



T.970

Universidad Nacional de Río Cuarto
Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología

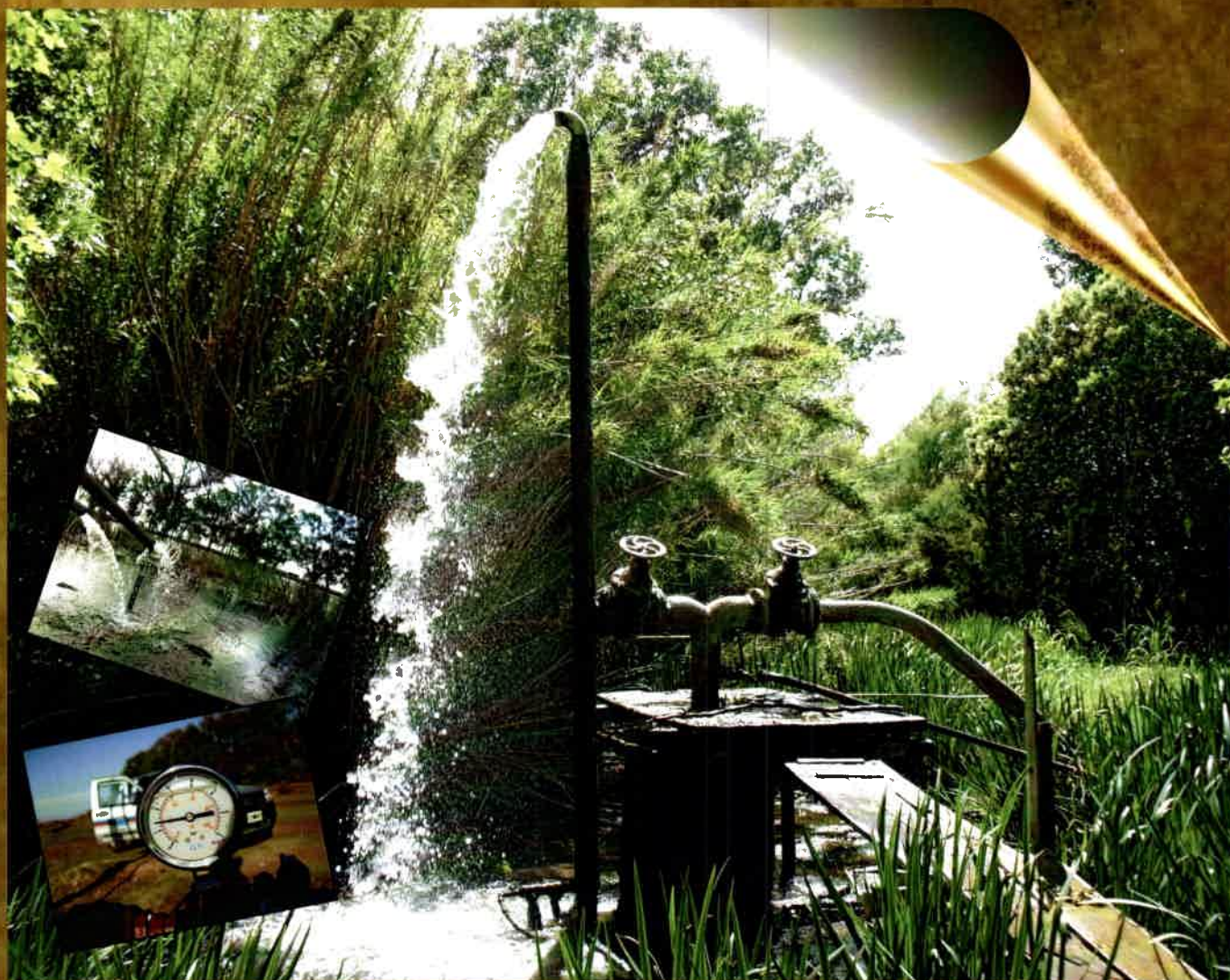
Creer... Crear... Crecer...

TESIS DOCTORAL

**EVALUACIÓN HIDROGEOLÓGICA, HIDROQUÍMICA
E ISOTÓPICA DE ACUÍFEROS CONFINADOS
DEL SUR DE CÓRDOBA.**

Doctorado en Ciencias Geológicas

MARINA LUCIANA MALDONADO



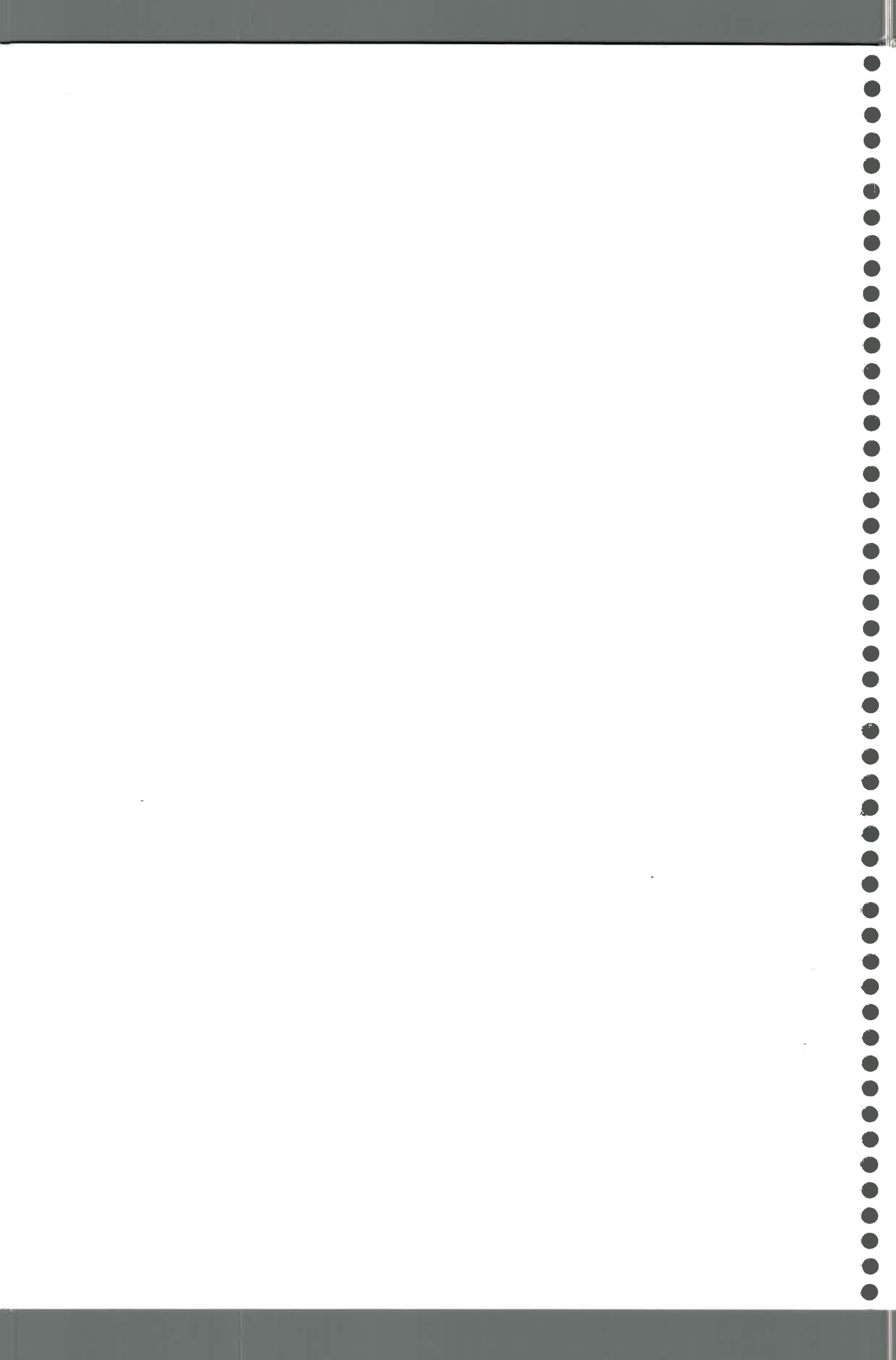
Directora: Dra. Adriana Cabrera.

Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Fco-Qcas y Naturales. UNRC.

Co-Directora: Dra. Cristina Dapeña.

Instituto de Geocronología y Geología Isotópica. INGEIS. CONICET - UBA

AÑO 2014





710-9
MALDONADO, MARINA L.

Evaluación hidrogeológica, hidroquímica e isotópica de acuíferos

2014 74389



CREER... CREAR... CRECER...

*Universidad Nacional de Río Cuarto
Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales
Departamento de Geología*

TESIS DOCTORAL

**EVALUACIÓN HIDROGEOLÓGICA, HIDROQUÍMICA E ISOTÓPICA DE
ACUÍFEROS CONFINADOS DEL SUR DE CÓRDOBA.**

**Licenciada en Geología
Marina Luciana Maldonado**

Doctorado en Ciencias Geológicas

Directora: **Dra. Adriana Cabrera**. Dpto. de Geología. Fac. Cs. Ex., Fco.-Qcas. y Nat. UNRC.

Codirectora: **Dra. Cristina Dapeña**. Instituto de Geocronología y Geología Isotópica
(INGEIS-UBA-CONICET).

JURADO

Dr. Héctor Panarello - Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS-UBA-
CONICET).

Dra. Susana Degiovanni – Universidad Nacional de Río Cuarto (UNRC)

Dr. René Albouy – Universidad Nacional del Sur (UNSur).

AÑO 2014

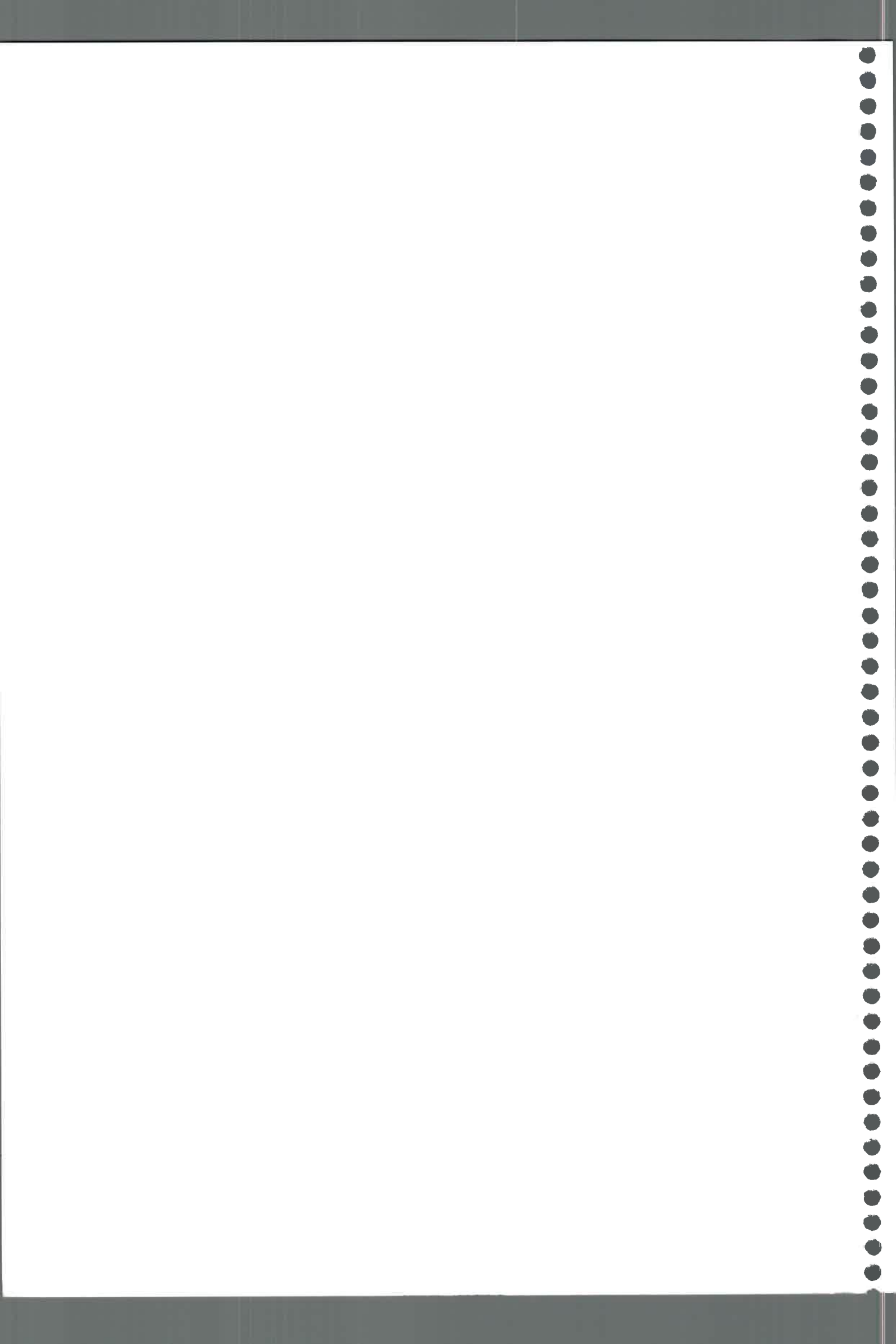
72309

MFN:
Clasif:
T. 970



*A mis padres, Toto y Pepa,
por confiar en mí y por enseñarme que con esfuerzo
se pueden cumplir los sueños.*

*A mis "Surgentes de Amor" Ámbar y Emmanuel
que son el motor pujante de mi vida.
Los amo con todo mi ser.*





AGRADECIMIENTOS

Nunca me imaginé que era tan difícil escribir los agradecimientos, hay tanto por agradecer que parece que las palabras no alcanzan para expresar todo lo que estoy sintiendo en este momento. Me siento FELIZ!!, saliendo a borbotones como un surgente recién perforado, feliz por haber llegado a la meta, rodeada de gente linda que me brindaron todo su cariño durante este tiempo.

Siempre me sentí muy afortunada por poder trabajar en lo que me gusta y tengo más suerte aún, por trabajar con un grupo de hidrogeólogos – Hidro Team- que, además de su capacidad como profesionales, destaco su grandeza como personas.

Quiero agradecer a mi directora, Adriana Cabrera, por bancarme siempre, por creer en mí a pesar de siempre ser una “desacatada rebelde”, por acompañarme en todos los viajes de campo y en mis locuras. Nos hemos divertido mucho, tenemos muchas anécdotas juntas, en la mayoría siempre termino mojada jaja, pero te estoy infinitamente agradecida por todo lo que generaste en mí, esa pasión por lo que uno hace. Espero yo poder retribuirte de algún modo, todo lo que vos me das. Gracias Adri.

A Cristina Dapeña, mi codirectora de tesis, gracias por todo tu apoyo y sugerencias en los aspectos isotópicos. Siempre tus aportes han sido bien recibidos y fueron de mucha utilidad para concretar esta tesis.

Les estoy sumamente agradecida a los doctores Héctor Panarello, René Albouy y Susana Degiovanni, miembros de la Comisión Evaluadora de Tesis, por todos sus aportes, críticas constructivas, sugerencias, brindadas durante estos cuatro años para la corrección y concreción definitiva de esta Tesis. Gracias por todo.

A Mónica Blarasin, infinitamente agradecida por todas tus enseñanzas, aportes, críticas constructivas, por la pasión que le ponés a las cosas y logras transmitir las en el grupo. Me siento muy afortunada de estar en tu equipo, de trabajar con vos, te doy una y mil veces ¡¡gracias!!.

A mis compañeras del Hidro Team, Edel Matteoda, Fátima Bécher, Jéssica Giuliano y Magdalena Gallo, por bancarme siempre, por acompañarme en los viajes, por escucharme. Edel, gracias por abrirme la puerta de tu oficina y darme un espacio de trabajo, de rondas de mates, de música de viernes, eternamente gracias.....

A Fátima, mi gran amiga y compañera de oficina, de trabajo, a quien le debo mucha ayuda de su parte desde que esto era sólo un proyecto de tesis. Por todo lo compartido (cursos, charlas entre mates, alguna que otra cena), siempre voy a estar agradecida de tu



compañerismo, de tu amistad. Gracias por darme siempre la seguridad de que puedo contar con vos. Te quiero mucho!!!.

A los muchachos del grupo, Juan Felizzia, Carlos Eric, Daniel Origlia, Mauricio Feliciani y Matías Sinfreu, muchas gracias por todo, por sus aportes, por acompañarme en las salidas de campo y hacer de cada una de ellas una experiencia única. Gracias Juan por todos tus aportes y porque siempre tuviste dispuesto a enseñarme y ayudarme.

A Jimena Andreazzini, Karina Echevarría, Laura Tione y Laura Gambero, muchas gracias por sus palabras de aliento, siempre mirando hacia adelante.

A Mariana García y Gabriela Cabral por el apoyo y la realización de los análisis físico-químicos de aguas.

Quiero agradecerle a Guillermo Sagripanti por sugerencias, que han sido de mucha utilidad en esta tesis y a Mónica Villegas por su gran predisposición a solucionar los inconvenientes que se presentan. Muchísimas gracias.

Por supuesto, a la Universidad Nacional de Río Cuarto, a la Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales y especialmente al Departamento de Geología, por permitir mi formación libre y gratuita tanto de grado como de postgrado, brindándome un espacio de trabajo.

Al INGEIS por la realización de las determinaciones de isótopos ^2H y ^{18}O .

A la Empresa de perforaciones del geólogo Herman Renz y Perforaciones Carranza del Lic. Jorge Carranza por los datos brindados de diferentes perforaciones.

Agradezco a todos los pobladores rurales y al personal municipal de las diferentes localidades visitadas, por permitirme el ingreso a sus establecimientos, aportando datos relevantes de las perforaciones.

Finalizando, desde lo más profundo del corazón le agradezco infinitamente a mi familia, a Emmanuel por su apoyo incondicional en mis buenos y malos momentos y Ámbar por ser la luz de mis ojos, la personita que más amo en el mundo y que me llena el alma. A mis padres, por todo el amor que me dan. A mi hermana Fany y a toda su familia, por saber entenderme y cuidar de Ámbar en cualquier momento que lo necesitara,

A todos simplemente GRACIAS.....TOTALES!!



ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS

INDICE

INDICE DE FIGURAS Y TABLAS

PREFACIO

RESUMEN

ABSTRACT

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 FUNDAMENTACIÓN DEL ESTUDIO.....	1
1.2 ANÁLISIS DE ANTECEDENTES DE ESTUDIOS HIDROGEOLÓGICOS, HIDROGEOQUÍMICOS, ISOTÓPICOS Y GEOTÉRMICOS.....	3
1.3 UBICACIÓN DEL ÁREA ESTUDIO.....	7
1.4 HIPÓTESIS.....	9
1.5 OBJETIVOS.....	10
1.6 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	10

CAPÍTULO 2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	13
---------------------------------	----

CAPÍTULO 3. GEOLOGÍA

3.1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL – SUR DE CÓRDOBA.....	25
3.1.1. PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS – ESTRATIGRÁFICAS.....	28
3.1.2. PRINCIPALES SISTEMAS DE ESTRUCTURAS DE LA REGIÓN.....	38
3.1.3. HISTORIA GEOLÓGICA Y MARCO TECTÓNICO REGIONAL.....	40
3.2. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	47
3.2.1. ANÁLISIS ESTRUCTURAL.....	47



3.2.2. ESTRATIGRAFÍA.....	49
3.2.2.1. Geología de superficie.....	49
3.2.2.2. Geología del subsuelo.....	53
3.2.2.3. Interpretación general.....	58
3.2.3. CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS DE LOS SEDIMENTOS PRESENTES EN LA ZONA.....	61
3.2.3.1. Composición mineralógica del loess pampeano.....	61
3.2.3.2. Análisis mineralógico de los sedimentos de las capas profundas seleccionadas.....	64

CAPÍTULO 4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. GEOMORFOLOGÍA REGIONAL - SUR DE CÓRDOBA.....	71
4.2. GEOMORFOLOGÍA LOCAL.....	73

CAPÍTULO 5. HIDROMETEOROLOGÍA

5.1. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS REGIONALES.....	87
5.1.1. TEMPERATURA Y VIENTOS.....	87
5.1.2. PRECIPITACIONES.....	88
5.1.2.1. Análisis de antecedentes.....	88
5.1.2.2. Obtención y actualización de datos pluviométricos.....	90
5.1.2.3. Análisis de la distribución areal de precipitaciones.....	91
5.1.2.4. Análisis de la distribución temporal de precipitaciones.....	93
5.1.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN.....	96
5.1.3.1. Análisis de antecedentes.....	96
5.1.3.2. Cálculo y actualización de la Evapotranspiración Potencial y el Balance Hídrico.....	96
5.1.3.2.1. Evapotranspiración Potencial.....	96
5.1.3.2.2. Balance Hídrico Modular.....	97
5.1.3.2.3. Balance Hídrico Seriado.....	99
5.2. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS LOCALES.....	101
5.2.1. PRECIPITACIONES EN EL ÁREA SELECCIONADA.....	101
5.2.1.1. Obtención de datos hidrometeorológicos.....	101
5.2.1.2. Análisis de la distribución areal de las precipitaciones.....	103
5.2.1.3. Análisis de la distribución temporal de precipitaciones.....	103
5.2.1.4. Cálculo del balance hídrico para el área de detalle.....	106
5.2.1.4.1. Balance Hídrico Seriado.....	106

**CAPÍTULO 6. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL**

6.1. ASPECTOS REGIONALES DE LA HIDROLOGÍA SUPERFICIAL.....	109
6.1.1 DINÁMICA DE LOS SISTEMAS SUPERFICIALES.....	111
6.2. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL DEL ÁREA DE DETALLE.....	112
6.2.1. CARACTERIZACIÓN DE LOS SISTEMAS FLUVIALES LOCALES.....	114
6.2.1.1. Río Cuarto.....	114
6.2.1.2. Arroyo Chucul.....	115
6.2.1.3. Arroyo Carnerillo.....	116
6.2.1.4. Arroyo Tegua.....	116
6.2.1.5. Arroyo Chazón.....	117
6.2.1.6. Arroyo Cabral.....	117
6.2.2. CUERPOS DE AGUAS SUPERFICIALES: Lagunas permanentes y effimeras.....	117

CAPÍTULO 7. HIDROLITOLOGÍA E HIDROESTRATIGRAFÍA

7.1. HIDROLITOLOGÍA E HIDROESTRATIGRAFÍA REGIONAL.....	121
7.2. HIDROLITOLOGÍA E HIDROESTRATIGRAFÍA LOCAL.....	125

CAPÍTULO 8. HIDRODINÁMICA DEL ACUÍFERO FREÁTICO Y DE LOS SISTEMAS CONFINADOS

8.1. HIDRODINÁMICA REGIONAL.....	133
8.2. HIDRODINÁMICA LOCAL.....	138
8.2.1 HIDRODINÁMICA DEL ACUÍFERO LIBRE.....	138
8.2.2 HIDRODINÁMICA DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS.....	140

CAPÍTULO 9. HIDROGEOQUÍMICA

9.1. HIDROGEOQUÍMICA REGIONAL.....	147
9.2. HIDROGEOQUÍMICA LOCAL.....	151
9.2.1 COMPOSICIÓN FÍSICO-QUÍMICA DE PRECIPITACIONES.....	151
9.2.2. GEOQUÍMICA DE AGUAS SUPERFICIALES.....	152
9.2.2.1. Ríos y arroyos.....	152
9.2.2.2. Sistemas lagunares.....	156
9.2.3. GEOQUÍMICA DEL ACUÍFERO LIBRE.....	157
9.2.4. GEOQUÍMICA DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS.....	161
9.2.4.1. Análisis estadístico multivariado de los sistemas acuíferos confinados.....	166

**CAPÍTULO 10. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA**

10.1. INTRODUCCIÓN A LA GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	167
10.1.1. ISÓTOPOS ESTABLES PROPIOS DE LA MOLÉCULA DE AGUA: ^2H y ^{18}O	168
10.1.1.1. Introducción.....	168
10.1.2. ISÓTOPOS ESTABLES DE SUSTANCIAS DISUELTAS EN AGUA: ^{13}C ..	172
10.1.3. ISÓTOPOS RADIATIVOS: ^3H y ^{14}C	174
10.1.3.1. Conceptos básicos de los isótopos radiactivos.....	174
10.1.3.1.1. ISÓTOPOS RADIATIVOS PROPIOS DE LA MOLÉCULA DE AGUA: ^3H	174
10.1.3.1.2. ISÓTOPOS RADIATIVOS DE SUSTANCIAS DISUELTAS EN EL AGUA: ^{14}C	177
10.2. APLICACIÓN DE ISÓTOPOS ESTABLES PROPIOS DE LA MOLÉCULA DEL AGUA.....	182
10.2.1. COMPORTAMIENTO DEL ^2H Y ^{18}O EN LOS SISTEMAS HIDROLÓGICOS DEL SUR DE CÓRDOBA Y DEL ÁREA DE DETALLE.....	182
10.2.1.1. Comportamiento del ^2H y ^{18}O en las precipitaciones.....	182
10.2.1.2. Comportamiento de ^2H y ^{18}O en cuerpos de agua superficiales.....	184
10.2.1.3. Comportamiento de ^2H y ^{18}O en el acuífero libre.....	187
10.2.1.4. Comportamiento de ^2H y ^{18}O en los sistemas acuíferos confinados.....	190

CAPÍTULO 11. EDAD DEL AGUA

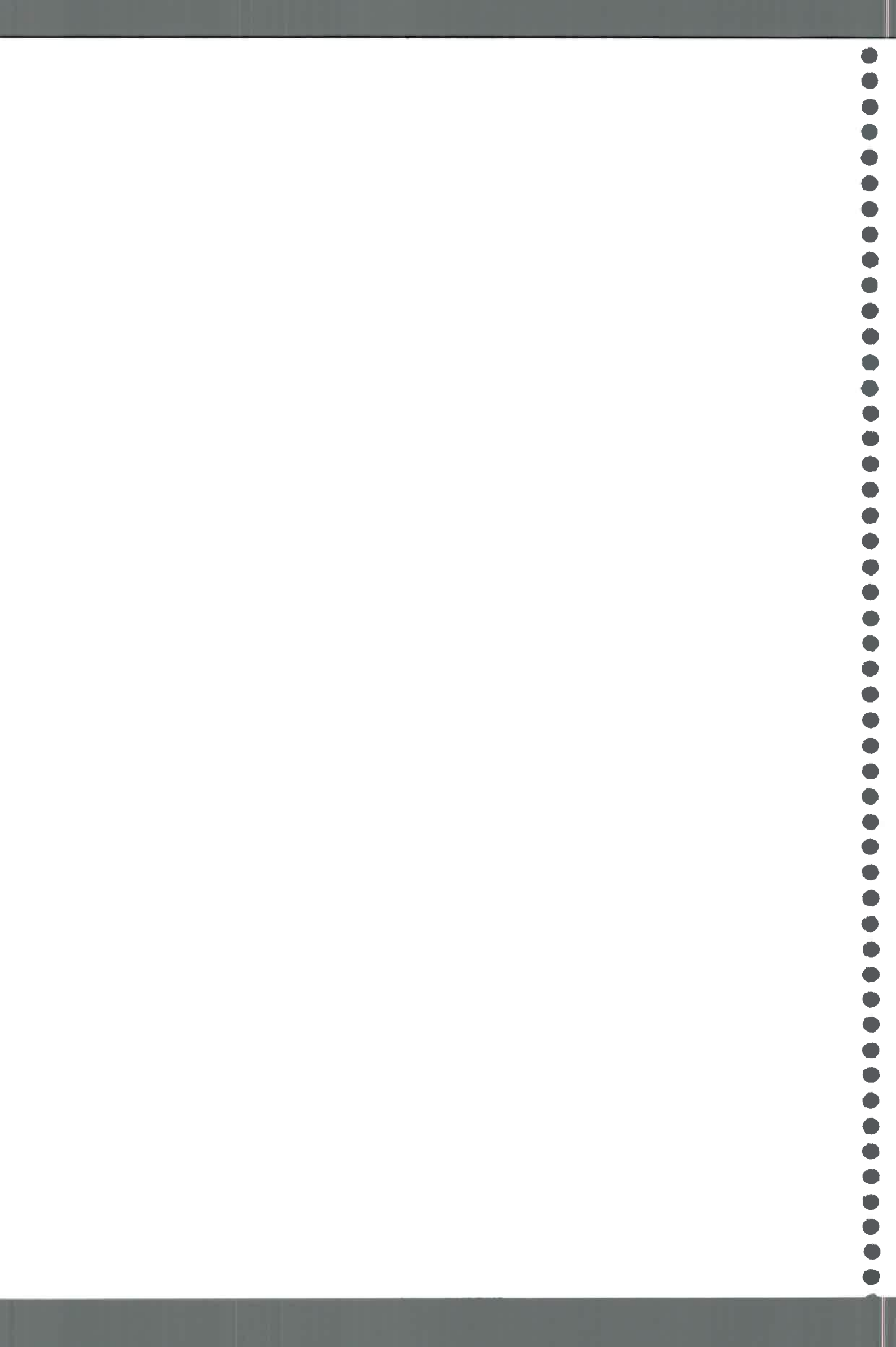
11.1. INTRODUCCIÓN A LOS CONCEPTOS DE EDAD, TIEMPO DE RESIDENCIA Y DATACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	195
11.2. ESTIMACIÓN DE LA EDAD DEL AGUA SUBTERRÁNEA EN LA ZONA ESTUDIADA.....	197
11.2.1. MÉTODOS HIDRÁULICOS.....	197
11.2.2. MÉTODOS INDIRECTOS: RELACIONES DE IONES CONSERVATIVOS, F-/CL-.....	199
11.2.3. ESTIMACIÓN DE EDAD MEDIANTE EL ANÁLISIS DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES ^2H Y ^{18}O	200
11.2.4. ESTIMACIÓN DE EDAD MEDIANTE EL ANÁLISIS DE LOS ISÓTOPOS RADIATIVOS ^3H Y ^{14}C	202
11.2.4.1. Aplicación del radioisótopo ^3H en el área estudiada.....	202
11.2.4.2. Aplicación del radioisótopo ^{14}C en el área estudiada.....	203

CAPÍTULO 12. GEOTERMALISMO DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS

12.1. BREVE INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO DE LOS SISTEMAS GEOTERMALES	213
---	-----



12.1.1. ESTIMACIÓN DE LA TEMPERATURA POR PROFUNDIDAD DE YACENCIA DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS.....	215
12.1.2. ESTIMACIÓN DE LA TEMPERATURA Y PROFUNDIDAD MÁXIMA ALCANZADA MEDIANTE LA APLICACIÓN DE LOS GEOTERMÓMETROS.....	216
12.2. GEOTERMALISMO DEL SUR DE CÓRDOBA Y DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	219
12.2.1. GEOTERMALISMO A NIVEL REGIONAL.....	219
12.2.2. GEOTERMALISMO EN EL ÁREA DE ESTUDIO SELECCIONADA.....	222
CAPÍTULO 13. CONCLUSIONES	
13.1. CONCLUSIONES.....	229
BIBLIOGRAFÍA	235
ANEXO I: Tratamiento de datos hidrometeorológicos.....	253
ANEXO II: Tablas de datos físico-químicos de las muestras de agua subterránea (acuífero libre y confinados).....	265





ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.3 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Figura 1.1. Localización del área de estudio regional (Sur de Córdoba) y del área de estudio local.....	9
--	---

CAPÍTULO 2. MATERIALES Y MÉTODOS

Figura 2.1. Equipo Los Gatos Research inc. INGEIS.....	19
---	----

CAPÍTULO 3. GEOLOGÍA

3.1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL – SUR DE CÓRDOBA

Figura 3.1. Ubicación de las Provincias Geológicas Sierras Pampeanas y Llanura Chaco-Pampeanas de la República Argentina.....	25
--	----

Figura 3.2. Cuadro estratigráfico regional para el Sur de la provincia de Córdoba.....	27
---	----

Figura 3.3. Perfil geológico regional.....	27
---	----

3.1.1. PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS – ESTRATIGRÁFICAS

Figura 3.4. Cuenca General Levalle y Laboulaye. Sección NE-SO.....	30
---	----

Figura 3.5. Cuenca General Levalle y Laboulaye. Sección Este-Oeste.....	31
--	----

Figura 3.6. Límite de ingesión marina miocena para Córdoba y ubicación del perfil de Blarasin (2003).....	33
--	----

Figura 3.7. Esquema geológico regional (hasta 400 m de profundidad).....	33
---	----

3.1.2. PRINCIPALES SISTEMAS DE ESTRUCTURAS DE LA REGIÓN

Figura 3.8. Mapa de las principales estructuras del Sur de Córdoba.....	39
--	----

3.1.3. HISTORIA GEOLÓGICA Y MARCO TECTÓNICO REGIONAL

Figura 3.9.a-f. Esquemas geomorfológicos representativos de los diferentes escenarios paleoclimáticos del Cuaternario superior en la provincia de Córdoba, que muestran los procesos y morfologías	45
---	----



dominantes durante las etapas frías y secas (glaciales) y las cálidas y húmedas interglaciales.....	
3.2. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.	
3.2.1. ANÁLISIS ESTRUCTURAL	
Figura 3.10. Mapa hipsométrico y de estructuras geológicas del área local.....	48
Figura 3.11. Mapa morfotectónico para el Sur del área de estudio.....	
3.2.2. ESTRATIGRAFÍA	
Figura 3.12. Mapa de ubicación de los perfiles aflorantes relevados y de las transectas de los perfiles geológicos.....	50
Figura 3.13. Perfil aflorante (PA1) relevado en barrancas del arroyo Chucul.....	50
Figura 3.14. Perfil aflorante (PA2) integrado Río Cuarto-Reducción.....	51
Figura 3.15. Perfil aflorante (PA3) relevado en barrancas del río Cuarto.....	51
Figura 3.16. Perfil aflorante (PA4) relevado en barrancas del canal La Brava.....	52
Figura 3.17. Perfil aflorante (PA5) relevado en barrancas del arroyo Tegua.....	52
Figura 3.18. Perfil aflorante (PA6) relevado en la localidad de Carnerillo.....	52
Figura 3.19. Perfil aflorante (PA7) relevado en barrancas del arroyo Carnerillo.....	53
Figura 3.20. a) Análisis textural de muestra de sedimento de sedimento de 185 m de profundidad de la perforación JC2. b) Foto a lupa de la muestra analizada.....	54
Figura 3.21. Registro gráfico de perforación El Mirador Este (JC2), próxima a la localidad de Los Cisnes (gentileza Lic. Felizzia, 2012).a), b) y c) Muestras de sedimentos tomados de los 145, 165 y 185 m de profundidad, respectivamente.....	54
Figura 3.22. a) Análisis textural de muestra de sedimentos de perforación JC4. b) Foto a lupa de la muestra analizada.....	55
Figura 3.23. Registro gráfico de perforación de Las Acequias (JC4) (gentileza del Lic. Felizzia, 2012). a), b), c) y d) Muestras de sedimentos tomadas de los 44, 52, 141 y 185 m de profundidad, respectivamente.....	55
Figura 3.24. a) Análisis textural de muestra de sedimento de perforación JC5. b) Foto a lupa de la muestra analizada.....	56
Figura 3.25. Registro gráfico de perforación de General Cabrera (JC5) (gentileza del Lic. Felizzia, 2012). a), b), c) y d) Muestra de sedimentos tomadas de los 180, 220, 241 y 255 m de profundidad, respectivamente.....	56
Figura 3.26. Perfil geológico A-A', sector Norte del área de estudio.....	57
Figura 3.27. Perfil geológico B-B', sector centro-Este del área de estudio.....	58
Figura 3.28. Perfil geológico C-C', sector Sur del área de estudio.....	58
Figura 3.29. Arcillas verde oscuro con conchillas y arena fina arcillosa de la Fm Paraná.....	59

Figura 3.30. Columnas litoestratigráficas representativas del área de estudio.....	61
3.2.3. CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS DE LOS SEDIMENTOS PRESENTES EN LA ZONA	
Tabla 3.1. Composición química del loess en Argentina en %.....	63
Tabla 3.2. Elementos Trazas en muestras de loess (ppm).....	63
Tabla 3.3. Tabla de modas de las muestras de sedimentos analizadas (fracción limos).....	64
Figura 3.31. Análisis mineralógico, muestra de perforación JC2. a), c) y d) nicoles paralelos. b) nicoles cruzados.....	65
Figura 3.32. Análisis mineralógico, muestra de perforación JC4. a), c) y d) nicoles paralelos. b) nicoles cruzados.....	66
Figura 3.33. Análisis mineralógico, muestra de perforación JC5. a), c) y d) nicoles paralelos. b) nicoles cruzados.....	66
Figura 3.34. Difractometría de rayos X de arcillas en sedimentos de la muestra JC4.....	69
CAPÍTULO 4. GEOMORFOLOGÍA	
4.1. GEOMORFOLOGÍA REGIONAL - SUR DE CÓRDOBA	
Figura 4.1. Mapa geomorfológico del Sur de la provincia de Córdoba....	73
4.2. GEOMORFOLOGÍA LOCAL	
Figura 4.2. Mapa geológico-geomorfológico local del área de detalle.....	74
Figura 4.3. Imagen que muestra los rasgos más característicos de la unidad Planicie eólica bien drenada con presencia de algunos médanos parabólicos.....	75
Figura 4.4. Imagen que muestra las dunas longitudinales (NE-SO) en el bloque de Levalle.....	76
Figura 4.5. Imagen de pequeñas áreas deprimidas, algunas con presencia de agua, conectadas entre sí mediante lineamientos que siguen la pendiente regional (drenaje araña).....	77
Figura 4.6. Imagen que muestra los rasgos más sobresalientes de la unidad "Depresión con sistemas de lagunas".....	78
Figura 4.7. a) Imagen que muestra los rasgos más sobresalientes de la unidad "Sistema lagunar La Felipa". b) Vista general de la unidad en la que se observa su relieve ondulado. c) y d) Laguna Pagliero.....	79
Figura 4.8. Imagen que muestra los rasgos más sobresalientes de la unidad "Planicie medanosa con paleocanales del río Cuarto".....	80
Figura 4.9. Fotos del río Cuarto luego de un evento de crecida (año 2008) donde desbordó su cauce, en el sector próximo la depresión del Saladillo. a) y b) Fotos aéreas, c) Foto desde el cauce del río.....	81
Figura 4.10. a) Fotografía que muestra la profundidad de las barrancas lo que denota la fuerte incidencia vertical que posee este arroyo en su traza final. b) Imagen que muestra la traza meandriforme del arroyo Tegua hasta la falla Reducción-Del Chañar y posteriormente su paso a rectilínea.....	82



Figura 4.11. a) Imagen de la traza meandriforme del arroyo Carnerillo en su tramo final. b) y c) Fotografías del canal con sus márgenes vegetadas.....	83
Figura 4.12. a) y b) Imagen de la traza del arroyo, conectando lagunas entre sí en la "Planicie con drenaje araña". c) Fotografía del canal.....	84
Figura 4.13. a) y b) Imagen satelital de la traza meandriforme del arroyo Cabral. c) Fotografía del canal en la intersección con la ruta 4.	85
Figura 4.14. a) Imagen de la traza meandriforme del arroyo Chucul. b) Fotografía del arroyo canalizado, en el sector próximo al egreso de la laguna La Felipa.	86

CAPÍTULO 5. HIDROMETEOROLOGÍA

5.2. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS LOCALES

5.1.1. TEMPERATURA Y VIENTOS

Figura 5.1. Mapa de distribución de Temperatura Media Anual (°C) para Córdoba. Periodo Enero y Julio 1961-1990. Fuente: Los suelos de Córdoba. INTA-ACASE (2006).....	88
--	----

5.1.2. PRECIPITACIONES

Figura 5.2. Mapa de distribución de Precipitaciones Media Anual (mm) para Córdoba (1961-1990). Fuente: Los Suelos de Córdoba. INTA-ACASE (2006).	89
---	----

Figura 5.3. Clasificación climática para el Sur de Córdoba.....	89
--	----

Figura 5.4. Ubicación de estaciones pluviométricas seleccionadas.....	90
--	----

Tabla 5.1. Precipitaciones medias anuales (Pma) registradas en las estaciones pluviométricas seleccionadas de la zona serrana y de la llanura.....	91
---	----

Figura 5.5. Contraste de precipitaciones entre las diferentes series pluviométricas vs. la de Río Cuarto.....	92
--	----

Tabla 5.2. Regionalización de la precipitación media anual por el método de la media aritmética. Llanura cordobesa-1922-2002.....	92
--	----

Figura 5.6. Regionalización de la precipitación media anual en la llanura cordobesa. Polígonos de Thiessen. Periodo 1922-2002.....	93
---	----

Figura 5.7. Distribución anual de las series de precipitaciones de Watson-Ucacha, Laboulaye y Huinca Renancó.....	94
--	----

Figura 5.8. Curva de distribución de precipitaciones mensuales. a) Alejo Ledesma, b) Laboulaye y c) Huinca Renancó.....	95
--	----

5.1.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN

Figura 5.9. Mapa de distribución de ETP y de ETR anual (mm) para Córdoba. Periodo 1961-1990.....	96
---	----

Tabla 5.3. Cálculo de evapotranspiración potencial. Método Thornthwaite y Mather (1955). Serie Río Cuarto (1911-2011).....	97
---	----

Tabla 5.4. Tabla resumen balances hídricos modulares (Thornthwaite y Mather, 1955)de las series seleccionadas.....	97
---	----

Figura 5.10. Actualización del mapa de clasificación climática para el Sur de Córdoba, elaborado por Blarasin (2003).....	98
--	----

Figura 5.11. Distribución de excesos hídricos de diferentes series de precipitaciones: a) Alejo Ledesma, b) Laboulaye y c) Huinca Renancó.....	100
---	-----



5.2. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS LOCALES

5.2.1. PRECIPITACIONES EN EL ÁREA SELECCIONADA

Tabla 5.6. Series pluviométricas del área seleccionada.....	101
Figura 5.12. Contraste de precipitaciones entre las series de General Cabrera, Idiazábal y Alejandro Roca vs Río Cuarto.....	102
Tabla 5.7. Precipitación media anual obtenida a través de la media aritmética.....	102
Figura 5.13. Polígonos de Thiessen para el área seleccionada. Periodo 1989-2008.....	103
Figura 5.14. Distribución anual de precipitaciones de las series. a) General Cabrera. b) Idiazábal	105
Figura 5.15. Distribución anual de precipitaciones de las series. a) Bengolea. b) Alejandro Roca.	106
Figura 5.16. Excesos Hídricos de las series. a) General Cabrera. b) Idiazábal. c) Alejandro Roca.....	108

CAPÍTULO 6. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

6.1. ASPECTOS REGIONALES DE LA HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

Figura 6.1. Principales cuencas hidrográficas del Sur de Córdoba.....	109
--	-----

6.2. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL DEL ÁREA DE DETALLE

Figura 6.2. Mapa de escurrimientos superficiales del área local.....	113
---	-----

6.2.1. CARACTERIZACIÓN DE LOS SISTEMAS FLUVIALES LOCALES

Figura 6.3. a) Derrames del río Cuarto sobre predios rurales a 30 km aguas abajo de La Carlota. b) Sección de aforo del río Cuarto en el sector del Puente Olmos (SA1).....	115
--	-----

Figura 6.4. Sección de aforo del arroyo Chucul a la salida de la laguna Pagliero del sistema lagunar La Felipa (IA2).....	115
--	-----

Figura 6.5. Arroyo Carnerillo (A1).....	116
--	-----

Figura 6.6. Mediciones de caudal en arroyo Tegua (A7).....	116
---	-----

Figura 6.7. Estación de aforo arroyo Chazón (A9).....	117
--	-----

Figura 6.8. Arroyo Cabral (A6).....	117
--	-----

6.2.2. CUERPOS DE AGUAS SUPERFICIALES: Lagunas permanentes y efímeras

Figura 6.9. Diagrama representativo de los diferentes orígenes de los sistemas lagunares del área de estudio. a) Perforación surgente (SC2) permanentemente abierta desde hace más de 80 años, b) Imagen satelital del sistema lagunar alimentado por SC2. c) Fotografía de la laguna formada por SC2. d) Laguna temporaria. e) Laguna permanente (A5 - Estancia La Resistencia).....	119
--	-----

CAPÍTULO 7. HIDROLITOLOGÍA E HIDROESTRATIGRAFÍA

7.1. HIDROLITOLOGÍA E HIDROESTRATIGRAFÍA REGIONAL



Figura 7.1. Unidades Hidrogeológicas del Sur de Córdoba.....	122
Cuadro 7.1. Síntesis hidroestratigráfica de la llanura cordobesa.....	123
Figura 7.2. Perfil Hidrogeológico Regional – Sur de Córdoba. Perfil B-B'.....	124
7.2. HIDROLITOLOGÍA E HIDROESTRATIGRAFÍA LOCAL	
Figura 7.4. Perfil Hidrogeológico A-A'.....	125
Figura 7.5. Perfil Hidrogeológico B-B'.....	126
Figura 7.6. Perfil Hidrogeológico C-C'.....	127
Figura 7.7. Columnas Hidroestratigráficas elaboradas para la zona de estudio.....	128
Figura 7.8. Caudales de servicio de perforaciones que captan de los sistemas acuíferos confinados: a) Perforación usada para consumo ganadero. b) Perforación usada para riego. c) Perforaciones municipales.....	129
Figura 7.9. Diagrama triangular para estimar K (método PGP de Fili y Kolomi (1982), en Pérez, 2007) y Análisis granulométricos de las muestras: a) muestra JC2, tomada a 185 m profundidad. b) muestra JC4, tomada a 185 m profundidad y c) muestra JC5, tomada a 255 m profundidad.....	131
Tabla 7.1. Conductividad hidráulica estimada por métodos empíricos...	131
 CAPÍTULO 8. HIDRODINÁMICA DEL ACUÍFERO FREÁTICO Y DE LOS SISTEMAS CONFINADOS	
8.1. HIDRODINÁMICA REGIONAL	
Figura 8.1. Mapa equipotencial del acuífero libre para Córdoba.....	133
Figura 8.2. Jerarquización de los sistemas de flujo regionales y locales para el acuífero libre al Sur de Córdoba.....	134
Figura 8.3. Mapa de líneas de isopropundidad del nivel freático para Córdoba.....	135
Figura 8.4. Incrustaciones en perforaciones que captan agua de los sistemas acuíferos confinados del Sur de Córdoba: a) incrustaciones en el exterior de la cañería. b) incrustaciones en el interior de la perforación.....	135
Figura 8.5. a) Área de surgencia de acuíferos confinados definida para el Sur de Córdoba. b) Área de surgencia definida por Blarasin (2003) para el Sur de Córdoba.....	136
Figura 8.6. Mapa piezométrico del sistema acuífero confinado somero (SAC A1). Sur de Córdoba.....	137
Figura 8.7. Mapa piezométrico del sistema acuífero confinado profundo (SAC A2, C y D). Sur de Córdoba.....	137
8.2. HIDRODINÁMICA LOCAL	
8.2.1 HIDRODINÁMICA DEL ACUÍFERO LIBRE	
Figura 8.8. Mapa de potenciales hidráulicos del acuífero libre.....	138



Figura 8.9. Perforaciones que captan del acuífero libre en el área de estudio. a) F7, b) F4 y c) SB7.....	139
8.2.2 HIDRODINÁMICA DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS	
Figura 8.10. Fotos de perforaciones censadas que captan de SAC A1. a) P49, b) EC15 y c) EC7.....	140
Figura 8.11. Mapa de potenciales hidráulicos de SAC A1.....	141
Figura 8.12. Fotos de perforaciones censadas que captan de SAC A2. a) y b) Perforación P119, medición de presión de surgencia. c) y d) Perforación P121, medición de presión de surgencia. e) Surgente de General Cabrera (P114).....	142
Figura 8.13. Mapa de potenciales hidráulicos de SAC A2-C.....	143
Figura 8.14. Fotos de perforaciones censadas que captan de SAC C. a) y b) Perforación P123, medición de presión de surgencia. c) P111 y d) P131.....	144
Figura 8.15. Fotos de perforaciones censadas que captan de SAC D. a) y b) Perforación P133, medición de presión de surgencia. c) Perforación P126. d) Perforación P104 y e) Surgente Barreto (SC2).....	144
Figura 8.16. Mapa de potenciales hidráulicos de SAC D.....	145
CAPÍTULO 9. HIDROGEOQUÍMICA	
9.1. HIDROGEOQUÍMICA REGIONAL	
Figura 9.1. Distribución de la conductividad eléctrica. Acuífero libre. Sur de Córdoba.....	147
Figura 9.2. Diagrama de caja que muestra la diferencia de CE para los sistemas confinados al Sur de Córdoba.....	149
Figura 9.3. Mapa de distribución de la CE de los sistemas acuíferos confinados del Sur de Córdoba.....	149
Figura 9.4. Diagramas de caja (box plot) para arsénico y fluoruros discriminados según el sistema acuífero confinado al que pertenecen....	150
9.2. HIDROGEOQUÍMICA LOCAL	
9.2.1 COMPOSICIÓN FÍSICO-QUÍMICA DE PRECIPITACIONES	
Figura 9.5. Tipo geoquímico de precipitaciones recogidas en el colector Río Cuarto.....	151
Tabla 9.1. Estadísticos más importantes de los resultados físico-químicos de precipitaciones del colector Río Cuarto.....	151
Figura 9.6. Variaciones de CE y pH en función de las lluvias. Colector Río Cuarto. a) CE vs. P y b) pH vs. P.....	152
Tabla 9.2. Estadísticos más importantes de los resultados físico-químicos de precipitaciones del colector Canals.....	152
9.2.2. GEOQUÍMICA DE AGUAS SUPERFICIALES	
Figura 9.7. Muestreo de agua en los cursos de agua de la zona. a) Arroyo Tegua (A7). b) Arroyo Carnerillo (A1). c) Arroyo Cabral (A6). d) Arroyo Chazón (A9).....	153

Tabla 9.3. Resultados de análisis físico-químico de agua de los cursos que atraviesan la zona.....	153
Figura 9.8. Ubicación de muestras de arroyos y vertientes tomadas en el ámbito serrano. a) Mapa regional del área de estudio y la zona serrana. b) Imagen Google Earth que muestra la ubicación de los puntos de muestreo.....	154
Tabla 9.4. Resultados de análisis físico-químico de agua de arroyos y vertientes del área serrana.....	155
Figura 9.9. Composición química de los arroyos y vertientes serranos...	155
Figura 9.10. Muestreo realizado en el área serrana. a) y b) Muestreo y medición de parámetros in situ de As1. c) Medición de parámetros in situ de As4. d) Muestreo en As5.....	155
Tabla 9.5. Resultados de análisis físico-químico de agua de cuerpos lagunares.....	156
Figura 9.11. Muestreo de cuerpos lagunares. a) Laguna permanente en Estancia La Resistencia (A5). b) Canal de drenaje A12. c) Canal de drenaje A10.....	156
9.2.3. GEOQUÍMICA DEL ACUÍFERO LIBRE	
Tabla 9.6. Estadísticos descriptivos de los parámetros físico-químicos del acuífero libre.....	157
Figura 9.12. Mapa geoquímico del acuífero libre y de los sistemas de aguas superficiales. Diagramas de Stiff.....	158
Figura 9.13. Ubicación de los sitios de muestreo del acuífero freático en el ámbito serrano-pedemontano.....	159
Tabla 9.7. Resultados de análisis físico-químico del acuífero libre de la zona pedemontana.....	160
Figura 9.14. Composición química del acuífero libre de la zona pedemontana.....	160
Figura 9.15. Fotos de muestreo del acuífero libre en zona pedemontana. a) EB10, b) Fs8, c) Fs9 y d) EB6.....	160
Figura 9.16. Campo destinado al cultivo de soja. Perforación EB7.....	161
9.2.4. GEOQUÍMICA DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS	
Tabla 9.8. Estadísticos descriptivos de los sistemas acuíferos confinados.....	162
Figura 9.17. Mapa de Conductividad Eléctrica (CE) de los sistemas acuíferos confinados.....	163
Figura 9.18. Diagramas de caja de CE, As y F para los sistemas de acuíferos confinados.....	164
Figura 9.19. Mapa geoquímico con diagramas de Stiff de los sistemas acuíferos confinados.....	165
Figura 9.20. Dendograma de los SAC. Modo Q.....	166

CAPÍTULO 10. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

10.1.2. ISÓTOPOS ESTABLES DE SUSTANCIAS DISUELTAS EN AGUA: ¹³C..

Figura 10.1. Esquema de la formación del Carbono Inorgánico	173
--	-----



Disuelto en el agua subterránea.....	
Figura 10.2. Fraccionamiento de los isotópos del C (^{13}C).....	174
10.1.3. ISÓTOPOS RADIATIVOS: ^3H y ^{14}C	
Figura 10.3. Origen y distribución del ^{14}C en la naturaleza.....	178
Figura 10.4. Desintegración de ^{14}C	179
Figura 10.5. Disminución de la actividad del ^{14}C con el tiempo.....	180
10.2. APLICACIÓN DE ISÓTOPOS ESTABLES PROPIOS DE LA MOLÉCULA DEL AGUA	
Figura 10.6. $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ para precipitaciones del Sur de Córdoba. Estaciones Río Cuarto y Canals.....	184
Figura 10.7. Exceso de deuterio para precipitaciones del Sur de Córdoba. Estaciones Río Cuarto y Canals.....	184
Figura 10.8. Diagrama de dispersión $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ de los cuerpos de agua superficiales.....	185
Figura 10.9. Ubicación de muestras de aguas superficiales y muestras del acuífero libre en el ámbito serrano-pedemontano de Córdoba.....	186
Tabla 10.1. Composición isotópica de arroyos en el área serrana de aporte a la zona de detalle.....	186
Tabla 10.2. Composición isotópica de arroyos, lagunas y canales de drenaje en la zona de detalle.....	187
Tabla 10.3. Composición isotópica del agua del acuífero libre en sectores serranos de aporte al área estudiada.....	188
Tabla 10.4. Composición isotópica del acuífero libre en el área de detalle.....	189
Figura 10.10. Diagrama $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ para el acuífero libre de la zona de estudio.....	189
Figura 10.11. Ubicación de las muestras SB7 y SB8 al Sur del área de detalle.....	190
Figura 10.12. Diagrama de cajas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de diferentes sistemas acuíferos confinados.....	192
Tabla 10.5. Composición isotópica de los sistemas acuíferos profundos.....	193
Figura 10.13. Diagrama $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ para los sistemas acuíferos confinados.....	194
Figura 10.14. Diagrama de caja de Exceso de Deuterio para los diferentes sistemas hidrológicos.....	194

CAPÍTULO 11. EDAD DEL AGUA

11.1. INTRODUCCIÓN A LOS CONCEPTOS DE EDAD, TIEMPO DE RESIDENCIA Y DATACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Figura 11.1. Edad y Tiempo de Residencia del agua subterránea.....	195
---	-----

11.2. ESTIMACIÓN DE LA EDAD DEL AGUA SUBTERRÁNEA EN LA ZONA ESTUDIADA

Figura 11.2. Gráfico de relación iónica F^-/Cl^- entre los sistemas acuíferos libre y confinados.....	200
--	-----

Figura 11.3. Diagrama de cajas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ y su relación con la edad relativa del agua de los diferentes sistemas acuíferos (libre y confinados)...	201
Figura 11.4. Concentraciones de ^3H en los distintos sistemas hidrológicos	202
Tabla 11.2. Resultados de $\delta^{13}\text{C}$ y ^{14}C . Edades estimadas de los SAC, sin ajustar y corregidas mediante diferentes métodos de corrección.....	206
Figura 11.5. Diagrama de isócronas de ^{14}C con las muestras seleccionadas de los SAC.....	207
Figura 11.6. Ubicación espacial y en profundidad de edades del agua de los SAC obtenidas con ^{14}C	209
Figura 11.7. Temperaturas medias de superficie del Hemisferio Norte durante los últimos 11.000 años.....	210
Figura 11.8. a) Último ciclo glacial según la temperatura del agua superficial en el Pacífico Ecuatorial Occidental, estimada a partir del análisis Mg/Ca de los foraminíferos planctónicos. b) Último ciclo glacial según la temperatura de verano del agua superficial en el Atlántico a 53°N , estimado a partir de los foraminíferos planctónicos.....	211
Figura 11.9. Esquema representativo de la edad del agua en el área de estudio.....	212

CAPÍTULO 12. GEOTERMALISMO DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS

12.1. BREVE INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO DE LOS SISTEMAS GEOTERMALES

Figura 12.1. Sistema de convección hidrotermal.....	214
Figura 12.2. Esquema de sistema hidrotermal en zonas tectónicamente deprimidas.....	215

12.2. GEOTERMALISMO DEL SUR DE CÓRDOBA Y DEL ÁREA DE ESTUDIO

12.2.1. GEOTERMALISMO A NIVEL REGIONAL

Figura 12.3. Manifestaciones hidrotermales y su relación con los depocentros cretácicos, estructuras y volcanismo andino.....	219
Figura 12.4. Distribución de temperaturas para los sistemas de acuíferos confinados del Sur de Córdoba.....	221
Figura 12.5. Diagrama isotópico $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ del sistema de acuíferos confinados de la zona San Basilio.....	221

12.2.2. GEOTERMALISMO EN EL ÁREA DE ESTUDIO SELECCIONADA

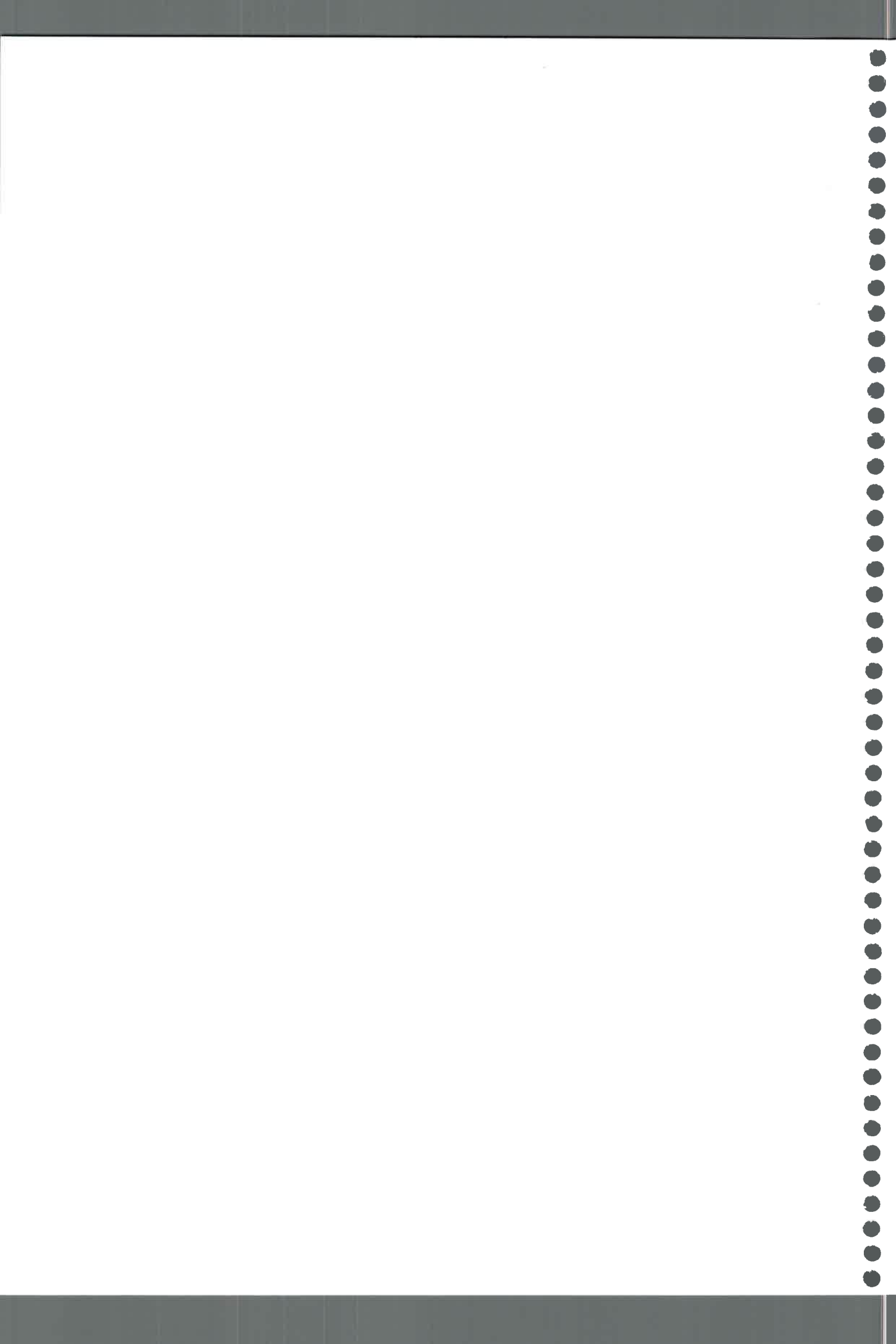
Tabla 12.1: Estadísticos descriptivos de la temperatura de surgencia del agua de los sistemas acuíferos confinados del área de estudio.....	222
Figura 12.6. Diagramas de caja de las temperaturas de surgencia de los diferentes sistemas acuíferos confinados.....	222
Figura 12.7. Mapa de distribución de gradientes geotérmicos para los sistemas acuíferos confinados.....	223
Figura 12.8. Temperaturas máximas estimadas mediante diferentes geotermómetros: SiO_2 , Na-K, Na-K-Ca y Mg-Li.....	225
Tabla 12.2. Profundidades máximas alcanzadas por los fluidos hidrotermales, estimadas con geotermómetro de SiO_2	226
Figura 12.9. Profundidad del acuífero vs. Profundidad estimada con geotermómetro de SiO_2 calcedonia.....	227



PREFACIO

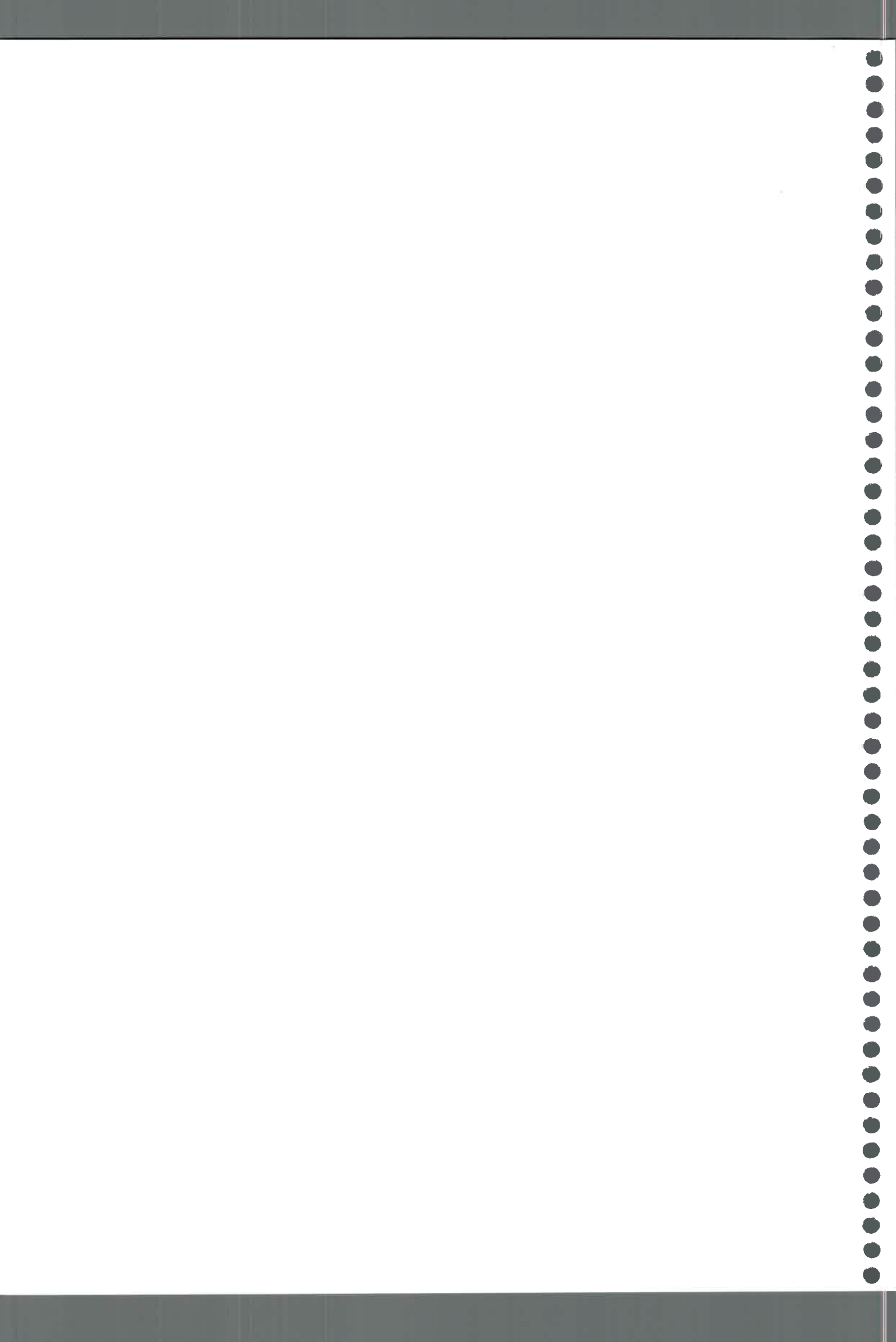
La presente investigación ha sido realizada durante el período 2011-2014 y se presenta como requisito para obtener el grado de Doctor en Ciencias Geológicas según las disposiciones vigentes en la Carrera de Posgrado de la Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales de la Universidad Nacional de Río Cuarto (UNRC).

Para su desarrollo se utilizó la infraestructura del Dpto. de Geología de la UNRC y fue subsidiado por FONCyT y MINCyT Córdoba, en el marco del proyecto PID 35/08, además de Programas y Proyectos de Investigación de SECyT UNRC.



RESUMEN

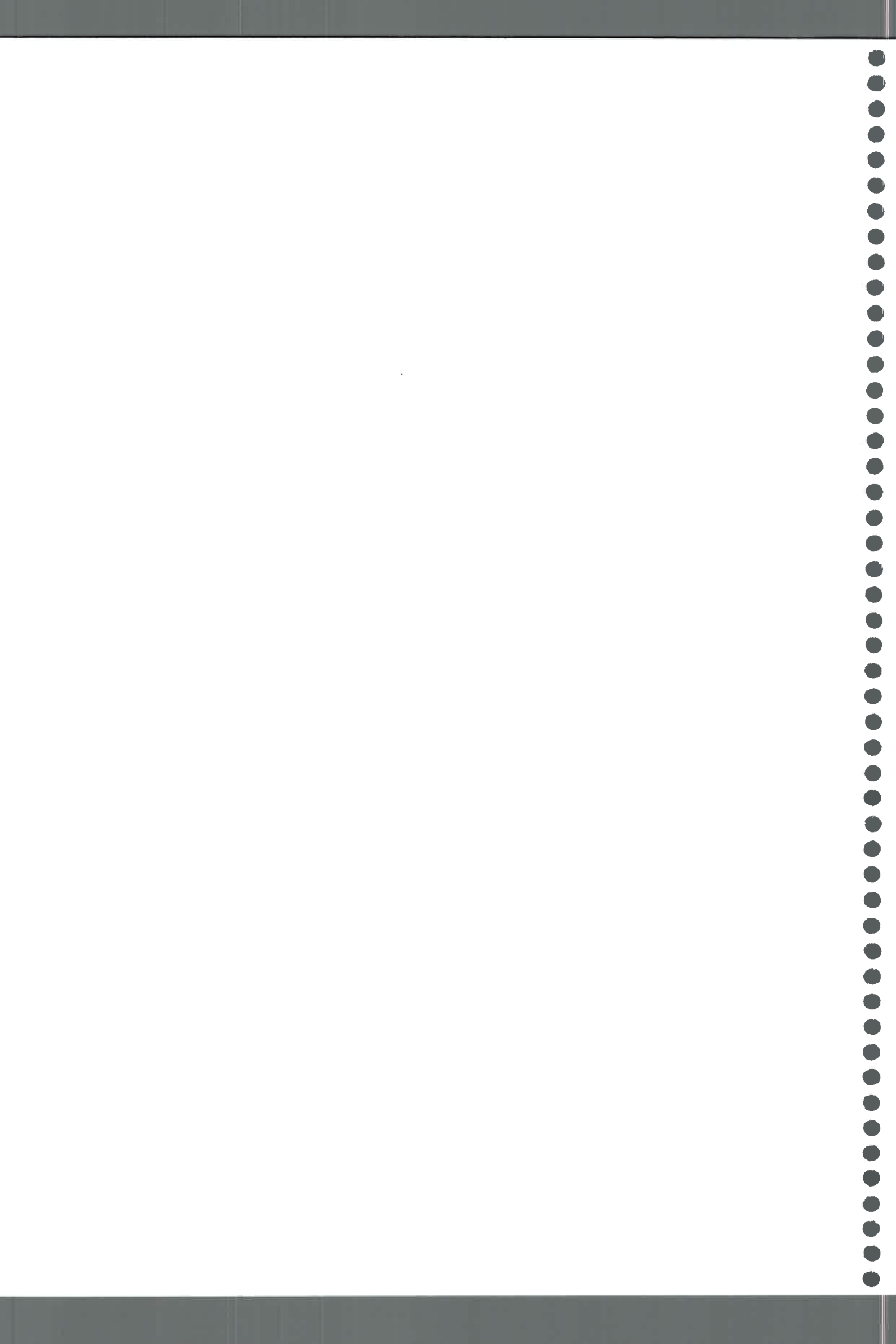
El agua es el líquido más abundante del planeta y puede ser considerada como un recurso natural renovable si se considera la continuidad y persistencia del ciclo hidrológico, aunque puede transformarse en un recurso finito a escala humana en los acuíferos libres profundos o confinados en zonas áridas y semiáridas, debido a que los tiempos de renovación pueden ser de varios miles de años. En el Sur de Córdoba, el soporte de todas las actividades que se desarrollan, es el recurso hídrico subterráneo, por lo que es necesario disponer de estudios integrales que permitan la planificación para un uso más sustentable considerando tasas de renovación del agua de los distintos sistemas acuíferos. El objetivo de esta investigación es elaborar el modelo geohidrológico que explique la dinámica y la calidad del agua subterránea principalmente la de los acuíferos confinados del Centro-Sur provincial, poniendo énfasis en la geoquímica y en el análisis isotópico para definir edad y origen del agua. Además se realizó la vinculación entre los sistemas atmosférico, superficial y subterráneo, con el fin de aportar pautas para optimizar la planificación y gestión de los recursos hídricos. Se utilizó metodología geológica-geomorfológica e hidrogeológica convencional, incluyendo el análisis de los isótopos estables (^2H y ^{18}O) y radioactivos (^3H y ^{14}C) y de geotermómetros, los que permitieron avanzar en el conocimiento del termalismo en el área. La zona investigada (11.000 Km^2) es un ámbito predominantemente rural, en plena llanura Chaco-Pampeana, que incluye varios centros poblacionales que se abastecen exclusivamente de agua subterránea. El diseño tectónico del área ha condicionado la sedimentación que dio origen a los diferentes acuíferos, lo que sumado a las variaciones climáticas del cuaternario y a eventos neotectónicos, han incidido en los procesos hidrodinámicos y geoquímicos de estos sistemas hidrológicos. El **acuífero libre** de sedimentos finos cuaternarios ($K \sim 10^{-3}$ -1 m/d), niveles freáticos someros y dirección de flujo del agua NO-SE, presenta gradientes hidráulicos de 0,2% con velocidades de circulación de hasta 0,1 m/d y evolución geoquímica normal, dada por un aumento salino (CE de 777 a 15.600 $\mu\text{S/cm}$) y cambio de tipo geoquímico del agua de bicarbonatadas y sulfatadas, al Oeste, a cloruradas-sulfatadas, al Este, siempre sódicas, debido a la ganancia de sales (disolución, hidrólisis, intercambio catiónico, entre otros) por el aumento del tiempo de contacto agua-sedimentos. Los **Sistemas Acuíferos Confinados (SAC)** son multicapa, constituidos por delgadas lentes areno-gravosas ($K \sim 1$ a 30 m/d), de variable desarrollo lateral, vinculadas a paleosistemas fluviales neógenos, alojadas a diferentes profundidades e intercaladas en potentes paquetes arcillosos que le otorgan diferentes grados de confinamiento. El flujo subterráneo de los SAC es O-E, al Oeste, y NO-SE al Este, con gradientes hidráulicos (0,35-0,13%) y velocidades de flujo variables (0,42-0,01 m/d), siendo el sistema más profundo SAC D el de gradientes más tendidos y velocidades de flujo más bajas. El agua de los SAC, de menor salinidad (CE ~ 546 a 4.000 $\mu\text{S/cm}$) que el acuífero libre suprayacente, exhibe también una evolución geoquímica normal en el sentido del flujo, con aguas dulces y bicarbonatadas al Oeste a saladas y sulfatadas, al Este, siempre sódicas. Se destaca que los SAC poseen aguas termales con temperaturas de surgencia (22-33,6°C) que superan las esperadas por la profundidad de yacencia, considerando gradientes geotérmicos normales. La distribución areal de los gradientes geotérmicos está vinculada al modelo geotectónico del área, encontrándose los valores más elevados asociados a los depocentros cretácicos de las cuencas de General Levalle y Chacoparanaense y los más bajos al Alto de Laboulaye, entre las fallas Reducción-Del Chañar y Pampayasta-Alejandro Roca. Se sumaría la conformación estructural de bloques que descienden gradualmente hacia el Este los que facilitarían la circulación del agua a mayores profundidades (hasta 2.300 m) y su ascenso rápido posterior hasta su actual yacencia. En general, los SAC se encuentran más empobrecidos isotópicamente (^2H y ^{18}O) que el acuífero libre, principalmente SAC A2, C y D, y similar a los arroyos de las áreas serrana-pedemontanas, lo que indicaría recarga de agua meteórica en estos sectores en donde las lluvias poseen esa marca isotópica, debido al fraccionamiento que produce el efecto continental y probablemente la mayor frecuencia de eventos nivneos en sierras. Las interpretaciones realizadas a partir de isótopos estables, cálculos hidráulicos y la ausencia de ^3H en los SAC sugieren que serían aguas viejas, con un incremento en el gradiente de edad que aumenta de Oeste a Sudeste y con la profundidad. Las edades obtenidas con ^{14}C para SAC A2 (1×10^3 - 4×10^3 AP) y para SAC C (10×10^3 AP), indican aguas recargadas durante períodos fríos holocénicos, entre la "Pequeña Edad de Hielo" y el final del "Óptimo Climático del Holoceno" y durante la última glaciación, respectivamente. Para SAC D (40×10^3 AP), se infiere que se trataría de paleoaguas pleistocénicas recargadas durante la Glaciación Würm. El modelo hidrogeológico elaborado permite hacer un llamado de atención al uso actual que se le da a los sistemas acuíferos confinados de la región, alertándose sobre la necesidad de un uso más racional y sustentable de los mismos por tratarse de aguas de buena calidad, termales y con tasas de renovación muy altas.





ABSTRACT

Water is the most abundant liquid on the planet and can be considered as a renewable natural resource, considering the continuity and persistence of the hydrological cycle. However, water can become a finite resource on a human scale in deep unconfined or confined aquifers in arid and semi-arid areas because water turnover periods can be of several thousands of years. In the South of Córdoba province, groundwater resources support all the human activities. As a result, more comprehensive studies are necessary for the planning of a more sustainable use considering groundwater renewal times in the different aquifer systems. The objective of this research is to develop a geohydrological model that explains groundwater dynamics and quality mainly of confined aquifers of South-Central area of Córdoba province, with emphasis on the geochemistry and isotopic analysis to determine groundwater age and origin. Also, the link between atmospheric, surface and groundwater systems was investigated in order to provide guidelines to optimize the planning and management of water resources. Conventional geological-geomorphological and hydrogeological methodology was used, including analysis of stable (^2H and ^{18}O) and radioactive (^3H and ^{14}C) isotopes in addition to geothermometers, which improved thermalism knowledge in the area. The area (11,000 km^2) under research is predominantly rural, situated in the middle of Chaco-Pampean plain in which groundwater supplies several cities and villages. The regional tectonic design has influenced the sedimentation processes that gave rise to the different aquifers. This aspect, in conjunction with the Quaternary climatic changes and neotectonic events has affected the hydrodynamic and geochemical processes of these water systems. The unconfined aquifer consists of fine Quaternary sediments ($K \sim 10^{-3} - 1$ m/d) and exhibits shallow groundwater levels, NW-SE water flow direction, hydraulic gradients of 0.2% and flow velocity up to 0.1 m/d. The geochemical evolution is normal, given by a salt increase (EC 777-15,600 $\mu\text{S}/\text{cm}$) and the change of geochemical type from bicarbonate and sulphate type, at the West, to chloride sulphate type, to the East, always of sodium type. This evolution is the consequence of salt gaining (because of dissolution, hydrolysis, cation exchange, among others) as a result of increasing the water-sediment interaction time. The confined aquifer systems (CAS) are multilayered and formed by thin sand-gravel lenses ($K \sim 1$ a 30 m/d), linked to Neogene fluvial paleosystems, which present lateral variable extension. These layers are situated at different depths and are interlayered with thick clay strata which generate different confinement grades. The CAS groundwater flow is WE (at the west) to NW-SE (at the East), with varying hydraulic gradients (0.35 to 0.13%) and flow rates (from 0.42 to 0.01 m / d), being the deeper system (CAS D) that with lower gradients and flow velocities. The SAC groundwater, with lower salinity (EC 546 to 4,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) than the overlying unconfined aquifer, also exhibits a normal geochemical evolution in the flow direction, with fresh bicarbonate water at the West to salty sulfate water to the East, always of sodium type. CAS present thermal groundwater with temperatures of 22-33.6°C, which exceed those expected considering the aquifer depth as a result of normal geothermal gradients. The areal distribution of geothermal gradients is related to the geotectonic model of the area, with the highest values associated with Cretaceous depocenters of General Levalle and Chacoparanaense basins and the lowest to the Laboulaye High, between Reducción-Del Chañar and Pampayasta-Alejandro Roca regional faults. It could be added that the structural arrangement of blocks gradually descending eastwards, would facilitate the circulation of groundwater at greater depths (up to 2,300 m) and its subsequent rapid rise to its current lying depth. The CAS are more isotopically depleted (^2H and ^{18}O) than the unconfined aquifer, especially CAS A2, C and D, and are similar to the rivers of mountain-piedmont areas. This indicates meteoric water recharge in these sectors, where rains have the same isotopic signature due to fractionation produced by continental effect and probably the frequent snowy events in the mountains. The interpretations made from stable isotopes results, hydraulic calculations and the absence of ^3H in the CAS, would suggest that groundwater is old and that there is an age gradient increase from West to south-east and in depth. The ^{14}C ages obtained for CAS A2 ($1 \times 10^3 - 4 \times 10^3$ BP) and CAS C (10×10^3 BP) indicate waters recharged during Holocene cold periods, between the "Little Ice Age" and the ending of "*Holocene Climatic Optimum*" and during the last glaciation, respectively. CAS D (40×10^3 BP) presents paleowaters that could have been recharged during the Pleistocene (Würm glaciation). The developed hydrogeological model demands attention in relation to the present use of CAS groundwater and alerts about the need for a more rational and sustainable use of these aquifers taking into account their good water quality, the thermalism and the very high rates of renewal.



INTRODUCCIÓN

1.1 FUNDAMENTACIÓN DEL ESTUDIO

El agua adquiere relevancia en la Tierra por dos cuestiones fundamentales, por ser el agente modificador más importante del planeta y porque representa la base de todas las formas de vida existentes en ella. Además, si bien el agua es el líquido más abundante en el planeta y puede ser considerada como un recurso natural renovable, teniendo en cuenta la continuidad y persistencia del ciclo hidrológico, puede transformarse en un recurso finito a escala humana en algunos ambientes hidrológicos (acuíferos confinados o profundos en zonas áridas), dado que pueden estar sobre explotados y/o los tiempos de renovación pueden ser de varios miles de años. Desde una visión antropocéntrica el agua cumple tres funciones principales, fuente de recursos, soporte de actividades y sumidero de residuos (ELANEM, 2000; Cantú *et al.*, 2008). Sin embargo, no toda el agua del planeta se encuentra disponible para el uso y consumo por parte del hombre, a lo que se suma el hecho de que las reservas de agua dulce se encuentran en la actualidad disminuidas en algunos ambientes donde la demanda excede la reposición de agua, debido al aumento de la población mundial y al avance de los procesos industriales y agrícola-ganaderos, que requieren cada vez más de mayores cantidades de agua de buena calidad. Además, debe considerarse la disminución de parte de las reservas debido a contaminación por diversas actividades humanas.

En este marco, el agua subterránea, de gran importancia por lo que representa en los porcentajes de distribución en la Tierra de reservorios de agua dulce (20 %) y de agua dulce líquida (94%), requiere de estudios cada vez más integrales, con especial atención a su dinámica y calidad, que permitan definir modelos de funcionamiento hidrogeológicos acabados. Para ello, es necesario el uso de diversas herramientas (geológicas, geomorfológicas, hidroestratigráficas, hidrodinámicas e hidroquímicas) que permitan la convergencia de evidencias y contribuyan de ese modo a mejorar la comprensión las posibles entradas, salidas e interrelaciones entre las variables que componen el sistema bajo análisis de manera de sentar las bases para el correcto uso,

manejo y protección de los recursos hídricos (Hernández, 2000; Tujchneider y Tineo, 2002; Blarasin, 2003; Cabrera, 2009; Matteoda, 2012; Giuliano Albo, 2013).

Para la elaboración de estos modelos de funcionamiento hidrogeológicos, la hidrogeoquímica se convierte en un instrumento importante (Custodio, 1993), ya que permite interpretar la distribución, concentración y evolución espacio - temporal de los elementos químicos resultantes de la interacción agua - medio sólido - gaseoso u otro fluido en un sistema hidrológico. Al respecto merece mención especial el concepto de fondo natural ("baseline", "background") de la calidad del agua subterránea, en auge en muchos países (Manzano *et al.*, 2003; Edmunds y Shand, 2008). Se entiende por fondo natural, a aquellas condiciones físico-químicas propias del agua que se derivan de procesos puramente naturales (Manzano *et al.*, 2003). Así, cualquier impacto sobre la calidad del agua podrá evaluarse por comparación con ese fondo natural, cuyas características se utilizan de referencia para evaluar el grado de éxito de programas de recuperación o remediación.

Otra mención especial merecen los estudios isotópicos, parte constitutiva y complementaria de la hidrogeoquímica y de sumo interés en la elaboración de modelos hidrogeológicos, ya que los isótopos estables del agua (^{18}O y ^2H) son excelentes trazadores naturales debido a que las moléculas que los contienen son más pesadas y poseen un comportamiento característico en el ciclo hidrológico. Los isótopos del agua, permiten tener información sobre la renovación del agua en los acuíferos (recarga), identificación de aguas antiguas (origen y edad del agua), interconexiones hidráulicas entre varios acuíferos, mezcla de aguas de diferente origen, interacciones rocas- CO_2 , hidrodinámica de los acuíferos (flujos y edad), disolución de evaporitas, intrusión de aguas marinas en acuíferos costeros, vulnerabilidad de los acuíferos a la contaminación (origen y circulación de los contaminantes) e identificación de las aguas termo-minerales (Craig, 1961 b; Panarello y Parica, 1984; Gat 1980, 1983, 1996; Panarello *et al.*, 1987, 1995, 2005; Bonorino *et al.*, 1989; Gat *et al.*, 1996; Mook, 2001; Dapeña y Panarello, 2002, 2004, 2005, 2007; Dapeña *et al.*, 2002; Gibson *et al.*, 2005; Custodio, 2005; Panarello *et al.*, 1993, 2005; Martínez *et al.*, 2006, 2007; Quiroz Londoño *et al.*, 2008; Quiroz Londoño, 2009; Cabrera, 2009; Bécher Quinodóz, 2014). Las investigaciones de isótopos radiactivos ^3H y ^{14}C son herramientas utilizadas para evaluar aguas de recarga, tiempo de residencia del agua en los reservorios subterráneos y velocidad de flujo (Panarello, 2002; Dapeña *et al.*, 2002; Dapeña y Panarello, 2004; Kazemi *et al.*, 2006; Dapeña y Panarello, 2007; Panarello y Dapeña, 2008; Quiroz Londoño, 2009; Cabrera, 2009).

Por otra parte, el estudio de las propiedades geotérmicas de sistemas acuíferos profundos también adquiere gran interés ya que en numerosas oportunidades, éstas los convierten en recursos de gran relevancia para la economía regional, siendo fundamental la elaboración del modelo geotérmico en concordancia con el tectónico.



Para ello, es imprescindible elaborar hipótesis con respecto a la profundidad máxima alcanzada por el agua y su temperatura a dicha profundidad. El uso de la termometría hidroquímica procura el conocimiento de la temperatura a la que se encuentra el fluido termal en profundidad, la del último equilibrio termodinámico alcanzado entre el agua y la roca (si es que se hubiera producido) el cual suele tener lugar en el tramo distal del acuífero que actúa como almacén geotérmico. El principio básico de los geotermómetros es aplicar una reacción entre el agua y una o varias fases minerales, que sea sólo función de la temperatura y cuya termodinámica sea perfectamente conocida hasta la temperatura en la que el agua alcanza su punto crítico. En este caso, la solubilidad o la relación de solubilidades entre las referidas fases minerales, reflejada en el análisis del agua, permite determinar las condiciones térmicas en las que se ha producido la reacción de equilibrio (Fournier y Truesdell, 1973; Fournier *et al.*, 1974; Fouillac y Michard, 1981; Kharaka y Mariner, 1989; Bonorino, 1988, 1993 y 1994; Bonorino *et al.*, 1989; Panarello *et al.*, 1987, 1992; Panarello, 2002; Cabrera, 2009).

Al Sur de Córdoba, las actividades socio-económicas más importantes que se desarrollan son la agricultura y la ganadería. Para sustentar ambas actividades y para los restantes usos (domésticas, recreativas, industriales), los habitantes se abastecen principalmente del recurso hídrico subterráneo. El agua freática es la de más importancia, ya que es la utilizada por la mayor parte de los habitantes rurales, mientras que los recursos confinados son utilizados en el ámbito urbano y en algunas áreas rurales. Los antecedentes de la región (Lema, 1999; Cabrera y Blarasin, 1994; Cabrera, 2009) indican que los sistemas de acuíferos confinados poseen aguas termales y de muy buena calidad. Respecto al acuífero freático, en general, los productores rurales desconocen la calidad del agua que consumen, la cual se encuentra fuertemente afectada, en algunos casos, por elevadas concentraciones de sales disueltas totales, cloruros y sulfatos, en otros, por altos tenores de arsénico y flúor (componentes típicos del agua en la llanura Chaco-Pampeana) y en numerosas ocasiones, por la presencia de concentraciones importantes de nitratos y microorganismos (indicadores principales de la degradación que el recurso sufre debido al impacto ocasionado por las actividades del hombre). A partir de la relevancia económica-social que tienen los recursos hídricos subterráneos, resulta necesario realizar un estudio integral que permita comprender más acabadamente el funcionamiento hidrogeológico en la región.

Para estos esquemas de funcionamiento hidrogeológicos son de gran utilidad el uso de herramientas novedosas como el análisis de **isótopos estables (^{18}O y ^2H) y radiactivos (^3H y ^{14}C)**, ya que permitirán aportar evidencias al conocimiento del origen y edad del agua y la vinculación entre los distintos subsistemas, subterráneo, atmosférico y superficial, del ciclo hidrológico, facilitando la definición de pautas de uso y protección de los recursos hídricos (Dapeña y Panarello, 2002; Panarello *et al.*,

2005; Quiróz Londoño, 2009; Cabrera, 2009). Así también, el empleo de **geotermómetros** en el análisis de las máximas temperaturas y profundidades alcanzadas por los fluidos hidrotermales de los sistemas acuíferos confinados, será de sumo interés, ya que permitirá mejorar el modelo geotérmico en concordancia con la geotectónica de la zona (Bonorino, 1993; Bonorino *et al.*, 1996; Panarello, 2002; Cabrera, 2009).

1.2 ANÁLISIS DE ANTECEDENTES DE ESTUDIOS HIDROGEOLÓGICOS, HIDROGEOQUÍMICOS, ISOTÓPICOS Y GEOTÉRMICOS

Entre la bibliografía clásica internacional que trata sobre los principios básicos de la química y de la relación con los minerales con los que el agua subterránea está en contacto merecen citarse Garrels y Christ (1965), Stumm y Morgan (1981), Drever (1982), Nordstrom y Muñoz (1986) y Drever (2002). La aplicación a las aguas subterráneas ha sido desarrollada por Schoeller (1956, 1962), Davis y De Wiest (1971), Hem (1970, 1992), Freeze y Cherry (1979), Matthes y Harvey (1982), Custodio y Llamas (1983) y Domenico y Schwartz (1990). En los últimos años, trabajos muy importantes suman a esta temática aspectos relacionados a la modelación numérica de la calidad del agua subterránea (Parkhurst *et al.*, 1980; Plummer *et al.*, 1991; Appelo y Postma, 1996; Deustch, 1997; Parkhurst y Appelo, 1999; Thangarajan, 2007; Merckel and Planer-Friedrich, 2008) y al estudio de sistemas hidrotermales (Arnórsson, 2000a; Kühn, 2004).

El tratamiento de datos hidrogeoquímicos procedentes de acuíferos en nuestro país ha sido realizado por numerosos autores y la lista a enumerar excedería el objetivo de este apartado, sin embargo es de importancia mencionar que en los últimos años se ha incursionado en el estudio estadístico uni y multivariado y análisis geoestadístico general de datos hidroquímicos, técnicas muy útiles para apoyar los estudios convencionales (González y Hernández, 1988; Ussunof, 1994; Albouy *et al.*, 1995; Albouy y Bonorino, 1995; Fili *et al.*, 1995; Paris *et al.*, 1997; Blarasin *et al.*, 2003; Blarasin *et al.*, 2005; Cabrera *et al.*, 2005; Matteoda *et al.*, 2007; Blarasin *et al.*, 2008; Damilano, 2005; entre otros). La modelación geoquímica, herramienta más actual para el estudio de procesos de mezcla de aguas o procesos de evolución geoquímica según líneas de flujo ha sido puesta en práctica por Rossi (1996); Bocanegra y Benavente (1994); Martínez *et al.* (1995); Bocanegra *et al.* (2002); Albouy *et al.* (2007); Quiróz Londoño (2009); Cabrera *et al.* (2009); Albouy *et al.* (2010); Matteoda (2012); Bécher Quinodóz (2014); entre otros.

Con referencia a las técnicas isotópicas ambientales algunos textos clásicos son Fritz y Fontes (1980, 1986, 1989); IAEA (1981), Gat (1996); Clark y Fritz (1997); Hoefs (1997); Mook (2001), Aggarwal *et al.* (2005). En 1961, Craig estableció una correlación entre la composición isotópica del Hidrógeno y Oxígeno en precipitaciones, que

obedece a una relación lineal conocida como recta meteórica. Dansgaard (1964) establece que la composición isotópica media anual de las aguas meteóricas responde a la temperatura del aire, latitud, altitud y continentalidad. En 1967, Gat y Tzur demostraron que la composición isotópica del agua subterránea en climas templados refleja, con buena aproximación, la composición isotópica del promedio de la precipitación de una localidad. El fraccionamiento de los isótopos estables de diferentes elementos ha sido presentado por varios autores, entre los que merecen citarse Craig *et al.* (1964), Valley *et al.* (1986), Taylor *et al.* (1991), Hoefs (1997), Clark y Fritz (1997), Criss (1999), Valley y Cole (2001) y Aggarwal *et al.* (2005). Las aplicaciones del fraccionamiento a los estudios de procesos ambientales fueron editadas en dos libros clásicos por Fritz y Fontes (1980, 1986). Además, merecen citarse trabajos de Fontes y Edmunds (1989) y Gaye (2001) que ofrecen una revisión de técnicas isotópicas de utilidad para el monitoreo de la salinidad en aguas subterráneas; Abd El Samie y Sadek (2001), que identifican las características de recarga y flujo en un acuífero arenoso en la Península del Sinaí usando técnicas isotópicas e hidroquímicas; Sracek e Hirata (2002), quienes explican las tendencias geoquímicas y de isótopos estables en la unidad brasilera del acuífero Guaraní y Mendonça *et al.* (2002), quienes estudiaron la relación entre el agua superficial y los acuíferos en el Noreste brasilero, entre otros. Por otro lado, puede mencionarse a Rivers *et al.* (1996), que trabajan con isótopos del Nitrógeno para identificar contaminación y a Aravena (2002), que ofrece una revisión general sobre la aplicación de isótopos ambientales en estudios de contaminación en aguas subterráneas. Además, deben destacarse las contribuciones de Fontes (1983), Rozanski *et al.* (1991), Goode (1996), Clark and Fritz (1997), Etcheverry and Perrochet (2000), Bethke and Johnson (2002), Michel (2005), Plummer (2005) y Kazemi *et al.* (2006) quienes han trabajado con los conceptos de edad, tiempos de residencia y datación de aguas subterráneas, utilizando los radioisótopos ^3H y ^{14}C .

En la década del '60 el Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA), en cooperación con la Organización Meteorológica Mundial (OMM), estableció una red mundial de estaciones para la colección de muestras mensuales de precipitación (Global Network for isotopes in Precipitation (GNIP), con el objeto de determinar la composición isotópica. El Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) integra esta red desde 1978, y estableció una Red Nacional de Colectores de Isótopos en Precipitaciones (RNC) cuya principal función es evaluar la distribución espacial y temporal del contenido isotópico de las aguas de lluvia y su dependencia con los parámetros meteorológicos (Dapeña y Panarello, 1999, 2002).

En el país, la mayor parte de los trabajos abordados con herramientas isotópicas han contado con la participación del INGEIS. Así, Panarello y Parica (1984) muestran la aplicación de los estudios del isótopo ^{18}O en Hidrogeología y Geología; Panarello y Alberio (1981) realizan análisis de ^3H , ^{18}O y ^2H en aguas de lluvias en Buenos Aires,



Panarello y Sierra (1987) realizan una investigación hidrogeoquímica e isotópica de un sistema geotermal en Salta y Jujuy; Albero *et al.* (1987) ofrecen evidencias isotópicas en la definición del origen del agua subterránea en el valle de Tulum, San Juan; Levin *et al.* (1987) aplican técnicas isotópicas e hidrogeoquímicas para el análisis de la recarga y flujos subsuperficiales en Comodoro Rivadavia, Chubut; Levin *et al.* (1988a) usan isótopos ambientales en el estudio hidrogeológico del sector costero de Buenos Aires y Levin *et al.* (1988b) muestran las aplicaciones de técnicas isotópicas e hidrogeoquímicas en estudios hidrogeológicos en Mar Chiquita, Buenos Aires. Panarello *et al.* (1992), aplican estudios isotópicos e hidrogeoquímicos en el campo geotermal de Neuquén, Panarello *et al.*, (1995) estudian la aptitud del recurso hídrico en la zona de La Plata; Dapeña y Panarello. (2001) realizan un balance isotópico ambiental en la laguna Mar Chiquita, en Córdoba y Panarello y Dapeña (1996) realizan una investigación isotópica del agua subterránea y el origen de la contaminación de los acuíferos en una cuenca de Mendoza. En la cuenca de Bahía Blanca, Bonorino (1988, 1994 y 2005) y Bonorino *et al.* (1989), por medio de estudios geoquímicos e isotópicos ambientales determinan origen y área de recarga del sistema hidrotermal profundo de Bahía Blanca; Tujchneider *et al.* (1994) realizan una investigación geoquímica e isotópica en las aguas subterráneas de Entre Ríos de manera de precisar el origen y la incidencia de la recarga autóctona; Dapeña *et al.* (2002) efectúan una investigación de isótopos ambientales para el estudio del origen del agua y mecanismos de recarga en el acuífero del valle Argentino en La Pampa y Dapeña y Panarello (2004) muestran la composición isotópica del agua de lluvia de Buenos Aires y destacan la importancia del mantenimiento operativo de la Red Nacional de Colectores de Argentina así como el aumento en el número de estaciones en distintas latitudes y altitudes del país. En Gral. Pico - Dorila, provincia de La Pampa, Mariño *et al.* (2005) realizan una caracterización isotópica preliminar del área. En la cuenca del río Quequén Grande, provincia de Buenos Aires, Martínez *et al.* (2006, 2007) efectúan el estudio de la relación agua subterránea - agua superficial. En Gualeguaychú (Entre Ríos), Panarello *et al.* (2005) y en Mar del Plata, Martínez *et al.* (2005), efectúan la caracterización y seguimiento de los rellenos sanitarios municipales y en la isla Decepción (Antártida); Parica *et al.* (1990) y Dapeña *et al.* (2005), realizan la caracterización isotópica del agua. En 2007, Dapeña y Panarello aplican técnicas isotópicas para el estudio de sistemas hidrogeológicos pampeanos. En Caleta Olivia (Santa Cruz) Hernández *et al.* (2008) y en Cacheuta (Mendoza), Hernández *et al.* (2009), realizan el estudio de la génesis de aguas salinas. Además, merecen destacarse la tesis doctoral de Dapeña (2007) por tratarse de una íntegra recopilación y análisis detallado de la historia de estudios isotópicos realizados en el país, y la investigación hidrogeológica utilizando técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas realizada por Quiroz Londoño (2009) en cuencas de la llanura interserrana bonaerense.

Respecto a estudios de acuíferos termales y al empleo de geotermómetros químicos merecen mencionarse a Fournier *et al.* (1974), quienes establecen los principios básicos de estos indicadores y desarrollan los geotermómetros de SiO₂; Fournier y Truesdell (1973), quienes hacen lo propio con los geotermómetros de Na-K y Na-K-Ca; Foulliac y Michard (1981), con los de Na-Li y a Kharaka y Mariner (1989), con los de Mg-Li. También se destacan por la aplicación de estos geotermómetros Baeza Rodríguez-Caro *et al.* (2000), que evaluaron el potencial hidrotermal e hidromineral en el territorio aragonés; Díaz-González *et al.* (2008) que presentaron tres nuevas ecuaciones mejoradas del geotermómetro Na/K; Fernández *et al.* (1988) que aplicaron técnicas geotermométricas para la evaluación de aguas relacionadas a reservorios carbonatado-evaporíticos en Fitero y Arnedillo, España. En Argentina, son muy significativas las contribuciones de Bonorino *et al.* (1989) que aplicaron estas técnicas en el acuífero profundo de Bahía Blanca; Panarello *et al.* (1992) y Panarello (2002) que realizaron la caracterización geoquímica, isotópica y geotermal de los reservorios de los campos geotérmicos Domuyo y Copahue-Caviahue, de la provincia de Neuquén; Miró (2009) que presenta una caracterización de acuíferos termales en las provincias de Santiago del Estero y Tucumán; Martín y Palazzo (2009) que efectúan una investigación relacionando los procesos tectónicos con los acuíferos hidrotermales en Santiago del Estero; Chiodi *et al.* (2011), quienes realizan un estudio de las manifestaciones hidrotermales en la provincia de Córdoba; Cabrera *et al.*, (2010), quienes evalúan el potencial geotérmico en un acuífero al Sur de Córdoba; entre otros.

En el Sur de Córdoba, el Departamento de Geología de la Universidad Nacional de Río Cuarto, viene desarrollando desde hace 30 años, proyectos de investigación hidrogeológicos, subsidiados por diversos organismos nacionales e internacionales. En este marco, se han realizado estudios que contemplan la determinación de aspectos hidrogeológicos generales y ambientales (Blarasin, 1984; Cabrera y Blarasin, 1997a y 2000; Blarasin *et al.*, 1998, 2000 y 2001 a y b; Blarasin y Cabrera, 2001; Blarasin, 2003; Blarasin *et al.*, 2005, 2006 y 2008) y de vulnerabilidad y peligro de contaminación del acuífero libre ante diversas amenazas (Blarasin *et al.*, 1995 a y b; Cabrera y Blarasin, 1996), además de algunos estudios específicos del comportamiento de contaminantes a partir de efluentes derivados de sistemas de saneamiento in situ (Blarasin *et al.*, 1995c, 1996, 1999, 2002 y 2008) y de actividades agrícolas (Cabrera y Blarasin, 1997b y 1999) y debido a contaminación natural (Blarasin *et al.*, 2001a, Cabrera y Blarasin, 2001, Cabrera *et al.*, 2003). Sin embargo, son muy pocos los trabajos en donde se han aplicado herramientas isotópicas para la elaboración de modelos hidrogeológicos. Entre ellas merecen destacarse la tesis doctoral de Cabrera (2009) quien aplica por primera vez, en el Sur de Córdoba, el análisis isotópico (²H, ¹⁸O y ³H) como complemento de las técnicas hidrogeoquímicas básicas en el modelo hidrogeológico de los acuíferos. Además, se cita el estudio geoquímico con aplicación de técnicas isotópicas realizado en áreas periserranas del

Sur de Córdoba por Giuliano Albo (2013), el de Bécher Quinodóz (2014) para evaluar mezclas de agua superficial-subterránea, y el de Yaciuk (2014) en la cuenca del arroyo Mosuc Mayu.

A los estudios realizados por la UNRC al Sur de Córdoba se suman, aunque son escasos y puntuales, algunas investigaciones hidrogeológicas llevadas a cabo por otras instituciones, entre las que pueden citarse la realizada a escala regional en el Norte de Córdoba desarrollada en el marco del Convenio Argentino – Alemán, entre los años 1969 – 1973; el estudio detallado del año 1985 de Franklin Consult sobre el aprovechamiento de excedentes hídricos en la zona del río Quinto; la investigación de la ex DPH (Dirección Provincial de Hidráulica) sobre calidad de agua para riego en toda la provincia (Moyano y Leynaud, 1992); el estudio de profundidad del nivel freático en algunas localidades de los Departamentos Roque Sáenz Peña y General Roca (Estruch *et al.*, 1998) y el balance hídrico y su vinculación con la evolución de niveles freáticos para Laboulaye y alrededores (Giacosa y Paoli, 2001). Además, merece citarse el estudio hidrogeológico de acuíferos profundos realizado por Renz (1993) en el centro de la provincia de Córdoba.

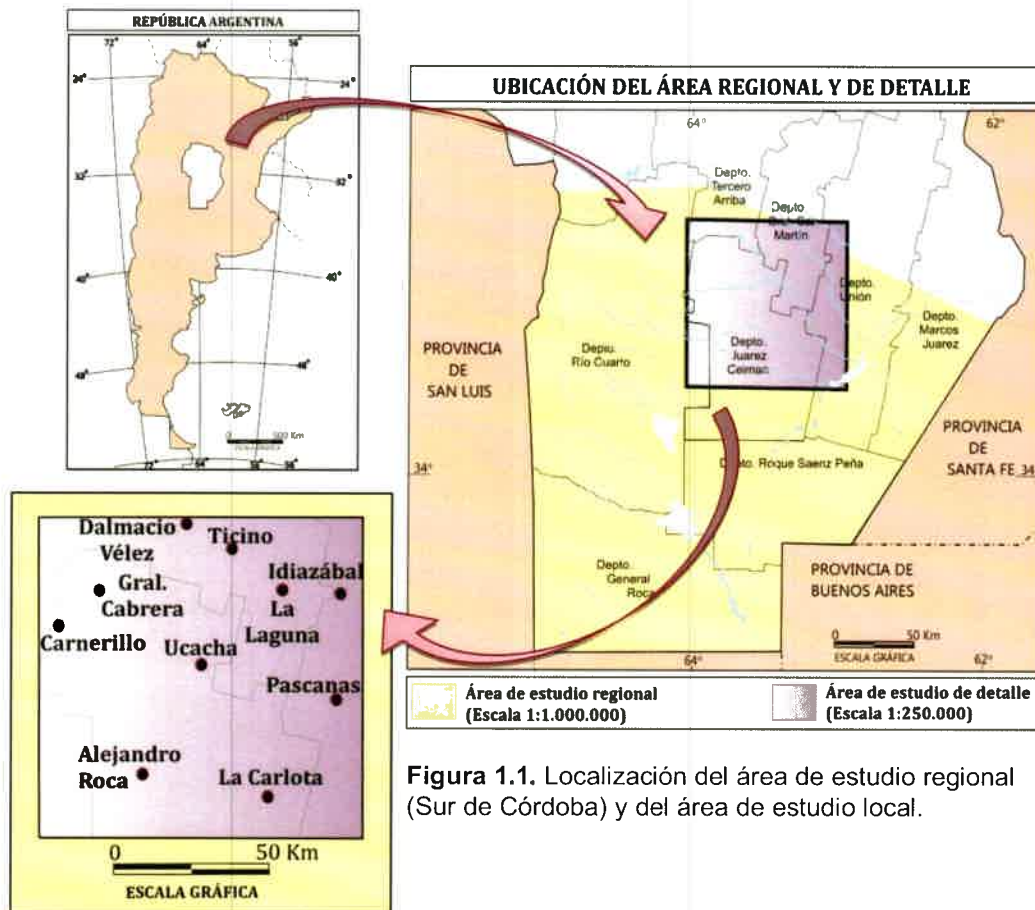
Si bien, para la zona seleccionada para el presente estudio, se cuenta con antecedentes hidrogeológicos regionales (Cabrera y Blarasin, 1994 y 1997a; Degiovanni *et al.*, 1995; Lema, 1999; Blarasin, 2003; Degiovanni *et al.*, 2005; Cabrera, 2009), surge la necesidad, por la relevancia del agua subterránea en todas las actividades, de desarrollar una investigación de detalle que complemente las técnicas tradicionales con otras más nuevas y específicas, que permitan elaborar un modelo geohidrológico integral más detallado y acabado.

1.3 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

En la presente investigación se trabajó a dos niveles de análisis: uno regional (Escala 1:1.000.000) y otro de mayor detalle (Escala 1:250.000) (Figura 1.1). A nivel de reconocimiento regional, el área estudiada, que abarca el Sur de la provincia de Córdoba entre las coordenadas geográficas 32° 35' y 34° 59' de Latitud Sur y 62° 10' y 64° 20' de Longitud Oeste, cubre una superficie aproximada de 40.000 Km² y limita al Norte con el río Tercero y al Sur con la provincia de La Pampa, tomando parte de la llanura Chaco-Pampeana Argentina y de las Sierras Pampeanas.

A nivel de detalle, se seleccionó una zona que, por los antecedentes hidrogeológicos (Blarasin, 2003; Cabrera, 2009), presenta acuíferos confinados de gran interés para la provincia. La zona comprende una superficie aproximada de 11.000 Km² y queda definida al Norte, por las localidades de Dalmacio Vélez Sarsfield-

Ballesteros Sur y, al Sur por las poblaciones de Las Acequias-La Carlota, entre las coordenadas 32°30' - 33°30' de Latitud Sur y entre 63°00' - 64°10' de Longitud Oeste.



Si bien el área no abarca una unidad de estudio típica en hidrología (cuenca hidrológica) ha sido seleccionada con el fin de obtener una visión global de los sistemas acuíferos confinados del Sur de Córdoba que permita conocer sus límites y geometrías, así como, comprender lo más acabadamente posible su funcionamiento hidrogeológico. Además, si bien la zona seleccionada conforma un área de llanura, según los antecedentes de estudios previos (Blarasin *et al.*, 2000; Blarasin, 2003; Degiovanni, 2005, Cabrera *et al.*, 2008; Blarasin *et al.*, 2010) presenta grandes singularidades geomorfológicas, hidroestratigráficas, hidrodinámicas y geoquímicas de interés que ofrece diversas posibilidades de abastecimiento de agua para las diferentes actividades que se desarrollan en la región, consumo humano, ganadero, riego, industrial y recreativo.

1.4 HIPÓTESIS

De acuerdo a la problemática descripta para la región las hipótesis que se plantean son:

Hipótesis A: La sedimentación que dio origen al sistema de acuíferos confinados del Sur de Córdoba está fuertemente relacionada a paleoactividad fluvial paleógena-neógena, condicionada en gran parte por las estructuras geológicas regionales.

Hipótesis B: Las relaciones hidráulicas existentes entre los distintos sistemas acuíferos profundos, y entre ellos y el acuífero freático, definen la dinámica de los primeros, quienes no mostrarían relaciones con las precipitaciones locales sino que la recarga procedería de aguas meteóricas en áreas alóctonas, serranas y pedemontanas.

Hipótesis C: La geoquímica de los sistemas de acuíferos confinados está controlada principalmente por las características litológicas e hidráulicas.

Hipótesis D: Existen anomalías térmicas en los distintos sistemas acuíferos profundos que guardan relación con el modelo geotectónico de la zona.

En función de estas hipótesis se plantean los siguientes objetivos:

1.5 OBJETIVO GENERAL

Elaborar el modelo geohidrológico que explique la dinámica y la calidad del agua subterránea, principalmente de los acuíferos confinados del Centro-Sur provincial, poniendo énfasis en los aspectos geoquímicos e isotópicos para definir edad y origen del agua, además de la vinculación entre los arcos atmosférico, superficial y subterráneo del sistema, con el fin de aportar pautas para optimizar la planificación y gestión de los recursos hídricos.

1.6 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

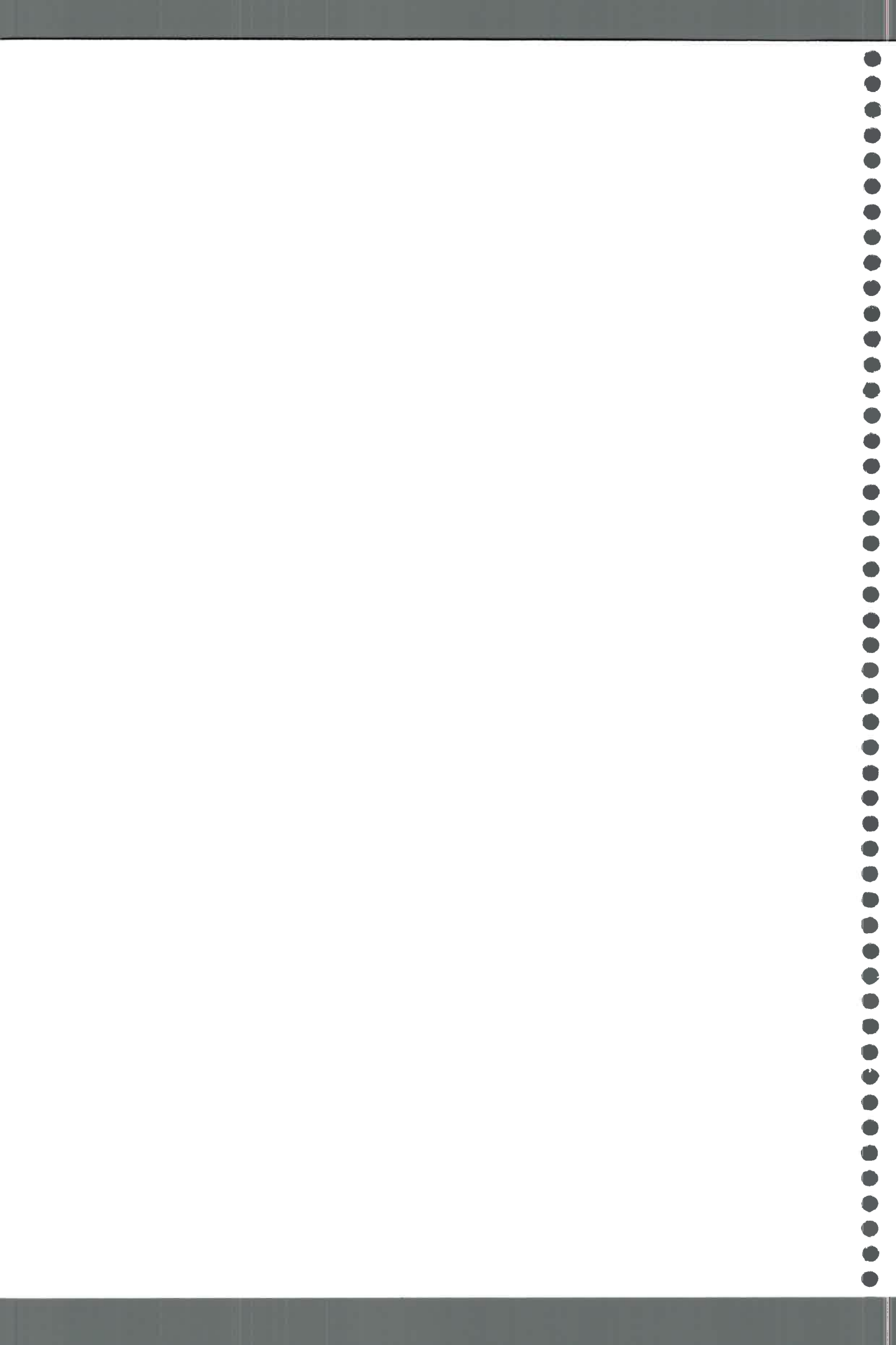
- Completar, integrar e interpretar la información geológica-geomorfológica del área en relación a la dinámica y calidad del agua superficial y subterránea.
- Evaluar y elaborar la información hidrometeorológica para analizar su influencia sobre los recursos hídricos.



- Definir las características hidrogeológicas, hidrodinámicas e hidrogeoquímicas y sus condicionantes en el área seleccionada.

- Estudiar la relación entre el agua atmosférica, superficial y subterránea, mediante el apoyo de isótopos ambientales, estableciendo origen de la recarga, edad, posible mezcla de aguas de distintos acuíferos y circuitos de flujo del agua subterránea.

- Elaborar un modelo geotérmico acorde a la geotectónica del área, en el que se determinen las máximas temperaturas y profundidades alcanzadas por los fluidos hidrotermales a partir de la utilización de geotermómetros.



MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 METODOLOGÍA DE TRABAJO

La primera etapa consistió básicamente en la **recopilación de antecedentes** (bibliográficos, cartográficos, climatológicos, geomorfológicos, hidrológicos y litológicos) referidos a la temática de estudio y al área seleccionada. La investigación se llevó a cabo en dos niveles: uno regional, en el que se utilizó una escala de reconocimiento de 1:1.000.000 mediante la utilización de cartas topográficas e imágenes satelitales (Google Earth, LANDSAT ETM+) y otro local, en el cual se trabajó a una escala de mayor detalle utilizando imágenes y cartas topográficas 1:250.000, procedentes del IGN (Instituto Geográfico Nacional) para las zonas de especial interés hidrogeológico (Villa María (3363-I), Bell Ville (3363-II) y Río Cuarto (3363-III)).

Para el análisis **geológico-geomorfológico** regional y local, se contó con cartografía geológica-geomorfológica de base tales como la Hoja Geológica 24 h Sierra del Morro a escala 1:200.000 que cubre una pequeña parte del sector occidental del Sur de la provincia de Córdoba, dos mapas geomorfológicos de base a escala 1:1.500.000 (Cantú y Degiovanni, 1984, Blarasin *et al.*, 2000) y la Hoja Geológica 3363-III Río Cuarto (Degiovanni *et al.*, 2005) a escala 1:250.000, realizada en el marco del convenio UNRC-SEGEMAR. Se recabó información geológica del Sur provincial, de perfiles litológicos profundos de hasta 400 m alumbrados en diferentes perforaciones (realizados y descriptos por la Dirección Provincial de Hidráulica (DPH) y particulares (Geól. Renz, Lic. Carranza, Lic. Felizzia)). A campo se relevaron y actualizaron las principales características geomorfológicas definidas, se registraron procesos activos y se levantaron y actualizaron perfiles aflorantes (descriptos en barrancas de arroyos, en cárcavas y caminos vecinales profundizados) y profundos, cuyos registros, si bien básicos, se pudieron reconstruir mediante la información brindada por los habitantes y perforistas del lugar en oportunidad del censo de pozos realizado. El análisis en gabinete posterior permitió la elaboración del mapa geológico-geomorfológico actualizado del área de trabajo a escala 1:250.000. Se efectuaron correlaciones litoestratigráficas, mediante la elaboración de transectas regionales O-E

y NO-SE, lo que permitió definir e interpretar la geometría general de los distintos niveles acuíferos.

Se realizó el **análisis morfotectónico** de la zona de detalle, de manera de definir con mayor claridad las estructuras geológicas presentes, siguiendo la metodología propuesta por Orbera Hernández y Fernández (1977), basada en el análisis de la cartografía topográfica y la obtención de mapas de morfoisohipsas (o hipsométrico) y de red de drenaje natural.

Se obtuvieron muestras de sedimentos extraídas de tres perforaciones profundas, con sus respectivos perfilajes resistivos (SP), brindadas por la Empresa Carranza Perforaciones (gentileza Lic. Felizzia). Las muestras correspondientes a los niveles areno-gravosos fueron sometidas a **análisis textural y mineralógico de la fracción limos** (de 53 a 63 μ) y **arcillas** (< 2 μ).

El **análisis textural** fue realizado por la autora de la presente tesis, en el laboratorio de sedimentología de la UNRC, por medio de tamizado (ASTM, escala Udden-Wendworth), obteniéndose los histogramas de % en peso de las distintas fracciones granulométricas presentes en las muestras y las curvas de frecuencia acumulada, lo que sirvió de base para asignar conductividades hidráulicas a estos materiales.

En el laboratorio de petrotomía de la UNRC se llevó a cabo el **análisis mineralógico** de la fracción retenida en el tamiz 270 (53 a 63 μ), realizado por el geólogo A. Demichelis. Las muestras fueron introducidas en un separador de partículas ultrasónico durante 5 minutos antes de ser tamizadas por vía húmeda y posterior al secado, se preparó un montaje de grano suelto para las determinaciones correspondientes. El montaje se realizó en un medio constituido por Epoxi de índice de refracción aproximadamente 1,560-1,575 (variable de acuerdo a las condiciones de fraguado). La determinación mineralógica se realizó con microscopio mineralógico-petrográfico de luz polarizada Nikon.

Para el **análisis mineralógico de arcillas**, las tres muestras fueron tratadas en el laboratorio de sedimentología de la UNRC por la autora de la tesis, antes de enviarlas al laboratorio de la Universidad Nacional de Córdoba (UNC) para las determinaciones correspondientes. El tratamiento previo se llevó a cabo según Besoain (1985) y consistió en eliminar de las muestras de la fracción arcillas, los restos orgánicos y/o de carbonatos que éstas posean. Luego de lavar las muestras tratadas varias veces con agua destilada para sacarles los restos de los reactivos empleados y de dejarlas secar, se las coloca en una probeta desde donde se toman pequeñas cantidades (mediante pipeteo) y se las coloca en portaobjetos los que se derivan al laboratorio de la UNC para ser analizadas. Ya en el laboratorio la determinación mineralógica de la **fracción arcilla** (< 2 μ) se realiza mediante difracción de Rayos X con un equipo,

de uso compartido (UNC-UNRC), Phillips PANalytical X'PERT-PRO, con goniómetro (PW3050/60), a 40 mA y 40 kV y ánodo de Cu, que realiza un barrido entre 2° y 35° para muestras naturales. Se utiliza para ello el programa computacional PANalytical X'PERT-High Score (PW3209), Versión 2.1b, que cuenta con la base de datos JCPDS-International Centre for Diffraction Data, con el cual se pueden obtener los diagramas de rayos X para cada muestra en donde se registran las intensidades de los planos difractados como picos y sus longitudes.

A nivel regional se recopilaron **datos meteorológicos** de varias estaciones del Sur provincial, las que abarcan diferentes períodos de tiempo y poseen registros de distinta confiabilidad. Las series recopiladas y seleccionadas para el análisis estadístico-descriptivo fueron 10 correspondientes a estaciones meteorológicas ubicadas en sierra, piedemonte y llanura. Las consideradas más confiables pertenecen al SMN (Servicio Meteorológico Nacional) y a la UNRC y se ubican en la llanura (Río Cuarto –de primera categoría por modo de toma de datos y longitud de la serie-, Laboulaye, Ucacha y Huinca Renancó) y piedemonte (La Aguada). Las demás series corresponden sólo a datos pluviométricos registrados por particulares y están ubicadas en Los Chañares, Coronel Moldes, Idiazábal, Alejo Ledesma, Hernando, Monte Maíz y Bucharcho. Se realizó el contraste entre estaciones ("Doble Masas") de manera de comprobar la homogeneidad y consistencia de las series de datos y así detectar la presencia de errores sistemáticos o puntuales indeseables en las series de menor confianza. Se realizó, además, el análisis de evolución temporal y de distribución areal de las precipitaciones para las series ubicadas en la llanura, por medio del método de la media aritmética y de polígonos de Thiessen, para el período que tienen en común (1963-2002).

Además se recopilaron datos en 7 estaciones (Watson-Ucacha, General Cabrera, Idiazábal, Alejandro Roca, Carnerillo, Las Acequias y Bengolea) localizadas en la zona de más detalle seleccionada, de las cuales sólo se usaron cinco para poder cubrir el período de tiempo más largo (1989-2008). Se efectuó el análisis de precipitaciones para cada una de estas estaciones a través de la elaboración de la curva cronológica anual y de la distribución media mensual. La precipitación media representativa del área estudiada fue calculada por medio de la media aritmética y de los polígonos de Thiessen.

