

Estudio hidrogeológico sobre la relación entre el agua subterránea y el anegamiento de la zona sudeste de la provincia de Buenos Aires



TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

Autor: Dan Israel Szczapowy

Director: Adrián Silva Busso

2018

INDICE

RESUMEN	3
INTRODUCCION	4
Objetivos	4
Ubicación y vías de acceso	4
Metodología	6
CARACTERISTICAS DEL AREA	10
Clima.....	10
Suelos	12
Flora Y Fauna	14
ANTECEDENTES	15
La Llanura Pampeana	15
Marco Geológico	16
Columna sedimentaria del Pampeano	27
Hidrología superficial y cuencas hidrológicas	28
Marco Hidrogeológico.....	30
GEOLOGIA DEL AREA DE ESTUDIO	34
Perfiles sedimentarios.....	34
GEOMORFOLOGÍA DEL AREA DE ESTUDIO.....	48
Red de drenaje	48
Unidades geomorfológicas.....	49
PENDIENTE DE LA ZONA.....	56
BALANCE HIDRICO	57
Evapotranspiración Potencial y Real– método Thornthwaite (1948)	57
Indices de humedad, aridez y humedad global	60
Cálculo de Evapotranspiración Real – método Turc (1961)	61

Cálculo de la Infiltración - método Goldschmidt (1959)	63
HIDRODINAMICA.....	65
Mapa Piezométrico del Acuífero Pampeano.....	66
HIDROQUÍMICA.....	68
Conductividad / Salinidad / PH / ORP	68
Análisis químico de laboratorio.....	71
HIDRAULICA DE CAPTACIONES.....	75
MODELO HIDROGEOLOGICO.....	79
CONCLUSIONES	88
AGRADECIMIENTOS.....	90
BIBLIOGRAFÍA.....	91

ANEXO

MAPA HIDROGEOLOGICO
 MAPA GEOMORFOLOGICO
 PERFIL GEOLOGICO - C35
 PERFIL GEOLOGICO - C36
 INFORME DE CORTES DELGADOS
 BLOQUE DIAGRAMA

RESUMEN

En el presente trabajo se realiza una caracterización hidrogeológica del área comprendida entre la Ruta Provincial N°72 y el Mar Argentino, desde la localidad de Claromecó hasta Balneario San Cayetano. Se origina a partir de un proyecto del Instituto Nacional del Agua (INA) orientado a determinar las posibles causas de las inundaciones en la franja rural cercana a la costa entre las localidades de Monte Hermoso y Miramar.

La zona de estudio con una temperatura media de 14,4°C y precipitación media anual de 832,9 mm, posee un clima de tipo sub-húmedo con un excedente medio anual de 134,3 mm, concentrado en los meses de Junio a Noviembre y un déficit medio anual de 52,9 mm correspondiente al mes de enero. El área, que se caracteriza por sus bajas pendientes y un potencial morfogenético notablemente bajo, posee una red de drenaje pobremente integrada que consiste en unos pocos canales importantes como el Arroyo Claromecó y el Arroyo Cristiano Muerto, surcando una planicie con una importante cantidad de lagunas y áreas inundadas.

Se realiza el relevamiento de dos perfiles geológicos de la zona costera identificando dos ingresiones marinas. En su base predominan los sedimentos pampeanos de origen eólico, compuestos predominantemente por partículas tamaño limo y fracciones subordinadas de arena y arcilla; que presenta niveles con variado grado de cementación carbonática. La sección media está conformada por depósitos marinos atribuidos a canales de marea y en el techo se registran depósitos de flujos densos.

El acuífero contenido en los primeros 30 metros de los sedimentos pampeanos, se considera como un acuífero freático de baja permeabilidad y productividad, con comportamiento de acuífero libre. Provee aguas predominantemente de los tipos bicarbonatadas sódicas y cloruradas sódicas, con conductividades promedio cercanas a los 3800 μS . En base al análisis de la interacción entre el agua superficial y subterránea se confeccionó un modelo que logra comprender el funcionamiento del sistema y explica el importante anegamiento que afecta la zona.

INTRODUCCION

Objetivos

Este trabajo posee 2 objetivos principales, el primero consiste en cumplir con los requisitos para el Trabajo Final de Licenciatura de la carrera de Ciencias Geológicas, Facultad de Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. El segundo objetivo consiste en realizar una caracterización hidrogeológica de la zona de llanura ubicada en el sudeste de la Provincia de Buenos Aires, que tiene la particularidad de estar fuertemente afectada por inundaciones, por lo que no solo se busca definir el modelo hidrogeológico general sino también se trata de comprender la naturaleza de la interacción entre el agua subterránea y superficial.

Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se ubica en el sudeste de la Provincia de Buenos Aires, República Argentina; ocupando parte de los departamentos de Tres Arroyos y San Cayetano (ver Figura 1). Comprende a las localidades de Claromecó, San Francisco de Belloq, Orense, Balneario Orense, Cristiano Muerto y Balneario San Cayetano.

A la zona se accede tomando la Ruta Provincial n° 72 que corre en dirección aproximada este-oeste, posee doble circulación y está pavimentada. De esta salen otras rutas y caminos hacia el sur, que acceden tanto a las localidades costeras, como a los establecimientos rurales. Una de ellas es la Ruta Provincial n° 73 que conduce a la localidad de Claromecó.

Por razones vinculadas con la extensión del área anegada y la accesibilidad, los límites del área son:

- Límite oeste: Arroyo Claromecó
- Límite este: Ruta de acceso al Balneario San Cayetano
- Límite norte: Ruta Provincial n° 72
- Límite sur: Mar Argentino

Este trabajo está enmarcado en un proyecto del Instituto Nacional del Agua con objetivo de determinar posibles causas de las inundaciones en la franja rural cercana a la costa entre las localidades de Monte Hermoso y Miramar, encargado por la Dirección Provincial de Saneamiento y Obras Hidraulicas (DIPSOH), a través del Ministerio de Agricultura de la Nación.

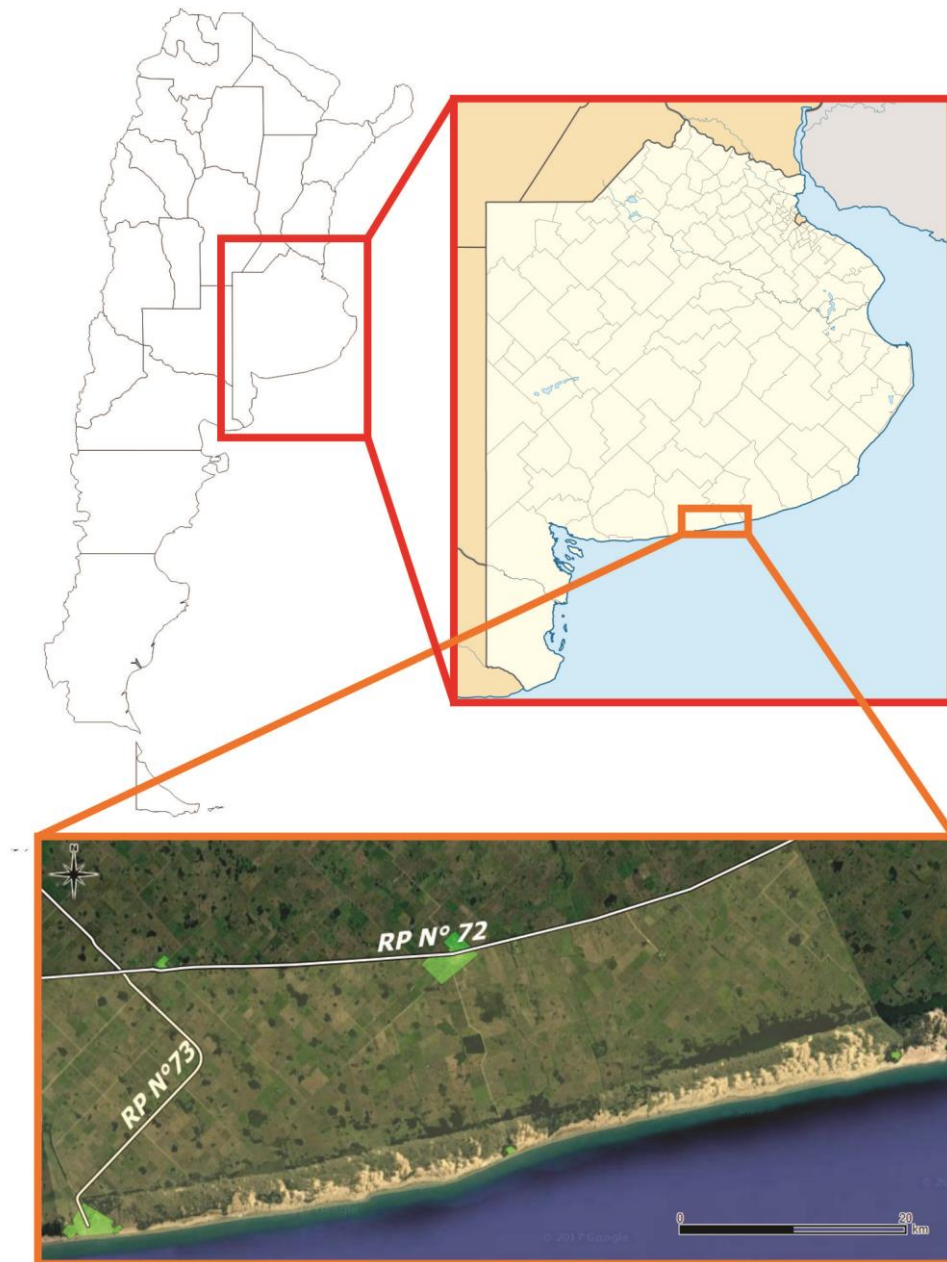


Figura 1: Ubicación y accesos del área de estudio.

Metodología

El trabajo realizado se puede dividir en tres etapas: una primera instancia de trabajo de gabinete, el trabajo de campo y posteriormente la segunda etapa en gabinete.

Gabinete I

Consistió en la recopilación de bibliografía de la zona. En la base de datos del Instituto Nacional del Agua (INA) se encontraron datos de perforaciones de la localidad de Necochea y Tres Arroyos, que se encuentran en las cercanías del área de trabajo. También se utilizaron los registros del Servicio Provincial de Agua Potable y Saneamiento Rural (SPAR), donde se encontraron informes de perforaciones en las localidades de Orense y Balneario San Cayetano.

Se realizó un mapeo preliminar de la zona identificando los cursos de agua y bajos inundados, utilizando el software Google Earth. Además se identificaron los caminos presentes y se planificó el recorrido a realizar durante la campaña.

Trabajo de campo

Durante el mes de Julio del año 2016 se llevó a cabo la campaña, donde se realizaron las siguientes tareas con el objetivo de estudiar la zona y obtener la información necesaria para realizar este trabajo.

- 1) Se levantaron 2 perfiles geológicos en los acantilados de la zona costera de 7 y 8 metros de potencia, ubicados al este de la localidad de Claromecó. Durante esta tarea se tomaron muestras de mano para estudiar posteriormente en gabinete. Para medir los espesores se utilizó una cinta métrica, mientras que la granulomería se estimó visualmente.
- 2) Reconocimiento hidrogeológico en el que se analizaron las características hidrológicas y prestando especial atención a los cursos de agua y bajos inundados.
- 3) Censo de pozos para obtener la profundidad del nivel freático y realizar el mapa piezométrico. En algunos casos se encuentran bombas sapo (Figura 2), donde luego de desensamblar su base se introduce la sonda en el caño para realizar la medición del nivel freático, y posteriormente se ensambla nuevamente; en otros casos se encuentra una tapa protectora, que al removerla deja al descubierto el interior del caño camisa por donde desciende la sonda piezométrica para obtener la profundidad del nivel estático.



Figura 2: Bomba sapo

En forma paralela a la toma de datos se consultó con los propietarios o encargados de cada ubicación visitada sobre diferentes temáticas, tales como las características estructurales de la captación, sequías y precipitaciones extraordinarias e inundaciones históricas. La información verbal no es determinante, pero en muchos casos permite corroborar los criterios de elaboración de los modelos de interpretación.

- 4) Relevamiento de las características fisicoquímicas de las aguas: se midió in-situ la conductividad, salinidad, pH y potencial de óxido-reducción (ORP) del agua de pozos, bajos inundados (lagunas) y cursos de agua, utilizando un medidor multiparamétrico portátil marca Hanna modelo HI 9828. La unidad que utiliza el equipo para medir la salinidad es la Unidad Práctica de Salinidad (PSU), cuya medida equivale a la concentración de los iones salinos en gramos/kilogramo de solución; asimismo podemos asumir que la unidad es equivalente a gramos/litro al considerar que 1 litro de agua pesa 1 kilogramo.
- 5) Muestreo de agua en pozos para analizar elementos mayoritarios, se tomaron 4 muestras utilizando recipientes plásticos de 1 litro previamente lavados; las botellas no fueron conservadas refrigeradas debido a que el estudio de elementos mayoritarios no lo requiere.

La georreferenciación de todos los puntos de estudio y muestreo se llevó a cabo utilizando 2 unidades de Posicionamiento Global (GPS), de marca Garmin y modelos Etrex 30 y Etrex Vista; al usar 2 GPS se minimizan los inconvenientes que puedan surgir, tales como la pérdida de datos, error en la posición por mala conexión con satélites de uno de los equipos y otros.

Gabinete II

Se realizaron descripciones de las muestras de mano tomadas durante el levantamiento de los perfiles geológicos; asimismo se seleccionaron algunas de ellas para hacer cortes delgados, que fueron estudiados utilizando microscopio petrográfico.

Para calcular la evapotranspiración real, déficit y excedentes hídricos del ambiente, se utilizó el método de balance hídrico directo propuesto por Thornthwaite (1948). En los cálculos se utilizaron datos de temperatura y precipitaciones registrados en la estación meteorológica ubicada en la ciudad de Tres Arroyos durante los años 2000 a 2016.

Los datos obtenidos en el análisis químico de elementos mayoritarios del Centro Regional de Aguas Subterráneas (CRAS), fueron ingresados en el programa INAGUAS (Merino y Almudeno de la Losa, IGME, 2009), para luego proceder a clasificar cada una de las muestras mediante los diagramas de Piper-Hill-Langelier que comparan los porcentajes de miliequivalentes de los iones mayoritarios presentes en el agua y los grafican en esquemas triangulares, además se representaron los resultados mediante diagramas de Stiff, que permiten una rápida visualización de las concentraciones de los cationes: K^+ , Na^+ , Mg^{++} , Ca^{++} y los aniones: Cl^- , SO_4^{--} , HCO_3^- .

A partir de los datos de niveles freáticos se confeccionó un mapa piezométrico de la superficie freática. Para ello, inicialmente se convirtieron los datos de profundidad bajo boca de pozo a metros sobre el nivel del mar, la cota de cada punto se obtuvo a partir de la topografía digitalizada por el INA a partir de cartas topográficas del IGN. Luego se ingresaron las coordenadas de cada punto junto con el valor de nivel freático en el programa Surfer y se procesó una grilla usando el método de interpolación estadístico de Krigging. Este método geoestadístico de estimación de puntos, utiliza un modelo de variograma para la obtención de datos en una maya ortogonal y calcula los pesos que se darán a cada punto de referencia usado en la valoración. Esta técnica de interpolación se basa en la premisa de que la variación espacial continúa con el mismo patrón. Luego se confeccionó un mapa de isocurvas utilizando la grilla recién obtenida; este mapa será el mapa piezométrico que presentará el trabajo. Es importante aclarar que los GPS tomaron las coordenadas en sistema sexagesimal mientras que el software Surfer opera con coordenadas planas, por lo que se realizó la conversión al sistema de coordenadas Gauss Krüger previo a procesar los datos con el programa.

Para el mapeo de las unidades geomorfológicas e hidrogeológicas se utilizaron diferentes programas informáticos. En una etapa inicial se identificaron y delimitaron los elementos y unidades sobre imágenes satelitales actuales utilizando el programa Google Earth, a partir de este se obtuvieron archivos .kmz con formas (líneas y polígonos) que fueron importados con el programa QGIS (Sistema de Información Geográfico); éste último permitió editar y perfeccionar las formas y darle el formato a los mapas para luego crear la versión definitiva con títulos y referencias en el software Corel Draw.

CARACTERISTICAS DEL AREA

Clima

A partir de datos climáticos obtenidos del Servicio Meteorológico Nacional, registrados en la estación meteorológica ubicada en la ciudad de Tres Arroyos (donde se encuentra el registro más completo y cercano) y correspondientes a los años 2000-2016, se realizó el siguiente análisis:

La temperatura media anual es de 14,4°C; el año más cálido fue el 2009 presentando una media anual de 14,9°C mientras que el 2007 presenta la media anual más fría de 13,7°C. El mes de Enero es el que presenta la mayor temperatura con una media mensual de 21,9°C, mientras que Julio posee una media mensual de 7,4°C siendo el mes más frío.

La precipitación media anual es de 832,9 mm, siendo Febrero el mes más lluvioso con una media mensual de 115,3 mm y Junio el menos lluvioso con un valor de 30,6 mm. El año 2014 registra el valor máximo de precipitaciones, con una media de 1248,5 mm, mientras que el menor valor de precipitación media anual corresponde al año 2008 con 594,8 mm (detalle en Figura 3 y Figura 4).

El clima de la zona se clasifica como “subhúmedo-húmedo” con un índice de humedad entre 0 y 20 (Burgos *et al.*, 1951). Además, en base a un análisis de los períodos secos y húmedos en la cuenca del arroyo Claromecó para el siglo XVIII (Carbone *et al.*, 2004), se puede decir que durante los primeros años del siglo predominan los periodos secos, mientras que los períodos húmedos tienen mayor importancia a partir de 1973, especialmente en las décadas del 80 y 90.

Temperatura Media (°C)														
Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Prom. Anual	
2000	22.7	20.3	17.7	14.4	10.9	9.0	5.9	7.6	9.9	12.2	15.6	19.7	13.8	2000
2001	21.9	22.3	18.5	13.3	10.7	8.6	6.5	10.4	10.6	14.1	16.4	19.7	14.4	2001
2002	21.3	20.1	17.2	13.4	11.5	6.4	7.3	9.3	10.8	15.1	17.3	20.6	14.2	2002
2003	22.9	20.8	19.6	13.6	11.4	9.2	6.9	8.1	11.4	14.9	16.9	19.2	14.6	2003
2004	22.9	19.7	20.7	15.3	8.8	9.1	7.9	9.0	11.2	13.6	16.7	20.8	14.6	2004
2005	21.2	21.4	18.1	13.4	11.0	8.9	8.2	8.7	10.6	13.0	17.8	17.9	14.2	2005
2006	20.8	20.1	17.6	15.2	9.6	8.5	9.7	8.3	11.0	14.6	17.2	21.4	14.5	2006
2007	21.6	20.5	17.5	14.6	8.7	6.3	5.5	6.4	12.2	14.9	15.2	20.9	13.7	2007
2008	22.0	20.7	17.3	14.2	10.9	7.8	9.0	8.5	10.6	14.7	20.6	21.4	14.8	2008
2009	22.9	22.4	19.9	15.2	11.8	7.9	6.6	11.3	9.5	13.9	17.1	19.7	14.9	2009
2010	23.4	19.7	18.2	12.9	11.4	8.3	6.5	8.2	10.9	13.7	15.8	21.3	14.2	2010
2011	22.0	19.9	18.8	14.8	11.2	8.1	7.8	8.0	11.9	12.8	18.7	20.1	14.5	2011
2012	22.5	20.7	17.8	13.9	12.0	7.9	5.8	9.6	11.5	14.6	18.0	19.4	14.5	2012
2013	20.6	21.1	15.6	15.9	10.9	8.4	7.4	8.3	9.4	14.5	17.3	23.5	14.4	2013
2014	22.6	19.8	17.4	13.2	11.3	8.4	8.5	10.6	12.5	15.0	17.3	21.0	14.8	2014
2015	20.2	20.7	19.8	15.6	13.1	9.2	8.3	9.9	9.9	10.8	18.1	20.9	14.7	2015
2016	21.0	21.3	17.8	13.2	9.1	7.2	7.3	9.8	10.9	13.8	18.3	22.4	14.3	2016
promedio mensual	21.9	20.7	18.2	14.2	10.8	8.2	7.4	8.9	10.9	13.9	17.3	20.6	14.5	
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Promedio anual 2000 - 2016	

Figura 3 : Detalle de datos de temperaturas medias mensuales para los años 2000 a 2016, registrados en la estación meteorológica de la localidad de Tres Arroyos. Datos obtenidos del Servicio Meteorológico Argentino.

Precipitaciones (mm)														
Año	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Pptac. Anual	
2000	113.3	157.6	113.2	22.2	44.4	22.5	49.0	60.1	67.2	153.2	30.9	42.0	875.6	2000
2001	135.1	120.3	70.9	184.5	90.8	64.2	30.3	95.5	82.6	123.9	144.2	70.0	1212.3	2001
2002	91.8	53.2	101.4	95.9	61.2	17.0	60.6	136.8	49.9	111.4	214.7	40.3	1034.2	2002
2003	32.2	67.5	33.4	28.8	36.4	10.4	43.2	35.9	39.6	141.8	68.9	106.7	644.8	2003
2004	41.6	80.8	54.0	109.2	4.3	18.3	78.3	60.6	68.9	114.0	62.0	141.2	833.2	2004
2005	84.3	247.0	33.0	8.8	8.8	13.6	29.8	39.2	57.8	63.2	109.0	75.3	769.8	2005
2006	65.6	142.4	17.1	41.1	0.8	18.6	48.6	5.8	34.5	179.1	15.9	124.0	693.5	2006
2007	27.9	117.1	89.8	62.0	45.8	1.8	2.9	1.9	159.1	107.8	44.7	17.3	678.1	2007
2008	56.9	137.2	130.1	29.4	21.3	30.8	39.4	21.0	37.4	30.0	21.4	39.9	594.8	2008
2009	46.0	42.3	129.3	28.8	50.3	54.8	40.2	3.7	43.5	60.8	78.1	61.2	639.0	2009
2010	66.5	284.4	99.6	25.3	46.1	42.9	89.0	6.7	60.4	98.2	146.2	47.9	1013.2	2010
2011	142.5	47.1	92.0	51.2	5.8	43.3	36.0	19.8	36.5	26.7	162.0	130.4	793.3	2011
2012	46.3	73.4	116.0	23.9	111.3	32.5	3.3	180.3	20.4	40.7	148.4	173.0	969.5	2012
2013	72.1	46.9	75.6	94.0	29.6	4.5	88.6	9.0	99.8	72.8	71.0	17.2	681.1	2013
2014	81.6	50.2	110.2	126.6	82.9	87.0	121.2	120.0	33.0	178.0	118.3	139.5	1248.5	2014
2015	23.9	201.4	31.8	96.0	51.5	21.4	35.4	71.3	21.5	99.5	48.2	125.8	827.7	2015
2016	115.6	92.0	65.3	53.4	107.6	37.1	28.7	4.5	30.3	51.0	21.5	43.4	650.4	2016
promedio mensual	73.1	115.3	80.2	63.6	47.0	30.6	48.5	51.3	55.4	97.2	88.6	82.1	832.9	
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	promedio anual 2000-2016	

Figura 4: Detalle de datos de precipitaciones medias mensuales para los años 2000 a 2016, registrados en la estación meteorológica de la localidad de Tres Arroyos. Datos obtenidos del Servicio Meteorológico Argentino.

Suelos

Debido a su gran diversidad geográfica y climática, en la República Argentina se encuentran presentes varios tipos de suelo; Moscatelli y Puentes (1998) representan la distribución de los tipos de suelos dominantes en el país de acuerdo con la Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 1999) (ver Figura 5).

Los Molisoles dominan en la zona de estudio y ocupan importantes áreas en las planicies chaco-pampeanas; son altamente aptos para la agricultura y por lo tanto de gran importancia económica. Estos suelos se caracterizan por la presencia de horizontes edáficos bien desarrollados y el desarrollo de un horizonte fértil. El material parental es mayormente loess que, gracias a las condiciones favorables de temperatura y humedad, ha logrado desarrollar un epipedón mólico de gran extensión. (INTA, 1989).

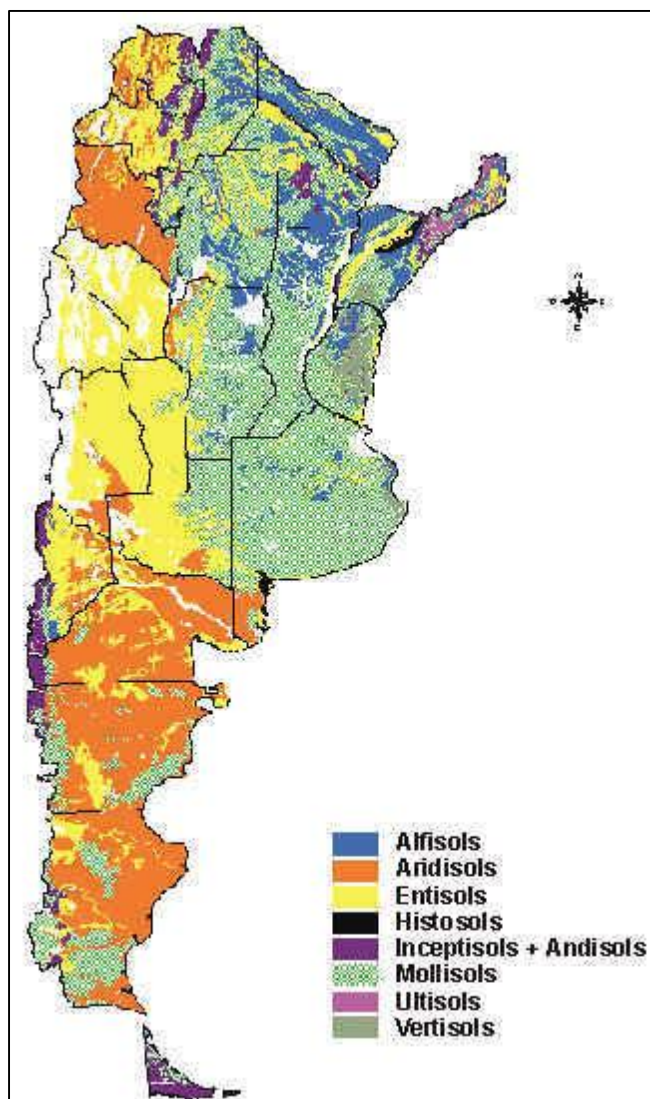


Figura 5: Ordenes de suelo dominantes en Argentina según la Taxonomía de Suelos. (Moscatelli & Puentes, 1998)

En la zona de estudio el subgrupo que presenta mayor desarrollo dentro del orden de los Molisoles es el Natracuol típico. Éstos aparecen en 37 unidades cartográficas y cubren una superficie de 2.965.900 hectáreas, casi el 10% de la superficie de la Provincia de Buenos Aires, siempre en la región con régimen en de humedad del suelo údico. (Miaczynski, 1995). Los Natracuoles típicos son suelos pobremente drenados, con salinidad variable y fuerte a moderada sodicidad, y se encuentran generalmente en áreas deprimidas e inundables de planicies extendidas y en áreas caracterizadas por la presencia de numerosas lagunas de

diámetros variables a veces mayores a 2000 m, de forma irregular. La superficie cubierta por lagunas puede ser variable, en general superior al 20%.



