáticos
		Basados en la Ley de Darcy
	Trazadores Históricos (CFCs, $^3\text{H}/^3\text{He}$)	Trazadores Históricos (CFCs, $^3\text{H}/^3\text{He}$)
	Trazadores Ambientales (Cl, ^{14}C)	
	Modelación numérica	Modelación numérica

Cuadro 3.4. Metodologías para la evaluación de la recarga a los acuíferos en zonas con climas áridos y semiáridos y húmedos. Tomado de Scanlon et al. (2002)

3.3. Selección de las metodologías a utilizar para el área de estudio

Sobre la base del análisis de los procedimientos metodológicos para la evaluación de la recarga a los acuíferos, aspectos relacionados con su magnitud, escalas temporal y espacial que cada método puede representar; confiabilidad en la estimación de la recarga, características del área de estudio y la disponibilidad de información, se seleccionaron las metodologías que se mencionan a continuación:

- Balance de agua a nivel de suelo
- Fluctuaciones de niveles freáticos
- Técnicas con trazadores ambientales

3.3.1 Balance de agua a nivel de suelo

Este método se basa en la ecuación de continuidad que considera que en un volumen de control determinado y para un tiempo determinado, las entradas de agua son iguales a las salidas más la variación de almacenamiento de agua en ese volumen. En términos generales para una cuenca, Scanlon et al. (2002) expresan:

$$P + Q_{\text{entrada}} = ET + Q_{\text{salida}} + \Delta S \quad (\text{ecuación 3.1}),$$

donde:

P = precipitación

Q_{entrada} = flujo de agua que ingresa a la cuenca.

ET = evapotranspiración

Q^{salida} = flujo de agua que sale de la cuenca

ΔS = variación de almacenamiento

En esta ecuación todos los términos (componentes del balance) se expresan en unidades de flujo (mm/día o mm/año), las entradas se encuentran subindicadas y las salidas supraindicadas. El flujo de agua que entra a una cuenca se puede expresar como la suma del flujo superficial, subsuperficial y subterráneo entrantes, lo cual es válido también para el flujo saliente.

Particularmente, para la aplicación de la metodología de balance de agua en el área de estudio, se utilizó la ecuación de continuidad en la subzona de la zona no saturada, que está comprendida entre la superficie del terreno y los extremos radiculares de la vegetación, generalmente afectada por procesos de evapotranspiración (Custodio & Llamas, 1983, Samper, 1998). El esquema simplificado adoptado se presenta en la Figura 3.4.

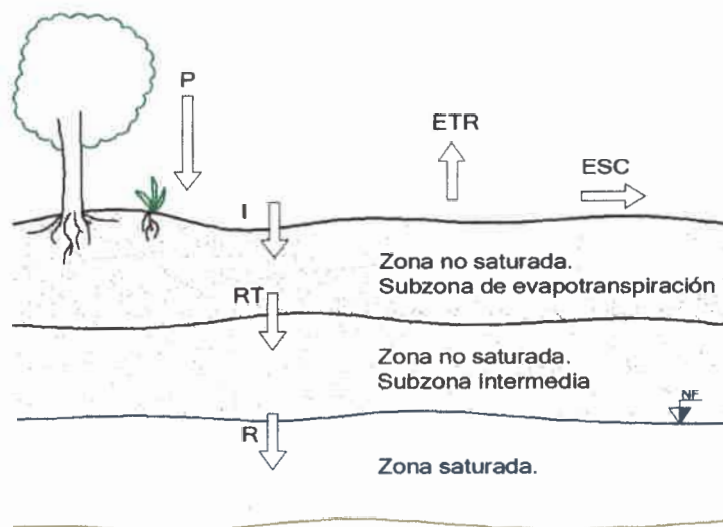


Figura 3.4. Esquema simplificado adoptado para la aplicación del balance de agua en la subzona de evapotranspiración.

En este esquema simplificado, la ecuación que expresa la continuidad en la subzona de evapotranspiración es:

$$P = ETR + EXC + \Delta S \quad (\text{ecuación 3.2})$$

donde:

P = precipitación

ETR = evapotranspiración real

EXC = exceso de agua

ΔS = variación del almacenamiento de agua en el suelo

$$EXC = ESC + RT \quad (\text{ecuación 3.3})$$

donde:

ESC = escorrentía superficial o directa

RT= recarga en tránsito (que coincidiría con la recarga si no existen flujos laterales en la zona no saturada)

R = recarga al acuífero

Para la aplicación de este esquema se debe cumplir que:

$$ETR \leq ETP$$

$$0 \leq S \leq SMAX$$

donde:

S = almacenamiento de agua (reserva de agua utilizable por las plantas)

ETP = evapotranspiración potencial

SMAX = capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo (reserva de agua útil máxima)

$$SMAX = CC - PMP \quad (\text{ecuación 3.4})$$

Siendo:

CC = capacidad de campo de un suelo

PMP = punto de marchitez permanente

3.3.1.1 Estimación de las variables que intervienen en el balance de agua

Estimación de la evapotranspiración potencial.

Existen numerosas metodologías para la estimación de la evapotranspiración potencial. Entre las más difundidas pueden mencionarse los métodos empíricos como, Thornthwaite y Blanney-Criddle, y los semiempíricos como el método de Penman. Los primeros estiman la evapotranspiración potencial solamente a través de la temperatura del aire mientras que los últimos combinan la ecuación de balance de energía, que tiene en cuenta la radiación; con la ecuación aerodinámica que considera la humedad y la velocidad del viento (Custodio & Llamas, 1983). Se utilizaron dos de las metodologías más ampliamente usadas:

Método de Thornthwaite

Thornthwaite y Mather, 1955 consideran la evapotranspiración potencial como la cantidad máxima de agua que puede volver a la atmósfera por evaporación y transpiración, considerando un desarrollo vegetal óptima y una capacidad de campo permanentemente completa; y la expresan:

$$ETP = K \varepsilon \quad (\text{ecuación 3.5})$$

Siendo:

$$\varepsilon = 16 \left(10 \frac{t}{I} \right)^a \quad (\text{ecuación 3.6})$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} i \quad (\text{ecuación 3.7})$$

$$i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1.514} \quad (\text{ecuación 3.8})$$

$$a = 675 \cdot 10^{-9} I^3 - 771 \cdot 10^{-7} I^2 + 1792 \cdot 10^{-5} I + 0.4929 \quad (\text{ecuación 3.9})$$

donde:

ETP = evapotranspiración potencial mensual [mm/mes]

K = coeficiente tabulado en función de la latitud y el mes, expresado en unidades de 30 días de 13 h cada uno (Thornthwaite y Mather, 1957)

ε = evapotranspiración potencial mensual sin ajustar [mm/día] para meses teóricos de 30 días con 13 h de insolación diaria

t = temperatura media diaria del mes [° C]

I = índice de calor anual

i = índice calórico mensual [° C]^{1.514}

a = coeficiente empírico que depende de I.

Método de FAO-Penman-Monteith

La evapotranspiración del cultivo de referencia E_{Toes} es la tasa de evapotranspiración de una superficie de referencia, que ocurre sin restricciones de agua y expresa el poder evaporante de la atmósfera en una localidad época del año específicas. No considera ni las características del cultivo, ni los factores del suelo sólo factores climáticos; por lo tanto, puede ser calculado a partir de datos meteorológicos

como radiación, humedad, temperatura y humedad del aire (FAO, 2006). El método FAO-Penman-Monteith utiliza la siguiente expresión para estimar ETo:

$$ET_o = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad \text{ecuación 3.10}$$

donde:

ETo = evapotranspiración de referencia (mm día⁻¹)

Rn = radiación neta en la superficie del cultivo (MJ m⁻² día⁻¹)

Ra = radiación extraterrestre (mm día⁻¹)

G = flujo del calor de suelo (MJ m⁻² día⁻¹)

T = temperatura media del aire a 2 m de altura (°C)

u2 = velocidad del viento a 2 m de altura (m s⁻¹)

es = presión de vapor de saturación (kPa)

ea = presión real de vapor (kPa)

es - ea = déficit de presión de vapor (kPa)

Δ = pendiente de la curva de presión de vapor (kPa °C⁻¹)

γ = constante psicrométrica (kPa °C⁻¹)

Estimación de excesos y déficits

Si se consideran como entradas de información para el cálculo del balance de agua, los valores de P y ETP para cada mes, se pueden calcular los valores de ETR, EXC y DEF. Para ello, se deben tener en cuenta dos situaciones en relación con los valores de P y ETP, a saber:

1) $P \geq ETP$ ($P - ETP \geq 0$): en este caso se satisface la ETP (por lo que ETR = ETP) y el sobrante de agua incrementa la reserva de agua útil; ΔS es positivo. Como S posee un límite máximo (SMAX) de existir un excedente de agua, éste se constituye en EXC (o sea escorrentía directa más recarga en tránsito).

2) $P < ETP$ ($P - ETP < 0$): en este caso la ETP no se satisface con la P, por lo que el almacenamiento de agua en el suelo, S, suministra agua para satisfacer esa ETP.

De esta manera $ETR = P \pm \Delta S$ con lo que la reserva de agua disminuye. Cuando la reserva de agua se agota (ya que la reserva de agua tiene un límite mínimo que es cero) y aún no se ha satisfecho la ETP, se produce un déficit (DEF).

A los efectos de calcular los excesos hídricos que permitirán evaluar la recarga en tránsito hacia el ambiente subterráneo, se aplicó el siguiente algoritmo de cálculo:

Para un mes genérico i , se calcula ΔS y S :

1) Si $(P - ETP)_i < 0$:

$$\text{Si } (P - ETP)_i > S_{i-1} \Rightarrow \Delta S_i = -S_{i-1}$$

$$\text{Si } (P - ETP)_i \leq S_{i-1} \Rightarrow \Delta S_i = (P - ETP)_i$$

2) Si $(P - ETP)_i \geq 0$:

$$\text{Si } (P - ETP)_i \leq (SMAX - S_{i-1}) \Rightarrow \Delta S_i = (P - ETP)_i$$

$$\text{Si } (P - ETP)_i > (SMAX - S_{i-1}) \Rightarrow \Delta S_i = SMAX - S_{i-1}$$

En todos los casos el almacenamiento final del mes se actualiza:

$$S_i = S_{i-1} + \Delta S_i$$

y EXC, ETR y DEF se calculan para cada mes como:

$$\text{Si } (P - ETP)_i \leq 0 \Rightarrow \text{EXC} = 0$$

$$\text{Si } (P - ETP)_i < 0 \Rightarrow \text{ETR}_i = P_i \pm \Delta S_i$$

$$\text{Si } (P - ETP)_i > 0 \Rightarrow \text{EXC}_i = (P - ETP)_i - \Delta S_i$$

$$\text{Si } (P - ETP)_i \geq 0 \Rightarrow \text{ETR}_i = ETP_i \quad \text{DEF}_i = ETP_i - \text{ETR}_i$$

Estimación de la escorrentía superficial

Se utilizó la metodología del Número de Curva (CN) del U.S. Soil Conservation Service (U.S. SCS, 1966) para la estimación de la escorrentía directa en el área de estudio. Este método considera que en una cuenca, la retención real es a la retención potencial máxima como el escurrimiento es al escurrimiento potencial:

$$\frac{[(P - Ia) - Q]}{S} = \frac{Q}{(P - Ia)} \quad (\text{ecuación 3.11})$$

donde:

P = precipitación,

Ia = retención inicial,

Q = escorrentía directa (ESC) y

S = retención potencial máxima.

La experiencia práctica demuestra que $Ia = 0.3 S$, por lo que se puede escribir:

$$Q = \frac{(P - 0.2S)^2}{(P + 0.8S)} \quad (\text{ecuación 3.12})$$

Los autores plantean una relación empírica entre la máxima retención y el Número de Curva (CN) en pulgadas:

$$CN = \frac{1000}{(10 + S)} \quad (\text{ecuación 3.13})$$

De esta manera, en áreas impermeables, la retención potencial máxima será nula cuando CN sea igual a 100 y en el caso en que no exista escorrentía directa, CN será igual a 0. CN se define como una función de las características de la cuenca: condición hidrológica de los suelos, uso del terreno y cobertura de suelos, y la condición de humedad antecedente a la ocurrencia de una tormenta.

El método parte de clasificar a los suelos teniendo en cuenta su capacidad para transmitir agua. Quedan así definidos cuatro grupos: **Grupo A** que tiene una capacidad de transmisión elevada, **Grupo B** moderada, **Grupo C** baja y **Grupo D** muy baja.

Por otra parte y considerando la estación del año y la lluvia caída durante los 5 días previos a la tormenta, el método distingue tres clases de condición de humedad antecedente: la **Condición I (CHAI)** que corresponde a suelos secos, la **Condición II (CHAI)** que es un caso promedio y la **Condición III (CHAI)** que corresponde a suelos casi saturados (Tabla 3.1).

Tabla 3.1. Condición de humedad antecedente

CHA	Precipitación de los cinco días anteriores a la tormenta considerada (pulgadas)	
	estación invernal	estación estival
I	< 0.5	< 1.4
II	0.5 – 1.1	1.4 - 3.1
III	> 1.1	>3.1

El Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos propone diferentes valores de CN para los distintos complejos hidrológicos suelo-cobertura o uso del terreno para una condición de humedad antecedente promedio (CHAI) (Tabla 3.2).

Para condiciones secas (CHAI) y húmedas (CHAIII), los números de curva equivalentes pueden calcularse como:

$$CN(I) = \frac{4.2CN(II)}{10 - 0.058CN(II)} \quad (\text{ecuación 3.14})$$

$$CN(III) = \frac{23CN(II)}{10 + 0.13CN(II)} \quad (\text{ecuación 3.15})$$

Con el valor de CN obtenido se calcula S y luego Q con las ecuaciones 3.13 y 3.12 respectivamente. Q representa el valor de escorrentía directa, denominado ESC en la ecuación de balance.

Recarga en tránsito

Finalmente, con los valores de excesos (EXC) y escurrimiento superficial (ESC) estimados se calcula la recarga en tránsito:

$$RT = EXC - ESC \quad (\text{ecuación 3.16})$$

Ventajas y Desventajas – Aplicabilidad

Lerner et al. (1990), Samper (1998), Scanlon et al. (2002), entre otros, expresan que el método de balance de agua es muy flexible, tiene la ventaja que puede ser aplicado para la estimación de la recarga proveniente de diferentes fuentes y requiere de información que “generalmente” se encuentra disponible.

Además puede aplicarse para una amplia gama de escalas de tiempo y espacio (desde lisímetros hasta modelos climáticos globales). La principal limitación se presenta en relación con la precisión de las mediciones y/o estimaciones de los términos del balance que finalmente determinarán la precisión y confiabilidad del método. Cuando la magnitud de la recarga a los acuíferos es pequeña en relación con la magnitud de los otros términos de la ecuación de balance, pequeños errores en la estimación de esos términos resultarán en una gran incertidumbre en la evaluación de la recarga a los acuíferos. Muchos autores han cuestionado la utilización de este método en regiones áridas y semiáridas ya que la evapotranspiración es muy elevada respecto de la precipitación y por consiguiente la recarga a los acuíferos estimada sería prácticamente despreciable. Sin embargo en muchas ocasiones, aún en estas regiones, la precipitación puede superar a la evapotranspiración en un evento lluvioso por lo cual parte del agua precipitada podría recargar a los acuíferos. En este caso se debería prestar especial atención al paso de tiempo utilizado para la estimación de la recarga a los acuíferos.

Tabla 3.2. Complejos hidrológicos suelo-cobertura o uso del terreno. (U.S. SCS, 1966)

<i>Uso del terreno o cobertura</i>	Práctica o tratamiento	Condición hidrológica	Grupo hidrológico de suelo			
			A	B	C	D
Barbecho	Hileras rectas	Mala	77	86	91	94
Cultivos en hileras	Hileras rectas	Mala	73	81	88	91
	Hileras rectas	Buena	67	78	85	89
	Por líneas de nivel	Mala	70	79	81	88
	Por líneas de nivel	Buena	65	75	83	86
	Terrazas a nivel	Mala	66	74	80	83
	Terrazas a nivel	Buena	63	71	78	81
Granos pequeños	Hileras rectas	Mala	65	76	84	88
	Hileras rectas	Buena	63	75	83	87
	Por líneas de nivel	Mala	63	74	83	85
	Por líneas de nivel	Buena	61	73	81	84
	Terrazas a nivel	Mala	61	73	79	83
	Terrazas a nivel	Buena	59	70	78	81
Legumbres tupidas	Hileras rectas	Mala	66	77	85	89
	Hileras rectas	Buena	58	73	81	85
Rotación de praderas	Por líneas de nivel	Mala	64	75	83	85
	Por líneas de nivel	Buena	55	69	78	83
	Terrazas a nivel	Mala	63	73	80	83
	Terrazas a nivel	Buena	51	67	76	80
Pradera o pastizal		Mala	68	79	86	89
		Regular	49	69	79	84
		Buena	39	61	74	80
	Por líneas de nivel	Mala	47	67	81	88
	Por líneas de nivel	Regular	35	59	75	83
	Por líneas de nivel	Buena	6	35	70	79
Pradera permanente		Buena	30	58	71	78
Bosques (lotes de bosques)		Mala	45	66	77	83
		Regular	36	60	73	79
		Buena	35	55	70	77
Cascos de ranchos			59	74	83	86
Caminos revestidos			73	83	87	89
Caminos con pavimentos duros			74	84	90	93

3.3.2 Fluctuaciones de los niveles freáticos

Los niveles freáticos ascienden y descienden en respuesta a diferentes fenómenos. Estas oscilaciones del agua subterránea pueden ser rápidas, estacionales o de períodos largos. Las oscilaciones rápidas pueden ocurrir como respuesta a precipitaciones, bombeos, variaciones de presión atmosférica, entre otros fenómenos, mientras que las estacionales se deben -en muchas áreas- a las variaciones estacionales de la precipitación, evapotranspiración e irrigación. Por otra parte las fluctuaciones de períodos largos (décadas) se pueden atribuir a cambios de clima (que ocurren naturalmente) y/o a cambios provocados por el hombre en el uso del territorio, bombeos, riego e infiltración inducida.

La fuente principal de recarga a los acuíferos es la infiltración profunda del agua de lluvia y ésta tiene un carácter intermitente, se produce de forma discontinua, con mayor intensidad en unas épocas que otras y de forma variable según los años. En algunos lugares las lluvias son inexistentes o no son suficientes para producir recarga durante varios meses del año, quedan claramente definidas las estaciones en las que se produce recarga y en las que normalmente no se produce. En lugares de clima húmedo y semihúmedo, la recarga producida en las estaciones húmedas del año consigue casi siempre alcanzar al acuífero y entonces se tiene un ciclo anual o semianual en las oscilaciones piezométricas según que en el año existan una o dos estaciones húmedas. Las variaciones estacionales quedan amortiguadas en profundidad, de modo que en acuíferos con el nivel freático profundo sólo pueden aparecer de forma marcada las diferencias de pluviometría de un año a otro y cuanto más profundo es el nivel freático más tarde se produce el efecto de recarga (Custodio y Llamas, 1983).

La recarga origina un ascenso de nivel de agua, luego, el agua se extiende hacia los lugares de descarga naturales o artificiales, dando origen a un descenso de niveles o recesión que se mantiene hasta el siguiente período de recarga. Las curvas de recesión suelen tener una forma exponencial decreciente, similar a la ley de disminución de caudales en cursos de agua o manantiales en los períodos no influenciados por recargas y/o extracciones; y son tanto más rápidas cuanto mayor es la transmisividad del acuífero, menor el coeficiente de almacenamiento y menor la distancia al lugar de salida

del agua. Esta curva de recesión se puede estimar con la siguiente ecuación (Custodio y Llamas, 1983):

$$h = h_0 e^{-\alpha t} \text{ (ecuación 3.17)}$$

donde:

h = nivel de agotamiento [L]

h_0 = nivel inicial [L]

α = coeficiente que depende de las características geométricas e hidrológicas del embalse subterráneo [$1/T$]

t = tiempo [T]

$$\alpha = (\pi^2 T)/(4 S_y L^2) \text{ (ecuación 3.18)}$$

donde:

L = distancia al nivel de descarga en el sentido del escurrimiento subterráneo [L]

T = Transmisividad [L^2/T]

S_y = coeficiente de almacenamiento (adimensional)

A modo de ejemplo en la Figura 3.5 se presenta un hidrograma de niveles freáticos promedio conjuntamente con un gráfico de barras de las precipitaciones semanales de la cuenca de Beaverdam Creek en Maryland, USA, realizado por Rasmussen y Andreasen (1959). En el hidrograma se pueden distinguir ascensos del nivel freático por efecto de la recarga producida por lluvia y períodos de recesión (las curvas de recesión se indican en líneas de punto).

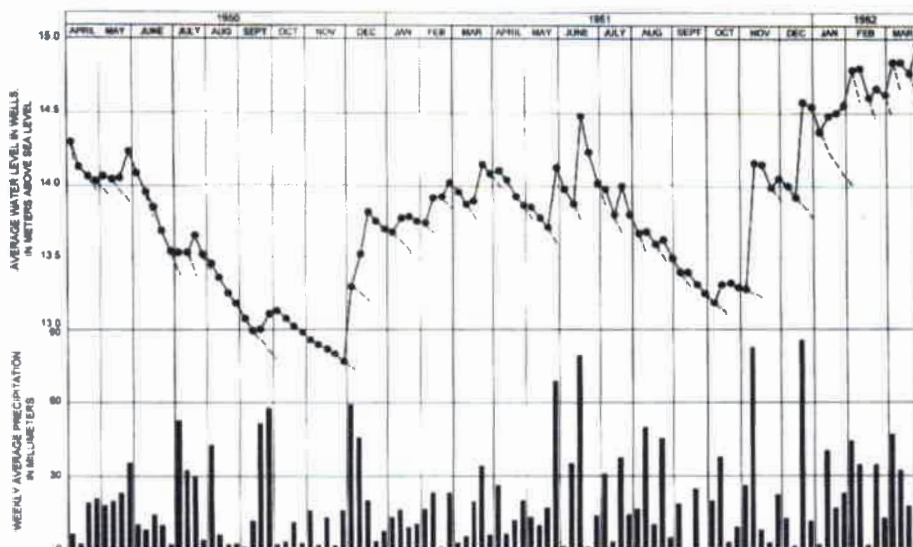


Figura 3.5. Niveles freáticos promedio y precipitaciones semanales para una cuenca en Maryland, USA. Tomado de Rasmussen y Andreasen, 1959.

A manera de síntesis se puede establecer el balance de agua subterránea para un área o cuenca, como:

$$R = \Delta S_{as} + Q_{fb} + ET_{as} + Q_{as}^s - Q_{as}^e \text{ (ecuación 3.19 a)}$$

donde:

R = recarga

ΔS_{as} = variación de almacenamiento de agua subterránea

Q_{fb} = flujo base

ET_{as} = evapotranspiración desde el acuífero

$Q_{as}^{saliente} - Q_{as}^{entrante}$ = flujo subterráneo neto desde el área de estudio, incluyendo bombeos

(as = agua subterránea)

y todos los componentes del balance se expresan en unidades de [mm/año].

Entre que el agua alcanza el reservorio de agua subterránea durante un evento de recarga hasta que pasa a formar parte de Q_{fb} , ET_{as} ó $Q_{as}^s - Q_{as}^e$ transcurre un tiempo τ .

Considerando que nivel freático asciende ante la llegada del agua de recarga, Healy y Cook (2002) expresan que la misma se puede estimar como:

$$R = Sydh/dt = Sy\Delta h/\Delta t \quad \text{(ecuación 3.19b)}$$

donde:

R = tasa de recarga [L/T]

Sy = coeficiente de almacenamiento [adimensional]

h = altura del nivel freático [L]

t = tiempo [T]

Se asume que el agua de recarga pasa al almacenamiento subterráneo (ΔS_{as}) en término de horas o días y que todos los otros componentes de la ecuación 3.19a son cero durante el evento de recarga. Así, las estimaciones de recarga serán tanto más precisas cuando el método se aplique para un período menor al tiempo τ .

Para obtener un valor de **recarga total**(evento de recarga) se debe aplicar la ecuación 3.19b para cada incremento de nivel freático en forma individual, considerando a Δh como la diferencia entre el pico de la elevación del nivel freático y el punto más bajo correspondiente a la extrapolación de la curva de recesión para el tiempo del pico. De manera similar, con la ecuación 3.19a se podrían estimar los cambios de almacenamiento subterráneo producidos en períodos más extensos como por ejemplo una estación del año o un año completo. Este valor es conocido como **recarga neta** y en este caso Δh sería la diferencia entre las mediciones de niveles freáticos correspondientes al inicio y final del período considerado. La diferencia entre la **recarga total** y la **recarga neta** es igual a la suma de la evapotranspiración desde el acuífero, el flujo base y el flujo subsuperficial neto desde el área considerada.

Ventajas y Desventajas - Aplicabilidad

Healy y Cook (2002) y Scanlon et al. (2002) señalan que este método es simple y fácil de usar, requiere del conocimiento del coeficiente de almacenamiento del acuífero y de las variaciones temporales de los niveles freáticos. Provee una estimación de la **recarga real** los acuíferos independizándose del proceso por el cual el agua atraviesa la zona no saturada para alcanzar el nivel de agua subterránea. Esta última circunstancia hace que la presencia de flujos preferenciales en la zona no saturada no restrinja la utilización de este método. Además los autores puntualizan que el método puede estimar la recarga a los acuíferos para áreas que varían entre decenas a cientos o miles de metros cuadrados - teniendo en cuenta que las fluctuaciones de los niveles freáticos ocurren como respuesta a una recarga promedio (en términos de espacio)- y para períodos de tiempo que varían desde un episodio (evento) de recarga hasta la longitud de un registro de niveles dado.

Consideran que la aplicación de este método en acuíferos libres poco profundos con marcados ascensos y descensos de los niveles freáticos arroja resultados óptimos y que en los acuíferos más profundos pueden no mostrar ascensos bien marcados del nivel freático debido a que los frentes de humedad tienden a dispersarse en grandes distancias. Sin embargo el método también ha sido aplicado en este tipo de acuíferos mostrando fluctuaciones estacionales del nivel freático. Subrayan que se debería prestar

especial atención a los casos en que la tasa de recarga a los acuíferos es constante e igual a la tasa de descarga del mismo –estado estacionario-, pues no se evidenciarían fluctuaciones de los niveles freáticos y el método no podría estimar la recarga. La principal incertidumbre asociada a este método radica en la evaluación del coeficiente de almacenamiento.

3.3.3. Técnicas con trazadores

Cook y Herczeg (2000) y Clark y Aravena (2003) entre otros investigadores puntualizan que las técnicas con trazadores químicos e isotópicos, principalmente con trazadores ambientales como ^{18}O , ^3H , ^3H , ^{14}C , ^{36}Cl , ^{39}Ar , ^3He , ^{35}S y CFCs, han sido y son ampliamente usadas como complemento de estudios hidrogeológicos básicos ya que pueden proveer información respecto de la procedencia del agua subterránea, de la edad o tiempo de residencia de la misma en los acuíferos, de la localización de las principales áreas de recarga y muchas veces cuantificar el volumen de agua que ingresa al acuífero (particularmente sobre la base de métodos de balance de masas de solutos).

Se desarrollarán sintéticamente a continuación algunas técnicas que utilizan isótopos constitutivos de la molécula de agua (^{18}O , ^3H) para la determinación de la procedencia del agua subterránea; isótopos como ^3H y ^{14}C para la determinación la edad o tiempo de residencia del agua en el sistema acuífero y trazadores ambientales como algunos elementos conservativos como el Cl para la cuantificación de la recarga a los acuíferos.

Para ello fueron consultadas y analizadas numerosas obras de importantes investigadores que han utilizado técnicas isotópicas en el campo de la hidrología. Entre ellas cabe destacar las obras de Fontes (1976), Fritz (1983), Mook (2000), Clark y Aravena (2003), Cook y Herczeg (2000), etc. e importantes informes publicados por la Agencia Internacional de Energía Atómica que refieren a los aspectos teóricos de las técnicas isotópicas y compilan numerosas aplicaciones y casos de estudio del mundo entero.

3.3.3.1 Utilización de técnicas isotópicas para la determinación de la procedencia del agua subterránea.

Isótopos del oxígeno y el hidrógeno

Como expresan Cook y Herczeg (2002) y Clark y Aravena (2003) en sus obras, la utilización de isótopos estables del hidrógeno y del oxígeno, constitutivos de la molécula de agua, es una técnica muy usada para evaluar aspectos cualitativos de la recarga a los acuíferos. Estos isótopos estables poseen un comportamiento físico-químico similar y tienen la ventaja que actúan como trazadores naturales de los movimientos del agua ya que la abundancia de los isótopos estables más pesados del oxígeno e hidrógeno es mucho menor en comparación con los isótopos más livianos (Tabla 3.3)

Tabla 3.3. Abundancia de los isótopos del hidrógeno y oxígeno
Tomado de Coplen et al. In: Cook y Herczeg (2001)

Hidrógeno		Oxígeno	
¹ H	99,985%	¹⁶ O	99,758%
³ H	0,0015%	¹⁷ O	0,038%
		¹⁸ O	0,304%

Las concentraciones absolutas de isótopos pesados son muy pequeñas por lo que se mide su variación relativa a una concentración patrón:

$$\delta [\%] = [R_{\text{muestra}} - R_{\text{patrón}} / R_{\text{patrón}}] * 1000 \quad (\text{ecuación 3.20})$$

donde:

R = relación isotópica = cociente entre el número de moléculas que contienen las especies pesada y liviana. (¹⁸O/¹⁶O, ³H/¹H).

En el caso del agua, el patrón está representado por la composición isotópica media de las aguas oceánicas SMOW (determinada por Graig en 1961) “Standard Mean OceanWater”. Teniendo en cuenta esta relación, si δ es positivo la muestra se encuentra enriquecida respecto del SMOW, mientras que si es negativo la muestra se encuentra empobrecida. Obviamente, δ es igual a cero para el agua de mar.

La abundancia relativa de los isótopos del hidrógeno y el oxígeno en la Naturaleza es afectada por el *fraccionamiento isotópico en equilibrio y cinético* - conocidos como fraccionamiento de Rayleigh- durante los procesos de evaporación y condensación. Los isótopos más livianos se evaporan más fácilmente, por lo tanto a medida que se separan la fase líquida y gaseosa se produce un cambio progresivo en la composición isotópica de la nube y de la lluvia.

En la práctica a través del principio de fraccionamiento isotópico se puede relacionar la composición isotópica de las aguas meteóricas con distintos parámetros geográficos y paleográficos; ya que existe una relación de proporcionalidad simple entre la temperatura de condensación de la base de la nube y la temperatura del suelo. Estos parámetros son: 1) Latitud: a mayor latitud, menor temperatura del suelo y por lo tanto menor contenido de isótopos estables; 2) Altitud: A mayor altitud, menor temperatura y por lo tanto menor contenido de isótopos. La composición isotópica de las precipitaciones varía aproximadamente 0,3% por cada 100 m de altitud. 3) Estación del año: las precipitaciones estivales poseen mayor contenido de isótopos estables que las precipitaciones invernales; 4) Período climático: las precipitaciones caídas bajo condiciones climáticas más frescas se encuentran empobrecidas en isótopos pesados comparadas con las caídas en períodos más cálidos, 5) Efecto de continentalidad: las precipitaciones en las estaciones continentales están empobrecidas en isótopos pesados.

En todos los procesos de evaporación y condensación del agua a lo largo del ciclo hidrológico, los isótopos de hidrógeno se fraccionan en proporción a los isótopos de oxígeno, debido a la diferencia de presión de vapor que existe entre las diferentes moléculas de agua, H₂O y HDO en un caso y H₂¹⁶O y H₂¹⁸O en el otro. Por lo tanto es normal que los contenidos de isótopos pesados de las precipitaciones sean codependientes. Se ha establecido, sobre la base de registros mundiales, que las precipitaciones que no han sufrido evaporación, obedecen a la relación:

$$\delta^3\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + d \quad (\text{ecuación 3.21})$$

donde:

d = exceso de deuterio (en la mayoría de los casos es próximo a 10).

Esta relación de tipo lineal es conocida como *línea de agua meteórica global* o *recta meteórica mundial* (Figura 3.6). La pendiente y ordenada al origen de esta recta pueden variar de un lugar a otro debido a la presencia de procesos de evaporación de agua de carácter local. Es por ello que para estudios específicos de un área dada se requerirá la determinación de una línea de agua meteórica *local*.

La constancia de la pendiente (aproximadamente = 8) en todos los fenómenos de precipitación se debe a que la condensación es un fenómeno de equilibrio, se produce en una “*atmósfera saturada*”.

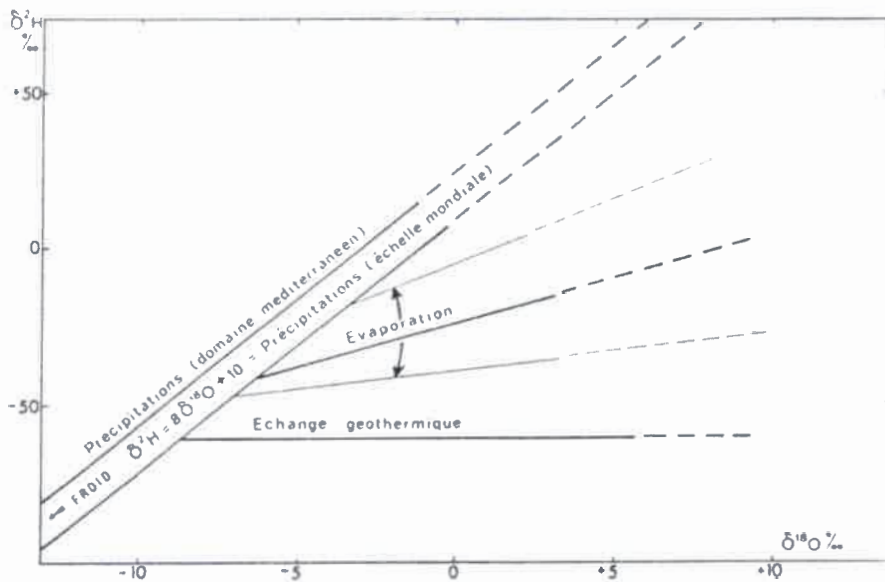


Figura 3.6. Línea de agua meteórica global o mundial. Tomado de Fontes (1976).

En el caso de la evaporación, los contenidos de ^{18}O y ^3H del líquido restante se correlacionan linealmente para una cuenca dada, pero las pendientes de la recta varían. Esto se debe al hecho que la evaporación es un fenómeno que no está en equilibrio ya que se produce en una atmósfera “*no saturada*” (dependiendo de factores climáticos locales). Las pendientes de las rectas que relacionan los contenidos de ^{18}O y ^3H de la fase líquida restante durante la evaporación, presentan sin embargo un carácter común: son todas inferiores a la pendiente de equilibrio y varían entre 3 y 5.

Los isótopos constitutivos de la molécula de agua (trazadores naturales del agua) permitirán entonces, atendiendo a los aspectos antes mencionados, establecer relaciones entre las aguas meteóricas, superficiales y subterráneas. Se podrá inferir respecto de: procedencia del agua subterránea (por infiltración de agua de lluvia, ríos o lagos); identificación de las áreas de recarga, teniendo en cuenta la variación del contenido isotópico con la altitud (agua proveniente de diferentes altitudes); período de recarga (período climático en el cual tuvo lugar la infiltración del agua al ambiente subterráneo); procesos de recarga, por ejemplo el agua de recarga en regiones áridas y semiáridas pueden tener un tiempo de residencia largo en la zona de evaporación, por lo que estará más enriquecida en isótopos pesados y el contenido isotópico de la misma estará por debajo de la línea de aguas meteóricas que le dio origen. En el caso de presencia de procesos geotérmicos la intersección de una horizontal con las rectas de aguas meteóricas, representará los contenidos de ^3H y ^{18}O de las aguas de infiltración antes de producirse las reacciones de intercambio en el ambiente subterráneo. Una aplicación interesante de estas técnicas lo constituye el estudio de las mezclas de aguas de otra procedencia.

En el caso particular del área de estudio se establecerán relaciones entre las aguas meteóricas, superficiales y subterráneas de manera de inferir sobre su procedencia.

3.3.3.2 Determinación de la edad o tiempo de residencia del agua en el sistema acuífero

Los isótopos radioactivos (que no son estables) decaen en el tiempo a un nucleido estable emitiendo radiaciones (nucleosíntesis). Algunos isótopos han desaparecido como el **tectetium**, otros como el ^{14}C , ^3H , se producen continuamente en la atmósfera superior. La evaluación de la pérdida de actividad en el terreno de la parte de los isótopos ambientales radioactivos (^{13}C , ^3H) de procedencia atmosférica (natural o producto de la acción antrópica) permite determinar la edad o el tiempo medio de permanencia del agua en el acuífero.

Tritio

El tritio es uno de los radioisótopos más empleados para identificar la presencia de recarga reciente. Para la mayoría de las aguas subterráneas la presencia de tritio es la evidencia más contundente de que se ha producido una recarga reciente (Clark y Aravena, 2003). El tritio es un isótopo radioactivo del H cuyo tiempo de vida media es corto de 13,35 años. Se oxida rápidamente a $^1\text{H}^3\text{HO}$ y se incorpora al ciclo hidrológico. Su contenido se mide en función de su radioactividad total (por conteo β) y se expresa en unidades de tritio: 1 UT corresponde a 1 átomo de ^3H por cada 10^{18} átomos de ^1H .

El tritio se produce naturalmente por el impacto de los neutrones cósmicos sobre los núcleos de nitrógeno en la atmósfera superior y su contenido natural (en equilibrio) en las precipitaciones está comprendido entre 5 y 30 UT. A partir de 1953 se han inyectado grandes cantidades de tritio en la estratósfera a través de ensayos nucleares y termonucleares en el Hemisferio Norte. Se ha observado un máximo en los años 1963 y 1964 (de 3 a 3 órdenes de magnitud por encima del nivel de tritio natural), seguido de una disminución, luego que la mayoría de las naciones abandonaran los ensayos aéreos. Debido a la pequeña concentración de tritio de las precipitaciones anteriores a 1953 y al corto período de desintegración, las aguas anteriores a esta fecha, tienen en la actualidad, una concentración muy baja, difícil de medir con exactitud.

Existen algunos métodos para evaluar la edad del agua subterránea utilizando este radioisótopo. Algunos procedimientos son cuantitativos: 1) consideración del

decaimiento radioactivo, en el que se calcula el tiempo de decaimiento desde un nivel de tritio conocido (entrada) hasta un nivel medido; 3) análisis de series de tiempo, en el que se muestrea en forma sistemática en un punto específico durante varios años, lo que permiten monitorear el paso del pico de tritio (debido a las explosiones nucleares) y estimar el tiempo de residencia del agua en el acuífero; 3) modelos matemáticos. Todos estos procedimientos son más adecuados para su aplicación en el Hemisferio Norte donde los contenidos de tritio de las precipitaciones fueron y son mayores, y, en algunos casos, requieren muestreos periódicos.

En las últimas tres décadas desde los últimos ensayos, los altos niveles de tritio en las precipitaciones han sido atenuados por los océanos y, en la actualidad, estos niveles se encuentran próximos a los niveles de producción natural en la alta atmósfera. Esta evolución de la función de entrada conjuntamente con la mezcla con aguas de edad pre-ensayos nucleares hace poco probable la interpretación cuantitativa del tiempo de residencia del agua en los acuíferos (Clark y Aravena, 2003). De esta manera sólo es posible una interpretación cualitativa del mismo.

Se puede adoptar como regla general para regiones continentales:

<0.8 UT	aguas submodernas, recargadas antes de 1953
0.8-4UT	mezcla entre submodernas y recarga reciente.
5-15UT	modernas (<5 a 10 años)
15-30 UT	presencia de tritio de los ensayos nucleares
>30 UT	componente de recarga de la década de los '60 y '70 considerable
>50UT	predominio de aguas de 1963 (pico de los ensayos nucleares.)

Carbono 14

El ^{14}C es un isótopo radiactivo del C cuya vida media es de 5730 años. La datación se basa en la medición de ^{14}C existente en las especies carbonatadas del agua, la mayor parte de las cuales, se deben a:

- la disolución del CO_3 del suelo captado por el agua durante el proceso de infiltración.
- el CO_3 del aire existente en los poros del suelo

- el CO₃ provenientes del proceso respiratorio de las plantas y del producto de su descomposición.

Tanto el CO₃ del aire como el de origen biogénico, han aportado al agua, durante muchos miles de años, una concentración constante de ¹⁴C equivalente a 15,3 ± 0.1 desintegraciones por minuto por cada gramo de carbono.

$$C_0 = 15,3 \pm 0.1 \text{ [dpm/gC]} \quad C_0 = \text{actividad inicial}$$

Debido al elevado tiempo de vida medio, este isótopo permite la datación de aguas muy antiguas (hasta 30000 años). También ofrece la posibilidad de datar aguas modernas ya que la contaminación atmosférica producida por las explosiones nucleares elevaron al doble (15,3 ± 0.1 [dpm/gC]) las concentraciones de ¹⁴C. Por lo tanto si en el agua del acuífero se encuentran concentraciones superiores a 15,3 ± 0.1 [dpm/gC], se trata de un agua posterior a 1953.

El problema principal de la datación con ¹⁴C radica en que el CO₃ atmosférico o biogénico disuelto por el agua reacciona con los carbonatos del suelo durante su precipitación e infiltración. Como los carbonatos del medio son de formación más antigua y están exentos de ¹⁴C, la actividad del ¹⁴C es menor en los bicarbonatos finales. Por lo tanto no se puede tomar como actividad inicial C₀ al valor conocido 15,3 ± 0.1 [dpm/gC].

Existen diferentes criterios para determinar C₀ (indispensable para calcular la edad de las aguas subterráneas), los cuales deberán contemplar correcciones debido a intercambio isotópico, aporte de CO₃, reducción de sulfatos, etc. Entre ellos pueden mencionarse aquellos que definen un factor de corrección promedio sobre la base de un gran número de determinaciones (semejanza estadística); otros que comparan las determinaciones de tritio en aquellos sistemas donde se conoce el proceso de recarga y los que utilizan el ¹³C como indicadores de carbono “muerto”.

3.3.3.3. Utilización de trazadores ambientales para la cuantificación de la recarga a los acuíferos

En general, “la información de trazadores ambientales se utiliza sólo como información cualitativa o semicuantitativa. Por eso existe una necesidad de desarrollar y aplicar técnicas para interpretar los datos de trazadores simultáneamente con los datos hidrogeológicos que proporcionen información más cuantitativa sobre los procesos del agua subterránea como el flujo lateral y el goteo. El modelo de celdas de mezcla (CM) es uno de los caminos más directos para analizar los datos con trazadores ambientales, hidráulicos e hidrogeológicos de manera simultánea. Consiste en un balance de masas lineal para simular el transporte conservativo o radioactivo a través de un sistema acuífero” (Campana et al., 2002).

La aplicación del balance de masas de cloruros al agua subterránea en un acuífero homogéneo, se podría considerar como un modelo de celda de mezcla (CM) en una dimensión 0 (zero-dimensional). Por otra parte, el análisis de cambios de concentración a lo largo de una línea de flujo es un ejemplo de un modelo simple de una dimensión (one-dimensional) y puede ser utilizado con una simple hoja de cálculo. Los modelos de dos y tres dimensiones son más complejos y requieren de programas computacionales.

Balance de masas de Cloruros

El cloruro es un elemento conservativo que posee una movilidad en el agua similar a la de las moléculas de agua y un ciclo geoquímico similar al del ciclo del agua. Sin embargo cuando el agua se evapora o transpira a través de las plantas, el cloruro permanece en la solución residual pero con una concentración mayor, proporcional a la cantidad de agua eliminada. Generalmente la concentración de cloruros aumenta en la zona radicular como resultado de la evapotranspiración y por debajo de esa zona permanece constante (Custodio y Llamas, 1983).

Teniendo en cuenta el comportamiento del ión cloruro, los mismos autores consideran la aplicación de un balance de este ión para evaluar la recarga a los acuíferos, basado en la comparación entre el cloruro total depositado en superficie y la

concentración de cloruros en el agua subterránea. De esta manera si se asume que la única fuente de cloruros es el agua de lluvia, que la contribución de cloruros por el contacto del agua subterránea con las rocas y por actividades antropogénicas (como las actividades agrícolas, ganaderas, etc.) es despreciable, que el escurrimiento superficial es despreciable y que tanto el agua como el trazador son transportados a la misma velocidad; entonces, la ecuación de balance se puede expresar como:

$$P C_{lp} = R C_{las} \quad (\text{ecuación 3.21})$$

donde:

P = precipitación media anual (mm),

C_{lp} = concentración de cloruros de la precipitación en promedio (ppm),

R = recarga anual

C_{las} = concentración de cloruros del agua subterránea (ppm)

De esta forma se podría calcular R como:

$$R = P C_{lp} / C_{las} \quad (\text{ecuación 3.22})$$

Si la concentración de cloruros en el agua subterránea varía significativamente en una región, la tasa de recarga promedio no se puede determinar con la ecuación 3.22. En este caso se necesitaría calcular la tasa de recarga en cada región y luego promediar estas estimaciones individuales (Cook y Herzog, 2002). Si ocurren cambios significativos a lo largo de una línea de flujo, y si éstos pueden ser atribuidos al aumento de cloruros de la recarga, y no a la interacción con la roca, o pérdidas de acuitardos, entonces el balance de masas se puede escribir:

$$R = (C_p P / C_2) - [(C_2 - C_1) e v m] / C_2 x \quad (\text{ecuación 3.23})$$

donde:

R = tasa de recarga promedio entre dos puntos

P = precipitación

C_p = concentración de cloruros de la precipitación

C_1 y C_2 = concentración de cloruros medidos en dos puntos a lo largo de una línea de flujo

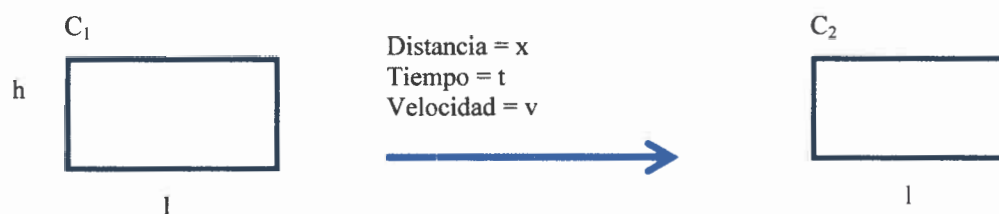
v = velocidad promedio del agua subterránea entre los puntos

e = espesor del acuífero

m_e = porosidad

x = distancia entre los dos puntos

Esto asume que el cloruro que contribuye con la recarga está completamente mezclado sobre toda la extensión vertical del acuífero (Figura 3.11).



Contenido inicial de agua en la celda: $l e m_e$

Concentración inicial de sales en la celda: $C_1 l e m_e$

Agua incorporada a lo largo de la línea de flujo: $R t l$

Sales incorporadas a lo largo de la línea de flujo: $C_R R t l = C_p P t l$

Concentración final de cloruros: $C_2 = (C_1 l e m_e + C_p P t l) / (l e m_e + R t l)$

l = ancho

Figura 3.7. Balance de masas de cloruros a lo largo de una línea de flujo (adaptado de Cook y Herzog, 2002)

Ventajas y Desventajas - Aplicabilidad

El ión cloruro presenta ausencia de intercambio con el medio, estabilidad química, alta solubilidad, origen conocido, y una medida relativamente fácil y precisa por diferentes métodos analíticos (Alcalá y Custodio, 2004), lo que facilita su aplicación. Scanlon et al. (2002) puntualizan que este método ha sido ampliamente usado en estudios hidrogeológicos tanto en la zona no saturada (recarga potencial) como en la zona saturada (recarga real), a escalas locales y regionales y que para ser aplicado en la zona saturada requiere la medición de la precipitación y de las concentraciones de cloruros del agua de lluvia y agua subterránea y provee una estimación del monto de recarga anual.

3.4. Estimación de las posibilidades de recarga a acuíferos en medios porosos en áreas de llanura

De manera análoga a la propuesta para la determinación y zonación espacial de la recarga a los acuíferos carbonáticos “APLIS” (Durán Valsero et al., 2003), se considerará la determinación cualitativa de las posibilidades o potencial de recarga directa y/o localizada a acuíferos libres en medios porosos en áreas de llanura y su zonificación en una determinada área, basada principalmente en las características geológicas, geomorfológicas, edafológicas y de uso del territorio de la misma.

Como se expresó en el ítem 3.1.3 de este Capítulo, numerosos factores intervienen en la recarga a los acuíferos. Entre los principales se mencionaron los relacionados con la *disponibilidad de agua*: clima; *las características naturales de la zona*: topografía, suelos, vegetación, zona no saturada y *con las actividades humanas*: riego, prácticas agrícolas, entre otros. Además, como se mencionó en el ítem 3.1.5, que estos factores varían de un sitio a otro, con lo cual la recarga también será variable en el espacio.

La propuesta metodológica que se presenta aquí, consiste en la valoración de algunos de estos factores y la consideración de su variación espacial, para de esta manera distinguir áreas con diferentes posibilidades de recarga directa -evaluadas en forma cualitativa- independientemente de la disponibilidad de agua existente en un determinado momento.

Los factores elegidos están asociados con la geología, geomorfología, edafológica y usos del territorio. Generalmente la información relacionada con estos factores está disponible o se puede obtener fácilmente. Estos son: pendiente (P), uso del territorio (U), condición hidrológica de los suelos (S) y litología de la zona no saturada (LI).

Se propone asignar un valor a cada uno de estos cuatro factores P_v , U_v , S_v y LI_v dentro de un rango de variación entre 0 y 10. De esta manera, los menores valores de cada factor indican que su incidencia en la posibilidad de recargar un acuífero es

menor, mientras que los mayores valores, una mayor posibilidad de que éste sea recargado ante una disponibilidad de agua. Además se asigna un coeficiente de ponderación para cada uno de los factores considerados: P_p , U_p , S_p y LI_p , que representan la importancia relativa de cada uno de ellos en la determinación del potencial de recarga, que varía entre 1 y 5 (Tabla 3.4).

Tabla 3.4. Factores de ponderación

Factor	Coefficiente de ponderación
P	5
U	3
S	2
LI	2

La suma ponderada resulta en un índice PUSLI que varía entre 0 y 150 y que representa una categoría de potencial de recarga: muy bajo, bajo, medio, alto y muy alto. Para considerar su variación espacial, cada factor es representado en un mapa y el resultado de la suma ponderada de los mismos resultará en otro mapa donde se podrán distinguir áreas con diferente potencial de recarga a los acuíferos.

A continuación se presenta la asignación de los valores correspondiente a cada uno de los parámetros:

P - Pendiente: en general la pendiente del terreno juega un papel importante en los procesos de recarga; las fuertes pendientes favorecen el escurrimiento superficial y así la infiltración será poco importante, mientras que en terrenos llanos prevalece la infiltración al escurrimiento superficial. Se establece un rango de variación de la pendiente teniendo en cuenta algunos valores sugeridos por Usunoff (2002) y Auge (2009) para áreas de llanura y se les asigna un valor (Tabla 3.5):

Tabla 3.5. Valores asignados a P

Rango de pendiente (%)	Valor
0-0,1	10
0,1-0,25	9
0,25-0,5	7
0,5-1	5
>1	3

U – Cobertura Vegetal o Uso del territorio: Como se mencionó en el ítem 3.1.3 de este Capítulo, el tipo de cobertura vegetal (incluyendo los cultivos en áreas agrícolas), su estacionalidad y la profundidad de las raíces, así como las prácticas agrícolas y otros usos del territorio condicionan la posibilidad de recarga a los acuíferos. Para considerar este factor se definieron cuatro grupos teniendo en cuenta la clasificación de cobertura o uso del terreno del U.S. SCS (1966) presentada en el ítem 3.6.1 de este Capítulo. En la Tabla 3.6 se presentan los valores asignados.

Tabla 3.6. Valores asignados a U

Cobertura Vegetal o Uso del territorio	Valor asignado
Bosques y praderas permanentes	10
Rotación de praderas, praderas y pastizales	7
Cultivos (etapa de crecimiento)	5
Zonas urbanas	1

S - Condición hidrológica de los suelos: la textura y estructura de los suelos imponen a los mismos una capacidad de almacenamiento y transmisión de agua particulares. Según el Servicio de Conservación de suelos de los Estados Unidos (U.S. SCS, 1966) se pueden definir cuatro grupos teniendo en cuenta la capacidad de un suelo transmitir agua: Grupo A suelos que tienen una capacidad de transmisión elevada, Grupo B moderada, Grupo C baja y Grupo D muy baja. Los valores asignados a cada grupo se presentan en la Tabla 3.7.

Tabla 3.7. Valores asignados a S

Suelos	Valor asignado
Grupo A	10
Grupo B	8
Grupo C	3
Grupo D	1

LI – Litología de la zona no saturada: Para considerar las características de la zona no saturada se establecieron los distintos tipos de materiales teniendo en cuenta la clasificación realizada por Custodio y Llamas (1983) en relación con el tipo de acuífero y rango de conductividad hidráulica. En la Tabla 3.8 se presentan los valores asignados a cada uno de ellos.

Tabla 3.8. Valores asignados a LI

Litología de la zona no saturada	Valor asignado
Gravas limpias	10
Arenas limpias, gravas y arenas, arenas finas	8
Arenas finas, arenas limosas	7
Limos arenosos, limos, loess,	5
Arcillas compactas	1

El índice de potencial de recarga PUSLI queda definido por:

$$PUSLI = P_v * P_p + U_v * U_p + S_v * S_p + LI_v * LI_p \text{ (ecuación 3.24)}$$

Un índice PUSLI próximo a 0 indica que el potencial de recarga de un acuífero es muy bajo, entre 20 y 40 bajo; entre 40 y 80 medio; entre 80 y 120 alto (Figura 3.8).



Figura 3.8. Índice PUSLI

De la misma manera se podría analizar el potencial de recarga localizada en depresiones identificadas en el área de estudio.

Capítulo 4. Materiales. Obtención de la información

En este Capítulo se presenta la información existente y el proceso de adquisición de datos básicos para la caracterización del área de estudio, aplicación de metodologías para la evaluación de la recarga a los acuíferos y la categorización de las áreas potenciales de recarga.

En el ítem 4.1 se presenta una síntesis de la información geológica y geofísica de perforaciones ubicadas en el área del estudio, básica para efectuar una correlación estratigráfica; en el ítem 4.2 la información hidrometeorológica y algunos parámetros edáficos requeridos para la formulación de un balance hídrico; en el apartado 4.3 se describen las tareas realizadas para la adquisición de información hidrogeológica: ubicación, cota de boca de pozos, profundidad de niveles de agua subterránea, así como información existente, fundamental para evaluar las fluctuaciones de los niveles de agua subterránea en el tiempo y su dinámica espacial. La información hidroquímica e isotópica existente y generada, necesaria para aplicar técnicas con trazadores se consigna en el apartado 4.4. Finalmente, en el ítem 4.5 se presenta la cartografía temática utilizada para la caracterización del área de estudio y para la categorización de las áreas potenciales de recarga.

4.1 Información geológica y geofísica

Se contó con información geológica y geofísica consistente en perfiles litológicos, diseños físicos, perfilajes de pozos, ensayos granulométricos de perforaciones realizadas por diferentes organismos a los fines de estudio, explotación y monitoreo. En la Tabla 4.1 se presenta una descripción de la información geológica y geofísica disponible y en la Figura 4.1 la ubicación geográfica de las perforaciones correspondientes.

Tabla 4.1. Descripción de la información de perforaciones disponible

Denominación	Fecha ejecución	Tipo de perforación	Descripción de la información disponible	Organismo empresa que ejecutó
<i>r7</i>	1976	Perforaciones de explotación Esperanza-Rafaela	Litología, diseño físico	OSN
<i>r14</i>	2002	Perforaciones de explotación Esperanza-Rafaela	Litología, granulometría, diseño físico, perfilaje	APSF, GEO 2000
<i>r15</i>	2002	Perforaciones de explotación Esperanza-Rafaela	Litología, granulometría, diseño físico, perfilaje	APSF, GEO 2000
<i>r16</i>	2001	Perforaciones de explotación Esperanza-Rafaela	Litología, granulometría, diseño físico, perfilaje	APSF, GEO 2000
<i>r17</i>	2001	Perforaciones de explotación Esperanza-Rafaela	Litología, granulometría, diseño físico, perfilaje	APSF, GEO 2000
<i>r19</i>	2001	Perforaciones de explotación Esperanza-Rafaela	Litología, granulometría, diseño físico, perfilaje	APSF, GEO 2000
<i>r20</i>	2001	Perforaciones de explotación Esperanza-Rafaela	Litología, granulometría, diseño físico, perfilaje	APSF, GEO 2000
<i>r21</i>	2002	Perforaciones de explotación Esperanza-Rafaela	Litología, granulometría, diseño físico, perfilaje	APSF, GEO 2000
<i>r22</i>	1999	Perforaciones de explotación Esperanza-Rafaela	Granulometría, diseño físico, perfilaje	APSF, PROINSA
<i>r23</i>	2001	Perforaciones de explotación Esperanza-Rafaela	Litología, granulometría, diseño físico, perfilaje	APSF, GEO 2000
<i>r24</i>	1999	Perforaciones de explotación Esperanza-Rafaela	Granulometría, diseño físico, perfilaje	APSF, PROINSA
<i>r25</i>	2002	Perforaciones de explotación Esperanza-Rafaela	Litología, granulometría, diseño físico, perfilaje	APSF, GEO 2000
<i>r34</i>	2001	Perforaciones de explotación Esperanza-Rafaela	Litología, granulometría, diseño físico, perfilaje	APSF, GEO 2000
<i>e5</i>	1940	Perforaciones de explotación Esperanza	Litología, diseño físico	OSN
<i>e6</i>	1968	Perforaciones de explotación Esperanza	Litología, diseño físico	OSN
<i>e7</i>	1974	Perforaciones de explotación	Litología, diseño físico	OSN

		Esperanza		
<i>e16</i>		Perforaciones de explotación Esperanza	Litología, diseño físico, niveles	RÍOS
<i>e17</i>	1991	Perforaciones de explotación Esperanza	Litología, diseño físico, niveles	RÍOS
<i>e18</i>	1996	Perforaciones de explotación Esperanza	Litología, diseño físico, perfilaje	APSF, GEO 2000
<i>PE1</i>	1968	Perforación de estudio	Litología	OSN
<i>PE3</i>	1968	Perforación de estudio	Litología	OSN
<i>PE4</i>	1968	Perforación de estudio	Litología	OSN
<i>PME1</i>	2007	Pozo de monitoreo	Granulometría	ANPCyT-FICH-UNL
<i>PME3</i>	2007	Pozo de monitoreo	Granulometría	ANPCyT-FICH-UNL
<i>PME5</i>	2007	Pozo de monitoreo	Granulometría	ANPCyT-FICH-UNL
<i>pm1</i>	2002	Pozo de monitoreo	Litología, diseño físico	APSF, GIG-FICH-UNL
<i>PP203</i>	1996	Pozo planta de tratamiento efluentes industriales	Litología, diseño físico	BAIGORRIA
<i>Humboldt</i>	1972	Pozo explotación	Litología	DPOH-SPAR

OSN: Obras Sanitarias de la Nación

APSF: Aguas Provinciales de Santa Fe

GEO 2000: empresa privada de perforaciones

GIG-FICH-UNL: Grupo de Investigaciones Geohidrológicas de la Universidad Nacional del Litoral

RÍOS: empresa privada de perforaciones

ANPCyT: Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica

BAIGORRIA: empresa privada de perforaciones

DPOH-SPAR: Dirección Provincial de Obras Hidráulicas-Servicio Provincial de Agua Potable Rural.

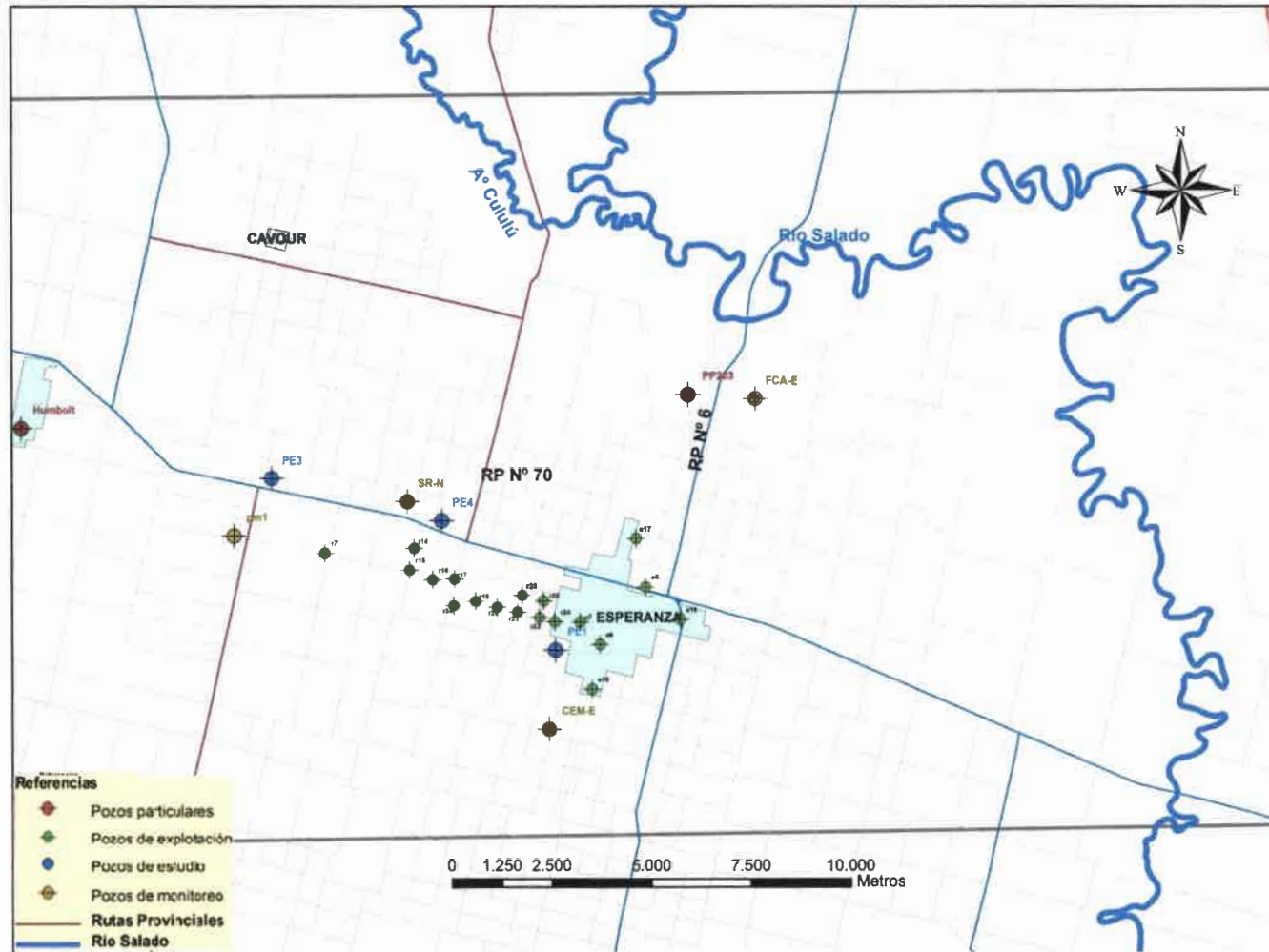


Figura 4.1. Ubicación de perforaciones de estudio, explotación y monitoreo

4.2 Información hidrometeorológica, hidrológica y edafológica.

Se obtuvieron registros de precipitaciones diarias de las localidades de Esperanza, Cavour y Humboldt. Estos datos son disponibilizados por la Dirección General de Comunicaciones de la provincia de Santa Fe en la página web del Gobierno de la Provincia de Santa Fe: <http://www.santa-fe.gov.ar/gbrn/regpluv/>.

Además se contó información diaria correspondiente a series incompletas de temperaturas medias, humedad relativa, velocidad de viento, de la estación meteorológica automática de la Facultad de Ciencias Agrarias de la Universidad Nacional del Litoral (FCA-UNL) para el período 2003-2011.

El Centro de Informaciones Meteorológicas "Lic. Enrique Rodríguez" de la FICH-UNL suministró la información de temperaturas medias mensuales para el período 2002-2012 (Tabla 4.2, Anexo I- Información disponible y generada) y de precipitaciones mensuales para el período 2000-2012 (Tabla 4.3, Anexo I- Información disponible y generada) obtenida de la Estación Hidrometeorológica ubicada en el parque "Carlos Zapata" de la Ciudad Universitaria de Santa Fe.

Se cuenta con datos de lecturas hidrométricas diarias del río Salado correspondientes a la estación hidrométrica ubicada en Recreo en el puente sobre la Ruta Provincial N°70 (RP N°70), los que están disponibles en la Bases de Datos Hidrológicos Integrada (BDHI) del Sistema de Información Hídrica de la Subsecretaría de Recursos Hídricos-Secretaría de Obras Públicas de la Nación (www.hidricosargentina.gov.ar/sistema_red_nacional.php)

Se conocen los parámetros capacidad de campo y punto de marchitez permanente correspondientes al suelo argiudol típico, obtenidos por pruebas de laboratorio y ecuación de retención hídrica en estudios previos realizados por Marano et al., 1996, con los que se adoptó un valor de agua útil de 188mm.