A partir de los parámetros meteorológicos (temperatura del aire y precipitaciones) se efectuó el cálculo de la evapotranspiración potencial y los balances hídricos, a nivel del suelo, modulares (Thornthwaite y Mather, 1955) y seriados de paso mensual (Ravelo y Herrero Machado, 1999), utilizando un valor de agua útil de 150 mm, lo que permitió estimar la evapotranspiración real y los déficit y/o excesos hídricos. Con esta información se realizó la caracterización climática del Sur de Córdoba, mediante la

metodología propuesta por Thornthwaite (1948), actualizando de este modo la realizada por Blarasin (2003).

Si bien Argentina cuenta con una red isotópica nacional de colectores de precipitaciones, las estaciones existentes se encuentran lejanas al área estudiada y cuentan con series temporales cortas (IAEA/WMO, 2002; Dapeña y Panarello, 2008). Debido a que la información pluviométrica - isotópica local es necesaria para mejorar la elaboración del modelo de funcionamiento hidrogeoquímico del área, el grupo de Hidrogeología de la UNRC, decidió instalar, en el año 2006, un colector pluviométrico en la localidad de Río Cuarto. Las muestras de precipitaciones son recogidas para su posterior análisis físico-químico e isotópico (^2H y ^{18}O). Los resultados obtenidos hasta el momento han permitido obtener una recta meteórica local más ajustada a las condiciones de este sector de la llanura. Para el estudio a nivel regional se trabajó con esta recta meteórica. En diciembre de 2011, se ubicó en el Sureste provincial, precisamente en la localidad de Canals, un nuevo pluviómetro realizado según las normas del IAEA (International Atomic Energy Agency) para la toma mensual de muestras de agua de precipitaciones, las cuales son llevadas al laboratorio para los análisis físico-químicos convencionales y de isótopos ambientales, con el fin de conocer la función de entrada en el área. Esas mediciones fueron suplementadas con información meteorológica vinculada a temperatura media del aire y cantidad de precipitación caída. Actualmente ya se cuenta con dos años de datos (enero 2012-enero 2014), con los cuales se calcularon los promedios aritméticos y ponderados de las precipitaciones caídas, comparándoselos con los obtenidos para Río Cuarto. Esto permitió trazar una *recta meteórica local preliminar* para la zona estudiada. En el futuro se continuará recogiendo en la zona muestras de precipitaciones, ya que la estación Canals se incorporó a la red nacional de colectores del INGEIS para poder ajustar futuros estudios isotópicos que se realicen en esta área.

El **análisis hidrológico superficial** se realizó sólo para el área de detalle seleccionada a escala 1:250.000, con el fin de definir el funcionamiento hidrológico superficial y de diseñar la red para el relevamiento de campo posterior. Sobre la base del mapa de escurrimientos superficiales elaborado para el análisis morfoestructural de la zona, en el que se marcaron todos los cursos o bajos topográficos funcionales durante tormentas que naturalmente conducen agua, ya sea en forma permanente, temporal o efímera, se definieron los cambios producidos en estos escurrimientos por acciones antrópicas, canales de drenaje construidos por el hombre con el fin de drenar las áreas anegadas y caminos que conducen aguas durante las tormentas. El **relevamiento hidrológico superficial** en los sitios seleccionados consistió en la medición de caudales en los cursos de agua que atraviesan la zona, en sectores de interés y la determinación *in situ* de los parámetros geoquímicos (pH, conductividad eléctrica (CE), temperatura y oxígeno disuelto (OD)) mediante el uso de una sonda multiparamétrica Hanna. Se tomaron muestras para sus posteriores análisis físico-

químicos y de isótopos (^2H y ^{18}O). Los caudales fueron determinados mediante el método de la sección media compensada y el cálculo de velocidades de circulación se realizó con molinete hidrométrico (OTT) y/o flotador según las características del cauce.

El **estudio hidrogeológico a nivel regional** se apoyó en el análisis de antecedentes hidrolíticos, hidrodinámicos, hidrogeoquímicos e isotópicos realizados al Sur de Córdoba (Renz, 1993; Blarasin, 2003; Cabrera, 2009; Matteoda, 2012; Giuliano Albo, 2013; Blarasin *et al.* 2014, entre otros).

A nivel local, se realizó el **análisis hidrolítico e hidroestratigráfico** a partir de las interpretaciones geológico-geomorfológicas y estratigráficas efectuadas, lo que permitió elaborar dos columnas hidroestratigráficas típicas para la zona seleccionada. En base a ellas se estimaron valores de *conductividad hidráulica* (K) de los distintos sistemas acuíferos, empleando diferentes métodos empíricos, cuyos resultados fueron comparados entre sí, con valores de K obtenidos mediante tablas (Custodio y Llamas, 1983 y Dürbaum, 1963) y también con los obtenidos por otros autores (Blarasin, 2003; Cabrera, 2009) en materiales similares. Se enuncian a continuación las características más importantes de los métodos utilizados, Seelheim, Slichter (en Custodio y Llamas, 1976; Schafmeister, 2006; United Nations, 1995) y PGP (Fili y Kolomi, 1982), los cuales serán desarrollados en detalle en el capítulo correspondiente.

a) la *Fórmula de Seelheim*, que permite obtener K a partir del tamaño medio del grano del sedimento;

b) la *Fórmula de Slichter*, para lo cual se debe conocer el diámetro efectivo de las partículas (obtenido a través de la fórmula de Zamarin que tiene en cuenta la curva granulométrica del sedimento), la porosidad total del sedimento y la viscosidad dinámica del agua; y

c) el *Perfil Granulométrico Porcentual (PGP)*, el cual requiere conocer la curva granulométrica de los materiales.

El **análisis hidrogeológico** consistió en el censo de perforaciones, mediante el establecimiento de una red para el inventario de pozos, con una densidad adecuada a la zona y a la escala de trabajo seleccionada (1:250.000). La red de perforaciones, especialmente para los sistemas confinados quedó definida en función de los datos preexistentes y del grado de acceso a los mismos. El **censo hidrogeológico** consistió en el relevamiento de las perforaciones existentes, recabándose información vinculada a litologías atravesadas, diseño de pozo (profundidad de captación, filtros, etc.) y carácter hidráulico del acuífero involucrado. Además, se efectuó la medición de los niveles piezométricos (estáticos y dinámicos) tanto del acuífero libre como de los confinados, con sonda piezométrica de señal lumínica y sonora (Solinst) o manómetro de aceite de 7 Bares de presión (100 psi) en el caso de perforaciones surgentes. En

cada pozo se realizó la determinación in situ de parámetros de calidad del agua subterránea (CE, pH, temperatura, OD y potencial redox (ORP)) con sonda multiparamétrica Hanna, tomándose muestras para análisis físico-químico y para análisis isotópico. Cada punto censado fue georreferenciado por medio del uso de geoposicionadores satelitales (GPS).

Además, se censaron arroyos, vertientes y acuífero libre del **ámbito serrano y periserrano**, de las cuencas de aporte directo al área estudiada (sierras de Comechingones y Las Peñas), con el fin de corroborar, principalmente a través de los isótopos, la hipótesis planteada respecto a la recarga, de los sistemas profundos, en el área serrana-periserrana. Se midieron in situ los parámetros de dinámica y calidad, ya mencionados, y en cada sitio se tomaron doble muestras para sus posteriores análisis físico-químicos e isotópicos.

Para el **análisis hidrodinámico** se consideró la información hidroestratigráfica elaborada y los niveles piezométricos medidos, lo que permitió elaborar el mapa de distribución areal de los distintos sistemas acuíferos profundos y los mapas potenciométricos de cada uno de ellos. Se definieron direcciones de circulación del agua, se calcularon gradientes hidráulicos y velocidades de flujo. Para el **acuífero libre** se interpretaron y elaboraron además, el mapa de isoprofundidad del nivel freático. Los mapas de potenciales hidráulicos, permitieron definir áreas de recarga y descarga y la relación hidráulica entre los distintos sistemas hidrológicos (arroyos, acuífero libre y confinados).

Los **análisis físico-químicos** de las muestras de precipitaciones y de aguas superficiales y subterráneas fueron realizados por la tesista en el Laboratorio de Geoquímica del Dpto. de Geología-UNRC. Se corroboraron los datos obtenidos en el campo respecto a CE y pH, este último con electrodo (Orion), y se midieron: *carbonatos* (CO_3^{2-}) y *bicarbonatos* (HCO_3^-), mediante titulación potenciométrica con electrodo selectivo (Orion); *sulfatos* (SO_4^{2-}) por turbidimetría; *cloruros* (Cl^-), *calcio* (Ca^{+2}) y *magnesio* (Mg^{+2}), por titulación colorimétrica; *sodio* (Na^+) y *potasio* (K^+) por fotometría de llama (fotómetro digital Metrolab 315); *fluoruro* (F^-) mediante electrodo de ión selectivo (Orion-Thermo); *arsénico* (As) por test semicuantitativo Merck y *nitratos* y *nitritos* (NO_3^- y NO_2^-) con electrodos de ión selectivo (Orion-Thermo). También se midió SiO_2 mediante el uso de un Fotómetro digital de Sílice (*Silica High Range HI 770*, marca Hanna). El instrumento tiene una resolución de 1 ppm y una precisión de ± 2 ppm $\pm 5\%$ para una temperatura de 25°C. La escala de medición del aparato es de 0 a 200 ppm de SiO_2 .

Las **determinaciones isotópicas de ^2H y ^{18}O** se realizaron en el laboratorio de Isótopos Estables del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS, CONICET-UBA), mediante espectroscopia láser (OA-ICOS: Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy) (Lis *et al.*, 2008), utilizando el equipo Los Gatos Research inc. (Figura 2.1).



Los resultados se expresan como δ , definido como: $\delta = 1000 (R_s - R_p) / R_p \text{ ‰}$, donde δ : desviación isotópica en ‰; R : relación isotópica ($^2\text{H}/^1\text{H}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$); s : muestra; p : referencia internacional. La referencia utilizada es Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW)(Craig, 1961a; Gonfiantini, 1978). Las incertidumbres son $\pm 0,3\text{‰}$ para ^{18}O y $\pm 1,0\text{‰}$ para ^2H .

Para la **determinación de ^3H y ^{14}C** , se seleccionaron algunos sitios, a los que se visitó nuevamente con el fin de conseguir muestras que resulten representativas de los distintos sistemas acuíferos, las cuales fueron acondicionadas convenientemente acorde a los requisitos solicitados por el laboratorio seleccionado para las determinaciones de estos radioisótopos. El laboratorio pertenece a la Universidad de Waterloo de Canadá (Environmental Isotopic Laboratory (uwEILAB)). La metodología del muestreo para ^3H consistió en llenar una botella de 600 ml en su totalidad con la muestra de agua a analizar, sin dejar aire y cerrada de forma segura. Para el muestreo de ^{14}C , se debía contar con datos físico-químicos previos (pH y CO_3^{2-} , HCO_3^-), ya que el volumen de muestra a enviar dependía de la cantidad de mg/L de bicarbonatos que contenía la muestra. Las muestras se enviaron en botellas plásticas de 150 ml, color caramelo, cerradas y con sus tapas encintadas con Parafilm para su mejor conservación. Las mismas fueron refrigeradas (no congeladas) con una importante cantidad de recipientes con hielo, ya que luego de 4 días de viaje, debían arribar relativamente frías.

Para la **determinación de ^3H** en aguas, este laboratorio utiliza la técnica de enriquecimiento electrolítico y luego realiza la medición por espectrometría de centelleo líquido (LSC). La técnica consiste en producir la electrólisis del agua a analizar que previamente ha sido convertida a una solución alcalina diluida por agregado de Na_2O_2 (peróxido de sodio). Al avanzar el proceso, el hidrógeno liberado está empobrecido en ^3H dejando enriquecida en el mismo isótopo al agua remanente. Este enriquecimiento se produce por efectos del fraccionamiento durante la formación de hidrógeno en el cátodo. Luego se procede a medir el tritio presente en la muestra mediante espectrometría de centelleo líquido (LSC) para lo cual se la mezcla con solución centelladora. Las concentraciones de ^3H se expresan como unidades de tritio

(UT), en donde $1 \text{ UT} = 1 \text{ átomo de } ^3\text{H}/10^{18} \text{ átomos de } ^1\text{H}$. El límite mínimo detectable por el aparato es de 0,8 UT.

Para la **determinación de ^{14}C y ^{13}C** sobre el carbono inorgánico disuelto (DIC) contenido en el agua, el laboratorio cuenta con un *espectrómetro de masas con acelerador de partículas* (AMS, en inglés), donde el ^{14}C se expresa en actividad de carbono moderno (^{14}A en pmc, en inglés) y el ^{13}C en $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ referido a V-PDB (Viena Pee Dee Belemnite). Las ventajas que tiene la utilización del AMS con respecto a otras técnicas de medición (LSC, Conteo Proporcional de Gases), difiere en que la cantidad de ^{14}C en la muestra es medida directamente, sin tener que esperar, como con otros métodos, que ocurran eventos individuales de desintegración radioactiva. Esta técnica reduce los tiempos de conteo (de minutos a horas, no días) y presenta mayor sensibilidad (de 1.000 a 10.000 veces que la de conteo por desintegración), lo que permite medir muestras de menor tamaño (en aguas, utilizando de 1 L a 50 ml de muestra) y de forma rutinaria. En cuanto a la incertidumbre de la medición, el laboratorio informó 0,2 ‰ para $\delta^{13}\text{C}$ y 1 sigma (σ), en la determinación de la edad.

Para el **análisis de la composición físico-química de las precipitaciones locales** (correspondientes a la localidad de Canals), los valores de pH y CE fueron evaluados en función del monto de las precipitaciones caídas y las temperaturas ambientales en las distintas épocas del año. Se realizaron además, diagramas de Piper Hill, con el fin de evaluar el cambio del tipo geoquímico en los distintos meses del año y en los distintos años de la serie tratada (2012-2014).

La **información hidrogeoquímica** obtenida para el área de detalle, en la etapa de campo y de laboratorio, para el **acuífero libre y los sistemas acuíferos confinados**, permitió efectuar la clasificación geoquímica por medio de diagramas de Piper-Hill y de iones dominantes (Custodio, 1993). Se elaboraron mapas hidrogeoquímicos de interés (distribución areal de CE, de carácter geoquímico con diagramas de Stiff y de elementos minoritarios y trazas de interés). Se realizó el análisis estadístico y descriptivo, uni y multivariado, utilizando el software SPSS (versión 21). Se calcularon los estadísticos descriptivos principales: media, mínimo, máximo y desvío estándar para las variables físicas y químicas analizadas. Se elaboraron diagramas de caja ("box plot") de manera de evaluar las variaciones de calidad observadas entre los diferentes sistemas subterráneos (acuífero libre y confinados), se efectuaron correlaciones bivariadas entre elementos químicos de interés y se trabajó con el análisis multivariado (cluster) entre variables (modo R) y entre observaciones (modo Q).

El **análisis de los isótopos estables (^2H y ^{18}O)**, se realizó para cada sistema en particular (precipitaciones, arroyos y cuerpos de aguas superficiales, acuífero libre y sistemas acuíferos confinados) y luego en su conjunto de manera de establecer las



relaciones entre ellos. Los análisis isotópicos fueron representados en diagramas convencionales $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$.

Para el análisis de isótopos ambientales ^{18}O y ^2H de las precipitaciones recolectadas en la zona de Canals desde enero del 2012, se calcularon los promedios, tanto mensuales como anuales, aritméticos y ponderados por el monto de precipitaciones caídas. Las diferencias entre la media aritmética y la media ponderada generalmente no son significativas en las estaciones con distribución uniforme de la precipitación, sin embargo los promedios ponderados son más apropiados como funciones de entrada en los sistemas hidrológicos (IAEA, 1981). Los promedios ponderados (anual y mensual) de las precipitaciones se calcularon según las siguientes ecuaciones (IAEA, 1981):

Promedio anual ponderado (δa)

$$\delta a = \frac{\sum_{i=1}^n P_i \delta_i}{\sum_{i=1}^n P_i}$$

Promedio mensual ponderado (δm)

$$\delta m = \frac{\sum_{j=1}^n P_j \delta_j}{\sum_{j=1}^n P_j}$$

En donde:

P_i : precipitaciones medias mensuales de la serie considerada y

δ_i : composición isotópica de cada mes a lo largo de la serie considerada y

P_j : precipitación de cada mes a lo largo del periodo considerado

δ_j : composiciones isotópicas medias mensuales del periodo considerado

Para el cálculo de la recta meteórica local se efectuó la correlación $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ tanto por regresión lineal como por regresión ortogonal. Sin embargo, la Organización Internacional de Energía Atómica (IAEA) sugiere la aplicación de regresiones ortogonales (IAEA, 1992), ya que tienen en cuenta la incertidumbre de la variable independiente y la dependiente, mientras que la regresión lineal calculada con el método de los mínimos cuadrados sólo considera la incertidumbre en la dependiente.

Las ecuaciones utilizadas para calcular el *ajuste con mínimos cuadrados* son (IAEA, 1992):

Ecuación de la recta: $y = ax + b$

Pendiente (a): $a = \frac{\sum xy - \sum x \sum y / n}{\sum x^2 - (\sum x)^2 / n}$

Desvío estándar de a: $\sigma a = \frac{S_{yx}}{\left(\frac{\sum x^2 - (\sum x)^2}{n}\right)^{1/2}}$

donde S_{xy} es el error estándar de y sobre x : $S_{xy} = \left(\frac{\sum y^2 - b \sum y - a \sum xy}{n-2} \right)^{1/2}$

Ordenada al origen (b): $b = \sum y/n - a \sum x/n = \bar{y} - a\bar{x}$

Desvío estándar de b: $\sigma_b = S_{xy} \left[\frac{\sum x^2}{n[(\sum x^2 - \sum x)^2/n]} \right]^{1/2}$

En el caso de la *regresión ortogonal* las ecuaciones utilizadas son:

Pendiente (a): $a = S_x/S_y = \left[\frac{\sum y^2 - (\sum y)^2/n}{\sum x^2 - (\sum x)^2/n} \right]^{1/2}$

Desvío estándar de a: $\sigma_a = a \left(\frac{1-r^2}{n} \right)^{1/2}$

donde S_x y S_y , son las desviaciones estándar de x e y :

Ordenada al origen (b): $b = \bar{y} - a\bar{x}$

Desvío estándar de b: $\sigma_b = S \left[\left(\frac{1-r^2}{n} \right) \left(1 + \frac{\bar{x}^2}{S_x^2} \right) \right]^{1/2}$

El coeficiente de correlación para todos los casos se define como:

$$r^2 = \frac{\sum xy - (\sum x \sum y/n)}{\sqrt{\frac{\sum x^2 - (\sum x)^2/n}{n} \frac{\sum y^2 - (\sum y)^2/n}{n}}}$$

Además, se calcularon los estadísticos más importantes de $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ y se realizaron diagramas de caja, para cada uno de los sistemas hidrológicos evaluados y se efectuaron diagramas bivariados para cada uno de estos isótopos vs CE, de manera de ayudar a las interpretaciones isotópicas.

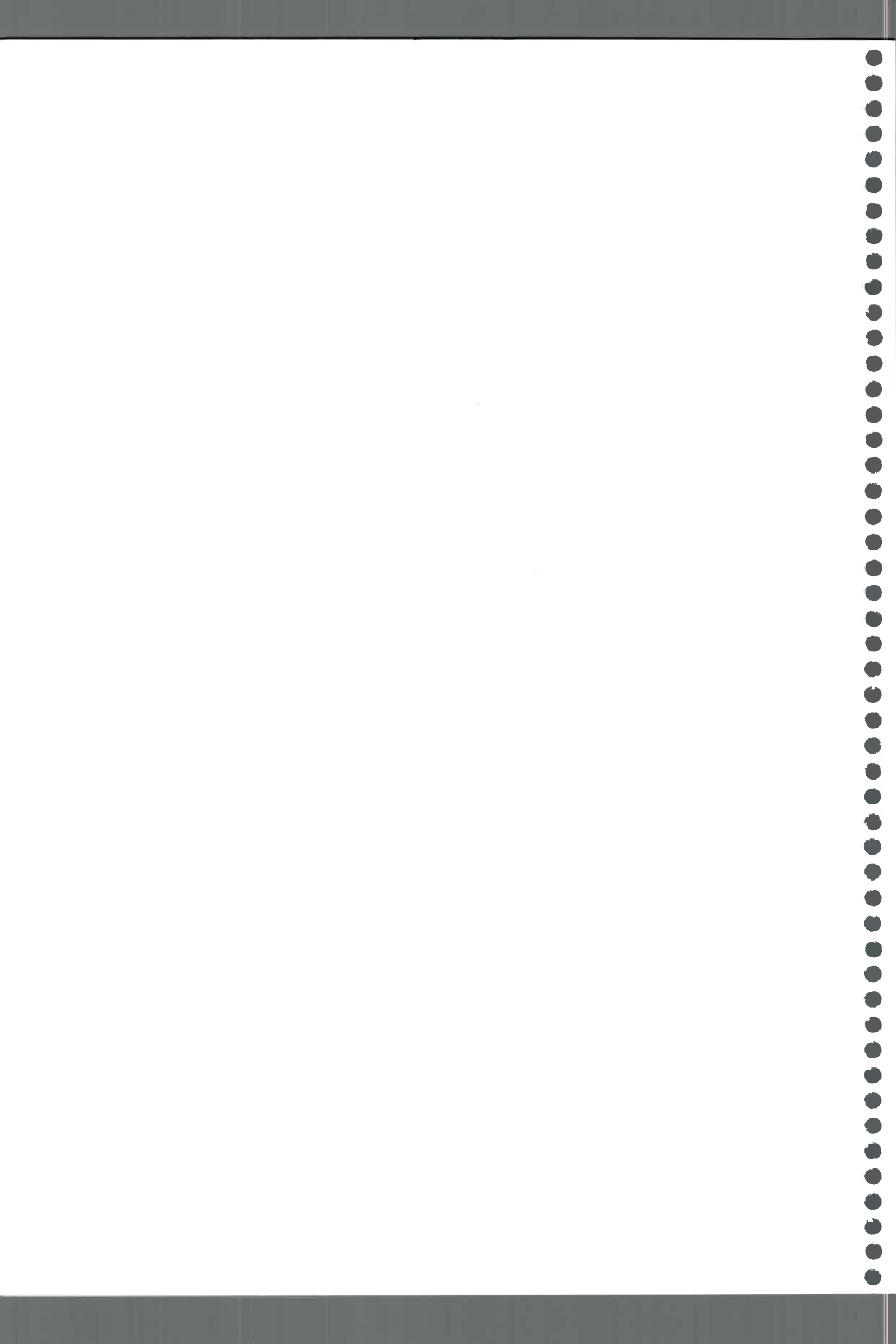
Se efectuó el **análisis del contenido de ^3H y ^{14}C** en los diferentes sistemas confinados de manera de poder estimar edades del agua. Para ^3H la estimación de la edad fue de tipo relativo, es decir "más envejecida que" o "más jóvenes que". Estos datos fueron interpretados conjuntamente con los antecedentes regionales del Sur de Córdoba (Cabrera, 2009). En lo referido a ^{14}C se obtuvieron las actividades (^{14}A = pmc) y edades absolutas (AP) de este radioisótopo, con las cuales se elaboraron el

diagrama de isocronas y diagramas de dispersión (^{14}A vs. $\delta^{13}\text{C}$ y ^{14}A vs. $\delta^{18}\text{O}$). Las edades informadas por el laboratorio fueron corregidas mediante los métodos de Pearson (1965), Tamers (1975) y Pearson-Gonfiantini (en Salem *et al.*, 1980).

Además, las edades obtenidas por ambos radioisótopos (^3H y ^{14}C), fueron comparados con edades calculadas por métodos hidráulicos (Kazemi *et al.*, 2006), en base a las velocidades de circulación ya determinadas y a la distancia al área donde se estiman que se están recargando estos sistemas, y por métodos indirectos (Kazemi *et al.*, 2006), de relación geoquímica F^-/Cl^- entre los diferentes sistemas y a través de los isótopos estables, $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$.

Se realizó también **el análisis del potencial geotérmico** de los sistemas acuíferos confinados. Para ello, se clasificaron las muestras en función de las temperaturas de surgencia medidas, se calcularon los gradientes geotérmicos anómalos y se analizó la distribución areal de los mismos y su vinculación al modelo geotectónico descrito para la zona. Se determinaron también, los índices de saturación respecto a la fase silicio y los geotermómetros ambientales basados en silicio y cationes (Na/K , $\text{Na}/\text{K}/\text{Ca}$, Na/Li y Mg/Li) de manera de poder calcular las temperaturas máximas del último equilibrio termodinámico alcanzado, lo cual permitió además, determinar las profundidades máximas alcanzadas por los fluidos hidrotermales. Este análisis permitió definir el modelo geotérmico, acorde al modelo geotectónico del área.

Finalmente, se efectuaron las interpretaciones correspondientes, lo que permitió elaborar un **modelo geohidrológico conceptual** que explique la dinámica y la calidad del agua subterránea, principalmente de los acuíferos confinados del Centro-Sur provincial, con énfasis en los aspectos geoquímicos e isotópicos para definir edad y origen del agua, además de la vinculación entre los arcos atmosférico, superficial y subterráneo del sistema, todos aspectos de base para la planificación y gestión.



GEOLOGÍA

3.1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL - SUR DE CÓRDOBA

El Sur de Córdoba forma parte de las provincias geológicas Sierras Pampeanas y Llanura Chaco-Pampeana (Figura 3.1).

Provincia Geológica "Sierras Pampeanas"

Las descripciones que se realizan en este trabajo se basan principalmente en los trabajos de Gordillo y Lencinas (1979), Lira (1985), Villar (1985), Patiño y Patiño Douce (1987), Coniglio y Esparza (1988), Rapela *et al.* (1991), Nullo *et al.* (1991, 1992), Fagiano *et al.* (1993), Otamendi (1995), Pinotti *et al.* (1992, 1996, 1997), Otamendi *et al.* (1996, 2003), Pinotti (1998); Otamendi *et al.* (2004) y Fagiano (2007).

Las **Sierras Pampeanas** han sido caracterizadas como un antepaís fragmentado del margen activo de la placa Sudamericana (Jordan y Allmendinger, 1986). El basamento cristalino, de edad precámbrica-paleozoica inferior, fue definido como un complejo metamórfico-migmático, en el cual los protolitos son grauvacas y semipelitas, metamorizadas en facies de anfibolita con transiciones a granulitas (Gordillo y Lencinas, 1979), con intrusiones de cuerpos graníticos,

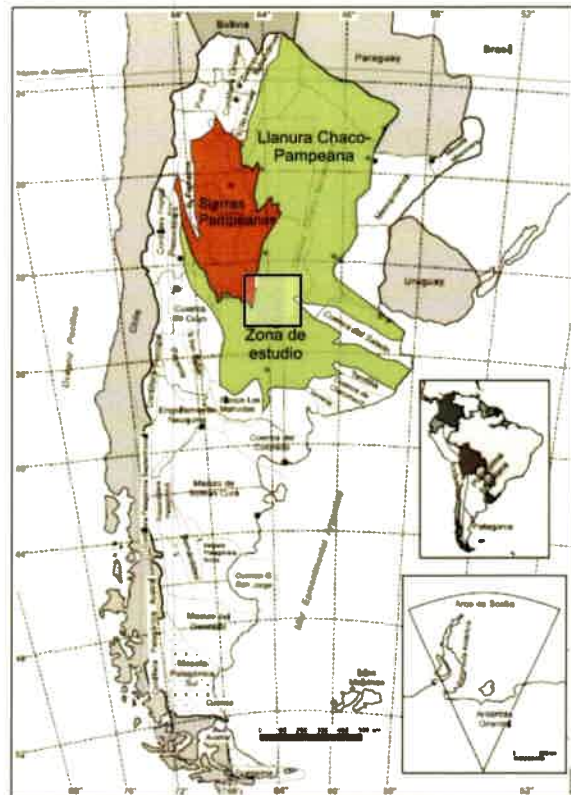


Figura 3.1. Ubicación de las Provincias Geológicas Sierras Pampeanas y Llanura Chaco-Pampeanas de la República Argentina (tomado de Ramos, 1999).



algunos de dimensiones batolíticas. Para las sierras de Córdoba, Pinotti (1998) reconoce entre los cuerpos intrusivos rocas máficas a ultramáficas, cuarzo-dioríticas y granitoides.

Provincia Geológica Llanura Chaco Pampeana

Entre los aportes más antiguos al conocimiento geológico regional se encuentran las investigaciones básicas realizadas por Pandolfi (1938) en Chaján y por Sosic (1964), quien levantó la Hoja Geológica 24h Sierra del Morro. Posteriormente y debido al desarrollo de la exploración petrolífera y minera, surgen nuevos aportes de mayor detalle e investigaciones llevadas a cabo por el SEGEMAR (Servicio de Geología y Minería de la República Argentina), en virtud del convenio realizado con el Servicio Geológico Australiano (cuyos resultados fueron publicados en 1997), Hunt Oil Company (exploración petrolera en General Levalle) y la propia Universidad Nacional de Río Cuarto. Esta última generó, fundamentalmente desde el año 1981, estudios geológicos regionales y de detalle, en el ámbito de las sierras y la llanura, de gran importancia para el conocimiento y uso de los recursos naturales. La descripción geológica de la llanura, aquí presentada, se realizó en función del perfil estratigráfico propuesto por Villegas y Sagripanti en Degiovanni *et al.* (2005) (Figura 3.2), basado en la interpretación de la estratigrafía del subsuelo descrita por Sosic (1964), Ruso *et al.* (1979), Gordillo y Lencinas (1967 y 1979), Cantú (1992), Chebli *et al.* (1999) y Ramos (1999). También se utilizó la descripción de dos perforaciones profundas (YPF-Ordoñez, de hasta 3.402 m de profundidad y Hunt Oil Co.-Levalle, que alumbró hasta los 5.179 m) (Figura 3.3).

La reconstrucción Cuaternaria se realizó considerando trabajos de diversos autores (Fidalgo *et al.*, 1973; Russo *et al.*, 1979; Cantú, 1992; Renz, 1993; Gómez, 1995; Fernández Garrasino y Vrba, 2000; Blarasin *et al.*, 2000; entre otros) y principalmente el análisis detallado realizado por Blarasin (2003) de la secuencia estratigráfica de sedimentos alumbrados en perforaciones de hasta 400 m de profundidad, efectuadas por organismos públicos (ex DiPAS) y particulares, como también el muestreo de hasta 320 m de profundidad realizado por Cabrera (2009). Además se utilizó la descripción de la hoja geológica Río Cuarto realizada por Degiovanni *et al.* (2005).

La **Llanura Chaco-Pampeana** se constituye en un gran antepaís que ha recibido, desde el Mioceno, sedimentos provenientes del levantamiento andino y que hoy constituye el lugar de tránsito de esos sedimentos hacia la plataforma y talud atlánticos (Chebli *et al.*, 1999). Además, coincide con una parte poco móvil de la corteza, de tendencia negativa, donde se han acumulado espesas series sedimentarias continentales y marinas, de espesores variables, separadas entre sí por altos y dorsales, aunque probablemente para los términos más antiguos el área se haya comportado como una única zona negativa (Russo *et al.*, 1979).

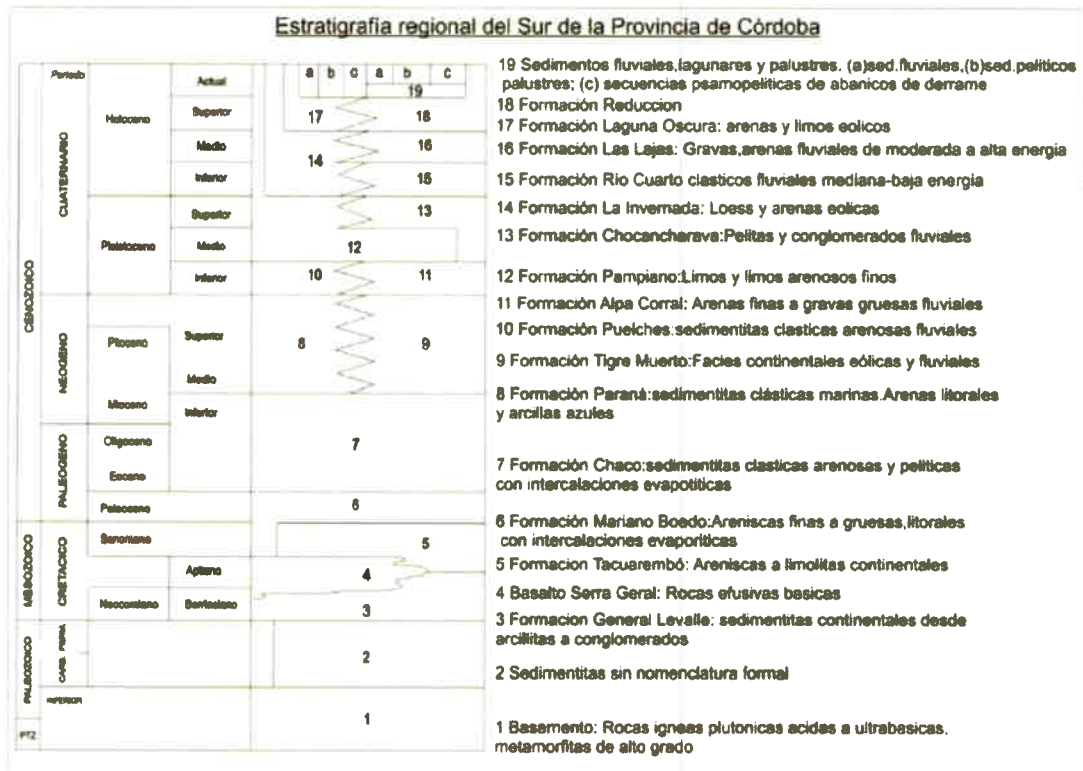


Figura 3.2. Cuadro estratigráfico regional para el Sur de la provincia de Córdoba. Tomado de Degiovanni *et al.*, 2005.

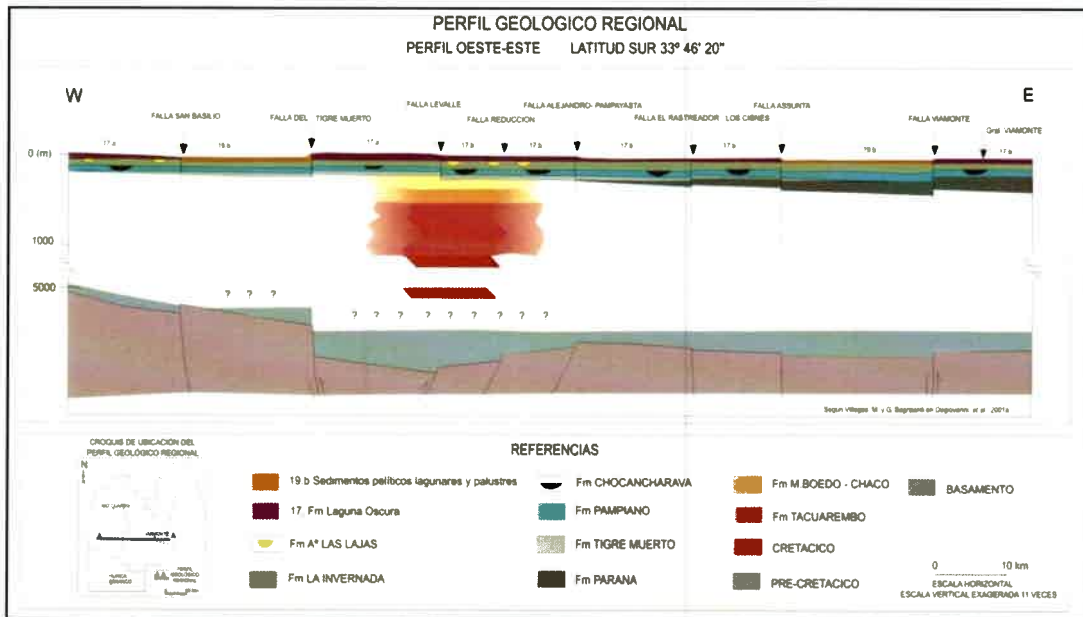


Figura 3.3. Perfil geológico regional (tomado de Degiovanni *et al.*, 2005).

3.1.1. PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICO-ESTRATIGRÁFICAS

PROTEROZOICO-PALEOZOICO INFERIOR A MEDIO

El **basamento cristalino** fue definido como un complejo metamórfico-migmático (Gordillo y Lencinas, 1979, Pinotti, 1998) aflorante en las sierras de Comechingones, ha sido reconocido en profundidad en perforaciones de YPF, aunque no fue alumbrado en la de 5.000 m de profundidad realizada en 1995 por Hunt Oil en General Levalle.

En el extremo Sur de las Sierras de Comechingones, Otamendi (1995) distingue el **Complejo Las Lajas** (Precámbrico superior-Paleozoico inferior), considerado base de la columna estratigráfica, que está constituido por rocas metamórficas (gneises biotíticos y cuarcíferos, anfibolitas y mármoles) derivadas de protolitos ígneos y sedimentarios, milonitizados y profusamente intruidos por filones de aplo y leucogranitos. Como correspondiente a un proceso posterior este autor reconoció el denominado **Complejo Achiras** (Paleozoico inferior a medio) compuesto por rocas metamórficas derivadas de metagrauvacas "sensu lato" y granitos fuertemente peraluminosos producto de la fusión parcial de las rocas sedimentarias; ya granitoides homogéneos de grandes dimensiones y composición félsica moderadamente peraluminosa. Una edad similar se le asigna al denominado Granito Inti Huasi que corresponde a un leucomonzogranito de dos micas (Otamendi, 1995) y es el producto de un magmatismo calcoalcalino con alto contenido de potasio, moderadamente peraluminoso. Al Norte de estas sierras se destaca el **Batolito Alpa Corral-Cerro Áspero** (magmatismo félsico- alumínico potásico; Coniglio y Esparza, 1988).

PALEOZOICO SUPERIOR

Carbonífero-Pérmico

Representado por depósitos de sedimentitas silicoclásticas continentales que en la provincia de Córdoba se denominan "*Paganzo*" y constituyen una estrecha faja en el borde Noroccidental y extremo Sur de las Sierras Pampeanas. Se han identificado dos unidades litoestratigráficas: la **Formación Chancaní** (Hünicken y Pensa, 1980) y la **Formación Los Ranqueles** (Azcué *et al.*, 1987). Esta última aflora en cerros residuales asociados a las últimas estribaciones de las sierras de Comechingones, tiene un espesor aproximado de 360 m, está cubierta discordantemente por depósitos loésicos cuaternarios y, aunque la base no aflora, se ha supuesto que yace en discordancia sobre el basamento. Comprende al *Mb Sampacho* (inferior), areniscas cuarzosas (ortocuarzitas) cuyo origen aún es discutido; y al *Mb Suco* (superior), areniscas fluviales en las que intercalan areniscas de origen eólico (Azcué *et al.*, 1987). La edad propuesta es Carbonífero medio tardío-Pérmico temprano, pero su



posición estratigráfica ha sido motivo de controversias (Hünicken y Pensa, 1980; Fernández Seveso *et al.*, 1990; Azcuy *et al.*, 1987) y permanece aún sin definición.

Unidad sin denominación formal: Russo *et al.* (1979), afirman que depósitos marinos, discontinuos y de muy reducido espesor, alumbrados en la perforación de Ordoñez y puesta en evidencia por los estudios micropaleontológicos, aparecen en la cuenca de General Levalle y Laboulaye. Contemporáneamente, Chebli *et al.* (1999) citan para esta perforación secuencias continentales (psamíticas y pelíticas) agrupadas en las **Formaciones Victoriano Rodríguez y Ordoñez**, presentes en al menos el sector oriental de Córdoba, aunque para la columna estratigráfica se las considera sedimentitas sin denominación formal debido a la imposibilidad de efectuar correlaciones con las adyacentes. La perforación realizada en General Levalle no alcanzó estas secuencias, por lo que su presencia no pudo ser confirmada.

MESOZOICO

Cretácico

Se asignan a este periodo sedimentos continentales del tipo estratos rojos compuestos por una sucesión de conglomerados, areniscas y en menor grado, pelitas intercaladas por vulcanitas, correspondientes a secuencias de abanicos aluviales, sistemas fluviales y de lago salino que se intercalan con coladas basálticas, constituyendo el relleno de una cuenca tipo rift (Poiré *et al.*, 1989; Chebli *et al.*, 1999). Al Oeste del área, y en las estribaciones de la Sierra de Comechingones se identifican cerros aislados (Chaján, Madera, Garrapata) formados por basaltos y traquiandesitas de edad *Cretácica* (López y Sola, 1981).

Al Sur de Córdoba y de acuerdo al informe realizado por la empresa Hunt Oil Co. y el trabajo de Chebli *et al.* (2006), la sección litoestratigráfica correspondiente a este lapso estaría constituida por:

Formación General Levalle: unidad definida (Webster *et al.* 2002, 2004) como la secuencia neocomiana clástico-evaporítica de relleno de rift, perforada en el pozo General Levalle, con un espesor que excede los 3.130 m. Chebli *et al.* (2006) describen nueve miembros componentes de esta formación: *Mb Areniscas Superiores del rift*, *Mb Limolitas Yesíferas Superiores*, *Mb Areniscas Arcósicas*, *Mb Limolitas Yesíferas Inferiores del rift*, *Mb Evaporítico*, *Mb Limolitas Inferiores del rift*, *Mb Areniscas Inferiores del rift*, *Mb Conglomerádico Inferior* y *Mb Limolitas Arenosas Inferiores*.

Toda la formación representa un ciclo continuo de depositación con algunas oscilaciones de segundo y tercer orden, con una secuencia clástica gruesa en su

tramo inferior que, gradualmente, se hace granodecreciente hacia el miembro evaporítico para, luego también gradualmente, tender a granocreciente y rematar, hacia arriba, en las areniscas gruesas superiores del rift (Figuras 3.4 y 3.5). Es probable que todas las facies estén genéticamente ligadas e interrelacionadas entre sí, formando parte de un completo paquete de relleno de un rift. Aunque esta formación aparece arealmente restringida a la cuenca homónima, existen muchas similitudes con los depósitos de la cuenca del rift cretácico invertido que se exponen en la región (Chebli *et al.*, 2006). Se describieron por lo menos diez filones capa diabásicos de color negro, con espesores de entre 5 y 196 m, intruyendo principalmente al **Mb Limolitas Yesíferas Superiores** y al **Evaporítico**.

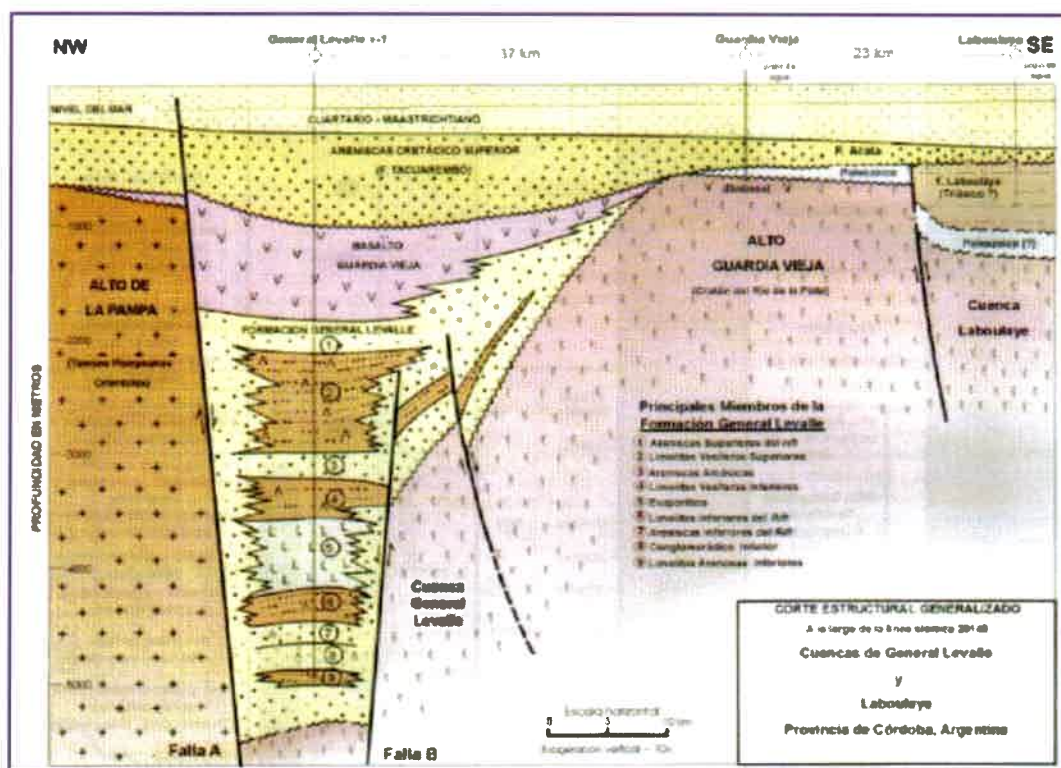


Figura 3.4. Cuenca General Levalle y Laboulaye. Sección NE-SO. Tomado de Chebli *et al.*, (2006).

Formación Guardia Vieja: Chebli *et al.* (2006) la describen como coladas basálticas (negras o gris oscuro, de textura porfírica con fenocristales de augita, olivina y plagioclasas y amígdalas rellenas por zeolitas, de espesor variable de hasta 50 m) intercaladas con niveles clásticos (areniscas y arcilitas rojizo castañas de espesores desde algunos centímetros a 20-30 m), que yacen a profundidades entre 1.100 y 1.200 m de profundidad, con espesores de más de 800 m (perforación de Ordoñez y General Levalle), interpretados como típicos basaltos alcali-olivínicos de áreas de rift. En el pozo de agua Guardia Vieja perforado hasta 682 m, los 44 m basales correspondieron a una diabasa o basalto olivínico. Estas podrían representar las rocas del basamento pero es más probable que estén genéticamente vinculadas con los basaltos del rift de

General Levalle. Por ello es que se ha escogido el nombre de *Formación Guardia Vieja* para designar a esta sección basáltica.

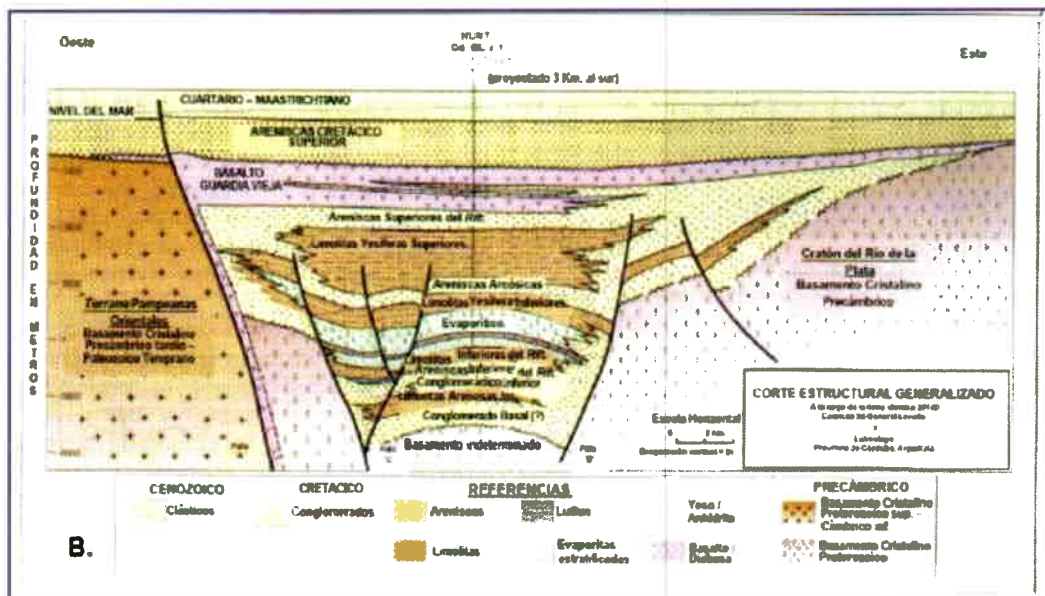


Figura 3.5. Cuenca General Levalle y Laboulaye. Sección Este-Oeste. Tomado de Chebli *et al.* (2006).

En el Noreste argentino y en Brasil, las coladas basálticas de **Serra Geral** son composición de tholeíticas y sus edades radimétricas varían entre los 120 y 145 Ma. (Russo *et al.*, 1979; Chebli *et al.*, 1999), con algunas excepciones alrededor de los 110 Ma. La composición y la edad de los basaltos atravesados por la perforación General Levalle son más equivalentes a aquellos que afloran en los rifts de San Luis y Córdoba que los más conocidos de la **Formación Serra Geral**.

Formación Tacuarembó (Falconier, 1931): Chebli *et al.* (2006) la definen como areniscas rojas que yacen sobre los basaltos (Formación Serra Geral), entre los 1.230 y los 421 mbbp, reconocida en el sondeo exploratorio de General Levalle. Se trata de un secuencia sedimentaria de 810 m de potencia, caracterizada en la base (130 m de espesor) por areniscas arcóicas rojizas de grano fino a grueso, pobremente consolidadas y ricas en biotita, hornblenda, plagioclasa y líticos de anfibolita. En el centro (384 m de espesor) se encuentran arcilitas limosas y limolitas arcillosas rojizas, con algunas delgadas intercalaciones arenicosas. Los 295 m cuspidales corresponden a areniscas castaño amarillentas, granocrecientes desde el paquete pelítico.

En general, se trata de sedimentos no consolidados de posible origen fluvial que conservan buena porosidad para funcionar como acuíferos, aunque los perfiles de resistividad indican la presencia de aguas de formación salinas. La unidad no posee fósiles por lo que existen dudas sobre la edad absoluta, ya que la datación radimétrica de los basaltos que la infrayacen apunta a edades más jóvenes que las asignadas.

CENOZOICO

En Córdoba, las sedimentitas neógenas son fundamentalmente depósitos clásticos continentales y marinos que se disponen discordantemente sobre el basamento cristalino o sobre los estratos rojos del Cretácico. Se las encuentra en posición normal o ligeramente basculadas homoclinalmente en bajo ángulo. Los afloramientos son escasos y por lo general están cubiertos por los sedimentos cuaternarios.

Paleógeno-Neógeno Inferior

Paleoceno

Formación Mariano Boedo (Padula y Mingramm, 1968): son areniscas rojas, con granos de cuarzo manchados por óxidos de Fe que indican una sedimentación vinculada a ambientes continentales oxidantes, y calizas arenosas y areniscas calcáreas, definidas como depósitos marinos cercanos a la costa.

En la perforación de Ordoñez se describen areniscas varicolores, de grano fino a mediano, arcillitas grises, verdosas y rosadas y bancos de yeso cristalino y terroso, que en conjunto pueden interpretarse como facies clásticas de secuencias marinas someras bajo condiciones de cierta aridez. En la perforación de General Levalle tiene un espesor de 126 m, no contiene fósiles y apoya discordantemente sobre las *Formaciones Tacuarembó y Serra Geral*. Se la considera de edad cretácica superior-paleocena por las relaciones que guarda con estas formaciones y con las unidades con las cuales se vincula lateralmente

Eoceno-Mioceno inferior

Formación Chaco (Russo *et al.*, 1979): en la perforación de Ordoñez se la encuentra constituida casi totalmente por arcillitas rosadas y castañas, ocasionalmente verdosas, con intercalaciones de yeso y anhidrita, más abundantes en su porción inferior. Para la cuenca de Levalle consiste fundamentalmente en 90 m de niveles areniscas arcósicas, limolíticos y arcilíticos de colores castaños. No se encontraron fósiles y fue asignada, por correlación con otras perforaciones, al Eoceno-Mioceno inferior.

Mioceno medio-Plioceno superior

Formación Paraná (Yrigoyen, 1969): esta formación constituye el principal depósito marino del Neógeno para la región chacoparanaense y se extiende desde Chaco y Formosa hasta la cuenca del Salado (Fernandez Garrasino y Vrba, 2000). Fue reconocida por Renz (1993) en el borde Este de la provincia de Córdoba, por

Gómez (1995) quien propuso, mediante la reconstrucción de perforaciones de captación de agua, la posición de la línea de costa para toda la provincia (Figura 3.6) y por Blarasin (2003) quien en un perfil E-O realizado para el Sur de Córdoba establece su posición en la llanura cordobesa (Figura 3.7, ver su ubicación en la figura 3.6). Representa la etapa transgresiva del mar Paranaense y está constituida por arcillitas de colores verdosos, azulados o gris amarillentos con restos de fósiles marinos calcáreos que le otorgan una edad Neógena (Mioceno).

También fueron identificadas en la cuenca de Laboulaye (Russo *et al.*, 1979). En Levalle el espesor no sobrepasó los 8 m, está constituida por arcillas verdes, blandas, masivas, no calcáreas con restos de fósiles. Para el bloque de Viamonte, a una profundidad de 130 m se determinó el techo de una potente secuencia arcillosa descrita como arcillas azules, asignadas a esta formación.

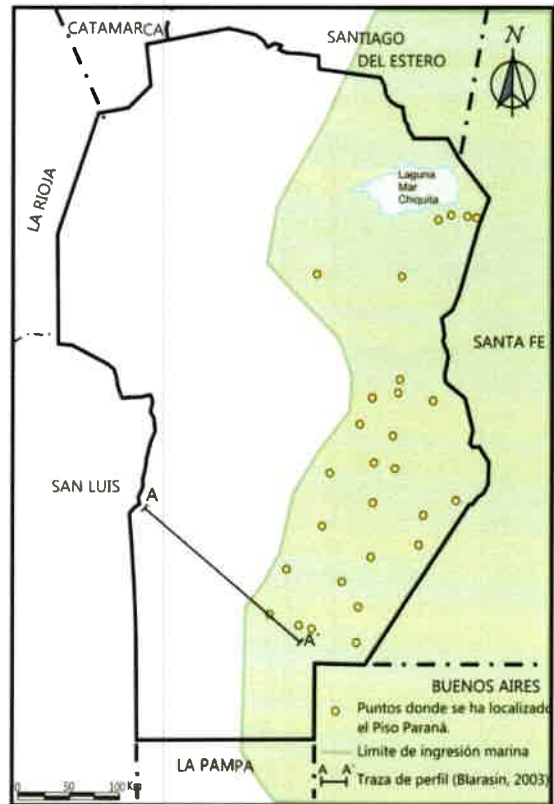


Figura 3.6. Límite de ingreso marino mioceno para Córdoba (Fuente: Gómez, 1995) y ubicación del perfil de Blarasin (2003).

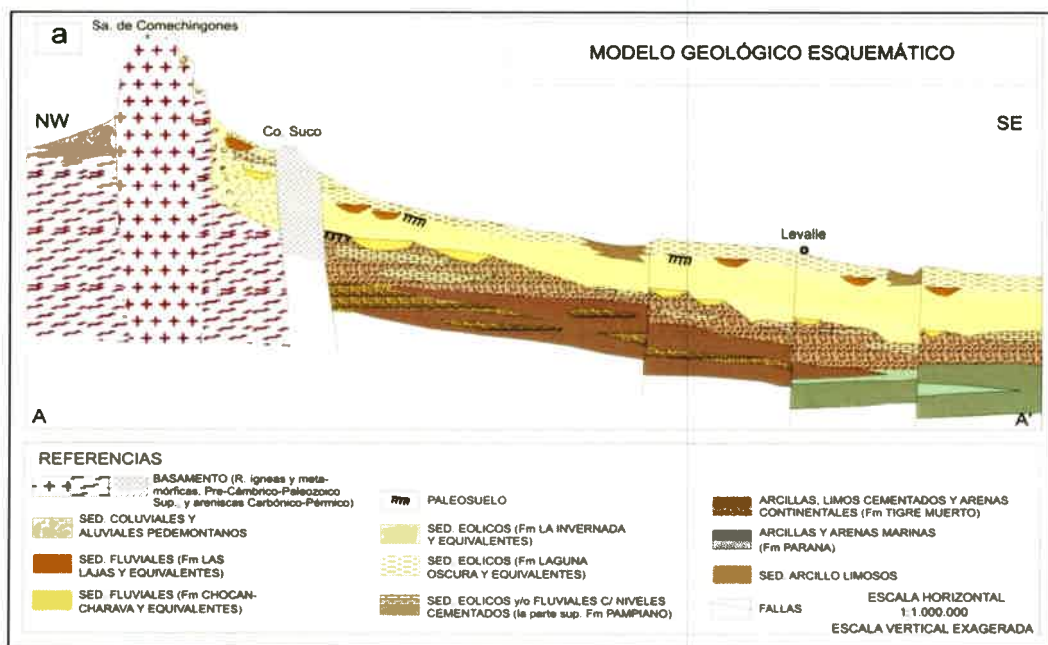


Figura 3.7. Esquema geológico regional (hasta 400 m de profundidad). Fuente: Blarasin, 2003

Formación Tigre Muerto (Blarasin *et al.*, 2000a): Se la detectó en varias de las perforaciones para captación de agua realizadas al Oeste y centro-Oeste de la región. Son potentes bancos de limos, limos cementados y arcillas oscuros correspondientes a facies leníticas y palustres, y arcillas ocres con intercalaciones de arenas y gravas pertenecientes a ambientes fluviales. Las facies de menor energía se identificaron en la zona próxima a los bajos del Tigre Muerto (por ejemplo en la zona de La Brianza-San Ambrosio), mientras que las de mayor energía se reconocen principalmente en el área central (por ejemplo en el bloque de Levalle, Adelia María, etc.). Se las interpreta como correspondientes a secuencias continentales fluviales, lagunares y palustres en las que suelen intercalarse limos eólicos subordinados. Aparece a profundidades aproximadas de 100 m y los espesores pueden alcanzar los 150 m. Blarasin *et al.* (2000a) la asignan al Mioceno al correlacionarla con la *Formación Paraná*, de origen marino, que ha sido alumbrada en perforaciones del Este provincial (Figura 3.7).

Neógeno superior-Cuaternario

Plioceno Superior

Formación Ituzaingó- Arenas Puelches (Doering, 1882; De Alba, 1953, Santa Cruz, 1972): se trata de areniscas blandas, friables, de coloración variable en la que domina el tono amarillento o amarillento rojizo. Son cuarzosas, de grano fino a grueso bastante redondeado, con presencia ocasional de conglomerados y pobremente seleccionadas. En la perforación de Ordoñez se registraron 70 m de espesor. En la secuencia aparecen interstratificados algunos niveles de limolitas castañas y de arcilitas gris rojizas. Representa la base de los depósitos cuaternarios, aunque algunos autores tienden a asignarle una edad ligeramente mayor, ubicando sus niveles más bajos en el Plioceno superior.

Formación Alpa Corral (Cantú, 1992): está constituida por arenas finas con gravas dispersas y arenas medias y gruesas con niveles de gravas intercaladas. Su génesis responde a un ambiente fluvial de moderada energía correspondiente a abanico medio-distal (Eric, 1986). La edad no ha sido definida, pero sobre la base de consideraciones geológicas Cantú (1992) la ubicó en el límite Plio-Pleistoceno. Posteriormente Adam Tauber y colaboradores (Com. Per. en Cantú, 1998) han hallado un resto fósil que establecería una edad *Pliocena* para la base de esta formación.

Pleistoceno medio a superior

Formación Pampiano (Fidalgo *et al.*, 1973; Cantú, 1992): tiene una amplia distribución areal, se expone en afloramientos aislados y reducidos asociados a procesos erosivos y ha sido reconocida en numerosas perforaciones (Figura 3.7). Así,

constituye el lecho de la mayoría de los cursos de la región y se expone en lomadas y caminos sujetos a erosión hídrica y eólica (Degiovanni, 2008). Los sedimentos que la constituyen se presentan como facies fluviales (limosos y limo-arenosos muy finos, pardo rojizos con nódulos de cementación con hierro y conglomerados fuertemente cementados por carbonatos) o vinculados a facies eólicas (limos eólicos, pardo rojizo a pardo amarillentos, con niveles de calcretas intercalados). En la perforación de Levalle, a los 75 m de profundidad se encontraron más de 50 m de sedimentos finos, limosos, de color pardo rojizo asignados a esta formación (Villegas, en Degiovanni *et al.*, 2005). En perfiles expuestos en las barrancas de otros arroyos, sobre materiales originarios eólicos asignados a esta Formación, se observa un paleosuelo del tipo de los Argiudoles denominado **Geosuelo Estancia El Cerrito** (Cantú, 1992). Se trata de un suelo decapitado donde sólo se conservan los horizontes Bt y BC. Cantú (1992) asigna a esta formación una edad Pleistoceno medio a superior, basado en la presencia de parte de un maxilar de un "diente de sable". En Cantú *et al.* (2004) se presentan dataciones por termoluminiscencia (TL) y luminiscencia óptica estimulada por infrarrojo (IRSL) de 130 a 230 ka que corresponden al Pleistoceno medio. En Cantú (1992) se asigna al paleosuelo una edad Pleistoceno superior.

Formación Chocancharava (Cantú, 1992): aflora en cárcavas y barrancas de numerosos ríos y arroyos del Oeste y centro Oeste de la región y representa un ciclo fluvial importante con facies de canal, llanura de inundación y palustres. Se trata de sedimentos clásticos detríticos, con estructuras de corte y relleno, tendencia general grano decreciente, interpretadas como facies típicas de canal fluvial entrelazado, y facies de energía decreciente, tractivas a suspensivas, correspondientes a llanura de inundación, que responden a un ciclo más húmedo. En algunos perfiles, por ejemplo en el arroyo Santa Catalina, aparecen materiales pelíticos de color verde amarillento, con rizoconcreciones correspondientes a ambientes leníticos de circulación restringida y asociados a depósitos correspondientes a flujos densos (cenoglomerados). Puede presentarse como secuencias de canales fluviales de alta energía, ortoconglomerados monomícticos, de clastos redondeados, con cementación carbonática, con rodados de la *Formación Pampiano*, hasta paquetes arcillosos y limo-arcillosos de facies palustres detectados en profundidad a través de perforaciones y que son asignados a ésta por sobreyacer a secuencias atribuidas al Pampiano y estar cubiertos por materiales eólicos de la *Formación La Invernada* (Figura 3.7). Cantú (1992) le asigna una edad Pleistocena superior tardío, sincrónico con el **Geosuelo Estancia El Cerrito**, por su contenido fosilífero (mamífero Lujanense) y por los materiales infra y suprayacentes.

Holoceno Inferior

Formación La Invernada: es un depósito mantiforme que cubre discordantemente las formaciones anteriormente descritas tanto en las zonas de interfluvio como en terrazas de los ríos (Figura 3.7). De espesor variable, desde poco centímetros hasta



más de 20 metros, cubriendo grandes extensiones de la llanura. Hacia el techo se puede presentar interestratificada con depósitos limosos y limo-arcillosos correspondientes a canales efímeros. La mineralogía de estos sedimentos muestra dos orígenes, una asociación plutónico-metamórfica de basamento (cuarzo, oligoclasa, microclino y ortoclasa) y otra volcánico-piroclástica (andesina y labradorita, hipersteno, lamprobolita, augita, litoclastos de vulcanitas y trazas de vidrios volcánicos ácidos).

Los depósitos periserranos que involucran limos retransportados con gravillas y estructuras de flujo, indican que la mayor parte del loess serrano fue removido por procesos aluviales y gravitatorios (flujos densos). El techo de la formación presenta procesos de edafización generando el denominado por Cantú (1992), Geosuelo Las Tapias (Molisol) que en algunos sectores se encuentra como suelo activo aunque generalmente aparece subyaciendo, mediante contacto erosivo, a los sedimentos de la Formación Laguna Oscura.

La presencia de abundante fauna mamalífera lujanense permite asignarla al Pleistoceno superior tardío-Holoceno bajo (Cantú, 1992) y las dataciones por TL y ISRL presentadas en Cantú *et al.* (2006) con valores de 12,8 ka, para el techo, y de 56,1 ka, para la base, al Pleistoceno superior tardío.

Formación Río Cuarto (Blarasin *et al.*, 2000): se observa en la faja fluvial de los cursos mayores y en perforaciones. Son sedimentos fluviales de baja energía, paraconglomerados de matriz limo-arenosa y depósitos de ambientes con circulación de agua restringida. Por su posición estratigráfica relativa se la vincula lateralmente con la *Formación La Invernada*, ya que sobreyace normalmente a los depósitos de la *Formación Chocancharava* o discordantemente a la *Formación Pampiano* y subyace a la *Formación Arroyo Las Lajas*.

Holoceno Inferior-Medio

Formación Arroyo Las Lajas (Cantú 1992): está representada por sedimentos eminentemente clásticos cuya granulometría varía de gravas a arenas y limos ((Figura 3.7). La génesis, según su ocurrencia, es fluvial-coluvial vinculada a procesos de erosión hídrica bien manifiestos (cárcavas) en cuyo caso se presenta como un cenoglomerado con intraclastos del suelo Las Tapias, a fluvio-lagunar. Puede presentar niveles con diatomeas. Según Cantú (1992) correspondería al final del período *Optimum Climaticum* (Holoceno bajo-medio) y sería correlacionable con el paleosuelo que constituye el techo de la *Formación La Invernada*.



Holoceno Superior

Formación Laguna Oscura (Cantú, 1992): esta formación está constituida por sedimentos eólicos arenosos muy finos y limosos en mantos cuyo espesor es variable (centímetros a metros). La sección superior actualmente aflorante puede presentarse edafizada o como depósitos medanosos resultantes de retrabajo local. Se constituye en el material aflorante por excelencia en la región (Figura 3.7). Puede ser correlacionada con la *Formación San Guillermo* (Iriondo, 1981) para Santa Fe y Entre Ríos. La edad de esta formación se correlaciona con la denominada "Pequeña Edad de Hielo" ocurrida entre 800 y 200 AP (Holoceno superior) (Iriondo, 1999)

Formación Reducción (Blarasin *et al.*, 2000): son arenas gruesas a gravas finas con matriz limo-arenosa a arenas finas, constituidas por cuarzo, feldespatos, abundantes micas y líticos de procedencia granítica. Se los interpreta como correspondientes a secuencias fluviales de baja a moderada energía donde predominan los depósitos de acreción lateral. Se reconocen en algunas terrazas de cursos mayores, fundamentalmente el río Cuarto, y son asignados a esta posición por sobreyacer a los sedimentos de la *Formación Arroyo Las Lajas* y evidenciar una disponibilidad de agua muy baja por lo que se la considera coetánea y asociada lateralmente con la *Formación Laguna Oscura*.

Sedimentos modernos sin denominación formal

Corresponden a la parte superior del Holoceno, desde la instalación del clima Atlántico actual, cubren a los depósitos anteriores y están vinculados al funcionamiento de los sistemas eólicos, lagunares y fluviales actualmente instalados. Son de escaso espesor y no pueden ser nominados formacionalmente. Blarasin (2003) los agrupa en:

a- Sedimentos fluviales, de faja (afloran en distintos niveles de terrazas y manifiestan diferentes estadios hidrodinámicos) y secuencias psamopelíticas de abanicos de derrame (materiales asociados a derrames recientes del río Cuarto, Santa Catalina, del Gato, entre otros).

b- Sedimentos pelíticos lagunares y palustres, asociados a la presencia de grandes lagunas y bañados actuales que han variado su extensión según el régimen de precipitaciones y los aportes recibidos (La Chanchera, Bajos del Saladillo).

c- Sedimentos eólicos: corresponden al retrabajo de antiguos depósitos eólicos y están representados por los materiales de dunas parabólicas y barjanoides removilizados.

3.1.2. PRINCIPALES SISTEMAS DE ESTRUCTURAS

En la figura 3.8 se muestra para el Sur de Córdoba los principales sistemas de fallas que fueron agrupadas en sistemas según el rumbo que presentan.

Sistema de orientación Norte-Sur: es el más importante de la provincia, ya que la orogenia ándica ha definido los grandes bloques diferencialmente ascendidos y basculados característicos de las Sierras y de la Llanura Chaco-Pampeana, entre las cuales se destacan:

Falla de Comechingones: estructura inversa, responsable del levantamiento de las sierras homónimas. Presenta deformaciones neotectónicas variables a lo largo de su recorrido, pero menores hacia el Sur (Costa, 1996 y Costa *et al.*, 1999 a y b).

Falla de Santa Rosa-Las Peñas: megatrazza inversa responsable del levantamiento de las sierras Chicas. Se la reconoce al pie de las sierras de Los Cóndores y Las Peñas. A la latitud de Santa Rosa, el montaje de rocas de basamento cristalino sobre secuencias cuaternarias pone en evidencia su importante actividad cuaternaria (Martino *et al.*, 1995).

Falla Pampayasta-Alejandro Roca: megatrazza inversa que según Pasotti (1974) separa la Pampa Elevada (al Oeste) de la Pampa Hundida (al Este). Evidencia reactivaciones neógenas que han modificado, entre otros, la dirección de escurrimiento del río Cuarto a la altura de la localidad de Alejandro Roca, y el comportamiento del arroyo Chucul.

Falla del Tigre Muerto (Degiovanni y Cantú, 1993): inversa con plano buzante al Este y labio hundido al Oeste, donde se sitúan los Bañados del Tigre Muerto. Podría continuarse hacia el Norte definiendo el límite oriental de las sierras de Las Peñas. Constituye el límite occidental del bloque de Levalle, ejerciendo un importante control sobre el arroyo Santa Catalina.

Falla Levalle (Degiovanni y Cantú, 1997): inversa con plano buzante al Oeste, limita por el Este al bloque de Levalle, el que muestra una importante inversión tectónica neógena ya que, constituyó uno de los bloques más profundos de la cuenca cretácica de Levalle y, en la actualidad, presenta una morfología positiva.

Sistema E-O: estas fracturas, muchas de ellas de carácter normal, seccionan y escalonan a los megabloques meridianos y controlan la traza de varios cursos. Merecen citarse:

Falla de Río Cuarto (Villegas, 1999) o del *arroyo Cipión* (Cantú, 1998): controla al río homónimo hasta proximidades de Reducción. Muy probablemente haya constituido el límite Norte de la cuenca cretácica de Levalle.

Falla del arroyo Santa Catalina: condiciona el curso del arroyo Las Lajas a su salida de las sierras y el tramo medio del arroyo homónimo.

Sistema NO-SE: está muy bien representado en el extremo Sur de las sierras de Comechingones y en las planicies occidentales. Son responsables del descenso escalonado de los bloques serranos y controlan la mayoría de los cursos que tienen sus nacientes en este sector (Achiras, La Cruz, Cortaderas, Chaján, entre otros).

Falla Las Lajas-Sampacho: de carácter inverso e importancia regional. En las Sierras de Comechingones pone en contacto dos terrenos metamórficos diferentes y, al ingresar a la llanura controla gran parte del curso del arroyo del Gato. Ha tenido actividad neógena y es considerada sismogeneradora (Sagripanti *et al.*, 1998).

Sistema NNE-SSO: las más importantes de esta familia son:

Falla del Saladillo (Villegas, 1999) que define, hacia el Noroeste, una depresión donde se disponen los Bañados del Saladillo, el complejo lagunar La Chanchera-La Brava, entre otros y, hacia el Este-Sudeste al bloque elevado Viamonte-Laboulaye.

Falla Las Lagunas (Sagripanti *et al.*, 1998) de carácter inverso y de probada actividad en el Cuaternario ya que, entre otras evidencias, se indican varios sismos asociados.

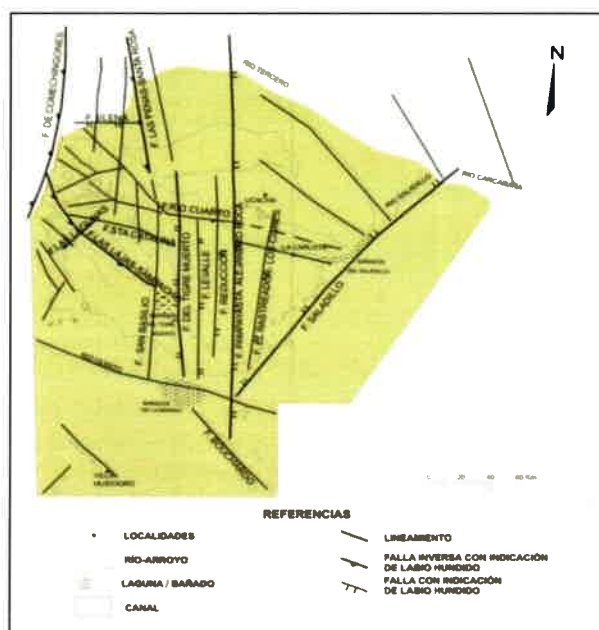


Figura 3.8. Mapa de las principales estructuras del Sur de Córdoba (tomado de Degiovanni, 2008).



3.1.3. HISTORIA GEOLÓGICA Y MARCO TECTÓNICO REGIONAL

Sierras Pampeanas de Córdoba

Las Sierras de Córdoba exhiben deformaciones dúctiles-semifrágiles hasta el Paleozoico superior y un comportamiento frágil posterior, siendo la evolución del basamento resultado de la acción tectónica de diferentes etapas. Según Otamendi *et al.* (1996) la evolución petrológica se produce durante el ciclo tectónico Pampeano, Proterozoico superior-Paleozoico inferior (Dalla Salda, 1984 y 1987) y reactivado durante el Famatiniano, Cambro-Ordovícico. Posteriormente en el marco de una fase distensiva (Ramos, 1991; Astini, 1996) se habría producido el magmatismo eocarbónico. Al final de este ciclo se alcanza la rigidificación del basamento. Hasta el Cretácico no se registraron eventos tectónicos importantes considerándose que la región actuó como un área positiva (Gordillo y Lencinas, 1979).

La **tectónica distensiva del Mesozoico**, vinculada a la apertura del Atlántico, generó procesos de rifting, provocando inversiones en algunas estructuras mayores y la conformación de cuencas continentales meridionales, donde se depositaron secuencias clásticas que intercalan con vulcanitas traquibasálticas.

La **Orogenia Andina** (Oligoceno-Mioceno hasta el Plioceno-Pleistoceno, Criado Roqué *et al.*, 1981) reinstala un ambiente compresivo, las sierras alcanzan su conformación actual a través de la reactivación de viejas fracturas y generación de otras. Para Gordillo y Lencinas (1979) las estructuras principales son inversas de alto ángulo con inclinación (50°-70°) hacia el bloque levantado. Si bien las dislocaciones principales son meridianas a submeridianas (NNO-SSE) se presentan fracturas transversales o diagonales que dividen a los bloques principales. Los bloques mayores presentan un suave basculamiento hacia el Este y sobre escurren sobre los sedimentos más jóvenes del Mesozoico y Cenozoico, inclusive del Pleistoceno. El modelo morfogenético propuesto supone que las fallas limitantes de naturaleza lístrica, permiten un adecuado acortamiento horizontal, siendo el resalto vertical observable consecuencia de esa tectónica tangencial y que hacia abajo, el ángulo de las fallas inversas sería moderado a bajo (González Bonorino, 1950; Introcaso *et al.*, 1987; Jordan y Allmendinger, 1986; Martino *et al.*, 1995).

Debe destacarse que toda la región presenta numerosas evidencias de neotectonismo que se manifiesta en cabalgamientos de bloques de basamento sobre materiales cuaternarios, fallamiento de secuencias de abanicos aluviales pleistocenos, alteraciones en la red de drenaje y eventos sísmicos de variada intensidad (Mingorance, 1988; Sagripanti *et al.*, 1998; Costa *et al.*, 1999 a y b; entre otros).

Llanura Chaco-Pampeana

La llanura Chaco-Pampeana constituye una parte poco móvil de la corteza, de tendencia negativa, donde en el pasado geológico se acumularon espesas series sedimentarias continentales y marinas. Evidencias estratigráficas, sedimentológicas y sísmicas permiten interpretar para el subsuelo la existencia de grandes depresiones separadas por altos estructurales (Chebli *et al.*, 1999).

Para el **Paleozoico inferior**, diversos autores proponen un régimen distensivo, con diferentes depocentros, de los cuales sólo se conoce el relleno del hemigraben de Las Breñas en el Noroeste de la llanura. A partir de datos sísmicos se presume la existencia de rocas plegadas de esta edad (Chebli *et al.*, 1999). En los pozos Ordóñez, Santiago Temple y Camilo Aldao, no hallaron estas secuencias en Córdoba.

En cuanto al modelo geotectónico, Chebli *et al.* (1999) sostienen que en Córdoba y durante el **Carbónico-Pérmico**, el área estaba sometida a un régimen compresivo con subducción pacífica buzando al Este. Según Chebli *et al.* (1999) los sedimentos neopaleozoicos, de origen continental y marino, con influencia glaciaria, yacen discordantemente sobre secuencias devónicas y silúricas y basamento cristalino. Todas las perforaciones ubicadas dentro de los límites de la cuenca Chacoparanaense han encontrado depósitos gondwánicos, a excepción del alto de Camilo Aldao, donde probablemente fueron erosionados. Fuera de éste, la cuenca se conforma como una enorme cubeta con algunos depocentros como la subcuenca de Ordóñez. En esta localidad se reconocieron las *Formaciones Ordóñez y Victoriano Rodríguez*.

En el **Pérmico tardío-Triásico temprano** el régimen de esfuerzo compresivo se modifica a extensional, dando origen a los rift triásicos, que aprovechan las zonas de debilidad propiciadas por las suturas paleozoicas. Según Russo *et al.* (1979), es muy posible que en el Paleozoico toda el área se haya comportado como una única zona negativa y, posteriormente, a consecuencia de movimientos tectónicos intensos del Jurásico, esa cuenca mayor debió separarse en una serie de cuencas menores de estilo tectónico similar que se colmataron con sedimentos Cretácicos y Cenozoicos.

El régimen distensivo de finales del **ciclo orogénico Gondwánico** se continúa en el **ciclo orogénico Patagonídico** (Ramos, 1999) durante el **Jurásico tardío-Cretácico temprano**. Se sugiere que debido a este régimen tensional los procesos de rifting se propagaron hacia el Noroeste, formando una zona de ruptura en el margen occidental del cratón del Río de la Plata, que fracturó el zócalo cristalino y separó estructuralmente la cuenca de Levalle de la del Paraná con generación de depocentros cretácicos como los de Los Cóndores y Macachin (Chebli *et al.*, 1999). El estilo estructural para esta época es de bloques de basamento, con ejes longitudinales de orientación meridional, limitados por fallas normales, y separados por angostas

depresiones que forman cubetas sedimentarias, de similar orientación. Estas cubetas sedimentarias son rellenadas durante el **Mesozoico superior** bajo un clima predominantemente tropical a subtropical húmedo (Rabassa *et al.*, 1997).

Hacia el final del **Paleoceno**, según Russo *et al.* (1979), se produce una fuerte regresión marina y se depositan discordantemente sedimentos continentales que representan una secuencia de llanura aluvial y que se incluyen en la *Formación Chaco* (Eoceno-Mioceno inferior).

El régimen distensivo se continúa hasta el **Paleógeno** en donde se produce nuevamente la inversión del régimen tectónico a compresivo. Ramos (1999) plantea que la evolución del **ciclo Ándico** se divide en dos subciclos, Paleógeno y Neógeno, que fueron controlados por las variaciones de velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana. Durante el **Mioceno-Plioceno**, se produce la segmentación de los Andes con una importante actividad volcánica, transformándose aquellas fallas normales Paleozoicas-Mesozoicas, en su mayoría, en fallas inversas de alto ángulo buzantes al Este, donde en la llanura cordobesa el bloque de Levalle constituye la única manifestación de inversión cenozoica (Chebli *et al.*, 2006). Esto, y una nueva reactivación y levantamiento de las sierras Pampeanas, es la respuesta a la horizontalización de la placa oceánica de Nazca, a la latitud aproximada de 32° S, evidenciada por un menor engrosamiento cortical y acortamiento de los orogénos (Jordan y Almendinger, 1986).

Hacia el **Mioceno** se produce una nueva transgresión marina de aguas someras y cálidas, correspondiente a la *Formación Paraná*, cuyos sedimentos tienen una amplia distribución areal, reconociéndose en la Mesopotamia, provincia de Buenos Aires, Santa Fe y Este de Córdoba (Renz, 1993; Gómez, 1995; Blarasin, 2003; Degiovanni *et al.*, 2005). Para la misma época, al Oeste provincial, se depositaron potentes capas de materiales continentales (eólicos y fluviales) de diversas granulometrías, que en el Sur de Córdoba fueron asignados a la *Formación Tigre Muerto* y en el Centro-Norte y Norte se corresponderían con la *Formación Santiago Temple*. Tanto al oriente, donde abundan en profundidad depósitos marinos, como al occidente, donde los sedimentos son continentales, aparecen capas, en general de poco espesor, muy permeables (Figura 3.7) de gran interés hidrogeológico (Blarasin, 2003; Blarasin *et al.*, 2005; Blarasin *et al.*, 2014).

En el **Plioceno superior-Pleistoceno inferior** se depositaron importantes secuencias fluviales, *Formación Alpa Corral* al Oeste, que hacia el Este van gradando a la *Formación Ituzaingó*. Estas secuencias fluviales se correlacionan con regímenes de mayor energía vinculadas al último movimiento ándico y con persistencia de condiciones húmedas. La *Formación Ituzaingó* (Arenas Puelches), de gran relevancia hidrogeológica en Santa Fe y Buenos Aires, no se observan en el occidente de

Córdoba. Según Carignano (1999) las características geomorfológicas y estratigráficas de la provincia de Córdoba para este periodo, se desarrollaron principalmente en respuesta a las mencionadas oscilaciones climáticas, y si bien poseen un alto control estructural, su desarrollo puede ser correlacionado con los cambios en la precipitación y los regímenes hidrológicos. Así, la alternancia de periodos marcados por el clima seco y las altas tasas de evapotranspiración se intercalan con intervalos más húmedos y pueden correlacionarse con evidencias estratigráficas y geomorfológicas a nivel regional (Figura 3.9).

Durante el **Pleistoceno medio a superior**, en amplios sectores de la llanura central argentina se depositó la *Formación Pampiano* (depósito loésico), cuyos cambios faciales señalan que transicionalmente las condiciones se fueron tornando más áridas hasta alcanzar un grado que permitió la cementación carbonática de los distintos materiales depositados (Figura 3.9.a).

Durante el **Pleistoceno superior** el clima fue más húmedo (Wisconsin medio), lo que generó la depositación de importantes espesores fluviales de moderada a alta energía, localmente lagunares (*Formación Chocancharava*) que contribuyó a la generación de una superficie erosiva de extensión regional, labrándose importantes valles en la *Formación Pampiano*. Esta red de drenaje pleistocena de gran envergadura tenía una conformación diferente de la actual (Figura 3.9.b). Así, los actuales río Cuarto y Quinto, muestran paleocanales que llegan hasta el Sur de Santa Fe (Iriondo, 1987; Cantú y Degiovanni, 1984), indicando que el alto de Laboulaye - Viamonte para este período no actuaba como tal, aunque el de Levalle, por las evidencias litológicas-estratigráficas, constituía un elemento positivo (Cantú, 1992). Muchos de los arroyos actuales con nacientes en área de llanura, tenían para la época, importantes cuencas receptoras desarrolladas en ambientes serranos. Coetáneamente con esta importante actividad fluvial, en los interfluvios se generaron suelos con perfiles muy desarrollados (Geosuelo Estancia El Cerrito), aflorante discontinuamente en algunos altos estructurales y barrancas de arroyos (Cantú, 1992).

Hacia el límite **Pleistoceno-Holoceno** y coincidente con el máximo glacial de Wisconsin, se instaló en la planicie argentina un ambiente muy árido que generó la depositación de una potente secuencia de materiales loésicos, de gran extensión regional, correspondiente a la *Formación La Invernada*.

Durante este período los sistemas fluviales menores de la zona se obliteraron mientras que algunos intermedios como los arroyos Las Lajas, del Gato, entre otros, generaron importantes abanicos en la salida extraserrana (Figura 3.9.c). El río Cuarto desarrolló abanicos de derrames cuyos ápices se situaban en la actual cuenca media, cuyos depósitos se agrupan en la *Formación Río Cuarto*.

En el **Holoceno bajo y medio** acaecieron condiciones más húmedas, coincidentes con el período denominado *Optimum Climaticum*, que favorecieron la reinstalación de redes de drenaje, ambientes leníticos y desarrollo de suelos en los interfluvios (Suelo Las Tapias, (Figura 3.9.d). Las secuencias fluviales depositadas son de mediana a baja energía y granodecrecientes (*Formación Las Lajas*), la que se encuentra rellenando gran parte de los valles pleistocenos, indicando una tendencia a la menor disponibilidad de agua y aridización del clima, para una línea de costa atlántica situada pocos kilómetros al Oeste de la actual (Cantú, 1992). El patrón de reinstalación de estas redes no siempre es coincidente con el diseño pleistocénico, ya que se observan desmembramientos de cuencas y desconexiones de áreas serranas, que permiten situar un evento tectónico importante en el Pleistoceno Superior-Holoceno (Degiovanni y Cantú, 1997). Otra evidencia de movimientos recientes es la identificación de estratos de edad pleistocena superior, dislocados y desplazados en la escarpa de la falla Las Lagunas (Degiovanni *et al.*, 2005).

El **Holoceno Superior**, con condiciones climáticas secas y semiáridas, favorece la depositación de secuencias limo arenosas muy finas (*Formación Laguna Oscura*), que cubren casi toda la región y presentan una morfología de dunas longitudinales actualmente bastante disipadas y discontinuas (Figura 3.9.e). Para esa época los sistemas fluviales más importantes como el río Cuarto, desarrollaron abanicos, mientras que los menores se desactivaron o derramaron a la salida de la sierra de Comechingones. Según Iriondo (1999) este período seco se extendió entre los 3.500 a 1.400 AP, instalándose con posterioridad las condiciones climáticas actuales, predominantemente húmedas. Esto favoreció la formación de suelos de mediano desarrollo (Hapludoles y Haplustoles dominantes) en los interfluvios y la reinstalación de las redes de drenaje actuales, con amplios sectores de drenaje impedido en los bloques más deprimidos (Figura 3.9.f).

Este ciclo húmedo fue interrumpido en tiempos históricos, por condiciones más áridas asociadas a un nuevo avance glaciario, que se conoce internacionalmente como *Pequeña Edad de Hielo* (800-200 AP, Iriondo, 1999), al que se asigna el origen de las dunas parabólicas características de esta zona y amplias zonas secas en los actuales sistemas lagunares del Sudeste de la provincia (Degiovanni *et al.*, 2005). El actual clima de Córdoba es subhúmedo y templado, y las redes se encuentran en pleno proceso de reinstalación con pedogénesis en los interfluvios.

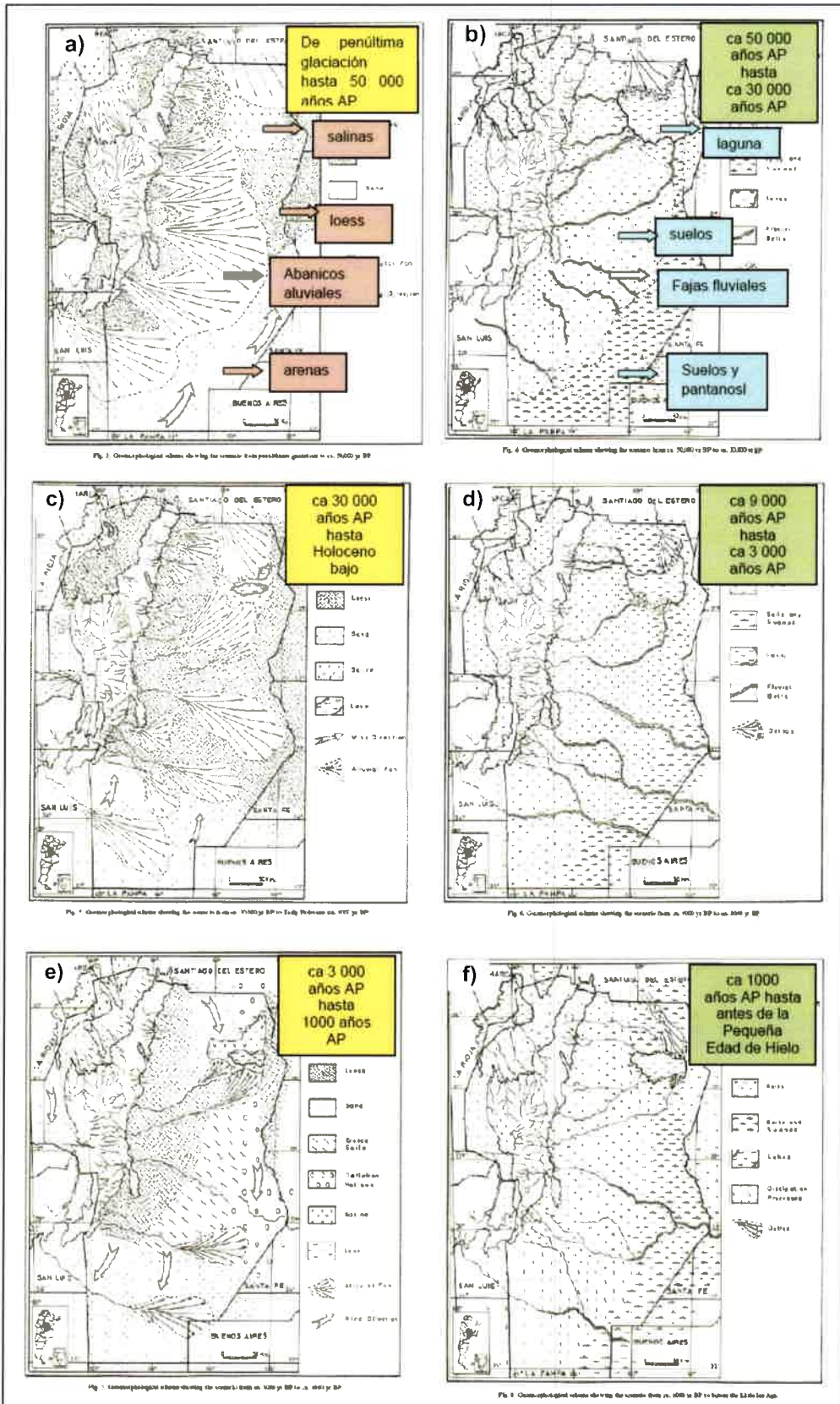


Figura 3.9.a-f Esquemas geomorfológicos representativos de los diferentes escenarios paleoclimáticos del Cuaternario superior en la provincia de Córdoba, que muestran los procesos y morfologías dominantes durante las etapas frías y secas (glaciales) y las cálidas y húmedas interglaciales (tomado de Carignano, 1999).



A diferencia de lo aseverado por Chebli *et al.* (1999) quienes sostienen que la tectónica reciente (que ha modificado desde el **Mioceno** el resto del territorio nacional) sólo ha actuado localmente en la zona, los estudios realizados en el área permiten aseverar que, para el marco geológico descripto, los movimientos neotectónicos han sido muy importantes. Sus evidencias son regionales, son persistentes en el tiempo y han generado numerosos casos de inversión tectónica observables en rasgos geomorfológicos y en la columna cuaternaria.

El régimen compresivo actuante en los períodos **Plioceno-Pleistoceno**, continúa hasta el presente y esta actividad neotectónica queda evidenciada por la ocurrencia en la región y zonas aledañas, de numerosos terremotos superficiales leves a moderados; la frecuente actividad microsísmica; importantes modificaciones sufridas por la red de drenaje, ya sea en su sentido de escurrimiento como en los ritmos de erosión horizontal y vertical y la presencia de la *Formación Pampiano* y *Chocancharava* en bloques elevados que son actuales interfluvios; entre otras (Cantú y Degiovanni, 1984; Degiovanni y Cantú, 1997; Sagripanti *et al.*, 1998; Sagripanti *et al.*, 2001; entre otros).



3.2. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

La zona de estudio se ubica íntegramente dentro de la provincia geológica *Llanura Chaco Pampeana*. Sin embargo, no se pueden dejar de referenciar los aspectos característicos de las *Sierras Pampeanas* (Figura 3.1), por la importancia que éstas tienen como área de aporte de sedimentos y de recarga regional a los sistemas hidrológicos de la llanura, especialmente a los sistemas acuíferos profundos.

3.2.1. ANÁLISIS ESTRUCTURAL

El análisis de la red natural de drenaje es un buen indicador de la construcción tectónica del territorio, porque pone en evidencia el basculamiento de bloques, prolongación de estructuras no muy evidentes, entre otros (Orbera Hernández y Fernández, 1977; Sagripanti, 2006). Para la zona se elaboró el mapa de la red de drenaje natural, que se muestra en el capítulo 4, en el que se incluye todos los lineamientos y cuerpos de agua permanente y los bajos topográficos que conducen agua durante las tormentas. Como se observa, la tendencia general de los escurrimientos está muy influenciada por las estructuras regionales. Por ejemplo, la dirección de los flujos superficiales es de O-E al Oeste de la falla Pampayasta-Alejandro Roca; mientras que hacia el Este de la misma la dirección es NO-SE, aspectos que se analizarán en detalle en el capítulo correspondiente.

Para el análisis de las morfoisohipsas, se agruparon las curvas de nivel en intervalos constantes (identificados con distintos colores o rastras) en función de la escala utilizada y de las variaciones del relieve observadas. La interpretación del mapa obtenido permite definir cambios bruscos de pendientes, lomas o bajos muy pronunciados y, en general, diferencias evidentes en las formas del relieve (Orbera Hernández y Fernández, 1977; Villegas y Blarasin, 1995; Sagripanti, 2006).

Para la zona investigada se realizó el agrupamiento de las curvas de nivel con una equidistancia de 25 m. La elaboración del mapa hipsométrico obtenido (Figura 3.10) permitió definir sistemas de fallas de diferente orden. El sistema más importante es el de dirección N-S, se trata de megaestructuras regionales que exceden los límites del área seleccionada y tienen una fuerte incidencia en el relieve y consecuentemente en la hidrología regional, como se verá más adelante. Las fallas más importantes son: **Levalle, Reducción-Del Chañar, Pampayasta-Alejandro Roca y El Rastreador-Los Cisnes**. Cabe destacar que el análisis de la red natural permitió, conjuntamente con el análisis de las morfoisohipsas, continuar con la definición de la estructura El Rastreador-Los Cisnes en la zona estudiada, definida por otros autores para al Sur del área (Figura 3.10). En orden inferior se encuentra el sistema O-E y NO-SE, de menor extensión, en la que se destacan principalmente las **fallas río Cuarto, Chaito-Chazón y arroyo Cabral**, y el NE-SO con la **falla Assunta**, entre otras menores que no han

sido identificadas con nombres propios. Las estructuras O-E y NO-SE son las responsables del control estructural de los sistemas fluviales tales como el río Cuarto y los arroyos Tegua, Carnerillo y Chucul.

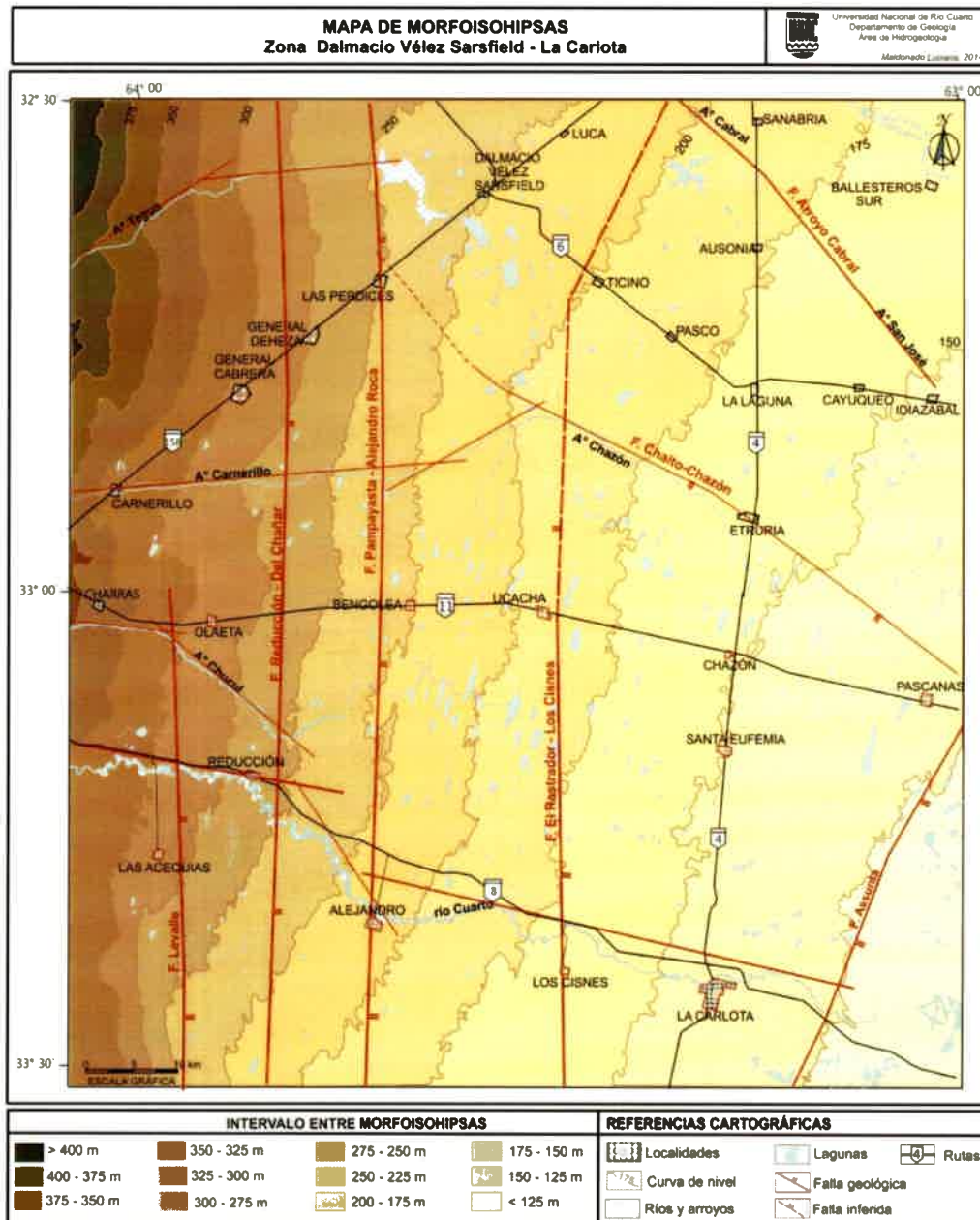


Figura 3.10. Mapa hipsométrico y de estructuras geológicas del área local.

Como puede observarse en la figura 3.11, Blarasin *et al.* (2005) definieron para el Sur del área de estudio (recuadro negro) una morfoestructura de bloques submeridianos diferencialmente ascendidos y basculados hacia el Este, delimitados por importantes fallas regionales, principalmente de orientación N-S. Los bloques formados entre las fallas Levalle y Pampayasta-Alejandro Roca, serían los más

elevados, mientras que los bloques deprimidos se reconocen en el sector E-SE, entre las fallas El Rastreador-Los Cisnes y Chaíto-Chazón y constituyen las áreas de descarga más importantes, tanto del agua superficial como del agua subterránea.

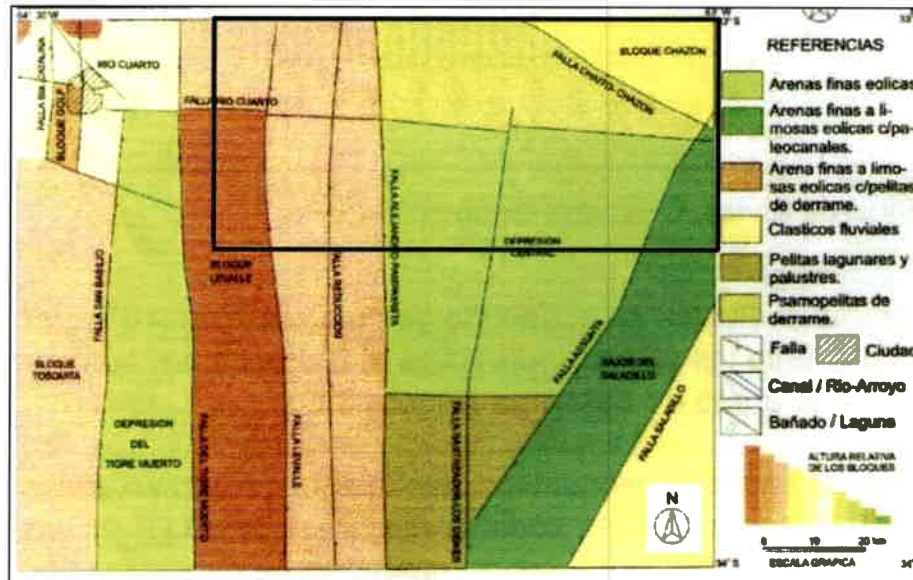


Figura 3.11. Mapa morfoestructural para el Sur del área de estudio (tomado de Sagripanti, 2005 en Degiovanni *et al.*, 2005)

3.2.2. ESTRATIGRAFÍA

Para el análisis estratigráfico se contó con información vinculada a la descripción de perfiles de litologías aflorantes (en barrancas de ríos y arroyos y de caminos profundizados), y del subsuelo (en perforaciones de hasta 400 m de profundidad).

3.2.2.1. Geología de superficie

Si bien son escasos, las descripciones de los materiales más superficiales, aflorantes en barrancas del río Cuarto (Blarasin *et al.*, 2001; Degiovanni *et al.*, 2005; Chiappero, 2013), arroyo Chucul (Rodríguez, 1997), arroyo Camerillo (Cabrera *et al.*, 2003; Milicich, 2010), arroyo Tegua (Lutri, 2013) y en algunas barrancas de caminos vecinales profundizados (Maldonado, 2010), fueron tomados de antecedentes de estudios geológico-geomorfológicos en la zona. La ubicación de dichos estudios se muestra en la figura 3.12 y a modo de ejemplo, se muestran algunos perfiles sedimentarios descritos en las figuras 3.13, 3.14, 3.15., 3.16, 3.17, 3.18 y 3.19. La interpretación de estos antecedentes permitió mejorar la descripción de la evolución geológica cuaternaria en la zona estudiada.

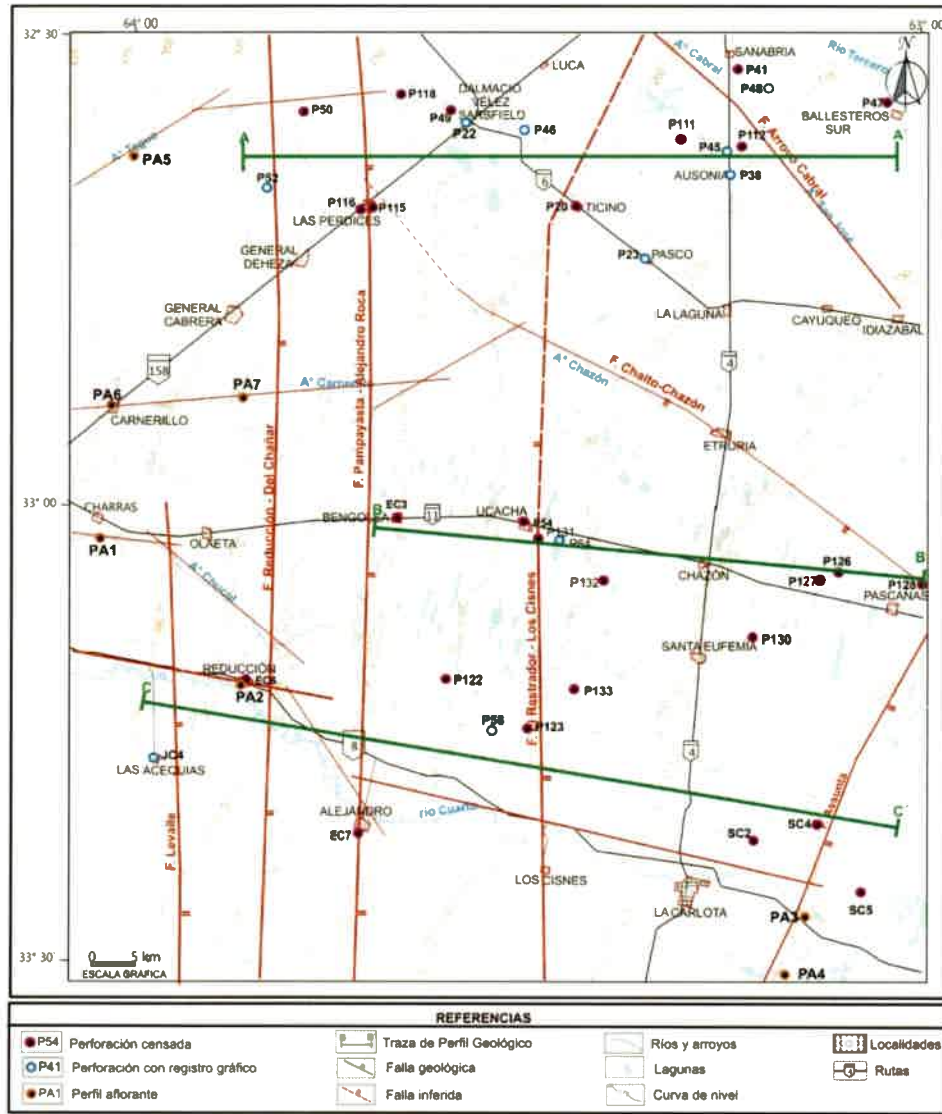


Figura 3.12. Mapa de ubicación de los perfiles aflorantes relevados y de las transectas de los perfiles geológicos realizados.

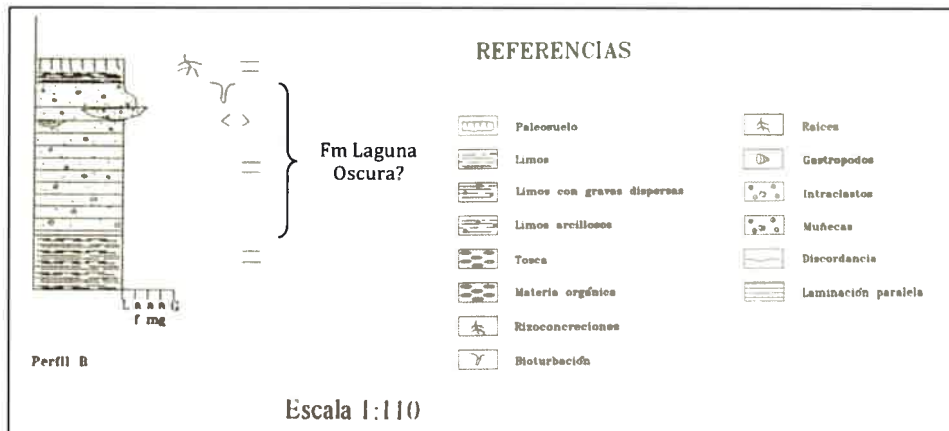


Figura 3.13. Perfil aflorante (PA1) relevado en barrancas del arroyo Chucul (tomado de Rodríguez, 1997)

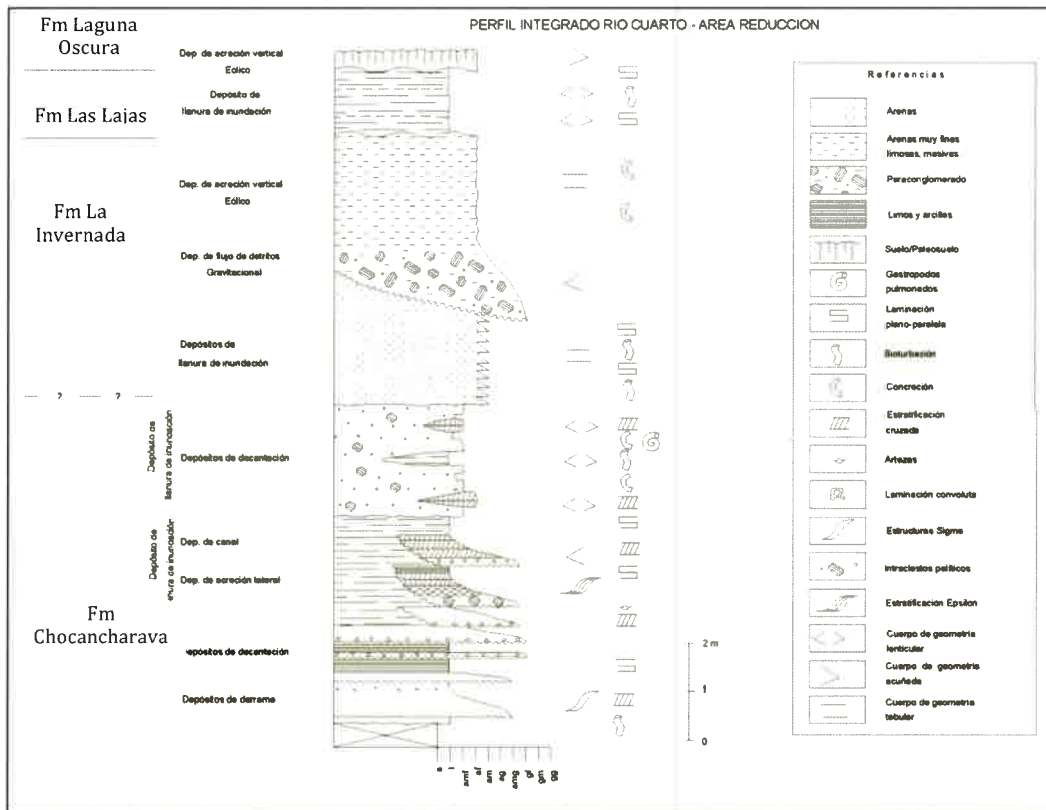


Figura 3.14. Perfil aflorante (PA2) integrado Río Cuarto-Reducción (tomado de Degiovanni *et al.*, 2005).

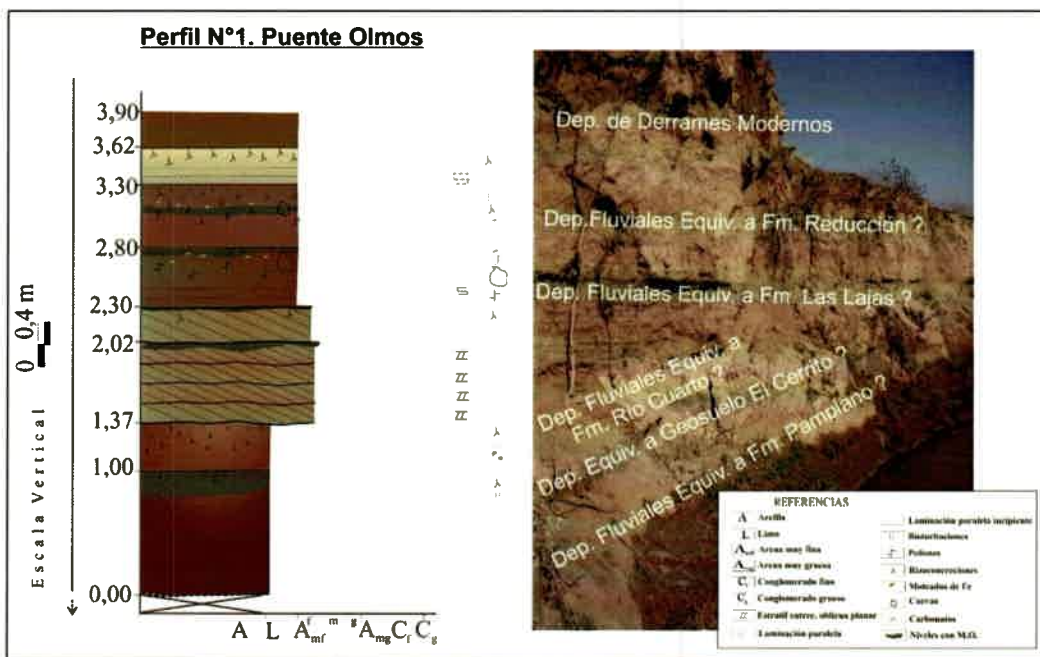


Figura 3.15. Perfil aflorante (PA3) relevado en barrancas del río Cuarto (tomado de Chiappero, 2013)

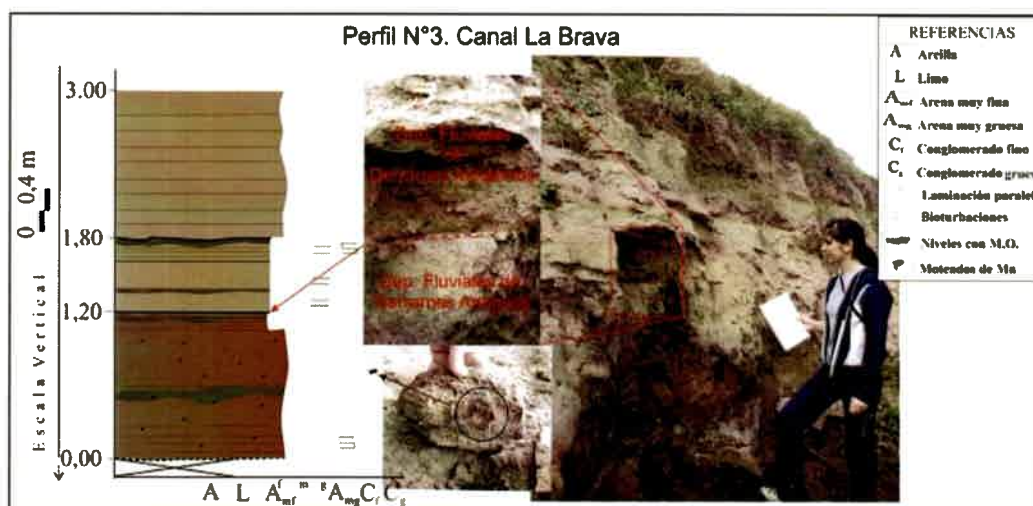


Figura 3.16. Perfil aflorante (PA4) relevado en barrancas del canal La Brava (tomado de Chiappero, 2013)

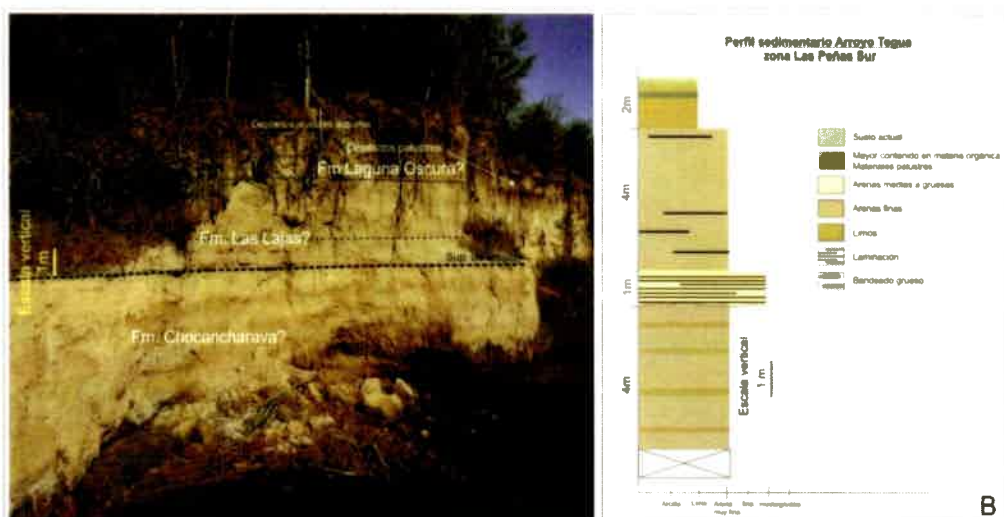


Figura 3.17. Perfil aflorante (PA5) relevado en barrancas del arroyo Tegua (tomado de Lutri, 2013)

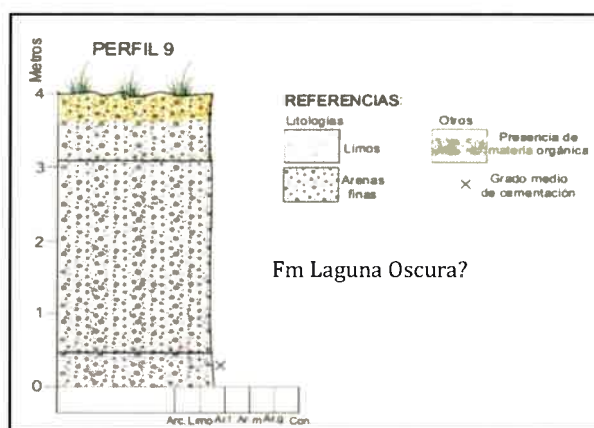


Figura 3.18. Perfil aflorante (PA6) relevado en la localidad de Carnerillo (tomado de Milicich, 2010)

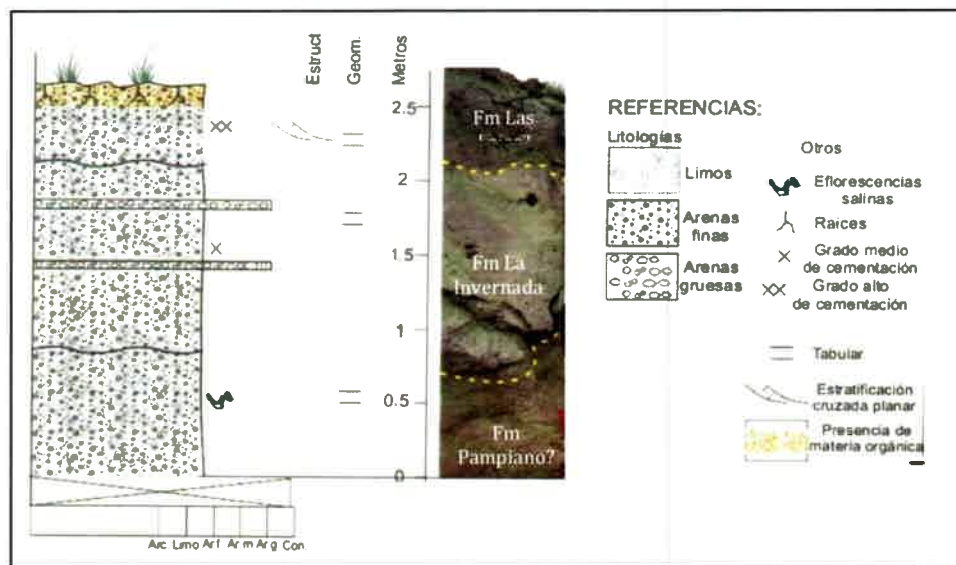


Figura 3.19. Perfil aflorante (PA7) relevado en barrancas del arroyo Carnerillo (tomado de Milichich, 2010)

3.2.2.2. Geología de subsuelo

A nivel local, se cuenta con datos de 68 perforaciones a profundidades variables (entre los 120 m y los 400 m). De la totalidad de datos, se dispone de 45 registros gráficos de perforaciones realizados por organismos públicos (DPH, proyecto de grandes acueductos- GAI) y por perforistas particulares de la zona (Lic. Felizzia, Renz perforaciones, Carranza perforaciones). El resto de los datos de las captaciones fue reconstruido a partir de la información verbal brindada por particulares visitados durante el censo de pozos, por lo que se trata de perfiles litológicos de menor detalle y de menor confianza. Se seleccionaron los registros más representativos del área (aproximadamente 25), los que permitieron luego efectuar las diferentes correlaciones lito-estratigráficas de los materiales que componen el subsuelo. La ubicación de las trazas de los perfiles profundos se muestra en la figura 3.12. También para el presente estudio se contó con sedimentos extraídos a diferentes profundidades en 3 perforaciones profundas (JC2, JC4 y JC5). Además, en dos de ellas, se contó con datos de perfilajes resistivos (SP) (gentileza Lic. Felizzia). Dichos materiales fueron utilizados para el tratamiento granulométrico, información que sirvió de base para asignar conductividades hidráulicas (K) a determinadas profundidades, como se verá más adelante. A continuación se describen las principales características de las perforaciones y los resultados obtenidos del **análisis textural**.

La **perforación JC2** se encuentra localizada en cercanías de la localidad de Los Cisnes, tiene una profundidad de 250 m y el material utilizado para tamizar fue extraído de los 185 m de profundidad. **Texturalmente** en el sedimento predominan

sábulos (30%), arenas muy gruesas (26%) y gruesas (14%), siguiendo en orden de importancia, con proporciones <10%, gravillas, arenas medianas, finas, muy finas, limos y arcilla (5,2; 7,8; 4,0; 4,4; 2,2 y 5,4 %, respectivamente) (Figura 3.20 y 3.21).

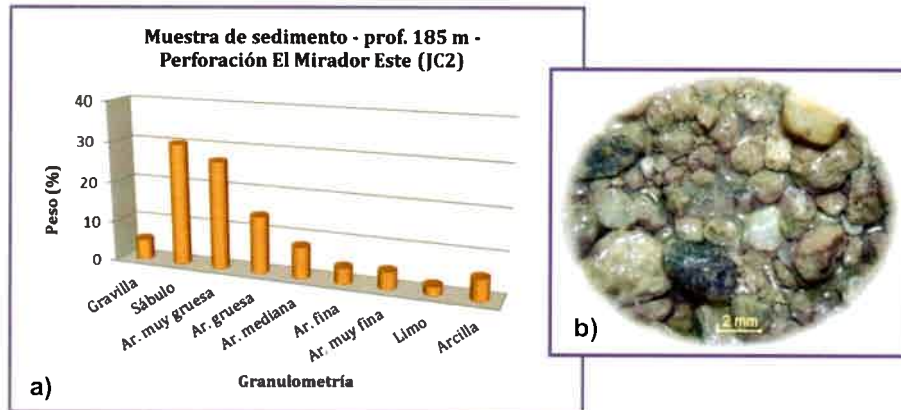


Figura 3.20. a) Análisis textural de muestra de sedimento de sedimento de 185 m de profundidad de la perforación JC2. b) Foto a lupa de la muestra analizada.