Figura 6: En ambas imágenes se distingue el horizonte enriquecido en Carbonato de Calcio (horizonte petrocálcico) en el sector inferior del perfil de suelo visible, con tonalidades más claras y mayor competencia.

En los suelos de la región pampeana es muy común la presencia de un horizonte enriquecido en CaCO_3 , llamado también horizonte petrocálcico; su espesor es variable rondando los 20cm y se lo encuentra a profundidades cercanas a los 70 cm (ver Figura 6). En los Natracuoles el endopedón característico es nátrico, o sea enriquecido en carbonato de sodio.

En las extensas planicies húmedas y subhúmedas de la región pampeana, pequeñas diferencias topográficas dan pie a suelos muy diferentes sobre el mismo material parental debido a la esorrentía y la acumulación de agua de lluvia en los sectores deprimidos del paisaje (Pazos, 1981; Pazos and Fittipaldi, 1994).

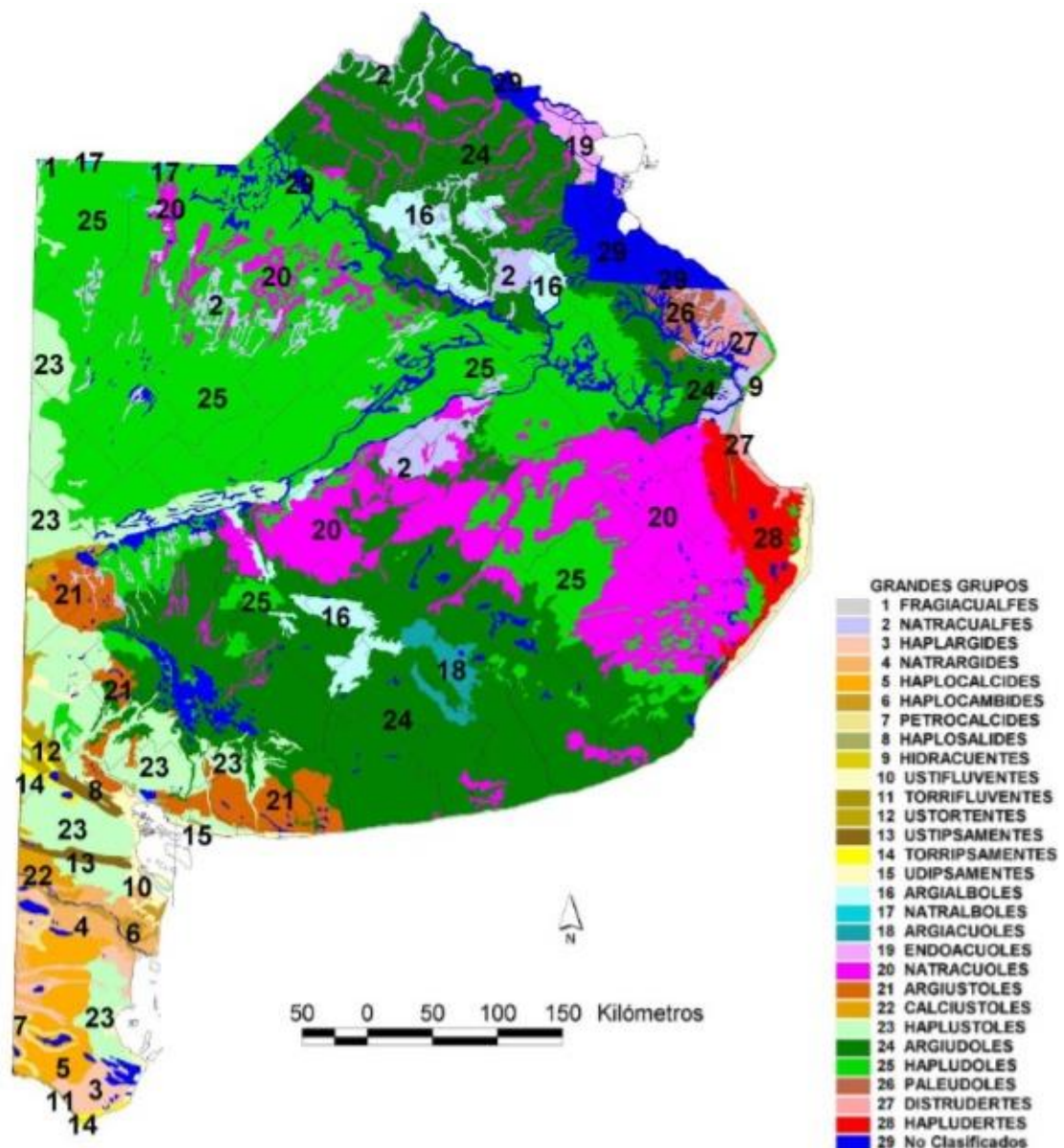


Figura 7: Mapa de suelos de la Provincia de Buenos Aires. SAGPyA - INTA (2008)

Flora Y Fauna

El área de estudio se ubica en la eco-región de la Pampa (Buckart et. al. 1999), que ocupa gran parte de la provincia de Buenos Aires (excepto su extremo sur), noreste de La Pampa y sur de Córdoba, Santa Fé y Entre Ríos. La formación vegetal originaria característica de la eco-región es el pastizal templado, en el que presominan géneros de gramíneas como *Stipa*, *Piptochaetium*, *Bromus*, *Arístida*, *Briza*, *Setaria*, *Melica*, *Poa*, *Paspalum* y *Eragrostis*. En la zona costera también existe vegetación; las dunas fijas/semifijas presentan pastizales y arbustales psamófilos de alta

cobertura, mientras que en los bajos interdunales dominan juncos, gramíneas y ciperáceas. Por otro lado en la playa distal domina la especie de gramínea *Spartina ciliata* (Celsi y Monserrat, 2008).

La fauna está compuesta por diferentes grupos de especies. Entre los grandes herbívoros, hoy prácticamente desaparecidos, se distinguen el ciervo de las pampas y el oguanaco; Las especies carnívoras son el puma, gato montés, zorro gris pampeano, zorrino y hurón. Otros mamíferos que se encuentran son la vizcacha, cuis, coipo, armadillos y comadreja. Además se encuentran abundantes especies de aves: ñandú, chajá, perdices, martinetas, numerosos pájaros rapáces y aves asociadas a ambientes acuáticos como garzas, gallaretas, cuervillo, cigüeña, bibuás, etc. Por otro lado, algunos humedales de la región son importantes centros de concentración de aves migratorias del hemisferio norte y Patagonia.

ANTECEDENTES

La Llanura Pampeana

La Llanura Pampeana ocupa una superficie del orden de 500.000 km² (Figura 8), con altitudes que se encuentran por debajo de los 200 m sobre el nivel del mar. Esta llanura está cubierta por un depósito sedimentario, predominantemente limoso (loésico) de edad cuaternaria, que cubre varias cuencas sedimentarias de distintas edades y orígenes geológicos (Kruse & Zimmermann, 2002).

Su paisaje se caracteriza por bajas pendientes topográficas, una baja densidad de drenaje y por la presencia de materiales relativamente permeables en la superficie del terreno (Sala et al., 1983). Los reducidos valores de las pendientes topográficas, la escasa expresión morfológica de la llanura y las condiciones climáticas llevan a que el potencial morfogenético sea muy bajo; asociado a ello el proceso fundamental que tiene lugar es la meteorización y la formación de suelos (Fidalgo, 1983).

En la Llanura Pampeana únicamente existen afloramientos de rocas antiguas en la Sierras de Ventanas y Tandil, que desde un punto de vista de la estructura geológica representan a elementos estructurales positivos; en el resto de la región se reconocen cuencas sedimentarias (elementos estructurales negativos) cuya historia geológica es relativamente semejante dentro de términos generales (Zambrano, 1974).

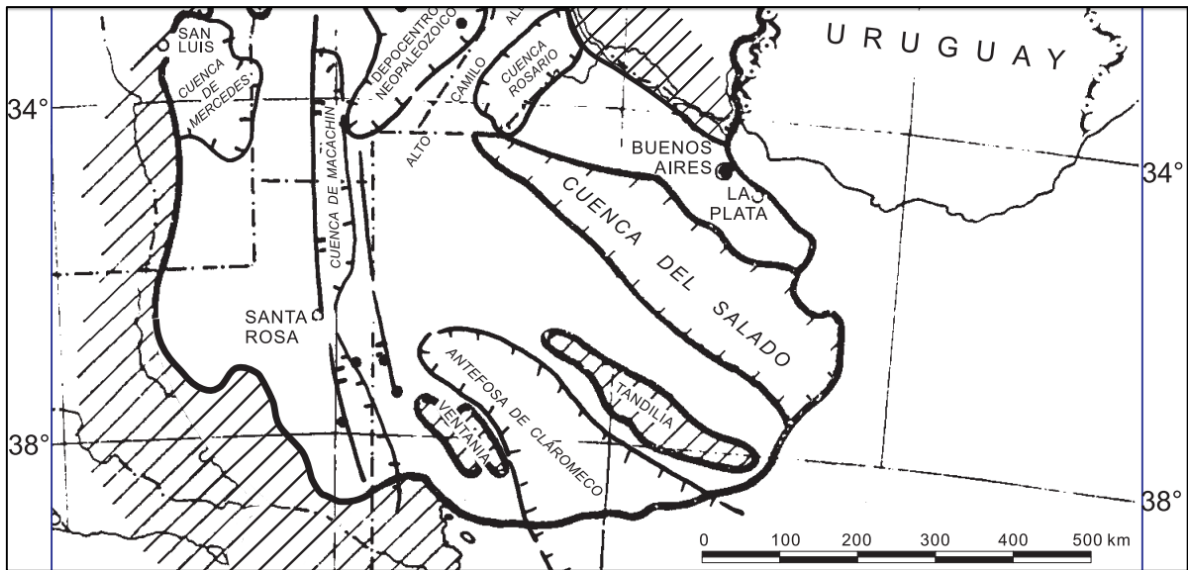


Figura 9: Diversos depocentros reconocidos en la cuenca Chacoparanense y otras cuencas sedimentarias asociadas en la Llanura Chacabonaerense. En éste se puede ver la antefosa de Cláromecó (tomado de Ramos, 1999).

La zona de estudio se encuentra emplazada en el denominado Positivo de las Sierras Bonaerenses (Yrigoyen, 1975) (Figura 10) que está conformado por los dos sistemas serranos de la provincia de Buenos Aires, Tandilia y Ventania, así como por la llanura interserrana que separa ambos cordones, constituyendo un núcleo geológico relativamente elevado. Más puntualmente, el área de estudio se sitúa en la llanura interserrana, muy cerca de la costa atlántica.

En el sector interserrano se encuentra la llamada cuenca interserrana o cuenca de Cláromecó, la misma se ha detectado por métodos geofísicos como un depocentro sedimentario en un supuesto alto de basamento por debajo de la depresión interserrana, unidad geomórfica ubicada entre los sistemas de Tandilia y Ventania (ver Figura 11). Presenta un mínimo gravimétrico en el curso del arroyo Cláromecó con una forma oval en sentido NO-SE (Cingolani, 2005). Recientes levantamientos sísmicos de refracción y de reflexión muestran la presencia en el subsuelo de potentes secuencias de sedimentitas eopaleozoicas y neopaleozoicas, que en conjunto superan los 9 km de espesor. (Weinzettel y Varni, 2007)

La Cuenca de Cláromecó posee una importante sedimentación paleozoica (Introcaso, 1982), presenta una superficie aproximada de 50.000 km² sobre el territorio bonaerense y se continúa sobre la plataforma continental argentina. Dicha cuenca se encuentra dividida en 2 sectores (Ramos y Kostadinoff, 2005); el sector sudoccidental con depósitos fuertemente deformados que afloran en la región serrana y el sector nororiental que corresponde a la antefosa de

Claromecó y posee depósitos no deformados que llegan a estar casi horizontales. La cuenca comienza su apertura durante el Mesoproterozoico y se produce el cierre de la sedimentación en el Triásico Medio (Lesta y Sylwan, 2005); otros autores incluyen la presencia de sedimentos Terciarios coronando la sedimentación de la cuenca (Ramos, 1984; Kostadinoff & Prozzi, 1998).

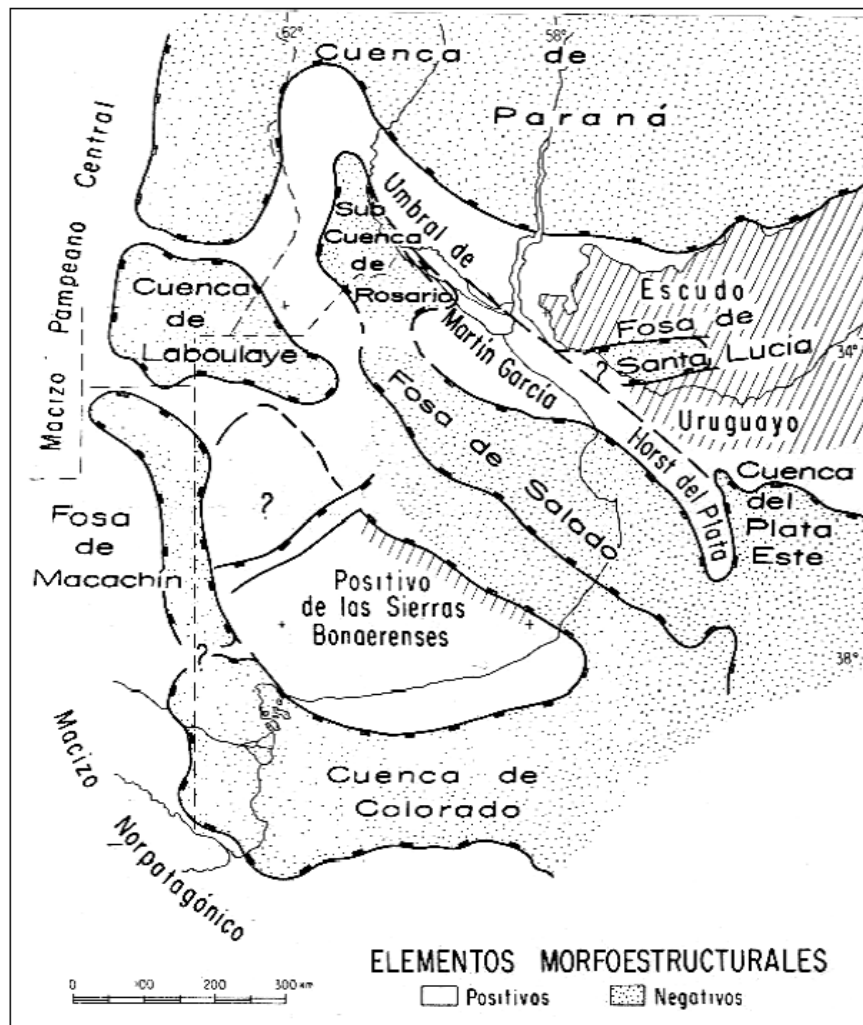


Figura 10: Cuenas sedimentarias según Yrigoyen (1975)

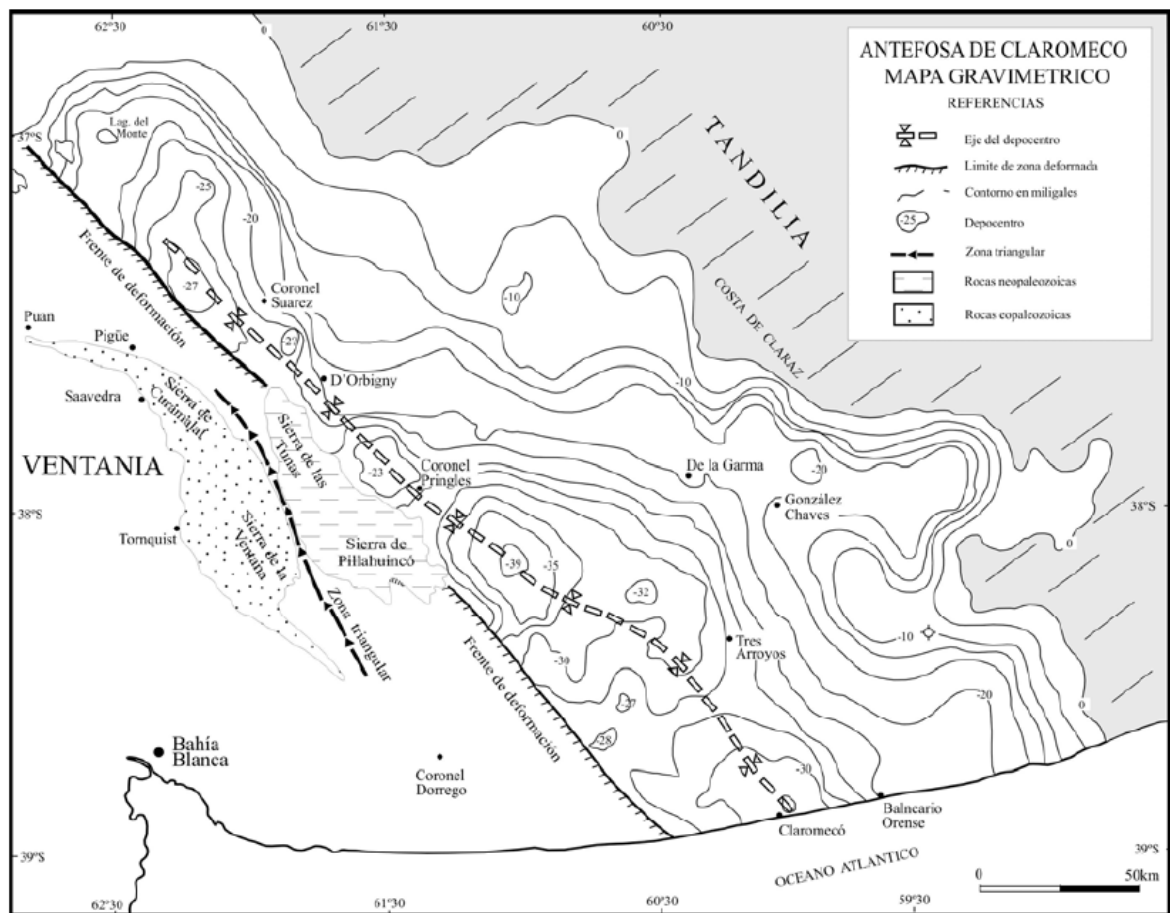


Figura 11: Mapa gravimétrico de la antefosa de Claromecó o Cuenca Claromecó (Lesta y Sylwan, 2005).

Estratigrafía

Basamento Cristalino

El basamento de edad Precámbrica está compuesto principalmente por una asociación de rocas ígneo metamórficas de edad Precámbrico inferior que corresponde al Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola, 1975). Se incluyen además en el basamento rocas volcánicas y subvolcánicas que fueron identificadas como la Formación El Cortijo (Teruggi et al., 1988), de procedencia oceánica.

Proterozoico Superior – Paleozoico Superior de las Sierras de Tandilia.

En un ambiente sedimentario interpretado como de plataforma marina, se han reconocido a grandes rasgos dos unidades sedimentarias: una inferior silicoclástica-carbonática (Grupo Sierras Bayas–Fm. Cerro Negro) de edad Precámbrico Superior y otra superior silicoclástica (Fm.

Balcarce) Eopaleozoica (Iñiguez Rodríguez, 1999) (Figura 12). La primera unidad que antiguamente se denominaba Grupo La Tinta y actualmente comprende al Grupo Sierras Bayas y a la Formación Cerro Negro, está constituida por un conjunto de unidades litoestratigráficas compuestas de una amplia gama de rocas sedimentarias silicoclásticas y carbonáticas (Poiré y Spalletti, 2005). Además, las sucesiones neoproterozoicas incluidas en el Grupo Sierras Bayas están compuestas por las formaciones Villa Mónica, Cerro Largo, Olavarría y Loma Negra, y por encima de este grupo se dispone discordantemente la Formación Cerro Negro. (Gómez Peral *et al.*, 2011) (Figura 13).

En el techo de la Formación Loma Negra, que a su vez constituye el techo del grupo Sierras Bayas, se encuentra una importante discordancia denominada superficie Baker a la cual se le asignó un carácter regional ya que es correlacionable con superficies discordantes representadas en Uruguay, Brasil, Sudáfrica y Namibia. Esta paleosuperficie se atribuye a un evento de importante descenso del nivel del mar que podía estar asociado con un período glacial que afectó al margen sudoeste de Gondwana en el Neoproterozoico superior (Poiré *et al.*, 2007; Praekelt *et al.*, 2008; Gaucher y Poiré, 2009).

	Sierras Bayas	Barker V.Cacique	Las Aguilas La Juanita	C. La China Los Barrientos	Sa.del Volcán Pta. Mogotes
Paleozoico Inferior	Formación Balcarce				
	F.Cerro Negro		F Las Aguilas		Diamictita El Volcán
Precámbrico	Caliza Loma Negra				
Superior	F.Cerro Largo				
	F. Villa Mónica		F.La Juanita		
Precámbrico	Complejo Buenos Aires				Metapelitas de Punta Mogotes

Figura 12: Estratigrafía en la zona de Sierras Bayas (Iñiguez Rodríguez, 1999)

Secuencia depositacional	Formación	Asociación de facies	Contenido fósil	Espesor	Paleoambiente	Edad
La Providencia	Cerro Negro	<i>brecha chert-fosforitas</i> margas Intercalaciones heterolíticas	Skolitos, acritarcos	+150 m	Marino somero transgresivo a planicie de marea	Ediacarano
superficie Barker						
Villa Fortabat	Loma Negra	Asociación de facies de mudstones micríticos	<i>Cloudina</i> , trazas fósiles	24-42 m	Rampa carbonática evoluciona a plataforma carbonática restringida o albufera	590-580 Ma (Gómez Peral <i>et al.</i> , 2007) 560-543 Ma (Gaucher y Poiré, 2009)
Diamante	Olavarría	Asociación de facies pelíticas	-	+/- 30 m	Cortejo transgresivo en la base. Influencia de mareas y depósitos de tormenta	-
Malegni	Cerro Largo	Asociación de facies de arenitas cuarzosas	Biopelículas	+/-25 m	Planicie arenosa subtidal	-
superficie Piedra Amarilla		Asociación de facies de areniscas y pelitas	Trazas fósiles, acritarcos	15-22 m	Marino de mar alto a bajo. Plataforma estable	-
Tofoletti	Villa Mónica	Asociación de facies dolomíticas	Estromatolitos, acritarcos	36-52 m	Plataforma estromatolítica-supramareal	800-900 Ma (Poiré, 1987) 800 Ma? (Gómez Peral <i>et al.</i> , 2007) Rb/Sr 793 Ma (Cingolani y Bonhome, 1988)
		Asociación de facies de areniscas y conglomerados	Skolitos, acritarcos	22 m	Marino litoral estable pasa a profundo	-
Complejo Buenos Aires - Basamento ígneo - metamórfico						Paleoproterozoico

Figura 13: Cuadro estratigráfico y secuencial de la cubierta sedimentaria precámbrica/paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. Se resumen las principales características de las asociaciones de facies e interpretaciones paleoambientales del Grupo Sierras Bayas y la Formación Cerro Negro. Obtenido de Gómez Peral *et al.* (2011).

Paleozoico de la Cuenca de Claromecó

La Cuenca de Claromecó se correlaciona en forma general con la Cuenca paleozoica e las Sierras Australes descripta por Zambrano (1974). En ella se distinguen sedimentitas (cuarcitas) de edad Ordovícico-Devónico Superior equivalentes con el Grupo Ventana del sistema de Ventania (Lesta y Sylwan, 2005). Con respecto a los depósitos neopaleozoicos, estos consisten en una secuencia clástica que se acuña hacia el norte y se corresponderían a los depósitos sinorogénicos del Grupo Pillahuincó de Ventania que formarían una antefosa o cuenca de antepaís periférica (Ramos, 1984) (Figura 14). Estos sedimentos poseen edades Pennsylvaniano-Guadalupeano-Lopingiano? aparecen en potentes secuencias de sedimentitas entre las cuales se distinguen facies marinas, sedimentos marinos de plataforma y secuencias litorales hasta continentales, correlacionables con el Grupo Pillahuincó de Ventania (Harrington, 1947; 1980).

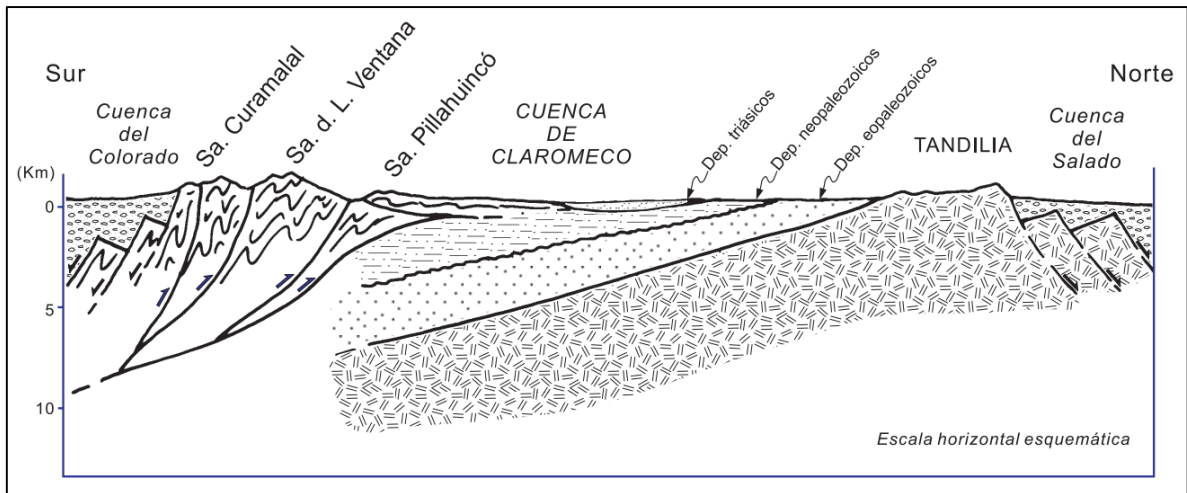


Figura 14: Sección estructural de la antefosa de Claromecó (basado en Ramos, 1984)

Sedimentos Cenozoicos

Formación Olivos

Definida por Yrigoyen (1975), consiste en arcillitas rojizas, limolitas y fangos castaños que se habrían depositado entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior, en ambiente continental. Esta unidad se correlaciona con la sección inferior de la Formación Chaco del Grupo Litoral (Marengo, 2015).