4.3 Información hidrogeológica

Para el análisis de los niveles piezométricos en el área de estudio se trabajó con los registros correspondientes a 14 pozos de monitoreo. Los pozos de monitoreo PM1, PM2, PM3, PM4, PM5 y PM6, fueron construidos por Aguas Provinciales de Santa Fe en el marco del Servicio de Asistencia Técnica entre la empresa y el GIG-FICH-UNL en el año 1999. Los pozos de monitoreo SRE-N, SRE-S, MER-N, MER-S, FCA-E, FCA-O, CEM-E y CEM-O fueron realizados en el año 2006 en el marco del Proyecto de Mejoramiento de Equipamiento PME 211 “Desarrollo, aplicación y validación de metodologías para la gestión integrada de los recursos hídricos en áreas de llanura”. Este Proyecto fue subsidiado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT) y en él participan la FICH-UNL y la Facultad de Ciencias Agrarias de la Universidad Nacional del Litoral (FCA-UNL). En estos pozos se instalaron registradores continuos de nivel de agua subterránea por transducción de presión Global Water WL 16 Level Logger (Foto 4.1). En la Figura 4.2 se presenta la ubicación de los mismos.

Los pozos PM1, PM5, SRE-S, MER-S, FCA-O y CEM-O tienen una profundidad que varía entre 10 y 20 m, por lo que se obtuvo información correspondiente a la primera capa acuífera alojada en la Formación “Pampa”. Los pozos de monitoreo PM2, PM3, PM4, PM6, SRE-N, MER-N, FCA-E y CEM-E tienen una profundidad que varía entre 30 y 40 m y la información obtenida es representativa del segundo nivel acuífero alojado en la Formación Ituzaingó (Arenas Puelches). Al comienzo del desarrollo de este trabajo se contaba con los datos de ubicación y cota de boca de los pozos de monitoreo PM1, PM2, PM3, PM4, PM5 y PM6.

Durante el año 2010 se realizaron tareas de campo tendientes a georreferenciar y acotar la boca de los pozos SRE-N, SRE-S, MER-N, MER-S, FCA-E, FCA-O, CEM-E y CEM-O. Para ello se utilizó un GPS Diferencial Geodésico RTK Leica 1200 (Fotos 4.2, 4.3 y 4.4).

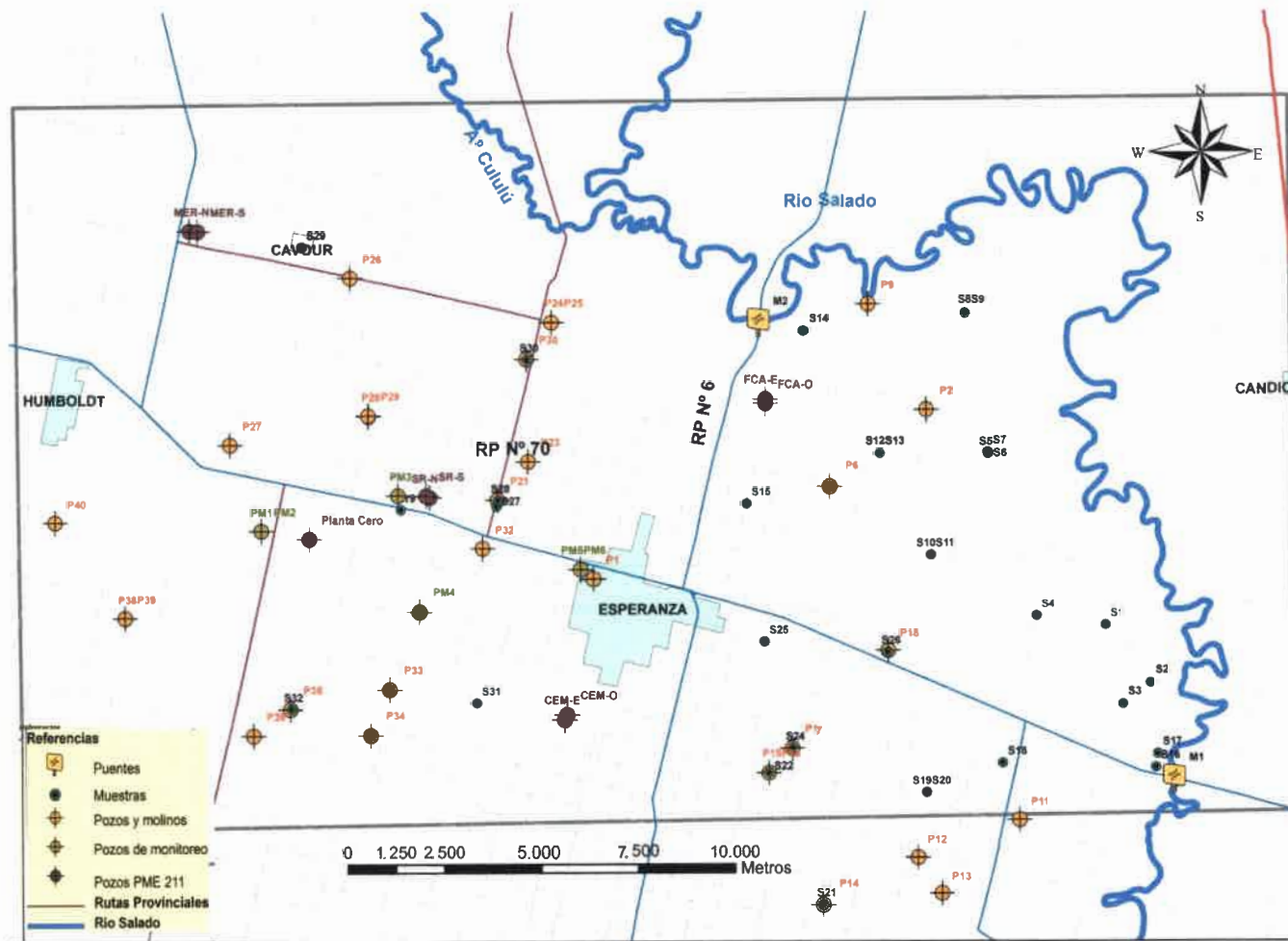


Figura 4.2. Ubicación de pozos de monitoreo



Foto 4.1. Registrador de nivel de agua subterránea por transducción de presión instalado en pozo FCA-E



Foto 4.2. Instalación de Estación Base en FCA-UNL, Esperanza



Foto 4.3. Acotamiento de boca de pozo CEM-E



Foto 4.4. Acotamiento boca de pozo FCA-O

En la Tabla 4.4 se presenta la información relacionada con la ubicación, cota de boca de pozo, profundidad total y Formación en la cual están ubicados los tramos filtrantes de los pozos de monitoreo.

Tabla 4.4. Información pozos de monitoreo

Pozo	Coordenadas X	Coordenadas Y	Cota boca de pozo (m)	Profundidad Total (m)	Filtro en Fm.
PM1	5402160	6522900	43,75	20	Pampa
PM2	5402160	6522900	43,75	40	Ituzaingó
PM3	5405700	6523800	37,40	40	Ituzaingó
PM4	5406300	6520860	38,80	40	Ituzaingó
PM5	5410400	6521900	37,58	20	Pampa
PM6	5410400	6521900	37,58	40	Ituzaingó
SRE-N	5405755	6523389	38,96	36,42	Ituzaingó
SRE-S	5405754	6523386	38,87	12,90	Pampa
MER-N	5400129	6529632	48,45	36,40	Ituzaingó
MER-S	5400128	6529629	48,44	19,19	Pampa
FCA-E	5414418	6526278	28,57	32,47	Ituzaingó
FCA-O	5414411	6526280	28,56	11,13	Pampa
CEM-E	5409910	6518117	38,27	39,10	Ituzaingó
CEM-O	5409906	6518117	38,25	16,32	Pampa

Durante el período de análisis (2002-2011) se realizaron mediciones de niveles estáticos con sonda manual en los pozos de monitoreo. Además, se colectó la información de niveles almacenada en las unidades de almacenamiento de los registradores instalados. (Fotos 4.5.a y 4.6.b).



Foto 4.5.a. Medición de niveles de agua subterránea con sonda manual



Foto 4.5.b. Colección de información de nivel de agua subterránea en pozo MER-N

En la Tabla 4.4 se presenta la información relacionada con la ubicación, cota de boca de pozo, profundidad total y Formación en la cual están ubicados los tramos filtrantes de los pozos de monitoreo.

Tabla 4.4. Información pozos de monitoreo

Pozo	Coordenadas X	Coordenadas Y	Cota boca de pozo (m)	Profundidad Total (m)	Filtro en Fm.
PM1	5402160	6522900	43,75	20	Pampa
PM2	5402160	6522900	43,75	40	Ituzaingó
PM3	5405700	6523800	37,40	40	Ituzaingó
PM4	5406300	6520860	38,80	40	Ituzaingó
PM5	5410400	6521900	37,58	20	Pampa
PM6	5410400	6521900	37,58	40	Ituzaingó
SRE-N	5405755	6523389	38,96	36,42	Ituzaingó
SRE-S	5405754	6523386	38,87	12,90	Pampa
MER-N	5400129	6529632	48,45	36,40	Ituzaingó
MER-S	5400128	6529629	48,44	19,19	Pampa
FCA-E	5414418	6526278	28,57	32,47	Ituzaingó
FCA-O	5414411	6526280	28,56	11,13	Pampa
CEM-E	5409910	6518117	38,27	39,10	Ituzaingó
CEM-O	5409906	6518117	38,25	16,32	Pampa

Durante el período de análisis (2002-2011) se realizaron mediciones de niveles estáticos con sonda manual en los pozos de monitoreo. Además, se colectó la información de niveles almacenada en las unidades de almacenamiento de los registradores instalados. (Fotos 4.5 y 4.6).



Foto 4.5. Medición de niveles de agua subterránea con sonda manual



Foto 4.6. Colección de información de nivel de agua subterránea en pozo MER-N

En la Tabla 4.5 se presenta las fechas, períodos y paso de tiempo de los registros de profundidad de niveles de agua subterránea obtenidos. Los valores de profundidad de nivel de agua subterránea medidos en los pozos de monitoreo PM1, PM2, PM3 y PM4 se presentan en la Tabla 4.6 (Anexo I- Información disponible y generada).

Tabla 4.5. Registros de profundidad del agua subterránea

Pozo	Fecha/Período de registro	Paso de tiempo
PM1, PM2, PM3, PM4	09/2002; 04-09-10-12/2003; 04-09/2004; 05/2005; 04-06/2006	
PM5	08/2002-08/2011	diario/semanal
PM6	08/2002-08/2011	diario/semanal
SRE-N	08/2007-10/2008 y 06/2009-04/2010	horario/diario
SRE-S	08/2007-10/2008 y 06/2009-04/2011	horario/diario
MER-N	08/2007-10/2008 y 06/2009-04/2011	horario/diario
MER-S	08/2007-10/2008 y 06/2009-04/2011	horario/diario
FCA-E	08/2007-10/2008 y 06/2009-04/2011	horario/diario
FCA-O	08/2007-10/2008 y 06/2009-04/2011	horario/diario
CEM-E	08/2007-10/2008 y 06/2009-04/2011	horario/diario
CEM-O	08/2007-10/2008 y 06/2009-04/2011	horario/diario

En los pozos de monitoreo PM5 y PM6 ubicados en el predio de la FCA-UNL, se midieron los niveles piezométricos en una primera instancia a paso diario y luego a paso semanal desde agosto de 2002 hasta abril de 2011. Estas tareas se realizan conjuntamente con la Cátedra de Diagnóstico y Tecnología de Aguas de la FCA-UNL. Los niveles observados se listan en la Tabla 4.7 (Anexo I- Información disponible y generada).

Utilizando el software específico del equipo de registración continua, se realizó un pre-tratamiento y depuración de la información de niveles de agua subterránea colectada de los equipos instalados en los pozos de monitoreo SRE-N, SRE-S, MER-N, MER-S, FCA-E, FCA-O, CEM-E y CEM-O. Sobre la base de la información horaria se calcularon los valores promedios mensuales y se sistematizaron en planillas de cálculo (Tabla 4.8, Anexo I- Información disponible y generada).

Se realizó un reconocimiento del área de estudio para identificar posibles puntos de observación, principalmente en zona rural: pozos de agua, molinos, perforaciones. Estas tareas fueron realizadas durante los meses de marzo, abril y mayo de 2011 en 4 etapas, siguiendo un recorrido por sectores:

- Sector I: Este de la localidad de Esperanza y Norte de la Ruta 70 hasta la ribera del río Salado
- Sector II: Este de la localidad de Esperanza y Sur de la Ruta 70 hasta la ribera del río Salado y límite Sur del área de estudio
- Sector III: Oeste de la localidad de Esperanza y Norte de la Ruta 70 hasta la ribera del río Salado y límite Oeste del área de estudio
- Sector IV: Oeste de la localidad de Esperanza y Sur de la Ruta 70 hasta los y límites Sur y Oeste del área de estudio

La tarea de búsqueda e identificación de puntos de observación se realizó con la ayuda de cartas topográficas y catastrales y GPS Garmin ETREX-VISTA, con vehículo propio, teniendo en cuenta la división catastral existente. Cabe destacar que ésta fue una de las tareas más laboriosas y que demandaron más tiempo. Se requirió la autorización de los propietarios de los predios, campos, establecimientos, etc. para acceder a los mismos y verificar la factibilidad de medición y toma de muestras de agua. En muchas ocasiones no fue posible introducir el equipamiento para medir niveles de agua subterránea debido a numerosos factores: características constructivas de molinos y motobombedores, existencia de bombas sumergibles en los pozos, presencia de malezas, nidos y/guaridas de animales, etc. (Fotos 4.6 y 4.7).



Foto 4.6. Molino sin acceso por presencia de malezas



Foto 4.7. Bomba de mano sin acceso para medición de nivel de agua subterránea

Una vez que se identificaron los sitios donde era posible realizar mediciones de nivel de agua subterránea (identificados con la letra P) y otros donde se pudiera realizar determinaciones físico-químicas in situ y tomar muestras de agua para su posterior análisis

en laboratorio (identificados con la letra S), se almacenó la ubicación de los mismos en GPS Garmin ETREX-VISTA. En gabinete se trasladaron sus coordenadas a un plano con la ayuda de la herramienta Google earth (©2012Google Inc.). La georreferenciación de los puntos de observación de niveles y el acotamiento de boca de pozos se realizó con GPS Diferencial Geodésico RTK Leica 1200, en un trabajo de campo posterior. La cota del terreno de los sitios de toma de muestras de agua se obtuvo de las cartas topográficas Hojas IGN escala 1:50000 con equidistancia entre curvas de 2,50 m. La profundidad de los pozos y de los niveles de agua subterránea se midieron con sonda manual Solinst Water Level Meter Modelo 101 (Fotos 4.8 a 4.12).



Foto 4.8. Instalación de Estación Base en terraza FCA-UNL, Esperanza



Foto 4.9. Acotamiento nivel de terreno
aledaño pozos P15 y P16



Foto 4.10. Acotamiento de boca de pozo y
medición de profundidad de nivel de agua
subterránea en pozo P32



Foto 4.11. Medición de nivel de agua subterránea en molino con antepozo P2



Foto 4.12. Medición de nivel de agua subterránea en pozo particular abandonado P36

Las coordenadas, cota de boca de pozos, profundidad del nivel de agua subterránea medida en el censo de marzo-abril 2011, así como el tipo de perforación y bomba instalada, se presentan en la Tabla 4.9. La ubicación de los mismos se observa en la Figura 4.2. Por otra parte, sobre la base de esta información se distinguieron los niveles acuíferos que están siendo alcanzados por estas perforaciones (libre en Fm. Pampa y semiconfinado en Fm. Ituzaingó).

Tabla 4.9. Información puntos de observación

Pozo	Coord X	Coord Y	CBP/CNT (m)	PNAS (m)	Tipo de perforación y bomba	Filtro en Fm.
P1	5410674	6521441	37,58	5,60	Molino	Pampa
P2	5419284	6525758	30,45	10,28	Molino con antepozo	Pampa
P6	5416852	6523855	32,53	8,10	Perforación con motobombeador	Pampa
P9	5417793	6528452	25,61	5,10	Perforación sin bomba	Pampa
P11	5421639	6515276	23,49	3,95	Perforación sin bomba	Pampa
P12	5419022	6514322	27,70	4,50	Pozo con bomba centrifuga	Pampa
P13	5419639	6513405	28,51	6,67	Molino	Pampa
P14	5416650	6513178	29,63	4,19	Molino	Pampa
P15	5415183	6516489	31,08	4,27	Perforación sin bomba	Pampa
P16	5415183	6516489	31,08	4,27	Molino	Pampa
P17	5415793	6517115	30,42	4,80	Antepozo	Pampa

P18	5418275	6519606	30,08	3,24	Antepozo	Pampa
					Perforación con bomba centrífuga	Pampa
P21	5408210	6523469	38,19	4,80		
P23	5409006	6524445	38,95	11,24	Molino	Pampa
P24	5409620	6527998	26,78	2,88	Bomba centrífuga	Pampa
P25	5409620	6527998	26,78	4,40	Molino con antepozo	Pampa
P26	5404423	6529135	45,52	13,80	Molino	Pampa
P27	5401313	6524884	48,51	9,42	Molino	Pampa
P28	5404879	6525607	35,07	3,00	Perforación con motobombeador	Pampa
P29	5404871	6525628	35,30	2,69	Molino con antepozo	Pampa
P30	5408971	6527061	28,77	2,75	Molino	Pampa
P32	5407821	6522227	38,52	11,80	Pozo ASSA	Ituzaingó
					Perforación con bomba centrífuga	Pampa
P33	5405455	6518650	40,30	5,50		
					Perforación con bomba centrífuga	Pampa
P34	5404982	6517498	40,12	4,10		
P35	5402833	6518127	41,33	3,74	Perforación con motobombeador	Pampa
P36	5401878	6517454	42,99	3,91	Perforación abandonada	Pampa
					Perforación con bomba sumergible	Ituzaingó
P38	5398581	6520466	48,88	5,56		
P39	5398577	6520475	48,99	6,00	Perforación con bomba manual	Pampa
P40	5396771	6522916	52,77	6,88	Molino	Pampa
					Perforación con bomba centrífuga	Pampa
S1	5423889	6520291	19,00			
					Perforación con bomba centrífuga	Pampa
S2	5425043	6518827	21,00			
					Perforación con bomba centrífuga	Pampa
S3	5424331	6518283	20,50			
					Perforación con bomba centrífuga	Pampa
S4	5422121	6520521	24,00			
S5	5420927	6524705	27,00		Molino	Pampa
					Perforación con bomba centrífuga	Pampa
S6	5420933	6524714	27,20			
					Perforación en tambo	Pampa
S7	5420925	6524738	27,50			
S8	5420330	6528289	33,00		Perforación con bomba	Pampa

					centrífuga	
S9	5420332	6528285	33,00		Molino	Pampa
S10	5419392	6522078	30,00		Molino	Pampa
S11	5419392	6522078	30,50		Perforación con bomba sumergible	Ituzaingó
S12	5418104	6524689	31,00		Perforación con motobombeador	Pampa
S13	5418104	6524689	31,50		Molino	Pampa
S14	5416158	6527831	25,00		Molino	Pampa
S15	5414656	6523408	36,00		Perforación con bomba sumergible	Pampa
S16	5425164	6516616	21,00		Perforación con motobombeador	Pampa
S17	5425215	6516965	19,00		Molino	Pampa
S18	5421204	6516729	25,00		Molino	Pampa
S19	5419257	6516006	30,00		Molino	Pampa
S20	5419257	6516006	31,00		Perforación con bomba centrífuga	Pampa
S21	5416650	6513176	29,63		Molino	Pampa
S22	5415185	6516494	31,08		Molino	Pampa
S23	5399955	6516975	30,42		Molino	Pampa
S24	5415806	6517115	30,60		Perforación con motobombeador	Ituzaingó
S25	5415105	6519869	30,08		Perforación con motobombeador	Pampa
S26	5418260	6519565	30,10		Perforación con bomba centrífuga	Pampa
S27	5408178	6523304	41,00		Perforación con motobombeador	Pampa
S28	5408219	6523461	38,19		Perforación con bomba centrífuga	Pampa
S29	5403180	6529946	48,00		Perforación con bomba centrífuga	Pampa
S30	5408980	6527050	31,00		Molino	Pampa
S31	5407670	6518300	42,00		Perforación con motobombeador	Pampa
S32	5402856	6518130	41,33		Perforación con motobombeador	Pampa

CBP/CNT= Cota de boca de pozo/Cota nivel del terreno; PNAS= Profundidad del nivel de agua subterránea; ?= dudoso

4.4 Información química e isotópica.

Desde octubre de 1998 hasta el presente el GIG conjuntamente con el CIM colectan muestras de agua de lluvia de la “Estación Colectora de Agua de Lluvia” ubicada en el parque "Carlos Zapata" de la Ciudad Universitaria de Santa Fe. Esta estación pertenece a la Red Nacional de Colectoras (RNC) de la Global Network for Isotopes in Precipitation (GNIP) de la International Atomic Energy Agency (IAEA) conjuntamente con la World Meteorological Organization (WMO), constituyendo la Estación Nro. 8737401 (Foto 4.13). Las muestras colectadas son enviadas al Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS-CONICET) para la determinación de contenidos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ y tritio.



Foto 4.13. Estación colectora de agua de lluvia FICH-UNL Nro. 8737401

Los resultados de las determinaciones isotópicas correspondientes al período 1998-2012 se presenta en la Tabla 4.10 (Anexo I- Información disponible y generada).

En abril de 2003, se tomaron muestras de agua subterránea en los pozos de monitoreo PM1, PM2, PM3, PM4, PM5 y PM6 y en el pozo de explotación E6 para la determinación de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y tritio, y durante el censo de pozos y perforaciones de marzo-abril de 2011, en los sitios identificados como S16, S17, S18, S19, S20, S21, S22, S23, S24, S25, S28, S29, S30, S31 y S32.

Además, en agosto de 2006, se colectaron muestras de agua del río Salado en dos sitios representativos: Balneario Municipal (Río Salado M1) y Recreo Puente sobre Ruta Provincial N°70 (Río Salado M2).

Las muestras de agua extraídas de los pozos de monitoreo fueron analizadas por el Environmental Isotope Laboratory - Waterloo Centre for Groundwater Research de la Universidad de Waterloo (EIL-WCGR-UW) en Ontario, Canadá; las correspondientes al río Salado en el INGEIS-CONICET, Buenos Aires, Argentina y las correspondientes al último censo en el Laboratorio de Hidrogeoquímica e Hidrología Isotópica del Grupo de Hidrogeología del Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario de la Universidad de Mar del Plata, Argentina (LHHI-IGCC-UNMDP). En las Tablas 4.11 y 4.12 del Anexo I- Información disponible y generada se presentan los valores obtenidos.

Las determinaciones de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y tritio han sido realizadas con un error analítico de $\pm 0,1\%$, $\pm 1,0\%$ y $\pm 0,5\text{UT}$ respectivamente en el EIL-WCGR-UW. Por su parte el INGEIS informa un error analítico de $\pm 0,2\%$ y $\pm 1,0\%$ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ respectivamente y el LHHI-IGCC-UNMDP, $\pm 0,3\%$ y $\pm 2,0\%$ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ respectivamente.

Durante el censo de pozos y perforaciones llevado a cabo en marzo-abril de 2011, se realizaron determinaciones in situ de: pH, Conductividad Eléctrica, y temperatura y se tomaron muestras de agua subterránea en los sitios identificados como S, para la determinación de cloruros y nitratos en el Laboratorio de Química Ambiental de la FICH-UNL (Fotos 4.14 y 4.15). Los valores obtenidos se presentan en la Tabla 4.13 (Anexo I- Información disponible y generada).

Además se dispone de valores de concentraciones de cloruros de las muestras de agua subterránea colectada en los pozos de monitoreo PM1, PM2, PM3, PM4, PM5 y PM6 en abril y diciembre de 2003 y mayo de 2005 y en el pozo de explotación r9. Estas determinaciones se realizaron en el Laboratorio Santa Fe de Aguas Provinciales de Santa Fe o Aguas Santafesinas SA luego de 2005 (Tabla 4.14, Anexo I- Información disponible y generada).



Foto 4.14. Determinación de parámetros in situ



Foto 4.15. Toma de muestra de agua subterránea

Por otra parte, se colectaron muestras de agua de lluvia en la Estación Hidrometeorológica de FICH-UNL, con una frecuencia mensual para el período 2000-2006 que fueron derivadas al Laboratorio de la Unidad de Vinculación Tecnológica VINTEC para su análisis. En el Laboratorio de Química y Ambiente de la FICH-UNL, se analizaron las muestras de agua de lluvia correspondientes a los meses de enero 2007, febrero y noviembre 2008, enero 2009, enero 2010 y febrero, marzo, abril y mayo 2011. La determinación del contenido de cloruros de las muestras de agua de lluvia se realizó utilizando la técnica Method Chloride in Water and Wastewater ASTM D-512-67, con un error de $\pm 0.05 \text{ mg/l}$. Los resultados de estas determinaciones se presentan en la Tabla 4.15 (Anexo I- Información disponible y generada).

Como resultado del muestreo realizado en agosto de 2006 se obtuvieron datos de concentración de cloruros del agua del río Salado en el Balneario Municipal y en la estación Recreo RP N°70. Además se contó con información hidroquímica del agua del río Salado en esta última estación, para distintas fechas entre 2008 y 2012 obtenidos por la Dirección General de Manejo Sustentable de los Recursos Pesqueros de la provincia de Santa Fe (DGRP), en el marco del Programa: Conservación y Uso Sustentable de la Fauna Ictícola Provincial, Subprograma: Monitoreo de calidad de agua y mortandades de peces en el río Salado (<http://www.santafe.gov.ar/index.php/web/content/view/full/119659/>).

4.5. Información Cartográfica e Imágenes Satelitales

Se contó con la información cartográfica presentada en la Tabla 4.16:

Tabla 4.16. Información cartográfica e imágenes satelitales recopilada y sistematizada.

Tipo	Denominación	Escala/ Formato	Fecha (1)	Fuente
Carta topográfica	Hoja 3160-Santa Fe	1:500000 papel		IGM
Carta topográfica	Hoja 3160-26-1 Esperanza Hoja 3160-25-2 Humboldt Hoja 3160-25-1 Pilar Hoja 3160-19-3 Rafaela	1:50000 papel	1959/	IGM
Carta topográfica	Hoja 3160-26-1 Esperanza Hoja 3160-25-2 Humboldt	1:50000 digital	2002	Digitalizado por Pusineri y D'Elia según IGM (1959)
Fotomosaico	Hoja 3160-26-1 Esperanza Hoja 3160-25-2 Humboldt Hoja 3160-25-1 Pilar Hoja 3160-26-2 Recreo	1:50000 papel	1978	IGM
Modelo Digital de Elevación	Hoja 3160-26-1 Esperanza Hoja 3160-25-2 Humboldt	1:50000 digital	2002	Digitalizado por Pusineri y D'Elia según IGM (1959)
Carta de Suelos	Hoja 3160-26-1 Esperanza Hoja 3160-26-2 Recreo Hoja 3160-26-3 Santo Tomé Hoja 3160-25-1 Pilar Hoja 3160-25-2 Humboldt Hoja 3160-25-3 Sa Pereira Hoja 3160-25-4 San Jerónimo N.	1:50000 papel	1991	INTA-Rafaela
Carta de Suelos	Hoja 3160-26-1 Esperanza Hoja 3160-25-2 Humboldt	1:50000 digital	2002	Digitalizado por Pusineri y D'Elia según INTA (1991)
Condición Hidrológica de los Suelos	Hoja 3160-26-1 Esperanza Hoja 3160-25-2 Humboldt	1:50000 digital	2002	Digitalizado por Pusineri y D'Elia según INTA (1991)
Imagen Lansat 7TM	Path Row 22782		28-03-2011	Procesada por Pusineri y Arbuet (2013)
Mapa	Mapa geomorfológico de la Provincia de Santa Fe	1:500000	03-1985	Iriondo (1985)
Mapa	Mapa geomorfológico de la Provincia de Santa Fe			Digitalizado por INA según Iriondo (1985)

(1) Fecha de levantamiento, captura, edición

4.6. *Software utilizados*

Para el tratamiento de la información disponible y generada se utilizaron los siguientes software:

- Planillas de cálculo de Microsoft Office 2010
- Rockworks14 (©2012Rockware)
- SURFER 8 (©Golden Inc, 2008)
- PAST VERSIÓN 2.17c (© Hammer and Harper, 1999-2003)
- ArcGIS versión 9.2 (© ESRI, 2009)
- CROPWAT 8.0 para Windows (© FAO, 2009)

Capítulo 5. Características generales del área estudio.

En este Capítulo se presentan rasgos generales del área de estudio, las características socio-económicas e infraestructura de servicios sanitarios, analizadas sobre la base de estudios antecedentes.

5.1. Ubicación del área de estudio

El área de estudio se ubica en Departamento Las Colonias, en el centro de la Provincia de Santa Fe, Argentina, en la llanura chaco-pampeana, entre los 31° 20' y los 31° 30' de latitud S y los 61° 05' y los 60° 45' de longitud O y al oeste del río Salado, en cuenca inferior del mismo (Figura 2.2). En esta zona la altitud varía entre 55 y 20 msnm con bajas pendientes. Abarca aproximadamente 480 km² e incluye áreas urbanas, suburbanas y rurales.

5.2. Características naturales

Pertenece a la región fitogeográfica denominada el Espinal debido a que la vegetación está constituida en su mayoría por especies leñosas que poseen espinas. Esta región extiende en forma de arco alrededor de los pastizales pampeanos, desde el sur de Misiones, Corrientes, norte de Entre Ríos, centro de Santa Fe y Córdoba, sudeste de San Luis, centro de la Pampa hasta el sur de Buenos Aires. El paisaje predominante es de llanura plana a suavemente ondulada, ocupada por bosques, sabanas y pastizales, hoy convertidos en gran parte en agricultura. El centro de esta región, donde se encuentra el área de estudio, se caracteriza por montes abiertos dominados por Talas (*Celtis tala*), Chañares (*Geoffroea decorticans*) y Algarrobos (*Prosopis* sp.). Las plantas herbáceas son en su mayoría especies pampeanas, con predominancia de gramíneas propias de pastizales templados (Cabrera, 1971; Wasenius et al., 2004a, 2004b)

En las Fotos 5.1 y 5.2 se distinguen algunas especies leñosas y pastizales en montes ubicados en las cercanías del río Salado en el área de estudio. Sin embargo, en la mayor parte del área de estudio, el paisaje se encuentra muy modificado por la intensa actividad agrícola ganadera.



Foto 5.1 y 5.2. Montes en lascercañas del río Salado en el área de estudio.

Según lo expresado en el portal del Observatorio Nacional de Biodiversidad en (<http://obio.ambiente.gob.ar/espinal>), “no resulta sencillo caracterizar la fauna del Espinal. Especies de presencia habitual a lo largo de toda su extensión son carnívoros como el puma, zorro gris pampeano, zorrino, hurones; herbívoros como el ciervo de las pampas (hoy casi extinguido), vizcacha y cuises, todos ellos también comunes en la Pampa. Es de destacar la gran dispersión de herbívoros exóticos en la ecorregión, como la liebre europea, jabalí y ciervo dorado. Entre las aves cuentan, además de las comunes en la Pampa, el caserote común, el cardenal amarillo y, en menor medida el chinchero chico, coludito copetón y curutie blanco”. Particularmente en el área de estudio son comunes reptiles como culebras, yararás, iguanas; roedores como cuises, tuco-tuco, aves como perdices, garzas, zorzales, cardenales, entre otros. En las Fotos 5.3 y 5.4 se muestran algunas de estas especies tomadas de <http://www.avespampa.com.ar>.



Foto 5.3 Tuco-tuco”santafesino



Foto5.4.Garza blanca

5.3. Características socio-económicas

En la zona se localiza la ciudad de Esperanza (Foto 5.5 y Foto 5.6), capital del Departamento Las Colonias, distante a 40 km de la ciudad de Santa Fe, capital de la provincia del mismo nombre, así como otras localidades como Humboldt y Cavour.

Esperanza fue la primera colonia agrícola del país. La **Colonia de la Esperanza** fue proyectada el 15 de junio de 1853, por medio de un contrato de colonización, firmado por un empleado de la empresa "Los Tomates de Ricardo S.A." llamado Tomás Schnell (fundador de la ciudad) con el Gobernador de Santa Fe, Julián Theler. En 1855, la zona fue dividida en espacios de tierras a labrar, llamadas "concesiones", donde se asentaron las primeras familias colonizadoras de inmigrantes suizos, alemanes, franceses, italianos en 1856. La entonces **Colonia de Humboldt** se origina por la fundación de la colonia madre, Esperanza. Como consecuencia de la aprobación de la solicitud que enviara Carlos Beck al gobierno para poblar nuevas tierras, se firma el 22 de septiembre de 1863 el contrato definitivo entre el gobierno provincial y la sociedad formada por Carlos Beck y Aquiles Herzog, residentes en Suiza. Finalmente se logró establecer el 1º de octubre de 1868 como momento inicial de la ordenación del Humboldt. La **Colonia Cavour** fue fundada en el año 1869 por el Sr. Lambruschini. Sus tierras eran de muy buena calidad, con lagunas de agua permanente, cañadas y terrenos accidentados, que invitaban a la colonización, pero su desarrollo se vio demorado por las intrigas y amenazas de los colonos de la Esperanza, por lo que sólo una parte de ella fue poblada. Los colonos de la región comenzaron a trabajar la tierra y a conseguir de ella, no sin grandes sacrificios, lo que luego hizo una de las regiones más ricas de la provincia de Santa Fe (<http://www.e-esperanza.gov.ar>; <http://www.humboldt.gov.ar>)



Foto 5.5 Vista aérea de la ciudad de Esperanza



Foto 5.6 Localidad de Humboldt

Población

Según los registros del Instituto de Estadísticas y Censo del año 2010 en el Departamento Las Colonias existe una población de 104.946 habitantes y las localidades de Esperanza, Humboldt y Cavourposeen más de 40.000 habitantes (Tabla 5.1) (<http://www.santafe.gov.ar>).

Tabla 5.1. Datos poblacionales año 2010.

Fuente: INDEC - IPEC, Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas 2010.

Localidad	Población			Superficie km2	Densidad
	Total	Varones	Mujeres		
Cavour	329	178	151	62	5,3
Esperanza	42.082	17.493	21.474	289	145,6
Humboldt	4.783	2.362	2.421	253	18,9
	40.616	19.810	20.808	604	

Actividad Económica

La región fue creciendo económicamente con el paso de los años y en la actualidad se desarrolla una importante actividad agrícola-ganadera: siembra de cereales y oleaginosas así como pasturas y cría de ganado principalmente para producción de leche (Fotos 5.7 a 5.10). Según datos del Instituto Provincial de Estadísticas y Censo de junio de 2007 (IPEC, 2007), se contabilizaron 333 explotaciones agropecuarias que cubren aproximadamente 34.152 hectáreas. De ellas, 22.597 hectáreas están dedicadas a la ganadería, 9.946 hectáreas a la agricultura, 143 hectáreas a montes forestales y

frutales, 2 hectáreas a granja y 1.466 hectáreas pertenecen a superficie de desperdicio, en los distritos de Esperanza, Cavour y Humboldt (Figura 5.2).



Foto 5.7. Campo de soja (Humboldt)



Foto 5.8. Rollos de alfalfa (Esperanza)



Foto 5.9. Cría de ganado (Esperanza)



Foto 5.10. Tambo (Esperanza)

Pero además, existen numerosos establecimientos industriales dedicados al cuero, madera, alimentos y metalurgia. Según un Inventario Preliminar realizado en el área de estudio, se han contabilizado más de 10 industrias metalúrgicas, 2 fábricas de alimentos por molienda de granos, 3 frigoríficos y 5 fábricas de chacinados, 5 fábricas de productos lácteos y otros alimentos, 2 curtiembres, 2 fábricas de productos químicos, entre otras, ubicadas principalmente en el ejido urbano de la localidad de Esperanza. Existe además una importante industria de servicios compuesta por talleres mecánicos, de pintura, de impresión, estaciones de servicio, lavaderos de automotores, lavanderías, servicios de fumigaciones, entre otros. Todas estas actividades se sustentan en el agua subterránea (D'Elia et al., 2012).

5.4. Infraestructura de Servicios

La población urbana y rural también se abastece de agua subterránea. En las localidades del área de estudio el suministro de agua se realiza a través de redes de agua potable y/o perforaciones domiciliarias. En la ciudad de Esperanza el suministro de agua potable y cloacas está a cargo de una empresa de capitales mixtos: Aguas Santafesinas S.A. (ASSA) y en la localidad de Humboldt encargada de proveer estos servicios es la Cooperativa de Agua Potable, Gas Natural y otros Servicios Públicos de Humboldt Ltda. Los habitantes del pueblo de Cavour poseen perforaciones domiciliarias y no cuentan con red cloacal. En la Tabla 5.2 se presenta un resumen de la población servida por localidad.

Tabla 5.2 Población servida

Localidad	Población Total (hab.)	Población con agua potable (hab.)	Cobertura de Agua (%)	Población con cloacas (hab.)	Cobertura de Cloacas (%)	Fuente
Esperanza	42.082	41.021	97,5	26.480	62,9	ASSA (*)
Humboldt	4.783	4.783	100,0	4.783	100,0	Cooperativa Humboldt - 2010

(*) www.aguasdesantafe.gov.ar

Es importante destacar cómo la explotación del agua subterránea en la región fue acompañando el crecimiento poblacional y económico de la región:

Previo al año 1930 la explotación del agua se realizaba a través de perforaciones domiciliarias. En ese año Obras Sanitarias de la Nación (OSN) construyó una red de distribución alimentada por 3 pozos que producían alrededor de 180 m³/h (4.320 m³/día), suministrando de este modo el servicio de agua potable. Posteriormente en 1940 se incorporaron 2 pozos, en 1969 otro, en 1974 se sumaron 2 y 9 perforaciones de explotación en 1988. Para 1999 se contabilizaban 18 perforaciones en el área urbana, de las que solamente 8 estaban en funcionamiento como consecuencia de problemas vinculados aumento de los contenidos de cloruros, salinidad y/o nitratos (Paris et al., 1999 y 2005).

Casi simultáneamente entre 1974 y 1980, se concretaron las obras de captación y conducción en el sector rural (aproximadamente a 4 km al oeste del ejido urbano), para la exportación de agua a la ciudad de Rafaela. En el año 1999 ya se habían realizado 9 perforaciones en ese sector. De esta manera, la explotación del recurso se realizaba por medio de:

- perforaciones ubicadas en el área urbana de la ciudad de Esperanza directamente conectadas a la red de distribución (sector Este) y,
- por un campo de bombeo en el área rural con conexión a un acueducto para la vecina ciudad de Rafaela (sector Oeste).

En aquel momento la extracción de agua subterránea era del orden de los 10 Mm³/año en el área Oeste y de 5 Mm³ en el sector Este, sin tener en cuenta la explotación para riego y usos industriales.

Desde fines del año 1994, el servicio sanitario de agua y cloacas en las ciudades de Esperanza y Rafaela estuvo a cargo de una empresa concesionaria privada: Aguas Provinciales de Santa Fe Sociedad Anónima (APSF S.A.). La Ley Provincial 11220 constituyó el instrumento legal por medio del cual se reglamentaban las obligaciones y derechos de la empresa y el Estado, el alcance de la prestación, los límites de potabilidad y calidad de efluentes, etc. Asimismo estableció la creación de un organismo encargado de ejercer el control de los servicios sanitarios en la toda la provincia: Ente Regulador del Servicio Sanitario (ENRESS).

Durante el período 1994-1996, a raíz del crecimiento de la demanda de agua potable, se aumentó la explotación en el área urbana de la ciudad de Esperanza. Esto produjo un cambio en la dirección del escurrimiento y un aumento de la salinidad del agua subterránea. Además, los peligros de contaminación asociados a la actividad económica del área y a la falta de obras de saneamiento, condujeron al deterioro ambiental de las fuentes de abastecimiento (Tujchneider et al. 1998; Paris et al., 1998).

En el año 1999 comenzó un proceso en el que participaron distintos estamentos de las comunidades de Esperanza y Rafaela, entre ellas la empresa prestataria del servicio de agua potable APSF S.A., organizaciones no gubernamentales, gobierno local y provincial, ENRESS, profesionales, técnicos, científicos, etc. para buscar una solución consensuada a la problemática planteada con el agua potable. Ese mismo año el Grupo de Investigaciones Geohidrológicas(GIG) de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas de la Universidad Nacional del Litoral, formuló un modelo de gestión para garantizar el uso sostenible de los recursos hídricos subterráneos disponibles en el área y acompañar el desarrollo sostenible de la región. Este modelo de gestión proponía: a) la reubicación de los pozos que abastecían a la ciudad de Esperanza, fuera del área urbana, en un campo de bombeo que se unificara con el ya existente en el área rural; b) el diseño de las obras de captación y la distancia entre las mismas (según el radio de influencia calculado), c) un esquema de explotación de las perforaciones y d) el monitoreo del sistema acuífero por medio de pozos de observación (Filí et al., 1999). Las autoridades municipales aceptaron este modelo de gestión y la empresa prestataria del servicio de agua potable en ese momento lo implementó en gran parte: puso en funcionamiento un campo de bombeo unificado para los dos centros urbanos a fines del 2004 y construyó 6 pozos de monitoreo alrededor del mismo que fueron monitoreados por el GIG durante el período 2001-2003 (Figura 5.1).

Desde 2006 y hasta el presente, el servicio de agua potable y cloacas de 14 localidades de la provincia de Santa Fe (incluidas las ciudades de Esperanza y de Rafaela) es realizado por una empresa privada donde el estado provincial es mayoritario en su propiedad (Aguas Santafesinas Sociedad Anónima - ASSA). En todos los casos el ENRESS sigue controlando la calidad del servicio de agua potable y cloacas en forma sistemática (Ley 11.220, con plena vigencia).

En la actualidad la ciudad de Esperanza cuenta con 28 perforaciones operadas por ASSA. Estas perforaciones extraen entre 38 y 78 m³/h en promedio y durante el año 2012 se han extraído aproximadamente 14 Mm³.

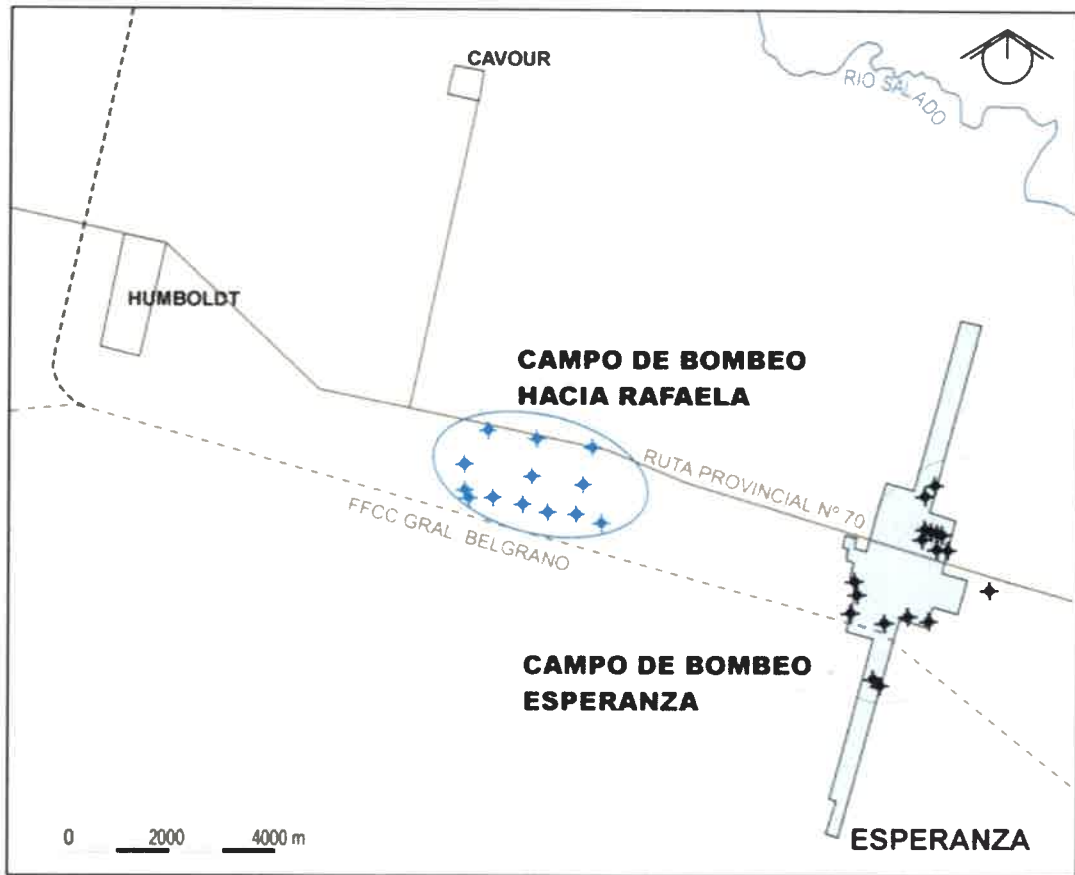


Figura 5.1. Ubicación de los pozos de explotación de APSF-1999.

Tomado de Tujchneider et al. (2005)

Capítulo 6. Hidrometeorología e Hidrología Superficial

En este Capítulo se presentan las características climáticas del área de estudio analizadas sobre la base de estudios antecedentes; y las características hidrometeorológicas para el período de análisis obtenidas sobre la base de la información disponible.

6.1. Características climáticas

El clima del área ha sido clasificado como $C_2 B'3 r a'$, que corresponde a la denominación de subhúmedo húmedo (C_2), mesotermal ($B'3$), de nula a pequeña deficiencia de agua (r) y de baja concentración térmica estival (a') (Panigatti, 1986).

Por su parte el GIG analizó las principales características climáticas de esta área sobre la base información hidrometeorológica proveniente del Servicio Meteorológico Nacional (SMN), Ministerio de Agricultura y Ganadería, Industria y Comercio de la provincia de Santa Fe (MAGIC), Dirección de Comunicaciones de la provincia de Santa Fe, entre otras fuentes de información. Los resultados de esta caracterización climática fueron publicados en distintos informes técnicos, libros y revistas científicas (Fili et al., 1999; Tujchneider et al., 1998; 2000; 2003) y se presentan a continuación.

6.1.1. Régimen de precipitaciones

En la Tabla 6.1 se presentan algunos estadísticos descriptivos de la serie de precipitaciones anuales de la localidad de Esperanza correspondiente al período 1904-2010. La misma sigue una distribución Normal.

Tabla 6.1 Estadísticos descriptivos de la serie de precipitaciones anuales. Esperanza (1904-2010).

Media	Mediana	Mínimo	Máximo	Varianza	Desvío	Asimetría	Curtosis
987,0	963,5	423,0	1710,0	71447,72	267,29	0,401	-0,120

La Figura 6.1 muestra la evolución de las precipitaciones anuales. En ella se puede observar que los valores extremos, máximos y mínimos, se presentan al principio de la serie. La precipitación máxima se ha registrado en el año 1914 y la mínima en el año 1906. Al analizar la serie completa se puede notar un cambio en la tendencia a

partir del año 1950. Esto se debe a una fluctuación climática que se evidencia en un desplazamiento de varios cientos de kilómetros hacia el Oeste de las isohietas de 600, 800, 1000 y 1400 mm entre los períodos 1921-1950 y 1971-1980, en la Mesopotamia y en toda la llanura Pampeana y chaqueña. (García, 1994).

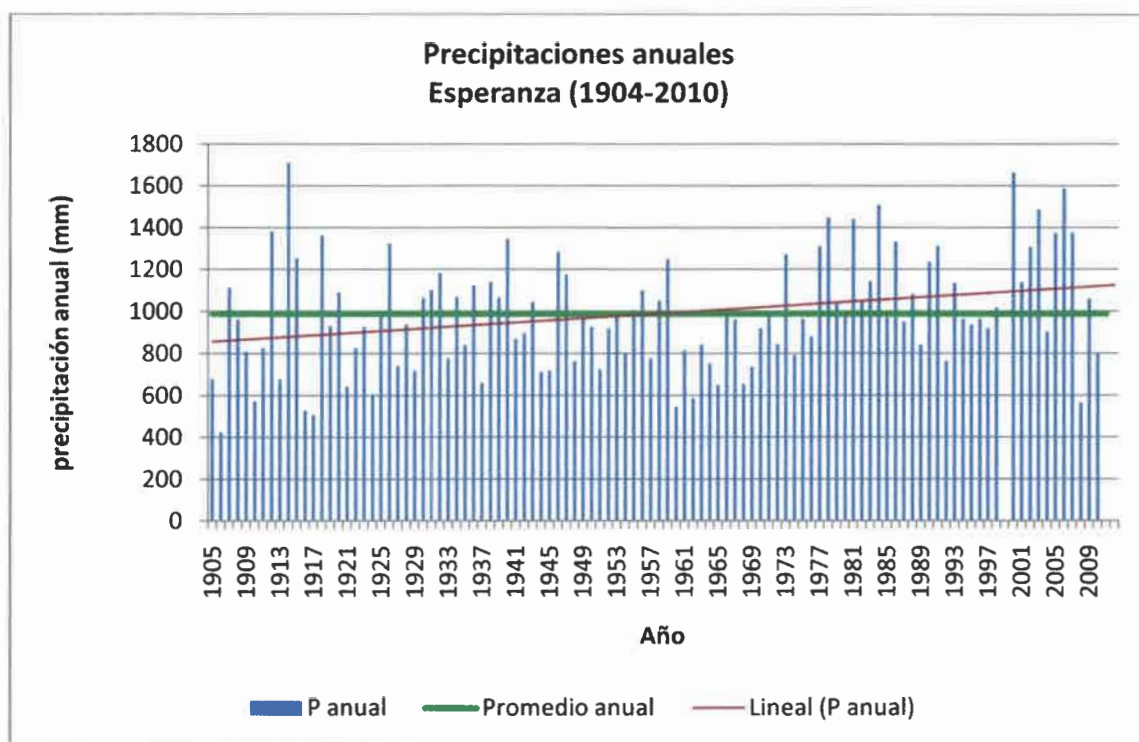


Figura 6.1. Evolución de las precipitaciones anuales. Tomado de Fili et al., 1999

Se advierte además, una alternancia de ciclos secos y húmedos de hasta 3 años. A partir del año 1959 estos períodos se hacen más prolongados. En efecto, se observa un período seco de aproximadamente 6 años (1960-1965) y una secuencia de años típicos y húmedos de 12 años (1977-1987). Cabe destacar que desde de la década del '70 y hasta la actualidad se presenta en la llanura santafesina, un período húmedo con precipitaciones anuales del orden de 900 a 1200mm y caracterizado por la ocurrencia de eventos lluviosos muy intensos y arealmente concentrados.

Particularmente en el área de estudio, desde el año 1990 hasta el año 1993 se han registrado precipitaciones superiores a la media de la serie considerada (987 mm) y en el período 1994-1999 precipitaciones similares a este valor (años típicos). Un período

muy húmedo se ha registrado desde el año 2000 hasta el año 2007, que incluye la crecida extraordinaria del río Salado del año 2003. El año 2008 se ha presentado muy seco con una precipitación anual de sólo 564mm, con pérdidas considerables tanto para la agricultura como para la ganadería de la región. En contraposición, en el año 2009 precipitaron 1057mm, de los cuales 514 mm han caído en los meses de octubre, noviembre y diciembre. Según los últimos registros de lluvia caída en los meses de enero y febrero de 2010 que ascendió a 514mm, se podría afirmar que se está en presencia de un período muy húmedo que ya ha ocasionado graves perjuicios en las actividades agropecuarias de la región.

Estudios recientes realizados por Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas de la Universidad Nacional del Litoral tendientes a estudiar la vulnerabilidad de los recursos hídricos de la región Litoral-Mesopotamia ante los cambios climáticos (FICH, 2006), indican que la región, que incluye el área de estudio de esta Tesis: “desde principios de la década del '70 se encuentra dentro de un período húmedo prácticamente continuo hasta la actualidad. La precipitación anual media de este período húmedo es aproximadamente un 20 % mayor a la correspondiente al período anterior. Dentro de esta tendencia, la variabilidad temporal de las precipitaciones da lugar a la ocurrencia de años secos en la zona norte, como fue el caso del año 2005. La precipitación media del período histórico completo es de 948 mm, la media del período 1930/31-1971/72 es de 871mm y la del período 1972/73-2002/03 es de 1052 mm, lo que implica un aumento del 21% respecto del período anterior. Se observa un aumento en la cantidad de días con precipitación y en la cantidad de días con lluvias intensas desde comienzos de la década del 70'. Esto último refleja una mayor frecuencia de eventos convectivos. Los llamados sistemas convectivos de meso escala son sistemas que tienen una dimensión menor que los frentes (su radio puede ser de hasta 300 km), aunque pueden estar asociados a estos últimos. Estos sistemas pueden provocar lluvias de muy alta intensidad y arealmente concentradas, por lo que generalmente producen crecidas significativas de los cursos de agua”.

6.1.2. Distribución media anual de las distintas variables hidrometeorológicas

Precipitación

Con el objeto de caracterizar climáticamente el área de estudio, el GIG analizó la distribución anual de las variables: precipitación, temperatura, humedad relativa y velocidad y frecuencia de las direcciones de viento en términos medios mensuales (Tujchneider, 1998; Fili et al., 1999).

En la Figura 6.2 se presenta la distribución anual de las precipitaciones medias mensuales para el período 1941-1976. En él se puede observar valores superiores a 80mm entre los meses de octubre a abril. Los meses de junio, julio y agosto presentan valores inferiores a 35mm. El valor máximo se registra en el mes de marzo y el mínimo en el mes de julio. Los índices estacionales indican que el 33.6% de los montos de precipitación se presentan en verano, el 31.7% en otoño, el 10% en invierno y el 24% en primavera.

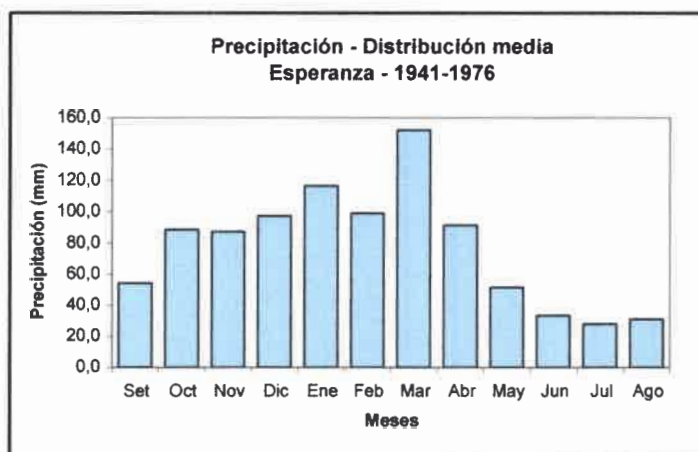


Figura 6.2. Distribución anual de las precipitaciones medias mensuales. Tomado de Fili et al., 1999

Temperatura

En la Figura 6.3 se puede observar que las mayores temperaturas medias mensuales se registran entre los meses de noviembre a marzo, superando los 20°C, con un máximo en el mes de enero de 25.4°C. En los meses de junio y julio se observan los valores mínimos (de aproximadamente 12°C).

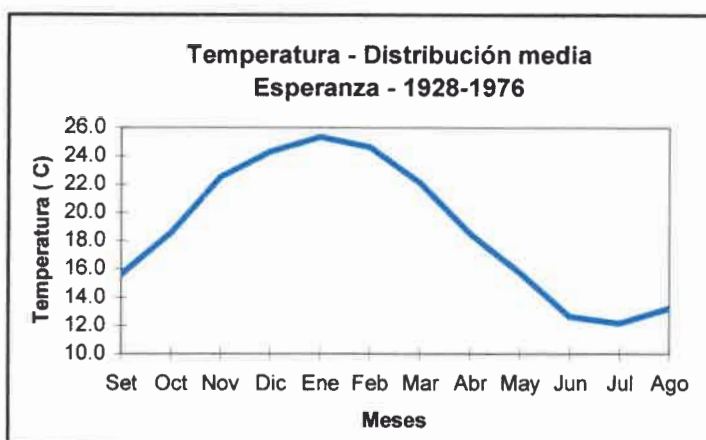


Figura 6.3. Distribución anual de las temperaturas medias mensuales. Tomado de Fili et al., 1999

Humedad relativa

La humedad relativa varía entre 60 y 80% (Figura 6.4), resultando mayo y junio los meses de mayor porcentaje de humedad (79%) y noviembre y diciembre, los meses de menor porcentaje de humedad relativa (64%).

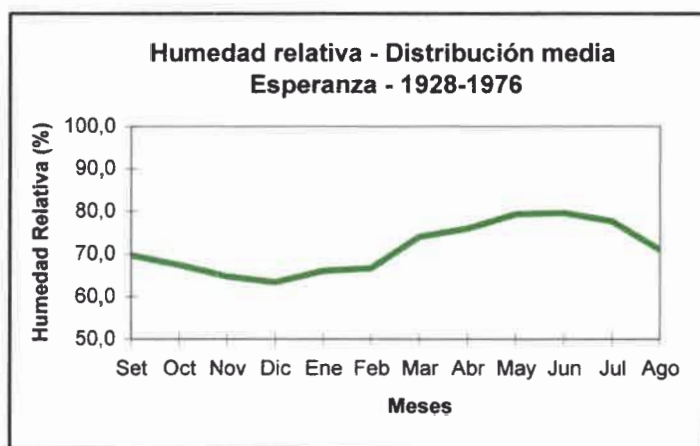


Figura 6.4. Distribución anual de la humedad relativa media mensual. Tomado de Fili et al., 1999

Vientos

La velocidad media del viento varía entre 7 y 10km/h (Figura 6.5) registrándose los máximos valores entre los meses julio y enero (entre 9 y 10km/h), y los mínimos en los meses de marzo y abril (entre 7 y 8km/h).

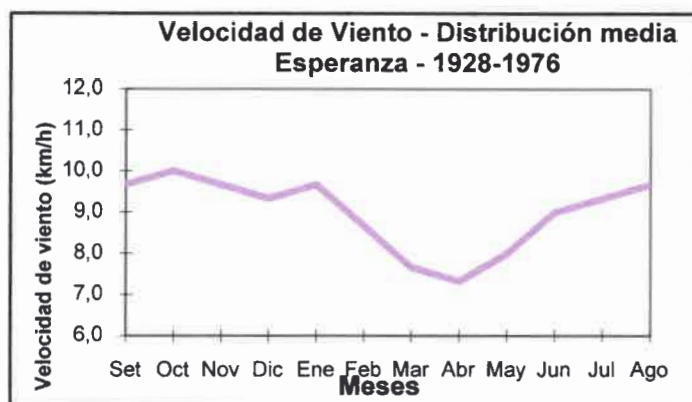


Figura 6.5. Distribución anual de la velocidad del viento media mensual.
Tomado de Fili et al., 1999

6.1.3. Circulación de los vientos. Frecuencia y dirección.

En relación con la circulación general de las masas de aire en la Tierra, el área de estudio se encuentra en el círculo de alta presión ubicado a los 30° de Latitud en el Hemisferio Sur, donde se presentan los anticiclones del Pacífico Sur y del Atlántico Sur. Este último anticiclón afecta al clima de nuestro país y su localización varía según la época del año, estando más al sur en verano y un poco más cercano al Ecuador en el invierno. La circulación de vientos es antihoraria y emite aire hacia la zona de bajas ecuatoriales, donde junto con los emitidos por los centros del Hemisferio Norte forma los vientos alisios en superficie que soplan en dirección este-oeste. En altura los vientos contra alisios tienen una circulación oeste-este. Por otra parte, las diferencias de temperaturas y presiones a nivel local originan centros ciclónicos y anticiclónicos temporales que dan lugar a vientos típicos como los vientos Pampero, Sudestada, Zonda en la República Argentina. Los dos primeros afectan el área objeto de estudio.

En la Figura 6.6 se presenta la dirección predominante del viento para los distintos meses del año. La dirección predominante corresponde en promedio al cuadrante NE.

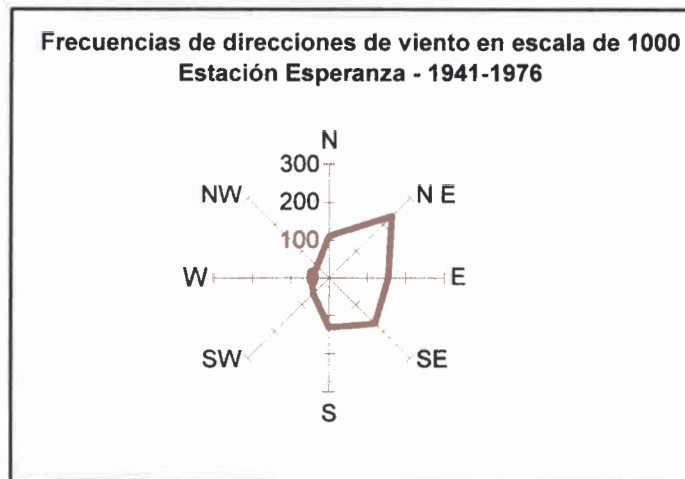


Figura 6.6. Frecuencia de la dirección predominante de los vientos.
Tomado de Fili et al., 1999

6.2. Características meteorológicas del área de estudio para el período de análisis

El período de análisis seleccionado para este estudio fue: setiembre de 2002-agosto de 2011 que corresponde a nueve años hidrológicos.

6.2.1. Precipitaciones

En este período y sobre la información obtenida en el ítem 3.2 Información hidrometeorológica del Capítulo 3, se analizaron las precipitaciones de las estaciones Cavour, Esperanza y Humboldt.

En este período se observó un régimen de precipitaciones anuales similar en las tres estaciones (Figura 6.7). En la Tabla 5.4 se presentan los valores de precipitaciones anuales; la precipitación media anual resultó 1167mm en Esperanza, 935mm en Cavour y 1027mm en Humboldt (Tabla 5.4) y se han observado años húmedos: 2002-2003, 2004-2005 y 2006-2007, años secos: 2007-2008 y 2008-2009 y años típicos: 2003-2004, 2005-2006, 2009-2010 y 2010-2011.

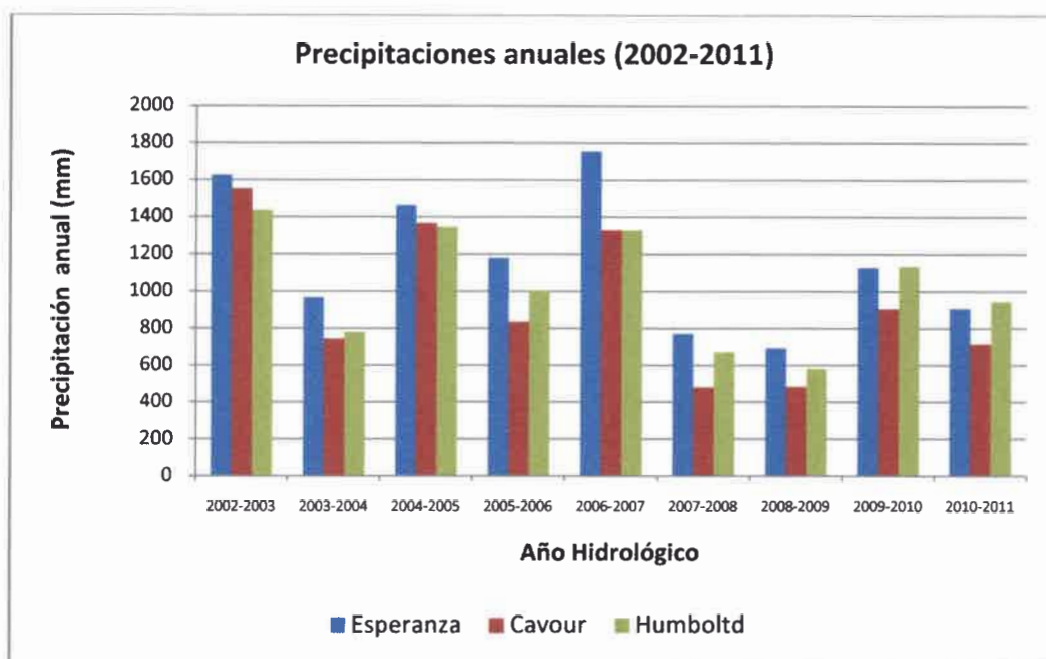


Figura 6.7. Precipitaciones anuales estaciones del área de estudio

Tabla 6.2. Precipitaciones anuales y promedios anuales

Año	Precipitaciones anuales (mm)		
	Esperanza	Cavour	Humboldt
2002-2003	1627	1554	1438
2003-2004	969	744	781
2004-2005	1465	1368	1348
2005-2006	1181	835	1005
2006-2007	1756	1331	1331
2007-2008	772	481	672
2008-2009	694	483	582
2009-2010	1129	905	1136
2010-2011	908	716	946
Precipitación media anual (mm)	1167	935	1027

Además, el análisis de regresión múltiple permitió definir una relación lineal entre las series de precipitaciones mensuales de las tres estaciones para el período 2002-2011. La representatividad fue muy buena expresada por los coeficientes R que superaron el valor de = 0,94 (94%) en los tres casos.

De la observación de la distribución anual de las precipitaciones medias mensuales en las tres estaciones, surge que las mismas tienen un comportamiento similar: las mayores precipitaciones medias mensuales se registran en los meses de noviembre, diciembre, febrero, marzo y abril (superiores a 100mm) y los menores valores durante los meses de mayo, junio, julio y agosto (inferiores a 30mm) (Figura 6.8).