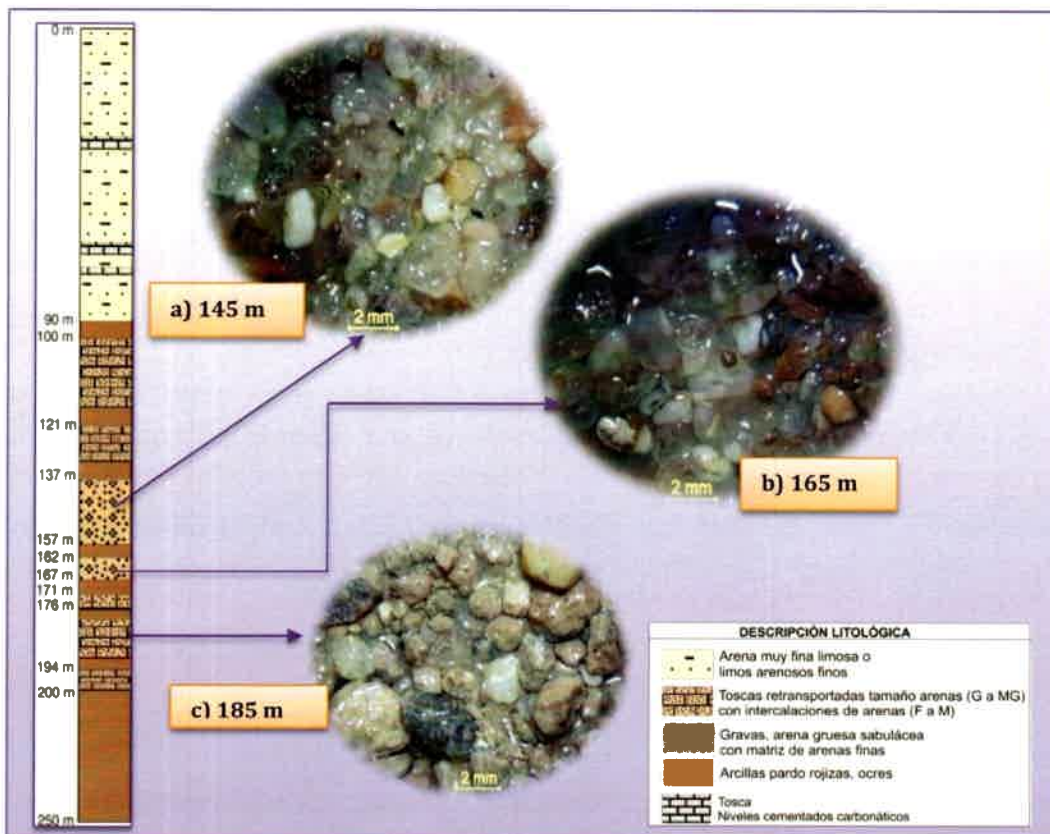


Figura 3.21. Registro gráfico de perforación El Mirador Este (JC2), próxima a la localidad de Los Cisnes (gentileza Lic. Felizzia, 2012). a), b) y c) Muestras de sedimentos tomados de los 145, 165 y 185 m de profundidad, respectivamente. Fotos tomadas a lupa por la tesista.

La perforación **JC4** se encuentra en localidad de Las Acequias, tiene una profundidad de 192 m y el material utilizado para el análisis granulométrico fue extraído de los 185 m de profundidad. **Texturalmente**, la muestra es más homogénea que la anterior, en la que se observa el predominio neto de las arenas gruesas (85,80%). Le siguen en orden de importancia, con proporciones <10%, las arenas medianas (5,63%), muy gruesas (2,44%), arcillas (2,23%), arenas finas (2,05%), muy finas (1,47%) y limos (0,28 %) (Figura 3.22 y 3.23).

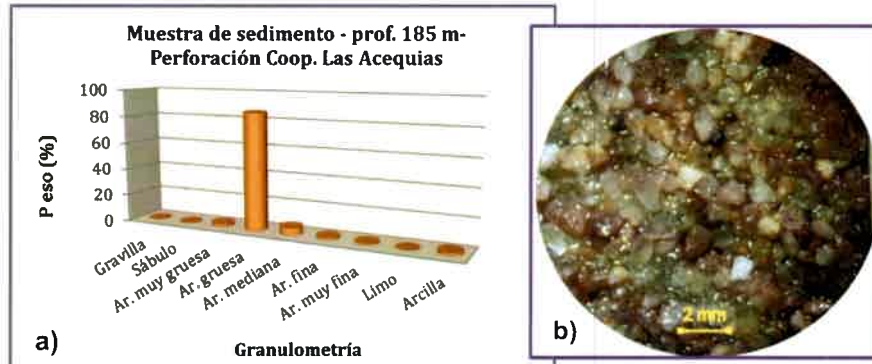


Figura 3.22. a) Análisis textural de muestra de sedimentos de perforación JC4. b) Foto a lupa de la muestra analizada.

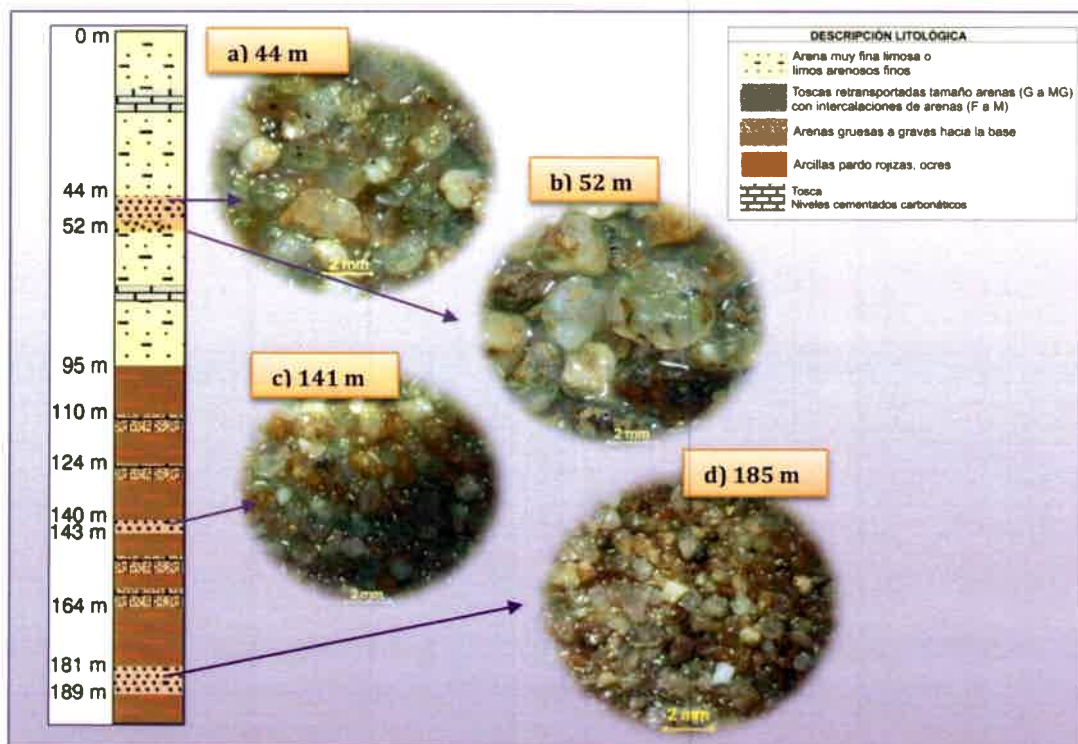


Figura 3.23. Registro gráfico de perforación de Las Acequias (JC4) (gentileza del Lic. Felizzia, 2012). a), b), c) y d) Muestras de sedimentos tomadas de los 44, 52, 141 y 185 m de profundidad, respectivamente. Fotos tomadas a lupa por la autora de la tesis.

La perforación JC5 fue realizada en localidad de General Cabrera y tiene una profundidad de 258 m. El material utilizado para la descripción granulométrica fue extraído de los 255 m de profundidad. **Texturalmente**, el sedimento se compone principalmente de sábulos, arenas gruesas y muy finas (39,78; 18,63 y 10,66 %, respectivamente). Le siguen en orden de importancia, con proporciones <10%, las arenas gruesas, arcilla, arenas medianas, finas y limos (7,79; 6,85; 4,59; 3,34; 3,01 %, respectivamente) (Figura 3.24 y 3.25).

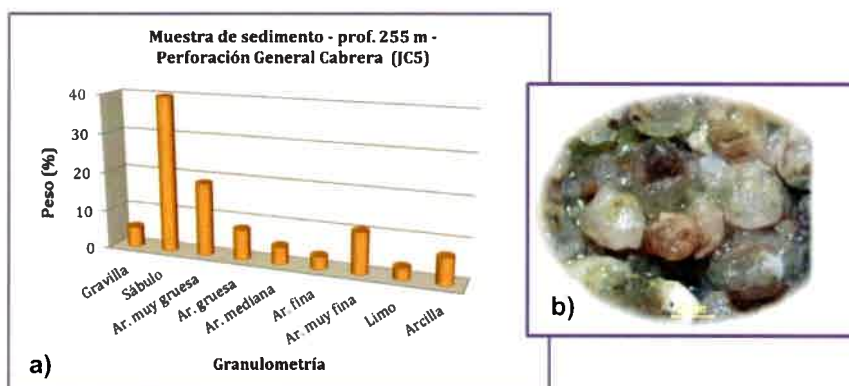


Figura 3.24. a) Análisis textural de muestra de sedimento de perforación JC5. b) Foto a lupa de la muestra analizada.

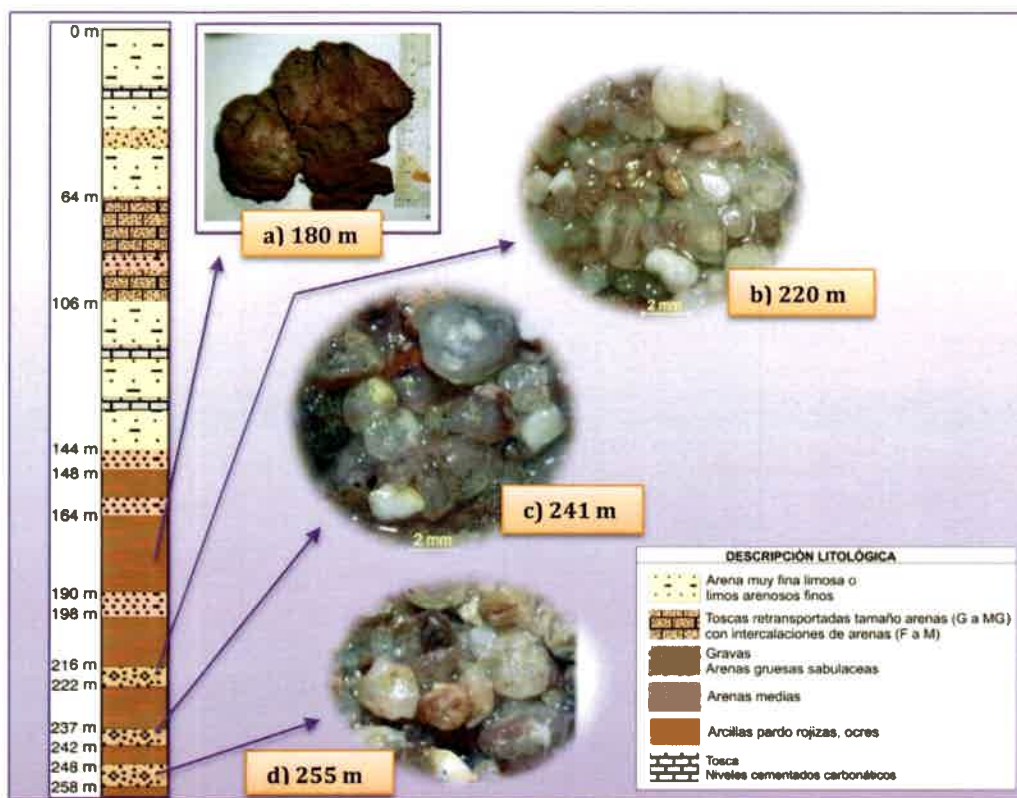


Figura 3.25. Registro gráfico de perforación en General Cabrera (JC5) (gentileza del Lic. Felizzia, 2012). a), b), c) y d) Muestra de sedimentos tomadas de los 180, 220, 241 y 255 m de profundidad, respectivamente. Fotos a lupa y muestra de mano de arcilla tomadas por la autora de tesis.

Los resultados granulométricos realizados permiten observar que los materiales a las profundidades informadas son principalmente arenas gruesas, muy gruesas y gravas (Figuras 3.20, 3.22 y 3.24). La composición mineralógica de las diferentes fracciones se tratará en el apartado correspondiente (3.2.3.2).

Se efectuó la correlación lito-estratigráfica de los materiales presentes en las perforaciones descritas para la zona de estudio, teniendo en cuenta la caracterización geológica regional. Este análisis permitió mejorar la interpretación de la geometría de los niveles acuíferos del área y su distribución espacial (continuidad lateral y espesor de las capas). De este modo, se elaboraron esquemas de correlación en secciones de interés con rumbo O-E y SO-NE (Figuras 3.26, 3.27 y 3.28, ver su ubicación en la figura 3.12)).

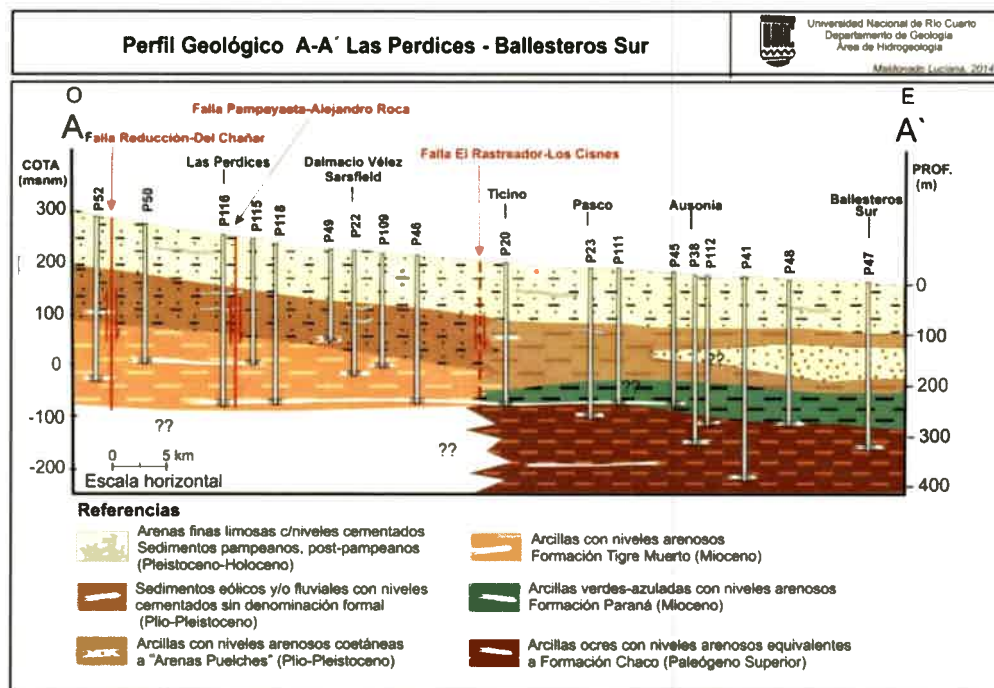


Figura 3.26. Perfil geológico A-A', sector Norte del área de estudio.

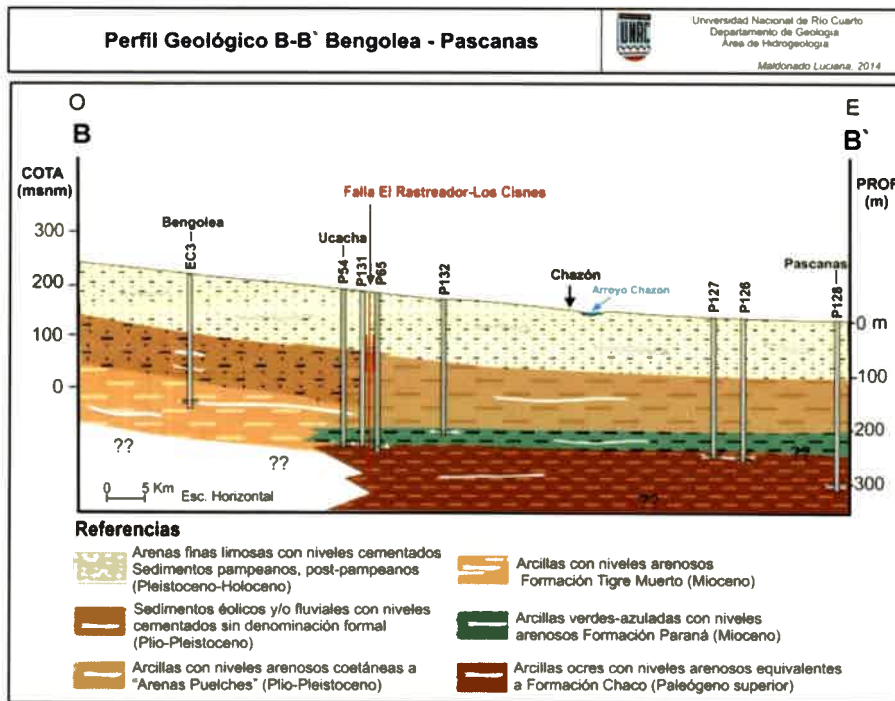


Figura 3.27. Perfil geológico B-B', sector centro-Este del área de estudio.

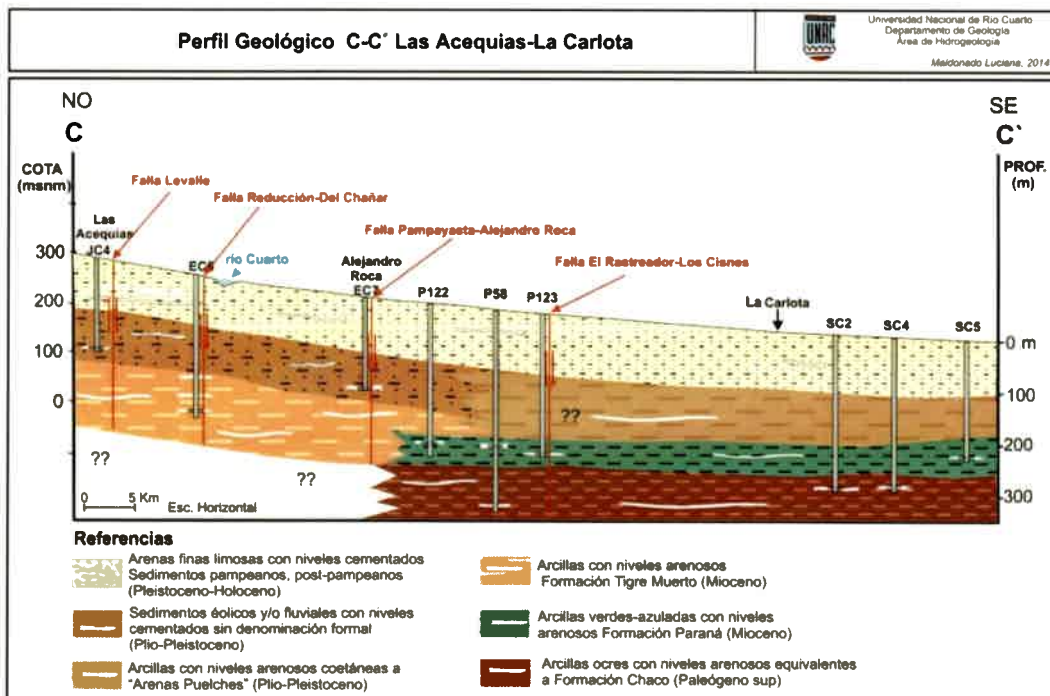


Figura 3.28. Perfil geológico C-C', sector Sur del área de estudio.

3.2.2.3. Interpretación general

La interpretación conjunta de perfiles litológicos del subsuelo y esquemas geológicos elaborados para esta tesis y la correlación con perfiles geológicos locales o

regionales para el Sur de Córdoba (Blarasin, 2003; Degiovanni *et al.*, 2005; entre otros), permitió la elaboración de columnas litoestratigráficas generales para la zona. Debido a que la estructura regional El Rastreador –Los Cisnes de rumbo N-S, tuvo una fuerte influencia sobre la depositación de los sedimentos, se elaboraron dos columnas típicas (Figura 3.30) representativas de los sectores occidental y oriental de dicha falla, respectivamente. Dado que resulta difícil asignar nombres formacionales a las distintas capas del subsuelo, algunos nombres y edades se asignaron con incertidumbres.

Los materiales localizados a más de 300-320 m de profundidad, sólo pudieron ser reconocidos al oriente del área y fueron asignados con dudas a la *Formación Chaco* (Russo *et al.*, 1979) de edad Eocena-Miocena inferior y origen continental, compuesta por delgadas lentes de sedimentos areno-gravosos intercalados en potentes paquetes arcillosos de colores rojizos y morados con intercalaciones evaporíticas.

Entre los 200-230 y 300-320 m de profundidad, se distinguen de Oeste a Este, dos ambientes de sedimentación diferentes, controlados fuertemente por la falla El Rastreador-Los Cisnes, uno de origen continental y otro marino, respectivamente. Al Oeste de la falla, se encuentran sedimentos continentales asignados a la *Formación Tigre Muerto* (Blarasin, 2003), de edad Mioceno medio-superior, conformada por intercalaciones de estratos muy delgados areno-gravosos con potentes paquetes de arcillas ocre y limos arcillosos fuertemente cementados, que indican una actividad fluvial de gran energía de transporte. La secuencia es una de las evidencias de sistemas fluviales de gran energía que atravesaron la zona de estudio y que permiten pensar en una edad neógena para estos materiales, asumiendo la gran actividad orogénica de las sierras en este período. A las mismas profundidades, pero hacia el Este de la falla mencionada, se depositaron coetáneamente materiales marinos correspondientes a la *Formación Paraná*, compuesta por arcilitas limo-arenosas, gris verdoso, algo calcáreas con microfósiles marinos y palinomorfos (Blarasin *et al.*, 2014; Aguirre, 2013) (Figura 3.29) en las que se intercalan delgadas lentes de areniscas cuarzosas, gris amarillenta.

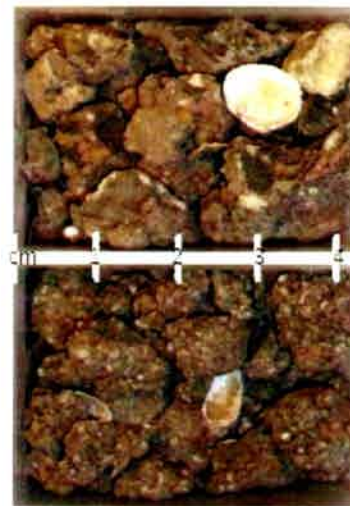


Figura 3.29. Arcillas verde oscuro con conchillas y arena fina arcillosa de la Fm Paraná (Aguirre M., 2013)

Entre los 100-120 m y los 200-230 m de profundidad, al Oeste de la falla El Rastreador–Los Cisnes, sobreyacen a la *Formación Tigre Muerto*, sedimentos continentales, a los que no se les han asignado aún nombres formacionales, de edad Plio-Pleistocena conformados por lentes de arenas gruesas y gravas intercaladas en arcillas pardas rojizas a ocre castañas. Al Este, sobreyaciendo a los materiales de la

Formación Paraná, se depositaron en este mismo período (Plio-Pleistoceno) sedimentos que podrían correlacionarse con las llamadas "Arenas Puelches" (*Formación Ituzaingó?*) conformados por capas arenosas medias, finas a muy finas que intercalan entre arcillas pardas rojizas.

Como indican los perfiles descritos en superficie por diversos autores, mostrados en el apartado 3.2.2.1., la parte superior de la secuencia, tanto al Oeste como al Este del área, corresponde a la depositación de materiales continentales (eólicos, fluviales y subordinadamente palustres) conocidos en general, como sedimentos pampeanos y postpampeanos. Estos sedimentos representan la secuencia alternante de ciclos húmedos y secos que determinan la actividad fluvial y eólica de la zona durante el Cuaternario, cuyos depósitos resultantes, como se indicara en la Geología Regional (apartado 3.1.3), han sido identificados con diversos nombres formacionales (*Formación Pampiano, Formación Chocancharava, Formación La Invernada, Formación Las Lajas, Formación Laguna Oscura, entre otras*). Como resultado de la actividad eólica en épocas frías y secas predomina el típico loess (Iriondo 1987 y 1988). Para el Sur de Córdoba, diversos autores (Cantú, 1992; Blarasin, 2003; Matteoda, 2012; Giuliano Albo, 2013, entre otros) indican que las fracciones granulométricas dominantes del loess son arenas muy finas limosas. Además y, especialmente al Sur del río Cuarto, cobran relevancia los depósitos arenosos muy finos, correspondientes al Mar de Arena Pampeano (Iriondo, 1990; Iriondo y Krohling, 1996; Tripaldi y Forman, 2007; Carignano *et al.*, 2014; Kröhling y Carignano, 2014). Como pudo observarse en los perfiles aflorantes, intercalan con los sedimentos eólicos, materiales fluviales de diferentes granulometrías, dependiendo fundamentalmente de la posición respecto de las áreas de aporte serranas. Así, dominan en el sector oriental sedimentos predominantemente más finos de facies fluviales distales. En las áreas más deprimidas del oriente provincial aparecen facies de tipo palustres en forma subordinadas. Con el objetivo de sintetizar la geología aflorante y la del subsuelo, se elaboraron para esta tesis 2 columnas geológicas representativas de los ambientes occidental y oriental del área de estudio, las que se muestran en la Figura 3.30.

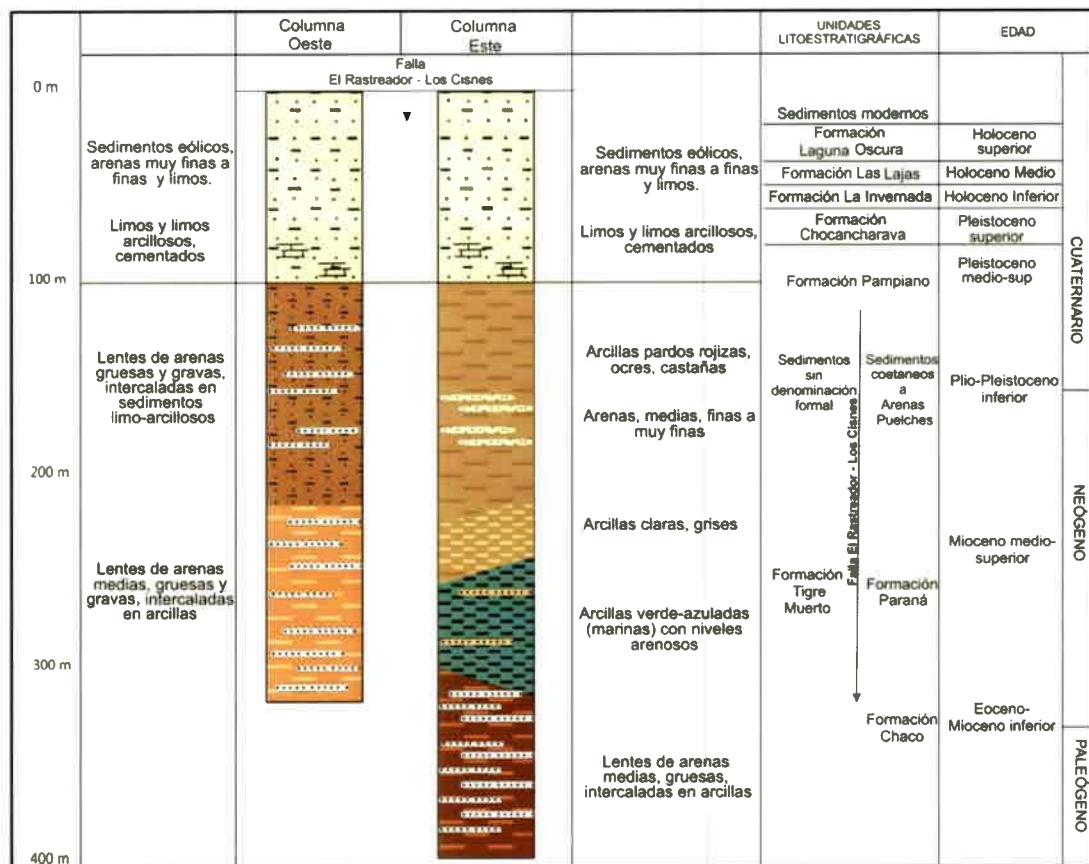


Figura 3.30. Columnas litoestratigráficas representativas del área de estudio.

3.2.3. CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS DE LOS SEDIMENTOS PRESENTES EN EL ÁREA

3.2.3.1 Composición mineralógica del loess pampeano

Dada la importancia de los sedimentos loésicos en la zona, se decidió efectuar el análisis de antecedentes mineralógicos de los mismos, aspecto que será de gran interés en el análisis de la calidad del agua subterránea como se verá en los capítulos correspondientes. La secuencia eólica revela una composición mineralógica heterogénea resultado del input de tres fuentes principales, que varían a lo largo de toda la llanura Chacopampeana: a) Cordillera de los Andes, b) Sierras Pampeanas y c) cuenca del río Paraná (Zárate, 2003). Ortolani (2007) indica para un sector al Sudoeste de Córdoba, que el origen de los sedimentos loésicos responde a dos familias mineralógicas, procedentes en un 30% del ambiente andino y en un 70% del basamento de las sierras Pampeanas, diferenciándolo claramente de los sedimentos pleistocenos de la provincia de Buenos Aires. Una característica distintiva del loess argentino, es la presencia de minerales de origen volcánico (Teruggi, 1957, Zárate y Blassi 1991, Sayago *et al.*, 2001). Zárate y Blassi (1991) y Clapperton (1993) proponen un vulcanismo explosivo andino contemporáneo con la génesis del loess que bajo



condiciones áridas y fuerte influencia eólica causaron la deflación y retransporte de material volcánico mezclado con el material parental loésico.

La **composición mineralógica** del típico **loess** pampeano (fracción arenas muy finas), descrito por diversos autores (Teruggi, 1957; Zárate y Blassi, 1991; Sayago *et al.*, 2001), se caracteriza por la abundancia de minerales livianos entre los que se destacan, plagioclasa (20-60 %), cuarzo (20-30 %) y considerables cantidades de vidrio volcánico (15-30 %). El 10 % restante lo constituyen minerales pesados, entre los que se mencionan piroxenos, opacos, anfíboles, lamprobolita (hornblenda básica) y muy poca muscovita. Santa Cruz (1972) y Cantú (1992) indican, para el Sur de Córdoba y para sedimentos correspondientes a la *Formación La Invernada*, que la mineralogía responde a dos orígenes: una asociación plutónica-metamórfica, correspondiente al basamento cristalino (cuarzo, oligoclasa, microclino y ortoclasa) y otra volcánico-piroclástica (andesina y labradorita, hipersteno, lamprobolita, augita, litoclastos de rocas volcánicas y traza de vidrios volcánicos ácidos). Blarasin (1984) en otro estudio mineralógico del loess del Sur de la provincia determina que los componentes principales son los minerales livianos, entre los que dominan el feldespato potásico siguiéndole en orden de importancia el cuarzo, el vidrio volcánico (hasta 24%) y la plagioclasa, constituyendo los fragmentos líticos el 6-10 %. Según Teruggi (1957) la calcita es otro constituyente del loess pampeano y se encuentra presente entre un 2 % y un 4 %. Por otra parte, numerosos estudios señalan la presencia de carbonatos agregados en nódulos irregulares ("muñecas de tosca") y niveles continuos de calcretos, de origen freático (Schiavo, 2002) y espesor variable (desde centímetros a varios metros), que intercalan con los sedimentos loésicos a distintas profundidades, evidenciando un clima árido a semiárido (Cantú, 1992; Smedley *et al.*, 2005).

En cuanto a la **composición mineralógica de la fracción arcilla del loess**, según González Bonorino (1966) e Iriondo y Kröhling (2007) señalan a las illitas como el mineral dominante en estos sedimentos. Para el Sur de Córdoba el análisis de argilominerales realizado por Ortolani (2007) a sedimentos eólicos de la *Formación Pampiano*, indican que las illitas son las arcillas dominantes, encontrando también caolinitas e interestratificados de illita-montmorillonita junto a minerales no arcillosos como cuarzo, sílice hidratada y muscovita.

Schiavo (1991), Musso (2003) y Gómez (2009) han determinado para el loess en Córdoba, una **capacidad de intercambio catiónico (CIC)** del orden de 10 meq/100g, para distintas situaciones muestrales. Los mayores valores de CIC los asocian a los materiales con mayor porcentaje de arcillas y materia orgánica.

Respecto a las **características químicas** del loess se observa una gran similitud entre las distintas regiones de Argentina (Tabla 3.1), lo que sugiere una fuente regional

común al menos para el loess más superficial, a excepción del porcentaje del MgO (el cual probablemente refleje la influencia local de rocas ferromagnesianas).

Tabla 3.1. Composición química del loess en Argentina, expresados en % (Gómez, 2009. Modificado de Sayago *et al.*, 2001).

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	59,86	62,70	57,16	66,01	59,00		64,32	57,56
Al ₂ O ₃	17,40	15,00	17,28	16,22	17,00	14,00	15,41	16,72
TiO ₃	-----	-----	-----	0,88	-----	0,80	0,72	0,91
Fe ₂ O ₃	4,80	6,00	5,43	5,30	5,87	4,60	2,09	5,75
CaO	3,08	2,80	2,83	2,85	3,05	0,09	2,67	3,35
MgO	1,71	1,90	1,67	1,62	2,55	1,50	1,05	1,78
K ₂ O	1,70	1,88	3,68	1,90	1,56	3,00	1,49	2,03
Na ₂ O	1,97	1,40	8,35	1,97	1,38	1,90	1,91	2,52
H ₂ O	6,04	4,32	-----	3,14	5,80	-----	-----	-----

(1) Loess Baradero, (2) Loess La Plata, (3) Loess Miramar. (4)(Teruggi, 1954). Loess pampeano en general (Arens, 1969). (5) Loess de Tucumán (Camino, 1988). (6) Loess del Este del Chaco (Torra *et al.*, 1999). (7) Loess en Coronel Moldes (Gómez, 2009). (8) Loess en cuenca. Chasicó, (Rossi, 1996).

Nicolli *et al.* (1989) y Nicolli *et al.* (2004) señalan que los elementos traza tales como As, Se, U, Sb y Mo se encuentran presentes en el loess, en diferentes sectores de la Llanura Chacopampeana, en concentraciones anormalmente altas (Tabla 3.2) y por lo tanto constituyen una fuente potencial de aporte de estos elementos al agua subterránea, especialmente en el caso del As. Además, estos mismos autores determinan que el vidrio volcánico presenta As en concentración del orden de 87,1 ppm (con valores comprendidos entre 6,8 y 10,4 ppm). Por otra parte Smedley *et al.* (2005), en un trabajo al Norte de La Pampa, hallan tenores de As en el loess del orden de 8 mg/Kg, con valores entre 3 y 18 mg/Kg y señalan también que probablemente el vidrio volcánico sea la fuente primaria de este elemento en los sedimentos que componen el loess. Blanco *et al.* (1999) determinan al Sudoeste de la provincia de Buenos Aires, valores de As en el loess entre 6,4 y 22 mg/Kg, mientras que Rossi (1996) encuentra valores de 4 ppm de As en el loess y valores de As concentrado en vidrio volcánico del loess de 6 ppm, marcando un alto enriquecimiento de éste respecto del promedio de la abundancia de este elemento en la corteza terrestre (1,8 ppm) enunciada por diversos autores. Además, este autor también analizó la concentración de F⁻ en muestras de sedimentos loésicos y de vidrio volcánico, encontrando valores entre 520 mg/kg y 490 mg/kg respectivamente, los que resultan particularmente elevados, al compararlos con los valores promedios de 220 mg/kg determinados por Hem (1992) en resistitas de diferentes zonas de Estados Unidos.

Tabla 3.2. Elementos Trazas en muestras de loess. Contenidos en ppm (Nicolli *et al.*, 1989 y 2004)

Elemento Trazas	Mín.	Máx.	Media Geométrica
As	5,51	37,30	16,70
Se	1,10	2,30	1,53
U	1,25	8,00	2,99
Sb	0,25	0,88	0,54
Mo	2,20	5,20	3,40

3.2.3.2. Análisis mineralógico de los sedimentos de las capas profundas seleccionadas

A continuación se muestran las descripciones mineralógicas de las fracciones resultantes del tamizado de los sedimentos arenosos gruesos-gravosos extraídos en las perforaciones JC2, JC4 y JC5 (Figuras 3.21, 3.23, 3.25). Estos resultados serán de gran utilidad en la definición del modelo geoquímico de la zona, dado el interés hidrogeológico que presentan estos niveles profundos de granulometrías gruesas, como se verá en el capítulo correspondiente, y la importancia que poseen en la cesión de iones a la solución las fracciones más pequeñas.

El **análisis textural**, en general, permitió visualizar que en estas capas de interés dominan granulometrías areno-gravosas. La composición mineralógica de esta fracción es bastante homogénea, observándose cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (Figuras 3.21. a y b, 3.23. a, b y c, 3.25. b, c y d), aunque en algunos sectores se observan además clastos retransportados de carbonatos de calcio ("toscas") y líticos (Figura 3.21. c).

Los resultados obtenidos del **análisis mineralógico de la fracción limos** (53 a 63 μ) de las muestras analizadas se muestran en la Tabla 3.3.

Tabla 3.3. Tabla de modas de las muestras de sedimentos analizadas (fracción limos)

Muestra	Clastos (conteo)												
	V1	V2	V3	Qz	Pl	Kfd	Cpx	Opx	Bt	Hn	Op	Otros	Cc
JC2	85	519	101	54	65	24	7	1	8	27	15	18	106
JC4	173	514	137	93	78	34	23	9	24	31	56	18	8
JC5	135	385	112	56	65	22	4	3	8	35	17	18	2
Clastos (%)													
JC2	8,3	50,4	9,8	5,2	6,3	2,3	0,7	0,1	0,8	2,6	1,5	1,7	10,3
JC4	14,4	42,9	11,4	7,8	6,5	2,8	1,9	0,8	2,0	2,6	4,7	1,5	0,7
JC5	15,7	44,7	13,0	6,5	7,5	2,6	0,5	0,3	0,9	4,1	2,0	2,1	0,2

V1: Vidrio tipo 1 - V2: Vidrio tipo 2 - V3: Vidrio tipo 3

Otros JC2: epidoto? + circón

Otros JC4: apatita + circón

Otros JC5: epidoto? + apatita + circón

Muestra JC2: los minerales que predominan en la muestra son: calcita (10%), presente como fragmentos de cristales; plagioclasas como cristales ehuedros (6,3%); cuarzo (5,2%); hornblenda (2,6%) y feldespato potásico (2,3%). En menor proporción que el resto (< 1%) se encuentran piroxenos (Cpx y Opx). El vidrio volcánico está presente en sus tres variedades (68,4%), predominando el vidrio tipo 2. También se observan algunos cristales de epidoto? y apatita (1,7%) y cristales cúbicos de opacos (pirita y/o magnetita) (1,5%) (Figura .3.31).

Muestra JC4: contiene en orden de importancia los siguientes minerales: cuarzo (7,8%), plagioclasa fragmentadas, no en cristales e huecos (6,5%) y feldespato potásico como microclino (2,8%). Se observan también, anfíboles del tipo hornblenda basáltica (2,6%), biotita (2%) y clinopiroxenos (1,9%). En menor proporción que el resto (< 1%) se encuentran ortopiroxenos y calcita. Además, se encuentran cristales cúbicos de opacos (pirita y/o magnetita) (4,7%) y vidrio volcánico presente en sus tres variedades (68,8%), predominando el vidrio tipo 2 (Figura .3.32).

Muestra JC5: se compone de los siguientes minerales: plagioclasas fragmentadas (7,5%), cuarzo (6,5%) y feldespato potásico como microclino (2,6%). También se observan cristales de hornblenda basáltica (4,1%). En menor proporción que el resto (< 1%) se encuentran biotita, clinopiroxenos, ortopiroxenos y calcita. El vidrio volcánico se presenta en sus tres variedades (73,3%), en mayor proporción que en las muestras anteriores, predominando el vidrio tipo 2. Se observan, además, cristales cúbicos de opacos (pirita y/o magnetita) (2,1%) y algunos de epidoto?, apatita y circón (2%) (Figura .3.33).

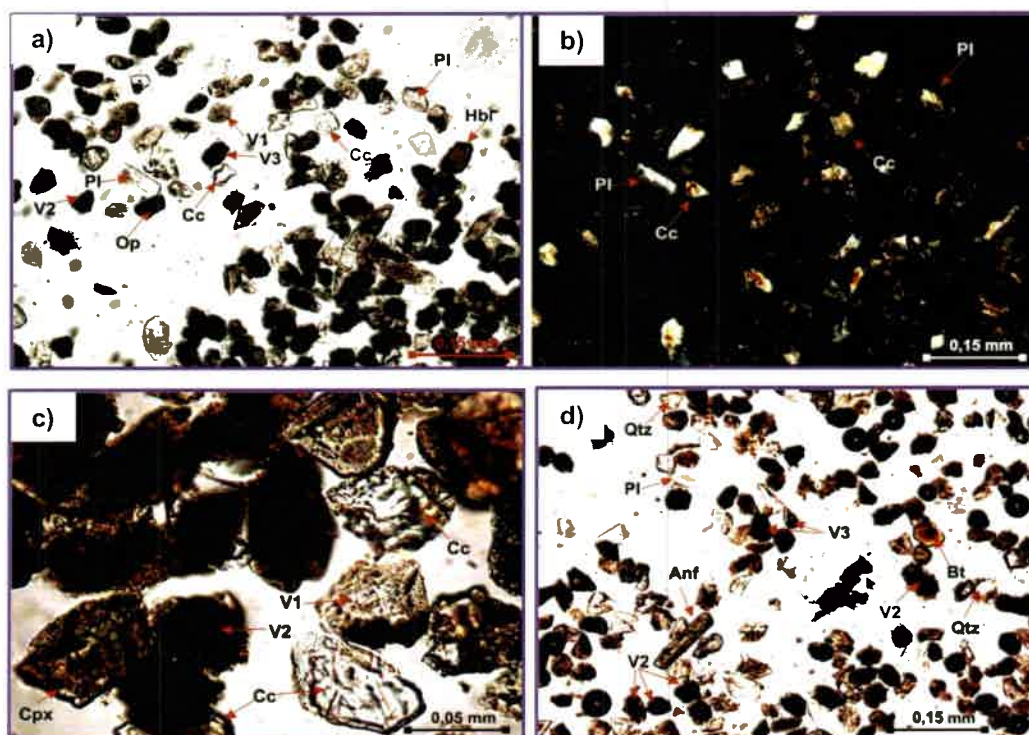


Figura 3.31. Análisis mineralógico, muestra de perforación JC2. a), c) y d) nicoles paralelos. b) nicoles cruzados.

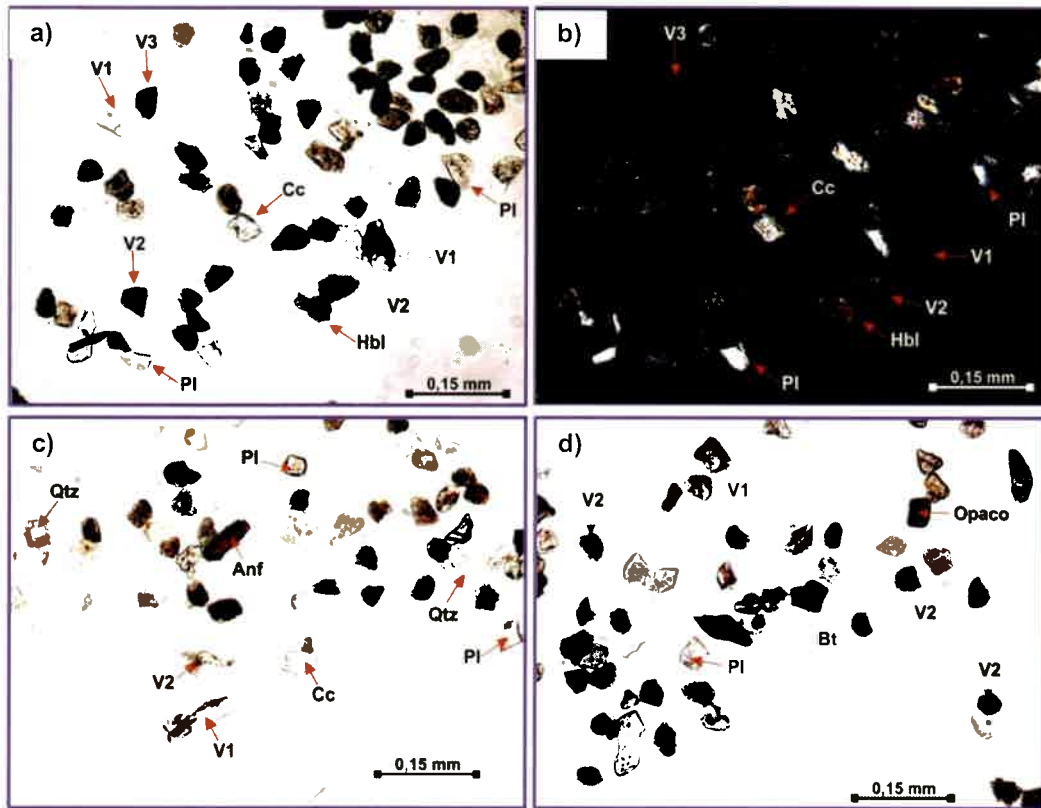


Figura 3.32. Análisis mineralógico, muestra de perforación JC4. a), c) y d) nicoles paralelos. b) nicoles cruzados.

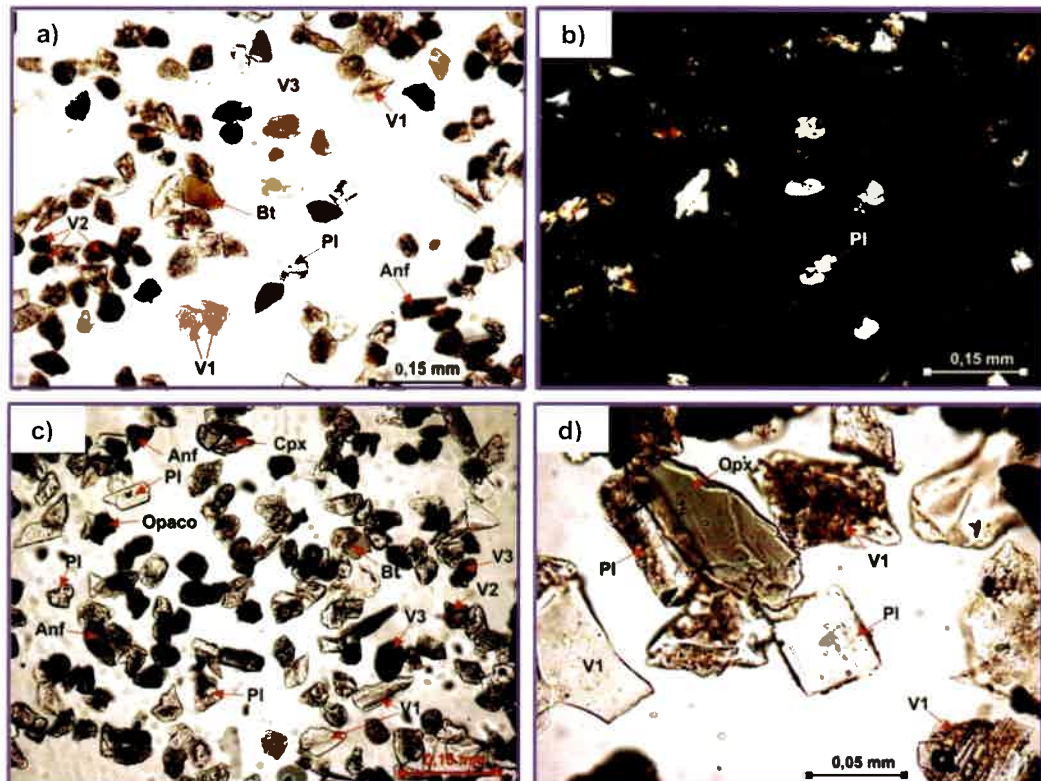


Figura 3.33. Análisis mineralógico de muestra de perforación JC5. a), c) y d) nicoles paralelos. b) nicoles cruzados.



A continuación se describen, en primer lugar, las principales características del vidrio volcánico, ya que se trata de un componente altamente heterogéneo en cuanto a las características que presenta (color, alteraciones, recristalizaciones, texturas, vesicularidad, etc.), las cuales permiten clasificarlo en 3 tipos fundamentales. En segundo lugar, se describen las propiedades más significativas de cada uno de los minerales presentes en las muestras analizadas:

- **Vidrio:**

Tipo 1 (V1): corresponde a pumicitas, fragmentos de vidrio irregulares, paredes de burbujas y trizas varias. Los fragmentos pumíceos presentan burbujas esféricas de diámetro entre 2 y 15 micrones (constante en un fragmento dado), o bien, burbujas altamente estiradas (fluidalidad). Este tipo de vidrio es incoloro a muy levemente coloreado, con recristalizaciones escasas o ausentes, inalterado o parcialmente argilitizado y sin inclusiones de fases cristalinas. Ocasionalmente, el interior de las burbujas puede estar tapizado de escaso material muy fino no identificado (argilominerales?).

Tipo 2 (V2): es el tipo más abundante. Se presenta en fragmentos irregulares a algo redondeado, ecuantos, coloreados, y con diferentes grados de recristalización y alteración. Los que se encuentran en mayor proporción, son de colores pardos, sin burbujas, recristalizados y/o alterados en diferentes grados; ocasionalmente incluyen fases muy pequeñas (< a 10 micrones) de minerales opacos y/o mafitos (piroxenos?). Las recristalizaciones son finamente radiadas o criptogranulares. Las alteraciones son del tipo palagonítico (pardo amarillentas a pardo naranja), oxidaciones pardo-rojizas y otras argiláceas. Los vidrios tipo 2 no poseen vesicularidad.

Tipo 3 (V3): se presenta en fragmentos irregulares, con bordes angulosos a redondeados, fuertemente coloreados y prácticamente opacos. En estos vidrios se dificulta identificar sus características internas, ya que la recristalización y la alteración generan masas poliminerales (muy finos y opacos) que impiden el paso de la luz en un alto porcentaje.

- **Cuarzo (Qz):** es de forma irregular, con bordes agudos, límpido, con extinción tipo "flash"
- **Plagioclasa (Pl):** se encuentra en fragmentos irregulares y bordes agudos, con ancho de maclas medio; raramente se presenta como cristaloclastos euhedrales zonados, con bordes vítreos y en ocasiones, presenta finas inclusiones fluidas y/o opacas. La alteración varía desde nula a intensa, normalmente escasa; la misma es sericitica y otros argilominerales. La composición estimada a partir de características ópticas es andesina (An25-An50).

- **Feldespato potásico (Kfd):** se presenta en baja proporción y en fragmentos irregulares a subredondeados, generalmente con intensa alteración argílica (mayormente caolinítica) y corresponden tanto a ortoclasa como microclino.
- **Biotita (Bt):** se encuentra en muy baja proporción. Son granos irregulares, de color pardo característico, límpido y sin inclusiones.
- **Anfíboles (Anf):** se presentan tres especies diferentes: a) de color pardo rojizo intenso, b) de color verde intenso y c) verde pálido, poco pleocroico. En todos los casos corresponden a fragmentos de exfoliación cristalinosa, así como a cristales prismáticos euhedros; éstos últimos en baja proporción. Las características ópticas (color, pleocroísmo, birrefringencia, ángulo de extinción) indican una afinidad química correspondiente a la de las hornblendas basálticas (u oxihornblendas) para las del tipo a, a las hornblendas ferruginosas a pargasíticas para las del grupo b y a las pargasita tremolítica para las del tipo c.
- **Piroxenos (Opx y Cpx):** son de dos tipos, ortopiroxenos y clinopiroxenos. Los primeros (ausentes en la muestra JC2), son incoloros a levemente coloreados en tonos rosados y pardos y su composición correspondería a aquellos pobres en hierro (enstatíticos). Los clinopiroxenos son de color verde, poco pleocroicos, que se presentan tanto como prismas euhédricos como fragmentos cristalinosa con bordes agudos y angulosos, escasas inclusiones de opacos y límpidos; sus propiedades ópticas indican una composición augítica.
- **Calcita (Cc):** se presenta en granos monocristalinosa, de borde irregulares, aunque suelen presentarse subredondeados.
- **Opacos (Op):** se encuentran en formas irregulares (en su mayoría), ovoidales, secciones cúbicas. Los primeros no presentan propiedades que permitan sugerir alguna afinidad a series determinadas; los de secciones cúbicas semejan a pirita.
- **Apatita (Ap):** es muy escasa, al igual que circón (Zr). En ambos casos, poseen formas euhedras, con inclusiones fluidas y sólidos no identificados.

La **descripción mineralógica de la fracción arcilla (<math><2\mu</math>)** sólo pudo concretarse en la muestra JC4, ya que luego del pretratamiento efectuado, la cantidad necesaria de sedimento para este análisis, resultó insuficiente en las otras dos muestras.

En la muestra analizada, entre los minerales de arcilla se identificó la illita por su reflexión fuerte y variable, principalmente en 10 \AA (001), la cual muestra un pico asimétrico definido seguido de una reflexión más débil en $4,9 \text{ \AA}$ (002) (Figura 3.34). Por otro lado la fracción de minerales no arcillosos está compuesta por cuarzo y

feldespato potásico, quienes muestran reflexiones características entre los 3,34 Å y 3,28 Å respectivamente, acompañados por óxidos de hierro con reflexión a 2,51 Å.

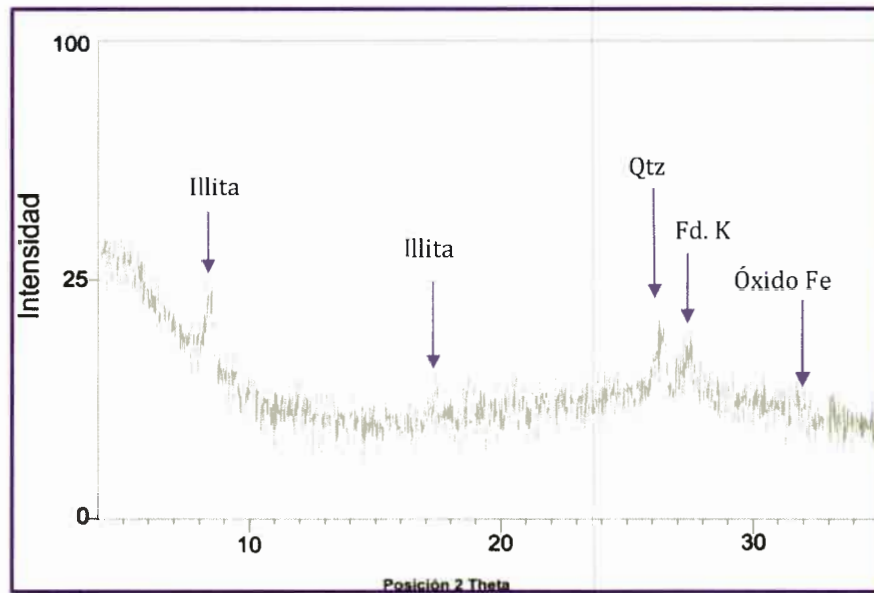
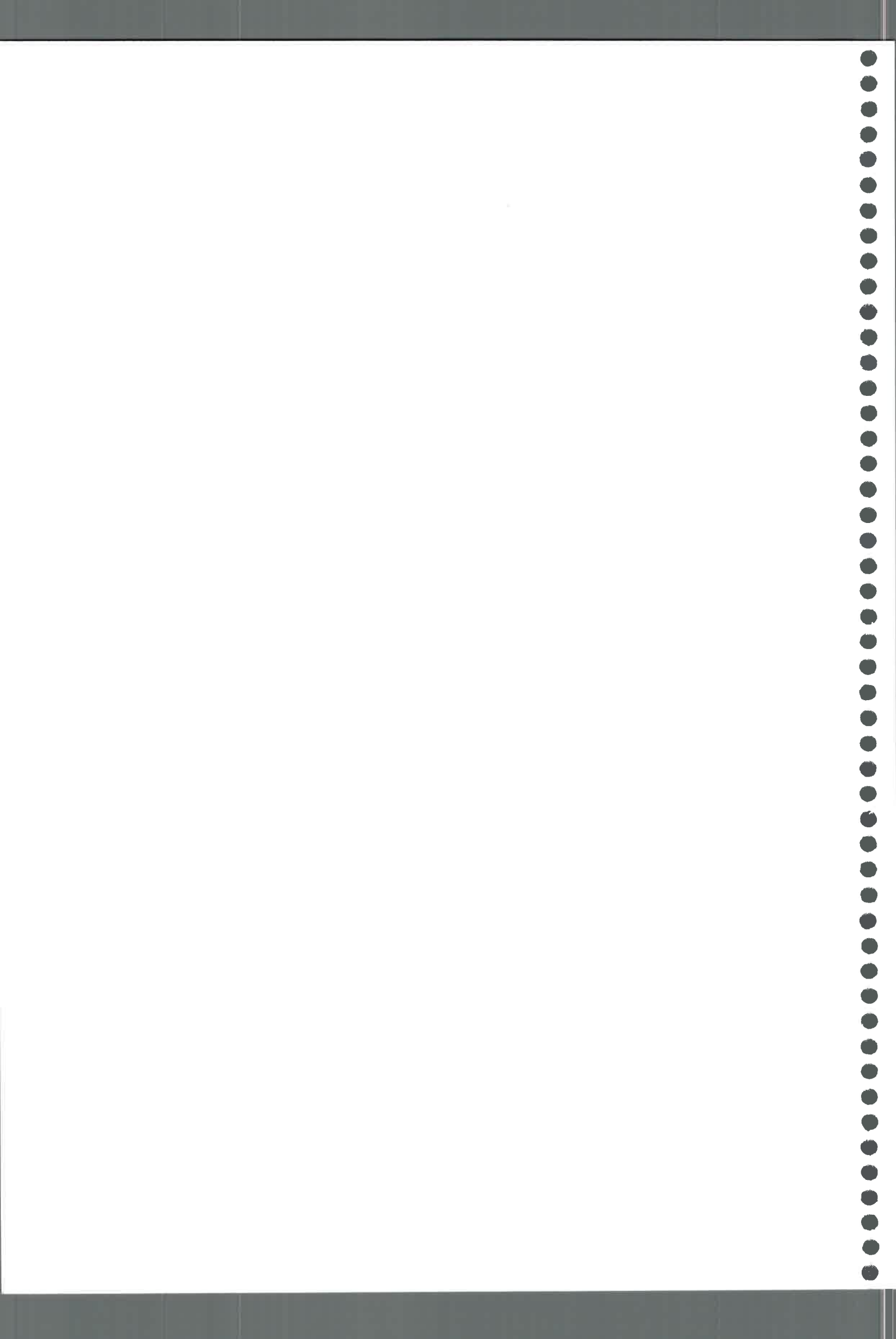


Figura 3.34. Difractometría de rayos X de arcillas en sedimentos de la muestra JC4.



GEOMORFOLOGÍA

Para la descripción de las principales características geomorfológicas del Sur de Córdoba, se tomaron como antecedentes los trabajos de Degiovanni (2005), Blarasin *et al.* (2005b) y Degiovanni *et al.* (2005) que efectuaron estudios de carácter regional, definiendo las unidades de relieve más importantes para el Sur provincial.

4.1. GEOMORFOLOGÍA REGIONAL - SUR DE CÓRDOBA

A escala regional la geomorfología del Sur de Córdoba está estrechamente vinculada a la estructura de bloques que caracterizan a las Sierras Pampeanas y Llanura Chaco-Pampeana, a las variaciones climáticas del Cuaternario y a eventos neotectónicos (Degiovanni, 2005).

La provincia geomorfológica de las **Sierras Pampeanas** es una macrounidad morfoestructural, que excede a la provincia de Córdoba y está integrada por una sucesión de megabloques, asimétricos, constituidos por basamento ígneo-metamórfico de edad Precámbrico-Paleozoico inferior, que exhiben una compleja historia denudativa (desde el Carbonífero superior), modificada por la orogenia andina (Degiovanni, 2005). Específicamente la **Sierra de Comechingones**, es un cordón montañoso de rumbo meridiano a submeridiano, con una pronunciada escarpa al Oeste y un flanco oriental más largo y tendido que representa la superficie estructural basculada. En el sector cumbre se reconocen relictos de una superficie erosiva cretácica-cenozoico, mientras que el resto de la unidad exhibe un relieve muy disectado con valles de variado tamaño y distinto grado de relleno sedimentario.

La **Llanura Chaco-Pampeana** forma parte de una unidad mucho más extensa, que abarca desde los llanos de Colombia y Venezuela al Norte, hasta las pampas de Argentina al Sur, siendo su rasgo más característico el relieve plano a suavemente ondulado. Es una gran planicie agradacional con leve pendiente hacia el E-SE, donde las variaciones en el relieve se deben a la presencia de bloques estructurales y ciclos de denudación-agradación controlados por las oscilaciones climáticas del Cuaternario.



El relieve está integrado por formas eólicas y subordinadamente, fluviales y palustres. Degiovanni *et al.* (2005) reconocen los siguientes ambientes geomorfológicos dentro de esta macrounidad (Figura 4.1):

a) El ambiente *Agradacional Pedemontano*, moderado a fuertemente ondulado, bordea las serranías y está conformado por bajadas, falladas y disectadas, que constituyen una sucesión de lomadas compuestas por secuencias de abanicos aluviales/coluviales pleistocenos, separadas por valles con relleno holoceno y finalmente, cubiertas por depósitos loésicos del holoceno medio a superior.

b) La *Llanura Eólica Bien Drenada*, al Oeste de la falla Pampayasta-Alejandro Roca, de relieve fuertemente ondulado a plano hacia el Este, en la que predominan los sedimentos loessoides y arenosos muy finos conformando mantos y campos de dunas de morfología variada y diferente grado de disipación. Esta unidad presentan un buen drenaje dado por escurrimientos superficiales bien desarrollados y nivel freático medianamente profundo.

c) Las *Llanuras fluvio-eólicas imperfectamente drenadas*, forman parte de un ambiente deprimido mayor que constituye el sector oriental de la provincia. Representa el relleno de grandes depresiones tectónicas delimitadas por megaestructuras meridianas y segmentadas por otras transversales y oblicuas que generan bloques menores. Su relieve es suave a moderadamente ondulado, con pendiente hacia el SE y está representado por abanicos aluviales medios y distales, ambientes lagunares/palustres y geoformas eólicas (mantos loésicos, áreas deflacionadas, campos de dunas) interdigitados.

d) La unidad *Planicies Fluviales*, que se vincula a las fajas fluviales de los ríos Cuarto y Quinto, ambas con fuerte control estructural, y nacientes en sectores serranos (sierras de Comechingones y de San Luis, respectivamente). En sus cuencas bajas ambos sistemas forman abanicos de derrames que alcanzan las grandes depresiones del Este provincial (Bañados del Saladillo y de La Amarga, respectivamente). Entre ambas fajas, se destaca la del río Cuarto por su mayor jerarquía. Estos cursos en los ambientes deprimidos de cuencas bajas en la actualidad han sido canalizados e interconectados para desaguar en el río Saladillo y de aquí en el Carcarañá en el caso del río Cuarto y en la provincia de Buenos Aires el río Quinto, lo que les ha cambiado su condición de endorreica a exorreica a ambos sistemas.

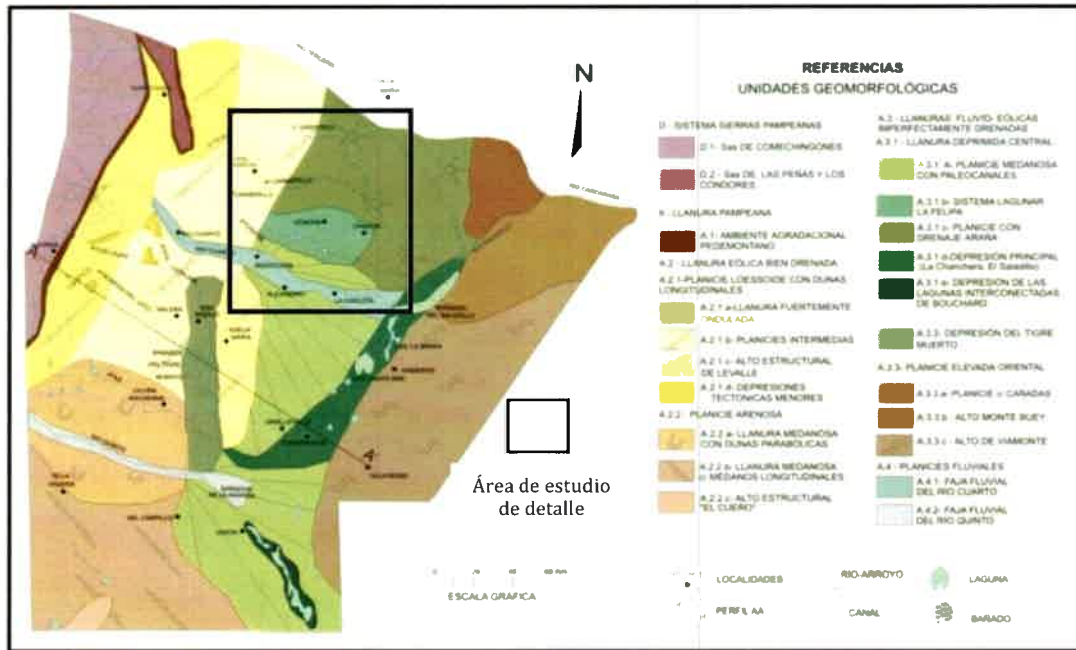


Figura 4.1. Mapa geomorfológico del Sur de la provincia de Córdoba (tomado de Degiovanni et al., 2005)

4.2. GEOMORFOLOGÍA LOCAL

La geomorfología local se realizó teniendo en cuenta las grandes unidades geomorfológicas ya mencionadas a nivel regional y que se encuentran involucradas en el área de detalle. Se identificaron en el área tres unidades mayores, dentro de las cuales se reconocieron algunas subunidades (Figura 4.2).

La "Llanura eólica bien drenada", como ya se señalara se caracteriza fundamentalmente por presentar un buen drenaje con una importante zona de aireación y con sistemas de escurrimientos superficiales bien desarrollados (Degiovanni, 2005). Passotti y Castellanos (1966) denominaron a estos ambientes "pampa elevada". Los sedimentos predominantes son de granulometrías finas, se trata de arenas muy finas-limosas (Formación Laguna Oscura, Cantú, 1992), de origen eólico que conforman sistemas de dunas longitudinales (NNE-SSO) con diferente grado de conservación. Según Degiovanni (2005), estas morfologías se habrían originado en el Holoceno medio por vientos provenientes del S-SO y que posteriormente fueron removilizados también por acción eólica, sustituyéndolos parcialmente por campos de médanos parabólicos, especialmente hacia el sudoeste provincial. En la actualidad estas formas eólicas se encuentran muy disipadas y discontinuas. Dentro de la misma se reconocieron dos subunidades:

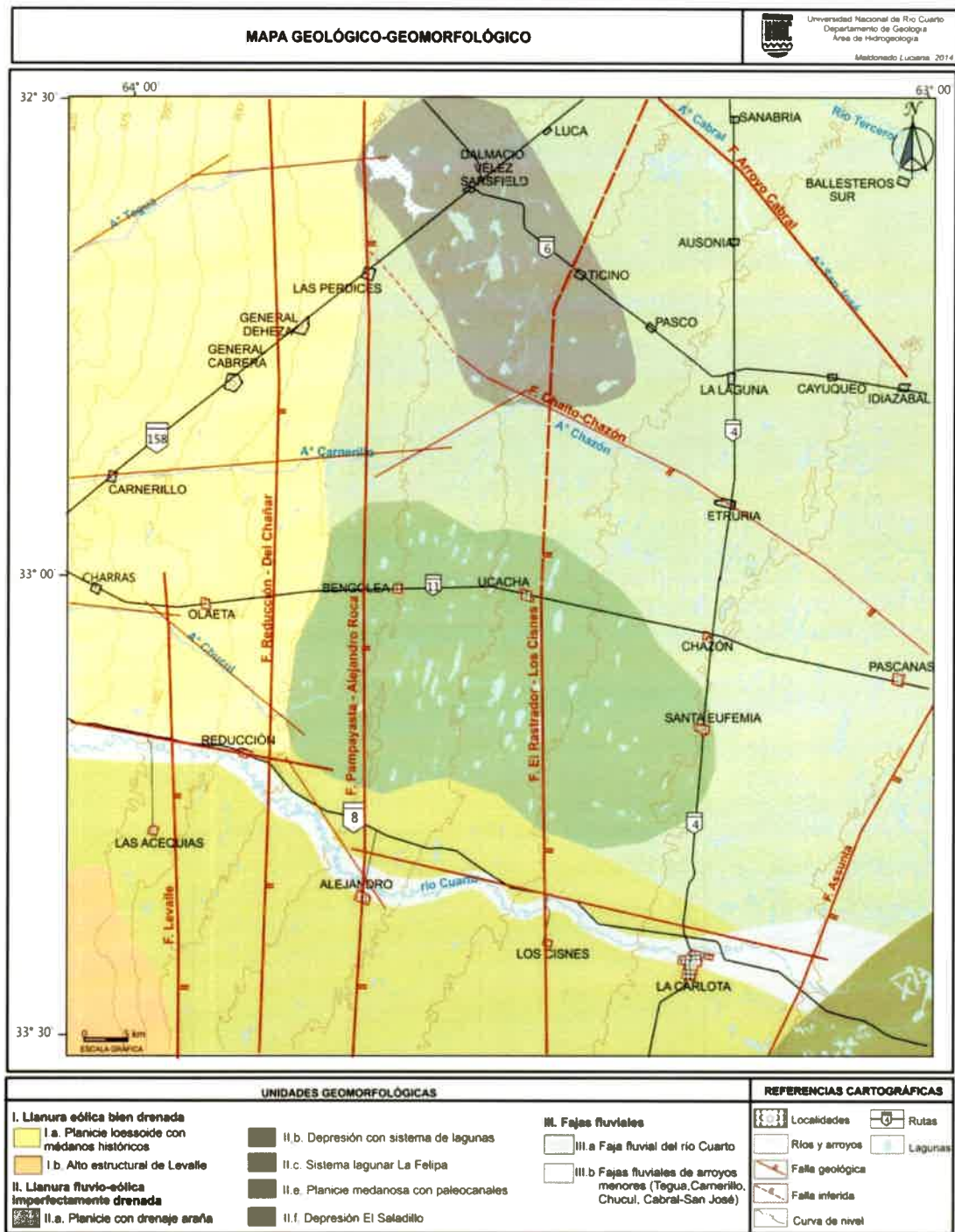


Figura 4.2. Mapa geológico-geomorfológico local del área de detalle.

a) *Planicie loessóide con médanos históricos*: de relieve moderado a suavemente ondulado, con gradientes topográficos desde 0,5 % al Oeste a 0,3 % al Este, conformado principalmente por sedimentos eólicos más arenoso con rasgos morfológicos que indican importantes procesos de removilización en tiempos históricos. Las dunas longitudinales en esta unidad se encuentran muy discontinuas y disipadas, y en varios sectores exhiben médanos o dunas

parabólicas sobrepuestas con cubetas orientadas hacia el NE, algunas de hasta 2,5 Km de longitud. En general estas formas medanosas se presentan estabilizadas con vegetación. (Figura 4.3). Los procesos de erosión hídrica son muy importantes, los que se destacan por la profundización de los caminos vecinales.

- b) *Alto Estructural de Levalle*: bloque regional submeridiano asimétrico asociado a la Falla del Tigre Muerto (al SO, fuera del área de estudio) y a la Falla de Levalle. A nivel regional se presenta como una gran loma que presenta sus mayores gradientes en sus bordes occidental y Norte y se sumerge paulatinamente hacia el Sureste, constituyendo una divisoria de aguas superficiales y subterráneas de gran relevancia en la hidrología regional (Blarasin *et al.*, 2000). En el área estudiada sólo se aprecia su extremo nororiental de pendiente hacia el Este y gradientes topográficos del orden de 0,8 %. Se destacan en este ambiente antiguas dunas longitudinales más notorias en el extremo nororiental (Degiovanni *et al.*, 2005). Se observan procesos activos de erosión hídrica asociada a la red vial (Figura 4.4).



Figura 4.3. Imagen que muestra los rasgos más característicos de la unidad Planicie eólica bien drenada con presencia de algunos médanos parabólicos (Imagen de Google Earth, 2013).



Figura 4.4. Imagen que muestra las dunas longitudinales (NE-SO) en el bloque de Levalle (Imagen de Google Earth, 2013).

La unidad "**Llanura fluvio-eólica imperfectamente drenada**", forma parte de un ambiente deprimido mayor que constituye el sector oriental de la provincia de Córdoba y que Passotti (1974) denominara "pampa hundida" o "pampa de las lagunas". Como se mencionara precedentemente este ambiente representa el relleno de una gran depresión tectónica, cuyo relieve actual se caracteriza por la presencia de paleoformas fluviales y eólicas y numerosas lagunas permanentes alojadas en estos paleorasgos o en áreas estructuralmente negativas, Degiovanni *et al.*, (2005). Dentro de esta unidad se reconocieron varias subunidades asociadas a diferentes sistemas deprimidos:

- a) *Planicie con drenaje araña*: la característica más importante de esta unidad es su patrón de drenaje caracterizado por lineamientos rectilíneos bien marcados que se disponen radialmente alrededor de pequeñas áreas deprimidas (cubetas) que a su vez se interconectan a través de "brazos" que siguen la pendiente regional. En los sectores más deprimidos las cubetas centrales de estas formas estrelladas están ocupadas por lagunas originadas por afloramiento freático (Figura 4.5). La unidad presenta en general un relieve plano con pendiente hacia el Este- Sureste y gradientes topográficos del orden de 0,1 %.



Figura 4.5. Imagen de pequeñas áreas deprimidas, algunas con presencia de agua, conectadas entre sí mediante lineamientos que siguen la pendiente regional (drenaje araña) (Google Earth, 2013).

- b) *Depresión con sistemas de lagunas*: de relieve plano y gradientes del 0,1 %, se trata de un área deprimida controlada, principalmente, por las estructuras Chaíto-Chazón y Arroyo Cabral de rumbo NO-SE. El área posee pendiente hacia el Sudeste, en la que se alojan cuerpos lagunares y áreas anegadas de mayores dimensiones que la unidad descrita anteriormente e interconectadas por líneas de escurrimiento rectilíneas que siguen la pendiente regional o lineamientos estructurales menores O-E (Figura 4.6). Las zonas anegadas mayores se relacionan además a extensas áreas deflacionadas en el cuaternario superior. Se observan formas de paleoactividad fluvial en el sector, asociadas al arroyo Tegua-Dalmacio Vélez especialmente. En la actualidad estos cuerpos lagunares se encuentran conectados artificialmente, mediante canales construidos con el fin de drenar estas áreas anegadas.



Figura 4.6. Imagen que muestra los rasgos más sobresalientes de la unidad "Depresión con sistemas de lagunas" (Google Earth, 2013).

- c) *Sistema lagunar La Felipa*: se localiza en el centro-Sur del área, comprende la cuenca baja y áreas de derrame del arroyo Chucul, dominada por un relieve ondulado (gradientes generales del orden de 0,5 % y de pendientes locales de hasta 2,5 %) asociado a un campo de dunas longitudinales holocenas (Degiovanni *et al.*, 2012) compuestas por sedimentos arenosos muy finos de la Formación Laguna Oscura, que cubren o se interdigitan con morfologías fluviales asociadas al arroyo Chucul. En los corredores de deflación se sitúan cuerpos lagunares elípticos, entre las que se destacan las lagunas La Felipa, Pagliero, entre otras (Figura 4.7). Algunos de estos cuerpos están colmatados o en vías de colmatación constituyendo áreas de bañados. En muchos casos el proceso se vincula a los aportes de sedimentos del arroyo Chucul que interconecta, natural y artificialmente, a este sistema lagunar.

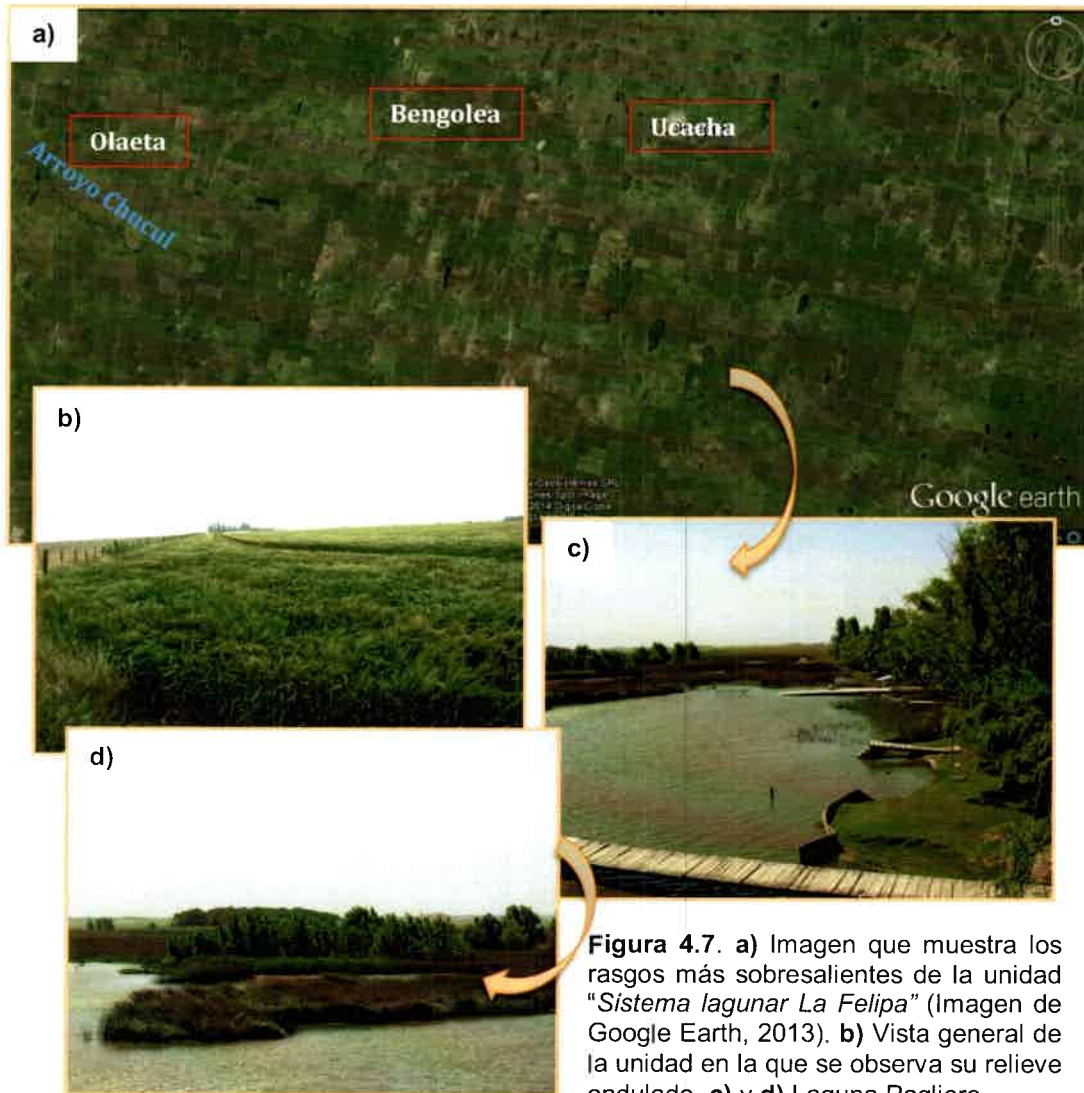


Figura 4.7. a) Imagen que muestra los rasgos más sobresalientes de la unidad "Sistema lagunar La Felipa" (Imagen de Google Earth, 2013). b) Vista general de la unidad en la que se observa su relieve ondulado. c) y d) Laguna Pagliero.

- d) *Planicie medanosa con paleocanales del río Cuarto*: se extiende hacia el Sur del área estudiada y es la unidad que incluye al paleoabanico del río Cuarto a ambos márgenes del curso actual, siendo la que mejor preserva los rasgos fluviales antiguos. Tiene una cubierta eólica de potencia variable y presenta dunas longitudinales NE-SO sobreimpuestas. Al Oeste de la falla El Rastreador –Los Cisnes, en ambos márgenes del río Cuarto, se localizan lomas importantes con el nivel freático profundo (> 6 m), mientras que hacia el Este de la misma, ya en la parte distal del río Cuarto, el agua subterránea aflora originando lagunas permanentes y problemas de hidrohalomorfismo (Figura 4.8).



Figura 4.8. Imagen que muestra los rasgos más sobresalientes de la unidad "Planicie medanosa con paleocanales del río Cuarto" (Google Earth, 2013).

- e) *Depresión del Saladillo*: constituye una importante depresión tectónica asociada a la falla del Saladillo (ubicada más al E del área) y es la subunidad topográficamente más baja de la zona de estudio, que actúa como área de descarga regional, recibiendo agua y sedimentos del río Cuarto y de todos los cursos menores comprendidos entre los ríos Tercero y Quinto y es drenada por el río Saladillo. Si bien a nivel regional es una unidad de gran extensión areal, aquí en la zona seleccionada ocupa una pequeña parte ubicada en el extremo SE. Se trata de planicies plano-cóncavas que tienen el agua freática, salina-alcalina, aflorando o muy próxima a la superficie, grandes lagunas, condiciones cíclicas o permanentes de anegamientos, inundaciones, sedimentación y deflación durante la estación seca. La presencia de lunetas de arcillas en diferentes posiciones, asociadas a los cuerpos de agua, permite inferir la alternancia de periodos húmedos y secos en su evolución (Degiovanni, 2005). En la actualidad esta depresión muestra un importante grado de colmatación y un alto grado de intervención antrópica (canalizaciones y albardonamientos).

Finalmente, en la unidad denominada "**Fajas Fluviales**" se incluyen las planicies aluviales de los distintos cursos de agua que drenan el área, los cuales a excepción del río Cuarto, exhiben fajas muy reducidas:

- a) *Faja fluvial del río Cuarto*: se trata de la faja fluvial más importante del área, con un ancho variable entre 1.500 y 500-300 m en sentido E-O, correspondiente a la cuenca media y baja. En esta posición la faja fluvial posee un rumbo predominantemente O-E y está controlada por la falla Río Cuarto, aunque estructuras como la falla Pampayasta-Alejandro Roca tienen una marcada incidencia sobre su morfología principalmente el diseño en planta, muy sinuoso hasta la localidad de

Alejandro Roca. El relieve está representado por morfologías de edad holocena superior-actual (Degiovanni *et al.*, 2005) y representa el ajuste del sistema a cambios climáticos, eventos neotectónicos y actividad antrópica. Se reconocen niveles de terrazas de distinta importancia que representan el marcado proceso de incisión vertical que ha experimentado el curso en esta zona, especialmente al Oeste de la estructura Pampayasta-Alejandro Roca, donde se identifican dos niveles. Hacia el Este la faja fluvial es más angosta y rectilínea y sólo presenta un nivel de terraza. Los materiales dominantes son arenosos finos-limosos con buen desarrollo edáfico. Asociados a los tramos de canal más sinuosos (Las Acequias-Alejandro Roca) son comunes los meandros abandonados por estrangulamiento o avulsión que alojan sistemas lagunares permanentes. En la cuenca baja se reconocen sistemas de abanicos de derrames históricos y recientes (Figura 4.9), cuyo ápice se encuentra a 20 Km aguas arriba de la localidad de La Carlota y su parte más distal alcanza la depresión del Saladillo.



Figura 4.9. Fotos del río Cuarto luego de un evento de crecida (año 2008) donde desbordó su cauce, en el sector próximo la depresión del Saladillo. **a)** y **b)** Fotos aéreas, **c)** Foto desde el cauce del río (gentileza Sr. Fernando Zanoni)

b) *Fajas fluviales de arroyos menores:*

Faja fluvial del arroyo Tegua: se trata de una faja angosta (del orden de 150-200 m de ancho, por lo que para la escala de trabajo utilizada no ha podido ser cartografiada con exactitud), que muestra un fuerte control estructural. El arroyo atraviesa la zona estudiada en su traza final, con diseño de cauce meandriforme de alta sinuosidad, desde el ingreso al área con dirección SO-NE hasta la falla Reducción-Del Chañar y luego es canalizado con dirección O-E, hasta su antigua área de derrames (próximo a la falla Pampayasta-Alejandro Roca), conectando las lagunas de la unidad geomorfológica "*Depresión con sistemas de lagunas*", con sentido NO-SE hasta el arroyo Chazón (Figura 4.10). En la planicie fluvial predominan sedimentos arenosos finos-limosos y arenas finas-medias, vinculadas a antiguos derrames de este arroyo. Se observan varios meandros abandonados y estrangulados y otros en proceso de estrangulamiento. Las márgenes vegetadas poseen barrancas de hasta 10 m y 2 niveles de terrazas asimétricas. El proceso actual dominante es el de incisión vertical.



Figura 4.10. a) Fotografía que muestra la profundidad de las barrancas lo que denota la fuerte incidencia vertical que posee este arroyo en su traza final. b) Imagen que muestra la traza meandriforme del arroyo Tegua hasta la falla Reducción-Del Chañar y posteriormente su paso a rectilínea (imagen de Google Earth, 2013).

Faja fluvial del arroyo Carnerillo: se trata de una unidad muy angosta (50-150 m de ancho) por lo que, del mismo modo que en la subunidad anterior, y dada la escala del trabajo utilizada, no ha podido ser cartografiada adecuadamente. El curso actual atraviesa la zona siguiendo su traza final, con fuerte control estructural y dirección O-E, hasta su confluencia con el arroyo Tegua, a partir de la cual nace el arroyo

Chazón. Los sedimentos observados en las barrancas son en su mayoría arenosos finos-limosos. El canal de estiaje tiene un ancho variable (2,5 - 5 m). El diseño del cauce es en general rectilíneo a meándrico de moderada a baja sinuosidad. Desde el ingreso a la zona y hasta aproximadamente la falla Pampayasta-Alejandro Roca, predominan los tramos meándricos, mientras que desde aquí y hasta su confluencia con el arroyo Tegua, los tramos son rectilíneos. Posee niveles de terrazas asimétricas, estabilizadas por vegetación.

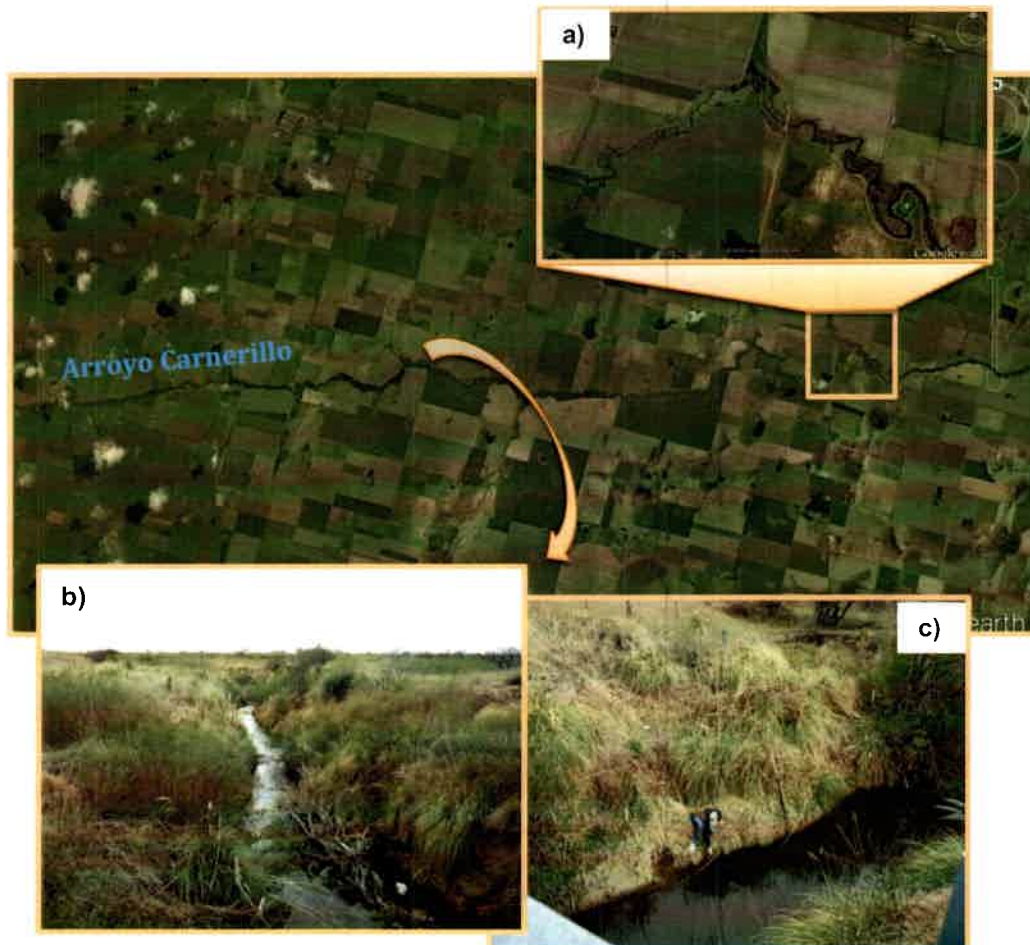


Figura 4.11. a) Imagen de la traza meandriforme del arroyo Carnerillo en su tramo final. b) y c) Fotografías del canal con sus márgenes vegetadas (punto A1, ver figura 6.2).

Faja fluvial del arroyo Chazón: es una subunidad, al igual que la anterior, muy angosta (de no más de 40 m de ancho) lo que dificulta su trazado a la escala de trabajo utilizada. Este arroyo se forma a partir de la confluencia de los arroyos Carnerillo y Tegua y se encuentra localizado en el sector centro-Norte del área. Presenta una dirección NO-SE y está controlado estructuralmente por la falla Chaíto-Chazón. El canal de estiaje tiene un ancho entre 5-10 m, se encuentra canalizado y conduce agua conectando lagunas de la denominada *"Planicie con drenaje araña"*

hasta los bañados del Saladillo (Figura 4.12). No se observan niveles de terrazas, ni barrancas importantes.



Figura 4.12. a) y b) Imagen de la traza del arroyo, conectando lagunas entre sí en la "Planicie con drenaje araña" (Google Earth, 2014. c) Fotografía del canal.

Faja fluvial del arroyo Cabral: es una subunidad muy angosta (de hasta 50 m de ancho), se encuentra localizada en el sector NE del área instalada sobre un antiguo paleocanal del río Tercero, que forma parte de un paleoabánico aluvial cuyo ápice localizado en proximidades de la localidad de Pampayasta, está controlado por la falla Pampayasta-Alejandro Roca. El canal de estiaje tiene un ancho promedio de 2 a 3 m y presenta un diseño meándrico de baja sinuosidad (Figura 4.13). No se observan niveles de terrazas ni barrancas importantes. Presenta una dirección NO-SE, en su tramo bajo, al cruzar la localidad de Ausonia, se encuentra canalizado y es conducido hasta la población de Idiazábal donde recibe el nombre de arroyo San José.



Figura 4.13. a) y b) Imagen satelital de la traza meandriforme del arroyo Cabral (Google Earth, 2011). c) Fotografía del canal en la intersección con la ruta 4.

Faja fluvial del arroyo Chucul: en el área de estudio, este sistema desarrolla su cuenca media-baja. Se trata de una faja angosta (50 m promedio de ancho) controlada estructuralmente y con rumbo O-E y NO-SE hasta la falla Reducción-Del Chañar, a partir de aquí ingresa a su zona de derrames en la unidad geomorfológica *Sistema lagunar La Felipa*, en donde es conducido antrópicamente mediante canalizaciones que conectan las lagunas aquí presentes hasta llegar a los bajos del Saladillo. Los sedimentos observados en las barrancas son arenosos finos-limosos. (Figura 4.14). La faja fluvial es de unos pocos metros de ancho (3 a 5 m), el diseño del curso es meandriforme de moderada a baja sinuosidad antes de la falla Reducción-Del Chañar. Se observan escasos niveles de terrazas vegetadas. El arroyo desarrolla pequeños lóbulos deltaicos al ingreso de los cuerpos lagunares, por lo que a la salida de este sistema su carga sólida es muy reducida.

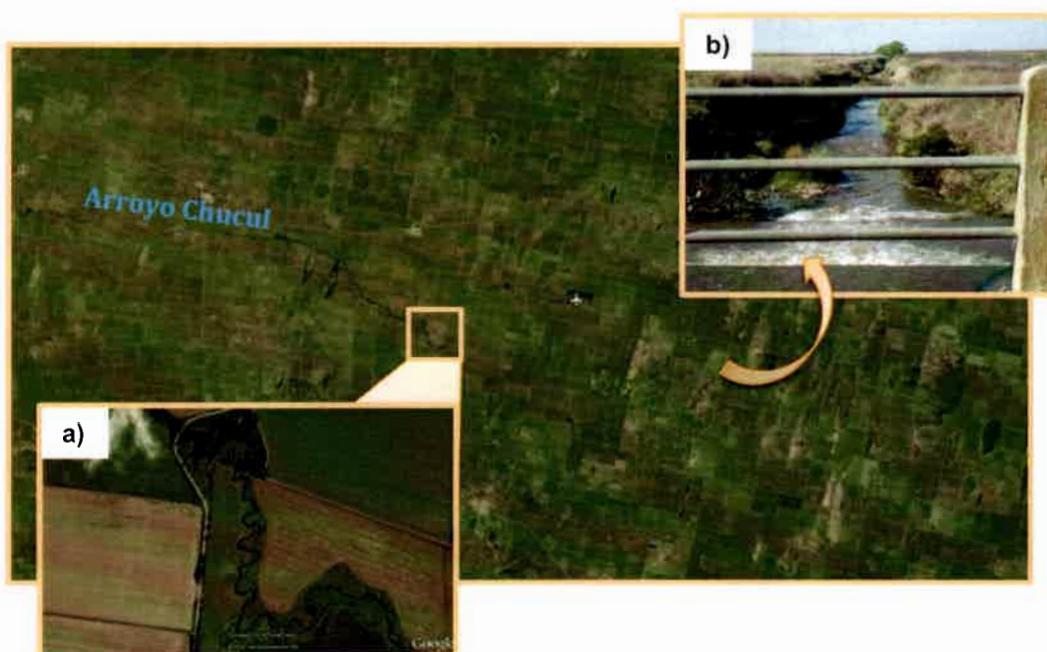


Figura 4.14. a) Imagen de la traza meandriforme del arroyo Chucul (Google Earth, 2014). b) Fotografía del arroyo canalizado, en el sector próximo al egreso de la laguna La Felipa.

HIDROMETEOROLOGÍA

5.1 CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS REGIONALES

La provincia de Córdoba se ubica climáticamente en la zona templada de la Argentina, con características propias de una provincia mediterránea, presenta una gran uniformidad térmica y una distribución estacional de las precipitaciones en dos períodos bien marcados: uno húmedo y uno seco. El clima está regido por cuatro centros de acción, permanentes o semipermanentes, dos de alta presión (el anticiclón del Atlántico y el del Pacífico) y dos de baja presión (los ciclones de las depresiones del Noroeste y de la extremidad Sur del país).

El *régimen térmico* se destaca por veranos cálidos, con aumento en la humedad relativa e inviernos secos y rigurosos, registrándose heladas importantes desde Mayo a Septiembre (Capitanelli, 1979). Las variaciones climáticas se deben a la combinación de la acción de las masas de aire y del relieve, siendo más efectiva sobre las condiciones hídricas y su variación estacional.

5.1.1 TEMPERATURA y VIENTOS

La distribución de la temperatura en la llanura cordobesa presenta un comportamiento homogéneo, los valores promedios de temperatura mínima, media y máxima son de 10 - 16,5 y 25°C, respectivamente. Las excepciones corresponden a las mayores altitudes, sectores de sierra y altiplanicie.

Según Capitanelli (1979), para el Sur de la provincia, el verano térmico en la región (temperatura media mayor a 20°C en verano) se inicia entre el 20 de Octubre y el 20 de Noviembre y culmina entre el 25 de Marzo y el 10 de Abril y, el invierno térmico (temperatura media inferior a 10°C en invierno) comienza del 1 al 15 de Junio y termina del 1 al 15 de Agosto (Figura 5.1). En general, en ambientes de llanura se suelen registrar heladas desde Mayo hasta Septiembre, mientras que en las sierras se extienden desde Marzo-Abril hasta Octubre-Noviembre.

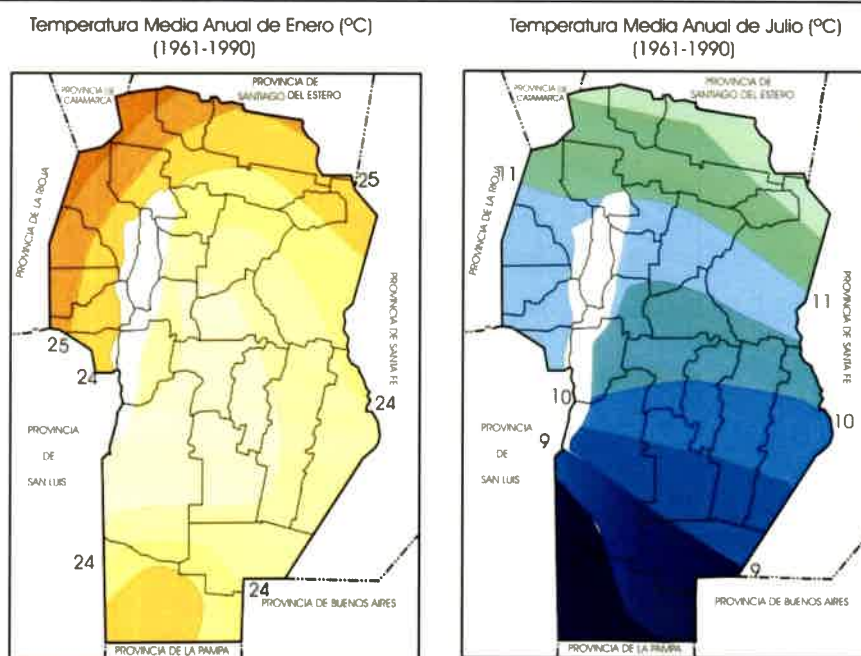


Figura 5.1. Mapa de distribución de Temperatura Media Anual (°C) para Córdoba. Periodo Enero y Julio 1961-1990. Fuente: Los suelos de Córdoba. INTA-ACASE (2006).

Respecto a los vientos, más del 80% de los días son ventosos, con una concentración máxima a fines de invierno y primavera. Los vientos predominantes corresponden a los cuadrantes N-NE y S-SE, con velocidades medias que superan con frecuencia los 10 km/h, pudiendo ocurrir ráfagas de más de 100 km/h.

5.1.2 PRECIPITACIONES

5.1.2.1. Análisis de antecedentes

De acuerdo a lo expuesto por Capitanelli (1979) para la provincia de Córdoba, las precipitaciones provienen principalmente del anticiclón del Atlántico, correspondiendo el 70% de la precipitación media anual a los procesos frontales, es decir con la intervención de más de una masa de aire (Gorgas *et al.*, 2003; Figura 5.2). De las tormentas frontales, las que producen mayor cantidad de agua son las de frente caliente y luego las de frente frío. Los procesos orográficos producen porcentajes más bajos. Este autor establece también, como valor promedio para la región, que del total de lluvia anual, el 82 % se concentra en primavera-verano, mientras que en otoño-invierno sólo precipita el 18 % restante.

En Blarasin (2003), de acuerdo a los resultados del tratamiento de datos pluviométricos de diversas localidades del Sur de Córdoba para el periodo 1921-1950, se observa que en la llanura existe una disminución de las precipitaciones desde el Noreste (con valores superiores a 800 mm) hacia el Sudoeste (con valores inferiores a 600 mm), lo que marca la citada influencia del aire cálido y húmedo procedente del Atlántico (Figura 5.3.a). Las sierras y el piedemonte, muestran una mayor variabilidad pluviométrica debido a la combinación de factores geomorfológicos, de altitud y exposición (Capitanelli, 1979; Figura 5.3.b). Los resultados presentados por Blarasin (2003), Cantú (1998) y Fili *et al.* (2000) muestran un notorio incremento de las precipitaciones en la segunda mitad del siglo pasado respecto al período anterior, fundamentalmente en los últimos 30 años.

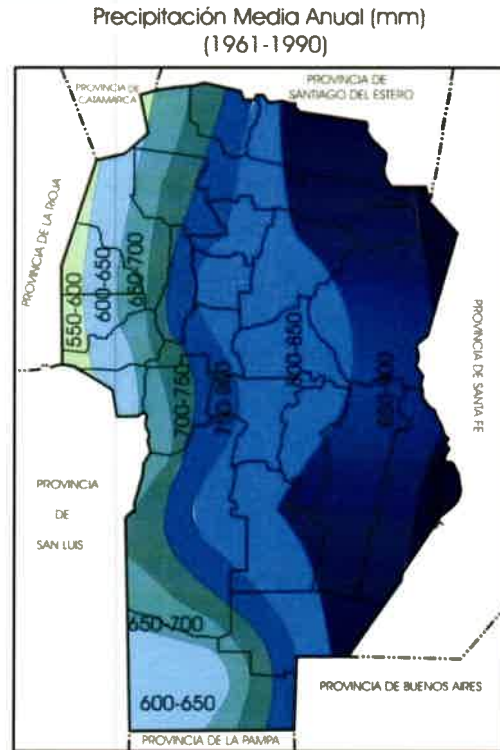


Figura 5.2. Mapa de distribución de Precipitaciones Media Anual (mm) para Córdoba (1961-1990). Fuente: Los Suelos de Córdoba. INTA-ACASE (2006).

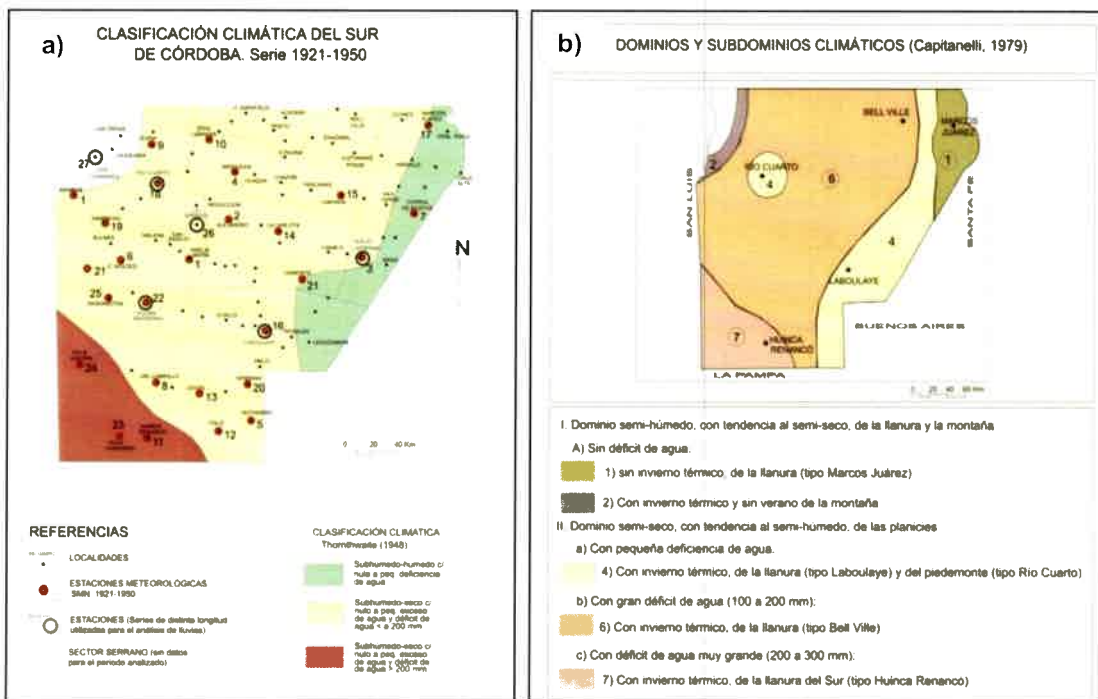


Figura 5.3. Clasificación climática para el Sur de Córdoba, mapas tomados de: a) Blarasin (2003). b) Capitanelli (1979).

5.1.2.2. Obtención y actualización de datos pluviométricos

En el presente trabajo, se recopiló información de 24 estaciones meteorológicas (Figura 5.4) ubicadas en distintas localidades del Sur de la provincia, de las cuales se seleccionaron 10 (2 estaciones piedemonte-sierras y 8 en llanura) (Tabla 1.1) por su ubicación (homogéneamente distribuidas en todo el Sur de Córdoba), confiabilidad y periodo abarcado en común (más de 30 años de datos). De estas estaciones, sin embargo, 5 son consideradas las más confiables porque proveen datos pluviométricos proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y por estaciones automáticas y digitales controladas por la UNRC, que además cuentan con registros de temperatura, vientos, humedad, entre otros. Entre estas se destacan la serie Río Cuarto por su longitud temporal (1911-2011) y por su confiabilidad en la toma de datos y la serie Los Chañares que si bien corresponde a una estación ubicada en el área serrana, fue tratada con el fin de analizar la posibilidad de recarga en esta zona, ya que en función de las hipótesis y objetivos planteados en esta investigación, los acuíferos semiconfinados y confinados tendrían relación de recarga con esta área. Las 4 estaciones restantes corresponden a registros de lluvias tomados por particulares.

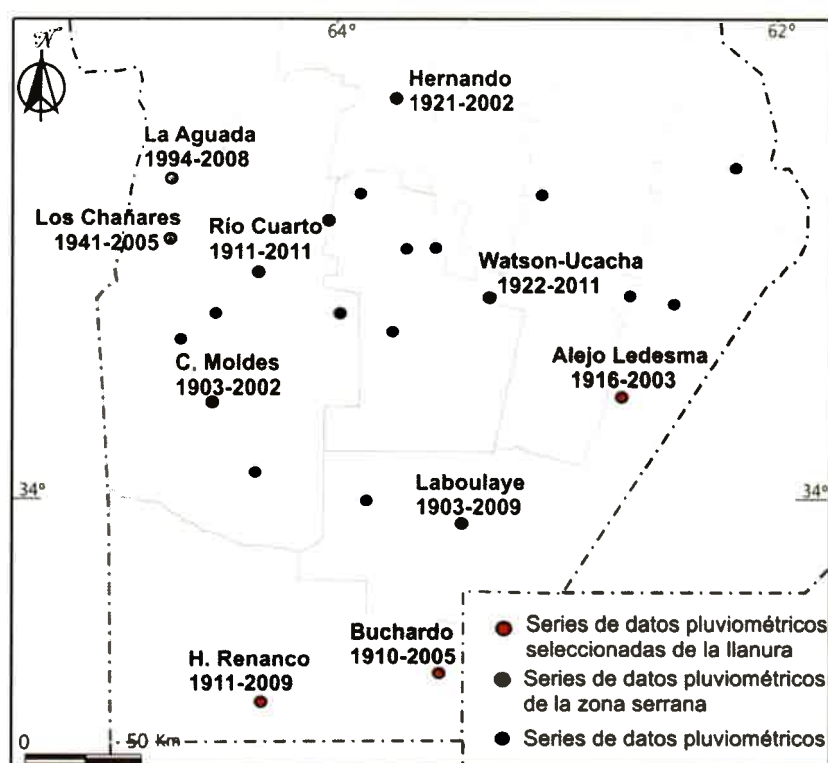


Figura 5.4 Ubicación de estaciones pluviométricas seleccionadas.

Tabla 5.1. Precipitaciones medias anuales (Pma) registradas en las estaciones pluviométricas seleccionadas de la zona serrana (en verde) y de la llanura (en rosa y blanco).

ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS	PERIODO	Pma (mm)
<i>La Aguada (UNRC)</i>	1994-2008	779
<i>Ea. Los Chañares (UNRC)</i>	1941-2005	933
<i>Río Cuarto (SMN - UNRC)</i>	1911-2011	803
<i>Laboulaye (SMN - UNRC)</i>	1903-2009	780
<i>Watson-Ucacha (Ea. El Montecito - INTA)</i>	1922-2011	838,4
<i>Hernando (Inst. Pizurno A.)</i>	1921-2002	755
<i>A. Ledesma (Ea. Los Alfafares-Bernetti)</i>	1916-2003	868,7
<i>Huinca Renanco (Ea. El 23 - UNRC)</i>	1911-2009	703
<i>Coronel Moldes (Sr. Baranda Norberto)</i>	1903-2002	722
<i>Buchardo (Casa de ramos generales)</i>	1910-2005	794,8

5.1.2.3. Análisis de la distribución areal de precipitaciones

De las estaciones pluviométricas elegidas, se seleccionó el periodo en común 1922-2002 que tiene una longitud temporal de 80 años. Para el análisis se realizó el *contraste de estaciones* con la de mayor confiabilidad (Río Cuarto) para determinar así la proporcionalidad entre las mismas y la existencia de errores (sistemáticos o puntuales) en las series consideradas. Para ello se utilizó el método de "Doble Masas" que consiste en representar, en sistemas de coordenadas cartesianas, las parejas de puntos definidas por las acumulaciones sucesivas de las dos series de valores contrastados para un mismo período. La proporcionalidad entre estaciones resulta en una recta, cuyos parámetros representan la regresión entre las estaciones contrastadas. En general, el contraste se realiza para valores anuales y las estaciones a contrastar deben estar sujetas a un mismo régimen hidrológico, si esto no ocurre pueden aparecer efectos en la recta (especialmente en su pendiente). Se deben conformar grupos de estaciones que correspondan a zonas homogéneas, es decir se debe cumplir: a) proximidad entre estaciones, mientras más próximas mayor probabilidad de que estén afectadas por un mismo régimen hidrológico, b) similitud de media anual, c) similitud de altitud. El análisis realizado resultó en una alta correspondencia entre las estaciones contrastadas (valores de r entre 0,9959-0,9998) y en general alta consistencia, lo que indica la ausencia de errores en todas las series de datos. De este modo, se observa en aquellas estaciones que mantienen un mismo régimen de precipitaciones que Río Cuarto, principalmente en el centro-Sur de la provincia, que la recta obtenida posee una pendiente de 45° . En cambio, para las estaciones ubicadas al Este se obtiene una recta con una pendiente mayor a 45° , indicando que en estos sectores llueve más, mientras que las estaciones ubicadas al Sudoeste tienen una recta con una pendiente menor a 45° lo que indica una menor pluviometría en esta zona. En el caso de Huinca Renancó se observa desde la mitad

del período analizado un cambio de pendiente que más que a un error sistemático podría deberse al cambio en los valores medios ocurridos en esa región a partir de los años 70. A continuación se muestran, a modo de ejemplo algunas de las rectas obtenidas aplicando esta metodología (Figura 5.5).

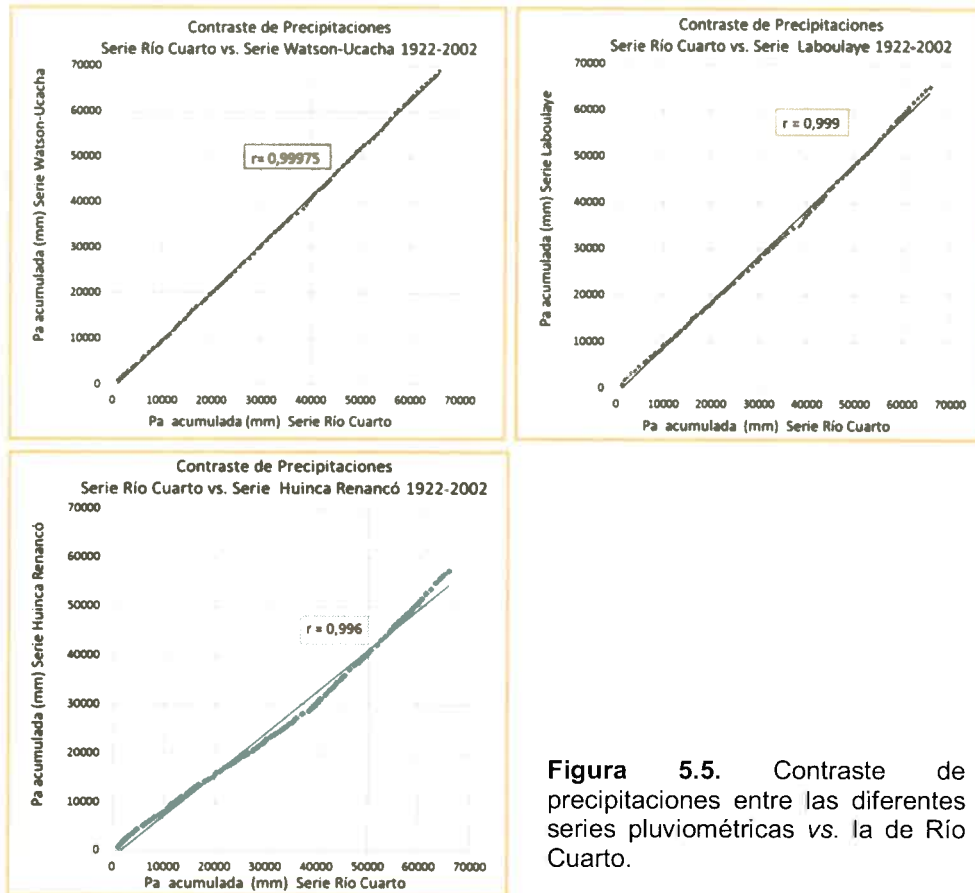


Figura 5.5. Contraste de precipitaciones entre las diferentes series pluviométricas vs. la de Río Cuarto.

Para la regionalización de la precipitación media anual se emplearon los métodos de la media aritmética y de los polígonos de Thiessen, utilizando las 8 estaciones seleccionadas de la llanura para el período comprendido entre 1922–2002. Con la **media aritmética** se obtuvo una precipitación media anual de 787,8 mm (Tabla 5.2), mientras que los montos obtenidos a partir de los **polígonos de Thiessen** indican una precipitación media anual para toda el área de 770 mm. En la figura 5.6 se muestran los polígonos obtenidos para este período.

Tabla 5.2. Regionalización de la precipitación media anual por el método de la media aritmética. Llanura cordobesa-1922-2002.

ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS	
Periodo 1922-2002	Pma (mm)
Río Cuarto (SMN - UNRC)	810,3
Laboulaye (SMN - UNRC)	803,2
Watson-Ucacha (Ea. El Montecito - INTA)	851,2
Hernando (Inst. Pizurno A.)	756,5
A. Ledesma (Ea. Los Alfafares-Bernetti)	869,8
Huinca Renanco (Ea. El 23 - UNRC)	705,9
Coronel Moldes (Sr. Baranda Norberto)	722,1
Buchardo (Casa de ramos generales)	783,2
Precipitación Media Anual	787,8

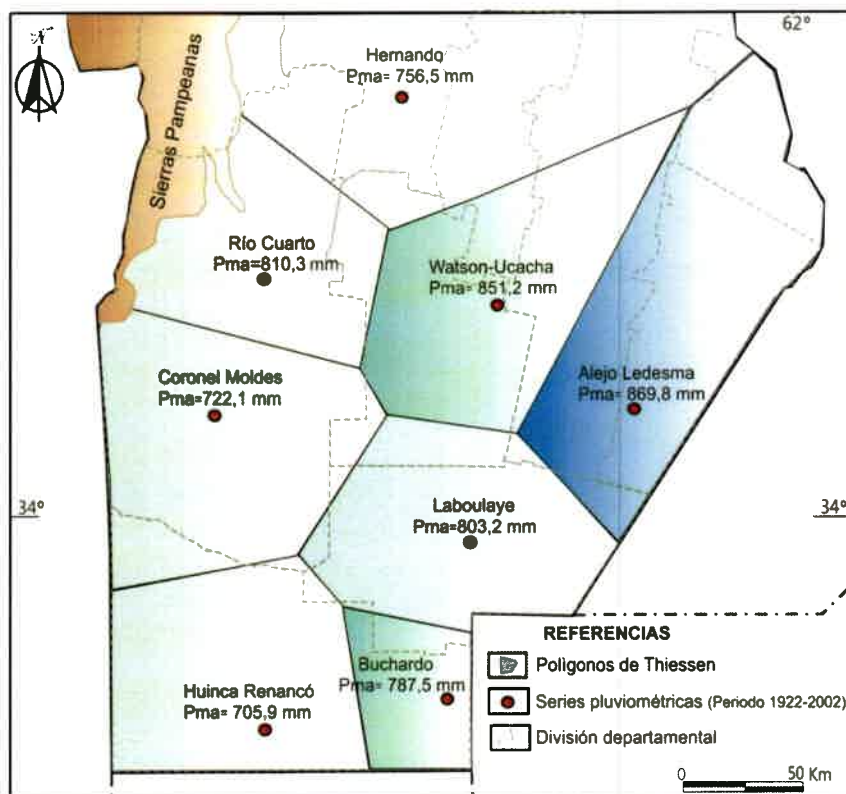


Figura 5.6. Regionalización de la precipitación media anual en la llanura cordobesa. Polígonos de Thiessen. Periodo 1922-2002.

5.1.2.4. Análisis de la distribución temporal de precipitaciones

El análisis de la *evolución temporal* de las lluvias anuales se realizó a partir de las curvas cronológicas obtenidas de cada una de las series analizadas. En general, se observa que las precipitaciones en el Sur cordobés disminuyen de Este a Oeste con valores medios anuales (Pma) que varían desde aproximadamente 870 mm a 700 mm. Además, se observa una alternancia de años o ciclos de años secos y húmedos en todas las series tratadas, diferenciados por poseer una Pma inferior o superior respecto al promedio de la serie completa. En general, se destacan como los años más secos, 1906, 1908, 1916, 1929, 1937, 1949-1951, 1980, 1988-1989, 1995-1996, 2003, 2005, 2007 y 2009, con registros que varían desde 258 mm (valor registrado en 1916 en Coronel Moldes) a máximos para estos años secos de hasta 676 mm (registrado para el mismo año en Alejo Ledesma). Se reconocen como años húmedos a 1914, 1919, 1934, 1939-1940, 1943, 1957-1959, 1976-1978, 1984, 1991, 1998-1999 y 2006, con registros pluviométricos que varían de 1.000 a 1.300 mm, como por ejemplo lo registrado en la serie Watson-Ucacha para el año 1991, en el cual se alcanza un valor máximo de 1.306 mm y para el mismo año, se registra en la serie Coronel Moldes 1.057 mm. A continuación se muestran algunas de las series analizadas (Figura 5.7).

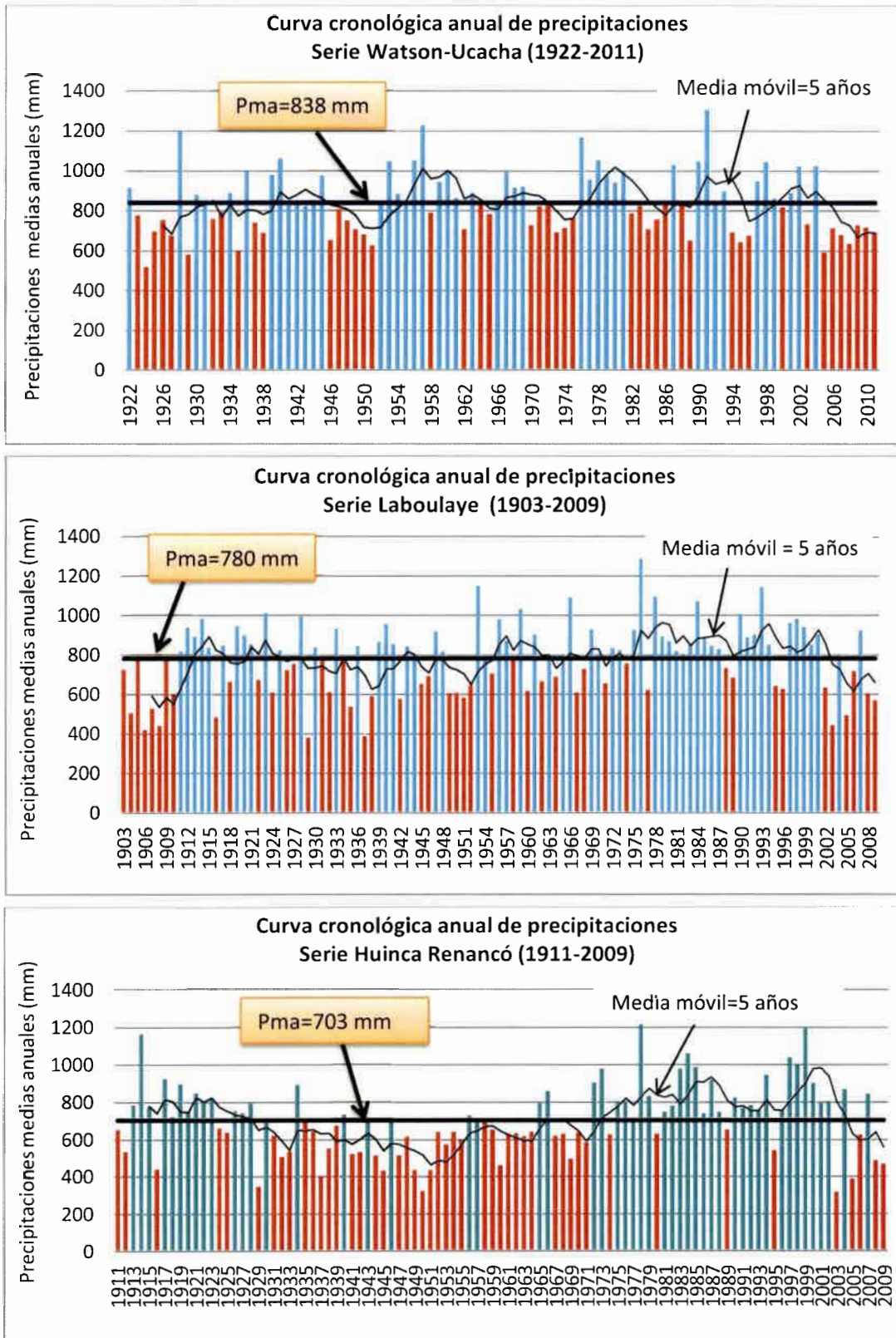


Figura 5.7. Distribución anual de las series de precipitaciones de Watson-Ucacha, Laboulaye y Huinca Renancó.