Grupo Litoral

Comprende a las Formaciones Chaco, Laguna Paiva y Paraná. La primera está integrada por depósitos continentales neógenos entre los cuales se intercalan sedimentos marinos de las transgresiones Laguna Paiva y Paraná.

Formación Monte Hermoso

En la localidad de Monte Hermoso afloran sedimentos fluviales en los que se reconocen subambientes de canal y de llanura de inundación que poseen asociaciones faunísticas correspondientes al Montehermosense y Chapadmalalense respectivamente (Zavala y Navarro, 1993); estos depósitos fueron asignados a la Formación Monte Hermoso, ampliando así la extensión de la unidad definida previamente por Fidalgo *et al.* (1975), con edad Mioceno superior-Plioceno.

En la base de los acantilados marinos de Mar del Plata-Miramar afloran sedimentitas portadoras de fauna de Edad Mamífero Chapadmalalense, estos integran las Aloformaciones Playa San

Carlos y Playa Los Lobos. La primera con espesores máximos de 20 metros consiste en limolitas arenosas y limolitas arcillosas castaño rojizas con numerosas paleocuevas de roedores, la segunda se apoya por encima en discordancia erosiva y se compone de una sucesión de limolitas que intercalan paleosuelos en la sección superior (Zárate, 2005). Uno de estos niveles de paleosuelos contiene escorias (vidrio de impacto) que fueron datadas en 3.27 ± 0.08 Ma (Schultz *et al.*, 1998)

Sedimentos Pampeanos

Los Sedimentos Pampeanos, de edad Pleistoceno, abarcan gran parte de la llanura Chaco-Pampeana y consisten en sedimentos limos arcillo arenosos con intercalaciones calcáreas del tipo mantiforme o concrecionales. Presentan colores castaños con tonalidades amarillentas a rojizas y se encuentran espesores desde decenas hasta incluso cientos de metros. Si bien estos depósitos fueron interpretados y son comúnmente denominados löess por su origen eólico, no se los puede categorizar como un loess típico. Bravard (1857) describió mineralógicamente este conjunto sedimentario denominándolo “formación pampa”, “limo pampa” o “terreno pampa”; reconoció una génesis fundamentalmente eólica y puso énfasis en el aporte volcánico.

Se incluye a las Formaciones Ensenada y Buenos Aires (Riggi *et al.*, 1986), dos unidades muy similares y en algunos casos de difícil separación; por cual actualmente a este conjunto se lo agrupa en general como Sedimentos Pampeanos (Santa Cruz *et al.*, 2004). Fidalgo *et al.* (1975) denominaron “sedimentos pampeanos” a todos los sedimentos constituidos preferentemente por una fracción limo más abundante que las fracciones arena y arcilla subordinadas, distribuidos en la mayor parte del territorio de la provincia de Buenos Aires y cuya edad abarca desde el Plioceno más temprano hasta el Pleistoceno más alto. Más tarde los divide en un Miembro Inferior equivalente al Ensenadense y un Miembro Superior correspondiente al Bonaerense (Fidalgo, 1983).

La composición mineralógica en algunos casos resulta mejor criterio que la litología o la paleontología para dividir estratgráficamente el Pampeano; así, Bonorino (1965) demuestra la existencia de dos zonas mineralógicas bien delimitadas; la zona superior se caracteriza por la abundancia de illita entre los minerales de arcillas y de plagioclasa entre los clastos de tamaño limo-arena, mientras que la zona inferior se caracteriza por la predominancia de montmorillonita y cuarzo.

Formación Ensenada (Ensenadense, o Pampeano inferior):

Esta unidad comprende a la sección inferior de los Sedimentos Pampeanos. Ameghino (1909) define al Ensenadense superior como “constituido por un limo más oscuro que el superior (bonaerense); y con estratificación bien perceptible, por lo general más compacto y con gran cantidad de tosca que aflora formando las restingas de las playas del Río de la Plata. Contiene abundantes restos de mamíferos fósiles entre los cuales se destaca el género *Typotherium* y su espesor sería de 10 a 12 m”. Además, Frenguelli (1957) caracteriza y separa al Ensenadense en 2 fracciones, superior e inferior; los sedimentos del Ensenadense superior están formados por un loess más fino y compacto que el del Bonaerense, mientras que Ensenadense inferior es más compacto que el cuspidal y también encierra una rica fauna de mamíferos; su espesor ronda los 8 a 10 metros. Este es también considerado un sedimento de tipo loésico muy poco estratificado. Fue definida formalmente como Formación Ensenada por Riggi *et al.* (1986).

Formación Buenos Aires (Bonaerense, o Pampeano superior):

Fue definido por Ameghino (1909) como el limo clásico de la Pampa, Frenguelli (1957) lo describe como: “...*grano fino y homogéneo, su masa recorrida por innumerables canalículos dejados por raíces finísimas. Es porosa, no estratificada, levemente calcaríferas y de color uniformemente pardo claro, generalmente con tinte rojizo...*”. En cuanto al espesor, Ameghino le asigna unos 12 metros, mientras que Frenguelli de 6 a 7 metros, estando cortado en su parte superior por la superficie más o menos erosionada de la terraza alta. En 1986 fue definida la Formación Buenos Aires por Riggi *et al.*

Sedimentos Belgranenses

Estratigráficamente se encuentran entre las formaciones Ensenada y Buenos Aires. El estudio sedimentológico revela una sucesión de ambientes asociados a sistemas de barreras litorales evolucionadas durante un evento regresivo (Parker *et al.*, 2008).

Estos depósitos marinos-costeros se habrían formado durante el estadio isotópico marino 5e (aproximadamente 120 ka). Frenguelli (1921) les asigna una edad Pleistoceno tardío; existe una datación efectuada sobre depósitos que serían correlacionables con esta unidad en la localidad de Claromecó (Isla *et al.*, 2000) que revela una edad UTh mínima de 96.000 años.

Los sedimentos correspondientes al último interglacial, se han conocido desde que Ameghino (1889) propuso denominar “Belgranense” a los sedimentos marinos aflorantes de las Barrancas de Belgrano, Buenos Aires. Posteriormente, diferentes autores definieron unidades

litoestratigráficas correlacionables: Formación Pascua (Fidalgo et al., 1973), y Formación Canal 5 (Violante y Parker, 1992).

Sedimentos Post-pampeanos

El Post-Pampeano (o sedimentos Post-Pampeanos) está compuesto por depósitos fluviales, lacustres y eólicos. Estos depósitos son discontinuos y se disponen de forma discordante con respecto a los Sedimentos Pampeanos.

Formación Lujan

La Formación Luján (Fidalgo *et al.* 1973) está compuesta en su parte inferior por el Miembro Guerrero y el Miembro Río Salado en la parte superior, estas unidades son equivalentes al Lujanenese y Platense de Ameghino (1889), Frenguelli (1957) y Tricart (1973); a pesar de que estos autores no coincidan en las edades de cada una. Se encuentra por encima de los sedimentos pampeanos separada por una discordancia erosiva y consiste un limo arenoso color castaño claro de unos 20 a 30 cm de potencia, que se continua con 40 a 50 cm de un limo arcillo-arenoso verdoso (Fidalgo *et al.* 1973). Toledo (2005) redefine los límites de esta unidad y relocaliza su estratotipo.

Formación La Postrera

Esta unidad representa a los Sedimentos Postpampeanos continentales de ambiente eólico en la Provincia de Buenos Aires. Estos depósitos ocupan divisorias y en parte planicies de inundación constituyendo sedimentos acumulados de diferentes etapas, desde el Pleistoceno tardío hasta la actualidad (Fidalgo y Tonni, 1981). Una discordancia erosiva separa la base de esta unidad con los depósitos infrayacentes: Sedimentos Pampeanos, Suelo Puesto Berrondo, Miembro Río Salado de la Formación Luján y hasta del Aluvio Actual.

Formación Querandí

Los depósitos de la Formación Querandí tienen su origen en una ingresión atlántica holocena que inundó completamente el estuario del Río de la Plata; alcanzando a labrar un nivel de terraza baja al pie de las barrancas bonaerenses. En cuanto a la litología, la unidad se compone principalmente de limos y arcillas de colores grises y verdosos, algunos cordones conchiles y conglomerados calcáreos. La unidad presenta espesores de entre 2 y 4 metros, y se le asigna una edad de entre 5000 y 6000 años (Iriondo, 1980)

Depósitos eólicos costeros

Los depósitos comprenden al cordón arenoso costanero y al campo de dunas que se extiende longitudinalmente entre las localidades de Miramar y Bahía Blanca manteniendo morfologías, rumbo y ancho aproximadamente similar y por lo tanto, ha sido denominado como Barrera Medanosa Austral por Isla y Bujalesky (1995) e Isla et al. (2001). Según estos autores existieron tres ciclos de generación de médanos costeros entre los 6000 años A.C. y la actualidad.

La zona interior y adyacente a la planicie de acreción loésica las dunas se encuentran inactivas, mientras que hacia la costa, existen dunas activas complejas que avanzan sobre la playa y también sobre dunas fósiles. Los depósitos eólicos apoyan directamente sobre una superficie de erosión labrada sobre los sedimentos Pampeanos, la cual posee una leve inclinación hacia el mar. (Quesada, 2008).

Aluvio Actual

En la zona serrana Valentin (1898) menciona la existencia de depósitos de guijarros de entre 10 y 15 centímetros de espesor llamándolos con los términos “Formación Aluvial” o “Actual”; luego Frenguelli (1945) reconoce limos recientes del viejo lecho de inundación en perfiles correspondientes a lo que él llama “zona pampeana”. En la Pampa Interserrana se comprueba la existencia de material fluvial en las proximidades de los cursos de agua y en zonas deprimidas con drenaje centrípeto; estos son depósitos finos de limos claros asociados fuertemente a material orgánico redepositado (Fidalgo et al., 1991).

EPOCA	EDAD MAMIFERO	DEPOSITOS FLUVIALES	DEPOSITOS EOLICOS	SUELOS
HOLOCENO		ALUVIO	ARENAS EOLICAS Y/O FORMACION LA POSTRERA III (?)	ACTUAL
		DISCORDANCIA DE EROSION		
		MIEMBRO RIO SALADO	FORMACION LA POSTRERA II	PUESTO BERRONDO
PLEISTOCENO TARDIO	LUJANENSE	DISCORDANCIA DE EROSION		
		MIEMBRO GUERRERO	FORMACION LA POSTRERA I	PUESTO CALLEJON VIEJO
		DISCORDANCIA DE EROSION		
		"SEDIMENTOS PAMPEANOS"		

Figura 15: Estratigrafía de las unidades lito y edafoestratigráficas reconocidas. (Fidalgo et al., 1991)

Columna sedimentaria del Pampeano

A partir del análisis de diferentes fuentes se confeccionó un perfil tipo para los primeros metros de los Sedimentos Pampeanos (ver Figura 16).

Consiste en una recopilación de la información obtenida de registros de 8 pozos realizados por el Servicio Provincial de Agua Potable y Saneamiento Rural (SPAR) en la localidad de Orense y de 1 informe de captación correspondiente a un pozo ubicado en Balneario San Cayetano, también a cargo del SPAR.

Profundidad (msnm)	Descripción	Formaciones	Unidad
30 a 14	Limo arenoso con concreciones carbonaticas y niveles con variado nivel de cementación.	Formación Buenos Aires	Sedimentos Pampeanos
14 a 10	Arena fina a muy fina color gris-verdosa con concreciones carbonáticas		
10 a -3	Limo arenoso color pardo claro, con concreciones carbonáticas y niveles fuertemente cementados. Presenta lentes de arcilla en su sección inferior.		
-3 a -9	Limo arenoso color castaño claro, cohesivo, con concreciones carbonáticas	Formación Ensenada	
-9 a -30	Limo arcilloso color castaño muy consolidado. Presenta una cementación general por carbonatos intercalando niveles fuertemente cementados.		

Figura 16: Perfil tipo de los Sedimentos Pampeanos entre los -30 y 30 msnm. Los límites de las formaciones geológicas son aproximados y se ubicaron en base al análisis e interpretación de registros de pozo e informes de captación en las localidades de Orense y Balneario San Cayetano.

Hidrología superficial y cuencas hidrológicas

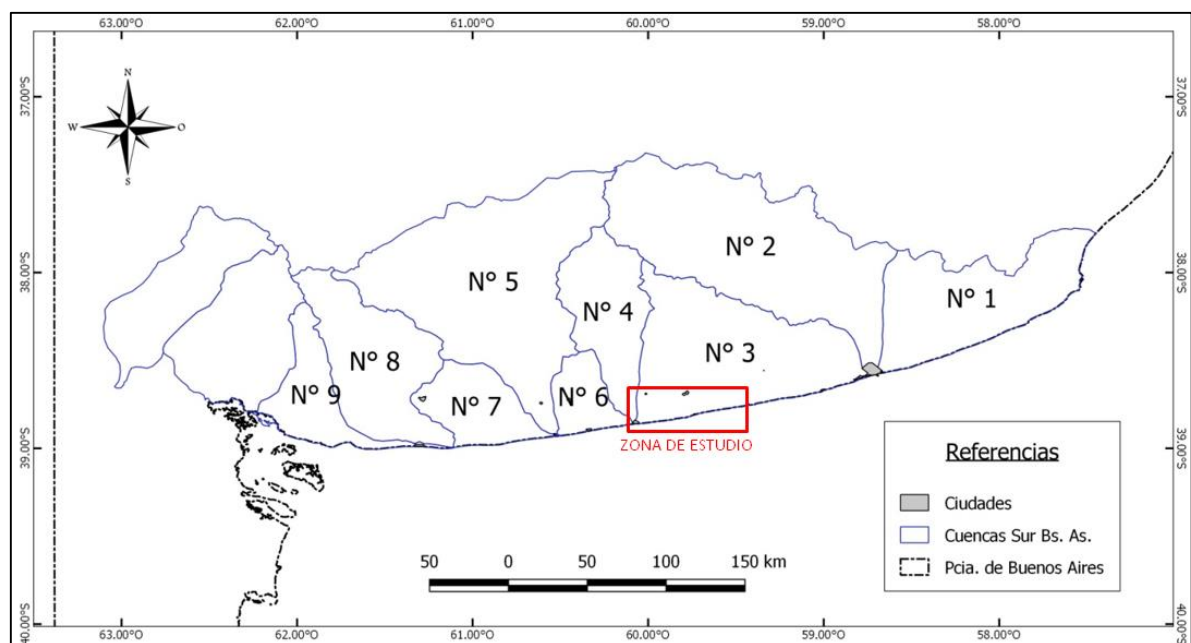
Al sudeste de la provincia de Buenos Aires los cursos fluviales poseen predominantemente diseños subdendríticos y subparalelos. Los cursos de agua que nacen en el cordón serrano septentrional desembocan en el Océano Atlántico y tienen fundamentalmente dos direcciones de escurrimiento; una de ellas está orientada hacia el N-NE donde los cursos alcanzan el mar directa o indirectamente a través de canalizaciones; la otra dirección de escurrimiento adopta un rumbo general hacia el sur, llegando en forma directa al mar. (Santa Cruz *et al.*, 2004).

Se pueden considerar sistemas mixtos areales-lineales a aquellas comarcas donde la red fluvial permite el escurrimiento superficial regional de algunos sectores, constituyendo los restantes, zonas de almacenamiento temporario superficial. Las primeras están situadas en las porciones

superiores de las regiones extraserranas y las segundas se localizan en las partes inferiores de las mismas y en la zona interserrana, facilitando aún más que parte del agua se infiltre y el resto se pierda por evapotranspiración (Sala et al., 1983).

La red hidrográfica de la comarca interserrana presenta la particularidad de que algunos cursos terminan en una zona lagunar (drenaje impedido), consecuencia de la faja de dunas costeras y sólo los más importantes consiguen descargar en el mar. Más puntualmente, en la comarca interserrana alta, aparecen pequeñas depresiones aisladas anegables.

La zona de estudio de este trabajo se encuentra en su mayor parte dentro de la Cuenca Hidrológica de los arroyos Las Cortaderas, Cristiano Muerto y otros, mientras que el margen oeste se encuentra en la Cuenca Hidrológica del arroyo Tres Arroyos o Claromecó (ver Figura 17). La delimitación de las cuencas se tomó del Atlas de Cuencas de la República Argentina (Giraut et al, 2002) que se construyó en base al Proyecto SIG250 del IGN (2015).



*Figura 17: Cuencas según el Atlas de Cuencas INA 2010.
N°3: Cuenca Hidrológica de los arroyos Las Cortaderas, Cristiano Muerto y otros, N°4: Cuenca Hidrológica del arroyo Tres Arroyos o Claromecó. Obtenida de Valdés et al. (2017).*

Marco Hidrogeológico

Hidroestratigrafía

En esta sección se parte de la columna hidrogeológica definida por Hernandez et al. (1979) representada en la Figura 18; esta incluye el Basamento y encima las secciones Hipoparaniana, Paraniiana y Epiparaniana.

Edad Geologica		Seccion Hidrogeologica
Cuaternario		Epiparaniana
Terciario		Paraniiana
Cretacico		Hipoparaniana
Triasico a Precambrico		Basamento

Figura 18: Columna hidrogeológica (Hernandez et al., 1979)

Basamento

El basamento está compuesto por rocas de edades Precámbricas a Triásicas, que se consideran la base impermeable del sistema, por sus características acuífugas.

Sección Hipoparaniana

La sección Hipoparaniana (Frenguelli, 1950) incluye sedimentos alternantes acuíferos de permeabilidad variada y acuícludos. La porción inferior se compone rocas de edad Cretácica que presentan baja permeabilidad mientras que la porción media, asignada al Terciario inferior, posee rocas de baja permeabilidad que intercalan con algunos niveles productivos de mayor permeabilidad (Kruse & Zimmermann, 2002); en el caso de la porción superior esta se caracteriza por depósitos continentales de edad Mioceno inferior que corresponden a la Formación Olivos (Camacho, 1967) o “El Rojo” (Groeber, 1945); en dichos depósitos se distingue la presencia de arenas gruesas que alternan con fangolitas y arcillas arenosas rojizas con nódulos de yeso, anhidrita e intercalaciones de ceniza volcánica. La sección arenosa de la Formación Olivos contiene un acuífero de media a baja productividad (Auge et al, 2002); y las

intercalaciones de yeso y anhidrita otorgan al agua un alto tenor en sulfatos y una elevada salinidad total de 6 a 60 g/l (Auge y Hernández, 1984).

Sección Parania

La sección Parania se ve representado un evento transgresivo en el Mioceno superior que afectó a la mayor parte del territorio argentino; los sedimentos de dicha ingresión son denominados Parania o Formación Paraná (Frenguelli, 1950) o “El Verde” (Groeber, 1945) y son representados por arcillas, arenas arcillosas y arenas de color verde o verde azulada, también presentan niveles calcáreos y fósiles marinos. En cuanto a su comportamiento hidrogeológico; estos sedimentos intercalan niveles acuíclados con niveles acuíferos correspondientes a los bancos más arenosos y presentan salinidades considerablemente altas. En Tres Arroyos la Formación Paraná se ubica entre los 113 y 145 metros de profundidad y presenta espesores de 23 a 60 metros (García, 1971).

Sección Epiparania

La sección Epiparania contiene a grandes rasgos los Sedimentos Pampeanos (Fidalgo et al., 1975) y Post-Pampeanos. Esta sección posee alta importancia hidrogeológica debido a que sus niveles acuíferos son objetivo de numerosas captaciones para abastecimiento de la población y de establecimientos agropecuarios.

El acuífero pampeano constituye un acuífero de tipo multiunitario con alternancia de sedimentos que son acuíferos y otros que se comportan como acuitardos. En general la calidad del agua desmejora en profundidad en lo que respecta al contenido de sales totales (Weinzettel y Varni, 2007).

Los depósitos postpampeanos más importantes de la zona y están compuestos por depósitos eólicos de arenas cuarzosas con estratificación entrecruzada que forman la faja de dunas costeras. El acuífero contenido en las dunas es de baja salinidad motivo por el cual es común objetivo en captaciones someras (menos de 40m de profundidad) para abastecimiento local. El tipo de recarga es local y lineal (González et al., 2004); y la descarga se produce tanto hacia ambos flancos de la faja de dunas, obstaculizando el flujo regional continental hacia el océano y su vez disminuyendo la invasión de la cuña de agua salina marina (efecto de barrera hidráulica).

Según la división en Subregiones Hidrogeológicas (Santa Cruz y Silva Busso, 1999) la zona de estudio está situada dentro de 2 Subregiones; Subregión Pampeana (también llamada Subregión III) y Subregión Médanos Costeros (o Subregión IV). La primera corresponde su extensión a la zona de afloramiento de los Sedimentos Pampeanos y sus acuíferos, estratigrafía e hidroestratigrafía se ven representadas en la Figura 19. La segunda subregión abarca el área que cubren, como su nombre lo indica, los médanos costeros; desde San Clemente del Tuyú hasta Monte Hermoso exceptuando algunos sectores. Esta subregión posee características hidrogeológicas y estratigráficas muy similares a la Subregión III distinguiéndose principalmente por la presencia de los depósitos eólicos costeros (ver Figura 20).

Subregión Hidrogeológica III - Subregión Pampeana		
Estratigrafía	Hidroestratigrafía	Acuíferos Principales
Sedimentos Pampeanos	Epiparaneano	Acuífero Pampeano
Sedimentos Pampeanos (Araucanense)	Epiparaneano	Acuitardo
Formación Paraná	Paraneano	Acuífero Paraná ?
Formación Olivos ?	Hipoparaneano	Acuitardo / Acuífugo
Basamento Cristalino	Basamento Hidrogeológico	Acuífugo

Figura 19: Estratigrafía, Hidroestratigrafía y Acuíferos para la Subregión Hidrogeológica Pampeana (Santa Cruz y Silva Busso, 1999)

Subregión Hidrogeológica IV - Subregión Médanos Costeros		
Estratigrafía	Hidroestratigrafía	Acuíferos Principales
Depósitos eólicos costeros (F. Punta Médanos y otras)	Epiparaneano	Acuífero libre costero
Sedimentos Pampeanos	Epiparaneano	Acuífero Pampeano
Sedimentos Pampeanos (Araucanense)	Epiparaneano	Acuitardo
Formación Paraná	Paraneano	Acuífero Paraná ?
Formación Olivos ?	Hipoparaneano	Acuitardo / Acuífugo
Basamento Cristalino	Basamento Hidrogeológico	Acuífugo

Figura 20: Estratigrafía, Hidroestratigrafía y Acuíferos para la Subregión Hidrogeológica Médanos Costeros (modificado de Santa Cruz y Silva Busso, 1999)

Hidroquímica

Con respecto a las características hidroquímicas se puede decir que en la Subregión Hidrológica III o Subregión Pampeana predominan las aguas bicarbonatadas y cloruradas sódicas. En general, el catión dominante es el sodio aunque a veces aparece combinado con magnesio en cantidades subordinadas mientras que entre los aniones dominan el cloruro y bicarbonato, tanto combinados como por separados (Santa Cruz *et al.*, 2004). En cuanto a los cationes, se observa que las aguas bicarbonatadas son principalmente sódicas, mientras en aquellas en las cuales predominan los cloruros, el catión predominante suele ser el magnesio, en ambos casos con poco calcio. En los partidos de Necochea y San Cayetano las aguas poseen en general una composición fuertemente clorurada magnesiana a sódica; mientras que en los partidos de Tres Arroyos y General Alvarado las aguas se caracterizan por su composición bicarbonatada, con algo de cloruros y fuertemente sódicas.

Por otro lado, en la Subregión Hidrológica IV, correspondiente a la franja de médanos costeros, predominan las aguas cloruradas y bicarbonatadas sódicas; entre los cationes, el sodio es el más abundante, mientras que entre los aniones domina ampliamente la combinación cloruros-bicarbonatos. Esta zona se caracteriza por rápidos cambios químicos ya que los reservorios son de poca extensión regional y de poca profundidad; además, la intrusión salina es frecuente en las ciudades de la costa dado que en la explotación de agua subterránea se rompe con facilidad el equilibrio hidroquímico (Santa Cruz *et al.*, 2004).

Hidráulica

Los caudales obtenidos en toda la sección varían aproximadamente de 20 a 100m³/h o aún superiores en algunas áreas, pero se desconoce su sostenibilidad (Santa Cruz y Silva Busso, 1996); los caudales específicos registrados más frecuentemente oscilan entre 2 y 4 m³/h/m y las profundidades de explotación más comunes se encuentran entre los 50 y 80 m, pero pueden llegar hasta 120 m (mbbp). Asimismo para la zona se reconocen valores de transmisividad que oscilan entre 80 y 150 m²/d (Santa Cruz *et al.*, 2004). Esta información hace referencia a toda la región de la Llanura Pampeana y presenta valores generalizados.

GEOLOGIA DEL AREA DE ESTUDIO

Perfiles sedimentarios

Se analizaron dos perfiles sedimentarios en los puntos C35 y C36, a 350m de distancia uno del otro, y con casi 8 y 7 metros respectivamente de potencia (Figura 30 y Figura 35).

De los cortes delgados estudiados, 2 fueron obtenidas del nivel A identificado en el perfil C35, otra muestra fue obtenida del nivel C del mismo perfil y la última pertenece al nivel A identificado en el perfil C36. Las descripciones completas de los cortes se encuentran en el Anexo de este trabajo.

Descripción PERFIL C35



Figura 21: Perfil C35 - vista general.

UNIDAD A

Depósito con cementación carbonática de color blanco a gris claro y granulometría limo-arena fina. Se ven 3 niveles de aproximadamente 40cm de espesor cada uno, separados por sectores cubiertos. Los niveles tienen forma tabular y laminación mal conservada. Esta unidad se encuentra en la zona entre alta y baja marea. La roca reacciona al HCl.