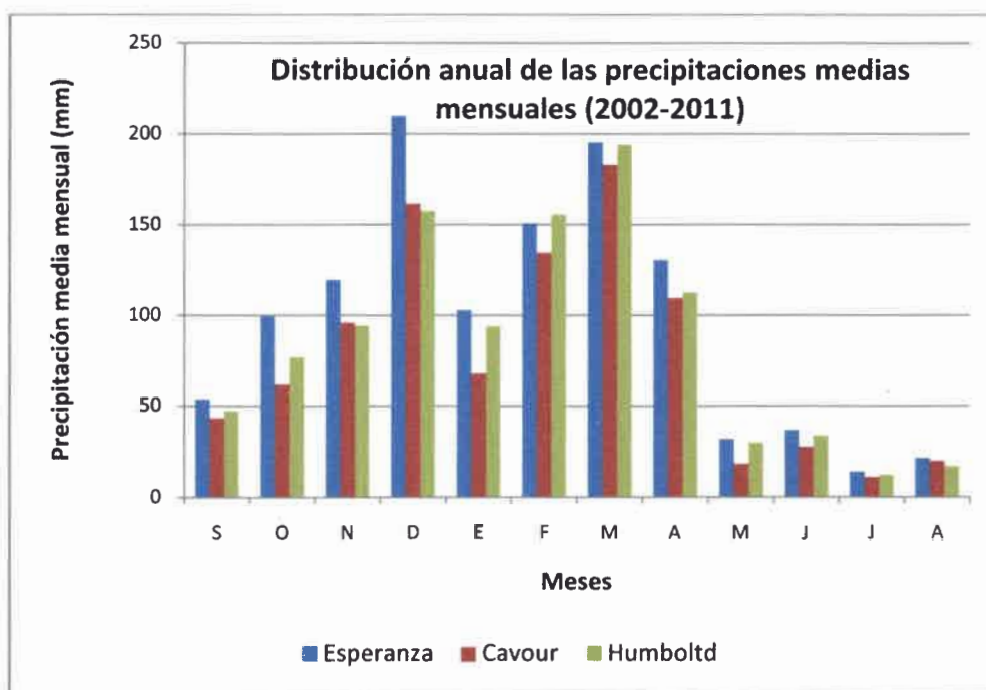


Figura 6.8. Distribución anual de las precipitaciones medias mensuales para el período de análisis

6.1.2. Temperaturas

Se realizó un análisis de los registros de temperaturas medias mensuales de las estaciones hidrometeorológicas de la estación meteorológica automática FCA-UNL Esperanza y de la Estación Hidrometeorológica FICH-UNL Santa Fe, presentadas en el ítem 4.2 Información hidrometeorológica del Capítulo 4. La distribución media anual de las temperaturas se presenta en la Figura 6.9. Las temperaturas medias mensuales mínimas son del orden de los 11 y 13°C y se registran durante los meses de junio y julio; las mayores temperaturas medias mensuales se presentan durante los meses de verano con valores entre 23 y 25°C.

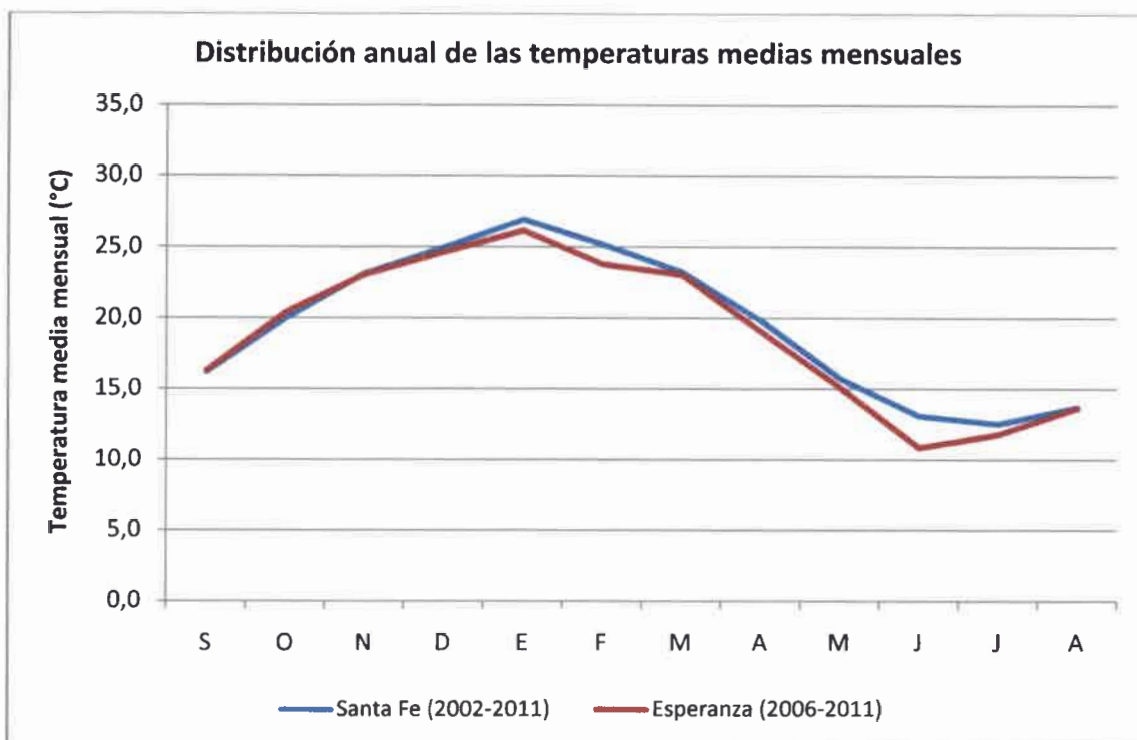


Figura 6.9. Distribución anual de las temperaturas medias mensuales para el período de análisis

El análisis de regresión realizado entre las series de temperaturas medias mensuales permitió establecer una muy buena relación lineal entre ambas. El coeficiente R resultó 0,98 (98%).

En virtud del análisis realizado, se decidió completar los datos faltantes de la serie de temperaturas de la estación meteorológica automática FCA-UNL Esperanza utilizando esta relación lineal.

6.2. *Hidrología*

El área de estudio se encuentra en el tramo inferior de la cuenca baja del río Salado. Este río pertenece a la Cuenca del Plata; nace en las estribaciones orientales de los Andes en la provincia de Salta a 5.960 msnm y desemboca en el río Paraná a 15 msnm. Tiene una longitud de 2.210 km y atraviesa las provincias de Salta, Santiago del Estero y Santa Fe. La cuenca tiene aproximadamente 124.000 km² y su caudal medio es de 140 m³/s.

“La cuenca inferior del río Salado se desarrolla a partir de su ingreso en la provincia de Santa Fe, a la altura de la localidad de Tostado, hasta su desembocadura en el río Coronda en el paraje conocido como Cuatro Bocas. La superficie total de la cuenca inferior es de 60.060 km². Es un sistema de llanura que conforma una transición entre dos grandes regiones naturales, la llanura pampeana (al Sur) y la llanura chaqueña (al Norte). Gran parte de la cuenca se asemeja a un plano suavemente inclinado con pendiente regional hacia el Este, variable entre 0,01% y 0,05%. Los materiales superficiales del suelo son predominantemente limosos. Desde el punto de vista climático, también es una zona de transición, tanto en sentido Norte-Sur como Este-Oeste. El área circundante al paralelo de 30° latitud sur y a la isoterma de 20°C es la divisoria teórica entre los dominios de los climas templado y subtropical. Ambos parámetros cruzan al Norte de la provincia, influenciando a la cuenca con su carácter de transición. Esta condición origina la existencia de “bordes de clima”, donde la variabilidad es una de las características sobresalientes. Existe un aumento de las precipitaciones medias anuales en el sentido Oeste-Este, de 900 mm a 1200 mm (1971/2000), originando una transición desde un clima semiárido en el límite occidental a sub-húmedo en las zonas central y oriental. La baja pendiente regional, la característica de los suelos y del clima han limitado el desarrollo de una red de avenamiento natural jerarquizada e integrada. Dentro de la cuenca inferior, pueden distinguirse dos tramos diferenciados del río Salado. El primero se desarrolla con dirección Noroeste-Sureste, desde Tostado hasta la desembocadura del río Calchaquí. En este tramo, el cauce tiene una escasa capacidad de conducción y albardones pronunciados que aíslan el cauce de la planicie. En crecidas, gran parte del caudal es derivado lateralmente, a través de un umbral ubicado en proximidades de Logroño,

hacia el A° Saladillo, afluente del A° Las Conchas. El segundo se desarrolla con dirección Norte-Sur, desde la desembocadura del río Calchaquí hasta su descarga en el río Coronda. En este tramo, el valle de inundación es más definido, con un ancho que varía entre 3 km y 4 km y los albardones que separan el cauce del valle son más estrechos. El valle no es homogéneo y contiene lagunas, meandros abandonados y otras formas fluviales. El cauce principal tiene un ancho medio de 100 m, profundidades máximas del orden de 4 m y un coeficiente de meandricidad (relación entre las longitudes del cauce y del valle) de 1,8. En este tramo, el río recibe sus afluentes principales sobre su margen derecha: A° Las Conchas, A° San Antonio y A°Cululú.....El caudal módulo para el período 1972-2003 es de 143,1 m³/s” (MAH-FICH UNL, 2006).

El área de estudio se encuentra en el segundo tramo de la cuenca inferior del río Salado. En la Figura 6.10 se presenta la imagen SAC-C/MMRS donde se visualiza la cuenca del río Salado en la provincia de Santa Fe, durante la crecida del año 2003. En esa época el caudal del río superó el caudal estimado para una crecida de diseño de 100 años (3010 m³/s). En la parte derecha de la Figura 6.10 se ha identificado el área de estudio con un recuadro azul. En la misma se encuentra la Estación Hidrométrica Recreo en el puente sobre Ruta Provincial N°70 (RP N°70) que es operada por el Ministerio del Agua, Servicios Públicos y Medio Ambiente de la Provincia de Santa Fe, anteriormente Ministerio de Asuntos Hídricos.

La evolución de alturas hidrométricas medias mensuales en la estación Recreo RPN°70 en el período de análisis de esta Tesis, se presenta en la Figura 6.11. Los valores de altura hidrométrica fueron calculados como promedio de las alturas diarias informadas en la BDHI por la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación sumados a la cota del cero de la escala hidrométrica ubicada en el mencionado puente.

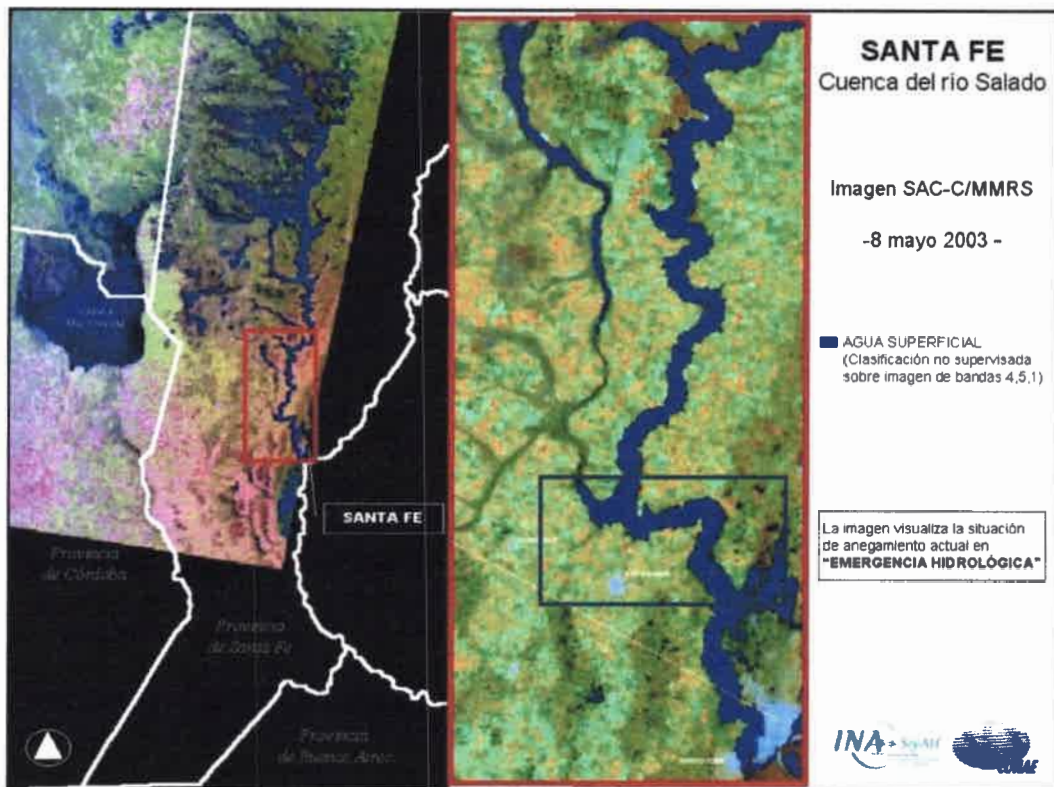


Figura 6.10. Cuenca del río Salado en la provincia de Santa Fe.
Fuente: <http://www.conae.gov.ar>

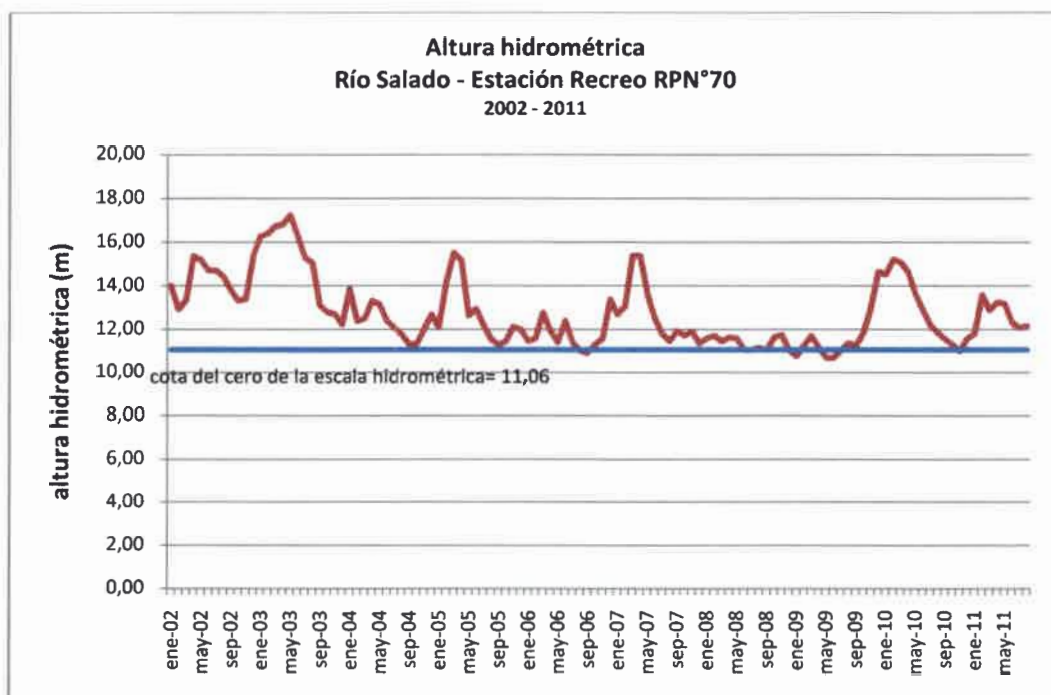


Figura 6.11. Alturas hidrométricas río Salado- Estación Recreo RP N°70 para el período de análisis

La salinidad del agua del río es variable dependiendo de la época del año. En ocasiones ha alcanzado valores superiores a los 10.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ de conductividad eléctrica. En la Figura 6.12 se puede observar la evolución de la conductividad eléctrica y de la concentración de cloruros del agua del río Salado en la estación Recreo RP N°70, y en la Figura 6.13, la relación entre la conductividad eléctrica y la altura hidrométrica graficada a partir de datos obtenidos por la Dirección General de Manejo Sustentable de los Recursos Pesqueros de la provincia de Santa Fe, en el marco del Programa: Conservación y Uso Sustentable de la Fauna Ictícola Provincial, Subprograma: Monitoreo de calidad de agua y mortandades de peces en el río Salado.

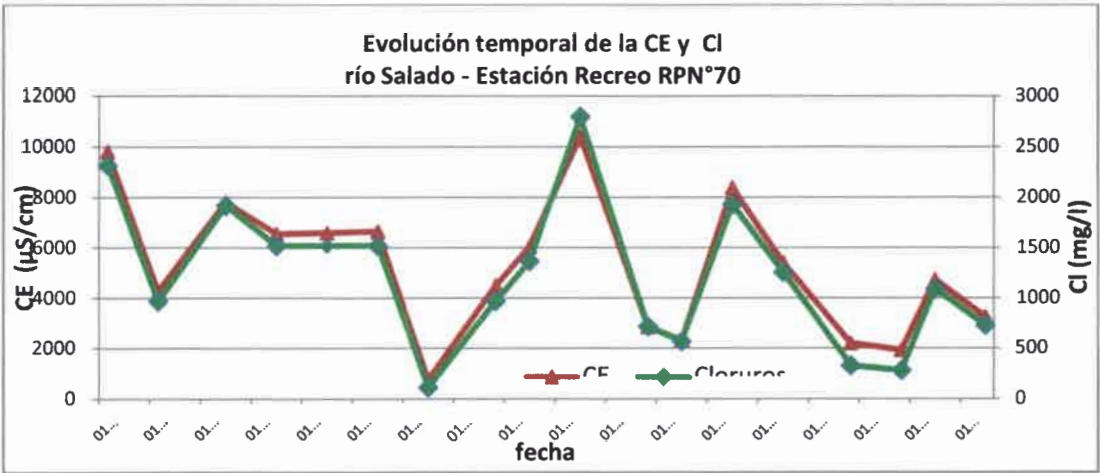


Figura 6.12. Evolución de CE y Cl río Salado-Estación Recreo RP N°70

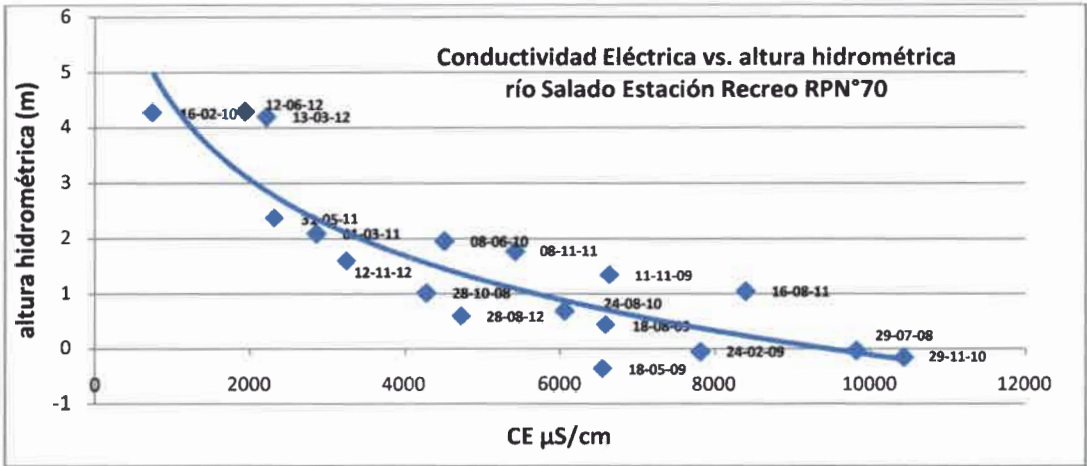


Figura 6.13. CE versus altura hidrométrica río Salado-Estación Recreo RP N°70

Capítulo 7. Geología, Geomorfología y Suelos

En este capítulo se presentará el marco geológico y geomorfológico regional y las características geológicas, geomorfológicas y edafológicas locales, analizadas sobre la base de información disponible y generada y estudios antecedentes.

7.1. Geología

7.1.1. Marco regional

El área de estudio se encuentra en la denominada Llanura Chaco-Pampeana. Los principales elementos geológico-estructurales de esta región fueron presentados por Russo et al. (1979): “forma parte de una unidad morfológica mucho más extensa, que atraviesa todo el continente sudamericano, desde los llanos de Colombia y Venezuela en el N, hasta las pampas de la República Argentina en el S. Su rasgo más característico es la ausencia casi total de relieve. Coincide con una parte poco móvil de la corteza, de tendencia negativa, donde en el pasado geológico se acumularon espesas series sedimentarias marinas y continentales. Actualmente en ella se depositan sedimentos en cantidades variables provenientes en su mayor parte de la destrucción de las elevaciones montañosas situados en el O, llevados desde lugares de depósito por los ríos y los vientos. Podría considerarse como un amplio y extenso nivel de piedemonte o una gran llanura aluvial. El espesor de la sucesión sedimentaria no se mantiene uniforme a través de toda el área. Por el contrario, presenta numerosas variaciones que reflejan la existencia en el subsuelo de grandes depresiones u hondonadas separadas entre sí por altos o dorsales. Consideradas estructuralmente, las partes deprimidas representan cuencas sedimentarias distintas, diferenciadas con los nombres de Chaco Paranense, Noroeste, Macachín, Salado, Colorado, Levalle y Laboulaye. Es muy posible que para los términos más antiguos, paleozoicos, toda el área se haya comportado como una única zona negativa. Posteriormente, como consecuencias de movimientos tectónicos intensos ocurridos en el Jurásico, esa cuenca sedimentaria mayor debió separarse en una serie de cuencas menores que posteriormente se colmataron con sedimentos cretácicos y terciarios. Cada una de ellas debe ser considerada como una cuenca sedimentaria, estructural para los términos más antiguos (paleozoicos), deposicional para los más recientes (cretácicos-terciarios).” (Figura 7.1).

La Cuenca Geológica Chaco-Paranense (indicada con el número 2 en el Plano de la Figura 6.1) abarca las provincias de Misiones, Corrientes y parte de las provincias de Entre Ríos, Formosa, Chaco, Santiago del Estero, Córdoba y Santa Fe.

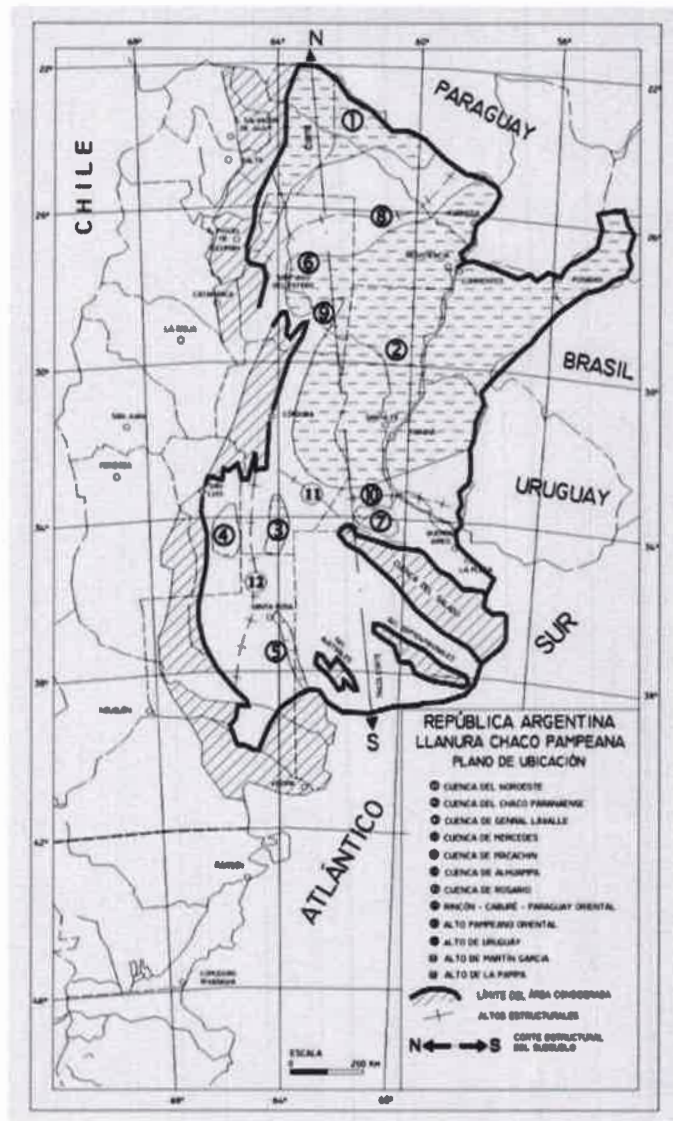


Figura 7.1. Plano de ubicación de las cuencas sedimentarias de la Llanura Chaco-Pampeana. Tomado de Russo et al., 1979.

El perfil geológico estructural N-S de la Cuenca Geológica Chaco-Paranense y de la Cuenca del Noroeste de la República Argentina (Figura 7.2) muestra la estratigrafía desde el Precámbrico al presente. En el Cuadro 7.1 se presenta específicamente la columna estratigráfica de la Cuenca Geológica Chaco-Paranense.

Cuadro 7.1. Columna estratigráfica del subsuelo de la Cuenca Chaco-Paranense.
Extractado de Russo et al., 1979

Período	Epoca	Chaco Paranaense	
Cuartario	Holoceno	Pampa	
	Pleistoceno	Puelches	
Terciario	Plioceno	Fm. Ituzaingó	
		Mioceno	Fm. Entre Ríos
	Fm. Paraná		
	Oligoceno	Fm. Chaco	
	Eoceno	Fm. Mariano Boedo	
		Paleoceno	Fm. Tacuarembó
Cretácico	Superior	Fm. Serra Geral	
	Inferior		
Jurásico			
Triásico			
Pérmico		Sin nomenclatura formal	
Carbónico			
Silúrico Devónico		Grupo Sgo. del Estero	Fm. Rincón
			Fm. Caburé
			Fm. Copo
			Fm. Zapla.
Ordovícico Cámbrico		Fm. Arbol Blanco	
		Fm. Pirané	
		Fm. La Breñas	
Precámbrico		Basamento Cristalino	

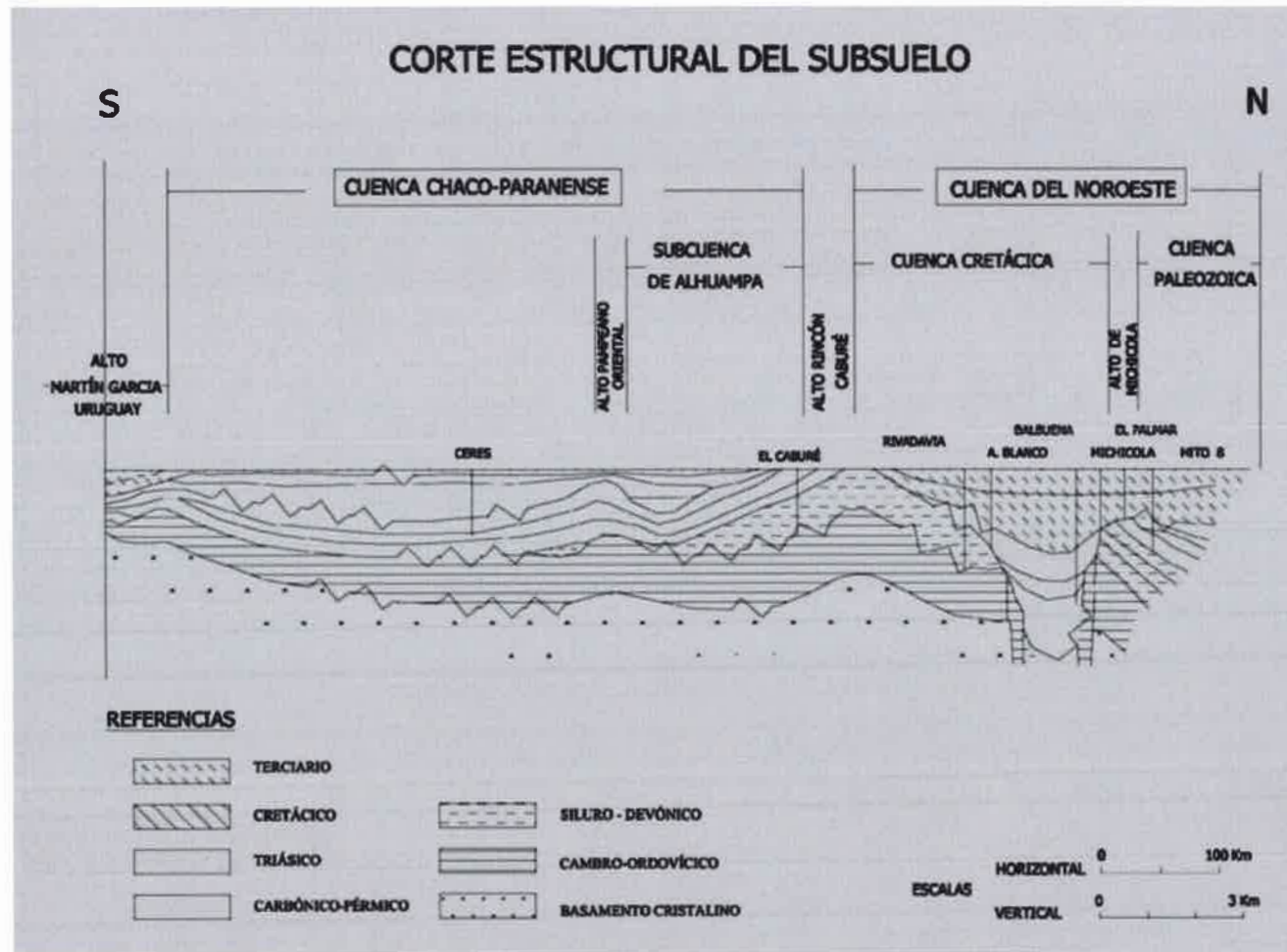


Figura 7.2. Corte estructural del subsuelo de la Cuenca Chaco-Paranense y de la Cuenca del Noroeste. Tomado de Russo et al., 1979

Sobre la base de los trabajos de Fili y Tujchneider (1977) y Tujchneider et al. (1979), Tujchneider realizó una síntesis de la secuencia estratigráfica regional para el área de la provincia de Santa Fe. En el Cuadro 7.2 se presenta esta secuencia estratigráfica para el sector este de la provincia (Tujchneider, O., 2001).

Cuadro 7.2. Secuencia estratigráfica regional para el sector este de la provincia de Santa Fe. Tomado de Tujchneider, O., 2001

<i>EDAD</i>	<i>FORMACIÓN</i>	<i>LITOLOGÍA</i>
Holoceno	Depósitos aluviales recientes y actuales indiferenciados	Arenas y limos arcillosos
Pleistoceno Superior Pleistoceno Medio	“Grupo Pampa”	Arcillas, limos y loess
Pleistoceno Inferior Plioceno Superior	Ituzaingó (“Puelches”)	Arenas cuarzosas ocráceas fluviales
Mioceno Superior	Paraná	Arcillas verdes y Arenas grises marinas
Mioceno Inferior Eoceno	Olivos / Fray Bentos	Arcillas rojizas, calcáreas y yesíferas
Paleoceno Cretácico Superior	Mariano Boedo / Yeruá	Areniscas calcáreas Arcilitas
Cretácico Inferior Jurásico Superior	Serra Geral Tacuarembó	Basaltos y Areniscas cuarzosas
Triásico Superior	Buena Vista	Areniscas cuarzosas
Pérmico Inferior	Chacabuco	Arcilitas y tufitas
Carbónico Superior	Charata Sachayoj	Limolitas y areniscas Arcilitas lutílicas y areniscas
Precámbrico	“Basamento cristalino”	Granitos-gabros y rocas metamórficas

Proterozoico

El *basamento cristalino* está constituido por rocas plutónicas de composición variada: granitos, gabro y rocas con diverso grado de metamorfismo. Aflora en las Sierras Pampeanas de Córdoba al oeste y en la Isla de Martín García y Uruguay en el este. Los sondeos profundos realizados por YPF, en las áreas vecinas a las localidades de San Cristóbal y Calchaquí indican que se encontraría a unos 6000 metros.

Paleozoico

El ciclo Carbónico-Pérmico se ha dividido en tres unidades formacionales, que se describen sintéticamente a continuación:

Formación Sachayoj(Carbónico Superior): Está formada por arcilitas castaño-oscuras a gris claras, con intercalaciones en la sección superior de areniscas blanquecinas a ligeramente verdosas, que se disponen discordantemente sobre rocas del Devónico al Proterozoico.

Formación Charata (Carbónico Superior): Integrada fundamentalmente por sedimentos glaciales y fluvio-glaciales en la base; en la parte superior presenta alternancia de arcilitas, lutitas e intercalaciones de areniscas y calcáreos. Apoya en discordancia sobre la Formación Sachayoj.

Formación Chacabuco (Pérmico Inferior): Integrada por arcillas grises a grises oscuras, duras, micáceas y tufitas de igual coloración, a veces bituminosas. Se intercalan bancos calcáreos grises y areniscas de grano fino y mediano. Apoya en discordancia sobre la Formación Charata.

Mesozoico

Formación Buena Vista (Triásico Superior): La Formación Buena Vista descrita para Uruguay (= Piramboia en Brasil) es de difícil diferenciación en el subsuelo por la similitud de características con la Formación Tacuarembó que le suprayace, por lo que generalmente se las unifica. Constituida predominantemente por areniscas cuarzosas, coloración rojo ladrillo, con alternancia de bancos calcáreos y lutitas en la base. Presenta estratificación entrecruzada y granos redondeados esmerilados; fueron depositadas por la acción eólica bajo condiciones de clima semidesértico.

Formación Tacuarembó(Jurásico Superior – Cretácico Inferior). Areniscas bien seleccionadas, rojizas, friables, tamaño de grano fino a mediano. Su origen eólico se evidencia por la estratificación entrecruzada y la selección de los granos.

Formación Serra Geral(Cretácico Inferior): Posteriormente a la depositación de la Formación Buena Vista se produjeron en la Cuenca Chaco-Paranense grandes efusiones volcánicas, que cubrieron con mantos de basaltos toleíticos y diabasa una superficie de más de un millón de kilómetros cuadrados. Estas coladas desarrollaron también una gran potencia, habiéndose determinado espesores que llegan a superar los 1500 metros. Estos basaltos, conocidos con el nombre de “Basaltos de Serra Geral” están asociados a las

areniscas cuarzosas de grano fino o mediano y tonalidad predominante rojiza, "Areniscas de Tacuarembó".

Cenozoico

Formación Mariano Boedo(Cretácico Superior - Paleoceno): Su composición es muy variable en distintas partes de la cuenca. Está constituida predominantemente por areniscas finas a medianas, de coloración variada, bancos calcáreos y arcilitas grises, verdosas y rosadas, en parte yesíferas. Se la ha correlacionado con lo que Stappembeck denominó "Capas de Paiva", en el subsuelo de las proximidades del área de estudio. Hacia el este del río Paraná, se correlaciona con sedimentitas de las Formaciones Yerúa (Cretácico Inferior) y Pay Ubre (Cretácico Superior), descritas por Herbst (en Tujchneider, 2001) para Corrientes y extendidas para el subsuelo de Entre Ríos por Tujchneider y Filí (1988).

Formación Olivos(Eoceno - Mioceno inferior): Se trata de las areniscas y pelitas moradas, rojizas, que en las perforaciones se encuentran ubicadas entre las Formaciones Mariano Boedo y Paraná. Su origen es continental, se trata de acumulaciones de llanura aluvial en ambiente subácueo. Estos sedimentos son de amplia difusión regional en todas las cuencas que subyacen a la región Chaco-Pampeana.

Formación Paraná(Mioceno superior): Está constituida por depósitos marinos que se encuentran en todas las cuencas sedimentarias del noreste argentino, desde Barranca Final, Provincia de Río Negro hasta Paraguay. Se considera a la Formación Paraná integrada por tres miembros: un miembro basal de arcillas verdes con macro y microfósiles, poco potente pero de extensión regional, que sobreyace a arcillas pardas con yeso, continentales; un miembro intermedio, constituido predominantemente por arenas grises, finas y medianas, con intercalaciones de estratos discontinuos de arcilla verde, algo arenosas, con microfósiles y, finalmente un miembro cuspidal integrado por arcillas arenosas calcáreas y bancos carbonáticos fosilíferos.

Formación Ituzaingó(Plioceno Superior - Pleistoceno Inferior): De origen fluvial, está constituida predominantemente por arenas de granos subangulosos a subredondeados, finas y medianas, de color amarillo ocre, y limos grises. El color amarillo hasta pardo de las arenas se debe a su recubrimiento limonítico; normalmente el aumento del tamaño de grano se da hacia la base, subordinada en cantidades semejantes. Al oeste del valle del río Paraná las arenas equivalentes se han tratado casi siempre bajo la denominación informal

de Formación Puelche. Sobreyace a la Formación Paraná mediante discordancia erosiva y es cubierta transicionalmente por los sedimentos pampeanos. En la faja occidental del área de estudio, las perforaciones realizadas en San Justo por la Dirección Nacional de Minería y por Agua y Energía, localizan su techo a cota 31m y su base a cota 5m, con un espesor de 26m, muy semejante a lo que ocurre en la ribera entrerriana. En el área de los Saladillos y todo el valle del río Paraná, la formación ha sido erosionada. Hacia el oeste, el techo descende hasta alrededor de cota 25m y se extiende aproximadamente hasta el meridiano de $61^{\circ} 30'$, contactando lateralmente con arenas de la Formación Paraná. Hacia el norte se extiende hasta Chaco y hacia el sur hasta el noreste de Buenos Aires” (Tujchneider, 2006). La composición mineralógica de las arenas de esta formación es fundamentalmente cuarzosa, con minerales arcillosos representados por caolinita, illita y montmorillonita.

En estudios recientes Kröling e Iriondo (2003) hacen referencia a la Formación Ituzaingó en la provincia de Santa Fe, e indican que esta Formación no se habría sedimentado en el bloque San Guillermo. Este bloque es un área alta de la llanura, limitada por fracturas y fallas reactivadas por neotectónica. Se encuentra en su mayoría en la provincia de Santa Fe, y en el sector noreste de la provincia de Córdoba, Abarca el Área elevada occidental y parte del Área de bloques desiguales del mapa geomorfológico de Iriondo (1987). Los autores indican que el bloque San Guillermo presenta singularidades de no haber sido alcanzado o influido por las fajas y abanicos aluviales que dominaron la Pampa Norte durante el Cuaternario y actuó como límite occidental de las migraciones del río Paraná, cuya Fm Ituzaingó/”arenas Puelches” no fue sedimentada en esa área. Esto lo dedujeron a partir de su ausencia en la columna estratigráfica general (Figura 7.3), de las correlaciones estratigráficas dentro y fuera del área (Figuras 7.4 y 7.5) y de la geomorfología regional. Destacan que la mayor parte de los sedimentos cuaternarios, son fragmentos retransportados de loess más antiguos; que la madurez mineralógica de estos sedimentos es muy alta y no se ha encontrado semejanza entre los microaglomerados dominantes de la arena del Paraná; y que la fuente del material loésico podría ser de alguna región alejada situada al sur, dado que las Sierras Pampeanas producen sedimentos con significativa proporción de feldespatos.

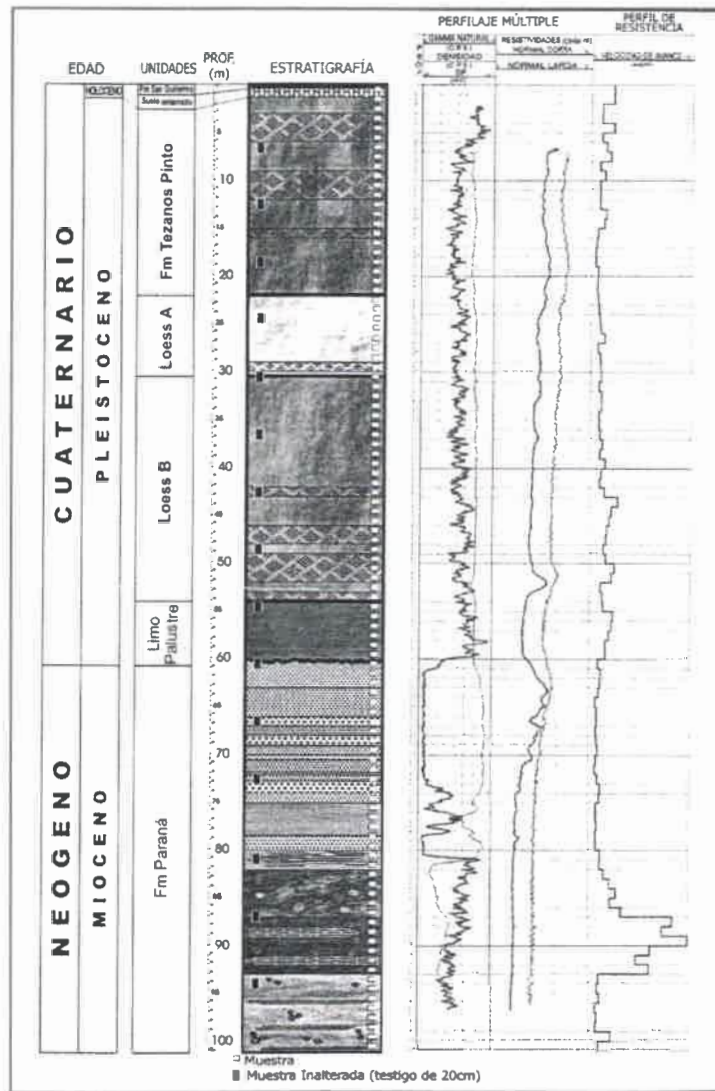


Figura 7.3. Perfil de la perforación San Guillermo. Tomado de Kröling e Iriondo (2003)

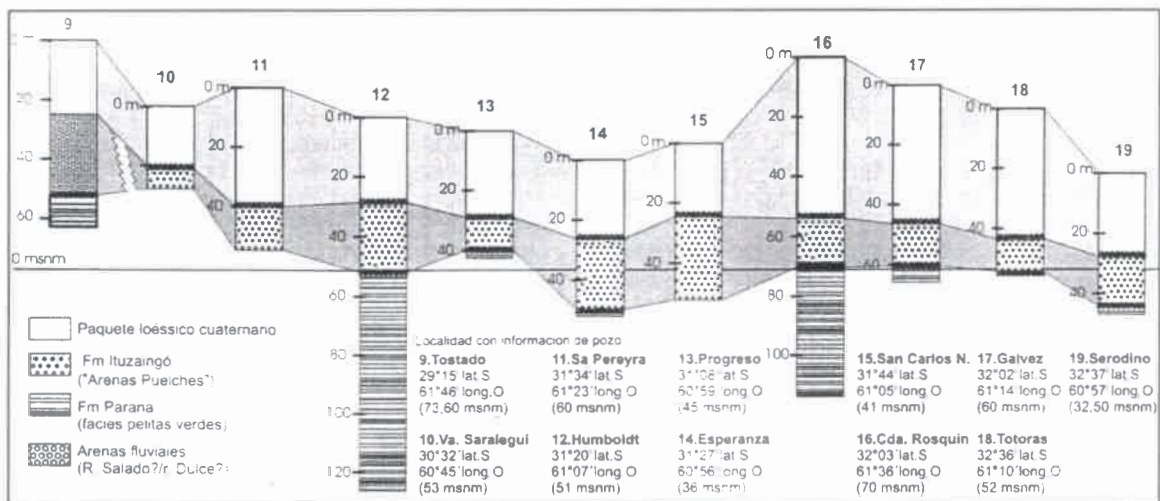


Figura 7.4. Correlación estratigráfica del este del bloque San Guillermo Tomado de Kröling e Iriondo (2003)

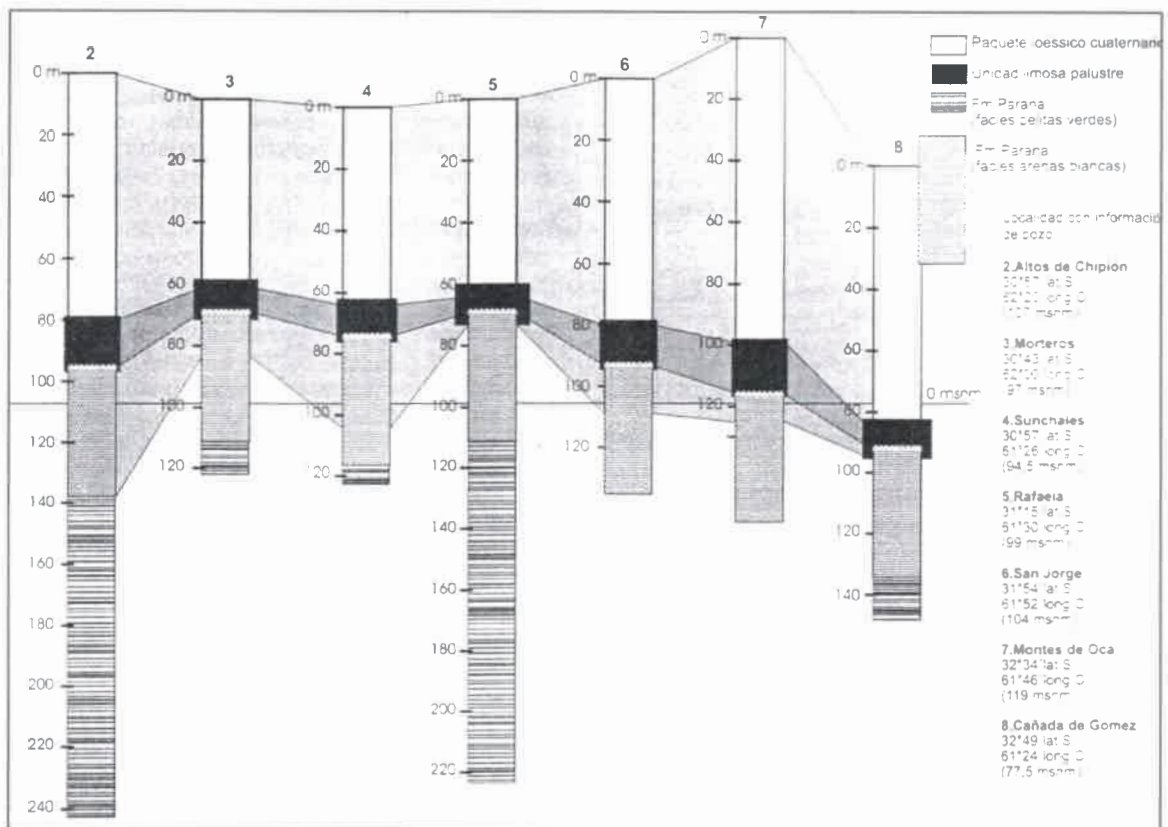


Figura 7.5. Correlación estratigráfica dentro del bloque San Guillermo
Tomado de Kröling e Iriondo(2003)

Grupo Pampa (Pleistoceno): Tujchneider (2001) propuso la designación de *Grupo Pampa* para tratar, en forma conjunta, a unidades integradas por los "loess y limos pampeanos", descriptas formal e informalmente en distintas localidades de la provincia. De acuerdo con registros de perforaciones, la columna que conforman los sedimentos pampeanos regionalmente, está integrada, en la base por arcillas pardas y verdosas, en partes calcáreas, en espesores que por lo general no superan los 5 m a los que se superponen limos arenosos y arcillosos castaños. La parte cuspidal, de 3 a 4 m, en algunos sitios es de tipo loésico. Tiene relevancia hidrogeológica porque su comportamiento como acuitardoy produce el semiconfinamiento del acuífero Puelche.

Según Iriondo (1987) "los sedimentos eólicos que forman los metros superiores de la Región Loésica, fueron transportados a la misma por vientos del sudoeste que soplaron durante un clima seco y frío del Pleistoceno final y formaron un manto de loess de espesor variable, entre 2 y más de 5m". Estos sedimentos constituyen la *Formación Tezanos Pinto*

quees el clásico loess pampeano que cubre la región central de la provincia de Santa Fe (oeste del Chaco santafesino en una faja de varios kilómetros de ancho a lo largo del límite con Santiago del Estero, abarca más de la mitad del Departamento 9 de Julio e incluye a las localidades de Tostado y Villa Minetti) (Iriando y Krohling, 1995). Es un limo eólico con arcilla subordinada y escasa arena fina, de color marrón claro (7.5 YR 6/4). Es poroso, friable y masivo, posee canalículos rizoides revestidos por segregaciones de Fe y Mn e incluye cantidades significativas de CO_3Ca disperso y en concreciones. Mineralógicamente está compuesto por cuarzo policristalino dominante, cuarzomonocristalino, vidrio volcánico y feldespatos. Tiene 20 a 25 m de espesor. De acuerdo a datos indirectos de subsuelo, Tezanos Pinto sobreyace a otras dos formaciones sedimentarias eólicas encontradas en la Pampa Norte por Krohling e Iriando (2003) y que fueron denominadas provisoriamente como “Loess A” y “Loess B”. Según los autores, el Loess A está compuesto por limo grueso con arcilla y arena fina subordinadas, de color rosado a marrón claro; contiene escaso CO_3Ca secundario formando segregaciones aisladas y concreciones duras. Tiene 10 a 15 m de espesor. El Loess B es un limo eólico grueso con arcilla subordinada y escasa arena fina, color rosado, motas de Fe-Mn; tiene 20 a 25m de espesor (Figura 7.3).

Cubriendo un área extensa, a manera de manto continuo sobre la Formación Tezanos Pinto, se encuentran sedimentos depositados en el Holoceno Superior de la *Formación San Guillermo*. Esta Formación “está compuesta por limos gruesos, masivos o con estratificación horizontal muy poco clara, suaves al tacto y muy friables. Su textura es migajosa y de estructura poliédrica regular de hasta 10cm, con poros y canalículos pequeños muy abundantes. De color gris cuando seco (10 YR 4/4). En algunos lugares su aspecto se ve modificado por los procesos edáficos, y algo cambiante cuando se depositó en ambientes pantanosos. Sus límites superan ampliamente los de la cuenca y en general su espesor disminuye de oeste a este. En el canal Morteros-Mar Chiquita puede llegar a 1m siendo lo característico 30 a 50 cm de espesor en el resto del área” (Iriando, 1987).

En la parte central del Chaco santafesino (mitad oriental del Departamento 9 de Julio y sector oeste del Departamento Vera) se encuentra la *Formación Fortín Tres Pozos* que es un depósito palustre. “Se encuentra en todo el lóbulo de derrame del Bermejo y el Sistema Geomorfológico del Salado. Tiene un espesor de 15 a 25 metros de color gris

verdoso a marrón grisáceo en perforaciones y marrón claro en afloramientos; su granulometría es limo arcillosa con perfil grano-decreciente. Está formada por tres miembros de espesores similares. El inferior está compuesto por limo grueso y limo fino en porcentajes similares, seguidos por arcillas y coloides en ese orden de abundancia. El miembro medio presenta predominio de limo fino con proporciones similares de limo fino y arcilla subordinadas. El miembro superior contiene más del 60% de arcilla seguido por limo fino y coloides, con escaso limo grueso. La arena es muy fina y aparece en proporciones modestas” (Iriando, 2007).

Depósitos aluviales recientes y actuales indiferenciados: Los depósitos más modernos que culminan la columna estratigráfica están constituidos por sedimentos limo-arcillosos, limo-arenosos y arenosos finos, de distribución irregular y espesores que, en general no superan los 4-5 m.

7.1.2. Características geológicas locales

A los efectos del presente estudio, resultan de interés las formaciones del Mioceno Superior hasta los depósitos recientes.

Particularmente para el área de estudio se realizó una interpretación de la información disponible de perfiles litológicos, perfilajes de pozos, ensayos granulométricos de perforaciones, presentadas en el ítem 4.1 Información geológica y geofísica del Capítulo 4. Se realizó la graficación de la columna litológica de cada uno de las perforaciones con el software Rockworks14 ((©2012Rockware), distinguiendo los sedimentos por su granulometría y tonalidad en función del ambiente de depositación de los mismos. A modo de ejemplo, se presenta la columna litológica perteneciente a la perforación Humboldt que es la más profunda de las analizadas (aproximadamente 120 m) (Figura 7.6). En los primeros 20 m se distinguen limos arcillosos de tonalidad parda clara y arcillas limosas atribuibles a los sedimentos pampeanos, le sigue una secuencia de arenas amarillentas con aumento de tamaño hacia la base, pertenecientes a la Formación Ituzaingó y a partir de los 36 m se encontraron arenas grises de la Formación Paraná. La sucesión litológica a partir de esa profundidad y hasta los 120m está formada por arenas grises y arcillas verdes que se corresponden con los sedimentos de esta Formación. Para el análisis

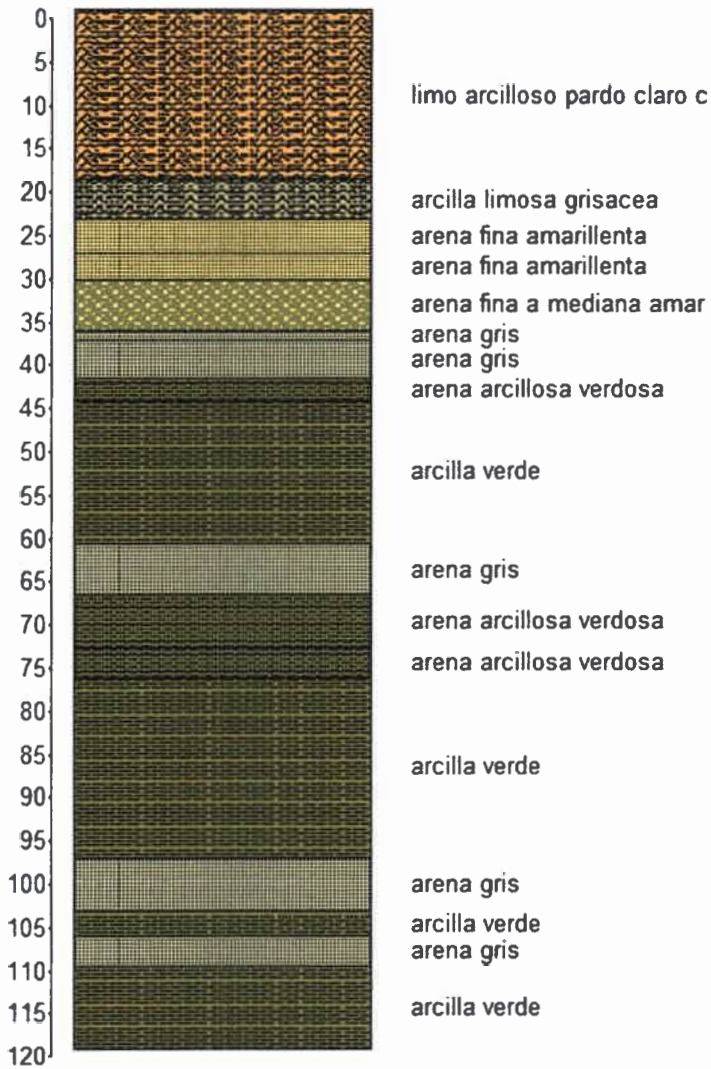
que sigue a continuación, se considerará esta perforación hasta los 60 m al sólo efecto de no distorsionar la escala de trabajo.

Se seleccionaron cuatro cortes geológicos A-A', B-B', C-C' y D-D' para analizar la estratigrafía (Figura 7.7). Las Figuras 7.8, 7.10, 7.12 y 7.14 muestran las trazas de los mismos y la ubicación de las perforaciones consideradas para la graficación de cada uno de ellos. Las Figuras 7.9, 7.11, 7.13 y 7.15 muestran las columnas litológicas de las perforaciones, evidenciando una variabilidad de facies en las Formaciones relacionadas con los distintos ambientes de depositación (las referencias litológicas de la perforación Humboldt son válidas para estos perfiles). En estas Figuras se presenta, de manera simplificada, la estratigrafía de los cortes geológicos antes mencionados, distinguiendo los sedimentos pampeanos, los correspondientes a la Formación Ituzaingó y a la Formación Paraná.

Además, se trazaron curvas de cotas de base y curvas isopacas de los sedimentos pampeanos y de la Formación Ituzaingó (Figuras 7.16 a 7.19). El trazado de las curvas se realizó en una primera instancia a mano alzada y luego utilizando el software Rockworks 14 (©2012 Rockware), con una interpolación por kriging y un modelo de variograma lineal sin pepita para las curvas de cota de base y espesor de los sedimentos pampeanos; esférico con pepita para las curvas de cota de base de la Formación Ituzaingó y exponencial sin pepita para las curvas de espesor de esta Formación; con una equidistancia de 1 m. En la Figura 7.16 se puede observar que la base de los sedimentos pampeanos se encuentra entre cotas 15 y 23 m IGN. Los menores valores se presentan en el sector-este, aumentando hacia el O, excepto en un sector del centro-este donde la cota de base se encuentra entre 20 y 23 m IGN. Esto puede visualizarse también en las correlaciones estratigráficas de los cortes A-A' y C-C' (Figuras 7.9 y 7.13). En el área de estudio, el espesor de sedimentos pampeanos varía entre 13 y 24 m. Aumenta de E a O y en el sector centro-este del área se presentan los espesores menores en coincidencia con los mayores valores de cota de base (Figura 7.17). La cota de base de la Formación Ituzaingó aumenta de E a O, desde cotas -10 m IGN en el E a aproximadamente 10 m IGN al O del área considerada (Figura 7.18). El espesor de la Formación Ituzaingó disminuye desde 30 m en el centro-este hasta 13 m en el sector NE (Figura 7.19).