La curva de distribución de precipitaciones medias mensuales obtenida para todas las series muestran, en concordancia con lo calculado por Capitanelli (1979) y Blarasin (2003) que, aproximadamente, el 80% de las lluvias se concentra en los meses de Octubre – Abril, registrándose los máximos valores en Diciembre, Enero y Marzo, con promedios del orden de 100 a 130 mm. El 20% restante se da en los meses de otoño-invierno, donde los valores promedios son entre 15 y 30 mm. En la Figura 5.8 se muestran algunas de las curvas obtenidas.

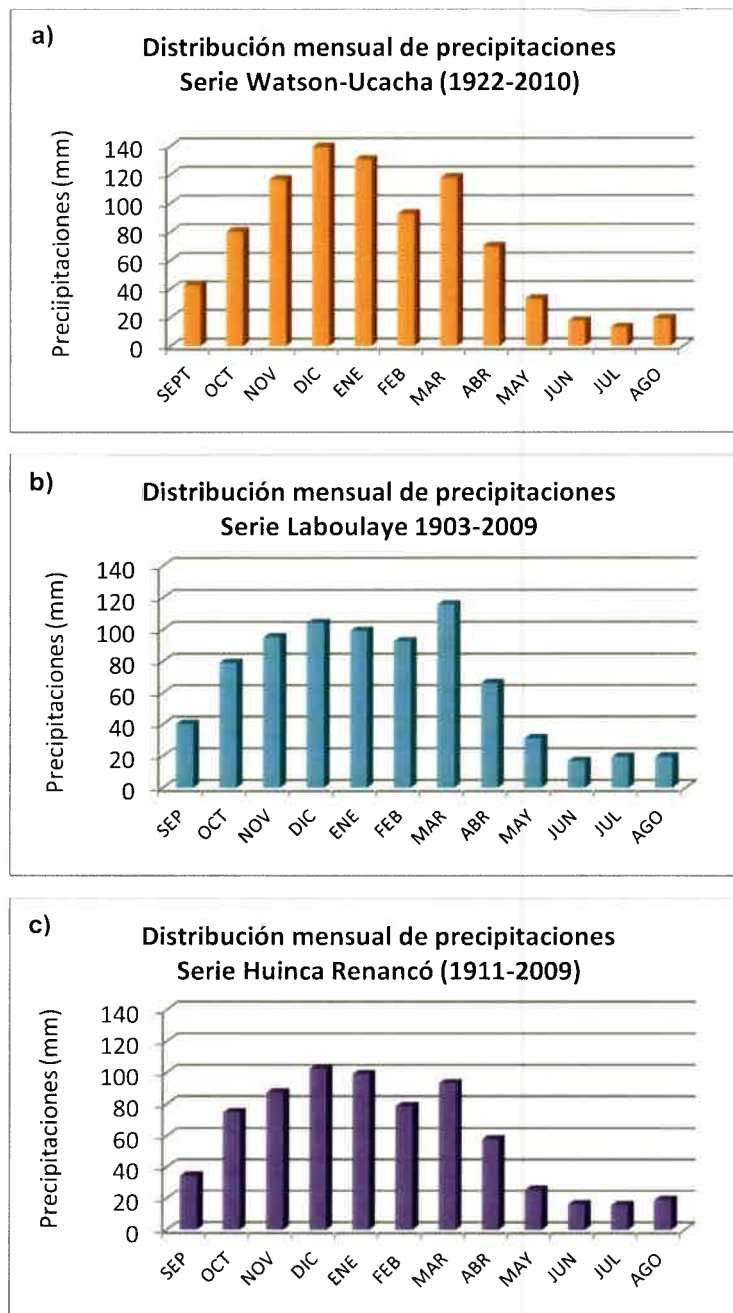


Figura 5.8. Curva de distribución de precipitaciones mensuales. a) Alejo Ledesma, b) Laboulaye y c) Huinca Renancó.

5.1.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN

5.1.3.1. Análisis de antecedentes

Según Capitanelli (1979), la *evapotranspiración potencial* media anual (ETP) para toda la llanura y piedemonte del Sur provincial es del orden de 820 mm, excepto en la porción Sudoeste en donde las necesidades de agua superan los 850 mm. En las sierras, los valores varían entre 688 y 794 mm y se observa en general una disminución de los valores hacia las cumbres y altiplanicies. Para Gorgas *et al.* (2003) (Figura 5.9), la ETP calculada con la fórmula de Penman varía entre 880 y 1040 mm anuales, aumentando hacia el Sudoeste. La *evapotranspiración real* (ETR), estimada a través del balance hídrico, varía entre los 640 y los 800 mm anuales (Gorgas *et al.*, 2003).

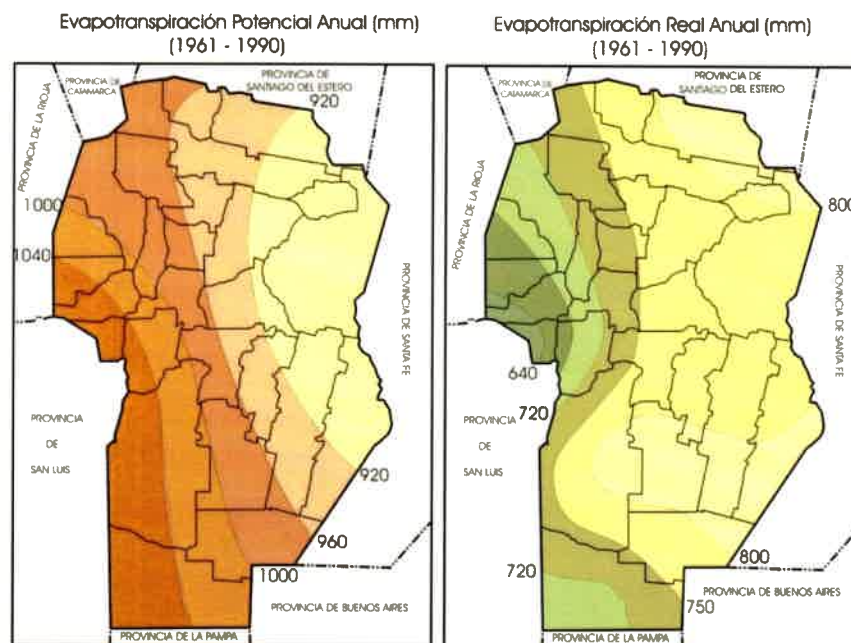


Figura 5.9. Mapa de distribución de ETP y de ETR anual (mm) para Córdoba. Período 1961-1990 (tomado de Gorgas *et al.*, 2003).

5.1.3.2 Cálculo y actualización de la Evapotranspiración Potencial y el Balance Hídrico

5.1.3.2.1 Evapotranspiración Potencial

Para el cálculo de la Evapotranspiración Potencial se utilizó la metodología propuesta por Thornthwaite y Mather (1955), usando los valores de temperatura registrados en la estación meteorológica Río Cuarto (UNRC), dado que se trata de una variable muy uniforme en la llanura del Sur de la provincia de Córdoba y porque los datos proceden de una fuente confiable y completa (Tabla 5.3). La evapotranspiración potencial media anual calculada resultó en 826 mm.

Tabla 5.3 Cálculo de evapotranspiración potencial. Método Thornthwaite y Mather (1955). Serie Río Cuarto (1911-2011).

Meses	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	Total
Temp. (°C)	23	22	20	16,5	13	10	9	11,5	13,5	17,5	19,5	22	16,5
icm	10	9,3	8,2	6	4,2	2,9	2,5	3,4	4,5	6,5	8	9,4	75
C1	3,6	3,3	2,8	2	1,3	0,9	0,7	1,1	1,4	2,2	2,7	3,3	
Días del mes	31	28	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31	
EP sin ajustar (mm)	111,6	92,4	86,8	60	40,3	27,0	21,7	34,1	42	68,2	81	102,3	
C2	1,2	1	1,1	0,9	0,9	0,8	0,9	1	1	1,1	1,2	1,2	
EP ajustada (mm)	136	96	92	56	36	22	19	32	42	77	93	125	826

5.1.3.2.2 Balance Hídrico Modular

Se realizó este balance según la metodología propuesta por Thornthwaite y Mather (1955) utilizando como variables de entrada las precipitaciones medias mensuales correspondientes a cada serie estudiada y la evapotranspiración potencial media mensual calculada para Río Cuarto. Se consideró en el cálculo un contenido de agua útil en el suelo de 150 mm (valor utilizado para suelos franco arenosos finos, según la cátedra de Climatología y Fenología Agrícola, UNRC). Los balances modulares realizados permitieron calcular la evapotranspiración real y los excesos y/o déficit hídricos medios mensuales de todas las series pluviométricas seleccionadas. A continuación se muestran algunos resultados de los balances para las distintas series en la Tabla 5.4 (ver los balances modulares de todas las series en el Anexo I). Los resultados de estos balances hídricos modulares, permiten observar tres grandes tendencias climáticas para el Sur de Córdoba. Se destaca al Este provincial (series Alejo Ledesma, Watson-Ucacha) la presencia de excesos hídricos importantes (48 y 27 mm, respectivamente) y escasos déficit hídricos (4 y 2 mm, respectivamente). En la parte central de la provincia, tanto al Norte como al Sur, no se observan en las series tratadas (Río Cuarto, Hernando, Laboulaye y Bouchardo) excesos y los déficit aumentan hacia el Sudoeste (de 16 a 70 mm) y en el sector Suroeste (Coronel Moldes y Huinca Renancó) hay ausencia de excesos y los déficit hídricos son más importantes, ya que superan los 100 mm.

Tabla 5.4 Tabla resumen balances hídricos modulares (Thornthwaite y Mather, 1955) de las series seleccionadas

Serie 1922-2002	P [mm]	ETP [mm]	ETR [mm]	Déficit hídricos [mm]	Excesos hídricos [mm]
Alejo Ledesma	870	826	822	4	48
Watson-Ucacha	851	826	824	2	27
Hernando	756	826	756	70	0
Río Cuarto	810	826	810	16	0
Coronel Moldes	722	826	722	104	0
Laboulaye	803	826	803	23	0
Bouchardo	788	826	788	38	0
Huinca Renancó	706	826	706	120	0

Con los resultados obtenidos se realizó la clasificación climática según Thornthwaite (1948) en función del índice hídrico, calculado en base a los valores de precipitación, evapotranspiración potencial y evapotranspiración real medias anuales. Para el período de tiempo analizado (1922-2002) el clima al Sur de Córdoba resultó Mesotermal desde Subhúmedo-húmedo con nula a pequeña deficiencia de agua, al Este; a Subhúmedo-seco con nulos a pequeños excesos y déficit de agua mayores a 100 mm, hacia el Suroeste provincial (Figura 5.10). Si bien estos resultados son similares a los mostrados por Capitanelli (1979) y Blarasin (2003), muestran, en concordancia con lo presentado en el análisis temporal de precipitaciones un aumento de las condiciones húmedas para los últimos años, lo que queda evidenciado hacia el Este provincial, en el corrimiento del límite climático Subhúmedo-húmedo y Subhúmedo-seco y hacia el Suroeste, en el corrimiento de los límites fijados respecto a los déficit hídricos, ya que por ejemplo Blarasin (2003) muestra para Huinca Renancó déficit de 275 mm mientras que en esta actualización y para estos sectores los déficit no superan los 120 mm.

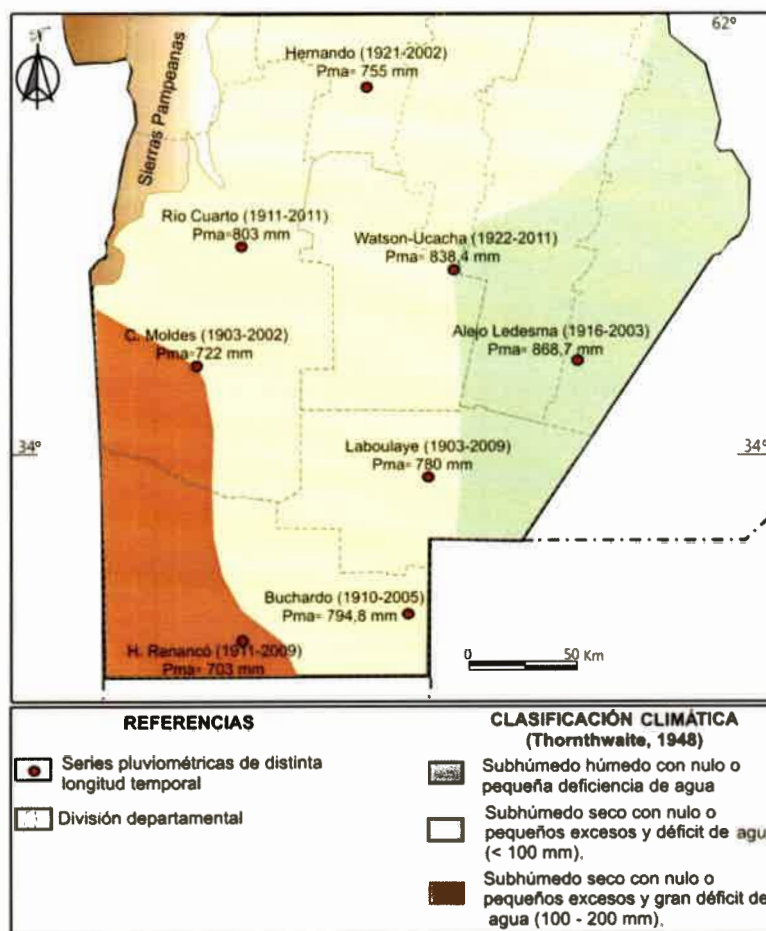


Figura 5.10. Actualización del mapa de clasificación climática para el Sur de Córdoba, elaborado por Blarasin (2003).

5.1.3.2.3 Balance Hídrico Seriado

Con el fin de mejorar el análisis de los excesos y/o déficit de agua que se producen en el Sur provincial, se realizaron balances hídricos seriados de paso mensual PDIWin (Ravelo y Herrero Machado, 1999) que utiliza como variables de entrada la ETP media mensual y los valores de precipitaciones totales para cada mes de cada una de las series consideradas, y del mismo modo que los balances modulares, considera en el cálculo un contenido de agua útil en el suelo de 150 mm. Este balance, a diferencia del modular, que trabaja con valores promedios mensuales para toda la serie considerada, permite observar la distribución de los déficit y de los excesos hídricos ocurridos a lo largo de cada mes de cada año de las series evaluadas. Además, como tiene en cuenta la humedad antecedente del suelo, permite obtener resultados más próximos a los reales.

Los resultados obtenidos permiten observar, además de la variabilidad areal, una importante variabilidad estacional en los períodos de déficit y excesos hídricos para las distintas series consideradas. En general, estacionalmente se percibe que los déficits se dan en los meses de otoño-invierno y los excesos se relacionan con los meses de primavera-verano. Los balances hídricos seriados obtenidos se muestran en el Anexo I.

En lo que respecta a la distribución areal, se observa, en concordancia con la distribución de las lluvias, que hacia el Este de la provincia se registran los mayores excesos hídricos y la mayor frecuencia de años con excesos y que, hacia el Sudoeste, éstos van disminuyendo tanto en frecuencia como en cantidad de milímetros excedentes (Figura 5.11). En general, se advierte que los años con mayor registro de excedentes de agua, coinciden con los ciclos húmedos 1925-1932, 1952-1967, 1978-1987 y el 1998-2008. Se destaca además, que se registran excesos de agua importantes también asociados a años húmedos (Pma superior a 850 mm) intercalados en los ciclos secos descriptos, tal como ocurre en 1934, 1939, 1945, 1973, 1991, 1993. Estos ciclos o años de excesos hídricos coinciden con los años en los que se produjeron importantes procesos erosivos en predios y caminos rurales, de crecientes en los cursos de agua y recarga de los acuíferos (Blarasin *et al.*, 2005 y 2011). De este modo al Este, los excesos, en general superan, en los años o ciclos más húmedos, los 150 mm. Al Sudoeste, en cambio, se observan excesos un tanto inferiores, que superan los 50 mm sólo en los años o ciclos más húmedos. En cuanto a los déficits, se observa, que las series más deficitarias se encuentran hacia el Suroeste, siendo las más secas Huinca Renancó y Coronel Moldes. En la mayoría de las series se aprecia que los periodos secos son cortos (de no más de 5 años), salvo Huinca Renancó que presenta ciclos en algunos casos de hasta 9 años ('44 - '53). Cabe destacar que esta serie si bien es una de las más secas, presenta algunos valores de excesos superiores a los 200 mm. A partir del año '70 los registros

deficitarios son menos marcados, se destacan pequeños ciclos de dos o tres años, desde el '84 hasta la actualidad.

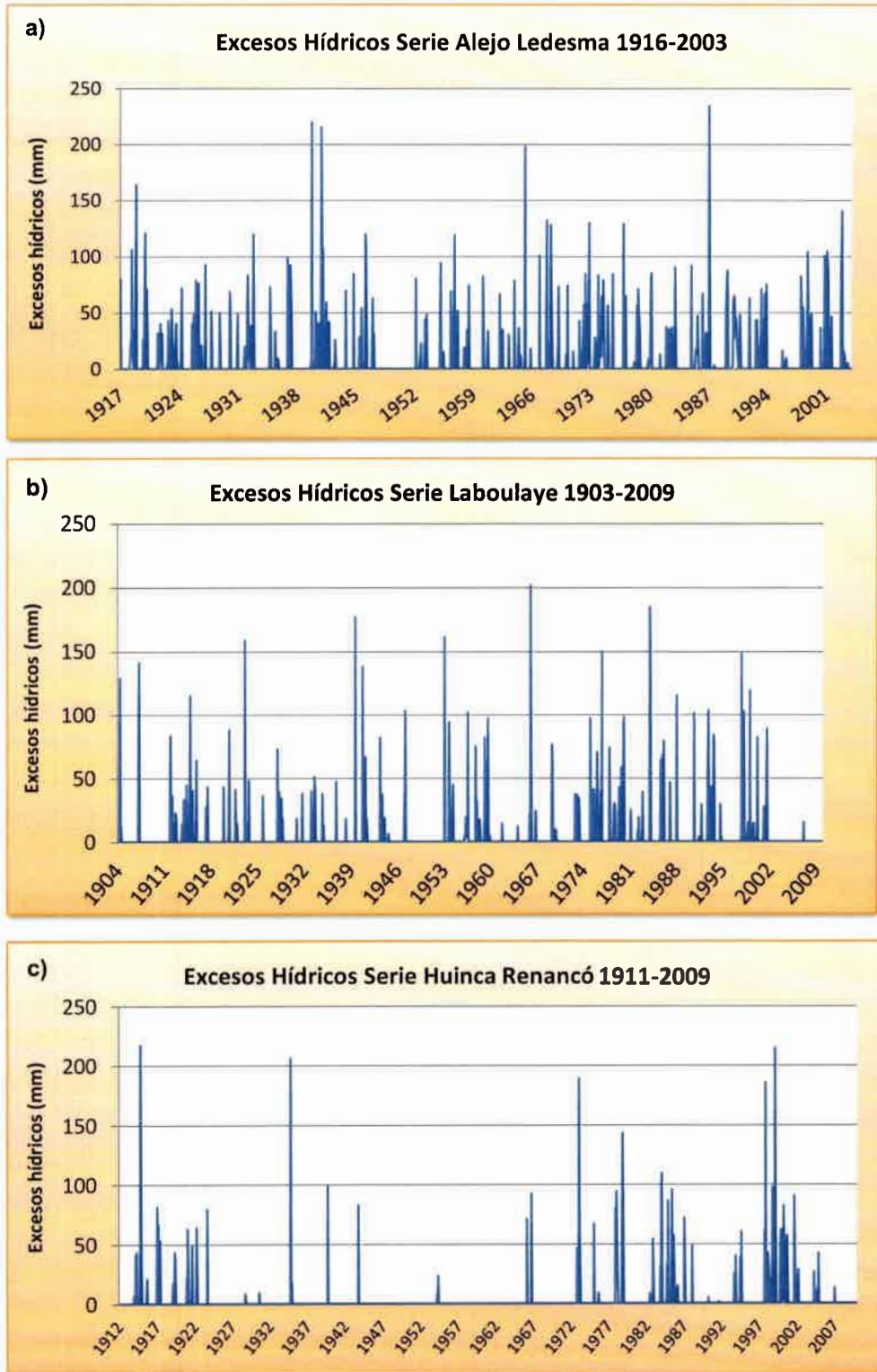


Figura 5.11. Distribución de excesos hídricos de diferentes series de precipitaciones: a) Alejo Ledesma, b) Laboulaye y c) Huinca Renancó.

5.2. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS LOCALES

5.2.1. PRECIPITACIONES EN EL ÁREA SELECCIONADA

5.2.1.1. Obtención de datos hidrometeorológicos

De la información pluviométrica recopilada para el área de detalle, se obtuvieron datos de 7 estaciones pluviométricas distribuidas homogéneamente en toda la zona (Carnerillo, General Cabrera, Watson-Ucacha, Idiazábal, Bengolea, Alejandro Roca y Las Acequias, Tabla 5.6). De todas ellas se seleccionaron 5, de manera de contar con un periodo en común apropiado y abarcar una mayor longitud temporal.

Tabla 5.6. Series pluviométricas del área seleccionada

ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS	PERIODO	Pma (mm)
Carnerillo	1978-2004	779,7
General Cabrera (INTA)	1975-2008	745
Watson-Ucacha (Ea. El Montecito - INTA)	1922-2011	838,4
Idiazábal (Cerealera Ortega SRL)	1963-2010	779
Bengolea (Sr. Giaccone)	1989-2010	770
Alejandro Roca (Ea. Santa Julia)	1960-2010	850,7
Las Acequias	1945-1996	760,6

5.2.1.2 Análisis de la distribución areal de precipitaciones

De las series elegidas, se seleccionó el periodo en común 1989-2008 que tiene una longitud temporal de 19 años. Para el análisis se realizó el *contraste de estaciones* con la de mayor confiabilidad, utilizando el método de doble masas ya explicado en el apartado 5.1.2.3. El contraste se realizó con la estación Río Cuarto (UNRC), que si bien está fuera del área de estudio, se considera de mayor confianza y de primera categoría por su registro de datos continuos (mediante estaciones automáticas digitales) y porque cubre un periodo de más de 30 años. Se observó una alta correspondencia y consistencia entre las estaciones contrastadas (valores de r entre 0,9978 - 0,999) de todas las series de datos. De este modo, se observa que en las estaciones ubicadas principalmente al Sudeste del área de detalle, se obtiene una recta con pendiente mayor a 45° (Idiazábal, Watson-Ucacha, Alejandro Roca), lo que indica que en estos sectores se registra mayor cantidad de precipitaciones, mientras que las estaciones ubicadas al Oeste tienen una recta con una pendiente menor a 45° (General Cabrera, Bengolea), lo que demuestra una menor pluviometría para esta área. A modo de ejemplo se muestran tres de las rectas obtenidas aplicando esta metodología (Figura 5.12).

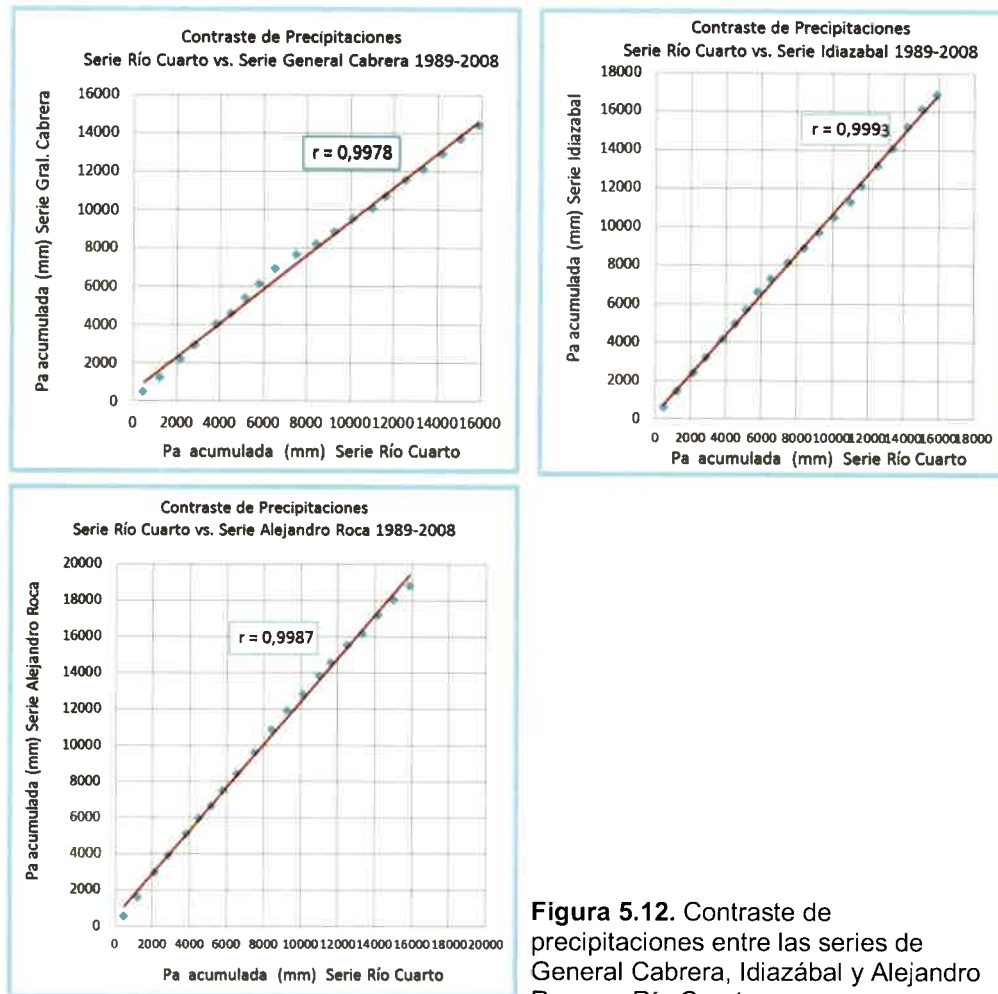


Figura 5.12. Contraste de precipitaciones entre las series de General Cabrera, Idiazábal y Alejandro Roca vs Río Cuarto

El tratamiento estadístico y la interpretación hidrometeorológica de las series consideradas permitieron obtener un valor de *precipitación media anual*, con la **media aritmética** para el periodo comprendido entre 1989–2008 de 825,6 mm (Tabla 5.7) y de 831 mm mediante los **polígonos de Thiessen**. En la figura 5.13 se muestran los polígonos obtenidos del área seleccionada para este periodo.

Tabla 5.7. Precipitación media anual obtenida a través de la media aritmética

ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS	
Periodo 1989-2008	Pma (mm)
General Cabrera (INTA)	721,7
Watson-Ucacha (Ea. El Montecito - INTA)	834,9
Idiazábal (Cerealera Ortega SRL)	845,8
Bengolea (Sr. Giacone)	786,3
Alejandro Roca (Ea. Santa Julia)	939,5
Precipitación Media Anual	825,6

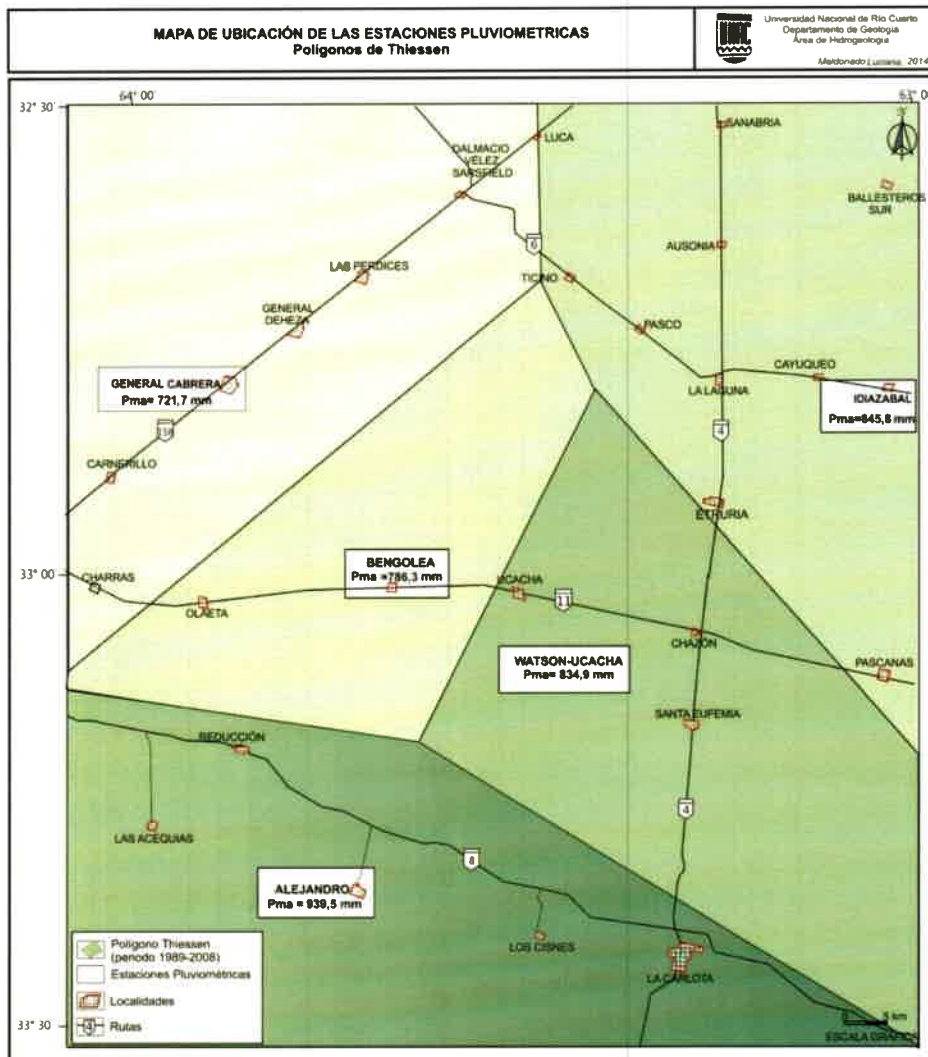


Figura 5.13. Polígonos de Thiessen para el área seleccionada. Periodo 1989-2008.

5.2.1.2 Análisis de la distribución temporal de precipitaciones

El análisis de la *evolución temporal* de las lluvias anuales se efectuó para cada una de las distintas series involucradas en la zona de detalle. Como se explicara en el apartado 5.1.2.4., el análisis consistió en la determinación de ciclos secos y húmedos diferenciados por poseer una Pma inferior o superior respecto al promedio de la serie completa. A continuación se describen 4 de las series analizadas (Idiazábal, Bengolea, General Cabrera y Alejandro Roca), ya que la serie Watson-Ucacha fue descrita en el apartado de la distribución temporal de precipitaciones a nivel regional.

- *Serie General Cabrera (1975-2008)*: se reconocieron 4 ciclos, el primero de ellos es húmedo y abarca el periodo 1975-1984 (Pma=808 mm), en el que se destaca 1982 como el año más seco de este ciclo, con una Pma de 548 mm, mientras que se reconoce a 1977, con una Pma de 1.074 mm, como año más húmedo. De 1985 a

1989, se desarrolla un periodo seco con una Pma de 659 mm, siendo considerado el año 1989 (Pma=495 mm) el más seco de toda la serie, mientras que el año más húmedo de este ciclo es 1987 (Pma=787 mm). Luego continúa un ciclo húmedo que abarca el periodo 1990-1995 con una Pma de 821 mm. En este periodo el año más seco fue 1994, con un registro pluviométrico de 571 mm, mientras que el año más húmedo, no sólo de este ciclo sino de toda la serie, fue 1993 con una Pma de 1.116 mm. El periodo 1996-2008 se trata de un ciclo seco, con una Pma de 694 mm, en el que se reconoce al año 2005 como el más seco, con un registro de Pma de 547 mm, mientras que el más húmedo fue el año 2004, con una Pma de 821 mm (Figura 5.14.a).

- *Serie Idiazábal (1963-2010)*: se diferenciaron 4 ciclos que se alternan entre húmedos y secos. El primero de ellos es seco y se extiende desde 1963 a 1974, con Pma de 633 mm, en el cual se destacan como años secos 1963 y 1969, con un registro pluviométrico de 397 y 507 mm, respectivamente y como año húmedo 1967 con Pma de 856 mm. El segundo ciclo se caracteriza por ser húmedo y abarca desde 1975 a 1987 (Pma= 818 mm). Se reconoce a 1979 como el año más seco, con una Pma de 506 mm y a los años 1978 y 1981 como aquellos con mayor registro pluviométrico (Pma= 1.024 y 1.117 mm, respectivamente). El tercer ciclo es seco, es el más corto, extendiéndose desde 1988 a 1992 (Pma=763 mm). En este periodo se destaca como año seco a 1989 con una Pma de 581 mm, mientras que el año más lluvioso fue 1991 con una Pma de 980 mm. El último ciclo es húmedo, posee una Pma de 850 mm y comprende el periodo 1993-2010. En este ciclo se destaca como año seco 1997 (Pma=686 mm) y como año húmedo 2004 (1.061 mm) (Figura 5.14.b).

- *Serie Bengolea (1989-2010)*: en esta serie se distinguieron 3 ciclos, de los cuales 2 son secos y 1 húmedo. El primer ciclo seco abarca el periodo 1989-1997, con una Pma de 756 mm, destacándose 1989 (Pma=587 mm), como el año más seco de toda la serie y como años húmedos 1991 y 1993, con registros pluviométricos superiores a los 1.000 mm (1.056 y 1.025 mm, respectivamente). El periodo 1997-2000 corresponde a un ciclo húmedo corto, con una Pma de 887 mm, en el cual las diferencias entre años secos-húmedos son despreciables. Por último se reconoció un ciclo seco que comprende el periodo 2001-2010, donde se destaca el año 2009 como el más seco (Pma=583 mm) y el 2004 como año húmedo (Pma=1.018 mm) (Figura 5.15.a).

- *Serie Alejandro Roca (1960-2010)*: en esta serie se distinguieron 5 ciclos. El primero de ellos es seco y abarca el periodo 1960-1971, con una Pma de 722 mm, destacándose 1971 (Pma=505 mm), como el año más seco de toda la serie y el año 1963 (Pma=1.138 mm) como el más húmedo de este ciclo. Luego continúa un ciclo húmedo que comprende el periodo 1972-1978, con una Pma de 944 mm, en el cual se destacan 1974 (Pma=795 mm) y 1976 (Pma=1.239 mm) como los años más seco y

más húmedo, respectivamente. El tercer ciclo es seco, se extiende desde 1979-1989, con una Pma de 752 mm, en el que se reconoce como año seco a 1989 (Pma=556 mm) y a 1984 como año húmedo (Pma=914 mm). El cuarto ciclo es húmedo, con una Pma de 1.022 mm, siendo el periodo más húmedo de toda la serie. El año más seco de este ciclo fue 1995, con un registro pluviométrico de 703 mm, mientras que el año más húmedo, incluso de toda la serie fue 1991 con una Pma de 1.358 mm. Por último, la serie concluye con un ciclo seco, que abarca el periodo 2003-2010 (Pma=818 mm), en el que se reconoce como año seco a 2005, con una Pma de 624 mm y como año húmedo a 2006 con una Pma de 1.039 mm (Figura 5.15.b).

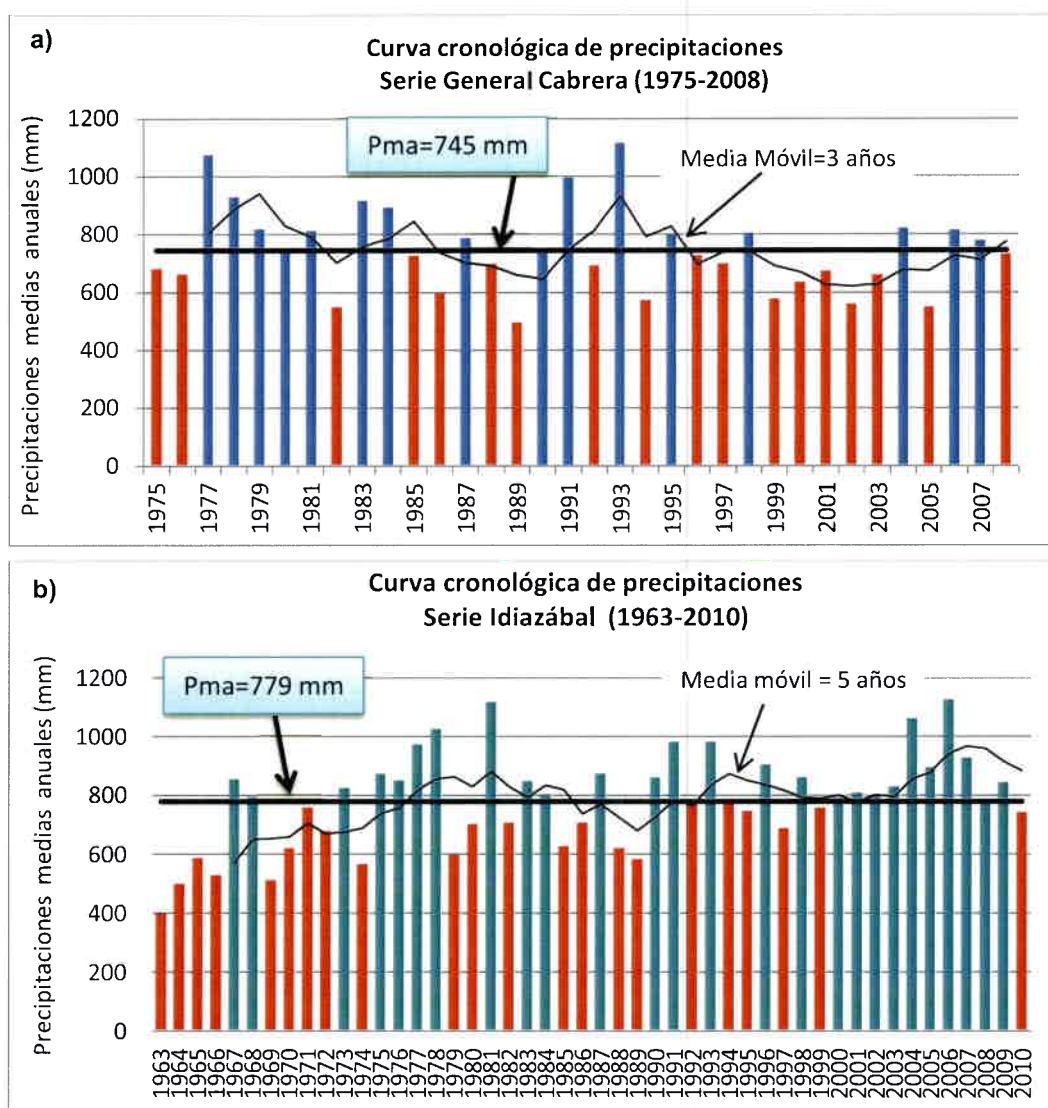


Figura 5.14. Distribución anual de precipitaciones de las series. a) General Cabrera. b) Idiazábal

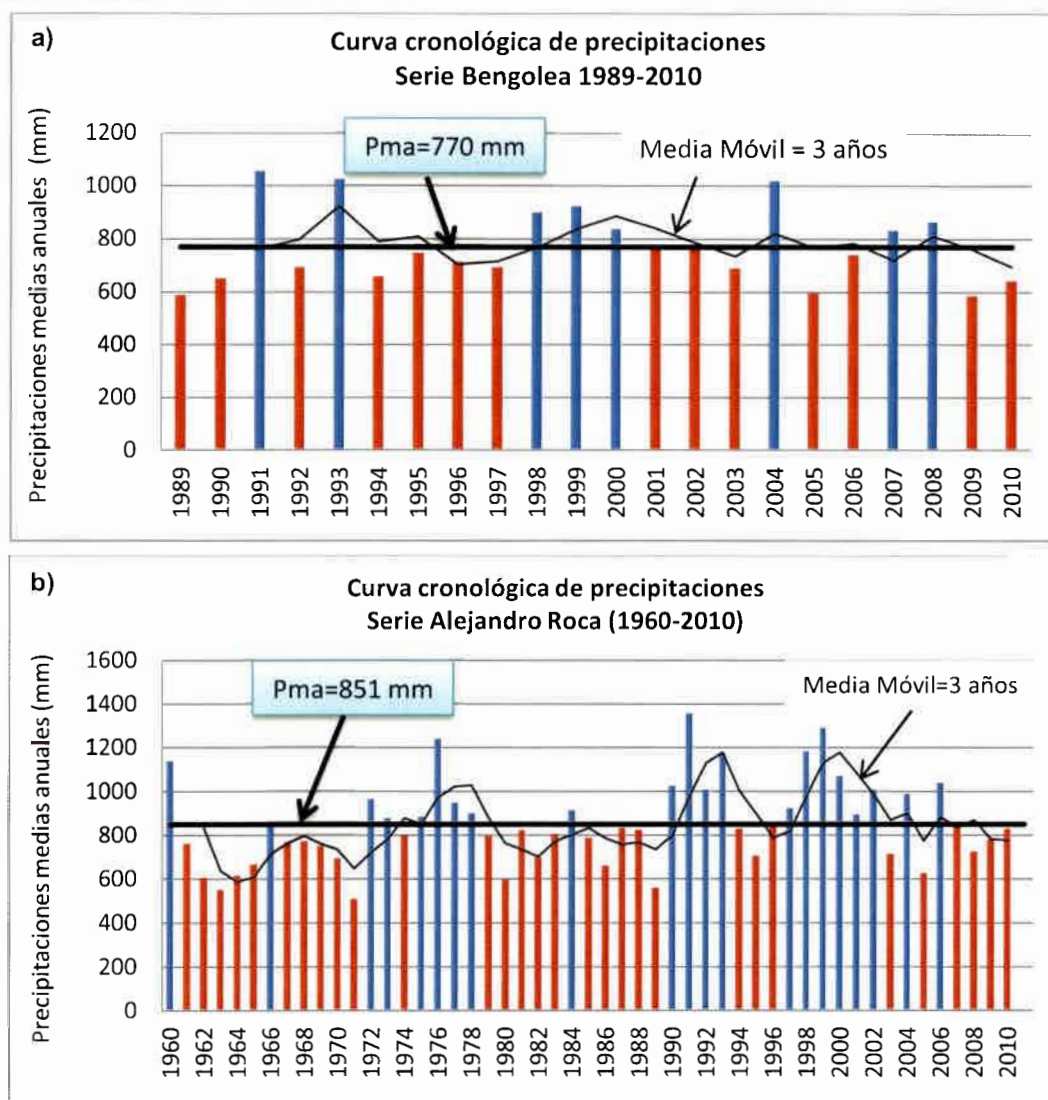


Figura 5.15. Distribución anual de precipitaciones de las series. a) Bengolea. b) Alejandro Roca.

5.2.1.4. Cálculo del Balance Hídrico para el área de detalle

5.2.1.4.1 Balance Hídrico Seriado

Par el área seleccionada, se realizaron balances hídricos seriados de paso mensual PDIWin (Ravelo y Herrero Machado, 1999), siguiendo la metodología ya explicada en el apartado 5.1.3.2.3, con el fin de mejorar el análisis de los excesos y/o déficit de agua que se producen en el área. Los balances hídricos seriados obtenidos de las 5 series se muestran en el Anexo I.



De los resultados obtenidos se pudo observar una importante variabilidad estacional, que se ve reflejada con una concentración de los periodos deficitarios en los meses de otoño-invierno y los excesos relacionados con los meses de primavera-verano.

En lo que respecta a la distribución areal, se observa que hacia el SE del área se registran los mayores excesos hídricos y la mayor frecuencia de años con excesos y que, hacia el Oeste, éstos van disminuyendo tanto en frecuencia como en cantidad de milímetros excedentes (Figura 5.16). En general se observa que los años con mayor registro de excedentes de agua, coinciden con años o ciclos húmedos ya mencionados, tanto a nivel regional como local, siendo los periodos más destacados 1976-1979, 1991-1994 y 1999-2008. El periodo 1999-2008 presenta mayores excesos hacia el Sur del área que hacia el Oeste, tanto en frecuencia como en cantidad. En general, estos periodos presentan excedentes de agua en el suelo que superan en varios de estos años los 100 mm y, en algunos casos, hasta superan los 300 mm (por ejemplo la serie Alejandro Roca). En cuanto a los déficits se observa que las series más deficitarias se encuentran hacia el Oeste, siendo las más secas General Cabrera y Bengolea. En la mayoría de las series se aprecia que los periodos secos son cortos (de no más de 5 años) y que a partir de la década del '70 los registros deficitarios son menos marcados y más cortos (ciclos de dos o tres años) hasta la actualidad.

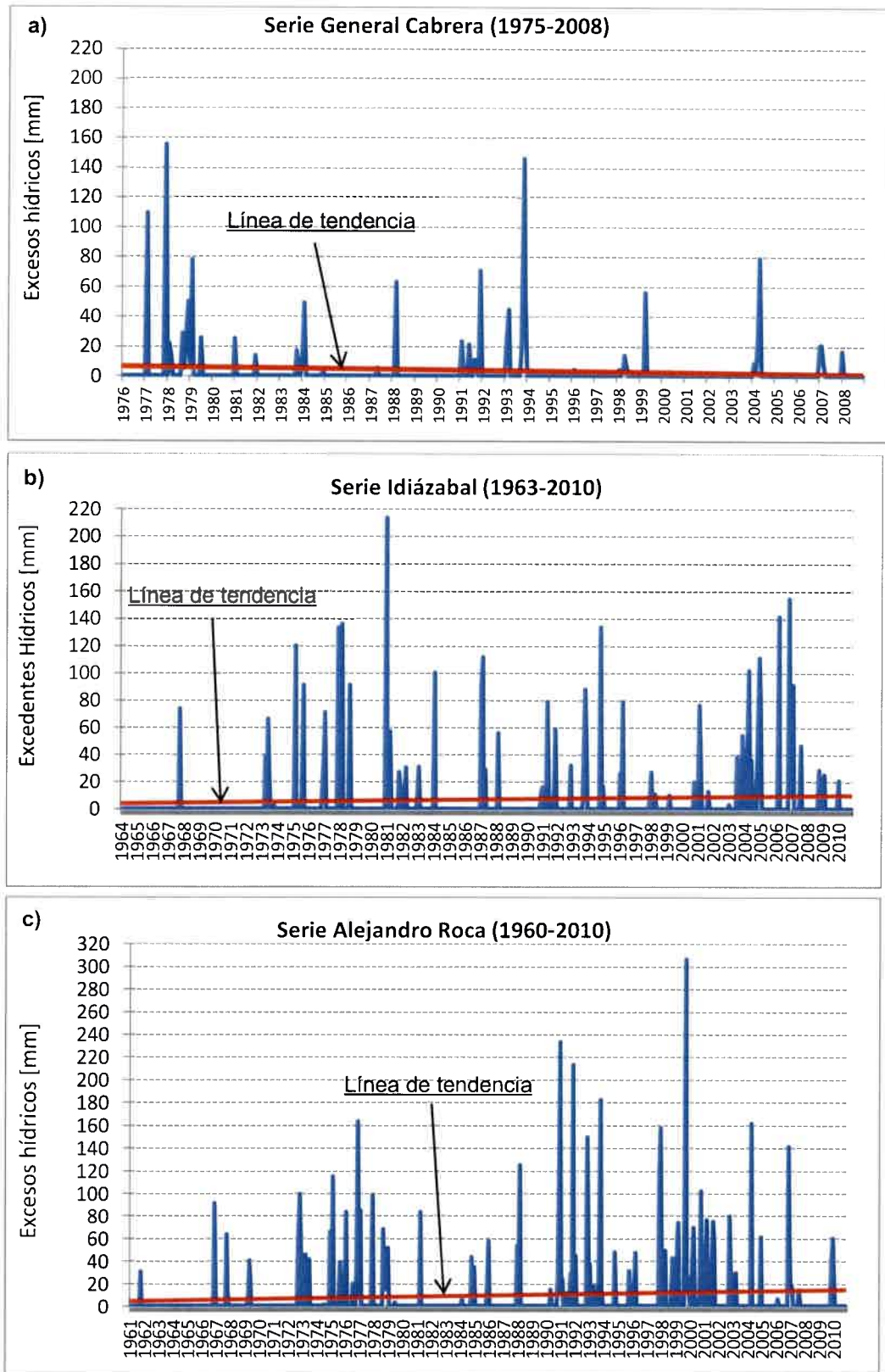


Figura 5.16. Excesos Hídricos de las series. a) General Cabrera. b) Idiázabal. c) Alejandro Roca.

HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

6.1. ASPECTOS REGIONALES DE LA HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

Las características geológico-geomorfológicas del Sur de la provincia de Córdoba anteriormente descritas por Degiovanni (2005), han permitido definir dos grandes ambientes hidrológicos interconectados: el caracterizado por la presencia de redes de drenaje organizadas, en general de carácter permanente y nivel freático medianamente profundo (sierras de Comechingones y de las Peñas, Ambiente de agradación-pedemontano y Llanuras eólicas bien drenadas) y el asociado a las áreas planas o deprimidas (Llanura fluvio-eólica imperfectamente drenada) donde el drenaje es anárquico, el nivel freático se encuentra a poca profundidad o aflorando y proliferan los cuerpos lagunares o de bañados.

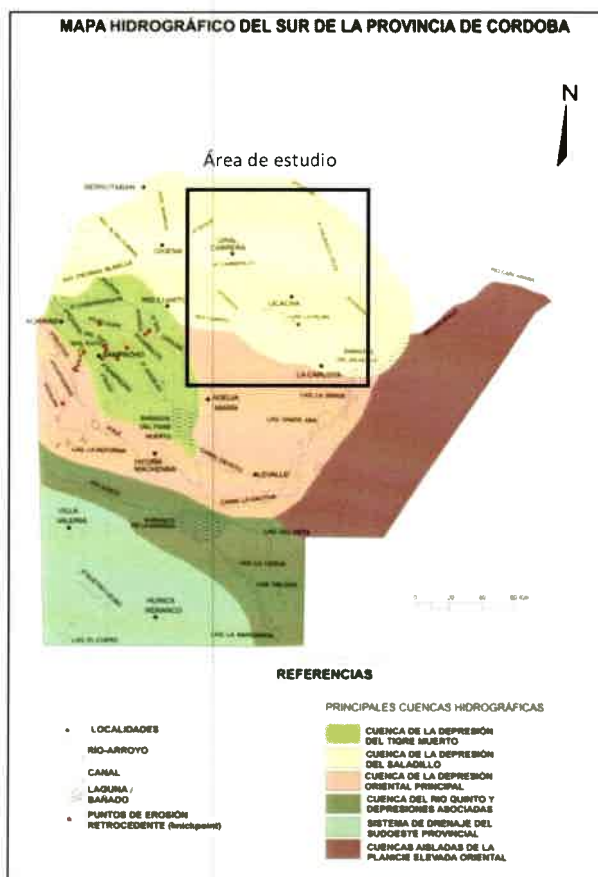


Figura 6.1. Principales cuencas hidrográficas del Sur de Córdoba (Degiovanni, 2005)

En la Figura 6.1 se presenta la red de drenaje para el Sur provincial, en la cual Degiovanni (2005), demarca seis grandes cuencas teniendo en cuenta las principales depresiones o áreas naturales que actúan como colectoras, a pesar que algunas de ellas están integradas artificialmente:

La cuenca de la Depresión del Saladillo: es la más importante de la región ya que

recepta todos los sistemas de drenaje comprendidos entre los ríos Tercero y Quinto, y se integra a la cuenca del Plata a través del río Saladillo. En ella desaguan los arroyos Tegua, Carnerillo, Chazón y Chucul, el río Cuarto e ingresan por el canal La Brava agua y sedimentos provenientes de los Bañados del Tigre Muerto y de la depresión de Curapaligüe - La Chanchera. El río Cuarto, que ingresa canalizado, es el curso de mayor envergadura y es el responsable de los máximos aportes líquidos y sólidos; en segundo término debe mencionarse el canal la Brava que fundamentalmente proporciona sales disueltas. El complejo sistema de lagunas y bañados que conforman esta depresión están interconectados por conducciones artificiales que tratan de minimizar las áreas inundadas.

La cuenca de la Depresión del Tigre Muerto: colecta a los arroyos Santa Catalina, Las Lajas, Achiras-del Gato, y a cursos menores como los arroyos Jagüeles, Corralito y Sampacho. Esta importante depresión es drenada artificialmente hacia los Bañados del Saladillo a través del canal Devoto y La Cautiva. Desde el año 2004 ha recuperado parte de su capacidad de almacenaje con la puesta en operación de la presa Tigre Muerto.

La Depresión Oriental Principal (Curapaligüe - La Chanchera): en su borde oriental, asociado a la falla del Saladillo, presenta su sector más deprimido poblado de lagunas (Santa Ana, La Chanchera, Asunta, entre otras), mientras que hacia el Oeste existen numerosas depresiones menores de origen fluvial, con lagunas permanentes y temporarias que se interconectan en ciclos húmedos. Esta depresión recepta de manera natural, aguas del flanco oriental del Alto de Levalle y de la planicie situada al Sur del río Cuarto, y en forma artificial recibe al sistema del arroyo Ají y a los canales de La Cautiva y Devoto que desaguan los bañados del Tigre Muerto.

La cuenca del río Quinto y depresiones asociadas: el río Quinto o Popopis, que nace en las Sierras de San Luis desarrolla en el Sur de la provincia de Córdoba su cuenca media-baja y área de derrames en los Bañados de La Amarga. Desde aquí es canalizado a lo largo de 42 km hacia el sistema de lagunas encadenadas (del Siete, La Legua, Nelson, La Margarita, entre otras) que abarca también a las provincias de La Pampa y Buenos Aires.

Las cuencas aisladas de la Planicie Elevada Oriental: se desarrollan en un ambiente en general imperfectamente drenado, vinculadas fundamentalmente a las características geológicas-geomorfológicas del sector y al agrosistema instalado. El drenaje superficial se concentra en áreas deprimidas donde suele aflorar el nivel freático formando lagunas. Las zonas bajas corresponden a sistemas de cañadas de orientación SO-NE, en el sector Norte de esta planicie, y a paleocanales o bajos tectónicos, en el sector central y Sur.

El sistema de drenaje del Sudoeste provincial: se caracteriza por presentar depresiones elongadas en sentido NO-SE, que tienen un origen variado (fluvial, eólico o tectónico), y que están ocupadas por lagunas permanentes y temporarias, que colectan y almacenan escurrimientos superficiales locales.

6.1.1 DINÁMICA DE LOS SISTEMAS SUPERFICIALES

Según Degiovanni y Blarasin (2005) las principales cuencas del Sur de Córdoba (Figura 6.1) poseen sus nacientes en la Sierras de Comechingones, donde las rocas de muy baja permeabilidad, las altas pendientes y el régimen de precipitaciones de alta intensidad, provocan escurrimientos rápidos en cortos períodos de tiempo, generándose así crecidas muy importantes. La mayoría de las cuencas se resuelven en un único colector a la salida de las sierras lo cual potencia el pico de las crecientes y sus consecuencias. En los tramos medios, estos cursos se desarrollan sobre sedimentos limo-arenosos finos, de alta susceptibilidad a la erosión, en relieves ondulados periserranos sometidos a uso agrícola ganadero. En las últimas décadas, otra causa que favorece la magnitud de las crecidas es el deterioro de la cubierta vegetal en el área serrana (por sobrepastoreo, quemadas reiteradas, entre otros) que provocan aumento del escurrimiento superficial y de los procesos erosivos con los consecuentes incrementos en la carga sólida.

El resto de los cursos de agua del Sur provincial, nacen en plena llanura por afloramiento del nivel freático en zonas deprimidas de origen eólico o tectónico. Estos arroyos muestran escasa evolución geomorfológica, caracterizándose en general por presentar un único curso colector, rectilíneo y sin afluentes, ejemplo de ellos en la zona son los arroyos Carnerillo, Chucul y Cabral. Sin embargo, y dado que su funcionamiento está vinculado a precipitaciones de alta intensidad local y su organización es muy dependiente de la actividad antrópica, los caminos principales, especialmente los que siguen la pendiente regional, actúan como colectores de escurrimientos superficiales, llevando tanta o más agua que los propios colectores naturales. Así, los bordes de muchos de estos caminos suelen constituirse en límites reales de cuencas. Los picos de crecidas en algunos de estos sistemas suelen ser muy importantes y los caudales sólidos en general son muy altos, producto de la intensa erosión en predios y en los propios caminos.

La mayor parte de los sistemas fluviales derraman sus aguas en las llanuras deprimidas del centro-Este de la provincia, que también constituyen áreas de descarga del flujo subterráneo y, que por sus dimensiones son importantes colectoras de lluvias locales. Se destacan como las áreas deprimidas más importantes a los Bañados del Tigre Muerto, la depresión principal donde se aloja el sistema de lagunas La Chanchera - Santa Brava, los Bañados del Saladillo, el sistema lagunar La Felipa y la Depresión de las lagunas interconectadas de Buchardo (Figura 6.1). Estas unidades

morfotectónicas deprimidas se caracterizan por la presencia de gran número de lagunas y bañados que hasta hace poco tiempo constituían el nivel de base de los principales cursos superficiales. En la actualidad sólo conservan parcialmente su función de verdaderos humedales, receptoras de aguas y sedimentos, ya que integran redes de flujo en tránsito hacia depresiones mayores o ríos colectores, debido a que en las últimas décadas y con el afán de aumentar las tierras agrícolas, se encuentran canalizadas, y por lo tanto aportan a la cuenca del río de La Plata, perdiendo de este modo el gran valor ecológico que implica el funcionamiento de los humedales (Degiovanni y Blarasin, 2005).

La mayoría de los ríos y arroyos del Sur provincial que poseen nacientes en áreas serranas, presentan aguas de buena calidad, con tenores salinos que varían entre 100 mg/L (sector serrano) y 1.300 mg/L (en áreas de derrames) y de carácter geoquímico desde bicarbonatadas-cálcicas en sus nacientes a bicarbonatadas-sódicas hacia los sectores más bajos de la llanura. En cuencas medias y bajas aumentan los contenidos de sulfatos y cloruros, debido al aporte del agua freática, sin que por ello se produzcan cambios en el carácter geoquímico (Blarasin *et al.*, 2003).

Las lagunas, de muy variado tamaño y volumen contienen aguas de baja salinidad en las zonas medanosas (más saladas cuando están vinculadas al acuífero libre), hasta muy saladas al oriente provincial. Estas últimas son de régimen permanente por aporte freático y por sufrir procesos de evaporación, con aguas de tipo geoquímico sulfatado y/o cloruradas sódicas (Blarasin *et al.*, 2003).

En algunos sectores se observan procesos de degradación del agua superficial debido a actividades antrópicas tales como descargas de efluentes cloacales, volcado de residuos derivados de la actividad agrícola y depósitos de basuras (Blarasin *et al.*, 2003).

6.2. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL DEL ÁREA DE DETALLE

La zona de estudio comprende la mayor parte de la cuenca de la *Depresión del Saladillo* y una pequeña porción (al Norte) de la de *Depresión Oriental Principal*, definidas por Degiovanni (2005), en la cual los arroyos que surcan el área (Tegua, Carnerillo, Chucul, río Cuarto, entre otros) descargan sus aguas en los Bañados del Saladillo y son conducidos artificialmente hasta la cuenca del Plata a través del río Saladillo.

Para la zona se elaboró el mapa de la red de drenaje natural (Figura 6.2), el cual incluye todos los escurrimientos superficiales naturales tanto permanentes como temporarios y aquellos efímeros que ocurren en bajos topográficos en épocas de

tormentas. Se identificaron también lagunas o pantanos permanentes o bien depresiones que pudieran contener agua en determinadas épocas. Además, aunque no han sido cartografiados, se identificaron algunos caminos vecinales que conducen agua durante las tormentas.

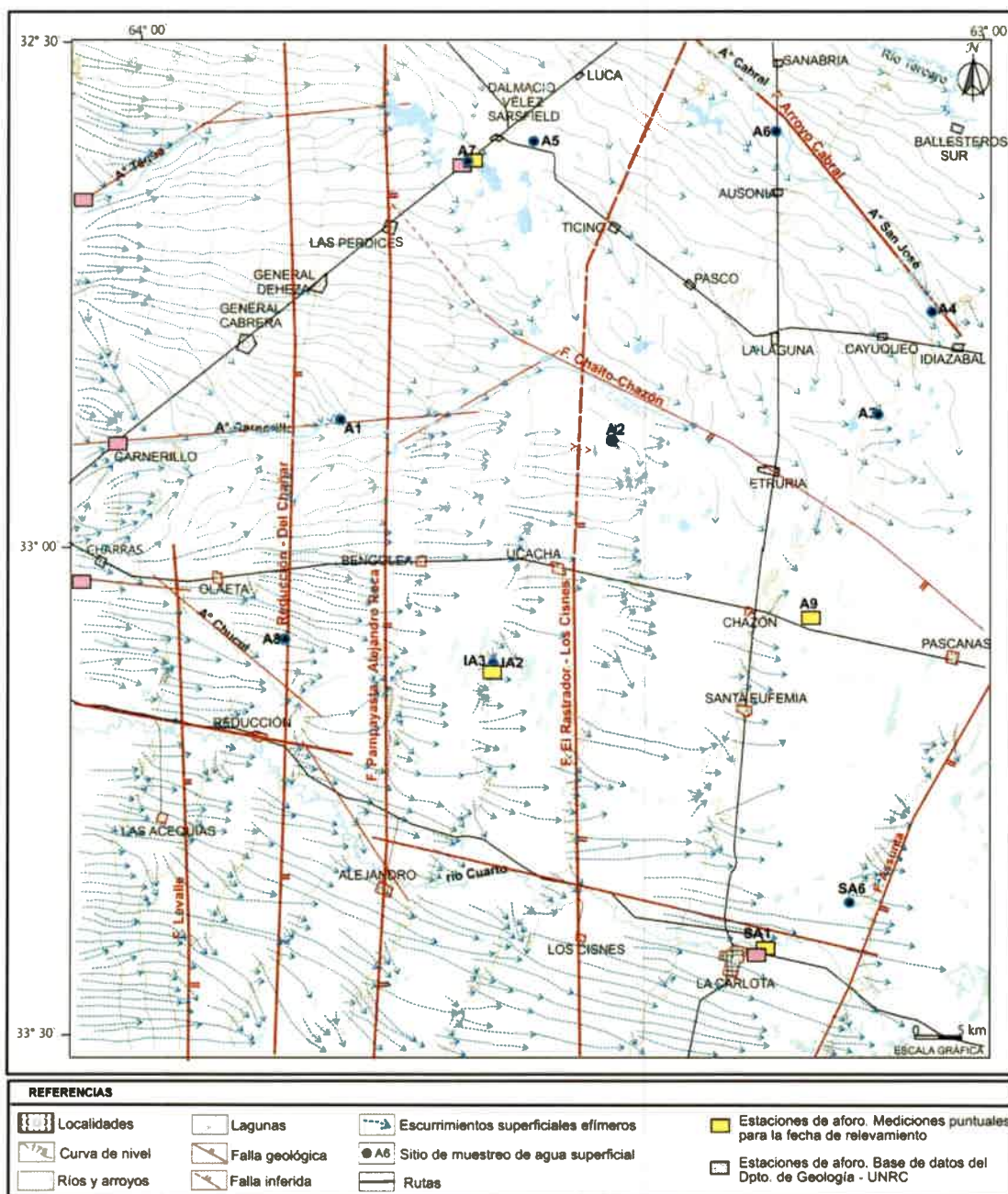


Figura 6.2. Mapa de escurrimientos superficiales del área local.

La dirección de los flujos superficiales es principalmente Oeste-Este, encontrándose en parte controlada por las estructuras regionales, especialmente por la falla N-S, Pampayasta-Alejandro Roca, y por las NO-SE y O-E, Chaito-Chazón y Río Cuarto, respectivamente. La primera de ellas genera principalmente un cambio sobre el relieve

que a su vez modifica el drenaje del área. Se genera de este modo, al Oeste de esta falla, sistemas de drenajes más definidos y principalmente O-E, mientras que hacia el Este de esta falla, se tornan caóticos, especialmente entre las estructuras Chaito-Chazón y Río Cuarto, con la aparición de numerosas lagunas (permanente, temporarias y efímeras) denotando en este sector un ambiente mal drenado, asociado al sistema de bloques más deprimidos del área. Por otra parte, a partir de la estructura Pampayasta-Alejandro Roca pero al Norte de la falla Chaito-Chazón, el escurrimiento pasa a ser Noroeste-Sureste. Este cambio en la dirección de los escurrimientos también está vinculado al control estructural ejercido por las fallas Chaíto-Chazón y arroyo Cabral, que definen un bloque deprimido de orientación NO-SE.

6.2.1. CARACTERIZACIÓN DE LOS SISTEMAS FLUVIALES LOCALES

Se describirá a continuación, los aspectos más sobresalientes sobre la dinámica de los cursos fluviales que drenan el área estudiada.

6.2.1.1. Río Cuarto: se trata del curso más importante que atraviesa la zona. Tiene sus nacientes en áreas serranas, en donde posee 4 afluentes principales: río Alpa Corral-Seco; San Bartolomé-La Invernada; Las Cañitas y Piedras Blancas. Al salir de las sierras se resuelve en un único colector que recibe en su cuenca media (a la altura de la localidad de Río Cuarto) al arroyo El Bañado. En la zona estudiada, desarrolla su cuenca media y baja. Su antigua área de derrames se encuentra a 20 km hacia el Este de la localidad de La Carlota donde, desde hace varias décadas, es conducido vía canales artificiales a través de un complejo lagunar donde descarga gran parte de sus sedimentos, provocando la colmatación de los mismos. A través del río Saladillo se integra al río Carcarañá- Paraná- de la Plata. Su traza, de dirección principal O-E, está controlada fuertemente por la falla homónima. En cuenca media, el diseño del cauce es meándrico de alta sinuosidad mientras que en la cuenca media-baja (a partir de la falla Pampayasta-Alejandro Roca) tiende a disminuir su sinuosidad (Figura 6.2). En la zona, el cauce tiene un ancho del orden de 10 - 40 m y una profundidad promedio estimada de 2 m. La carga de sedimentos que transporta es de tipo mixta. En los tramos más sinuosos se registran procesos de erosión lateral, estrangulamiento y avulsión de meandros.

El río Cuarto registra crecientes y desbordes importantes (Figura 6.3a) en la zona de trabajo, particularmente aguas abajo de la localidad de Los Cisnes. Entre los últimos eventos se destaca la inundación que afectó a La Carlota en Enero del 2007, donde casi todo el ejido urbano quedó bajo aguas. Según la Estadística Hidrológica de la República Argentina (<http://bdhi.hidricosargentina.gov.ar/sitioweb/frmDatos.aspx>) en la sección de aforo "Puente Olmos", para el período 1938-1943, el caudal medio anual promedio es de 5,9 m³/s con mínimos de 1,8 m³/s y máximos de 10,1 m³/s. En

oportunidad de esta tesis doctoral, se midieron caudales puntuales del río Cuarto en la misma sección de aforo (Puente Olmos, Figuras 6.2 y 6.3b), de manera de poder contar con información de la cantidad de agua que circula por este río en la zona para la misma fecha del relevamiento hidroológico subterráneo. El caudal medido fue de 8,5 m³/s.

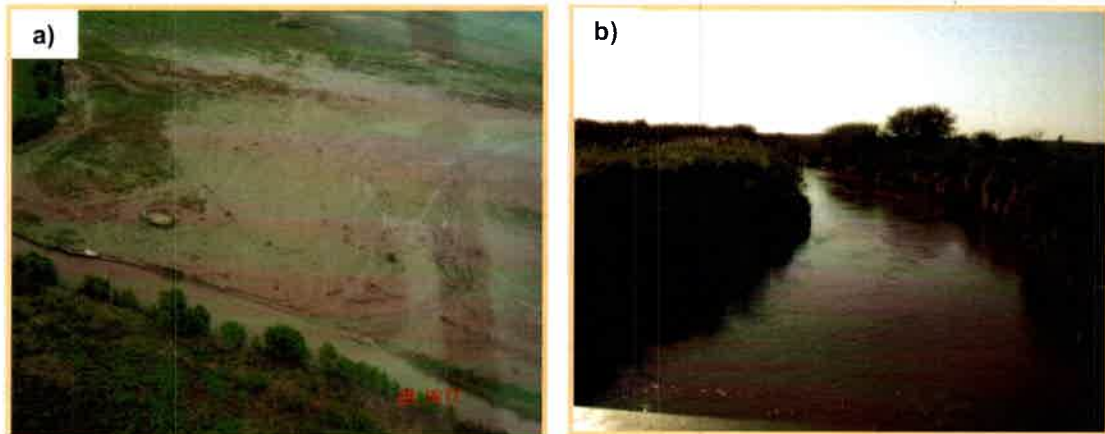


Figura 6.3. a) Derrames del río Cuarto sobre predios rurales a 30 km aguas abajo de La Carlota. Tormenta registrada el 9 y 10 de Enero 2007 en la que llovieron 92 mm en dos días consecutivos (Gentileza Sr. Fernando Zanoni). b) Sección de aforo del río Cuarto en el sector del Puente Olmos (SA1).

6.2.1.2. Arroyo Chucul: nace por afloramiento de agua subterránea en una depresión tectónica de llanura situada al Sur de la sierra de Las Peñas. En la zona estudiada se encuentra en tramos de cuenca media y baja. Se trata de un cauce de dirección O-E, controlado estructuralmente, de diseño meándrico de baja sinuosidad y luego de atravesar la falla Pampayasta-Alejandro Roca, interconecta el sistema de lagunas del complejo Lagunar La Felipa, en gran parte conducido artificialmente, hasta llegar a los bajos del Saladillo. Las canalizaciones realizadas potenciaron el drenaje de los humedales, a excepción de las lagunas La Felipa y Pagliero, que han sido alteadas (albardonadas) para mantener estos humedales como espacios de conservación y recreativos. Las obras implicaron reactivación del arroyo Chucul, por lo que el mismo presenta cabeceras de retroceso y tramos erosivos en las salidas controladas de ambas lagunas. Los aforos realizados en este arroyo entre 2002 y la actualidad, muestran caudales promedio del orden de 1,3 m³/s, con máximos de 3,8 m³/s y mínimos de 0,5 m³/s (base de datos Dpto. de Geología-UNRC). Para la fecha del



Figura 6.4. Sección de aforo del arroyo Chucul a la salida de la laguna Pagliero del sistema lagunar La Felipa (IA2).

monitoreo, a la salida de la laguna Pagliero (sistema lagunar La Felipa), los caudales medidos resultaron en el orden de $0,65 \text{ m}^3/\text{s}$ (Figuras 6.2 y 6.4).

6.2.1.3. Arroyo Carnerillo: nace por afloramiento del agua freática en un bajo tectónico, al Sureste de la localidad de Alcira Gigena. Su cauce posee un fuerte control estructural, y circula con dirección OSO-ENE, hasta la falla Pampayasta-Alejandro Roca, en la cual cambia su sentido a Noreste-Suroeste, hasta su confluencia con el arroyo Tegua, a partir de la cual nace el arroyo Chazón. El diseño del cauce, de ancho variable (3 - 5 m), es rectilíneo (Figura 6.5.), con algunos tramos sinuosos. Los aforos realizados en este arroyo desde el 2002 a la actualidad muestran un caudal promedio del orden de $1,1 \text{ m}^3/\text{s}$, con valores máximos de $2,2 \text{ m}^3/\text{s}$ y mínimos de $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$ (base de datos Dpto. Geología-UNRC, ver ubicación de la sección de aforo en la Figura 6.2).



Figura 6.5. Arroyo Carnerillo (A1).

6.2.1.4. Arroyo Tegua: nace por la confluencia de los arroyos El Cano (con nacientes en la Sas. de Comechingones), Mosuc Mayú (que nace en el pedemonte de las Sas de Comechingones) y El Barrial (con nacientes por afloramiento de freática en el valle de La Cruz). En la zona de estudio se desarrolla su cuenca media y baja, presentando un fuerte control estructural. El diseño del cauce es meandriforme y circula con dirección SE-NO hasta la falla Reducción-Del Chañar, a partir de la cual cambia a O-E hasta su antigua zona de derrames en la unidad geomorfológica "Depresión con sistemas de lagunas", desde donde es canalizado conectando las lagunas aquí presentes con dirección NO-SE hasta su confluencia con el arroyo Carnerillo para formar el arroyo Chazón. Las estadísticas hidrológicas de este arroyo, muestran un caudal promedio, para la serie 2002-2011 (base de datos del Dpto. de Geología-UNRC), de $0,76 \text{ m}^3/\text{s}$, con máximos de $2,1 \text{ m}^3/\text{s}$ y mínimos de $0,11 \text{ m}^3/\text{s}$ en la estación de aforo sobre la Ruta N° 36, kilómetros antes de su ingreso a la zona de estudio. Para la fecha del monitoreo se midieron, en la zona estudiada (Figuras 6.2 y 6.6), caudales del orden de $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$.



Figura 6.6. Mediciones de caudal en arroyo Tegua. 6 de Mayo de 2013 (A7).

6.2.1.5. Arroyo Chazón: nace por la confluencia de los arroyos Teguá y Carnerillo, próximo a la falla El Rastreador-Los Cisnes, desde donde circula controlado estructuralmente por la falla Chaito-Chazón, con dirección Noroeste-Sureste, hasta su área de derrames en la unidad geomorfológica "Planicie con drenaje araña", desde donde es canalizada hasta los Bañados del Saladillo. No se cuenta con mediciones anteriores de caudal para este arroyo pero para la fecha del relevamiento hidrológico se midió un caudal puntual de $5,2 \text{ m}^3/\text{s}$ (Figura 6.7).



Figura 6.7. Estación de aforo arroyo Chazón (A9).

6.2.1.6. Arroyo Cabral: ocupa un paleocanal del Río Tercero con ápice en la falla Pampayasta-Alejandro Roca. El sentido de circulación es NO-SE y en cuenca baja derrama sus aguas en la unidad geomorfológica "Planicie con drenaje araña" donde mediante canalizaciones que conectan las lagunas aquí presentes, termina en los Bañados del Saladillo. Según un registro del 1 de setiembre de 2009 (base de datos del Dpto. de Geología-UNRC, ver ubicación de la sección de aforo en la Figura 6.2), este arroyo posee un caudal del orden de $0,24 \text{ m}^3/\text{s}$. No se cuenta con este tipo de información para la fecha del relevamiento hidrogeológico.



Figura 6.8. Arroyo Cabral (A6).

6.2.2. CUERPOS DE AGUAS SUPERFCIALES: Lagunas permanentes y efímeras

En el área de estudio se censaron además, cuerpos de aguas superficiales permanentes y lagunas de régimen temporario o efímero, de diversas dimensiones, con el fin de analizar principalmente la vinculación entre ellas y su relación con el acuífero libre y con los sistemas profundos, cuyos resultados serán tratadas en detalle en los capítulos correspondientes (hidrodinámico e hidrogeoquímico).

El estudio de estos cuerpos lagunares permitió identificar tres orígenes diferentes, que se distinguen de acuerdo a su relación con los otros sistemas hidrológicos. De este modo se reconocen:

a) **Lagunas alimentadas por lluvias de régimen temporario o efímero:** poseen recarga sólo por aporte atmosférico, es decir por acumulación de agua de lluvia. Se

trata, en general, de cuerpos de pequeñas dimensiones alojados en bajos topográficos con fondos planos e impermeabilizados por la presencia de sedimentos finos, limo-arcillosos, por lo que el agua de lluvia que se acumula en estos sectores permanece por varios meses. Se observan principalmente durante la época de lluvias aunque algunas de ellas persisten parte del período seco (otoño-invierno).

b) Lagunas alimentadas por agua subterránea

b.1. Lagunas por afloramiento freático: son de régimen permanente y si bien también reciben el aporte del agua de lluvia, se destacan principalmente por el aporte del acuífero libre. Se trata en general de cuerpos de grandes dimensiones, generalmente asociadas a las áreas de descarga regional del agua subterránea, por lo que generan, en muchos casos, importantes zonas anegadas. Actualmente, muchas de estas lagunas, son drenadas a través de canales para destinar la tierra al cultivo.

b.2. Lagunas subsidiadas por perforaciones profundas surgentes: se trata de cuerpos lagunares abastecidos por agua subterránea procedente de los sistemas acuíferos confinados por medio de perforaciones de tipo surgente, en general muy antiguas (algunas de hasta 100 años), que por motivos culturales permanecen abiertas continuamente anegando grandes extensiones de campo. Estas áreas anegadas son bajos topográficos sacrificadas voluntariamente por temor a que si cierran las perforaciones dejen de surgir ("hidromitos"). Dado el subsidio, son de régimen permanente.

En la Figura 6.9 se muestra esquemáticamente la vinculación que tendrían estos cuerpos lagunares con los sistema acuíferos.

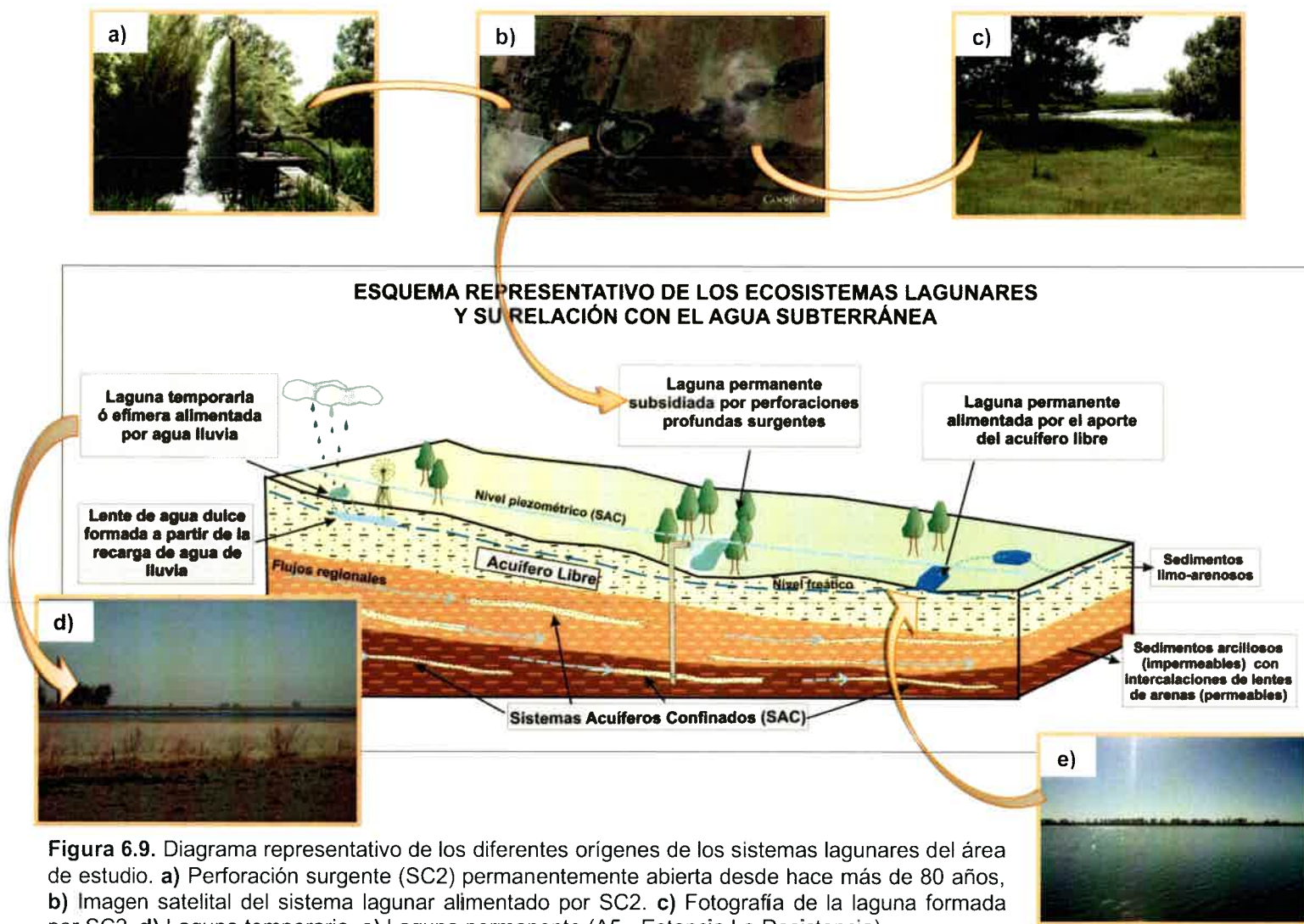


Figura 6.9. Diagrama representativo de los diferentes orígenes de los sistemas lagunares del área de estudio. a) Perforación surgente (SC2) permanentemente abierta desde hace más de 80 años, b) Imagen satelital del sistema lagunar alimentado por SC2. c) Fotografía de la laguna formada por SC2. d) Laguna temporaria. e) Laguna permanente (A5 - Estancia La Resistencia).



HIDROLITOLOGÍA E HIDROESTRATIGRAFÍA

7.1. HIDROLITOLOGÍA E HIDROESTRATIGRAFÍA REGIONAL

En Córdoba se distinguen dos grandes ambientes hidrogeológicos mayores subdivididos en subambientes menores (Figura 7.1) asociados estrechamente a la geomorfología, a las estructuras geológicas regionales, a las litologías, a las variaciones climáticas del Cuaternario y a eventos neotectónicos (Blarasin *et al.*, 2014). A continuación se describen las características principales de estos grandes ambientes para el Sur de la provincia, en función de la importancia que poseen en términos de funcionamiento hidrológico (zonas de recarga o descarga de acuíferos) y potenciales caudales de extracción y/o calidad de agua.

A.- Sistema Hidrogeológico de las Sierras de Córdoba: fundamentalmente integradas por un basamento plutónico-metamórfico (Precámbrico- Paleozoico inferior) que constituyen una macrounidad morfoestructural (N-S), definida por una sucesión de megabloques con marcada asimetría debido a la importante escarpa de falla en su borde occidental. Los megabloques, que descienden escalonadamente hacia la llanura, exhiben una morfología que refleja una larga y compleja historia denudativa (Carignano *et al.* 1999, Degiovanni, 2008, Carignano *et al.*, 2014), que aportó sedimentos a la llanura condicionando parcialmente el actual comportamiento hidrogeológico. Blarasin *et al.* (2014) la definen como una entidad hidrológica receptora y a la vez emisora de agua de vital importancia para el funcionamiento hidrogeológico ya que la mayoría de los ríos y arroyos que la drenan se infiltran al salir de la sierra y alimentan los acuíferos de piedemonte y llanuras onduladas cercanas. Dentro de este gran ambiente se distinguen: a) el **acuífero en medio fracturado** de conductividad hidráulica secundaria, variable en función del grado de fracturación del basamento, pero en general baja ($K \sim 10^{-5}$ a 1 m/d) y con caudales erogados pequeños (menores a 5 m³/h). b) el **acuífero en medio clástico en valles intermontanos**, constituido por sedimentos cuaternarios de diversas granulometrías, con K variables desde 1 a 50 m/d y caudales erogados bajos (1-5 m³/h) y c) el **acuífero en Pampas de alturas**, compuesto por sedimentos arenosos muy finos limosos de baja K (1-2 m/d), en general de escasa significación areal y poco espesor saturado, sin relevancia

económica directa, pero que actúan como zonas plenas de recarga aportando a arroyos colectores.

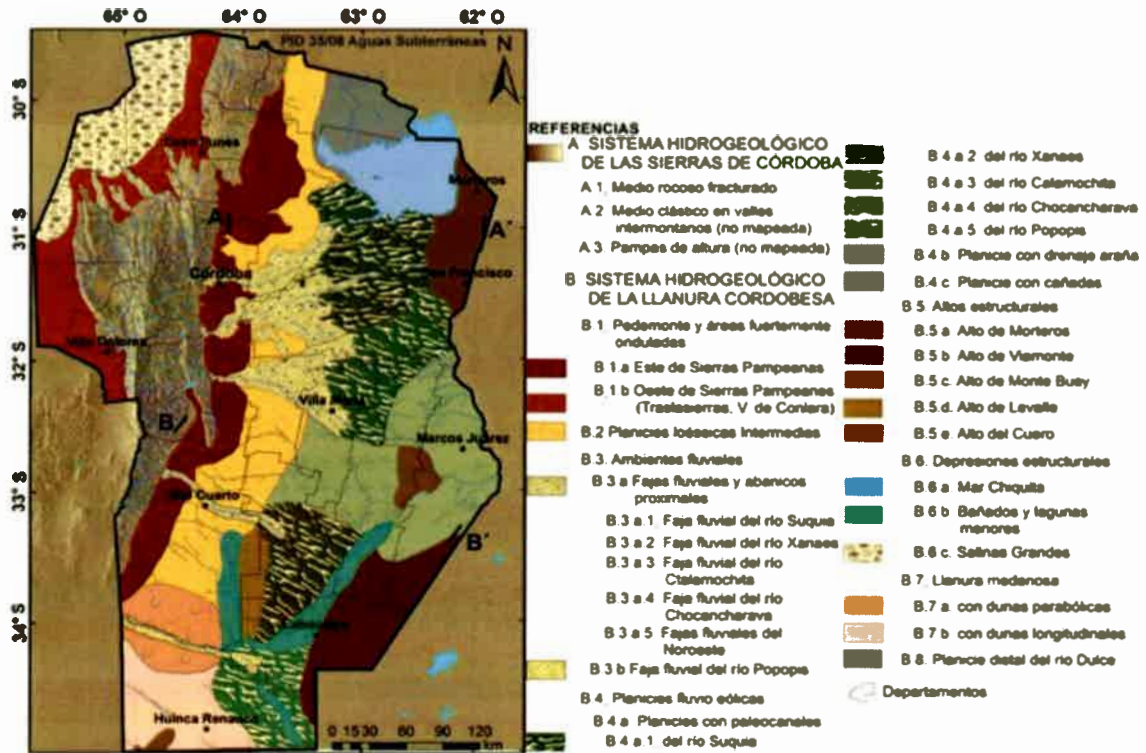


Figura 7.1. Unidades Hidrogeológicas del Sur de Córdoba. Fuente: Blarasin *et al.*, 2014

B.- Sistema Hidrogeológico de la Llanura: La llanura cordobesa es una planicie predominantemente agradacional, con variaciones de relieve relacionados a la presencia de bloques estructurales, algunos con probada actividad neotectónica (Sagripanti, 2006) y a las oscilaciones climáticas del Cuaternario, que posee mayor potencialidad hidrogeológica y relevancia económica-social que el sistema fracturado (Blarasin *et al.*, 2014). Los procesos sedimentarios que actuaron durante el Cenozoico han influido en la disposición, geometría (espesor y extensión areal) y características sedimentológicas (tamaño de grano, diagénesis, etc.) de las diferentes capas acuíferas (Cuadro 7.1), aspectos que condicionan su comportamiento hidráulico y geoquímico.

A nivel regional, el acuífero libre se aloja en sedimentos continentales (eólico, fluvial, y subordinadamente palustres), conocidos como sedimentos Pampeanos y Postpampeanos (Cuadro 7.1 y Figura 7.2) y varía su espesor desde pocos metros, en proximidades de la sierra (por la cercanía del basamento), hasta 80-100 m hacia el Este de la llanura. Los materiales de mejor aptitud acuífera, con alta K (5 a más de 50 m/d) y alta transmisividad (T de 100 a 4.000 m²/d), están fundamentalmente vinculados a las fajas fluviales más importantes (Formaciones Chocancharava, Las Lajas y otros depósitos más profundos sin denominación formal), en las que abundan

perforaciones que erogan importantes caudales (50-100 m³/h). El acuífero libre desarrollado en el resto de los materiales, eólicos y aluviales finos, posee características pobres, con menores valores de K (10⁻³ a 1 m/d, localmente hasta 5 m/d) y T (Formaciones La Invernada, Laguna Oscura, Reducción, Pampiano, etc.), y en el que las perforaciones poseen rendimientos más bajos (menores a 40 m³/h).

En casi toda la llanura, por debajo de los 80-100 m de profundidad, existen acuíferos confinados de sedimentos arenosos y areno-gravosos, con techos y bases de materiales más impermeables que le otorgan confinamiento variable (Cuadro 7.1 y Figura 7.2). Entre los más conocidos, y más someros (80 a 120 m de profundidad), se encuentra el acuífero conformado por las llamadas "arenas Puelches" (Sistema Acuífero Confinado B ó SAC B), muy explotadas en el Noreste provincial, compuesto por arenas medias a finas de origen fluvial, cuarzosas, redondeadas y bien seleccionadas, identificadas y cuyo techo es una capa de arcillas varicolores. En el Sudeste provincial, las típicas "arenas Puelches" no han sido reconocidas sino que los acuíferos confinados más someros, semiconfinados localmente, pueden estar constituidos por sedimentos considerados equivalentes a éstas (Figura 7.2), y están representados por paleocauces cubiertos por depósitos eólicos parcialmente

EDAD	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	UNIDADES HIDROESTRATIGRÁFICAS	UNIDADES HIDROLITOLÓGICAS
	NORTE y SUR CORDOBA		
CUATERNARIO	Holoceno superior	EPIPARANIANO	ACUÍFERO LIBRE (espesor variable hasta 80-100m)
	Holoceno medio		
	Holoceno bajo- Pleistoceno superior		
	Pleistoceno superior		
	Pleistoceno medio a superior		
	Pleistoceno bajo		
NEÓGENO	Plioceno	PARANIANO	ACUÍFEROS CONFINADOS (capas acuíferas intercaladas con capas acuitardas o acuitudas de diferente espesor, hasta profundidades de 450 m)
	Mioceno medio-superior		
PALEOGENO	Eoceno	HIPOPARANIANO	

Cuadro 7.1. Síntesis hidroestratigráfica de la llanura cordobesa (Fuente: Blarasin et al., 2014)

cementados (que actúan como capa acuitarda). Las perforaciones que captan agua de estos sistemas más someros poseen surgencias que, en general, no superan la superficie del terreno.

En toda la llanura provincial, a mayor profundidad, en general por debajo de los 100-150 m, pueden distinguirse dos ambientes diferentes de sedimentación, de origen continental y marino (Renz 1993; Gomez 1995; Blarasin, 2003; Blarasin *et al.*, 2014), en cuyos sedimentos, de edad cuaternaria inferior-neógena superior, se desarrollan acuíferos con mayor grado de confinamiento (Cuadro 7.1 y Figura 7.2). Los sedimentos de origen continental se ubican al Oeste (Figura 3.6), reciben el nombre de Formación Tigre Muerto al Sur de la provincia (Blarasin, 2003) y se trata de capas acuíferas arenosas y areno-gravosas de variable espesor (5-10 m) que intercalan entre potentes paquetes de limos y arcillas ocráceas (Sistema Acuífero Confinado A ó SAC A). La K asignada a estos materiales es del orden de 10-100 m/d y los caudales de explotación varían entre 2-50 m³/h (Cabrera, 2009; Cabrera *et al.*, 2010; Blarasin *et al.*, 2014). Al Norte, reciben el nombre de Formación Santiago Temple, compuesta principalmente por depósitos fluviales gruesos que hacia el Este disminuyen de espesor y de granulometría. En ambos casos, al Norte y Sur de la provincia, aumenta el grado de confinamiento en ese sentido. En la parte oriental del territorio provincial

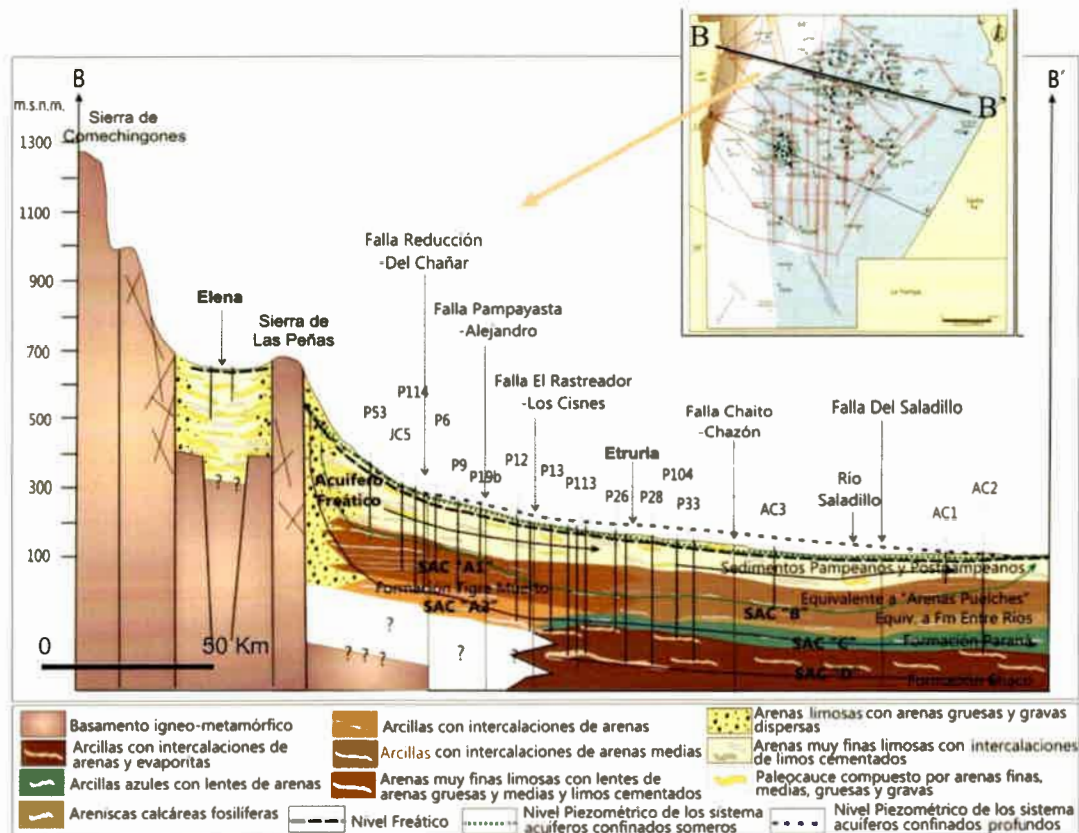


Figura 7.2. Perfil Hidrogeológico Regional – Sur de Córdoba. Perfil B-B'. Fuente: Blarasin *et al.*, 2014.

yacen los sedimentos correspondientes a antiguas ingresiones marinas (Figura 3.6) correspondientes a la Formación Paraná (SAC C). Los espesores de las capas acuíferas en esta formación son pequeños (Renz, 1993; Blarasin *et al.*, 2000; Maldonado, 2013), del orden de 5 m. Por debajo de la Formación Paraná (SAC C) y a más de 300 m de profundidad, se explotan en algunos sectores capas acuíferas en sedimentos continentales, asignado con dudas a la Formación Chaco (SAC D) (Cuadro 7.1 y Figura 7.2). Las K asignadas para los SAC C y D son del orden de 1-5 m/d (Maldonado *et al.*, 2014), la que disminuye por el grado de diagénesis a las profundidades a las que yacen y los caudales de explotación son pequeños, en el orden de 2-5 m³/h.

7.2. HIDROLITOLOGÍA E HIDROESTRATIGRAFÍA LOCAL

El análisis de las características hidrolíticas e hidroestratigráficas de los materiales, tanto aflorantes como aquellos más profundos, se expone por medio de los perfiles hidrogeológicos obtenidos para la zona (ya mostrados en la geología local) y reinterpretados en función de la posibilidad para recibir, alojar y transmitir el agua (Figuras 7.4, 7.5 y 7.6, ver ubicación en Figura 3.11). Este análisis permitió definir que las principales formaciones geológicas identificadas, conforman sistemas acuíferos multiunitarios de delgadas capas acuíferas intercaladas con importantes espesores de capas acuitardadas o acuícludas. A los fines descriptivos y para su fácil identificación se decidió llamar sistema acuífero confinado (SAC) a cada paquete.

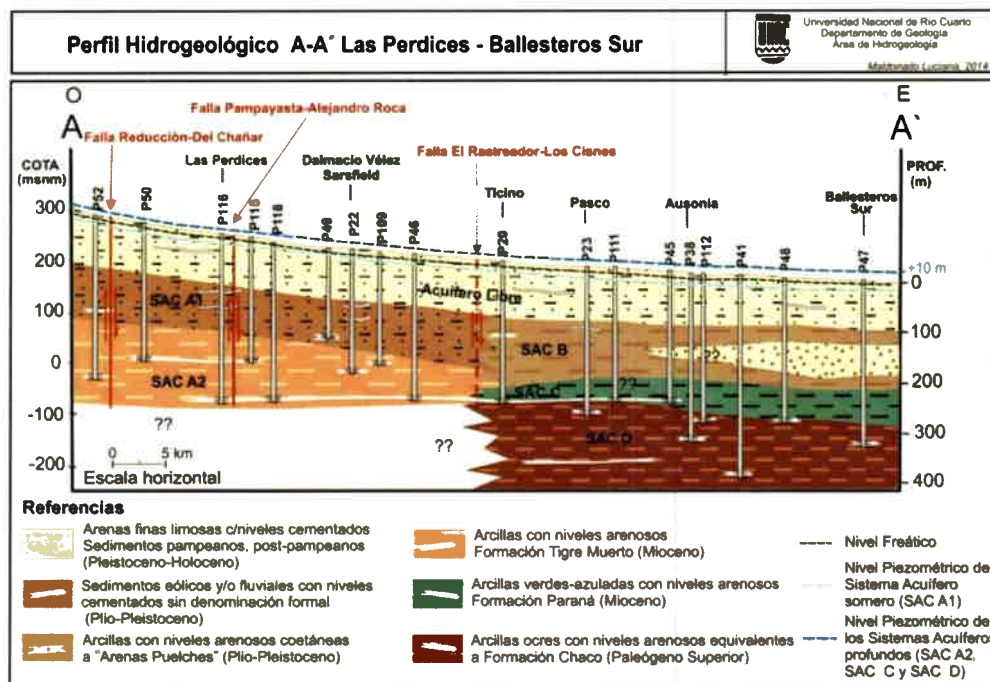


Figura 7.4. Perfil Hidrogeológico A-A'.

El análisis de los perfiles permitió definir las columnas hidroestratigráficas, en concordancia con lo interpretado a nivel regional (Figura 7.7). Si bien se cuenta con mucha información de algunos sectores, de otros hay muy pocos datos, lo que ocasiona ciertas dificultades al momento de correlacionar los niveles acuíferos, motivo por el cual, como ya se ha explicado, a la columna hidroestratigráfica realizada se le han asignado edades y comportamientos hidráulicos con incertidumbre.

El acuífero libre definido hasta aproximadamente los 80 - 100 m de profundidad es muy heterogéneo y está conformado principalmente por sedimentos cuaternarios limosos y arenosos muy finos con diferente grado de cementación carbonática, asociado especialmente a los sedimentos de la Formación Laguna Oscura y la Formación La Invernada, y localmente, por sedimentos arenosos finos, medios y gruesos y gravosos, vinculados a las fajas fluviales, especialmente a la del río Cuarto (Formación Chocancharava, Las Lajas, Reducción y otros más profundos sin denominación formal). Estos materiales representan la alternancia de ciclos húmedos y secos que determinan la actividad fluvial y eólica que caracterizó a la zona durante el Cuaternario. Se han estimado a partir de los antecedentes geológicos e hidráulicos de la región (Blarasin, 2003) valores de conductividad hidráulica (K) del orden de 1 m/d para los sedimentos eólicos y de 7-20 m/d para los fluviales. La base de este acuífero está conformada por materiales acuícludos (arcillas) y, en algunas zonas, por materiales acuitardos (limo-arcillosos).

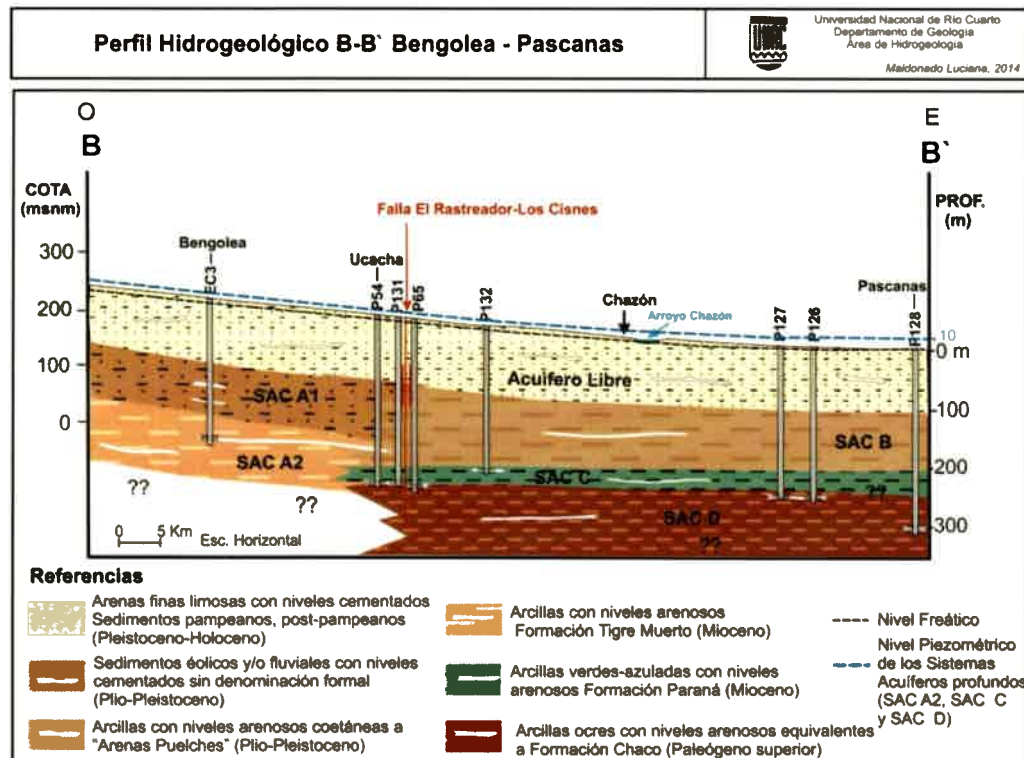


Figura 7.5. Perfil Hidrogeológico B-B'.

A partir de los 120 m y hasta los 390 m de profundidad los diferentes niveles acuíferos encontrados, están constituidos principalmente por materiales arenogravosos de distintas permeabilidades, cuyos techos y bases están conformados por importantes paquetes de materiales finos (arcillas y limo-arcillas) que les otorgan diferentes grados de confinamiento. En función de ello, y en concordancia con lo interpretado a nivel regional, se definieron 2 grandes sistemas acuíferos (someros y profundos) para los que se interpretan distinto grado de confinamiento, debido fundamentalmente a la profundidad donde se alojan, materiales que los confinan y a las características hidráulicas observadas. Para estas profundidades se decidió distinguir dos columnas hidroestratigráficas típicas para la zona (Figura 7.7), diferenciadas espacialmente a partir de la estructura regional N-S, El Rastreador-Los Cisnes.

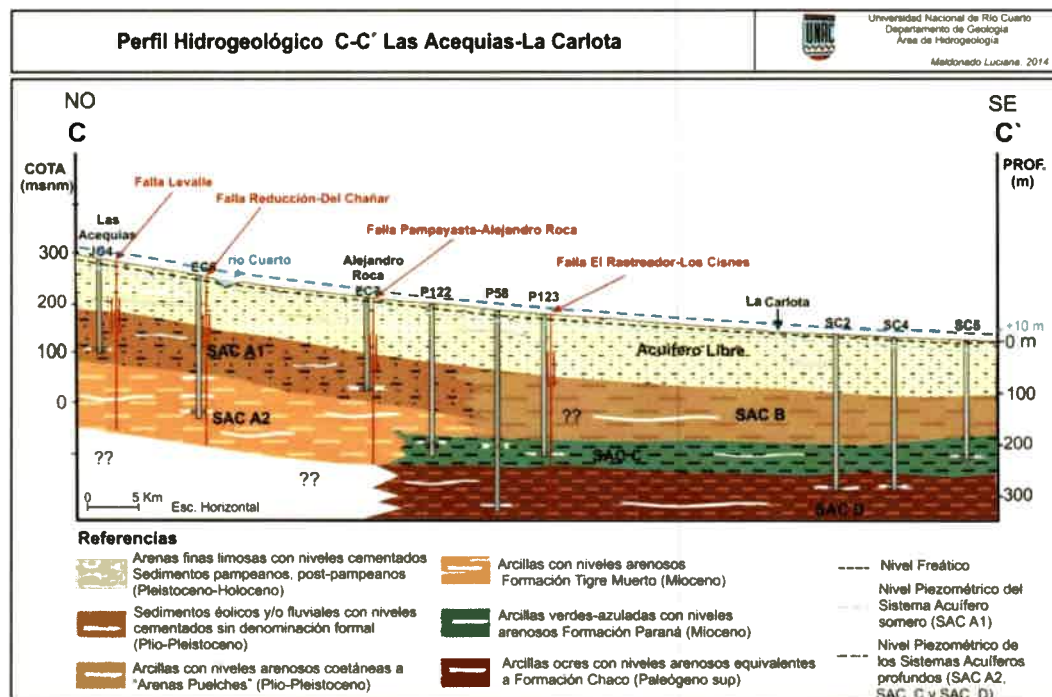


Figura 7.6. Perfil Hidrogeológico C-C'.

Al Oeste de la falla El Rastreador-Los Cisnes, los materiales que forman estos sistemas profundos (tanto las capas de arenas como las arcillas que confinan) son de origen continental y corresponden, los más someros alojados entre los 120-190 m de profundidad y denominado como SAC A1, sin denominación formal, mientras que los más profundos (250 m y 330 m de profundidad) se asignaron a los sedimentos de la Formación Tigre Muerto del Neógeno superior, relacionados a sedimentación eólica y fluvial proveniente de la zona periserrana (Blarasin, 2003), a los que se denominó SAC A2, en concordancia con lo descrito a nivel regional.

Al Este de la estructura El Rastreador-Los Cisnes, la columna litoestratigráfica muestra que los sistemas acuíferos más someros, denominados SAC B, se alojan en los sedimentos que podrían asumirse como similares a la Formación Ituzaingó-Arenas Puelches del Plioceno superior, si se tiene en cuenta lo que sucede en el Norte de Córdoba (Aguirre, 2013). Sin embargo, en la zona estudiada, dominan sedimentos muy finos, predominantemente eólicos, por lo que prevalecen dudas en relación al origen y nombre formacional. Cabe mencionar que en el caso de SAC B, si bien se cuenta con información litológica que permitió realizar estas consideraciones, no se dispone de datos hidráulicos ni hidroquímicos, ya que estas capas no han sido habilitadas por las captaciones censadas.

Los sistemas más profundos se alojan en la Formación Paraná (SAC C, entre los 250-300 m de profundidad) y en la Formación Chaco, del Eoceno-Mioceno inferior (SAC D, a más de 300 m de profundidad).

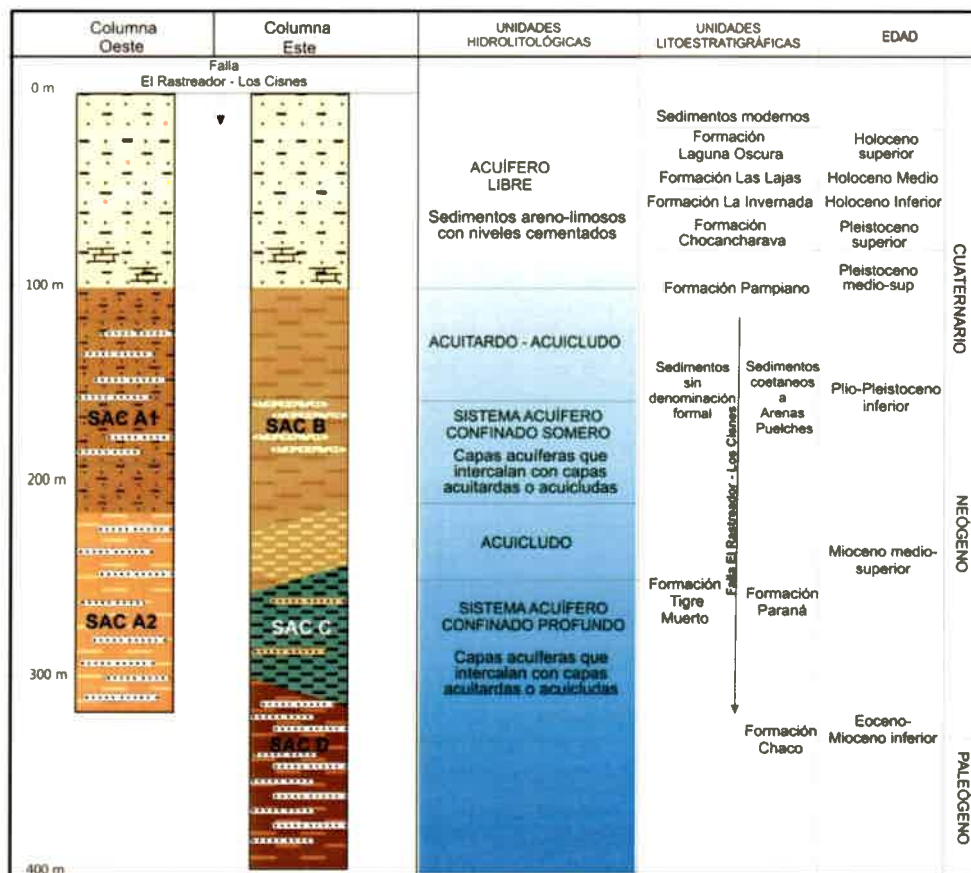


Figura 7.7. Columnas Hidroestratigráficas elaboradas para la zona de estudio.

Se asume que los sistemas confinados más profundos poseen un mayor grado de confinamiento por yacer a mayores profundidades, por el aumento en el espesor de los sedimentos netamente arcillosos que actúan como techos y por las cargas hidráulicas observadas (aspecto que se verá en el capítulo hidrodinámico). Sin

embargo, en el sistema SAC A2, se distinguen variaciones en cuanto a la granulometría de los materiales que actúan como techo, encontrándose, al Noroeste del área, que los mismos son materiales limo-arcillosos.

Respecto a los caudales de explotación de estos acuíferos, son muy variables. En general, son del orden de 1 a 40 m³/h, excepto en aquellas perforaciones destinadas para riego, en las que se han determinado caudales entre 100 y 390 m³/h (JC1, JC2, P11c) o en algunas perforaciones municipales utilizadas para la red domiciliaria, en las que se han medido caudales de 80 – 140 m³/h (Figura 7.8).

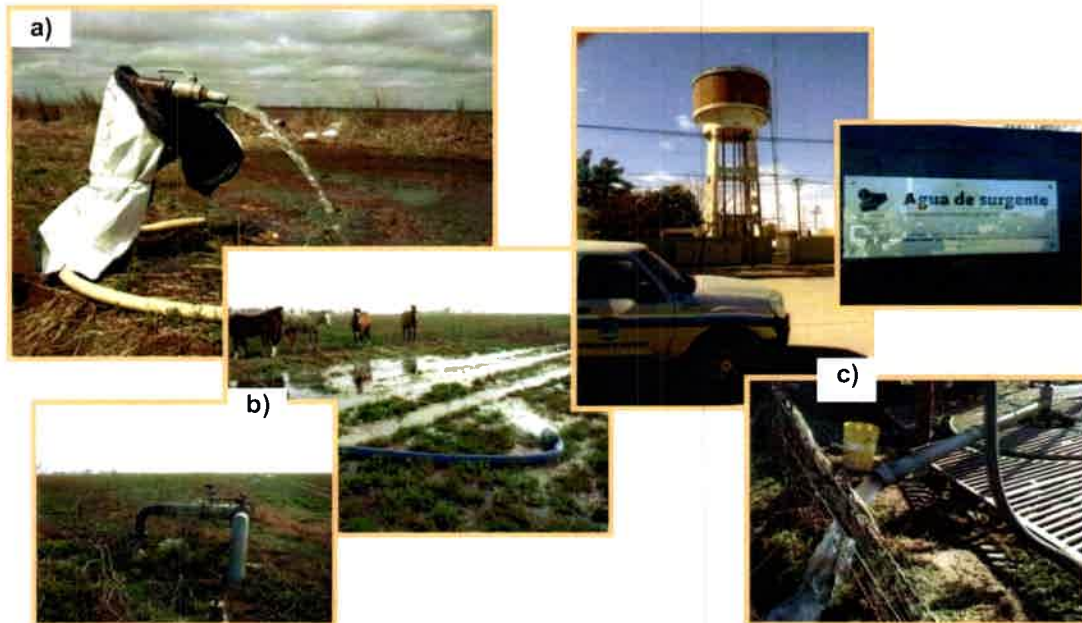


Figura 7.8. Caudales de servicio de perforaciones que captan de los sistemas acuíferos confinados: **a)** Perforación usada para consumo ganadero. **b)** Perforación usada para riego. **c)** Perforaciones municipales.

Las características granulométricas de los sistemas acuíferos confinados muestran que se tratan de materiales arenosos y areno-gravosos, lo que indicaría valores de conductividad hidráulica (K) superiores a las del acuífero libre. Sin embargo, los valores de transmisividad (T) se encuentran acotados dado que, como se indicara, los acuíferos son multicapa, constituidos por lentes cuyos espesores no son tan importantes. Distintos autores reconocen que un rasgo distintivo de la K es su gran variabilidad espacial. Freeze y Cherry (1979), Escuder *et al.*, (2009), consideran que este parámetro es la propiedad natural cuyos valores abarcan más órdenes de magnitud. Byers y Stephens (1983) afirman que la K posee una variación de varios órdenes de magnitud aún en una única formación. Debido a ello, si bien para los depósitos no consolidados, la porosidad (p) y la K pueden estimarse mediante tablas, debe considerarse que se cometen errores en estas estimaciones, que por lo que manifiestan estos autores, en la p es mucho más pequeño que el que se puede

cometer en las estimaciones de K, ya que los rangos de variación para estos parámetros son muy distintos. Por ejemplo hay evidencias que muestran que la p puede variar para los distintos sedimentos de 0,01 a 0,5-0,6 (50-60 veces mayor) pero las variaciones de K son mayores, desde 10^{-3} a 10^{-4} m/d hasta 10^3 o 10^4 m/d, es decir, 10^8 veces superior. Además, para un mismo sedimento, se debe considerar que el propio empaquetamiento de las partículas en profundidad, puede conducir a variaciones de este parámetro en varios órdenes de magnitud por efecto de la presión que soporta debido al peso de la columna hidrolitológica que lo suprayace. Por tal motivo, se decidió asignar los valores de K, utilizando, además de los antecedentes del área (Blarasin, 2003; Cabrera, 2009) y las tablas (Custodio y Llamas, 1983 y Dürbaum, 1963, en Custodio y Llamas, 1996), métodos empíricos seleccionados en función de las características del medio. De los métodos presentados en Pérez (2007), se eligieron para este caso en particular las siguientes fórmulas: *Fórmula de Sheelheim*, *Fórmula de Slichter* y el *Perfil Granométrico Porcentual (PGP) de Fili y Kolomi* (1982). La primera relaciona la K con el tamaño medio del grano (Schafmeister, 2006). La *fórmula de Slichter*, es válida, principalmente, para materiales de alto coeficiente de uniformidad y diámetro efectivo entre 0,01 y 5 mm. Además, incluye en su fórmula otros parámetros como la porosidad y la temperatura. El *PGP de Fili y Kolomi* (1982), utiliza los datos granulométricos, para lo cual se definen tres componentes porcentuales (A, B y C) que luego se trasladan a un diagrama triangular. El componente A queda representado por la fracción limo-arcillosa (pasante tamiz 230), el B por la fracción arena fina y muy fina (pasante tamiz 60 y retenida en tamiz 230) y el C por la fracción arena media a gruesa (pasante tamiz 5 y retenida en tamiz 60). Con estos valores, se determina un punto dentro de alguna de las zonas que componen el triángulo, las cuales tienen asignado un valor de conductividad hidráulica. El diagrama triangular seleccionado (Figura 7.9) se basa en el propuesto por USDA (United States Departement of Agriculture) adaptado por Fili y Kolomi (1982).

La aplicación de estos métodos sólo se pudo realizar para dos muestras de SAC A1 y una del SAC A2, ya que sólo se cuenta con el análisis granulométrico de estos sistemas. En el caso de SAC C, al no disponer de muestra de sedimentos, se estimaron K a partir de tablas en función del estudio de antecedentes y la comunicación verbal de los profesionales perforistas. Para SAC D, se contó además con una pequeña cantidad de material a la cual se le realizó una descripción macroscópica del sedimento.

En la Tabla 7.1 se presentan los resultados obtenidos en la estimación de K por las distintas metodologías empleadas, y se determina cuál de ellos es más representativo de los sistemas acuíferos confinados.

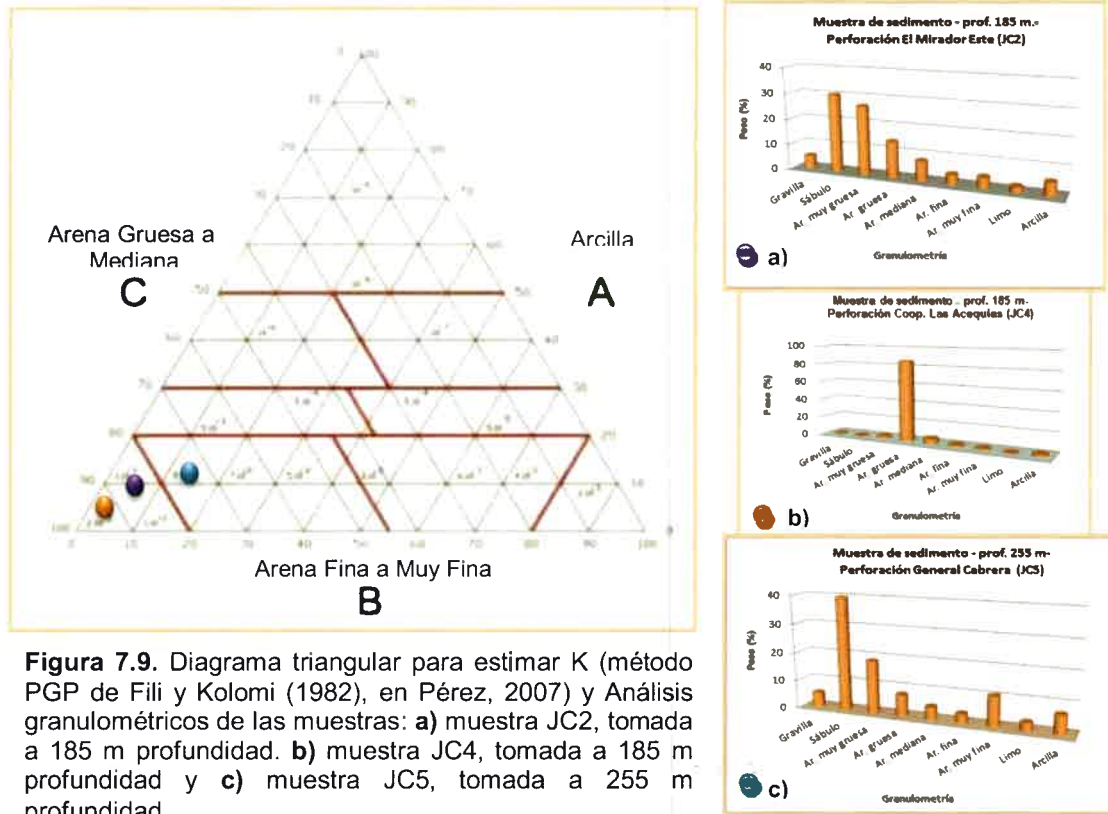


Figura 7.9. Diagrama triangular para estimar K (método PGP de Fili y Kolomi (1982), en Pérez, 2007) y Análisis granulométricos de las muestras: **a)** muestra JC2, tomada a 185 m profundidad. **b)** muestra JC4, tomada a 185 m profundidad y **c)** muestra JC5, tomada a 255 m profundidad.