Espesor: 1,8m

La zona inferior de la unidad (corte delgado C35 A1) corresponde a una roca con fábrica de tipo flotante, con el material clástico (35%) bien seleccionado y con su moda en arena muy fina, inmerso en carbonato de calcio asociado a arcillas (65%). En el material clástico está integrado por fragmentos líticos volcánicos, plagioclasa, trizas vítreas, cuarzo y minerales accesorios. La esparita forma crecimiento isopáquico bien desarrollado, representado por agujas o cristales de carbonato en bandas de espesor constante alrededor de todos los clastos; como también rellenando parcialmente meso y macro poros. (Figura 22)

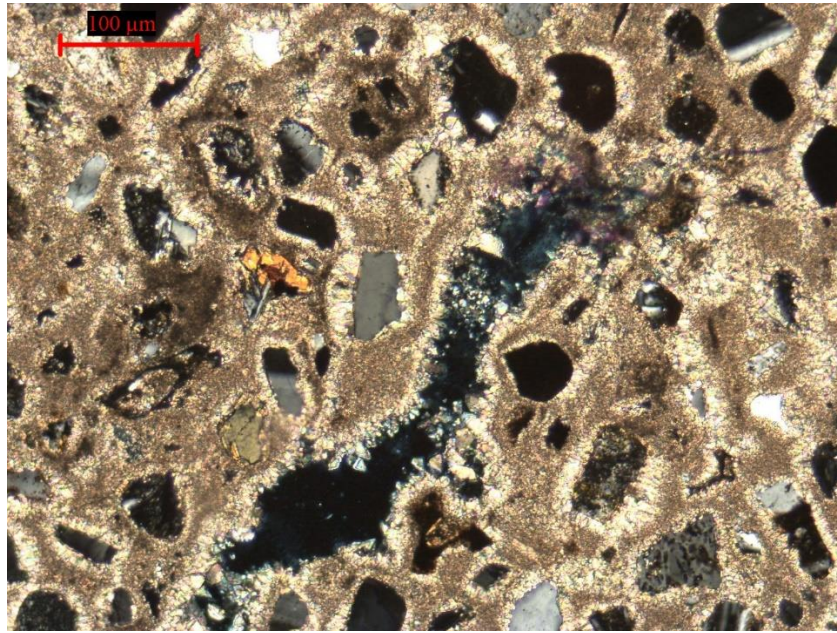


Figura 22: MUESTRA C35A1 - clastos con cementación isopáquica y esparita en poros.

La zona media de la unidad (corte delgado C35 A2) corresponde a una roca con fábrica flotante, con clastos (45%) moderadamente a bien seleccionados y con su moda en arena muy fina, inmersos en abundante arcilla asociada a carbonato (55%). El material clástico está integrado por fragmentos líticos principalmente volcánicos (se encuentran metamórficos en menor proporción), feldespatos con amplio predominio de plagioclasas, vitroclastos (Figura 23 y Figura 24), cuarzo, opacos y minerales accesorios (piroxeno, anfíbol, biotita). Se puede distinguir corrosión en los bordes de los clastos.

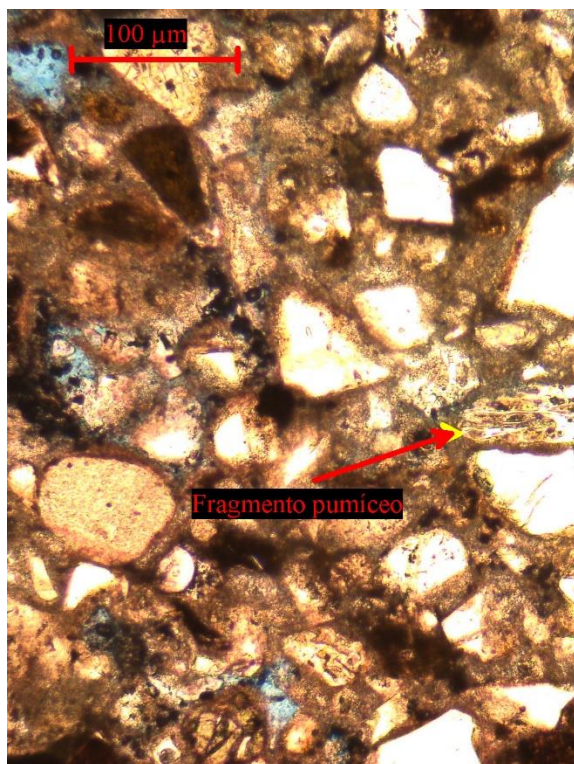


Figura 23: MUESTRA C35 A2 - fragmentos pumíceos.



Figura 24: MUESTRA C35 A2 - trizas vítreas.

UNIDAD B

Depósito color castaño, granulometría limo-arena fina y estructura masiva. Presenta abundantes venillas y nódulos carbonáticos de hasta 10cm.

Espesor: 1m

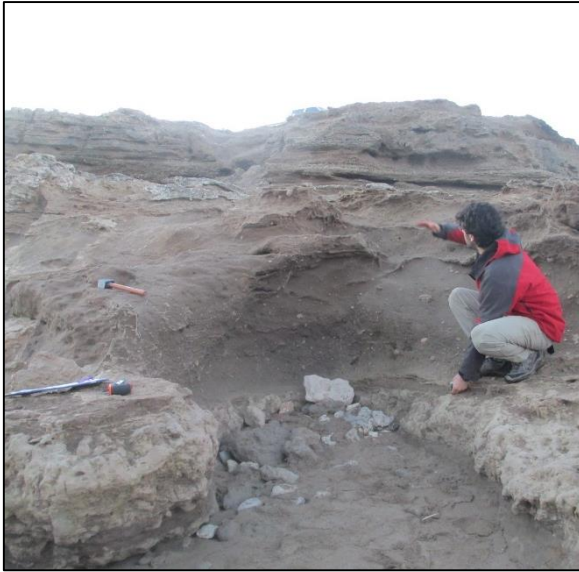


Figura 25: Nivel B.

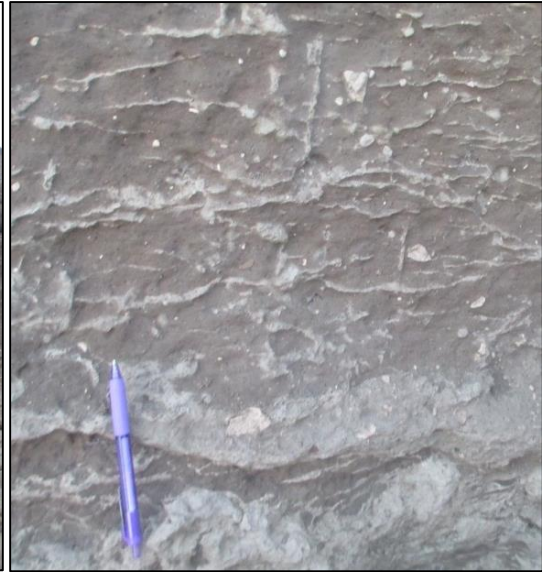


Figura 26: venillas y nódulos calcareos en nivel B.

UNIDAD C

Depósito con cementación carbonática color blanco a gris claro y granulometría limo-arena fina. El banco presenta una estratificación cuyos planos se encuentran deformados y se puede notar una mayor consolidación hacia el techo; también se distingue intercalación de niveles o lentes de poco espesor de color castaño.

Espesor: 1m

Microscópicamente (corte delgado C35 C), se distingue un 30% de clastos con moderada selección y moda en arena muy fina, inmersos en abundante arcilla asociada a carbonato (70%). El material clástico incluye fragmentos líticos, clastos de plagioclasa, trizas vítreas, opacos, cuarzo y minerales accesorios (anfíbol, ortopiroxeno, biotita). Se pueden distinguir estructuras de pellets, revestimientos y rellenos de poros por arcillas, recubrimientos de poros por óxidos de hierro, restos de raíces (Figura 27) y en al menos 2 sectores se distingue una estructura alveolar septal (Figura 28). Posee una fábrica de tipo β .

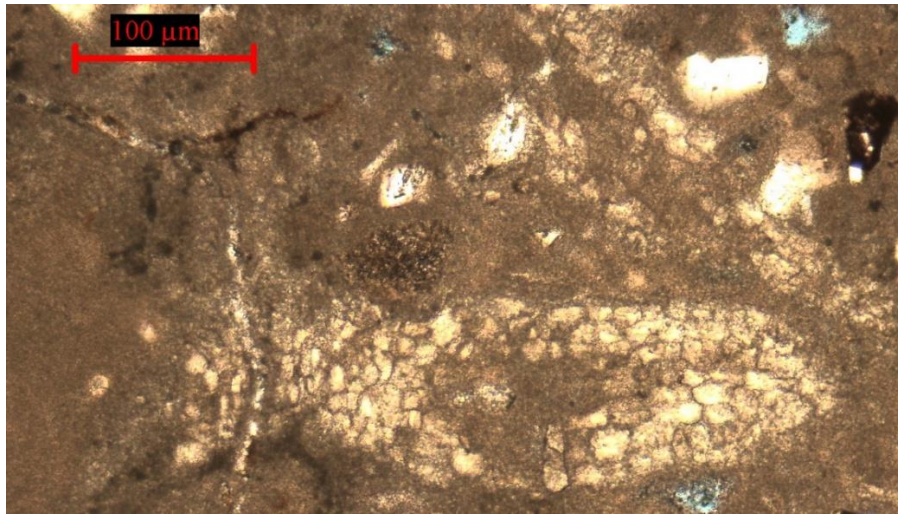


Figura 27: MUESTRA C35 C - tejidos radiculares.

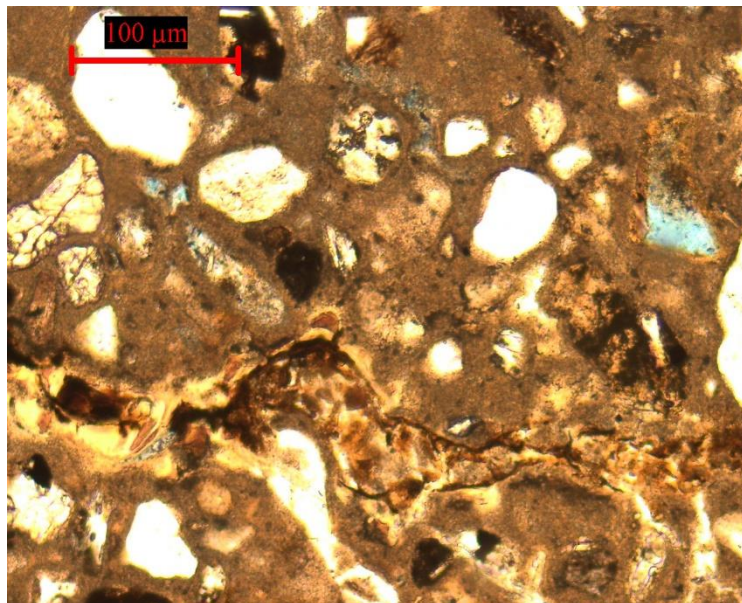


Figura 28: MUESTRA C35 C - Estructura alveolar septal.

UNIDAD D

Depósito color castaño y granulometría limo-arena fina y estructura masiva. Se distingue la presencia de fragmentos de conchillas de hasta 7mm.

Espesor: 0,6m

UNIDAD E

Depósito conglomerádico clasto-sostén con matriz limo-arenosa y clastos de variada composición. Esta unidad se encuentra estratificada y presenta niveles de espesores variables (entre 5 y 15cm) y variada granulomería y coloración; Además se distinguen estructuras de estratificación entrecruzada. Los clastos es tan compuestos por: fragmentos de conchillas de gastrópodos de hasta 3 cm y pequeños fragmentos de bivalvos; clastos redondeados (rodados) de hasta 2 cm con colores que varían entre pardo y castaño, y clastos líticos castaños. Todo el material reacciona al HCl, excepto por los clastos de rodados.

Espesor: 2,8m



Figura 29: Detalle de nivel E.










UNIDAD F

Depósito conglomerádico matriz-sostén con matriz limosa y estructura masiva. El material clástico está compuesto por pequeños fragmentos de conchilla, pocos rodados de hasta 2 cm y clastos de color castaño sin conchillas.

Espesor: 0,6m

PERFIL GEOLOGICO

LUGAR:	Costa de Claromecó
LOCALIDAD:	Partido de Tres Arroyos
PROVINCIA:	Buenos Aires
PUNTO:	C35
LATITUD:	38° 51' 28.97" S
LONGITUD:	60° 2' 2.13" O
COTA	0 m
FECHA:	21/07/2016

REFERENCIAS			
	CALCRETE		VENILLAS Y NODULOS CALCAREOS
	LIMO		CONCHILLAS DE BIVALVOS
	CONGLOMERADO		CONCHILLAS DE GASTROPODOS
	FANGLOMERADO		FRAGMENTOS DE CONCHILLAS
			CORTE DELGADO

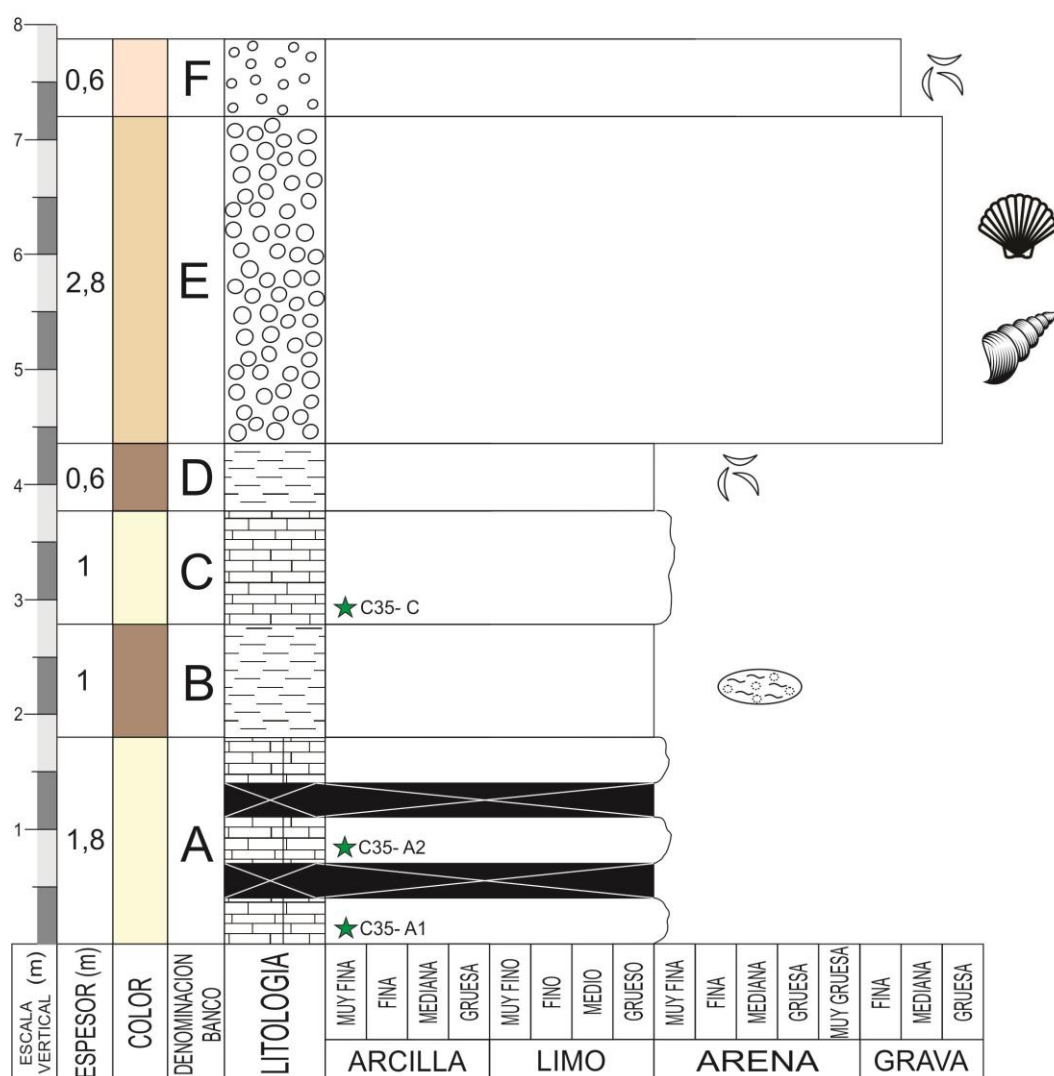


Figura 30: Perfil C35

Descripción PERFIL C36

UNIDAD A

El banco está compuesto por una intercalación de niveles carbonáticos de color gris claro con niveles castaños de grano limo-arenoso, ambos presentan continuidad lateral. Los niveles carbonáticos presentan mayor competencia, mientras que en algunos niveles castaños se distinguen venillas y nódulos calcáreos. (Figuras 32)

Espesor: 3,3m

Microscópicamente (corte delgado C36 A tri), se distingue material clástico (20%) bien seleccionado y con moda en arena muy fina, inmerso en abundante arcilla (80%). Entre los clastos se encuentran fragmentos líticos volcánicos y metamórficos, plagioclasa, cuarzo, trizas volcánicas y minerales accesorios (opacos, anfíbol, piroxeno, biotita). Las arcillas se encuentran además relleno de poros y se puede distinguir carbonato formando parches de esparita y microesparita, como también rodeando total o parcialmente los clastos (cemento isopáquico poco desarrollado). Además se distinguen parches y revestimientos de poros con magnetita (Figura 31).

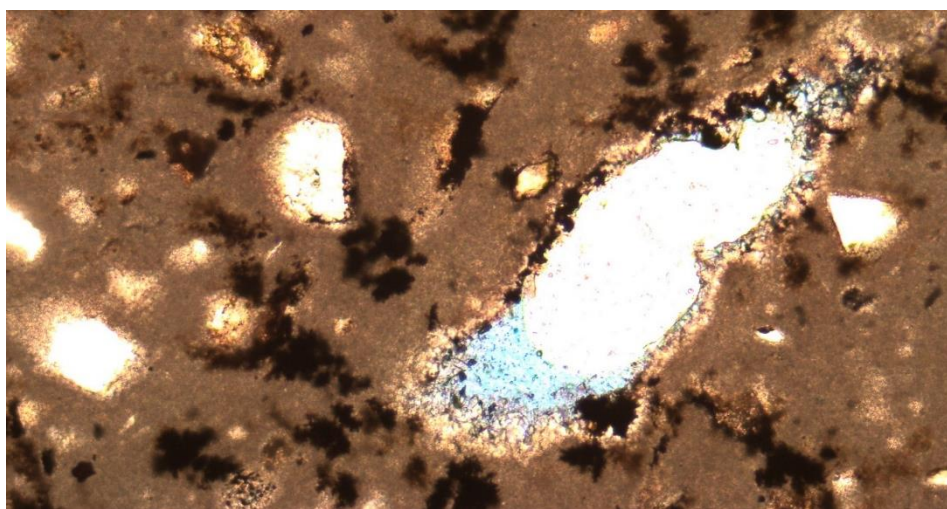


Figura 31: C36 A tri - parches de magnetita

UNIDAD B

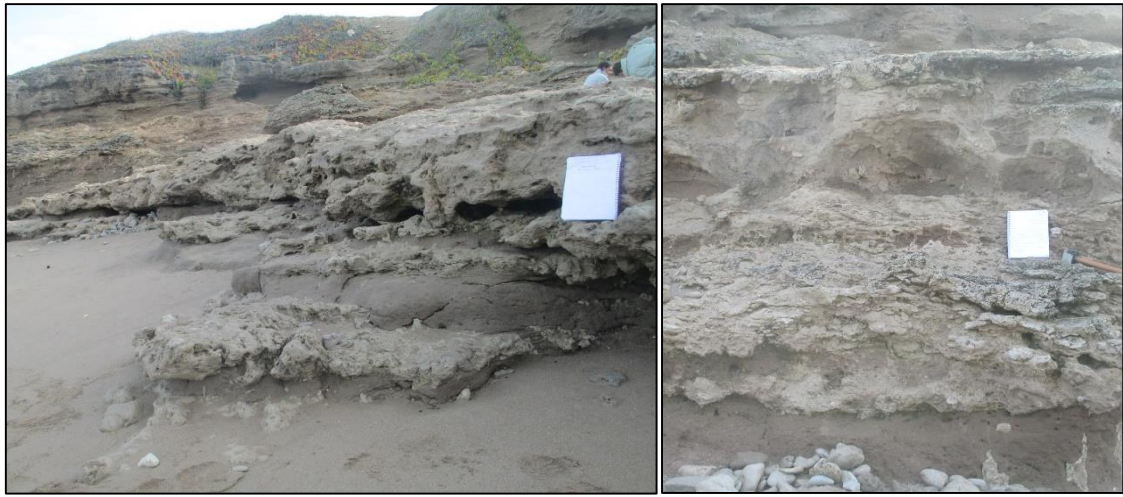
Depósito conglomerádico clasto-sostén, presenta clastos líticos de variada composición y fragmentos de conchillas. Presenta estratificación entrecruzada. La unidad se encuentra segmentada por el banco C

Espesor: 1,5m

UNIDAD C

Depósito conglomerádico matriz-sostén con matriz castaña limo-arenosa y estructura masiva. Los clastos están compuestos por fragmentos líticos de variada composición de hasta 10cm, rodados y conchillas. Si bien el depósito no es continuo lateralmente, se pueden observar rocas similares en diferentes locaciones cercanas

Espesor: 2m



Figuras 32: Interclaciones de bancos con mayor y menor cementación carbonática en el nivel A.



Figura 33: Contacto niveles B – C.



Figura 34: Detalle nivel C.

LUGAR:	Costa de Claromecó
LOCALIDAD:	Partido de Tres Arroyos
PROVINCIA:	Buenos Aires
PUNTO:	C36
LATITUD:	38° 51' 27.25" S
LONGITUD:	60° 1' 48.55" O
COTA	0 m
FECHA:	22/07/2016

REFERENCIAS			
	CALCRETE		VENILLAS Y NODULOS CALCAREOS
	LIMO		CONCHILLAS DE BIVALVOS
	CONGLOMERADO		CONCHILLAS DE GASTROPODOS
	FANGLOMERADO		FRAGMENTOS DE CONCHILLAS
			CORTE DELGADO

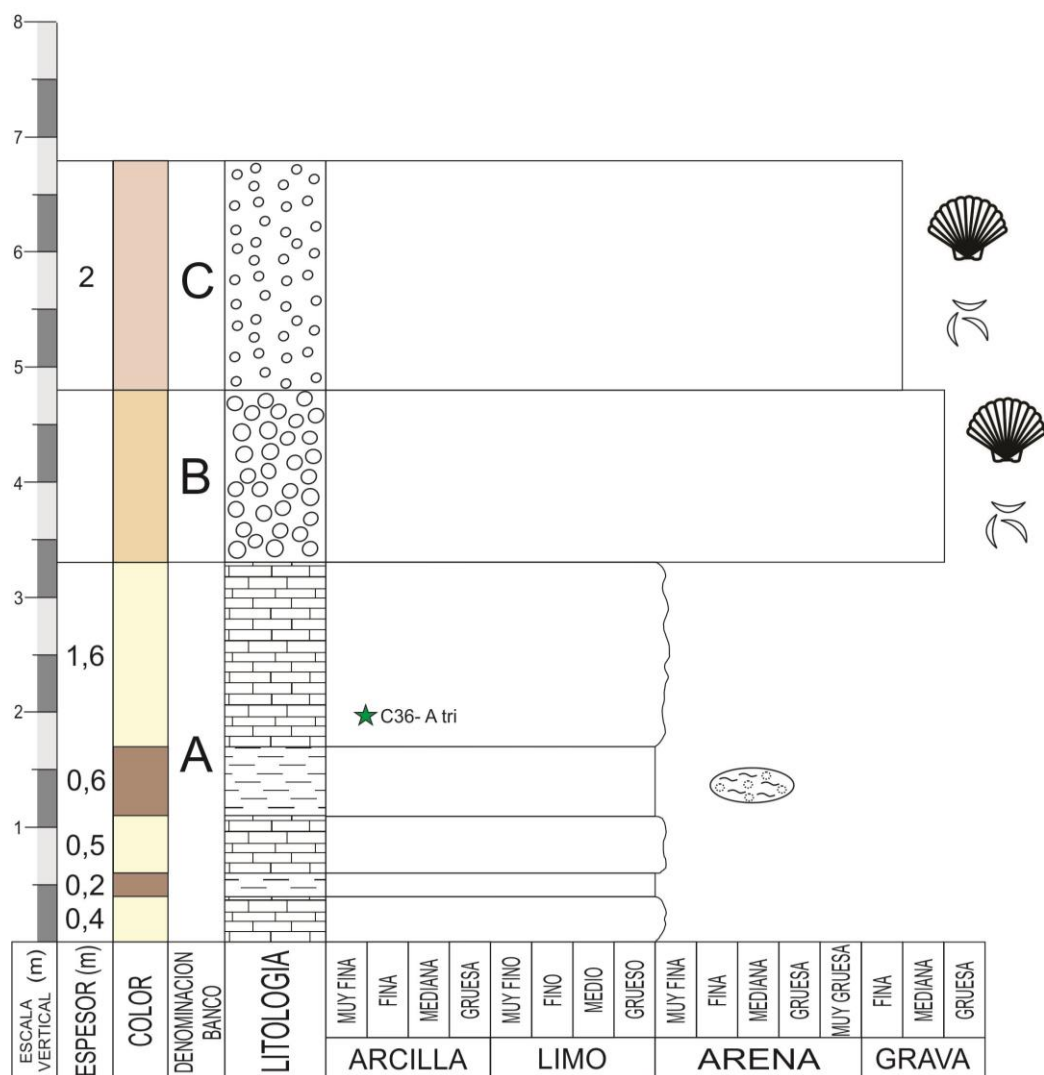


Figura 35: Perfil C36

Interpretación

El sector inferior de la Unidad A (muestra C35 A1), integrado por una arenisca bien seleccionada con fábrica de tipo flotante. La cementación carbonática podría haberse producido en un ambiente freático marino de circulación activa (ver Figura 37), evidenciado por el buen desarrollo de la cementación isopáquica.