Humboldt

Prof (m)



Litología	
	arcilla
	arena arcillosa verdosa
	arcilla verde
	arena fina amarillenta
	arena fina a mediana amarillenta
	arena mediana a gruesa amarillenta
	arena gris
	arena mediana amarillenta
	arena gruesa
	limo arcilloso pardo oscuro
	limo arenoso
	limo arcilloso pardo claro con tosca
	limo arcilloso pardo claro
	arcilla limosa grisacea
	Suelo

Figura 7.6. Perfil litológico perforación Humboldt

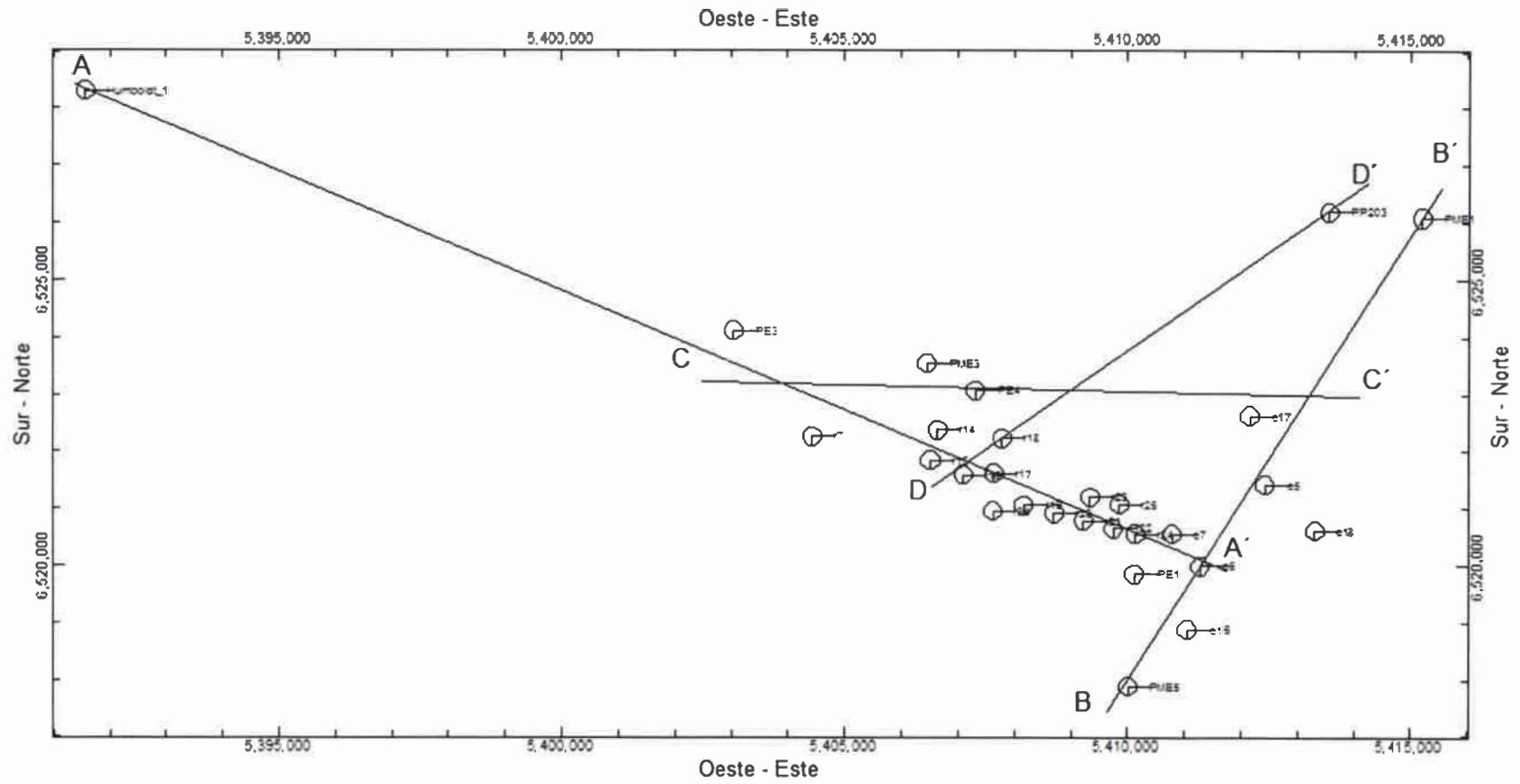


Figura 7.7. Trazas de los cortes geológicos seleccionados

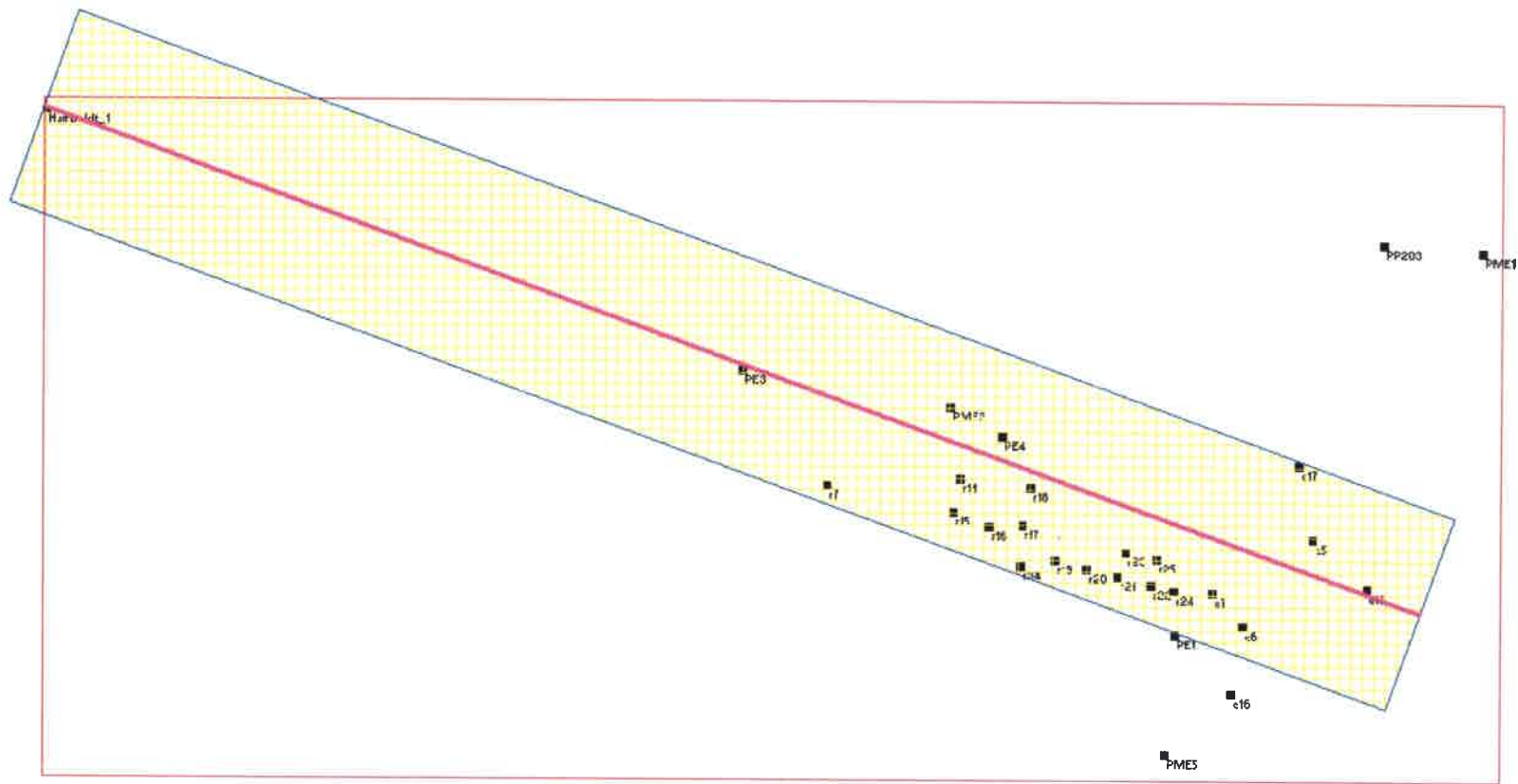


Figura 7.8. Trazo del corte geológico A-A'

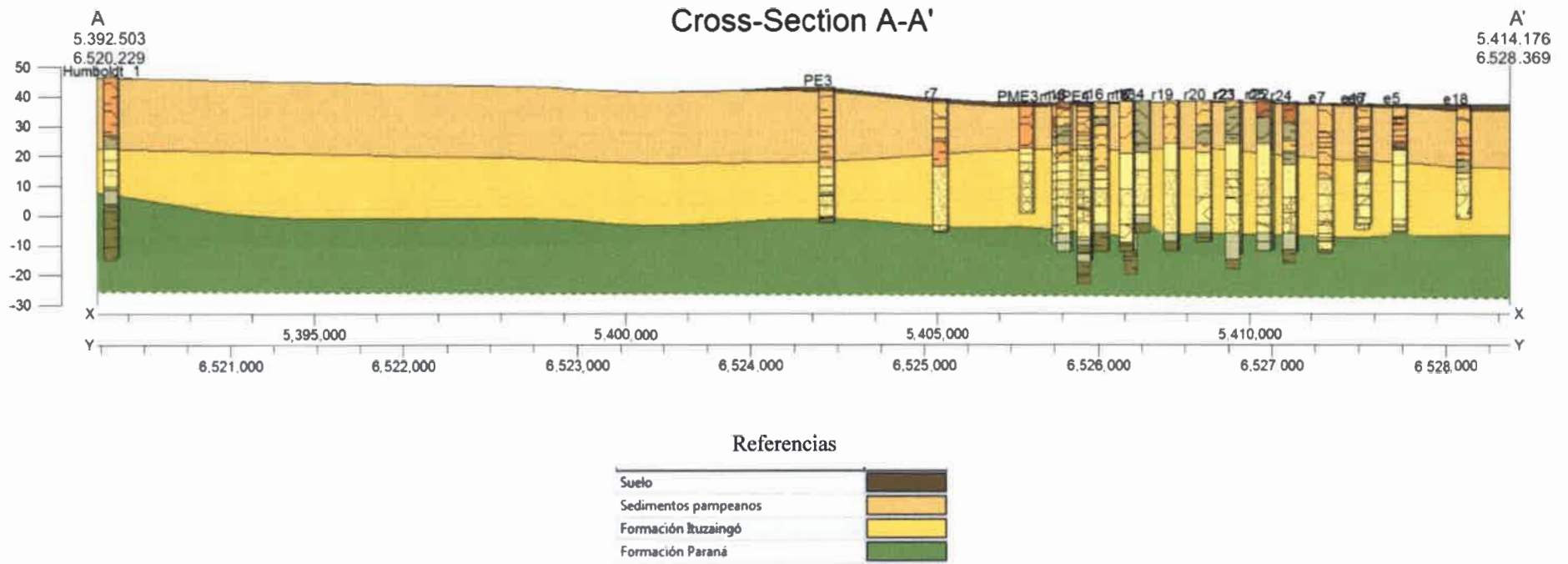


Figura 7.9: Corte estratigráfico para la sección A-A'

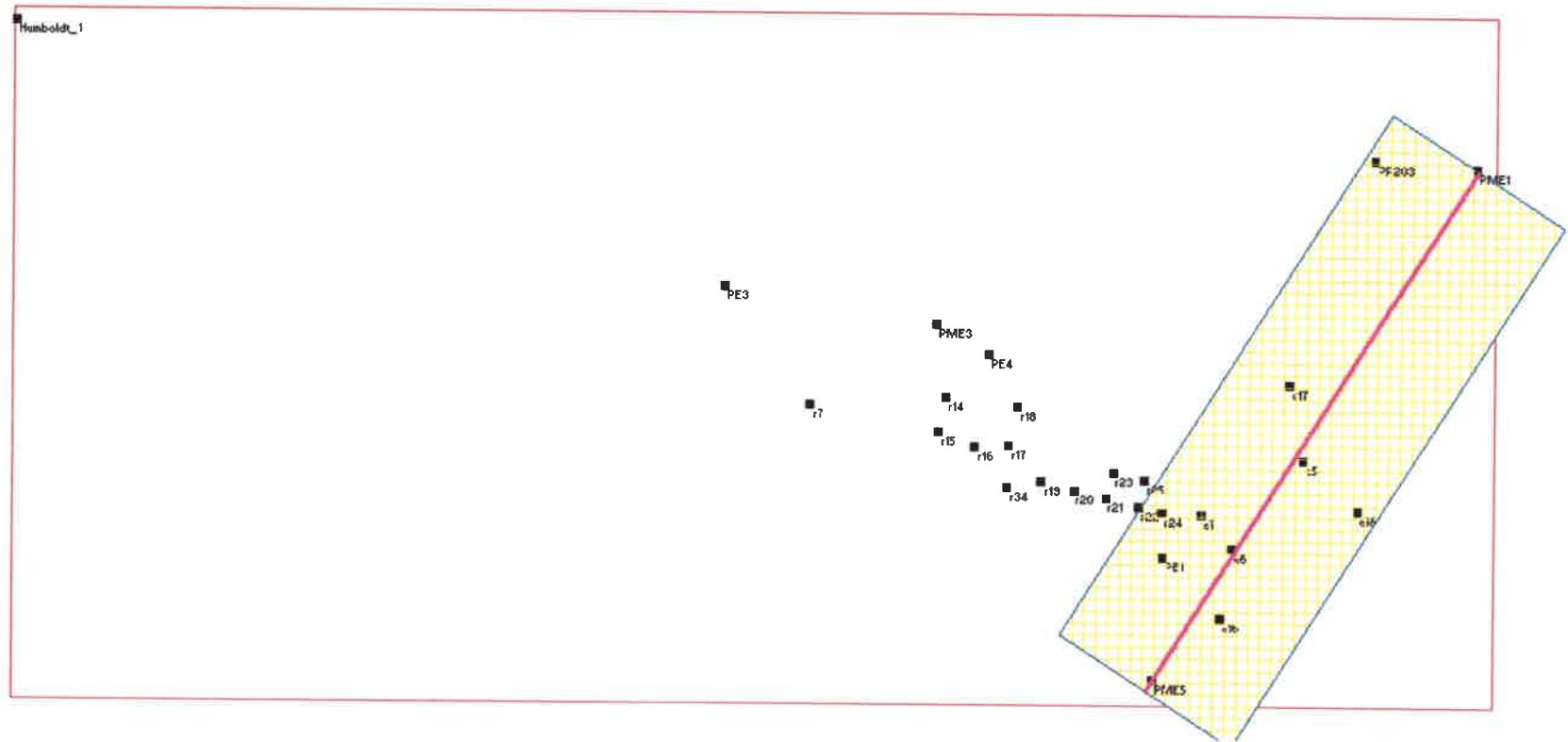


Figura 7.10. Traza del corte geológico B-B'

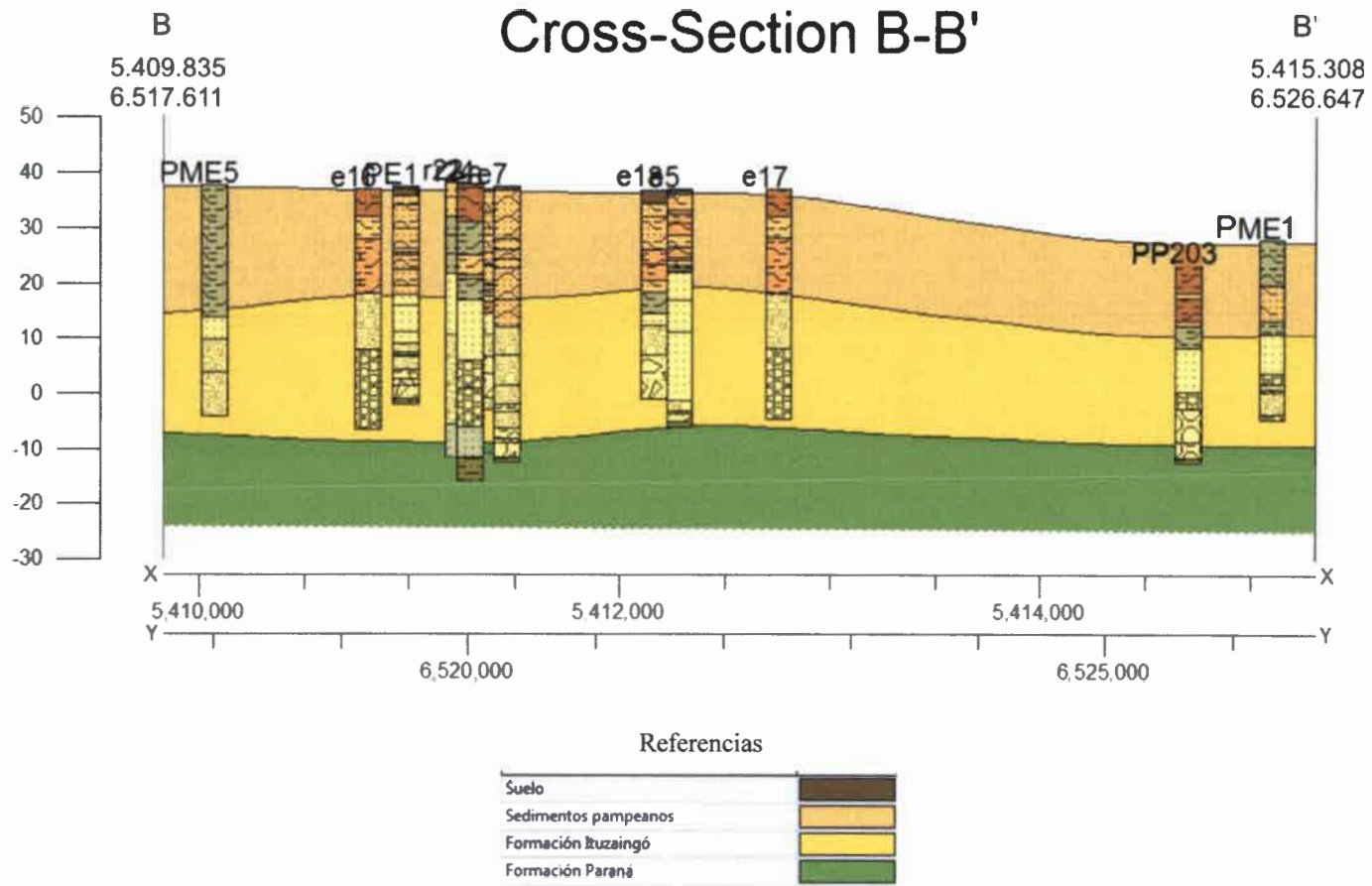


Figura 7.11. Corte estratigráfico para la sección B-B'

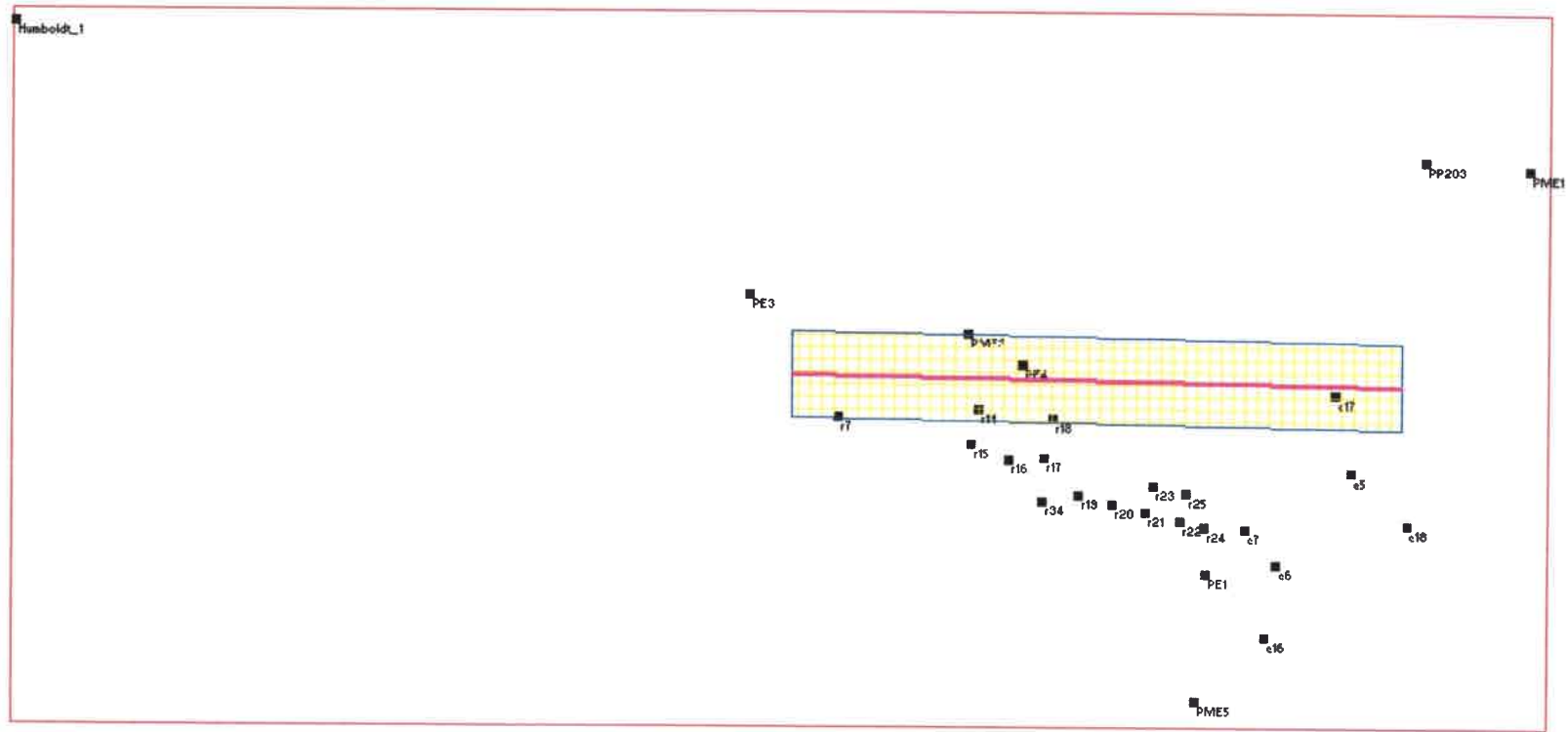


Figura 7.12. Traza del corte geológico C-C'

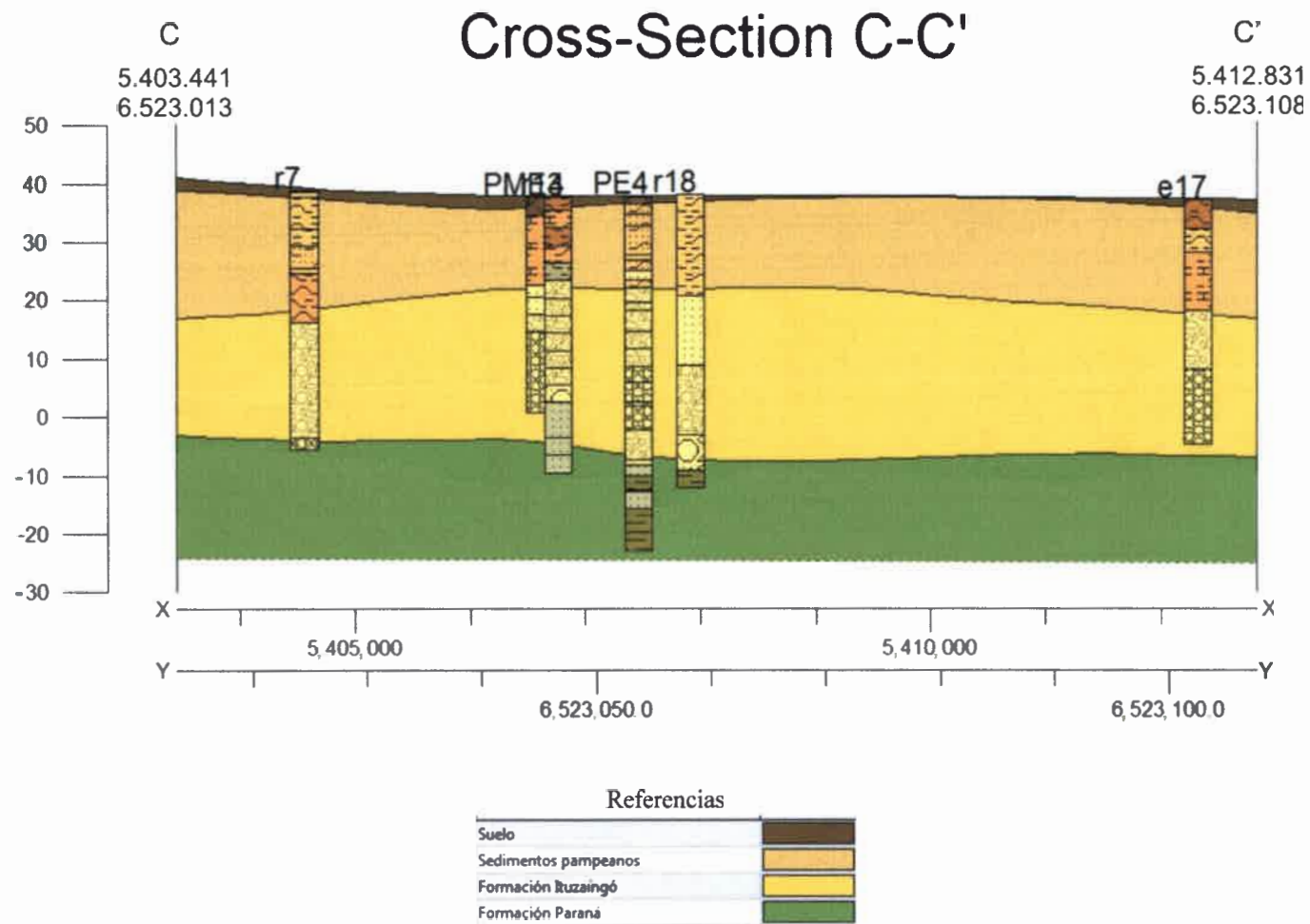


Figura 7.13. Corte estratigráfico para la sección C-C'

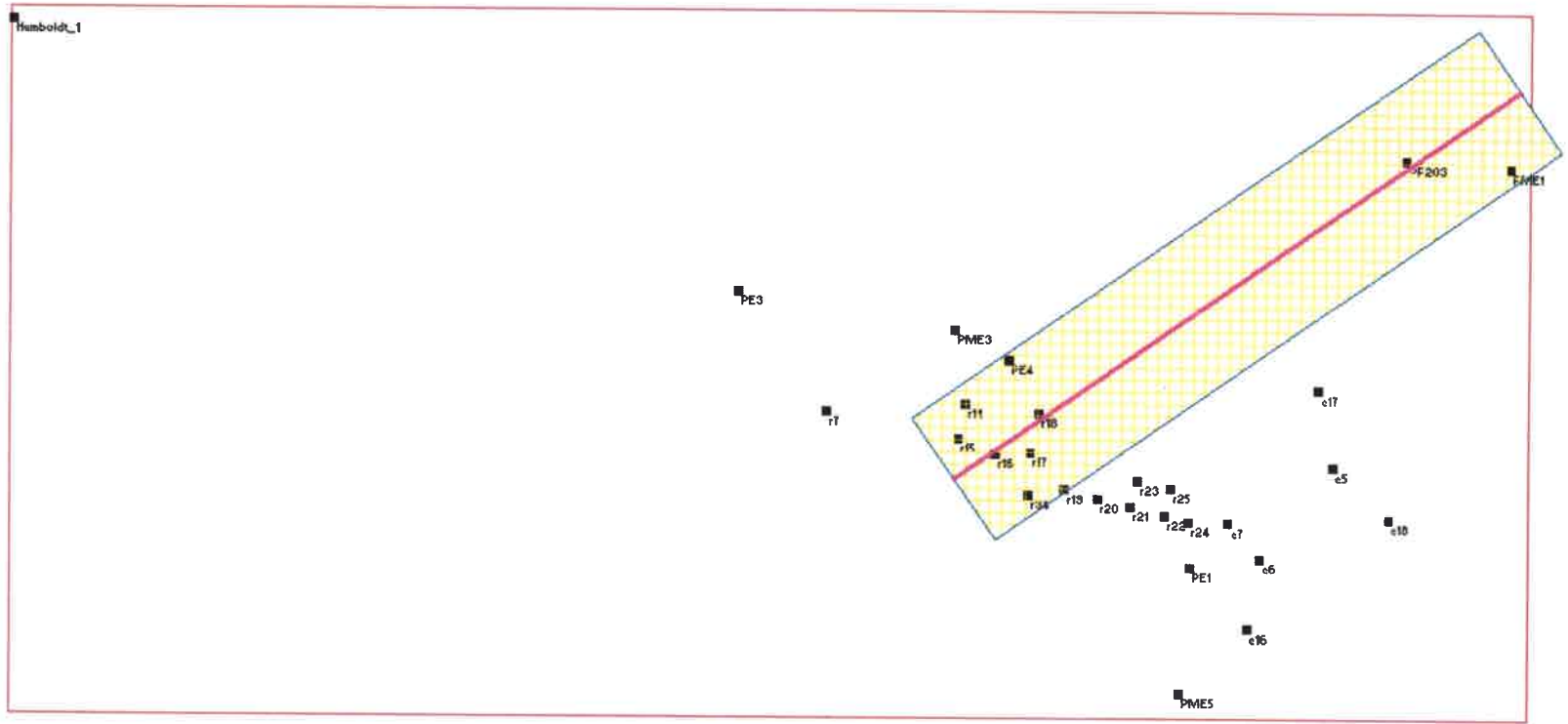
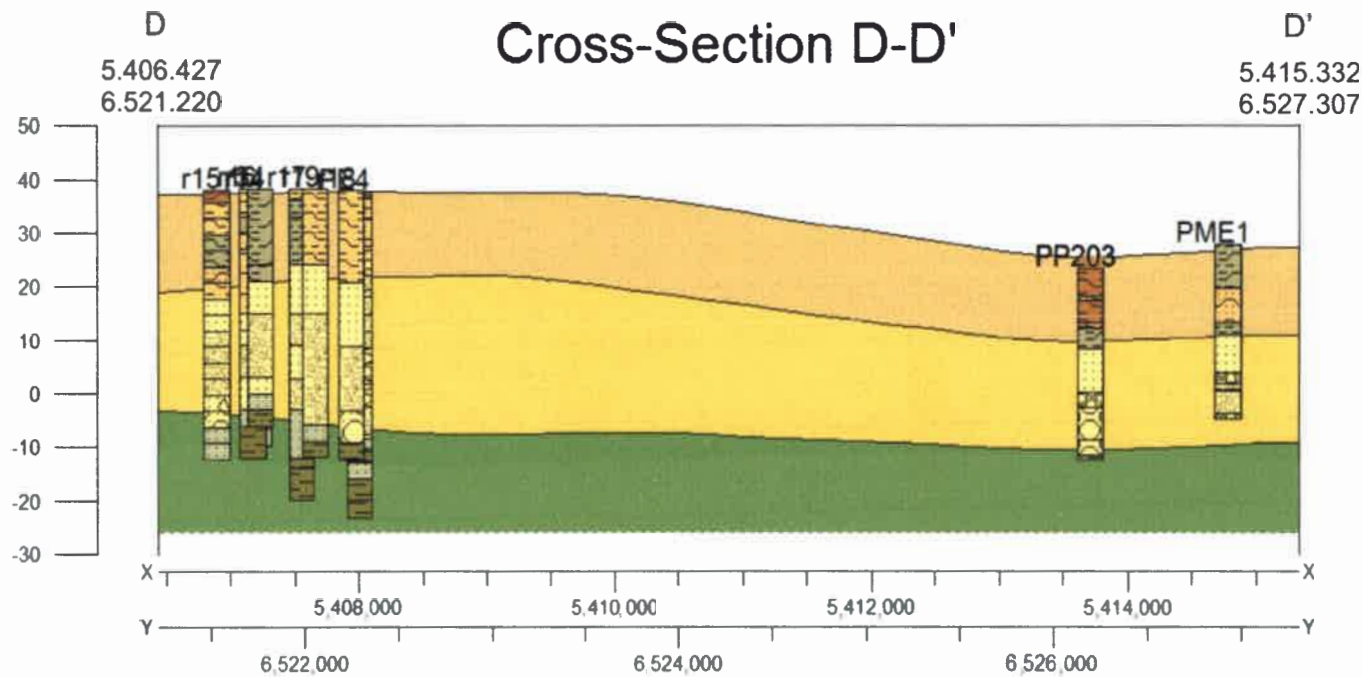


Figura 7.14. Traza del corte geológico D-D'





Referencias

Suelo	
Sedimentos pampeanos	
Formación Itzaingó	
Formación Paraná	

Figura 7.15. Corte estratigráfico para la sección D-D'



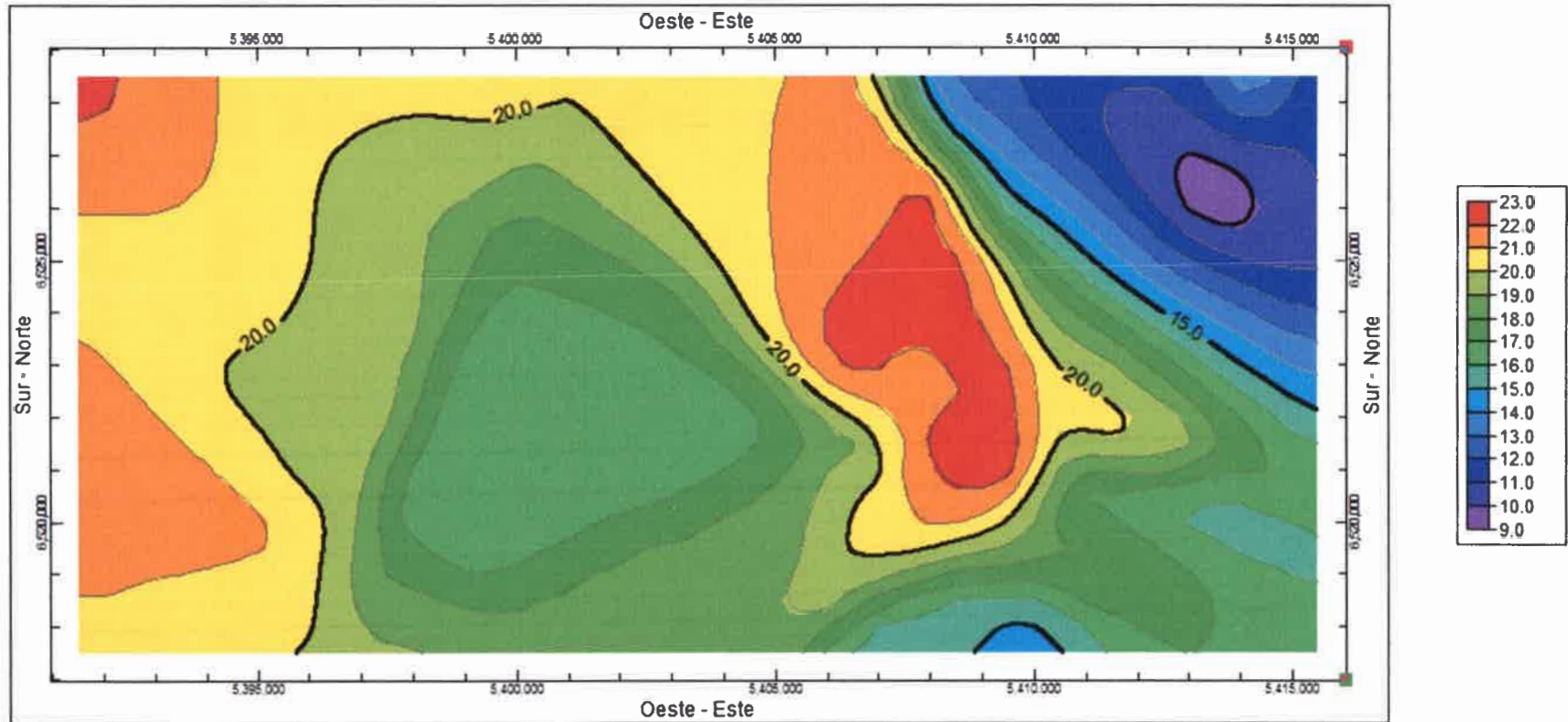


Figura 7.16. Curvas isobatas. Base de sedimentos pampeanos

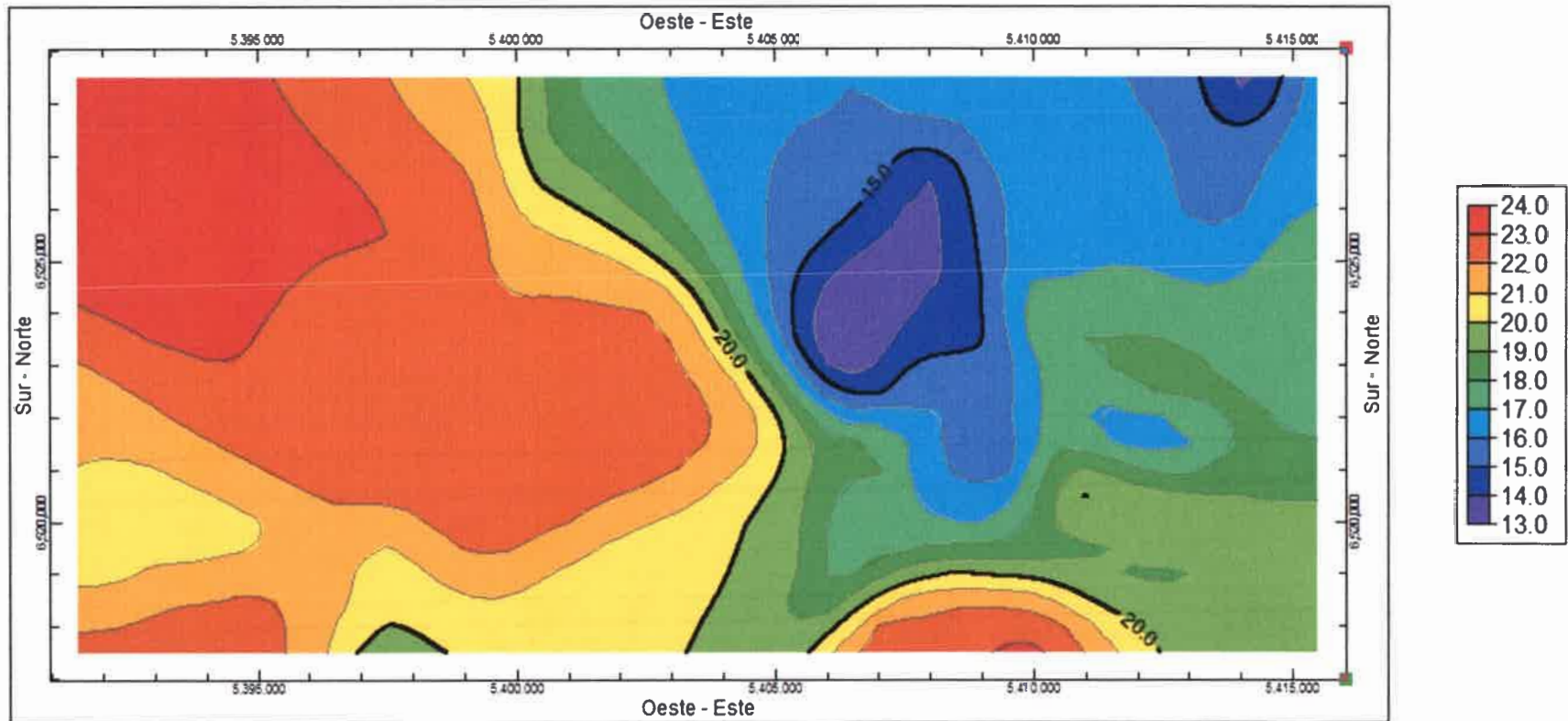


Figura 7.17. Curvas isopacas. Espesor sedimentos pampeanos

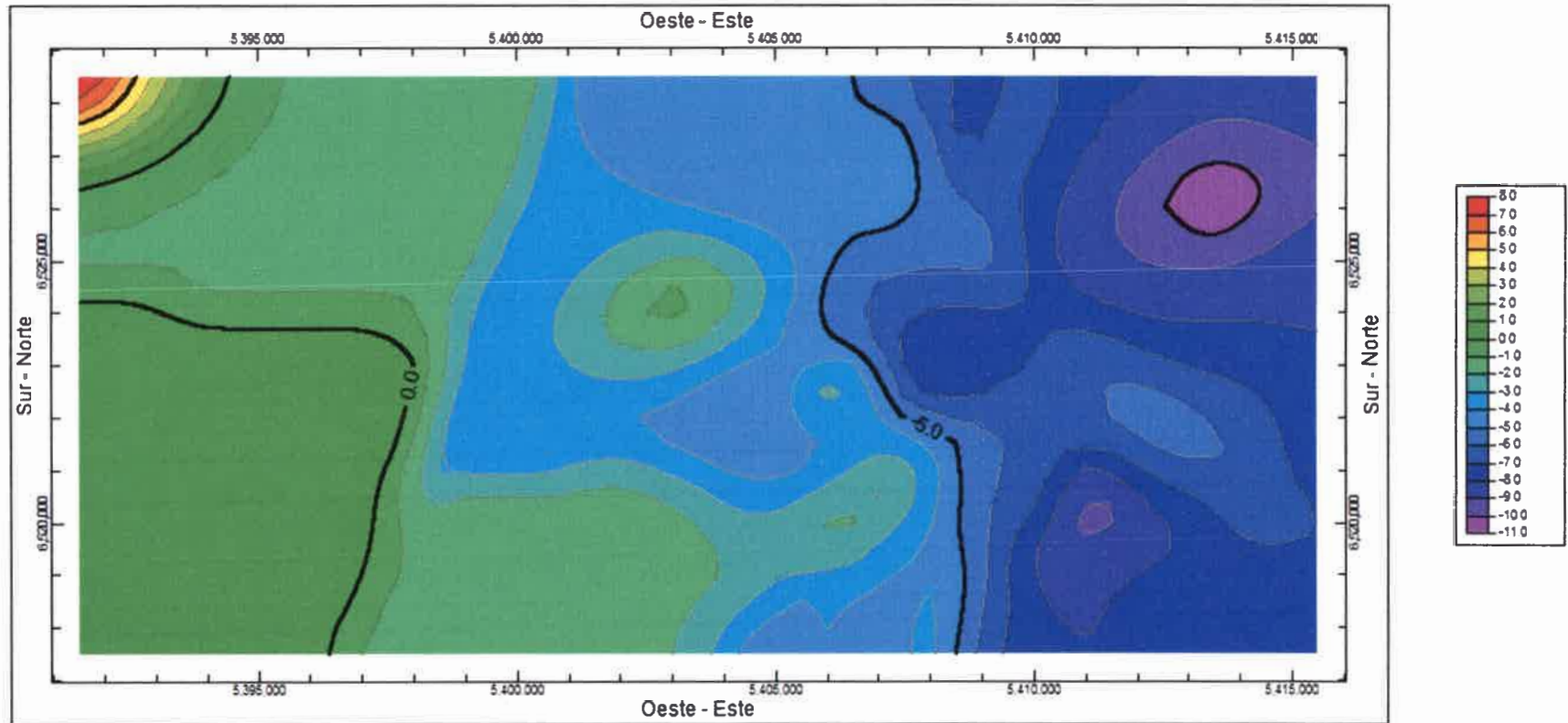


Figura 7.18.Curvas isobatas. Base de Formación Itzaingó

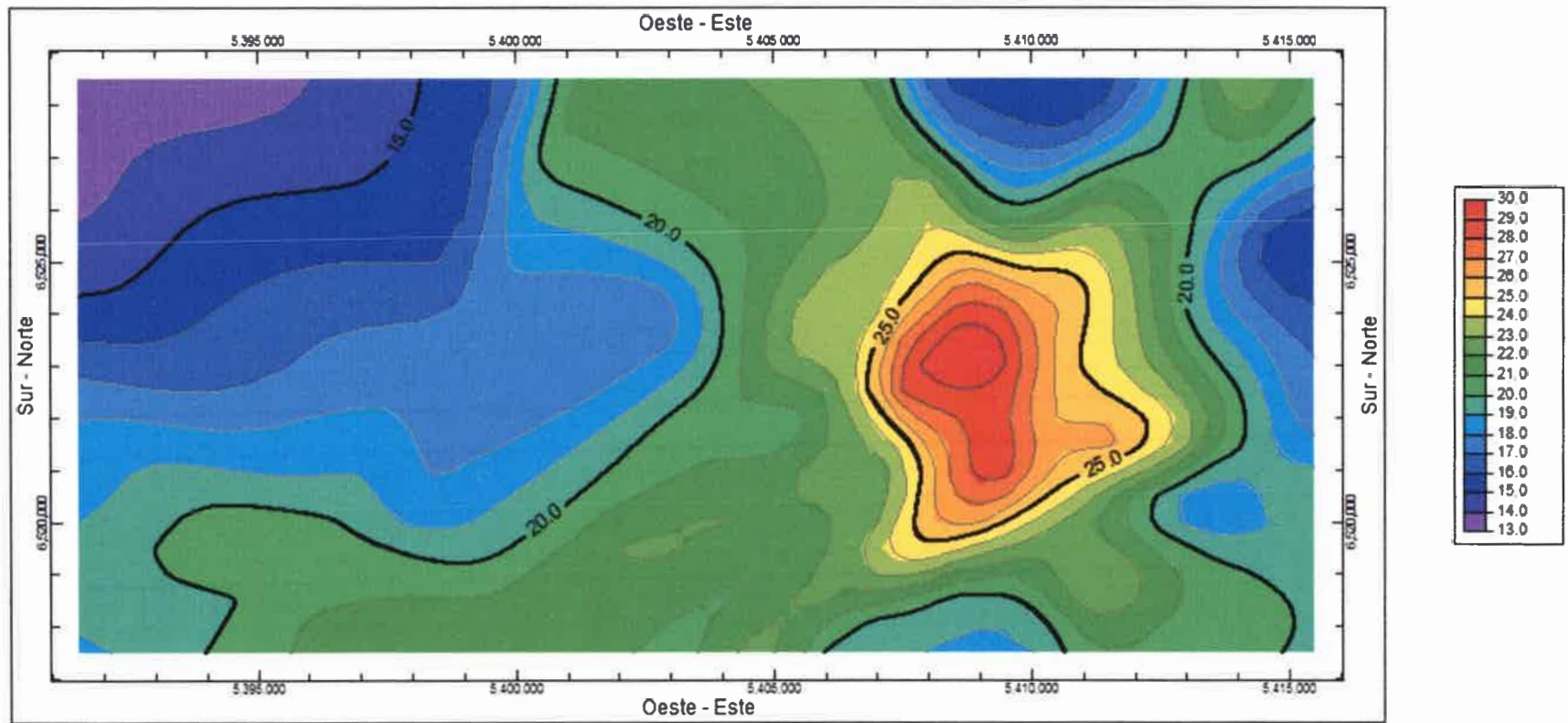


Figura 7.19. Curvasisopacas. Espesor Formación Itzaingó

7.2. Geomorfología

7.2.1. Rasgos geomorfológicos de la provincia de Santa Fe

La evolución geológica y geomorfológica de la llanura argentina durante el Cuaternario está explicada por la existencia de cuatro sistemas sedimentarios bien definidos: el río Paraná, el sistema eólico pampeano, los abanicos aluviales del oeste y la región sometida a la infiltración directa de los basaltos cretácicos. La Figura 7.20 muestra el mapa geomorfológico de la Provincia de Santa Fe elaborado por Iriondo (1987) en el que se distinguen los Dominios Eólico (Loésico y Arenoso) y Fluvial.

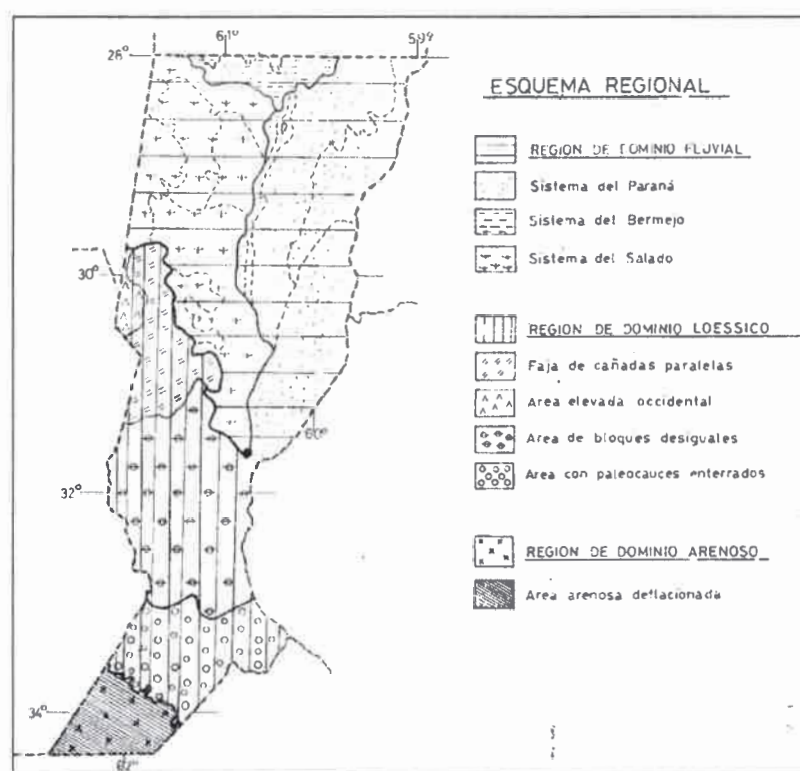


Figura 7.20. Mapa Geomorfológico de la provincia de Santa Fe. Tomado de Iriondo (1987)

El Dominio Eólico (Región Loésica) se extiende desde la línea Maggiolo-Venado Tuerto-Teodolina hasta Santa Fe y Tostado y los depósitos loésicos que la caracterizan han sido divididos en cuatro facies: eólica, palustre castaña, palustre verde y castaño amarillenta con nódulos. Esta región está compuesta por varias unidades geomorfológicas, cada una de las cuales está dominada por un conjunto de formas y sedimentos que le son típicos y que fueron producidos por procesos particulares. Ellas

son: área elevada occidental, faja de cañadas paralelas, área de hoyas de deflación, área de bloques desiguales y área de paleocauces enterrados.

La Región Arenosa abarca el sur de la provincia y está compuesta por arena fina y muy fina, en sistemas de dunas disipada, pero todavía visibles en el terreno.

El Dominio Fluvial del Cuaternario santafesino abarca el sudeste de la llanura chaqueña, con características geomorfológicas bien definidas. La historia geológica de esta región está dominada por la dinámica de los grandes ríos, que en épocas húmedas depositaron fajas arenosas y en períodos secos formaron enormes abanicos aluviales. En el área santafesina se presentan los sistemas fluviales del río Salado, Paraná y Bermejo. El Paraná depositó arenas cuarzosas finas y pelitas asociadas, en fajas aluviales de 10 a 30km de ancho y de dirección norte-sur. El Salado ha aportado gran cantidad de limos illíticos en ambientes de derrame y pantanos en el noroeste de la provincia. Los sedimentos del cono aluvial del Bermejo ocupan un área reducida en el extremo norte. Se identificaron unidades geomorfológicas dentro de estos sistemas fluviales. El sistema de Salado se dividió en área de derrames, planicie de lagunas irregulares, cañada de Las Víboras y área de cauces antiguos. El sistema del Paraná se dividió en paleocauce Golondrina-Calchaquí, bajo de los Saladillos, faja con relieve de Reconquista, área plana de Vera y llanura aluvial actual (Iriondo, 1987).

En el Cuadro 7.3 se presentan las distintas regiones y sistemas con sus respectivas unidades geomorfológicas para los Dominios eólico y fluvial definidas por Iriondo (1987) para la Provincia de Santa Fe y se resaltan aquellas donde se enmarca el área de estudio de la presente Tesis.

Cuadro 7.3. Unidades geomorfológicas de la Provincia de Santa Fe. Cuadro elaborado según Iriondo (1987)

Dominio	Sistema Fluvial/Región Eólica	Unidades geomorfológicas
Fluvial	Sistema del Salado	Áreas de derrame del Salado
		Planicie de lagunas irregulares
		Cañada de las Víboras
		Área de cauces antiguos del Salado*
	Sistema del Paraná	Paleocauce Golondrina-Calchaquí
		Bajo de los Saladillos
		Faja con relieve de Reconquista
		Área plana de Vera
		Llanura aluvial actual del Río Paraná
	Sistema del Bermejo	Derrames del Bermejo
Área elevada de Gato Colorado		
Eólico	Región Loéssica	Área elevada occidental
		Faja de cañadas paralelas
		Área de hoyas de deflación
		Área de bloques desiguales*
	Región Arenosa	Área de paleocauces enterrados

*Unidades geomorfológicas donde se enmarca el área de estudio

Por otra parte, Iriondo (1987) ha observado que existen controles estructurales que dividen a la provincia en bloques elevados, hundidos y principalmente basculados, con rechazos de pocos metros. En algunos casos los movimientos sufridos pueden ser acomodamientos modernos de estructuras antiguas, pero en otros casos se trata de estructuras cuaternarias. Se puede definir un sistema de fracturas de primer orden (en función de la importancia relativa de las fallas) que determinan los grandes lineamientos del paisaje, sobre el cual actuaron y actúan los agentes exógenos como el agua y el viento. Estos elementos estructurales de primer orden tienen una orientación general norte-sur y son: la fractura Tostado-Selva y la fractura que corre aproximadamente de norte a sur a lo largo del meridiano de 60°45'W. Se definen también fracturas de segundo orden que tienen decenas de kilómetros y orientación variable. La región centro-oeste de la provincia de Santa Fe, presenta un sistema de fracturas de rumbo este-oeste y norte-sur (Figura 7.21).



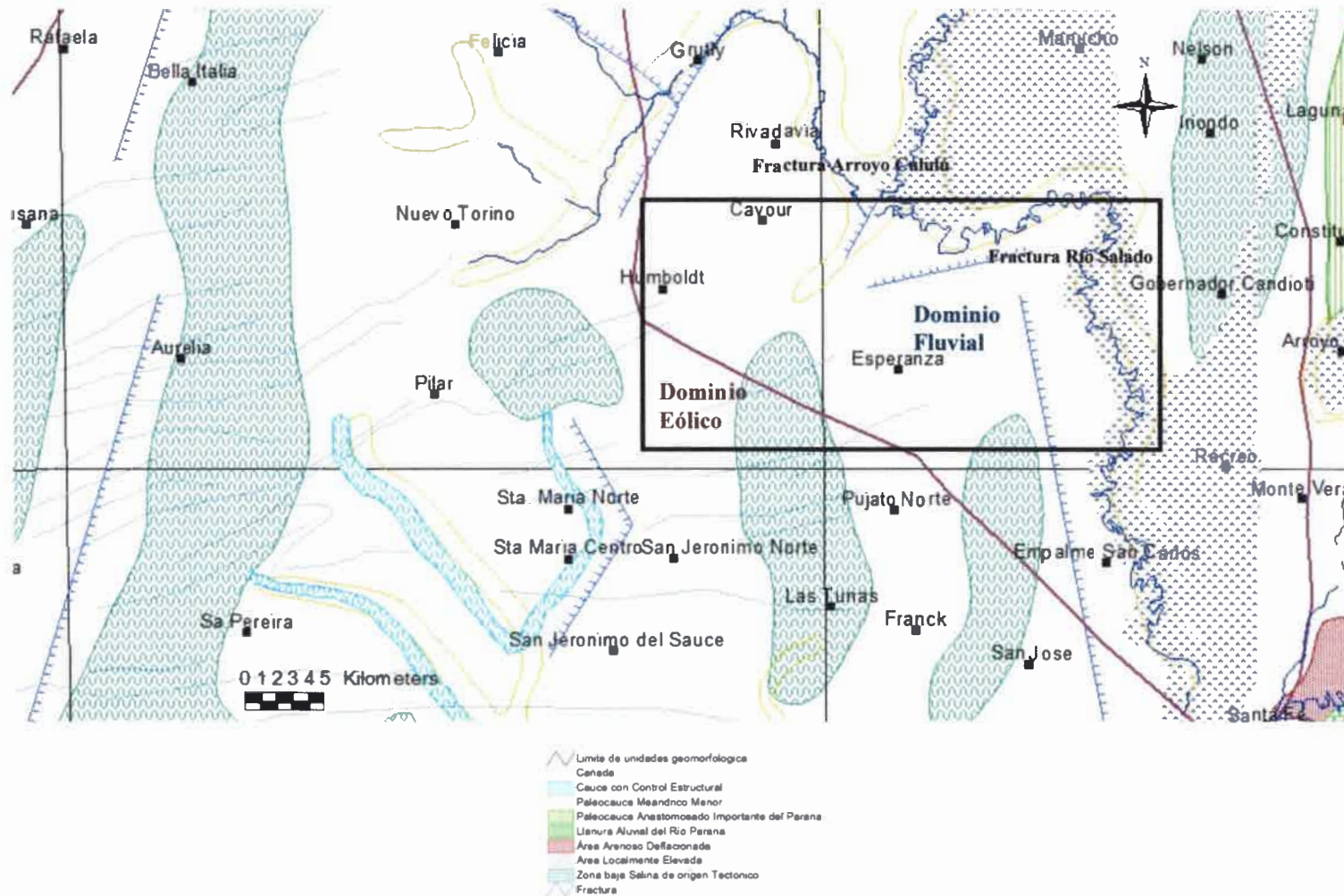
-
- 1-Fractura Selva Tostado
 - 2-Fractura norte-sur a lo largo del meridiano de 60°45' W
 - 3-Fractura que delimita la cañada de Las Víboras
 - 4-Fracturas de la región centro-oeste
 - 5-Fractura en la confluencia del río Salado con el Calchaquí
 - 6-Fractura en zona de bloques basculados
 - 7-Fractura que cruza al noroeste de San Javier
-

Figura 7.21. Esquema estructural de la provincia de Santa Fe.
Tomado de Iriondo (1987)

7.2.2. Características geomorfológicas del área de estudio

En el área de estudio se distinguen los Dominios geomorfológicos eólico y fluvial y algunas fracturas menores.

Según lo expresado por Iriondo (1987), en el centro-oeste de la provincia de Santa Fe, se presenta un sistema de fracturas de segundo orden de rumbo este-oeste y norte-sur. Dentro de éstas, la fractura de rumbo este-oeste más importante es la de Sunchales con 80 km de longitud por donde corre la cañada de Sunchales, y presenta elementos morfológicos que indican una cierta evolución de tipo fluvial. Entre las fracturas de rumbo norte-sur se encuentra la de Rafaela que posee aproximadamente 80 km de extensión y 30m de rechazo. Particularmente en el área de estudio se presentan fracturas asociadas con el Arroyo Cululú y al río Salado, evidenciadas en el mapa geomorfológico en escala 1:100000 (Mapa 7.1).



El área de estudio se enmarca en el Dominio fluvial (sector este) y Dominio eólico (sector oeste), particularmente en las unidades geomorfológicas: *área de bloques desiguales* de la Región eólica Loésica y *área de cauces antiguos del Salado* del Sistema Fluvial del Salado, respectivamente (Cuadro 7.3).

Dominio Fluvial. Sistema del Salado: Unidad geomorfológica: *área de cauces antiguos del Salado*: “Comprende una faja irregular de unos 200 km de longitud y 30 a 80 km de ancho con orientación noroeste-sureste. *Su borde suroeste está formado por el labio hundido de la fractura Tostado-Gualeguaychú.* Está caracterizada por un conjunto de cauces abandonados, labrados por el Salado durante el Pleistoceno superior, durante el episodio húmedo Lujanense. Están excavados en la Formación Puerto San Martín y cubiertos por el loess de la Formación Tezanos Pinto, del Pleistoceno tardío. Los cauces tienen una traza irregular meándrica, y son de gran tamaño. En el noroeste tienen de 2 a 3 km de ancho, disminuyendo a 1 y 2 km en el suroeste. Los afluentes principales de la margen derecha, Cululú, San Antonio, Arizmendi y Las Conchas, corren por la parte inferior de los antiguos cauces. En esos tramos el loess ha sido erodado en un episodio climático seco con crecientes violentas y esporádicas, probablemente durante la depositación de la Formación San Guillermo (Holoceno superior). Los paleocauces forman ahora valles anchos, cortos y con barrancas muy recortadas. El arroyo San Antonio posee un valle de 1 a 1,5 km de ancho, que localmente puede llegar a 4 km de ancho. Se observa a los costados del valle una franja de 2 a 5 km de erosión hídrica areal y en cárcavas ya estabilizadas. En su tramo final de 20 km el valle aluvial desaparece, corriendo el arroyo entre barrancas en un valle de erosión. El arroyo Arizmendi, con una longitud total de solamente 28 km presenta un valle aluvial bien desarrollado en toda su extensión, de 1,5 a 2 km de ancho y barrancas festoneadas por cárcavas estabilizadas. *El arroyo Cululú también posee un valle de estas características en su alta cuenca; más al sur el valle se hace más angosto (entre 500 y 1000 m de ancho) y francamente asimétrico, siendo controlado por un sistema de fracturas de rumbo norte-sur en un área bien disectada con relieve moderado....* El valle actual del Salado tiene entre 1,5 y 3,5 km de ancho, cauce divagante irregular y albardones bien desarrollados. Desde Tostado hasta su confluencia con el Calchaquí tiene rumbo WNW-ESE, luego dobla hacia el sur.... Al sur de la confluencia con el Calchaquí el Salado corre por una llanura aluvial bien definida, con albardones más estrechos interrumpidos por cárcavas que comunican el cauce con los bañados. Una de las características principales del río en el tramo norte-sur es la presencia

de meandros abandonados, algunos de los cuales con características de curvatura, ancho y forma similares a los del cauce actual. Pueden verse otros, bastante disipados, finos y con curvas en ángulos agudos. En algunos sectores se detecta una generación de meandros aún más antiguos, casi completamente borrados por la sedimentación posterior, de amplio radio de curvatura y claramente más amplio que el cauce actual. De estas evidencias puede deducirse que el río corrió por la actual llanura aluvial bajo tres regímenes hidrológicos distintos: el más antiguo con mucha agua, después en condiciones más secas que las actuales (cauce fino, curvas angulosas) y finalmente en las condiciones presentes. Las zonas bajas, pantanosas, que se encuentran detrás de los albardones, en el tramo sur forman una sucesión de depresiones definidas, más o menos conectadas entre sí por canales incipientes que, en épocas de inundación, transportan el agua paralelamente al cauce por trechos variables, hasta que se unen al mismo por alguna cárcava.” (Iriondo, 1987).

En el sector del área de estudio que pertenece a esta unidad geomorfológica, se ubica el tramo inferior del río Salado que presenta un cauce meándrico, con meandros de curvatura suave y en algunos casos de curvatura angulosa (Foto 7.1). A modo de ejemplo en la Figura 7.22, se muestran meandros abandonados del río, algunos de curvatura similar a la del cauce actual.



Foto7.1. Río Salado- Paraje la Media Luna-Esperanza



Figura 7.22. Imagen Google Earth donde se observa cauce principal del río Salado y meandros abandonados por el mismo.

Dominio Eólico: Unidad geomorfológica: área de bloques desiguales: “El área de bloques desiguales forma un rectángulo cuyos vértices son las ciudades de Rosario, Santa Fe, San Francisco y Cruz Alta. Está formada por un conjunto de bloques tectónicos basculados, generalmente hacia el noreste. El tamaño de dichos bloques es muy variable, alcanzando el mayor alrededor de 70 km de ancho. Los más pequeños miden no más de 10 km. El elemento geomorfológico más importante está constituido por las largas y suaves

pendientes que constituyen los bloques, ocupadas en su tramo final por amplias depresiones pantanosas salinizadas. Dichas depresiones reciben localmente el nombre de cañadas, aunque no se trata del mismo elemento geomorfológico que en este trabajo se denomina con ese término. Las más importantes son la cañada Rosquín, de 200 km² de extensión, la cañada Malaquíás, de 350 km² de superficie y la que se extiende al este de Rafaela, con más de 700 km² de extensión. Las cañadas menores (es decir las “verdaderas cañadas” según la acepción que se da en este trabajo) son perpendiculares a estas grandes depresiones y en algunas áreas muy numerosas.....Existen en esta unidad geomorfológica dos redes fluviales actualmente muy modestas pero que en el pasado desarrollaron cauces de importancia. Son la del río Colastiné y la del arroyo Monje. La cuenca del Colastiné abarca la parte norte de la unidad, mientras que la del Monje cubre la sección central de la misma.” (Iriondo, 1987).

Del análisis de la cartografía del IGN en escala 1:50000, Hojas 3160-26-1 Esperanza y 3160-25-2 Humboldt se observa que, en el área de estudio, la cota del terreno natural varía desde 55 en el oeste a 12,5m en el este (Mapa 7.2). En una primera instancia y a nivel regional, se podría decir que el sector oeste (entre cota 55 y 50 IGN en el área de estudio) constituye un bloque elevado de suave pendiente que en su tramo final está ocupado por una depresión pantanosa salinizada de menor importancia entre las localidades de Humboldt y Pilar; y cañadas perpendiculares a estas (Figura 7.23). También se observa una zona plana con escasa variación altimétrica entre cotas 40 y 35 IGN) y dentro de ella, en el sur una sector de pendiente casi nula con cota 40. En los sectores cercanos a los arroyos y río, las pendientes son mayores (variaciones altimétricas entre cotas 25 y 15 IGN) (Foto 7.2). También se encuentran en el área, sectores deprimidos que en épocas lluviosas pueden constituirse en lagunas temporarias (Foto 6.3).

El Mapa 7.2 representa el Modelo Digital de Elevación (DEM) elaborado sobre la base de la cartografía antes mencionada.



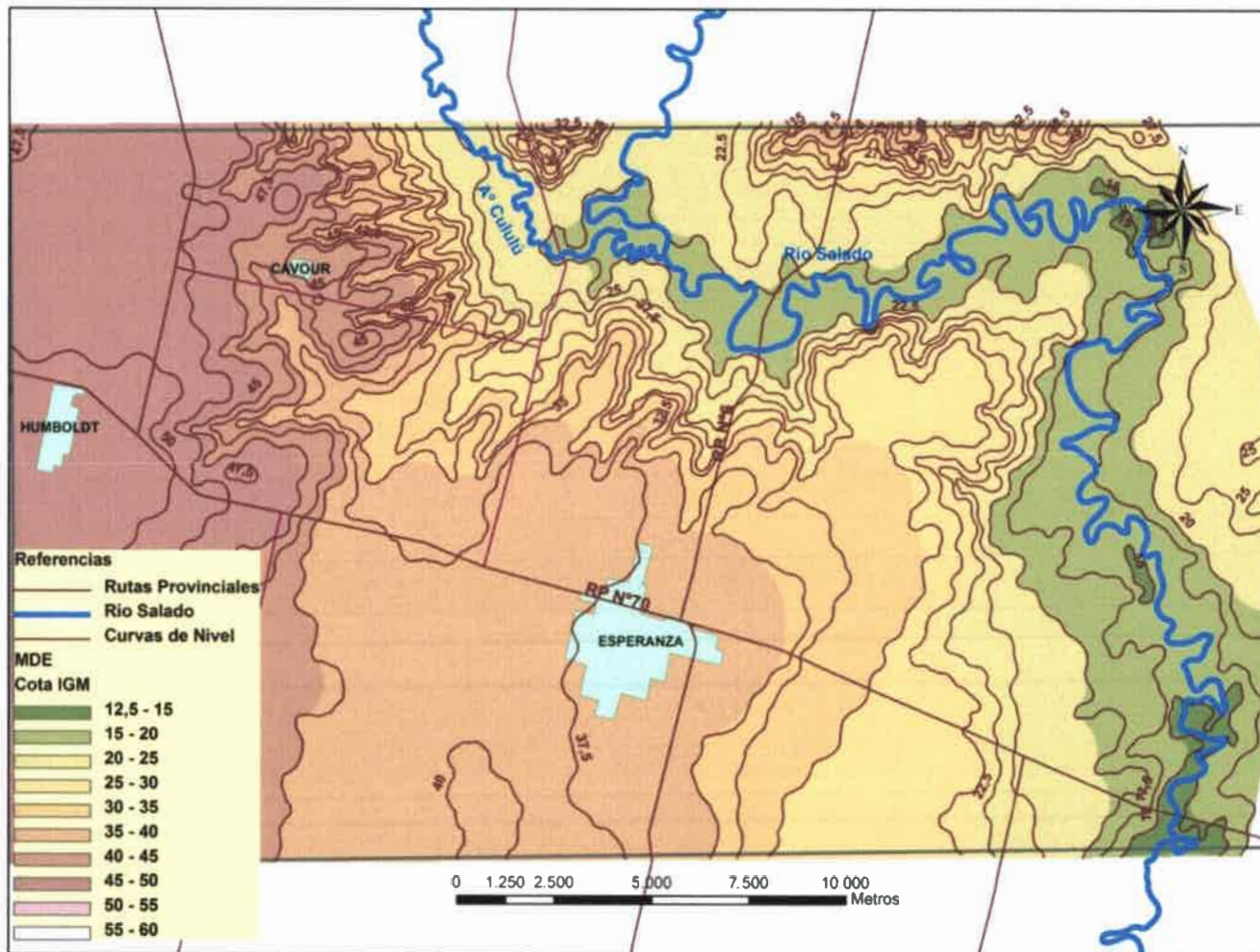
Figura 7.23. Imagen Google Earth donde se observa depresión pantanosa salinizada con cañadas perpendiculares



Foto 7.2. Camino comunal con pendiente hacia el río Salado



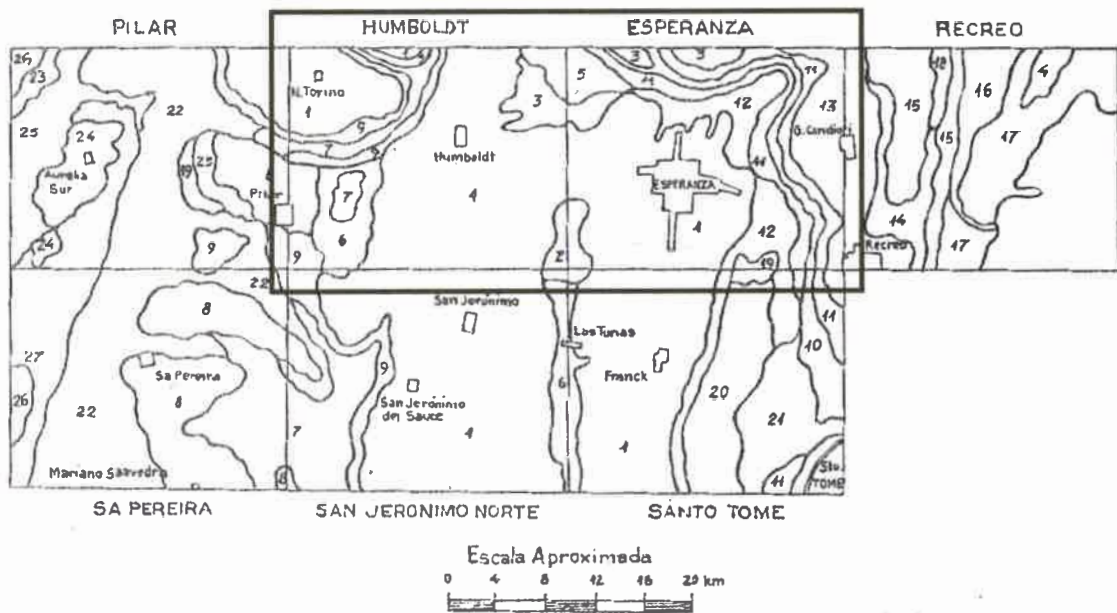
Foto 7.3. Sectores deprimidos



Mapa 7.2. Modelo Digital de Elevación. Digitalizado por Pusineri y D'Elia según IGM (1959) en D'Elía et al. (2002)

7.3. Suelos

Las diferentes Unidades Cartográficas de suelo para las Hojas Esperanza-Pilar, fueron definidas por el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) en 1991 a escala 1:50000 (Figura 7.24) y en el Mapa 7.3 Mapa las cartográficas simples, complejos, asociaciones y consociaciones de suelos, digitalizado por Pusineri y D'Elia según INTA (1991).

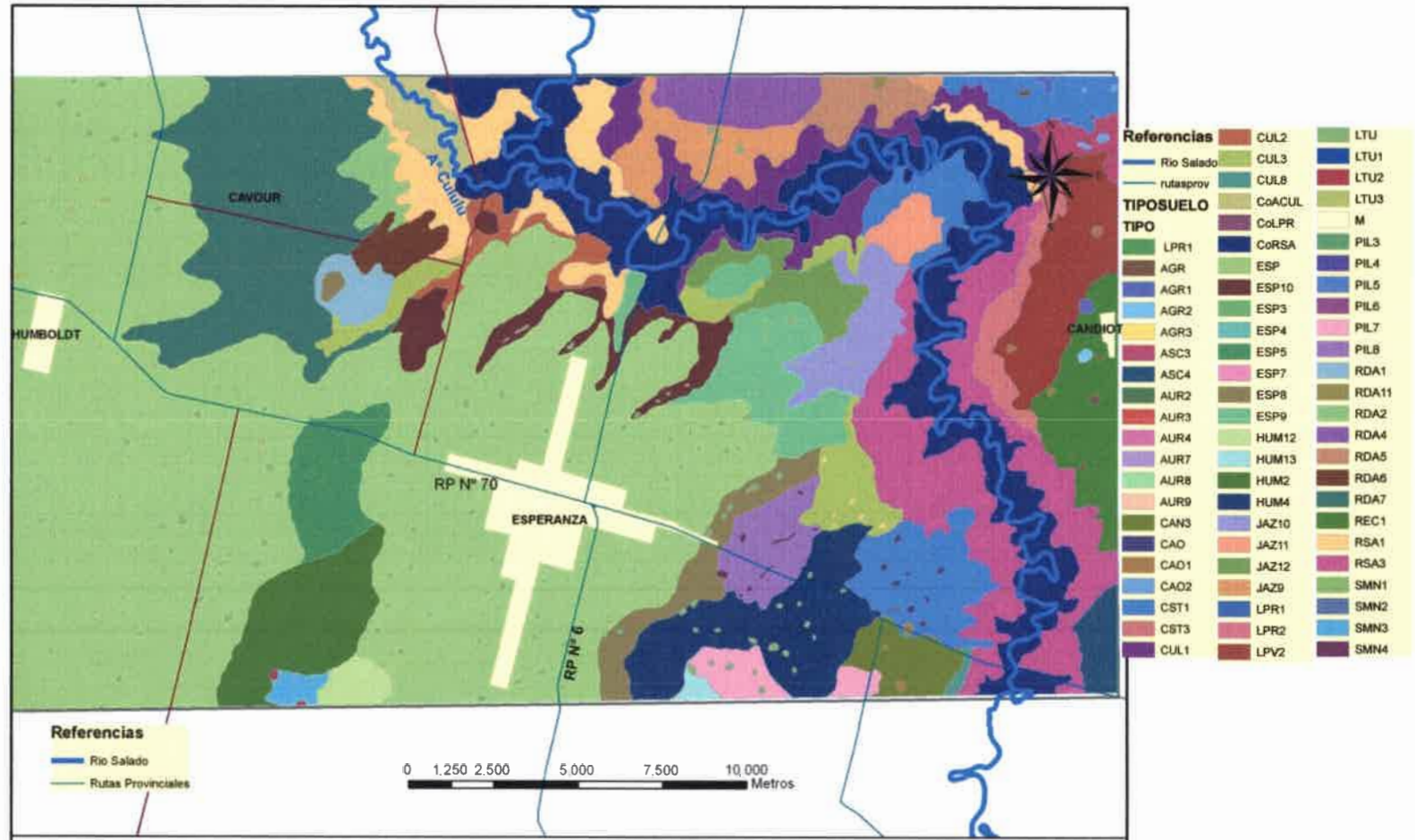


Referencias

- 1- Serie Esperanza
- 2- Serie Esperanza moderadamente bien drenada
- 3- Serie Rincón de Ávila
- 4- Serie Laguna Paiva
- 5- Serie Rincón de Ávila ligeramente erosionada
- 6- Complejo series Santa María Norte, Humboldt y Pilar
- 7- Complejo series Aurelia, Las Prusianas y La Curva
- 8- Complejo series Pilar, Santa María Norte y Esperanza
- 9- Complejo series Pilar, Santa María Norte, Las Prusianas y Aurelia
- 10- Complejo sueltos salinos y alcalinos Río Salado
- 11- Complejo series Río Salado y Cululú
- 12- Complejo series Humboldt, Candiotti y Esperanza
- 13- Complejo series Esperanza, Recreo y Candiotti

Figura 7.24. Principales Unidades Cartográficas de Suelos Hojas Esperanza-Pilar

Entre las predominantes en el área de estudio se pueden distinguir Unidades Cartográficas Simples como la Serie Esperanza y la Serie Rincón de Ávila y Unidades Cartográficas Compuestas como el Complejo series Humboldt, Candiotti y Esperanza (70% Serie Humboldt, 20% Serie Candiotti y 10% Serie Esperanza) y el Complejo series Río Salado y Cululú (Serie Río Salado 60% y Cululú 40%). A continuación se presenta la descripción de las series antes mencionadas elaborada por INTA (1991),



Mapa 7.3. Unidades cartográficas simples, complejos, asociaciones y consociaciones de suelos.