Tabla 7.1. Conductividad hidráulica estimada por métodos empíricos.

Sist. (SAC)	Muestra	Prof (m)	Moda dominante	Custodio y Llamas (m/d)	Dürbaum (m/d)	Sheelheim (m/d)	Slichter (m/d)	Fili y Kolomi (m/d)	K final (m/d)
A1	JC2	185	Sb-AMGr (*)	5-100	15-150	51,4	0,05	3,6	5-30
A1	JC4	185	AGr (*)	5-100	1-100	3,2	0,54	3,6	5-30
A2	JC5	255	Sb-AMGr (*)	5-100	15-150	51,4	0,03	2,5	5-10
C	P131	280	AF (***)	1-100	5-50	----	----	----	1-5
D	P133	385	AM-AGr (**)	1-100	5-50	----	----	----	1-2

AF= Arena Fina AM= Arena Media AGr= Arena Gruesa AMGr= Arena Muy Gruesa Sb=Sábulo

(*): muestra de sedimentos con análisis granulométrico

(**): estimación de K a partir de la descripción macroscópica de muestra de sedimento

(***): estimación de K a partir de descripciones antecedentes

De este modo, las K determinadas para SAC A1 y A2 mediante los métodos empíricos varían entre 0,03 y 51,4 m/d, mientras que las estimadas con tablas presentan un rango mucho mayor (1-150 m/d) (Tabla 7.1). La fórmula de Slichter es la que arroja los valores de K más bajos (0,03 a 0,54 m/d), mientras que la de Sheelheim alcanza valores de 3 a 51 m/d. Con el PGP de Fili y Kolomi (1982), se obtuvieron valores intermedios, entre 2 a 4 m/d. Se considera que de los métodos empleados, el propuesto por Fili y Kolomi (1982) con el método PGP, sería el más apropiado para evaluar las K de estos sistemas, ya que considera las fracciones finas que son las que



justamente disminuyen este parámetro. Así, se ha decidido considerar, para los sistemas acuíferos SAC A1 valores de K que varían entre 5 y 30 m/d, y para SAC A2, K del orden de 5 a 10 m/d, considerándose por lo tanto los valores más bajos de los rangos estimados con tablas, que a su vez incluyen a los determinados por los métodos empíricos. En función de los resultados obtenidos para los sistemas que cuentan con análisis granulométricos, se decidió asumir para los sistemas más profundos, SAC C y SAC D, y considerando disminuciones de este parámetro debido al confinamiento que sufren, valores de K del orden de 1 a 5 m/d y de 1 a 2 m/d, respectivamente.

HIDRODINÁMICA

8.1. HIDRODINÁMICA REGIONAL

Para el Sur de Córdoba el principal condicionante en la dinámica del agua subterránea está dado por la configuración geológica-geomorfológica, definida por bloques estructurales basculados al Este-Sudeste. Estos bloques definen un relieve característico y consecuentemente áreas de recarga y descarga de agua, lo que sumado a aspectos litológicos condiciona los procesos químicos (disolución-precipitación, óxido-reducción, hidrólisis, hidratación, intercambio de bases, ataque ácido), físicos (lubricación y modificación de la presión de poros) y cinéticos (transporte de agua, calor y materia ácuea y no ácuea) que tienen lugar cuando se establece la interacción agua, materiales (roca, sedimentos) y gases disueltos en la solución (Blarasin, 2003, Blarasin *et al.*, 2014).

Las curvas potenciométricas para el acuífero libre a nivel provincial muestran un flujo radial divergente desde las sierras y hacia la periferia, indicando que la zona de recarga neta regional es el ámbito serrano-pedemontano (Blarasin *et al.*, 2014) (Figura 8.1). En el Sur provincial dominan las direcciones de flujo noroeste-sudeste, con descargas parciales en los bañados del Tigre Muerto, lagunas Santa Ana-La Chanchera-bañados del Saladillo y lagunas de Bouchardo. Los gradientes hidráulicos de este sistema, fuertemente condicionados por la topografía, son variables, encontrándose los más altos (5,0 - 4,0 %) en la faja pedemontana y los más

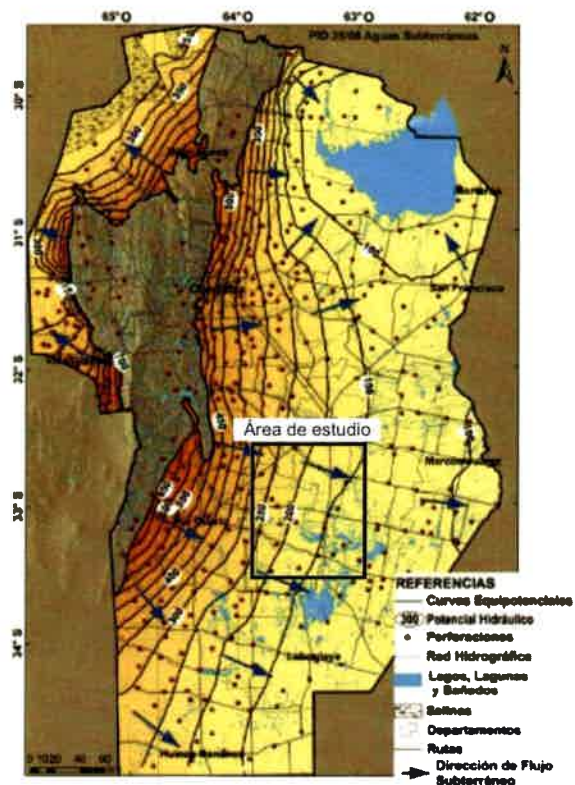


Figura 8.1. Mapa equipotencial del acuífero libre para Córdoba. Fuente: Blarasin *et al.*, 2014.

bajos (del orden de 0,07 %) en las llanuras más tendidas y áreas mal drenadas. La velocidad real del agua subterránea, condicionada además por las litologías, adopta valores estimados de 2 m/d a 1×10^{-3} m/d.

Por otro lado, y tal como ocurre en todos aquellos sistemas de flujo de agua subterránea, en regiones con relieve ondulado, se observa una jerarquización de los flujos de agua (Tóth, 1999) lo que permite distinguir niveles locales, intermedios y regionales (Blarasin, 2003), (Figura 8.2). Los efectos típicos resultantes de esta jerarquización de flujos genera, entre otros aspectos, flujos descendentes en áreas de recarga y ascendentes en las de descarga, apareciendo en estas últimas bañados y lagunas (Blarasin *et al.*, 2014) y cambios en la evolución del agua (tanto en vectores horizontales como en los verticales), éstos últimos aspectos se tratarán con mayor detalle en los capítulos correspondientes.

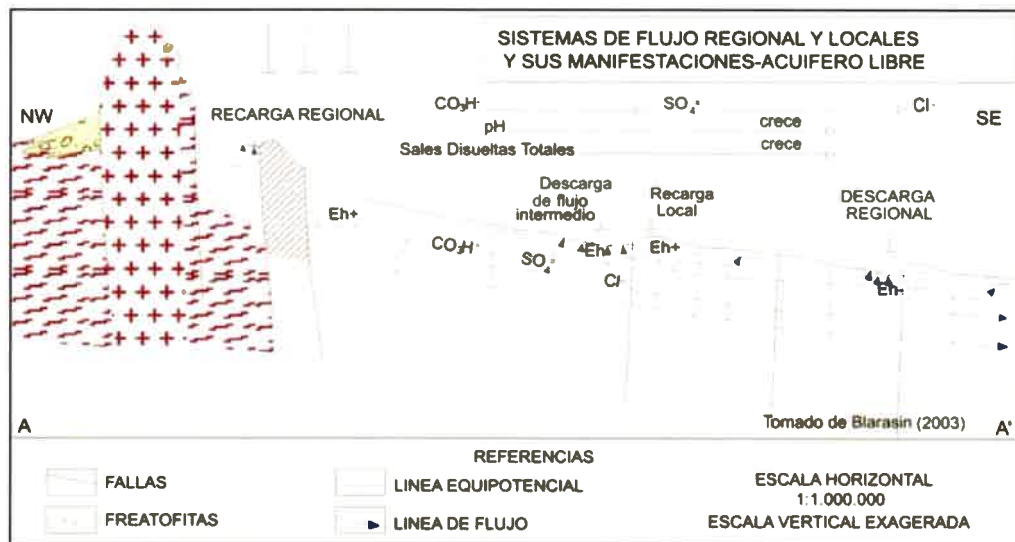


Figura 8.2. Jerarquización de los sistemas de flujo regionales y locales para el acuífero libre al Sur de Córdoba. Fuente: Blarasin (2003).

Conocer el espesor de la zona no saturada (ZNS) es fundamental para múltiples actividades y procesos (perforación de pozos, migración de contaminantes, recarga del acuífero, entre otros). En Córdoba (Figura 8.3), las mayores profundidades de ZNS (60 y 150 m) se dan en el piedemonte y disminuyen gradualmente hacia el Este de la llanura oriental llegando a aflorar al Sur-Sureste en el entorno de numerosos humedales (bañados del Tigre Muerto, bañados del Saladillo, etc.), aunque en los altos de Viamonte y Levalle, retoma valores de 2 a 10 m y de hasta 50 m, respectivamente (Blarasin *et al.*, 2014). Se destacan variaciones del nivel freático en función del ritmo de precipitaciones, mostrando en general una fluctuación temporal similar a ellas (Blarasin, 2003; Blarasin *et al.*, 2011). Los relevamientos hidrogeológicos en diferentes sectores (Blarasin *et al.*, 2005b; Blarasin *et al.*, 2011), muestran ascensos graduales y persistentes de los niveles freáticos en numerosas

áreas del Sur provincial, de hasta 10 m en los últimos 40 años, a pesar que hubo ciclos muy secos (1995-1997, 2003-2006 y 2009-2011).

Los **sistemas acuíferos confinados** han sido menos estudiados que el freático y su funcionamiento sólo es conocido parcialmente (Renz, 1993; Cabrera, 2009). En la actualidad con la información generada por el Grupo de Hidrogeología de la UNRC a través de proyectos de investigación, se ha podido integrar la información para todo el Sur provincial. En general, las perforaciones que captan de las capas acuíferas confinados (entre 150-450 m) son surgentes, con alturas de surgencia variables (entre 1 y 15 m) para los distintos niveles de confinamiento y posición respecto de las sierras (Blarasin, 2003; Cabrera, 2009; Maldonado, 2013), aunque en la perforación realizada en 1993 para la Municipalidad de Etruria, que explota la capa ubicada entre 378 y 384 m, se midió una surgencia de 60 m (Renz *com. pers.*). Se destaca que en las perforaciones más antiguas (más de 60 años) se observan pérdidas en los niveles de surgencia, en algunos casos de más de 20 m, debido a incrustación en las propias cañerías y en algunos casos por extracción persistente (Figura 8.4).

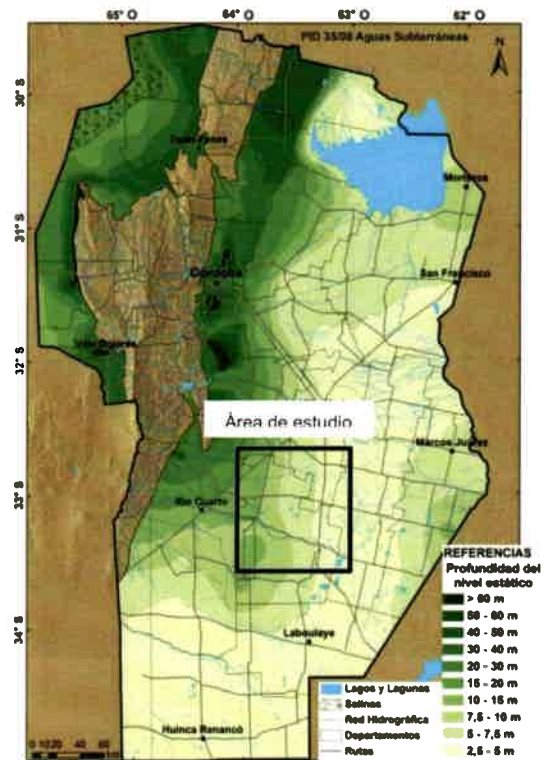


Figura 8.3. Mapa de líneas de isopropundidad del nivel freático para Córdoba. Fuente: Blarasin *et al.*, 2014.



Figura 8.4. Incrustaciones en perforaciones que captan agua de los sistemas acuíferos confinados del Sur de Córdoba: **a)** incrustaciones en el exterior de la cañería. **b)** incrustaciones en el interior de la perforación (imagen obtenida de filmación del interior de una perforación, gentileza Renz, 2013)

En función de los datos obtenidos hasta el momento, se pudo redefinir el área de surgencia delimitada por Blarasin (2003). De este modo la información generada actualmente (PID 35/08) permitió correr unos pocos kilómetros hacia el Oeste el límite occidental del área de surgencia (Figura 8.5).

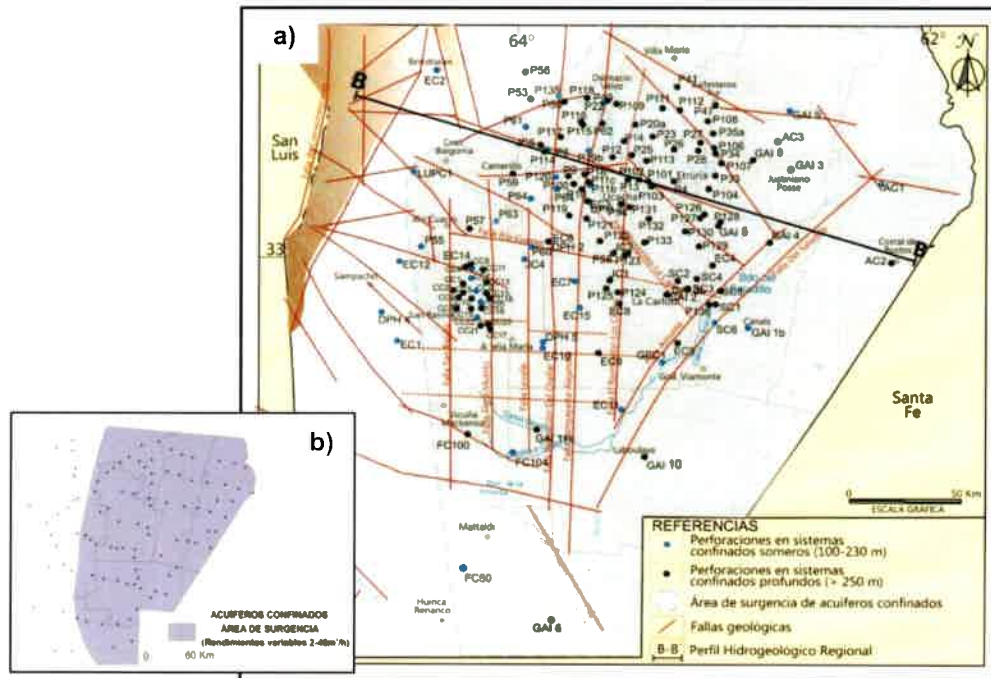
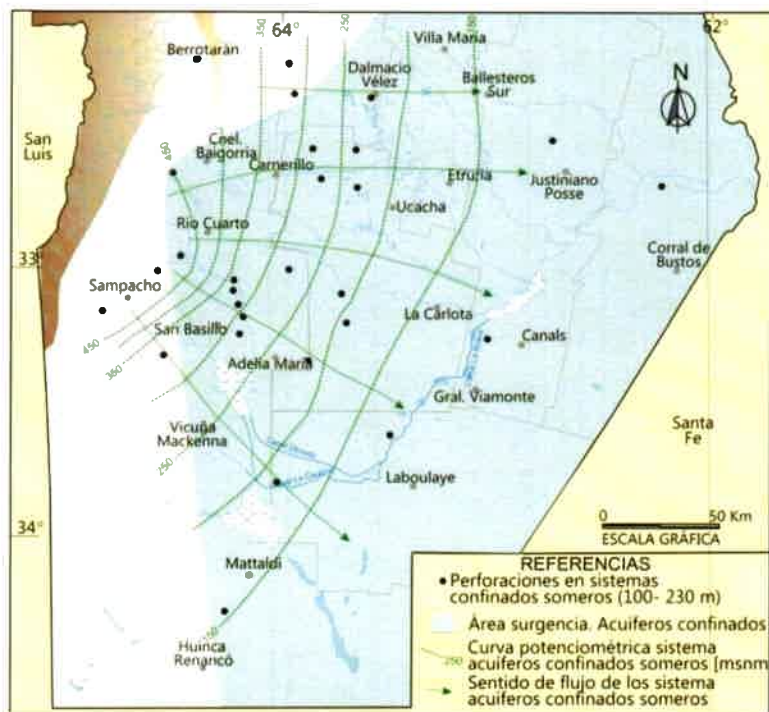


Figura 8.5. a) Área de surgencia de acuíferos confinados definida para el Sur de Córdoba. b) Área de surgencia definida por Blarasin (2003) para el Sur de Córdoba.

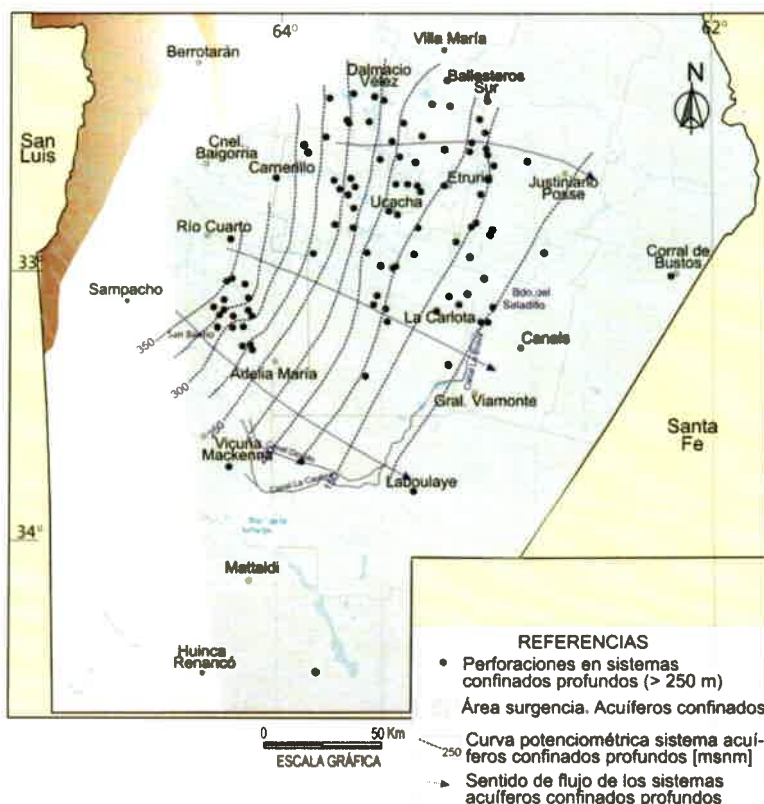
Además, la información obtenida hasta el momento para el Sur provincial permitió definir tentativamente las curvas isopiezas de los sistemas confinados someros y profundos (Figuras 8.6 y 8.7). Si bien, la dirección de flujo del agua en estos sistemas confinados es variable según la capa acuífera y la zona evaluada, se observa, en general, una correspondencia importante con las direcciones de flujo del acuífero libre (Blarasin *et al.*, 2014). En ambos sistemas se observa, del mismo modo que en el sistema libre, un flujo radial divergente respecto a las sierras, lo que indicaría también al ámbito pedemontano como la zona de recarga neta regional de estas capas acuíferas confinadas y sentido de circulación general Noroeste-Sudeste. La diferencia entre los sistemas confinados (someros y profundos), radica en los cambios de gradientes hidráulicos y velocidades de circulación que poseen, principalmente en proximidades del pedemonte. Para el **sistema confinado somero** (SAC A1) (Figura 8.6), se observa un cambio muy notorio, tanto en los gradientes hidráulicos como en las velocidades de circulación, entre el sector pedemontano (al Oeste) y la llanura (al Este). De este modo, al Oeste, los gradientes son del orden de 0,6 % y las velocidades de circulación de 0,36 m/d ($K \sim 15$ m/d y $\rho \sim 25\%$), mientras que hacia el Este provincial, los valores disminuyen al orden de 0,05 % y de 0,03 m/d, respectivamente. En cambio, el **sistema confinado profundo** (SAC A2, SAC C y SAC D) (Figura 8.7),

no muestra variaciones tan marcadas. Al Oeste, los gradientes hidráulicos son del orden de 0,3 % y las velocidades de circulación del orden de 0,08 m/d, mientras que al Este son levemente inferiores, de 0,1% y 0,03 m/d, respectivamente ($K \sim 5$ m/d y $\rho \sim 20\%$).

**Figura 8.6.**

Mapa piezométrico del sistema acuífero confinado somero (SAC A1). Sur de Córdoba.

Fuente: Blarasin *et al.*, 2014.

**Figura 8.7.** Mapa piezométrico del sistema acuífero confinado profundo (SAC A2, C y D). Sur de Córdoba.

Fuente: Blarasin *et al.*, 2014.

8.2. HIDRODINÁMICA LOCAL

8.2.1 HIDRODINÁMICA DEL ACUÍFERO LIBRE

La morfología de la superficie freática es suavemente ondulada (Figura 8.8), con direcciones de circulación subterráneas coincidente en general con las superficiales. La tendencia general es NNO-SSE, tanto hacia el Sur de la falla Chaito-Chazón como al Oeste de la falla El Rastreador-Los Cisnes y se redireccionan a NO-SE, al Norte y al Este de estas fallas, respectivamente. Así mismo, se destacan variaciones locales en las direcciones de flujo que indican áreas preferenciales de descarga del acuífero.

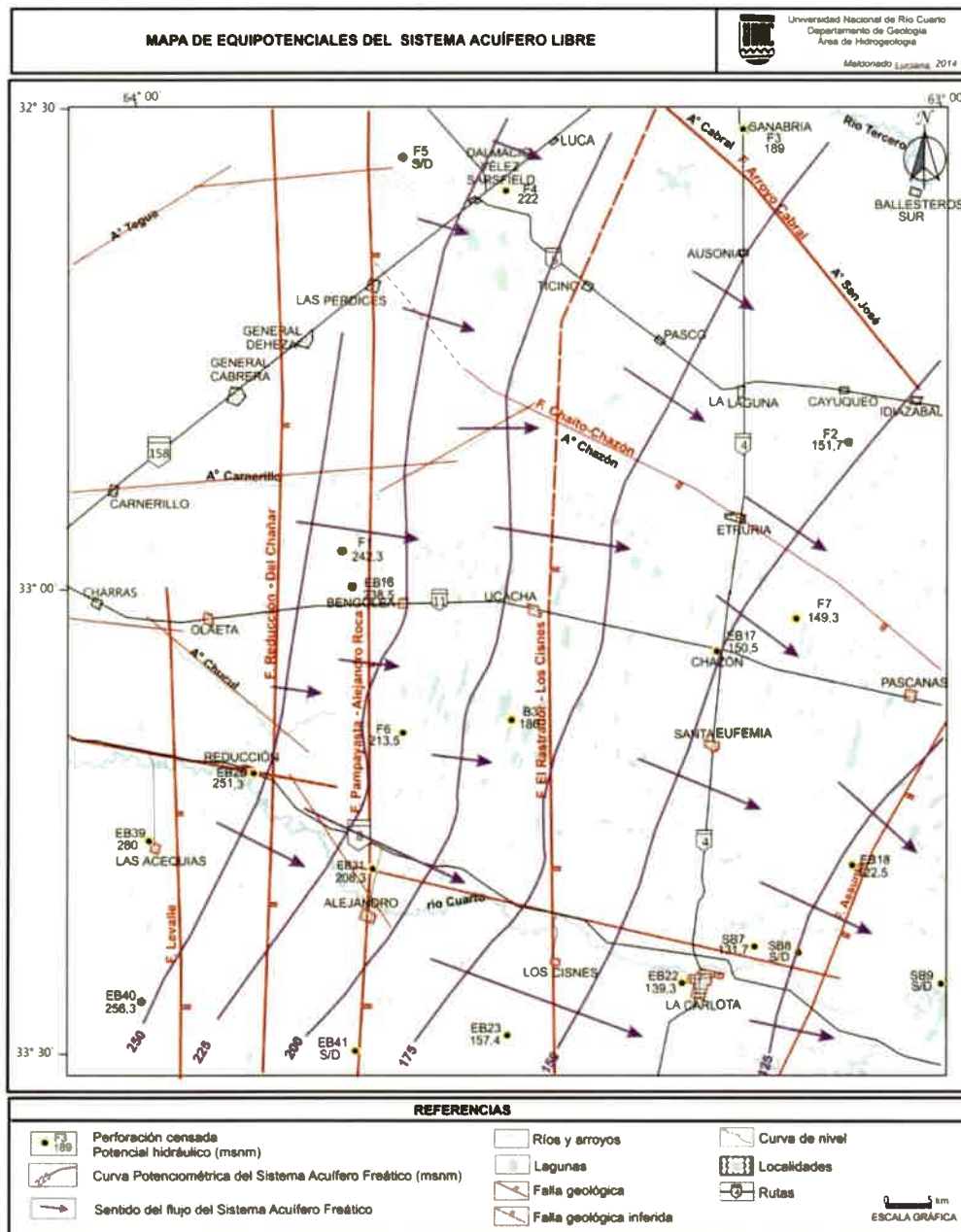


Figura 8.8. Mapa de potenciales hidráulicos del acuífero libre.

El acuífero se recarga en toda la zona por infiltración eficaz del agua de precipitaciones y si bien la zona de descarga regional son los Bañados de Saladillo, se observan áreas preferenciales de descarga, tanto en las áreas deprimidas (principalmente en las unidades geomorfológicas de la "Llanura fluvio-eólica imperfectamente drenada"), justamente allí donde las curvas topográficas y las equipotenciales del mismo valor se cortan dando origen a bañados y/o lagunas de carácter permanente; como en algunos tramos del río Cuarto y de los arroyos locales, como lo muestran los filetes de flujo que confluyen en algunas de sus márgenes.

En cuanto a los gradientes hidráulicos y velocidades de circulación del agua subterránea en este sistema freático, se observan diferencias asociadas principalmente a las fallas antes mencionadas. De este modo, los valores más altos se dan al Oeste de la falla El Rastreador-Los Cisnes pero al Sur de la estructura Chaito-Chazón, con gradientes hidráulicos del orden de 0,20-0,25 % y velocidades de circulación de 0,02 m/d y 0,10 m/d para sedimentos eólicos ($K \sim 1$ m/d y $\rho \sim 10$ %) y fluviales ($K \sim 7$ m/d y $\rho \sim 15$ %), respectivamente. Los valores más bajos, en cambio, se dan al Este de la falla El Rastreador-Los Cisnes y al Norte de la Chaito-Chazón, con gradientes hidráulicos de 0,10-0,15 % y velocidades de circulación de 0,01 m/d y 0,06 m/d, respectivamente para los mismos ambientes sedimentarios.

Las perforaciones existentes que captan de este acuífero (Figura 8.9), en general son de escasa profundidad y penetran pocos metros dentro del acuífero, el agua se extrae mediante molinos que en la mayoría de los casos poseen el cilindro en superficie, ya que el nivel freático se encuentra muy próximo a ella. Los caudales de extracción de estas captaciones son pequeños, de aproximadamente 800-2.000 L/h. En algunas ocasiones, se utiliza electrobombas sumergibles que permiten extraer un mayor caudal (2.000 – 4.000 L/h).

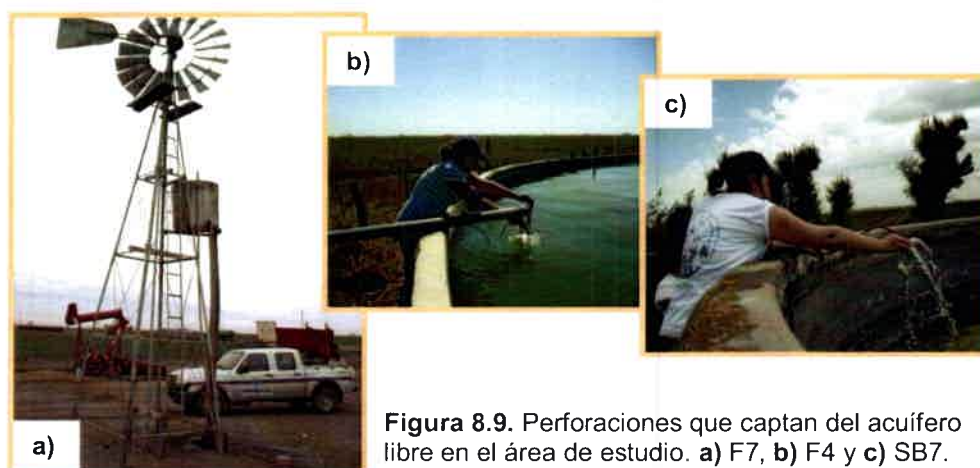


Figura 8.9. Perforaciones que captan del acuífero libre en el área de estudio. a) F7, b) F4 y c) SB7.

8.2.2 HIDRODINÁMICA DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS

El modelo hidrogeológico elaborado para el área de estudio estima, como se ha mostrado en el capítulo anterior, que los diferentes sistemas de acuíferos confinados son multicapa, estando localizados en delgadas lentes de granulometrías, profundidades de yacencia, desarrollo lateral y espesores variables, asociados a paleosistemas fluviales del Neógeno. Estas lentes, fundamentalmente areno-gravosas, presentan por encima materiales finos de granulometría variable (limos cementados limos arcillosos compactos, arcillas), también asociados a distintos estadios de antiguos sistemas fluviales, los que les estarían otorgando diferentes grados de confinamiento.

Con la información obtenida (mediciones de niveles piezométricos y de presiones de surgencia) del censo hidrológico y datos preexistentes, se pudieron elaborar los mapas de potenciales hidráulicos para los diferentes sistemas confinados definidos (SAC A1, A2, C y D). En general, los cuatro mapas de potenciales hidráulicos elaborados muestran que todos los sistemas acuíferos profundos, presentan dirección de flujos fuertemente condicionada por las estructuras regionales que la atraviesan. Tanto los gradientes hidráulicos obtenidos como las velocidades de circulación de los flujos subterráneos, muestran pequeñas variaciones, condicionados principalmente, por la falla El Rastreador-Los Cisnes. Se detalla a continuación el comportamiento hidrodinámico de cada sistema.

SAC A1: como se ha visto en el capítulo anterior, se denominó así al sistema más somero de la zona investigada, que se aloja entre los 100-120 m y hasta los 190-230 m de profundidad y que se interpreta que posee el menor grado de confinamiento (semiconfinamiento?) de todos los sistemas acuíferos confinados, debido a la sucesión de materiales finos (limos y limo-arcillosos) no muy impermeables que conforman su techo. En cuanto a su distribución areal, se localiza al Oeste del área y se extiende hacia el Este hasta la falla El Rastreador –Los Cisnes. Las perforaciones que captan agua de este sistema (Figura 8.10) presentan niveles piezométricos (NP) por debajo

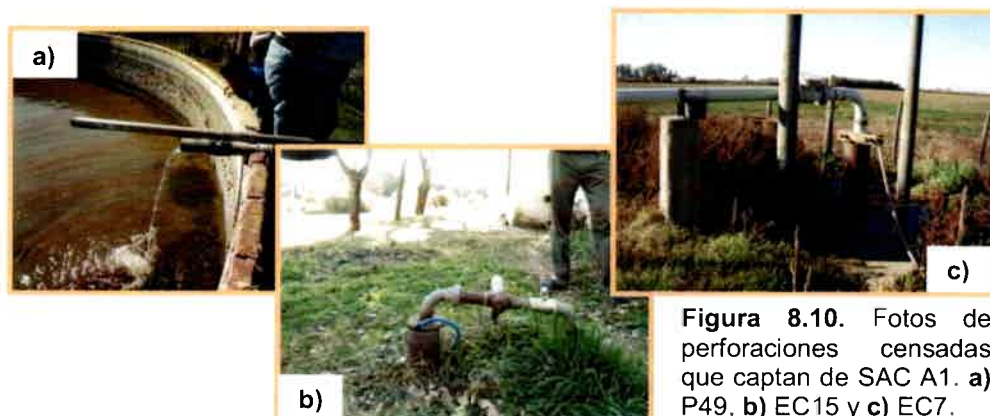


Figura 8.10. Fotos de perforaciones censadas que captan de SAC A1. a) P49, b) EC15 y c) EC7.

de la superficie, desde los (-) 22 m (P6) y hasta los (-) 3,5 m (P64) y los caudales de servicio son del orden de 3 - 30 m³/s.

El mapa potenciométrico de SAC A1, muestra una dirección de los flujos subterráneos prácticamente O-E, con una morfología de la superficie piezométrica levemente tendida. Los gradientes calculados promedio de este sistema son del orden 0,35%, con velocidades de circulación entre 0,07 m/d y 0,42 m/d (para las K asignadas entre 5-30 m/d y $\rho \sim 25\%$) (Figura 8.11).

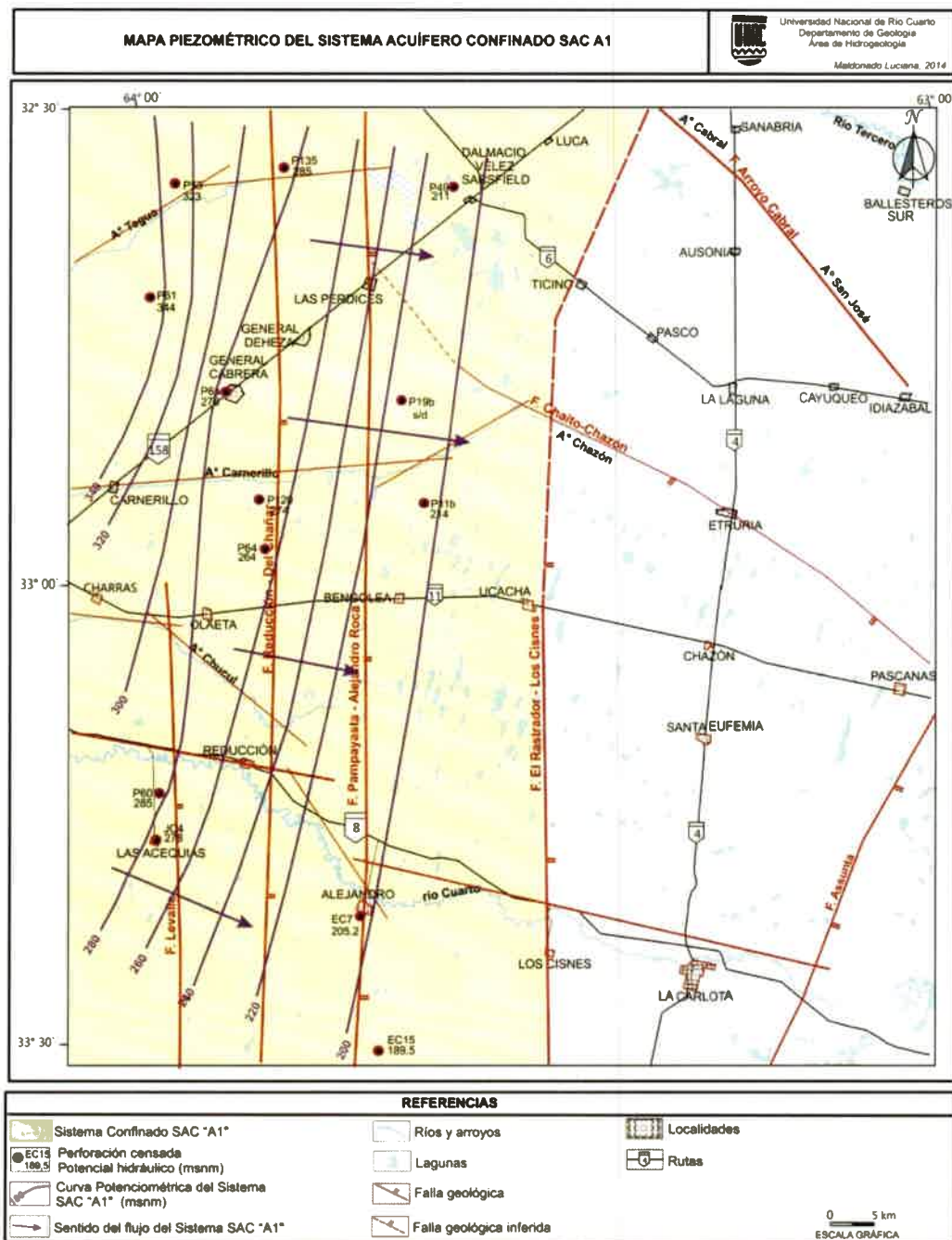


Figura 8.11. Mapa de potenciales hidráulicos de SAC A1.

SAC A2: se encuentra al Oeste del área, extendiéndose lateralmente hasta la falla El Rastreador–Los Cisnes, por debajo de SAC A1, a una profundidad de 230-250 m y hasta los 320-330 m. Se estima que SAC A2 se conecta hidráulicamente con SAC C (que se detallará a continuación) por lo que la piezometría de ambos sistemas se presenta en el mismo mapa. Las perforaciones que captan de este sistema, en general, son del tipo surgentes con niveles piezométricos, mayores que el sistema SAC A1, y que varían entre (+) 0,5 m a (+) 15 m (Figura 8.12). Algunas perforaciones han perdido surgencia, por lo que en la actualidad poseen niveles piezométricos negativos que varían entre (-) 5,5 m y (-) 3,7 m. La presión de surgencia está dada por un potente paquete arcilloso que contiene a las delgadas lentes de materiales arenogravosos, lo que le confiere un importante grado de confinamiento a este sistema.

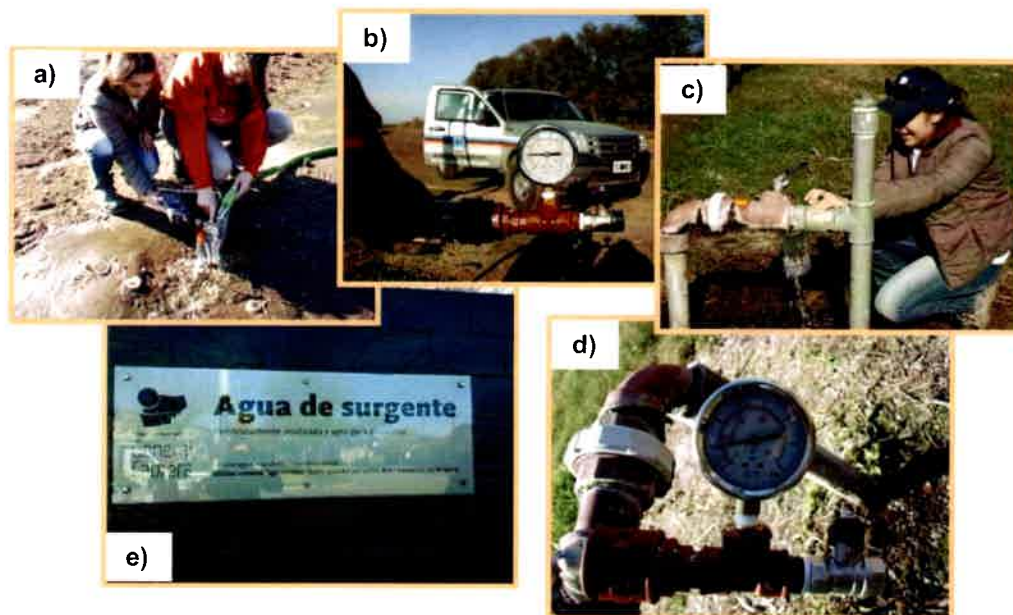


Figura 8.12. Fotos de perforaciones censadas que captan de SAC A2. a) y b) Perforación P119, medición de presión de surgencia (1,55 bar \approx 15,5 m altura). c) y d) Perforación P121, medición de presión de surgencia (1,05 bar \approx 10,5 m altura). e) Surgente de General Cabrera (P114).

El mapa de equipotenciales (Figura 8.13) muestra una dirección de flujo subterráneo prácticamente O-E, pendientes hidráulicas muy suaves y gradientes hidráulicos del orden de 0,3%, muy similar al sistema suprayacente SAC A1. Las velocidades de circulación del agua calculadas para este sistema son del orden de 0,08 m/d a 0,15 m/d (para las K asignadas entre 5-10 m/d y $\rho \sim 20\%$).

SAC C: se encuentra al Norte del área, al Este de la falla El Rastreador-Los Cisnes, mientras que hacia el Sur este sistema se extiende hacia el occidente, en proximidades de la falla Pampayasta-Alejandro Roca. Se aloja a una profundidad entre los 230-250 m y 300 m, conectándose hidráulicamente de forma lateral con SAC A2, como ya se ha indicado. Las perforaciones que captan de este sistema, en general, son del tipo surgentes con niveles piezométricos variables (entre (+) 2 m y (+) 11 m)

(Figura 8.14). Como ya se ha mencionado para SAC A2, estos sistemas se encuentran alojados entre potentes paquetes arcillosos, en este caso arcillas verdes, que le otorgan un grado de confinamiento similar. La dirección del flujo en este sistema es NO-SE. En cuanto a los gradientes hidráulicos, se observa una superficie piezométrica muy tendida, lo que indica que los valores de gradientes hidráulicos son menores que los calculados en los sistemas SAC A1 y SAC A2, del orden de 0,15 %. Las velocidades de circulación del agua en este sistema SAC C son de 0,02 m/d y 0,08 m/d (para las K asignadas entre 1-5 m/d y $\rho \sim 10\%$) (Figura 8.13).

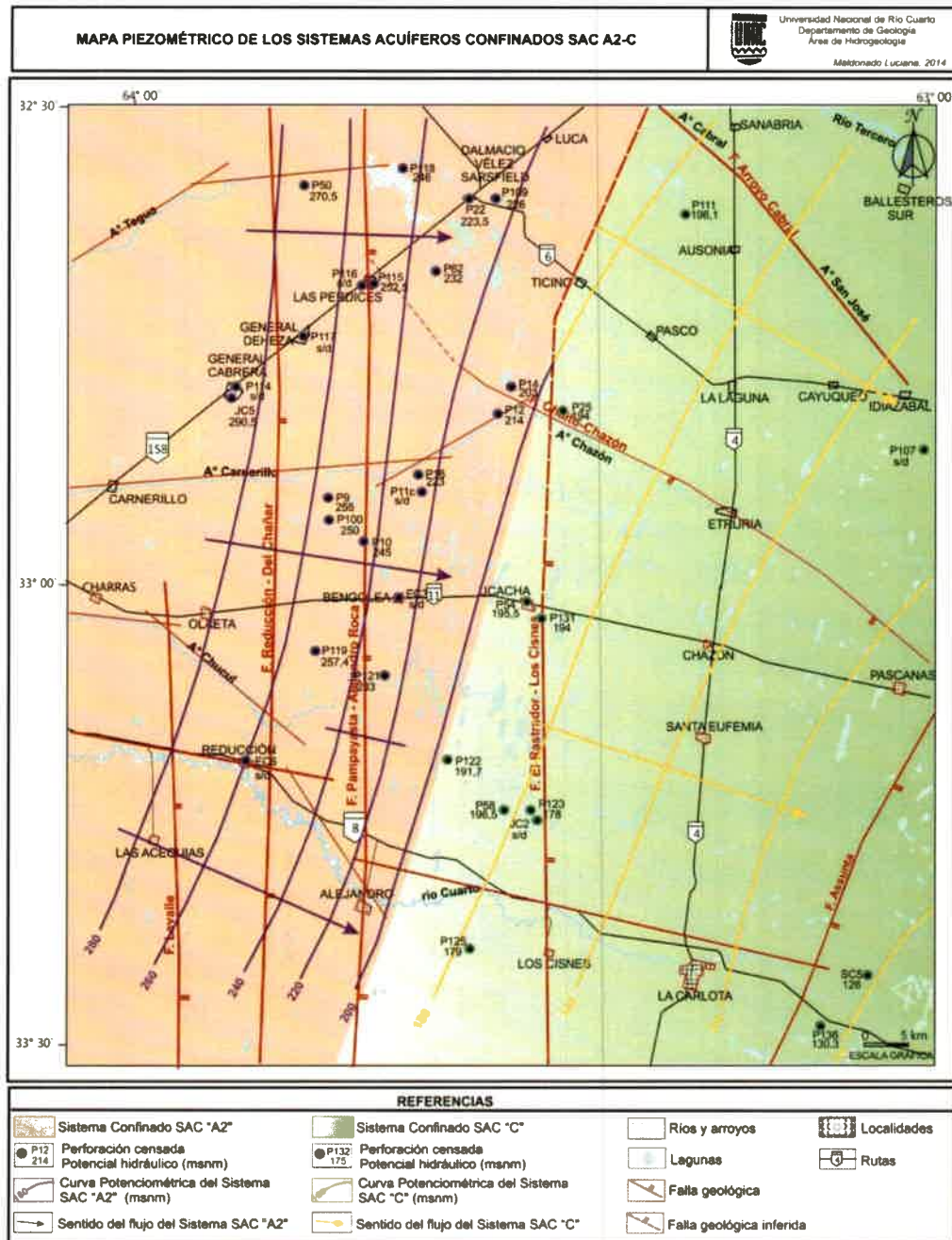


Figura 8.13. Mapa de potenciales hidráulicos de SAC A2-C.

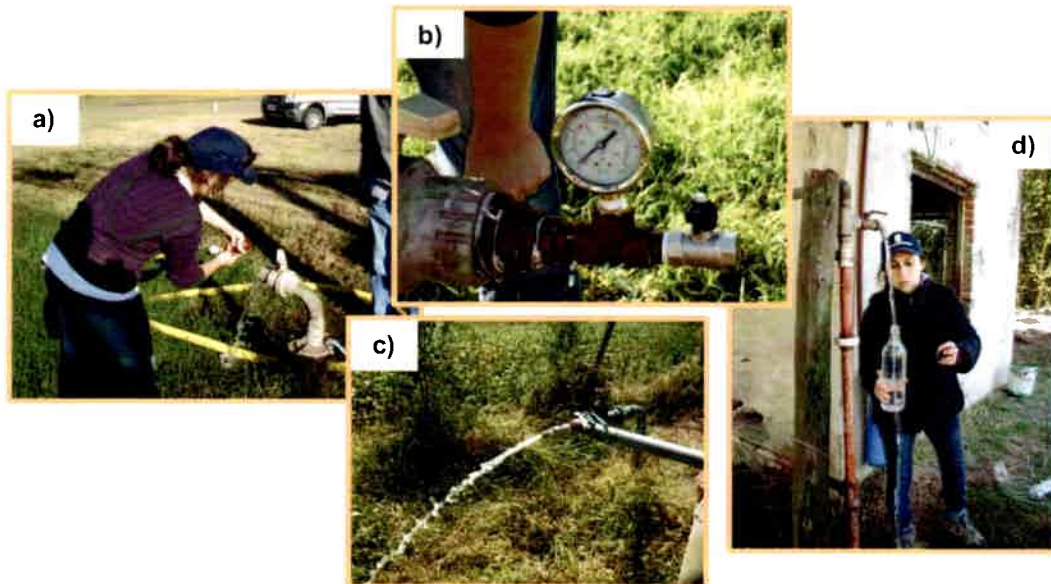


Figura 8.14. Fotos de perforaciones censadas que captan de SAC C. a) y b) Perforación P123, medición de presión de surgencia (0,3 bar \approx 3 m altura). c) P111 y d) P131.

SAC D: espacialmente se lo reconoce al Este de la falla Pampayasta-Alejandro Roca, por debajo del sistema SAC C. Se trata del sistema más profundo del área, a profundidades de 320 m y hasta los 400 m. Las perforaciones que captan de SAC D son del tipo surgentes con niveles piezométricos que varían entre (+) 2 m a (+) 25 m (Figura 8.15). Algunas perforaciones perdieron surgencia, debido a que se trata de captaciones muy antiguas (algunas de 100 años), sin embargo la altura de surgencia continúa superando el nivel de la superficie. Este sistema es el que posee mayor grado de confinamiento, dado por importantes paquetes arcillosos que confinan estos niveles acuíferos.

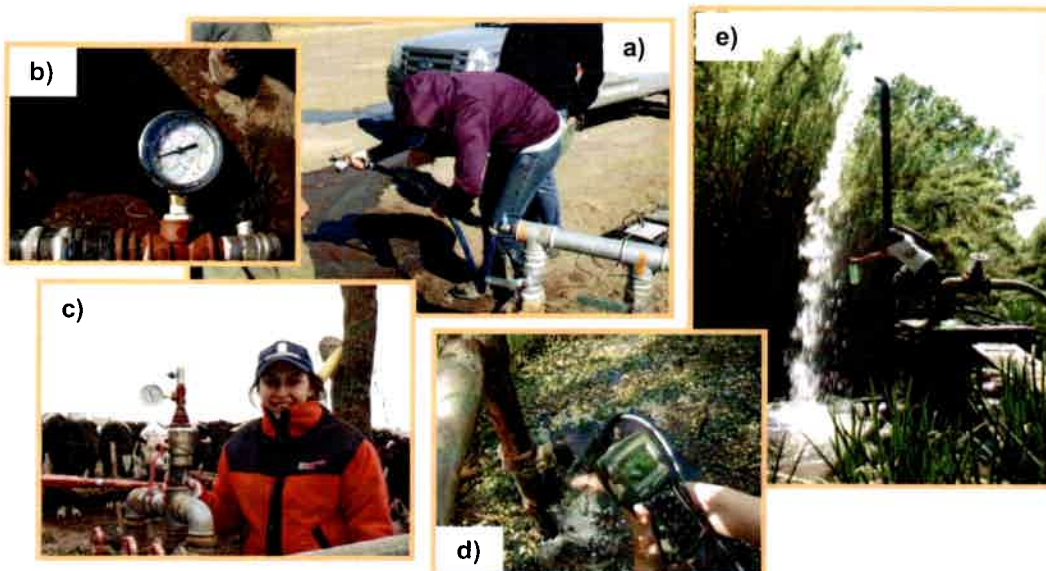


Figura 8.15. Fotos de perforaciones censadas que captan de SAC D. a) y b) Perforación P133, medición de presión de surgencia (0,85 bar \approx 8,5 m altura). c) Perforación P126, medición de presión de surgencia (0,98 bar \approx 9,8 m de altura) d) Perforación P104 y e) Surgente Barreto (SC2), altura de surgencia 6 m.

En lo que respecta a los flujos subterráneos, SAC D posee una dirección NO-SE, con pendientes hidráulicas muy suaves, que se refleja en sus bajos valores de gradiente hidráulico del orden de 0,13%. Las velocidades de circulación de flujo calculadas son del orden de 0,01 m/d a 0,02 m/d (para las K asignadas entre 1-2 m/d y $\rho \sim 15\%$) (Figura 8.16).

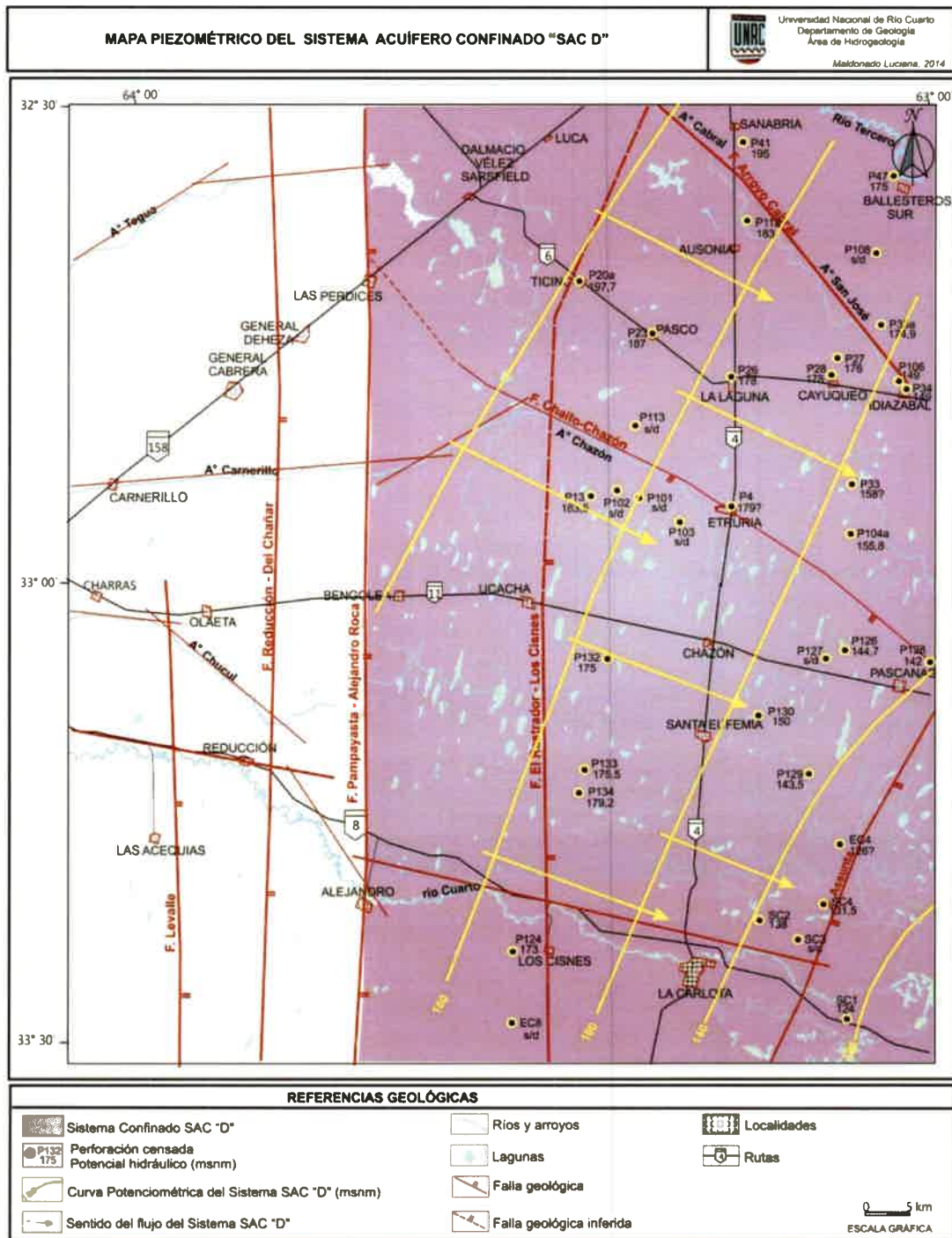


Figura 8.16. Mapa de potenciales hidráulicos de SAC D.

HIDROGEOQUÍMICA

9.1. HIDROGEOQUÍMICA REGIONAL

Al Sur de Córdoba, se observa una evolución geoquímica normal del agua del **acuífero libre**, dada por un aumento progresivo en el contenido salino y un cambio del carácter geoquímico, en la dirección del flujo de circulación regional (Noroeste-Sureste) (Figura 9.1). De este modo, se pasa gradualmente de aguas dulces (SDT < 350 mg/L) y bicarbonatadas cálcicas y/o sódicas (en el pedemonte) a aguas saladas (SDT > 6.000 mg/L, incluso de hasta 15.000 mg/L o más) y cloruradas sódicas hacia el Sur y Este provincial (Blarasin *et al.*, 2000; Blarasin, 2003; Bécher Quinodóz, 2012, Blarasin *et al.*, 2014). Los valores más bajos de salinidad y el carácter geoquímico bicarbonatado cálcico, se observan en el área pedemontana y en el ámbito de la faja fluvial del río Cuarto, entre la ciudad homónima y la localidad de Reducción, aspecto que tiene un fuerte sello litológico pues se trata de un acuífero de materiales gruesos donde el agua circula a mayor velocidad por lo que el menor tiempo de contacto agua-sedimento minimiza la salinización y el cambio del carácter. En el resto del Sur provincial se observa el aumento en salinidad mencionado anteriormente y una dominancia del ion sodio disuelto, debido a que el agua circula por materiales más finos, lo que facilita los procesos de intercambio catiónico, que produce retención de calcio por parte de los sedimentos y liberación del sodio

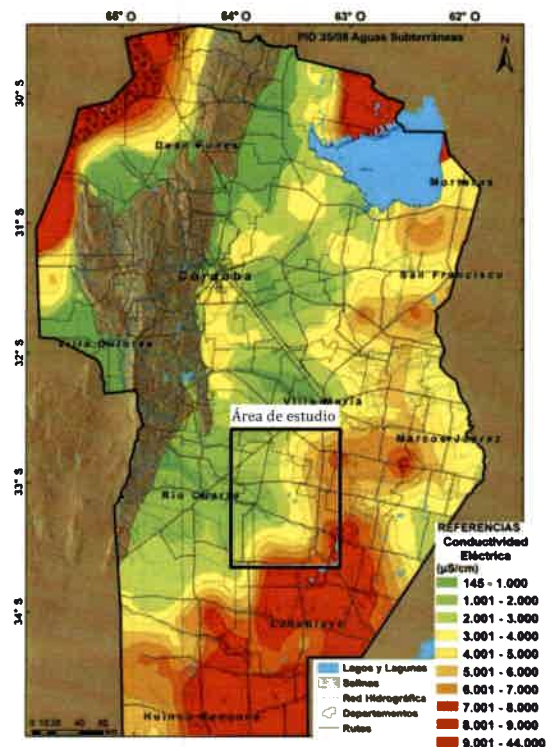


Figura 9.1. Distribución de la conductividad eléctrica. Acuífero libre. Sur de Córdoba. Fuente: Blarasin *et al.*, 2014.

al agua circulante. En estos sectores se observa un notorio condicionamiento de las formas del relieve (particularmente la estructura en bloques que presenta la región) y la litología. Debe destacarse en estos sectores, debido a condicionamientos geomorfológicos (que generan la jerarquización de los flujos de agua, descritos anteriormente) y/o litológicos (lomas pronunciadas, dunas removilizadas), la presencia de lentes de agua más dulce en la parte superior del acuífero, producto de la recarga preferencial a partir de lluvias, merecen citarse al respecto, las zonas medanosas de Levalle, Vicuña Mackenna, Jovita, entre otros (Blarasin, 2003; Blarasin *et al.*, 2014).

Es de destacar además, en el **acuífero libre** del Sur de Córdoba, la presencia en exceso de fluoruros y arsénico en el agua, lo cual es un problema recurrente en la región. El fluoruro aparece en tenores que llegan hasta 40 mg/L y el arsénico alcanza hasta 2.400 µg/L (Bécher Quinodóz, 2012; Blarasin *et al.*, 2014) hacia el Sur de la provincia. La presencia en cantidades tan elevadas en el acuífero se debe a las litologías predominantemente loésicas, con alto porcentaje de vidrio volcánico y minerales portadores (biotita, fluorapatita, anfíboles, piroxenos, entre otros), a lo que se suman las bajas velocidades de circulación del agua subterránea por estos materiales. Los más altos valores, en general, están asociados a las aguas más dulces, bicarbonatadas sódicas y a los pH más elevados. Se consideran como los mecanismos más probables de liberación de fluoruros al agua, la disolución del vidrio volcánico y en menor grado de fluorita microcristalina (en biotita) e intercambio aniónico a partir de fluorapatita. El arsénico procedería de la disolución del vidrio volcánico y de la desorción a partir de los óxidos e hidróxidos de hierro (Blarasin, 2003; Blarasin *et al.*, 2014).

También se destaca en el agua del **acuífero libre** la presencia de nitratos debido a procesos de contaminación. De este modo, en general, valores más bajos (variables pero en el orden de 10 a 100 mg/L) se encuentran asociados al uso extendido de fertilizantes, mientras que los más altos tenores (hasta 400 mg/L), en muchos casos asociados a un aumento considerable de CE y Cl^- , se vinculan a diversas fuentes de contaminación puntual, fundamentalmente ganadera (feedlot, tambos, corrales) y urbanas (sistemas de saneamiento in situ, basurales).

Los **sistemas confinados**, definidos anteriormente, como someros (entre los 100 y los 230 m) y profundos (entre 250 y 400 m) poseen calidad de aguas muy variable (Figuras 9.2 y 9.3), con un fuerte sello estructural y litológico. De este modo, el sistema acuífero confinado somero es el que posee, en general, las aguas de mayor salinidad, con CE promedio de 3.400 µS/cm. Los valores más bajos de este sistema somero, del orden de 360 µS/cm a 860 µS/cm (río Seco-LUPC1, Berrotarán-EC2, Holmberg-P55, Alejandro Roca-EC7) se vinculan con paleocauces asociados a un sistema fluvial de alta energía como el río Cuarto, en donde los sedimentos predominantes que constituyen estos acuíferos están conformados por arenas-gravosas altamente

seleccionadas. Los valores más elevados de salinidad de este sistema, se presentan hacia el Este, en donde alcanzan valores del orden de 4.600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (próximo a Canals-SC6) y de hasta 6.900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Inrville-AC1), y hacia el Sur provincial, con CE del orden de 6.450 - 8.550 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Ruiz Díaz de Guzman-EC11, Sur de La Cautiva- FC104) y valores extremos ("outliers") de hasta 21.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (al Sur de Mattaldi -FC50).

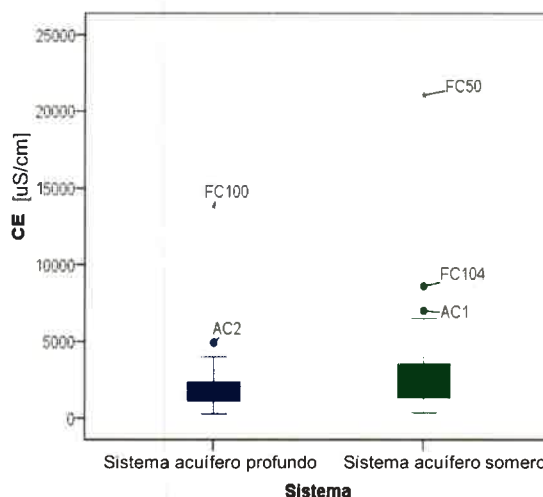


Figura 9.2. Diagrama de caja que muestra la diferencia de CE para los sistemas confinados al Sur de Córdoba.

El sistema acuífero profundo posee, en general, aguas más dulces (CE del orden de 1.900 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Las CE más bajas ($< 1.500 \mu\text{S}/\text{cm}$) de este sistema profundo se presentan también asociados a sedimentos continentales fluviales de alta energía (P9, P10, P16, P100, EC3, EC6, entre otras) y al bloque estructural deprimido del Tigre Muerto (CC17, CC21, CC23, entre muchos otros). Las CE más elevadas se alcanza hacia el Este, con valores del orden de 3.000 - 5.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Corral de Bustos-AC2), y hacia el Sur, donde se alcanzan valores máximos de hasta 13.700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Gral. Soler-FC100), vinculados a sedimentos marinos de la Formación Paraná y a la Formación Chaco.

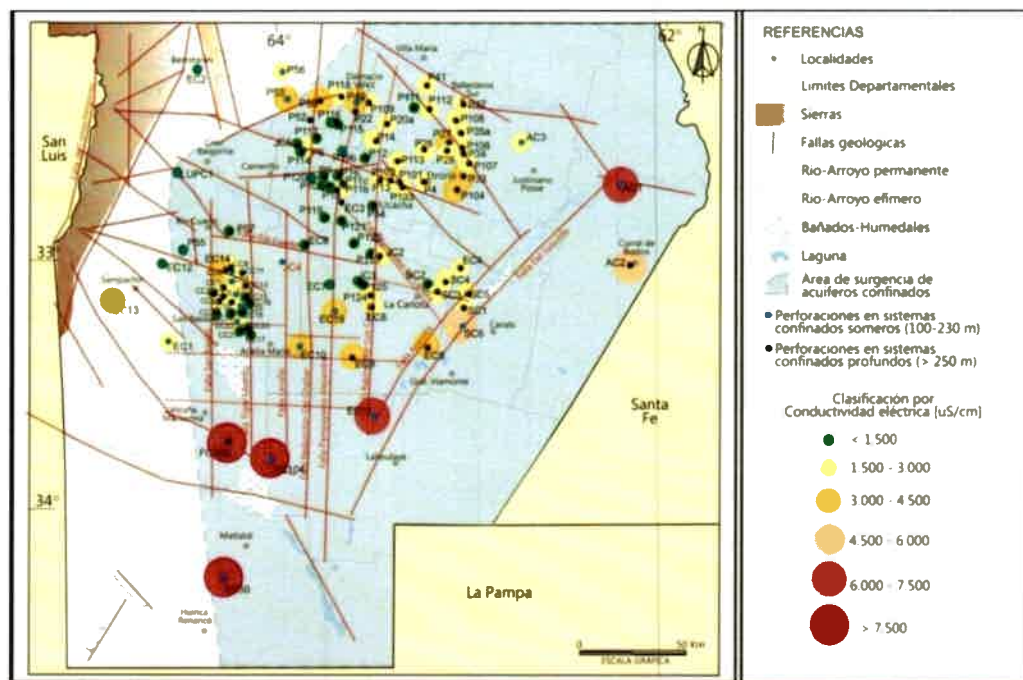


Figura 9.3. Mapa de distribución de la Conductividad Eléctrica de los sistemas acuíferos confinados del Sur de Córdoba.

En cuanto a la presencia de arsénico y fluoruros en el agua de los sistemas acuíferos confinados, se observa, en general, que los contenidos de ambos elementos son muy variables (Figura 9.4) y están muy fuertemente influenciados por la composición mineralógica y granulométrica de los sedimentos que constituyen los acuíferos. Es decir dependen tanto de la presencia de minerales portadores como de las velocidades del agua en estos sistemas y la geoquímica del agua (especialmente asociados a los pH más elevados y a las aguas bicarbonatadas sódicas). El sistema acuífero más somero posee una concentración promedio de arsénico del orden de 47 $\mu\text{g/L}$, con mínimos de 1 $\mu\text{g/L}$ y máximos de 170 $\mu\text{g/L}$ y de fluoruros del orden de 0,79 mg/L, con mínimos de 0,16 mg/L y máximos de 3,00 mg/L. El sistema acuífero más profundo en cambio presenta valores promedio de arsénico de 53 $\mu\text{g/L}$, con mínimos de 0,5 $\mu\text{g/L}$ y máximos de 230 $\mu\text{g/L}$, y de fluoruros del orden de 0,5 mg/L, con mínimos de 0,11 mg/L y máximos de 1,40 mg/L.

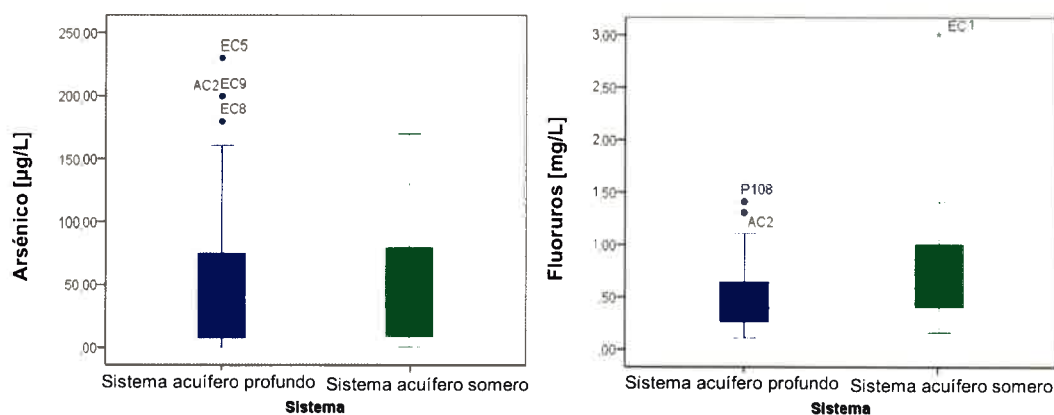


Figura 9.4. Diagramas de caja (box plot) para arsénico y fluoruros discriminados según el sistema acuífero confinado al que pertenecen.

Los menores tenores de arsénico ($< 10 \mu\text{g/L}$) en ambos sistemas se determinaron asociados a los acuíferos constituidos por sedimentos fluviales de alta energía, próximos al sector pedemontano y en el bloque deprimido del Tigre Muerto, mientras que las concentraciones más altas ($> 50 \mu\text{g/L}$) se vinculan a sistemas cuyas composiciones mineralógicas muestran la presencia, aunque en concentraciones inferiores al sistema libre, de vidrio volcánico.

La presencia de fluoruro, en general, en concentraciones bajas ($< 1,3 \text{ mg/L}$) excepto en el sistema somero de la localidad de Coronel Moldes (EC1) en donde alcanza 3,0 mg/L, se vincula también a la composición mineralógica de los sedimentos constitutivos del acuífero, principalmente a la presencia de vidrio volcánico y fluorapatita, aunque en concentraciones inferiores al acuífero libre.

9.2. HIDROGEOQUÍMICA LOCAL

9.2.1. COMPOSICIÓN FÍSICO-QUÍMICA DE PRECIPITACIONES

Se cuenta con información sobre la composición físico-química de precipitaciones para las muestras colectadas mensualmente en las localidades de Río Cuarto y de Canals. Si bien la primera de estas estaciones se encuentra fuera del área, su cercanía a la zona y dado que presenta las mismas características morfoclimáticas (como se ha demostrado en los capítulos 4 y 5) hace que se considere representativa del área estudiada.

Para el colector de Río Cuarto, Cabrera *et al.*, (2013) muestran diferencias en cuanto a la composición físico-química del agua de precipitaciones correspondientes a los distintos meses del año. Estos autores manifiestan que en general se trata de lluvias (Tabla 9.1) con bajos contenidos salinos (CE ~ 54 $\mu\text{S}/\text{cm}$), de tipo geoquímico sulfatadas y/o mixtas con predominio de sulfatos y/o bicarbonatos, cálcicas (Figura 9.5) y de carácter muy levemente ácido (pH ~ 6,28; mín. = 5,10 y máx. = 8,20).

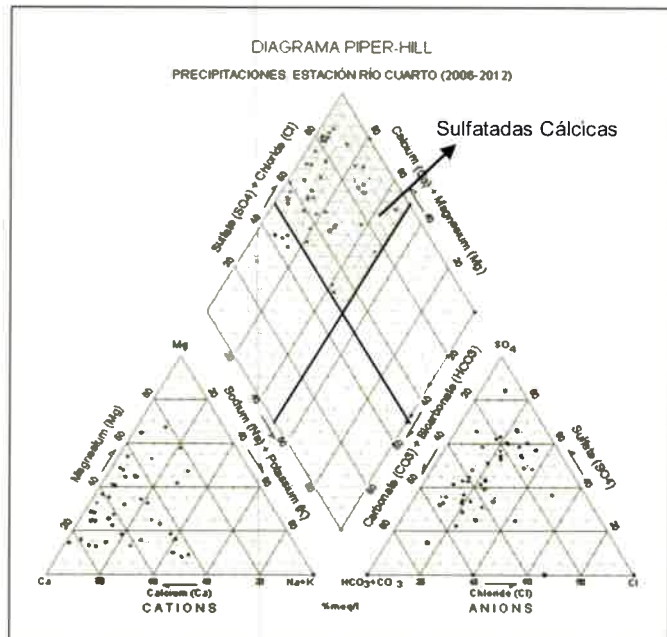


Figura 9.5. Tipo geoquímico de precipitaciones recogidas en el colector Río Cuarto.

Las diferencias más importantes se vinculan principalmente con el monto de precipitaciones registradas. De esta manera, en aquellos meses más secos, es decir con menor cantidad de lluvia caída, se registran los pH más altos y las CE más altas. En este último caso, dada la menor cantidad de lluvia se concentra mayor cantidad de sales procedentes de la atmósfera (Figura 9.6). Cabe destacar la diferencia de composición que presenta la lluvia de julio de 2007 (mes en el que se registró eventos níveos)

Tabla 9.1. Estadísticos más importantes de los resultados físico-químicos de precipitaciones del colector Río Cuarto

Parámetro físico-químico	N	Mín.	Máx.	Media	Desv. tip.
pH	53	5.10	8.20	6.28	0.68
CE [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	53	15.00	287.00	54.15	51.82
HCO_3^- [mg/L]	52	2.50	50.00	12.38	10.80
SO_4^{2-} [mg/L]	46	3.93	51.70	12.70	8.50
Cl^- [mg/L]	53	1.43	20.00	5.41	3.95
Na^+ [mg/L]	49	0.10	14.26	1.71	2.82
K^+ [mg/L]	48	0.10	8.21	0.99	1.42
Ca^{+2} [mg/L]	44	0.80	10.40	3.83	2.13
Mg^{+2} [mg/L]	42	0.20	5.61	1.34	1.04

con un pH de 7,63, CE de 88 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y de tipo geoquímico bicarbonatada cálcica.

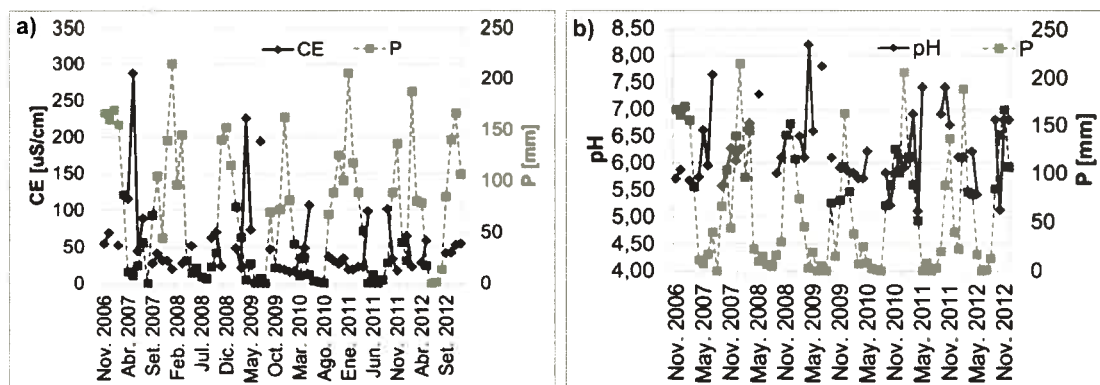


Figura 9.6. Variaciones de CE y pH en función de las lluvias. Colector Río Cuarto a) CE vs. P y b) pH vs. P.

Para el colector Canals, si bien se cuenta con menor cantidad de información (ver capítulo 5), se observa un comportamiento similar en cuanto a las variaciones mensuales en la composición físico-química del agua de precipitaciones. Se observan también salinidades bajas (CE ~ 31,5 $\mu\text{S}/\text{cm}$), de tipo geoquímico sulfatadas y/o mixtas con predominio de sulfatos y/o bicarbonatos, cálcicas (Tabla 9.2) y aguas muy levemente ácidas (pH ~ 6,25; mín. = 5,60 y máx. = 7,90). Si bien se observa una tendencia similar a Río Cuarto en las variaciones de composición físico-química respecto a los parámetros meteorológicos, se considera apresurado aseverar estas afirmaciones.

Tabla 9.2. Estadísticos más importantes de los resultados físico-químicos de precipitaciones del colector Canals

Parámetro físico-químico	N	Min.	Máx.	Media	Desv. tip.
pH	20	5.60	7.90	6.25	0.59
CE [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	20	17.00	64.90	31.46	11.72
HCO_3^- [mg/L]	20	2.50	15.00	7.31	2.99
SO_4^- [mg/L]	20	2.75	20.85	7.54	4.34
Cl^- [mg/L]	20	1.43	5.71	3.01	1.00
Na^+ [mg/L]	20	0.10	6.67	1.09	1.44
K^+ [mg/L]	20	0.15	1.76	0.45	0.45
Ca^{+2} [mg/L]	20	1.60	5.60	3.44	0.90
Mg^{+2} [mg/L]	20	0.00	2.44	1.21	0.64

9.2.2. GEOQUÍMICA DE AGUAS SUPERFICIALES

Con la finalidad de efectuar el análisis integral de los sistemas hidrológicos subterráneos se analizaron las muestras de agua superficial. Los análisis físico-químicos de los sistemas fluviales y lagunares se muestran en las tablas 9.3 y 9.4.

9.2.2.1. Ríos y arroyos: en oportunidad de la presente tesis de doctorado, se censaron y recolectaron muestras de los cursos de agua que surcan la zona: río Cuarto (SA1), arroyo Chucul (IA2), Carnerillo (A1), Tegua (A7), Cabral (A6 y A4) y Chazón (A9) (Figuras 9.7). También, como se mostró en el capítulo metodológico, se censaron arroyos y vertientes en sectores serranos de las cuencas de aporte al área

de estudio, de manera de profundizar en la geoquímica de las áreas de recarga de los sistemas hídricos de la zona estudiada.

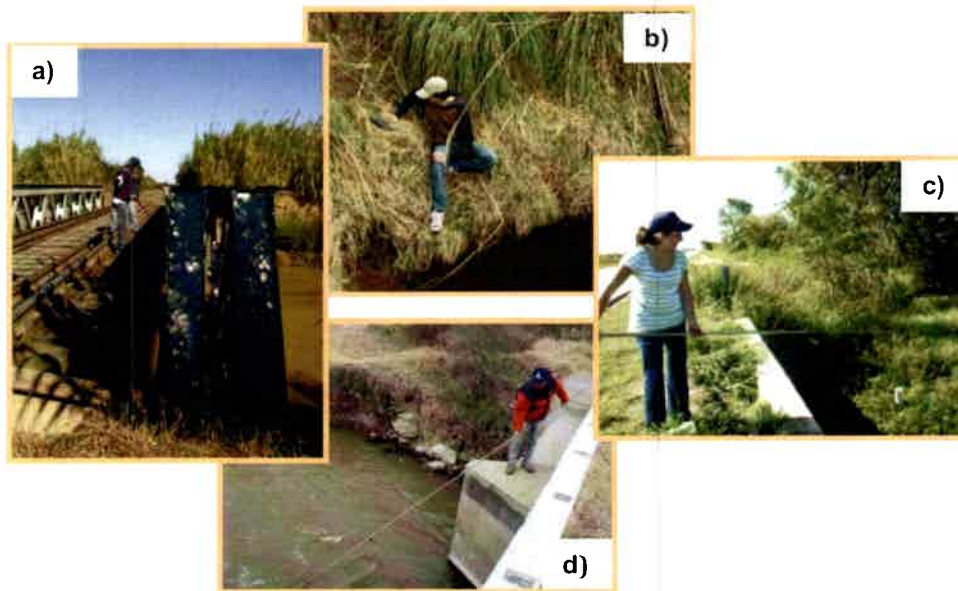


Figura 9.7. Muestreo de agua en los cursos de agua de la zona. **a)** Arroyo Tegua (A7). **b)** Arroyo Carnerillo (A1). **c)** Arroyo Cabral (A6). **d)** Arroyo Chazón (A9).

En la tabla 9.3 se presentan los resultados encontrados para cada curso de agua que drena la zona. Se trata en general de aguas superficiales dulces, excepto el arroyo Tegua (A7), el tramo inferior del arroyo Cabral (A4) y el arroyo Chazón (A9). El río Cuarto se destaca por ser el curso que posee las aguas más dulces y de tipo geoquímico bicarbonatado sódico, debido a las altas velocidades de circulación, mayor caudal y a la granulometría de los sedimentos que componen su lecho (areno-gravosos). Los demás arroyos poseen aguas, en general, más evolucionadas, debido a un mayor aporte del agua subterránea, velocidades de circulación más lentas y granulometría y composición mineralógica de los sedimentos de sus lechos (loess pampeano o sedimentos fluviales muy finos). Se trata de aguas bicarbonatadas, bicarbonatadas-sulfatadas, sulfatadas-bicarbonatadas y hasta sulfatadas, siempre sódicas.

Tabla 9.3: Resultados de análisis físico-químico de agua de los cursos que atraviesan la zona.

Muestra	pH	CE [µS/cm]	SDT [mg/L]	CO ₃ ²⁻ [mg/L]	CO ₃ H ⁻ [mg/L]	SO ₄ ²⁻ [mg/L]	Cl ⁻ [mg/L]	Na ⁺ [mg/L]	K ⁺ [mg/L]	Ca ²⁺ [mg/L]	Mg ²⁺ [mg/L]	As [µg/L]	F ⁻ [mg/L]	NO ₃ ⁻ [mg/L]
SA1	7.9	546	382	0	200.0	45.6	27.1	88.5	8.4	31.6	5.6	40	0.80	13.0
IA2	7.4	1278	895	0	312.5	325.0	82.9	279.1	15.8	60.0	11.2	90	1.80	3.0
A1	8.4	2160	1512	17.1	612.5	290.5	157.1	505.6	19.9	25.6	46.1	300	3.95	1010
A7	8.4	3320	2324	0	297.5	981.4	445.7	614.8	23.4	162.4	10.2	40	0.78	15.0
A6	8.5	1009	706.3	12.3	350.0	173.4	25.7	180	13.5	44.8	11.2	28	0.80	0.7
A4	8.9	3930	2751	58.2	465.0	1231.0	600.0	970.7	33.7	62.4	64.4	140	1.40	0.14
A9	7.9	4860	3402	0	452,5	1332,4	637,1	1001,0	33,85	106,40	62,93	120	1,75	4,70

La presencia de arsénico y fluoruros en el agua del río y arroyos, estaría evidenciando el aporte de agua subterránea en algunos tramos, tal como lo muestra el mapa equipotencial del acuífero libre (Figura 8.8). La presencia de nitratos, aunque en bajas concentraciones, debido a las velocidades de circulación, se vincularía al aporte dado por los escurrimientos superficiales sobre los predios rurales destinados a la agricultura con alto uso de fertilizantes (siembra directa) y/o al aporte freático con aguas contaminadas.

En la tabla 9.4 se presentan los resultados obtenidos de los análisis físico-químicos de los arroyos y vertientes censadas en el área serrana (Figura 9.8 y 9.10). Como se observa se trata en general de aguas dulces, de conductividades eléctricas muy bajas, de carácter geoquímico bicarbonatadas calco-sódicas (62,5%) y bicarbonatadas cálcicas (37,5%) (Figura 9.9). La ausencia de arsénico, en casi la totalidad de las muestras, evidencia una composición química similar al agua de lluvia, mientras que la presencia de fluoruros se vincula a la composición mineralógica de la roca granítica por donde circulan estas vertientes, ya que contiene mineralizaciones de fluorita (Plutón de Alpa Corral, Villalba (1999)).

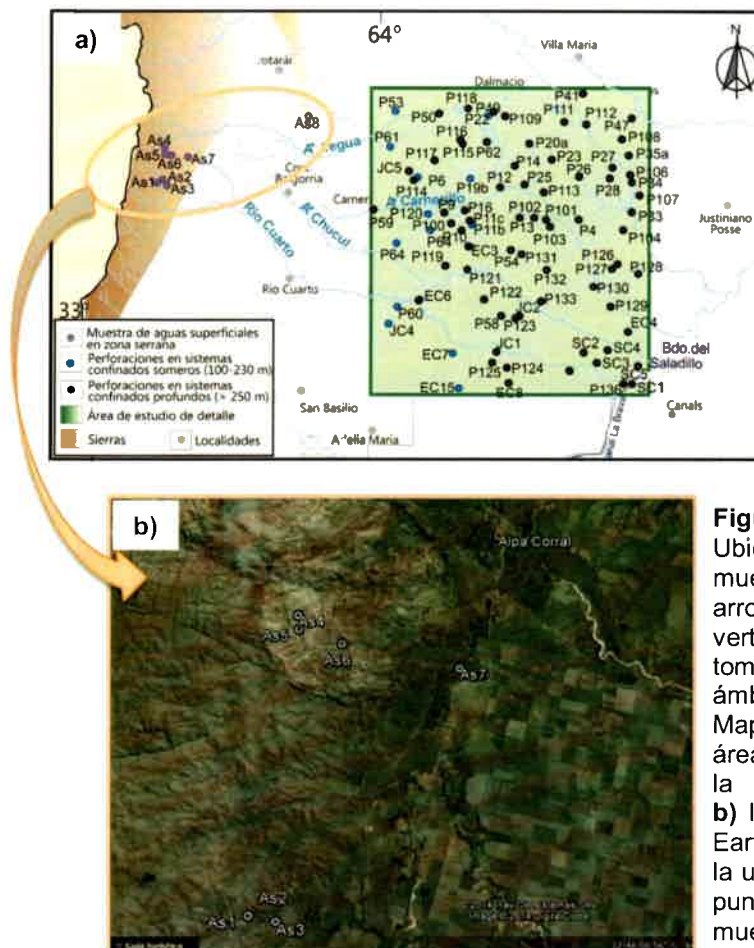


Figura 9.8. Ubicación de muestras de arroyos y vertientes tomadas en el ámbito serrano. **a)** Mapa regional del área de estudio y la zona serrana. **b)** Imagen Google Earth que muestra la ubicación de los puntos de muestreo.

Tabla 9.4. Resultados de análisis físico-químico de agua de arroyos y vertientes del área serrana.

Muestra	pH	CE [μS/cm]	SDT [mg/L]	CO ₃ ²⁻ [mg/L]	CO ₃ H ⁻ [mg/L]	SO ₄ ²⁻ [mg/L]	Cl ⁻ [mg/L]	Na ⁺ [mg/L]	K ⁺ [mg/L]	Ca ⁺² [mg/L]	Mg ⁺² [mg/L]	As [μg/L]	F ⁻ [mg/L]
As1	7.24	143	100	0	80.0	7.1	2.9	7.4	2.1	14.4	5.4	0	0.24
As2	7.87	226	158	0	137.5	9.2	5.7	9.2	2.5	28.0	6.8	1	0.30
As3	7.97	105	74	0	60.0	7.9	4.3	6.7	2.2	10.4	3.4	0	0.20
As4	7.57	67.5	47	0	27.5	7.3	4.3	5.5	0.6	9.6	0.5	0	1.5
As5	7.45	58	41	0	17.5	5.8	2.9	4.8	2.3	5.2	0.7	0	0.85
As6	7.47	86	60	0	42.5	9.3	4.3	8.2	0.6	8.0	2.0	0	1.7
As7	7.72	90	63	0	40.0	10.4	5.7	7.1	2.5	8.8	1.5	0	0.64
As8	7.52	460	322	0	307.5	16.2	11.4	20.2	4.8	63.2	14.6	5	0.49

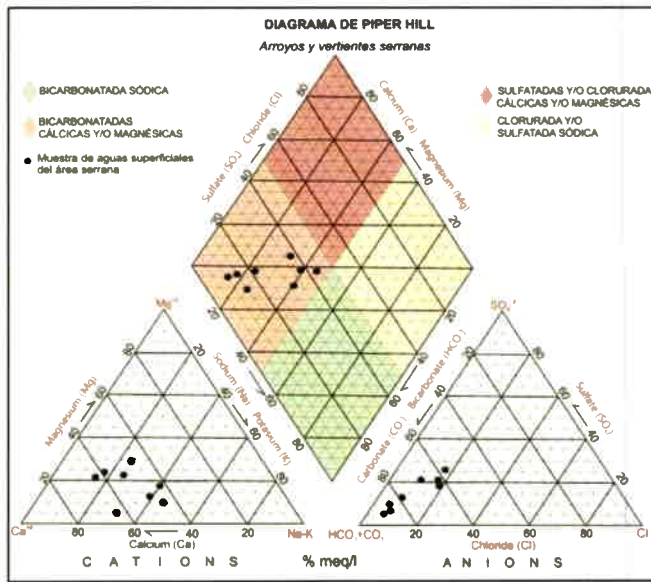


Figura 9.9. Composición química de los arroyos y vertientes serranos.



Figura 9.10. Muestreo realizado en el área serrana. a) y b) Muestreo y medición de parámetros *in situ* de As1. c) Medición de parámetros *in situ* de As4. d) Muestreo en As5.

9.2.2.2. Sistemas lagunares: en la zona se han censado además, cuerpos lagunares (A5, A8 e IA3) así como canales de drenaje (A2, A3, SA6 y A10) construidos con el fin de drenar las áreas ocupadas por humedales para poder destinarlas a la agricultura (Figuras 6.2 y 9.11), como se ha visto en el capítulo 6. Los resultados de los análisis físico-químicos se muestran en la tabla 9.5. Si bien no se realizaron análisis físico-químicos de las aguas de las lagunas temporarias y efímeras, si se cuenta con mediciones de CE de estos cuerpos tomadas durante el censo de pozos. Se observa una gran variación en la calidad del agua de los cuerpos lagunares (Figura 9.12). Las aguas más dulces, resultaron de lagunas temporarias o efímeras (recargadas por aguas de precipitaciones) y en aquellas que si bien son permanentes poseen un gran aporte de agua superficial y atmosférico, tal como la laguna Pagliero (IA3), aunque en estos cuerpos, la presencia en bajas concentraciones de arsénico y fluoruros, también indican aporte subterráneo (Figura 8.8). Las aguas más saladas resultaron en los canales de drenaje de las áreas lagunares más importantes, que actúan como áreas de descarga regional del agua subterránea y en las que se observa una alta tasa de evaporación que concentra sales (CE de hasta 26.420 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

Tabla 9.5. Resultados de análisis físico-químico de agua de cuerpos lagunares.

Muestra	pH	CE [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	SDT [mg/L]	CO_3^{2-} [mg/L]	CO_3H^- [mg/L]	SO_4^{2-} [mg/L]	Cl^- [mg/L]	Na^+ [mg/L]	K^+ [mg/L]	Ca^{+2} [mg/L]	Mg^{+2} [mg/L]	As [$\mu\text{g}/\text{L}$]	F^- [mg/L]	NO_3^- [mg/L]
A2	8.0	6080	4256	0	545	1277.7	1065.7	1486.4	22.9	148.0	99.0	400	1.9	3.0
A3	8.8	26420	18494	43.6	455	3074.8	2857.1	6572.3	167.0	145.6	408.8	200	1.2	101
A5	9.2	3660	2562	0	455	846.6	565.7	793.7	58.6	70.4	36.6	35	0.9	0.5
A8	8.6	3040	2128	55.8	1567.5	134.9	254.3	788.7	23.3	32.0	11.2	5	1.6	7.5
SA6	8.5	5880	4116	12.1	832.5	1870.3	640.0	1375.1	41.0	61.6	37.1	60	1.35	0
IA3	7.3	1072	750	0	297.5	252.4	60.0	214.4	14.2	44.0	15.1	90	1.8	0
A10	8.0	13120	9184	0	627.5	2768.8	2448.6	3367	68.0	110.4	112.2	300	1.6	38
A12	7,9	1630	1141	0	400	322.6	114.3	361	16.1	48,8	16,6	80	1,7	2,3



Figura 9.11. Muestreo de cuerpos lagunares. a) Laguna permanente en Estancia La Resistencia (A5). b) Canal de drenaje A12. c) Canal de drenaje A10.

9.2.3. GEOQUÍMICA DEL ACUÍFERO LIBRE

En el área de estudio, el acuífero libre, de aguas dulces a saladas, presenta conductividades eléctricas (CE) del orden de 3.894 $\mu\text{S/cm}$, con mínimos de 777 $\mu\text{S/cm}$ hacia el occidente y máximos de hasta 15.600 $\mu\text{S/cm}$ en el sector oriental (Tabla 9.6 y Figura 9.12, ver planilla de datos completos en Anexo II). El carácter geoquímico es muy variable, preferentemente de tipo mixto con predominio del ión bicarbonato y sulfato, alcanzando las aguas más saladas el tipo geoquímico clorurado-sulfatado, siempre sódico. Las muestras de carácter geoquímico bicarbonatado y sulfatado-bicarbonatado representan el 60 % de la totalidad de las muestras, mientras que el resto se distribuye en sulfatadas-cloruradas (20 %), sulfatadas (10 %), bicarbonatadas-sulfatadas (5 %) y clorurada-sulfatada (5 %). Las aguas más saladas y sulfatadas (F2, SB7 y SB9) se las encuentra asociadas a sitios próximos a las áreas deprimidas que actúan como zonas de descarga regional (bañados del Saladillo), en las que actúa principalmente el proceso de evaporación debido a que el nivel freático está próximo a la superficie o aflorando, además de ser áreas con velocidades de circulación muy lentas, que posibilitan un mayor tiempo de contacto del agua con los sedimentos, aumentando la disolución de sales. Las aguas más dulces (CE del orden de 780 a 1.500 $\mu\text{S/cm}$) y bicarbonatadas, se asocian preferentemente a la faja fluvial del río Cuarto y su área de derrames, en donde la granulometría de los sedimentos permiten velocidades de circulación más altas, y por lo tanto, menores tiempo de contacto agua-sedimentos. En el resto del área, los valores de CE (entre 1.500 y 5.800 $\mu\text{S/cm}$) y el carácter geoquímico bicarbonatado-sulfatado y sulfatado-bicarbonatado, se vinculan a la posición intermedia en el flujo hidrológico regional (Blarasin, 2003), ya que el agua que viene circulando, desde el pedemonte, a bajas velocidades por los sedimentos finos (loess) que componen el acuífero, va aumentando la salinidad en el mismo sentido del flujo y por lo tanto han adquirido una evolución geoquímica moderada.

Tabla 9.6. Estadísticos descriptivos de los parámetros físico-químicos del acuífero libre

	pH	CE $\mu\text{S/cm}$	SDT mg/L	CO_3^{2-} mg/L	HCO_3^- mg/L	SO_4^{2-} mg/L	Cl^- mg/L	Na^+ mg/L	K^+ mg/L	Ca^{+2} mg/L	Mg^{+2} mg/L	As ug/L	F^- mg/L
Media	7,85	3894	2724	0,2	703,1	866,6	446,1	15,5	24,7	43,2	34,2	307	2,5
Desvío	0,28	3930	2750	1,1	294,0	1042,9	655,2	934,0	17,7	34,1	32,6	475	1,7
Máximo	8,35	15650	10955	4,9	1292,5	4140,8	2250,0	3354,9	63,0	134,4	127,8	2200	6,0
Mínimo	7,49	777	544	0	212,5	52,6	25,7	158,8	7,5	4,8	3,9	15	0,3

El agua del acuífero libre presenta concentraciones de As y F^- variables (Tabla 9.6). Los tenores de arsénico alcanzan valores mínimos de 15 $\mu\text{g/L}$ y máximos de 2.200 $\mu\text{g/L}$, con una media de 307 $\mu\text{g/L}$, mientras que para F^- el mínimo hallado es de 0,3 mg/L y el máximo de 6,0 mg/L, con una media de 2,5 mg/L. En este ambiente oxidante se ha probado que en un 90 % el As disuelto corresponde a As^{+5} (Blarasin *et al.*, 2014).

Las concentraciones de As y F⁻ determinadas en las muestras de agua, presentan una distribución espacial asociada a las unidades geomorfológicas ya definidas. Así pues, las mayores concentraciones, en general, se registran al Este del área, en el sector denominado *Depresión del Saladillo* y también en el área del *Sistema Lagunar*

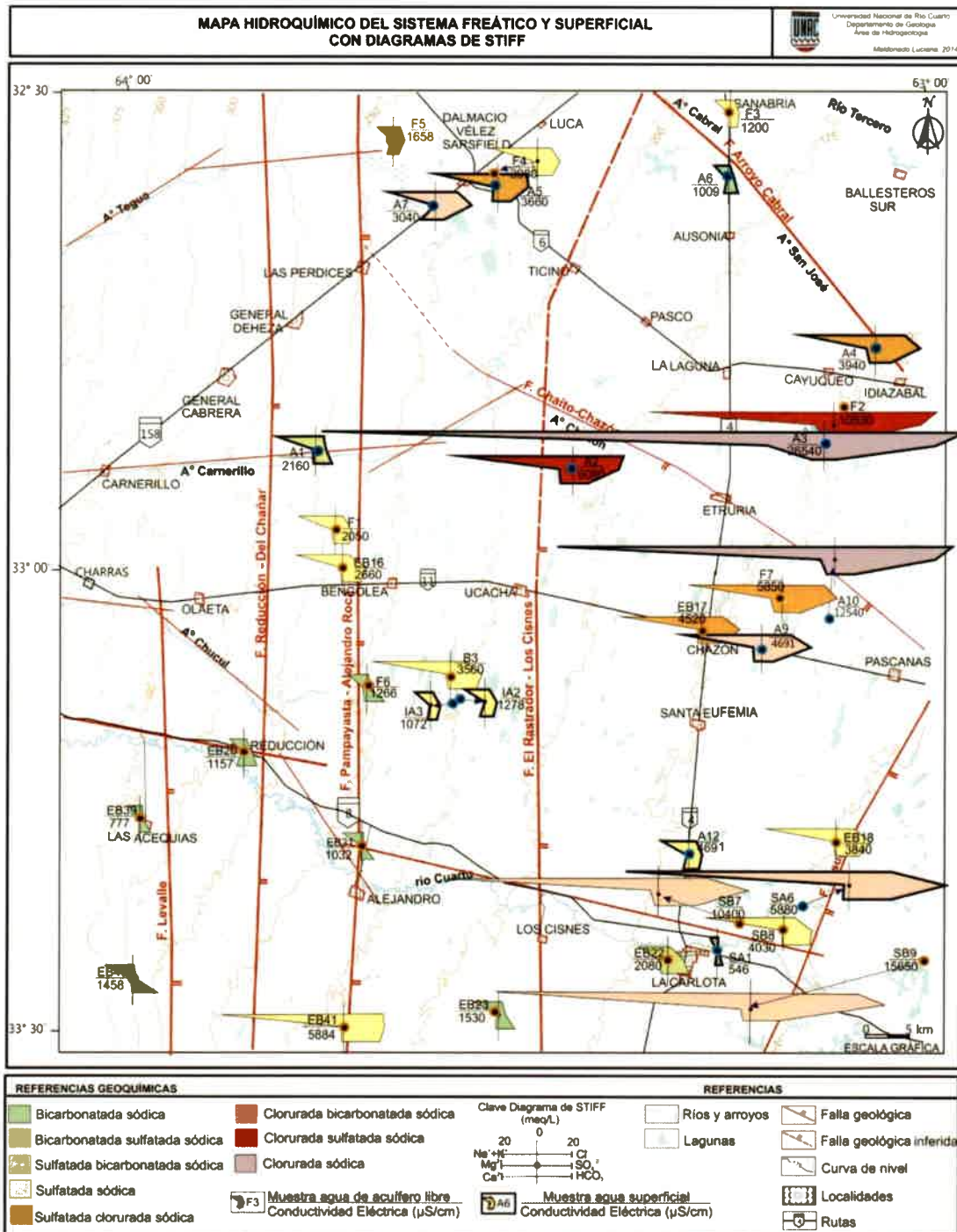


Figura 9.12. Mapa geoquímico del acuífero libre y de los sistemas de aguas superficiales. Diagramas de Stiff.

La Felipa, aunque en estos sectores se presentan aguas con bajos tenores en As y F⁻ (ejemplo F6). Los tenores más bajos se asocian a la faja fluvial del río Cuarto, aunque en este ambiente, aparecen muestras con tenores de estos elementos elevados (ejemplo EB23). Se observa, una moderada a alta correlación estadística entre arsénico y fluoruros ($r = 0,7$; $\rho = 0,01$) y entre estos elementos y el pH (As: $r = 0,6$; $\rho = 0,05$ y F: $r = 0,7$; $\rho = 0,01$). No se observa correlación estadística entre ellos y el bicarbonato, posiblemente debido a la gran heterogeneidad de factores que intervienen en el área.

De acuerdo a los antecedentes hidrogeológicos para el Sur de Córdoba, la presencia de estos elementos, forman parte del fondo natural de la calidad del agua y están asociados, como se ha visto a nivel regional, a los componentes principales del loess pampeano (vidrio volcánico, minerales y fragmentos líticos) que constituyen el acuífero libre (Nicolli *et al.*, 1989; Blarasin y Cabrera, 2005). Los principales procesos de liberación de As son la disolución de vidrio volcánico y la desorción a partir de los óxidos e hidróxidos de Fe y Mn (Nicolli *et al.*, 1997; Smedley *et al.*, 2000). Por su parte, los procesos de liberación de F⁻ serían la disolución de vidrio volcánico y de otros minerales portadores de F⁻, como por ejemplo fluorita (Ca₂F) (Nicolli *et al.*, 1997; Blarasin, 2003).

El **acuífero libre la zona serrana** (Figura 9.13), se caracteriza por presentar aguas dulces, con conductividades eléctricas del orden de 670 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (máx.= 1.376 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y mín.= 134 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y de carácter geoquímico predominantemente bicarbonatado (Tabla 9.7). Las muestras de tipo bicarbonatado cálcico representan el 57% del total, las bicarbonatadas sódicas el 29% y el 14% restante corresponden a aguas de tipo bicarbonatadas calco-magnésicas (Figura 9.14). Se aclara que de las 9 muestras dos de ellas involucran parte del medio fracturado.

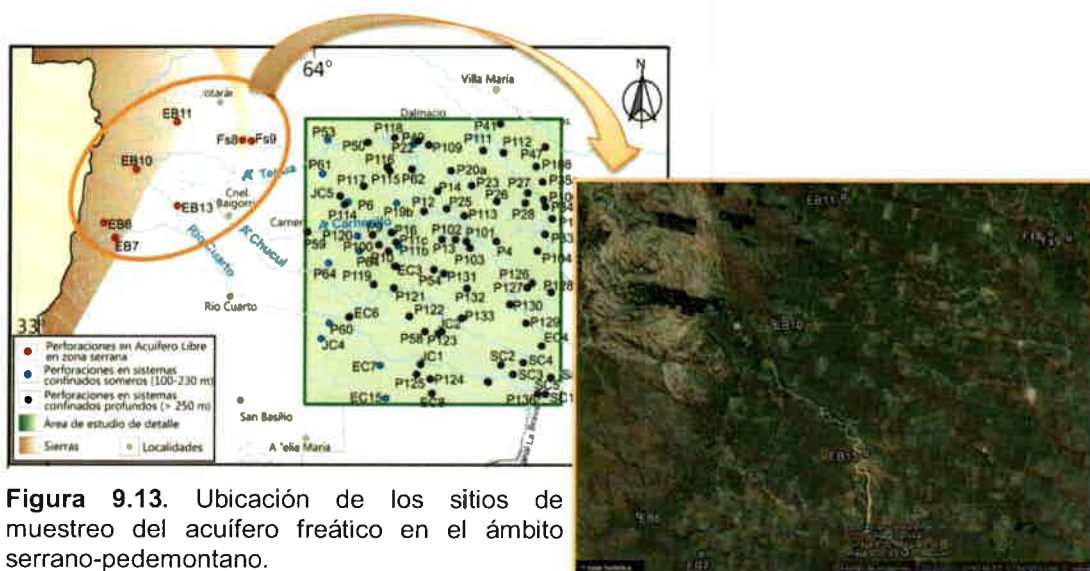


Figura 9.13. Ubicación de los sitios de muestreo del acuífero freático en el ámbito serrano-pedemontano.

Tabla 9.7. Resultados de análisis físico-químico del acuífero libre de la zona pedemontana.

Muestra	pH	CE [μS/cm]	SDT [mg/L]	CO ₃ ²⁻ [mg/L]	CO ₃ H ⁻ [mg/L]	SO ₄ ²⁻ [mg/L]	Cl ⁻ [mg/L]	Na ⁺ [mg/L]	K ⁺ [mg/L]	Ca ⁺² [mg/L]	Mg ⁺² [mg/L]	As [μg/L]	F ⁻ [mg/L]	NO ₃ ⁻ [mg/L]
EB6	7,2	310	217	0,0	157,5	17,3	5,7	20,2	3,1	34,4	12,2	0	0,4	13,0
EB7	8,5	1376	963	4,9	485,0	252,4	51,4	394,3	11,4	11,2	4,9	60	2,8	25,0
EB10	7,9	1260	882	0,0	732,5	51,7	8,6	242,7	13,9	52,0	21,5	23	0,6	7,5
EB11	7,9	260	182	0,0	125,0	20,5	5,7	17,2	3,1	32,0	6,3	0	0,4	5,0
EB13	8,1	134	94	0,0	62,5	20,5	2,9	9,9	3,4	15,2	1,9	1	0,5	3,0
Fs8	7,6	692	484	0,0	415,0	18,9	17,1	17,2	8,4	92,8	19,0	4,0	0,8	35,0
Fs9	7,6	469	328	0,0	305,0	14,4	11,4	15,2	4,2	65,6	12,7	3,0	0,4	0,0

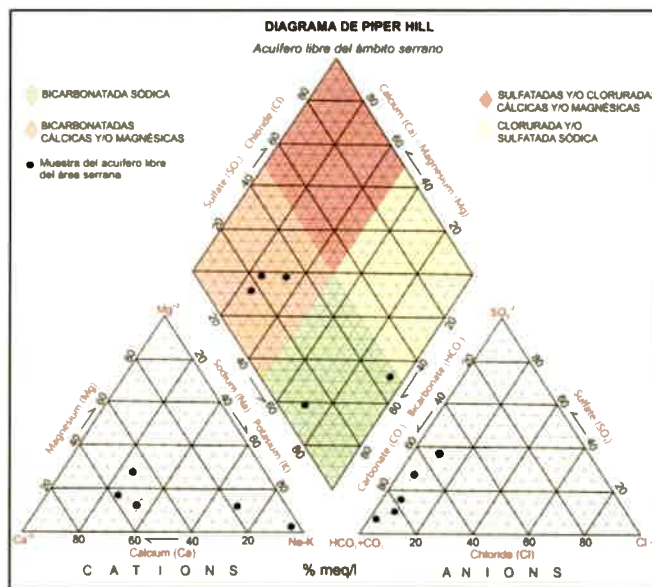


Figura 9.14. Composición química del acuífero libre de la zona pedemontana.

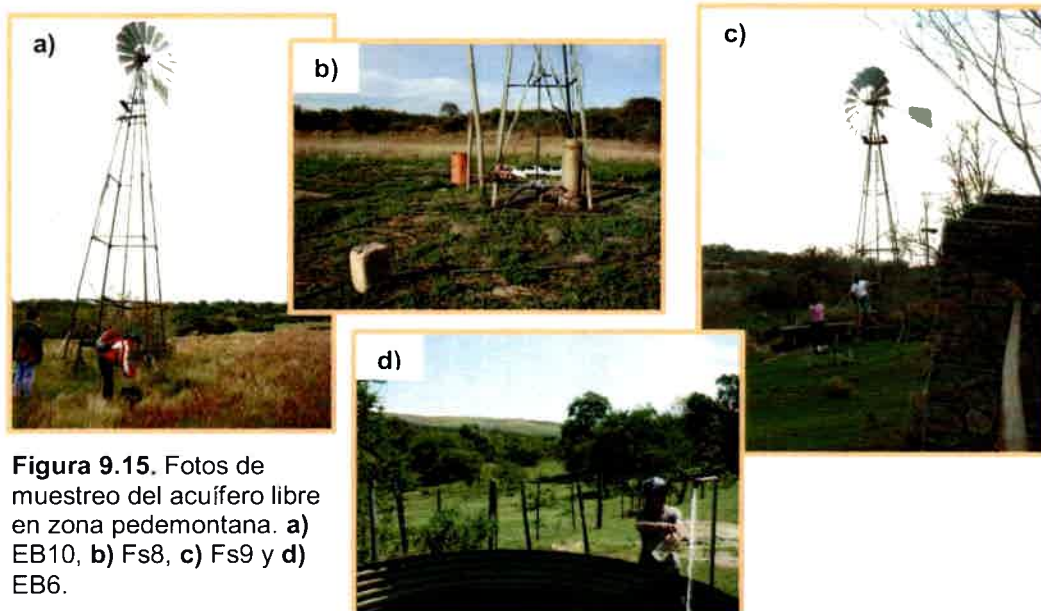


Figura 9.15. Fotos de muestreo del acuífero libre en zona pedemontana. a) EB10, b) Fs8, c) Fs9 y d) EB6.

El acuífero libre de la zona serrana presenta contenidos variables de As y F⁻ (máx.=60 µg/L y mín.=1 µg/L para As y máx.=2,8 mg/L y mín.=0,4 mg/L para F⁻), pero los valores medidos son más bajos que los obtenidos para el acuífero de la llanura. En este caso, los bajos tenores se asocian a la infiltración rápida del agua de lluvia, que no presenta contenidos de As, que circula rápidamente, por lo que disminuye la interacción con la fase sólida (minerales) y la posibilidad de que se cargue en iones. Para F⁻ los tenores hallados, en general, son del orden de 0,5 mg/L, salvo la muestra EB7 que presenta un valor de F⁻ de 2,8 mg/L, cuya fuente de aporte estaría vinculada a la mineralogía de los sedimentos pedemontanos (con participación de loess), que también influyen en el alto valor de As de esta muestra.

La presencia de nitratos en el acuífero libre del sector serrano es debido a procesos de contaminación. En general, como ya se ha mencionado anteriormente, los valores más bajos pueden asociarse a fuentes difusas como uso de fertilizantes, como puede verse en la Figura 9.16, mientras que los tenores mayores, en muchos casos se los vinculan a fuentes de contaminación puntual, fundamentalmente ganadera (feedlot, tambos, corrales) y urbanas (sistemas de saneamiento in situ, basurales).



Figura 9.16. Campo destinado al cultivo de soja. Perforación EB7.

9.2.4. GEOQUÍMICA DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS

Los sistemas de acuíferos confinados (SAC) poseen aguas de salinidades y tipo geoquímico variables (Tabla 9.8, ver planilla de datos completos en Anexo II). En función del modelo hidrogeológico elaborado para el área, se confeccionó el mapa de conductividad eléctrica (CE) del agua de manera puntual. Las muestras fueron identificadas con círculos de distinto diámetro y color en función del valor de CE medido en cada uno de ellos (Figura 9.17).

El sistema más somero, SAC A1, posee CE promedio del orden de 1.993 µS/cm, con máximo de 4.000 µS/cm y mínimo de 823 µS/cm (Figura 9.17 y 9.18) y carácter geoquímico de aguas mixtas, sulfatadas (57%), bicarbonatadas (28,6%) y sulfatadas-bicarbonatadas (14,3%), siempre sódicas (Figura 9.19). Las aguas más saladas y sulfatadas se observan al NO del área, asociadas a materiales con mayor porcentaje de matriz fina, lo que facilitaría un mayor tiempo de contacto del agua con los sedimentos, aumentando la disolución de sales. Las aguas más dulces se presentan al

Sur, asociadas a materiales areno-gravosos (paleosistemas fluviales). En lo que se refiere a las concentraciones de As y F⁻ para este sistema, los valores promedios hallados son del orden de 40 µg/L y 0,6 mg/L, con mínimos de 15 µg/L (P19b) y 0,2 mg/L (P49) y máximos de 90 µg/L (P6) y 1,0 mg/L (P6), respectivamente (Figura 9.18).

Tabla 9.8. Estadísticos descriptivos de los sistemas acuíferos confinados

		pH	CE µS/cm	CO ₃ ⁼ mg/L	HCO ₃ ⁻ mg/L	SO ₄ ⁼ mg/L	Cl ⁻ mg/L	Na ⁺ mg/L	K ⁺ mg/L	Ca ⁺² mg/L	Mg ⁺² mg/L	As µg/L	F ⁻ mg/L
SAC A1	Media	7,7	1993	0	302,1	592,8	207,3	393,4	15,2	94,9	12,4	40	0,6
	Desvío	0,17	1254	0	83,0	516,8	210,9	267,0	6,8	83,3	4,4	27,5	0,3
	Máximo	8,0	4000	0	447,5	1548,2	522,9	891,8	28,1	224,8	20,0	90	1,0
	Mínimo	7,5	823	0	210,0	134,9	34,3	169,9	8,8	30,4	7,8	15	0,2
SAC A2	Media	7,5	1063	0	257,1	226,27	78,8	188,1	10,4	47,92	7,4	28	0,4
	Desvío	0,27	567	0	50,5	222,57	73,6	107,7	3,3	25,71	3,5	21	0,2
	Máximo	7,9	2470	0	375,0	804,79	280	497,5	18,7	140,0	15,6	75	1,1
	Mínimo	6,8	546	0	175,0	33,43	14,3	84,9	7,0	16,0	2,4	10	0,1
SAC C	Media	7,76	1436	0	255,0	350,1	133,3	267,6	11,5	54,7	7,1	64,2	0,3
	Desvío	0,23	813	0	37,8	353,3	92,1	157,4	2,0	38,1	3,9	60,7	0,1
	Máximo	8,2	2660	0	312,5	870,2	257,1	489,4	13,8	129,6	13,7	160	0,5
	Mínimo	7,6	593	0	225,0	68,9	37,1	111,2	8,6	24,8	2,4	10	0,1
SAC D	Media	7,6	2334	0	247,8	707,5	260,8	424,6	12,9	130,4	9,8	70	0,4
	Desvío	0,27	668	0	62,4	467,8	96,5	133,3	3,9	95,6	3,7	47	0,3
	Máximo	8,06	3600	0	377,5	1863,8	442,9	784,6	20,7	390,4	17,1	160	1,4
	Mínimo	6,9	900	0	145,0	177,6	45,7	167,8	6,0	23,2	1,5	12	0,1

El sistema SAC A2 presenta, en general, las aguas más dulces del área, con CE del orden de 1.063 µS/cm, mínimos de 546 µS/cm y máximos de 2.470 µS/cm (Figura 9.17 y 9.18). En este sistema las aguas son del tipo geoquímico bicarbonatadas (47,6%), sulfatada-bicarbonatadas (33,3%), sulfatadas (14,3%), y sulfatada-cloruradas (4,8%), todas sódicas (Figura 9.19). La baja salinidad de este sistema está vinculada a que la capa acuífera es de arenas y gravas fundamentalmente cuarzosas, por lo que los procesos de transferencia de iones al agua estarían minimizados. En cuanto a los tenores de As y F⁻, se observa que este sistema SAC A2 es el que presenta menores concentraciones de ambos elementos. Los valores hallados para As son del orden de 28 µg/L, con mínimos de 10 µg/L (P114, P115 y P117) y máximos de 75 µg/L (P9, P100 y EC8). En el caso del F⁻, la media es del orden de 0,4 mg/L, con mínimos de 0,1 mg/L (P10) y máximos de 1,1 mg/L (P9) (Figura 9.18).

El sistema SAC C, posee aguas con contenidos salinos y carácter geoquímicos variable. En lo referido a la salinidad, se caracteriza por CE promedio del orden 1.436 µS/cm, con mínimos de 593 µS/cm y máximos de 2.660 µS/cm (Figura 9.17 y 9.18). Las aguas son de tipo geoquímico sulfatado (33 %), bicarbonatado (33%), sulfatado-bicarbonatado (16,7 %) y clorurado-bicarbonatado (16,7 %) (Figura 9.19). El

condicionante fundamental en la geoquímica del agua de este sistema es litológico asociado a las arenas finas marinas que conforman el acuífero.

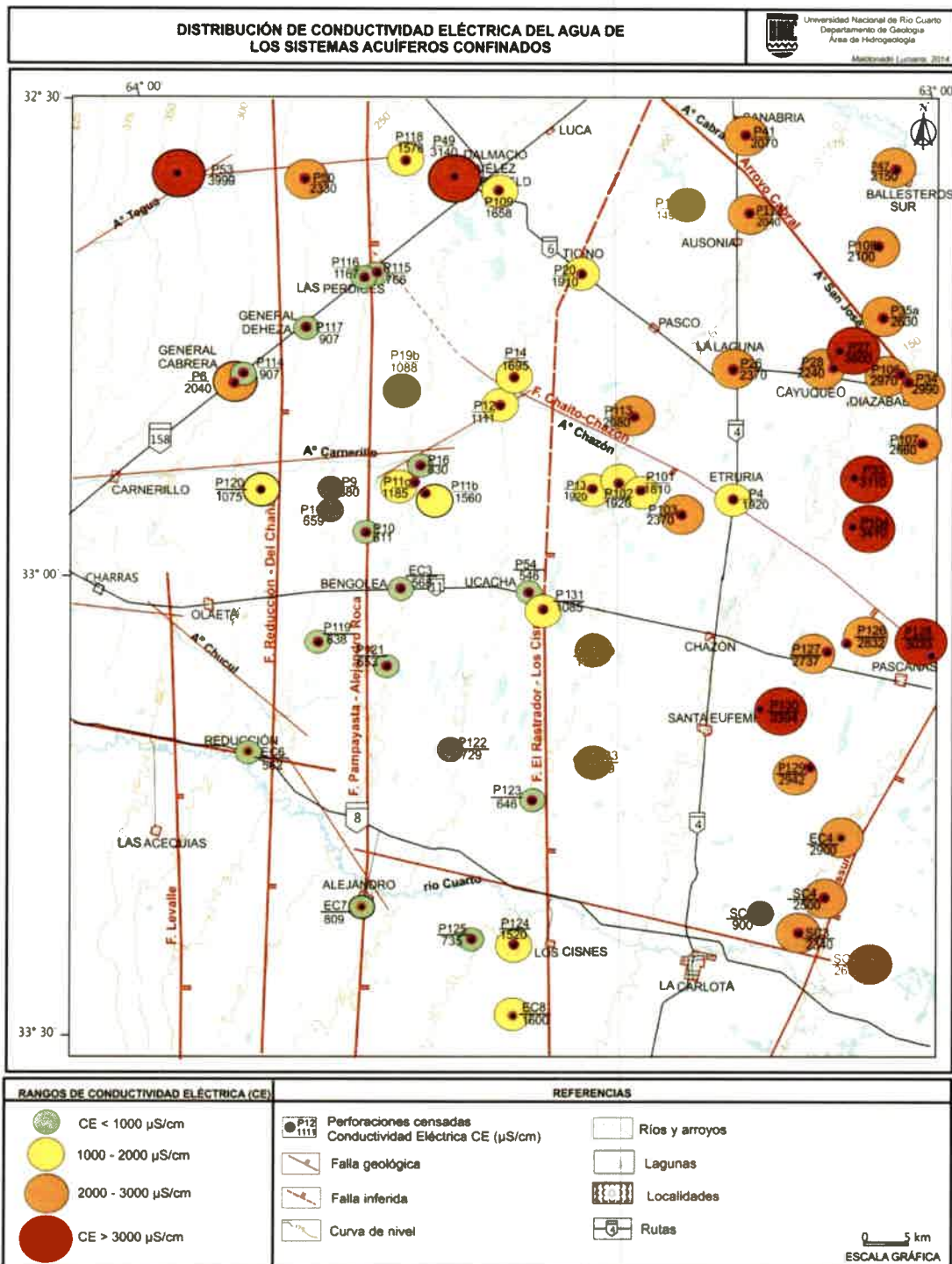


Figura 9.17. Mapa de Conductividad Eléctrica (CE) de los sistemas acuíferos confinados.

En lo que respecta a As, los valores hallados son elevados, alcanzando una media de 64 µg/L, con un mínimo de 10 µg/L (P111) y un máximo de 160 µg/L (P107). Para

F⁻ se midieron tenores promedios de 0,3 mg/L, con mínimos de 0,1 mg/L (P111) y máximos de 0,5 mg/L (P131) (Figura 9.18).

El sistema **SAC D** presenta las CE más elevadas, del orden de 2.330 $\mu\text{S/cm}$ (promedio), con un mínimo de 900 $\mu\text{S/cm}$ y un máximo de 3.600 $\mu\text{S/cm}$ (Figura 9.17 y 9.18). En este sistema predominan las aguas del tipo geoquímico sulfatadas (62,5%), sulfatada-cloruradas (15,6%), clorurada-sulfatadas y sulfatada-bicarbonatadas (9,4%) y una muestra clorurada-bicarbonatada (3,1%), todas sódicas (Figura 9.19). Los tenores de As y F⁻ medidos son más elevados, para ambos elementos, comparados con los sistemas anteriores. Los valores hallados para As son del orden de 70 $\mu\text{g/L}$, con un mínimo de 12 $\mu\text{g/L}$ y un máximo de 160 $\mu\text{g/L}$. En el caso del F⁻, la media es del orden de 0,4 mg/L, el mínimo de 0,1 mg/L y el máximo de 1,4 mg/L (Figura 9.18). La alta salinidad y la evolución geoquímica alcanzada en este sistema, en el que se destaca el ion sulfato, se vincularía a la composición de los sedimentos del acuífero (equivalente a la Formación Chaco) caracterizada por la presencia de niveles evaporíticos (yeso).