La zona media y superior de la unidad A, las unidades B, C y D del perfil C35, y la unidad A del perfil C36; están constituidas por sedimentos principalmente limosos, acompañados por menores porcentajes de arena y arcillas. La composición de la arena y limo grueso es volcánico-piroclástica. Estas características coinciden con el denominado loess pampeano (Teruggi, 1957). Según Tofalo *et al.* (2017), quienes estudiaron un perfil cercano, corresponderían a una exposición parcial del intervalo de sedimentación continental Plioceno-Pleistoceno tardío propuesto por Zarate (2005) para la región pampeana de la Provincia de Buenos Aires.

Intercalados en el depósito loésico, pueden observarse paleosuelos y niveles con mayor cementación carbonática, lo que queda evidenciado por la alternancia de bancos claros competentes y bancos oscuros menos competentes (ver Figura 36). En base a las características texturales y composicionales observadas en cortes delgados, se puede considerar que dicha cementación se produce por el proceso llamado calcretización en ambiente continental.

Puntualmente la muestra C35 A2 presenta un fábrica que sugiere un origen freático de la calcretización; mientras que la muestra C35 C posee una fábrica tipo β , evidenciada por pellets, restos de raíces y un sector con estructura alveolar septal. La fábrica tipo β refleja la actividad biológica y se encuentra en los calcretes de tipo pedogénico.



Figura 36: Intercalación de niveles con variable cementación carbonática.

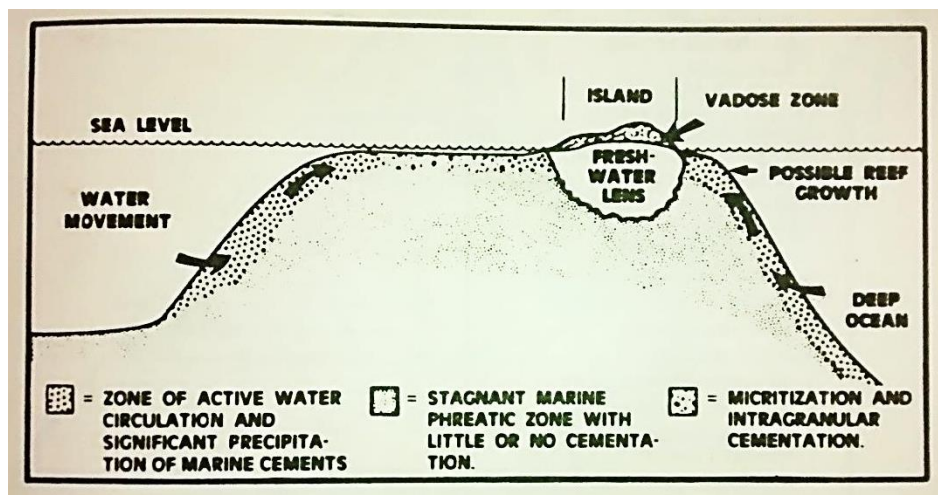


Figura 37: Sección transversal esquemática de un gran banco carbonático. La zona marina freática se encuentra dividida en un área con activa circulación de agua (cementación) y otra área con escasa circulación de agua (estancamiento con poca cementación). Escala vertical de centenares de metros y escala horizontal de algunos kilómetros. Obtenido de Longman (1980).

Por encima se pueden ver depósitos de conglomerados de origen marino, con estratificación entrecruzada y abundantes conchillas de bivalvos y gastrópodos (perfil C35 – nivel E y perfil C36 – nivel B). Los depósitos se pueden asociar a la ingresión “Belgranense”, denominación propuesta por Ameghino (1889). Depósitos correlacionables fueron datados por Isla *et al.* (2000), a partir de un estudio U/Th en valvas de *Tegula patagónica spp.* (Figura 38), que arrojaron una edad de $93,5 \pm 3,5$ ka. Los autores consideran que la elevada concentración de U se debe a un enriquecimiento porst-morten, por lo tanto fue corregida estimando una edad aproximada de 120ka. Tófalo *et. al.* (2017) estudian en detalle estos sedimentos, detectando estructuras de estratificación entrecruzada y estratificación entrecruzada bipolar dispuestas en sets lenticulares, con contactos erosivos con respecto al set inferior; sugiriendo un ambiente de canales mareales de diversa jerarquía.



Figura 38: *Tegula Patagónica*. imágenes extraídas de Carlos Nuñez Cortés y Tito Narosky, 1997. “Cien Caracoles Argentinos.”

Comparado con otros tipos de flujos canalizados, en los canales mareales suele invertirse periódicamente la dirección del flujo, lo que puede generar estructuras sedimentarias bidireccionales (Wang, 2012).

Coronando ambos perfiles aparecen depósitos de conglomerados matriz-sostén, con clastos de variada composición. Dadas las características texturales y morfología de los bancos pueden atribuirse a flujos densos; si bien estos niveles no son continuos, se pueden identificar lateralmente rocas similares. Además este tipo de depósitos han sido descriptos en otras localidades como Chapadmalal (Zárate y Orgeira, 2010).

De acuerdo con Tófaló *et. al.* (2017) se puede concluir que los perfiles registran 2 ingresiones, la más antigua relacionada a la cementación de la muestra C35 A1 y la más reciente representada por los conglomerados marinos presentes en ambos perfiles. Tanto estas ingresiones como la presencia de paleosuelos indicarían momentos de mejoramiento climático.

GEOMORFOLOGÍA DEL AREA DE ESTUDIO

La zona de estudio posee, definiéndolo a gran escala, un paisaje compuesto que muestra la actual acción fluvial sobre un relieve ondulado, cuyas ondulaciones responderían a geoformas eólicas inactivas. Las características de la zona se podrían comparar con las que describe Tricart (1973) para la cuenca del Rio Salado, el trabajo propone la presencia de un paisaje mixto de bajas pendientes que está compuesto por geoformas eólicas remanentes y geoformas fluviales más modernas; en otras palabras la superficie refleja la deflación eólica y la acumulación loésica durante el Cenozoico tardío. El registro Pleistoceno comprende sedimentos loessoides profundamente modificados por procesos pedogénicos que da origen a paleosuelos soldados (Zárate, 2003).

En el margen sur del área de estudio podemos encontrar tanto un ambiente de campo de dunas costeras, pudiendo distinguir campos activos e inactivos; como también un ambiente con geoformas marinas de erosión y acumulación.

Red de drenaje

Se distingue una red de drenaje dendrítica poco integrada en la cual se distinguen importantes arroyos como el Arroyo Claromecó y el Arroyo Cristiano Muerto, surcando una planicie con una importante cantidad de lagunas y áreas inundadas. Si se analiza el mapa geomorfológico realizado en este trabajo se puede distinguir que el conjunto de las áreas de anegamiento y las lagunas conforman el trazado de una incipiente red fluvial que en un futuro podría desarrollarse resultando en un sistema mejor desarrollado. (Figura 39).

Cabe destacar que la red de drenaje de la zona no responde completamente con una evolución natural, sino que está fuertemente intervenida antrópicamente; presentando canalizaciones artificiales que siguen el trazado de los caminos, o simplemente evacúan el exceso de agua de un lugar hacia otro (este tema que será tratado en el apartado titulado “MODELO HIDROGEOLOGICO”).

Unidades geomorfológicas

En base a imágenes satelitales, topografía digital realizada por el INA a partir de cartas topográficas del IGN y a partir de observaciones de campo, se realizó un mapeo de las unidades geomorfológicas presentes en el área de estudio (Figura 39):

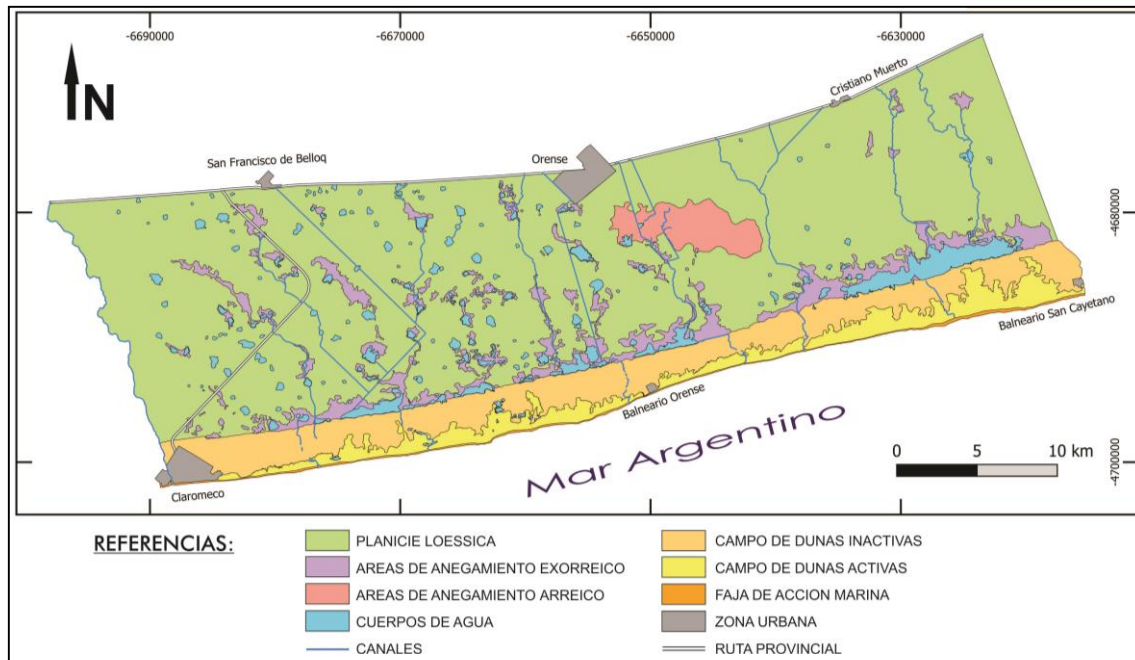


Figura 39: Miniatura del mapa geomorfológico.

Planicie loésica

Esta unidad se ubica desde los 12 msnm, limitando al sur con el campo de dunas costeras y extendiéndose regionalmente al norte hacia cotas mayores, fuera del área de estudio. Está formada por depósitos eólicos limo-arenosos cuaternarios, que constituyen una planicie que fue labrada por la acción eólica y fluvial. Sobre ella se desarrolla una importante actividad agropecuaria, y de forma subordinada se observa vegetación autóctona de gramíneas. Además existe un importante desarrollo edáfico sobre estos sedimentos.

Desde un punto de vista hidrológico se relaciona a la unidad con el concepto de Planicie de Escurrimiento (Olivares, 1999), caracterizada por la presencia de un drenaje que si bien en algunos sectores es bueno, en otros se distinguen depresiones muy leves que actúan como superficies anegadizas y que podrían considerarse como áreas de captación hídrica a partir de las cuales se forman bañados alargados con cañadas incipientes.

Contenidos dentro de esta unidad se distinguen diferentes elementos geomorfológicos que se encuentran detallados a continuación:

Áreas de anegamiento exorreico

Estas zonas se corresponden con las depresiones inundables mencionadas anteriormente. Consisten en áreas con alta tendencia a inundarse, que si bien pueden presentar mayor o menor nivel de humedad, se distinguen de las lagunas por no formar cuerpos de agua definidos y permanentes. Dichas depresiones poseen morfologías variables y se encuentran tanto alrededor de algunas lagunas con formas irregulares, o bien formando estructuras alargadas que cortan la pendiente y responden a la denominación de “Protovalles” (Valdés *et al.*, 2017).

El desarrollo de estas áreas está vinculado tanto a la formación de los Protovalles, como también a la incipiente dinámica fluvial.

Área de anegamiento arreico

Esta unidad corresponde a un área que presenta múltiples focos de anegamiento con morfologías poco definidas que se encuentran vinculados unos con otros, lo que impide diferenciar cada uno por separado. Esta zona, al igual que las áreas de anegamiento exorreico, también sufre inundaciones periódicas y en época húmeda presenta un constante exceso de agua; la diferencia radica en que las áreas de anegamiento exorreico poseen límites mejor definidos, mientras que en este caso nos referimos a una superficie considerablemente mayor que se ve afectada por la presencia de agua, con límites poco definidos (Figura 40). La génesis de esta depresión inundable no parece estar vinculada a la dinámica fluvial erosiva ni a los Protovalles, sino que su extensión y morfología podrían apuntar a un posible origen eólico (procesos deflacionarios).

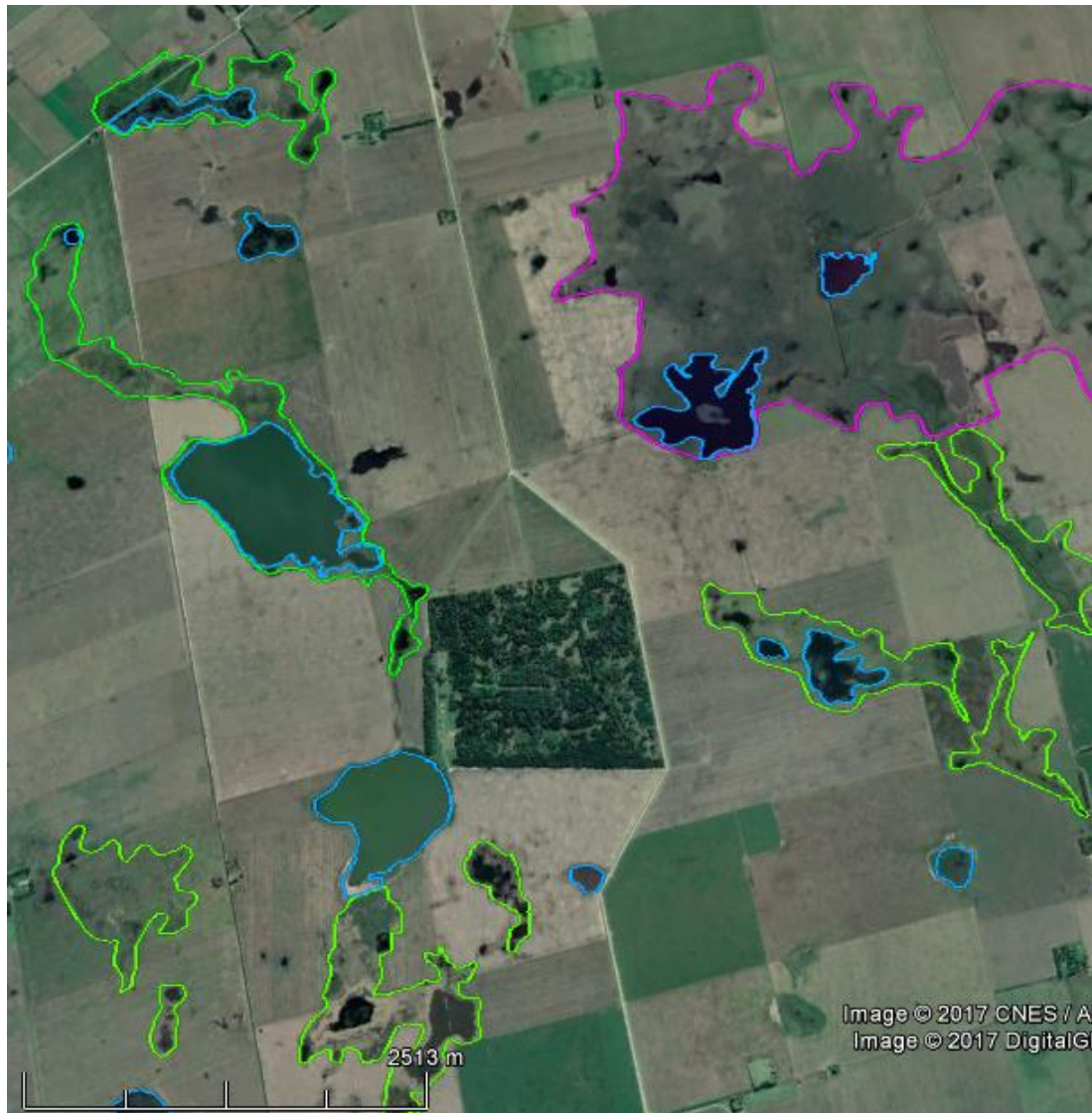


Figura 40: vista de Google Earth. En celeste se marcaron las lagunas, en verde las áreas de anegamiento regular y en magenta se distingue el área de anegamiento arreico.

Cuerpos de agua (lagunas)

Se distinguen numerosos cuerpos de agua de variada extensión. Las lagunas de mayor tamaño son menos abundantes, presentan formas elongadas en la dirección noreste-sudoeste y se ubican contra la faja de dunas costeras; mientras que las lagunas más pequeñas son muy abundantes y presentan una distribución areal particular, ya que se encuentran en mayor proporción en la porción oeste de la zona de estudio. Las primeras, evidencian el sepultamiento y endicamiento de ríos ligado al origen, desarrollo y movimiento del campo de dunas (López y Marcomini, 2000); las segundas consisten en depresiones dejadas por la acción eólica (cunetas de deflación) que se encuentran rellenas por el agua.

Canales

En la zona se encuentran canales con diferentes características; algunos cursos corresponden a arroyos importantes, como el Arroyo Claromecó o el Arroyo Cristiano Muerto, cuya morfología que reflejaría una baja influencia antrópica y su característica más importante es el notable carcavamiento que se genera a partir de dichos arroyos. Por otro lado, existen canales que corren paralelos a las rutas y siguen su trazado; y por último se ven canales que se realizaron con el fin de evacuar el agua concentrada en los bajos.



Figura 41: Izquierda: Arroyo Claromecó. Derecha: canalizaciones paralelas a las rutas y canales que evacúan en agua de lagunas y depresiones. Las curvas de color rojo corresponden a curvas de nivel que aumentan su cota hacia el noroeste.

Campo de dunas inactivas

Para describir esta unidad se utilizó la denominación Campo de dunas inactivas siguiendo el criterio de Marcomini *et al.* (2007, 2009). Se dispone en el espacio como una faja con dirección sudoeste-noreste limitando al norte con la planicie loessica y a su vez interdigitandose al sur con el campo de dunas activas; su ancho varía entre 200 y 2500 metros con un promedio de 1500m.

En la zona aledaña a Balneario Orense Quesada (2008) define el campo de dunas inactivas como “una faja de 500 m de ancho, que delimita todo el campo de dunas hacia el continente compuesto de crestas y surcos con cobertura vegetal prácticamente total, a excepción de las dunas en voladura”. Este autor identifica un campo de dunas en transición que está compuesto por planicies arenosas inactivas con 100% de cobertura vegetal herbácea y por dunas parabólicas de 150m de ancho y largo variable entre 300 y 600 metros, cuyos brazos se extienden en dirección noroeste. En el sector comprendido entre Claromecó y Reta se observan dos tipos de dunas en voladura: hoyos circulares y canaletas, con diámetros entre 9 y 25 metros (Manograsso Czalbowski, 2008).

Cabe destacar que las localidades que se sitúan sobre la franja de dunas costera se encuentran rodeadas de bosques de origen antrópico, los cuales cumplen el rol de inmovilizar las dunas y minimizan tanto la intensidad del viento, como el transporte de arena (Figura 42).



Figura 42: Vista en planta de la localidad de Balneario Orense, rodeada de plantaciones forestales.

Campo de dunas activas

La unidad se dispone como una faja paralela al campo de dunas inactivas con dirección suroeste-noreste, limitando al sur con los depósitos de playa.

El campo se compone de tres geoformas principales: planicies de progradación eólica, megadunas complejas litorales y dunas longitudinales. Las primeras presentan un ancho variable de 50 a 500 metros, poseen escasa o nula vegetación y están compuestas por dunas incipientes formadas por montículos de arena; las segundas consisten en megadunas aisladas de 10 a 40 metros de alto con dunas de menor escala superpuestas. Las dunas longitudinales poseen una cresta sinuosa con orientación paralela a la línea de costa y se encuentran en una posición más distal de ésta, con respecto a las otras geoformas mencionadas anteriormente (Quesada, 2008).

Morfologías de playa y costa: Geoformas marinas de erosión y acumulación

Esta unidad comprende a la zona delimitada por la línea de Ribera marina e incluye tanto a las geoformas de erosión como las de acumulación marina. Entre las primeras se distinguen acantilados marinos activos al oeste de Claromecó y pataformas de abrasión expuestas en forma discontinua a lo largo de toda la costa, mientras que las geoformas de acumulación son depósitos de playa de ancho variable.

Las plataformas de abrasión están labradas sobre los sedimentos pampeanos y se pueden encontrar asociadas a acantilados que exponen el contacto entre la Formación Ensenada y los depósitos de la ingresión Belgranense (Figura 43)

Para los alrededores de Balneario Orense Quesada (2008) reconoce playas de baja pendiente cuya dinámica normal está dominada por procesos eólicos. El autor también reconoce un cordón litoral rocoso ubicado a alrededor de 150 m de la línea de costa y a una altura de 1,8 msnm, a partir del cual infiere un evento transgresivo holoceno al menos 2 m por encima del nivel del mar actual.



Figura 43: Plataforma de abrasión, playa y acantilado en los alrededores del faro de Claromecó. Lugar donde se realizó el relevamiento de los perfiles geológicos de este trabajo.

PENDIENTE DE LA ZONA

Se realizó un estudio de las pendientes en la zona a partir de 9 transectas con dirección perpendicular a las curvas de nivel; utilizando además, las curvas topográficas de 35, 30 y 15 msnm coloreadas de celeste, violeta y rojo respectivamente para obtener las diferencias de altura (ver Figura 44).

Las transectas están numeradas de oeste a este; a continuación se puede ver la pendiente para cada una:

- 1- $20\text{m} / 15,469\text{km} = 1,293 \text{ m/km} \rightarrow 1,29 \times 10^{-3} \%$
- 2- $20\text{m} / 16,285\text{km} = 1,228 \text{ m/km} \rightarrow 1,23 \times 10^{-3} \%$
- 3- $20\text{m} / 16,884\text{km} = 1,185 \text{ m/km} \rightarrow 1,18 \times 10^{-3} \%$
- 4- $15\text{m} / 13,115\text{km} = 1,144 \text{ m/km} \rightarrow 1,14 \times 10^{-3} \%$
- 5- $15\text{m} / 13,486\text{km} = 1,112 \text{ m/km} \rightarrow 1,11 \times 10^{-3} \%$
- 6- $15\text{m} / 14,341\text{km} = 1,046 \text{ m/km} \rightarrow 1,05 \times 10^{-3} \%$
- 7- $15\text{m} / 13,918\text{km} = 1,078 \text{ m/km} \rightarrow 1,08 \times 10^{-3} \%$
- 8- $15\text{m} / 14,767\text{km} = 1,016 \text{ m/km} \rightarrow 1,02 \times 10^{-3} \%$
- 9- $15\text{m} / 15,873\text{km} = 0,945 \text{ m/km} \rightarrow 9,45 \times 10^{-4} \%$

A partir del análisis de los valores obtenidos se puede concluir que la pendiente tiende a decrecer en sentido oeste-este entre 1,293 y 0,945 m/km o bien entre 0,13% y 0,09%.

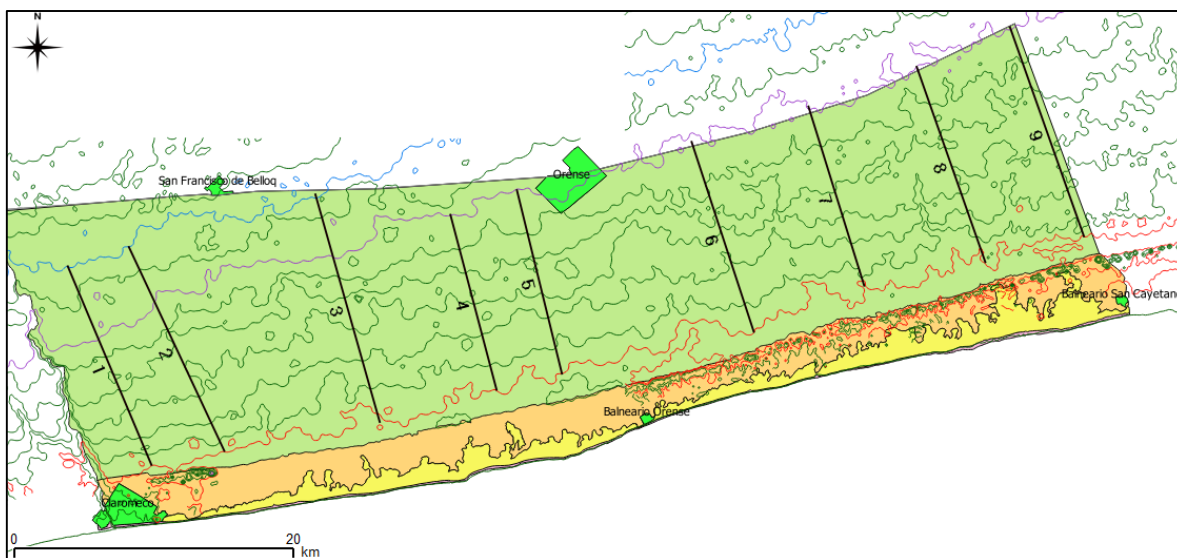


Figura 44: Mapa con curvas de nivel y secciones en las que se midió la pendiente. Curva celeste = 35msnm, curva lila = 30msnm, curva roja = 15msnm.

BALANCE HIDRICO

La evaluación de los recursos hídricos de una cuenca requiere de una estimación correcta del balance hidrológico o hídrico, es decir la relación entre la precipitación y los procesos de evapotranspiración, escurrentía e infiltración. En general, el agua que precipita (precipitación = PP), vuelve en parte a la atmósfera ya sea por evaporación directa o por transpiración de la vegetación (evapotranspiración = ET); otra parte escurre por la superficie (escurrentía superficial= Esc) y fluye hasta alcanzar los cauces principales y finalmente el mar, mientras que el resto se infiltra en el terreno y se incorpora al sistema de aguas subterráneas o acuífero (infiltración = I) (Galvez, 2011).

Estas magnitudes se relacionan de acuerdo a la siguiente ecuación, que se conoce con el nombre de Balance Hidrológico:

$$PRECIPITACION = EVAPOTRANSPIRACION + ESCORRENTÍA SUPERFICIAL + INFILTRACIÓN$$

Si bien la ecuación de Balance Hidrológico es una expresión muy simple, la cuantificación de sus términos es normalmente complicada por la falta de medidas directas y por la variación espacial de la evapotranspiración, de las pérdidas profundas (en acuíferos) y de las variaciones del agua almacenada en la cuenca (Llerena, 2003).

A partir del Balance Hidrológico se calcula un estimativo de los volúmenes de agua del sistema, lo que permitirá planificar el recurso hídrico en base a posibles demandas o problemáticas.