Digitalizado por Pusineri y D'Elia según INTA (1991).

Las referencias corresponden a las Hojas 3160-25 y 26 Esperanza -Pilar

La *Serie Esperanza (ESP)* pertenece al grupo de los argiudoles típicos. La Foto 7.4 muestra un perfil modal de un suelo argiudol típico ubicado sobre paisaje de lomadas planas extendidas ubicado a 61° 31' 13'' de Long. Oeste y 32° 06' 03'' de Lat. Sur (Mosconi et al., 1981).



Foto 7.4. Perfil modal de argiudol típico. Tomado de Mosconi et al., 1981

“Son suelos bien drenados que se encuentran en los sectores más elevados y divisorias de agua. Son profundos y constituyen el mejor suelo de esta región con una ligera limitación en los perfiles desarrollados en paisajes muy planos donde se incrementa el contenido de arcilla del horizonte B2t afectando el drenaje. Presentan un horizonte A1 de 27cm de espesor, seguido de un B1 de 13cm, donde se incrementa gradualmente el contenido de arcilla pero sin llegar a valores demasiado elevados. Estos horizontes están bien estructurados con buenas condiciones de fertilidad que frecuentemente pueden ser perdidas cuando son roturados excesivamente sin prácticas conservacionistas. El horizonte B2_t que continúa es arcillo-limoso y presenta algunas características de agrietado y de inclinación de las estructuras, propias de los suelos expansibles” (INTA, 1991). Es uno de los suelos más difundidos, abarca tres consociaciones: ESP, ESP3 y ESP5; una asociación: LTU3 y 18 complejos: CAN3, ESP4, ESP7, ESP8, ESP9, ESP10, ESP11, ESP12, ESP13, HUM4, HUM12, HUM13, HUM14, HUM15, PIL3, PIL4, PIL6 y REC7.

La Tabla 7.1 contiene las principales características del perfil típico de la Serie Esperanza (ESP) - Subgrupo: argiudol típico.

Tabla 7.1. Perfil típico de suelo - Serie: Esperanza (ESP). Tomado de INTA (1991).

Horizonte	Profundidad (cm)	Contenido de Arcilla ⁽¹⁾ (%)	Contenido de Limo ⁽²⁾ (%)	Contenido de Arena ⁽³⁾ (%)	Contenido de M.O. (%)
A1	27	28.7	66.7	4.7	2.00
B1	40	32.9	63.2	3.9	1.38
B21 _t	68	59.4	38.6	2.0	0.84
B22 _t	97	54.4	43.2	2.4	0.35
B23 _t	130	47.0	49.6	3.4	0.38
B3	165	42.3	54.0	3.7	0.19
C1	225	29.1	66.2	4.7	0.07
C2	~300				0.03

Tamaño de los granos: (1) <2 μ (2) de 2 a 50 μ (3) de 50 a 250 μ

La *Serie Rincón de Ávila (RDA)* pertenece al grupo de los argiudoles típicos.

“Es un suelo bien drenado, se encuentra desarrollado en sectores más altos y de relieves normales pero en zonas aledañas y no muy distante del río Salado y sus tributarios. Son medianamente profundos y susceptibles a ser erosionados por estar ubicados generalmente en pendientes superiores al 1%, y tener un horizonte B2t de permeabilidad muy lenta, con abundantes barnices arcillosos y comunes húmicos, de color oscuro. Esta condición hace que sean bien drenados especialmente por el escurrimiento del exceso de agua, pero es frecuente que se encuentren erosionados. Generalmente se encuentran asociados con suelos de muy inferiores condiciones, con valores variables de sodio y sales, lo que hace que su capacidad productiva esté disminuida si se tienen en cuenta los otros integrantes de la unidad cartográfica. Por el tipo de paisaje y relieve normal donde se desarrollan, podría pensarse en una mayor cantidad de asociaciones de suelo, pero la vecindad al río Salado y sus tributarios hace que se encuentren asociados a este suelo, numerosas poblaciones con afectación salina-alkalina. Son de textura franco-limosa en superficie y arcillo-limosa en el B2 pero con una mayor proporción de arena que llega hasta un 10-15% en el perfil, atribuible a la cercanía de los cursos de agua que arrastran esta arena desde sus orígenes a muchos kilómetros de distancia y fuera del ámbito provincial (INTA, 1991). Integra 3 asociaciones: RDA1, RDA2 y RDA3 y 6 complejos: RDA4, RDA5, RDA6, RDA7, RDA10 y RDA11.

La Tabla 7.2 contiene las principales características del perfil típico de la Serie Rincón de Ávila (RDA) - Subgrupo: argiudol típico.

Tabla 7.2 Perfil típico de suelo - Serie: Rincón de Ávila (RDA).
Tomado de INTA (1991).

Horizonte	Profundidad (cm)	Contenido de Arcilla ⁽¹⁾ (%)	Contenido de Limo ⁽²⁾ (%)	Contenido de Arena ⁽³⁾ (%)	Contenido de M.O. (%)
A1	20	24.7	62.2	13.2	2.0
B1	30	27.4	59.4	13.2	1.6
B2 _t	64	46.3	44.4	9.3	0.9
B2 _{2t}	97	35.1	54.2	10.7	0.2
B3	121	29.3	59.8	10.9	0.2
C1	145	22.3	64.8	12.9	0.1
Cca	~170	23.2	64.6	12.2	0.1

Tamaño de los granos: (1) <2 μ (2) de 2 a 50 μ (3) de 50 a 250 μ

La *Serie Humboldt (HUM)* pertenece al grupo de los argiudolesácuicos. “Es un suelo profundo, moderadamente bien drenado, desarrollado en sectores de planicies bien extendidas o en lugares ligeramente más deprimidos en relieves subnormales. Tiene un horizonte A1 de 26cm, seguido de un A y B o B y A de 13cm con un lixiviado más o menos intenso según el hidromorfismo y drenaje, con moteados comunes, normalmente finos y moderados. Esta condición de drenaje ligeramente impedido representa su limitación más seria y frecuentemente no manifiesta por la buena profundidad del horizonte superior, que está normalmente bien provisto de materia orgánica y bien estructurado. Sólo en años muy anormales los cultivos pueden manifestar esta condición de drenaje. El B2_t comienza a los 39cm y tiene un espesor de 79cm, presentando en las partes más profundas una cementación discontinua. El calcáreo se encuentra después de los 2m” (INTA, 1991). Está distribuido en 16 complejos: CAN3, ESP5, ESP12, HUM2, HUM3, HUM4, HUM11, HUM12, HUM13, HUM14, HUM15, HUM16, HUM17, LPR1, PIL3 y SM3 y una consociación: HUM1. La Tabla 7.3 contiene las principales características del perfil típico de la Serie Humboldt (HUM) - Subgrupo: argiudolácuico.

Tabla 7.3. Perfil típico de suelo - Serie: Humboldt (HUM). Tomado de INTA (1991).

Horizonte	Profundidad (cm)	Contenido de Arcilla ⁽¹⁾ (%)	Contenido de Limo ⁽²⁾ (%)	Contenido de Arena ⁽³⁾ (%)	Contenido de M.O. (%)
A1	26	29.4	66.6	4.0	2.21
ByA	39	33.7	62.3	4.0	1.32
B21 _t	66	57.9	40.0	2.1	0.62
B22 _t	96	42.9	53.8	3.3	0.31
B23 _t	118	31.1	62.8	6.1	0.20
B3	153	28.1	65.0	6.9	0.09
C1	275	----	----	----	Vest.
C2ca	~300	----	----	----	Vest.

Tamaño de los granos: (1) <2 μ (2) de 2 a 50 μ (3) de 50 a 250 μ

La *Serie Candiotti (CAN)* pertenece al grupo de los argialbolesargiácuicos. “Son suelos desarrollados en paisajes muy planos de drenaje imperfecto, son moderadamente profundos, de textura superficial franco-limosa a franco por tener un contenido relativamente elevado de arena comparado con los ubicados más hacia el oeste. El A1 tiene 27cm seguido de A2 lavado con la particularidad que el límite entre éste y el B2 subyacente no es abrupto sino claro, dejando lugar al B2 muy profundo con espesor de solum de 177cm. Se encuentra desarrollado en paisajes con abundantes lagunas reflejando el muy lento escurrimiento del exceso de agua de la zona” (INTA, 1991). Forma 11 complejos en las zonas aledañas a los Salado y Arroyo Aguiar: ASC1, ASC4, CAN1, CAN2, CAN3, CAN4, HUM4, HUM14, JAZ11, REC2 y REC4. La Tabla 7.4 contiene las principales características del perfil típico de la Serie Candiotti (CAN) - Subgrupo: argialbolargiácuico.

Tabla 7.4. Perfil típico de suelo - Serie: Candiotti (CAN). Tomado de INTA (1991).

Horizonte	Profundidad (cm)	Contenido de Arcilla ⁽¹⁾ (%)	Contenido de Limo ⁽²⁾ (%)	Contenido de Arena ⁽³⁾ (%)	Contenido de M.O. (%)
A1	27	21.0	52.6	26.4	2.27
B1	39	19.7	54.7	25.6	0.86
B21 _t	65	41.5	41.8	16.7	0.83
B22 _t	92	37.7	44.9	15.4	0.52
B23 _t	120	30.8	51.0	18.2	0.20
B3	177	27.3	54.6	18.1	0.17
C1	~200	21.6	54.4	24.0	0.24

Tamaño de los granos: (1) <2 μ (2) de 2 a 50 μ (3) de 50 a 250 μ

La *Serie Cululú (CUL)* pertenece al grupo de los natralboles típico. “Es un suelo profundo, pobremente drenado, con un horizonte A1 de 16cm seguido de un A2 lixiviado, con arena lavada en las caras de las estructuras. Presentan un contenido más elevado de arena que los suelos ubicados en posiciones más altas o distantes de los cursos de agua importantes como son el río Salado e el sistema del río Paraná. El B2t columnar presenta este material lavado entre las estructuras de los prismas, columnares, que generalmente es de color negro por la materia orgánica dispersada y acumulada en las caras de las estructuras. El contenido generalmente elevado de sodio y su hidromorfismo, originan una condición poco favorable para el desarrollo de los cultivos, no obstante este suelo es usado en agricultura porque generalmente no se le encuentra solo sino en las pendientes suaves y bajas hacia los ríos citados, lo acompañan otros de diferente potencial integrando variados complejos. El laboreo reiterado provoca un mayor deterioro de sus propiedades físicas y químicas, por lo que su presencia, como la de los otros suelos inferiores, se debe estimar con la mayor justeza para actuar de acuerdo al potencial del área” (INTA, 1991). Comprende 16 complejos: AGR3, ASC5, CST2, CST3, CUL1, CUL2, CUL3, CUL8, RDA4, RDA10, REC3, REC5, REC6, RSA1, RSA2 y RSA3. La Tabla 7.5 contiene las principales características del perfil típico de la Serie Cululú (CUL) - Subgrupo: natralbol típico.

Tabla 7.5. Perfil típico de suelo - Serie: Cululú (CUL). Tomado de INTA (1991).

Horizonte	Profundidad (cm)	Contenido de Arcilla ⁽¹⁾ (%)	Contenido de Limo ⁽²⁾ (%)	Contenido de Arena ⁽³⁾ (%)	Contenido de M.O. (%)
A1	16	24.9	71.9	3,2	2.7
B1	22	22.9	73.0	4.1	1.4
B21 _t	45	38.0	58.5	3.5	1.2
B22 _t	70	38.7	58.2	3.1	0.5
B23 _t	97	28.7	66.9	4.2	0.2
B3	150	27.0	68.0	5.1	0.0
C1	~190	25.4	67.0	7.2	0.0

Tamaño de los granos: (1) <2 μ (2) de 2 a 50 μ (3) de 50 a 250 μ

La *Serie Río Salado (RSA)* pertenece al grupo de los natracualfes típicos. “Son suelos pobremente drenados desarrollados en las áreas planas y cóncavas en los sectores de cañadas vecinas al río Salado o a sus tributarios, también se encuentra irregularmente distribuido en los sectores más deprimidos del microrelieve en los paisajes algo más elevados pero con influencia del río, presentando estos perfiles características morfológicas

similares a los suelos de las posiciones más cercanas a éste, pero con la napa de agua a varios metros de profundidad. Son suelos superficiales con un horizonte A2 lavado de colores muy claros por el intenso lixiviado y por la dificultosa acumulación de MO que es dispersada por el sodio y acumulada en forma de películas que recubren el horizonte B2 subyacente. Este último generalmente no presenta condiciones físicas más desfavorables porque su contenido de sales lo flocula y lo hace más fácil de romper y penetrar por las raíces de las plantas; por estas características la observación poco cuidadosa hace presumir que se trata de un buen suelo dado su color y estructura favorable. Este horizonte B2t está muy cerca de la superficie, entre los 10 y 14cm, por lo que generalmente al ser arados se los mezcla con parte del B2 subyacente. Esta situación de heterogeneidad especialmente cuando se lo encuentra con otros suelos de mayor potencial, dificulta la elección de los cultivos y pasturas a implantar por la diferente capacidad productiva. La utilización de este suelo es siempre sobreestimado ocasionando un mayor deterioro de sus propiedades físicas y químicas, como así también un incremento en sus contenidos de sales, que resultan muy difíciles de revertir al ser roturado y manejados con tecnologías desarrollada para suelos de mejor potencial y de otras características” (INTA, 1991). Forma complejos 20 complejos: AGR3, ASC5, CAN4, CAO3, CST2, CUL1, CUL2, CUL3, CUL8, RDA4, RDA5, RDA10, RDA11, REC3, REC4, REC6, RSA1, RSA2, RSA3 Y CoRSA, y una consociación: RSA4. La Tabla 7.6 contiene las principales características del perfil típico de la Serie Río Salado (RSA) - Subgrupo: natracualf típico.

Tabla 7.6. Perfil típico de suelo - Serie: Río Salado (RSA). Tomado de INTA (1991).

Horizonte	Profundidad (cm)	Contenido de Arcilla ⁽¹⁾ (%)	Contenido de Limo ⁽²⁾ (%)	Contenido de Arena ⁽³⁾ (%)	Contenido de M.O. (%)
A2	14	17.2	75.2	7.7	1.9
B21 _t	35	35.2	57.2	7.6	1.1
B22 _t	60	39.4	55.5	5.1	0.3
B3	98	19.0	74.0	6.0	0.1
C1	~217	21.7	72.6	5.7	0.1

Tamaño de los granos: (1) <2 μ (2) de 2 a 50 μ (3) de 50 a 250 μ

Además se presentan en el área la *Serie Las Tunas (LTU)* que pertenece al grupo fragiacualf típico. Es un suelo pobremente drenado ubicado en lagunas temporarias. “Tienen horizonte superiores muy lixiviados que son descriptos generalmente por dos horizontes A2, sobre un horizonte B2 muy desarrollado y enriquecido en arcilla y

materiales coloidales depositados en las caras de las estructuras. Por su ubicación más baja que la del área circundante, normalmente el primer horizonte superior tiene una mayor proporción y cantidad de arcillas arrastrada por el agua de lluvia; por esta condición cuando son arados en períodos secos permanecen muy “cascotudos” y difíciles de trabajar. ...Estas depresiones no presentan el alineamiento característico de los sectores planos pero sí tienen es una inclinación general y definida aunque de muy escaso gradiente como predomina en la “Pampa Llana Santafesina”...Constituyen los típicos “bajos dulces” con una limitación principal de drenaje, siendo esta tan marcada que prácticamente los hace muy difíciles de sembrar y que desarrollen normalmente los cultivos, siendo su destino más apropiado la introducción de forrajes resistentes y dejarlos sin roturar” (INTA, 1991). Este suelo ocupa tres consociaciones LTU, LTU 1 y LTU2, en fases anegables y muy anegables, una consociación LTU3 y un complejo LTU6. En la Tabla 7.7 las principales características del perfil típico de la Serie Las Tunas (LTU) - Subgrupo: fragiacualf típico.

Tabla 7.7. Perfil típico de suelo - Serie Las Tunas (LTU). Tomado de INTA (1991).

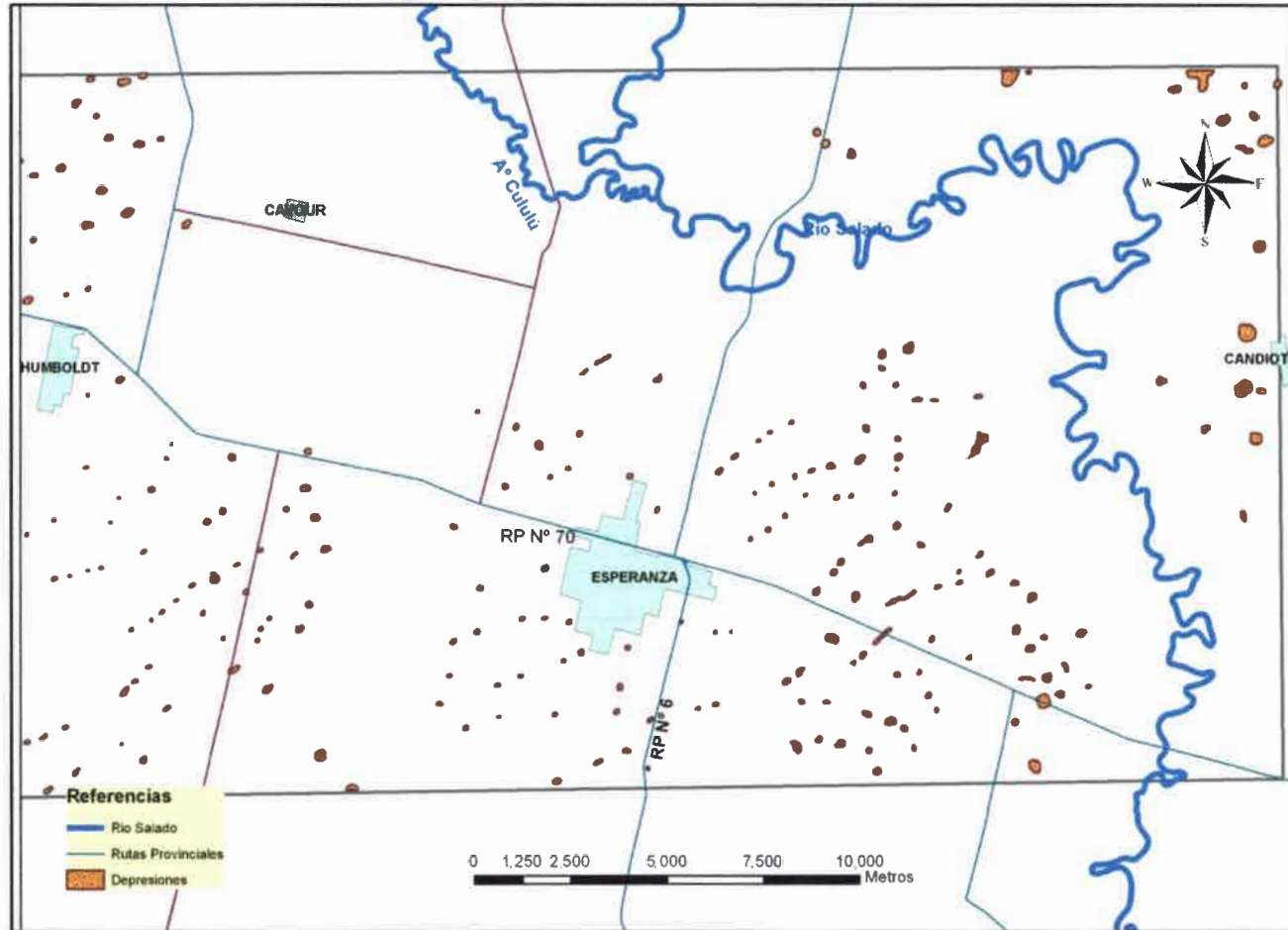
Horizonte	Profundidad (cm)	Contenido de Arcilla ⁽¹⁾ (%)	Contenido de Limo ⁽²⁾ (%)	Contenido de Arena ⁽³⁾ (%)	Contenido de M.O. (%)
A21	21	29,0	66,5	4,5	1,97
A22	31	29,0	66,0	5,0	0,61
B21 _t	70	51,5	44,5	5,0	0,54
B22 _t	90	54,5	41,0	3,9	0,47
B23 _t	102	52,5	45,5	3,0	0,26
B24 _t	150	42,0	53,0	5,0	0,20
B3	230	36,0	58,5	5,1	0,11
C1	~280	33,0	61,5	5,2	0,06

Tamaño de los granos: (1) <2 μ (2) de 2 a 50 μ (3) de 50 a 250 μ

En la Foto 7.5 se muestra una de las lagunas temporarias donde se ha desarrollado este tipo de suelo y en el Mapa7.4 la ubicación de las depresiones digitalizado según Fotomosaico Hojas 3160-26-1 Esperanza y 3160-25-2 Humboldt escala 1:50000 del IGM (1978).



Foto 7.5. Laguna temporaria



Mapa 7.4. Mapa de ubicación de depresiones.

Digitalizado según FotomosaicoHojas 3160-26-1 Esperanza y 3160-25-2 Humboldt escala 1:50000 del IGM (1978)

Capítulo 8. Hidrogeología

En este capítulo se presentan las características hidrogeológicas de la provincia de Santa Fe y locales, analizadas sobre la base de información disponible, generada y estudios antecedentes. Se presentan además, los modelos conceptuales de funcionamiento del sistema hídrico subterráneo a nivel regional y local, definidos en investigaciones previas.

8.1. Características hidrogeológicas de la provincia de Santa Fe

Fili&Tujchneider (1977) han realizado una descripción de las características geohidrológicas regionales del subsuelo de la provincia de Santa Fe, sobre la base de información consignada en perforaciones profundas con descripción confiable. Consideraron que: “el esquema es semejante al propuesto para el subsuelo de la provincia de Buenos Aires (Sala et al., 1973) en virtud de las condiciones geológicas similares imperantes en las cuencas sedimentarias de Colorado, Macachín, Salado, Laboulaye y Paraná, al menos para los tiempos post-cretácicos”. Los autores esquematizaron la columna hidrogeológica tipo en cuatro grandes unidades hidrogeológicas denominadas secciones: basamento, hipoparaniana, paraniana y epiparaniana (que se presentan en este orden cronológico en el subsuelo de la provincia de Santa Fe) (Figura 8.1).

Además, estos autores tomaron a las arcillas verdes de la formación Paraná como base de referencia, desde un punto de vista hidrogeológico, por su extensión areal y por ser la separación entre unidades de distinto grado de conocimiento (desde un punto de vista práctico) y de vinculación con el ciclo hidrológico actual. Resaltaron que el concepto de unidad hidrogeológica surge de la convergencia en la definición de elementos dinámicos actuales (hidrodinámica e hidroquímica) con otros de dimensión temporal geológica (litología, estructura), por lo que cada unidad queda caracterizada por particularidades hidrolíticas, hidrodinámicas e hidroquímicas.

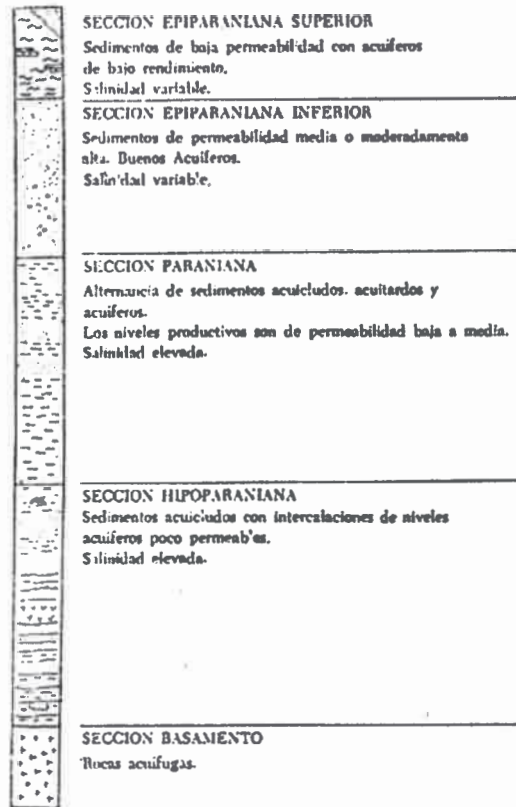


Figura 8.1. Esquema de la columna hidrogeológica regional de la provincia de Santa Fe. Tomado de Fili&Tujchneider, 1977

Según los mismos autores: “la *sección basamento* está compuesta por rocas ígneas y metamórficas, que hacia el este afloran en la isla Martín García y en la República Oriental del Uruguay y hacia el Oeste, en las Sierras Pampeanas. Afectadas por fallas y hundidas en bloques, estas rocas se encuentran en el subsuelo de la provincia de Santa Fe a profundidades muy variables. Al sur, en la zona de Venado Tuerto, fueron detectadas mediante sísmica a unos 700m de profundidad (Padula, 1972), mientras que aproximadamente 450km más al norte, la perforación de YPF en Calchaquí superó los 2500m sin alcanzarla. La sección tiene importancia hidrogeológica en el ámbito de las Sierras Pampeanas. Allí aflora, presenta permeabilidad secundaria por fracturación, aloja algunos cuerpos acuíferos y constituye el área principal de recarga de los sedimentos acuíferos que se extienden hacia el este. En el subsuelo de la provincia de Santa Fe debe comportarse hidráulicamente como acuífuga, es decir que no almacena ni trasmite agua. Este hecho y la profundidad a que se encuentra, hacen que carezca de importancia hidrogeológica en el territorio santafesino.

Dentro de la *sección hipoparaniana* se integran todas las formaciones que suprayacen al basamento y se encuentran por debajo de las arcillas verdes de la Formación Paraná, llegando a superar lo 1000m de potencia. La relativamente poca información hidrogeológica que se posee de esta secuencia sedimentaria y las limitadas posibilidades de aprovechamiento del recurso hídrico en ella contenido, ha llevado a integrar en una sola unidad a formaciones francamente acuicludas (Sachayoj, Charata, Chacabuco, compuestas principalmente por arcilitas y lutitas), con otras pobremente acuíferas, hasta acuitardas (Buena Vista, San Cristóbal y Mariano Boedo, compuestas principalmente por areniscas y basaltos). Los acuíferos son confinados y la reducida información piezométrica indica un sentido general del flujo subterráneo de oeste a este. La sección está desvinculada del ciclo exógeno, por lo que la recarga de sus niveles productivos debe ser indirecta en la zona periserrana, con descarga regional en el valle del río Paraná.. Químicamente las aguas son cloro-sulfatadas sódico-cálcicas, con residuos salinos que pueden superar las 10000ppm. A juzgar por la relación Mg/Ca en el nivel detectado a 640m de profundidad en San Francisco (Córdoba), dentro de la porción cuspidal de la sección, se trataría de aguas de origen continental.

La *sección paraniana*, empleada como referencia en el esquema hidrogeológico, ha sido alcanzada por la mayoría de las perforaciones realizadas en la provincia, muchas de las cuales la atravesaron totalmente y por lo tanto, el conocimiento que de ellas se tiene permite una caracterización más detallada. Está constituida por una potente secuencia de sedimentos marinos, de amplio desarrollo regional debidos a una “..gran transgresión de fines del Mioceno que penetró por el noreste de la Patagonia y cubrió parte de la provincia de Buenos Aires, Mesopotamia, Santiago del Estero, Uruguay y Paraguay” (Camacho, 1967). La parte basal está formada predominantemente por arcillas verdes parduscas de alta plasticidad y espesores que superan los 200m, comportándose hidráulicamente como acuicludas. La parte superior presenta arenas grises de tamaño mediano a grueso, hasta grava fina, arenas arcillosas gris verdosas con intercalaciones de mantos delgados de arcilla verde, generalmente discontinuos. El conjunto conforma un medio heterogéneo y anisótropo con alternancia de acuíferos, acuitardos y acuicludos. La discontinuidad de los mantos arcillosos superiores de la sección paraniana, hace que en algunos lugares se presente un pase poco neto entre ella

y la suprayacente. En estos casos ambas configuran un acuífero multiunitario. La conexión hidráulica con la sección epiparaniana hace que los niveles acuíferos superiores reciban recarga autóctona indirecta por filtración vertical descendente. Las áreas de recarga y descarga se corresponden con rasgos topográficos más notables. Para los niveles acuíferos más profundos, las áreas de procedencia se localizan en el noroeste, en territorio de Santiago del Estero; en el oeste, probablemente desde Córdoba, trasponiendo la falla Tostado-San Francisco; y en el sudoeste también desde la zona serrana, con dirección general del flujo hacia el valle del río Paraná. Todos los acuíferos de la sección son portadores de agua de muy elevada salinidad, sulfato-cloruradas sódicas.

Con la *sección epiparaniana* culmina la columna hidrogeológica. Esta sección presenta dos secuencias netamente diferenciables, portadoras de las fuentes de aprovisionamiento subterráneo en todo el territorio provincial. Para un mejor tratamiento se la ha dividido en subsecciones:

Subsección inferior: está compuesta por arenas amarillas, cuarzosas, de grano fino a mediano con aumento de tamaño hacia la base donde suelen presentarse niveles finos de grava. En algunas perforaciones se observa un pase neto a las arcillas verdes de la sección infrayacente, pero predomina un pase transicional a arenas grises a gris verdosas arcillosas. Estratigráficamente se corresponde con la Formación Puelches de origen fluvial cuyas características sedimentológicas han sido ampliamente estudiadas para el ámbito de la provincia de Buenos Aires (Santa Cruz, 1972). Desde el punto de vista hidrogeológico es el cuerpo más importante del subsuelo pues constituye la principal fuente de abasto de agua subterránea para gran parte de la provincia de Santa Fe y el noroeste de la provincia de Buenos Aires (Bitesnik, 1968; Kreimer, 1968). La formación tiene un espesor medio de 20m con transmisibilidades más frecuentes de $500\text{m}^2/\text{día}$ y $1500\text{m}^2/\text{día}$. Según su potencia y la naturaleza de los sedimentos suprayacentes, puede presentar características de semiconfinamiento hasta confinamiento, siendo más frecuente la primera condición. A través de la cobertura acuitarda se vincula con el ciclo hidrológico exterior; las áreas de recarga, transferencia y descarga se corresponden con la morfología topográfica, pero el nivel de descarga

regional está dado por el valle del río Paraná. La calidad química de las aguas varía en relación con la región en que se localiza el reservorio. Las condiciones más adversas para diversos usos se presentan en la región de los bajos submeridionales, en el norte de la provincia, donde las aguas son predominantemente cloro-sulfatadas sódico-cálcicas con sales totales que superan frecuentemente las normas de potabilidad. Las condiciones más propicias se dan en la denominada “área del puelche” (Bojanich y Risiga, 1975).

Subsección superior: la porción cuspidal de la sección epiparaniana se caracteriza por su conformación limo arcillosa, a veces loessica, calcárea, con algunas intercalaciones de samitas muy finas. Su potencia varía entre pocos metros en las adyacencias de del valle del río Paraná, hasta más de 100m hacia el oeste de la provincia. Hidrogeológicamente su comportamiento varía entre francamente acuicludo, en algunas áreas del norte de la provincia, hasta medianamente acuitardo hacia el sur. Esta circunstancia hace que en el primero de los casos, la porción samíticainfrayacente quede desvinculada del ciclo exógeno, sin posibilidades de infiltración directa. En los departamentos centrales y del sur la composición se hace más limosa, permite la formación de niveles acuíferos continuos, aunque de baja permeabilidad (1 a 10m/día) y espesores aprovechables de 2 a más de 15m. Frecuentemente las variaciones verticales en la permeabilidad dan lugar a horizontes más productivos que asemejan distintos acuíferos, pero constituyen una sola unidad. La recarga es autóctona y directa. Se produce en las zonas más altas de la llanura santafesina, especialmente por acumulación de las aguas pluviales en las depresiones planas, circulares y elongadas. El efecto de la recarga localizada se manifiesta por la presencia de agua de bajo contenido salino, coincidente con estos bajos, formando lentes de agua dulce sobre salada (Bannert, 1974). En la zona más austral de la provincia, sobre los sedimentos limoloessoides, se presentan formaciones medanosas que albergan agua de baja salinidad. En una faja irregular que bordea el valle de inundación actual del río Paraná, desde Colastiné Norte a hasta San Javier, se presenta sobre la capa de limo arcillosa un cuerpo compuesto por arena fina y muy fin, con un espesor irregular que puede alcanzar los 3m de potencia. Este cuerpo, conocido como “albardón”, aloja un acuífero libre con aguas de buena calidad y configura una divisoria entre el sistema de los Saladillos y el río San Javier. En períodos de creciente del San Javier y los otros cursos que se suceden hacia el sur, en

el “albardón” se produce almacenamiento de banco y la divisoria subterránea se desplaza más hacia el oeste”.

8.2. Modelo conceptual de funcionamiento del sistema hídrico subterráneo del centro-este de la provincia de Santa Fe.

Tujchneider et al. (2005) elaboraron el *modelo conceptual de funcionamiento del sistema hídrico subterráneo del centro-este de la Provincia de Santa Fe* (Figura 8.2). Según los autores, “el sistema geohidrológico comprende: un basamento acuícludo (arcillas), correspondiente a la Formación Paraná; un acuífero semiconfinado, compuesto por arenas finas y medianas, pertenecientes a la Formación Ituzaingó (arenas Puelches) dispuestas sobre las arenas grises amarillentas cuspidales de la Formación Paraná; un manto semiconfinante o acuitardo -discontinuo hacia el este-, compuesto por limos y arcillas y, un acuífero freático compuesto por limos, arcillas y loess de la Formación “Pampa”. El comportamiento hidráulico es de tipo multicapa con la posibilidad de flujo descendente y ascendente a través del acuitardo. El sentido general del escurrimiento es de Oeste a Este. La Formación “Pampa” recibe recarga directa por precipitaciones y el acuífero alojado en las arenas Puelches responde al flujo regional (Tujchneider et al., 2002). Esto se ha corroborado recientemente con técnicas de hidrología isotópica (D’Elia, et al., “en prensa”). Los controles estructurales estarían ejercidos por la falla Rafaela (Kröling e Iriando, 2003) y otros lineamientos menores. La composición química de las aguas alojadas en el acuífero freático es bicarbonatada sódica con presencia de arsénico y flúor. Las aguas del acuífero semiconfinado son bicarbonatadas sódicas de muy buena calidad, pero se han advertido cambios de sus características químicas en áreas focales de explotación, como así también un importante descenso de los niveles piezométricos”.

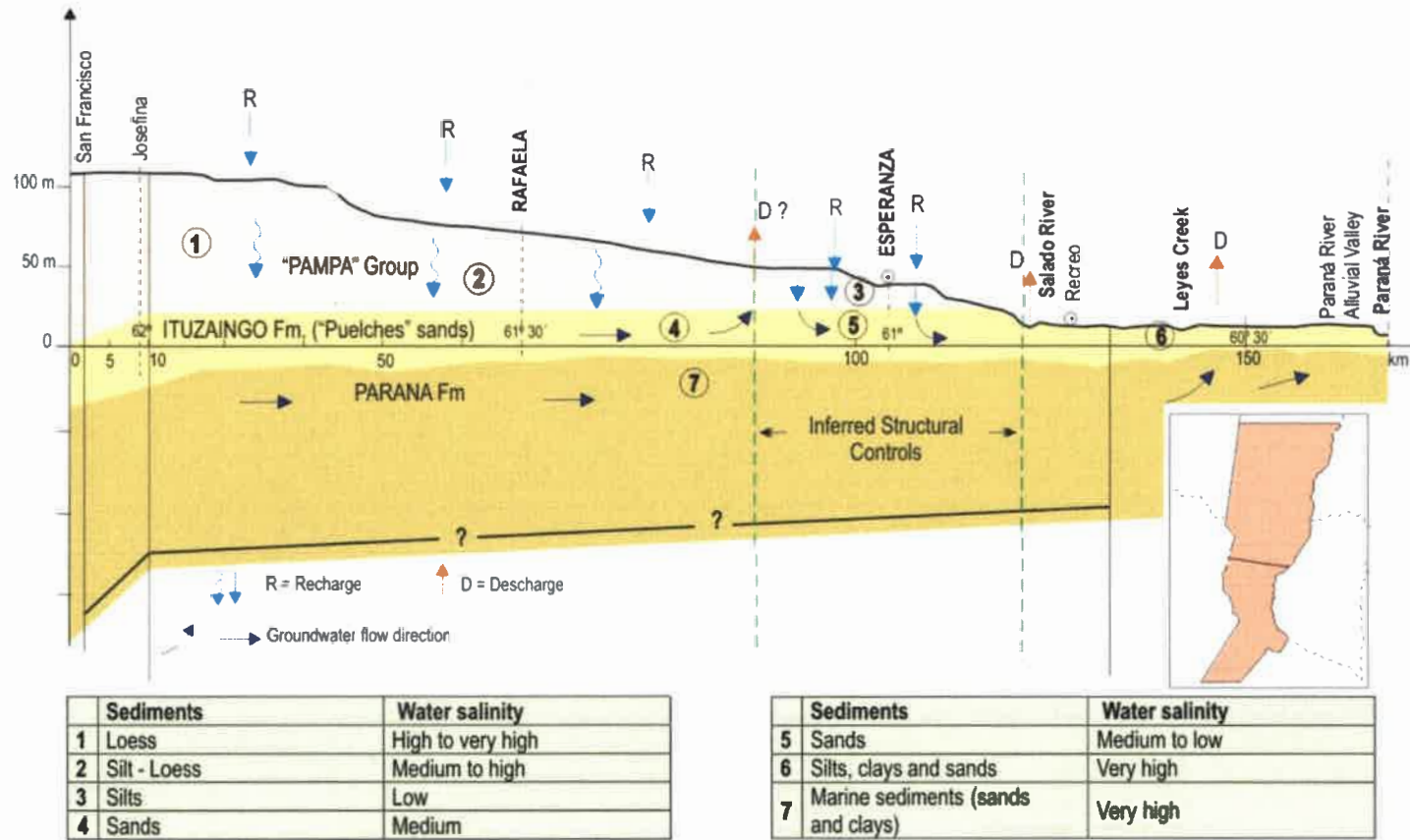


Figura 8.2. Modelo conceptual de funcionamiento del sistema hídrico subterráneo a nivel regional. Tomado de Tujchneider et al. 2005

8.3. Características hidrogeológicas locales

8.3.1. Columna sedimentaria de interés hidrogeológico. Parámetros hidráulicos formacionales

Fili et al. (1999) definieron la columna sedimentaria de interés hidrogeológico del área Esperanza-Humboldt sobre la base del análisis de perfiles de perforaciones y sondeos de estudio ubicados en el área de estudio. La columna estratigráfica hasta una profundidad de 100m (aproximadamente cota -60m IGN) se describe a continuación:

Arcillas verdes, plásticas, de origen marino: constituyen la sección basal de la **Formación Paraná**, originadas por una gran ingesión marina acaecida durante el Mioceno Superior, cuya presencia se registra en las cuencas del este de Argentina, desde Barranca Final (Provincia de Río Negro), hasta penetrar en el chaco Paraguayo. Por su continuidad regional se considera, a los fines prácticos, como "basamento hidrogeológico", de comportamiento acuícludo. De acuerdo a perforaciones profundas realizadas en la región, pero fuera del área de estudio, las arcillas verdes continuas se encuentran generalmente a partir de cota -60m IGN.

Arenas grises y arcillas verdes intercaladas: constituyen la sección media de la **Formación Paraná**. Las perforaciones que se han realizado en el área de estudio penetran en sedimentos correspondientes a esta Formación a cotas variables entre extremos de -3,75m IGN y -11,87m IGN, con una media de -6m IGN.

Arenas fluviales, cuarzosas, amarillentas a ocráceas: con granometrías que varían desde muy finas y finas en la parte superior, con aumento de tamaño hacia la base, en la que se presentan niveles de arenas gruesas y grava fina. Se asignan estas arenas a la **Formación Ituzaingó-Arenas Puelches**, (Plioceno), que se extiende por el subsuelo de gran parte de las provincias de Chaco, Santa Fe y noreste de la provincia de Buenos Aires, correspondiéndose en las provincias de Corrientes y Entre Ríos. Estas arenas constituyen la unidad acuífera principal de la región. En el ambiente estudiado, cubre discordantemente a los depósitos de la Formación Paraná y subyace de igual forma a los depósitos que se le superponen. El techo de las arenas se ha detectado a cotas que varían entre 14m IGN y 25m IGN, con una media de aproximadamente 20m IGN. El espesor medio de las arenas es de 25m.

Limos arenosos y arcillosos: pertenecientes a la **Formación Pampa** (Pleistoceno) generalmente con niveles calcáreos en la base forman la cubierta superior. El espesor varía principalmente con las irregularidades del techo de las arenas, presentando una potencia media del orden de los 18 a 20m. Estos depósitos, de origen lacustre, palustre y eólicos, se comportan como acuífero de bajo a mediano rendimiento (contienen una capa libre con agua de buena a mediana calidad), y la porción basal, con arcilla y capas de tosca, en un espesor del orden de los 3 a 5m, conforma un acuitardo que semiconfina al acuífero de las Arenas Puelches. La Figura 8.3 muestra la columna hidrogeológica esquemática del área de estudio.

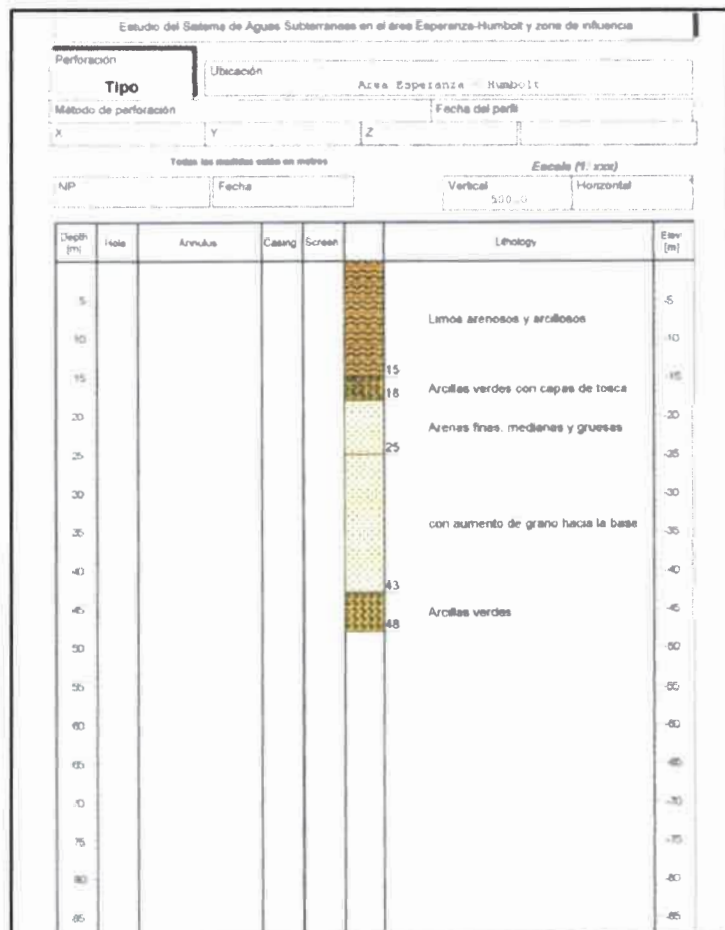


Figura 8.3. Columna hidrogeológica esquemática del área de estudio. Elaborada sobre la base de Fili et al., 1999

Sobre la base de ensayos por bombeo antecedentes, en el área y fuera de ella, Tujchneider et al. (2005) informan los siguientes valores medios para los parámetros hidráulicos formacionales (Tabla 8.1):

Tabla 8.1. Valores medios de los parámetros hidráulicos formacionales. Tomado de Tujchneider et al. (2005)

Unidad Hidrogeológica	T (m ² /día)	S	K _h (m/día)	K _v (m/día)
Pampeano	150	0.05	10	5
Acuitardo	1.5*10 ⁻²	0.006	5*10 ⁻³	5*10 ⁻³
Arenas Puelches	600-950	10 ⁻⁴	30	30

8.3.2. Hidrodinámica

En trabajos antecedentes realizados por el Servicio Geológico de la República Federal de Alemania en el marco del convenio Argentino-Alemán de Agua Subterránea (C.A.A.A.S., 1973), se analizó la piezometría del cuerpo de agua superior en la llanura pampeana y el valle del Conlara. En la Figura 8.4 se muestra el trazado de referencia para una zona en la cual se enmarca el área de estudio, los niveles de agua subterránea se encontraron entre 35 y aproximadamente 10m de cota IGN, con un gradiente de la superficie potenciométrica de 1‰, mientras que en las cercanías del río Salado, el gradiente era algo menor.

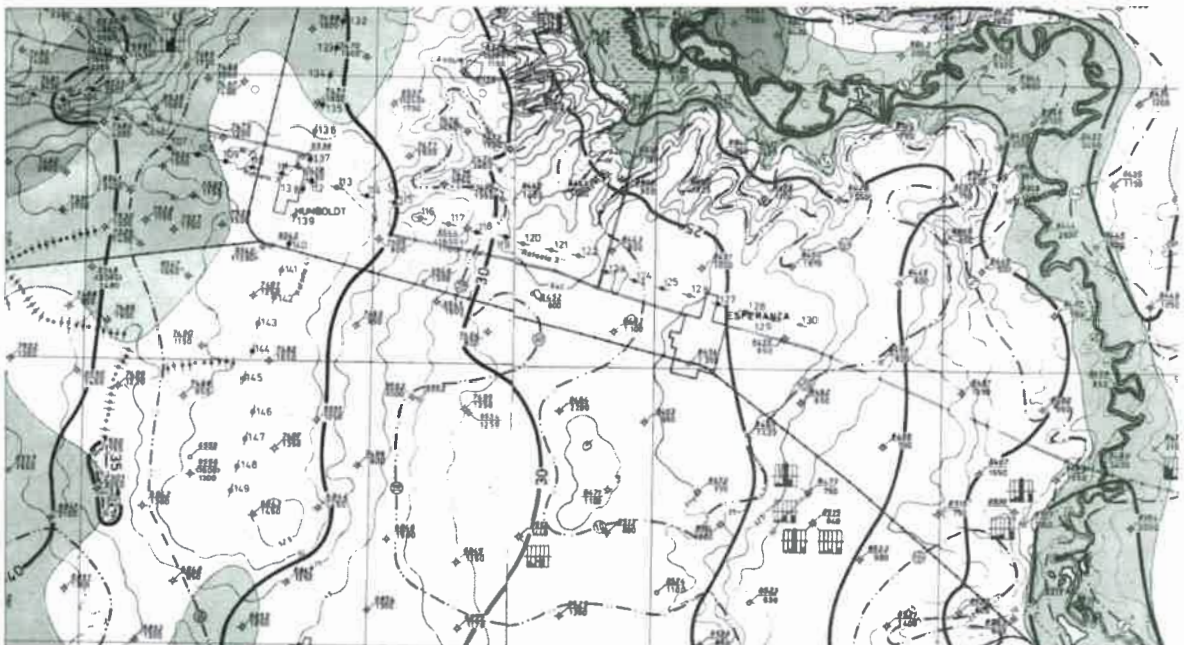


Figura 8.4. Curvas piezométricas cuerpo de agua superior. Extractado de C.A.A.A.S.,

El diseño de las curvas equipotenciales se muestra aproximadamente paralelo, con orientación norte-sur, por lo que el escurrimiento subterráneo presentó una dirección predominante oeste-este, con descarga parcial en el río Salado (en el norte del área de estudio la dirección del escurrimiento es aproximadamente sudoeste-noreste).

En la zona de trabajo la profundidad media del nivel de agua subterránea fue de aproximadamente 10m. Según se informa en los estudios mencionados anteriormente (C.A.A.A.S., 1973) se compararon los niveles de agua subterránea medidos al este de Rafaela (próximos al área de estudio) en los meses de verano de 1967-1968 con los registrados en febrero y marzo de 1972. Se estableció que, en general, los niveles de agua habían descendido entre 2 y 4m. También se observó que luego de lluvias torrenciales ocurridas en el verano de 1972-1973, en los meses de mayo y junio, los niveles de agua subterránea habían aumentado considerablemente (alrededor de 3m en promedio, con un máximo de 7m). Registros de freaticos de la Estación Rafaela (oeste del área de estudio) para el período 1970-1986, indican variaciones de profundidad del nivel de agua subterránea desde 12m a prácticamente el nivel del terreno (Bolzico, 1988).

El Grupo de Investigaciones Geohidrológicas de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas de la Universidad Nacional del Litoral (GIG-FICH-UNL) realizó el análisis de la evolución hidrodinámica del sistema hídrico subterráneo, sobre la base de información antecedente de niveles piezométricos de los años 1994, 1996 y 1998 (Fili et al., 1999). La interpretación conjunta de los resultados obtenidos para la piezometría del año 1994 y 1996 ha revelado que, tanto para los niveles observados en condiciones estáticas como dinámicas, se manifiesta con claridad la influencia de los pozos de bombeo en los sectores Este y Oeste, evidenciado por un descenso de niveles piezométricos en todo el sistema de entre 2 y 3m. Los niveles dinámicos descendieron entre 9 y 15m respecto de los estáticos. Una leve recuperación de los niveles se observó en la piezometría correspondiente a enero y agosto de 1998. Esto puede atribuirse a que en 1996-1997 se operaron cambios en el régimen de explotación (varios pozos de explotación ubicados en el ejido urbano salieron de servicio temporal o

permanentemente por la aparición de diferentes problemas relacionados a la calidad del agua) (Fili et al., 1999).

Sobre la base de la información de un censo de pozos y perforaciones realizado por el GIG en marzo de 1999, se representó la configuración de la superficie potenciométrica del acuífero del área de estudio (Figura 8.5). El sentido general del escurrimiento subterráneo es de oeste a este, con una zona de descarga en el sector este-noreste coincidente con el río Salado y, los efectos de la descarga por bombeo en las zonas con mayor concentración de perforaciones. Esta superficie potenciométrica fue asumida por el GIG como condición hidrodinámica del sistema, a los efectos de una posterior modelación matemática (Fili et al., 1999).

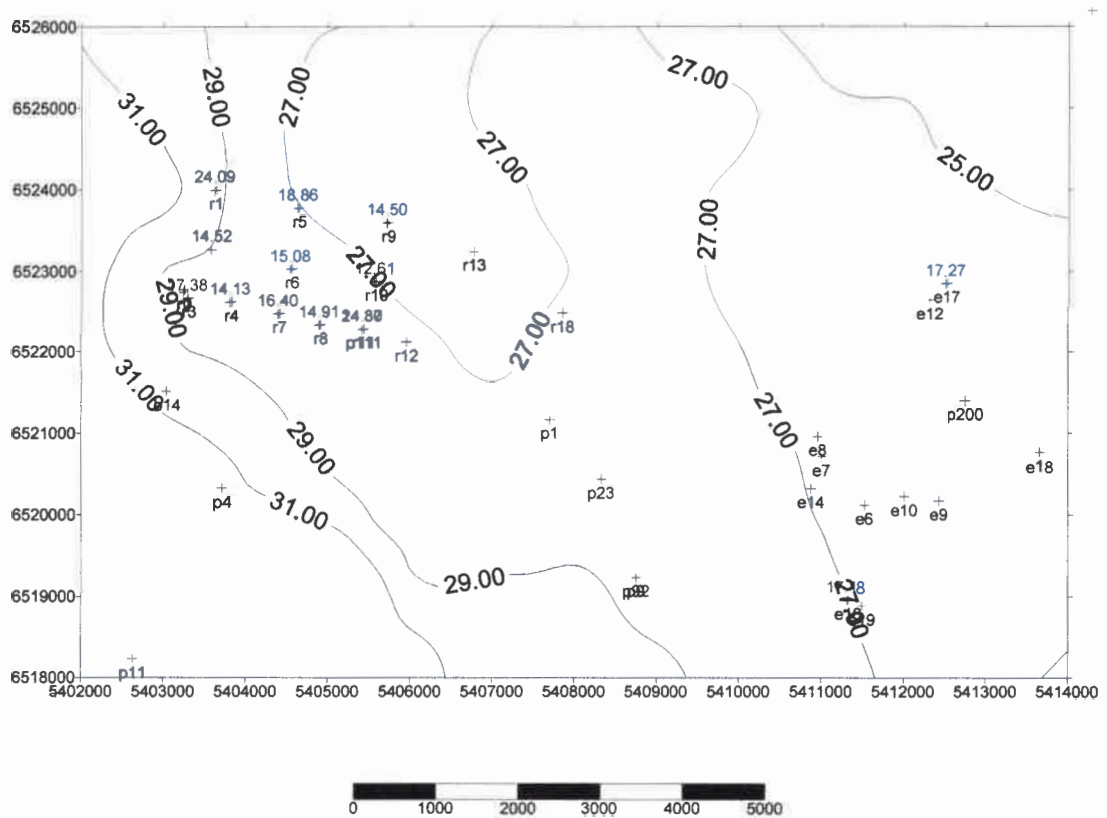


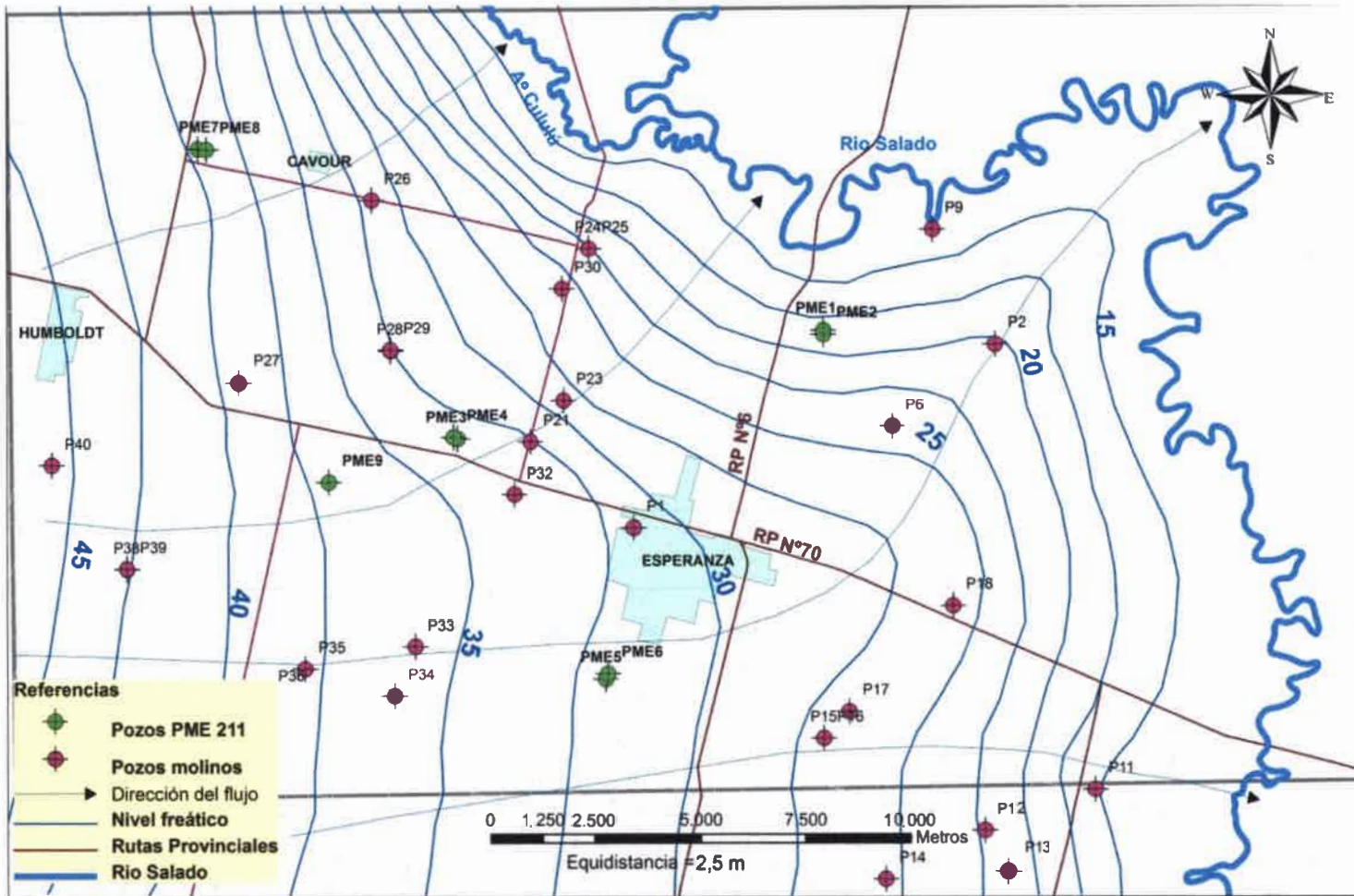
Figura 8.5. Superficie potenciométrica del acuífero semiconfinado. Esperanza-1999. Tomado de Fili et al. (1999)

Como parte del desarrollo de esta Tesis se realizaron tareas de campo tendientes a obtener información hidrogeológica en marzo-abril de 2011. La información obtenida fue presentada en el ítem 4.3 del Capítulo 4. Considerando la profundidad del nivel de agua subterránea medido y la cota de boca de pozo obtenida se calcularon los niveles freáticos correspondientes. Con esta información se trazaron las curvas de igual nivel freático, en una primera instancia a mano alzada y luego se graficaron utilizando el software SURFER 8 (©Golden Inc, 2008) utilizando un variograma lineal (Mapa 8.1). Los niveles freáticos varían desde 42 a 14 m, la dirección del escurrimiento subterráneo es de oeste-este y oeste-noreste, con descarga en el río Salado, teniendo en cuenta el nivel del mismo en la época de medición. El diseño de las curvas equipotenciales es aproximadamente paralelo y el espaciamiento entre las curvas indica un gradiente de aproximadamente 0,001 en el oeste y centro del área, aumentando en las cercanías del río Salado a valores de 0,0025. La superficie freática puede considerarse radial divergente.

8.3.3. Hidroquímica

Tujchneider et al (1998, 2000), Fili et al. (1999) estudiaron las características químicas del agua subterránea de acuífero semiconfinado en el área de estudio sobre la base de información química antecedente y generada para el período 1998-1999, consistente en determinaciones de conductividad eléctrica, concentraciones de aniones y cationes principales: cloruros, sulfatos, bicarbonatos, nitratos, magnesio, sodio y potasio, metales pesados como cromo, arsénico, flúor y otros elementos menores.

De acuerdo a la *clasificación de Piper-Hill*, el 94% de las muestras resultaron del tipo bicarbonatadas sódicas y el 6% restante es de tipo sulfatas-cloruradas sódicas. La clasificación de Schöeller permitió distinguir como tipo general de agua al bicarbonatado sódico (Fili et al., 1999).



Mapa 8.1. Curvas isofréaticas del área de estudio (abril-marzo 2011)

El tratamiento aplicado a la información hidroquímica permitió percibir diferencias en la constitución del agua, en lo que hace a los componentes mayores, entre las provenientes del sector Este con las del sector Oeste. En el primer caso, existe gran movilidad de la rama catiónica, con una amplia variación en los contenidos de sulfatos y cloruros. Los mayores contenidos salinos detectados, reflejados por indicadores como la conductividad eléctrica, cloruros y sulfatos, evidencian la relación con la explotación concentrada, a la que históricamente estuvo sometido el sistema, que ha inducido a la salinización desde la base del acuífero (Tujchneider et al., 2005). El déficit en alcantarillado se evidenció por la presencia de nitratos en algunas perforaciones. En el segundo caso (sector Oeste) no se observan variaciones significativas de la composición química, en el período analizado, tanto en lo que hace a salinidad como a nitratos (Fili et al., 1999). El agua del acuífero libre es bicarbonatada cálcica-magnésica y bicarbonatada sódica.

8.4. Modelo conceptual de funcionamiento del sistema hídrico subterráneo en el área de estudio

El GIG ha elaborado el modelo conceptual de funcionamiento del sistema hídrico subterráneo en el área en estudio (Fili et al., 1999) (Figura 8.6). Una esquematización con mayor detalle del funcionamiento de este sistema, en el área aledaña a la ciudad de Esperanza, corresponde a Paris et al. (2010).

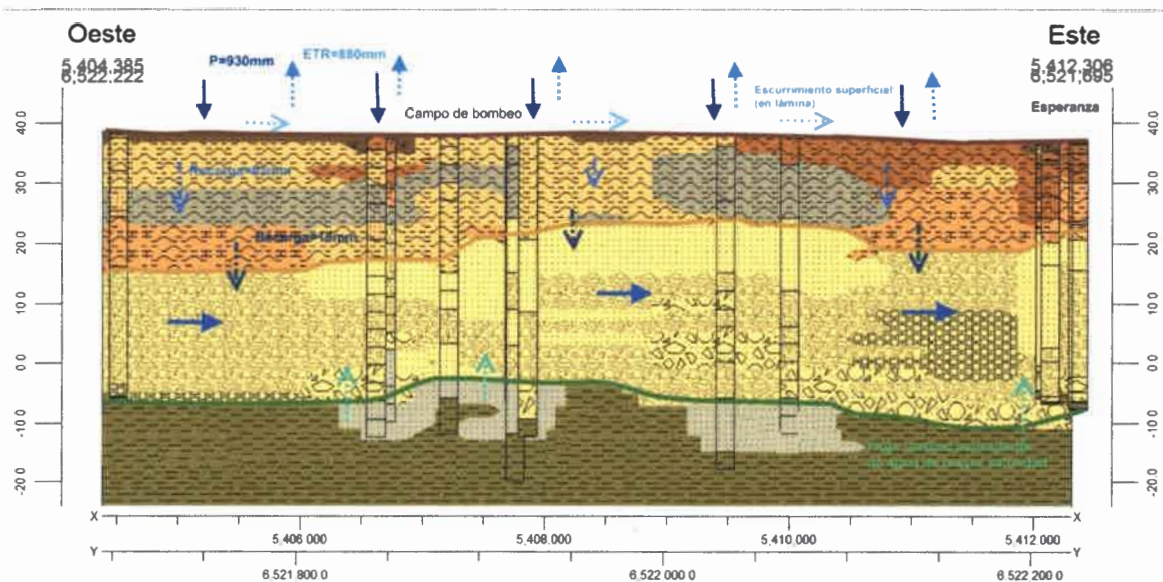


Figura 8.6. Modelo conceptual de funcionamiento del sistema hídrico subterráneo en el área de estudio. Tomado de Paris, 2010.

El comportamiento hidráulico es de tipo multiunidad. La dirección general del escurrimiento subterráneo es oeste-este. Las zonas de descarga son los valles aluviales de los ríos Salado y Paraná. Sobre la base del análisis del comportamiento de hidrogeológico del sistema, realizado en estudios previos (Fili, et al., 1999), se distinguieron flujos regionales y locales. Las precipitaciones recargan localmente el acuífero libre, mientras que el acuífero semiconfinado recibe tanto recarga local proveniente del acuífero libre suprayacente como recarga regional. En función de las relaciones hidráulicas, existen flujos descendentes y ascendentes a través del acuitardo y consecuentemente la extracción de agua de las arenas que integran la Formación Ituzaingó, induce la recarga desde la Formación Pampa y la afluencia lateral desde áreas circundantes del propio acuífero.

Capítulo9. Aplicación de los procedimientos metodológicos para la evaluación de la recarga a los acuíferos.Resultados

En este Capítulo se presentan los resultados del análisis de la procedencia y tiempo de residencia del agua subterránea; de la aplicación de las metodologías seleccionadas para la cuantificación de la recarga a los acuíferos y de la estimación de las áreas potenciales de recarga.