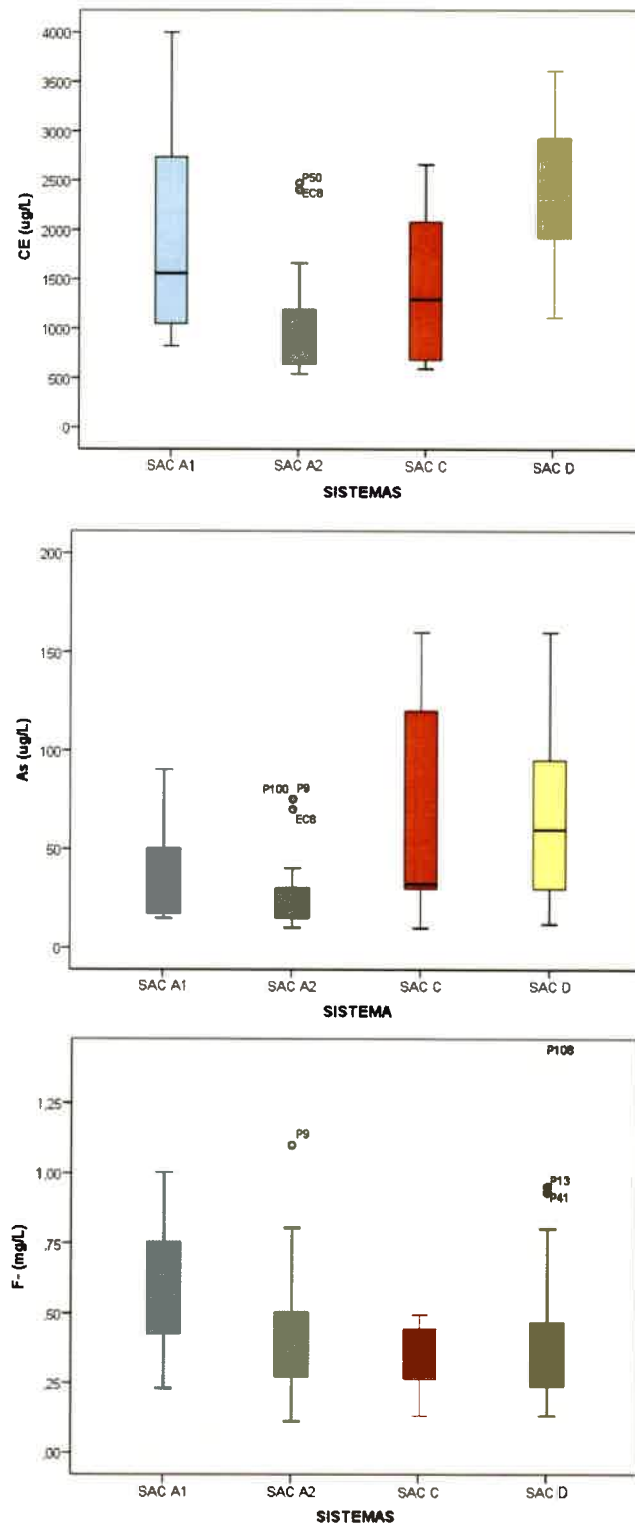


Figura 9.18. Diagramas de caja de CE, As y F⁻ para los sistemas de acuíferos confinados.

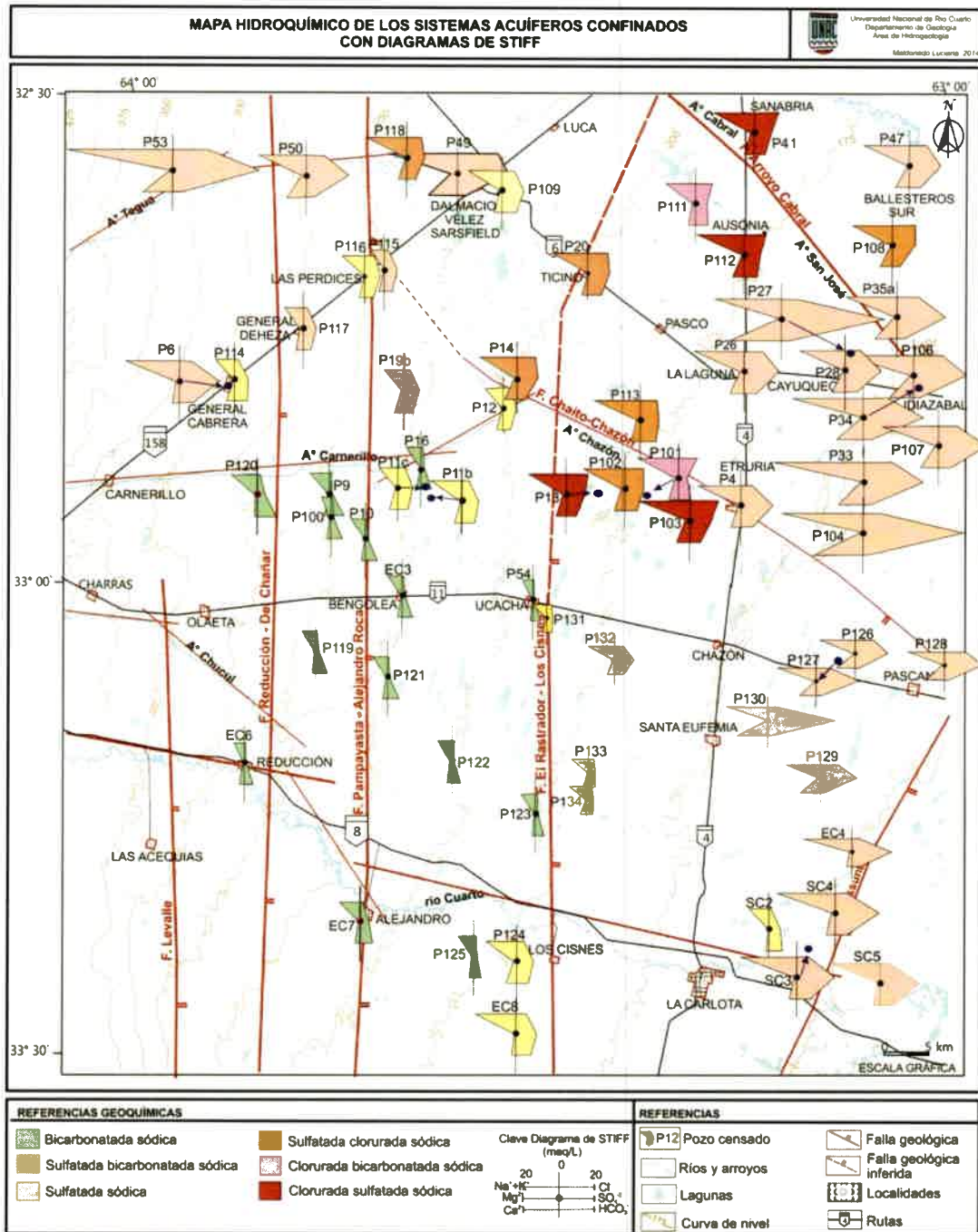


Figura 9.19. Mapa geoquímico con diagramas de Stiff de los sistemas acuíferos confinados.

La existencia de As y F⁻ en todos los sistemas confinados, someros y profundos, debe necesariamente vincularse a una mineralogía portadora. El análisis mineralógico de estas capas (fracción arenas finas), arrojó información sobre la presencia de vidrio volcánico procedente de la actividad geológica durante el Paleógeno-Neógeno, con porcentajes elevados, lo que permite suponer la posible fuente de aporte de ambos elementos, siendo el mecanismo de liberación principal, en ambos casos la disolución del mismo. Además, hay que destacar procesos geoquímicos que permitan la

liberación de As a partir de la presencia de óxidos o hidróxidos de Mn y Fe (también observados en la mineralogía de arcillas realizada), dado que el ambiente es más reductor a estas profundidades (valores de oxígeno disuelto (OD) del orden de 2 mg/L), lo que podría alterar la estructura y propiedades de superficie de los óxidos, generando la liberación y entrada en solución de Fe, Mn y As. Se suma para el F⁻, además la presencia de otros minerales portadores (fluorapatita, fluorita) que podrían estar aportando este elemento al agua.

9.2.4.1. Análisis estadístico multivariado de los sistemas acuíferos confinados

El tratamiento de los datos a través del análisis multivariado entre observaciones -modo Q- (Figura 9.20), permitió identificar, a una línea de corte del 75 %, tres grandes grupos geoquímicos: A, B y C, relacionados principalmente por la CE y tipo geoquímico del agua y en menor grado por la profundidad del sistema. El grupo A concentra aquellas muestras con CE intermedias (entre 1.500-2.900 $\mu\text{S}/\text{cm}$), de tipo geoquímico mixto y en general sin discriminar por sistema. El segundo núcleo, B, asocia principalmente a las aguas más dulce de los sistemas SAC A1 y SAC A2 con CE del orden de 600 a 1.200 $\mu\text{S}/\text{cm}$, de tipo geoquímico bicarbonatadas y sulfatadas-bicarbonatadas sódicas. Por último, el grupo C contiene a las muestras más saladas que poseen CE del orden de 3.300 a 4.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y de tipo geoquímico sulfatado sódico, agrupando así a las muestras más saladas del sistema SAC D y a la de mayor CE del sistema SAC A1. Los 3 grandes grupos obtenidos poseen internamente subgrupos que quedaron especialmente condicionados por la CE, el tipo geoquímico y en menor grado la profundidad de la capa acuífera.

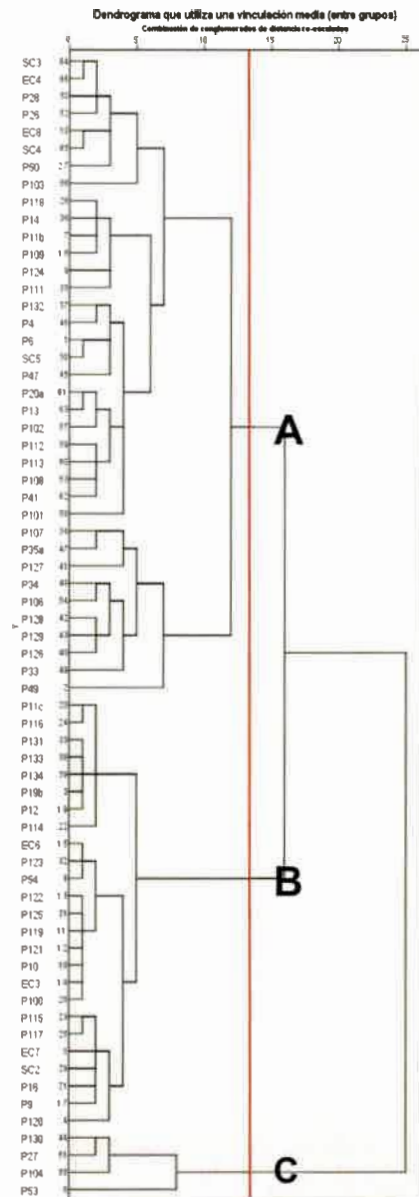


Figura 9.20. Dendrograma de los SAC. Modo Q.



GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

10.1. INTRODUCCIÓN A LA GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

La geoquímica isotópica es la rama de la hidrogeología que emplea en la investigación el análisis de isótopos ambientales (átomos de un mismo elemento que difiere en el número de neutrones -número másico- y que se encuentran ampliamente distribuidos en el ambiente, participando activamente del ciclo hidrológico). El análisis de este tipo de isótopos es muy utilizado para determinar fuentes y zonas de recarga de los acuíferos, conexiones hidráulicas entre ellos, mezclas de aguas de orígenes diferentes, el tiempo de residencia o edad del agua en el acuífero, origen de contaminantes, entre los más destacados (Craig, 1961,b; Gat, 1980,1983,1996; Panarello y Parica, 1984; Panarello *et al.*,1987, 1993,1995, 1996, 2005; Levin *et al.*, 1988; Gat *et al.*, 1996; Gonfiantini, 1999; Mook, 2001; Dapeña *et al.*, 2002; Dapeña y Panarello, 2004; Gibson *et al.*, 2005.; Custodio, 2005; Martínez *et al.*, 2006, 2007; Quiroz Londoño *et al.*, 2008; Quiroz Londoño, 2009; entre muchos otros).

En el Sur de la provincia de Córdoba, Cabrera (2009) realizó por primera vez análisis de isótopos ambientales (^2H , ^3H y ^{18}O) para corroborar el modelo conceptual elaborado sobre el funcionamiento de los diferentes sistemas acuíferos presentes, principalmente, la recarga de acuíferos profundos y las relaciones hidráulicas entre los distintos sistemas hidrológicos. Giuliano Albo (2013), utilizó también por primera vez al Sur de Córdoba, isótopos estables del nitrógeno ($^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), además de los ambientales (^2H y ^{18}O), para establecer, además de la recarga y conexiones hidráulicas entre sistemas, las posibles fuentes de contaminación de acuíferos de diferente origen, en agroecosistemas.

En esta investigación, se aplica el análisis de los isótopos ^2H , ^{18}O , ^3H y ^{14}C para corroborar el modelo conceptual elaborado sobre el funcionamiento hidrológico de los diferentes sistemas acuíferos profundos, con el fin de verificar principalmente las hipótesis de recarga de acuíferos profundos, las relaciones hidráulicas entre los distintos sistemas hidrológicos y la edad del agua en los acuíferos profundos. Cabe

destacar que, por primera vez para el Sur de la provincia de Córdoba, se cuenta con edades de ^{14}C .

A continuación se expondrá una breve introducción al estudio de los isótopos estables ^2H , ^{18}O y ^{13}C en el marco del ciclo hidrológico y se mostrarán los resultados del análisis de antecedentes realizado para el Sur de Córdoba y de su aplicación concreta en la zona de detalle estudiada. Posteriormente, en el apartado 10.2, se realizará una descripción similar para los radioisótopos ^3H y ^{14}C .

10.1.1. ISÓTOPOS ESTABLES PROPIOS DE LA MOLÉCULA DE AGUA: ^2H y ^{18}O

10.1.1.1. Introducción

El ^2H y el ^{18}O , son isótopos livianos estables, es decir, no sufren cambios en sus propiedades nucleares con el transcurso del tiempo. La abundancia promedio de los isótopos estables del hidrógeno fue establecida por Way *et al.*, (1950) y la del oxígeno por Nier (1950). De todas las combinaciones posibles de ^2H y ^{18}O en las moléculas de agua, las más abundantes en la naturaleza son: H_2^{16}O , $\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ y H_2^{18}O . La sustitución del ^1H y del ^{16}O por ^2H y ^{18}O en la molécula de agua produce diferencias en aquellas propiedades controladas directamente por la masa molecular, tales como densidad, presión de vapor, velocidad de difusión, etc. (IAEA, 1981). Estas diferencias hacen que tanto en la naturaleza como en el laboratorio, se produzcan redistribuciones de los distintos isótopos entre fases o compuestos químicos presentes en el sistema. Esta acomodación hacia un estado de equilibrio, estable o inestable, que no afecta por igual a ambas especies isotópicas, se conoce bajo la denominación de **fraccionamiento isotópico** (Panarello, 1987). Consecuentemente, podemos definir al fraccionamiento isotópico como la diferencia en la concentración de los isótopos de un mismo elemento entre dos o más compuestos químicos o fases en mutuo intercambio isotópico

La diferencia en las masas de las moléculas de agua hace que éstas sufran un **fraccionamiento isotópico** característico como parte integrante del ciclo hidrológico, debido a que las especies que tienen moléculas isotópicamente más livianas poseen una presión de vapor mayor, por lo que "evaporan" preferencialmente, es decir poseen una velocidad mayor para escapar a la fase vapor que las especies que tienen moléculas más pesadas, las cuales tienden a quedar concentradas en el líquido remanente que sufrió el proceso de evaporación (Gat, 1981). Por otro lado, las especies moleculares más pesadas del vapor de agua poseen presión de vapor menor, por lo tanto tienen una mayor velocidad de condensación que las especies moleculares livianas. De este modo, el vapor de agua de la nube va disminuyendo su contenido de ^2H y ^{18}O respecto al agua de mar, como se verá más adelante, y el líquido condensado que se forma de ese vapor se encuentra enriquecido en ^2H y ^{18}O .

La composición isotópica de cualquier elemento cuyo isótopo sufre fraccionamiento es universalmente expresado como la relación "R" que es el cociente entre el número de moléculas que contienen a la especie menos abundante (en general la más pesada) y el número de moléculas que contienen a la especie más común (en general la más liviana). Para el caso del oxígeno es $R^{18} = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$, y para el hidrógeno es $R^2 = {}^2\text{H}/{}^1\text{H}$. Estas relaciones isotópicas son medidas por espectrometría de masas y son expresadas en forma relativa respecto a una referencia que, para los isótopos del agua, es la composición isotópica media del agua de mar (SMOW, actualmente V-SMOW) (Craig, 1961a; Gonfiantini, 1978). Esta **desviación isotópica, delta (δ)** se define como:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{referencia}}}{R_{\text{referencia}}} \times 10^3 \text{‰} \quad \delta^2\text{H} = \frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{referencia}}}{R_{\text{referencia}}} \times 10^3 \text{‰}$$

Si δ es positivo indica que la muestra tiene una relación ${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ ó ${}^2\text{H}/{}^1\text{H}$ mayor que la referencia, expresando un **enriquecimiento** en ${}^{18}\text{O}$ ó ${}^2\text{H}$ respecto al mismo. Si δ es negativo, en cambio, indica que la muestra se encuentra **empobrecida** en el isótopo pesado ($R_{\text{muestra}} < R_{\text{referencia}}$) respecto del patrón (V-SMOW).

Los procesos de evaporación y condensación son los principales determinantes del fraccionamiento isotópico en el ciclo del agua. Si existe equilibrio entre las fases y el vapor es removido constantemente, el fraccionamiento se produce de acuerdo con la ecuación de Rayleigh (Rayleigh, 1896), que caracteriza y define los procesos de destilación fraccionada, obedeciendo a ecuaciones de tipo exponencial que describen la partición de los isótopos entre dos reservorios, mientras uno disminuye su tamaño. La **condensación** del vapor de agua en la naturaleza ocurre siempre en condiciones de equilibrio, debido a que se produce con gran lentitud. Por el contrario, la **evaporación** se comporta como un proceso progresivo de no equilibrio, donde el agua se enriquece en ambos isótopos (${}^2\text{H}$ y ${}^{18}\text{O}$), dependiendo del contenido de humedad (Gat, 1980). A mayores contenidos de humedad resulta un menor fraccionamiento. Si los cambios de estado ocurren en condiciones de equilibrio, el **factor de fraccionamiento isotópico (α)** se describe como el cociente de las relaciones isotópicas ($\alpha = R_{\text{líquido}}/R_{\text{vapor}}$) de las fases consideradas. Por convención α se expresa en términos de la relación líquido-vapor (evaporación) o vapor-líquido (condensación), resulta en valores cercanos a 1 y depende de la temperatura.

El **ciclo hidrológico** es un proceso continuo en el que una partícula de agua evaporada del océano vuelve al mismo después de pasar por las etapas de precipitación, escorrentía superficial y subterránea. El punto de partida para describir entonces los procesos hidrológicos es el **océano** que contiene el 97% de las aguas presentes en la superficie terrestre. Los océanos tienen una composición isotópica

homogénea, excepto en áreas de tamaño reducido, donde se pueden producir variaciones considerables debido a la acumulación de aguas continentales (desembocaduras de ríos de alto caudal) o al efecto de evaporación (mares interiores, bahías muy cerradas). Las variaciones isotópicas dentro de los océanos son relativamente menores y no exceden en muchos de los casos $\pm 2\%$ en ^{18}O (IAEA, 1981). De acuerdo con Gonfiantini (1999) las aguas oceánicas tienen variaciones sólo del 1% para $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y de 10% para $^2\text{H}/^1\text{H}$.

El estudio de los isótopos en **precipitación** es de particular importancia debido a que el agua de lluvia es el principal factor de recarga de los sistemas hídricos. Existe una clara relación lineal entre los contenidos de ^2H y ^{18}O en aguas meteóricas no afectadas por evaporación (Friedman, 1953; Craig, 1961b). Si esta información es volcada en un gráfico $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$, se observa que los datos determinan una banda lineal, que permite definir la llamada **línea de aguas meteóricas global o mundial** (LAM), cuya relación responde a la ecuación $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10\%$ (Craig, 1961 b). Dansgaard (1964) utilizó la correlación lineal $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ para relacionar la composición isotópica de cualquier muestra de agua con la línea de aguas meteóricas y definió el parámetro conocido como **exceso de deuterio (d)**: $d = \delta^2\text{H} - 8 \delta^{18}\text{O}$, donde "d" es la ordenada al origen, parámetro inherente al vapor original y es la propiedad más útil para caracterizar su origen y diferenciar procesos de equilibrio de los de no equilibrio. En la mayoría de las precipitaciones continentales $d = +10\%$. El exceso de deuterio refleja la humedad relativa de las masas de vapor atmosférico que originan las precipitaciones (Merlivat y Jouzel, 1979). Un valor alto de "d" está asociado con bajos contenidos de humedad, mientras que un valor bajo está asociado con altos contenidos de humedad. Un valor negativo de "d", si bien es raro que ocurra, puede indicar que no hay equilibrio y por lo tanto el fraccionamiento es cinético. Gonfiantini (1999) confirmó que en cualquier lugar del mundo la composición isotópica del H y O en precipitaciones obedece a la relación lineal del tipo $\delta^2\text{H} = a \delta^{18}\text{O} + b$, donde a varía de 6,5 a 8 y b de 0 a 30, dependiendo del origen e historia previa de la masa de aire, estación, altitud y latitud, características climáticas, etc. De esta manera, se pueden definir líneas meteóricas locales que reflejan diferentes condiciones meteorológicas y que en definitiva, permiten caracterizar la función de entrada en los sistemas hidrológicos en distintas regiones.

Otro proceso que afecta a la composición isotópica de las lluvias es la **evaporación** tanto desde cuerpos de agua superficiales (formación de nubes) como de las gotas de lluvia debajo de la base de la nube, ya que el efecto cinético hace que las moléculas de H_2^{18}O queden retenidas preferentemente en el líquido, y su concentración aumenta más rápidamente que la de H_2^{16}O . Como resultado, $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se modifican a lo largo de una recta de menor pendiente (entre 4 y 6), llamada **línea de evaporación**. El valor de la pendiente depende de la humedad relativa, de manera que a bajos valores de humedad, la evaporación cinética es máxima y la pendiente es mínima (Gat, 1981;

Gonfiantini, 1986). El fenómeno de destilación fraccionada en conjunción con los efectos reservorio causados por la remoción preferencial de los isótopos pesados durante la condensación, resulta en variaciones del contenido isotópico durante la precipitación en diferentes zonas de la superficie terrestre. Dansgaard (1964) determinó que los factores críticos en la composición isotópica de la precipitación son el origen de la masa de vapor y la temperatura en la cual tiene lugar la condensación. De este modo, las variaciones medidas en las precipitaciones están relacionadas con factores geográficos y climáticos, quedando la composición isotópica media anual de las aguas meteóricas fuertemente relacionada con la temperatura media anual del aire (válido para latitudes altas y medias). Asimismo, este autor comprobó la relación con la cantidad de precipitación y con la penetración de los frentes de humedad dentro del continente. Todas las revisiones e investigaciones posteriores confirmaron las variaciones espaciales y temporales observadas (Albero y Panarello 1981; Rozanski *et al.*, 1993; Rozanski y Araguás-Araguás 1995; Araguás-Araguás *et al.*, 1996; Panarello *et al.*, 1998; Dapeña y Panarello, 2004; entre otros). Dansgaard (1964) denominó a estas variaciones "efectos", pudiéndose distinguir aquellos de latitud, continental, de altitud, de cantidad y estacional.

Si los procesos de evaporación se producen a partir del océano (reservorio infinito) la composición de la fase líquida no se verá afectada. Si por el contrario lo hace desde un lago, embalse o mar interior (reservorios finitos), se produce empobrecimiento isotópico en el vapor y la fase líquida queda enriquecida (Gonfiantini, 1986; Gat y Bowser, 1991). Fontes (1980) estableció que las lluvias individuales muestran una composición isotópica con una amplia dispersión, pero que converge en el promedio anual dentro de las fluctuaciones climáticas normales de un año a otro.

La composición isotópica del agua subterránea en climas templados refleja con buena aproximación la composición isotópica del promedio de la precipitación de una localidad (Gat y Tzur, 1967). El proceso de transporte del agua del océano hacia los continentes lleva consigo la producción de cambios de estado que dan origen al fraccionamiento isotópico del agua. Independientemente de ese fraccionamiento, la composición isotópica del agua se modifica también por efecto de mezclas de aguas de diferente composición, así como por otros fenómenos tales como difusión, intercambio isotópico, etc. (Gat, 1983). Estas modificaciones serán tanto más importantes cuanto mayor sea el tiempo de permanencia del agua en superficie, que depende, a su vez, de la permeabilidad de los materiales superficiales del suelo. Si la permeabilidad es elevada, la infiltración es rápida y la composición isotópica del agua infiltrada puede ser idéntica o similar a la de las precipitaciones. En caso contrario, se produce evaporación previa y el agua infiltrada es más pesada. Una vez que se infiltra a profundidades mayores de 3 ó 4 m, deja de estar sometida al proceso de evaporación y por lo tanto su composición isotópica se mantiene constante. Esto no se cumple en zonas desérticas donde la influencia de la evaporación se distingue hasta

varios metros de profundidad (Zimmermann *et al.*, 1967). Por otro lado, la composición isotópica de las aguas subterráneas puede modificarse por mezcla con aguas de diferentes procedencias, y en el caso de aguas sometidas a altas temperaturas, por intercambio isotópico entre el oxígeno del agua y el de las rocas. Es decir, que la composición isotópica de cualquier muestra de agua tomada sobre el continente depende de su historia anterior, iniciada en el momento de salir del mar.

10.1.2. ISÓTOPOS ESTABLES DE SUSTANCIAS DISUELTAS EN AGUA: ^{13}C

El carbono tiene dos isótopos estables, el ^{12}C y el ^{13}C , cuya abundancia promedio es del 98,9% y 1,1% respectivamente, y un isótopo inestable, el ^{14}C , que se verá más adelante. Como se estableció en el ítem de los isótopos del hidrógeno y del oxígeno, la composición isotópica de cualquier elemento cuyo isótopo sufre fraccionamiento es universalmente expresada como la relación "R" que es el cociente entre el número de moléculas que contienen a la especie menos abundante (en general la más pesada) y el número de moléculas que contienen a la especie más común (en general la más liviana). Para el caso del ^{13}C es $R^{13} = ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Estas relaciones son medidas por espectrometría de masas y son expresadas como desviación isotópica (δ) respecto a una referencia que para los isótopos del ^{13}C es la de Pee Dee Belemnite (PDB, actualmente V-PDB) (:

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \text{ muestra}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \text{ referencia}} - 1 \right) 1000$$

En la naturaleza, como resultado de procesos de fraccionamiento, tanto cinéticos como de equilibrio, su relación isotópica experimenta una variación natural de casi el 100‰. En la vegetación, el fraccionamiento isotópico del C se produce durante el proceso de asimilación fotosintética de las plantas de manera que el C asimilado se empobrece en ^{13}C . Este fraccionamiento es diferente de acuerdo a si el ciclo fotosintético es C3 (Ciclo de Calvin-Benson) o C4 (Ciclo de Hatch – Slack). En climas templados las plantas utilizan el mecanismo C3 (generalmente árboles), que generan materia orgánica con valores de $\delta^{13}\text{C} \approx -34\text{‰}$ a -20‰ , con promedio de -26‰ . En cambio, el grupo de las plantas de la caña de azúcar (maíz, sorgo, entre otros) asimilan el C mediante un proceso C4, con un fraccionamiento menor de $\delta^{13}\text{C} \approx -14\text{‰}$ a -10‰ (Mook, 2002). Es, por lo tanto, importante definir el tipo de vegetación de la zona de estudio, ya que controla el valor de $\delta^{13}\text{C}$ del carbono disuelto en el agua de la zona no saturada (Escuder *et al.*, 2009).

En el CO_2 atmosférico, en el siglo XIX, antes de la era industrial, el $\delta^{13}\text{C}$ presentaba valores inicialmente más enriquecidos que el actual, del orden de $-6,5\text{‰}$. Actualmente en el aire se han medido valores de $\delta^{13}\text{C}$ más empobrecidos (entre -8‰ a $-7,5\text{‰}$)

debido a que el CO_2 de la biósfera (proveniente de la descomposición de los vegetales) y el de origen antrópico (que procede de la quema de los combustibles fósiles) se mezclan entre sí (Mook, 2002).

En las calizas de origen marino, el $\delta^{13}\text{C}$ es de $\approx 0\text{‰}$.

En las aguas subterráneas el ^{13}C ingresa a través del suelo (carbono fijado por fotosíntesis), donde entra en solución como carbono inorgánico disuelto (CID: $\text{CO}_2(\text{aq}) + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$). Este $\delta^{13}\text{C}$ puede variar entre valores muy enriquecidos ($+13\text{‰}$ a $+15\text{‰}$) a muy empobrecidos (-25‰). Esto se debe principalmente a que este carbono disuelto procede de la disolución de minerales, del humus del suelo y de la descomposición de la materia vegetal (Escuder *et al.*, 2009) (Figura 10.1). En el agua subterránea y en los arroyos y ríos que reciben aporte de éstas, el $\delta^{13}\text{C}$ del CID presenta valores en un rango de -16‰ a -11‰ (Mook, 2002).

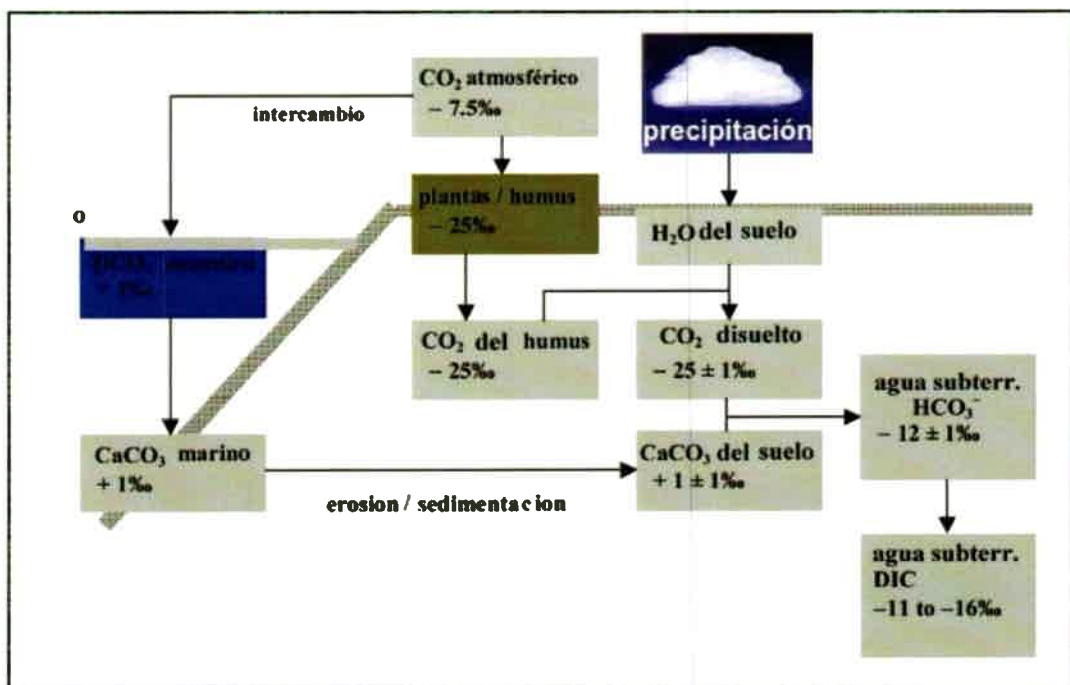


Figura 10.1. Esquema de la formación del Carbono Inorgánico Disuelto en el agua subterránea (tomado de Mook, 2002).

En general, cuando el agua del suelo con CO_2 (con $\delta^{13}\text{C} \approx -25\text{‰}$ a -23‰) ingresa en un sistema abierto y disuelve los carbonatos del terreno ($\delta^{13}\text{C} \approx 0\text{‰}$ VPDB), cabría esperar para el agua resultante valores de $\delta^{13}\text{C} \approx -15\text{‰}$ VPDB, si durante la reacción se consume todo o gran parte del CO_2 . (Figura 10.2). En el caso de que sólo reaccionara una parte del CO_2 la composición isotópica del agua resultante debe ser calculada mediante un balance de masas, a partir del cual se obtiene un factor que

corresponde a esa fracción de CO_2 biogénico que se consumió en la reacción (ver método de *corrección isotópica de Pearson*).

El ^{13}C es utilizado para la corrección de edades estimadas con ^{14}C . A la hora de definir la actividad estándar como durante el tratamiento de los datos de ^{14}C , se deben *normalizar* todos los valores de ^{14}C respecto al mismo valor de $\delta^{13}\text{C}$.

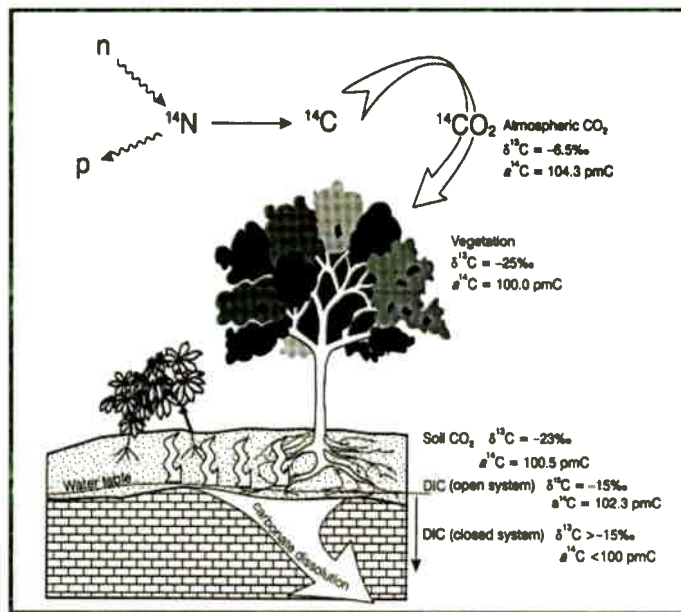


Figura 10.2. Fraccionamiento de los isotópos del C (^{13}C) (Tomado de Clark y Fritz, 1997).

10.1.3. ISÓTOPOS RADIATIVOS: ^3H y ^{14}C

10.1.3.1. Conceptos básicos de los isotópos radiactivos

10.1.3.1.1. ISÓTOPOS RADIATIVOS PROPIOS DE LA MOLÉCULA DE AGUA: ^3H .

El ^3H , descubierto en 1950 (Falting y Harteck, 1950; Grosse *et al.*, 1951), es un isótopo de tipo inestable o radioactivo del hidrógeno, ya que sufre transformación a otros nucleidos con el tiempo, con un período de semidesintegración (tiempo en que tarda en reducirse a la mitad el número inicial de radionucleidos) de 12,32 años (Lucas y Unterweger, 2000), lo cual es equivalente a una constante de decaimiento (λ) de $5,6537 \cdot 10^{-2} \text{ a}^{-1}$. λ es propia de cada nucleido en particular y representa la probabilidad de que un átomo decaiga en una unidad de tiempo establecida. El ^3H puede ser medido con el contador proporcional y luego por centelleo líquido. Gases como el hidrógeno (H) y el metano (CH_4) se preparan por métodos químicos. En ambos casos, a partir del enriquecimiento del agua por electrolisis, el H liberado es recuperado y analizado como H_2 , CH_4 u otra molécula rica en H (Moser and Rauert, 1980) y medido por centelleo líquido. El límite de detección es de 0,8 UT (unidad de tritio: 1 UT = 1 átomo de $^3\text{H}/10^{18}$ átomos de ^1H).

El origen del ^3H puede ser tanto natural como artificial (de centrales nucleares, detonaciones nucleares, residuos sólidos domiciliarios y algunas industrias). Naturalmente el ^3H se forma en las capas superiores de la atmósfera por interacción entre livianos y neutrones secundarios producidos por la radiación cósmica ($^{14}\text{N} + 1n = ^{12}\text{C} + ^3\text{H}$). En la atmósfera se combina con O y rápidamente se incorpora a la molécula del agua ($^3\text{H} + \text{O}_2 = ^1\text{H}^3\text{HO}$).

La producción de ^3H en la alta atmósfera está estimada en $0,5 \pm 0,3$ átomos/cm²/s. Antes del inicio de las pruebas nucleares, las cantidades de ^3H en las precipitaciones estimadas a nivel mundial eran de 3 - 6 UT en Europa y Norteamérica y de 1 - 3 UT en Sur de Australia (Solomon y Cook, 2000). Tales estimaciones sin embargo, no son del todo exactas y varios autores proponen un rango de 0,5 a 20 UT en las precipitaciones pre-bomba. Está claro, sin embargo, que debido a la mayor latitud geomagnética, los contenidos de ^3H en el hemisferio Norte son mayores que en el hemisferio Sur. La gran cantidad de ^3H inyectada en la atmósfera por las pruebas nucleares realizadas entre 1945 y 1963 ha dado lugar a un pico en la concentración de este isótopo en las precipitaciones, registrándose máximos del orden de 10.000 UT durante 1963 en el hemisferio Norte (Albero y Panarello, 1981; Rozanski *et al.*, 1991; IAEA, 2004). Posteriormente, al disminuir la producción de ^3H en forma artificial, los niveles naturales han ido decreciendo, tanto por decaimiento como por dilución, actuando los océanos como grandes atenuadores, a valores acordes a los registrados en las precipitaciones pre-bomba representados por el equilibrio secular entre la producción natural y la combinación del decaimiento en la atmósfera más las pérdidas a la hidrosfera y océanos (Rozanski *et al.*, 1991; Clark y Fritz, 1997). Actualmente el contenido de ^3H en la atmósfera continúa decreciendo, mucho más en las latitudes bajas que en las altas, provocando que el método resulte poco útil en los próximos años, a diferencia de lo que ha ocurrido en las últimas cuatro décadas (Molerio León, 2008).

Además, Andrews and Kay (1982) mencionan como fuente natural de ^3H a la radiación neutrónica del litio ($6 ^3\text{Li} + 1n = 3 ^1\text{H} + \alpha$) producido por elementos radiactivos tales como torio y uranio presentes en cantidades elevadas en rocas. Al respecto, estos autores citan como ejemplo la presencia de rocas graníticas con altos contenidos torio y uranio, en las cuales la producción de ^3H puede alcanzar hasta 2,5 UT en los fluidos contenidos en sus fracturas. Sin embargo, en promedio, la producción de ^3H de las rocas de la corteza terrestre es en general, menor a 0,2 UT (Lehmann *et al.*, 1993).

El ^3H decae por emisión de partículas β^- ($^3\text{H} = ^3\text{He} + \beta^-$), en función de la ley de decaimiento:

Donde.....
$$^3\text{H} = ^3\text{H}_0 e^{-\lambda t} \dots\dots\dots(1)$$

${}^3\text{H}$ = es la actividad (velocidad con la que se desintegra una sustancia radiactiva) o concentración de ${}^3\text{H}$ expresada en UT o en Bequerelio ($\text{Bq}=\text{s}^{-1}$) por litro de agua medida en la muestra que queremos datar ($1 \text{ UT} = 0,118 \text{ Bq/L}$).

${}^3\text{H}_0$ = es la concentración de ${}^3\text{H}$ inicial, es decir en el agua de recarga

λ = constante de decaimiento

t = tiempo de tránsito

Nir (1965) reemplaza la λ por la vida media ($\tau = 1/\lambda$) que para el H es de 17,69 años o período de semidesintegración (12,33 años). Entonces la ecuación de la ley de decaimiento derivada por Nir (1965) y enunciada por Dincer and Davis (1967) es:

$${}^3\text{H} = {}^3\text{H}_0 e^{-t/\tau} \quad (2)$$

$${}^3\text{H} = {}^3\text{H}_0 e^{(-t/17,69)}$$

ó

$${}^3\text{H} = {}^3\text{H}_0 2^{(-t/12,33)}$$

Las ecuaciones 1 o 2 pueden ser usadas si: a) se conoce la actividad inicial ${}^3\text{H}$ en las precipitaciones que recargaron al acuífero y se cumple que no haya cambiado en los últimos 60 años, b) se asume flujo de tipo pistón y que no se haya producido mezcla de aguas de diferentes edades, y c) que la muestra no haya sido contaminada con ${}^3\text{H}$ derivado de otras fuentes. Bajo esas condiciones la concentración de ${}^3\text{H}$ en un punto determinado en el acuífero está relacionada al tiempo de tránsito (t) del agua en el acuífero mediante las ecuaciones 1 ó 2.

Sin embargo, estas simplificaciones no son comunes en los sistemas naturales. Las variaciones anuales en la composición isotópica, muy influenciadas por la estacionalidad, hacen muy dificultoso poder determinar la concentración inicial en el momento de la recarga. Por otro lado, si bien la suposición de flujos de tipo pistón con pequeñas mezclas o dispersión a lo largo del patrón de flujo, permite estimar la recarga a partir de las líneas de decaimiento, su gran simplificación produce serios problemas, ya que supone que sólo un año de precipitación contribuye a la muestra de agua, siendo que más comúnmente la entrada de ${}^3\text{H}$ al acuífero es un almacenamiento multi-anual. Es por todo lo expuesto, que para poder datar aguas se necesita calcular una función de entrada más realista con un modelo que considere la mezcla y el decaimiento en el área de recarga, en estos casos el decaimiento es mayor que el calculado por simple decaimiento (Clark and Fritz, 1997). Entonces, si bien no es posible datar el agua simplemente recurriendo al grado de desintegración del ${}^3\text{H}$ si no se cuenta con información extra (por ejemplo por medio de otras técnicas de datación), a menudo se utilizan estos datos para determinar fechas antes de, o después del pico "bomba" registrado en 1963-1964 (Smethie *et al.*, 1992). Numerosos



estudios (Clark and Fritz, 1997; Mazor, 2004) realizados para el hemisferio norte, han argumentado que una concentración de ^3H de 0 a 2 UT indica aguas recargadas con anterioridad a 1952 (contribución de tritio nuclear insignificante), es decir una edad pre-bomba (en otras palabras, el agua tiene una edad mayor a 50-60 años). Por el contrario si el agua posee una concentración de ^3H entre 5 y 15 UT representa una recarga reciente (aguas jóvenes) o una mezcla de aguas recargadas antes de 1952 y aportes recientes, mientras que si tiene entre 20 y 50 UT tiene una gran influencia termonuclear y dependerá del decaimiento sufrido. Cuando se habla de agua subterránea reciente se hace referencia al agua que se infiltró hace unas décadas. El agua joven tiene una edad de hasta el orden de unos cientos de años; el agua antigua tiene unos miles de años y finalmente, el agua muy antigua, también conocida como agua fósil o paleoaguas, tiene una edad del orden de los miles de años y no contiene ni ^3H ni ^{14}C .

10.1.3.2. ISÓTOPOS RADIATIVOS DE SUSTANCIAS DISUELTAS EN EL AGUA: ^{14}C

El ^{14}C es un isótopo radiactivo del carbono y su abundancia es $<10^{-12}$ % del C total. En 1946, Libby descubre el ^{14}C en la atmósfera y determina su período de semidesintegración en 5568 años, que luego fue ajustado en (5730 ± 40) años (Godwin, 1962). Posteriormente, en la década de 1950, Libby y sus colaboradores desarrollan el método de datación por ^{14}C sobre materiales de origen biológico (Plummer y Glynn, 2013). Esta metodología revoluciona la investigación en diversos campos como la arqueología y geología del cuaternario, estableciendo edades y cronologías de eventos ocurridos en los últimos 45.000 años.

El ^{14}C se forma naturalmente en la región de transición entre la estratosfera y la troposfera (a unos 12 km por encima de la superficie terrestre), por una variedad de reacciones nucleares (los rayos cósmicos producen neutrones que interactúan con los isótopos estables del oxígeno, nitrógeno y carbono). Estos neutrones reaccionan con las partículas atmosféricas, especialmente el nitrógeno (por ser el más abundante), y producen la desintegración del mismo dando como resultado el ^{14}C y un núcleo de hidrógeno en reacciones como:



El ^{14}C así formado se oxida a $^{14}\text{CO}_2$; posteriormente estas moléculas de $^{14}\text{CO}_2$ se mezclan rápidamente en la atmósfera y la hidrósfera y logran niveles constantes de concentración que representan un estado de equilibrio dado por la continua producción de ^{14}C en la atmósfera y su continuo decaimiento. Estas moléculas se incorporan a las plantas a través de la fotosíntesis y a los tejidos de los animales y el hombre por ingestión de plantas, huevos y otros animales a través de las cadenas tróficas, donde la relación $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ se mantiene estacionaria. Cuando los seres vivos mueren la

absorción de ^{14}C cesa, el balance se rompe y la concentración de ^{14}C comienza a disminuir por decaimiento (Figuras 10.1 y 10.5).

En las aguas subterráneas ingresa a través del suelo (carbono fijado por fotosíntesis), donde puede entrar en solución como carbono inorgánico disuelto (DIC: $\text{CO}_2(\text{aq}) + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$) o como carbono orgánico disuelto (DOC: ácidos húmicos, fúlvicos).

El tiempo medio de permanencia del ^{14}C en la atmósfera es inferior a 5 años y su intercambio con los seres vivos es muy rápido. Debido a esta renovación tan rápida del ^{14}C en comparación con su vida media, la actividad específica (Bq por gramo de carbono) del mismo en la atmósfera y en todos los seres que participan del ciclo biológico se mantiene constante para cualquier lugar de la Tierra. Dicha actividad específica ha tenido hasta finales del siglo XIX un valor medio de 13,58 desintegraciones por minuto (d.p.m) por cada gramo de carbono (Pálamos, 2002). Posteriormente, ha experimentado cambios importantes debido a la ingresión de ^{14}C artificial en la atmósfera.

Durante la revolución industrial, alrededor del año 1.800, la quema de los combustibles fósiles (carbón, gas, petróleo) incrementó la concentración de CO_2 en la atmósfera, sin ^{14}C , de manera que la proporción $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ disminuyó alrededor de un 10%. Este es el denominado Efecto Suess, donde la materia viva antes de 1.952 contenía la misma proporción de ^{14}C con una variabilidad de $\pm 10\%$ (Escuder *et al.*, 2009) (Figura 10.3).

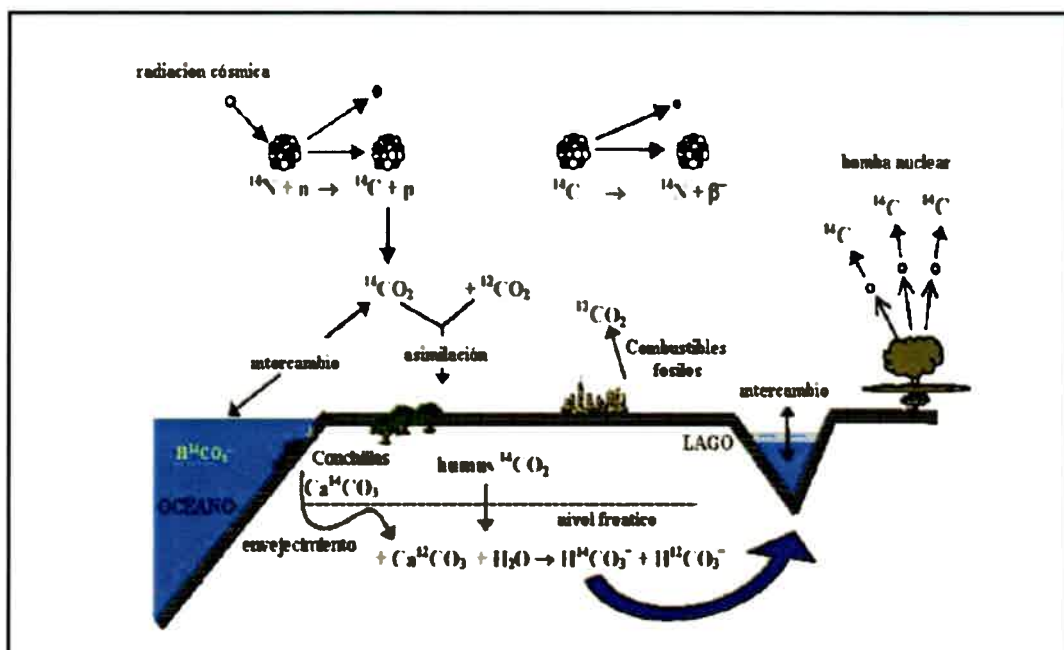


Figura 10.3. Origen y distribución del ^{14}C en la naturaleza (tomado de Mook, 2002).

El mayor aporte artificial de ^{14}C se asocia a la liberación en la atmósfera de grandes cantidades de ^{14}C generadas por las explosiones nucleares ocurridas entre 1953-1963. Este suceso produjo un aumento de la concentración de ^{14}C en el aire, en la vegetación, en el CO_2 biogénico y en el agua subterránea. (Figura 10.3)

Los principios de la datación se basan en la desintegración de un isótopo padre en otro hija y la medición de su acumulación. En el caso del ^{14}C el isótopo hija es el ^{14}N y se desintegra emitiendo una partícula β^- (electrón) con una energía de emisión de 156 Kev (Kilo electrón voltio) (Figura 10.4), de acuerdo con la siguiente reacción:

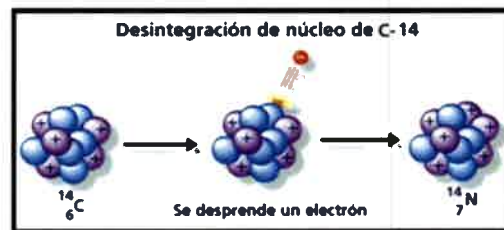
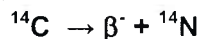


Figura 10.4. Desintegración de ^{14}C .

Como el ^{14}N es el isótopo más abundante en el aire se debe medir la cantidad de ^{14}C remanente. La cantidad de ^{14}C se mide determinando su actividad y esa actividad es proporcional al número de átomos. Para realizar la datación se suponen dos premisas fundamentales: 1) La concentración o actividad inicial (A_0) es una constante conocida y ha permanecido invariante en el pasado, y 2) El sistema está cerrado a la ganancia o pérdida de ^{14}C , excepto a través del decaimiento radiactivo. La actividad disminuye exponencialmente con el tiempo y esa actividad, transcurrido un intervalo de tiempo, se reduce a la mitad de la anterior; esa fracción de decrecimiento se llama período de semidesintegración (Figura 10.5). Esto está representado por $A_t = A_0 e^{-\lambda t}$ donde A_0 es la actividad inicial del núcleo padre (^{14}C), A_t es la actividad a un tiempo t . La constante de decaimiento λ es igual a $\ln 2/t_{1/2}$, donde $t_{1/2} = 5.730$ años. Con el objeto de mantener la continuidad en el informe de las edades se acuerda en utilizar el antiguo valor de $T_{1/2} = 5.568$ años definido por Libby (1946). Finalmente la ecuación es:

$$t \text{ (años)} = -8267 \ln \left[\frac{A_t^{14}\text{C}}{A_0^{14}\text{C}} \right]$$

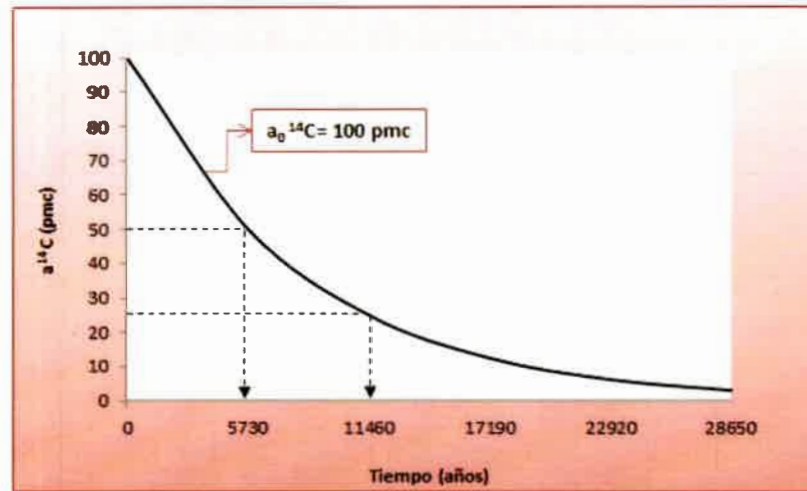


Figura 10.5. Disminución de la actividad del ^{14}C con el tiempo.

Actualmente se emplean tres modos de presentar las actividades de ^{14}C . En parte son análogos a los que se acordaron para los isótopos estables en las convenciones internacionales de la IAEA (Stuiver y Polach, 1977; Mook y Van der Plicht, 1999). La actividad absoluta (específica) del ^{14}C , que es la radioactividad del ^{14}C en Bq o, convencionalmente, en desintegraciones por minuto (dpm) por gramo de carbono, se expresa mediante el símbolo ^{14}A (en dpm/gC). Debido a la complejidad en la medición absoluta de la actividad del ^{14}C , se comparan las actividades de las muestras con la de estándares. Como el número de cuentas del ^{14}C de la muestra (cuentas λ de la desintegración del ^{14}C en los detectores radimétricos, tales como los contadores proporcionales y los de espectrometría de centelleo líquido o registros de la concentración de ^{14}C mediante aceleración lineal con espectrometría de masas) está relacionado con el número de recuentos del estándar bajo las mismas condiciones, entonces la relación se puede expresar como una relación de actividades o de concentraciones y se expresa como a^{14} , independientemente de la técnica empleada. En circunstancias naturales los valores de ^{14}a se encuentran entre 0 y 1. Por lo general para evitar los números pequeños, se expresan en % (tanto por ciento), lo que equivale a 10^{-2} . Por consiguiente, no se ha de introducir el factor 10^2 en las ecuaciones (es decir $^{14}a/10^2$).

En algunos casos las diferencias en el contenido de ^{14}C entre las muestras consideradas son despreciables, por este motivo se utilizan relaciones que definen abundancias relativas. En el caso del *contenido relativo de ^{14}C (actividad o concentración)*, $\delta^{14}\text{C}$, definido como la diferencia entre el contenido de ^{14}C de la muestra (^{14}A) y el material de referencia ($^{14}\text{A}_{\text{Ref}}$), se expresan como una fracción del valor de referencia:

$$\delta^{14}\text{C} = \frac{{}^{14}\text{A} - {}^{14}\text{A}_{\text{Ref}}}{{}^{14}\text{A}_{\text{Ref}}} = \frac{{}^{14}\text{A}}{{}^{14}\text{A}_{\text{Ref}}} - 1 = {}^{14}\text{a} - 1$$

En todos los casos el estándar de referencia para la actividad de la materia orgánica moderna, distribuido por el NIST (Instituto Nacional de Ciencia y Tecnología, antes NBS), es el ácido oxálico-1 ($\delta^{13}\text{C} = -19\text{‰}$ VPDB) basado en el 95% de la actividad específica original y se expresa de la siguiente manera:

$${}^{14}\text{A}^{\circ}_{\text{estandar}} = 0,95 {}^{14}\text{A}^{\circ}_{\text{Ox1}} = 13,56 \pm 0,07 \text{ dpm/g C} = 0,226 \pm 0,001 \text{ Bq/gC}$$

Como los aportes originales de ácido oxálico-1 (Ox-1) se agotaron, el NIST proporcionó un nuevo lote de ácido oxálico-2 ($\delta^{13}\text{C} = -17,6\text{‰}$ VPDB), estableciendo una relación entre la actividad del ${}^{14}\text{C}$ y la del Ox-1 original, mediante la siguiente ecuación:

$${}^{14}\text{A}^{\circ}_{\text{Ox2}} = (1,2736 \pm 0,0004) {}^{14}\text{A}^{\circ}_{\text{Ox1}}$$

Ambas actividades se refieren al año 1950. De este modo, la actividad estándar viene dada por la siguiente igualdad:

$${}^{14}\text{A}^{\circ}_{\text{estandar}} = 0,7459 {}^{14}\text{A}^{\circ}_{\text{Ox2}}$$

donde los valores ${}^{14}\text{A}^{\circ}$ para el Ox-1 y el Ox-2 representan la actividad del material en el año 1950, independientemente del momento en el que se hicieron las medidas.

En la actualidad, existen dos métodos utilizados para la determinación analítica de la actividad de ${}^{14}\text{C}$. Por un lado, tenemos el contador proporcional (por ejemplo el de Geiger-Müller), que cuenta las partículas β^- emitidas durante el decaimiento radiactivo del ${}^{14}\text{C}$ y tiene un alcance analítico de hasta 30.000 años (5 periodos de semidesintegración). Por otro lado, tenemos la determinación de la actividad del ${}^{14}\text{C}$ con el espectrómetro de masas combinado con un acelerador lineal de partículas (AMS). Esta técnica ha permitido aumentar la validez del método hasta 75.000 años Antes del Presente (AP o BP en inglés), siendo los datos más antiguos factibles de medir menores a 60.000 años (Wagner, 1998). Cabe destacar que sólo algunos laboratorios alcanzan a medir estas edades, en general los valores estándar, en la mayoría de los laboratorios, son de 35.000 a 40.000 de años.

10.2. APLICACIÓN DE ISÓTOPOS ESTABLES PROPIOS DE LA MOLÉCULA DEL AGUA

10.2.1. Comportamiento del ^2H y ^{18}O en los sistemas hidrológicos del Sur de Córdoba y del área de detalle.

10.2.1.1. COMPORTAMIENTO DEL ^2H Y ^{18}O EN LAS PRECIPITACIONES

El análisis isotópico de **precipitaciones para el Sur de Córdoba**, tal como se comentó en la metodología, se realiza en base a la información obtenida en el colector de la localidad de Río Cuarto, que funciona desde el 2006 y forma parte de la red nacional de colectores de isótopos en precipitación creada por INGEIS en el marco de la GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitation) (Dapeña y Panarello, 1999, 2005, 2008; IAEA, 2002). Esta información isotópica ha permitido obtener datos que se consideran adecuadamente representativos sobre la función de entrada principal a los sistemas hidrológicos para un amplio sector del Sur de la llanura cordobesa (Cabrera *et al.*, 2013).

La composición isotópica de las precipitaciones de Río Cuarto, muestra una gran dispersión en los valores, tanto de $\delta^{18}\text{O}$ (mín. = -11,4 ‰ y máx. = +0,4 ‰) como de $\delta^2\text{H}$ (mín. = -84 ‰ y máx. = +15 ‰) entre las muestras correspondientes a los meses de los distintos años registrados. Cabrera *et al.*, (2013) han demostrado que estas variaciones muestran su dependencia con los parámetros meteorológicos, y destacan que las precipitaciones son más enriquecidas en primavera-verano, principalmente en primavera, que en otoño-invierno, vinculado principalmente con la temperatura ya que en aquellos meses de verano que muestran empobrecimiento, la causa podría estar vinculada al efecto cantidad (para lo cual haría falta contar con muestras diarias de las lluvias caídas) y al efecto de continentalidad. Estos mismos autores, y a partir de los 6 años de registro, han obtenido un promedio anual ponderado de -4,8 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$, de -24 ‰ para $\delta^2\text{H}$ y de 14‰ para "d", y una línea meteórica local (por regresión ortogonal), cuya ecuación característica es ($\delta^2\text{H} = (8,24 \pm 0,22) \delta^{18}\text{O} \text{ ‰} + (14,58 \pm 1,21) \text{ ‰}$) (Figura 10.6).

Las variaciones observadas en la composición isotópica de las precipitaciones, reflejado en los valores de exceso de deuterio que varía entre +7 ‰ y +20‰, revelan distintos orígenes de las masas de aire que producen las lluvias (Gonfiantini, 1999). Los valores de "d" más elevados puede relacionarse a la presencia del LLJ (Low Level Jet) que transporta humedad reciclada desde la cuenca del Amazonas (Dapeña *et al.*, 2005; Gonzalez *et al.*, 2009). Dapeña (2008) y Dapeña *et al.* (2010) observaron valores de "d" mayores a +10‰ en la precipitación de la región pampeana, relacionados al vapor reciclado desde la cuenca del Amazonas. Además, Panarello y Dapeña (2009) analizando las aguas del Río Paraná, muestran una correlación positiva entre el índice global SST (Temperatura superficial del mar) del Fenómeno del

Niño (ENSO: El Niño South Oscillation phenomenon) y la variabilidad del exceso de deuterio en la cuenca del Río de la Plata. El ENSO afecta la cinética del proceso de evaporación del agua y modifica el grado en que la ITCZ (Inter Tropical Convergence Zone: Zona de Convergencia Inter Tropical) se desplaza hacia el Sur capturando cantidades variables de humedad reciclada enriquecida en deuterio desde la cuenca del Amazonas, precipitando luego en las áreas de la cuenca del Río de la Plata.

Cabrera (2009), Giuliano Albo (2013), Cabrera *et al.* (2013), ponen en evidencia, a través de la composición isotópica del agua superficial en estos sectores, que las precipitaciones en sectores serranos y piedemonte, podrían presentarse más empobrecidas isotópicamente que en la llanura, posiblemente por el efecto continental que sufren las lluvias provenientes del Atlántico o bien por fraccionamiento a más bajas temperaturas (efecto altitud), incluido mayor frecuencia de eventos nivosos.

En la zona de detalle estudiada, se cuenta además con información isotópica propia del área, de muestras recogidas, con frecuencia mensual, en el colector de precipitaciones que se colocó en enero de 2012 en la localidad de Canals.

En la figura 10.6, se presenta el diagrama convencional $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ en donde se representa la información isotópica obtenida en Canals para los valores medidos en el período 2012-2014 y se comparan con los obtenidos, por Cabrera *et al.* (2013), en Río Cuarto (6 años de registros). En este gráfico se observa que las precipitaciones de Canals se agrupan y alinean en una recta con una pendiente y ordenada al origen característica, está representada por la ecuación $\delta^2\text{H} = (8,65 \pm 0,22) \delta^{18}\text{O} \text{‰} + (17,11 \pm 1,21) \text{‰}$, obtenida por regresión ortogonal (AIEA, 1992). Las pendientes de ambas rectas son similares, pero difieren en el exceso de deuterio, aunque todavía es apresurado sacar conclusiones contundentes, dado que en el caso de Canals se cuenta con tan sólo dos años.

Los promedios ponderados ($\delta^{18}\text{O} = -4,8\text{‰}$; $\delta^2\text{H} = -24 \text{‰}$) y aritmético ($\delta^{18}\text{O} = -4,8\text{‰}$; $\delta^2\text{H} = -22 \text{‰}$) arrojaron valores iguales para $\delta^{18}\text{O}$ y levemente diferente para $\delta^2\text{H}$, probablemente debido al corto registro con que se cuenta. Por esta misma razón es que todavía es muy apresurado intentar ver tendencias en las variaciones de ^2H y ^{18}O en función de los parámetros meteorológicos.

Las variaciones observadas en los valores de exceso de deuterio (Figura 10.7) determinados en las precipitaciones de Canals ("**d**" entre $+7 \text{‰}$ y $+22\text{‰}$), al igual que Río Cuarto, también revelan distintos orígenes de las masas de aire que producen las lluvias, probablemente vapor reciclado vinculado con la corriente en chorro en capas bajas (Low Level Jet), así como el fenómeno ENSO y la variación de la ITZC (Dapeña *et al.*, 2005; Gonzalez *et al.*, 2009).

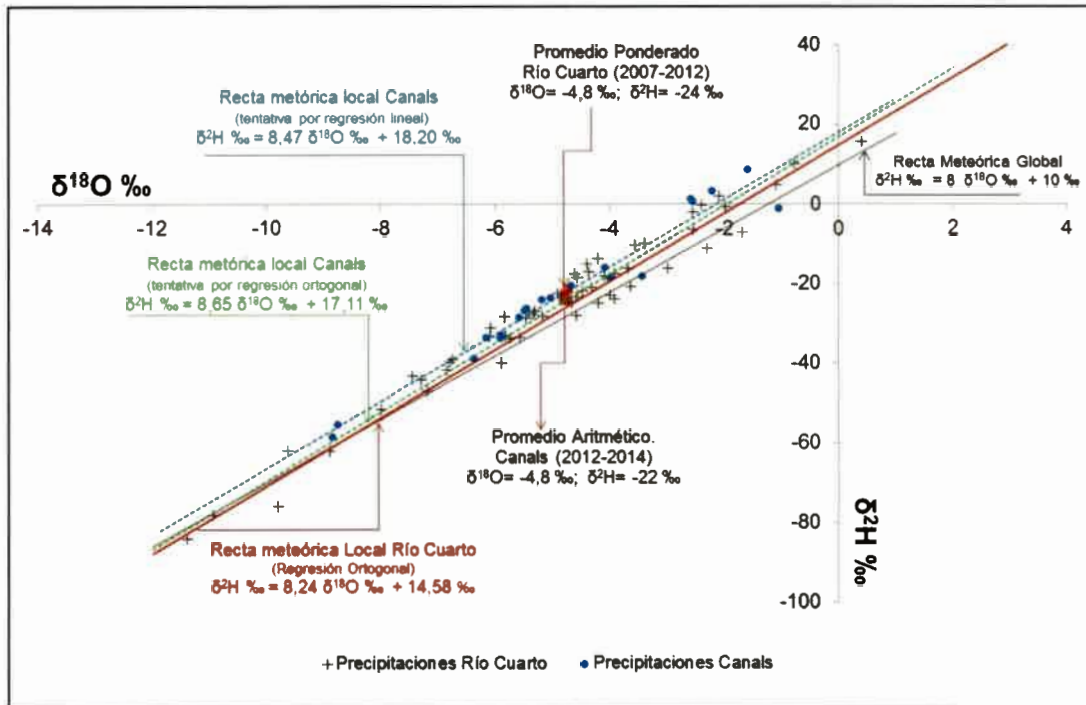


Figura 10.6. $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ para precipitaciones del Sur de Córdoba. Estaciones Río Cuarto y Canals.

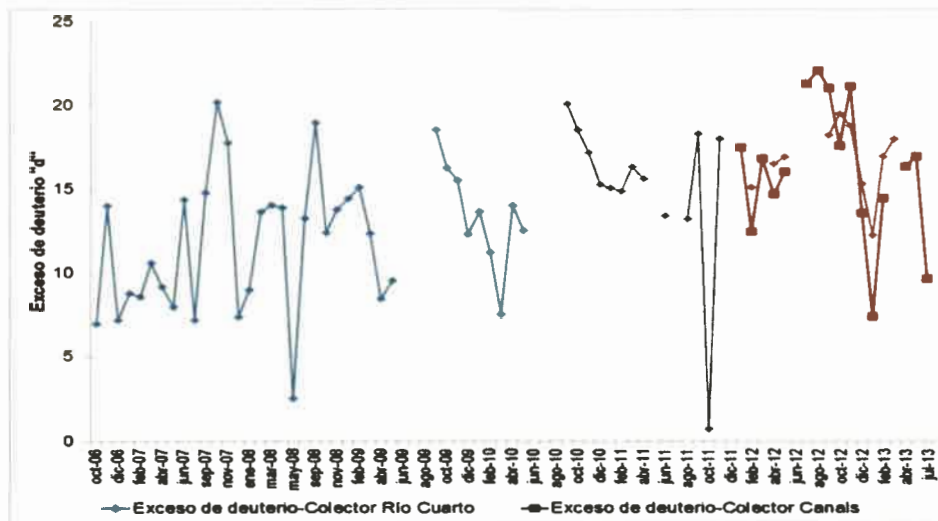


Figura 10.7. Exceso de deuterio para precipitaciones del Sur de Córdoba. Estaciones Río Cuarto y Canals

10.2.1.2. COMPORTAMIENTO DE ^2H Y ^{18}O EN CUERPOS DE AGUA SUPERFICIALES

Cabrera (2009); Giuliano Albo (2013); Cabrera *et al.*, (2013) muestran que las vertientes y arroyos de los sectores serranos y pedemontanos se presentan en general, más empobrecidos isotópicamente ($\delta^{18}\text{O}$: media = $-5,2\text{‰}$, mín. = $-6,4\text{‰}$, máx. = -4‰ y $\delta^2\text{H}$: media = -31‰ , mín. = -39‰ , máx. = -27‰) que las precipitaciones ($\delta^{18}\text{O}$:

media = -4,8 ‰ y $\delta^2\text{H}$: media = -24 ‰) y los arroyos ($\delta^{18}\text{O}$: media = -1,9‰, mín. = -3,7‰, máx. = -1,5‰ y $\delta^2\text{H}$: media = -13‰, mín. = -22‰, máx. = +7‰) en la llanura, mostrando, como ya se ha comentado, la influencia de precipitaciones relativamente más empobrecidas en estos sectores serranos. Además, estos autores señalan que la mayor parte de estos sistemas fluviales serranos, se encuentran muy poco afectados por los procesos de evaporación debido al poco tiempo de permanencia del agua en estos sistemas por recarga muy reciente (Figura 10.8), a diferencia de los ríos y arroyos de llanura, sobre todo los de bajo caudal y cuerpos lagunares que muestran la marcada influencia del proceso de evaporación que actúo sobre ellos.

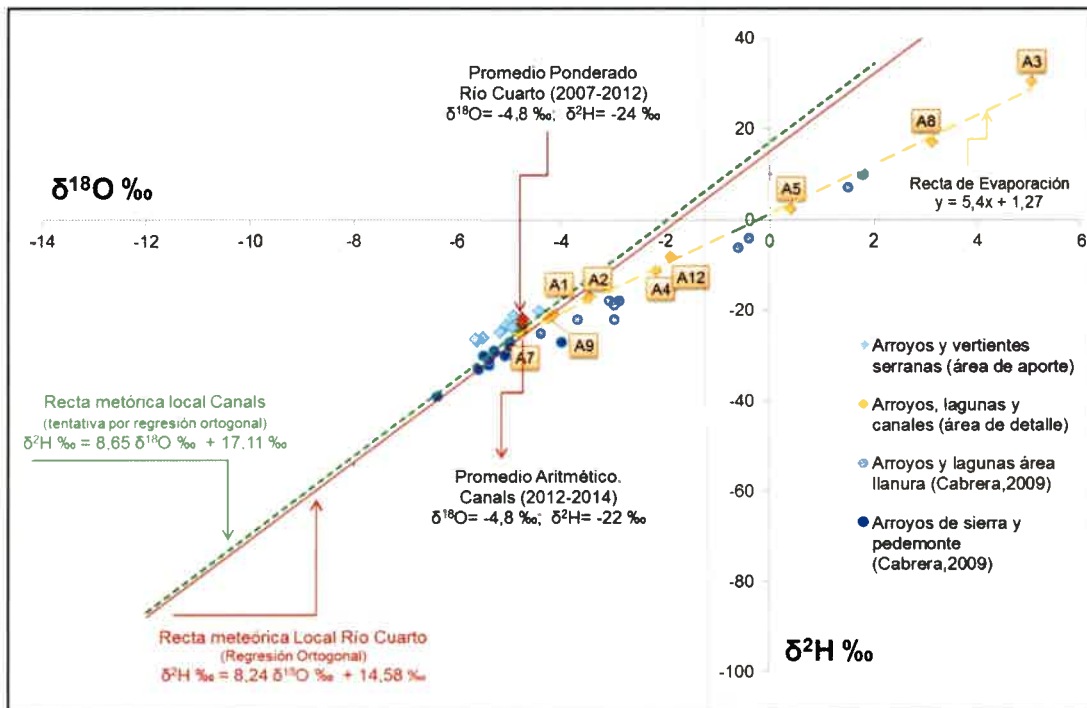


Figura 10.8. Diagrama de dispersión $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ de los cuerpos de agua superficiales.

En oportunidad de esta tesis de doctorado se decidió muestrear, como se comentara en la metodología, vertientes y arroyos del área serrana, pero correspondientes a las cabeceras de las cuencas de aporte a la zona de detalle seleccionada para el estudio, con el fin de obtener datos más precisos sobre estos cuerpos de aguas superficiales. Los datos obtenidos se muestran en la tabla 10.1 y su ubicación se puede observar en la figura 10.9. Se observa, en concordancia con los valores informados por los antecedentes regionales, que estos sistemas poseen composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ promedio= -5,2 ‰; $\delta^2\text{H}$ promedio=-24 ‰) que denota origen meteórico pero que, como también se encuentran algo más empobrecidas que las lluvias en la llanura (Río Cuarto y Canals), también se acuerda en que en estos sectores serranos las lluvias deben ser más empobrecidas por efecto continental. Cabe destacar que en este caso, no se encontraron aguas tan empobrecidas como se muestra en antecedentes de estudios realizados en otros sectores serranos, ya que en

estos sitios de aporte al área de detalle estudiada, el valor mínimo encontrado para $\delta^{18}\text{O}$ resultó en $-5,7\text{‰}$ y para $\delta^2\text{H}$ en -27‰ .

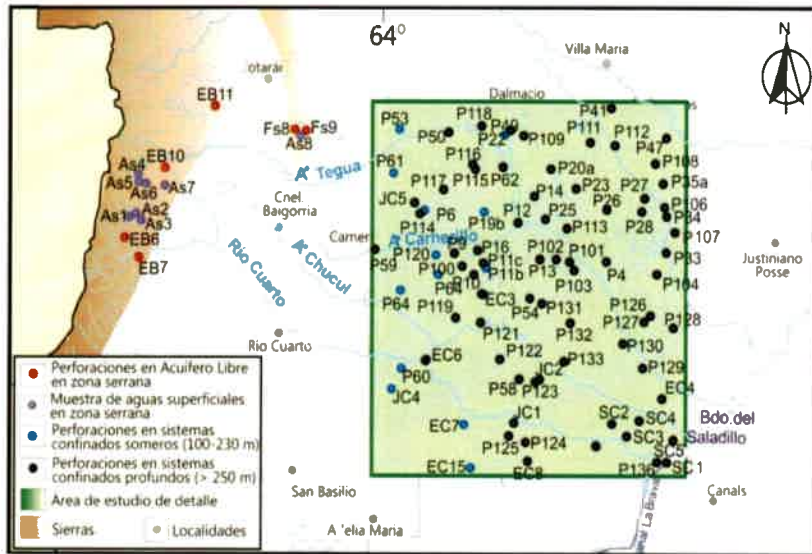


Figura 10.9. Ubicación de muestras de aguas superficiales y muestras del acuífero libre en el ámbito serrano-pedemontano de Córdoba.

Los excesos de deuterio del agua superficial del área serrana, específicamente de las cuencas de aporte a la zona de detalle estudiada fueron de $+15\text{‰}$ a $+19\text{‰}$, similares a los hallados por Giuliano Albo (2013), quien atribuye estos valores elevados de "d" a cambios en la humedad de las masas de aire (Jiménez-Martínez y Custodio, 2008), posiblemente relacionados a la humedad reciclada de la cuenca de Amazonas transportada en chorro en capas bajas (LLJ: Low Level Jet; Gonzalez *et al.*, 2009).

Tabla 10.1. Composición isotópica de arroyos en el área serrana de aporte a la zona de detalle

Muestra	Sistema Muestreado	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d (‰)
As1	Vertiente	-5,1	-23	17
As2	Arroyo	-4,4	-20	15
As3	Arroyo Alto Lindo	-4,9	-24	16
As4	Vertiente	-5,5	-26	18
As5	Afluente río Las Tapias	-5,2	-25	16
As6	Vertiente	-5,6	-27	18
As7	Arroyo	-4,9	-21	18
As8	Vertiente	-5,7	-26	19

En la Tabla 10.2 se presentan los análisis isotópicos de los cuerpos de agua superficial censados (lagunas, arroyos y canales de drenaje) en la zona de detalle. Si bien luego esta información será tratada en forma conjunta con el análisis realizado al acuífero libre y a los sistemas acuíferos confinados, se establece, en general, que todos estos cuerpos se encuentran más enriquecidos isotópicamente ($\delta^{18}\text{O}$ promedio= $-3,2\text{‰}$; $\delta^2\text{H}$ promedio= -15‰) respecto a las lluvias locales (Río Cuarto: $\delta^{18}\text{O} = -4,8\text{‰}$ y $\delta^2\text{H} = -24\text{‰}$. Canals: $\delta^{18}\text{O} = -4,8\text{‰}$; $\delta^2\text{H} = -22\text{‰}$). Por otro lado, el gráfico de dispersión $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ elaborado para estos cuerpos de agua en forma

conjunta con las precipitaciones y arroyos y vertientes serranas (Figura 10.8) muestra que se alinean según una recta de evaporación dada por la ecuación: $\delta^2\text{H}\text{‰} = 5,47 \delta^{18}\text{O}\text{‰} + 1,27\text{‰}$. Los "d" del agua superficial en la zona estudiada presentaron valores muy variables, entre -8‰ a $+13\text{‰}$. Se observa, en general, que los arroyos más importantes de la zona (A1, A7, A9), poseen composición isotópica que responde a la de las lluvias locales y presentan "d" $> 10\text{‰}$, mientras que los sistemas más enriquecidos isotópicamente, presentan "d" $< 10\text{‰}$. De este modo, los valores de "d" determinados para estos cuerpos de agua superficiales, estarían indicando también procesos de evaporación, lo que acompaña a las observaciones realizadas con el diagrama $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ presentado.

Los sistemas más enriquecidos isotópicamente debido al proceso de evaporación son por lo tanto las lagunas de las estancias La Resistencia (A5) y El Surgente (A8), y la muestra A3, tomada en un canal de drenaje, cuyos contenidos salinos (CE = $3.600\ \mu\text{S}/\text{cm}$, $3.000\ \mu\text{S}/\text{cm}$ y $26.400\ \mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente) corroboran también concentración de sales por evaporación.

Tabla 10.2. Composición isotópica de arroyos, lagunas y canales de drenaje en la zona de detalle.

Muestra	Sistema Muestreado	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d (‰)
A1	Arroyo Carnerillo	-4,1	-21	12
A2	Canal de drenaje	-3,5	-18	10
A3	Canal de drenaje	5,1	31	10
A4	Arroyo San José	-2,2	-11	6
A5	Lag. Ea. La Resistencia	0,4	2	-1
A6	Arroyo Cabral	-3,5	-17	11
A7	Arroyo Tegua	-4,8	-25	13
A8	Lag. Ea. El Surgente	3,1	17	-8
A9	Arroyo Chazón	-4,2	-22	12
A12	Canal de drenaje	-1,9	-8	7

10.2.1.3. COMPORTAMIENTO DE ^2H Y ^{18}O EN EL ACUÍFERO LIBRE

En Cabrera (2009) y Cabrera *et al.*, (2010) se presenta que la composición isotópica del **acuífero libre de la llanura al Sur de Córdoba** posee valores promedio de $-4,4\text{‰}$ (mín. = $-5,0\text{‰}$; máx.= $-3,0\text{‰}$) para la $\delta^{18}\text{O}$, de -28‰ (mín. = -33‰ ; máx.= -22‰) para $\delta^2\text{H}$, y "d" del orden de 7‰ (mín. = 2‰ ; máx.= 12‰). Además, estos autores, muestran que las composiciones isotópicas de este sistema libre, se alinean según la recta meteórica local obtenida para Río Cuarto y además, se encuentran próximas a los valores promedios (aritmético y ponderado) de las precipitaciones en estos sectores, aspectos que permiten sugerir que el acuífero libre de la llanura cordobesa presenta una recarga local, debida principalmente al agua de precipitaciones (Figura 10.10).

En **sectores serranos del Sur cordobés**, Cabrera (2009) y Giuliano Albo (2013), muestran también composiciones isotópicas del **acuífero libre** similares a las precipitaciones locales aunque en general, levemente más empobrecidas que en la llanura y similares a la de los ríos y arroyos serranos que, en general, se infiltran en el

pedemonte (Figura 10.10). Estos autores, mencionan valores promedio de $-4,9 \text{ ‰}$ (mín. = $-5,6 \text{ ‰}$; máx.= $-4,4 \text{ ‰}$) para la $\delta^{18}\text{O}$, de -28 ‰ (mín. = -32 ‰ ; máx.= -26 ‰) para $\delta^2\text{H}$, y "d" del orden de 11 ‰ (mín. = 7 ‰ ; máx.= 13 ‰). La composición isotópica del agua del acuífero libre para sectores serranos del Sur de Córdoba, por lo tanto, permite inferir principalmente recarga de precipitaciones locales, que como se ha mostrado anteriormente, se trata de aguas relativamente más livianas isotópicamente que en la llanura, debido posiblemente al efecto de continentalidad o a fraccionamiento a menores temperaturas incluidos mayor frecuencia de eventos níveos, a lo que se sumaría la recarga a partir de los ríos y arroyos que se infiltran en el piedemonte.

Los análisis isotópicos de las muestras de agua del **acuífero libre serrano** correspondientes a las **cabeceras de las cuencas de aporte a la zona de detalle** estudiada, muestreadas en oportunidad de esta tesis, se presentan en la tabla 10.3 y su ubicación se muestra en la figura 10.9. Para estos sectores, se observan también valores levemente más empobrecidos isotópicamente que en la llanura, obteniéndose para $\delta^{18}\text{O}$ un valor promedio de $-5,1 \text{ ‰}$, con un máximo de $-4,7 \text{ ‰}$ y un mínimo de $-5,5 \text{ ‰}$, y valores de $\delta^2\text{H}$ de -26 ‰ a -23 ‰ , con un promedio de -24 ‰ y "d" promedio de 16 ‰ , con mínimos de 14 ‰ y máximos de 18 ‰ . Estos valores conducen a mantener la hipótesis planteada para el área serrana en general, en el que se destaca la recarga de lluvias más empobrecidas isotópicamente, por efecto continental o por fraccionamiento a más bajas temperaturas, que ya fuera mencionado.

Tabla 10.3. Composición isotópica del agua del acuífero libre en sectores serranos de aporte al área estudiada

Muestra	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d (‰)
Fs8	-5,4	-26	18
Fs9	-5,4	-26	17
EB6	-5,5	-26	17
EB7	-4,7	-23	14
EB10	-5,0	-24	17
EB11	-4,8	-24	15

Los excesos de deuterio del agua del acuífero libre del área serrana de aporte a la zona estudiada fueron de $+14 \text{ ‰}$ a $+18 \text{ ‰}$, lo que permite inferir los mismos condicionantes que los mencionados para las aguas superficiales en esta área.

El agua del **acuífero libre en el área de estudio** presenta una $\delta^{18}\text{O}$ promedio de $-4,8 \text{ ‰}$, con un valor máximo de $-3,4 \text{ ‰}$ y un mínimo de $-5,4 \text{ ‰}$, y valores de $\delta^2\text{H}$ que van desde -32 ‰ a -20 ‰ , con un promedio de -25 ‰ . En la Tabla 10.4 se presentan los resultados obtenidos para este sistema.

Se elaboró el diagrama convencional de $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ con las muestras del acuífero libre (Figura 10.10), incluyendo, además, la información obtenida de las lluvias locales en Canals, de manera de poder efectuar interpretaciones más acabadas del funcionamiento del acuífero en el área. Se puede observar que la composición isotópica del agua del acuífero libre, en general, es similar a las lluvias locales,

principalmente las de los meses correspondientes al período septiembre-febrero, donde se produce la mayor recarga al acuífero. Sólo dos muestras resultaron diferentes del resto, las muestras SB7 y SB8 (ver su ubicación en figura 10.11), en las que se observa el mayor empobrecimiento ($\delta^{18}\text{O}=-5,4\text{‰}$ y $\delta^2\text{H}=-32\text{‰}$) y el mayor enriquecimiento ($\delta^{18}\text{O}= -3,4\text{‰}$ y $\delta^2\text{H}= -20\text{‰}$) isotópico, respectivamente, de la zona. Si bien ambas muestras se corresponden en la misma posición hidromorfológica, áreas deprimidas que actúan como zonas de descarga regional (Bañados del Saladillo) con nivel freático muy somero (< 3 m), sólo en la muestra SB8 se observa el proceso de evaporación que produciría su enriquecimiento. Sin embargo, la muestra SB7 presenta una elevada CE (10.260 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y su composición isotópica no muestra evaporación y se encuentra más empobrecida que el resto, lo que podría justificarse debido a mezcla de aguas procedentes de niveles semiconfinados y/o confinados (más empobrecidos, como se verá más adelante) que estarían descargando sus aguas en estos lugares.

Tabla 10.4. Composición isotópica del acuífero libre en el área de detalle

Muestra	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d (‰)
F1	-4,7	-25	12
F2	-5,1	-28	12
F3	-4,7	-22	16
F4	-4,6	-21	16
F5	-4,9	-24	15
F6	-4,8	-25	13
F7	-4,8	-25	13
EB18	-4,8	-27	11
EB20	-4,7	-24	14
EB21	-5,0	-25	14
EB39	-5,0	-25	15
EB41	-5,1	-27	14
SB7	-5,4	-32	11
SB8	-3,4	-20	7

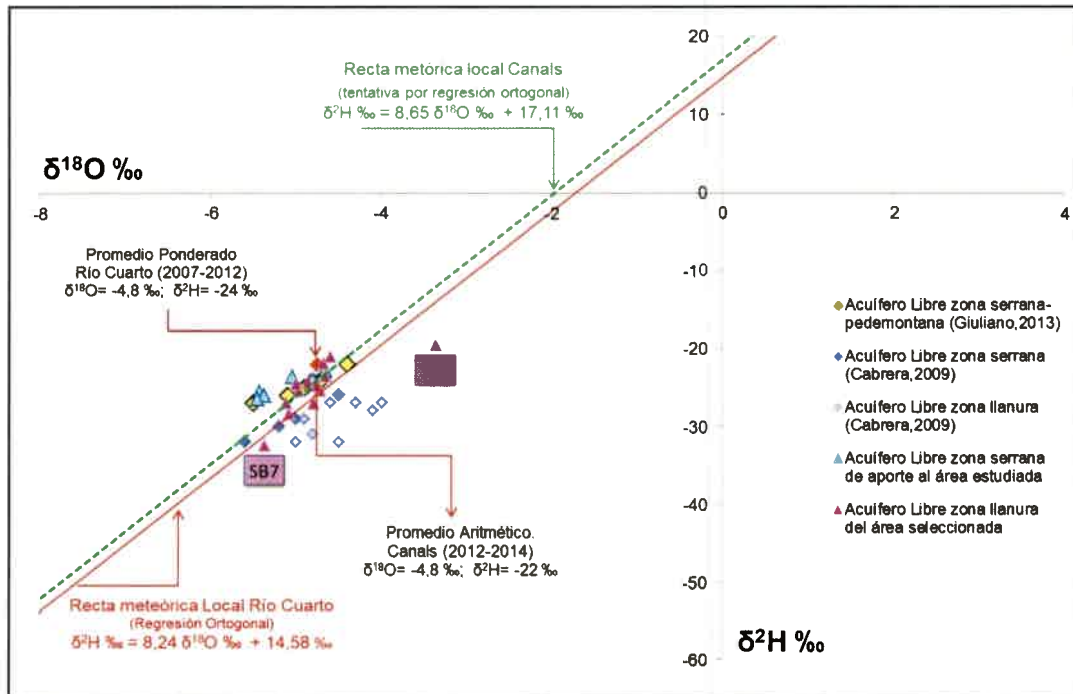


Figura 10.10. Diagrama $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ para el acuífero libre de la zona de estudio.

Los excesos de deuterio para el acuífero libre de la zona de detalle estudiada fueron de +7‰ a +16‰, resultando en un rango de valores más variable que para los cuerpos de agua superficiales y subterráneos del sector serrano, posiblemente debido a variaciones en los contenidos de humedad de las masas de aires que originan lluvias en estos sectores de la llanura (Figura 10.10).

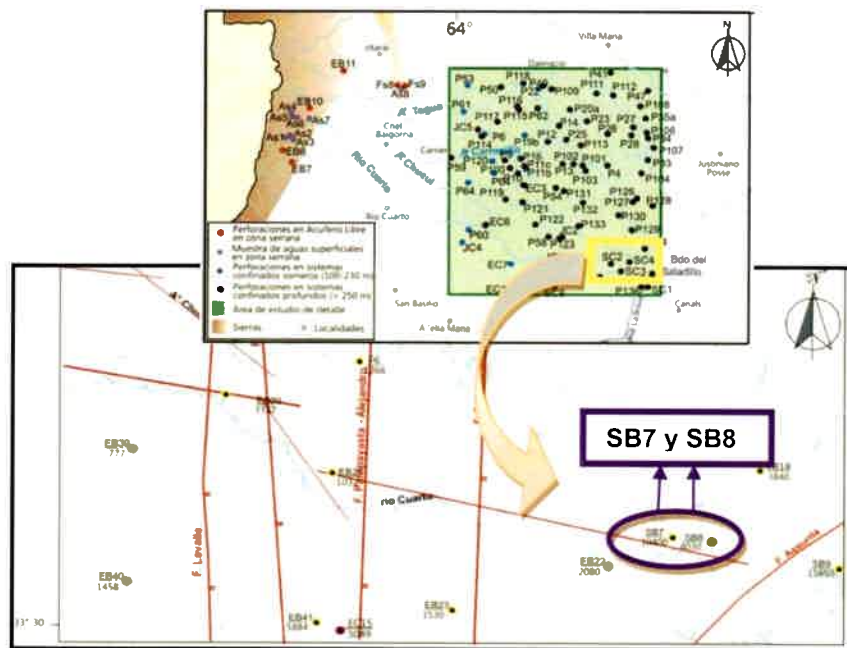


Figura 10.11. Ubicación de las muestras SB7 y SB8 al Sur del área de detalle.

10.2.1.4. COMPORTAMIENTO DE ^2H Y ^{18}O EN LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS

Según Cabrera (2009), Cabrera *et al.*, (2010), Blarasin *et al.*, (2014), los distintos sistemas acuíferos confinados del Sur provincial muestran variaciones en sus composiciones isotópicas. El sistema acuífero confinado más somero (SAC A1) muestra una composición isotópica del orden de -5,1‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y de -27‰ para $\delta^2\text{H}$, siendo por lo tanto similar a la del acuífero libre en la llanura, lo que podría indicar conexión hidráulica entre sistemas. Dadas las relaciones de niveles piezométricos entre estos sistemas al Sur de Córdoba se podría inferir que el aporte sería del acuífero libre, en los sectores que posee mayor carga hidráulica, hacia el sistema SAC A1. Sin embargo, dado que numerosas muestras de perforaciones que captan de este sistema SAC A1, muestran un contenido isotópico algo diferente a las de llanura y aguas recargadas en sectores serranos y periserranos, podría inferirse además un proceso de mezcla, con aguas que vienen circulando en el acuífero desde las sierras. Los sistemas acuíferos confinados más profundos (SAC A2, C y D) presentan

composición isotópica más empobrecida ($\delta^{18}\text{O} \approx -6,0\text{‰}$; $\delta^2\text{H} \approx -34\text{‰}$) y muy bajos niveles de ^3H (como se verá en el capítulo 11), lo que indica su desconexión hidráulica con los sistemas suprayacentes y con la recarga alóctona procedente del área periserrana occidental, ya que los resultados isotópicos de arroyos allí muestreados, se infiltran en el pedemonte y se encuentran más empobrecidos que en la llanura, por efecto de "continentalidad" que sufren las precipitaciones procedentes del océano Atlántico, o bien por fraccionamiento que sufren las mismas a más bajas temperaturas y eventos níveos. Sin embargo, no se descarta que las muestras más empobrecidas isotópicamente de estos acuíferos más profundos, puedan corresponder a aguas más viejas, recargadas en un período climático más frío que el actual, dado los tiempos de residencia calculados por estos autores para algunos de estos sistemas (más de 20.000 años), aspecto que será tratado en el capítulo de edad del agua.

Para la **zona de detalle**, los resultados de los análisis de los isótopos ^{18}O y ^2H se presentan en la Tabla 10.5. Se observan variaciones en la composición isotópica de cada uno de los sistemas (SAC A1, SAC A2, SAC C y SAC D) (Figura 10.12). El sistema más somero SAC A1 muestra una media de $\delta^{18}\text{O}$ del orden de $-5,1\text{‰}$ (mín. = $-5,4\text{‰}$; máx. = $-4,9\text{‰}$) y de $\delta^2\text{H}$ de -27‰ (mín. = -29‰ ; máx. = -24‰), mientras que los sistemas más profundos (SAC A2, C y D) se presentan, en general, más empobrecidos isotópicamente. SAC A2 posee una media de $\delta^{18}\text{O}$ del orden de $-5,5\text{‰}$ (mín. = $-6,3\text{‰}$; máx. = $-5,0\text{‰}$) y de $\delta^2\text{H}$ de -29‰ (mín. = -37‰ ; máx. = -25‰), siendo el sistema que, como se observa, muestra la mayor variabilidad en ambos isótopos. SAC C se encuentra un poco más empobrecido con valores promedios de $\delta^{18}\text{O}$ de $-6,2\text{‰}$ (mín. = $-6,3\text{‰}$; máx. = $-6,0\text{‰}$) y de $\delta^2\text{H}$ de -35‰ (mín. = -37‰ ; máx. = -32‰), mientras que SAC D es el que se presenta como el sistema más empobrecido de todos, con una media de $\delta^{18}\text{O}$ de $-6,3\text{‰}$ (mín. = $-6,7\text{‰}$; máx. = $-5,9\text{‰}$) y de $\delta^2\text{H}$ de -36‰ (mín. = -39‰ ; máx. = -34‰).

En la figura 10.13 se presenta el diagrama convencional de $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ de todas las muestras censadas en los distintos sistemas acuíferos confinados, acompañadas de la composición isotópica promedio de las lluvias locales (Río Cuarto y Canals) y del acuífero libre. Del análisis de este diagrama se observa también, que el nivel más somero SAC A1 (círculos verdes) tiene una composición isotópica similar a la del acuífero freático y a la de las lluvias locales, lo que corroboraría tal lo observado en los antecedentes regionales, conexión hidráulica entre acuíferos, hipótesis que puede mantenerse dada la relación de niveles piezométricos entre ellos. De este modo el acuífero libre, en general, de mayor carga hidráulica (2 - 7 m de profundidad del nivel freático) que el sistema SAC A1 (11 - 20 m de profundidad del nivel piezométrico), le estaría aportando aguas con una marcada huella isotópica de precipitaciones locales que se mezclarían con las aguas que vienen circulando desde sectores serranos con marca isotópica de precipitaciones levemente más empobrecidas que las locales.

Los sistemas acuíferos más profundos, como se mencionara, más empobrecidos isotópicamente que el sistema más somero SAC A1 y que el libre, permiten inferir, en concordancia con lo señalado en los antecedentes regionales, desconexión con los sistemas suprayacentes (SAC A1 y libre) y recarga alóctona desde sectores serranos, al Oeste del área, debido a la composición isotópica encontrada en los cuerpos de agua superficiales y subterráneos de estos sectores, los cuales mantienen la huella isotópica de las precipitaciones más livianas de las sierras (por fraccionamiento a más bajas temperaturas o por efecto continental). Del mismo modo que los estudios antecedentes, tampoco se descarta la hipótesis de que las muestras más empobrecidas isotópicamente de estos sistemas profundos, puedan corresponder a aguas, más viejas, recargadas en otro período geológico en el que regían condiciones climáticas más frías que las del clima actual, aspectos que serán retomados más adelante.

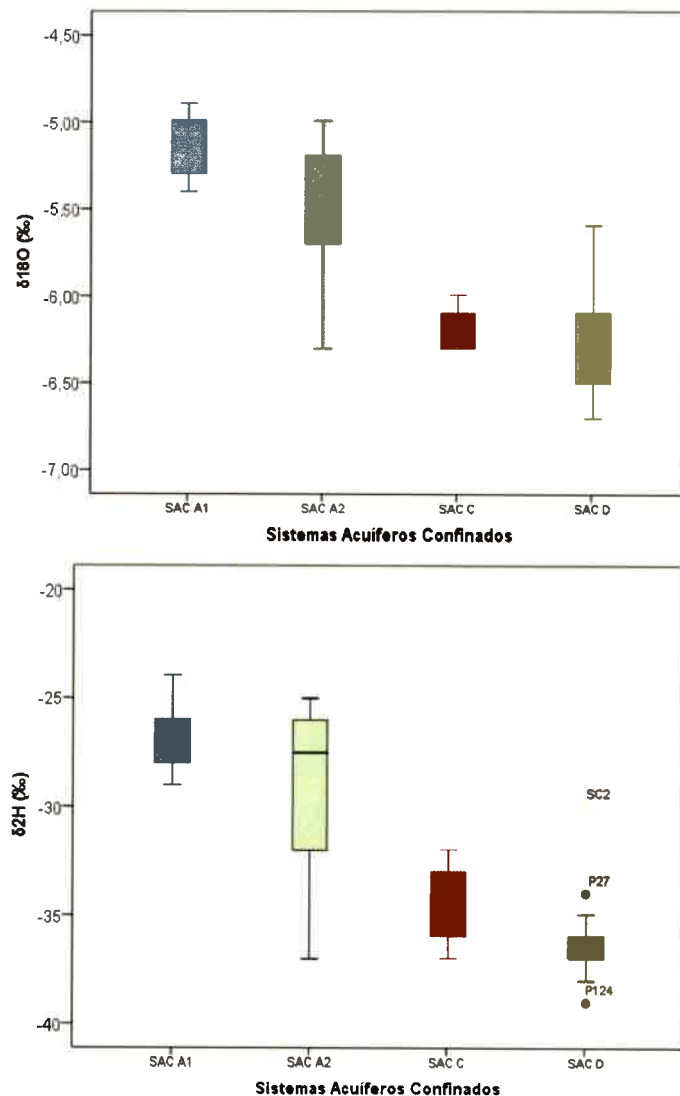


Figura 10.12. Diagrama de cajas de $\delta^{18}O$ y δ^2H de los diferentes sistemas acuíferos confinados

Tabla 10.5. Composición isotópica de los sistemas acuíferos profundos.

SISTEMAS (SAC)	MUESTRA	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d (‰)	SISTEMAS (SAC)	MUESTRA	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d (‰)
SAC A1	EC 7	-4,9	-24	15	SAC D	SC2	-5,6	-30	15
SAC A1	P53	-5,0	-28	12	SAC D	P124	-6,7	-39	15
SAC A1	P11b	-5,0	-26	14	SAC D	P47	-5,9	-36	12
SAC A1	P49	-5,0	-29	11	SAC D	P41	-6,0	-36	12
SAC A1	P120	-5,3	-26	16	SAC D	P28	-6,0	-35	13
SAC A1	P19b	-5,4	-27	16	SAC D	P35a	-6,0	-35	13
SAC A2	P11c	-5,0	-26	14	SAC D	P103	-6,0	-36	12
SAC A2	P10	-5,0	-25	15	SAC D	P27	-6,1	-34	15
SAC A2	EC 6	-5,1	-25	16	SAC D	P4	-6,1	-35	14
SAC A2	P100	-5,1	-26	15	SAC D	SC4	-6,1	-37	12
SAC A2	P9	-5,2	-26	16	SAC D	P104a	-6,1	-36	13
SAC A2	P121	-5,2	-25	17	SAC D	P108	-6,2	-36	13
SAC A2	EC 3	-5,3	-26	16	SAC D	P13	-6,2	-37	12
SAC A2	P50	-5,4	-29	14	SAC D	SC3	-6,2	-36	13
SAC A2	P114	-5,5	-27	17	SAC D	P34	-6,2	-36	14
SAC A2	P119	-5,5	-27	17	SAC D	P33	-6,2	-36	14
SAC A2	P115	-5,5	-28	17	SAC D	EC 4	-6,2	-35	15
SAC A2	P16	-5,7	-29	16	SAC D	P26	-6,2	-35	14
SAC A2	P116	-5,7	-32	14	SAC D	P106	-6,2	-36	14
SAC A2	P122	-5,7	-29	16	SAC D	P112	-6,3	-36	14
SAC A2	P12	-5,8	-34	12	SAC D	P113	-6,4	-37	14
SAC A2	P118	-6,0	-33	15	SAC D	EC 8	-6,4	-38	14
SAC A2	P109	-6,2	-35	14	SAC D	P20a	-6,5	-38	14
SAC A2	P14	-6,3	-37	13	SAC D	P130	-6,5	-37	16
SAC C	P107	-6,0	-36	12	SAC D	P133	-6,5	-38	14
SAC C	P123	-6,1	-32	16	SAC D	P132	-6,5	-37	15
SAC C	P125	-6,1	-33	16	SAC D	P129	-6,5	-37	15
SAC C	P111	-6,2	-36	14	SAC D	P126	-6,5	-37	15
SAC C	P131	-6,3	-35	15	SAC D	P127	-6,6	-37	16
SAC C	SC5	-6,3	-37	14	SAC D	P128	-6,6	-38	15

Los excesos de deuterio de los acuíferos confinados son altos y varían en un rango bastante homogéneo (desde +12‰ a +17‰), similar a lo que ocurre en los cuerpos de agua superficiales y en el acuífero libre en sectores serranos (Figura 10.14). Esto podría indicar la influencia de las masas de aire serranas con estas características y su posterior desconexión con la fase atmosférica al circular por estos sistemas profundos.

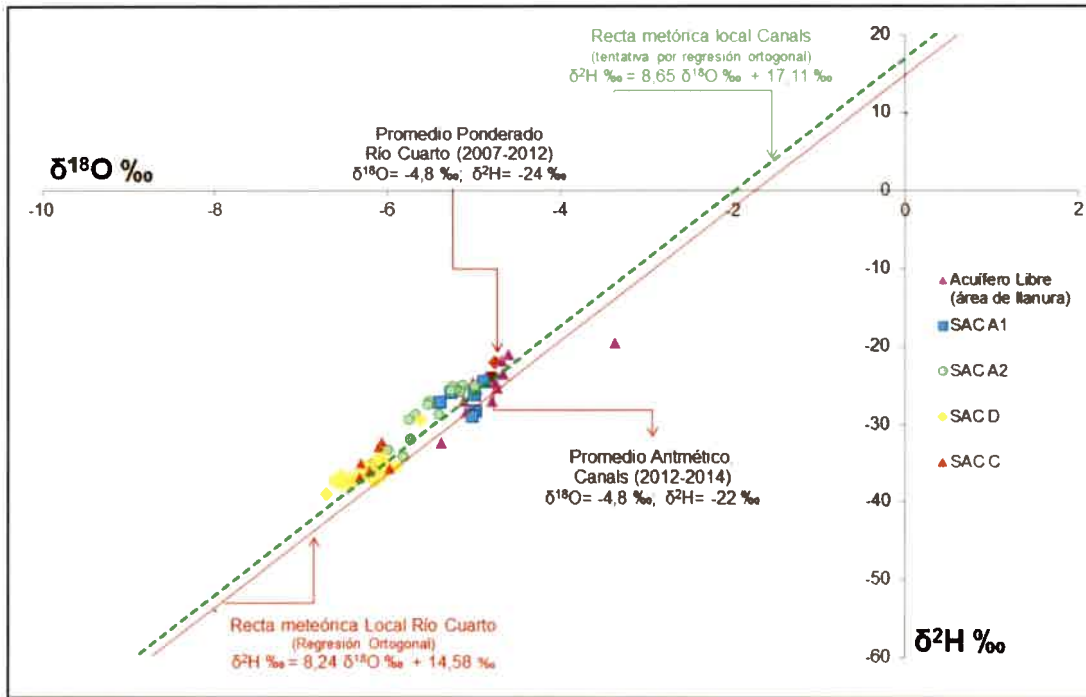


Figura 10.13. Diagrama δ^2H vs δ^18O para los sistemas acuíferos confinados

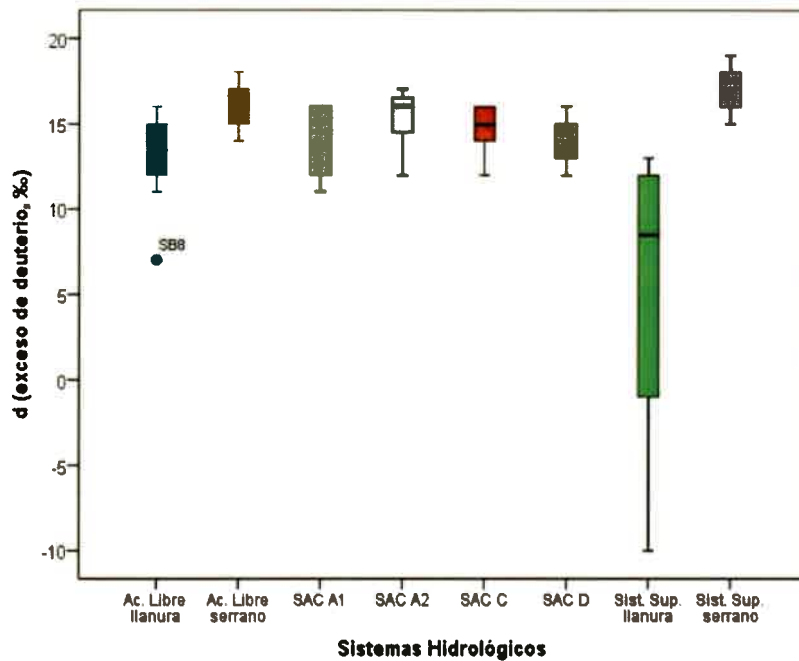


Figura 10.14. Diagrama de caja de Exceso de Deuterio para los diferentes sistemas hidrológicos.

EDAD DEL AGUA

11.1. INTRODUCCIÓN A LOS CONCEPTOS DE EDAD, TIEMPO DE RESIDENCIA Y DATACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Es de interés distinguir entre el concepto de "**edad**" y "**tiempo de residencia**" del agua subterránea, debido a que es muy común encontrar en la literatura hidrogeológica la aplicación de los mismos como sinónimos. Kazemi *et al.* (2006) definen "**edad de agua subterránea**" como el lapso comprendido desde que una molécula de agua es recargada al sistema subterráneo hasta que alcanza un lugar específico en dicho sistema, en donde es muestreada físicamente o teóricamente estudiada para datarle su edad. Por otro lado, estos autores definen "**tiempo de residencia del agua subterránea**" al tiempo que le lleva a una partícula de agua subterránea viajar desde el área de recarga a la de descarga del acuífero, es decir desde su infiltración al subsuelo hasta que aflora en superficie. Es decir, se podría sugerir que la edad del agua subterránea es el tiempo de residencia del agua subterránea sólo en el área de descarga (Figura 11.1). Con el fin de comprender más acabadamente la diferencia entre estos conceptos, Kazemi *et al.* (2006) definen análogamente, que cada entidad viva o no del planeta y del universo en su totalidad, tanto sea natural o artificial, tiene una edad en particular, entendiendo por ello, al lapso de tiempo comprendido desde que fue creado o aparece en el mundo, hasta el momento que existe como tal, es decir, que no ha muerto o no ha sido transformado a otra forma. Del mismo modo, estos autores definen, que todas las entidades vivas o no vivas tienen asignado un tiempo de vida (es decir, que no duran por siempre), definiéndolo como tal al lapso comprendido desde su

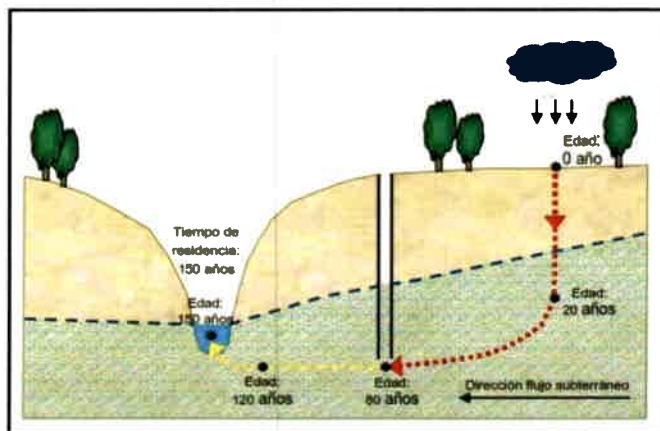


Figura 11.1. Edad y Tiempo de Residencia del agua subterránea (tomado de Kazemi *et al.*, 2006)

nacimiento o creación, hasta su muerte o destrucción. Por ejemplo, definido de esta manera, es imposible conocer el tiempo de vida de una persona hasta que ésta muera. En otras palabras, cada persona puede tener muchas edades dependiendo del momento en que ésta es medida, pero sólo un tiempo de vida (tiempo de residencia). Es decir que estos conceptos pueden aplicarse a la molécula de agua en diferentes ambientes hidrológicos. Otro término que confunde al de edad o tiempo de vida, es el de "**fecha**" o "**fechado**", la cual es usualmente empleada para un día en particular y no muestra alguna edad o tiempo de vida en particular.

En hidrogeología es preferible usar los términos "**tiempo de residencia medio del agua subterránea**" instalado por Clark and Fritz (1997) y "**edad promedio del agua subterránea**", debido al cúmulo de incertidumbres (tránsito del agua en zona no saturada, técnicas disponibles, complejidad de flujo y transporte, fenómenos de mezcla, heterogeneidad del sistema acuífero) a la hora de obtener datos representativos. Generalmente, los gradientes de edad (ritmo de aumento en la edad del agua subterránea con la profundidad o la distancia) se preservan a lo largo de las líneas de flujo en los acuíferos (Fontes, 1983; Clark y Fritz, 1997). Cabe aclarar que el gradiente de edad es la inversa de la velocidad de flujo y puede ser usado para calcular el ritmo de recarga de un acuífero si se conoce su porosidad específica (Ritmo de recarga = porosidad efectiva / gradiente de edad). De esta manera, un gradiente de edad acentuado indica una recarga de agua reducida o velocidades de agua subterránea muy bajas.

Estudios recientes (Goode, 1996; Etcheverry and Perrochet, 2000; Bethke and Johnson, 2008) han sumado una nueva dimensión al concepto de "**edad del agua subterránea**", estableciendo que ésta es una propiedad intrínseca de la molécula de agua subterránea, tal como lo es la conductividad eléctrica (CE) o la temperatura. De este modo, el agua comienza a envejecer desde el primer día que ingresa al medio subterráneo, tal como aumenta su salinidad desde que el agua de lluvia ingresa al subsuelo.

La datación del agua subterránea tiene importantes alcances en la gestión de los recursos hídricos, ya que la explotación de acuíferos que no son activamente recargados puede implicar su agotamiento. Por otro lado, la datación del agua es un desafío ya que únicamente el ^3H es parte de la molécula de agua mientras que los otros métodos se basan en constituyentes disueltos (solutos) cuya abundancia en el agua está controlada por procesos físico-químicos y biológicos.

Kazemi *et al.* (2006), dividen a las aguas subterráneas, en función de su edad en jóvenes, viejas y muy viejas. Las **aguas jóvenes** pueden ser datadas usando técnicas que permitan medir en el rango de edad comprendido entre menos de un año y cerca de 50 o 60 años. Las **aguas viejas** pueden ser datadas con métodos que cubren el

rango entre 60 a 50.000 años. Finalmente, las **aguas muy viejas** pueden ser datadas con técnicas que cubran el rango entre 50.000 y 100.000 años a poco más de 10 millones de años.

Existen diversos métodos de datación del agua subterránea, algunos de ellos como el ^{14}C , permite obtener una edad absoluta del agua (desde cientos hasta aprox. 60.000 años-Wagner, 1998), pero requiere de un extenso conocimiento sobre la composición química del acuífero, mientras que otros como el ^3H , si bien su rango de aplicación es limitado a los últimos 50 años, ofrece edades relativas, generalmente, reportadas en términos de "más jóvenes que" o "más viejas que". Por otro lado, existen métodos que permiten conocer la edad del agua por medio de mediciones directas, tales como $^3\text{H}/^3\text{He}$, CFCs, $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$, ^{14}C , entre otros, que permiten su cuantificación; mientras que existen otras metodologías, llamadas indirectas, tales como, isótopos estables (^{18}O y ^2H) y relaciones de iones conservativos (Br/Cl, F/Cl) y de iones reactivos (Li, Rb, Sr), que ofrecen una idea o aproximación de la edad a contrastar con información referida a otros parámetros (geología, clima, precipitaciones, etc.). Por ejemplo, se pueden estimar sistemas de aguas jóvenes por la poca profundidad de yacencia, posición próxima al área de recarga dentro del sistema de flujo subterráneo, condiciones oxidantes del agua, actividad de microorganismos, etc. No existe un único método a utilizar a la hora de datar la edad del agua subterránea sino que se debe hacer uso de varias técnicas diferentes que permitan converger evidencias frente a la datación de un agua en particular.

11.2. ESTIMACIÓN DE LA EDAD DEL AGUA SUBTERRÁNEA EN LA ZONA ESTUDIADA

11.2.1. MÉTODOS HIDRÁULICOS

Estos métodos emplean para el cálculo de la edad del agua subterránea los principios hidrodinámicos basados en la ley de Darcy, considerando como tal al tiempo que le lleva a una molécula de agua recorrer el trayecto desde la recarga hasta un lugar específico en el sistema en donde queremos conocerla. De este modo, utilizando valores de gradiente hidráulico, porosidad efectiva y conductividad hidráulica, permiten calcular la edad de todas las aguas subterráneas ya sean éstas jóvenes o muy viejas. En un acuífero con flujo horizontal y sin recarga a lo largo de las líneas de flujo, tal como ocurre en un acuífero confinado, la edad del agua se calcula en un punto determinado como la distancia desde el área de recarga dividido por la velocidad del agua subterránea, en función de la siguiente ecuación:

$$\text{Edad} = L / V$$

Donde:

L = Espacio recorrido [m]

V = Velocidad real del agua [m/d], calculada por la ley de Darcy como:

$$V = \frac{K \times i}{\rho}$$

Donde:

K = Conductividad hidráulica [m/d].

i = Gradiente hidráulico [%].

ρ = Porosidad específica [%].

En el área de estudio, la edad del agua fue calculada, por este método, en dos puntos determinados, en función de la distribución areal de cada sistema acuífero. Se tomó el punto más próximo al área de recarga (ambiente serrano-pedemontano) y el más alejado (zona de llanura) de cada sistema acuífero, ya que de esa manera se obtiene un rango de posibles edades de cada uno de ellos.

El rango de edad del agua subterránea calculado en el sistema acuífero más somero, SAC A1, en función de las K estimadas entre 5 m/d y 30 m/d (ver capítulo 7), los gradientes hidráulicos calculados del orden de 0,35%, las velocidades de circulación entre 0,07 m/d y 0,42 m/d (velocidad media de 0,25 m/d) y la ρ de 25 % (ver capítulo 8), resultaron entre 800 años y 1.500 años.

Los sistemas acuíferos más profundos, SAC A2, C y D, presentaron edades superiores.

Las edades calculadas para SAC A2, en función de los parámetros calculados (K entre 5 m/d y 10 m/d, gradientes hidráulicos del orden de 0,3%, velocidades de circulación entre 0,08 m/d y 0,15 m/d (media = 0,12 m/d), ρ de 20%), resultaron entre 1.600 años y 3.100.

En SAC C con los parámetros estimados (K entre 1 m/d y 5 m/d, gradientes hidráulicos del orden de 0,15%, velocidades de circulación entre 0,02 m/d y 0,08 m/d (media = 0,04 m/d), ρ de 10%) las edades resultaron entre 9.200 años y 12.100 años.

Finalmente, para el sistema más profundo de todos, SAC D, las edades calculadas resultaron entre 28.100 años y 37.100 años, considerando la K estimada entre 1 m/d y 2 m/d, ρ de 15%, gradientes hidráulicos promedios calculados del orden de 0,13% y velocidades del agua entre 0,009 m/d a 0,017 m/d (media = 0,013 m/d).

11.2.2. MÉTODOS INDIRECTOS: RELACIONES DE IONES CONSERVATIVOS, F⁻/Cl⁻

Como fuera explicado anteriormente, estos métodos no proporcionan directamente la edad del agua subterránea sino que permiten inferir edades relativas al poder comparar un sistema con otros (Kazemi *et al.*, 2006). Es decir, algunos principios básicos proveen indicios que permiten identificar aguas más jóvenes de aguas más viejas. Así, en términos generales, se consideran más viejos los acuíferos con mayor grado de confinamiento, los sistemas más profundos, los menos permeables, los menos oxidantes, etc. La aplicación de estos métodos como una herramienta más que permita estimar edades del agua subterránea, fue utilizada por primera vez por Edmunds y Smedley (2000) en un caso de estudio de un acuífero confinado de Inglaterra, quienes acudieron fundamentalmente a la comparación de solutos disueltos entre distintos acuíferos.

En este análisis de la edad se utilizó la relación rF^- / rCl^- , dado que el Cl⁻ es un ión conservativo que aumenta su concentración en el sentido del flujo, mientras que F⁻, al igual que As y otros iones minoritarios y trazas, tienden a disminuir ("lavarse") por el flujo de circulación normal del agua subterránea en el tiempo, por lo que en general en los acuíferos profundos y "antiguos" será mucho más difícil encontrar altas concentraciones de estos iones (As y F⁻). Al respecto, Smedley y Kinniburgh (2002) mencionan que altas concentraciones de As en aguas subterráneas tienden a encontrarse en acuíferos de edad Holocena, es decir en acuíferos cuyos sedimentos han sido depositados en los últimos diez mil años (más reactivos) y que en acuíferos más viejos las menores concentraciones de estos iones indican que los mismos se han ido lavando en el tiempo, con el flujo de circulación normal. Además, sugieren que durante la última glaciación y el período anterior, caracterizados por un nivel del mar más bajo, se podría haber ocasionado un extensivo lavado de acuíferos (mayor lavado de estos iones) debido a que los gradientes hidráulicos deberían haber sido más altos y por lo tanto hubieran producido un aumento en las velocidades de circulación del agua subterránea. Obviamente algunas de estas consideraciones pueden hacerse si las litologías de los acuíferos son en general similares, ya que la presencia de As y F depende fuertemente de la fuente de aporte, no ocurriendo lo mismo cuando se incluye al Cl en el análisis, dada su reconocida procedencia de las lluvias y su aumento en el sentido de flujo y/o profundidad.

En la figura 11.2, se muestra la comparación de las relaciones iónicas rF^- / rCl^- entre el acuífero libre y los sistemas acuíferos confinados en la zona estudiada. De la interpretación de esta gráfica se observa que, en general, estas relaciones son inferiores en los sistemas profundos (entre 0 y 0,057, media = 0,013), con respecto a los valores obtenidos para el acuífero libre (entre 0 y 0,41, media = 0,057).

De los sistemas confinados, los que reflejan los valores más bajos son SAC D y SAC C, con una media de la relación de 0,003 y 0,009, respectivamente. Estos valores muestran lo expresado anteriormente, aguas más viejas con muy poca presencia de F^- posiblemente debido al lavado por tránsito y elevadas concentraciones de Cl^- incorporados por evolución geoquímica normal, en función de su mayor tiempo de permanencia en el sistema subterráneo.

El sistema acuífero profundo SAC A2, presenta una media de esta relación iónica del orden de 0,025, superior a los sistemas profundos del Este del área, pero muy inferior al acuífero libre, posiblemente vinculado a los materiales más gruesos que lo conforman y a su cercanía al área de recarga respecto a SAC C y D, lo que estaría indicando también aguas más jóvenes que en ellos, pero más viejas que los suprayacentes SAC A1 y acuífero libre.

El sistema más somero, SAC A1, presenta una media de la relación F^-/Cl^- de 0,016, menor que SAC A2 y la del acuífero libre. Este sistema somero, como se observa en la figura 11.2, muestra un comportamiento similar en cuanto a sus variaciones a los sistemas antes mencionados, aunque posee una media de esta relación iónica levemente menor, posiblemente asociada a los materiales más gruesos que conforman este acuífero.

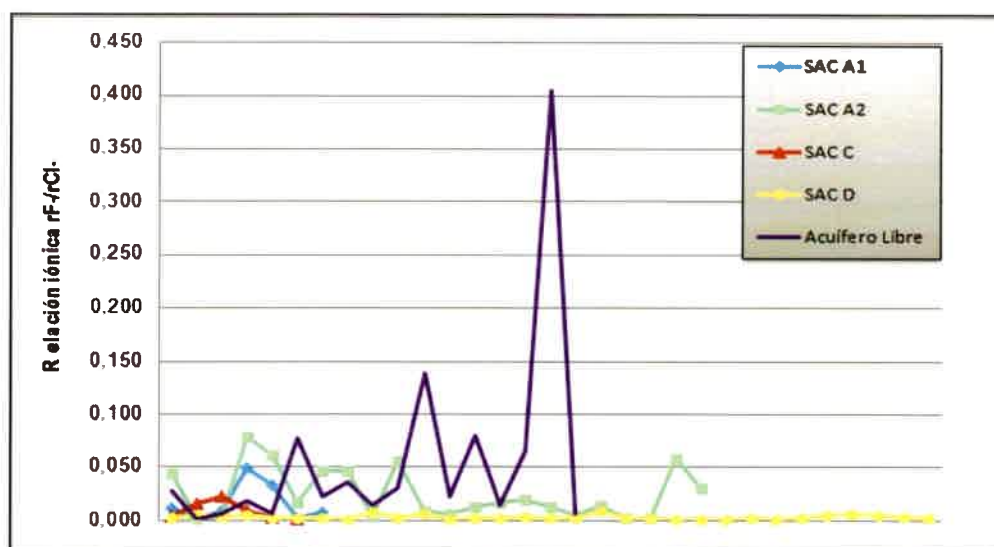


Figura 11.2. Gráfico de relación iónica F^-/Cl^- entre los sistemas acuíferos libre y confinados.

11.2.3. ESTIMACIÓN DE EDAD MEDIANTE EL ANÁLISIS DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES 2H Y ^{18}O

Como ya se indicara en el capítulo 10, los sistemas acuíferos profundos (SAC A2, SAC C y SAC D), son más empobrecidos isotópicamente que el sistema somero SAC

A1 y que el libre y poseen composición isotópica similar a los arroyos y vertientes de las áreas serranas y pedemontanas. Ambas características indican que estos sistemas acuíferos confinados mantienen la huella isotópica del agua meteórica de estos sectores (especialmente sierras de Comechingones y subordinadamente sierra Las Peñas), con desconexión hidráulica con los otros sistemas (ver capítulo 10), lo que sugieren que estos sistemas profundos, especialmente SAC C y D (que son los más empobrecidos aún), poseen aguas viejas, es decir aguas que han estado mucho tiempo circulando por el ámbito subterráneo hasta alcanzar los sectores de yacencia actuales.

Por otro lado, apoyan esta hipótesis de aguas viejas recargadas en el ámbito serrano, la homogeneidad y los valores elevados hallados en los excesos de deuterio de los acuíferos confinados, similar a lo que ocurre en los cuerpos de agua superficiales y en el acuífero libre en estos sectores serranos.

Finalmente, el hecho de no encontrarse actualmente en los sectores serranos de las cuencas de aporte al área estudiada, aguas tan empobrecidas como algunas encontradas en los ambientes confinados, especialmente en el sistema SAC D, permite mantener la hipótesis de que el empobrecimiento isotópico que presentan estas muestras podría corresponder a aguas más viejas, recargadas en otro período geológico en el que regían condiciones climáticas más frías que las del clima actual.