Los datos de temperatura y precipitaciones utilizados en este trabajo fueron obtenidos del Servicio Meteorológico Nacional, registrados en la estación meteorológica ubicada en la ciudad de Tres Arroyos y correspondientes a los años 2000-2016.

Evapotranspiración Potencial y Real– método Thornthwaite (1948)

La Evapotranspiración potencial (ETP) es aquella que se producirá si la humedad del suelo y la cobertura vegetal estuvieran en condiciones óptimas (Thornthwaite, 1948) o mas bien, el valor máximo de agua que estaría sometida a este proceso en caso de existir suficiente cantidad en el terreno. La Evapotranspiración Potencial es estimada a partir de datos climáticos, teniendo en cuenta principalmente la temperatura y las horas de insolación. Por otro lado, la Evapotranspiración Real (ETR) se calcula a partir de tres factores: la Evapotranspiración Potencial, la pluviometría y la reserva útil del suelo o capacidad de campo; este último factor

consiste en el volumen de agua que puede retener un terreno por unidad de superficie, hasta la profundidad en que el fenómeno de capilaridad es posible.

Inicialmente se comenzó calculando la evapotranspiración potencial (ETP) mediante el método de Thornthwaite (1948); para ello se utilizó la siguiente fórmula:

$$ETP_0 = 16 \left(\frac{10tm}{I} \right)^a$$

Donde,

ETP_0 : evapotranspiración potencial mensual (mm), sin corregir por horas de radiación solar

tm : temperatura media mensual (°C)

I : índice de calor anual

a : valor de corrección

El índice de calor anual (**I**) se obtiene de la siguiente forma:

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{tm_i}{5} \right)^{1,514}$$

El valor de corrección (**a**) se obtiene de la siguiente forma:

$$a = 675 * 10^{-9} I^3 - 771 * 10^{-7} I^2 + 1792 * 10^{-5} I + 0,49239$$

Luego sobre **ETP_0** se aplica una corrección por la cantidad de horas de sol y la latitud obteniendo así la evapotranspiración potencial:

$$ETP = ETP_0(N/12)(d/30)$$

Donde,

ETP : evapotranspiración potencial (mm)

N : número de horas máximo de sol diarias

d : días en el mes

La evapotranspiración real ETR se calculó por método de balance hídrico directo propuesto por Thornthwaite (1948) y mediante el método también se estimaron los excedentes (e) y déficits (d) hídricos del ambiente (Ver Figura 45).

Para la realización del método se consideró una reserva superficial o capacidad de campo de 44 mm. Dicho valor fue calculado para el horizonte superficial del suelo, partir de datos obtenidos del trabajo de Bedmar *et al.* (2013) el cual presenta una caracterización de las propiedades físicas de un Argiudol típico (USDA, 2010) en la localidad de Tres Arroyos.

Mes	Precipitación Media Mensual (mm)	T media mensual (°C)	ETP (mm)	ETR (mm)	Almacenaje (mm)	Excedente (mm)	Déficit (mm)
Ene	73.1	21.9	126.1	82.1	0.0	0.0	52.9
Feb	115.3	20.7	97.9	97.9	17.4	0.0	0.0
Mar	80.2	18.2	81.8	81.8	15.8	0.0	0.0
Abr	63.6	14.2	49.5	49.5	29.8	0.0	0.0
May	47.0	10.8	30.9	30.9	44.0	1.9	0.0
Jun	30.6	8.2	18.7	18.7	44.0	12.0	0.0
Jul	48.5	7.4	16.8	16.8	44.0	31.7	0.0
Ago	51.3	8.9	24.5	24.5	44.0	26.8	0.0
Sep	55.4	10.9	35.8	35.8	44.0	19.6	0.0
Oct	97.2	13.9	58.7	58.7	44.0	38.5	0.0
Nov	88.6	17.3	84.8	84.8	44.0	3.8	0.0
Dic	82.1	20.6	117.1	117.1	9.0	0.0	0.0
	832.9	14.4	742.5	698.5		134.3	52.9
	Precipitación anual	Promedio anual	ETP anual	ETR anual		Excedente anual	Déficit anual

Figura 45: Resultados de los cálculos de Evapotranspiración, excedente y déficit. En base a datos registrados en la estación meteorológica de Tres Arroyos entre los años 2000-2016.

En el siguiente gráfico se representan los valores de Precipitación media mensual (Ppt), ETP y ETR; se puede notar el déficit hídrico que corresponde al mes de Enero al ver la separación de las curvas de ETP y ETR (ver Figura 46)

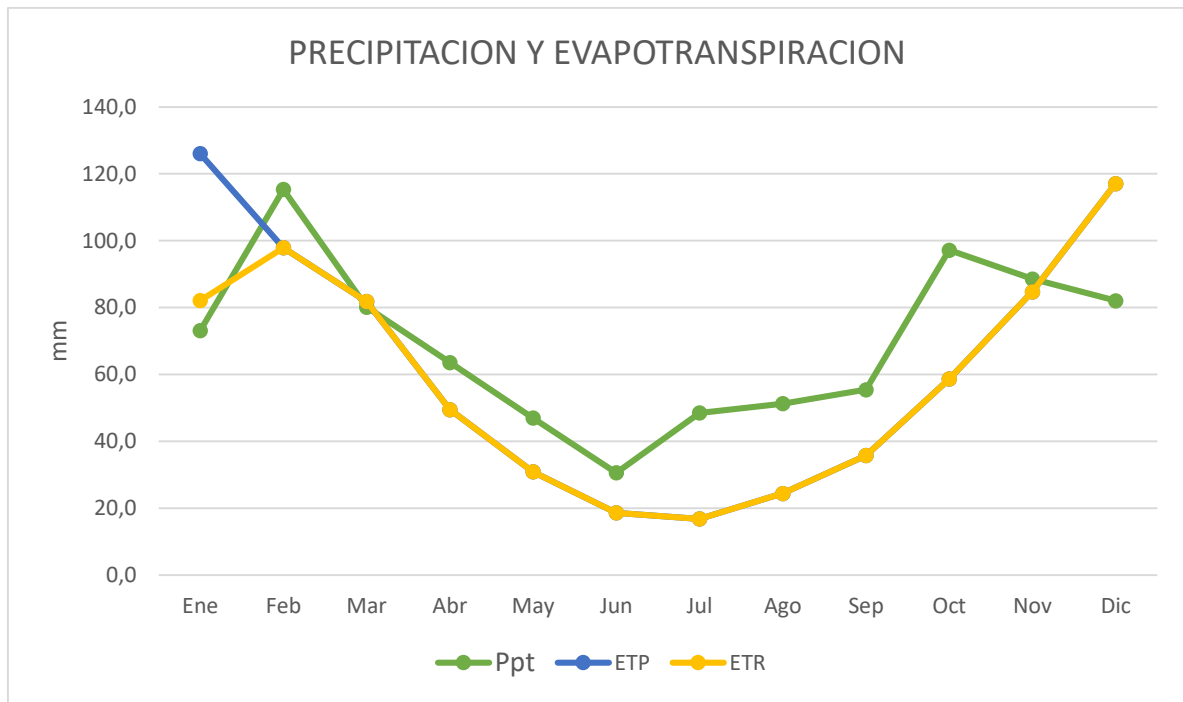


Figura 46: Se comparan la Precipitación media mensual, ETP y ETR.

Indices de humedad, aridez y humedad global

Con los datos obtenidos de análisis se procedió a calcular los índices de humedad (I_h), índice de aridez (I_a) y el índice de humedad global (I_m) sobre el cual se realiza la clasificación climática (Ver Figura 47).

Aquí debajo se muestran las fórmulas utilizadas:

$$I_h = \frac{100 e}{ETP}$$

$$I_a = \frac{100 d}{ETP}$$

$$I_m = I_h - 0,6 I_a$$

Donde,

ETP: Evapotranspiración potencial anual

I_h : índice de humedad

I_a : índice de aridez

I_m : índice de humedad global

e : excedente anual (mm)

d : déficit anual (mm)

Índice de humedad I_h	18.1
Índice de aridez I_a	7.1
Índice de humedad global I_m	13.8

Figura 47: Resultados del cálculo de los índices de humedad, aridez y humedad global. En base a datos registrados en la estación meteorológica de Tres Arroyos entre los años 2000-2016.

Según la clasificación climática propuesta por Thornthwaite (1948) y debido a que el valor obtenido $I_m = 13.8$ se encuentra entre los valores 0 y 20; el área se clasifica como Subhúmedo húmedo (ver Figura 48). Cabe destacar además, que la clasificación realizada por Burgos y Vidal (1951) también define al clima de la zona como Subhúmedo húmedo.

Tipo de clima		I_m
A	Perhúmedo	> 100
B ₄	Húmedo	80 ↔ 100
B ₃	Húmedo	60 ↔ 80
B ₂	Húmedo	40 ↔ 60
B ₁	Húmedo	20 ↔ 40
C ₂	Subhúmedo húmedo	0 ↔ 20
C ₁	Subhúmedo seco	-33 ↔ 0
D	Semiárido	-67 ↔ -33
E	Árido	-100 ↔ -67

Figura 48: Clasificación climática (Thornthwaite, 1948)

Cálculo de Evapotranspiración Real – método Turc (1961)

Otro método para calcular la ETR es el de Turc (1961):

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

Siendo,

$$L = 300 + 25 t + 0,05 t^3$$

Donde,

ETR: evapotranspiración real anual (mm/año)

P: precipitación anual (mm/año)

t: temperatura media anual (°C)

Año	P Precipitación anual (mm/año)	t Temperatura media anual (°C)	ETR	Excedente
2000	875.6	13.8	594.7	280.9
2001	1212.3	14.4	684.3	528.0
2002	1034.2	14.2	643.8	390.4
2003	644.8	14.6	523.1	121.7
2004	833.2	14.6	600.5	232.7
2005	769.8	14.2	568.7	201.1
2006	693.5	14.5	544.2	149.3
2007	678.1	13.7	524.1	154.0
2008	594.8	14.8	500.8	94.0
2009	639	14.9	524.3	114.7
2010	1013.2	14.2	639.1	374.1
2011	793.3	14.5	583.8	209.5
2012	969.5	14.5	636.5	333.0
2013	681.1	14.4	537.2	143.9
2014	1248.5	14.8	703.3	545.2
2015	827.7	14.7	600.1	227.6
2016	650.4	14.3	522.2	128.2
Promedio para la serie 2000-2016	832.9	14.4	584.2	248.7

Figura 49: Resultados del cálculo de la Evapotranspiración Real utilizando el método Turc (1961). En base a datos registrados en la estación meteorológica de Tres Arroyos entre los años 2000-2016.

En la Figura 49 se representa además el excedente, que proviene de la resta entre PPT – ETR. Dicho excedente puede manifestarse como Infiltración o como escorrentía, dependiendo de las características del suelo y de la topografía. En la zona de estudio ocurren ambas situaciones, encontrando además acumulación de agua en cuerpos lagunares.

Cálculo de la Infiltración - método Goldschmidt (1959)

El método Goldschmidt (1959), puede aplicarse cuando se considera que existe relación directa entre la infiltración y la precipitación media anual. Esta relación, relativamente aceptada para el acuífero libre de la región pampeana (IICA, 1984; Silva Busso y Santa Cruz, 2002). Asumiendo esta presunción para el área de estudio se puede calcular la infiltración (Figura 50), para ello se utilizó la siguiente fórmula:

$$I = \alpha(Ppa - Ppc)$$

Donde,

I: Infiltración (mm/año)

α : Coeficiente adimensional de la región entre 0,78-0,87

Ppa: Precipitación media anual (mm)

Ppc: Precipitación característica de la región (Promedio de todas las series, en mm)

Para los cálculos se utilizó un Coeficiente adimensional de la región (**α**) de 0.83; obteniéndose un valor de infiltración media anual de 66.2 mm, que representa un 7.9% de la precipitación media anual.

Año	Precipitación Anual (mm)	I Infiltración, sin corregir(mm/año)	Infiltración (mm/año)
2000	875.6	35.5	35.5
2001	1212.3	314.9	314.9
2002	1034.2	167.1	167.1
2003	644.8	-156.1	0.0
2004	833.2	0.3	0.3
2005	769.8	-52.4	0.0
2006	693.5	-115.7	0.0
2007	678.1	-128.5	0.0
2008	594.8	-197.6	0.0
2009	639	-160.9	0.0
2010	1013.2	149.7	149.7
2011	793.3	-32.9	0.0
2012	969.5	113.4	113.4
2013	681.1	-126.0	0.0
2014	1248.5	345.0	345.0
2015	827.7	-4.3	0.0
2016	650.4	-151.5	0.0
Promedio para la serie 2000-2016	832.9	-	66.2

Figura 50: Resultados del cálculo de la Infiltración utilizando el método Goldschmidt (1959). En base a datos registrados en la estación meteorológica de Tres Arroyos entre los años 2000-2016.

Santa Cruz *et al.* (2004) presentan valores de precipitación media anual e infiltración media para la serie de años entre 1910-2001 correspondientes a la localidad de Tres Arroyos; según su estudio la precipitación media anual es de 752,85 mm/año y el valor de infiltración media obtenido por el método de Goldschmidt es de 77,77 mm/año, siendo un 10,3% de la precipitación media anual. Si se comparan los valores obtenidos en el presente trabajo con los presentados por Santa Cruz *et al.* (2004) se puede ver que los valores no difieren tanto uno de otro.

HIDRODINAMICA

En la Figura 51 se presentan los datos obtenidos en el muestreo de los niveles estáticos de diferentes tipos de captaciones durante el mes de Julio del 2016. Ya sean pozos con electrobomba, molinos; se considera que todos estos pozos tienen como objetivo al acuífero más superficial siendo este un acuífero libre. Para ello se utilizó una sonda piezométrica mediante la cual se obtiene una medida directa de la profundidad de la superficie freática (Figura 52).

Punto	Coordenadas decimales		COTA (msnm)	Nivel Estático (mbbp)
	longitud	latitud		
C01	-60.030014	-38.716575	33	1.60
C04	-60.103101	-38.751667	32.5	2.50
C08	-60.141863	-38.808817	25.5	2.70
C17	-59.953729	-38.743502	27	1.10
C18	-59.920154	-38.756307	23.5	1.30
C19	-59.923105	-38.770486	22	1.00
C21	-59.996594	-38.709823	35	1.60
C25	-59.844575	-38.724784	27	1.20
C26	-59.874279	-38.711764	28.5	0.7
C27	-59.783744	-38.69554	29.25	2.70
C28	-59.772799	-38.741739	22	1.50
C32	-59.734489	-38.683655	29	0.9
C38	-60.064234	-38.826877	16	0.9
C41	-59.982078	-38.753228	26.75	1.25
C42	-59.601895	-38.707846	22	1.6
C44	-59.661091	-38.728866	19	1.9
C46	-59.548831	-38.689784	23.5	1.1
C48	-59.502642	-38.613085	30	1.25
C49	-59.517769	-38.709436	20	2.2
C51	-59.604872	-38.648176	30	2.7
C53	-59.776417	-38.683611	30.5	2.1

Figura 51: Detalle de cada punto de medición del nivel freático.



Figura 52: Medición del nivel estático utilizando la sonda piezométrica.

Mapa Piezométrico del Acuífero Pampeano

Con el objetivo de estudiar la dinámica del Acuífero Pampeano se confeccionó un mapa piezométrico, para ello se utilizaron los datos obtenidos en la campaña y se complementaron con puntos de control para ajustar el modelo.

La elección de los puntos de control se llevó a cabo mediante la identificación de los cuerpos de agua y canales que se encuentran en relación directa con la capa freática. De esta forma se puede tener en cuenta que estas superficies forman parte de la piezometría del acuífero libre, siendo posible entonces incorporar más datos para conformar el mapa piezométrico. En total se tomaron 17 puntos de control correspondientes a arroyos y canales, y 22 puntos de control asociados a bajos inundados y lagunas.

Los datos fueron procesados por el software Surfer, utilizando para la interpolación el método Krigging con un modelo de variograma cúbico, obteniendo así un mapa de isolíneas correspondientes a la piezometría del acuífero pampeano (Figura 53).

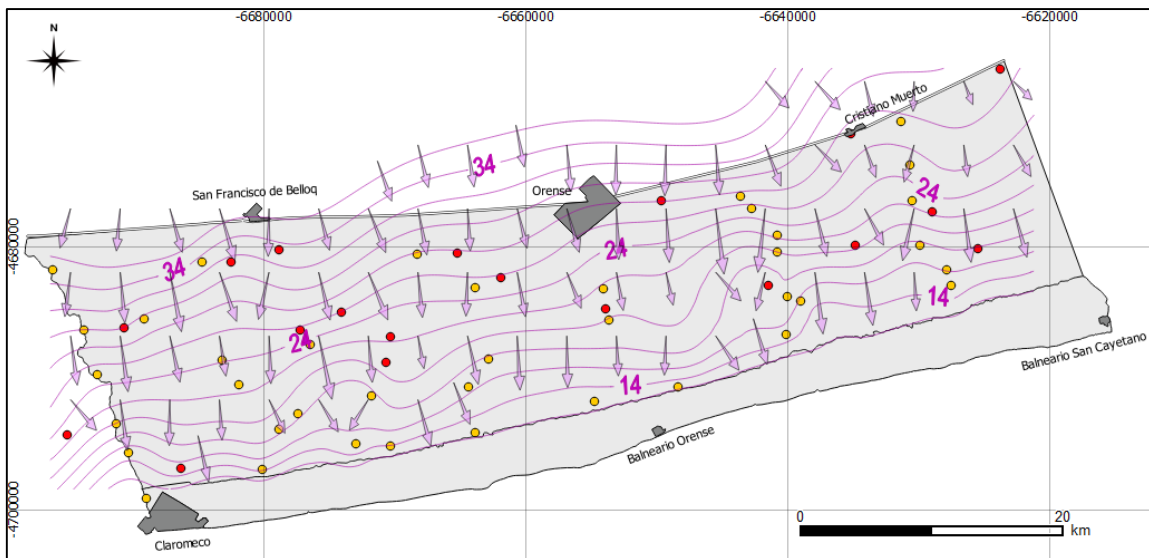


Figura 53: Mapa piezométrico del acuífero pampeano en el área de estudio; los puntos en rojo corresponden a los puntos en los que se midió el nivel piezométrico, mientras que aquellos en amarillo indican los puntos de control.

En el mapa piezométrico obtenido se puede ver que existe un flujo regional con dirección predominante norte-sur; la piezometría obtenida posee una fuerte relación con la topografía, la cual presenta prácticamente la misma dirección de inclinación y gradientes similares. Si bien los rasgos locales no están bien representados debido a que la densidad de muestreo no cubre el detalle suficiente, se distinguen algunas características que indican variaciones en las características del acuífero. La zona presenta un gradiente hidráulico de con valores que rondan el 0,001 (1×10^{-3}).

Es importante tener en cuenta que los datos de profundidad del nivel freático se obtuvieron en el mes de julio el cual, según el balance hídrico realizado en este trabajo, presenta un excedente hídrico de 31,7 mm siendo éste el segundo mes con mayor excedente después del mes de octubre.

HIDROQUÍMICA

Conductividad / Salinidad / PH / ORP

Se midió in-situ la conductividad, salinidad, pH y potencial de oxido-reducción (ORP) del agua de pozos, bajos inundados (lagunas) y cursos de agua (Figura 54), usando un medidor multiparamétrico portátil (Figura 59). Cabe destacar además, que las mediciones se realizaron durante el mes de Julio del año 2016.

Los datos obtenidos se pueden ver en la Figura 55, Figura 56 y Figura 57

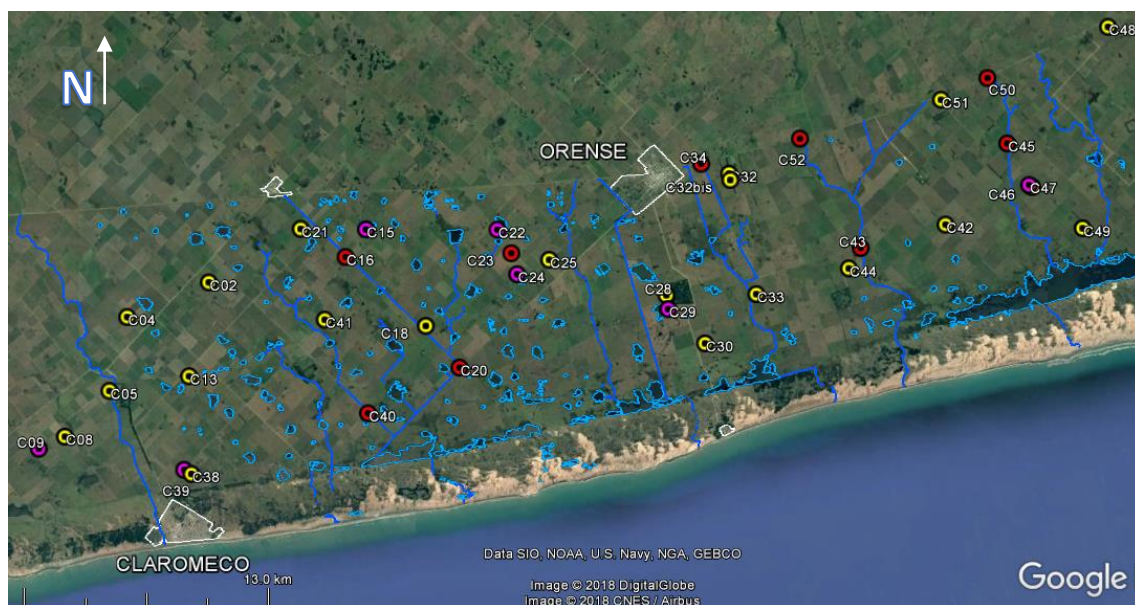


Figura 54: Ubicación de los puntos de muestreo de conductividad, salinidad, pH y potencial de óxido-reducción (ORP). Los puntos coloreados en rojo corresponden a los cursos de agua, aquellos en amarillo corresponden a los pozos y los violetas a los bajos inundados.

Muestreo en pozos				
Punto	Conductividad (μS)	pH	Salinidad (PSU)	ORP (mV)
C02	4850	7.3	2.63	49.6
C04	3580	8.15	1.89	27
C04bis	3300	7.85	1.77	1
C05	2264	8.5	1.17	-59
C08	3100	9.48	1.64	-64
C13	2350	8.22	1.22	-60
C18	4545	8.9	2.4	-35
C21	2900	8.3	1.52	-67
C25	3480	8.46	1.84	-55
C28	5500	8.45	3	-79
C30	4150	8.16	2.23	-48
C32	4450	8.44	2.41	-73
C32bis	5030	7.94	2.73	-56
C33	4215	8.58	2.27	-53
C38	2600	8.6	1.36	-52
C41	4274	8.73	2.28	-66
C42	3800	8.05	2.02	-73
C44	2970	8.30	1.56	-47
C46	4835	8.53	2.63	-57
C48	3870	9.62	2.04	-59
C49	3580	8.60	1.90	-56
C51	3874	8.93	2.03	102

Figura 55: Datos obtenidos en el muestreo de pozos.

Muestreo en bajos inundados				
Punto	Conductividad (μS)	pH	Salinidad (PSU)	ORP (mV)
C09	1740	10.3	0.89	-60
C15	4130	9.62	2.19	-53
C15 bis	4175	9.49	2.21	-45
C22	2890	10.45	1.49	-77
C24	3000	10.34	1.57	-86
C29	4543	11	2.43	-98
C39	2360	9.88	1.22	-65
C47	705	8.51	0.35	-18

Figura 56: Datos obtenidos en el muestreo de bajos inundados.

Muestreo en cursos de agua					
Descripción	Punto	Conductividad (μS)	pH	Salinidad (PSU)	ORP (mV)
Canal	C16	2227	9.31	1.14	-50
Canal	C20	3051	10.13	1.59	-66
Canal	C23	2850	8.87	1.5	-56
Canal	C34	3297	10.09	1.75	-65
Canal	C40	4990	9.72	2.68	-73
Arroyo Cortaderas	C45	2330	9.55	1.20	-79
Arroyo Cortaderas	C50	2297	9.65	1.19	116
Arroyo Cristiano Muerto	C43	1615	9.40	0.82	-72
Arroyo Cristiano Muerto	C52	1541	9.16	0.78	144

Figura 57: Datos obtenidos en el muestreo de cursos de agua.

	Conductividad (μS)	pH	Salinidad (PSU)	ORP (mV)
Pozos	3796.23	8.46	2.02	-39.97
Bajos inundados	2942.88	9.95	1.54	-62.75
Cursos de agua	2688.67	9.54	1.41	-22.33

Figura 58: Promedio para los valores obtenidos de Conductividad, pH, Salinidad y ORP.

Los valores más altos de conductividad y salinidad del agua de pozo con respecto a los bajos inundados y a los cursos de agua (Figura 58), se debería a que el agua más superficial de los cursos y los canales sufre mayor disolución por el agua de lluvia, mientras que el agua de pozo al estar en mayor contacto con los Sedimentos Pampeanos incorpora mayor cantidad de iones.



Figura 59: Medidor multiparamétrico, Hanna HI 9828

Por otro lado, los valores negativos de ORP son buenos indicadores de ambiente reductor típico de zonas inundables y anegadas, donde luego de morir las plantas se produce la reducción de la materia orgánica.

Se puede notar que los datos de pH obtenidos en las mediciones de campo para los pozos (pH promedio = 8,46) son considerablemente más altos que aquellos registrados en el análisis de laboratorio (pH promedio = 8,05) (apartado “Análisis químico de laboratorio” a continuación), esto puede atribuirse a problemas con la calibración del instrumento. No obstante, si se comparan los datos de pH obtenidos en el campo de los pozos, bajos y canales se logran distinguir las variaciones que existen entre ellos.

Análisis químico de laboratorio

Los resultados obtenidos se exponen en la Figura 62 y se clasificaron mediante diagramas Piper-Hill-Langelier (Figura 63) y diagramas de Stiff (Figura 64).

Teniendo en cuenta que los puntos de muestreo se encuentran distantes uno de otro y la densidad de información es muy baja (Figura 61), no fue posible confeccionar mapas isoquímicos dada su baja representatividad.