9.1. Procedencia del agua subterránea. Tiempo de residencia

9.1.1 Composición isotópica del agua de lluvia

Sobre la base del contenido isotópico del agua de lluvia colectada en la estación de GNIP 8737401 ubicada en la FICH-UNL para el período 1998-2012, se realizó en una primera instancia un análisis estadístico univariado de las series de datos. En la Tabla 9.1, se sintetizan las características de estas series.

Tabla 9.1. Principales características de las series de datos isotópicos del agua de lluvia

	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^2\text{H}\text{‰}$	Tritio UT
Número de observaciones	127	127	32
Mínimo	-9,3	-66	3,3
Máximo	1	14	21,5
Suma	-598,4	-2919,4	243,7
Media	-4,71	-22,99	7,61
Std. Error	0,2164195	1,808058	0,7745851
Varianza	5,948351	415,1725	19,19943
Desvío Standard	2,438924	20,37578	4,381715
Mediana	-4,7	-22	6,1
Asimetría	0,06706323	-0,08263119	1,396873
Kurtosis	-0,6773728	-0,8045328	1,846697

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -9,3 y 1 ‰, entre -66 y 14 ‰ para el $\delta^2\text{H}$ y entre 3,3y 21,5 UT para el tritio. El valor promedio y el más frecuente resultaron similares y del orden de -4,7 para el $\delta^{18}\text{O}$ y del orden de -22,0 ‰ para el $\delta^2\text{H}$; mientras que para el tritio el valor promedio fue de 7,61 UT y la mediana igual a 6,1 UT.

Luego, se calcularon las concentraciones isotópicas promedio de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ para cada mes y se contrastaron con las precipitaciones medias mensuales. En la Figura 9.1 se puede observar que las lluvias de verano y otoño, estaciones que registran los mayores montos de precipitación, están empobrecidas en ^{18}O y ^2H debido principalmente a un efecto de cantidad.

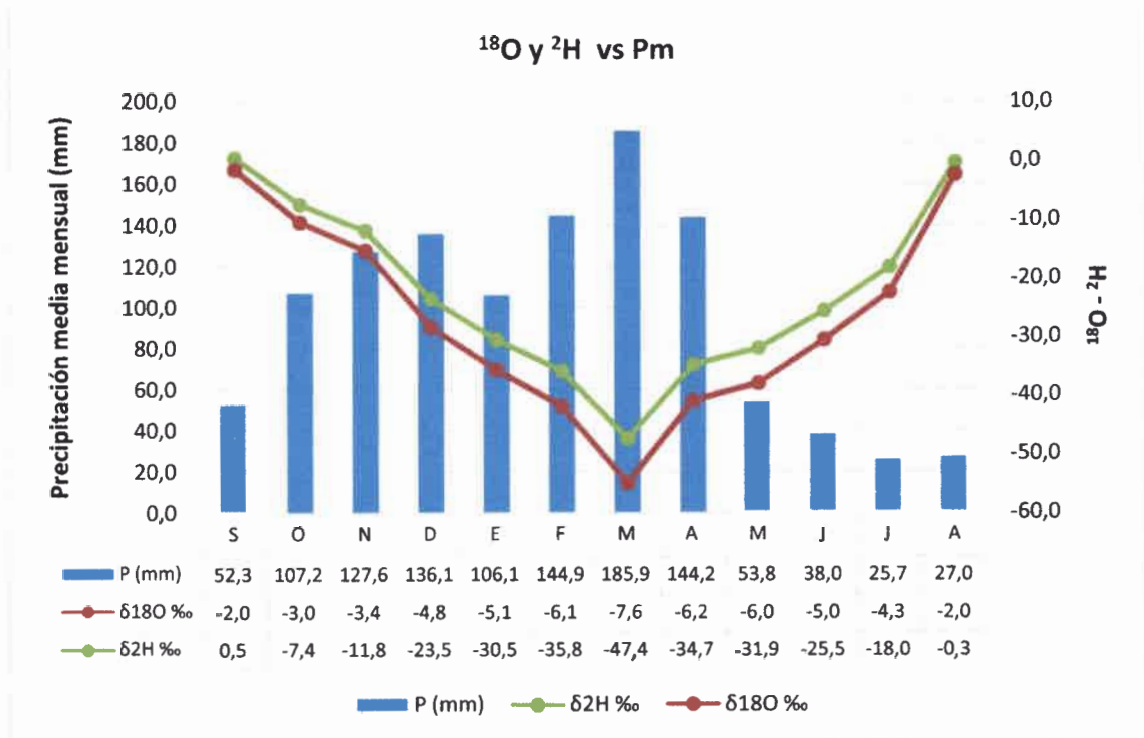


Figura 9.1. Contenidos isotópicos y precipitaciones medias mensuales del agua de lluvia

Se determinó la Línea de Agua Meteorológica Local (LAML) para la ciudad de Santa Fe (considerada representativa del área estudiada). Para ello se plotearon los pares de valores $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ obtenidos para cada mes y se ajustó una recta a la nube de puntos por mínimos cuadrados (Figura 9.2).

La ecuación de la LAML ajustada resultó:

$$\delta^2\text{H} = 8,1779 \delta^{18}\text{O} + 15,545 \quad (\text{ecuación 9.1})$$

Esta ecuación resultó similar a la obtenida en estudios previos realizados por D'Elia et al. (2005) para el período 1998-2002 y por Dapeña&Panarello (2007) para el período (1998-2003).

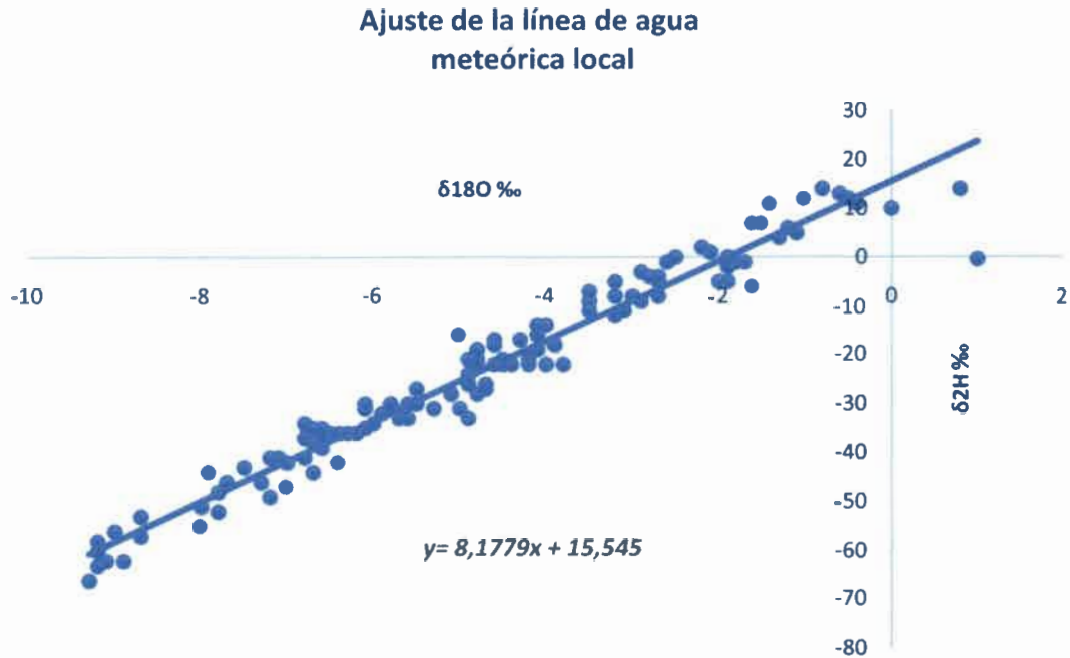


Figura 9.2. Línea de agua meteórica local

Además, se realizó el cálculo de la composición isotópica media anual ponderada de la precipitación, teniendo en cuenta el monto de lluvia caída para cada mes. La misma resultó: $\delta^{18}\text{O} = -5,6$ y $\delta^2\text{H} = -29,9$. Las composiciones isotópicas estacionales ponderadas con la precipitación se presentan en la Tabla 9.2.

Tabla 9.2. Composición isotópica estacional ponderada

Índice Estacional	Precipitación promedio (mm)	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$
Verano (IV)	387,2	-5,4	-30,0
Otoño (IO)	383,8	-6,8	-40,5
Invierno (II)	90,7	-3,9	-15,9
Primavera (IP)	287,1	-3,0	-7,9

Por otra parte se analizaron los valores de tritio para el agua de lluvia para el período 2000-2002. En la Figura 9.3 se muestra la evolución de tritio en el período

mencionado y la presencia de un pico de tritio entre agosto de 2000 y mayo de 2001 (desde 10 UT a 21 UT) con un decaimiento hasta 3 UT hacia fines de 2002. Esta situación fue observada por Dapeña&Panarello (2007) y atribuida a factores no naturales probablemente a la influencia de la Central Nuclear Atucha I ubicada a 400km al sur de Santa Fe.



Figura 9.3. Tritio en agua de lluvia

9.1.2. Composición isotópica de las aguas subterráneas y superficiales

Las principales características de las series de concentraciones de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ del agua subterránea en el área de estudio se presentan en la Tabla 9.3.

Tabla 9.3. Principales características de las series de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en agua subterránea

	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
Número de observaciones	-6,72	-36,99
Mínimo	-5,06	-27,99
Máximo	-129,59	-700,92
Suma	-5,89	-31,86
Media	-5,9	-31,9
Std. Error	0,08223995	0,5218071
Varianza	0,148795	5,990219
Desvío Standard	0,3857396	2,447492
Mediana	-5,85	-32,10
Asimetría	-0,02058331	-0,1099808
Kurtosis	0,1597881	-0,744464

Como puede observarse los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ del agua subterránea de los dos acuíferos varían entre -6,7 y -5,0‰ y entre -37,0 y -28,0‰ respectivamente y no difieren significativamente del contenido medio anual ponderado de la precipitación de la región, lo que indicaría su *origen meteórico*. Además, teniendo en cuenta su ubicación respecto de la LAML, no habrían tenido lugar procesos significativos de evaporación durante el proceso de infiltración hacia el ambiente subterráneo (Figuras 9.4a y 9.4b). Las muestras de agua subterránea poseen contenidos de ^{18}O y ^2H cercanos a los correspondientes a las lluvias estivales y otoñales, por lo que podría inferirse que la recarga a los acuíferos se produciría preferentemente a partir de las precipitaciones caídas en la zona en esa época del año.

El contenido isotópico de las muestras de agua del río Salado evidencia que las mismas han estado sometidas a evaporación (como generalmente sucede con las aguas superficiales) pues se encuentran enriquecidas en isótopos pesados respecto del agua de lluvia. En la Figura 9.4a se observa que los pares de valores correspondientes se ubican a la derecha de la LAML confirmando lo anteriormente expuesto.

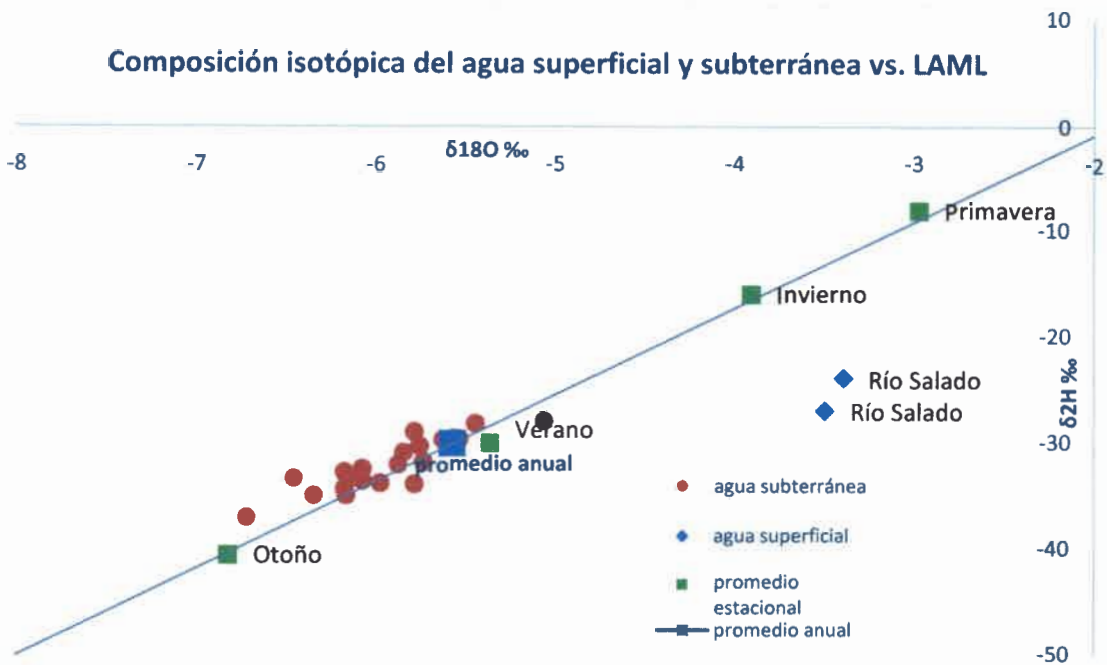


Figura 9.4a. Composición isotópica del agua superficial y subterránea vs. LAML

El contenido de tritio de las muestras de agua pertenecientes a la primera capa acuífera varía entre 3 y 4 UT, con lo cual se deduce, a partir de una interpretación cualitativa de estos resultados, que se trata de **aguas “modernas”** (aquellas que han sido recargadas en las últimas décadas y por lo tanto forman parte del ciclo hidrológico activo) y **“recientes”**. En las muestras de agua pertenecientes a la segunda capa acuífera no se ha detectado tritio, lo que indicaría que se trata de **aguas “submodernas”** o sea recargada antes de la década del '50. Finalmente, el contenido de tritio de la muestra de agua correspondiente al pozo de explotación E6 (1,3 UT) sugiere que se trata de una mezcla entre aguas del acuífero semiconfinado y libre. Esto estaría justificado por la presencia de nitratos en el agua subterránea en concentraciones elevadas, lo que ha llevado al cese del bombeo en dicho pozo de explotación.

Composición isotópica del agua superficial y subterránea vs. LAML

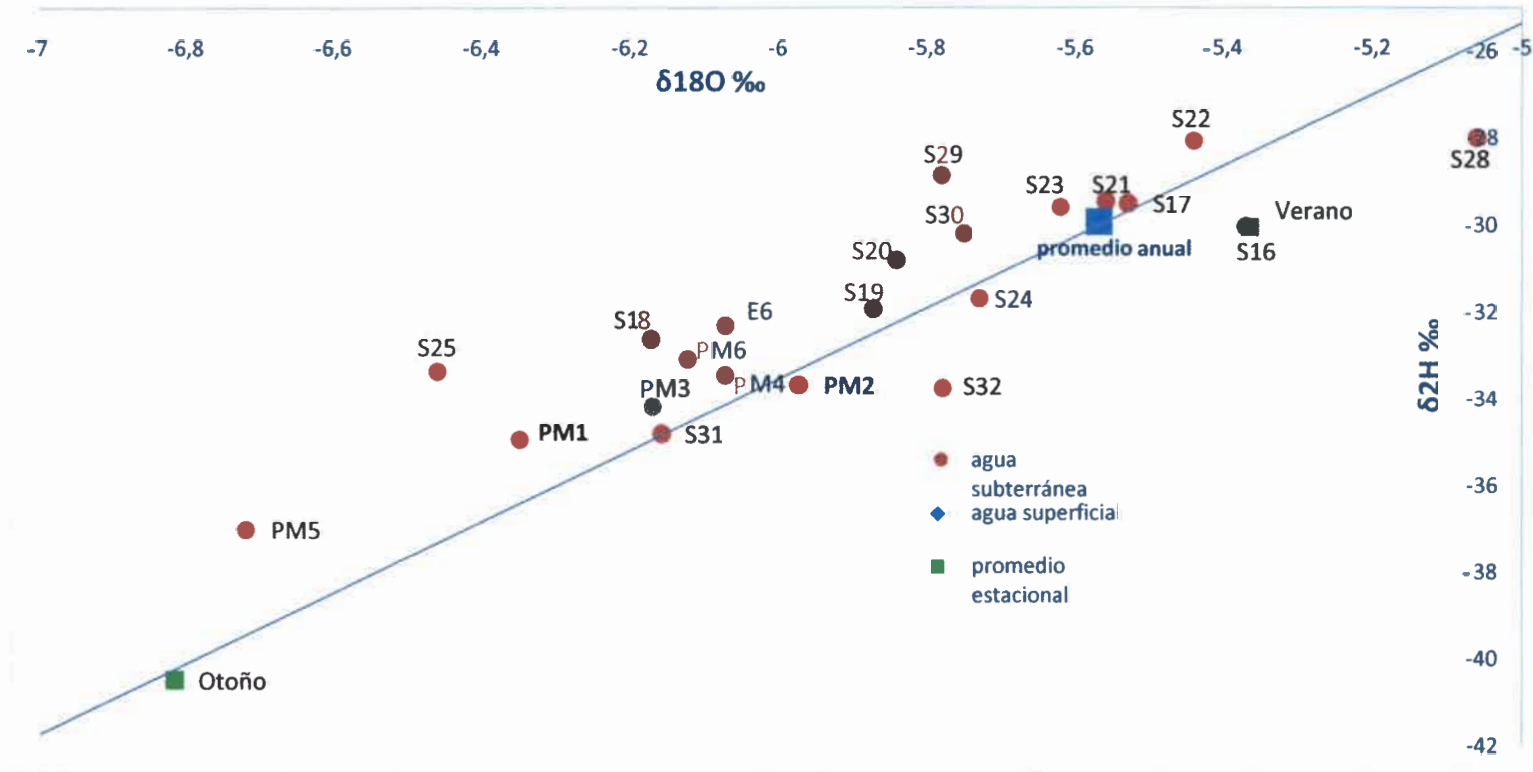


Figura 9.4b. Composición isotópica del agua subterránea vs. LAML

9.2. Metodologías para la cuantificación de los volúmenes de recarga a los acuíferos

Como se expresó en el ítem 3.3 del Capítulo 3, las metodologías seleccionadas para la cuantificación de los volúmenes de recarga a los acuíferos fueron:

- Balance de agua a nivel de suelo
- Fluctuaciones de niveles freáticos
- Técnicas con trazadores

Finalmente, para establecer el potencial de recarga del acuífero libre en el área de estudio, se aplicó la propuesta metodológica presentada en el ítem 3.4 del Capítulo 3.

9.2.1. Balance de agua a nivel de suelo

9.2.1.1. Estimación de evapotranspiración potencial, evapotranspiración real, excesos y déficits hídricos. Balance Hídrico.

La evapotranspiración potencial fue estimada por los métodos de Thornthwaite y FAO-Penman-Monteith (presentados en el ítem 3.3.1.1). En el primer caso se estimó la ETP con los valores de temperaturas medio mensuales; mientras que en el segundo caso se la estimó, en una primera instancia a paso diario y luego los valores fueron integrados en términos mensuales (Tabla 9.4). Para realizar la estimación de ETP por el método de FAO-Penman-Monteith se utilizó el software CROPWAT 8.0 para Windows (© FAO, 2009) con los valores diarios de temperatura, humedad relativa y velocidad de viento corregida a 2m.

Los resultados de la aplicación del balance hídrico considerando los valores de ETP obtenidos por ambos métodos se presentan en las Tablas 9.5 y 9.6 y en las Figuras 9.5 y 9.6. Se consideraron los parámetros capacidad de campo y punto de marchitez permanente correspondientes al suelo argiudol típico obtenidos por pruebas de laboratorio y ecuación de retención hídrica en estudios previos (Marano et al., 1996).

Tabla 9.4. ETP estimada por los métodos de Thornthwaite y FAO Penman-Monteith

Año	Mes	ETP mensual estimada por Thornthwaite (mm)	ETP mensual estimada por FAO Penman- Monteith (mm)
2002	SET	52,0	121,8
	OCT	91,6	137,1
	NOV	117,4	160,0
	DIC	133,5	157,5
2003	ENE	178,0	176,5
	FEB	124,2	155,8
	MAR	108,9	167,2
	ABR	58,8	130,9
	MAY	47,1	96,5
	JUN	34,9	82,1
	JUL	19,7	85,5
	AGO	27,2	101,9
	SET	47,3	122,9
	OCT	91,2	138,7
	NOV	118,4	165,1
	DIC	129,1	148,0
2004	ENE	176,4	183,0
	FEB	121,3	154,9
	MAR	116,7	143,9
	ABR	72,9	63,7
	MAY	29,8	37,9
	JUN	29,4	26,5
	JUL	29,4	44,5
	AGO	39,7	76,4
	SET	59,9	107,2
	OCT	76,9	136,6
	NOV	107,0	149,1
	DIC	147,9	181,5
2005	ENE	169,1	192,0
	FEB	133,7	126,2
	MAR	107,4	115,6
	ABR	62,1	77,6
	MAY	47,5	64,4
	JUN	36,2	37,4
	JUL	26,6	36,1
	AGO	32,8	73,8
	SET	29,0	213,7
	OCT	62,6	151,2

	NOV	114,5	169,6
	DIC	134,4	160,6
2006	ENE	186,9	178,6
	FEB	126,9	131,9
	MAR	93,4	69,6
	ABR	69,8	81,8
	MAY	32,6	71,3
	JUN	31,1	48,9
	JUL	36,0	66,0
	AGO	28,7	69,6
	SET	47,9	136,6
	OCT	98,1	216,1
	NOV	109,4	144,5
	DIC	153,1	148,6
2007	ENE	149,1	147,7
	FEB	123,8	114,3
	MAR	105,0	73,2
	ABR	72,6	27,4
	MAY	32,5	22,8
	JUN	19,7	44,0
	JUL	15,0	59,5
	AGO	20,6	63,6
	SET	58,0	59,8
	OCT	89,5	85,3
	NOV	105,2	122,5
	DIC	143,3	137,2
2008	ENE	165,2	192,8
	FEB	124,7	149,1
	MAR	106,7	117,6
	ABR	62,8	97,3
	MAY	41,4	80,1
	JUN	15,9	57,9
	JUL	40,1	74,3
	AGO	34,9	108,2
	SET	45,9	127,0
	OCT	84,2	131,4
	NOV	134,8	164,3
	DIC	164,7	174,1
2009	ENE	141,3	180,8
	FEB	109,6	30,8
	MAR	108,8	133,8
	ABR	75,2	91,3
	MAY	53,4	75,7

	JUN	18,4	58,1
	JUL	18,0	65,6
	AGO	47,4	105,3
	SET	41,4	83,6
	OCT	88,7	148,4
	NOV	133,8	130,9
	DIC	146,6	114,7
2010	ENE	179,8	158,6
	FEB	135,3	102,7
	MAR	125,2	111,8
	ABR	58,0	65,1
	MAY	42,1	42,2
	JUN	27,0	45,9
	JUL	21,0	40,6
	AGO	28,4	76,0
	SET	50,2	100,8
	OCT	66,6	126,3
	NOV	109,0	152,5
	DIC	160,1	170,0
2011	ENE	171,8	167,3
	FEB	123,6	119,1
	MAR	113,3	134,8
	ABR	75,1	90,8
	MAY	42,3	54,3
	JUN	27,2	41,7
	JUL	21,2	52,5
	AGO	28,6	10,1

Tabla 9.5. Resultados del Balance Hídrico con ETP estimada por Thornthwaite

Año	Mes	P (mm)	Exceso (mm)	Déficit (mm)	ETR (mm)
2002	S	90,0	19,9		52,0
	O	127,0	35,4		91,6
	N	176,0	58,6		117,4
	D	300,0	166,5		133,5
2003	E	53,0			116,0
	F	272,0	22,8		124,2
	M	141,0	32,1		108,9
	A	277,0	218,2		58,8
	M	56,0	8,9		47,1
	J	2,0			34,9
	J	13,0			19,7
	A	120,0	53,2		27,2

	S	90,0	42,7		47,3
	O	76,0			91,2
	N	103,0			118,4
	D	284,0	124,2		129,1
2004	E	7,0			25,6
	F	46,0		56,7	46,0
	M	108,0		8,7	108,0
	A	211,0			72,9
	M	23,0			29,8
	J	20,0			29,4
	J	1,0			29,4
	A	0,0			39,7
	S	15,0			24,0
	O	111,0			76,9
	N	178,0			107,0
	D	182,0			147,9
2005	E	239,0	30,1		169,1
	F	26,0			106,3
	M	338,0	122,9		107,4
	A	217,0	154,9		62,1
	M	32,0			47,5
	J	80,0	28,3		36,2
	J	13,0			26,6
	A	34,0			32,8
	S	0,0			29,0
	O	155,0	51,0		62,6
	N	157,0	42,5		114,5
	D	83,0			134,4
2006	E	94,0			137,8
	F	200,0			126,9
	M	224,0	59,4		93,4
	A	124,0	54,2		69,8
	M	0,0			32,6
	J	137,0	73,3		31,1
	J	0,0			36,0
	A	7,0			28,7
	S	13,0			47,9
	O	102,0			98,1
	N	183,0			109,4
	D	504,0	335,9		153,1
2007	E	123,0			149,1
	F	194,0	44,0		123,8
	M	488,0	383,0		105,0
	A	30,0			72,6

	M	66,0			32,5
	J	37,0	8,2		19,7
	J	0,0			15,0
	A	16,0			20,6
	S	127,0	49,3		58,0
	O	114,0	24,5		89,5
	N	16,0			105,2
	D	157,0			143,3
2008	E	94,0			135,2
	F	126,0			124,7
	M	64,0		0,2	64,0
	A	60,0		2,8	60,0
	M	9,0		32,4	9,0
	J	2,0		13,9	2,0
	J	3,0		37,1	3,0
	A	0,0		34,9	0,0
	S	23,0		22,9	23,0
	O	102,0			84,2
	N	22,0		94,9	22,0
	D	59,0		105,7	59,0
2009	E	50,0		91,3	50,0
	F	111,0			109,6
	M	163,0			108,8
	A	56,0			75,2
	M	18,0			18,9
	J	10,0		7,4	10,0
	J	80,0			18,0
	A	0,0			14,6
	S	57,0			41,4
	O	79,0			88,7
	N	193,0			133,8
	D	234,0			146,6
2010	E	126,0			179,8
	F	262,0	52,0		135,3
	M	114,0			125,2
	A	52,0			58,0
	M	12,0			42,1
	J	0,0			27,0
	J	0,0			21,0
	A	0,0			28,4
	S	67,0			50,2
	O	30,0			66,6
	N	48,0		16,4	48,0
	D	87,0		73,1	87,0

2011	E	141,0		30,8	141,0
	F	120,0		3,6	120,0
	M	118,0			113,3
	A	92,0			75,1
	M	72,0			42,3
	J	44,0			27,2
	J	17,0			21,2
	A	17,0			28,6

Tabla 9.6. Resultados del Balance Hídrico con ETP estimada por FAO Penman-Montieth

Año	Mes	P (mm)	Exceso (mm)	Déficit (mm)	ETR (mm)
2002	S	90,0			110,9
	O	127,0			137,1
	N	176,0			160,0
	D	300,0			157,5
2003	E	53,0			98,8
	F	272,0			155,8
	M	141,0			167,2
	A	277,0	93,9		130,9
	M	56,0			96,5
	J	2,0			69,4
	J	13,0		5,1	13,0
	A	120,0			101,9
	S	90,0		14,8	75,2
	O	76,0		62,7	76,0
	N	103,0		62,1	103,0
	D	284,0			148,0
2004	E	7,0		40,0	7,0
	F	46,0		108,9	46,0
	M	108,0		35,9	108,0
	A	211,0			63,7
	M	23,0			37,9
	J	20,0			26,5
	J	1,0			44,5
	A	0,0			6,0
	S	15,0		86,2	15,0
	O	111,0		25,6	111,0
	N	178,0			149,1
	D	182,0			181,5
2005	E	239,0			192,0
	F	26,0		23,8	26,0

	M	338,0	34,4		115,6
	A	217,0	139,4		77,6
	M	32,0			64,4
	J	80,0	10,2		37,4
	J	13,0			36,1
	A	34,0			73,8
	S	0,0		88,6	0,0
	O	155,0			151,2
	N	157,0		8,8	157,0
	D	83,0		79,9	83,0
2006	E	94,0		84,6	94,0
	F	200,0			131,9
	M	224,0	34,5		69,6
	A	124,0	42,2		81,8
	M	0,0			71,3
	J	137,0	16,8		48,9
	J	0,0			66,0
	A	7,0			66,4
	S	13,0		64,2	13,0
	O	102,0		114,1	102,0
	N	183,0			144,5
	D	504,0	205,9		148,6
2007	E	123,0			147,7
	F	194,0	55,0		114,3
	M	488,0	414,8		73,2
	A	30,0	2,6		27,4
	M	66,0	43,2		22,8
	J	37,0			44,0
	J	0,0			59,5
	A	16,0			63,6
	S	127,0			59,8
	O	114,0			85,3
	N	16,0			79,2
	D	157,0			137,2
2008	E	94,0		15,8	94,0
	F	126,0		23,1	126,0
	M	64,0		53,6	64,0
	A	60,0		37,3	60,0
	M	9,0		71,1	9,0
	J	2,0		55,9	2,0
	J	3,0		71,3	3,0
	A	0,0		108,2	0,0
	S	23,0		104,0	23,0
	O	102,0		29,4	102,0

	N	22,0		142,3	22,0
	D	59,0		115,1	59,0
2009	E	50,0		130,8	50,0
	F	111,0			30,8
	M	163,0			133,8
	A	56,0			91,3
	M	18,0			34,4
	J	10,0		31,7	10,0
	J	80,0			65,6
	A	0,0		90,9	0,0
	S	57,0		26,6	57,0
	O	79,0		69,4	79,0
	N	193,0			130,9
	D	234,0			114,7
2010	E	126,0			158,6
	F	262,0	120,1		102,7
	M	114,0	2,2		111,8
	A	52,0			65,1
	M	12,0			42,2
	J	0,0			45,9
	J	0,0			40,6
	A	0,0		17,9	0,0
	S	67,0		33,8	67,0
	O	30,0		96,3	30,0
	N	48,0		104,5	48,0
	D	87,0		83,0	87,0
2011	E	141,0		26,3	141,0
	F	120,0			119,1
	M	118,0		15,9	118,0
	A	92,0			90,8
	M	72,0			54,3
	J	44,0			41,7
	J	17,0		14,3	17,0
	A	17,0			10,1

En las Figuras 9.5 y 9.6 se puede observar la variación de la P, ETR, DEF y EXC en el período de análisis (2002-2011). Considerando el balance hídrico con la estimación de la ETP por Thornthwaite, los excesos se producen en diferentes meses del año, aunque los mayores ocurren durante los meses de otoño y primavera. Estos excesos mensuales varían desde unos pocos mm hasta más de 380 mm. Los períodos de déficit más importantes se presentaron en febrero-marzo de 2004, marzo-setiembre 2008,

noviembre 2008-enero 2009 y noviembre 2010- febrero 2011, variando desde menos de 1mm hasta más de 100mm.

Si se tiene en cuenta el balance hídrico con la estimación de la ETP por FAO Penman–Monteith, los excesos se producen principalmente en los meses de otoño y varían desde unos pocos mm hasta más de 400mm. Los periodos de déficits son más prolongados, como por ejemplo el año 2008 en su totalidad y que varían desde unos pocos mm hasta más de 140mm.

Las Tablas 9.7 y 9.8 sintetizan los resultados obtenidos en términos anuales y promedios anuales para ambos balances. La precipitación promedio del periodo de análisis fue de 1160,7mm.

Tabla 9.7. Resultados obtenidos en términos anuales y promedios anuales con ETP mensual estimada por Thornthwaite.

	P (mm)	ETPm (mm)	Excesos (mm)	Déficits (mm)	ETR (mm)
2002-2003	1627,0	1040,7	615,5	0,0	931,3
2003-2004	969,0	954,3	166,9	65,4	766,9
2004-2005	1465,0	1007,2	336,1	0,0	943,8
2005-2006	1181,0	945,9	280,4	0,0	896,8
2006-2007	1756,0	946,9	771,0	0,0	946,9
2007-2008	772,0	987,8	73,8	121,2	794,1
2008-2009	694,0	1001,7	0,0	322,2	593,3
2009-2010	1129,0	1027,3	52,0	0,0	1027,3
2010-2011	853,0	989,0	0,0	123,8	820,6
Promedio	1160,7	989,0	255,1	70,3	857,9

Tabla 9.8. Resultados obtenidos en términos anuales y promedios anuales con ETP mensual estimada FAO Penman-Monteith.

	P (mm)	ETPm (mm)	Excesos (mm)	Déficits (mm)	ETR (mm)
2002-2003	1627,0	1695,6	93,9	5,1	1399,0
2003-2004	969,0	1182,6	0,0	324,4	741,8
2004-2005	1465,0	1297,5	184,0	135,6	1079,5
2005-2006	1181,0	1412,8	93,5	261,9	1021,1
2006-2007	1756,0	1198,3	721,5	178,3	960,6
2007-2008	772,0	1282,0	0,0	436,2	719,5
2008-2009	694,0	1338,2	0,0	644,2	621,9
2009-2010	1129,0	1120,6	122,2	113,9	948,6
2010-2011	853,0	1220,1	0,0	374,0	824,0
Promedio	1160,7	1305,3	135,0	274,8	924,0

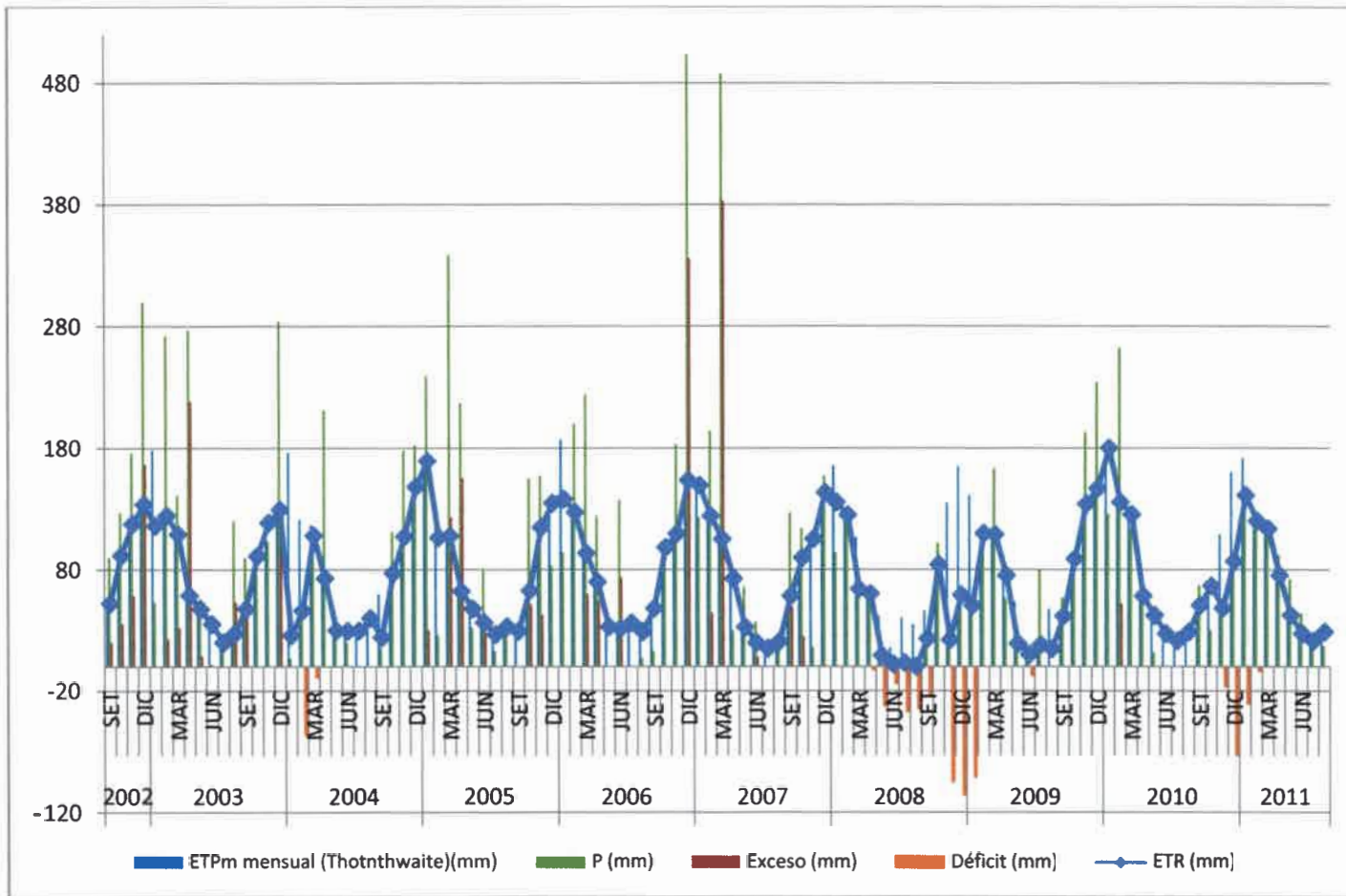


Figura 9.5. Resultados del balance hídrico con ETP mensual estimada por Thornthwaite.

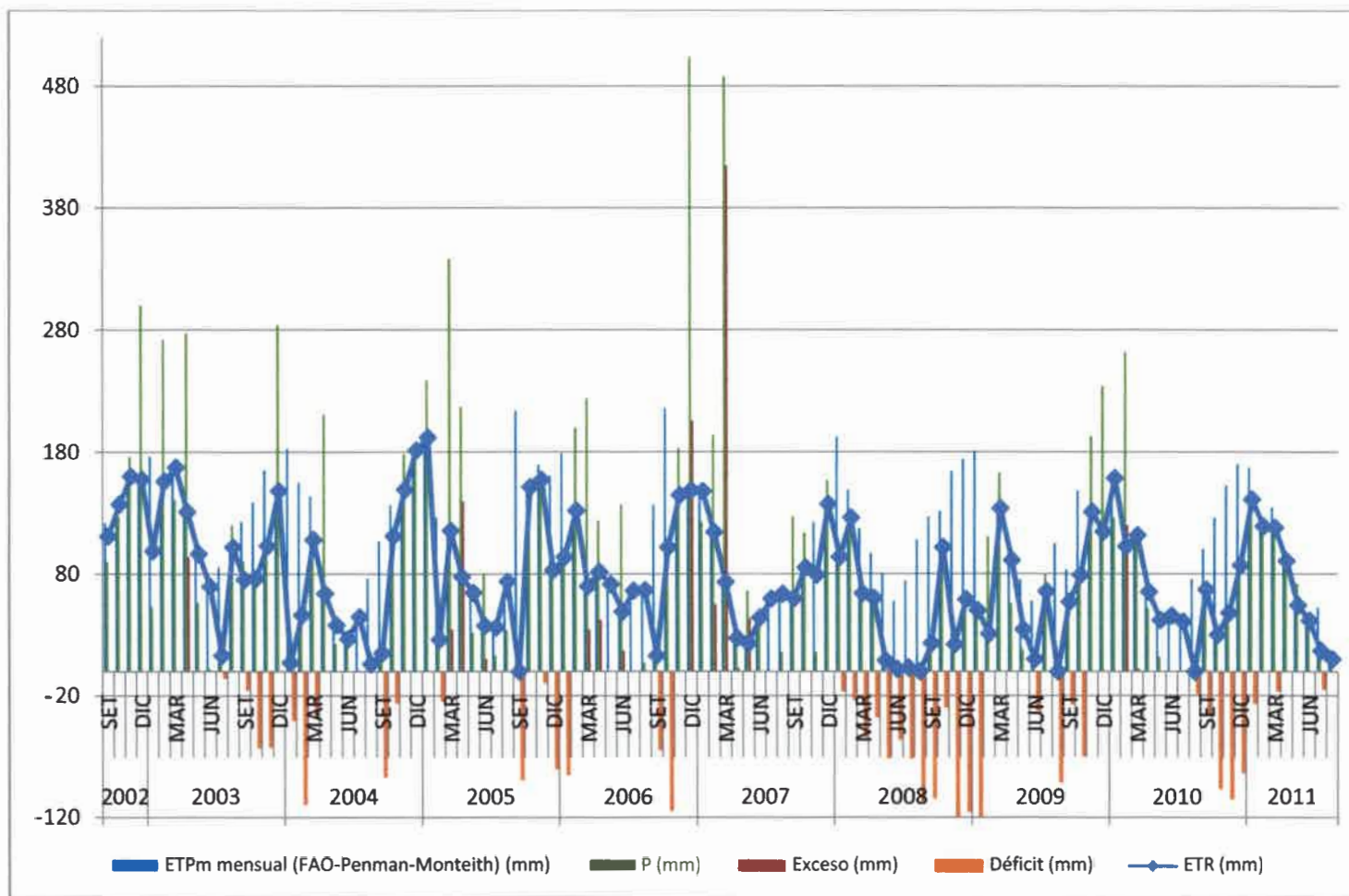


Figura 9.6. Resultados del balance hídrico con ETP mensual estimada por FAO-Penman-Monteith

9.2.1.2. Estimación de la escorrentía superficial o directa por el método de Número de Curva

Como se mencionó en el ítem 6.3 del Capítulo 6, los suelos predominantes del área pertenecen a Unidades Cartográficas Simples como la Serie Esperanza (ESP) y la Serie Rincón de Ávila (RDA) y Unidades Cartográficas Compuestas como el Complejo series Humboldt (HUM), Candiotti (CAN) y Esperanza (ESP) (70% Serie Humboldt, 20% Serie Candiotti y 10% Serie Esperanza) y el Complejo series Río Salado (RSA) y Cululú(CUL) (Serie Río Salado 60% y Cululú 40%).

La Serie ESP se presentan en la mayor parte del área como suelos profundos y bien drenados y en menor proporción como moderadamente bien drenados; la Serie RDA corresponde a suelos medianamente profundos y bien drenados y susceptibles de ser erosionados. Estos suelos podrían considerarse como pertenecientes al Grupo B, a excepción de la Serie ESP moderadamente biendrenada que podría considerarse del Grupo C.

El Complejo series Humboldt (HUM), Candiotti (CAN) y Esperanza (ESP) tiene limitación de drenaje y podría considerarse perteneciente al Grupo C. La Serie HUM pertenece al grupo de los argiudolesácuicos que son suelos profundos, moderadamente bien drenados y la Serie CAN pertenece al grupo de los argialbolesargiácuicos que son suelos moderadamente profundos y de drenaje imperfecto.

Finalmente, el Complejo series Río Salado (RSA) y Cululú(CUL) se encuentra en zonas aledañas al río Salado y al Cululú y son suelos pobremente drenados por lo que podrían considerarse como del Grupo D. La Serie RSA pertenece al grupo de los natracualfes típicos, mientras que la Serie CUL pertenece al grupo de los natralboles típico, ambos pobremente drenados. Sobre la base del análisis de la red de flujo realizado (Mapa 8.1), estas zonas podrían considerarse como áreas de descarga más que de recarga.

La mayor parte del área de estudio está dedicada a cultivos de granos, oleaginosas y forrajes, principalmente soja, maíz, alfalfa; existen áreas de pastoreo: praderas naturales y pastizales, que dependiendo de la época del año, podrían considerarse medianamente densas. En menor medida se encuentran áreas de montes ralos y zonas urbanizadas.

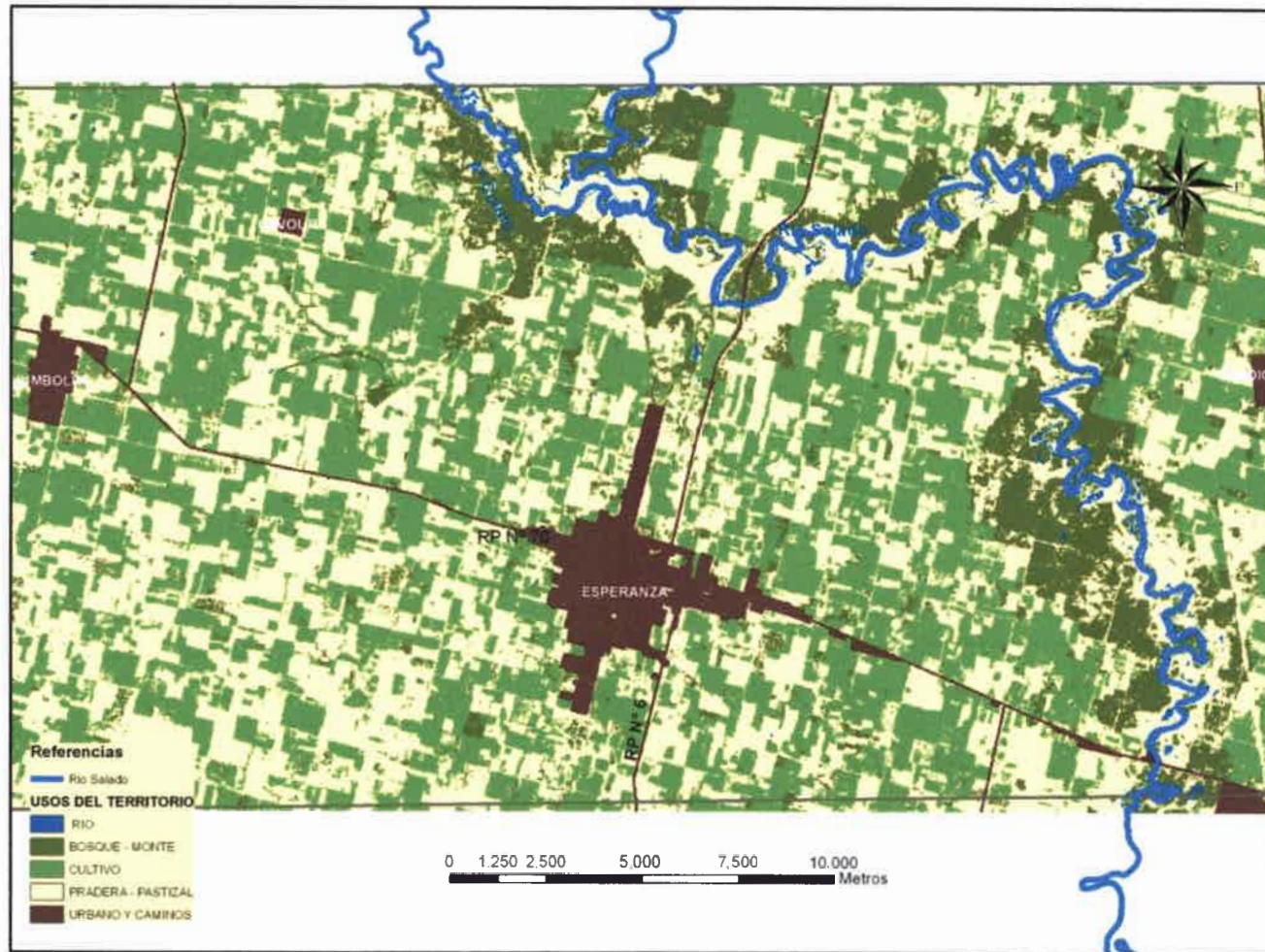
Con la imagen Landsat 7TM PathRow 22782 de fecha 28-03-2011 se obtuvo el mapa de cobertura vegetal y usos del territorio. Para ello se analizaron composiciones con diferentes bandas y una clasificación no supervisada. A partir de esta clasificación se hicieron reclasificaciones teniendo en cuenta la presentada en el ítem 3.8 del Capítulo 3: *zonas urbanizadas, cultivos, rotación de praderas y pastizales, y montes, praderas permanentes*. El resultado de este procesamiento se presenta en el (Mapa 9.1).

Luego, de la superposición de los mapas de cobertura vegetal y usos del territorio (Mapa 9.1) y de condición hidrológica de los suelos (Mapa 9.2), se obtuvieron los distintos complejos hidrológicos suelo-cobertura o uso del terreno y se calculó el área ocupada por cada uno de ellos. Se asignó un valor de CN para cada complejo, para una condición de humedad antecedente promedio CHAII (Tabla 9.9) y, considerando el porcentaje del área ocupada por cada uno de estos complejos en relación con el total del área de estudio, se calculó un valor de CN promedio ponderado. El valor resultante fue de 82.

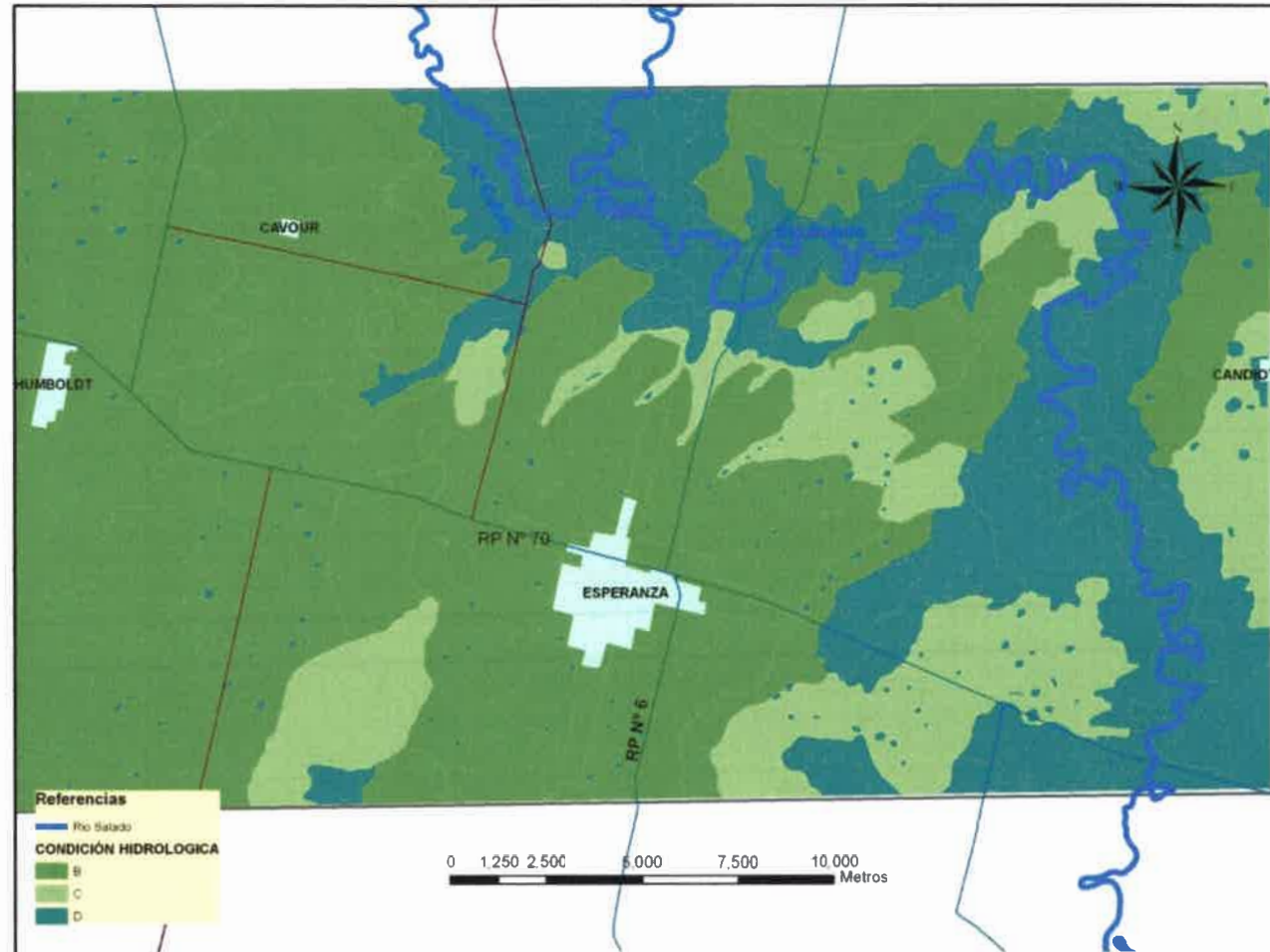
Tabla 9.9. CN y porcentaje de área ocupada por los distintos complejos hidrológicos suelo-cobertura o uso del terreno

Cobertura vegetal /Uso del territorio	Condición hidrológica de los suelos y porcentaje de área ocupada						Total %
	B		C		D		
	CN	%	CN	%	CN	%	
Zonasurbanizadas	84	4,1	90	0,1	92	0,2	4,4
Cultivos	81	29,1	88	6,8	91	3,4	39,4
Rotación de praderas y pastizales	79	31,7	86	6,2	89	7,9	45,8
Montes, praderas permanentes	66	2,8	77	1,4	83	6,1	10,3
Total		67,8		14,6		17,6	100,0

A partir de este valor se calcularon los valores de CN para las condiciones de humedad antecedente CHAI y CHAIII (ecuaciones 3.14 y 3.15) y los de retención potencial máxima (S) con la ecuación 3.13. En la Tabla 9.10 se muestran los valores obtenidos para cada uno de ellos.



Mapa 9.1. Mapa de cobertura vegetal y usos del territorio.



Mapa 9.2. Mapa de Condición Hidrológica de Suelos (D'Elia et al., 2002)

Tabla 9.10. Valores de Número de Curva y retención potencial máxima obtenidos

CN		S (mm)
CHAI	82	56
CHAI	66	131
CHAI	91	25

Para la estimación de la escorrentía superficial y sobre la base de la información obtenida de precipitaciones diarias en la localidad de Esperanza para el período 2002-2011, se evaluó la condición de humedad antecedente de los suelos, contabilizando la lluvia caída durante los 5 días anteriores al evento lluvioso considerado y se aplicó la ecuación 3.12 para estimar el escurrimiento directo (ESC) generado por cada lluvia (Tabla 9.11). Los valores así obtenidos fueron luego integrados para calcular el escurrimiento directo mensual. Cabe aclarar que, si $ESC > EXC$ se consideró $ESC = EXC$ y si $EXC = 0$, se consideró $ESC = 0$.

9.2.1.3. Cálculo de la recarga en tránsito

Una vez calculados los excesos mensuales con el modelo de balance propuesto considerando una ETP estimada por Thornthwaite; y la escorrentía superficial mensual para el período considerado, se procedió a calcular la recarga en tránsito (RT), por diferencia entre ambos. Los resultados obtenidos permiten identificar los meses en que se produciría recarga (potencial) hacia el acuífero freático en el período de análisis (Tabla 9.11).

Tabla 9.11. Escurrimiento superficial y recarga en tránsito mensuales con ETP mensual estimada por Thornthwaite.

Año	Mes	P (mm)	EXC (mm)	ESC (mm)	RT (mm)
2002	S	90	19,9	7,4	12,5
	O	127	35,4	26,7	8,7
	N	176	58,6	18,3	40,3
	D	300	166,5	83,0	83,5
2003	E	53			
	F	272	22,8	22,8	
	M	141	32,1	32,1	
	A	277	218,2	74,6	143,6
	M	56	8,9	7,4	1,5
	J	2			
	J	13			
	A	120	53,2	32,8	20,4
	S	90	42,7	20,7	21,9
	O	76			

	N	103			
	D	284	124,2	124,2	
2004	E	7			
	F	46			
	M	108			
	A	211			
	M	23			
	J	20			
	J	1			
	A	0			
	S	15			
	O	111			
	N	178			
	D	182			
2005	E	239	30,1	30,1	
	F	26			
	M	338	122,9	119,0	3,8
	A	217	154,9	65,1	89,7
	M	32			
	J	80	28,3	5,5	22,8
	J	13			
	A	34			
	S	0			
	O	155	51,0	47,3	3,7
	N	157	42,5	13,5	29,0
	D	83			
2006	E	94			
	F	200			
	M	224	59,4	43,5	15,9
	A	124	54,2	29,5	24,8
	M	0			
	J	137	73,3	25,7	47,6
	J	0			
	A	7			
	S	13			
	O	102			
	N	183			
	D	504	335,9	203,0	132,8
2007	E	123			
	F	194	44,0	44,0	
	M	488	383,0	207,7	175,3
	A	30			
	M	66			
	J	37	8,2	1,2	7,0
	J	0			
	A	16			
	S	127	49,3	25,7	23,6

	O	114	24,5	24,5	
	N	16			
	D	157			
2008	E	94			
	F	126			
	M	64			
	A	60			
	M	9			
	J	2			
	J	3			
	A	0			
	S	23			
	O	102			
	N	22			
	D	59			
2009	E	50			
	F	111			
	M	163			
	A	56			
	M	18			
	J	10			
	J	80			
	A	0			
	S	57			
	O	79			
	N	193			
	D	234			
2010	E	126			
	F	262	52,0	43,3	8,7
	M	114			
	A	52			
	M	12			
	J	0			
	J	0			
	A	0			
	S	67			
	O	30			
	N	48			
	D	87			
2011	E	141			
	F	120			
	M	118			
	A	92			
	M	72,0			
	J	44,0			
	J	17,0			
	A	17,0			

Del análisis de estos resultados, se evidencian un período de recarga de 4 meses, 5 eventos de recarga de 2 meses y 6 de un mes y los montos de recarga potencial varían desde unos pocos mm mensuales hasta más de 170mm mensuales (Tabla 9.12, Figura 9.7).

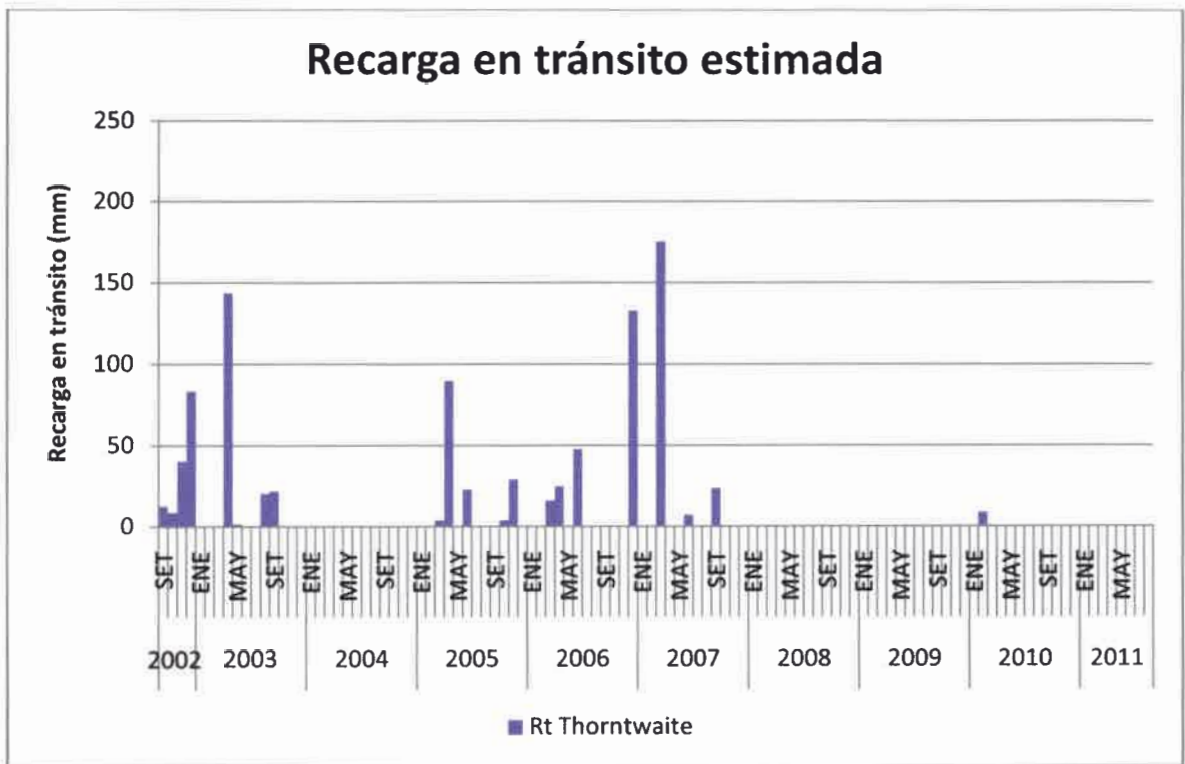


Figura 9.7. Recarga en tránsito estimada con ETP mensual estimada por Thornthwaite.

Tabla 9.12. Principales eventos de recarga con ETP mensual estimada por Thornthwaite.

Período en meses	Meses	Rt (mm)
4	09/2002-12/2002	144,9
2	04-05/2003	145,1
2	08-09/2003	42,4
2	03-04/2005	93,6
1	06/2005	22,8
2	10-11/2005	32,8
2	03-04/2006	40,7
1	12/2006	132,8
1	03/2007	175,3
1	06/2007	7,0
1	09/2007	23,6
1	01/2010	8,7

En términos medios anuales para el período 2002-2011, la recarga en tránsito estimada fue de **101,9mm**. La Tabla 9.13 sintetiza los resultados de la aplicación de esta metodología en términos anuales y promedios. La recarga en tránsito o potencial estimada en términos anuales, representa desde un 0,8% hasta un 19% de la precipitación en los años en que habría tenido lugar.

Tabla 9.13. Resultados del cálculo del balance hídrico y recarga en tránsito en términos anuales y promedios con ETP mensual estimada por Thornthwaite

	P anual (mm)	EXC (mm)	ESC (mm)	Rt (mm)	Rt (%P)
2002-2003	1627,0	615,5	305,1	310,5	19,1
2003-2004	969,0	166,9	144,9	21,9	2,3
2004-2005	1465,0	336,1	219,7	116,4	7,9
2005-2006	1181,0	280,4	159,3	121,1	10,3
2006-2007	1756,0	771,0	455,9	315,1	17,9
2007-2008	772,0	73,8	50,2	23,6	3,1
2008-2009	694,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2009-2010	1129,0	52,0	43,3	8,7	0,8
2010-2011	853,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Promedio	1160,7	255,1	153,2	101,9	

Se realizó el mismo análisis con la consideración de la ETP estimada por el método de FAO Penman-Monteith. Los resultados se presentan en la Tabla 9.14.

Tabla 9.14. Ecurrimiento superficial y recarga en tránsito mensuales con ETP mensual estimada por FAO Penman-Monteith

Año	Mes	P (mm)	EXC (mm)	ESC (mm)	RT (mm)
2002	S	90			
	O	127			
	N	176			
	D	300			
2003	E	53			
	F	272			
	M	141			
	A	277	93,9	74,6	19,4
	M	56			
	J	2			
	J	13			
	A	120			
	S	90			
	O	76			

	N	103			
	D	284			
2004	E	7			
	F	46			
	M	108			
	A	211			
	M	23			
	J	20			
	J	1			
	A	0			
	S	15			
	O	111			
	N	178			
	D	182			
2005	E	239			
	F	26			
	M	338			
	A	217	139,4	65,1	74,3
	M	32			
	J	80	10,2	5,5	4,7
	J	13			
	A	34			
	S	0			
	O	155			
	N	157			
	D	83			
2006	E	94			
	F	200			
	M	224			
	A	124	42,2	29,5	12,7
	M	0			
	J	137			
	J	0			
	A	7			
	S	13			
	O	102			
	N	183			
	D	504	205,9	203,0	2,9
2007	E	123			
	F	194			
	M	488	414,8	207,7	207,1
	A	30			
	M	66	43,2	13,1	30,2
	J	37			
	J	0			
	A	16			
	S	127			

	O	114			
	N	16			
	D	157			
2008	E	94			
	F	126			
	M	64			
	A	60			
	M	9			
	J	2			
	J	3			
	A	0			
	S	23			
	O	102			
	N	22			
	D	59			
2009	E	50			
	F	111			
	M	163			
	A	56			
	M	18			
	J	10			
	J	80			
	A	0			
	S	57			
	O	79			
	N	193			
	D	234			
2010	E	126			
	F	262	120,1	43,3	76,7
	M	114			
	A	52			
	M	12			
	J	0			
	J	0			
	A	0			
	S	67			
	O	30			
	N	48			
	D	87			
2011	E	141			
	F	120			
	M	118			
	A	92			
	M	72,0			
	J	44,0			
	J	17,0			
	A	17,0			

En términos medios anuales para el período 2002-2011, la recarga en tránsito estimada fue de **47,6mm**. La Tabla 9.16a sintetiza los resultados de la aplicación de esta metodología en términos anuales y promedios. La recarga en tránsito o potencial estimada en términos anuales, representa desde un 0% hasta un 13,7% de la precipitación en los años en que habría tenido lugar.

Tabla 9.16a. Resultados del cálculo del balance hídrico y recarga en tránsito en términos anuales y promedios con ETP mensual estimada por FAO Penman-Monteith

	P anual (mm)	EXC (mm)	ESC (mm)	Rt (mm)	Rt (%P)
2002-2003	1627.0	93.9	74.6	19.4	1.2
2003-2004	969.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2004-2005	1465.0	149.6	70.6	79.0	5.4
2005-2006	1181.0	42.2	29.5	12.7	1.1
2006-2007	1756.0	663.9	423.8	240.1	13.7
2007-2008	772.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2008-2009	694.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2009-2010	1129.0	120.1	43.3	76.7	6.8
2010-2011	853.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Promedio	1160.7	118.9	71.3	47.6	

En la Figura 9.9 y la Tabla 9.16b se presenta la comparación entre los resultados obtenidos de la aplicación de esta metodología en términos anuales y promedios

Tabla 9.16b. Comparación de recarga en tránsito en términos anuales y promedios con ETP mensual estimada por Thornthwaite y por FAO Penman-Monteith

	P anual (mm)	Rt Th (mm)	Rt (%P)	Rt Pen (mm)	Rt (%P)
2002-2003	1627.0	310,5	19,1	19,4	1,2
2003-2004	969.0	21,9	2,3	0,0	0,0
2004-2005	1465.0	116,4	7,9	79,0	5,4
2005-2006	1181.0	121,1	10,3	12,7	1,1
2006-2007	1756.0	315,1	17,9	240,1	13,7
2007-2008	772.0	23,6	3,1	0,0	0,0
2008-2009	694.0	0,0	0,0	0,0	0,0
2009-2010	1129.0	8,7	0,8	76,7	6,8
2010-2011	853.0	0,0	0,0	0,0	0,0
Promedio	1160.7	101,9		47,6	



Figura 9.9. Comparación de la recarga en tránsito estimada

9.2.2. Fluctuaciones de los niveles freáticos

9.2.2.1. Análisis de los niveles de agua subterránea

Análisis de los niveles piezométricos observados en los pozos de monitoreo del área de estudio

Para el análisis de los niveles piezométricos en el área de estudio se trabajó con los registros correspondientes a los 14 pozos de monitoreo mencionados en el ítem 4.3 del Capítulo 4. En la Figura 9.10 se muestra la profundidad de los niveles de agua subterránea y en la Figura 9.11 estos niveles referidos al 0 IGN, observados en todos los pozos de monitoreo para su correspondiente período de registro.