Por todo lo expuesto, a partir del estudio de isótopos estables (^2H y ^{18}O) y de los excesos de deuterio encontrados, se estima que los sistemas acuíferos confinados poseen aguas viejas, siendo las aguas de SAC D las aguas más viejas de todos los sistemas, siguiendo las aguas de SAC C y luego las de SAC A2. Por el contrario, las aguas de los sistemas más someros SAC 1, serían más jóvenes que las aguas de los sistemas profundos, pero más viejas que el acuífero libre (Figura 11.3).

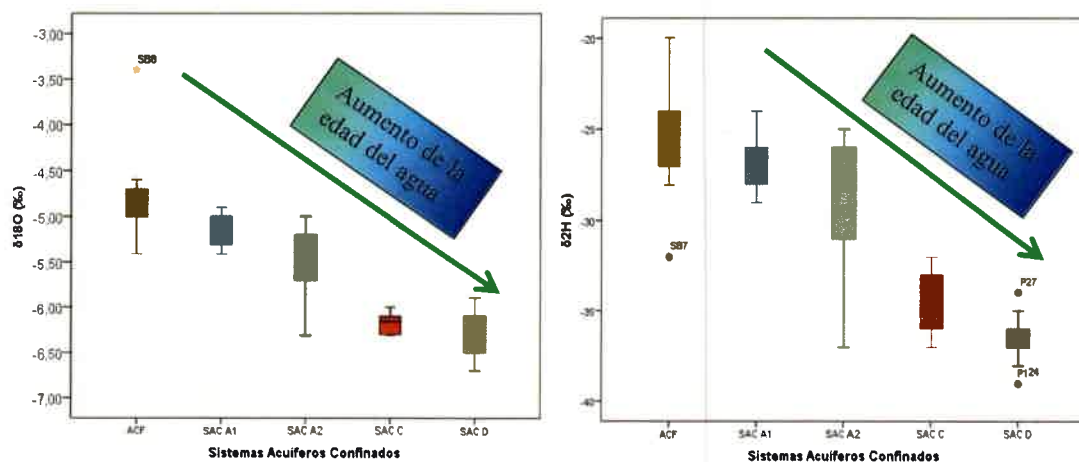


Figura 11.3. Diagrama de cajas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de los diferentes sistemas acuíferos (libre y confinados) y su relación con la edad relativa del agua

11.2.4. ESTIMACIÓN DE EDAD MEDIANTE EL ANÁLISIS DE LOS ISÓTOPOS RADIOACTIVOS ^3H Y ^{14}C

11.2.4.1. Aplicación del radioisótopo ^3H en el área estudiada

De manera de estimar la edad relativa del agua de los acuíferos confinados en la zona, se midieron los contenidos de ^3H en algunas muestras, seleccionándose sólo aguas procedentes de los sistemas acuíferos confinados profundos (SAC A1, A2, C y D), ya que se cuenta con información de ^3H en muestras de lluvias, acuífero libre y arroyos antecedentes del Sur de Córdoba (Cabrera, 2009) que si bien se encuentran fuera de la zona estudiada se consideran representativas para las áreas de llanura.

Según Cabrera (2009), el acuífero libre en el ambiente periserrano posee concentraciones de ^3H en el orden de $7,6 \pm 0,3$ UT. En la llanura, según esta misma autora, las precipitaciones posee concentraciones de ^3H del orden de $11,3 \pm 0,5$ UT, los arroyos entre $2,8 \pm 0,4$ UT y $7,2 \pm 0,3$ UT, el acuífero libre entre $1,9 \pm 0,8$ UT y $3,2 \pm 0,8$ UT, y los acuíferos confinados profundos valores en un rango de $1,5 \pm 0,4$ UT a $2,5 \pm 0,2$ UT (Figura 11.4).

En esta investigación se seleccionaron 9 perforaciones (Tabla 11.1) que captan de acuíferos confinados y pertenecen a diferentes sistemas: EC7 y P120 (SAC A1), EC6 y P115 (SAC A2), P131 (SAC C), P112, P126, SC2 y SC4 (SAC D). Los valores resultaron ser en casi todas las muestras $<0,8 \pm 0,3$ UT, siendo el valor límite mínimo detectable del instrumento de medición 0,8 U.T. Sólo la muestra P112 presentó un valor de $1 \pm 0,3$ UT. Es decir, en todos los casos los valores medidos fueron menores

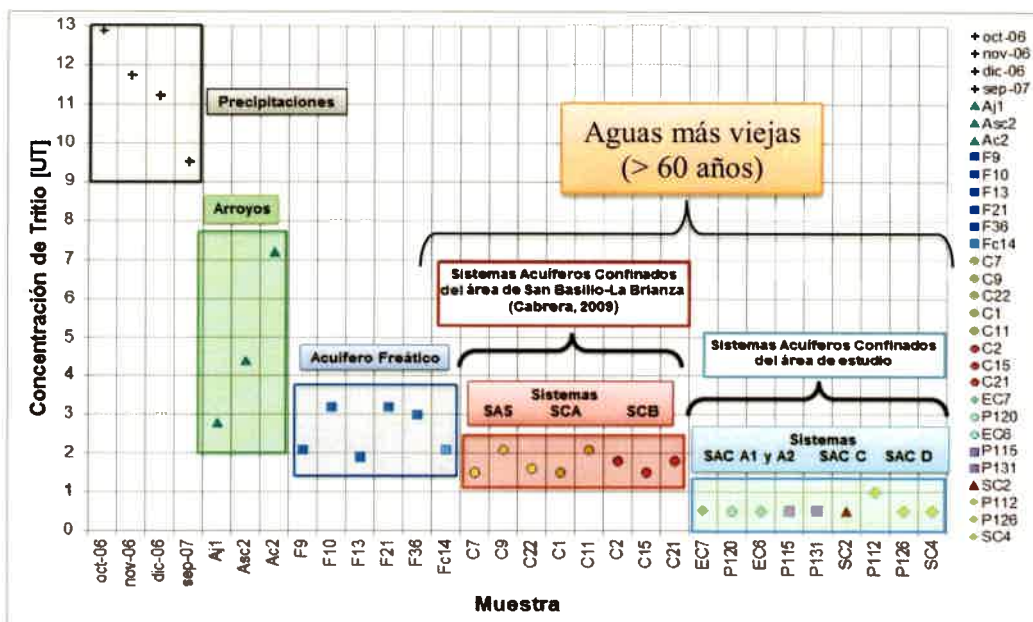


Figura 11.4. Concentraciones de ^3H en los distintos sistemas hidrológicos. Modificado de Cabrera (2009).

a los informados por Cabrera (2009) para todos los sistemas hidrológicos, incluido los acuíferos profundos.

Dado que no se ha registrado actividad de ^3H en los sistemas profundos evaluados, a diferencia de los muy bajos valores obtenidos por Cabrera (2009) para la zona de San Basilio-La Brianza (lo que también puede estar vinculado al propio error de medición), se puede decir que estos acuíferos fueron recargados con anterioridad a la década del '50 y posiblemente, tal lo observado con los isótopos estables (^2H , ^{18}O), se trate de aguas viejas (de cientos a miles de años) recargadas en otro periodo geológico, como ya se mencionó.

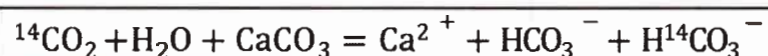
11.2.4.2. Aplicación del radioisótopo ^{14}C en el área estudiada

La datación con ^{14}C consistió en la determinación del porcentaje de carbono moderno (pmC) de 7 muestras previamente seleccionadas, cuyos valores fueron utilizados para estimar edades del agua subterránea. Las muestras escogidas corresponden a aguas procedentes de los sistemas acuíferos confinados SAC A2 (EC6, P115 y SC2), SAC C (P131) y SAC D (P112, SC4 y P126).

Para realizar la datación con ^{14}C es necesario tener un buen modelo hidrogeológico conceptual del área de estudio. Es importante conocer si en el terreno hay carbonatos, ya que en el caso de que los hubiera, la disolución de éstos durante el tránsito del agua por la zona no saturada y saturada, modifica el contenido inicial de ^{14}C en el agua, debido a que la roca carbonática (más antigua) aporta ^{12}C y ^{13}C pero no ^{14}C , provocando un envejecimiento aparente del agua ya desde el momento inicial (Escuder *et al.*, 2009). Existen diferentes aproximaciones o correcciones que permiten estimar el valor de $^{14}\text{A}_0$ (Actividad inicial), los cuales proporcionan resultados contrastables entre sí. Las correcciones se basan en realizar hipótesis sobre las reacciones que pudieron tener lugar.

Los modelos de corrección de edad estimada con ^{14}C que se aplican en este estudio son:

El método de Tamers (1975) que consiste en realizar una corrección química de la edad, a partir de los resultados obtenidos del estudio hidrogeoquímico del acuífero. Como se mencionó anteriormente, si todo el CO_2 del suelo reaccionara con los carbonatos tendría lugar la siguiente reacción:



Donde:

$$\text{CO}_2 = 100 \text{ pmC}$$

$$\text{CaCO}_3 = 0 \text{ pmC}$$

$$\text{Ca}^{+2} = 50 \text{ pmC}$$

Es decir que la A_0 resultante sería 50 pmc, ya que el 50% del carbono del HCO_3^- vendría del CO_2 del suelo (con ^{14}C). Pero esto no sucede, ya que sólo se consume una parte del CO_2 del suelo en la reacción y otra parte permanece como CO_2 disuelto, solo o como ácido carbónico. Es decir, que el equilibrio de esta reacción está dado por el carbono disuelto total (CDT) en el agua, formado por la mitad de los moles de bicarbonato que proceden del CO_2 del suelo, con ^{14}C y la otra mitad de los carbonatos sólidos, sin ^{14}C , más el CO_2 no consumido con ^{14}C (Kazemi *et al.*, 2006). De este modo, el problema se reduce a conocer cuál es la fracción de carbono, procedente del CO_2 del suelo, que queda en el CDT del agua tras la disolución de carbonatos (Escuder *et al.*, 2009). Esa fracción viene dada por la siguiente expresión:

$$f = \frac{\frac{a}{2} + b}{a + b}$$

donde a es el valor de alcalinidad (mol/L),

b es el contenido de CO_2 en el agua (mol/L),

siendo $(a+b)$ el CDT en el agua y $(a/2 + b)$ es el carbono de origen orgánico presente en el agua.

Este factor puede calcularse mediante los equilibrios químicos o utilizando la fórmula de Tillmans. Una vez realizado este cálculo, la fórmula de edad debe ser corregida por este factor de la siguiente manera:

$$t \text{ (años)} = 8267 \ln \left[\frac{A_0 f}{A} \right]$$

El método de Pearson (1965) o de Corrección Isotópica, está basado en la medición de la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ o, más precisamente, de la $\delta^{13}\text{C}$, lo que permite conocer la modificación del ^{14}C del agua por disolución de calizas. La fórmula está dada por la siguiente expresión:

$$f = \frac{\delta^{13}\text{C}_m - \delta^{13}\text{C}_c}{\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} - \delta^{13}\text{C}_c}$$

Esta fórmula es válida para la disolución de carbonatos en sistemas cerrados

Donde f representa la fracción del carbono biogénico existente en la muestra de agua,
 $\delta^{13}\text{C}_m$ = desviación isotópica del carbono en la muestra de agua
 $\delta^{13}\text{C}_c$ = desviación isotópica del carbono asociado al medio rocoso ($\approx 0\text{‰}$)
 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ = desviación isotópica del carbono en el CO_2 del suelo (≈ -23 a -25‰)

Por lo tanto, siendo A la actividad de ^{14}C de la muestra analizada, la fórmula de edad queda modificada de la siguiente manera:

$$t \text{ (años)} = 8267 \ln \left[\frac{100 (\delta^{13}\text{C}_m - \delta^{13}\text{C}_c)}{A (\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} - \delta^{13}\text{C}_c)} \right]$$

El método de Pearson–Gonfiantini (en Salem *et al.*, 1980) considera, además de la disolución de los carbonatos, el intercambio isotópico que existe entre CO_2 biogénico y las especies carbonatadas del agua:



El equilibrio de este sistema depende de la presión parcial del CO_2 en la zona no saturada y de la temperatura (Pálamos, 2002). Una vez alcanzado el equilibrio, las concentraciones de ^{13}C del CO_2 y del HCO_3^- disueltas en el agua, son representadas por el coeficiente de fraccionamiento ϵ que es igual, aproximadamente, a la diferencia entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ para el CO_2 y HCO_3^- . Este coeficiente depende de la temperatura y se calcula con la siguiente expresión:

$$\epsilon \text{ (‰)} = \frac{-9,483 \times 10^3}{T + 23,89}$$

siendo T la temperatura en Kelvin (K). A la temperatura de 20°C , le corresponde el valor de $\epsilon = -8,46\text{‰}$.

De este modo, la edad del agua se obtiene por la ecuación

$$t \text{ (años)} = 8267 \ln \left[\frac{100 (\delta^{13}\text{C}_m - \delta^{13}\text{C}_c) \left(1 - \frac{2\epsilon}{1000}\right)}{A (\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} - \delta^{13}\text{C}_c - \epsilon)} \right]$$

Donde los términos involucrados en la ecuación corresponden a:

$\delta^{13}\text{C}_m$ = desviación isotópica del carbono inorgánico disuelto en el acuífero

$\delta^{13}\text{C}_c$ = desviación isotópica de la matriz carbonática del acuífero ($\approx 0\text{‰}$)

$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ = desviación isotópica del CO_2 del suelo en el momento de la recarga

Aceptando para $\delta^{13}\text{C}_c$ un valor de 0‰ y un coeficiente de fraccionamiento $\epsilon = -8,46\text{‰}$, la fórmula de edad está dada por:

$$t \text{ (años)} = 8267 \ln \left[\frac{101,7 (\delta^{13}\text{C}_m)}{A (\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} - \epsilon)} \right]$$

Los resultados de las edades obtenidas se presentan en la tabla 11.2. Como se observa, en algunos casos, aplicando estas correcciones (Tamers, 1975; Pearson, 1965 y Pearson-Gonfiantini, 1980) se pueden obtener edades negativas, que según Escuder *et al.* (2009), estarían indicando algún otro proceso contribuyendo a la evolución de la actividad del agua o bien del contenido en ^{13}C , ya que no es posible que la actividad inicial fuera menor que la actividad actual o bien, que el modelo adoptado está sobrecompensando la dilución del ^{14}C . Otra razón podría explicarse a través de la presencia de contenidos de ^{14}C procedente de las explosiones nucleares, sin embargo esto se descarta ya que las muestras deberían contener elevadas concentraciones de ^3H y no lo tienen. El proceso geoquímico principal en estos sistemas acuíferos profundos que afectaría la actividad del ^{14}C , es el proceso de disolución de carbonatos, ya que si bien estos sistemas contienen aguas de tipo geoquímico preferentemente sulfatado, presentan elevadas concentraciones de bicarbonato disuelto en el agua ($> 200 \text{ mg/L}$). Otro de los procesos que podría modificar la actividad de ^{14}C es la reducción de sulfatos, el cual se ha descartado dado que existen condiciones moderadamente óxicas en el propio acuífero (valores medidos de OD $> 2 \text{ mg/L}$), aun estando a grandes profundidades ($> 200 \text{ m}$) y el agua posee importantes cantidades de sulfatos disueltos.

Tabla 11.2. Resultados de $\delta^{13}\text{C}$ y ^{14}C . Edades estimadas de los SAC, sin ajustar y corregidas mediante diferentes métodos de corrección.

Muestra	Sistemas	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C (pmC)	Error 1σ	Edad ^{14}C (AP)	Error 1σ	Tamers (AP)	Pearson (AP)	Pearson-Gonfiantini (AP)
EC6	SAC A2	-7,27	32,76	0,13	$8.9 \cdot 10^3$	33	$8.9 \cdot 10^3$	-456	$3.7 \cdot 10^3$
P115	SAC A2	-7,38	45,18	0,18	$6.4 \cdot 10^3$	31	$1.1 \cdot 10^3$	$2.8 \cdot 10^3$	$1.1 \cdot 10^3$
P131	SAC C	-9,09	17,18	0,26	$14.1 \cdot 10^3$	124	$9.1 \cdot 10^3$	$6.9 \cdot 10^3$	$10.8 \cdot 10^3$
SC2	SAC D	-8,84	36,42	0,28	$8.1 \cdot 10^3$	62	$3.1 \cdot 10^3$	-351	$4.4 \cdot 10^3$
P112	SAC D	-9,26	0,48	0,02	$42.9 \cdot 10^3$	429	$39.2 \cdot 10^3$	$36.5 \cdot 10^3$	$40.5 \cdot 10^3$
P126	SAC D	-11,08	0,36	0,02	$45.1 \cdot 10^3$	526	$41.1 \cdot 10^3$	$40.4 \cdot 10^3$	$44.4 \cdot 10^3$
SC4	SAC D	-10,12	0,27	0,02	$47.5 \cdot 10^3$	751	$43.6 \cdot 10^3$	$42.1 \cdot 10^3$	$46.1 \cdot 10^3$

En cuanto a los métodos de corrección utilizados, los tres se ajustan mejor en aquellas muestras que tienen menor actividad de ^{14}C ($< 0,48 \text{ pmC}$). De los tres métodos, el de Pearson (1965) es el que arroja los resultados más disímiles (algunos menores a 500 años), sobre todo en aquellas muestras que contienen mayor ^{14}C y además ofrece valores negativos que, como se mencionara anteriormente, no tienen lógica alguna, por lo cual este método ha sido desestimado. El método de Tamers (1975) y el de Pearson-Gonfiantini (1980), son los modelos que mejor ajustan y ambos mostraron valores similares entre sí, tanto en las paleoaguas, como en las aguas relativamente viejas.

Las muestras EC6 y P115 (SAC A2) presentan actividades de ^{14}C de 32,76 pcm y 45,18 pcm respectivamente. Las edades informadas por el laboratorio, obtenidas

teniendo en cuenta solo esa actividad, resultaron entre $6,4 \cdot 10^3$ AP y $9 \cdot 10^3$ AP (Tabla 11.2). Si se considera que la actividad inicial del ^{14}C es 100 pmC, las actividades medidas se encuentran reducidas a más de la mitad, ya que presentan valores menores a 50 pmC. Sin embargo, estas actividades no solo disminuyen por el propio decaimiento del ^{14}C , sino también por procesos geoquímicos que las modifican, para lo cual el valor de $\delta^{13}\text{C}$ es necesario. De este modo, si se parte de una actividad inicial de ^{14}C de 100 pmC y de un valor de $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 del suelo de -23‰ (ver capítulo 10), la actividad de ^{14}C quedaría reducida a más de la mitad y el valor de $\delta^{13}\text{C}$ más enriquecido de lo que se esperaría. Así, si en la reacción se consumiera todo o gran parte del CO_2 , la $\delta^{13}\text{C}$ resultaría entre -12‰ y -11‰ . En este sistema, los valores de las muestras evaluadas resultaron entre -8‰ y -7‰ , es decir, que se podría suponer que hubo una importante disolución de carbonatos, que podría estar generando un envejecimiento aparente del agua, permitiendo estimar que se trataría de aguas mucho más jóvenes. Por otro lado, si se vuelca en un gráfico de $\delta^{13}\text{C}$ vs. ^{14}A los valores obtenidos para cada muestra, las líneas diagonales que representan isócronas, de acuerdo al modelo de Pearson modificado, muestran que las edades de las muestras de SAC A2, deberían ser menores a las medidas considerando solo la actividad del ^{14}C (Figura 11.5). Por otro lado, la posición geográfica que ocupa cada una de las muestras analizadas, respecto a su distancia al área de recarga y a las profundidades del sistema, las edades estimadas con los métodos anteriores y la figura 11.5, sugieren que las relaciones de edades ajustan mejor con los resultados obtenidos por la corrección de Pearson-Gonfiantini (1980).

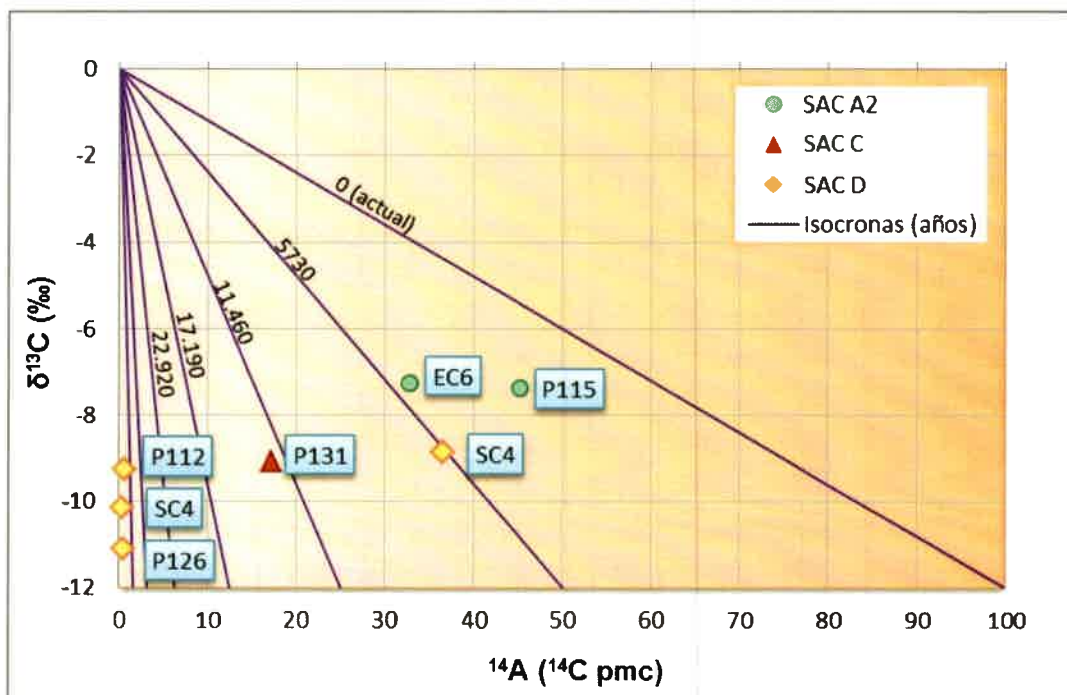


Figura 11.5. Diagrama de isócronas de ^{14}C con las muestras seleccionadas de los SAC.

Finalmente, teniendo en cuenta que esta corrección incluye tanto la composición isotópica como la química de las muestras analizadas, se considera que este método es el más apropiado para aplicar en la zona. Por lo tanto, en función de lo expuesto, se estima para SAC A2 edades del agua del orden de $1.1 \cdot 10^3$ AP y $3.7 \cdot 10^3$ AP para P115 y EC6, respectivamente. Las edades así calculadas de SAC A2 resultan acordes a las estimadas con los métodos anteriormente empleados, ya que arrojaron edades más jóvenes respecto a los otros sistemas profundos (SAC C y D), lo cual se explica en función de su mayor cercanía a las áreas de recarga (sectores serranos y periserranos) y a las granulometrías más gruesas que componen este sistema, lo que permite que el agua se mueva a velocidades relativamente más altas (Figura 11.5 y 11.6).

En el caso de la perforación P131 (SAC C), se obtuvo un valor de actividad de ^{14}C de 17,18 pmC, lo que arroja una edad del agua, teniendo en cuenta sólo esa actividad, de $14 \cdot 10^3$ AP. El valor de $\delta^{13}\text{C}$ para esta muestra es de -9,0‰, sugiriendo por lo tanto disolución de carbonatos, pero en menor proporción que las muestras de SAC A2 (Tabla 11.2). La figura 11.5, muestra valores similares, apoyando la hipótesis de esta primera aproximación. Finalmente, los métodos de corrección, descartando Pearson (1965), estiman una edad entre 11 y $9 \cdot 10^3$ AP y del mismo modo que en SAC A2, Pearson-Gonfiantini (1980) resulta en el método que mejor ajusta, arrojando una edad del orden de $11 \cdot 10^3$ AP. La edad del agua obtenida para P131 sugiere que se trata de una agua vieja, que se condice con su ubicación espacial en el área (zona central), ya que se encuentra más alejada del área de recarga. Además, los sedimentos que componen este sistema son de granulometrías más finas, lo que produce un mayor tiempo de tránsito dentro del sistema, con respecto a las de SAC A2, justificando su mayor envejecimiento (Figura 11.5 y 11.6).

En SAC D se dataron las muestras P112, P126, SC4 y SC2, de las cuales las tres primeras se consideran más representativas ya que resultan en edades similares a los estimados con los métodos ya mencionados, mientras que SC2 resulta con edades más jóvenes de lo esperado. P112, P126, SC4 presentan contenidos de ^{14}C de 0,48 pmC, 0,36 pmC y 0,27 pmC, respectivamente, muy inferior al que presentan las muestras de SAC A2 y C. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de este sistema (-9,26 ‰, -11,08 ‰ y -10,11 ‰) resultaron similares a los esperables, aunque el valor más enriquecido de P112, podría estar indicando posible disolución de carbonatos, evidenciando por lo tanto un envejecimiento aparente del agua. Sin embargo, la diferencia observada entre los valores medidos y los esperables para $\delta^{13}\text{C}$, es muy pequeña respecto a la de los otros sistemas (SAC A2 y C). La figura 11.5 refleja también edades muy viejas para estas muestras. Además, se suman indicios geoquímicos (aguas sulfatadas sódicas) e isotópicos (muestras muy empobrecidas en ^2H y ^{18}O con respecto a los otros sistemas) que evidencian un envejecimiento progresivo del agua con el tiempo de permanencia en el sistema subterráneo, desde las áreas de recarga al Oeste provincial (fuera de la

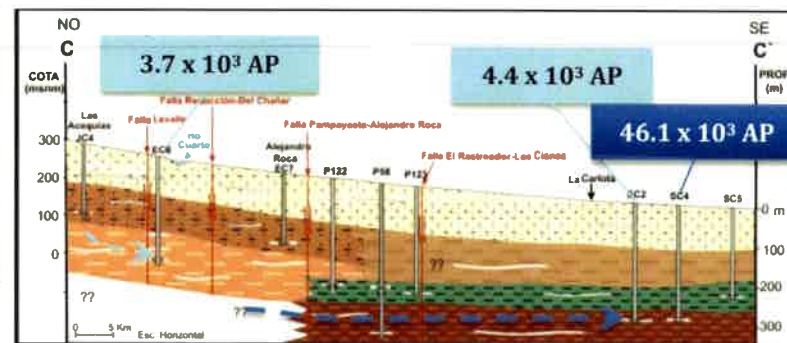
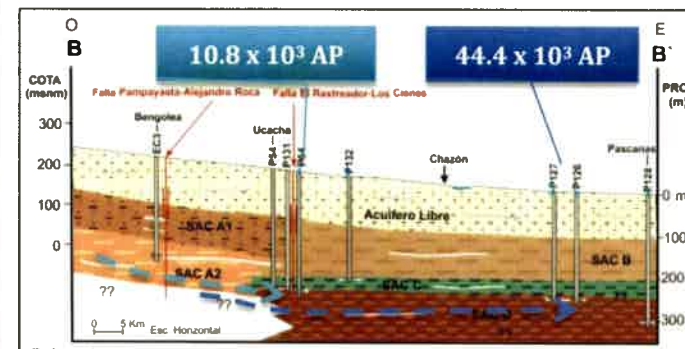
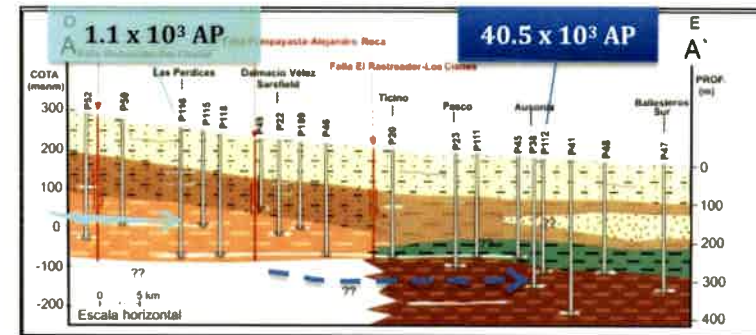
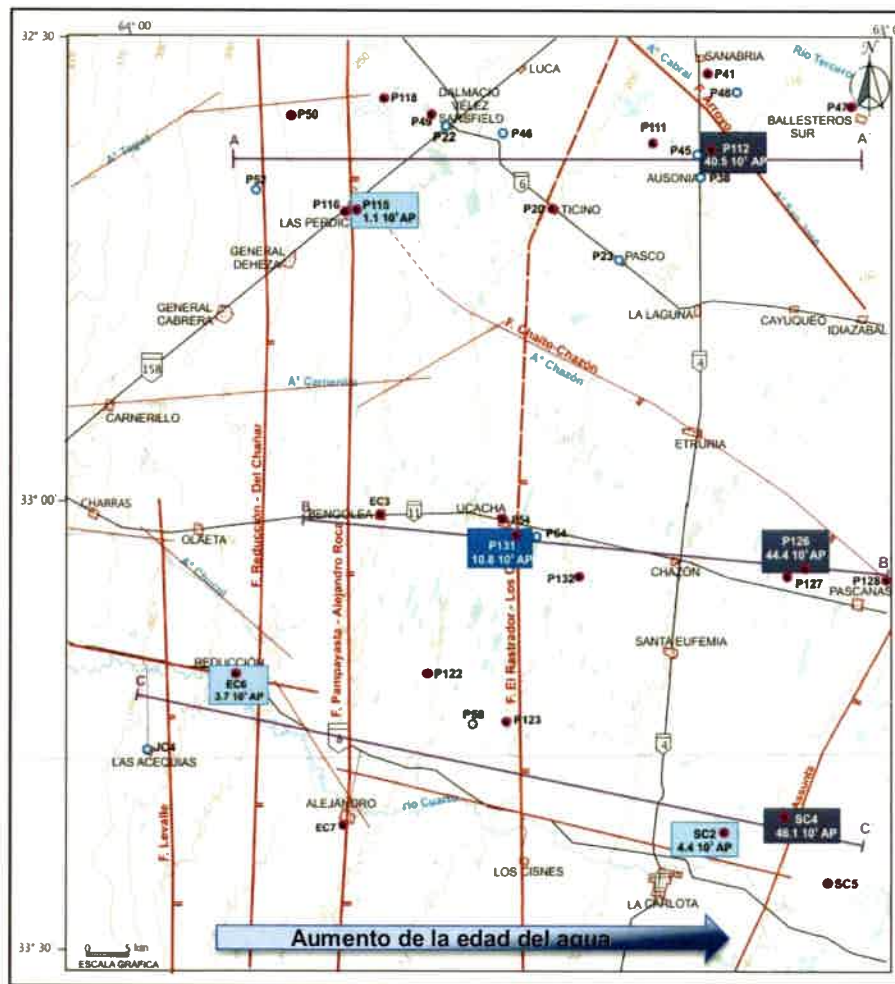


Figura 11.6. Ubicación espacial y en profundidad de edades del agua de los SAC obtenidas con ^{14}C .

zona de estudio), lo que permitiría corroborar que se trata de aguas viejas (paleoaguas). Los tres métodos de corrección utilizados, proporcionan resultados similares a las edades estimadas sin corregir. Las edades calculadas de las muestras que captan de SAC D, arrojaron valores en un rango de 37×10^3 a 46×10^3 AP.

En cambio SC2 posee un contenido de ^{14}C de 36,42 pmC, muy superior a las concentraciones que presentan las otras muestras de SAC D. El valor obtenido de $\delta^{13}\text{C}$ fue de -8,84 ‰, lo que podría estar indicando posible disolución de carbonatos y sugiriendo un envejecimiento aparente del agua. En esta muestra la edad calculada teniendo en cuenta esa actividad de ^{14}C es de 8.1×10^3 AP, mientras que si se aplica el método de corrección de Pearson-Gonfiantini, la edad estimada se reduce a 4.4×10^3 AP, es decir que se estaría extrayendo agua mucho más joven de lo que se espera para este sistema. Hay indicios hidráulicos que permiten sostener esta hipótesis. Si tenemos en cuenta que esta perforación posee un caudal de extracción que supera los 360.000 L/h (Chiodi *et al.*, 2014), permite suponer que el volumen de agua de edad más vieja ha sido desplazado por agua más joven, dado que a diferencia de las otras captaciones (P112, P126 y SC4) esta perforación permanece abierta desde hace 100 años, tiempo suficiente para desplazar un gran volumen de agua.

Las edades obtenidas por los distintos métodos empleados, permiten estimar edades del agua para el sistema SAC A2 de 1×10^3 a 4.4×10^3 AP, indicando aguas recargadas durante los períodos fríos acaecidos, posiblemente durante la "Pequeña Edad de Hielo" y hacia el final del "Óptimo Climático del Holoceno" (Figura 11.7), es decir aguas holocénicas.

Las edades obtenidas del sistema SAC C, del orden de 10.8×10^3 AP, permiten asumir que el mismo ha sido recargado durante la última glaciación (Figura 11.7), es decir aguas holocénicas-pleistocénicas.

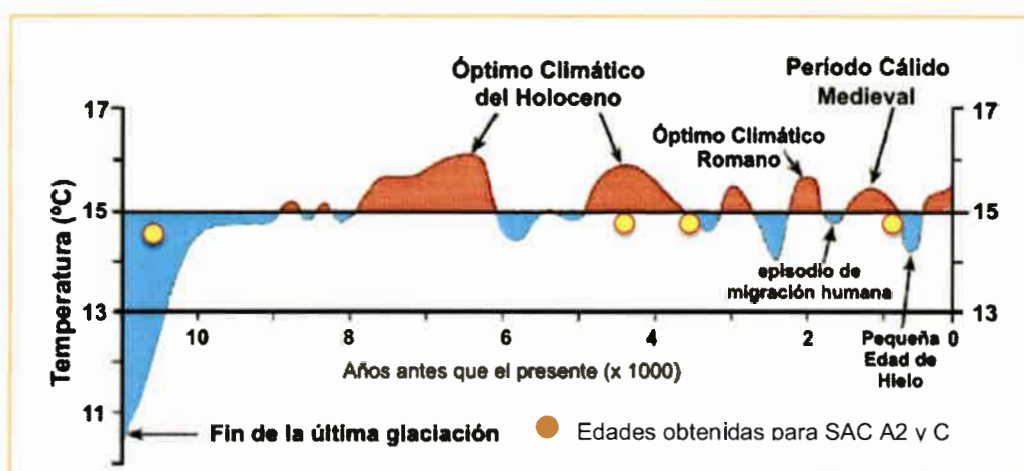


Figura 11.7. Temperaturas medias de superficie del Hemisferio Norte durante los últimos 11.000 años. Tomado de Dansgaard *et al.* (1969) y Schönwiese (1995).

Finalmente, las edades que muestran las aguas del sistema SAC D, permiten inferir recarga de este sistema durante la Glaciación Würm (Figura 11.8), es decir que se trata de paleoaguas pleistocénicas.

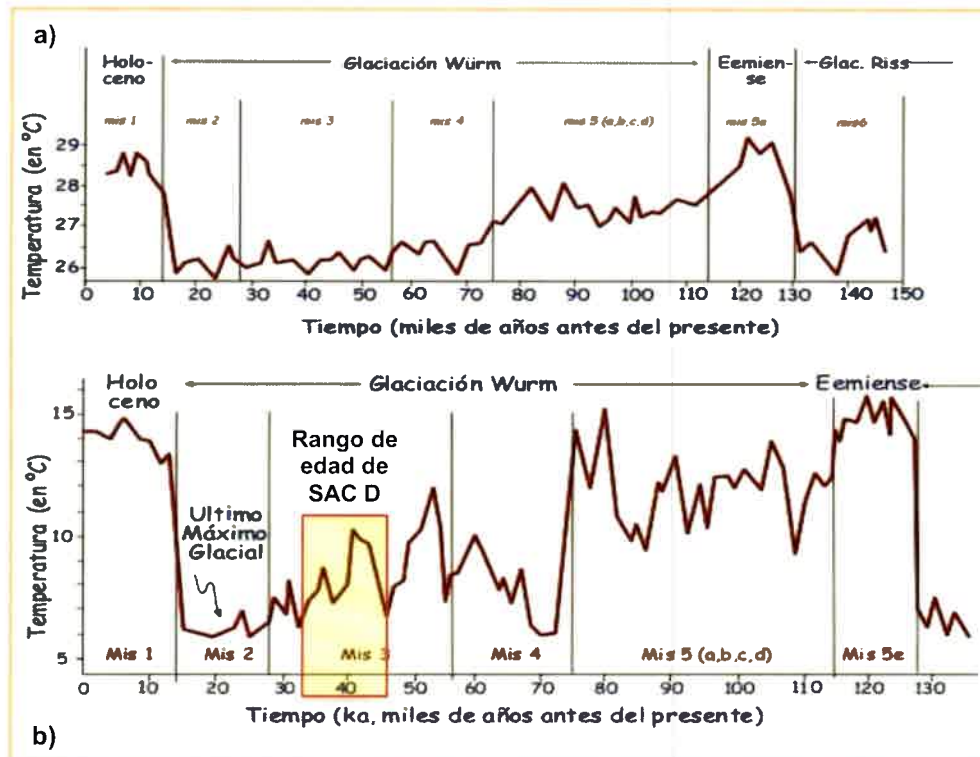


Figura 11.8. a) Último ciclo glacial según la temperatura del agua superficial en el Pacífico Ecuatorial Occidental, estimada a partir del análisis Mg/Ca de los foraminíferos planctónicos. b) Último ciclo glacial según la temperatura de verano del agua superficial en el Atlántico a 53°N, estimado a partir de los foraminíferos planctónicos. Se señalan los estadios isotópicos marinos (mis) y el último máximo glacial.

En la Figura 11.9 se muestra esquemáticamente el modelo de la edad del agua elaborado para el área de estudio.

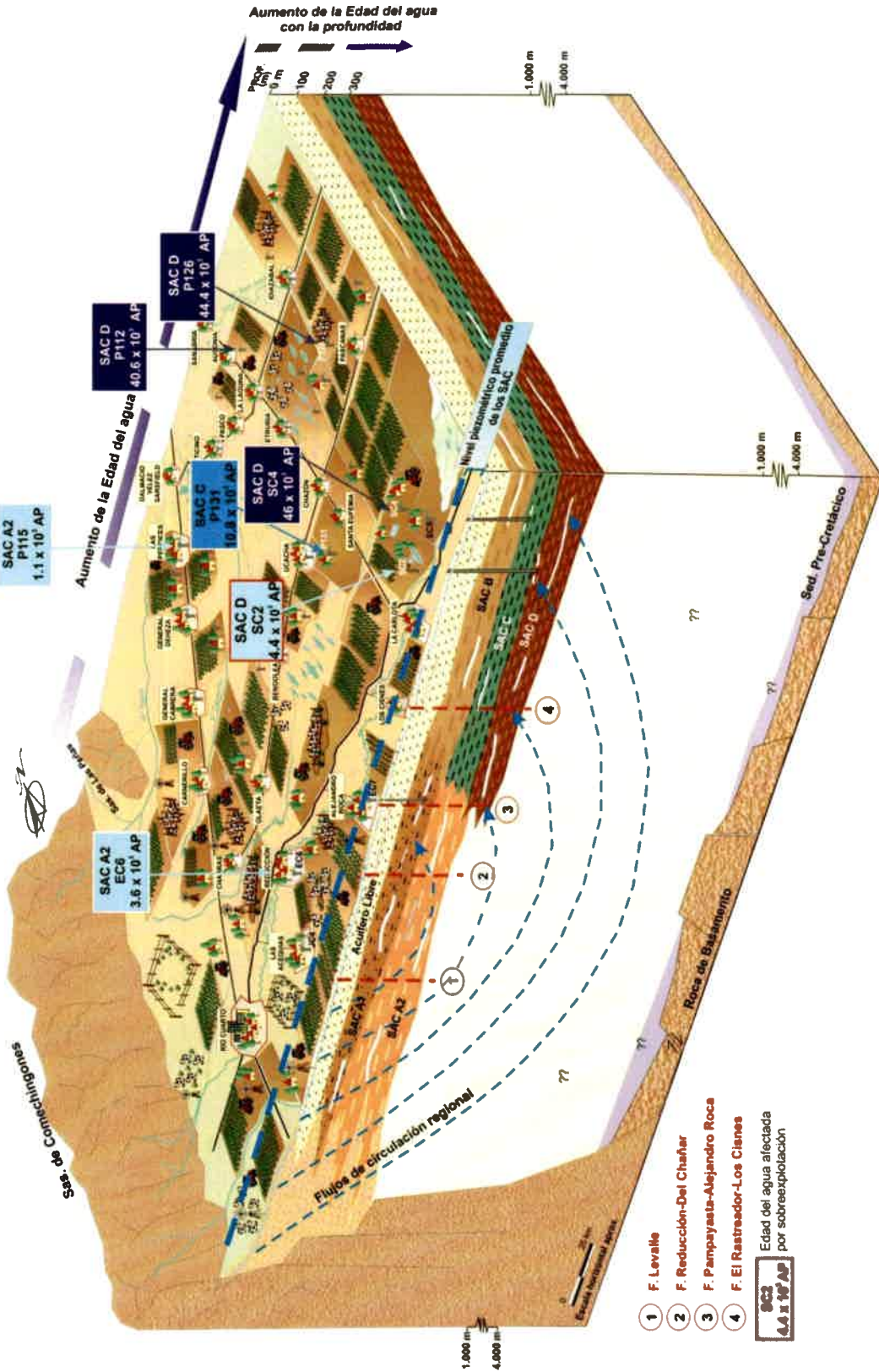


Figura 11.9. Esquema representativo de la edad del agua en el área de estudio.



Capítulo 12

GEOTERMALISMO DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS

12.1. BREVE INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO DE LOS SISTEMAS GEOTERMALES

Algunos autores (Mc Lennan y Taylor, 1991; Llambías, 2008) sostienen que la Tierra aún no se ha equilibrado térmicamente, por lo cual presenta un gradiente térmico entre el núcleo y la superficie, que provoca el flujo de calor desde el interior hacia el exterior del planeta. Además estos autores, manifiestan que la mayor parte del calor que posee la Tierra se debe principalmente al calor original producido durante la formación del planeta y en segundo lugar, al calor generado por los procesos de desintegración radiactiva, principalmente de los isótopos de larga vida (Th, U y K), cuya mayor incidencia se halla en la corteza, principalmente en su tercio superior en donde se concentran las rocas más diferenciadas. En rocas con elevados contenidos de Th, U y K (batolitos graníticos), la producción de calor es elevada y el flujo calórico que se origina es mayor que en la roca de caja (Willis Richards y Jackson, 1989). Además, otros autores sostienen que las rocas graníticas en sí mismas son la energía térmica motora para la redistribución hidrotermal de los metales dentro de los plutones, demostrando a través de la modelación numérica que la masa de agua circulante inducida por calor radiactivo es de similar magnitud a la inducida durante el enfriamiento de un plutón y que la dinámica de la convección es fuertemente dependiente del volumen del granito afectado y de los cambios en la permeabilidad (Dahlkamp, 1993; Coniglio, 2006; entre otros).

Llambías (2008) establece también, que la producción de calor no sólo influye en la magnitud del flujo calórico sino también en el gradiente geotérmico, principalmente por el calor adicionado en la corteza superior. En el interior del planeta la transmisión de calor se produce por:

a) **Conducción:** (modelo difusivo) proceso por el cual el calor se transfiere por propagación de energía (átomo a átomo o molécula a molécula) de la materia,

requiriendo para ello de un gradiente geotérmico, que permita el calor fluya de las zonas de mayor a las de menor temperatura, por lo que es fuertemente dependiente de la diferencia de temperatura y del coeficiente de conductividad térmica propia de cada material. En los cuerpos rígidos la transmisión de calor es conductiva (Ley de Fourier).

b) **Convección:** proceso por el cual el calor se transmite con el desplazamiento de la materia. Son ejemplos de ello, el ascenso del magma a través de la litósfera desde las zonas calientes como la distribución de calor en el medio poroso saturado producida por libre convección hidrotermal (Donaldson, 1962) (Figura 12.1).

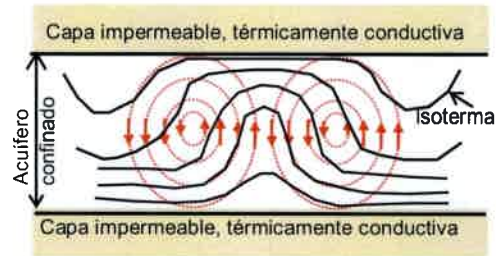


Figura 12.1. Sistema de convección hidrotermal (Donaldson, 1962).

Existen varios mecanismos que permiten explicar temperaturas anómalas mayores a las esperadas: 1) existencia de un gradiente geotérmico elevado por adelgazamiento cortical, 2) presencia de masas ígneas, 3) concentraciones anómalas de elementos radiactivos o 4) circulación profunda de agua por sistema de fallas geológicas (Custodio y Llamas, 1985; en Cabrera, 2009).

Las áreas de la corteza terrestre con un gradiente geotérmico elevado (temperaturas altas en profundidad), son sistemas hidrotermales que involucran a materiales fluidos en movimiento, fracturas, focos calientes, etc., que intervienen en el área y se localizan en zonas con fracturas recientes o bien anormalmente delgadas en relación con la tectónica de placas. En estos sistemas hidrotermales la transmisión del calor se transfiere a través de flujos convectivos de agua fría descendente y flujos de conducción que liberan el calor hacia la atmósfera.

Realizar un modelo geotérmico en un área dada, implica un estudio integral del ciclo del agua, desde su ingreso en forma de precipitaciones dentro de la corteza terrestre, hasta alcanzar, en su descenso mediante la acción de la gravedad, un nivel acuífero profundo y caliente donde el agua es recalentada y posteriormente ascender como fluido hidrotermal por zonas de debilidad asociada a sistemas de fallas. Esos fluidos en su ascenso pueden o no mezclarse con otras aguas, presentes en acuíferos menos profundos (Figura 12.2). En dicho estudio es imprescindible determinar o al menos, elaborar hipótesis con respecto a los siguientes parámetros: profundidad máxima alcanzada por el agua y temperatura del agua a dicha profundidad (Cabrera, 2009).

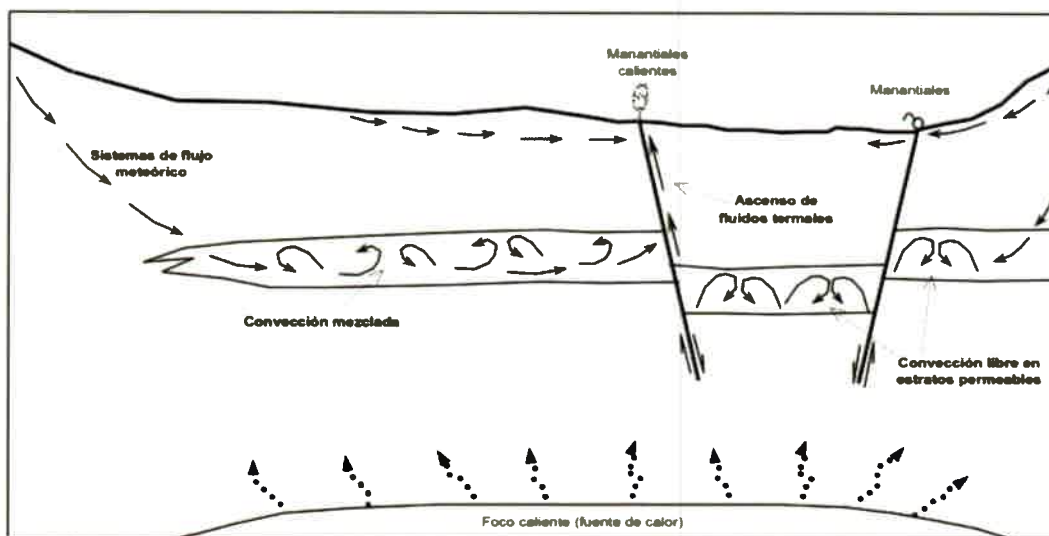


Figura 12.2. Esquema de sistema hidrotermal en zonas tectónicamente deprimidas. Simplificado de Domenico y Schwartz (1990).

12.1.1. ESTIMACIÓN DE LA TEMPERATURA POR PROFUNDIDAD DE YACENCIA DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS.

El cálculo de las temperaturas esperadas por la profundidad de yacencia se basa en el equilibrio térmico existente entre la temperatura del agua y la del terreno a la profundidad en la que yace, ya que el agua circula muy lentamente por el medio poroso, permitiendo que las temperaturas de ambas fases se igualen (Custodio y Llamas, 1983). El agua de lluvia que ingresa a los acuíferos tiene una temperatura similar a la atmosférica, y una vez en el acuífero sigue recibiendo calor por aporte externo (calor solar), que va disminuyendo hasta una cierta profundidad (cota isotérmica) donde esta variación calórica se mantiene constante en el tiempo (Seiler, 1994). Por este motivo, en acuíferos libres, es esperable que la temperatura del agua subterránea sea igual o algo superior a la temperatura media anual ambiental del lugar. A mayores profundidades, la temperatura comienza a aumentar, por aporte interno, proveniente en la mayor parte del gradiente geotérmico y de un conjunto de procesos que pueden incluir la desintegración radiactiva, reacciones químicas (disolución y oxidación), calentamiento por pérdida de carga por circulación y calentamiento por expansión o compresión del agua (Schoeller, 1962; citado en Custodio y Llamas, 1983). Se define como gradiente geotérmico a la variación de la temperatura con la profundidad de penetración en el suelo. Su valor medio es de 1°C cada 33 m, aunque dicho gradiente puede alcanzar valores de 10 - 20 m en zonas de débil espesor de corteza o de forma localizada en zonas de fracturas con actividad volcánica reciente, 1°C cada 40 m en cubetas con grandes espesores de sedimentos, y hasta 60 - 80 m en macizos graníticos. Es muy común expresar el gradiente geotérmico en $^{\circ}\text{C}$ cada 100 m de manera de que su comparación con otras áreas



resulte más sencillo. Se consideran aguas termales, a las que poseen temperatura superior a la media anual del lugar más 4°C (Schoeller, 1962; citado por Custodio y Llamas, 1983).

El cálculo de las temperaturas esperadas se realiza con la siguiente fórmula:

$$Te = Tma + (P \times G)$$

Dónde:

Te: Temperatura esperada.

Tma: Temperatura media anual del lugar.

P: Profundidad de yacencia.

G: Gradiente geotérmico

12.1.2. ESTIMACIÓN DE LA TEMPERATURA Y PROFUNDIDAD MÁXIMA ALCANZADA MEDIANTE LA APLICACIÓN DE LOS GEOTERMÓMETROS

Por otro lado, con los datos de temperatura del último equilibrio termodinámico alcanzado entre el agua y los sedimentos, se pueden estimar las profundidades máximas alcanzadas por estos fluidos hidrotermales mediante la siguiente ecuación:

$$Pe = ((Tg - Tma) \times 100) / G$$

Donde:

Pe: Profundidad de máxima alcanzada durante el último equilibrio termodinámico.

Tg: Temperatura del último equilibrio termodinámico (estimada con geotermómetros).

Tma: Temperatura media anual del lugar.

G: Gradiente geotérmico.

El uso de la termometría hidroquímica debe ser razonablemente crítico, ya que su aplicación procura el conocimiento de la temperatura a la que se encuentra el fluido termal en profundidad. Es decir, lo que se mide es la temperatura del último equilibrio termodinámico entre agua y roca (si es que se hubiera producido) el cual suele tener lugar en el tramo distal del acuífero que actúa como almacén geotérmico. El principio básico de los geotermómetros es aplicar una reacción entre el agua y una o varias fases minerales, que sea sólo función de la temperatura y cuya termodinámica sea perfectamente conocida hasta la temperatura en la que el agua alcanza su punto crítico. En este caso, la solubilidad o la relación de solubilidades entre las referidas fases minerales, reflejada en el análisis del agua, permite determinar las condiciones térmicas en las que se ha producido la reacción de equilibrio.

En la utilización de geotermómetros se realizan una serie de supuestos tales como (Fournier *et al.*, 1974): **a)** las reacciones entre el agua y la fase mineral deben ser función de la temperatura. **b)** Todos los elementos reaccionantes han de ser lo suficientemente abundantes, de manera que no exista limitación cuantitativa entre el soluto y el disolvente. **c)** Se ha de alcanzar un equilibrio agua-fase mineral considerada a la temperatura interna en cuestión, que es la que se pretende averiguar. **d)** Los cambios de composición química durante el ascenso a la superficie han de ser mínimos. **e)** No ha de existir mezcla del agua termal ascendente con otras meteóricas de infiltración reciente.

En definitiva, la fiabilidad de los resultados de un geotermómetro químico está controlada por tres supuestos: **a)** Que el tiempo de residencia del agua en el reservorio (t_r) sea suficiente para que se establezcan los equilibrios necesarios. **b)** Que el tiempo necesario para que tenga lugar la reacción de equilibrio (t_c) sea elevado. **c)** Que el tiempo durante el ascenso del fluido termal (t_i) sea corto para que no haya transferencia térmica. En general, debe cumplirse que $t_i < t_c < t_r$ (Fournier *et al.*, 1974).

A continuación se muestran los geotermómetros más utilizados y los aplicados en esta Tesis de Doctorado:

Geotermómetro SiO₂: La solubilidad de la sílice es sólo función de la temperatura para valores de pH comprendidos entre 2 y 9,3, por lo que el contenido en SiO₂ en aguas subterráneas es una herramienta muy importante para definir el potencial geotermal (Fournier *et al.*, 1974). La aplicación de este geotermómetro se basa en que las aguas termales, surgen a la superficie, sobresaturadas en sílice respecto a la temperatura de salida y equilibradas con su temperatura original en el almacén.

Sílice amorfa:

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{731}{4,52 - \log (\text{SiO}_2)} - 273,15$$

Calcedonia:

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{1032}{4,69 - \log (\text{SiO}_2)} - 273,15$$

Cuarzo:

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{1309}{5,19 - \log (\text{SiO}_2)} - 273,15$$

Las concentraciones de SiO₂ están expresadas en mg/L.

Geotermómetro Na-K: Se basa en el equilibrio catiónico entre el feldespato y la albita que conforman las rocas volcánicas y cristalinas. Es adecuado para sistemas de alta energía y fiable para temperaturas comprendidas entre 100 y 275 °C.

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{777}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right)+0,70} - 273,15$$

Geotermómetro Na-K-Ca: Este método es válido hasta 340 °C. La fórmula (Fournier y Truesdell, 1973) es:

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{1647}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + \beta [\log (\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}})+2,06] + 2,47} - 273,15$$

Geotermómetro Na-Li: De las diferentes expresiones desarrolladas por Foulliac y Michard (1981) en función de la salinidad del agua, la utilizada para este estudio es la siguiente:

Para aguas con baja salinidad

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{1000}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{Li}}\right)+0,38} - 273,15$$

Geotermómetro Mg-Li: La fórmula desarrollada por Kharaka y Mariner (1989) es:

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{2200}{\log(\sqrt{\text{Mg}/\text{Li}})+5,47} - 273,15$$

En los geotermómetros catiónicos, las concentraciones de cada uno de ellos son expresiones molares.

Los geotermómetros catiónicos son menos fiables para predecir temperaturas de los reservorios, comparados con los que son a base de SiO₂, ya que los cationes pueden participar en numerosas reacciones independientemente de la temperatura (procesos de intercambio catiónico, precipitación de carbonatos, entre otros).

12.2. GEOTERMALISMO DEL SUR DE CÓRDOBA Y DEL ÁREA DE ESTUDIO

12.2.1. GEOTERMALISMO A NIVEL REGIONAL

Argentina posee manifestaciones de hidrotermalismo identificadas desde hace varios años (Pesce, 2008), que también están presentes en la provincia de Córdoba (Cabrera, 2009). Las principales manifestaciones en la provincia se hallan en la zona de las Sierras Chicas (Villa Giardino, Capilla del Monte) y en Traslasierra (El Quicho, Serrezuela, Piedrita Blanca) (Chiodi *et al.*, 2011), mientras que en la llanura cordobesa se hallan en la zona San Basilio (Cabrera, 2009), Gral. Soler, La Carlota, entre otros. Blarasin *et al.* (2014) manifiestan que las aguas subterráneas termales de la provincia, además de su importante significado geológico, constituyen un recurso utilizado muy parcialmente, por ejemplo con fines turísticos.

Según Chiodi *et al.*, (2011) gran parte de las manifestaciones hidrotermales de Córdoba se encuentran ubicadas espacialmente sobre depocentros cretácicos (Cuenca de General Levalle, Cuenca Chacoparanaense, Cuenca de la Sierra Chica y Cuenca Saliniana), lo cual sugiere una relación entre la presencia de dichas manifestaciones y la extensión cretácica (Figura 12.3), en cambio estos autores indican que la anomalía geotérmica de Traslasierra, estarían relacionadas con la tectónica andina, fuera de las tectolíneas cretácicas, asociadas a zonas con actividad volcánica reciente o bien a la circulación de fluidos a través de fallas profundas en áreas de gradiente geotérmico normal.

La presencia de una ligera anomalía térmica en el subsuelo de la llanura cordobesa, asociada al adelgazamiento cortical heredado de la extensión cretácica, fue postulada por diferentes autores (Bonorino, 1988; Lema, 1999; Cabrera, 2009; Chiodi, 2009; Cabrera *et al.*, 2010; Chiodi *et al.*, 2011). Kostadinoff y Reartes (1993) y Bonorino (1988, 1993 y 1994) relacionan gradientes geotérmicos anómalos para la zona de Bahía Blanca con el adelgazamiento de la corteza asociado a la génesis de la cuenca del Colorado durante la

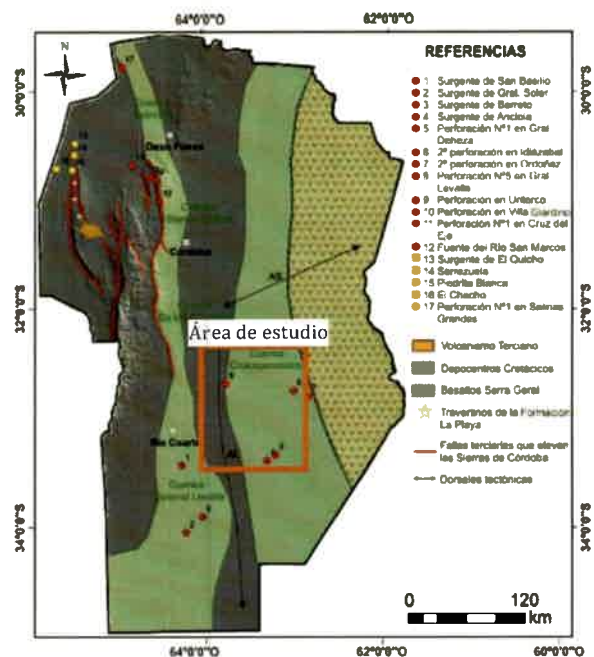


Figura 12.3. Manifestaciones hidrotermales y su relación con los depocentros cretácicos, estructuras y volcanismo andino. Límites de los depocentros cretácicos tomados de Ramos (1999) y Chebli *et al.* (1999). AL: Alto de Laboulaye, Fuente: Chiodi *et al.*, 2014.

apertura del océano Atlántico. Por otro lado, indican que las fracturas de distensión cretácicas serían los canales más adecuados de transferencia de calor dentro del sistema hidrotermal. Martín y Palazzo (2007) describen que, en la zona termal de Río Hondo (Santiago del Estero), los gradientes geotérmicos más elevados se localizan en zonas de débil espesor de la corteza o bien, se encuentran en áreas de intensa fracturación reciente.

En el ámbito de llanura de la provincia de Córdoba, las aguas presentes en los sistemas acuíferos confinados, poseen temperaturas de surgencia (desde 21°C a 38°C) que superan entre 4°C y 12°C las esperadas por la profundidad de yacencia, si se consideran gradientes geotérmicos normales (Figura 12.4). La anomalía térmica, permite definir geotermas que, presentan los mayores valores asociados a los depocentros cretácicos correspondientes a las cuencas de General Levalle y Chacoparanaense. Además, según indica Cabrera (2009), poseen una distribución espacial con gradientes de 3°C a 11°C por cada 100 m de profundidad, encontrándose los gradientes más altos en el bloque deprimido asociado a la falla regional del Tigre Muerto. Esta anomalía geotérmica muestra concordancia con el modelo geotectónico de la región y se debería a un posible adelgazamiento cortical, a la probable presencia de rocas de basamento en profundidad de tipo graníticas, con alto contenido de U, Th y K, con capacidad propia de producir localmente alto calor interno de origen radiogénico a través de largos períodos de tiempo y a la presencia de fallas geológicas que limitan bloques cuya posición facilita la circulación del agua a diversas profundidades (Cabrera, 2009; Cabrera *et al.*, 2010). La transferencia de calor se daría por conducción a través de las rocas y sedimentos que sirven de sustrato a los materiales permeables del acuífero y la distribución de calor en el propio sistema acuífero se produciría por libre convección hidrotermal (Cabrera, 2009; Cabrera *et al.*, 2010).

En relación al rol que desempeñan las estructuras, no debe descartarse la posibilidad de que los fluidos hidrotermales, en su movimiento desde las áreas de recarga (sectores serranos) y favorecidos por las estructuras de bloques descendentes, hayan alcanzado temperaturas más elevadas que las definidas por las geoisotermas, ya que para explicar la composición geoquímica actual (leve sobresaturación en las fases silíceas) debieron haber alcanzado temperaturas máximas de hasta 85°C (lo que implica profundidades máximas de descenso de hasta 1.300 m), que expliquen el equilibrio termodinámico con estas fases mineralógicas (Cabrera, 2009; Cabrera *et al.*, 2010).

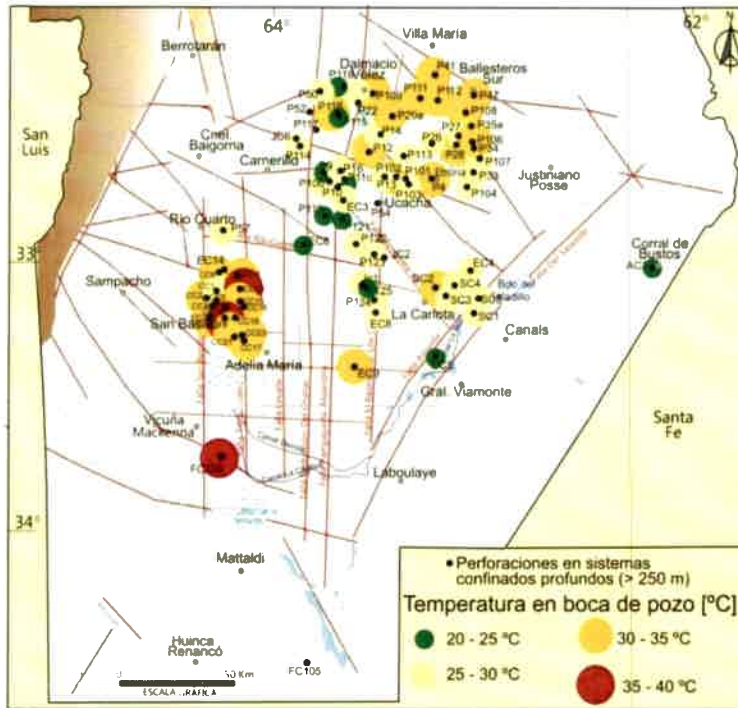


Figura 12.4. Distribución de temperaturas para los sistemas de acuíferos confinados del Sur de Córdoba. Fuente: Blarasin *et al.*, 2014.

Se descarta la posibilidad de transferencia de aguas magmáticas provenientes del manto superior que generen el calentamiento (Figura 12.5), ya que el análisis isotópico realizado por Cabrera (2009) para la llanura, permite observar que la composición de las aguas termales profundas no guarda relación con la de las aguas magmáticas sino que su origen es meteórico. Similares consideraciones valen para los datos isotópicos hallados en esta tesis.

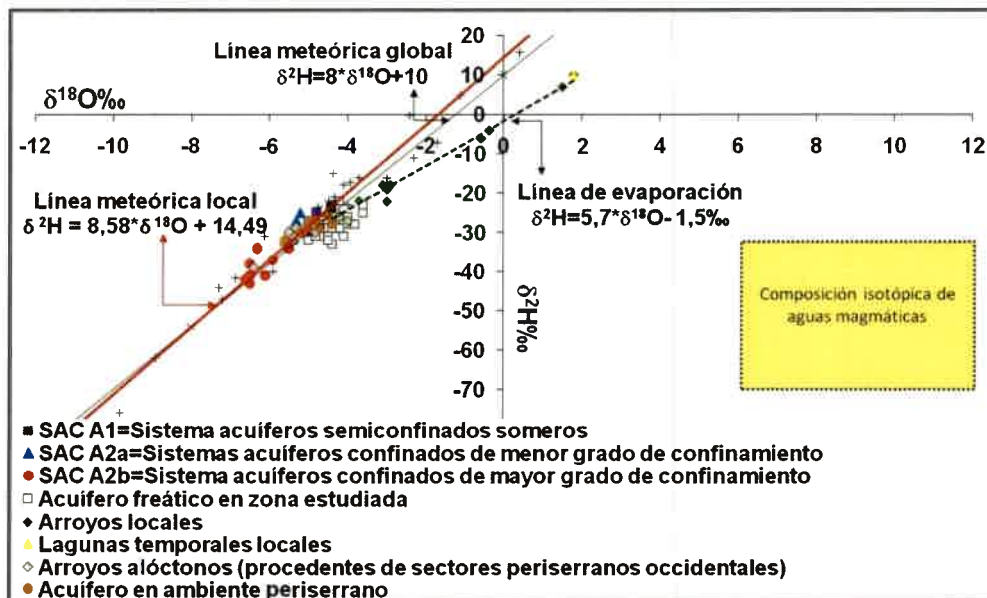


Figura 12.5. Diagrama isotópico $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ del sistema de acuíferos confinados de la zona San Basilio. Fuente: Cabrera, 2009.

12.2.2. GEOTERMALISMO EN EL ÁREA DE ESTUDIO SELECCIONADA

En el ámbito de la zona seleccionada para este estudio, los sistemas de acuíferos confinados poseen aguas consideradas termales, ya que superan los 21°C (4°C más que la temperatura media ambiental del lugar de 16,5°C). El sistema que alcanza las temperaturas más elevadas es el sistema SAC D, con un promedio de 28,4°C (máx. = 33,6°C y mín. = 23,6°C) (Tabla 12.1 y Figura 12.6). De acuerdo a los valores de temperaturas medidos, a estos sistemas confinados le corresponde la clasificación de hipotermales, ya que no superan los 35°C (Schoeller, 1962; citado por Custodio y Llamas, 1983).

Tabla 12.1: Estadísticos descriptivos de la temperatura de surgencia del agua de los sistemas acuíferos confinados del área de estudio

Sistemas	Temperatura Promedio (°C)	Máximo (°C)	Mínimo (°C)	Mediana (°C)
SAC A1	25,6	28,9	24	25,3
SAC A2	26,9	32	22	27,8
SAC C	26	30,4	20,9	26,2
SAC D	28,4	33,6	23,6	29,8

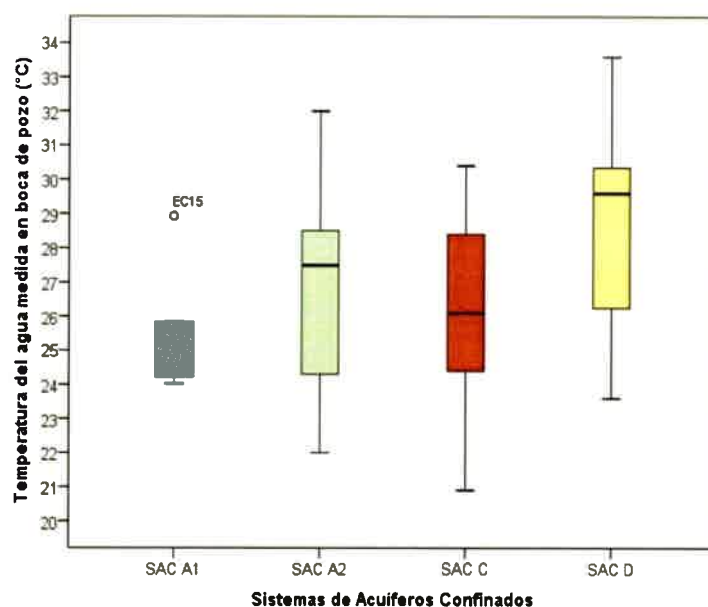


Figura 12.6. Diagramas de caja de las temperaturas de surgencia de los diferentes sistemas acuíferos confinados.

En base a los valores de temperatura medidos en boca de pozo y a las profundidades de yacencia de los sistemas acuíferos censados, se calcularon los gradientes geotermales para cada sitios, los cuales fueron volcados en un mapa (Figura 12.7) con el fin de reconocer su distribución areal y su vinculación con el



modelo geotectónico del área, de manera de poder identificar posibles factores geológicos que pueden generar las diferentes zonas geotérmicas en el área de estudio.

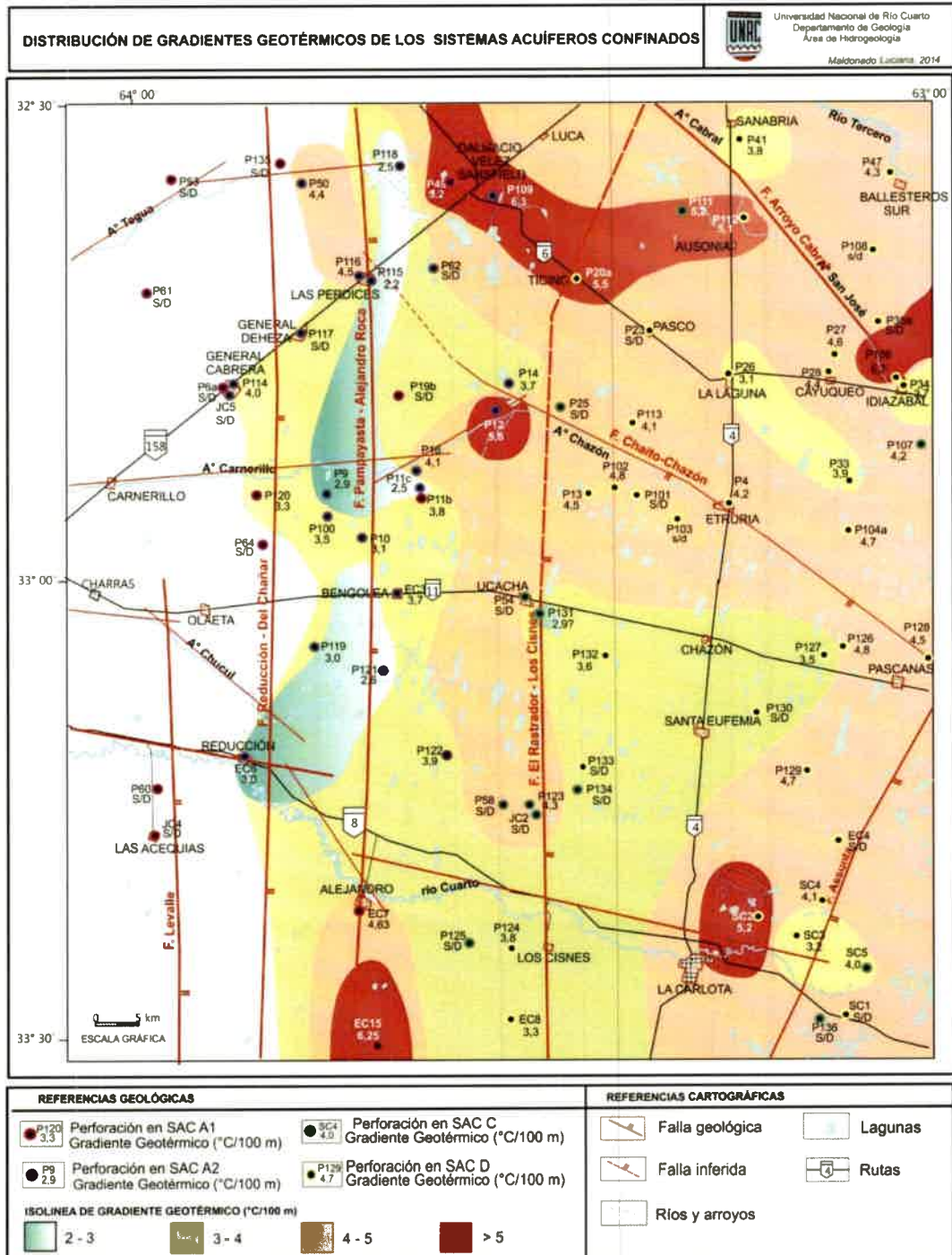


Figura 12.7. Mapa de distribución de gradientes geotérmicos para los sistemas acuíferos confinados.

En general, se observa que los gradientes geotérmicos (Figura 12.7) más elevados de los sistemas acuíferos confinados ($> 4^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) están vinculados al modelo geotectónico del área (Figura 12.3), tal lo mostrado para el Sur de Córdoba por Blarasin *et al.*, 2014. Los gradientes térmicos máximos se alcanzan, tanto al NNE del área ($6,3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ en la perforación P109) como al Sur ($6,25^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ en EC15), asociados al depocentro cretácico de la cuenca Chacoparanaense. Por el contrario, los gradientes geotérmicos más bajos ($< 4^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) se encuentran vinculados próximo a lo denominado Alto de Laboulaye (AL en la Figura 12.3), entre las fallas Reducción-Del Chañar y Pampayasta-Alejandro Roca. Estos valores se presentan en las perforaciones P118, P115, P9, P11c y P121, con valores del orden de $2,5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

Se efectuaron además, los cálculos para estimar la temperatura a la que se encuentra el fluido termal en profundidad, es decir, la temperatura del último equilibrio termodinámico alcanzado, mediante la aplicación de los geotermómetros SiO_2 y catiónicos (Na-K, Na-K-Ca, Na-Li y Mg-Li). Los resultados obtenidos por medio de los geotermómetros a base de SiO_2 amorfa y Na-Li dan temperaturas del reservorio profundo inferiores a las medidas en boca de pozo e incluso inferiores a 0°C . Estos resultados son totalmente absurdos, por lo que estos geotermómetros son desestimados, ya que indican que estas fases no son las que se encuentran en equilibrio con el reservorio.

Los resultados de los geotermómetros a base de SiO_2 calcedonia (círculos celestes) y SiO_2 cuarzo (cuadros rojos) (Figura 12.8), en la mayoría de los casos dan valores muy superiores a las temperaturas de las fuentes (en algunos casos hasta 100°C de más), con promedios de 87°C y 115°C , respectivamente. Por otro lado, los geotermómetros catiónicos de Na-K-Ca (rombos violetas) y Mg-Li (cruces naranjas) arrojaron valores promedios menores a los anteriores, del orden de 78°C y 65°C , respectivamente. En el caso del geotermómetro de Na-K (triángulos verdes) los resultados, en general, dan valores intermedios (promedio = $63,5^{\circ}\text{C}$), pero en algunos casos son inferiores a las temperaturas de las fuentes y también menores a 0°C . Según Custodio y Llamas (1996), SiO_2 es el mejor indicador de temperatura en los sistemas acuosos para temperaturas inferiores a 200°C , ya que a mayores valores puede precipitarse parcialmente dando errores en las estimaciones. De acuerdo a lo expresado anteriormente, se consideran como valores de temperaturas de reservorio aceptables a los obtenidos mediante el geotermómetro de SiO_2 calcedonia, por lo que estos valores han sido usados para el cálculo de las profundidades máximas alcanzadas por los fluidos hidrotermales. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 12.2.

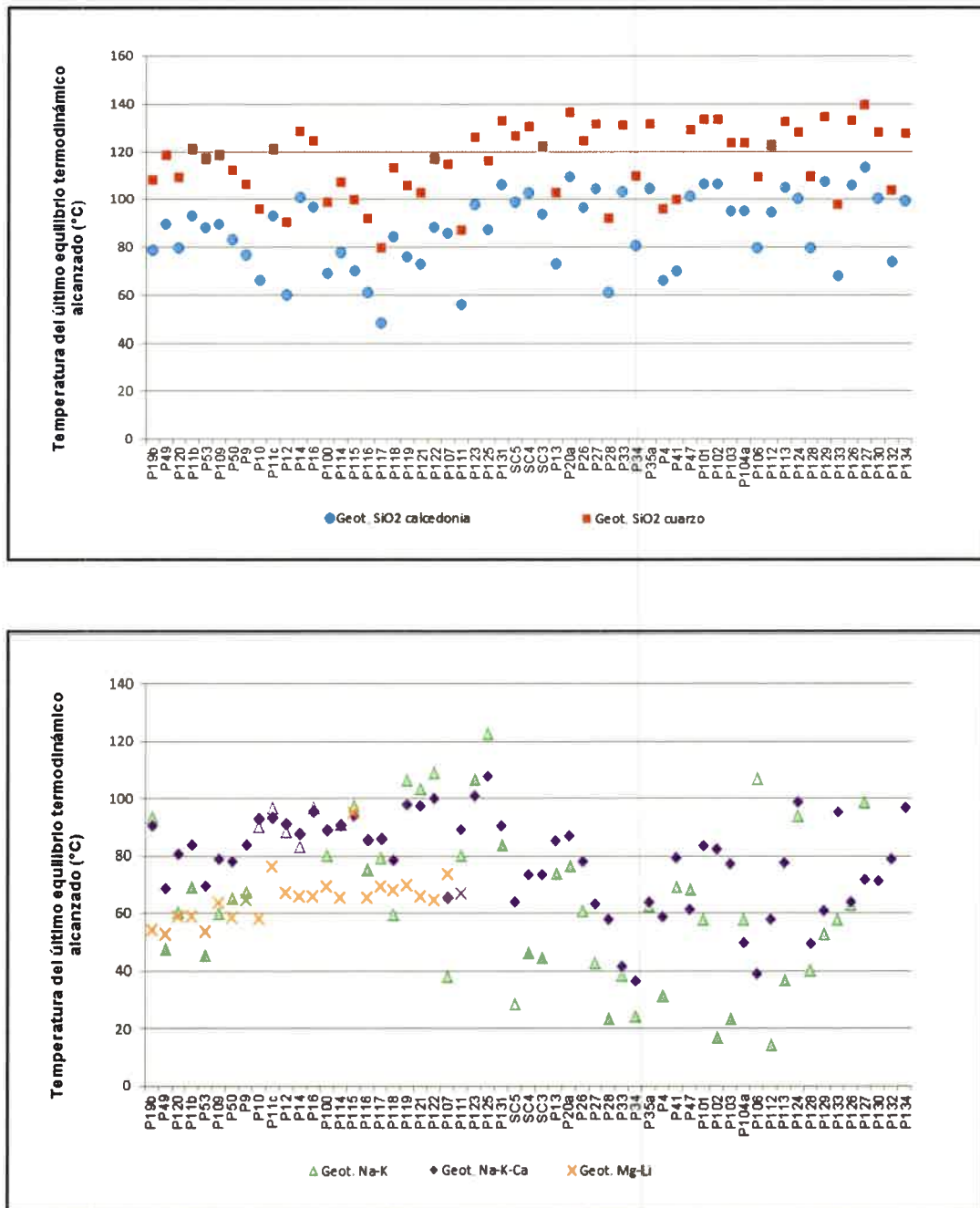


Figura 12.8. Temperaturas máximas estimadas mediante diferentes geotermómetros: SiO₂, Na-K, Na-K-Ca y Mg-Li.

Tabla 12.2. Profundidades máximas alcanzadas por los fluidos hidrotermales, estimadas con geotermómetro de SiO₂

Muestra	Sistema	Prof. perforación (m)	Prof. máxima alcanzada (Geotermómetro SiO ₂)	Muestra	Sistema	Prof. perforación (m)	Prof. máxima alcanzada (Geotermómetro SiO ₂)
P49	SAC A1	180	1402	SC2	SAC D	300	1314
P120	SAC A1	235	1901	P127	SAC D	250	2752
P11b	SAC A1	200	2008	P128	SAC D	303	1405
P109	SAC A2	230	1169	P26	SAC D	280	2546
P50	SAC A2	280	1529	P27	SAC D	293	1917
P9	SAC A2	265	2111	P28	SAC D	378	1022
P10	SAC A2	272	1562	P47	SAC D	329	1991
P11c	SAC A2	300	3012	P102	SAC D	290	1870
P12	SAC A2	277	777	P13	SAC D	292	1249
P14	SAC A2	298	2263	P20a	SAC D	294	1675
P16	SAC A2	273	1968	SC4	SAC D	285	2121
P100	SAC A2	292	1490	SC3	SAC D	300	2408
P114	SAC A2	300	1531	P103	SAC D	296	1938
P115	SAC A2	250	2429	P104	SAC D	287	1683
P116	SAC A2	330	1002	P106	SAC D	300	1100
P118	SAC A2	317	2608	P112	SAC D	280	1513
P119	SAC A2	250	1953	P33	SAC D	346	2211
P121	SAC A2	250	2172	P34	SAC D	309	2110
P122	SAC A2	297	1833	P4	SAC D	380	1176
P107	SAC C	240	1643	P41	SAC D	398	1407
P111	SAC C	270	767	P124	SAC D	280	2147
P123	SAC C	280	1901	P126	SAC D	250	1854
P125	SAC C	275	4326	P129	SAC D	290	1939
P131	SAC C	280	3015	P133	SAC D	386	2746
SC5	SAC C	230	2032				

La Figura 12.9 muestra las profundidades máximas alcanzadas por los fluidos obtenidas mediante el geotermómetro de SiO₂, comparadas con las profundidades de las perforaciones. En general, se observa en todos los casos que los valores máximos alcanzados por los fluidos hidrotermales son muy superiores a las profundidades a la que se encuentran actualmente estos sistemas acuíferos. Para el caso de SAC A1, los fluidos alcanzaron profundidades promedio de 1.770 m (máx. = 2.008 m y mín. = 1.402 m), para SAC A2, se determinó una profundidad promedio de 1.847 m (máx. = 3.012 m y mín. = 777 m) y para SAC C y SAC D se obtuvieron valores promedios de 2.297 m (máx. = 4.326 m y mín. = 767 m) y 1.860 m (máx. = 2.752 m y mín. = 1.022 m), respectivamente. Es decir que, de acuerdo al modelo geotérmico de la zona, los fluidos hidrotermales debieron descender más de 770 m para luego ascender a su lugar de yacencia actual.

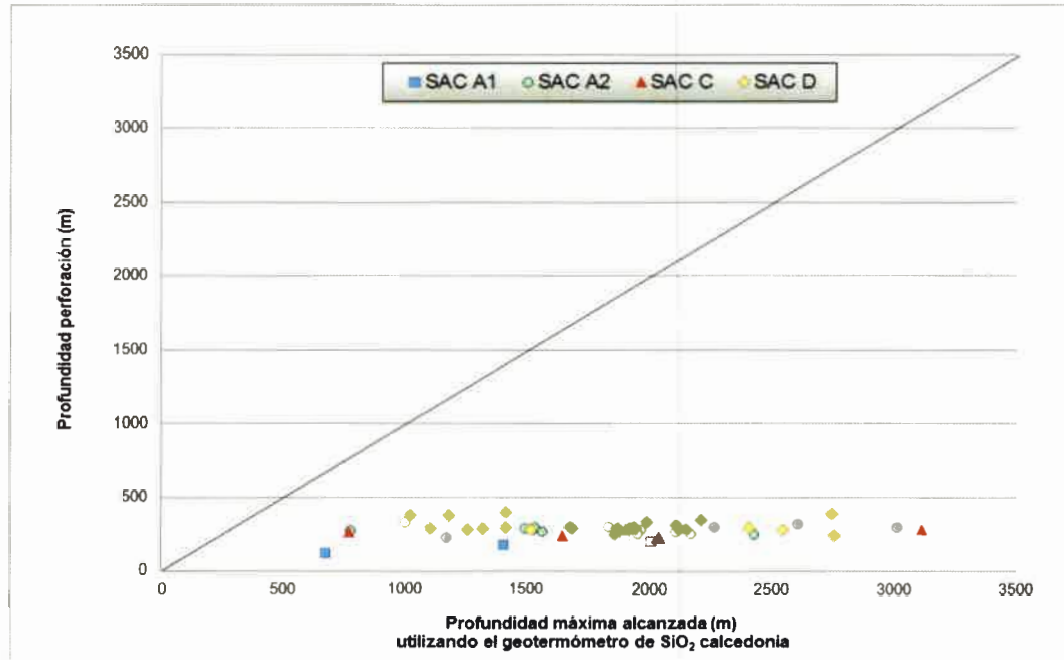
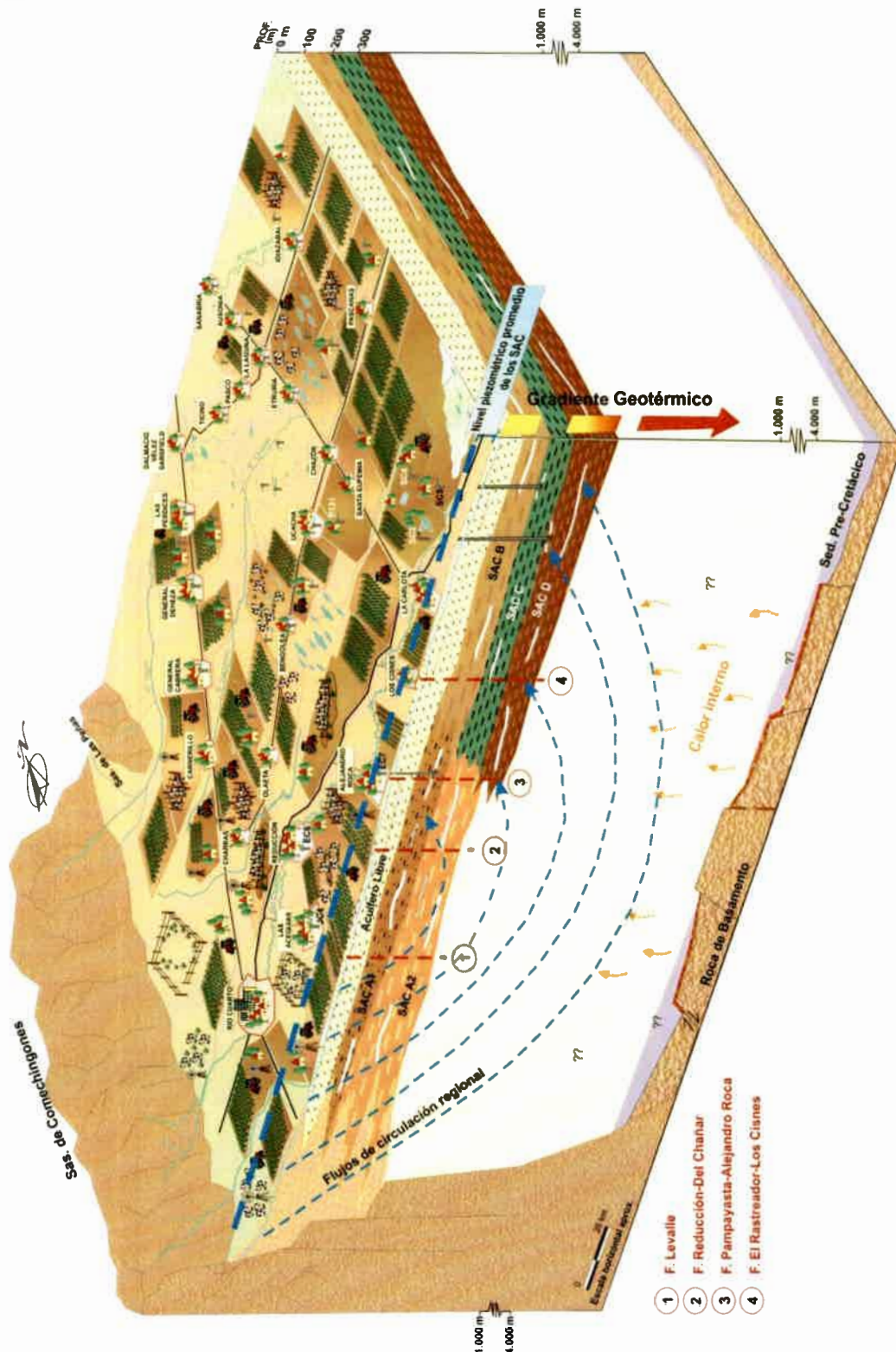


Figura 12.9. Profundidad del acuífero vs. Profundidad estimada con geotermómetro de SiO₂ calcedonia.

En la Figura 12.10 se muestra un block diagrama en el cual se representa las posibles fuentes de calor, que tendrían influencia en estos sistemas acuíferos, que se sumarían al posible adelgazamiento cortical manifestado por Chebli *et al.* (1999) para el Sur de Córdoba.



CONCLUSIONES

El estudio realizado para el Sur de Córdoba y para un área específica de la llanura, estudiada a mayor detalle, permite concluir que las características geológico-geomorfológicas, hidrológicas e hidrogeológicas están fundamentalmente condicionadas por variaciones climáticas y por lineamientos tectónicos mayores correspondientes a familias de fallas bien definidas, principalmente N-S y subordinadamente NO-SE, que limitan los grandes bloques regionales. Así, el diseño tectónico ha condicionado los diversos procesos geológicos acaecidos en la historia de la región, entre ellos los procesos sedimentarios que originaron los depósitos que constituyen el medio poroso en el que se mueven el agua superficial y subterránea. Por su parte el clima de las diversas épocas condicionó la recarga de agua en los diferentes sistemas hidrológicos.

El clima del Sur de Córdoba, para el período 1922-2002, es mesotermal con variaciones en el régimen hídrico desde subhúmedo-húmedo, al Este, con excesos hídricos importantes (del orden de 30 mm y mayor frecuencia de años excedentes), a subhúmedo-seco, al Suroeste, con déficit de agua mayor a 100 mm. La precipitación media anual característica del Sur provincial, de 788 mm, muestra una alternancia en el tiempo de ciclos húmedos y secos, con una tendencia ascendente de las lluvias, principalmente a partir de 1970. Los períodos de excesos hídricos coinciden con los años o ciclos húmedos (1925-1932, 1952-1967, 1978-1987 y 1998-2000) que generaron aumentos significativos del nivel freático en todo el Sur provincial. Se muestra también una estacionalidad bien marcada de las precipitaciones en el año, con una concentración de lluvias (80%) desde octubre a abril, registrándose los mayores montos en diciembre, enero y marzo. Para el área de detalle estudiada el periodo 1989-2008 muestra el mismo comportamiento que lo observado a nivel regional, observándose hacia el Este-Sureste, las tendencias más húmedas y hacia el Oeste, las mayores deficiencias hídricas. Los balances hídricos seriados de paso mensual permiten observar que los déficits hídricos se dan principalmente en invierno, mientras que los excesos en primavera-verano.

La dirección de los escurrimientos superficiales (permanentes y efímeros), se encuentra fuertemente controlada por los sistemas de fallas N-S y NO-SE, que definen una morfoestructura de bloques, siendo los más deprimidos reconocidos en el sector E-SE por el cambio que generan en la dirección de los escurrimientos (de O-E a NO-SE) y por la presencia de numerosas lagunas (permanentes, temporarias y efímeras). Los sistemas fluviales principales que drenan el área (río Cuarto y arroyo Tegua) poseen sus nacientes en las sierras de Comechingones, mientras que los cursos menores (arroyos Chucul, Carnerillo y Cabral) nacen en plena llanura por afloramiento del nivel freático en bajos tectónicos. Estos ríos y arroyos forman parte de la cuenca de la Depresión del Saladillo y de la Depresión Oriental Principal de la provincia, que desaguan en los Bañados del Saladillo, que también constituyen áreas de descarga del flujo subterráneo y, que por sus dimensiones son importantes colectoras de lluvias locales. Los arroyos muestran escasa evolución geomorfológica y se caracterizan por presentar un único curso colector y sin afluentes. En general, los sistemas fluviales conducen bajo caudal con excepción del río Cuarto y el arroyo Chazón (confluencia de los arroyos Tegua y Carnerillo) y poseen régimen torrencial. El río Cuarto se destaca por poseer las aguas más dulces y bicarbonatadas sódicas, mientras que los demás arroyos poseen aguas, en general, más evolucionadas, debido a un mayor aporte del agua subterránea, velocidades de circulación más lentas y granulometría y composición mineralógica de los sedimentos de sus lechos (loess pampeano). Se observa una gran variación en la calidad del agua de los cuerpos lagunares, siendo las lagunas temporarias o efímeras (recargadas por aguas de precipitaciones) las más dulces. Las más saladas son las de los canales de drenaje de las áreas lagunares más importantes, que actúan como áreas de descarga regional del agua subterránea, en las que se observa una alta tasa de evaporación que concentra sales (CE de hasta 26.420 $\mu\text{S}/\text{cm}$). La presencia de arsénico y fluoruros en los sistemas fluviales y lagunares, estaría evidenciando el aporte de agua subterránea. Los cuerpos de aguas superficiales (río, arroyos, lagunas y canales de drenaje) presentan composición isotópica variable y se muestran en general más enriquecidos que las lluvias locales y con excesos de deuterio hasta negativos, lo que estaría indicando que estos cuerpos sufren procesos de evaporación, más pronunciado en aquellos que presentan mayor concentración de sales.

La conformación en bloques diferencialmente dislocados y gradualmente descendidos hacia el Este ha controlado desde el Paleógeno-Neógeno la sedimentación, lo que sumado a las variaciones climáticas del cuaternario y a eventos neotectónicos, han incidido en los procesos hidrodinámicos y geoquímicos de los distintos sistemas acuíferos del área.

El acuífero libre, de hasta aproximadamente 100 m de profundidad, está conformado principalmente por materiales cuaternarios, en general conocidos como sedimentos pampeanos y postpampeanos. Son eólicos de granulometrías finas (loess)

con diferente grado de cementación carbonática con características acuíferas pobres ($K: 10^{-3} - 1$ m/d). Localmente se presentan sedimentos fluviales arenosos finos, medios y gruesos asociados a antiguos sistemas que le otorgan mejores condiciones acuíferas ($K: 5 - 50$ m/d). La base de este acuífero está constituida por materiales acuitardos y/o acuicludos (limosos, limo-arcillosos). La superficie freática es suavemente ondulada, con direcciones de circulación controladas principalmente por la estructura El Rastreador-Los Cisnes (N-S). Al Oeste de esta falla el flujo es especialmente O-E con gradientes hidráulicos de 0,20% y velocidades de circulación de hasta 0,1 m/d, el nivel freático en estos sectores varía entre 4 y 7 m de profundidad, alcanzando al Suroeste del área los 16 m. Al Este de esta falla la dirección se torna NNO-SSE, con gradientes y velocidades menores (0,12% y 0,03 m/d, respectivamente). El nivel freático aquí aflora en numerosos sitios, alimentando lagunas y bañados y alcanza como máximo 3 m de profundidad. Este acuífero se recarga anualmente por el régimen de precipitaciones locales, siendo el área neta de recarga el sector pedemontano, y descarga en los sitios en donde aflora alimentando lagunas y algunos tramos del río y de los arroyos locales, con área neta de descarga en los Bañados del Saladillo. Presenta una evolución geoquímica normal caracterizada por un aumento del contenido salino en el sentido del flujo y un cambio del tipo geoquímico bicarbonatado y sulfatado, al Oeste, a clorurado-sulfatado, al Este, siempre sódico. Los sectores con aguas más dulces se asocian a paleocauces, en los que la mayor permeabilidad de los sedimentos inhibe parcialmente la transferencia de iones al agua. Las zonas de mayor salinidad son aquellas con bajas velocidades de circulación, lo que posibilita un mayor tiempo de contacto agua-sedimento, aumentando los procesos de disolución y se asocian a las zonas deprimidas con nivel freático próximo a superficie o aflorando, en donde actúa el proceso de evaporación. Las concentraciones de arsénico y flúor en el agua freática son variables (As: 15 $\mu\text{g/L}$ a 2.200 $\mu\text{g/L}$; F: 0,3 mg/L a 6,0 mg/L) y forman parte del fondo natural asociado a los componentes principales del loess pampeano (vidrio volcánico, minerales y fragmentos líticos). Su distribución espacial se asocia a las unidades geomorfológicas definidas, dándose los tenores más elevados al Este del área (entorno a la Depresión del Saladillo y al Sistema Lagunar La Felipa) y los más bajos asociados a la faja fluvial del río Cuarto, por lo que además se infiere un control del tamaño de granos de los sedimentos. Existe una moderada-alta correlación estadística entre As y F y, entre éstos y el pH, no así con bicarbonato, posiblemente por la gran heterogeneidad de factores que intervienen en el área. Los principales procesos de liberación de As y F son la disolución de vidrio volcánico, se suma para As, la desorción de óxidos e hidróxidos. La composición isotópica del agua freática es similar a las lluvias locales, principalmente a las del período de mayor recarga al acuífero (septiembre-febrero), con excesos de deuterio variables, posiblemente debido a los distintos orígenes de las masas de aires.

Por debajo del acuífero libre, al Oeste de la falla El Rastreador-Los Cisnes y constituido por sedimentos de edad Plioceno-Pleistoceno, se aloja el sistema acuífero confinado más somero (SAC A1) conformado por lentes de arenas gruesas y gravas intercaladas con limos-arcillosos (sedimentos sin denominación formal, coetáneas a las "Arenas Puelches" al Este) que se extiende desde 100 m a 230 m de profundidad y al que, por sus características, se le atribuye el menor grado de confinamiento (semiconfinado). Estos materiales poseen mejor aptitud acuífera que el libre (K: 5-30 m/d) y niveles piezométricos menores (3,5-22 m de profundidad). La superficie piezométrica de morfología levemente tendida, posee dirección de flujo similar al libre (O-E) y gradientes hidráulicos y velocidades de circulación mayores (0,35% y 0,25 m/d, respectivamente). Las aguas de este sistema son más dulces (CE media = 1.993 $\mu\text{S/cm}$; mín. = 823 $\mu\text{S/cm}$; máx. = 4.000 $\mu\text{S/cm}$) que el suprayacente, pero predomina el tipo geoquímico sulfatado. Las aguas más dulces se vinculan a paleocauces importantes asociados al actual río Cuarto (SO del área), de materiales más gruesos, ya que al NE los sistemas han sido de menor envergadura depositando sedimentos más finos que le otorgan mayor salinidad al agua. La composición isotópica de este sistema es similar al promedio de las lluvias locales y a la del acuífero libre, lo que permite inferir recarga local, las muestras más levemente empobrecidas indicarían mezcla con aguas que vienen circulando desde los sectores serranos, y dado la relación de cargas hidráulicas, aporte del acuífero libre al SAC A1.

La sedimentación pre-Cuaternaria que aloja a los sistemas acuíferos más profundos, exhibe diferencias al Oeste y Este del área respecto a la falla El Rastreador-Los Cisnes que responden a ambientes de sedimentación diferentes. Coetáneos en el tiempo y de edad miocena estimada, se distinguen entre 230 y 330 m de profundidad, dos ambientes de distinto origen: uno continental, al Oeste, vinculado a sistemas fluviales procedentes del sector serrano pero de mayor dinámica que los sistemas actuales debido al levantamiento de las sierras en ese período geológico, y que se caracteriza por una composición granulométrica areno-gravosa (Fm Tigre Muerto), que aloja a SAC A2 (por debajo de SAC A1), de buena aptitud acuífera (K de 5 a 10 m/d). Otro ambiente de origen marino, al Este de la estructura mencionada que contiene al sistema SAC C, caracterizado por capas de arenas intercaladas en arcillas verdes, vinculadas a la ingesión marina ocurrida durante el Mioceno (Fm Paraná) y que exhibe menor aptitud acuífero (K de 1 a 5 m/d). Ambos sistemas se conectan hidráulicamente en forma lateral con dirección de circulación principalmente NO-SE. Si bien SAC A2 le aporta aguas a SAC C, el primero posee gradientes hidráulicos y velocidades de flujo más elevados (0,3% y 0,15 m/d; y 0,15% y 0,05 m/d, respectivamente). SAC A2 posee las aguas más dulces de todos los sistemas acuíferos del área (CE media = 1.056 $\mu\text{S/cm}$; mín. = 546 $\mu\text{S/cm}$, máx. = 2.470 $\mu\text{S/cm}$) y de carácter geoquímico mixto con predominio de bicarbonatos. La baja salinidad de este sistema se debe a su composición granulométrica gruesa por lo que los procesos de transferencia de iones al agua están minimizados. SAC C posee salinidades y tipo

geoquímico similares a SAC A2 aunque relativamente más evolucionadas (con predominio del ion sulfato) debido a la disminución en la velocidad de flujo, dado por la granulometría más fina de los materiales que componen este sistema acuífero (arenas finas marinas) y los muy bajos gradientes hidráulicos en estos bloques hundidos.

El ambiente de sedimentación más antiguo, de origen continental, que solo se observa en perforaciones profundas al Este de la falla El Rastreador-Los Cisnes, está vinculado a las partes distales de los sistemas fluviales que procedían del sector serrano durante el Eoceno-Mioceno inferior (de menor energía de transporte que los sistemas actuales) y caracterizados por sedimentos arenosos finos, medios y gruesos (equivalentes a la Fm Chaco), que alojan al sistema SAC D localizado por debajo de los 300 m de profundidad, que poseen características acuíferos pobres (K del orden de 1 a 2 m/d). La dirección de flujo de este sistema es NO-SE y posee los gradientes hidráulicos y las velocidades de tránsito más bajas (0,13% y 0,015 m/d, respectivamente) de todos los sistemas. Este sistema es el que posee el mayor grado de confinamiento. SAC D es el sistema que presenta las aguas de mayor salinidad (CE media = 2.380 $\mu\text{S/cm}$, mín. = 1.121 $\mu\text{S/cm}$, máx. = 3.600 $\mu\text{S/cm}$) y mixtas con predominio de sulfatos, siempre sódicas. La alta salinidad y la evolución geoquímica alcanzada está asociada a la composición mineralógica del sistema (niveles evaporíticos y yesíferos).

Dadas las características geológicas del área y las hidrodinámicas de las capas confinadas, las perforaciones que captan agua de estos sistemas profundos son de tipo surgentes, siendo SAC D el que posee las alturas de surgencia más elevadas.

La presencia de As y F en todos los sistemas confinados, aunque en menores concentraciones que el libre denota también la presencia de minerales portadores (vidrio volcánico) en los sedimentos que los conforman, tal como lo demuestra la actividad geológica desarrollada durante el paleógeno-neógeno

Los sistemas acuíferos profundos (SAC A2,C y D) son más empobrecidos isotópicamente que el sistema somero SAC A1 y que el libre, y especialmente SAC D posee composición isotópica similar a los arroyos y vertientes de las áreas serranas y pedemontanas, lo que indicaría recarga de agua meteórica, más empobrecida isotópicamente que las lluvias locales debido a efecto continental y fraccionamiento a menores temperaturas (incluido eventos nivneos) en estos sitios (especialmente en las sierras de Comechingones y subordinadamente en la sierra de Las Peñas) y desconexión hidráulica con los sistemas suprayacentes. SAC C y D, que son los sistemas más empobrecidos, podrían indicar además recarga en otros periodos geológicos, de clima más frío que el actual.

La presencia de tritio en el acuífero libre estaría indicando aguas recargadas con posterioridad a la década del '50, mientras que los sistemas acuíferos confinados, que no poseen tritio, contendrían aguas más antiguas. Con los métodos hidráulicos se estimaron edades entre 800-1.500 años para SAC A1, y más viejas para los más profundos (SAC A2: 1.600-3.100 años; SAC C: 9.200-12.100 años; SAC D: 28.100-37.100 años). A su vez la marca isotópica más empobrecida de los sistemas profundos, especialmente en SAC D, permiten inferir aguas más viejas, correspondientes a un clima más frío que el actual. La determinación de ^{14}C muestra para SAC A2 y C edades de 1×10^3 - 4×10^3 AP y de 10×10^3 AP, respectivamente, indicando aguas recargadas durante períodos fríos holocénicos, entre la "Pequeña Edad de Hielo" y el final del "Óptimo Climático del Holoceno" para SAC A2 y, durante la última glaciación para SAC C. En cambio las edades de ^{14}C del SAC D, permiten inferir recarga durante la Glaciación Würm, es decir que se trataría de paleoaguas pleistocénicas. Estas edades se corresponden con el modelo hidrogeológico conceptual, dado que el gradiente de edad se incrementa en sentido Oeste – Sudeste, acorde a la dirección de flujo subterráneo y además, se corresponde con la profundidad a la que se encuentran los diferentes sistemas de acuíferos confinados.

Las aguas presentes en estos sistemas son termales, con temperaturas de surgencia que superan las esperadas por la profundidad de yacencia, si se consideran gradientes geotérmicos normales. La distribución areal de los gradientes geotérmicos están vinculada al modelo geotectónico del área, encontrándose los valores más elevados asociados a los depocentros cretácicos de las cuencas de General Levalle y Chacoparanaense y los más bajos al Alto de Laboulaye, entre las fallas Reducción-Del Chañar y Pampayasta-Alejandro Roca. A esto podría sumarse el aporte de calor interno de origen radiogénico asociado a rocas graníticas con alto contenido de U, Th y K y la conformación estructural de bloques descendidos que facilitarían la circulación del agua a diversas profundidades tal como lo muestra la aplicación de los geotermómetros que permitieron estimar profundidades máximas alcanzadas por los fluidos entre 1.770 m y 2.300 m de profundidad. La transferencia de calor se daría por conducción a través de los materiales que limitan al acuífero, y la distribución de calor en el propio acuífero se produciría por convección hidrotermal. Se descarta la posibilidad de la transferencia de aguas magmáticas del manto superior que pudieran generar también el calentamiento, ya que no se observa relación en la composición isotópica de las aguas termales profundas con la de las aguas magmáticas.

BIBLIOGRAFÍA

- Abd El Samie, S. y M. Sadek**, 2001. Groundwater recharge and flow in the Lower Cretaceous Nubian Sandstone aquifer using isotopic techniques and hydrochemistry. *Hydrogeology Journal* (2001) 9:378-389. ISSN 0941-2816.
- Aggarwal P., Gat J. y K. Froehlich (Eds.)**, 2005. *Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science*. IAEA. Springer. ISBN-13978-1-4020-3010-9. 377 pp.
- Aguirre M.**, 2013. Caracterización hidrogeológica, hidroquímica e isotópica ambiental de los sistemas acuíferos del Noreste de Córdoba. 2° Informe Tesis Doctoral. UNRC (inédito), 70 p
- Albero M. C. y H. O Panarello**. 1981. Tritio e isótopos estables en aguas de precipitaciones en América del Sur. *Interamerican Symposium on Isotope Hydrology*, Bogotá, Colombia: 91-109.
- Albero M. C., Levín M., Panarello H.O., García E., y P. Lohn**, 1987. Isotopic evidence for the different origins of the Tulum Valley groundwaters (San Juan, Argentina). En: *Isotope Techniques in Water Resources Development*, IAEA, Vienna: 287-299.
- Albouy R. y G. Bonorino**. 1995. Método multivariado de componentes principales: su aplicación a la hidroquímica del sistema hidrotermal profundo de Bahía Blanca. *Correlación geológica* 11: 41-49. ISSN 217428.
- Albouy R., Santamaría M., Serralunga M. y P. Rossi**. 1995. Aplicaciones geoestadísticas a datos hidrogeoquímicos. *Correlación Geológica: Hidrología subterránea*. 11:15-23. ISSN 217428. Tucumán.
- Albouy, R., J. Carrica, D. Lafont y C. Lexow**, 2007. Acuífero libre del área industrial costera de Ingeniero White, Provincia de Buenos Aires, Argentina: análisis preliminar de procesos hidrogeoquímicos. V Congreso Argentino de Hidrogeología. Actas: 221-229. ISBN: 978-987-23936-3-2.
- Albouy, R., G. Bonorino, C. Lexow, J. Carrica y D. Lafont**, 2010. El agua subterránea en la cuenca del arroyo Napostá Chico: una alternativa para suplementar el abastecimiento a Bahía Blanca, Argentina. X Congreso ALHSUD, Caracas, Venezuela. Octubre del 2010. ISBN 978-980-734600-9 CD.
- Andrews J. y R. Kay**. 1982. Natural production of tritium in permeable rocks. *Nature*, 298:361-363.
- Appelo C. y D. Postma**. 1996. *Geochemistry, groundwater and pollution*. Balkema. Rotterdam. ISBN 90 5410 105 9. 536 p.
- Araguás Araguás L., Danesi, P., Froehlich, K. y K. Rozanski**. 1996. Global monitoring of the isotopic composition of precipitation. *Journal Radio analytical and nuclear Chemistry*, 205 (2):189-200.
- Aravena R.**, 2002. Use of environmental isotopes in contaminant studies groundwater. XXXII IAH & VI ALHSUD Congress 2002. *Groundwater and human development*. Vol. 1:293.
- Arens P.**, 1969. La interpretación de resultados de análisis mineralógicos de la fracción arena de los suelos, con referencia especial a los suelos de la región pampeana. INTA. Plan mapa de suelos de la región pampeana, 71: 659-664.
- Arnórsson S.**, 2000a. *Isotopic and Chemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and Use. Sampling Methods, Data Handling and Interpretation*: Vienna, International Atomic Energy Agency, 351 p.
- Azcuy C. L., R. Andreis, A. Cuerda, M. Hünicken, M. Pensa, D. Valencio y J. Vilas**, 1987. Cuenca Paganzo. En: Archangelsky (Ed) *El Sistema Carbonífero en Arg*. Acad. Nac. de Cs. III: 41-100. Cba.
- Baeza Rodríguez-Caro J., R. Torreano Armengol y M. Cerezuola Gutierrez**, 2000. Estudio para caracterizar, evaluar y proteger las aguas minerales y termales de una comunidad: Aragón. En: *Panorama actual de las aguas minerales y minero medicinales en España*. IGME. Pag: 283-303.
- Bécher Quinodóz F.**, 2012. Implicancias ambientales de las relaciones hidrodinámicas e hidroquímicas entre aguas superficiales y subterráneas en la planicie arenosa del Sur de Córdoba. Argentina. 2° Informe Tesis Doctoral. UNRC (inédito), 70 p.

- Bécher Quinodóz F.**, 2014. Implicancias ambientales de las relaciones hidrodinámicas e hidroquímicas entre aguas superficiales y subterráneas en la planicie arenosa del sur de Córdoba. Tesis Doctoral. UNRC. 395 pág. Inédita.
- Besoain E.**, 1985. Mineralogía de arcillas de suelos. San José, CR, IICA. Serie de libros y materiales educativos; N°. 60. 1205 p
- Bethke C. M. y T. M. Johnson**, 2002. Paradox of groundwater age: correction. *Geology*, 30(4):385-388.
- Bethke C. y T. Johnson**, 2008. Groundwater Age and Groundwater Age Dating. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36:121-52
- Blanco M.C., Paoloni J.D., Morrás H., Florentino D. y M. Sequeira**, 1999. Variabilidad espacial del paisaje pampeano sudoccidental y su influencia en la distribución del As en suelos y aguas. I Congr. Arg. de Cuaternario y Geomorfología, La Pampa, Arg. Actas 25-26.
- Blarasin M, Cabrera A. y S. Degiovanni**, 2000. "Hidrogeología Regional: el agua subterránea como recurso fundamental del Sur de la provincia de Córdoba". Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas. Fortaleza. Brasil.
- Blarasin M.**, 1984. Hidrología subterránea de la zona de Laguna Oscura. Córdoba. Tesis de Lic. U.N.R.C. Inédito.
- Blarasin M.**, 2003. Geohidrología Ambiental del Sur de Córdoba, con énfasis en la ciudad de Río Cuarto y su entorno rural. Tesis Doctoral. UNRC. Inédita.
- Blarasin M. y A. Cabrera**, 1998. Características, potencialidades y restricciones de los recursos hídricos de la región sur de Cba. Capítulo III. Pp: 22-32. En: Las tierras y aguas del Sur de Cba: propuestas para un manejo sustentable. Ed. UNRC. ISBN: 950-665-101-9.
- Blarasin M. y A. Cabrera**, 2005. Aguas subterráneas: hidrolitología, hidrodinámica e hidrogeoquímica regional. En *Aguas superficiales y subterráneas en el Sur de Cba.: una perspectiva geoambiental*. Ed. UNRC ISBN: 950-665-350-X. pp. 235-241.
- Blarasin M., A. Cabrera, M. Cantú, J. Felizzia y J. Bellin**, 2005b. Caracterización geológica e hidrogeológica de la cuenca del arroyo la Colacha y análisis de cambios del nivel freático. geambiental". Ed. UNRC ISBN: 950-665-350-X. pág. 263-274.
- Blarasin M., Cabrera A. y E. Matteoda**, 2003. Groundwater geoindicators for the assessment of environmental changes, planning and policy implications, Río Cuarto City, Argentina. *Journal of Environmental Hydrology*. 12 pág.. Paper 16. Vol. 11. ISSN: 1058-3912
- Blarasin M., Cabrera A. y N. Alincaastro**, 2011. Evaluación del nivel freático y consideraciones en relación a procesos de recarga-descarga del acuífero. Río Cuarto, Córdoba, Argentina. VII Congreso Argentino de Hidrogeología V Seminario Hispanolatinoamericano sobre temas actuales de la Hidrología Subterránea. Salta. Argentina.
- Blarasin M., Cabrera A. y S. Degiovanni**, 2000. Hidrogeología Regional: el agua subterránea como recurso fundamental del Sur de la Provincia de Córdoba, Argentina. Iº Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas, 1: 1-22. Fortaleza, Brasil.
- Blarasin M., Cabrera A., Eric C. y M. Villegas**, 1995 b. Mapa de riesgo a la contaminación del acuífero libre por uso de agroquímicos en la hoja 3363-19-1. Río Cuarto. Dpto. Río Cuarto, prov. de Cba. Argentina. Publ. esp. ASAGAI n° 3, 115-134. San Juan.
- Blarasin M., Cabrera A., Frigerio C. y S. Bettera**, 2002. Risk of groundwater pollution by on site sanitation, geochemical models and geoindicators, Río Cuarto city, Argentina. En *Commissioned Report CR/02/079N del British Geological Service "Assessing risk to groundwater from on site sanitation: Scientific review and case studies"*. 99-111.
- Blarasin M., Cabrera A., Matteoda E., H. Frontera, Aguirre M., Maldonado L, Bécher Quinodoz F. y Giuliano Albo J.**, 2014. Recursos hídricos subterráneos de Córdoba. Parte I: Aspectos litológicos, hidráulicos, cambios de régimen y reservas de los principales acuíferos. En: *Relatorio del XIX Cong. Geol. Arg. Cba.* ISBN: 978-987-22403-8-7. Pág: 1233-1262.
- Blarasin M., Cabrera A., Matteoda E., Aguirre M., Giuliano Albo J., Bécher Quinodoz F., Maldonado L. y H. Frontera**, 2014. Recursos hídricos subterráneos de Córdoba Parte II: Aspectos geoquímicos, isotópicos, contaminación y aptitudes de uso. En: *Relatorio del XIX Cong. Geol. Arg. Cba.* ISBN: 978-987-22403-8-7. Pág: 1263-1290.
- Blarasin M., Cabrera A., Matteoda E., Damilano G. y J. Giuliano Albo**, 2008. Indicadores para evaluar cambios ambientales en acuíferos. Consideraciones sobre el fondo natural de la calidad de agua. En "Evaluación de la sustentabilidad amb. en sistemas agropecuarios" Cantú, Becker, Bedano (Eds.) ISBN 978-987-1003-58-7 pag. 69-80 Ed. UNRC
- Blarasin M., Cabrera A., Matteoda E., Giuliano Albo J., Felizzia J., Bécher Quinodoz F. y L. Maldonado**, 2010. Aspectos geoquímicos, conflictos de uso y gestión del recurso en relación a

- arsénico y flúor en aguas subterráneas. Cba (Arg.). Pag. 70. Coloq. Internacional Contaminación por metales: Impacto sobre el ambiente, la salud y la sociedad. Oruro, Bolivia.
- Blarasin M., Cabrera A., Villegas M., Frigerio C. y S. Bettera**, 1996. Groundwater contaminated with effluents of in situ septic tank systems (cesspools). Environmental Hydrology Report. ISSN 1067-3997.
- Blarasin M., Cabrera A., Villegas M., Frigerio C. y S. Bettera**, 1995 a. Contaminación del agua subterránea destinada a consumo humano en la cuenca del Bañado, Río Cuarto, Cba. diagnóstico y pautas de control y ordenamiento. I Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Tomo I: 23- 41. ISBN 950-665-024-1. Río Cuarto, Córdoba.
- Blarasin M., Cabrera A., Villegas M., Frigerio C. y S. Bettera**, 1999 a. Groundwater contamination from septic tank system in two neighborhoods in Río Cuarto city, environmental management and water supply. Córdoba. Arg. En "Groundwater in the urban environment". V.2:31-38. ISBN 90-5410-924-6. Ed. Balkema.
- Blarasin M., Cantú M., Cabrera A., Eric C. y M. Villegas**, 1995 c. La Importancia de la Evaluación de los Suelos en la Determinación del Riesgo a la Contaminación de un Acuífero por Uso de Agroquímicos. Correl. Geológica Nº 11: 137-149. A. Tineo (Ed.). ISSN 217428.
- Blarasin M., Damilano G., Cabrera A. y E. Matteoda**, 2006. Hidrogeoquímica del acuífero freático en un agroecosistema y consideraciones sobre el cálculo de la línea de base de la calidad del agua. Memorias del VIII Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. Paraguay. 25 pp.
- Blarasin M., Degiovanni S., Cabrera A. y N. Doffo**, 2001 Análisis de aptitud geoambiental para la ubicación de una planta de residuos sólidos urbanos para la ciudad de Río Cuarto y región. Córdoba. Argentina. III Cong. de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Mar del Plata.
- Blarasin M., Degiovanni S., Villegas M. y A. Cabrera**, 2005a. Aguas superficiales y subterráneas en el Sur de Cba.: una perspectiva geoambiental. Ed. UNRC ISBN: 950-665-350-X. pp. 235-241
- Blarasin M., Degiovanni S., Cabrera A., Villegas M. y G. Sagripanti**, 2005. Los humedales del centro-Sur de Córdoba. En Aguas superficiales y subterráneas en el Sur de Cba.: una perspectiva geoambiental. Ed. UNRC ISBN: 950-665-350-X. pp. 275-282.
- Bocanegra E. y M. Benavente**, 1994. Simulación numérica del flujo de las aguas subterráneas en Mar del Plata, Argentina (período 1920-1969). 2º Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea ALHSUD. Vol. 1:213-224. Santiago. Chile.
- Bocanegra E., Martínez D., Massone H. y M. Benavente**, 2002. Quantitative studies in coastal hydrogeology in Mar del Plata. Argentine. Aguas Subterráneas y Desarrollo Humano. Congreso Internacional AIH. Mar del Plata.
- Bonorino A. G.**, 1988. Geohidrología del sistema hidrotermal profundo de la región de Bahía Blanca. Tesis doctoral. 420 p. Inédita. UNS.
- Bonorino, A. G.**, 1993. La temperatura de las aguas subterráneas del sistema hidrotermal profundo de la región de Bahía Blanca. XIII Cong. Geológico Argentino. Actas. Tomo VI: 233-242. Mendoza
- Bonorino A. G.**, 1994. Estudio de la dinámica de las aguas subterráneas del sistema hidrotermal profundo de la región de Bahía Blanca: utilización de isótopos ambientales. Temas actuales de la Hidrol. Subt. Bocanegra y Rapaccini (Eds). pp 315-330. Mar del Plata.
- Bonorino, A.G.**, 2005. Acuíferos profundos e hidrotermalismo. En de Barrio, R.E., Echeverry, R.O., Caballé M.E. y Llambías E. (eds.) Geol. y Rec. Minerales de la prov. de Bs As, 16º Cong. Geol. Arg., Relatorio 20: 327-346, La Plata.
- Bonorino A.G., Panarello H.O. y M. C. Albero**, 1989. Evolución isotópica y química del acuífero profundo de la Formación Ombucta de la región de Bahía Blanca, Argentina. Actas de un Seminario Regional para América Latina sobre el Empleo de Técnicas Isotópicas en Hidrogeología. Organismo Internacional de Energía Atómica, TECDOC-502: 11-32. Viena.
- Byers E. y D. Stephens**, 1983. Statistical and stochastic analyses of hydraulic conductivity and particle-size in a fluvial sand, Soil Sci. Sac. Am. J., 47, 1072-1081.
- CAAAS**, 1973. Recursos de aguas subterráneas y su aprovechamiento en la llanura pampeana y en el valle del Conlara, Provincias de Córdoba, Santa Fe y San Luis, República Argentina. Convenio Argentino Alemán de Aguas Subterráneas. Servicio Geológico de la República Federal de Alemania Convenio Argentino-Alemán Tomos 1-6.
- Cabrera A.**, 2009. Evolución hidrogeoquímica e isótopos ambientales del sistema acuífero asociado a los ambientes morfotectónicos de la falla regional Tigre Muerto. Córdoba. Tesis doctoral. UNRC. Inédita. 300 p
- Cabrera A. y M. Blarasin**, 1994. Estudio geohidrológico de la zona comprendida entre san Basilio y Monte de los Gauchos. Cba. Cba. 12 pág. XV Congr. Nac. del Agua. La Plata. Arg.