Las muestras de agua pueden categorizarse dentro de 2 tipos: bicarbonatadas sódicas (muestras 1 y 2) y cloruradas sódicas (muestras 3 y 4) (Figura 63), estas características químicas no son novedosas, sino más bien esperables para las aguas superficiales en esta zona. Según el estudio de Silva Busso *et al.* (2011), que analiza la relación entre diferentes tipos de suelos y la hidroquímicas del agua subterránea del acuífero freático, las características del agua subterránea son afectadas por el tipo de suelo suprayacente durante su infiltración y recarga, idea que pone su acento en los flujos verticales y locales como elementos más significativos sobre la composición hidroquímica del agua. Dicho estudio describe que las aguas subterráneas que subyacen a suelos de tipo Natracuol presentan altos valores de iones HCO_3^- (bicarbonato) y Na^+ (sodio), distinguiéndose además concentraciones de Cl^- (cloruro) que dominan ligeramente a las de SO_4^{2-} (sulfato); esto se correlaciona directamente con el escenario presente en la zona de estudio donde se distingue la presencia de suelos de tipo Natracuol y encuentran aguas de tipo bicarbonatadas sódicas y cloruradas sódicas.

Validación de los resultados del análisis químico

Una forma de corroborar los resultados que se obtuvieron, es mediante el cálculo de un balance de cargas de aniones y cationes, que encuentra fundamento en la neutralidad eléctrica de las soluciones. Dicha neutralidad debe quedar expresada en los análisis químicos por medio de una diferencia mínima entre la concentración de cargas positivas y negativas, no superior al 10%, para poder considerarla aceptable. Inicialmente hay que dividir la concentración de cada elemento por su masa molar para obtener el número de moles presentes y así proceder con el cálculo de validación. La fórmula utilizada para el balanceo de cargas fue la siguiente:

$$\frac{\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}}{\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones}} * 100 = \% \text{ de Error}$$

Según se puede ver en la Figura 60, los errores calculados son menores al 10% por lo que los valores obtenidos en el análisis químico se consideran aceptables.

Muestra	Suma ANIONES	Suma CATIONES	Error
1	33.734	33.171	-1.683
2	25.930	26.080	0.580
3	44.967	45.534	1.253
4	56.093	56.242	0.266

Figura 60: Balance iónico realizado y resultado del cálculo del error, que se utiliza para la validación de los datos.

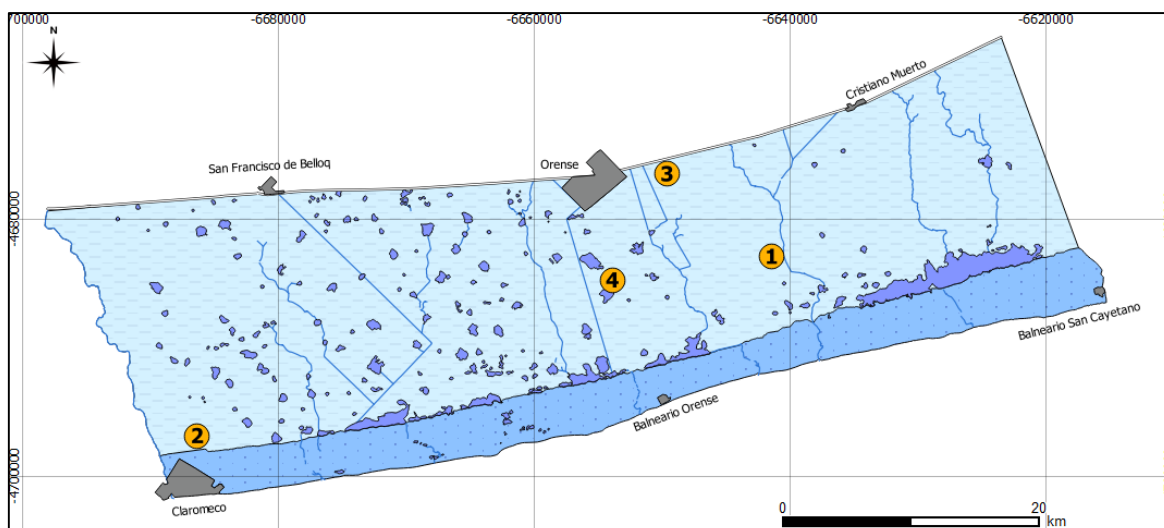


Figura 61: Ubicación de las muestras del análisis químico, sobre el mapa hidrogeológico simplificado.

N° DE MUESTRA			1	2	3	4
CATACTERÍSTICA			Subterránea	Subterránea	Subterránea	Subterránea
N° POZO O PUNTO DE MUESTREO			C 44	C 38	C 32	C 28
LONGITUD			-59.661091	-60.064234	-59.734489	-59.772799
LATITUD			-38.728866	-38.826877	-38.683655	-38.741739
SOLIDOS DIS. CALCULADOS	SDC	mg/l	1900	1490	2670	3290
CONDUCTIVIDAD ESPECÍFICA	CE	µmho/cm	3260	2790	5110	6200
pH			7.88	8.10	8.10	8.11
ACIDEZ TOTAL a pH 7,00	AcT	mg/l H	0.00	0.00	0.00	0.00
ALCALINIDAD TOTAL	AT	mg/l de CO ₃ Ca	1020	725	578	730
DUREZA TOTAL	DT		124	63	197	330
DUREZA DE NO CARBONATOS	DNC		0	0	0	0
CALCIO	Ca ⁺⁺	mg/l	19.0	11.0	24.0	51.0
MAGNESIO	Mg ⁺⁺		19.0	8.8	33.0	49.0
SODIO	Na ⁺		700.0	566.0	948.0	1130.0
POTASIO	K ⁺		8.2	7.3	15.0	20.0
OXHIDRILO	OH ⁻		0.0	0.0	0.0	0.0
CARBONATO	CO ₃ ⁼		0.0	0.0	0.0	0.0
BICARBONATO	HCO ₃ ⁻		1240.0	884.0	704.0	890.0
SULFATO	SO ₄ ⁼		220.0	204.0	420.0	476.0
CLORURO	Cl ⁻		313.0	255.0	875.0	1120.0

Figura 62: Resultados del análisis químico de laboratorio

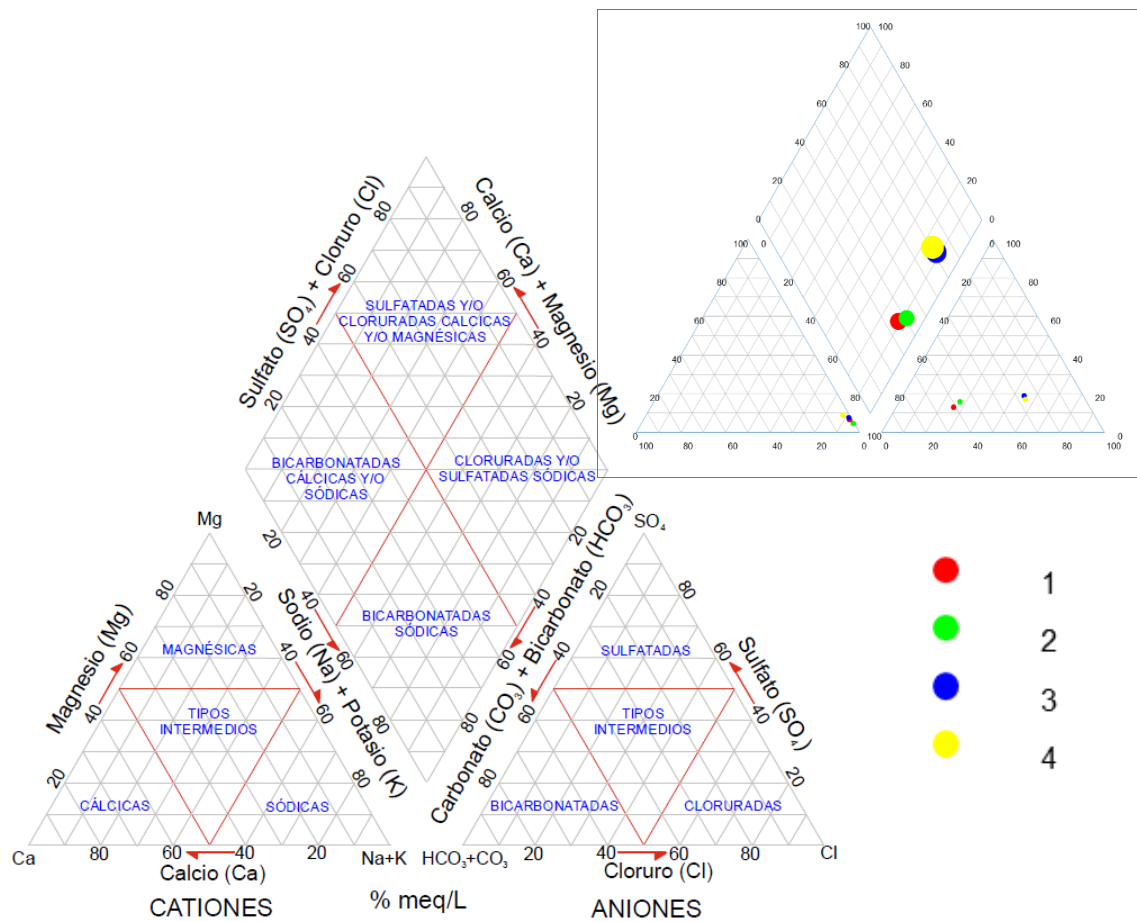


Figura 63: Diagrama Piper-Hill-Langelier

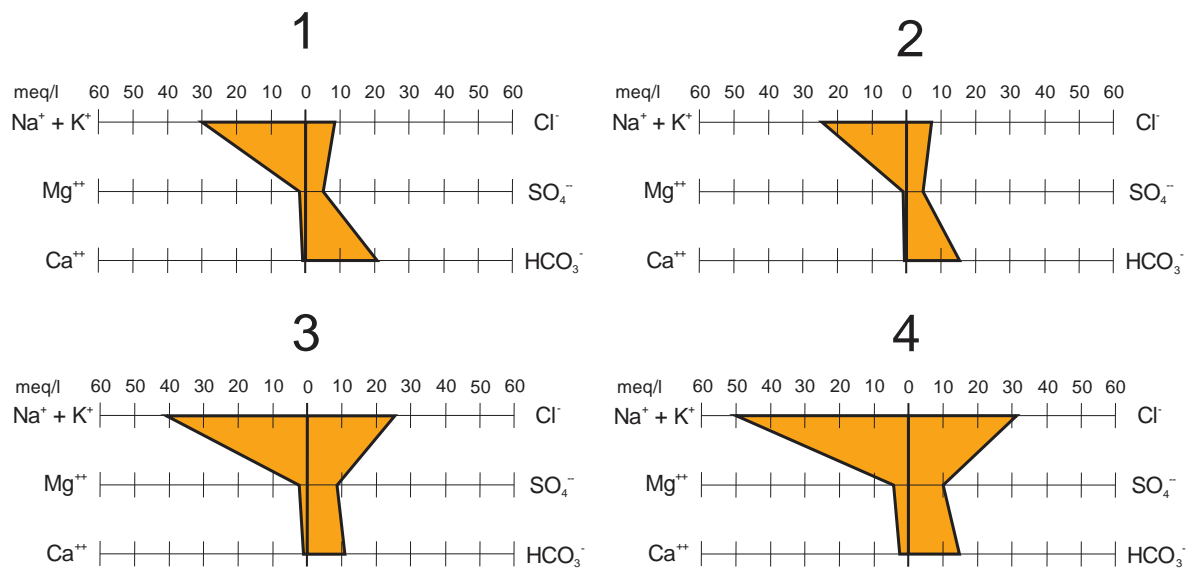


Figura 64: Diagramas de Stiff. Grafican las concentraciones de los principales iones disueltos en el agua.

HIDRAULICA DE CAPTACIONES

A partir de los datos de ensayos hidráulicos obtenidos de diferentes fuentes se logró definir ciertos parámetros hidráulicos del acuífero pampeano en el área de estudio. En los ensayos de bombeo analizados se realizaron bombeos a caudal constante (sin pozo de observación) en los que se bombeó hasta estabilizar el nivel dinámico; éste tipo de estudio se denomina “ensayo de aforo”.

Se utilizó para los cálculos la fórmula simplificada de Logan (1964) que estima el valor de transmisibilidad para acuíferos, en un régimen permanente:

$$T = 1,22 * \left(\frac{Q}{d} \right)$$

Donde,

T = transmisividad (m^2/dia)

Q = caudal (m^3/dia)

d = descenso (m)

Para realizar estos cálculos se tienen en cuenta ciertas premisas:

- Se trabaja a régimen permanente
- No existen recargas externas
- El acuífero es homogéneo, isótropo e infinito
- El pozo de bombeo posee diámetro cero
- El pozo de bombeo atraviesa el acuífero
- Los descensos son inmediatos
- El caudal es constante
- El flujo hacia el pozo es radial
- No existe recarga vertical

En el caso de los acuíferos libres los últimos dos puntos no se cumplen, La corrección de Dupuit tiene en cuenta esto y corrige el valor del descenso observado (d) a un descenso corregido (d_c) o descenso teórico:

$$d_c = d - \left(\frac{d^2}{2H_0} \right)$$

donde,

d_c = descenso corregido

d = descenso observado

H_0 = espesor inicial saturado del acuífero

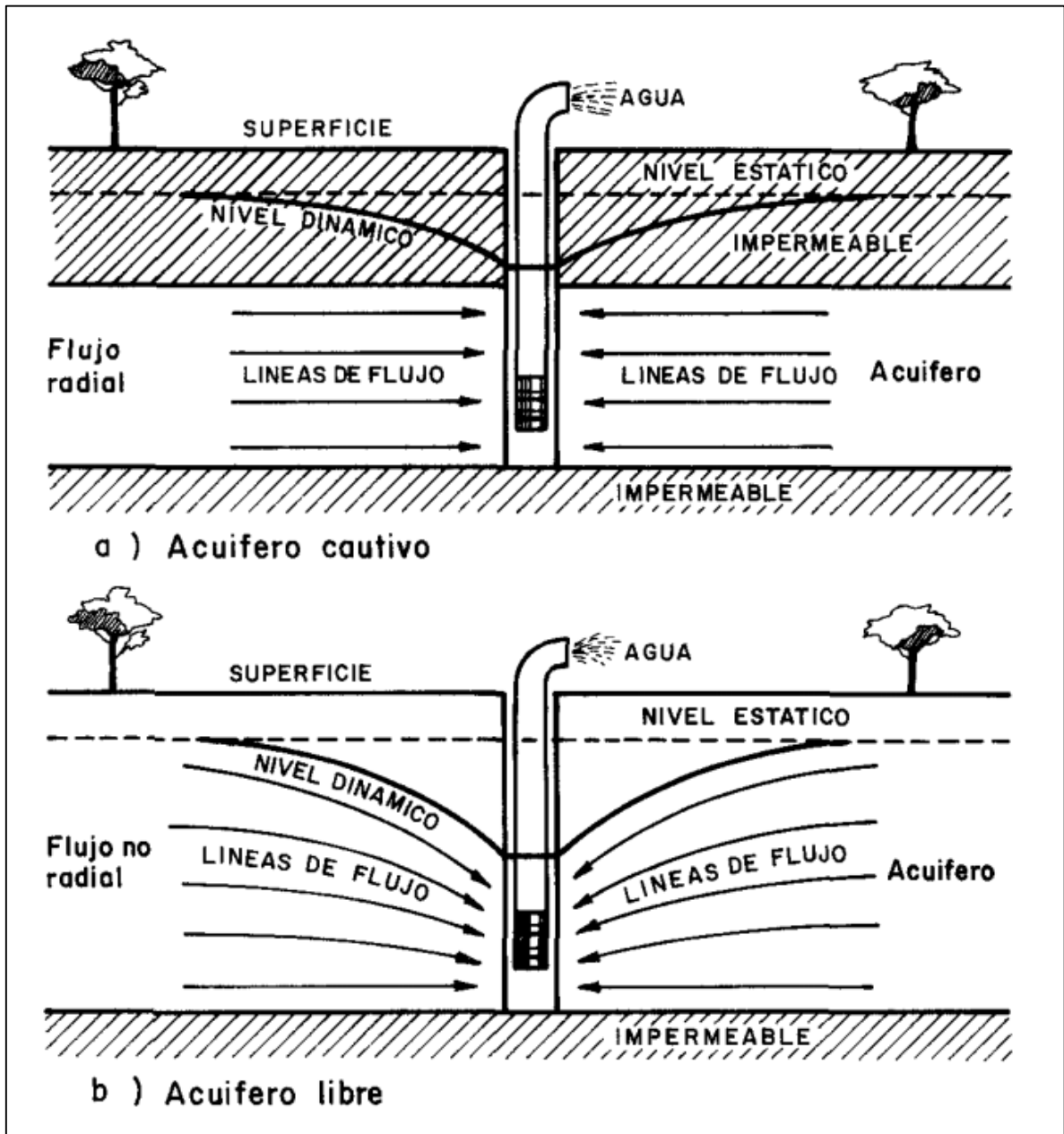


Figura 65: Esquemas dinámicos de captaciones en acuíferos confinado (arriba) y libre (abajo); obtenido de Villanueva & Iglesias (1984).

Integrando entonces Logan (1964) y la corrección de Dupuit para acuíferos libres queda la fórmula:

$$T = 1,22 * \left(\frac{Q}{d - \left(\frac{d^2}{2H_0} \right)} \right)$$

Se puede calcular la permeabilidad media o conductividad hidráulica media (K_{med}) utilizando la fórmula:

$$K_{med} = \frac{T}{H_0}$$

Los datos fueron obtenidos de informes de perforaciones realizadas en Balneario San Cayetano y en la localidad de Orense y sus alrededores. Con respecto a Balneario San Cayetano, se estudió un único pozo a través del informe de captación titulado “Captación de explotación N°1, captaciones de agua potable en el Balneario San Cayetano”, a cargo del S.P.A.R.

Para los cálculos se utilizaron los siguientes valores: Espesor inicial del acuífero libre (H_0) = 17,66 metros, Caudal de bombeo (Q) = 140,4 m³/día, Depresión obtenida (d) = 7,41 metros; obteniendo un valores de Transmisividad (T) de 29,3 m²/día, y conductividad hidráulica (K_{med}) media de 1,66 m/día.

Se analizaron además 9 ensayos hidráulicos correspondientes a 7 pozos ubicados en la localidad de Orense y sus alrededores; estas perforaciones se realizaron a cargo del Servicio Provincial de Agua Potable y Saneamiento Rural (SPAR) y algunas de éstas datan del año 1979.

Los datos y resultados obtenidos para los pozos de Orense y Balneario San Cayetano se encuentran resumidos en la Figura 66. Allí se puede ver que los valores de transmisividad obtenidos para los pozos de Orense son notablemente mayores que la transmisividad que se calculó para el pozo de Balneario San Cayetano, presentando un valor promedio de 114 m²/día, contra los casi 30 m²/día de Balneario San Cayetano. A pesar la notable variabilidad que se ve en los parámetros hidráulicos obtenidos, son valores y variaciones esperables del acuífero Pampeano.

Localidad	Pozo	Ensayo	Caudal Q (m ³ /día)	Depresión (m)	Espesor saturado H ₀ (m)	Transmisividad (m ² /día)	K (m/día)	Caudal específico (m ² /día)
Balneario San Cayetano	captación de explotación n°1	---	140.4	7.41	17.66	29.25	1.66	18.95
Orense	perforación de estudio n°1	1	960	13.87	26	115.16	4.43	69.21
		2	1296	12.42	21	180.76	8.61	104.35
	perforación de estudio n°2	1	452.9	14.08	22	57.71	2.62	32.16
		2	1008	14.48	21	129.61	6.17	69.61
	perforación de estudio n°3	3	952.8	15.59	18	131.51	7.31	61.12
	perforación de estudio n°4	2	864	7.95	17	173.05	10.18	108.68
	perforación de estudio n°5	1	360	7.84	15	75.84	5.06	45.92
	pozo piloto /explotación n°1	piloto	350.4	7.44	14	78.25	5.59	47.10
	pozo piloto /explotación n°2	Explo- tación	326.4	6.56	10.5	88.28	8.41	49.76

Figura 66: Datos de ensayos de bombeo y parámetros hidráulicos calculados para los pozos de Orense y Balneario San Cayetano.

MODELO HIDROGEOLOGICO

El acuífero Pampeano es el principal acuífero de la región y es prácticamente el único objetivo en las perforaciones para captaciones locales. Sus aguas son utilizadas para consumo de la población, con fines agropecuarios (riego y consumo de ganado, entre otros) y diversos usos urbanos y rurales.

Es un acuífero de tipo multiunitario que presenta una alternancia de niveles notablemente permeables (acuíferos), con niveles de baja permeabilidad (acuitardos). Por lo tanto, podremos encontrar niveles acuíferos con variable grado de confinamiento que depende tanto de la profundidad como de la ubicación. En general, a partir de la base de los datos hidráulicos, el acuífero Pampeano como unidad es poco permeable.

Litológicamente, consiste en sedimentos limoarcillosos o limo arenosos con intercalaciones calcáreas del tipo mantiforme o concrecionales. Los niveles acuíferos se corresponden con limos y arenas limosas muy finas, mientras que los acuitardos corresponden a limos arcillosos, arcillas limosas y sedimentos en general con importante cementación carbonática. Los depósitos presentan colores castaños con tonalidades amarillentas a rojizas y su espesor es muy variable pudiéndose encontrar desde decenas de metros llegando a superar en algunos casos los 100 metros. Este trabajo estudia cortes delgados de calcretes contenidos en los sedimentos pampeanos que se corresponden con las intercalaciones calcáreas recién mencionadas; presentan una porosidad menor al 5% con poros aparentemente no interconectados.

El Pampeano es muy variable, podría proveer caudales que varían generalmente entre 20 y 100 m³/h en algunas regiones (Santa Cruz y Silva Busso, 1996) y las profundidades de explotación más comunes se encuentran entre los 50 y 80 mbbp, pero pueden llegar hasta 120 mbbp. En base a este trabajo, la sección superior a los 30 metros de profundidad presenta transmisividades de entre 30 y 170 m²/día y conductividades hidráulicas (K) que varían entre 1,6 y 10 m/día; los caudales específicos obtenidos oscilan entre los 20 y los 100 m²/día o 1,3 a 4,5 m²/hora. En cuanto a las características fisicoquímicas, se registraron valores de conductividad que varían entre 2350 y 5030 µS con un promedio cercano a 3800 µS y salinidades de entre 1,2 a 2,6 mg/litro con un promedio de 2 mg/litro. En general la calidad del agua desmejora a medida que aumenta la profundidad encontrando valores crecientes de salinidad. Por otro lado, el acuífero provee aguas predominantemente de los tipos bicarbonatadas sódicas y cloruradas sódicas.

Este estudio se enfoca en la sección más superficial del acuífero pampeano; tomando en consideración un carácter libre para esta porción del acuífero. En otras palabras, este trabajo se centra sobre el acuífero freático o lo que podemos llamar el acuífero libre pampeano.

El agua subterránea alojada en el acuífero freático presenta un flujo a escala regional con dirección noroeste – sudeste. La piezometría del acuífero libre, obtenida en este trabajo, posee una fuerte relación con la topografía que presenta prácticamente la misma dirección de inclinación y gradientes similares.

A escala local el flujo subterráneo presenta una dinámica diferente. Teniendo en cuenta las variaciones en el nivel freático que se producen en función de la época del año, los cuerpos de agua que se encuentran conectados con el acuífero pueden alimentarlo, o bien recibir aporte de éste. Cuando el nivel freático se encuentra alto, momento que podría relacionarse a una época húmeda, el flujo del agua subterránea en el acuífero tiene dirección hacia las lagunas. Por otro lado, cuando el nivel freático se encuentra por debajo de la superficie de la laguna, ésta última actúa como recarga y el flujo del agua se produce desde la laguna hacia el acuífero (Figura 67). El segundo caso se podría dar si la laguna recibe un aporte externo de agua a través de un canal de alimentación. Por lo tanto, los flujos locales pueden presentar direcciones opuestas que varían temporalmente de acuerdo al escenario que se presente.

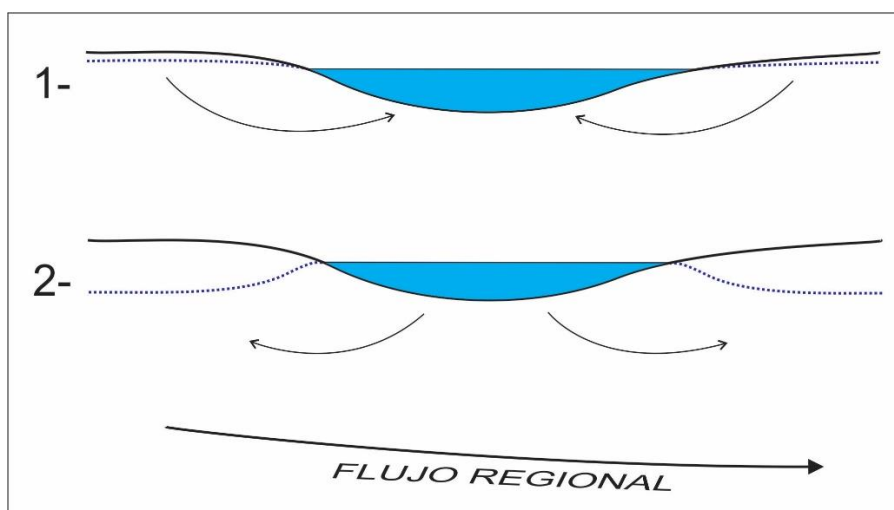


Figura 67: Aun cuando el flujo a escala regional se mantiene con una dirección constante, los flujos locales pueden variar temporalmente presentando direcciones opuestas. 1- El flujo es desde el acuífero hacia la laguna. 2- El flujo se produce desde la laguna hacia el acuífero.

Otro caso que expone la dinámica del acuífero freático a escala local es el presentado por Valdés *et al.* (2017), que muestra una situación en la que hay una serie de lagunas situadas tanto en los bajos topográficos como en depresiones menores ubicadas sobre las lomadas. Siguiendo el

concepto que el agua subterránea se mueve desde las áreas de mayor a las de menor carga hidráulica y asumiendo que existe una relación directa entre la cota de las lagunas y su carga hidráulica, proponen un esquema en el que el flujo subterráneo se produce desde las lagunas más altas topográficamente hacia aquellas más bajas. En la Figura 68 se observa como los flujos provenientes del norte varían su dirección hacia las lagunas en los bajos, es decir al oeste y al este de la lomada, donde se observa la convexidad de las curvas de nivel aguas arriba. Por otro lado en un corte transversal a la lomada con rumbo ENE-OSO (Figura 69) se puede ver cómo las lagunas más altas actúan como recarga y generan pequeños flujos que elevan la piezometría localmente; contrastando en algunos casos con la dirección principal del flujo subterráneo. Las lagunas emplazadas sobre la lomada responden a un esquema variable en función de los niveles freáticos, pudiendo pasar de ser cuerpos colgados a convertirse en efluentes freáticos si el nivel freático está alto (Valdés *et al.*, 2017).