Del análisis de la evolución de los niveles de agua subterránea, se podría decir que los niveles freáticos tienen un comportamiento similar en todos los pozos. Por otra parte, los niveles registrados en los pozos del acuífero semiconfinado también tienen un comportamiento similar entre ellos y similar al registrado en los pozos del acuífero libre. Las diferencias promedio observadas entre los niveles de agua subterránea en los pozos de monitoreo que captan del acuífero libre y semiconfinado, resultan entre 0y 0,15m en valor absoluto; siendo los primeros, en su mayoría superiores a los segundos.

En la Tabla 9.17 se presentan algunos valores que sintetizan las características de las series de profundidades de niveles piezométricos observados en el área de estudio.

Tabla 9.17. Características de las series de profundidad de niveles de agua subterránea

	N	Min	Max	Media	Desvío St.	Mediana	Percentil 25	Percentil 75	Skewness	Kurtosis
PM5	96	3,66	9,80	7,73	1,4967	7,97	6,85	8,87	-0,7910	0,2550
PM6	96	3,81	9,80	7,77	1,4813	8,00	6,92	8,88	-0,8017	0,2478
MER-N	31	3,82	8,66	6,60	1,3661	6,60	5,81	7,63	-0,3949	-0,1973
MER-S	31	3,92	8,49	6,60	1,2473	6,52	6,12	7,56	-0,4974	0,1897
CEM-E	31	1,80	6,72	4,72	1,4161	4,67	3,76	6,22	-0,4066	-0,4899
CEM-O	31	1,56	6,60	4,55	1,4536	4,67	3,58	6,03	-0,4064	-0,5592
SR-N	21	4,97	10,17	8,14	1,6874	8,47	7,00	9,81	-0,6802	-0,4458
SR-S	31	4,93	11,43	8,98	1,9673	9,35	7,69	10,60	-0,6921	-0,3101
FCA-E	19	5,43	7,03	6,34	0,5126	6,41	5,83	6,91	-0,1630	-1,3105
FCA-O	19	5,32	6,97	6,28	0,5368	6,4	5,78	6,86	-0,3099	-1,2307

Además, en el período de tiempo considerado, las profundidades del nivel de agua subterránea de la primera capa acuífera variaron entre 1,56m y 11,46m en términos absolutos y entre 4,55 y 8,98m en términos medios. Las profundidades máximas y mínimas absolutas de la segunda capa acuífera fueron de 1,80 y 10,17m respectivamente, variando en términos medios entre 4,72 y 8,14m.

El análisis de correlación múltiple de las series de profundidad de niveles de agua subterránea para períodos de registros coincidentes, indicaría que existe una muy buena correlación entre ellas. No se consideraron en este análisis las series correspondientes a los pozos de monitoreo SR-N, FCA-N y FCA-S por poseer menos de 30 registros. En la Tabla 9.18 se presentan los coeficientes de correlación obtenidos.

Tabla 9.18. Coeficientes de correlación de las series consideradas

	PM5	PM6	SR-S	MERC-N	MERC-S	CEM-E
PM6	0,99986					
SER-S	0,97367	0,97344				
MER-N	0,94926	0,94885	0,9849			
MER-S	0,91777	0,91688	0,96055	0,98925		
CEM-E	0,96981	0,96942	0,98214	0,98863	0,97417	
CEM-O	0,97323	0,97305	0,98045	0,9842	0,96166	0,99628

Análisis de los niveles freáticos y piezométricos observados en los pozos de monitoreo

PM5 y PM6

Se continuó el análisis de las oscilaciones de los niveles freáticos y piezométricos con los registrados en los pozos de monitoreo PM5 y PM6 ubicados en la FCA, debido a que poseen un período de registros más extenso (2002-2011). Se evidencia un comportamiento similar entre ambas series de profundidad de niveles de agua subterránea. En la Figura 9.12 se presentan las oscilaciones de los niveles freáticos y piezométricos medios mensuales. En ella se observa la existencia de ciclos bianuales y trianuales de oscilaciones piezométricas correspondientes a los períodos: 10/2002-10/2004; 11/2004-07/2006; 08/2006-10/2009 y 11/2009-08/2011.

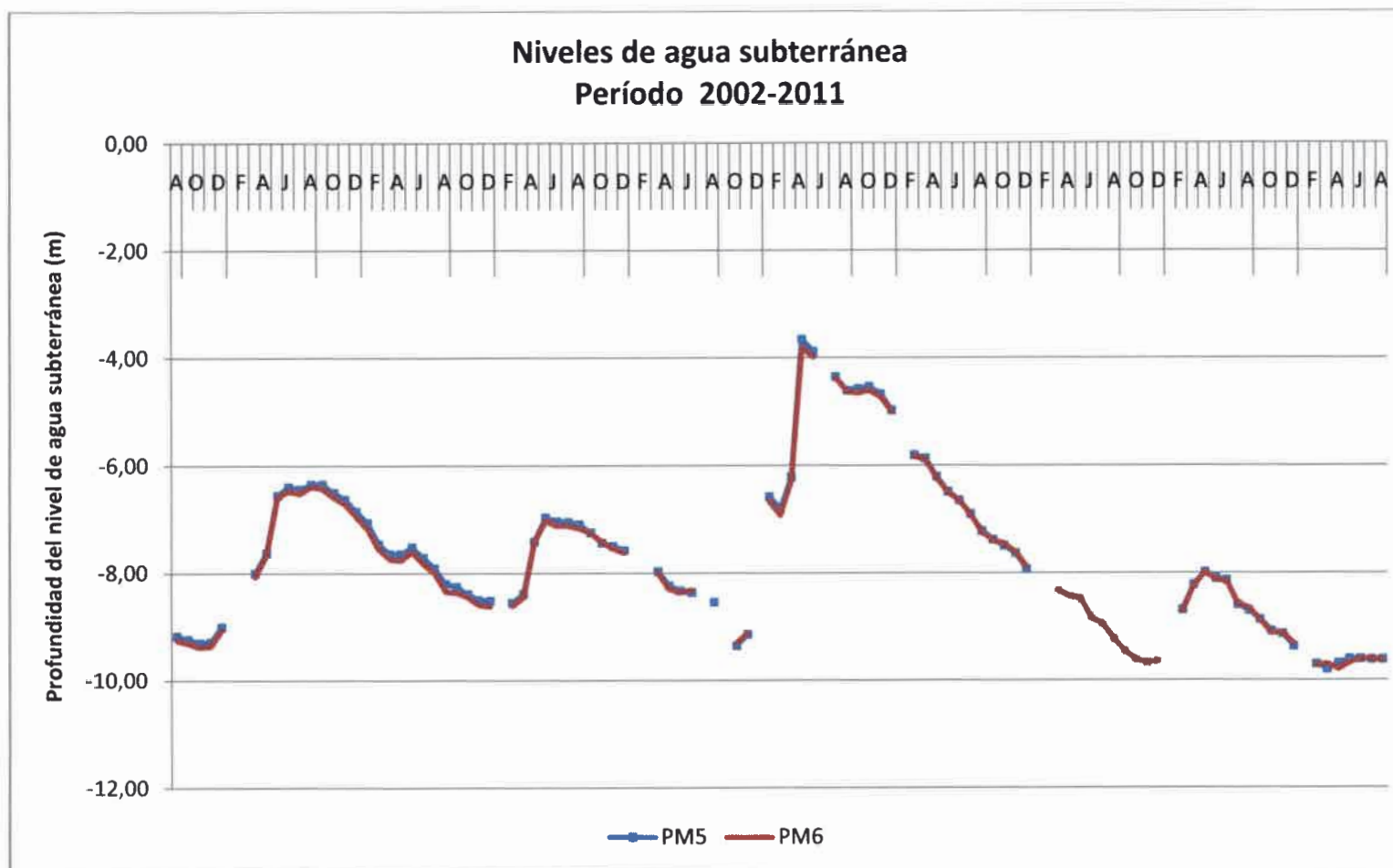


Figura9.12. Niveles de agua subterránea medios mensuales de los pozos de monitoreo PM5-PM6 para el período 2002-2011.

Para el período considerado (agosto 2002-agosto de 2011) las profundidades mínimas y máximas observadas fueron 4,00m y 9,71m en el pozo de monitoreo PM6 (segunda capa acuífera) y 3,82m y 9,72m en el pozo PM5 (primera capa acuífera), evidenciándose un rango de variación de más de 5,80m en cada pozo. Asimismo el análisis de regresión permite definir una relación lineal entre ambas series de registro con una representatividad muy buena expresada por el coeficiente $R^2 = 0,9979$. En la Figura 9.13 se muestra la relación lineal entre ambas series.

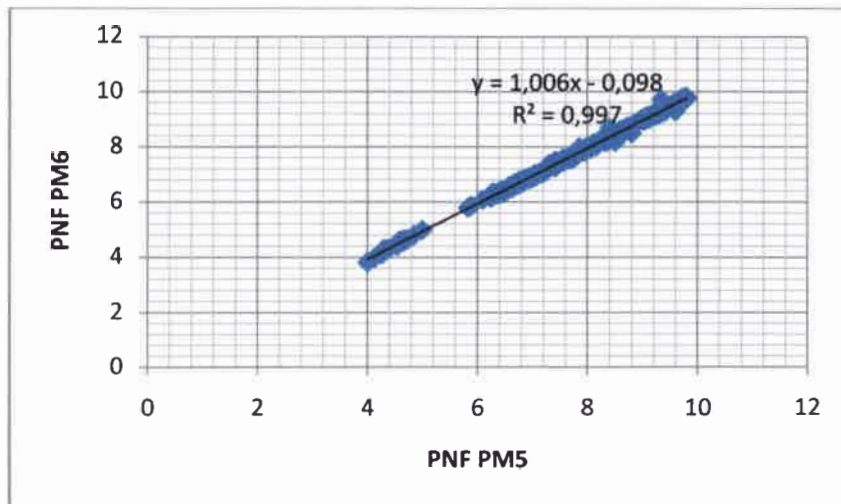


Figura 9.13. Regresión lineal entre los niveles de agua subterránea observados en los pozos de monitoreo PM5 y PM6.

Para la evaluación de la recarga a la primera capa acuífera se considerarán en adelante las variaciones de niveles registradas en el pozo de monitoreo PM5. En la Figura 9.14 se presenta el hidrograma de las oscilaciones mensuales del nivel de agua subterránea correspondientes a la primera capa acuífera, conjuntamente con la pluviometría mensual registrada en el período considerado.

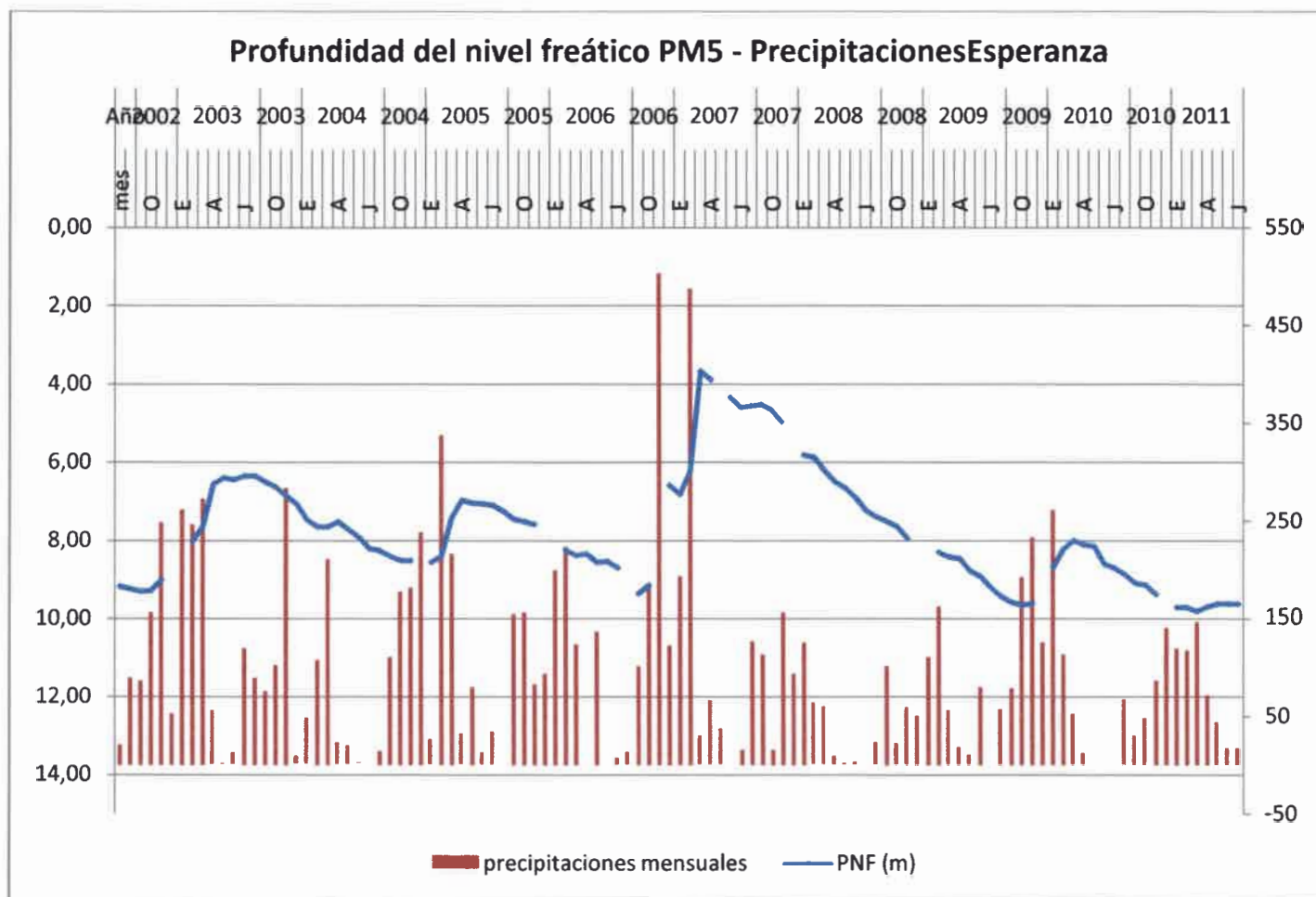


Figura 9.14. Niveles freáticos y precipitaciones mensuales para el período 2002-2011

Custodio & Llamas (1983) expresan que la correlación entre los niveles freáticos y las precipitaciones no siempre es clara y parece más conveniente relacionar los niveles freáticos con las desviaciones acumuladas de la pluviometría respecto de la media de toda la serie. A los efectos de considerar la posibilidad de rellenamiento de los datos faltantes en la serie de niveles freáticos (PNF) se realizó un análisis estadístico de correlación entre ésta y la serie de diferencias acumuladas entre la precipitación y la precipitación media de toda la serie (P-PM acum). La Figura 9.15 muestra la serie antes mencionada en relación con los niveles de agua subterránea medios mensuales observados.

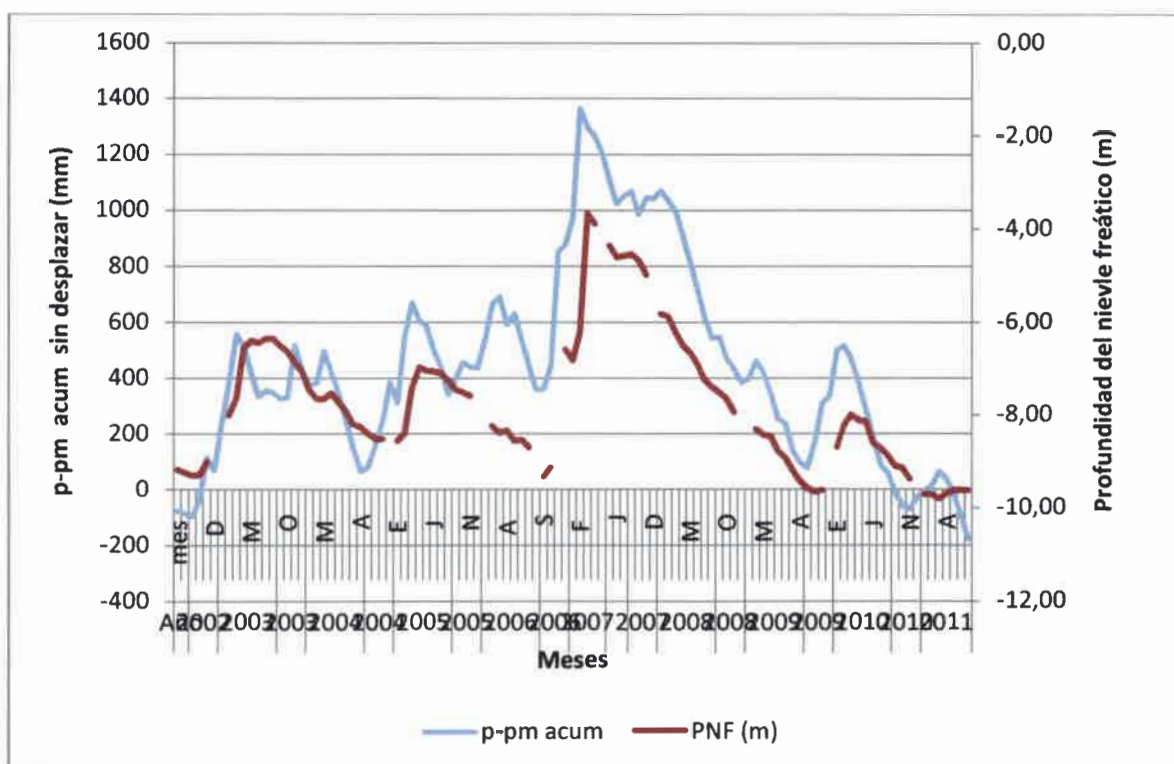


Figura 9.15. Variación temporal de niveles freáticos y los desvíos acumulados

Un primer análisis visual sugiere que existe una relación entre ambas series. El análisis estadístico de correlación arroja una ecuación que define la relación lineal entre ambas variables: $y = 0,0035x - 9,2764$ siendo $x = P-PM$ acume y $y = PNF$. El coeficiente de determinación resultó $R^2 = 0,7082$ lo que indicaría que el 70,82% de los niveles freáticos pueden ser explicados por los desvíos acumulados de la precipitación respecto de la precipitación media. Sin embargo, es evidente que las precipitaciones no producen un ascenso inmediato de los niveles freáticos y, en principio, podría decirse que existe un desplazamiento entre los picos observados en la serie de desvíos y los picos de la serie de niveles freáticos. En virtud de ello, y sobre la base del conocimiento del sistema hídrico

subterráneo, se evaluó un desplazamiento de uno y dos meses en los valores de la serie de P-PM acum. Para el primer caso, el análisis estadístico de correlación permitió determinar la ecuación de regresión: $y = 0,0035x - 9,3103$ y un coeficiente de determinación $R^2 = 0,7338$, indicando que el 73,38% de los niveles freáticos pueden ser explicados por los desvíos acumulados de la precipitación respecto de la precipitación media de la serie. En el caso de un desplazamiento de dos meses en los valores de la serie de P-PM acum, la ecuación de regresión resultante fue $y = 0,0034x - 9,2538$ y un coeficiente de determinación $R^2 = 0,6767$.

Otros criterios podrían ser: el análisis estadístico de correlación con otra serie de profundidad de niveles de agua subterránea, por ejemplo la correspondiente al pozo SR-S, o un promedio entre los niveles freáticos correspondientes al mes anterior y al siguiente. La relación lineal entre la serie de profundidad de niveles de agua subterránea, por ejemplo la correspondiente al pozo SR-S resultó: $y = 0,8016x + 0,6919$; siendo $x = \text{PNF SR-S}$ e $y = \text{PNF PM5}$. El coeficiente de determinación resultó $R^2 = 0,9737$

Los valores de profundidad de niveles freáticos faltantes fueron calculados con los criterios anteriormente mencionados y los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 9.19. La Figura 9.16 muestra la serie de profundidad de niveles freáticos completada (rellenada) luego del procesamiento.

Tabla 9.19. Valores de profundidad de niveles freáticos faltantes estimados

Año	Mes	P-PM acum desplazada un mes	PNF - SR-S	Promedio
2003	E	8,91		
2003	F	9,07		
2005	E	8,46		8,53
2006	E	7,77		
2006	F	7,78		
2006	S	7,76		9,02
2006	D	7,75		7,33
2007	J	4,89		4,28
2008	E	5,65		5,4
2009	E	7,79		
2009	F	7,96		
2010	E	8,23	9,33	9,15
2011	E	9,56	9,05	9,54

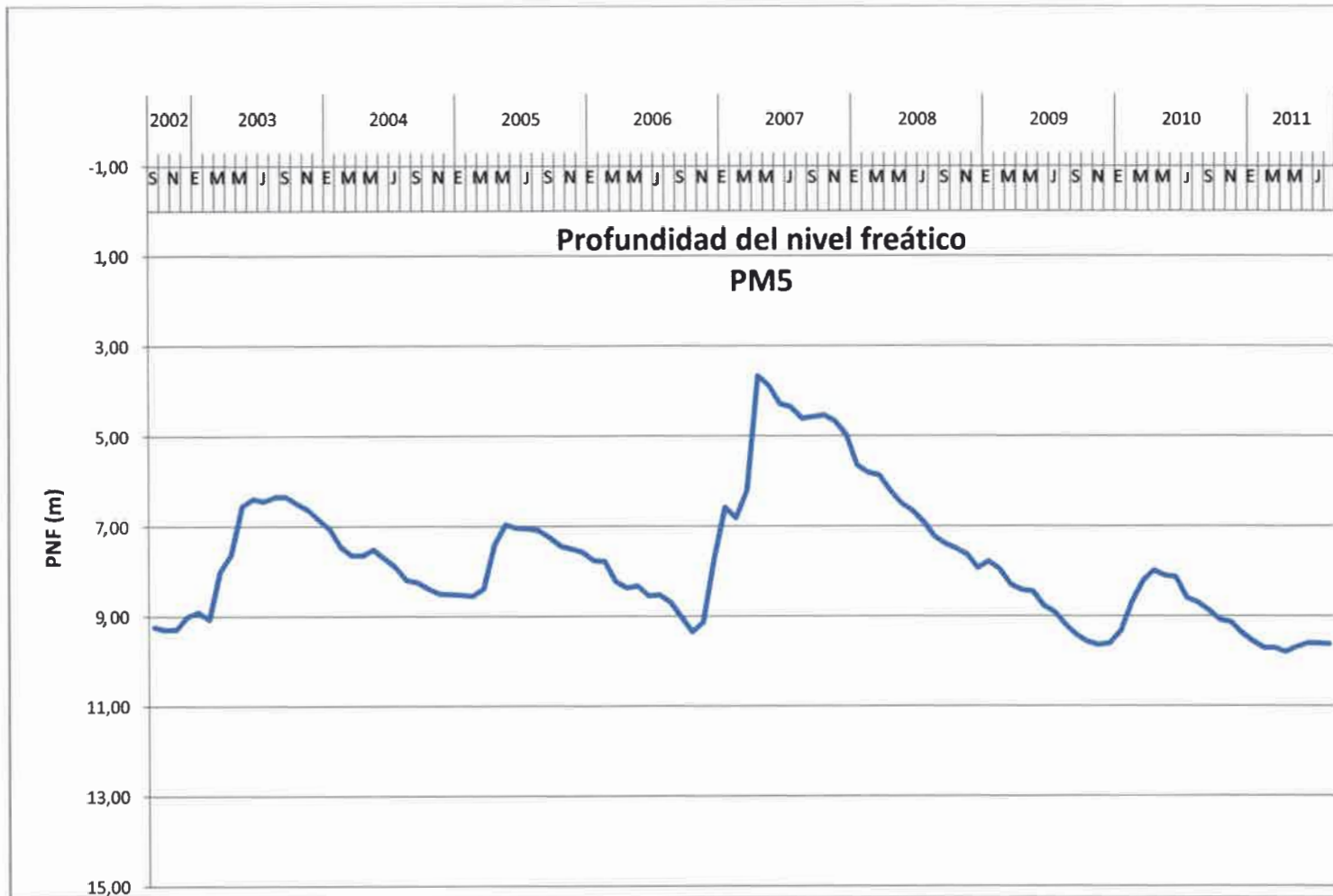


Figura 9.16. Niveles freáticos (completados luego del procesamiento)

9.2.2.2. Cálculo de la recarga real

En una primera instancia se analizaron las curvas de recesión o agotamiento (períodos no influenciados por recarga) del pozo de monitoreo PM5 ubicado aproximadamente a 10km de la zona de descarga (río Salado). Sobre la base de la ecuación 3.18, se estimaron los valores de α para estos períodos y luego, con la ecuación 3.19, considerando $T=150 \text{ m}^2/\text{día}$ se calculó un valor S_y correspondiente. El valor de S_y promedio resultó igual a 0,021 (Tabla 9.20). A modo de ejemplo se presenta la curva de recesión para el período 06-12/2004 (Figura 9.17).

Tabla 9.20. Valores α y S_y para las curvas de agotamiento PM5

Período	α	S_y
Oct 2003-Mar 2004	0,00025011	0,015
Jun 2004-Dic 2004	0,0001502	0,025
Jun 2005-Dic 2005	9,9717E-05	0,037
Feb 2008-Dic 2008	0,00024919	0,015
May 2009-Nov 2009	0,00020472	0,018
May 2010-Dic 2010	0,00020973	0,018
Promedio	0,00019395	0,021

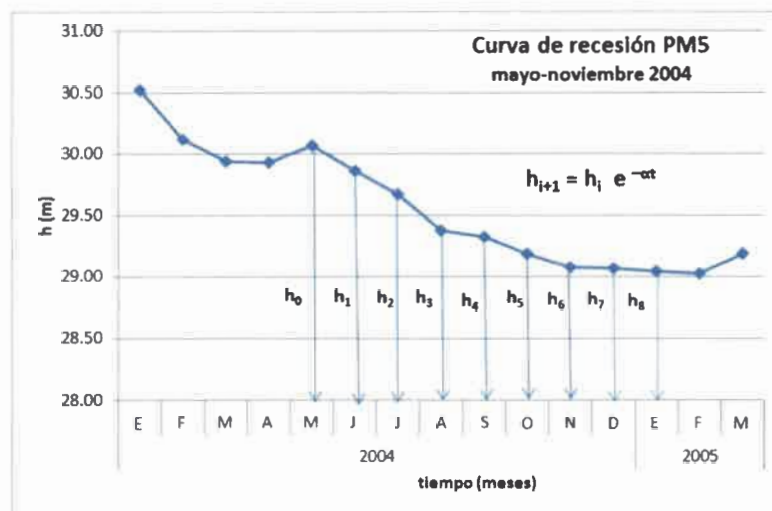


Figura 9.17. Curva de recesión PM5 período 06-12/2004

Un análisis similar se realizó con las curvas de agotamiento de los pozos de monitoreo MER-N, SR-N y CEM-E. En la Tabla 9.21 se muestran los valores de S_y resultantes.

Tabla 9.21. Valores de S_y estimados para las curvas de agotamiento MER-N, SR-N y CEM-E

Pozo	Período	S_y
MER-S	Feb 2008-Oct 2008	0,016
MER-S	Jun 2009-Nov 2009	0,026
MER-S	Abr 2010-Abr 2011	0,021
CEM-O	Feb 2008-Oct 2008	0,015
CEM-O	Jun 2009-Nov 2009	0,025
CEM-O	Abr 2010-Abr 2011	0,014
SR-S	Feb 2008-Oct 2008	0,012
SR-S	Set 2010-Abr 2011	0,017
	Promedio	0,018

Los resultados obtenidos indican que el valor de S_y promedio para el área de estudio es del orden de 0,020. Este valor se corresponde con los valores de porosidad eficaz sugeridos por Custodio & Llamas (1983) para limos y loess (Tabla 9.22), que son los materiales predominantes de la primera capa acuífera (Formación Pampa). Además, cabe destacar que Fili et al. (1999) y Tujchneider et al. (2005) informaron un valor medio de $S_y = 0,05$ para el acuífero en consideración.

Tabla 9.22. Valores de porosidad eficaz. Tomado de Custodio & Llamas (1983)

	me (%)	me (%)	me (%)
Tipo de material	Mínima *	Media *	Máxima *
Limos	2	10	20
Loess	0.1	<5	10
Promedio	1	5-7	15

*Valores muy variables según circunstancias y tiempo

Finalmente, con los valores de α se estimaron los niveles de agotamiento (h) con la ecuación 3.18, luego las diferencias Δh , y por último los diferentes valores de recarga con la ecuación 3.17 considerando valores de S_y promedio ($S_y = 0,021$ y $S_y = 0,05$).

Dada la relación proporcional directa entre la recarga y el valor de S_y , es de esperar que los valores de recarga estimados con $S_y = 0,05$ sean superiores al doble de los estimados con $S_y = 0,021$. En la Figura 9.18 se presentan los eventos de recarga resultantes para cada caso. Del análisis de la misma se observa que los eventos de recarga se producirían durante períodos de 1, 2, 3 y 4 meses, principalmente durante el otoño, aunque también se produciría en primavera-verano y en menor medida en invierno (Tabla 9.23). La

Tabla 9.24 sintetiza los montos de recarga obtenidos en términos anuales conjuntamente con la precipitación anual. Cabe aclarar que se ha considerado para el análisis un año hidrológico que comienza en setiembre y termina en agosto del año calendario siguiente.

La recarga anual varía entre 0,7 y 8,1% de la precipitación anual si se considera para el cálculo de la recarga $S_y = 0,021$ y entre 1,7 y 19,3% si se considera $S_y = 0,05$. En términos medios anuales la recarga resultó de **41,5mm** y **98,9mm** respectivamente.

Tabla 9.23. Principales eventos de recarga

Período en meses	Meses	R (mm) (S=0,021)	R (mm) (S=0,05)
3	11/2002-01/2003 (P-V)	19,6	46,7
4	03-06/2003 (O)	68,8	163,7
1	08/2003 (I)	5,8	13,7
1	05/2004 (O)	6,4	15,2
3	03-05/2005 (O)	43,9	104,6
1	05/2006 (O)	4,5	10,6
1	07/2006 (I)	4,0	9,4
3	11/2006-01/2007 (P-V)	68,4	162,9
2	03-04/2007 (O)	73,6	175,3
2	09-10/2007 (P)	9,5	22,7
1	01/2009 (V)	7,0	16,8
4	12/2009-04/2010 (V-O)	51,6	122,8
2	05-06/2011 (O-I)	10,7	25,6

P=primavera; V=verano; O=otoño; I=invierno

Tabla 9.24. Precipitación y recarga anual

Año	P anual (mm)	R (mm) (S=0,021)	R (% P)	R (mm) (S=0,05)	R (% P)
2002-2003	1627	94	5,8	224,21	13,8
2003-2004	969	6,4	0,7	15,2	1,6
2004-2005	1465	43,9	3,0	104,6	7,1
2005-2006	1182	8,4	0,7	20,1	1,7
2006-2007	1756	142,1	8,1	338,2	19,3
2007-2008	772	9,5	1,2	22,7	2,9
2008-2009	694	7	1,0	16,8	2,4
2009-2010	1129	51,6	4,6	122,8	10,9
2010-2011	853	10,7	1,2	25,6	3,0
Promedio	1160,7	41,5		98,9	

9.2.3. Técnicas con trazadores. Balance de cloruros

9.2.3.1. Análisis del contenido de cloruros del agua de lluvia

Appelo y Postma (1994) informan que según estudios realizados en los Países Bajos, la concentración de cloruros de la precipitación decrece exponencialmente a medida que la precipitación se produce en el interior del continente desde valores de aproximadamente 30mg/l hasta 1 a 2mg/l a 200 y 400km desde la costa.

Para diferentes regiones de la República Argentina se informaron datos del contenido de cloruros en el agua de lluvia. Estudios realizados en la zona de la costa atlántica, arrojaron valores de contenidos de cloruros en el agua de lluvia de aproximadamente 16mg/l en promedio en la ciudad de Mar del Plata. En el sur de la provincia de Buenos Aires, Carrica y Lexow (2004), obtuvieron una concentración de cloruros media anual de 3,73mg/l, mientras que en el centro de la misma provincia Varni (2002) determinó contenidos de cloruros entre 4 y 5,7 mg/l. Malán et al. (1993, 1997) encontraron una concentración de cloruros en el agua de lluvia de aproximadamente 4mg/l en el área de Santa Rosa provincia de La Pampa, mientras que Dornes et al. (2000) una concentración de entre 0,85 y 1 mg/l en términos medios anuales, en la zona centro-oeste de la misma provincia. En investigaciones previas de carácter regional (que abarca el área objeto de estudio de esta tesis) (C.A.A.A.S., 1973), se informa sobre un valor promedio de cloruros obtenidos para agua de lluvia de 1,5 mg/l para una precipitación media anual registrada de 800mm. Particularmente en el área de estudio D'Elia et al. (2007, 2008) analizaron las concentraciones de cloruros en el agua de lluvia en la ciudad de Santa Fe para el período 2000-2006.

Para el presente estudio se establecieron las principales características de la serie de concentraciones de cloruros en agua de lluvia colectadas en la Estación Hidrometeorológica de la FICH-UNL. Los estadísticos descriptivos de esta serie se presentan en la Tabla 9.25 y en la Figura 9.19 se presenta el diagrama de caja donde se visualiza el conjunto de los datos, la existencia de valores atípicos y la simetría de la distribución.

Tabla 9.25. Estadísticos descriptivos de la serie de concentración de cloruros en agua de lluvia.

Número de muestras	82
Mínimo (mg/l)	0,02
Máximo (mg/l)	4,52
Suma (mg/l)	55,33
Media(mg/l)	0,674
Varianza	0,6135339
Desvío Standard	0,783284
Mediana (mg/l)	0,485
percentil 25%	0,2375
percentil 75%	0,7325
Asimetría	3,081128
Kurtosis	11,08157
Media Geométrica (mg/l)	0,423

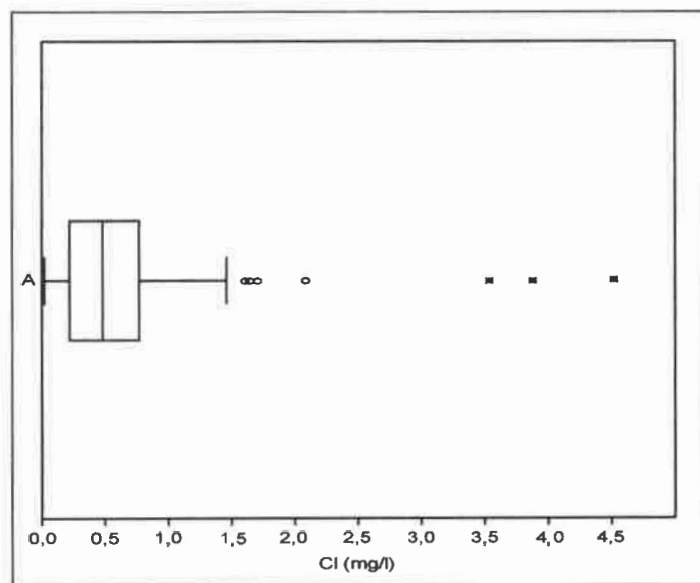


Figura 9.19. Diagrama de caja

Los valores máximos y mínimos observados en el periodo fueron de 4,52mg/l y 0,02mg/l respectivamente, la media resultó de 0,674mg/l y la mediana 0,485mg/l.

En la Figura 9.20 se muestra la variación de la concentración de cloruros media mensual del agua de lluvia colectada en la estación hidrometeorológica de la FICH-UNL para el período 2000-2012, en relación con las precipitaciones mensuales. En ella se puede observar que, en general, las mayores concentraciones de cloruros se presentan en los meses más secos. En la Figura 9.21 se presenta la distribución media anual de las

precipitaciones y de la concentración de cloruros del agua de lluvia, donde también se observa esta situación.

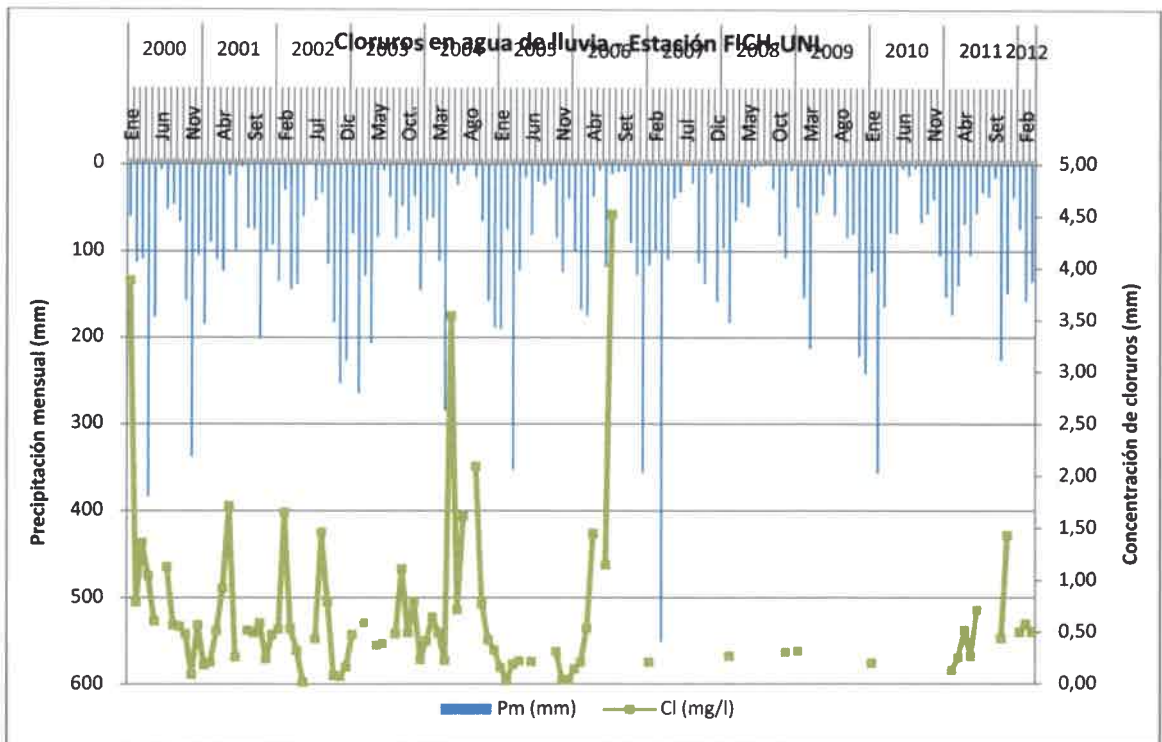


Figura 9.20. Variación de la concentración de cloruros del agua de lluvia y precipitaciones mensuales

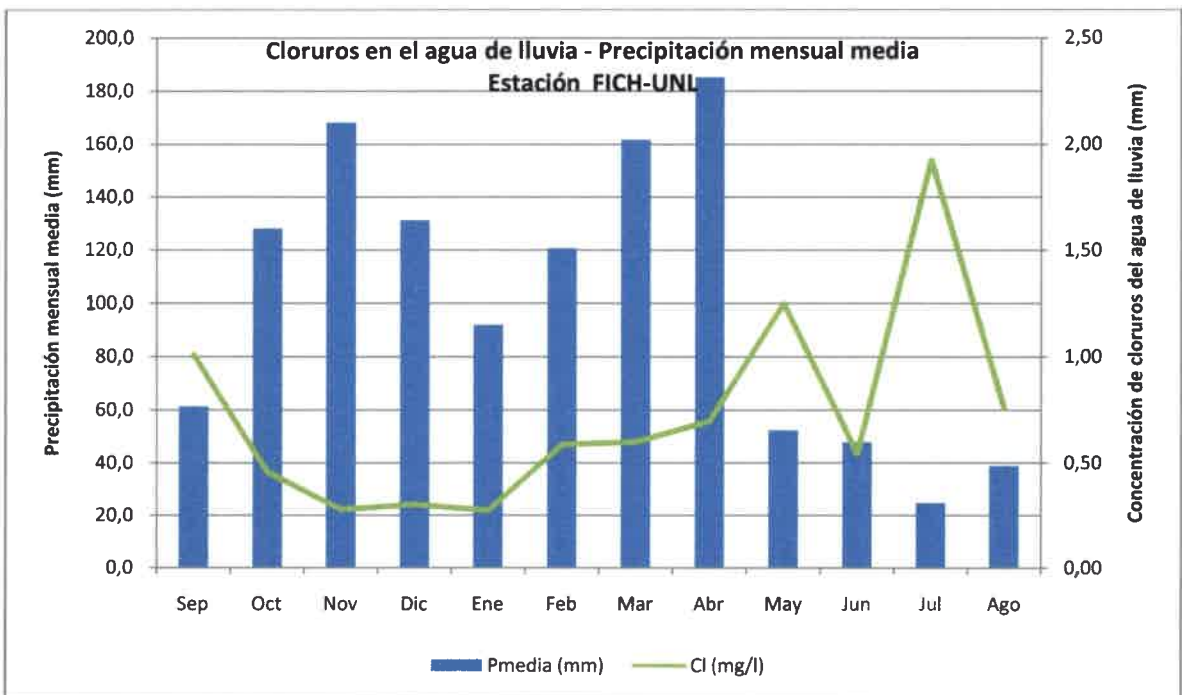


Figura 9.21. Concentración media mensual de cloruros del agua de lluvia y precipitaciones mensuales

9.2.3.2. *Estimación de la recarga a la primera capa acuífera*

La concentración de cloruros promedio en el agua subterránea (Cl_{as}) del primer nivel acuífero se calculó con los datos correspondientes a los pozos de monitoreo PM1 y PM5 y a los pozos de los sitios S1, S2, S5, S6, S14, S15, S16, S17, S26 y S31 y resultó igual a 19,1mg/l. La concentración de cloruros del agua en estos pozos se considera representativa del agua del acuífero libre. Cabe aclarar que el resto de las muestras analizadas presentan concentraciones de nitratos superiores a 15mg/l, lo que podría sugerir un inicio de contaminación (en algunos casos se ha comprobado la contaminación por nitratos pues se han observado valores de superiores a 45 mg/l) y una afectación en los valores naturales de distintos elementos en el agua subterránea.

Con los valores de precipitación y escorrentía superficial medios anuales, obtenidos, la concentración promedio de cloruros para el agua de lluvia previamente estimada, la concentración promedio de cloruros en el agua subterránea de la primera capa acuífera y considerando que el escurrimiento superficial tiene el mismo contenido de cloruros del agua de lluvia:

$$P = 1160,7\text{mm}$$

$$Cl_p = Cl_{esc} = 0,674\text{mg/l}$$

$$ESC = 126,5\text{mm}$$

$$CL_{as} = 19,1\text{mg/l}$$

se aplicó la ecuación de balance de masas de cloruros (ecuación 3.22) y se obtuvo un valor de recarga medio anual $R = 36,3\text{mm}$.

9.2.3.3. *Estimación de la recarga a la segunda capa acuífera*

La capa acuitarda que separa el acuífero semiconfinado alojado en la Formación Ituzaingó, del acuífero libre superior, tiene un espesor promedio de 3m y un coeficiente de almacenamiento $S=0,006$ (Tujchneider et al., 2005). El volumen de agua por unidad de área que está almacenado en esta capa y que podría ser liberado es aproximadamente 18mm. Para la estimación de la recarga vertical que recibe este acuífero desde el la capa acuitarda, se consideró un modelo uni-dimensional a lo largo de una línea flujo entre los pozos de monitoreo PM2 y PM6, separados por una distancia $x= 8240$ m.

La capa acuífera posee una conductividad hidráulica $k= 30\text{m/día}$ (Tujchneider et al., 2005), una porosidad efectiva $m_e= 0,30$ y un espesor $e_1= 18\text{m}$ en el pozo PM2 y $e_2= 28\text{m}$ en el pozo PM6. Si se considera una carga hidráulica $h_1= 31\text{m}$ en PM2 y $h_2= 27\text{m}$ en PM6 (obtenidas del mapa de curvas piezométricas trazado por el GIG en 1999), resulta un gradiente hidráulico $i=0,0005$ entre ambos pozos y una velocidad del agua subterránea de $v= 0,15 \text{ m/día}$. La concentración de cloruros promedio del agua subterránea en los pozos de monitoreo resultaron $C_1= 27 \text{ mg/l}$ y $C_2= 36 \text{ mg/l}$ y se consideró una concentración de cloruros del agua alojada en el capa acuitarda igual a la concentración de cloruros del agua alojada en el acuífero libre ($C_a= C_{as}= 19,1 \text{ mg/l}$). Con esta información se aplicó la ecuación 3.23 y se estimó una tasa de recarga $R_s= 8,4 \text{ mm/año}$.

9.2.4. Comparación de los resultados obtenidos

El método balance de agua y el análisis de las fluctuaciones de los niveles freáticos distinguen eventos de recarga que, para el período 2002-2007, son en general correspondientes. A partir del año 2007, el método de balance de agua sólo estima recarga en tránsito para enero/febrero de 2010 debido a que prácticamente no se producen excesos hídricos a partir de octubre de 2007. Los valores de recarga mensuales estimados por el método de balance de agua varían desde unos pocos mm hasta aproximadamente 200mm mientras que los valores de recarga mensual estimados por el método de las fluctuaciones de los niveles freáticos no superan los 60 y 140mm en el caso de considerar un $S= 0,05$ o $S= 0,021$ respectivamente. Cabe recordar aquí que el primer método se basa en la consideración de variables hidrometeorológicas, edáficas y se plantea en la zona de evapotranspiración de la zona no saturada; se obtiene como resultado una estimación de la *recarga en tránsito*. El segundo, evalúa la *recarga real* sin tener en cuenta los procesos que tienen lugar en la zona no saturada.

La Tabla 9.26 muestra los montos de recarga anual estimada por los tres métodos para el período 2002-2011 y el porcentaje que ésta representa respecto de la precipitación anual. Los máximos valores anuales se presentaron en el año 2003 (5,8 y 9,6% de la precipitación anual) y en el año 2007 (8,1 y 7,0% de la precipitación anual).

En términos medios anuales el métodos de balance de agua en la zona de evapotranspiración de las plantas (considerando ETP estimada por Thornthwaite) y análisis de las fluctuaciones de los niveles freáticos (con la consideración de un $S=0,05$) arrojaron valores similares: **101,9mm y 98,9mm**, respectivamente. Mientras que el análisis de las fluctuaciones de los niveles freáticos (con la consideración de un $S=0,021$), el balance de agua en la zona de evapotranspiración de las plantas (considerando ETP estimada por FAO-Penman-Monteith) y balance de masas de cloruros arrojan valores similares de recarga: **41,5 mm, 47,6 mm y 36,3mm** respectivamente.

La recarga en tránsito significa entre un 3,5 y un 8,5% de la precipitación media anual, la recarga real representa entre un 4 y un 8,8% de la precipitación media anual, a la vez que el balance de masa de cloruros estima la recarga en un 3% de la precipitación media anual.

Tabla 9.26. Síntesis de los resultados obtenidos en términos anuales y promedio

Año	Panual (mm)	R (mm) (S=0,021)	R (%P)	R (mm) (S=0,05)	R (%P)	Rt (ETP- Thornthwaite) (mm)	Rt (%P)	Rt (ETP- Penman- Monteith) (mm)	Rt (%P)	R balance cloruros (mm)	R balance cloruros (%P)
2002-2003	1627,0	94,1	5,8	224,2	13,8	310,5	19,1	19,4	1,2		
2003-2004	969,0	6,4	0,7	15,2	1,6	21,9	2,3	0	0		
2004-2005	1465,0	43,9	3,0	104,6	7,1	116,4	7,9	79,0	5,4		
2005-2006	1182,0	7,5	0,6	20,1	1,7	121,1	10,3	12,7	1,1		
2006-2007	1756,0	142,1	8,1	338,2	19,3	315,1	17,9	240,1	13,7		
2007-2008	772,0	9,5	1,2	22,7	2,9	23,6	3,1	0	0		
2008-2009	694,0	7	1,0	16,8	2,4	0,0	0,0	0	0		
2009-2010	1129,0	51,6	4,6	122,8	10,9	8,7	0,8	76,7	6,8		
2010-2011	853,0	14	1,2	25,6	3,0	0,0	0,0	0	0		
Promedio	1160,7	41,5	3,6	98,9	8,5	101,9	8,8	47,6	4,1	36,3	3,1

9.3. *Estimación cualitativa del potencial de recarga.*

Para la aplicación de la propuesta metodológica PUSLI presentada en el ítem 3.4 del Capítulo 3, se requiere de un mapa por cada factor considerado: pendiente (P), cobertura vegetal y uso del territorio (U), condición hidrológica de los suelos (S) y litología de la zona no saturada (LI).

El tratamiento y análisis de estos mapas e imágenes satelitales se realizará con un sistema de información geográfica utilizando el software ArcGIS 9.2, en el sistema POSGAR 94 y con una resolución de 30m por pixel.

El mapa de pendientes (factor P) se confeccionó sobre la base del Modelo Digital de Elevación (DEM) (Mapa 7.2 presentado en el ítem 7.2.2 del Capítulo 7) a través de una interpolación que identifica la pendiente de cada celda en función del gradiente máximo entre todas las celdas vecinas; ese valor es asignado al centro de la celda. Luego se agruparon las pendientes teniendo en cuenta los rangos definidos en la propuesta (Mapa 9.3).

Como se expresó en el ítem 9.2.1.2 del presente Capítulo, para la obtención del mapa de cobertura vegetal y usos del territorio (factor U), se utilizó la imagen Landsat 7TM PathRow 22782 de fecha 28-03-2011. Se analizaron composiciones con diferentes bandas y una clasificación no supervisada. A partir de esta clasificación se hicieron reclasificaciones teniendo en cuenta la clasificación de cobertura o uso del terreno presentada en esta propuesta (Mapa 9.1).

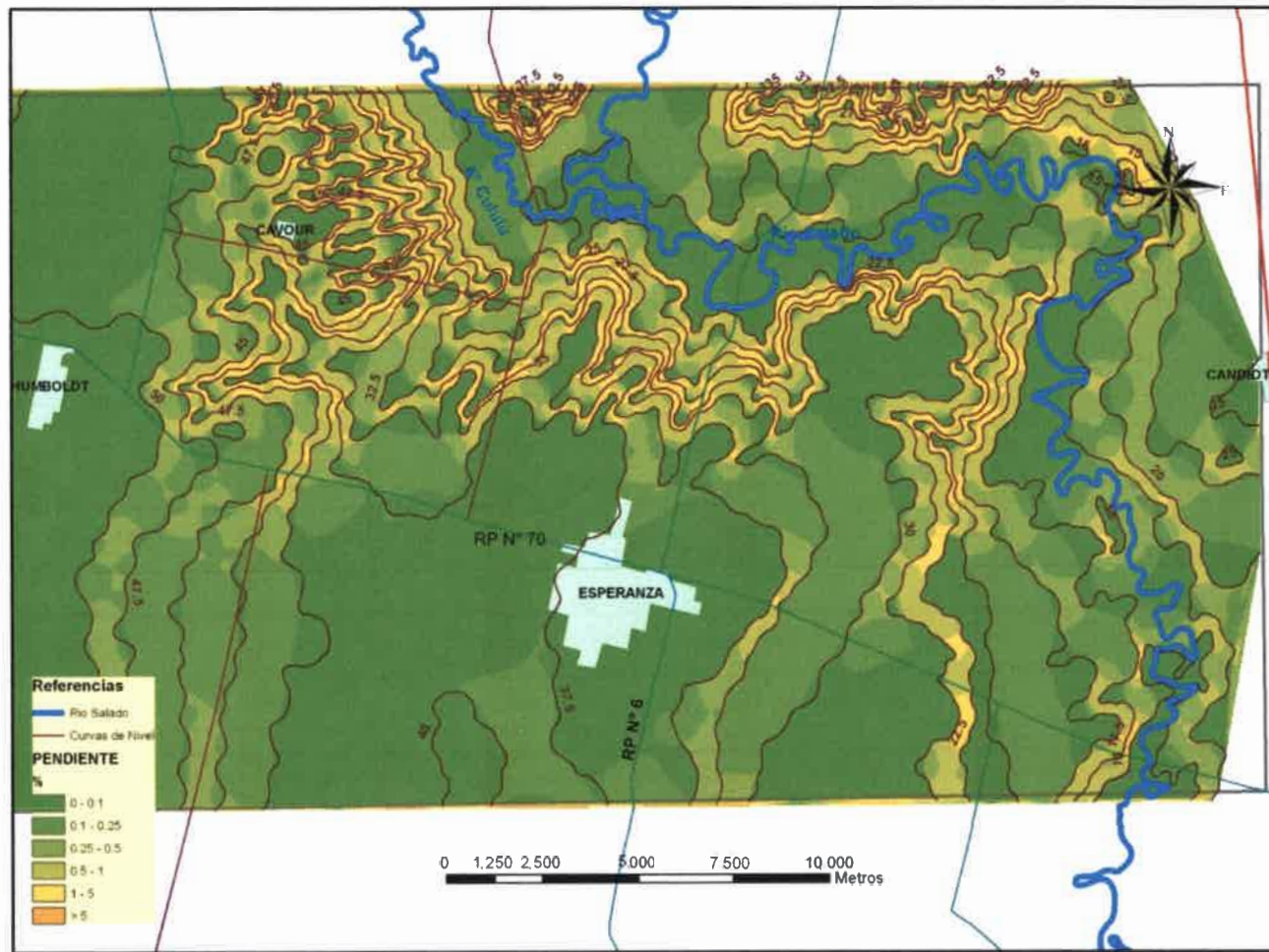
El Mapa 9.2 (presentado en el ítem 9.2.1.2 del presente Capítulo) muestra la condición hidrológica de los suelos en el área de estudio (factor S) considerando las categorías A, B, C y D definidas por el U.S. SCS (1966). No se presenta aquí el mapa de litología de la zona no saturada (LI), ya que se la consideró igual en toda el área de estudio, compuesta por sedimentos pampeanos principalmente limos y loess. Se le asignó el valor 5.

Se efectuó una operatoria con los mapas de los cuatro factores considerados utilizando la ecuación 3.24: $PUSLI = P_v * P_p + U_v * U_p + S_v * S_p + LI_v * LI_p$. De esta manera se obtuvo el mapa de potencial de recarga (Mapa 9.4) en el que se distinguen

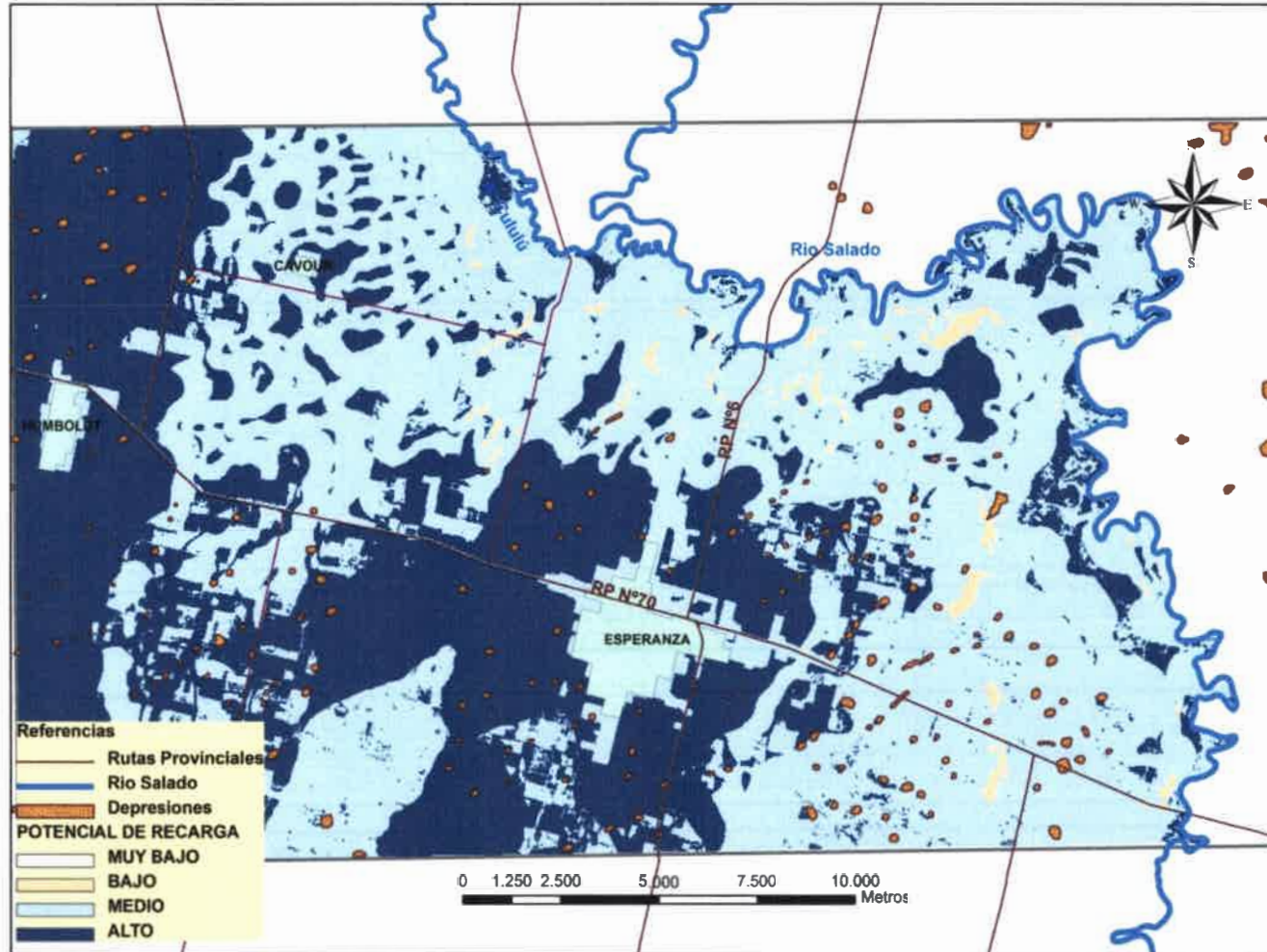
principalmente zonas con potencial de recarga a los acuíferos bajo, medio y elevado. Cabe destacar aquí que, como se expresó en el ítem 7.2.1.2 de este Capítulo, independientemente del potencial de recarga medio que se evidencia en las zonas cercanas al río Salado, éstas representan áreas de descarga del acuífero libre evidenciado por las curvas isofreáticas trazadas (Mapa 8.1 presentado en el ítem 8.3.2 del Capítulo 8).

Para el caso particular de la estimación de la recarga localizada se consideraron solamente las áreas ocupadas por depresiones (Mapa 7.4 presentado en el ítem 7.3 del Capítulo 7); la pendiente en estas áreas es prácticamente nula por lo que al parámetro P se le asignó un valor igual a 10; la condición hidrológica de los suelos en estas áreas es muy baja (Grupo D) y se les asignó al parámetro S un valor igual a uno. De la misma manera que en el caso de la estimación de la recarga directa, al parámetro LI se le asignó el valor 5. Ante una disponibilidad de agua (precipitación directa, escurrimiento en lámina) estas depresiones conforman lagunas temporarias, pero naturalmente son zonas ocupadas por pastizales, o bien ser utilizadas para cultivo de forrajes resistentes. Es por ello que se les ha asignado a estas áreas un valor de U igual a 6. El índice resultó $PUSLI = 40$, lo que indicaría un potencial de recarga entre bajo y medio (Mapa 9.4).

En función del análisis realizado, el 41% del área total podría considerarse con un potencial alto de recarga al acuífero libre, un 57% con un potencial medio y un 2% con un potencial bajo. En estas dos últimas categorías se considera la recarga localizada (1% del área está ocupada por depresiones).



Mapa 9.3. Mapa de pendientes



Mapa 9.4. Mapa de Potencial de recarga.

Capítulo 10. Conclusiones y Recomendaciones

10.1 Introducción

Los resultados obtenidos contribuyen a profundizar el conocimiento del sistema hídrico subterráneo, particularmente en lo que respecta a las posibilidades de recarga al acuífero libre en el área de la ciudad de Esperanza y alrededores, para un aprovechamiento sustentable de los recursos hídricos subterráneos de la región.

10.2 Consideraciones finales

De las características geológicas, geomorfológicas y edafológicas del sistema geohidrológico y su relación con la recarga de los acuíferos

Las Formaciones geológicas de interés para este estudio son:

Formación Paraná (Mioceno Superior), de origen marino, constituida por arenas grises y arcillas verdes, considerada como base de referencia, desde un punto de vista hidrogeológico.

Formación Ituzaingó “Arenas Puelches” (Plioceno Superior - Pleistoceno Inferior): De origen fluvial, formada predominantemente por arenas finas y medianas, constituye un acuífero de buena calidad y rendimiento y es intensamente explotado para diferentes usos. En el área de estudio esta Formación tiene su base entre cotas -10 m IGN en el E a aproximadamente 10 m IGN al O y su espesor disminuye desde 30 m en el centro-este hasta 13 m en el sector NE.

Sedimentos pampeanos (Pleistoceno) compuesto por loess y limos, constituye un acuífero libre de mediano a bajo rendimiento que es explotado principalmente en el área rural. Las características litológicas de estos sedimentos sugieren un retardo en la llegada de agua de las precipitaciones al acuífero. La base de esta capa está formada por arcillas pardas y verdosas, de comportamiento acuitardo que produce el semiconfinamiento del acuífero alojado en la Formación Ituzaingó. Particularmente en el área de estudio, la base de los sedimentos pampeanos se encuentra entre cotas 15 m IGN en el sector E y aumenta hacia el O, excepto en un sector del centro-este donde la cota de base se encuentra entre 20 y 23 m IGN. El espesor de los sedimentos pampeanos varía entre 13 y 24 m. Aumenta de E a O y en el sector centro-este del área se presentan

los espesores menores en coincidencia con los mayores valores de cota de la base. El conocimiento de la geometría de este acuífero, de la superficie freática para diferentes estadios del mismo y/o de los valores de recarga media anual estimada, permiten calcular las reservas de agua subterránea y de esta manera contribuir con su explotación segura.

La zona de estudio es un área de llanura con pendientes muy suaves, del orden del 0 a 0,5%, lo que en principio favorece la infiltración y consecuentemente la recarga a los acuíferos. En las cercanías del río Salado (áreas de descarga regional) las pendientes son algo más pronunciadas del orden de 1 a 5%.

Aproximadamente el 70% de los suelos del área son suelos profundos y bien drenados a moderadamente bien drenados, esto favorecería la percolación profunda y consecuentemente la recarga al acuífero libre. Pero esto dependerá también del uso del territorio ya que se cultivan cereales y oleaginosas, existen praderas para pastoreo de animales, etc.

De las características hidrodinámicas del sistema hídrico subterráneo

El análisis de la superficie freática permitió corroborar el sentido O-E del escurrimiento subterráneo de la primera capa y que la descarga se materializa en el río Salado.

Por su parte, el análisis de la evolución de los niveles de agua subterránea para el período 2002-2011, permitió identificar:

- ciclos bianuales y trianuales de oscilaciones piezométricas (acuífero libre y semiconfinado) correspondientes a los períodos: 10/2002-10/2004; 11/2004-07/2006; 08/2006-10/2009 y 11/2009-08/2011.
- variaciones de niveles freáticos del orden de los 10 m en términos absolutos.
- diferencias del orden de 10 cm entre los niveles de agua subterránea del acuífero libre y de acuífero semiconfinado, corroborando así el comportamiento de los sistemas hídricos subterráneos en áreas de llanura. Los niveles freáticos son, en su mayoría, superiores a los niveles piezométricos del acuífero semiconfinado,

por lo que es de esperar que exista un aporte (goteo-recarga vertical) desde la capa acuitarda hacia este último.

- un retardo en la respuesta del acuífero freático a las entradas por precipitación, de aproximadamente 1 mes corroborado por el resultado del análisis entre las series de $P-P_{m\text{acum}}$ y las variaciones de los niveles freáticos.

De la identificación de los procesos de recarga

La utilización de **técnicas con trazadores**, específicamente isótopos ambientales, ha permitido establecer que:

- la procedencia del agua subterránea *es meteórica* e inferir que no habrían tenido lugar procesos significativos de evaporación durante la infiltración del agua hacia el ambiente subterráneo,
- no existen diferencias significativas en los contenidos de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno del agua subterránea de la primera y la segunda capa acuífera y que la recarga se produce preferentemente a partir de las precipitaciones caídas durante las estaciones de verano y otoño, en ambos acuíferos.
- el tiempo de residencia del agua en la primera capa acuífera, a partir de una interpretación cualitativa de estos resultados, sería **reciente** y de no más de 5 años, formando parte del ciclo hidrológico activo actual. Esto estaría corroborado por la concentración de tritio en el agua de lluvia que, para el período año 2000-2002, presentó un valor más frecuente del orden de 6UT.
- el tiempo de residencia del agua en la segunda capa acuífera sería de más de 50 años, **submoderna**, (indicado por la ausencia de tritio en el agua subterránea). Esto podría sugerir una recarga a distancia.

De la cuantificación de la recarga a los acuíferos

Para minimizar la incertidumbre en la estimación de la recarga a los acuíferos, se aplicaron y compararon diferentes procedimientos metodológicos en forma conjunta: **balance de agua, fluctuaciones de los niveles freáticos y técnicas con trazadores**. Esto permitió estimar períodos, montos de recarga y su relación con algunas de las variables hidrometeorológicas.