- Cabrera A., y M. Blarasin**, 1997 a. Información de base para la planificación del uso de los recursos hídricos subterráneos en una zona con fuerte control estructural en la Llanura Arg. Invest. Hidrog. en Cuba. TAHICU '96: 283-301. Arellano y Gómez (Eds.). BI-2133-97.
- Cabrera A. y M. Blarasin**, 1997 b. Caract. de los subsist. ecológicos de la cca. Los Jagüeles y evaluación de la contaminación por nitratos en el acuífero libre del agroecosistema. Cba. I Congr. Nac. Hidrog. Tomo I: 415-429. Bahía Blanca.
- Cabrera A. y M. Blarasin**, 1999. Nitrate contamination in the phreatic aquifer of an agroecosystem of Chacopampeana plain, Cordoba, Argentina. Journal of Environmental Hydrology. Vol. 7, paper 17, 10 pág., ISSN 1058-3912.
- Cabrera A. y M. Blarasin**, 2000. Hidrogeoquímica y análisis multivariado en el acuífero freático de una cuenca de llanura al sur de Córdoba, Argentina. I Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas. Brasil.
- Cabrera A. y M. Blarasin**, 2001. Geoquímica de Flúor y Arsénico en el agua subterránea del Sur de Córdoba, Argentina. En "Las Caras del agua subterránea". Barcelona. España. Vol. 1, pág. 83-89, ISBN 84-7840-427-9- Edit. Instituto Geológico Minero de España.
- Cabrera A., Blarasin M. y E. Matteoda**, 2010. Análisis hidrodinámico, geoquímico e isotópico, base para la evaluac. de sist. hidrotermales de baja temp. en la llanura cordobesa, Arg. Boletín Geológico y Minero 121 (4): 387-400
- Cabrera A., Blarasin M. y G. Villalba**, 2003. Arsénico en el agua subterránea de ecosistemas rurales del Sur de Córdoba: geoquímica y problemática ambiental involucrada. IV Congreso Ambiental 2003. San Juan. Argentina. 10 pág.
- Cabrera A., Blarasin M., Cabrera S., Matteoda E., Gómez M. L., Villalba G., Hildmann F. y A. Bettera**, 2005. Arsénico y fluor en el acuífero freático en el sur de Córdoba: Línea de base hidroquímica y problemática ambiental vinculada. 12 pp. En: Arsénico en aguas: origen, movilidad y tratamiento. Galindo G., Fernandez Turiel J., Parada M. y D. Gimeno Torrente Editores. ISBN: 987-05-0058-7.
- Cabrera A., Blarasin M., Dapeña C. y L. Maldonado**, 2013. Composición físico-química e isotópica de precipitaciones del Sur de Córdoba. Estación Río Cuarto-Red Nacional de Colectores. Argentina. Agua Subterránea Recurso Estratégico. Tomo II. EdULP. ISBN: 987-1985-04-5
- Cabrera A., Blarasin M., Matteoda E. y J. Giuliano Albo**, 2009. Modelo geoquímico del acuífero freático sedimentario en la zona de San Basilio, Cba. Arg. VI Congreso Argentino de Hidrogeología. La Pampa.
- Cabrera A., Dapeña C., Blarasin M., Panarello H. y E. Matteoda**, 2008. Geochemical and isotopic composition of deep thermal aquifers. Southern Córdoba province Argentina. Preliminary report. VI South American Symposium on Isotope Geology San Carlos de Bariloche. Argentina.
- Cantú M.** 1992. Holoceno de la prov. de Córdoba. Manual: Holoceno de la Rep. Arg. Tomo I. Simposio Internacional sobre el Holoceno en América del Sur. 24 pág. Paraná. Argentina.
- Cantú M.** 1998. Estudio geocientífico para la evaluación ambiental y ordenación territorial de una cuenca pedemontana. Caso: Cca. Arroyo La Colacha, Dpto. Río Cuarto, provincia de Córdoba. Inédito. Tesis Doctoral. Dpto de Geología. UNRC.
- Cantú M. P., Becker A. R., Bedano J. C., Blarasin M., Parra B., Cabrera A., Grumelli, M. del T., Matteoda E. y H. Eschiavo.** 2008. Estudio de caso Córdoba: Cuenca del arroyo La Colacha. En: Evaluación de la sustentabilidad ambiental en sistemas agropecuarios. Desarrollo y aplicación de la metodología del proyecto REDESAR. Fundación UNRC. EFUNARC. Cantú, M. P., Becker, A. R. Y J. C. Bedano Eds. ISBN: 978-987-1003-58-7.
- Cantú M. y S. Degiovanni.** 1984. Geomorfología de la Región Centro Sur de Córdoba. IX Congreso Geológico Argentino. San Carlos de Bariloche. Actas IV: 76-92.
- Cantú M.P., Schiavo, H.F., Musso T.B. y A. R. Becker.** 2004. Paleosuelos del Pleistoceno superior? Holoceno del Sur de la provincia de Córdoba, Argentina. XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Paraná, junio de 2004. 12 p.p.
- Cantú, M., H. Schiavo, A. Becker, L. Zhou y M. Grumelli**, 2006. Pleistoceno superior tardío-Holoceno de la cuenca media del arroyo Santa Catalina, Córdoba. III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Tomo I: 773-777.
- Capitanelli R. G.** 1979. Clima. En: Geografía física de la Provincia de Córdoba. Ed. BOLDT 45-138.
- Carignano C.** 1999. Late Pleistocene to recent climate change in Córdoba Province, Argentina: Geomorphological evidence. Quaternary International, Vol 57-58:117-134.
- Carignano C., Cioccale M y J. Rabassa.** 1999. Landscape Antiquity of the Central-Eastern Sierras Pampeanas (Argentina): Geomorphological Evolution since Gondwanic Times. Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 118: 245-268. Berlín-Stuttgart.

- Carignano C., D. Kröhling, S. Degiovanni y M. Cioccale**, 2014. Geología Parte I: Geología de superficie. Geomorfología. En: Relatorio del XIX Cong. Geol. Arg. Cba. ISBN: 978-987-22403-8-7. Pág. 747-822.
- Chebli G., Mozetic M., Rossello C. y M. Bühler**. 1999. Cuencas Sedimentarias de la Llanura Chacopampeana. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina. Anales 29 (20): 627-644. Bs. As.
- Chebli G., Spalletti L., Rivarola D., Elorriaga E. y R. Webster**. 2006. Cuencas cretácicas de la región central de la Arg. Simp. especial de Geol. de Hidrocarburos.
- Chiappero S.** 2013 Hidrogeoquímica de un sector de la llanura fluvio-eólica imperfectamente drenada- Bañados del Saladillo. Córdoba. Tesis de Licenciatura. UNRC. Inédita.
- Chiodi, A.L.** 2009. Tectónica extensional cretácica y manifestaciones hidrotermales en la provincia de Córdoba. Trabajo Final, Universidad Nacional de Córdoba (inédito), 90 p. Córdoba.
- Chiodi A., Martino R., Fernández G. y S. Formica**. 2011. Manifestaciones hidrotermales en la provincia de Córdoba: caracterización geoquímica e isotópica y su relación con la tectónica. VII Cong. Arg. de Hidrogeología. Salta. 1era. Edición. Bs.As.: Asoc. Civil Grupo Arg., AIH, 2011.
- Chiodi, A., Martino R., Báez W., Fórmica S. y G. Fernández**. 2014. Recursos Geotérmicos de Córdoba. Relatorio del XIX Cong. Geológ. Arg. Parte II. Pag: 1179-1187. ISBN 978-987-22403-8-7.
- Clapperton C.** 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, Amsterdam, 779 pp.
- Clark I. y P. Fritz**, 1997. Environmental Isotopes in Hydrogeology, Lewis Pub. NY CRC Press, 328 p
- Coniglio J.** 2006. Evolución petrológica y metalogenética del batolito Cerro Áspero en relación con el ciclo geoquímico endógeno del flúor, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Tesis doctoral UNRC. Inédito.
- Coniglio J. y A. Esparza**. 1988. Geología del sector Sur del batolito Cerro Aspero – Alpa Corral, Cba. Arg. V Congreso Geológico Chileno. Vol. II: E1-E16. Antofagasta.
- Costa C.** 1996. Análisis neotectónico en las Sierras de San Luis y Comechingones: problemas y métodos. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. II: 285-300.
- Costa C., Giaccardi A. y E. González Díaz**. 1999 a. En Smith, B. J.; Whalley, W.B. y Warke, P.A. (Eds). Uplift, Erosión and Stability: Perspectives on Longterm Landscape Development. Geological Society, London. Special Publications. 162: 229-238.
- Costa C., Gonzalez Díaz E., Murillo M., Gardini C., Giaccardi A., Sequeiros J. y S. Bea**. 1999 b. Morfoneotectónica del frente de levantamiento andino de la Sierra de Comechingones, Cba. y San Luis. XIV Congr. Geológico Argentino, Actas I: 32-33.
- Craig H.** 1961 a. Standard for reporting concentrations in deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science, 133: 1833-1834.
- Craig H., S. L. Miller, and G. J. Wasserburg (Eds.)**, 1964. Isotopic and Cosmic Chemistry. North-Holland, Amsterdam.
- Criado Roqué P., Mombrú C. y V. Ramos**. 1981. Estructura e interpretación tectónica. Geología de San Luis. Relatorio VIII Congreso Geol. Arg. pp. 155-192
- Criss R. E.**, 1999. Principles of Stable Isotope Distribution. Oxford University Press, New York.
- Custodio E.** 1993. Hidrogeoquímica e Isotopía ambiental. Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Bocanegra y Rapaccini (Eds.). Mar del Plata. Pp. 61-78.
- Custodio E.** 2005. Técnicas hidroquímicas e isotópicas para el estudio de la relación agua subterránea-agua superficial. II Seminario Hispano-Latinoam. de temas actuales de la hidrología subt. 239-249. Río Cuarto.
- Custodio E. y M. Llamas**. 1996. Hidrología subterránea. Ed. Omega. Barcelona. 2 vol. 1-2350.
- Custodio E. y M.R. Llamas** 1983. Hidrología Subterránea. Ed. Omega. Vol I y II. Barcelona. España
- Dahlkamp F.** 1993. Uranium ore deposits. Berlin. Heilderberg, New York, Springer-Verlag. P. 460.
- Dalla Salda L.** 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. Revista Asociación Geológica Argentina, 39: 38-51.
- Dalla Salda L.** 1987. Basement tectonics of the Southern Pampean Ranges, Argentina. Tectonics 6:249-260.
- Damilano G.** 2005. Modelos de localización y escala. Algunas consideraciones teóricas y aplicaciones a pequeñas muestras. Tesis Doctoral. Servicio de Publicaciones de la Universidad Autónoma de Barcelona. TDX-0131106-195058. Depósito legal B-4740-2006. ISBN 84-689-6223-6. 175 páginas
- Dansgaard W.** 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16; 436-468

- Dapeña C.** 2008. Isótopos Ambientales livianos: su aplicación en hidrología e hidrogeología" Dpto. Cs. Geológicas, Facultad de Ciencias y Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Tesis Doctoral 4282. 442p. Inédita.
- Dapeña C. y H. O. Panarello.** 2005., Evolución y estado actual de la Red Nacional de Colectores de Isótopos en Precipitación de la República Argentina. XVI Congr. Geol. Arg. La Plata, II: 635-642. ISBN 987-595-001-7.
- Dapeña C. y H. Panarello.** 2002. Red nacional de colectores de isótopos en precipitaciones en Arg.: Su importancia en estudios Hidrogeológicos. Aguas Subt. y Desarrollo Humano. XXXII IAH & VI ALHSUD Mar del Plata.
- Dapeña C. y H.O. Panarello.** 1999. Development of the National Network for Isotopes in Precipitation of Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology, ACTAS, 503-508
- Dapeña C., Varni M., Panarello H.O., Ducos E., Weinzentel P. y E. Usunoff** 2010. Composición isotópica de la precipitación de la Estación Azul, provincia de Buenos Aires. Red Nac. de Colectores Argentina. En Varni, Entraigas y Vives (ED). I Cong. Intern. Hidrología de Llanuras, 386-393 pp. Azul, Bs. As. ISBN 978-987-543-393-9
- Dapeña C., Agosto, M. y A. Caselli.** 2005. Caracterización Isotópica de las aguas de la Isla Decepción, Antártica. XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Actas V: 175-180.
- Dapeña C., Schulz C., Panarello H., Dornes P. y G. Dalmaso.** 2002. Estudio Isotópico preliminar del acuífero del Valle Argentino, La Pampa, Arg. Aguas Subt. y Desarrollo Humano. XXXII IAH & VI ALHSUD. Mar del Plata.
- Dapeña C., y H.O. Panarello.** 2004. Composición isotópica de la lluvia de Buenos Aires. Su importancia para el estudio de los sistemas hidrológicos pampeanos. Revista Latino-Americana de Hidrogeología, N.4, p.17-25, 2004.
- Dapeña C., y H.O. Panarello.** 2007. Application of environmental isotopes techniques to selected hydrological Pampean Systems. Argentina. International Symposium on Advances in Isotope Hydrology and its role in Sustainable Water Resources Management (HIS-2007), Vienna, Austria. CN151-90. 6p.
- Dapeña C., y Panarello H.O., Cerne B., González M. y O. Sanchez-Coylo.** 2005. Contribución Preliminar a la interpretación del origen de las lluvias en el Norte de Argentina. II Seminario Hispano Latinoamericano sobre Temas actuales de Hidrología Subterránea. Actas: 37-46.
- Dapeña, C. y H.O. Panarello.** 2001. Isotopic study of the Laguna Mar Chiquita, Córdoba, Argentina and its hydrogeological and paleoclimatological implications. IAEA Technical Document Tecdoc. Vol. 1206. Pág. 7-16.
- Dapeña, C. y H.O. Panarello.** 2008. Isótopos en precipitación en Argentina. Aplicaciones en estudios Hidrológicos e Hidrogeológicos. IX Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. ALHSUD Volumen CD T-100. 8p. Quito, Ecuador
- Davis y De Wiest,** 1971. Hidrogeología. Ed. Ariel. 554 pág.
- De Alba E.** 1953. Geología del Alto Paraná, en relación con los trabajos de derrocamiento entre Ituzaingó y Posadas. Revista Asociación Geológica Argentina 8 (3):129-161
- Degiovanni S.** 2008. Análisis geoambiental del comportamiento de los sistemas fluviales del Sur de Córdoba, en especial del arroyo Achiras-del Gato, como base para su gestión sustentable. Tesis Doctoral. UNRC. Inédito.
- Degiovanni S. y M. Blarasin.** 2005. Hidrología superficial y morfodinámica de sistemas fluviales. En Aguas superficiales y subterráneas en el Sur de Cba.: una perspectiva geoambiental. Ed. UNRC. Río Cuarto. ISBN950-665-350.
- Degiovanni S. y M. Cantú.** 1993. Carta de restricciones de uso agrícola y ganadero del área mal drenada comprendida entre Gral. Levalle y Laboulaye, Córdoba, Rep. Argentina. Rev. (ASAGAI). Publicación Especial N° 1: 7-25. Arg. ISSN 0326-1921
- Degiovanni S. y M. Cantú.** 1997. Neotectonic activity in the La Cruz-Gigena depression, Córdoba, Argentina. Fourth International Conference on Geomorphology. Suplemento III. Tomo 1: 142. Bologna. Italia.
- Degiovanni S., M. Villegas, M. Blarasin y G. Sagripanti.** 2005. Hoja Geológica 3363-III Río Cuarto. Provincia de Córdoba. Esc. 1:250.000. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Boletín N° 349, SEGEMAR. Servicio Geológico Minero Argentino.
- Degiovanni S., Villegas M. y N. Doffo.** 1995. Propuesta de ordenamiento territorial en el tramo urbano del río Cuarto, sobre la base del riesgo de erosión de márgenes. Primera Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. UNRC. pp:447-467.
- Degiovanni, S.** 2005. Geomorfología Regional. En Aguas superficiales y subterráneas en el Sur de Cba.: una perspectiva geoambiental. Ed. UNRC. Río Cuarto. ISBN 950-665-350-X.

- Deutsch W. J.** 1997. "Groundwater Contamination Geochemistry". Lewis Publishers. ISBN 0-87371-308-7. 221 p. Díaz-González et al. (2008)
- Diaz-Gonzalez, Lorena; Santoyo, Edgar y Reyes-Reyes, Juan,** 2008. Tres nuevos geotermómetros mejorados de Na/K usando herramientas computacionales y geoquimométricas: aplicación a la predicción de temperaturas de sistemas geotérmicos. *Rev. Mex. Cienc. Geol* [online]. Vol.25, N°3, pp. 465-482. ISSN 2007-2902.
- Dincer T. and G. H. Davis,** 1967. Some considerations on tritium dating and the estimates of tritium input function. *Proc. 8th Cong. Intl Assn Hydrogeol., Istanbul*, pp. 276-285.
- Doering A.** 1882. Informe Oficial de la comisión científica agregada al Estado Mayor Gral. de la Expedición al Río Negro (Patagonia), realizada en los meses de abril, mayo y junio de 1879, bajo las órdenes del Gral. Julio Roca. Geología, Bs. As., 3.
- Domenico P. y F. Schwartz.** 1990. "Physical and chemical hydrogeology". Ed. Wiley and Sons
- Drever J.** 1982. The geochemistry of natural waters. Prentice-Hall Inc. Englewood Cliffs, N.J.: 1- 388.
- Drever J.** 2002. The Geochemistry of natural water, surface and groundwater environmental. Edition. Prentice Hall.
- Edmunds W. y P. Shand.** 2008. Natural Groundwater Quality. Blackwell Publishing Ltd. ISBN: 978-14051-5675-2.
- Edmunds W. y Smedley.** 2000. Residence time indicators in groundwater: The East Midlands Triassic sandstone aquifer. *Applied Geochemistry*, 15: 737-752.
- Elanem.** 2000. Quantitative indicators and indices of environmental quality and sustainability, an Euro-Latin American Network for Environmental Assessment and Monitoring. Annual Report: Región de Río Cuarto. INCO-DC.
- Eric C,** 1986. Geología del Cuaternario en el río de las Barrancas, Dpto. Río Cuarto, Prov. Córdoba. Tesis de Licenciatura. U. N. R. C. Dir. Lic. M. P. Cantu.
- Escuder R., J. Fraile S. Jordana F. Ribera X. Sánchez-Vila y E. Vázquez Suñé.** 2009. Hidrogeología. Conceptos Básicos de Hidrogeología Subterránea. FCIHS, Barcelona. ISBN: 978-84-921469-1-8.
- Estruch J. N., Romero M. J. y J. A. Rubiolo.** 1998. Estudio del nivel freático en las localidades con problemas de absorción del subsuelo en el Sur cordobés. Publicación especial del Instituto de Estudios Cooperativos y Mutuales. Bs. As.
- Etcheverry D y P. Perrochet** 2000. Direct simulation of groundwater transit-time distributions using the reservoir theory. *Hydrogeol. J.* 8:200-8
- Fagiano M.** 2007. Geología y petrología del basamento cristalino de Las Albasas, sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis doctoral. Inédita. UNRC. Dir: Dr. F. Nullo. 379 pp.
- Fagiano M., Otamendi J. y F. Nullo.** 1993. Geología y Petrología del granito Los Nogales. XII Congr. Geol. Arg. y II Congr. Explor. Hidrocarburos. IV:33-41. Mendoza
- Falconier J. D.** 1931. Terrenos Gondwánicos del Dpto Tacuarembó. Memoria explicativa del mapa geológico. Inst. Geol. Uruguay, Montevideo, Bol., 15
- Falting V. y P. Z. Hartec.** 1950. Der Tritiumgehalt der Atmosphäre. *Z. Naturforsch.* 5a: 438
- Fernandez Garrasino C. y A. Vrba.** 2000. La F. Paraná: aspectos estratigráficos y estructurales de la región chacoparanense. En Aceñolaza y Herbst (Ed), *El Neógeno en Arg.* Series Correl. Geol. 14:9-27. Tucumán. ISSN 1514-4186.
- Fernandez J., Auqué L.F., Sanchez Cela V. y B. Guaras.** 1988. Las aguas termales de Fitero (Navarra) y Arnedillo (Rioja). Análisis comparativo de la aplicación de técnicas geotermométricas químicas a aguas relacionadas con reservorios carbonatado-evaporíticos. *Estudios geológicos* 44: 453-469.
- Fernandez Seveso F., Perez M. y L. Alvarez.** 1990. Análisis estratigráfico del ámbito occidental de la cuenca Paganzo, en el rango de grandes ciclos depositacionales. XI Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 77-80
- Fidalgo F., Colado D. y F. Francesco.** 1973. Geología superficial en las Hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (prov. de Bs. As.). V Congr. Geol. Arg. IV: 27-39.
- Fili M. y P. Kolomi.** 1982. Perfilaje Granométrico Porcentual- jornadas Internas de Agua y Energía para el proyecto Paraná Medio. Inédito.
- Fili M., Tujchneider O., D'elia M., Paris M. y M. Perez.** 2000. La influencia de las aguas subterráneas en el anegamiento de un sector de la llanura pampeana de la República Argentina. I Congreso mundial integrado de aguas subterráneas. Fortalezas Brasil. Cd
- Fili M., O. Tujchneider, M. Paris, M. D'elia, y M. Perez.** 1995. Los ambientes hidrogeológicos y su comportamiento hidroquímico en el Centro-Norte de la provincia de Entre Ríos. *Rep. Arg. Correlación Hidrogeológica: Hidrología subterránea* 11:277-288. ISSN 217428. Tucumán.

- Fontes J. Ch.** 1980. Environmental Isotopes in Groundwater Hydrology. En Fritz, P. y Fontes, J. Ch. (eds.), 1980. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. The Terrestrial Environment, A. Chapter 3. 75-140.
- Fontes J.Ch.** 1983. Dating of groundwater. En: Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, 1983 Edition. IAEA, Vienna, pp. 285-317.
- Fouillac C. y G. Michard, G.** 1981. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 10: 55-70.
- Fournier R.** 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*. 5: 41-50.
- Fournier R.O. y A.H. Truesdell.** 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer of natural water. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, p. 1255-1275.
- Fournier R.O., White D.E. y A.H. Truesdell.** 1974. Geochemical indicators of subsurface temperature. Part I, basic assumptions. *Journ. Research U.S Geol. Survey*. Vol. 2, N° 3, p 259-262.
- Franklin Consultora S.A.** 1985. Estudio de prefactibilidad de esquemas alternativos para el aprovechamiento de los volúmenes de agua excedentes localizados en el área comprendida entre los paralelos 36° y 32° S y los meridianos 62° y 65° O. Consejo Federal de Inversiones. Informe final. Tomo 1.
- Freeze RA y J.A. Cherry.** 1979. *Groundwater*. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall. 604 pp.
- Friedman I.** 1953. 2H content of natural water and other substances. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4: 89-103.
- Fritz P. y J. Ch. Fontes (Eds.)**, 1980. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1. Elsevier Scientific, Amsterdam.
- Fritz, P. and J. Ch. Fontes (Eds.)**, 1986. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 2. Elsevier Scientific, Amsterdam.
- Garrels R. y Ch. Christ.** 1965. Solutions, minerals and equilibria. Ed. Freeman, Cooper & Co. San Francisco: 1-450.
- Gat J. R. y C. J. Bowser.** 1991. The heavy isotope enrichment of water in coupled evaporative systems. En: (Eds.) Taylor, O'Neil, & Kaplan, I.R. *Stable Isotope Geochemistry: A contribution to Samuel Epstein*. The Geochemical Society, Special Publ. 3: 159-168.
- Gat J.R.** 1980. The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation. En: Fritz and Fontes (Eds), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, V1, The Terrestrial Environment*. Elsevier, Amsterdam, pp. 21-48.
- Gat J.R.** 1981. Isotope Fractionation. En: *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*. Technical Report Series N° 210, International Atomic Energy Agency, Vienna, Chapter 3: 21-33.
- Gat J.R.** 1983. Precipitation, groundwater and surface waters. En: *Proc. Palaeoclimates and paleowaters: A collection of environmental isotope studies*. International Atomic Energy Agency, Vienna: 3-12.
- Gat J.R.** 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 24: 225-262
- Gat J.R., Shemesh A., Tziperman E., Hecht A., Georgopoulos D., y O. Basturk.** 1996. The stable isotope composition of waters in the eastern Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.*, 101: 6441-6451.
- Gat, J.R. y Y. Tzur.** 1967. Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge. *Isotopes in Hydrology (Proc. Symp. Vienna, 1966)* IAEA, Vienna, p. 49-60
- Gaye C.B.** 2001. Isotope techniques for monitoring groundwater salinization. First International Conference on Saltwater intrusion and Coastal Aquifers-Monitoring, Modeling and Management. Essaouira, Morocco.
- Giacosa R.H. y C. Paoli,** 2001 Balance hídrico y su relación con la evolución de niveles freáticos en un área de llanura de la Rep. Arg. En: *Las caras del agua subterránea. Serie Hidrogeología y aguas subterráneas. N° 1/2001. Tomo II: Ministerio de Cs. Y Tecnología. IGME. España. Pág. 233-240.*
- Gibson J.J., Edwards,T.W., Birks S.J., St Amour N., Buhay N.A., McEachern P., Wolfe B.B. y D.L. Peters.** 2005. Progress in isotope tracer hydrology in Canada *Hydrol. Process.* 19, 303-327.
- Giuliano Albo J.** 2013. Evaluación de contaminación por Nitratos en aguas subterráneas de agroecosistemas mediante uso de isótopos estables 15N-14N y 18O-16O y otros solutos relacionados. Tesis doctoral. UNRC. Inédita. 379 pág.
- Godwin, H.,** 1962. Half life of radiocarbon. *Nature* 195: 984.

- Gomez M.**, 1995. La F. Pampeana en la llanura cordobesa, línea de costa de la ingresión del Entrerriano. *Asoc. Arg. Geol. Apl. a la Ing.* Vol. 3: 232-254. San Juan. ISSN 0326 1921.
- Gomez M.**, 2009. Modelado geoquímico de contaminantes procedentes de efluentes urbanos e industriales en el acuífero clástico del área de Coronel Moldes, Córdoba. Tesis Doctoral. UNRC. Inédita. 250 pág.
- Gonfiantini R.**, 1978. Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature* 271, 534 IAEA/WMO, 2002. G. Network for Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. <http://isohis.iaea.org>
- Gonfiantini R.**, 1986. Environmental isotopes in lake studies. En: P. Fritz and J.Ch. Fontes (Eds), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, The Terrestrial Environment B, Vol. II.* Elsevier, Amsterdam, pp. 113-168.
- Gonfiantini R.**, 1999. Investigating the hydrological Cycle with Environmental Isotopes. Conference. II South American Symposium on Isotope Geology, *Actas:* 537-547
- González Bonorino F.**, 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* V 3 pp81-110.
- Gonzalez Bonorino F.**, 1966. Soil clay mineralogy of the Pampa plains. *Journal of Sedimentary Petrology* 36 (4), 1026-1035.
- González M., Dapeña C., Cerne B., Sanchez-Ccoyllo O., Freitas S., Silva Dias P.L. y H. Panarello,** 2009. Verification of the geographical origin of modeled air-mass trajectories by means of the isotope composition of rainwater during the SALLJEX experiment. *Environmental Fluid Mechanisms.* V 9 (4): 389-407. ISSN 1567-7419
- González N. y M. Hernández,** 1988. Empleo del análisis numérico (multivariante) en el tratamiento de problemas geohidrológicos regionales. II Jornadas Geológicas Bonaerenses. Pp. 549-558. CIC. Bahía Blanca.
- Goode D.J.**, 1996. Direct simulation of groundwater age. *Water Resour. Res.* 32:289-96
- Gordillo C. y A. Lencinas,** 1967. Geología y petrología del extremo norte de la Sierra de Los Cóndores. *Boletín de la Academia Nac. de Ciencias,* 46:73-108. Córdoba.
- Gordillo C. y A. Lencinas,** 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. 2º Simp. de Geol. Reg. Arg., Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, I, 577-650.
- Gorgas J., Tassile J., Jarsún B., Zamora E., Bosnero E., Lovera E., Ravelo A., Carnero M., Bustos V., Pappalardo J., Petropulo G., Rossetti E. y M. Ledesma,** 2003. Los recursos naturales de la Provincia de Córdoba: Los suelos. Agencia Córdoba D.A.C. y T.S.E.M. Dirección de Ambiente-INTA Manfredi.
- Grosse A.V., Johnston W.H., Wolfgang R.L. y W.F. Libby,** 1951. Tritium in nature. *Science* 113:1-2.
- Hem J.**, 1970. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, 2da Ed. Geological Survey Water-Supply Paper: 1473, United States Government Printing Office, wash. 363 pp.
- Hem J.**, 1992. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper: 2254, cuarta edición, 264 pp.
- Hernández L., Dapeña C. y M. Hernández,** 2009. Criterios hidroquímicos e isotópicos para determinar génesis de aguas subterráneas salobres en un sector al Sur de Cacheuta (provincia de Mendoza). VI Congreso Argentino de Hidrogeología. Santa Rosa. La Pampa.
- Hernández L., Hernández M., Gonzalez N., Ceci J. y R. Sánchez,** 2008. Origen de aguas subterráneas salinas en la zona de Caleta Olivia, provincia de Santa Cruz. Argentina. IX Congreso Latinoamericano. Quito. Ecuador.
- Hernández M.**, 2000. Estudio Hidrológico en la Región Cerro Rubio-Cerro Vanguardia. Santa Cruz. Tesis Doctoral. UNLP. Inédita.
- Hoefs J.**, 1997. *Stable Isotope Geochemistry*, 4th ed. Springer-Verlag, Heidelberg.
- Hünicken M. y M. Pensa,** 1980. Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas neopaleozoicas (F. Chancaní) y de las filitas (F. La Memela) del borde occidental de las Sas. Pocho y Guasapampa (Cba, Arg.). *Bol. Acad. Nac. Cs. Cba.* 53: 255-279.
- IAEA.** 1981. *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen in the Water Cycle.* Technical Reports Series N1 210. (Ed. J. Gat y R. Gonfiantini). Viena, Austria. 337p
- IAEA.** 1984. *Isotope Hydrology 1983. Proceedings of an International Symposium on Isotope hydrology in water resources Development, organized by the International Atomic Energy Agency in co-operation with the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization.* Vienna, Austria, 12 - 16 September 1983. 873pp
- IAEA.** 1992. *Statistical Treatment of Data on Environmental Isotopes in Precipitation,* Technical Reports Series. No. 331. IAEA, Vienna, 784 p

- IAEA, 2004. Management of Waste Containing Tritium and Carbon-14. IAEA Technical reports series Nº 421, Vienna, 109 p.
- IAEA/WMO, 2002. G. Network for Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. <http://isohis.iaea.org>
- INTA-ACAISE, 2006. Gargas, J.A., Tassilo J., Jarsún, B., Zamora, E., Bosnero, E., Lovera, E., Ravelo, A., Carnero, M., Bustos, V., Pappalardo, J., Petropulo, G., Rossetti, E. y Ledesma, M. 2003. Los recursos naturales de la Provincia de Córdoba: Los suelos. Agencia Córdoba. Dirección de Ambiente-INTA Manfredi.
- Introcaso A., Lion A. y V. Ramos, 1987. La estructura profunda de las Sierras de Córdoba. Rev. de la Asoc. Geol. Arg. 42:177-187.
- Iriondo M., 1981. El Cuaternario de Entre Ríos. Revista de la Asoc. De Cs. Naturales del Litoral, II:125-141, Santa Fe.
- Iriondo M., 1937. Geomorfología y Cuaternario de Santa Fe. D'Orbignyana, Nº 4, 54 pp. Corrientes, Argentina.
- Iriondo, M., 1990. Map of the South America plains -Its present state. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 6: 297-308.
- Iriondo M., 1999. Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. Quaternary International, 57-58, 93-112 pp. Elsevier Sciences Ltd.
- Iriondo, M. y Kröhlhng, D., 1996. Los sedimentos eólicos del noreste de la llanura pampeana (Cuaternario superior). 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27-48. Buenos Aires.
- Iriondo M. y M. Kröhlhng, 2007. Non-classical types of loess. Sedimentary Geology 202. Pp 352-368. Johannesburgo, 2002. Cumbre Mundial sobre Desarrollo Sostenible. Editorial Fundación Ecológica Universal. ISBN 987-98938-1-6.
- Iriondo M.H., 1938. Map of the South American Plains-Its present state. In: Rabassa, J. (Ed.), Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, vol. 6, pp. 297-308.
- Jiménez-Martínez, J. y Custodio, E., 2008. El exceso de deuterio en la lluvia y en la recarga a los acuíferos en el área circum-mediterránea y en la costa mediterránea española. Boletín Geológico y Minero, 119 (1): 21-32. ISSN: 0366-0176.
- Jordan T. y R.W. Allmendinger, 1985. The Sierras Pampeanas of Argentina; a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. American Journal Science 286, 737-764.
- Kazemi G.A., Lehr J. y P. Ferrochet, 2006. Groundwater Age. Ed. Wiley. ISBN 978-0-471-71819-2.
- Kharaka Y.K. y R.H. Mariner, 1959. Thermal history of sedimentary basins. Methods and case histories. Ed. Springer-Verlag, New York. 99-117.
- Kostadinoff, J. y Reartes, W. 1993. Medición e interpretación del flujo de calor terrestre en el sur de la prov. de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 48 (2): 147-153.
- Kröhlhng D. y C. Carignano, 2014. Geología Parte I: Geología de superficie. La estratigrafía de los depósitos sedimentarios cuaternarios. En: Relatorio del XIX Cong. Geol. Arg. Cba. ISBN: 978-987-22403-8-7. Pág. 673-724.
- Kühn, M., 2004. Reactive flow modeling of hydrothermal systems. ISBN 3-540-20338-9. Edit: Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 272 pág.
- Lehmann S.E., Davis S.M. y J.T. Fabryka-Martin, 1993. Atmospheric and subsurface sources of stable and radioactive nuclides used for groundwater dating. WaterResour. Res. 29:2027-40
- Lema M. 1999. Estudio hidrogeoquímico de la Hoja La Brianza, Córdoba, Arg. Tesis de Lic. UNRC. Inédita.
- Levín M., Albero M.C., Panarello H. O., Hernandez M., Lorenzo F. y A. Kersfeld, 1988 a. Uso de isótopos ambientales (^{18}O , 2H y 3H) para la determinación de recarga y trazado de procesos hidrodinámicos en un sector costero de la provincia de Buenos Aires. Primera parte. Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses, Bahía Blanca; Actas: 599-607.
- Levín M., Fasano J., Ospital C., Panarello H.O., Albero M.C. y E. Bocanegra, 1988 b. Aplicaciones isotópicas e hidroquímicas en estudios hidrogeológicos del área de Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires. Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses Actas: 631-640.
- Levín M., Panarello H.O., Marchese H.G. y R. Blocki, 1987. Deuterio y Oxígeno-18 en aguas de formación, como indicadores ambientales y en el seguimiento de la recuperación secundaria en yacimientos de la Cuenca Neuquina. En: Proc. X Congreso Geológico Argentino, Actas II: 289-292. Tucumán.
- Libby, W.F., 1946. Atmospheric helium three and radiocarbon from cosmic radiation. Phys. Rev. 69: 671-672.

- Lide D.R., Lis G., Wassenaar L. y M.J. Hendry**, 2008. High-Precision Laser Spectroscopy D/H and $^{18}O/^{16}O$ measurements of Microliter Natural Water Samples. *Analytical Chemistry*, 80, 287-293
- Lira R.** 1985. Tipología y evolución de rocas graníticas en su relación con el hem ciclo endógeno de la geoquímica del Uranio - Aspectos metalogenéticos - Sector septentrional del batolito de Achala, Cba. UNC. Tesis Doctoral. Inédita. 245 pp
- Lis G., Wassenaar L. y M. J. Hendry,** 2008. High-Precision Laser Spectroscopy D/H and $^{18}O/^{16}O$ Measurements of Microliter Natural Water Samples. *Anal. Chem.*, 80, 287-293. Saskatoon, Canadá.
- Llambías E.,** 2008. Geología de los cuerpos ígneos. RAGA. Serie B. Didáctica y complementaria N° 29. Bs. As.
- López, M. G. y P. Sola,** 1981. Manifestaciones volcánicas alcalinas de los alrededores de Las Chacras y de la región de Villa-Mercedes-Chaján, provincias de San Luis y Córdoba. VIII Cong. Geol. Arg., San Luis. Actas IV: 967-978.
- Lucas L.L. y M.P. Unterweger,** 2000. Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of tritium. *J. Res. Natl. Stand. Technol.* 105 (4): 541-549.
- Lutri V.,** 2013. Hidrogeología de Las Peñas Sur, modelación numérica del flujo del acuífero freático y relación con calidad del agua. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 151 p. Río Cuarto.
- Maldonado, L., A. Cabrera, M. Blarasin y J. Felizzia,** 2014 Hidrolitología e hidrodinámica de los sistemas acuíferos confinados en el área Las Acequias - La Carlota. Córdoba. Argentina. XIX Congreso Geológico Argentino. 2 Pág. Córdoba. ISBN 978-987-22403-5-6
- Maldonado L.,** 2013. Evaluación hidrogeológica, hidroquímica e isotópica de acuíferos confinados del sur de Córdoba. Tesis Doctoral 2do Informe, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédito), 70 p. Río Cuarto
- Maldonado L., Blarasin M., Cabrera A., Felizzia J., Matteoda E. y J. Giuliano Albo,** 2011. Hidrogeoquímica del acuífero freático de la localidad de General Cabrera y entorno rural, Córdoba, Argentina. p 244-251. VII Cong. Arg. de Hidrogeología - V Sem. Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales de la hidrología subt. ISBN: 978-987-23936-7-0. Salta.
- Maldonado L., Cabrera A., Blarasin M. y M. Sinfreu,** 2012. Geoquímica de acuíferos confinados en el área comprendida entre Carnerillo y Ballesteros Sur. Córdoba. Argentina. II Reunión Argentina de Geoquímica de la Superficie (RAGSU). En CD: ISBN: 978-987-1620-86-9.
- Manzano M., Custodio E. y P. Nieto,** 2003. El fondo natural de la calidad del agua subterránea. Primer seminario Hispano Latinoamericano sobre temas actuales de la hidrología subterránea. Basile et al., (Eds.). Rosario. Argentina. Vol. 2: 607-620. ISBN 950-673-395-3
- Mariño E., Dapeña, C. y M. Vera,** 2005. Caract. isotópica preliminar del área General Pico-Dorila, La Pampa. IV Congr. Hidrog. Arg. II:17-26. ISBN 950-665-345-X.
- Martín, A. y Palazzo, R.** 2007. Procesos tectónicos y su relación con los acuíferos hidrotermales del centro oeste de la prov. de Santiago del Estero (Parte 1). 5° Cong. Arg. de Hidrogeología, 15-28, Paraná.
- Martín, A. P. y Palazzo, R.,** 2009. Contaminación natural por sulfatos en el sistema multiacuífero de la cdad de Santiago del Estero, Arg. *Boletín Geológico y Minero*, 120 (4): 563-582 ISSN: 0366-0176.
- Martínez D., Bocanegra E. y J. Cionchi,** 1995. Modelación hidrogeoquímica de procesos de mezcla. Su aplicación a casos de estudio en el acuífero de Mar del Plata. *Correlación Geológica* N° 11: 69-80. ISSN 217428.
- Martínez D., Dapeña C., Massone H., Panarello H., Ferrante A. y M.C. Vera,** 2005. Herramientas hidroquímicas e isotópicas para evaluar la infiltración de contaminantes procedentes de lixiviado de residuos en Mar del Plata. II Seminario Hispano Latinoamericano sobre Temas actuales de Hidrología Subterránea, Actas: 57-65.
- Martínez D., Dapeña C., Massone H., Panarello H., Quiroz Londoño O. y A. Ferrante,** 2006. Hidrogeoquímica e hidrología isotópica aplicada al estudio de la relación agua subt.-sup. en grandes cuencas: la cuenca del río Quequén grande, Bs. As., Arg. VIII ALHSUD. Paraguay.
- Martínez D.E., Dapeña C., Betancur Vargas T., Panarello H.O., Quiroz Londoño O.M. y H.E. Massone,** 2007. Environmental isotopes in the water cycle in the catchment of the Quequen Grande river, Argentina. *International Symposium on Advances in Isotope Hydrology and its role in Sustainable Water Resources Management, (IHS-2007), Proceedings*, V1:381-388. Viena, Austria.

- Martino R., Kraemer P., Escayola M., Giambastiani M. y M. Arnosio.** 1995. Transecta de Sas. Pampeanas de Cba. 32°S. Rev. Asoc. Geol. Arg. 50 (1-4): 60-77.
- Matteoda E., Blarasin M., Damilano G. y A. Cabrera,** 2007. Valores característicos del fondo natural de flúor y arsénico en aguas subterráneas en la cuenca del arroyo El Barreal, Córdoba. II Taller sobre arsénico en aguas. V Congreso Hidrogeol. Argentino. Entre Ríos. 31-41. ISBN: 978-987-23936-4-9.
- Matteoda E.M.,** 2012. Evaluación hidrodinámica e hidrogeoquímica de la cuenca del arroyo El Barreal para establecer línea de base ambiental, con énfasis en la geoquímica del cromo. Córdoba. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inedita), 397 p. Río Cuarto.
- Matthess G. y J.C. Harvey,** 1982. The Properties of groundwater. John Wiley and Sons. Ltd. London. 466 pp.
- Mazor E.,** 2004. Applied Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology. 3ª edición, Marcel Dekker, New York, 453 p.
- Mc Lennan S. y S. Taylor,** 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. The Journal of Geology. 1-21 p. University of Chicago Press.
- Mendonça L., Frischkorn H., Freitas Santiago M. y J. Mnedes Filho,** 2002. Estudo da relação entre as águas superficiais e os aquíferos da chapada do araripe através do oxigênio-18. XXXII IAH & VI ALHSUD Congress 2002. Groundwater and human development. Vol. 1:188.
- Merckel B. y B. Planer-Friedrich,** 2008. Groundwater geochemistry. A practical guide to modeling of natural and contaminated aquatic systems. Ed. Nordstrom. 2ª edición. Springer. ISBN 978-3-540-74667-6.
- Merlivat L. y J. Jouzel,** 1979. Global climate interpretation of Deuterium and Oxygen-18 relationship for precipitation. Jour. of Geophys. Res., 84 N°8: 5029-5033
- Michel R.L.,** 2005. Tritium in the hydrologic cycle. En Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science. IAEA. Springer. ISBN-13978-1-4020-3010-9. Pp 53-66.
- Milicich E.,** 2010. Incidencia de factores geológicos y de uso del territorio en la hidrogeoquímica del acuífero freático en la cuenca alta del arroyo Carnerillo. Tesis de Licenciatura. UNRC. Inédita.
- Mingorance F.,** 1988. Caracterización sismotectónica de la falla Sampacho. Tesis de Licenciatura. Inédito. UNRC.
- Miró R. C.,** 1999. El Basamento Precámbrico-Paleozoico Inferior de las Sierras Pampeanas, Famatina, Cordillera Oriental y Puna. En: Caminos, R. (ed.) Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales: 29(6): 133-135, Buenos Aires.
- Molerio León L.,** 2008. Una revisión del uso de tritio cosmogénico en el fechado de aguas subterráneas y su aplicación en el acuífero kárstico de la cuenca de Vento, Cuba. Bol. Soc. Venezolana espeleología. 42: 20-32.
- Mook W.,** 2001. Environmental Isotopes in the hydrogeology cycle. Principles and applications. UNESCO/IAEA Series on. 1-800. Moser, H., Rauert, W. (eds.), 1980. Isotopen methoden in der Hydrologie. Lehrbuch der Hydrogeologie, 8, 400 p. Gebrüder Borntraeger, Berlin/Stuttgart
- Mook, W.G (ed),** 2002 Environmental isotopes in the hydrological cycle: principles and applications. Volume I, Chapter 10: Water sampling and laboratory treatment. IHP-V Technical Documents in Hydrology N° 39 Vol. I. UNESCO París
- Mook y Van der Plicht,** 1999. Reporting 14C activities and concentrations. Radiocarbon 41(3):227-39.
- Moser H. y W. Rauert,** 1980. Isotopenmethoden in der Hydrologie. Gebrueder Borntraeger, Berlin.
- Moyano M. y J. Leynaud,** 1992. Aguas subterráneas para riego en la provincia de Córdoba. En: II Congreso Argentino de Ingeniería Rural. Villa María. Córdoba. Area N°4, pp. 1-68.
- Musso T.,** 2003. Evaluación de la variabilidad temporal de propiedades químicas y fisicoquímicas de suelos para el seguimiento de la calidad ambiental. Trabajo final de Lic. UNRC. Inédito. 109 p.
- Nicolli H. B., Tineo A., Falcon C. M., García J. W., Merino M. H., Etchichury M. C., Alonso M. S. y O.R. Tófaló,** 2004. Aguas subterráneas con alto contenido en arsénico en el área de Los Pereyra, Tucumán, Argentina. XXXIII IAH & 7º ALHSUD. México. ISBN: 970-32-1749-4.
- Nicolli H., Suriano J., Gómez Peral M., Ferpozzi L. y O. Balean,** 1989. Groundwater contamination with Arsenic and other trace elements in an area of the province of Córdoba, Argentina. Environmental Geology and Water Sciences. Vol. 14, N° 1, pág. 3-16.
- Nicolli H., Smedley P. y J. Tulio,** 1997. Aguas subterráneas con altos contenidos de F, As y otros oligoelementos en el Norte de la Pampa. Actas Congreso Internacional del Agua. Buenos Aires. Argentina. III 40.

- Nier A. O.**, 1950. A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon, and potassium. *Phys. Rev.* 77: 789.
- Nir A.**, 1965. Development of isotope methods applied to groundwater hydrology. *Geophysical Monograph Series Isotope Techniques in the Hydrologic Cycle Vol. 11*: 109-116
- Nordstrom D. y J. Muñoz**, 1986. *Geochemical thermodynamics*. Blackwell Scientific Publications: 1-477.
- Nulló F., Fagiano M. y J. Otamendi**, 1992. Upper Precambrian-Lower Paleozoic metamorphism deformation and associated magmatic events in the southeastern Pampean Terrane. *Arg. 20^o Int. Geol. Congress, VI:6, Japón*.
- Nulló F., Fagiano M., Otamendi J. y C. Brein**, 1991. Estados de deformación estructural en el basamento cristalino de la sierra de Comechingones, Achiras, Cba. VII Reunión Microtectónica: pag. 25, Bahía Blanca.
- Orbera Hernández L. y C. Fernández**. 1977. "Métodos morfométricos para la búsqueda de estructuras nuevas". *Revista la Minería en Cuba*. Vol. III, N^o 3.
- Ortolani C.**, 2007. Estratigrafía del Cuaternario del tamo medio del arroyo Achiras del Gato, Dpto Río Cuarto, Córdoba. Trabajo Final de Lic. UNRC. Inédito. 94 pág.
- Otamendi J.**, 1995. Petrología, geoquímica y estructura del basamento Pre-Carbonífero del extremo sur de la sierra de Comechingones, Cba-San Luis, Arg. Tesis Doctoral. Inédita. UNRC.
- Otamendi J., Castellarini P., Fagiano M., Demichelis A. y A. Tibaldi**, 2004. Cambrian to Devonian geologic evolution of the sierra de Comechingones, eastern sierras Pampeanas, Argentina: evidence for the development and exhumation of continental crust on the Proto-Pacific margin of Gondwana. *Gondwana research*.7 (4): 1143-1155.
- Otamendi J., Nulló F., Fagiano M. y E. Aragón**, 1996. Dos terrenos metamórficos y estructurales en el extremo Sur de la Sierra de Comechingones, Cba-San Luis: Algunas implicancias tectónicas. XIII Cong. Geol. Arg. y III Cong. Expl.Hidroc., II: 249-266.
- Otamendi J.E., Demichelis A.H. y O. M. Rabbia**, 2003. Petrology of rocks formed by interaction of mafic magmas and high-grade metamorphic rocks at Suya Taco area, northern Sierra de Comechingones, Argentina. *Lithos*, 66: 107-132.
- Padula E. y A. Mingramm**. 1968. Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario del triásico en el subsuelo de la Llanura Chaco-Paranaense. *Actas III Jorn. Geol. Arg., Bs. As.* 1:291-331.
- Pálamos J.**, 2002. Datación con ¹⁴C de aguas subt. Acuífero Raigon, Uruguay. *Geosciences (S58)* 8 pág. INIS-167.
- Panarello H. O., Levin M., De Felipi R., Lorenzo F., Paladino J. y A. Vizcaino**, 1993. Uso de isótopos ambientales (³H, ²H y ¹⁸O) para la determinación de recarga y trazado de procesos hidrodinámicos en un sector costero de la provincia de Buenos Aires. II Parte. *Asoc. Geológica Argentina, Revista*, 48 (3-4) 147-153.
- Panarello H. y C. Parica**, 1984. Isótopos del oxígeno en hidrogeología e hidrología. Primeros valores en aguas de lluvia. *Bs. As. Asoc. Geol. Arg. XXXIX (1-2)*: 3-11.
- Panarello H., Sierra J., Dámore F. y G. Pedro**, 1992. Isotopic and geochemical study of the Domuyo Geothermal field, Neuquen. Argentina. Proceeding of a meeting on nuclear techniques in geothermal resources investigation. San José. Costa Rica. International Atomic energy agency technical document. TECDOC-641. 31-56.
- Panarello H.O.**, 1987. Relaciones entre concentraciones de isótopos livianos utilizados como indicadores ambientales y de paleotemperaturas. Tesis Doctoral. Univ. de Buenos Aires. 104p.
- Panarello H.O.**, 2002. Características Isotópicas y termodinámicas de reservorio del campo geotérmico Copahue-Caviahue, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(2): 182-194.
- Panarello H.O. y C. Dapeña**, 1996. Mecanismos de recarga y salinización en las cuencas de los ríos Mendoza y Tunuyán, Mendoza, República Argentina: evidenciados por isótopos ambientales. *Memorias del XII Congreso Geológico de Bolivia- Tarija, Bolivia*: 531-543.
- Panarello H.O. y C. Dapeña**, 2008. Large scale meteorological phenomena, ENSO and ITCZ, define the Paraná River isotope composition. *Journal of Hydrology* 365 (1-2): 105-112. DOI 10.1016/j.jhydrol.2008.11.026. ISSN 0022-1694
- Panarello H.O. y C. Dapeña**, 2009. Large scale meteorological phenomena, ENSO and ITCZ, define the Paraná River isotope composition. *Journal of Hydrology* 365 (1-2): 105-112. ISSN 0022-1694
- Panarello H.O., Araguas-Araguas L. y E. Gibert**, 1998. The role of the "Global Network for Isotopes in precipitation, GNIP, in hydrological and hydroclimatic studies. Key note.

- International Symposium on Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere. International Atomic Energy Agency, Vienna: 79-91.
- Panarello H.O., Dapeña C. y M.P. Auge**, 1995. Mecanismos de salinización del agua subterránea de la zona de La Plata, Buenos Aires, Argentina: su interpretación por medio de los isótopos ambientales. En: *Isotope Hydrology Investigations in Latin America Investigations on Hydrology and Hydrogeology in Latin America on water resources and groundwater pollution*. IAEA - TECDOC-Series 835: 13-27
- Panarello H.O., Dapeña C., Ostera H. O. y F. Stöckli**, 2005. Caracterización Química e Isotópica Preliminar del Basurero Municipal de Gualaguaychú, Entre Ríos, Rep. Arg. IV Congr. Hidrog. Arg. Actas II: 197-205. ISBN 950-665-345-X.
- Panarello H.O., Levin M. Albero M.C., Sierra J.L. y J.L. Gingsins**, 1987. Isotopic and geochemical study of the vapor dominated geothermal system of Copahue, Argentine. *Revista Brasileira de Geofísica* 5,2: 275-282.
- Panarello H. y M. Albero**, 1984. Tritium, oxygen-18 and deuterium contents of Buenos Aires rainwater. *Proceeding of the I international Talks about hydrogeology of large Flatlands*, 1:889-898.
- Panarello H. y J. Sierra**, 1991. Isotopic and geochemical study of the 4500 m a.s.l. geothermal system of El Tuzgle Tocomar-Pompeya. Salta-Jujuy. Argentina. *Isotope hydrogeology in water resources development*. Vienna. Austria. Extended synopses 104-105.
- Pandolfi C.**, 1938. Estudio petrográfico y bosquejo geológico de la región de Chaján (Cba). Dirección de Minas y Geología. Bol. N° 45. Buenos Aires.
- Parica C. A., Remesal M.B. y F.M. Salani**, 1990. Estudio isotópico preliminar de la Isla Decepción, Antártida. Xlo Congreso Geológico Argentino, Actas II: 255-258.
- Paris M., Pérez M., D'elia M., Tujchneider O. y M. Fili**, 1997. Regionalización de niveles piezométricos y zonificación de la conductividad hidráulica en la modelación matemática hidrogeológica. I Congreso Nacional de Hidrogeología. Bahía Blanca. 241-252.
- Parkhurst D., Thordtenson D. y L. Plummer**, 1980. PHREEQE - A Computer Program for Geochemical Calculations. USGS Water Resources Investigations, 80-96, 210
- Parkhurst D.D. y C.A. Appelo**. 1999. User's Guide to PHREEQC (version 2) - A computer program for eciation, Batch-Reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. U.S. department of the Interior. U.S.G.S. Water-Resources Investigations Report 99-259. 326 p.
- Passotti P.**, 1974. La Neotectónica en la llanura pampeana. *Fundamentos para el Mapa Neotectónico*. Inst. de Fisiografía y Geología. Publ. LVIII, UNR. Rosario. Arg.
- Passotti P. y A. Castellanos**, 1966. Rasgos geomorfológicos generales de la Llanura Pampeana. Confer. Regional Latinoamericana. UGI, T.3 México.
- Patiño M. y A. Patiño Douce**, 1987. Petrología y petrogénesis del batolito de Achala (Cba), a la luz de la evidencia de campo. *Aso. Geol. Arg., XLII(1-2)*, 201-205.
- Pearson, F.J.**, 1965. Use of C13/C12 ratios to correct radiocarbon ages of materials initially diluted by limestone. *Proc. Int. Conf. on Radiocarbon and Tritium Dating*, Pullman, USA: 357-
- Pérez M.**, 2007. Hidrolitología Efecto de la heterogeneidad de la conductividad hidráulica en la conceptualización de un sistema acuífero. Tesis de Maestría. UNL. Inédito
- Pérez M.**, 2013. Heterogeneidad de la conductividad hidráulica en ambientes sedimentarios. Bases geológicas y desarrollos numéricos. Tesis Doctoral. UNRC. Inédito. 300 pág.
- Pesce, A.**, 2008. Web SEGEMAR <http://www.segemar.gov.ar/geotermia/geoter.htm>
- Pinotti L.**, 1998. El batolito Cerro Aspero, Córdoba. Modelo de intrusión y su relación con la evolución de las Sas. Pampeanas: Tesis Doctoral (inédita). UNRC, 203 pp.
- Pinotti L. P., Esparza A. y J. Coniglio**, 1992. Formación de megacristales de feldespatos potásicos en el sector sur del batolito Cerro Áspero-Alpa Corral (32° 40' S y 64°50' O) Sas Pampeanas, Cba, Arg. *Rev. Estudios Geológ. Museo Nac. Ciencias. Madrid* 48: 211-219.
- Pinotti L., Coniglio J.E. y E.J. Llambías**, 1996. Características geológico-estructurales del Plutón Alpa Corral. Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos Actas III, pp. 477-483.
- Pinotti, L. P., E. Llambías y J. Coniglio**, 1997. Stopping as a main mechanism of Sierras Pampeanas, Córdoba. Argentina. II Int. Symposium on granites and associated mineralizations. pp: 323-325. Salvador, Bahía. Brazil.
- Plummer L.N.**, 2005. Dating of young groundwater. *En Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science*. IAEA. Springer. ISBN-13978-1-4020-3010-9. Pp 193-220.

- Plummer L.N., Prestemon E.C. y D. Parkhurst**, 1991. An Interactive Code (NETPATH) for Modelling NET Geochemical Reactions Along a Flow PATH. U.S.G.S. Water Res. Investigations
- Plummer, L.N. y Glynn P.D.** 2013 Radiocarbon Dating in groundwater systems. Chapter 4. En Isotope methods for dating old groundwater : — Vienna : International Atomic 33-
- Poire D., Casali N., Sanchez M.L., Villegas M. y A. M. Combina.** 1989. Paleoambientes sedimentarios del cuaternario de la región de Río Cuarto, Cba., Arg. II Reunión del cuaternario Ibérico. Asoc. Española para el estudio del Cuaternario (AEQUA).
- Quiroz Londoño O.M.**, 2009. Hidrogeología e hidrogeoquímica de las cuencas de los arroyos Tamangueyú y El Moro, provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral. UNRC. Inédito.
- Quiroz O., Martínez D., Dapeña C. y H. Massone**, 2008. Hydrogeochemical and isotopic tools to study groundwater flow in low gradient catchments. Study cases in the province of Buenos Aires, Argentina. Hydrogeology Journal, V 16 (6): 1113-1127. ISSN 1431-2174
- Rabassa J., Zárate M., Partridge T., Maud R., Cioccale M. y C. Carignano**, 1997. Gondwanic relict palaeolandscapes in cratonic areas of Arg. Fourth International Conference on Geomorphology. Suplemento III. 1: 321. Bologna. Italia.
- Ramos V.**, 1991. Los ambientes tectónicos de los distritos wolframíferos de las Sierras Pampeanas. Pub. del Inst. de Rec. Nat. UNLP, 1: 185-196. La Plata.
- Ramos V.**, 1999. Rasgos Estructurales del Territorio Argentino. Geología Argentina. Anales 29 (24): 715-784. Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Rapela R., Pankhurst J., Kirschbaum A. y E. Baldo**, 1991. Facies intrusivas de edad Carbónica en el batolito de Achala: evidencias de anatexis regional en las Sierras Pampeanas. Congreso Geológico Chileno. Vol. I, 40-43.
- Ravelo C. y Herrero Machado.** 1999. PDIWIN 1.0, Software para Balance hídrico seriado PDIMES, versión Windows.
- Rayleigh J.**, 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. Phil. Mag. 42: 493.
- Renz H.**, 1993. Caracterización Hidrogeológica preliminar del área central de Cba. Tesis Lic. UNC. Inédito.
- Rivers C., Barret M., Hiscock K., Dennon P., Feast N. y D. Lerner**, 1996. Use of nitrogen isotopes to identify nitrogen contamination of the Sherwood sandstone aquifer beneath the city of Nottingham, UK. Hydrogeology Journal, V. 4. N1.
- Rodriguez R.**, 1997 Modelo hidrogeoquímico como base para la planificación de uso de los recursos hídricos de la cuenca alta del arroyo Chucul. Dpto. Río Cuarto. Cba. Tesis de Licenciatura. UNRC. Inédita.
- Rossi P.**, 1996. Evolución hidrogeoquímica del agua subterránea en la Cca. superior del arroyo Chasicó, prov. de Bs. As. Tesis Doctoral. UNS, Bahía Blanca. 300 pp.
- Rozanski K. y L. Araguás-Araguás**, 1995. Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the South American continent. Bulletin Inst. fr. Études andines, 24 (3): 379-390
- Rozanski K., Araguás-Araguás L. y R. Gonfiantini**, 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. In: P.K. Swart, K.C. Lohmann, J. McKenzie and S. Savin (Eds), Climate Change in Continental Isotopic Records. Geophysical Monograph 78, American Geophysical Union, Washington, D.C, pp.1-36.
- Rozanski K., Gonfiantini R. y L. Araguás-Araguás**, 1991. Tritium in the global atmosphere: distribution patterns and recent trends. J. Phys. G: Nucl. Part. Phys., 17: 523-536
- Russo A., Ferello R. y G. Chebli**, 1979. Llanura Chaco Pampeana. Geol. Reg. Arg. Vol. I. Pp. 139-183.
- Sagripanti G.** 2006. Neotectónica y Peligro sísmico de la región de Sampacho. Dpto. Río Cuarto, Prov. De Córdoba. Tesis Doctoral. UNRC. Inédito.
- Sagripanti G., Costa C., Origlia D., y H. Schiavo**, 2001. Avances en la caracterización del peligro sísmico en el Dpto. Río Cuarto, Cba. Arg. IV Cong. Geología y Minería Soc. Cubana de Geología, GEOMIN. Cuba. Actas: CD.
- Sagripanti G., Origlia D. y O. Campanella**, 1998. Sismicidad en una región de intraplaca. Cba. Arg. Actas Conf. Intern. Sistemas modernos de Preparación y Respuesta ante Riesgos Sísmicos, Volcánicos y Tsunamis". Chile. pp. 281 - 293.
- Salem O., Visser J., Dray, M. y Gonfiantini, R.**, 1980. Groundwater flow patterns in the Western Lybiam Arab Jamahiriya evaluated from isotope data. Investigations with Isotope Techniques, International Atomic Energy Agency, 165-180, Vienna.

- Santa Cruz, J. N. y A. Silva Busso**, 1999. Escenario hidrogeológico de los principales acuíferos de la Llanura Pampeana y Mesopotamia Meridional Arg. Serie de Correl. Geol. 13:461-471. ISSN: 1514-4186.
- Santa Cruz J. N.**, 1973. Cortes geológicos transversales del valle del río Santa Catalina en el sector del pie de sierra. Boletín Asoc. Geol. de Cba. Tomo 2: 1-2.
- Santa Cruz J. N.**, 1972. Geología al Este de la sierra Chica (Córdoba) Valle del río Primero. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba. Tomo 1: 3-4.
- Sayago M., Collantes M., Karlson A. y J. Sanabria**, 2001. Genesis and distribution of the Late Pleistocene and Holocene loess of Argentina: a regional approximation. Quaternary International 76/77. Pp 247-257
- Schiavo H.**, 1991. Evolución de una catena de suelos en el área pedemontana del Dpto. Río Cuarto. Provincia de Córdoba. Tesis de Licenciatura. UNRC. Inédita.
- Schiavo H.**, 2002. Tipos y génesis de las Toscas (calcretos) de la región centro-oeste de la provincia de Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral. Inédita. UNRC. 300 pp.
- Schoeller, H.**, 1956. *Geochemie des eaux souterraines*. Edition Technic. Paris.
- Schoeller H.** 1962. *Les eaux souterraines*. Ed. Masson. París.
- Schönwiese, C.**, 1995. *Klimaänderungen: Daten, Analysen, Prognosen*. Editorial Springer. 244 pág. ISBN-13: 978-3540590965.
- Seiler R.**, 1994. Apuntes de la asignatura Clima para Lic. en Geología-UNRC. Inédito.
- Smedley P. y D. Kinniburgh**, 2002. A review of the source, behaviour and distribution of arsenic in natural waters. Applied Geochemistry, 17, 517-568.
- Smedley P., D. Kinniburgh, Macdonald D., Nicolli H., Barros A., Tullio J., Pearce J. y Alonso M.**, 2005. Arsenic associations in sediments from the loess aquifer of La Pampa, Arg. Applied Geochemistry, 20, 989-1016.
- Smedley P., Kinniburgh D., Macdonald J., Nicolli H., Barros A., Tullio J., Pearce J. y M. Alonso.** 2005. Arsenic associations in sediments from the loess aquifer of La Pampa, Argentina. Applied Geochemistry 20. Pp 989-1016.
- Smedley P., Macdonald D., Nicolli H., Barros A., Tullio J. y J. Pearce**, 2000. Arsenic and other quality problems in groundwater from Northern La Pampa province, Argentina. Nottingham. TR WC/99/36. British Geological Survey.
- Smedley P., Nicolli H., Macdonald D., Barros A. y J. Tullio**, 2002. Hydrogeochemistry of arsenic and other inorganic constituents in groundwaters from La Pampa, Arg. Applied Geochem. 17:259-284
- Smethie J., Solomon W.M., Schiff D.K.S.L. y G.G Mathieu**, 1992. Tracing groundwater flow in the Borden aquifer using krypton-85. J. Hydrol., 130: 279-297.
- Solomon D.K. y P.G. Cook**, 2000. 3H and 3He, in *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*, Cook and Herczeg, eds., Kluwer Academic Press, 397-424
- Sosic M.**, 1964. Descripción geológica de la hoja 24h, Sierra del Morro (San Luis-Córdoba). Carta Geológico-Econom. de la Rep. Argentina. Boletín N° 95. Dir. Nac. de Geología y Minería. 44 pp
- Sracek O. y R. Hirata**, 2002. Geochemical and stable isotope evolution of the Guarani aquifer system in the state of Sao Paulo, Brazil. Hydrogeology Journal. Springer Berlin. Heidelberg (Ed.) ISBN 1431-2174 (Print) 1435-0157 (On line) Vol. 10 N 6. Dic. De 2002.
- Stuiver, M. and Polach, H.**, 1977. Reporting of 14C data. Radiocarbon 19 (3): 355-363.
- Stumm W. y J.J. Morgan**, 1981. *Aquatic chemistry-an introduction emphasizing chemical equilibria in natural water*. John Wiley and Sons. 2da Ed.: 1-780.
- Tamers M. A.**, 1975. Validity of radiocarbon dates on groundwater. Geophysical Survey, 2:217-239.
- Taylor H.P., Jr. O'Neil J. R. y I.R. Kaplan (Eds.)**, 1991. *Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein*, Sp. Pub. No. 3. The Geochemical Society. San Antonio, Texas.
- Teruggi M.**, 1957. The nature and origin of Argentine loess. Journal of Sedimentary Petrology. 27 (3): 322-332.
- Teruggi M. E.**, 1954. El material volcánico piroclástico en la sedimentación pampeana. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9 3: 184-191
- Thangarajan M.**, 2007. Groundwater models and their role in assessment and management of groundwater resources and pollution. In: *Groundwater: resources evaluation, augmentation, contamination, restoration, modeling and management*. Ed. Thangarajan. Springer. ISBN 978-1-4020-5728-1.
- Thorntwaite C.**, 1948. An approach towards a rational classification of climate. Geographic Review 38 (1):221-229. Amsterdam

- Thornthwaite y Mather**, 1955. The water balance. Drexel Institute of Technology. Publications in Climatology VIII (1):104 pp. New Jersey.
- Torra R. Perino E. y E. Strasser**, 1999. Geoquímica del loess cuaternario del Chaco y Este Salteño, con algunas consideraciones paleoambientales. IV Reunión de Comunicaciones Científicas y Tecnológicas. Tomo VI: pp 109-112. Corrientes.
- Toth J.**, 2009. Gravitational systems of groundwater flow. Cambridge University Press.
- Tripaldi, A. y S.L. Forman**, 2007. Geomorphology and chronology of late quaternary dune fields of western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 251: 300-320.
- Tujchneider O. y A. Tineo**, 2002. Geohidrología en áreas de llanura. Modelo conceptual del sistema complejo los Saladillos, Santa Fe, Arg. Aguas Subt. y Desarrollo Humano. XXXII IAH & VI ALHSUD Congress. Bocanegra, Martínez y Massone (Eds.) 2002 - ISBN 987-544-063-9 Mar del Plata. CD.
- Tujchneider O.C., Fili M.F., Paris M. y M. D'Elia**, 1994. Investigaciones Geohidroquímicas e Isotópicas en las Aguas Subterráneas de la Prov. de Entre Ríos. (Rep. Arg.). II Congr. Latinoam. Hidrol. Subt. Vol. 2. Tema IV: Técnicas no convencionales. Pág. 693:705. Chile.
- Usunoff E.**, 1994. Ejemplos de aplicación del análisis multivariado en estudios hidroquímicos. En: *Temas Actuales de la Hidrología Subterránea*. E. Bocanegra y A. Rapaccini Eds. Univ. Nac. Mar del Plata - CFI p. 273-286.
- Valley J.W. y D.R. Cole (Eds.)**, 2001. Stable isotope geochemistry. *Rev. Mineral. Geochem.*, 43. Mineralogical Society of America, Geochemical Society, Virginia Polytechnic Institute, Virginia State University, Blacksburg, Virginia.
- Valley J.W., Taylor H.P., Jr., y J.R. O'Neil (Eds.)**, 1986. Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. *Rev. Mineral.*, 16. Mineralogical Society of America, Virginia Polytechnic Institute, State University, Blacksburg, Virginia.
- Villalba G.**, 1999. Estudio geohidrologico con énfasis en la geoquímica del flúor de la cuenca del arroyo El Talita. Dpto. Rio Cuarto, Córdoba. Tesis de Licenciatura Universidad Nacional de Rio Cuarto (inérita). 200 p. Rio Cuarto.
- Villar L. M.**, 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas. Tipos de ultramáficas. *Metalogenia*. 4^o Congreso Geológico Chileno. Actas 3(4): 610-632.
- Villegas M.**, 1999. Aportes metodológicos desde la Sedimentología a la resolución de problemas ambientales. Actas resúmenes III Sem. Acad. Cient. UNRC Vol 1.
- Villegas M. y M. Blarasin**, 1995. Mapas interpretativos de utilidad en análisis morfotectónicos. Inédito. 20 pág. Dpto. Geología. UNRC.
- Wagner G.A.**, 1998. Age Determination of Young Rocks and Artifacts. Springer, Berlin, 466 p.
- Way K., Fano L. Scott M.R. y K. Thew**, 1950. Nuclear data. A collection of experimental values of half-lives, radiation energies, relative isotopic abundances, nuclear moments and cross-sections. Natural Bureau of Standards U S Circ 499.
- Webster R., Chebli G. y J Fischer**, 2002. La Cca. Gral. Levalle, Arg.: un rift Cretácico inferior en el subsuelo. V Congr. Exploración y Desarrollo Hidrocarburos. IAPG, CD, Mar del Plata.
- Webster R., Chebli G. y J. Fischer**, 2004. General Levalle Basin, Argentina: a Frontier Lower Cretaceous Rift Basin. *American Assoc. Of Petroleum Geologists Bulletin*, V.88, 5:627-652.
- Willis Richards, J. y N. Jackson**, 1989. Evolution of the Cornubian ore field, Southwest England: Part I. Batholith modeling and ore distribution. *Economic Geology*, 84: 1078-1100.
- Yaciuk P.**, 2013 "Caracterización hidrogeológica, hidroquímica e isotópica del sistema acuífero freático de la cuenca del arroyo El Cano-Córdoba" Alumno. Tesis de Licenciatura. UNRC. Inédita.
- Yrigoyen M.**, 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Arg. *Ameghiniana*. 6(4):315-329.
- Zárate M.**, 2003 Loess Of Southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22.
- Zarate M. y A. Blassi**, 1991. Late Pleistocene and Holocene Loess Deposits of the Southeastern Buenos Aires Province, Argentina. *Geological Journal* 24.2, 211-220.
- Zimmermann U., Ehhalt D. y K. Munnich**, 1967. Soil-water movement and evapotranspiration: changes in the isotopic composition of the water. *Proceedings Symposium Isotopes in Hydrology, Vienna 1966, IAEA*, 567-584.

ANEXO I

Tratamiento de datos meteorológicos

BALANCE HÍDRICO MODULAR (Thornthwaite y Mather, 1955).

Tabla 1. Balance hídrico modular Serie Río Cuarto (1911-2011)

Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
P	122	88	101	59	27	14	14	16	36	85	109	132	803
ETP	136	96	92	56	36	22	19	32	42	77	93	125	826
P-ETP	-14	-8	9	3	-9	-8	-5	-16	-6	8	16	7	
$\Sigma(P-ETP)$				-53	-62	-70	-75	-91	-97				
Reserva agua útil en suelo	98	93	102	105	98	93	90	81	77	85	101	108	
Variación reserva	-10	-5	9	3	-7	-5	-3	-9	-4	8	16	7	
Exceso agua	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Déficit	4	3	0	0	2	3	2	7	2	0	0	0	23
ETReal	132	93	92	56	34	19	17	25	40	77	93	125	803

Tabla 2. Balance hídrico modular Serie Huinca Renancó (1911-2009)

Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
P	99	79	93	58	25	16	16	19	34	75	87	102	703
ETP	136	96	92	56	36	22	19	32	42	77	93	125	826
P-ETP	-37	-17	1	2	-11	-6	-3	-13	-8	-2	-6	-23	
$\Sigma(P-ETP)$	-109	-126			-11	-17	-20	-33	-41	-43	-49	-72	
Reserva agua útil en suelo	7	7	8	10	10	9	9	8	8	8	8	7	
Variación reserva	0	0	1	2	0	-1	0	-1	0	0	0	-1	
Exceso agua	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Déficit	37	17	0	0	11	5	3	12	8	2	6	22	123
ETReal	99	79	92	56	25	17	16	20	34	75	87	103	703

Tabla 3. Balance hídrico modular Serie Alejandro Roca (1960-2011)

Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
P	134	92	97	58	29	14	16	18	41	90	117	145	851
ETP	136	96	92	56	36	22	19	32	42	73	93	125	822
P-ETP	-2	-4	5	2	-7	-8	-3	-14	-1	17	24	20	
$\Sigma(P-ETP)$	-2	-6	0	0	-7	-15	-18	-32	-33	0	0	0	
Reserva agua útil en suelo	148	144	149	150	143	135	132	121	120	137	150	150	
Variación reserva	-2	-4	5	1	-7	-8	-3	-11	-1	17	13	0	
Exceso agua	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	11	20	32
Déficit	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	3
ETReal	136	96	92	56	36	22	19	29	42	73	93	125	819

Tabla 4. Balance hídrico modular Serie Watson-Ucacha (1922-2011)

Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
P	116	99	107	69	32	17	17	18	44	86	109	124	838
ETP	136	96	92	56	36	22	19	32	42	77	93	125	826
P-ETP	-20	3	15	13	-4	-5	-2	-14	2	9	16	-1	
$\Sigma(P-ETP)$	-21	0	0	0	-4	-9	-11	-25	0	0	0	-1	
Reserva agua útil en suelo	130	133	148	150	146	141	139	127	129	138	150	149	
Variación reserva	-19	3	15	2	-4	-5	-2	-12	2	9	12	-1	
Exceso agua	0	0	0	11	0	0	0	0	0	0	4	0	15
Déficit	1	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	3
ETReal	135	96	92	56	36	22	19	30	42	77	93	125	823

Tabla 5. Balance hídrico modular Serie Laboulaye (1903-2009)

Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
P	99	93	116	66	31	17	20	20	40	79	95	104	780
ETP	136	96	92	56	36	22	19	32	42	77	93	125	826
P-ETP	-37	-3	24	10	-5	-5	1	-12	-2	2	2	-21	
$\Sigma(P-ETP)$	-58	-61			-5	-10		-12	-14			-21	
Reserva agua útil en suelo	53	52	76	86	84	81	82	76	75	77	79	69	
Variación reserva	-16	-1	24	10	-2	-3	1	-6	-1	2	2	-10	
Exceso agua	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Déficit	21	2	0	0	3	2	0	6	1	0	0	11	46
ETReal	115	94	92	56	33	20	19	26	41	77	93	114	780

Tabla 6. Balance hídrico modular Serie Coronel Moldes (1903-2002)

Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
P	105	79	94	59	29	15	15	16	33	73	95	109	722
ETP	136	96	92	56	36	22	19	32	42	77	93	125	826
P-ETP	-31	-17	2	3	-7	-7	-4	-16	-9	-4	2	-16	
$\Sigma(P-ETP)$	-47	-17			-7	-14	-18	-34	-43	-47		-16	
Reserva agua útil en suelo	9	8	10	13	13	12	12	11	10	10	12	11	
Variación reserva	-2	-1	2	3	0	-1	0	-1	-1	0	2	-1	
Exceso agua	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Déficit	29	16	0	0	7	6	4	15	8	4	0	15	104
ETReal	107	80	92	56	29	16	15	17	34	73	93	110	722

Tabla 7. Balance hídrico modular Serie Buchardo (1910-2005)

Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
P	115	91	113	70	35	19	19	20	38	85	96	94	795
ETP	136	96	92	56	36	22	19	32	42	77	93	125	826
P-ETP	-21	-5	21	14	-1	-3	0	-12	-4	8	3	-31	
$\Sigma(P-ETP)$	-52	-57			-1	-4		-12	-16			-31	
Reserva agua útil en suelo	13	13	34	48	48	47	47	35	31	39	42	15	
Variación reserva	-2	0	21	14	0	-1	0	-12	-4	8	3	-27	
Exceso agua	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Déficit	19	5	0	0	1	2	0	0	0	0	0	4	31
ETReal	117	91	92	56	35	20	19	32	42	77	93	121	795

Tabla 8. Balance hídrico modular Serie Alejo Ledesma (1916-2003)

Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
P	106	95	132	75	39	22	26	22	44	92	101	115	869
ETP	136	96	92	56	36	22	19	32	42	77	93	125	826
P-ETP	-30	-1	40	19	3	0	7	-10	2	15	8	-10	
$\Sigma(P-ETP)$	-40	-41	0	0	0	0	0	-10	0	0	0	-10	
Reserva agua útil en suelo	114	113	150	150	150	150	150	140	142	150	150	140	
Variación reserva	-26	-1	37	0	0	0	0	-10	2	8	0	-10	
Exceso agua	0	0	3	19	3	0	7	0	0	7	8	0	47
Déficit	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4
ETReal	132	96	92	56	36	22	19	32	42	77	93	125	822

Tabla 9. Balance hídrico modular Serie Hernando (1921-2002)

Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
P	115	85	93	57	25	14	14	15	34	78	98	127	755
ETP	136	96	92	56	36	22	19	32	42	77	93	125	826
P-ETP	-21	-11	1	1	-11	-8	-5	-17	-8	1	5	2	
$\Sigma(P-ETP)$	-21	-32			-11	-19	-24	-41	-49				
Reserva agua útil en suelo	21	20	21	22	21	20	19	17	16	17	22	24	
Variación reserva	-3	-1	1	1	-1	-1	-1	-2	-1	1	5	2	
Exceso agua	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Déficit	18	10	0	0	10	7	4	15	7	0	0	0	71
ETReal	118	86	92	56	26	15	15	17	35	77	93	125	755

Tabla 10. Balance hídrico modular Serie Idiazábal (1963-2010)

Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
P	114	100	99	53	28	15	17	17	41	78	100	117	779
ETP	136	96	92	56	36	22	19	32	42	77	93	125	826
P-ETP	-22	4	7	-3	-8	-7	-2	-15	-1	1	7	-8	
$\Sigma(P-ETP)$				-5	-13	-20	-22	-37	-38			-8	
Reserva agua útil en suelo	39	43	50	49	46	44	44	39	39	40	47	45	
Variación reserva	-6	4	7	-1	-3	-2	0	-5	0	1	7	-2	
Exceso agua	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Déficit	16	0	0	2	5	5	2	10	1	0	0	6	47
ETReal	120	96	92	54	31	17	17	22	41	77	93	119	779

Tabla 11. Balance hídrico modular Serie Las Acequias (1945-1996)

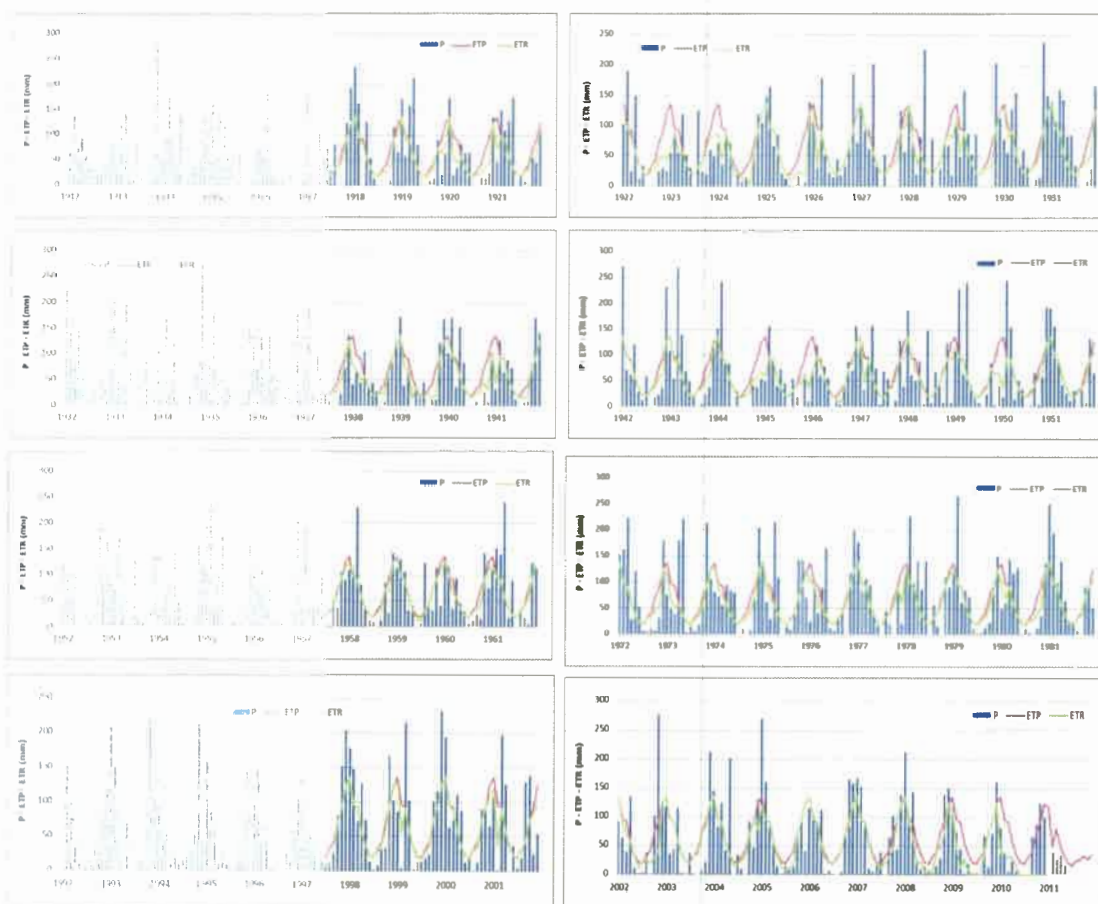
Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
P	108	75	86	49	29	15	11	15	47	88	118	121	762
ETP	136	96	92	56	36	22	19	32	42	73	93	125	822
P-ETP	-28	-21	-6	-7	-7	-7	-8	-17	5	15	25	-4	
$\Sigma(P-ETP)$	-32	-53	-59	-66	-73	-80	-88	105				-4	
Reserva agua útil en suelo	71	62	59	56	53	51	49	43	48	63	88	86	
Variación reserva	-15	-9	-3	-3	-3	-2	-2	-6	5	15	25	-2	
Exceso agua	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Déficit	13	12	3	4	4	5	6	11	0	0	0	2	60
ETReal	123	84	89	52	32	17	13	21	42	73	93	123	762

Tabla 12. Balance hídrico modular Serie General Cabrera (1975-2008)

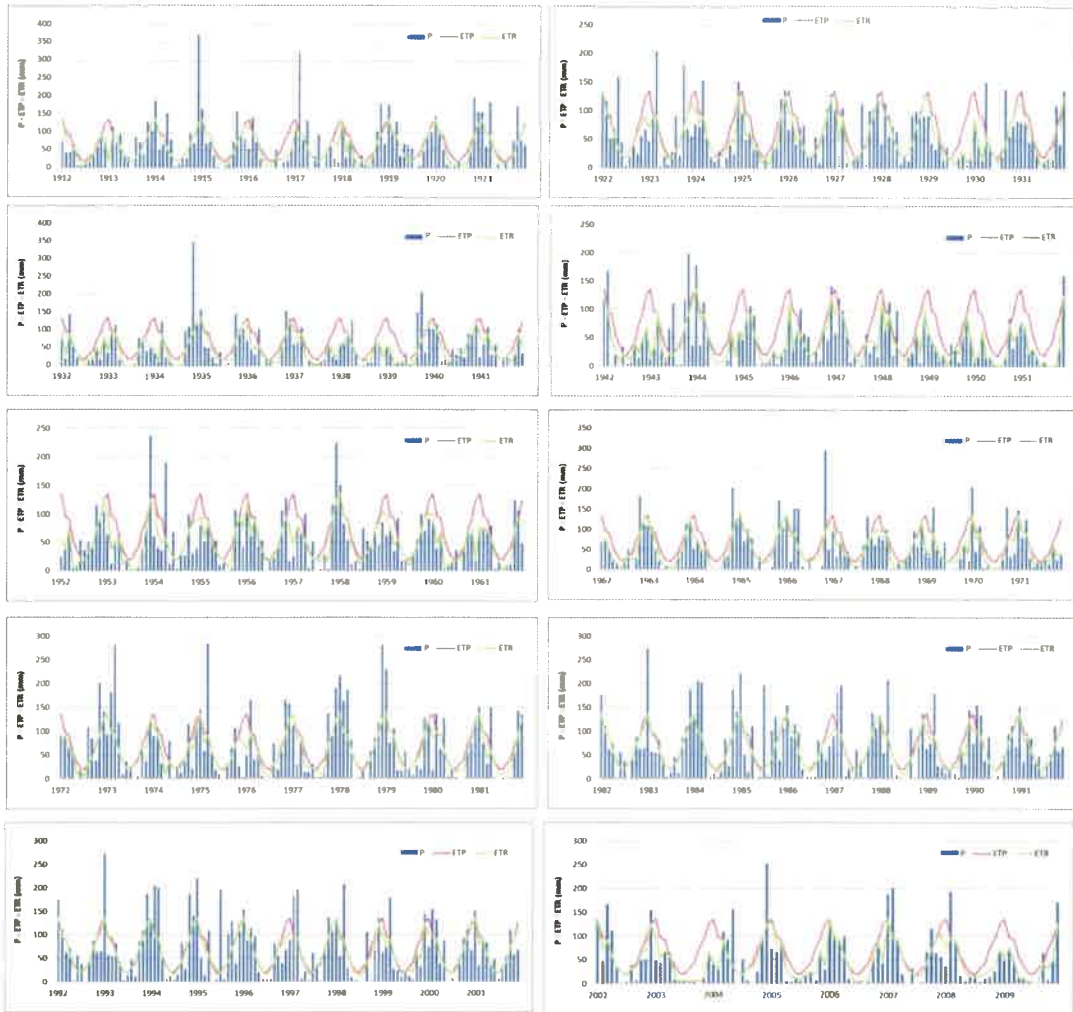
Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
P	115	92	85	61	23	9	12	12	30	66	107	133	745
ETP	136	96	92	56	36	22	19	32	42	73	93	125	822
P-ETP	-21	-4	-7	5	-13	-13	-7	-20	-12	-7	14	8	
Σ(P-ETP)	-29	-33	-40		-13	-26	-33	-53	-65	-72		-8	
Reserva agua atm en suelo	44	43	41	46	42	39	37	33	30	29	43	51	
Variación reserva	-7	-1	-2	0	-4	-3	-2	-4	-3	-1	0	0	
Exceso agua	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	14	8	27
Deficit	14	3	5	0	9	10	5	16	9	6	0	0	77
ETReal	122	93	87	56	27	12	14	16	33	67	93	125	745

BALANCE HÍDRICO SERIADO

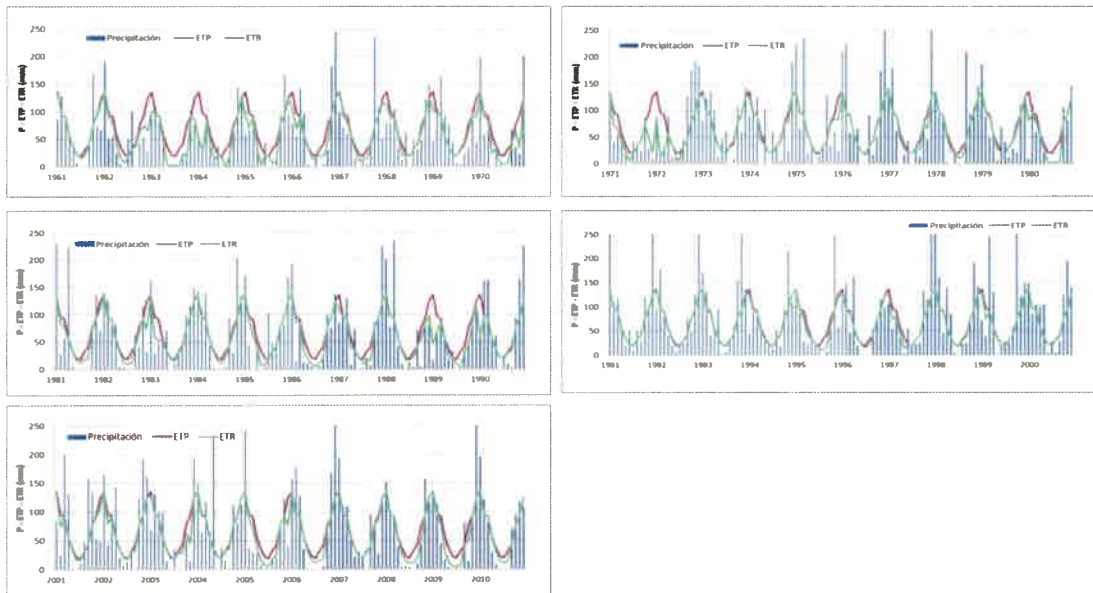
Serie Río Cuarto 1911-2011



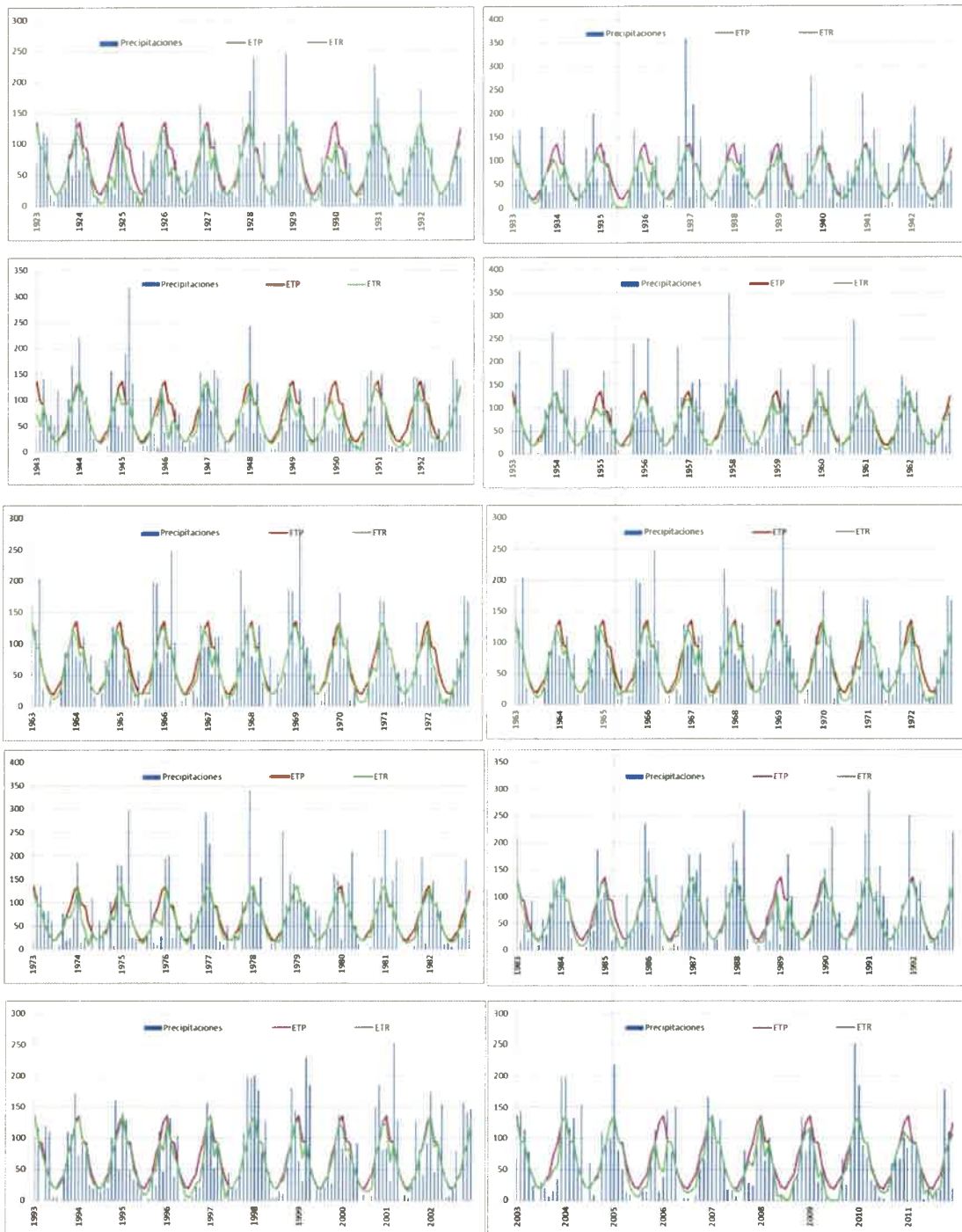
Serie Huinca Renancó 1911-2009



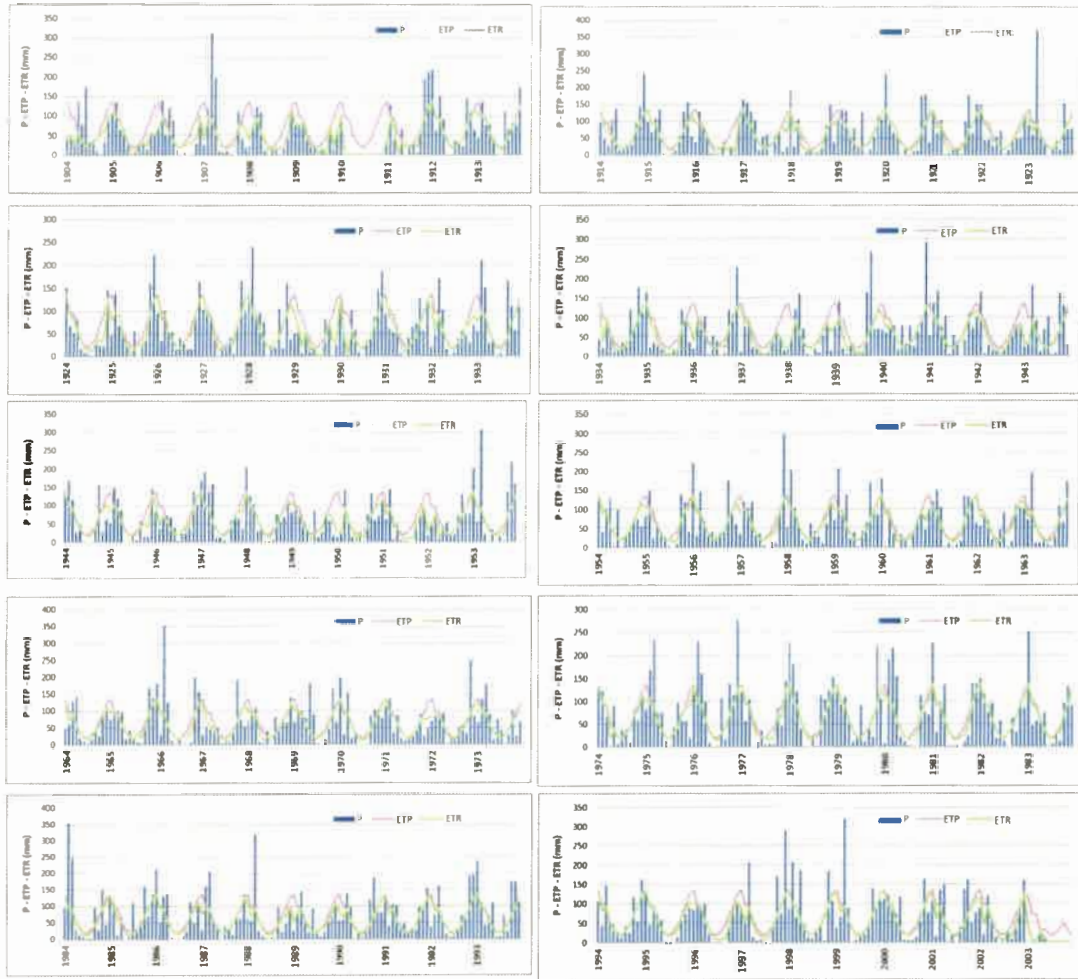
Serie Alejandro Roca (1960-2011)



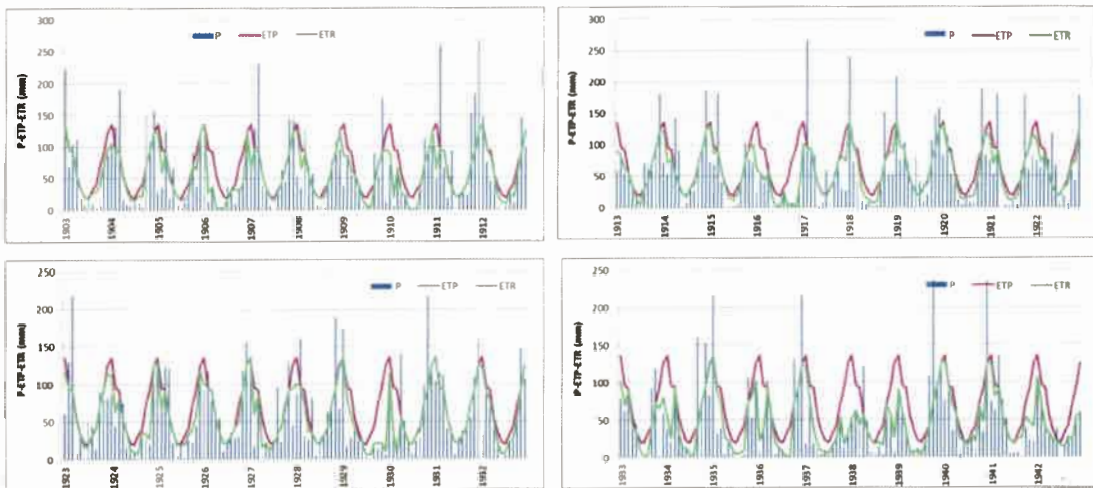
Serie Watson-Ucacha 1922-2011

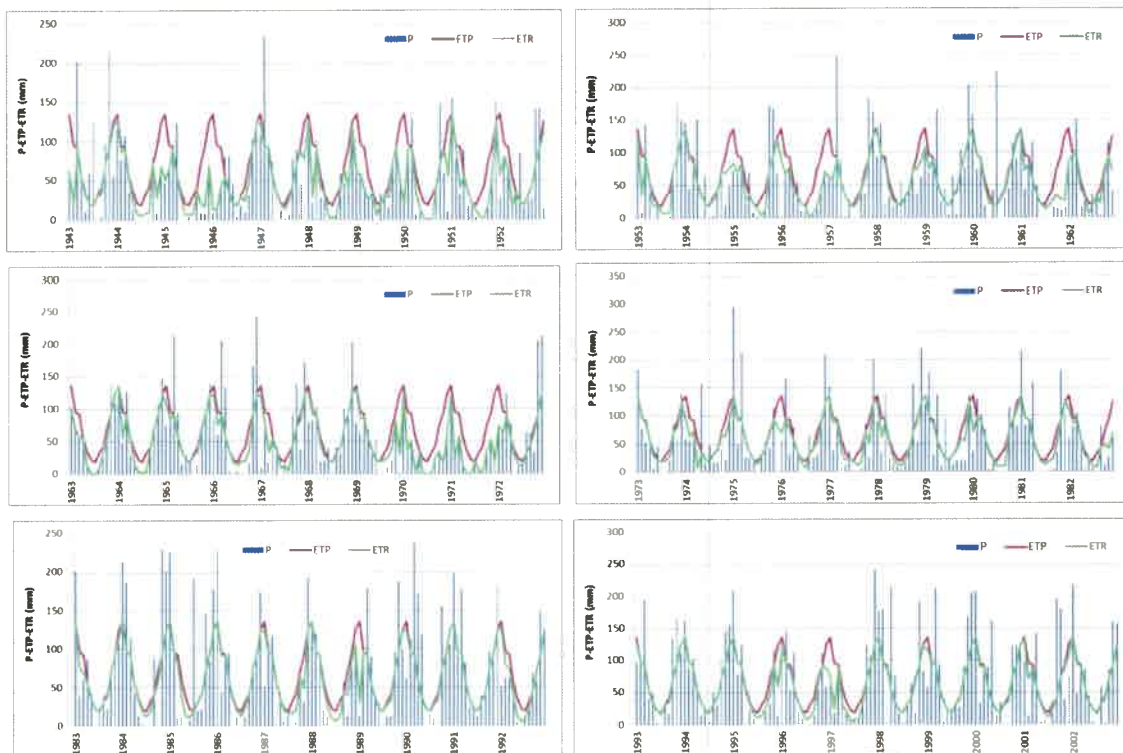


Serie Laboulaye (1903-2009)

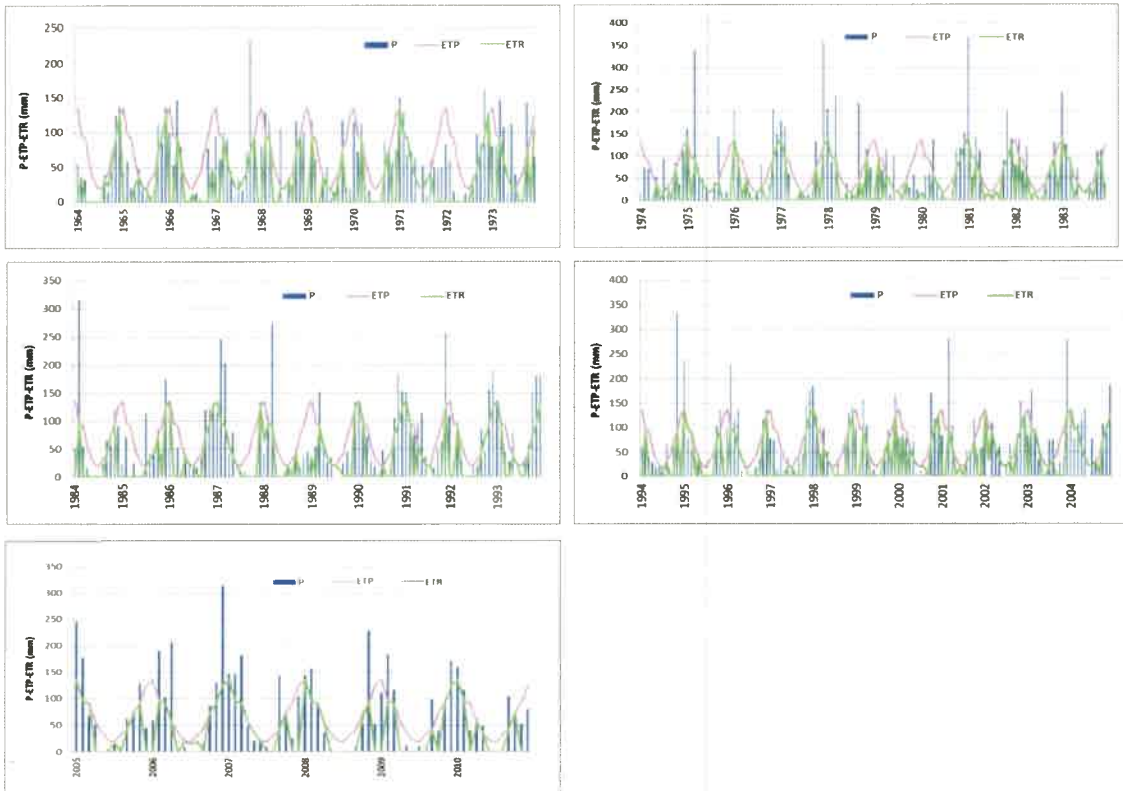


Serie Coronel Moldes (1903-2002)

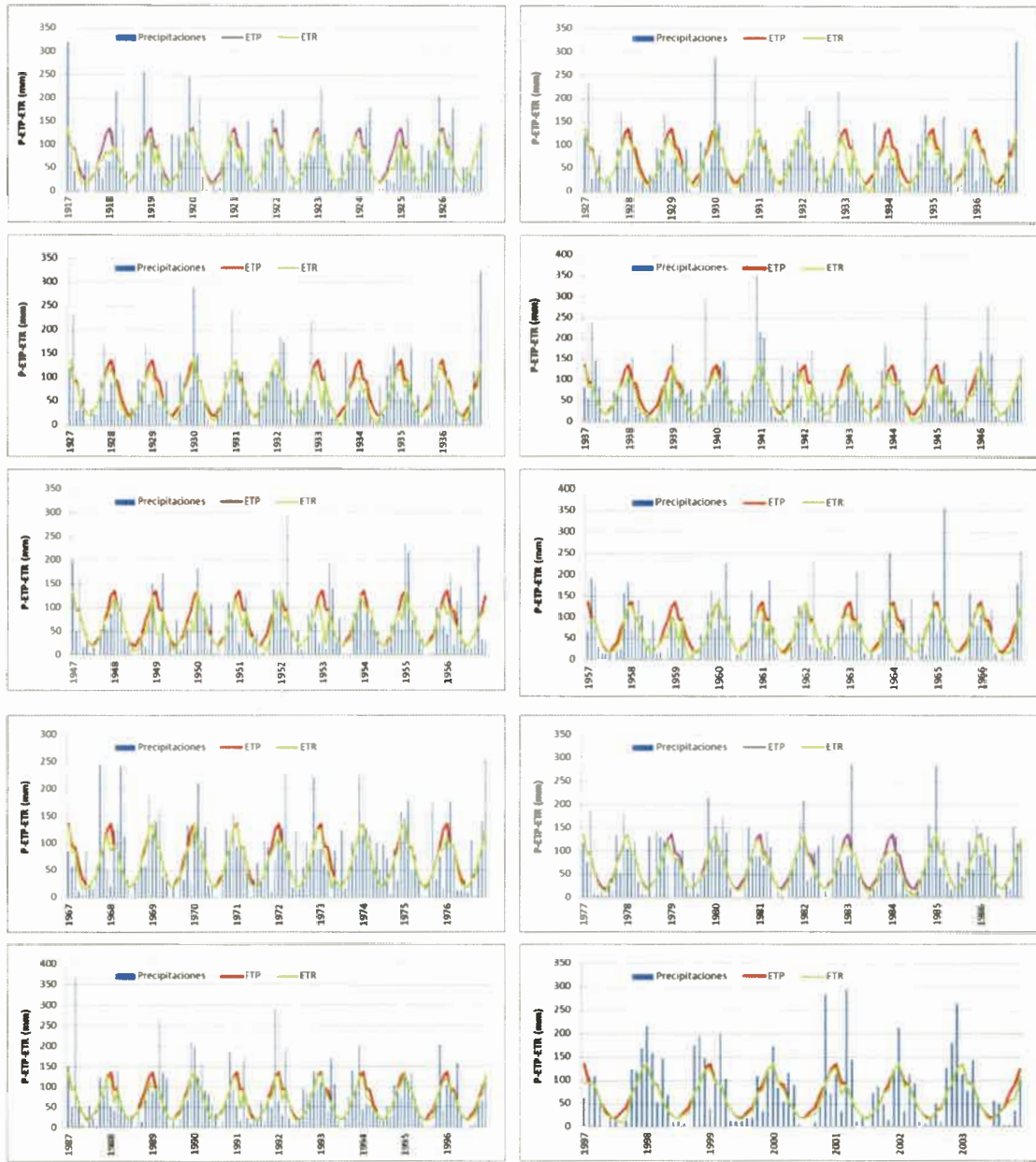




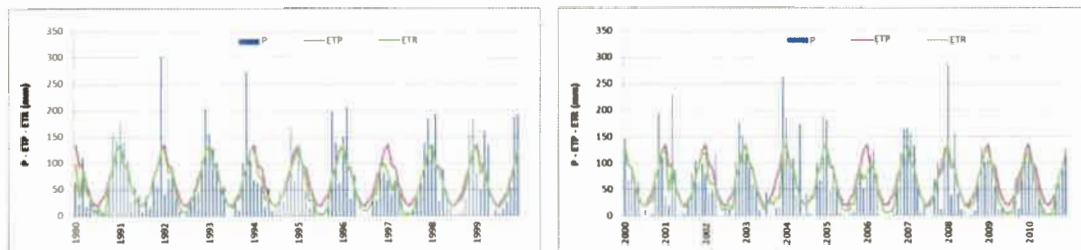
Serie Idiazábal (1963-2010)



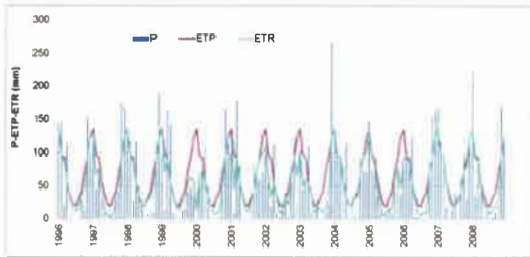
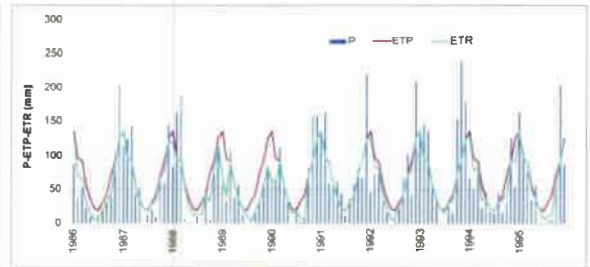
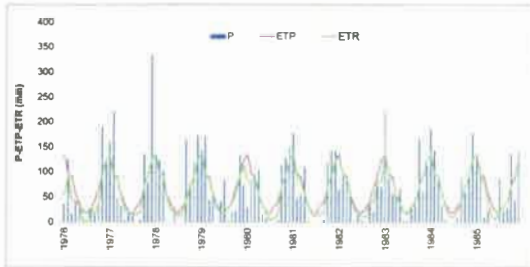
Serie Alejo Ledesma (1916-2003)



Serie Bengolea (1989-2010)



Serie General Cabrera (1975-2008)



ANEXO II

Tabla de datos físico-químicos de los Sistemas Acuíferos Confinados

		pH	CE uS/cm	SDT mg/L	HCO ₃ ⁻ mg/L	SO ₄ ²⁻ mg/L	Cl ⁻ mg/L	Na ⁺ mg/L	K ⁺ mg/L	Ca ⁺² mg/L	Mg ⁺² mg/L	As µg/L	F ⁻ mg/L
SAC A1	P6	8	2040	1428	355	726,8	165,7	449,9	17,3	47,2	20,0	90	1
	P49	7,6	3430	2401	220	945,4	522,9	576,3	18,7	204,8	15,1	15	0,23
	P19b	7,5	1088	762	210	280,9	85,7	169,9	11,0	73,6	11,2	15	0,4
	P120	7,6	1013	709	447,5	134,9	34,3	216,4	8,8	30,4	8,29	40	0,90
	EC7	7,8	823	576	322,5	171,9	34,3	176,9	9,7	35,2	7,8	60	0,6
	P53	7,9	4000	3122	260	1548	494,3	891,8	28,1	224,8	9,76	40	0,45
	P11b	7,6	1560	1092	300	341,7	114,3	273	12,4	48,0	14,6	20	0,5
SAC A2	P54	7,60	546	383	195,0	37,0	22,9	92,0	7,3	16,0	2,4	15,0	0,5
	P124	7,55	1402	981	312,5	351,2	117,1	240,6	18,8	72,8	15,6	30,0	0,1
	EC8	7,55	2470	1729	303,8	804,8	171,4	497,5	15,8	60,8	12,7	70,0	0,2
	P119	7,29	599	419	292,5	56,7	14,3	102,1	7,9	34,4	5,9	20,0	0,6
	P121	7,29	614	430	285,0	54,0	14,3	108,2	8,1	35,2	4,9	20,0	0,5
	P122	7,45	662	463	222,5	52,2	51,4	117,3	9,4	34,4	6,3	20,0	0,5
	EC3	6,80	646	452	260,0	54,0	25,7	117,3	8,2	33,6	5,4	30,0	0,7
	EC6	7,30	571	400	235,0	33,4	20,0	84,9	8,4	33,6	7,3	40,0	0,5
	P109	7,5	1658	1161	322,5	390,5	165,7	306,4	12,2	58,4	8,8	15,0	0,3
	P9	7,2	880	616	375,0	69,8	37,1	181,0	8,1	29,6	5,4	75,0	1,1
	P10	7,2	611	428	277,5	67,1	22,9	118,3	7,3	28,8	4,4	20,0	0,1
	P12	7,3	1111	778	202,5	233,9	100,0	182,0	11,0	51,2	8,3	20,0	0,3
	P11c	7,5	1185	829,5	252,5	292,9	74,3	173,9	11,7	64,8	11,2	15,0	0,5
	P16	7,8	830	581	270,0	83,5	45,7	134,5	9,1	33,6	4,9	40,0	0,4
	P114	7,82	1032	722	272,5	260,7	42,9	161,8	10,3	57,6	8,3	10,0	0,5
	P115	7,9	817	572	187,5	228,7	45,7	129,4	8,9	41,6	4,9	10,0	0,3
	P116	7,87	1174	821,8	210,0	261,9	118,6	208,3	10,5	48,8	8,3	15,0	0,3
	P117	7,54	821	575	175,0	213,1	48,6	159,8	8,6	50,4	3,4	10,0	0,4
	P118	7,73	1633	1143	235,0	344,0	211,4	301,3	12,0	55,2	6,8	20,0	0,3
	P50	7,6	2400	1680	225,0	782,5	280,0	403,4	17,6	140,0	14,6	18,0	0,3
P100	7,4	659	461	287,5	79,8	25,7	130,4	7,0	25,6	5,9	75,0	0,8	

		pH	CE uS/cm	SDT mg/L	HCO ₃ ⁻ mg/L	SO ₄ ⁼ mg/L	Cl ⁻ mg/L	Na ⁺ mg/L	K ⁺ mg/L	Ca ⁺² mg/L	Mg ⁺² mg/L	As µg/L	F ⁻ mg/L
SAC C	SC5	7,58	2080	1456	312,5	726,8	137,1	424,7	9,8	48,8	9,3	120	0,3
	P125	7,72	683	478	227,5	81,6	42,9	121,3	11,4	30,4	2,4	30	0,3
	P123	7,72	593	415	225,0	68,9	37,1	111,2	8,6	24,8	4,9	35	0,4
	P131	7,80	1100	770	242,5	187,0	100,0	204,2	11,7	43,2	5,4	30	0,5
	P107	7,55	2660	1862	292,5	870,2	257,1	489,4	13,3	129,6	6,8	160	0,3
	P111	8,2	1497	1048	230,0	166,1	225,7	254,8	13,8	51,2	13,7	10	0,1
SAC D	P14	7,1	1695	1186,	195,0	381,0	245,7	281,1	15,8	88,0	13,7	30	0,25
	P132	7,60	1854	1298	270,0	541,6	182,9	333,7	14,1	84,0	12,2	30	0,48
	P133	7,90	1121	785	250,0	193,3	120,0	206,3	13,6	46,4	11,2	40	0,23
	P134	8,00	1145	802	257,5	211,0	122,9	202,2	14,2	49,6	6,3	30	0,30
	P126	6,88	2880	2016	195,0	877,2	382,9	461,1	13,2	202,4	6,3	100	0,58
	P127	7,30	2760	1932	237,5	1158,	291,4	485,3	17,3	174,4	6,8	150	0,36
	P128	7,50	3040	2128	157,5	1008	442,9	475,2	8,2	203,2	9,8	50	0,45
	P129	7,28	2980	2086	155,0	963,7	371,4	424,7	11,4	220,0	13,2	60	0,28
	P130	7,30	3460	2422	180,0	1801,	200,0	530,8	20,7	353,6	3,4	125	0,80
	P47	7,5	2150	1505	260,0	577,8	237,1	394,3	9,4	106,4	7,3	60	0,34
	P4	7,66	1920	1344	295,0	589,0	157,1	373,1	7,8	75,2	6,3	60	0,48
	P35a	7,6	2630	1841	210,0	881,4	308,6	448,9	12,3	160,0	12,2	65	0,23
	P34	7,58	2990	2093	187,5	1088	342,9	606,7	6,0	197,6	1,5	12	0,35
	P33	7,56	3110	2177	170,0	1075	414,3	784,6	9,1	198,4	11,2	90	0,48
	P28	7,68	2339	1637	290,0	661,4	214,3	406,5	8,4	89,6	6,8	60	0,45
	P27	7,48	3600	2520	187,5	1864	234,3	570,3	16,9	390,4	14,6	150	0,35
	P26	8,06	2370	1659	312,5	655,8	274,3	433,8	17,4	104,0	17,1	160	0,25
	P108	7,87	2100	1470	220,0	420,2	314,3	345,8	6,3	90,4	6,8	20	1,4
	P106	7,8	2970	2079	157,5	945,4	388,6	588,5	6,3	171,2	11,2	30	0,34
	P104	7,43	3410	2387	145,0	1814	254,3	695,7	12,5	367,2	6,8	60	0,39
	P103	7,5	2370	1659	260,0	404,8	408,6	434,8	16,7	88,0	15,6	150	0,17
	P102	7,1	1920	1344	322,5	367,9	265,7	357,9	16,1	74,4	12,7	150	0,13
	P101	7,4	1810	1267	325,0	177,6	271,4	348,8	16,0	71,2	10,7	150	0,15
	P112	7,4	2040	1428	327,5	296,4	280,0	406,5	8,4	89,6	6,8	40	0,23
	P113	7,8	2080	1456	377,5	367,9	220,0	385,2	14,8	72,0	11,2	30	0,16
	P20a	7,9	1910	1337	252,5	313,1	228,6	324,6	16,6	65,6	12,7	30	0,22
	P41	7,65	2070	1449	260,0	309,5	345,7	351,9	14,5	76,8	11,2	15	0,95
	P13	7,4	1920	1344	255,0	323,8	305,7	330,6	16,3	76,8	12,7	20	0,93
SC3	7,69	2330	1631	325,0	686,4	151,4	467,1	14,5	51,2	8,8	80	0,35	
SC4	7,55	2470	1729	303,8	804,8	171,4	497,5	15,8	60,8	12,7	70	0,24	
EC4	7,69	2330	1631	325,0	686,4	151,4	467,1	14,5	51,2	8,8	80	0,35	
SC2	7,79	900	664	262,5	193,3	45,7	167,8	8,2	23,2	4,4	30	0,75	

Tabla datos físico-químicos del acuífero libre

Muestra	pH	CE [μS/cm]	SDT [mg/L]	CO ₃ ²⁻ [mg/L]	CO ₃ H ⁻ [mg/L]	SO ₄ ²⁻ [mg/L]	Cl ⁻ [mg/L]	Na ⁺ [mg/L]	K ⁺ [mg/L]	Ca ⁺² [mg/L]	Mg ⁺² [mg/L]	As [μg/L]	F ⁻ [mg/L]	NO ₃ ⁻ [mg/L]
F1	7,6	2050	1435	0,0	522,5	452,4	154,3	495,5	14,4	32,8	24,9	210	2,3	150,5
F2	8,0	10530	7371	0,0	730	2438,7	2149	2689,6	63,0	100,8	127,8	240	1,3	63,0
F3	7,8	1200	840	0,0	257,5	265,5	88,6	204,3	9,1	29,6	16,6	130	0,3	0,9
F4	7,6	3080	2156	0,0	545	646,1	300,0	594,5	18,8	34,4	29,8	150	2,9	95,0
F5	7,8	1339	955,50	0,0	212,5	316,7	157,1	209,3	11,6	70,4	11,7	30	0,5	33,0
F6	7,6	1266	867,3	0,0	650	69,8	45,7	230,5	17,7	32,8	31,2	50	1,9	50,0
SB7	7,5	10260	7182	0,0	1265	2544,2	1027	2536,9	58,9	48,8	82,4	200	1,2	5,0
SB8	8,2	3940	2758	0,0	925	746,3	305,7	1001,0	24,0	8,0	11,2	480	4,6	20,0
SB9	7,5	15650	10955	0,0	982,5	4140,8	2250	3354,9	61,5	134,4	92,7	180	0,9	250,0
EB16	8,0	2660	1764	0,0	682,5	643,3	134,3	618,8	16,4	21,6	15,6	70	2,6	150,0
EB17	7,8	4520	3192	0,0	650	1050,6	445,7	1055,6	37,8	46,4	34,1	360	3,4	170,0
EB18	8,3	3840	2653	4,8	852,5	951,0	374,3	925,2	23,7	9,6	8,8	2200	6,0	5,0
EB21	8,3	1032	716,8	0,0	460	52,6	42,9	258,8	7,5	4,8	3,9	450	3,2	2,0
EB22	7,5	2080	1470	0,0	750	435,7	111,4	390,3	28,1	77,6	62,9	50	1,3	3,8
EB23	7,9	1595	1116,5	0,0	605	197,4	74,3	337,7	11,9	39,2	19,0	500	3,2	160,0
EB20	7,5	1157	874,3	0,0	477,5	206,8	65,7	194,1	15,2	84,0	21,0	15	0,5	62,5
EB39	8,0	777	543,9	0,0	372,5	71,7	34,3	158,7	8,2	23,2	8,8	40	1,2	35,0
EB40	8,2	1458	1020,6	0,0	867,5	91,6	25,7	364,0	12,0	9,6	14,1	222	5,6	6,0
EB41	7,9	5884	4118,8	0,0	1292	1131,1	822,9	1638,0	33,4	31,2	40,0	70	2,5	155,0
B3	7,9	3560	2492	0,0	962,5	880,0	311,4	1051,6	20,8	24,8	27,3	500	3,8	10,0

713 9

69