Se aplicó el **método balance de agua** con valores de evapotranspiración potencial estimados por dos métodos diferentes: Thornthwaite y FAO Penman Monteith. El primero sólo requiere de información de temperaturas medias mensuales del aire (fácilmente disponible) y ha sido desarrollado en regiones húmedas con pasturas bajas; mientras que el segundo requiere de mayor información meteorológica no siempre disponible (humedad relativa, velocidad de viento, temperatura, radiación) y fue desarrollado con fines agronómicos para evaluar el requerimiento de agua de los cultivos. Los valores de escurrimiento superficial fueron estimados por el método de Curva Número.

Cabe destacar aquí que, en la estimación de las variables del balance de agua, se introducen errores por la consideración de expresiones empíricas y semiempíricas, valores tabulados o extrapolados de otras áreas. Además la selección del paso de tiempo para el análisis puede no ser representativo de un fenómeno; en este caso el paso de tiempo seleccionado para la estimación de evapotranspiración potencial por Thornthwaite fue mensual y para la estimación de evapotranspiración potencial por y FAO Penman Monteith y para el escurrimiento superficial fue diario y luego los valores obtenidos fueron integrados mensualmente.

El método balance de agua y el **análisis de las fluctuaciones de los niveles freáticos** distinguen eventos de recarga que, para el período 2002-2007, son en general correspondientes. A partir del año 2007, el método de balance de agua sólo estima recarga en tránsito para enero/febrero de 2010 debido a que prácticamente no se producen excesos hídricos a partir de octubre de 2007. Los valores de recarga mensuales estimados por el método de balance de agua varían desde unos pocos mm hasta aproximadamente 200 mm mientras que los valores de recarga mensual estimados por el método de las fluctuaciones de los niveles freáticos no superan los 60 y 140 mm en el caso de considerar un $S= 0,05$ o $S= 0,021$ respectivamente.

El método de las **fluctuaciones de los niveles freáticos** puede estimar la recarga a los acuíferos para áreas que varían entre decenas a cientos o miles de metros cuadrados. En este caso los valores de recarga estimados son representativos de toda el

área de estudio, ya que en todos los pozos de monitoreo distribuidos en el área, las oscilaciones de los niveles freáticos fueron similares. La principal incertidumbre asociada a este método radica en la evaluación del coeficiente de almacenamiento ya que la recarga a los acuíferos es directamente proporcional a este coeficiente. En el área de estudio se consideraron valores de coeficiente de almacenamiento de 0,05 y 0,021 obtenidos de estudios antecedentes y estimados a partir de la curva de recesión de los niveles freáticos, respectivamente.

Cabe recordar aquí que el método **método balance de agua** se basa en la consideración de variables hidrometeorológicas, edáficas y se plantea en la zona de evapotranspiración de la zona no saturada; se obtiene como resultado una estimación de la *recarga en tránsito*. El **método de las fluctuaciones de los niveles freáticos**, evalúa la *recarga real* sin tener en cuenta los procesos que tiene lugar en la zona no saturada.

En términos anuales se ha observado que los máximos valores se presentaron en el año 2002-2003 y en el año 2006-2007. En términos medios anuales el métodos de balance de agua, considerando la evapotranspiración potencial estimada por Thornthwaite, y el análisis de las fluctuaciones de los niveles freáticos, con la consideración de un coeficiente de almacenamiento de 0,05, arrojaron valores similares de recarga al acuífero libre: **101,9 mm y 98,9 mm**, respectivamente. Mientras que el análisis de las fluctuaciones de los niveles freáticos, con la consideración de un coeficiente de almacenamiento de 0,021, y el balance de agua, considerando la evapotranspiración potencial estimada estimada por FAO-Penman-Monteith y **balance de masas de cloruros**, arrojaron valores similares de recarga: **41,5 mm, 47,6 mm y 36,3 mm** respectivamente.

El resultado de este trabajo indica que la recarga en tránsito significa entre un 3,5 y un 8,5% de la precipitación media anual, pero ésta no es la cantidad de agua que efectivamente llega a la zona saturada. Por otro lado, el estudio de las variaciones de los niveles freáticos dan un valor de recarga entre un 4,1 y un 8,8% de la precipitación media anual, a la vez que el balance de masa de cloruros estima la recarga en un 3,1% de la precipitación media anual.

De las áreas potenciales de recarga a los acuíferos

La aplicación de técnicas de teledetección y Sistemas de información geográfica, permitieron establecer áreas con distintos potenciales de recarga al acuífero libre, considerando las características geológicas, geomorfológicas, edafológicas y el uso del territorio, independientemente de la disponibilidad de agua (que también varía en el espacio y tiempo).

En función del análisis realizado, el 41% del área total podría considerarse con un potencial alto de recarga al acuífero libre, un 57% con un potencial medio y un 2% con un potencial bajo. En estas dos últimas categorías se considera la recarga localizada (1% del área está ocupada por depresiones). Esto es muy importante a los efectos de la gestión de los recursos hídricos subterráneos ya que se distinguen las áreas con mayores posibilidades de recarga, a las cuales se deberían prestar atención para su protección.

Si bien los resultados obtenidos son representativos del área de estudio para un período de tiempo particular, se debe considerar con suma prudencia la posibilidad de extrapolarlos a otros escenarios.

10.3 Recomendaciones

En la zona elegida como área de trabajo para esta Tesis es importante la continuación en las investigaciones, que permitan profundizar en el estudio de la recarga a los acuíferos. Será de fundamental importancia la información de perfiles litológicos de perforaciones, la realización de ensayos de bombeo que permitan obtener valores de parámetros hidráulicos formacionales (K, S, T) más ajustados, la determinación del contenido isotópico de agua subterránea del acuífero semiconfinado en zonas más alejadas hacia el O.

Esta información permitirá analizar las variaciones espaciales de las variables hidrometeorológicas e hidrogeológicas para el planteo de las metodologías utilizadas en este trabajo para la estimación de la recarga a los acuíferos en áreas homogéneas; así como otras basadas en *estudios de la zona no saturada, relación con aguas superficiales, evolución hidroquímica, modelación matemática, etc.*

Finalmente, resulta claro que generalmente se estiman los valores de recarga asignándole un porcentaje de la precipitación, el cual suele considerarse entre el 10 y 20%. Independientemente de los razonamientos y/o imprecisiones que llevan a adoptar estos valores, el resultado es una sobreestimación del valor de la recarga, que de hecho conduce a gestionar las aguas subterráneas desde un horizonte optimista. Por otro parte, pocas veces se manifiesta el interés en lograr un modelo conceptual adecuadamente representativo, en el cual sean identificables los flujos locales y regionales. Esto es así porque se requiere de un profundo conocimiento geológico, geomorfológico, estructural e hidrogeológico para obtenerlo.

Capítulo 11. Bibliografía

Alcalá y Custodio, E. 2004. Nuevos datos sobre el aporte de cloruro al terreno por deposición total en España. Asamblea Hispano portuguesa de Geodesia y Geofísica. S13.8: 731-732.

Appelo, C. y Postma, D. 1994. *Geochemistry Groundwater and Pollution*. A.A. Balkema Publishers, Leiden, The Netherlands, pp: 311-313.

Auge, M. 2009. *Hidrogeología de llanuras*. Universidad de Buenos Aires. www.tierra.rediris.es/hidrored/ebooks/miguel/HidrogeoLlanuras.pdf. 85pp.

Balek, J., 1987. Groundwater recharge concepts. In: Simmers (ed) *Estimation of natural groundwater recharge*, 3-9.

Blarasin, M., Cabrera, A. y Alincastro, N. Evaluación del nivel freático y consideraciones en relación a procesos de recarga-descarga del acuífero. Río Cuarto, Córdoba, Argentina. 2011. Actas VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. *Hidrogeología Regional y Exploración Hidrogeológica*. Salta, Argentina, 2011. CD: 88-96.

Bocanegra E. y Mejía Rivera, O. 2007. Cambio climático y estimación de la recarga del acuífero de Mar del Plata. Actas V Congreso Argentino de Hidrogeología y II Seminario Hispano-Latinoamericano sobre Temas Actuales de Hidrología Subterránea. Paraná, Entre Ríos. Pag. 167-176.

Bolzico, J. 1988. Precipitaciones y niveles freáticos, relación y evolución en el tiempo. Serie Investigación y Desarrollo. Publ. UNL-FICH (I+D).

Brunner, P., Eugster, M. Bauer, P., Kinzelbach, W., Makoko, P. y Carlsson, L. 2002. *Assessing the groundwater budget for water supply in an area of low groundwater*

recharge in Northern Botswana. IAH International Conference "Balancing the groundwater Budget" Darwin, Australia. Versión CD.

C.A.A.A.S. Convenio Argentino-Alemán de aguas subterráneas 1973. Recursos de agua subterránea y su aprovechamiento en la llanura pampeana y el Valle del Conlara (provincias de Córdoba, Santa Fe, San Luis, República Argentina. Tomo 2. Llanura pampeana-Hidrogeología. 251pp.

Cabrera A., 1971. Fitogeografía de la República Argentina. Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica. Volumen XIV Nro. 1-2: 42pp.

Cabrera A., Blarasín M. y Matteoda E. 2007. Análisis hidrometeorológico e hidrodinámico del acuífero freático en ambientes morfotectónicos contrastantes. Córdoba, Argentina. V Congreso Argentino de Hidrogeología, Actas (422-432). Paraná, Argentina.

Campana M., Harrington G. y Teczan, I. 2002. Modelos de celdas para la simulación de flujo subterráneo. Capítulo 3. En: Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico: principios y aplicaciones. Publicaciones del IGME Series Guías y Manuales N°1: 511-531. Editor W.G.Mook.

Carrica, J.; Lexow, C.; Bonorino, G. Y Mormeneo, I. 1998. Aplicación del Programa Balshort para el cálculo del balance hidrológico del suelo en parcelas experimentales (Cuenca del Arroyo del Águila, Provincia de Buenos Aires, Argentina). 4° Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, Memorias, Vol. 3 (1343-1353).

Carrica J. y Lexow, C. 2002. Estimación de la recarga natural al acuífero de la cuenca superior del Arroyo Napostá Grande, Argentina. XXXII IAH y VI ALHSUD Congress Groundwater and Human Developments. Actas (980-988). Mar del Plata, Argentina.

Carrica J. y Lexow, C. 2004. Estimación de la recarga natural al acuífero de la cuenca superior del Arroyo Napostá Grande, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (2): 281-290.

Carrica J. y Lexow, C. 2005. Estudio de la recarga a un acuífero loésico en una parcela experimental. *Actas II Seminario Hispano Latinoamericano sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea: Relación Aguas Superficiales-Aguas Subterráneas*, V Congreso Argentino de Hidrogeología, Río Cuarto, Argentina. (85-92).

Carrica, J., Hernández, M. y Mariño, E. (Eds.). 2009. Recarga a los acuíferos. Aspectos generales y particulares en regiones áridas. *Trabajos presentados al VI Congreso Argentino de Hidrogeología*, 24 al 28 de agosto de 2009. Santa Rosa, La Pampa, Argentina. ISBN: 978-987-1082-39-1.

Castro, E. y Schulz, C. 2011. Cálculo de la recarga por varios métodos en un ambiente arenoso del noreste de La Pampa-Argentina. *Actas VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Hidrogeología Regional y Exploración Hidrogeológica*. Salta, Argentina, 2011. CD: 88-96.

Clark, I. y Aravena, R. 2003. Environmental isotopes in groundwater resource and contaminant hydrogeology. NGWA. 4-5 June 2003. Columbus. Ohio.

Condeso de Melo, M.T., Edmunds, W.M. and Marques da Silva, M.A., 2002. Groundwater recharge in the Aveiro Cretaceous aquifer using soil moisture balance, unsaturated zone profiles and Chloride mass-balance method. IAH International Conference "Balancing the groundwater Budget" Darwin, Australia. Versión en CD.

Cook, P. y Herczeg, A. 2000. *Environmental tracers in the subsurface hydrology*. Kluwer Academic Publishers. 529pp.

Cook , P. y Herczeg, A. 2001. Groundwater chemistry and environmental isotopes in groundwater. CSIRO Land and Water.

Custodio E. y Llamas M.R. 1983. Hidrología subterránea. Ediciones Omega. Tomo I. 2350pp.

Custodio Gimena, E. 1998. Recarga de los acuíferos: Aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. Boletín Geológico y Minero de España. Vol. 109-4 (329-346).

Dapeña C. & Panarello H. 2007. Composición isotópica de la precipitación de la estación Santa Fe. Red Nacional de Colectores. Argentina. Proceedings V Congreso Argentino de Hidrogeología: 187-198.

D'Elia, M., Pusineri, G. y Marano, R. 2002. CN parameter estimation using remote sensing and geographic information system. 29° International Symposium on Remote Sensing of Environment. Versión CD. Buenos Aires, Argentina, April 8th –12th, 2002.

D'Elia, M., Tujchneider, O., Paris, M., Pérez, M. y Aravena, R. 2005. Técnicas isotópicas en la caracterización de sistemas de flujo subterráneo en Esperanza y Paraná, Argentina. Revista latinoamericana de Hidrogeología. Vol.5: 31-38.

D'Elia M., Tujchneider O., Paris M., Pérez M. y Pusineri G. 2012. Estudio de caso Argentina: Acuífero de la Cuenca Baja del río Salado. Monografía del Proyecto en Red: Metodologías de análisis y aplicación de tecnologías para el manejo sostenible de acuíferos en zonas rurales: AQUIFERURAL. Red temática 410RT0395. Subprograma Desarrollo Sostenible, Cambio Global y Ecosistemas Programa Iberoamericano de Ciencia y Tecnología para el Desarrollo CYTED. CD ISBN:978-972-97711-6-3

Deluchi, M., Kruse, E., Laurencena, P., Carol, E. y Rojo, A. 2005. Variaciones de los niveles freáticos y su relación con el agua superficial en La Plata (provincia de Buenos Aires). Actas II Seminario Hispano Latinoamericano sobre Temas Actuales de la

Hidrología Subterránea: Relación Aguas Superficiales-Aguas Subterráneas, V Congreso Argentino de Hidrogeología, Río Cuarto, Argentina. (77-84).

Dornes, P., Schulz, C. y Plana, M. 2000. Evaluación de la recarga mediante la aplicación del balance de cloruros en el Valle Argentino. Memorias del XVIII Congreso Nacional del Agua. Uso y preservación de los Recursos Hídricos en los umbrales del Siglo XXI (97-98).

Durán Valsero, J.; Lopez Geta, J.; Andreo Navarro, B.; Carrasco Cantos, F.; Vías Martínez, J. y Jiménez Gavilán, P. 2003. APLIS Una propuesta metodológica para la determinación y zonación espacial de la recarga en acuíferos carbonáticos. IGME y GHUMA. ISBN: 84-7840-487-2.

FAO, 2006. Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Publicación No 56 de la Serie Riego y Drenaje. 298pp.

Favreau, G.; Leduc, Ch.; Marlin, Ch; Dray, M.; Taupin, J.; Massault, M.; La Salle, C. y Babic, M., 2002. Estimate of Recharge of a Rising water table in Semiarid Niger from ^3H and ^{14}C Modeling. Groundwater Vol 40, N°2 (144-151).

Fedele A.L., 2013. Descarga de acuíferos en áreas de llanura. Informe Final Cientibeca Universidad Nacional del Litoral. 45pp. Inédito

FICH, 2005. Vulnerabilidad de los Recursos Hídricos en el Litoral-Mesopotamia. Informe Final del TF 51287/AR. Comitente: Fundación Bariloche. Trabajo financiado por el Banco Mundial, que forma parte de las “Actividades Habilitantes para la 2ª Comunicación Nacional del Gobierno de la República Argentina a las Partes de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático”. 2 Tomos.

Fili, M. y Tujchneider O. 1977. Características geohidrológicas del subsuelo de la Provincia de Santa Fe (Argentina). Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral. Número 8. Páginas 105-113.

Fili, M., Tujchneider, O.; Perez, M., Paris, M. y D'Elia M. 1999. Estudio del sistema de aguas subterráneas en el área de Esperanza-Humboldt y zona de influencia. Servicio Especializado de Asistencia Técnica. Convenio Aguas Provinciales de Santa Fe y Universidad Nacional del Litoral. Informe Final.

Fontes, J. Ch. 1976. Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles: quelques aspects. These de Doctorat D'Etat. 218pp.

García, N, 1994. Elementos de Climatología. Universidad Nacional del Litoral. Colección Ciencia y Técnica. 280pp.

Giai, S. 1997. Rasgos Hidrogeológicos de El Meauco-Provincia de La Pampa- con especial referencia a su freaticimetría. Actas III Seminario Hispano Argentino sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea y I Congreso Nacional de Hidrogeología Bahía Blanca (105-115).

Giai, S. y Castro, E. 1998. Estimación de la recarga directa en médanos de Macachín (La Pampa) – Argentina. 4º Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, Memorias, Vol. 3 (1433-1444).

Giai, S. y Hernández, M. 1999. Aproximación de la curva de recarga-precipitación en zonas medanosas. Revista del Instituto Superior de Correlación Geológica - CONICET - Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo - Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica Nro. 113 (387-395).

González, N.; Hernández, M y Ruiz de Galarreta, A. 1997. Balance hidrológico de la zona no saturada en un área de la cuenca de los arroyos Martín Carnaval. La Plata, Pcia de Buenos Aires, Argentina. Actas III Seminario Hispano Argentino sobre Temas

Actuales de la Hidrología Subterránea y I Congreso Nacional de Hidrogeología, Bahía Blanca (97-105).

Healey, R. y Cook, P. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeology Journal Vol 10 Number 1 (91-109).

Healey, R. 2010. Estimating groundwater recharge. Cambridge University Press. 245pp.

Hernández, M.; González, N. y Trovatto, M. 2001. La zona no saturada en áreas de llanura. Estimación de la velocidad de infiltración por correlación diaria aportes-freatigrafía. En: Medina y Carrera (eds) Las Caras del Agua Subterránea IGME, Temas Aguas Subterráneas: 225-231.

Hernández, M.; González, N. y Sánchez, R. 2002. Mecanismos de recarga de acuíferos en regiones áridas. Cuenca del Río Seco, Provincia de Santa Cruz, Argentina. XXXII IAH y VI ALHSUD Congress Groundwater and Human Developments. Actas: 1205-1210. Mar del Plata. Argentina.

Hernández, M. 2005. Mecanismos de recarga de acuíferos en regiones semiáridas (Síntesis). Conferencias, Actas II Seminario Hispano Latinoamericano sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea: Relación Aguas Superficiales-Aguas Subterráneas, V Congreso Argentino de Hidrogeología, Río Cuarto, Argentina. (249-254).

Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Estación Experimental Agropecuaria Rafaela. 1991. Carta de Suelos de la República Argentina. Hojas 3160-26 y 25. Esperanza-Pilar

IPEC, 2007. Encuesta Ganadera 2007. En: <http://www.santafe.gov.ar/index.php/web/guia/estadistica>

Iriondo, M. 1987. Geomorfología y Cuaternario de la provincia de Santa Fe. D'Orbignyana N°4: 1-54.

Iriondo, M. 1994. Los climas del Cuaternario de la región pampeana. Comunicación Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino" Santa Fe, Argentina. Vol. 4 N°2. 48pp.

Iriondo, M. y Kröling, D. 1995. El Sistema Eólico Pampeano. Comunicación Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino" Santa Fe, Argentina. Vol. 5 N°1. 68pp.

Iriondo, M. 1999. The Neogene of the Llanos-Chaco-Pampa Depression. Episodes Vol. 22 N°3: 226-231.

Iriondo, M. 2007. El Chaco Santafesino Neogeno y Geomorfología. Comunicación Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino" Santa Fe, Argentina. Vol. 13 N°1. 39pp.

Kitching, R.; Edmunds, M.; Shearer R.; Walton, N. y Jacovides, J. 1980. Assessment of recharged aquifers / Evaluation de recharged aquifères, Hydrological Sciences Bulletin, 25:3, 217-235.

Knutson, G. 1988. Humid and arid zone groundwater recharge. A comparative analysis. In: I. Simmers (ed) Estimation of natural groundwater recharge, 493-504.

Kovacs, G. 1983. General principles of flat-land hydrology. Actas del Coloquio de Olavarría sobre Hidrología de Grandes Llanuras, organizado por el Comité Nacional Argentino del Programa Hidrológico Internacional de UNESCO. Vol. I (299-350).

Kröling, D. e Iriondo, M. 2003. El loess de la Pampa Norte en el bloque de San Guillermo. AAS Revista. Vol. 10 n°2: 137-150.

Kruse, E. y Zimmerman, E. 2002. Hidrogeología de grandes llanuras. Particularidades de la llanura pampeana (Argentina). XXXII IAH y VI ALHSUD Congress Groundwater and Human Developments. Actas (2025-2038) Mar del Plata. Argentina.

Kruse, E., Laurencena, P., Deluchi, M., Forte Lay, J.A. y Rojo, A. 2007. Influencia de los niveles freáticos en el funcionamiento hidrológico regional del noroeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Actas V Congreso Argentino de Hidrogeología y II Seminario Hispano-Latinoamericano sobre Temas Actuales de Hidrología Subterránea. Paraná, Entre Ríos. Pag. 400-408

Lerner, D; Issar, A. y Simmers I. 1990. Groundwater Recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge. Heinz Heise, International Contributions to Hydrogeology, Vol 8. Pags 345.

Lexow, C. y Bonorino, G. 1998. Análisis de los parámetros hidráulicos de la zona no saturada en la cuenca del arroyo del Águila, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 4º Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, Memorias, Vol. 3: 1246-1259.

MAH-FICH UNL, 2006. Sistema de Alerta Hidrometeorológica de la Cuenca Inferior del Río Salado (1º Etapa). Informe Final del Convenio Ministerio de Asuntos Hídricos de la Provincia de Santa Fe -Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas de la Universidad Nacional del Litoral. 104pp.

Malán, J., Mariño, E. y Casagrande, G. 1993. Aplicación de distintos métodos para la estimación de la infiltración en áreas medanosas. V Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Actas, Tomo II (51-54).

Malán, J., Mariño, E. y Casagrande, G. 1997. Estimación de la infiltración eficaz en dos sectores del acuífero Santa Rosa-Anguil, Provincia de la Pampa. III Seminario Hispano Argentino sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea y I Congreso Nacional de Hidrogeología. Bahía Blanca. Tomo I (153-163)

Malán, J. y Mariño, E. 1999. Algunas evidencias de la ocurrencia de recarga indirecta en un sector del Sureste pampeano. Revista del Instituto Superior de Correlación Geológica - CONICET - Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo - Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica Nro. 113 (387-395).

Marano, R.; M. Pilatti; P. Weidmann y C. Pecorari (1996). Riego Suplementario en el centro de Santa Fe I. Respuesta productiva del maíz para silaje. Publicación Miscelánea N°77 EEA INTA Rafaela.

Mariño, E. y Bonorino A., 1995. Estimación de la infiltración en un acuífero en ambiente medanoso a partir de mediciones periódicas del nivel freático. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas IV (405-408).

Mc Mahon G.A., Rnalsley T.M., Barclay D.F., Coram J., Foster L.M., Jaycock J., Hillier J.R. and Kellett J. R., 2002. Aquifer recharge in the great artesian basin of Queensland. IAH International Conference "Balancing the groundwater Budget" Darwin, Australia. Versión CD.

Merlo, D.; Rodrigues Capítulo, L.; Kruse, E.; Laurencena, P.; Deluchi, M. y Rojo, A. 2011. Evaluación de la recarga del acuífero freático en un área de Llanura. Actas VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Hidrogeología Regional y Exploración Hidrogeológica. Salta, Argentina, 2011. CD: 213-219.

Missteat, B., Brown, L. y Jhonston, P. 2009. Estimation of groundwater recharge in a major sand and gravel aquifer in the Ireland using multiple approaches. Hydrogeology Journal 17: 693-706.

Mook, W. 2000. Environmental isotopes in the hydrological cycle. Principles and applications. UNESCO-IAEA Series. Vol1. 280pp.

Mosconi, F., Priano, L., Hein, N., Moscatelli, G., Salazar, J., Gutiérrez, T. y Cáceres, L. 1981. Mapa de Suelos de la Provincia de Santa Fe. Tomo I-1981. INTA-MAG. 246pp.

Ortiz, C., Muñoz, J. y Fernández, F. 2004. Estimación de la recarga en acuíferos en cuencas desérticas. XXXIII IAH y 7° ALHSUD Congress Groundwater Flow Understanding. Zacatecas, México. Versión CD.

Panigatti, J. 1986. Consideraciones sobre el clima del centro-oeste de la provincia de Santa Fe. EEA INTA Rafaela. Bol. Int. Divulgaciones. Nro. 15, 29 pp.

Paris, M., Tujchneider, O., D'Elia, M., Perez, M. y Fili, M. 1998. Estudio de la interacción entre el sistema hídrico subterráneo y las actividades industriales de la ciudad de Esperanza (provincia de Santa Fe, Argentina). Primera fase. Libro del XVII Congreso Nacional del Agua y II Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur. Tomo: III: 80-89.

Paris M. 2010. Métodos estadísticos multivariados aplicados en Hidrología Subterránea. Tesis de Doctorado en Ciencias Geológicas (Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto). 173pp. Inédita

Rasmussen, W. y Andreasen, G. 1959. Hydrologic budget of the Beaverdam Creek Basin, Maryland. US Geological Service Water –Supply. Paper N°142: 106pp.

Risser, D., Gburek, W. y Folmar, G. 2009. Comparison of recharge estimates at a small watershed in east-central Pennsylvania, USA. Hydrogeology Journal 17: 287-298.

Robins, N. S. 1998. Recharge: the key to groundwater pollution and aquifer vulnerability. In: Robins N.S. (ed.) Groundwater Pollution, Aquifer Recharge and Vulnerability. Geological Society, London, Especial Publication, 130 (1-5).

Russo, A.; Ferello, R. Y Chebli, G. 1979. Llanura Chaco Pampeana. En: Geología Regional Argentina. Volumen I (139-183). Academia Nacional de Ciencias.

Samper Calvete, F. J., 1997. Métodos de evaluación de la recarga por lluvia por balance de agua: utilización, calibración y errores. Seminario La evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica. Las Palmas de Gran Canaria. AIH-GE (41-81).

Samper Calvete, F. J., 1997. Evaluación de la recarga por lluvia mediante balances de agua: utilización, calibración e incertidumbres. Boletín Geológico y Minero de España. Vol. 109-4 (347-370).

Sanford, W. 2002. Recharge and groundwater models: an overview. Hydrogeology Journal. Vol. 10, Number 1(110-120).

Scanlon, B.; Healy, R. y Cook, P. 2002. Choosing appropriate techniques to quantifying groundwater recharge. Hydrogeology Journal. Vol. 10, Number 1(18-39).

Sharma, M. (ed) 1989. Groundwater Recharge. Proceedings of the Symposium on Groundwater Recharge. Mandurah. 6-9 July 1987. Balkema, Rotterdam. 323pp.

Sharma, M. 1989. Use of applied tracers in studies of natural groundwater recharge. Groundwater Recharge. In: Proceedings of the Symposium on Groundwater Recharge. Balkema, Rotterdam. (11-23).

Sibanda, T., Nonner, J. y Uhlenbrook, S. 2009. Comparison of groundwater recharge estimation methods for the semi-arid Nyamandhlovu area, Zimbabwe. Hydrogeology Journal 17: 1427-14417.

Simmers, I. 1988. Estimation of natural groundwater recharge. Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on estimating of natural recharge of groundwater. Antalya, Turkey. 8-15 March 1987. 510pp.

Simmers, I. 1998. Groundwater recharge: an overview of estimation 'problems' and recent developments. In: Robins N.S. (ed.) Groundwater Pollution, Aquifer Recharge and Vulnerability. Geological Society, London, Especial Publication, 130 (1-5).

Simmers, I. 1990. Aridity, groundwater recharge and water resources management. In: Lerner, Issar y Simmers (eds) A guide to understanding and estimating natural recharge. Part I: 1-20.

Schulz, C. y Castro, E. 2005. Estimación de la infiltración eficaz en el sector medanoso del Noreste de La Pampa mediante distintos métodos. Actas IV Congreso Argentino de Hidrogeología, Rio Cuarto, Argentina. Tomo II (105-112).

Thornthwaite, C. y Mather, J. 1955. The Water Balance. Publications in Climatology. Volume VIII. Number 1. Drexel Institute of Technology. Laboratory of Climatology. Centerton, New Jersey.

Tujchneider, O., Fili, M. y Risiga, A. 1979. Contribución al conocimiento geohidroquímico e hidrogeológico del Departamento General Obligado (Provincia de Santa Fe, República Argentina). Publicación del Departamento de Hidrología General y Aplicada. Universidad Nacional del Litoral.

Tujchneider, O.; Paris, M.; Fili, M.; D'Elia, M. y Perez, M. 1998. Protección de aguas subterráneas. Caso de estudio: ciudad de Esperanza (República Argentina). Primera fase: Diagnóstico del sistema. Memorias IV Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. Volumen 2 (805-821).

Tujchneider, O., Paris, M., D'Elia, M., Perez, M. y Fili, M. 2000. Modelo de gestión de los recursos hídricos subterráneos en el centro-oeste de la provincia de Santa Fe-Argentina. Libro de Resúmenes y CD Rom I Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas.

Tujchneider, O. 2001. Sistemas hidrogeológicos en áreas de llanura: Cuenca Inferior de Los Saladillos, provincia de Santa Fe. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Universidad Nacional del Litoral. (Inédito).

Tujchneider, O., Paris, M., D'Elia, M. y Perez, M. 2002. Modelo de gestión de los recursos hídricos subterráneos en el centro-oeste de la provincia de Santa Fe-Argentina. Revista latinoamericana de Hidrogeología. N° 2: 91-102.

Tujchneider, O., Paris, M., Perez, M. y D'Elia, M. 2003. Gestión integradas de los recursos hídricos subterráneos. Sustentabilidad en la explotación de acuíferos en Esperanza, Santa Fe, Argentina. Simposio sobre el agua y la ciudad sostenible: Hidrogeología urbana. Publicación del Instituto Geológico y Minero de España. Serie Hidrogeología y Aguas subterráneas N°11:267-273.

Tujchneider, O., Paris, M., Perez, M. y D'Elia, M. 2005. Singularidad constitutiva de sistemas geohidrológicos de llanura y la gestión de los recursos hídricos subterráneos. Revista latinoamericana de Hidrogeología. Vol.5: 117-121.

Tujchneider O., Pérez, M., Paris, M. y D'Elía, M. 2005. Deterioro de fuentes de agua subterránea por ascenso de agua salada. Actas IV Congreso Argentino de Hidrogeología: 217-226. Río Cuarto, Córdoba, Argentina, Octubre de 2005.

U.S. SoilConservationService, 1966. Diseño de presas pequeñas. Bureau of Reclamation. 639pp.

Usunoff, E., Varni, M., Rivas, R. y Weinzettel, P. 2000. Aspectos hidrogeológicos de relevancia de la llanura pampeana en el centro de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. Libro de Resúmenes y CD Rom I Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas. Fortaleza, Brasil.

Usunoff, E. 2002. Framework for assessment hydrogeology of large plains. XXXII IAH y VI ALHSUD Congress Groundwater and Human Developments. Actas (2039-2042) Mar del Plata. Argentina.

Varni, M. 2002. Determinación de la recarga mediante el método de fluctuación del nivel freático: Aplicación en el centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina. XXXII IAH y VI ALHSUD Congress Groundwater and Human Developments. Actas (1525-1531) Mar del Plata. Argentina.

Varni, M. 2005. Algunos aspectos de un modelo conceptual del acuífero del Arroyo Azul Provincia de Buenos Aires. Actas IV Congreso Argentino de Hidrogeología, Río Cuarto, Argentina. Tomo I (109-118).

Vries J. y Simmers, I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. Hydrogeology Journal, Vol.10, Number 1 (5-17).

Wasenius S., Forestello S., Karlin U., Zapata R. y Coirini R., 2004. Alternativas de sustentabilidad del bosque nativo del Espinal. Caracterización Social, Económica y Ambiental del Espinal de Santa Fe. Cartilla Nro: 1 del Proyecto de Investigación Aplicada a los Recursos Forestales Nativos (PIARFON). Proyecto N°ARG / 99 / 11 del Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD). Universidad Nacional de Entre Ríos, Universidad Nacional del Litoral y Universidad Nacional de Córdoba. 19pp.

Wasenius S., Forestello S., Karlin U., Zapata R. y Coirini R., 2004. Alternativas de sustentabilidad del bosque nativo del Espinal. Caracterización Social, Económica y Ambiental del Espinal de Santa Fe. Cartilla Nro: 2 del Proyecto de Investigación Aplicada a los Recursos Forestales Nativos (PIARFON). Proyecto N°ARG / 99 / 11 del Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD). Universidad Nacional de Entre Ríos, Universidad Nacional del Litoral y Universidad Nacional de Córdoba. 47pp.

Walker G., Cook P. and Gilfedder M. 2001. Recharge/Discharge determination. Australian Groundwater School. Fundamentals of groundwater sciences, technology and management. Vol.2 – Technology. Centre for Groundwater Studies (377-412).

Weinzettel, P. y Usunoff, E. 1999. Hidrodinámica de la zona no saturada en suelos argiudoles de la cuenca del arroyo del Azul. Revista del Instituto Superior de Correlación Geológica - CONICET - Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo - Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica Nro. 113 (297-305).

Weinzettel, P. y Usunoff, E. 2001. Cálculo de la recarga mediante la aplicación de la ecuación de Darcy en la zona no saturada. Las Caras del Agua Subterránea (Medina y Carrera eds.) IGME. Temas Aguas Subterráneas (225-231).

Weinzettel, P., Usunoff, E. y Vives, L. 2002. Groundwater recharge estimation from studies of the unsaturated zone. XXXII IAH y VI ALHSUD Congress Groundwater and Human Developments. Actas (731-738) Mar del Plata. Argentina.

www.hidricosargentina.gov.ar/sistema_red_nacional.php. Portal de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación.

www.aguadesantafe.gov.ar. Sitio web de la empresa Aguas de Santa Fe S.A.

<http://www.santafe.gov.ar/index.php/web/content/view/full/119659/>. Portal del Gobierno de la Provincia de Santa Fe

<http://obio.ambiente.gob.ar/espinal>. Portal del Observatorio Nacional de Biodiversidad de la Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Jefatura de Gabinete de Ministros de la Presidencia de la Nación

<http://www.avespampa.com.ar>. Portal de “Aves de la Llanura Pampeana” de Jorge Martín Spinuza.

<http://www.e-esperanza.gov.ar>. Portal de la Municipalidad de la ciudad de Esperanza.

<http://www.humboldt.gov.ar>. Portal de la Comuna de Humboldt

<http://www.conae.gov.ar>. Portal de la Comisión Nacional de Actividades Espaciales.

Anexo I

Información disponible y generada

Tabla 4.2. Temperaturas media mensual. Estación Hidrometeorológica FICH-UNL Santa Fe

	Temperaturas medias mensuales (°C)									
	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011
Enero		27,7	27,5	27,0	28,2	25,4	26,7	24,8	27,8	27,2
Febrero		25,1	24,9	26,0	25,4	25,0	25,2	23,7	26,2	25,1
Marzo		23,2	24,1	23,0	21,7	22,6	23,1	23,2	24,8	23,7
Abril		18,6	20,8	18,9	20,3	20,2	19,4	20,9	18,5	20,9
Mayo		16,8	13,8	16,7	14,4	13,5	16,1	17,9	16,0	16,3
Junio		15,2	14,3	15,2	14,7	10,9	10,8	11,2	13,5	12,0
Julio		11,3	13,9	12,7	15,2	9,2	16,0	10,8	11,7	11,9
Agosto		12,7	15,5	13,7	13,4	10,5	14,6	16,6	13,1	13,2
Septiembre	16,8	16,2	18,3	12,6	16,5	17,3	16,2	15,2	16,7	
Octubre	20,9	20,9	19,5	17,3	21,8	20,4	20,3	20,7	18,1	
Noviembre	23,2	23,4	22,4	22,9	22,6	21,8	24,9	24,7	22,5	
Diciembre	24,0	23,6	25,2	24,0	25,6	24,7	26,5	25,1	26,1	

Tabla 4.3. Precipitaciones mensuales. Estación Hidrometeorológica FICH-UNL Santa Fe

	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
Enero		55,6	60,3	184,5	135,4	80,2	65	190,3	99,6	116,3	96,6	49,8	124,3	153,3	74,5
Febrero		100,1	113,1	90,3	30,2	264,8	61,9	75,7	168,3	98,8	183,2	154,1	357,3	173,8	157,45
Marzo		199,8	109,3	110,2	144,5	128,8	111,6	353,2	175,3	551,5	65,3	213,4	164,5	139,7	135,25
Abril		218,3	383,8	123,6	138,5	206,9	284,9	122,6	36,9	110,5	44	56,3	79,1	68,7	
Mayo		23,5	175,7	13,5	60,9	84,2	10,3	15,7	7,4	38,9	48,7	35,7	79,9	104,7	
Junio		48,2	6,4	98,3	0,6	7,3	24	81,5	118,5	31,9	4,5	11,4	4,9	56,4	
Julio		52,2	51,9	3,6	42,2	37,4	8	20	10,9	1,7	2,5	58,2	13,7	32,2	
Agosto		10,8	46,3	74	33,4	85,1	1,6	23,7	8,4	22,2	0,5	2,8	4,5	37,1	
Septiembre		25,1	66,1	75,2	115,3	48,3	15,6	18	8,4	113,1	28,2	84,7	67,1	15,4	
Octubre	47,3	10,6	157,2	201,4	182,7	76,7	66	84,3	90,1	137,6	82	80,6	57,2	227,2	
Noviembre	92,5	26,8	338	99,1	253,6	36,9	157,3	124,5	127,6	9,9	107,5	222,2	40,9	148,9	
Diciembre	98,7	101,5	104,9	92,7	227,1	145,2	188,6	39,7	356,6	158,7	7,1	242,2	105	38,0	

Tabla 4.6. Registros de profundidad del nivel de agua subterránea

Fecha	Profundidad del nivel de agua subterránea (m)			
	PM1	PM2	PM3	PM4
09/02	7,85	7,92	8,79	7,49
04/03	6,87	7,13	7,08	6,13
09/03	5,67	5,71	6,16	4,63
09/03	5,64	5,69	6,12	4,64
10/03	5,61	5,67	6,27	4,66
10/03	5,65	5,76	6,34	4,73
12/03	5,95	5,97	6,76	5,04
04/04	6,60	6,73	7,65	6,03
09/04	6,83	6,88	7,99	6,85
05/05	4,54	4,62	5,90	4,66
04/06	5,59	5,59	7,40	--
06/06	5,65	5,67	7,67	6,81

(--) sin registro

Tabla 4.7. Registros de profundidades de agua subterránea PM5 y PM6

Fecha	PM6	PM5
	Profundidad (m)	Profundidad (m)
20/08/2002	9,25	9,18
21/08/2002	9,25	9,18
22/08/2002	9,25	9,19
23/08/2002	9,25	9,15
24/08/2002	9,25	9,15
09/09/2002	9,25	9,18
10/09/2002	9,25	9,19
11/09/2002	9,27	9,21
12/09/2002	9,30	9,22
13/09/2002	9,30	9,20
16/09/2002	9,23	9,20
17/09/2002	9,31	9,24
18/09/2002	9,25	9,19
19/09/2002	9,32	9,25
20/09/2002	9,33	9,25
23/09/2002	9,31	9,25
24/09/2002	9,32	9,24
25/09/2002	9,33	9,26
26/09/2002	9,39	9,28
28/09/2002	9,38	9,30
29/09/2002	9,35	9,28
01/10/2002	9,33	9,26
02/10/2002	9,36	9,28
04/10/2002	9,38	9,33
07/10/2002	9,36	9,32
08/10/2002	9,37	9,30
09/10/2002	9,37	9,30

10/10/2002	9,39	9,30
13/10/2002	9,37	9,30
14/10/2002	9,39	9,32
15/10/2002	9,38	9,30
18/10/2002	9,42	9,31
21/10/2002	9,43	9,34
22/10/2002	9,41	9,31
23/10/2002	9,36	9,26
24/10/2002	9,37	9,26
25/10/2002	9,37	9,26
31/10/2002	9,36	9,26
02/11/2002	9,37	9,32
04/11/2002	9,37	9,31
05/11/2002	9,38	9,31
08/11/2002	9,39	9,30
11/11/2002	9,35	9,26
12/11/2002	9,35	9,26
13/11/2002	9,38	9,27
14/11/2002	9,36	9,26
15/11/2002	9,39	9,29
18/11/2002	9,36	9,27
19/11/2002	9,33	9,25
20/11/2002	9,39	9,32
21/11/2002	9,39	9,32
25/11/2002	9,30	9,24
26/11/2002	9,30	9,24
03/12/2002	9,16	9,13
16/12/2002	9,01	8,97
17/12/2002	9,03	8,96
18/12/2002	9,03	8,95
10/03/2003	8,14	8,12
11/03/2003	8,14	8,12
12/03/2003	8,14	8,08
13/03/2003	8,10	8,07
18/03/2003	8,06	7,96
21/03/2003	8,05	7,93
25/03/2003	7,97	7,88
26/03/2003	7,93	7,85
03/04/2003	7,84	7,78
07/04/2003	7,80	7,75
11/04/2003	7,77	7,70
16/04/2003	7,70	7,62
22/04/2003	7,55	7,53
25/04/2003	7,33	7,38
06/05/2003	6,76	6,77
09/05/2003	6,68	6,70
14/05/2003	6,58	6,60
16/05/2003	6,58	6,52
19/05/2003	6,55	6,51
23/05/2003	6,53	6,48

26/05/2003	6,47	6,42
30/05/2003	6,49	6,41
03/06/2003	6,51	6,44
06/06/2003	6,50	6,43
13/06/2003	6,47	6,40
16/06/2003	6,45	6,35
19/06/2003	6,41	6,36
26/06/2003	6,47	6,38
01/07/2003	6,47	6,41
08/07/2003	6,44	6,38
14/07/2003	6,42	6,38
21/07/2003	6,60	6,51
28/07/2003	6,64	6,52
04/08/2003	6,53	6,42
14/08/2003	6,45	6,35
21/08/2003	6,34	6,32
25/08/2003	6,35	6,28
29/08/2003	6,28	6,36
01/09/2003	6,25	6,30
10/09/2003	6,47	6,35
13/09/2003	6,41	6,31
15/09/2003	6,43	6,35
17/09/2003	6,42	6,33
25/09/2003	6,53	6,43
14/10/2003	6,49	6,42
17/10/2003	6,54	6,44
25/10/2003	6,61	6,51
28/10/2003	6,65	6,57
31/10/2003	6,64	6,55
03/11/2003	6,67	6,61
07/11/2003	6,74	6,64
11/11/2003	6,63	6,56
13/11/2003	6,81	6,70
09/12/2003	6,85	6,79
13/12/2003	6,92	6,84
15/12/2003	6,91	6,84
17/12/2003	6,98	6,86
20/12/2003	7,05	6,92
05/01/2004	6,93	6,85
16/01/2004	7,18	7,06
30/01/2004	7,42	7,26
09/02/2004	7,42	7,35
16/02/2004	7,57	7,47
26/02/2004	7,66	7,55
04/03/2004	7,70	7,62
10/03/2004	7,79	7,66
17/03/2004	7,72	7,62
23/03/2004	7,76	7,67
05/04/2004	7,79	7,67
13/04/2004	7,81	7,70

20/04/2004	7,76	7,62
27/04/2004	7,69	7,59
03/05/2004	7,70	7,58
10/05/2004	7,58	7,48
18/05/2004	7,57	7,51
26/05/2004	7,57	7,50
31/05/2004	7,59	7,50
07/06/2004	7,72	7,61
10/06/2004	7,82	7,70
17/06/2004	7,93	7,83
06/07/2004	7,94	7,85
13/07/2004	7,94	7,83
20/07/2004	7,94	7,93
27/07/2004	8,16	8,02
06/08/2004	8,32	8,18
18/08/2004	8,36	8,21
03/09/2004	8,40	8,26
14/09/2004	8,33	8,24
04/10/2004	8,42	8,36
13/10/2004	8,42	8,37
22/10/2004	8,47	8,42
29/10/2004	8,48	8,41
02/11/2004	8,53	8,45
11/11/2004	8,59	8,49
15/11/2004	8,59	8,51
18/11/2004	8,60	8,51
22/11/2004	8,56	8,47
25/11/2004	8,67	8,56
29/11/2004	8,61	8,53
02/12/2004	8,62	8,52
09/12/2004	8,62	8,50
03/02/2005	8,65	8,57
08/02/2005	8,56	8,51
22/02/2005	8,61	8,57
03/08/2005	8,80	8,74
16/03/2005	8,37	8,29
22/03/2005	8,17	8,14
18/04/2005	7,42	7,41
24/05/2005	7,02	6,96
06/06/2005	7,14	7,04
15/06/2005	7,12	7,04
30/06/2005	7,10	7,03
10/07/2005	7,12	7,05
22/07/2005	7,12	7,05
13/08/2005	7,17	7,09
02/09/2005	7,20	7,13
14/09/2005	7,27	7,23
28/09/2005	7,30	7,38
05/10/2005	7,38	7,42
19/10/2005	7,45	7,46

06/11/2005	7,51	7,48
15/11/2005	7,55	7,51
18/11/2005	7,58	7,52
06/12/2005	7,63	7,57
20/12/2005	7,63	7,59
24/03/2006	8,00	7,97
30/03/2006	8,80	8,50
05/04/2006	8,40	8,70
13/04/2006	8,50	8,18
28/04/2006	8,30	8,24
19/05/2006	8,40	8,33
29/05/2006	8,32	8,32
05/06/2006	8,31	8,33
20/06/2006	8,30	8,35
28/06/2006	8,34	8,39
29/08/2006	8,74	8,69
29/08/2006	8,74	8,69
05/10/2006	9,60	9,30
20/10/2006	9,30	9,40
08/11/2006	9,11	9,14
27/12/2006	6,40	6,74
07/02/2007	7,20	7,06
14/02/2007	7,26	7,14
22/02/2007	7,27	7,19
02/03/2007	7,14	7,06
08/03/2007	6,62	6,58
16/03/2007	6,42	6,33
23/03/2007	6,25	6,16
09/04/2007	4,00	3,82
16/04/2007	4,13	3,98
24/04/2007	4,27	4,13
02/05/2007	4,26	4,18
10/05/2007	4,26	4,13
22/05/2007	4,38	4,30
13/07/2007	4,28	4,25
19/07/2007	4,30	4,30
27/07/2007	4,54	4,51
10/08/2007	4,58	4,59
17/08/2007	4,66	4,62
01/09/2007	4,74	4,66
06/09/2007	4,72	4,65
13/09/2007	4,58	4,52
28/09/2007	4,57	4,46
04/10/2007	4,54	4,43
19/10/2007	4,59	4,55
26/10/2007	4,67	4,62
01/11/2007	4,66	4,56
13/11/2007	4,65	4,65
20/11/2007	4,85	4,80
05/12/2007	5,00	4,98

21/02/2008	5,83	5,80
28/02/2008	5,84	5,82
07/03/2008	5,89	5,87
05/04/2008	6,10	6,09
15/04/2008	6,23	6,22
25/04/2008	6,37	6,32
09/05/2008	6,45	6,41
24/05/2008	6,56	6,57
09/06/2008	6,65	6,65
03/07/2008	6,80	6,80
10/07/2008	6,86	6,85
17/07/2008	6,93	6,92
30/07/2008	7,04	7,02
21/08/2008	7,22	7,20
28/08/2008	7,28	7,25
04/09/2008	7,36	7,35
11/09/2008	7,33	7,33
18/09/2008	7,40	7,39
25/09/2008	7,50	7,47
02/10/2008	7,42	7,46
27/10/2008	7,42	7,50
31/10/2008	7,53	7,54
07/11/2008	7,55	7,59
17/11/2008	7,67	7,68
02/12/2008	7,78	7,82
18/12/2008	8,03	7,99
22/12/2008	7,85	7,99
05/03/2009	8,32	8,30
10/03/2009	8,23	8,26
13/03/2009	8,28	8,26
18/03/2009	8,28	8,27
23/03/2009	8,30	8,36
27/03/2009	8,35	8,38
01/04/2009	8,46	8,45
03/04/2009	8,43	8,45
06/04/2009	8,36	8,41
14/05/2009	8,35	8,38
17/04/2009	8,39	8,45
24/04/2009	8,39	8,43
29/04/2009	8,36	8,39
05/05/2009	8,40	8,42
13/05/2009	8,42	8,44
28/05/2009	8,48	8,52
04/06/2009	8,81	8,76
11/06/2009	8,83	8,79
17/06/2009	8,84	8,79
01/07/2009	8,85	8,83
08/07/2009	8,92	8,93
27/07/2009	8,97	9,00
10/08/2009	9,06	9,10

12/08/2009	9,20	9,21
19/08/2009	9,21	9,23
25/08/2009	9,27	9,26
02/09/2009	9,39	9,41
09/09/2009	9,46	9,42
06/09/2009	9,43	9,42
23/09/2009	9,42	9,43
30/09/2009	9,43	9,47
07/10/2009	9,52	9,52
14/10/2009	9,57	9,55
16/10/2009	9,61	9,58
21/10/2009	9,63	9,63
28/10/2009	9,63	9,62
01/11/2009	9,68	9,68
11/11/2009	9,68	9,67
18/11/2009	9,62	9,65
21/11/2009	9,64	9,64
26/11/2009	9,60	9,61
09/12/2009	9,63	9,62
18/12/2009	9,59	9,61
29/01/2010	8,87	8,84
03/02/2010	8,85	8,82
16/02/2010	8,81	8,77
18/02/2010	8,81	8,77
20/02/2010	8,75	8,73
22/02/2010	8,73	8,64
24/02/2010	8,53	8,49
26/02/2010	8,51	8,47
03/03/2010	8,41	8,36
10/03/2010	8,28	8,25
24/03/2010	8,21	8,18
31/03/2010	8,10	8,11
08/04/2010	7,98	7,99
15/04/2010	7,98	8,00
22/04/2010	7,99	7,99
30/04/2010	8,04	8,00
06/05/2010	8,11	8,14
13/05/2010	8,13	8,11
21/05/2010	8,16	8,08
28/05/2010	8,16	8,11
03/06/2010	8,09	8,07
10/06/2010	8,13	8,14
18/06/2010	8,26	8,22
23/07/2010	8,58	8,60
06/08/2010	8,62	8,65
19/08/2010	8,70	8,71
26/08/2010	8,74	8,76
03/09/2010	8,83	8,81
09/09/2010	8,85	8,84
16/09/2010	8,86	8,84

23/09/2010	8,86	8,86
29/09/2010	9,01	9,02
08/10/2010	9,06	9,04
15/10/2010	9,16	9,13
22/10/2010	9,16	9,16
27/10/2010	9,13	9,04
03/11/2010	9,00	9,04
10/11/2010	9,11	9,11
17/11/2010	9,25	9,27
02/12/2010	9,33	9,35
14/12/2010	9,40	9,41
15/02/2011	9,72	9,73
22/02/2011	9,70	9,72
01/03/2011	9,69	9,68
09/03/2011	9,34	9,72
16/03/2011	9,71	9,71
23/03/2011	9,69	9,67
07/04/2011	9,68	9,68
15/04/2011	9,69	9,69
25/04/2011	9,70	9,74
13/05/2011	9,75	9,81
23/05/2011	9,80	9,82
02/06/2011	9,81	9,76
15/06/2011	9,78	9,70
24/06/2011	9,72	9,64
15/07/2011	9,65	9,64
22/07/2011	9,62	9,61
04/08/2011	9,60	9,57
12/08/2011	9,59	9,58
26/08/2011	9,59	9,60

Tabla 4.8. Registros de profundidades del nivel de agua subterránea

Fecha		SRE-N PNAS (m)	SRE-S PNAS (m)	MER-N PNAS (m)	MER-S PNAS (m)	FCA-E PNAS (m)	FCA-O PNAS (m)	CEM-E PNAS (m)	CEM-O PNAS (m)
	A	5,02	4,94	3,82	3,92	4,89	4,83	2,25	1,96
2007	S	5,07	4,95	3,84	3,94	--	--	1,80	1,56
	O	4,97	4,93	3,85	3,97	5,29	4,79	1,80	1,61
	N	--	--	--	--	5,44	5,70	--	--
	D	--	--	--	--	5,73	6,34	--	--
2008	E	--	--	--	--	6,03	7,12	--	--
	F	6,60	6,38	5,10	5,35	6,10	7,03	3,08	2,93
	M	6,85	6,66	5,27	5,53	6,05	6,91	3,17	3,03
	A	7,15	6,94	5,42	5,72	6,16	7,08	3,40	3,28
	M	7,66	7,49	5,73	6,03	6,20	7,16	3,68	3,53
	J	7,84	7,69	5,81	6,13	6,22	7,22	3,76	3,58
	J	8,07	7,93	5,94	6,26	6,25	7,28	3,94	3,66
	A	8,35	8,22	6,09	6,42	6,32	7,35	4,11	3,75
	S	8,62	8,50	6,27	6,61	6,41	7,46	4,33	3,85

	O	8,82	8,71	6,41	6,77	6,46	7,52	4,52	3,95
	N	--	--	--	--	--	--	--	--
	D	--	--	--	--	--	--	--	--
2009	E	--	--	--	--	--	--	--	--
	F	--	--	--	--	--	--	--	--
	M	--	--	--	--	--	--	--	--
	A	--	--	--	--	--	--	--	--
	M	--	--	--	--	--	--	--	--
	J	--	--	--	--	--	--	--	--
	J	9,74	11,17	8,28	8,09	6,93	6,86	6,32	6,20
	A	9,88	11,29	8,33	8,15	6,91	6,87	6,41	6,29
	S	10,02	11,42	8,45	8,27	6,97	6,90	6,51	6,41
	O	10,17	11,42	8,54	8,38	6,97	6,92	6,62	6,51
	N	10,10	11,43	8,66	8,49	7,03	6,97	6,72	6,60
	D	9,99	11,28	8,62	8,43	6,50	6,44	6,45	6,23
2010	E	9,55	10,77	8,09	7,90	5,84	5,74	5,65	5,50
	F	9,07	10,32	7,41	7,23	5,75	5,47	5,20	4,96
	M	8,56	9,79	6,61	6,38	5,43	5,32	4,53	4,39
	A	8,47	9,55	6,34	6,12	5,65	5,59	4,49	4,38
	M	--	9,13	6,41	6,15	5,79	5,73	4,51	4,51
	J	--	9,10	6,49	6,26	5,83	5,78	4,67	4,67
	J	--	9,26	6,60	6,39	5,96	5,91	4,79	4,74
	A	--	9,35	6,73	6,52	6,05	6,02	4,93	4,89
	S	--	9,46	6,84	6,66	6,13	6,10	5,13	5,02
	O	--	9,59	6,98	6,82	6,23	6,21	5,29	5,18
	N	--	9,86	7,12	7,00	6,41	6,40	5,36	5,41
	D	--	10,15	7,29	7,20	6,58	6,56	5,79	5,65
2011	E	--	10,43	7,52	7,40	6,73	6,73	6,06	5,91
	F	--	10,60	7,63	7,56	6,67	6,65	6,22	6,03
	M	--	10,68	7,71	7,65	6,67	6,67	6,32	6,16
	A	--	10,78	7,75	7,72	6,64	6,64	6,47	6,30

(--) sin registro

Tabla 4.10. Determinaciones isotópicas agua de lluvia estación FICH-UNL

Año	Mes	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰	Tritio (UT)
1998	O	-1,6	7	
	N	-0,5	12	
	D	-5,7	-33	
1999	E	-3,8	-22	
	F	-3,9	-18	
	M	-9,2	-58	
	A	-6,8	-41	
	M	-3	-8	
	J	-8	-55	
	J	-4,4	-22	
	A	-1,3	4	
	S	0,8	14	
	O	0	10	

	N	-0,4	11	
	D	-5	-31	
2000	E	1	-0,4	8,7
	F	-5,6	-33	7,9
	M	-9,3	-66	5,3
	A	-5,6	-30	5,3
	M	-8	-51	6
	J	-4,8	-22	7,1
	J	-5,5	-27	7,4
	A	-1,1	5	15,5
	S	-3,2	-12	12,6
	O	-1,5	7	11,9
	N	-4,8	-28	21,5
	D	-4,2	-21	14,5
2001	E	-8,9	-62	13,9
	F	-7,8	-52	9,2
	M	-9,1	-62	12,2
	A	-6	-34	6,2
	M	-4,9	-21	3,3
	J	-4,6	-22	5,4
	J	-3,5	-9	
	A	-2,7	-8	9,3
	S	-4,9	-26	4,4
	O	-4,9	-33	4,9
	N	-4,1	-19	4,7
	D	-2,9	-9	6,8
2002	E	-7	-47	3,8
	F	-4,7	-27	4,1
	M	-8,9	-62	3,4
	A	-4,7	-26	3,8
	M	-6,1	-35	3,9
	J	--	--	
	J	-6,1	-35	9
	A	-1,8	-1	3,7
	S	-1,6	7	4,1
	O	-2,7	-5	3,9
	N	-4,5	-22	
	D	-6,3	-36	
2003	E	-4,2	-22	
	F	-6,7	-44	
	M	-9,2	-63	
	A	--	--	
	M	-7	-42	
	J	-1,6	-6	

	J	-2,7	-4	
	A	-1,2	6	
	S	-1,9	-2	
	O	-5,3	-31	
	N	-1,9	-5	
	D	-4,1	-19	
2004	E	--	--	
	F	--	--	
	M	--	--	
	A	--	--	
	M	--	--	
	J	--	--	
	J	--	--	
	A	--	--	
	S	--	--	
	O	--	--	
	N	-5,8	-30	
	D	-4,6	-17	
2005	E	-6,8	-37	
	F	-4,0	-22	
	M	-9,2	-60	
	A	-6,6	-39	
	M	-6,6	-37	
	J	-3,5	-11	
	J	-2,2	2	
	A	-2,9	-3	
	S	-1,0	12	
	O	-2,6	-1	
	N	-4,6	-18	
	D	-2,0	-5	
2006	E	--	--	
	F	--	--	
	M	-5,5	-30	
	A	-6,2	-36	
	M	-3,1	-11	
	J	-4,9	-24	
	J	-3,2	-8	
	A	--	--	
	S	-0,8	14	
	O	--	--	
	N	-2,8	-4	
	D	-9,0	-56	
2007	E	--	--	
	F	-6,7	-38	

	M	-6,4	-36	
	A	-6,8	-34	
	M	-7,9	-44	
	J	-8,7	-53	
	J	--	--	
	A	-3,2	-5	
	S	-0,6	13	
	O	-4,0	-14	
	N	-1,7	-1	
	D	-2,5	0	
2008	E	-4,5	-21	
	F	-4,1	-16	
	M	-5,1	-28	
	A	-6,4	-42	
	M	-4,7	-26	
	J	--	--	
	J	--	--	
	A	--	--	
	S	-2,5	0	
	O	-2,5	0	
	N	--	--	
	D	--	--	
2009	E	--	--	
	F	--	--	
	M	-5,9	-32	
	A	-7,2	-49	
	M	-7,5	-43	
	J	--	--	
	J	-7,1	-41	
	A	--	--	
	S	-4,1	-16	
	O	-4,8	-21	
	N	-6,5	-36	
	D	-7,8	-48	
2010	E	--	--	
	F	-7,2	-41	
	M	-6,6	-36	
	A	-5,0	-16	
	M	-6,6	-35	
	J	--	--	
	J	--	--	
	A	--	--	
	S	-2,1	1	
	O	-1,4	11	

	N	-1,9	0	
	D	-3,5	-7	
2011	E	-7,7	-46	
	F	-8,7	-57	
	M	-6,1	-31	
	A	-6,7	-35	
	M	-6,1	-30	
	J	-3,5	-11	
	J	--	--	
	A	--	--	
	S	--	--	
	O	-4,8	-19	
	N	-4,1	-14	
	D	--	--	
2012	E	-4,3	-17	
	F	-7,3	-46	
	M	-7,8	-52	

(--) sin registro

Tabla 4.11. Determinaciones isotópicas en el agua subterránea

Pozo	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰	Tritio (UT)	Laboratorio
PM2	-5,97	-33,65	<0,8	EIL-WCGR-UW
PM1	-6,35	-34,92	3,2	EIL-WCGR-UW
PM3	-6,17	-34,16	<0,8	EIL-WCGR-UW
PM4	-6,07	-33,41	<0,8	EIL-WCGR-UW
PM5	-6,72	-36,99	3,9	EIL-WCGR-UW
PM6	-6,12	-33,06	<0,8	EIL-WCGR-UW
E6	-6,07	-32,30	1,3	EIL-WCGR-UW
S20	-5,84	-30,78	--	LHHI-IGCC-UNMDP
S17	-5,53	-29,50	--	LHHI-IGCC-UNMDP
S19	-5,87	-31,90	--	LHHI-IGCC-UNMDP
S21	-5,56	-29,45	--	LHHI-IGCC-UNMDP
S31	-6,16	-34,80	--	LHHI-IGCC-UNMDP
S24	-5,73	-31,68	--	LHHI-IGCC-UNMDP
S32	-5,78	-33,74	--	LHHI-IGCC-UNMDP
S16	-5,37	-30,01	--	LHHI-IGCC-UNMDP
S28	-5,06	-27,99	--	LHHI-IGCC-UNMDP
S29	-5,78	-28,83	--	LHHI-IGCC-UNMDP
S18	-6,17	-32,59	--	LHHI-IGCC-UNMDP
S25	-6,46	-33,35	--	LHHI-IGCC-UNMDP
S22	-5,44	-28,06	--	LHHI-IGCC-UNMDP
S23	-5,62	-29,58	--	LHHI-IGCC-UNMDP
S30	-5,75	-30,17	--	LHHI-IGCC-UNMDP

(--) sin registro

Tabla 4.12. Determinaciones isotópicas en agua superficial

Punto de muestreo	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$	$\delta^2\text{H} \text{‰}$	Laboratorio
Río Salado M1	-3,5	-27	INGEIS-CONICET
Río Salado M2	-3,4	-24	INGEIS-CONICET

Tabla 4.13. Determinaciones in situ y concentración de cloruros en muestras de agua subterránea determinadas en laboratorio

Muestra	T (°C)	pH	CE (uS)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)
S1	19,5	7,46	1173	36	2,7
S2	19,4	7,34	1183	25	1,3
S3	21,0	7,40	1378	55	60,6
S4	21,0	7,65	1012	14	30,3
S5	22,0	7,37	625	6	6,9
S6	22,0	7,17	673	7	8,9
S7	20,7	7,31	882	14	51,0
S8	23,0	7,50	2540	132	93,1
S9	22,0	7,28	3670	312	223,3
S10	20,1	7,38	1713	78	84,3
S11	20,3	7,63	736	7	15,2
S12	20,7	7,26	1156	48	136,9
S13	21,3	7,42	1099	33	79,8
S14	22,3	7,49	1340	31	9,6
S15	22,0	7,50	957	10	11,7
S16	19,0	7,42	1485	27	0,7
S17	20,2	7,30	1430	34	3,5
S18	21,3	7,86	990	28	111,1
S19	19,3	7,90	980	10	15,7
S20	19,5	7,29	2500	34	122,1
S21	20,1	8,07	885	14	21,0
S22	21,7	7,18	2020	161	160,8
S23	21,2	7,25	2010	123	225,5
S24	20,5	7,90	950	12	15,3
S25	20,6	8,40	1206	13	18,6
S26	21,8	7,85	936	8	12,8
S27	20,1	7,30	2170	166	204,8
S28	20,0	7,26	1640	152	183,5
S29	20,9	8,00	1347	55	54,2
S30	20,6	8,00	1050	67	80,7
S31	20,7	7,94	888	43	7,9
S32	20,7	7,74	964	50	16,7

Tabla 4.14. Determinaciones de cloruros en pozos de monitoreo.

Fecha	Pozo	Cl (mg/l)
04/2003	PM1	25
12/2003	PM1	21
05/2005	PM1	21
04/2003	PM5	6
12/2003	PM5	3
05/2005	PM5	4
04/2003	PM2	26
12/2003	PM2	30
05/2005	PM2	24
04/2003	PM3	18
12/2003	PM3	18
05/2005	PM3	19
04/2003	PM4	20
12/2003	PM4	24
05/2005	PM4	20
04/2003	PM6	25
12/2003	PM6	33
05/2005	PM6	51
10/2004	r9	78
10/2005	r9	76
04/2006	r9	70
04/2007	r9	65
03/2008	r9	63
10/2009	r9	62
04/2010	r9	57
04/2011	r9	57

Tabla 4.15. Contenido de cloruros en el agua de lluvia
Estación FICH-UNL. Santa Fe.

	Concentración de cloruros (mg/l)												
	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
Enero	3,88	0,19	0,53	0,48	0,41	0,16	0,15	0,21		0,31	0,20	--	0,50
Febrero	0,79	0,21	1,65	--	0,65	0,03	0,21	--	0,27	--	--	0,13	0,58
Marzo	1,36	0,51	0,54	0,58	0,49	0,19	0,54	--	--	--	--	0,25	0,50
Abril	1,05	0,92	0,33	--	0,23	0,22	1,45	--	--	--	--	0,51	
Mayo	0,61	1,71	0,02	0,36	3,54	--	--	--	--	--	--	0,26	
Junio	--	0,26	--	0,38	0,72	0,22	1,15	--	--	--	--	0,70	
Julio	1,13	--	0,44	--	1,61		4,52	--	--	--	--	--	
Agosto	0,57	0,52	1,46	0,48	--	--	--	--	--	--	--	--	
Septiembre	0,56	0,50	0,79	1,11	2,09		--	--	--	--	--	--	
Octubre	0,48	0,59	0,08	0,50	0,77	0,31	--	--	--	--	--	0,44	
Noviembre	0,09	0,24	0,08	0,80	0,43	0,04	--	--	0,30	--	--	1,43	
Diciembre	0,57	0,48	0,17	0,24	0,33	0,04	--	--	--	--	--	--	

(--) sin registr



17023

72673

U.N.R.C
Biblioteca Central



72673