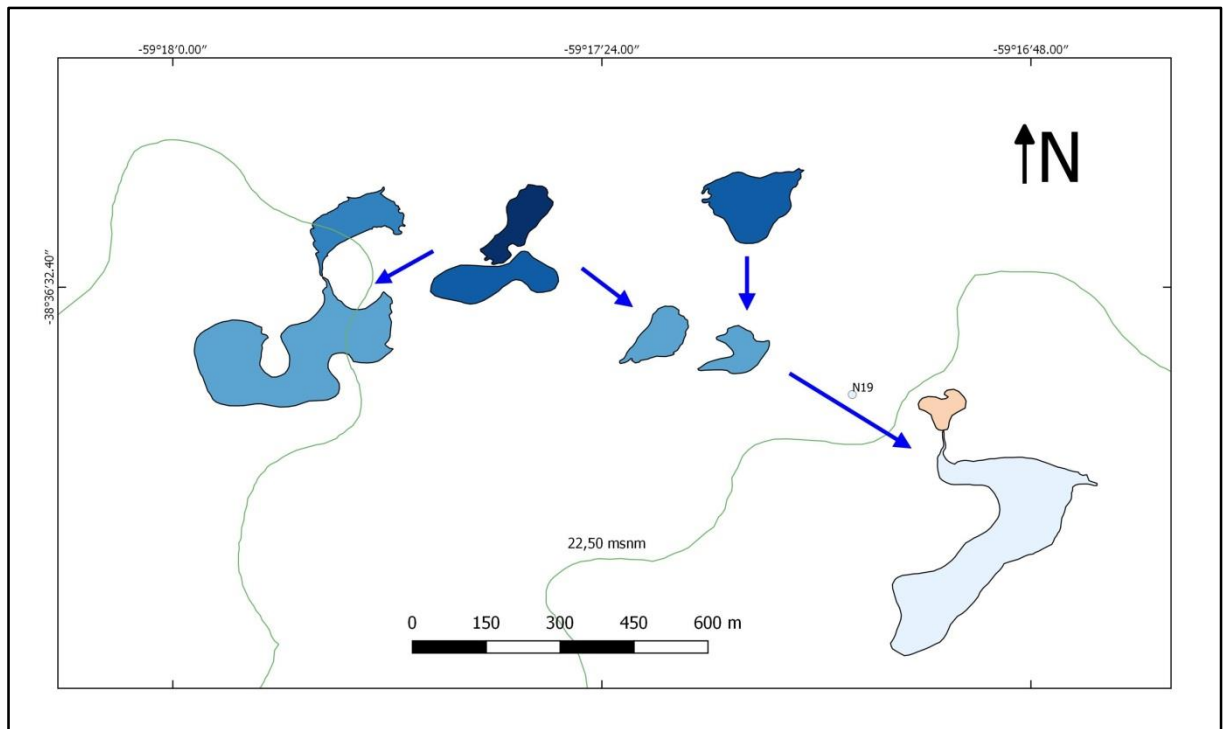


Figura 68: Relevamiento con nivel óptico en torno a la curva topográfica IGN de 22,50 msnm (verde). Los cuerpos azules son lagunas; su tono indica la carga hidráulica que poseen (más intenso, mayor carga). Las flechas indican la dirección del flujo subterráneo. El punto N19 corresponde al nivel estático de un molino. Obtenido de Valdés *et al.* (2017).

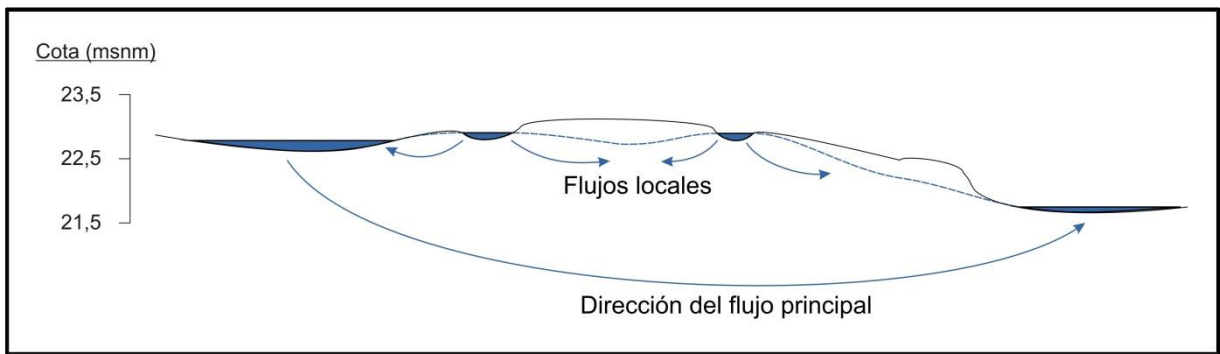


Figura 69: Esquema conceptual de relaciones recarga/descarga a escala local. Tomado de Valdés et al. (2017)

En la zona de estudio existe gran cantidad de lagunas, algunas se las considera conectadas constantemente con el acuífero freático (comúnmente ubicadas en los bajos) y responden a su variación temporal, aumentando o disminuyendo su extensión. Otras se encuentran ubicadas en las lomadas y en épocas donde el nivel freático se encuentra bajo, se desconectan del acuífero llegando a desaparecer en algunos casos.

Por último, las lagunas de mayor extensión se ubican al sur del área de estudio, limitando con la faja de médanos (Laguna Salada, Laguna La Paja, entre otras) y constituyen el área de descarga de numerosos canales. En algunos casos, como el del arroyo Claromecó, los cursos fluviales atraviesan las dunas costeras logrando evacuar su carga en el mar, mientras que la mayoría de los canales menores concluyen su recorrido en estas grandes lagunas. Este drenaje impedido por la faja de médanos costeros es una situación conspicua en el sudeste de la provincia de Buenos Aires.

En el caso de las grandes lagunas el escenario hidrogeológico es más complejo ya que interactúan tanto con el Acuífero Pampeano como con el acuífero contenido en los depósitos postpampeanos que conforman la faja de dunas costeras. Este último es de carácter libre y forma una barrera que impide tanto el drenaje subterráneo del agua continental del Acuífero Pampeano como también la invasión salina del mar. Este efecto de barrera hidrológica está fundado en las elevadas cargas hidráulicas que se encuentran en los médanos, producto de su mayor infiltración (Valdés, 2016).

La problemática de las inundaciones

En el área de estudio hay numerosas zonas inundadas de variada extensión y otras tantas susceptibles a este fenómeno. La problemática afecta de forma directa a los productores agropecuarios por encontrarse inutilizadas grandes extensiones de superficie productiva. Es importante remarcar que al ser una zona de llanura, donde las pendientes son extremadamente bajas y los rasgos del paisaje presentan relieves suaves con diferencias pequeñas de altura, leves cambios en el nivel freático resultan en variaciones importantes en la extensión de los cuerpos de agua, pudiendo pasar de un escenario de pequeñas lagunas a una situación de anegamiento importante.

Esto se evidencia en los datos obtenidos durante el censo de pozos realizado, donde se registraron profundidades del nivel freático de entre 2,7 y 0,7 metros. En base a esta información y teniendo en cuenta que es común encontrar las viviendas rurales (donde generalmente se encuentran los pozos censados) en zonas altas, es fácil imaginarse la situación que presentan las áreas topográficamente bajas.

Un factor que influye en la acumulación superficial de agua es la composición de los suelos. En la zona de estudio los suelos más conspicuos son los Natracuoles típicos, suelos franco limosos que poseen un potente horizonte arcilloso (Bt_{na}) y por debajo un horizonte C caracterizado por sedimentos de tipo loess con importante cementación; estas características confieren a estos suelos bajas permeabilidades que dificultan la infiltración del agua.

Existen trabajos que asocian la presencia de un nivel de “tosca”, calcrete o encostramiento subsuperficial (correlacionable con el horizonte C, petrocálcico mencionado en el párrafo anterior), a una disminución en la infiltración. Es el caso de Malán y Mariño (1999) que estudiaron la influencia de una costra calcárea de gran extensión en el área de la localidad de Perú (provincia de Buenos Aires) y comprobaron que la recarga al acuífero freático es mayor en los sectores en que este nivel presenta menores espesores. En un estudio más reciente en la zona de Eduardo Castex, Giai *et al.* (2002) afirman la formación de un nivel acuífero colgado por encima del nivel calcáreo pero también indica que el material posee cierta permeabilidad y existe infiltración como recarga al acuífero subyacente. Por otro lado, Weinzetel y Usunoff (1999) concluyen que para la cuenca del arroyo del Azul (provincia de Buenos Aires), el encostramiento no influye en la reacción del acuífero freático ante las precipitaciones. Por lo tanto, el desarrollo del horizonte petrocálcico en algunos casos logra disminuir la infiltración hacia niveles más profundos mientras que en otros no influye de forma determinante; esta

ambigüedad podría estar relacionada a la variedad de texturas, porosidad y espesores que pueden presentar los calcretes.

El grado de desarrollo de la red de drenaje es otro factor que se relaciona con la problemática de las inundaciones, ya que una mayor integración de la escorrentía superficial y subterránea logra evacuar el agua de la cuenca de forma más eficiente.

La formación y desarrollo de vías de drenaje o canales no responde a un único modelo; la condición más estudiada implica el rejuvenecimiento del paisaje por un incremento en la pendiente o una disminución del nivel de base que generan, un alto gradiente o la convergencia del flujo local (Schumm, 1956; Morisawa, 1964; Abrahams, 1975). La forma en que el agua se acumula generando las condiciones necesarias para la formación de canales involucra el estudio de la escorrentía y flujo del agua, que recorre 4 posibles caminos a medida que avanza pendiente abajo (Figura 70): el flujo superficial de Horton, flujo subterráneo, flujo subsuperficial y flujo superficial por saturación. (Dunne, 1980)

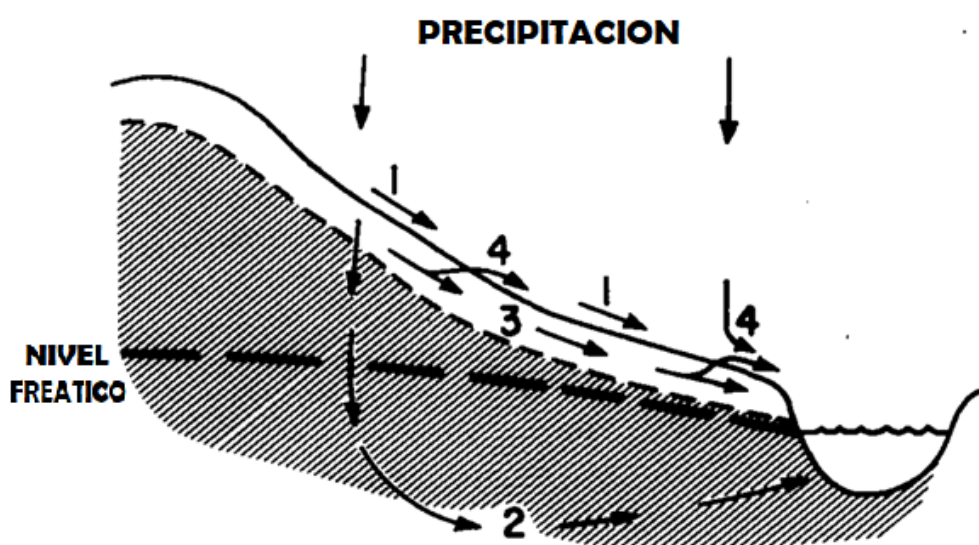


Figura 70: Caminos posibles para el movimiento del agua. 1- flujo superficial de Horton, 2- flujo subterráneo, 3- flujo subsuperficial, 4- flujo superficial por saturación producto del agua que emerge del suelo (flujo de retorno). El área no sombreada representa un suelo altamente permeable, mientras que la zona sombreada representa un sustrato de menor permeabilidad. Obtenido de Dunne (1980).

Si bien la erosión generada por la escorrentía superficial y el cárcavamiento asociado son de los procesos más efectivos y conocidos para la generación y desarrollo de canales en una cuenca, este trabajo enfoca otro proceso que involucra el flujo de agua subsuperficial y subterráneo. La tubación o sufusión hidráulica (*hydraulic piping*) fue definida por Kalin (1997), como un tipo de erosión mecánica causada por el flujo subterráneo de agua, que aplicado a los suelos (Verachtert

et.al., 2011) extrae el material fino aumentando su porosidad y a su vez, permitiendo un mayor flujo de agua que potencia la erosión. Según Dunne (1980), donde existe alguna discontinuidad en el terreno el flujo de agua se concentra aumentando la erosión y llegando en algunos casos a excavar la superficie; en ese punto se forma la cabecera de un manantial y es a su vez el lugar donde se concentra aún más el flujo subterráneo. Si la erosión por *piping* continúa, la cabecera se extenderá pendiente arriba y se llegará a desarrollar una vía de drenaje superficial (Ver Figura 71).

Dunne (1980) también propone que los canales se inician y se extienden mediante un proceso llamado *spring sapping*, un término que involucra al flujo subterráneo que sale a la superficie. La etapa inicial del *spring sapping* consta del debilitamiento mecánico del sustrato por meteorización química, disminuyendo la cohesión y aumentando la porosidad; consecuentemente aumenta la conductividad hidráulica favoreciendo el flujo del agua, que logra arrastrar el material debilitado (erosión por *piping*).

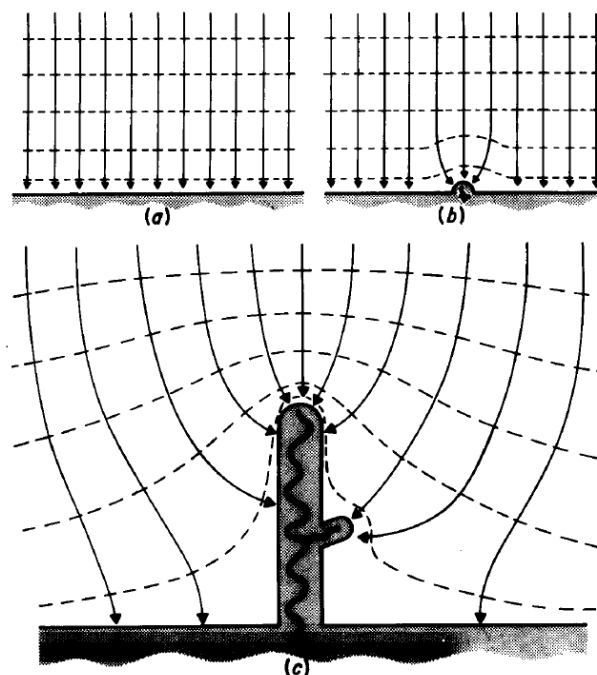


Figura 71: Vista en planta de una red de flujo subterráneo laminar; b) el flujo converge en un punto producto de una discontinuidad mecánica y comienza a erosionarse la superficie; c) a medida que retrocede la cabecera aparece un manantial donde se el flujo se concentra aún más potenciando la erosión para finalmente desarrollar la vía de drenaje. Las flechas corresponden a líneas de flujo mientras que isopiezas están representadas por curvas punteadas. Obtenido de Dunne (1980).

En la zona de estudio, Valdes et al. (2017) proponen la existencia de estos procesos en aquellas áreas donde las curvas de nivel muestran convexidad poco acentuada en dirección aguas arriba

y los asocia a una geoforma que define como “proto-valle”; refiriéndose a “una simple concavidad del terreno que tiende a concentrar el flujo de agua y desarrolla, a su vez, un mecanismo de retroalimentación positiva que progresivamente, y si las condiciones energéticas lo permiten, culminará en el desarrollo de un valle verdadero”. Por el momento corresponden a valles de desarrollo incipiente que involucran los procesos de *piping* y *spring sapping*, y logran diferenciarse de una cárcava clásica por su génesis.

En la llanura pampeana las pendientes son muy bajas y existen suaves gradientes hidráulicos; por lo cual el flujo de agua no posee una importante fuerza erosiva. No obstante, la susceptibilidad de los sedimentos pampeanos a la alteración y meteorización química podría jugar un papel importante para la formación y el desarrollo de los proto-valles.

Los proto-valles mencionados por Valdes *et al.* (2017), se correlacionan con algunas áreas de anegamiento que se identifican en este trabajo. En la Figura 72 se ve cómo tanto las áreas de anegamiento regular (violeta), como las lagunas (celeste), se disponen siguiendo las concavidades en el terreno e incluso, en algunos casos se puede trazar una línea imaginaria (en rojo punteado) que une las zonas inundadas y ejemplifica la presencia de los proto-valles.

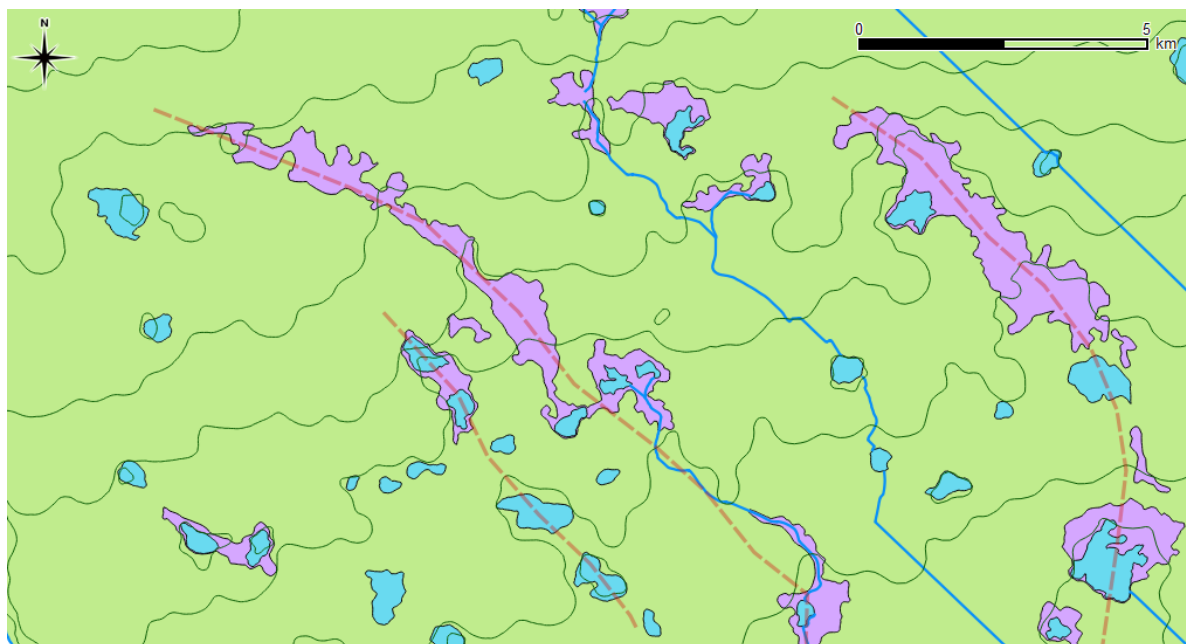


Figura 72: Mapa geomorfológico con las curvas topográficas del IGN digitalizadas superpuestas en color verde. Las lagunas se representan en celeste mientras que las áreas de anegamiento regular, en violeta. Con líneas punteadas rojas se muestra la disposición de los proto-valles.

Si analizamos el área de estudio se puede observar en el sector oeste una gran cantidad de lagunas y zonas inundadas, mientras que hacia el este la zona se encuentra menos afectada

presentando unas pocas y pequeñas lagunas aisladas. Si bien este trabajo no define la razón de esta diferencia, queda claro que hacia el este la red de drenaje es más efectiva logrando evacuar el exceso de agua. Cabe destacar, que si comparamos las características de los canales se puede observar que aquellos ubicados al este se presentan más encajonados, es decir que realizaron una incisión más profunda en el terreno, mientras que hacia el oeste abundan los proto-valles y las canalizaciones de origen antrópico.

Para concluir, en la Figura 73 se puede ver un modelo general que muestra el comportamiento del flujo de agua a escala regional, los diferentes elementos geomorfológicos observados en la zona de estudio y 3 ejemplos de tipos de drenaje que encontramos en el área marcados con las letras A, B y C. El ejemplo A muestra una zona con abundantes lagunas y casi sin canales de circulación superficial; el ejemplo B muestra la disposición de áreas de anegamiento (gris) que define un sector más bajo topográficamente correlacionable con un proto-valle y a su lado una canalización artificial. Por último, el ejemplo C representa a los canales evolucionados que permiten una mejor evacuación del excedente hídrico.

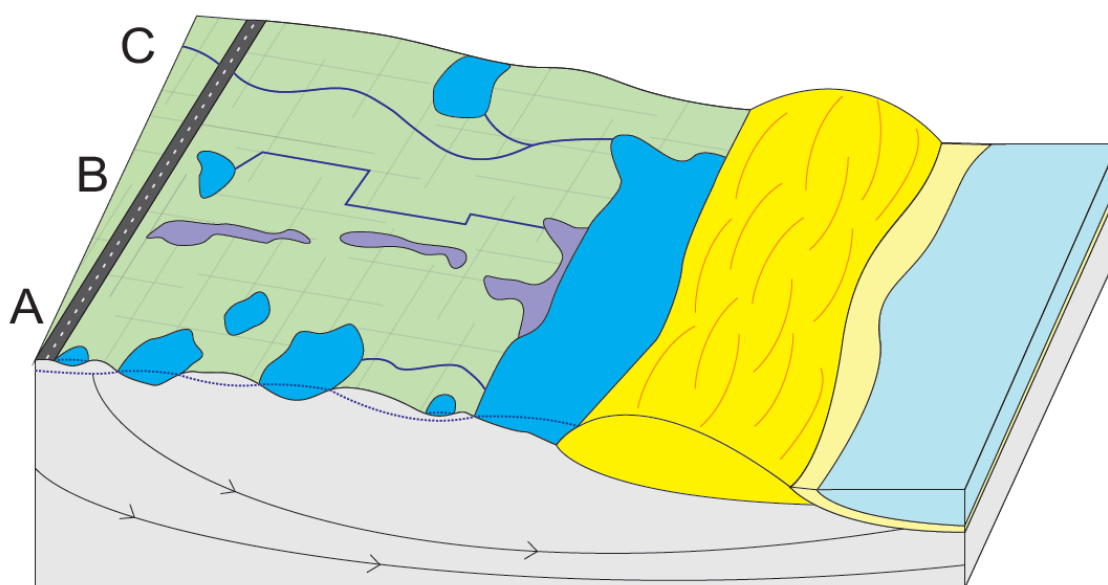


Figura 73: Modelo general que involucra al flujo del agua superficial, subterráneo y a los elementos geomorfológicos de la zona de estudio. Se encuentran representadas 3 situaciones que se diferencian por el tipo de drenaje: A- muestra una zona con abundantes lagunas y casi sin canales de circulación superficial; B- muestra la disposición de áreas de anegamiento (gris) que define un sector más bajo topográficamente correlacionable con un protovalle y a su lado una canalización; C- representa a los canales evolucionados que permiten una mejor evacuación del excedente hídrico.

CONCLUSIONES

- 1) El estudio geológico realizado confirma las conclusiones a las que arriban Tofalo *et al.* (2017). En la base de los perfiles se identifican areniscas con cementación carbonática en ambiente freático marino de circulación activa. Por encima se depositaron sedimentos continentales loessicos en los cuales se identifica enriquecimiento postdeposicional en carbonato de calcio, por calcretización freática y pedogénica. Además se confirma la presencia de un importante porcentaje de material clástico de origen volcánico, característica que define al löess pampeano. Se estiman porosidades menores al 5%, prácticamente sin interconexión entre poros, lo que confirma la baja permeabilidad de estos niveles.
- 2) Son numerosas las áreas inundadas, lo que genera una problemática que afecta principalmente a los productores agropecuarios. A partir del estudio hidrodinámico realizado se cree que la mayoría de las zonas inundadas responde a un nivel freático alto, con leves variaciones temporales y no a una acumulación superficial de agua en respuesta a una baja infiltración. Sumado a esto, las bajas pendientes no favorecen el buen desarrollo de la red de drenaje lo que dificulta la evacuación del exceso de agua.
- 3) La red de drenaje superficial existente está poco integrada y compuesta de numerosas lagunas, áreas inundadas y diferentes tipos de vías de drenaje, desde canales prácticamente naturales hasta canalizaciones con variado componente antrópico. Se distinguen además, proto-valles inundados, que indican zonas en las que se concentra el flujo de agua; aunque por el momento contribuyen al anegamiento, podría en un futuro desarrollarse la geoforma resultando en una vía de drenaje efectiva.
- 4) La pendiente tiende a decrecer en sentido oeste-este y presenta valores muy bajos que varían entre 1,293 y 0,945 m/km o bien entre 0,13% y 0,09%.
- 5) El balance hídrico permitió calcular un excedente medio anual de 134,3 mm concentrado en los meses de Junio a Noviembre y un déficit medio anual de 52,9 mm correspondiente al mes de Enero. La infiltración media anual calculada mediante el método de Goldschmidt (1959) es de 66.2 mm, representando un 7.9% de la precipitación media anual.

- 6) El mapa piezométrico indica que el flujo subterráneo del acuífero freático pampeano tiene una dirección predominante a escala regional norte – sur hacia la faja de dunas costeras.
- 7) Las aguas de pozo poseen valores más altos de conductividad y salinidad con respecto a las aguas de cursos de agua superficiales y de bajos inundados.
- 8) El acuífero freático pampeano tiene aguas predominantemente bicarbonatadas sódicas y cloruradas sódicas.
- 9) La sección superficial que comprende a los primeros 30 metros del acuífero pampeano presenta transmisividades de entre 30 y 170 m²/día y conductividades hidráulicas (K) que varían entre 1,6 y 10 m/día; los caudales específicos obtenidos oscilan entre los 20 y los 100 m³/día.m, o 0,83 a 4,17 m³/hora.m. Se considera al acuífero freático pampeano como de baja productividad y permeabilidad.
- 10) Cabe destacar que los estudios geomorfológicos e hidrogeológicos realizados no solo contribuyen a comprender la naturaleza del anegamiento en la zona, sino que aportan una base conceptual para orientar proyectos de futuras canalizaciones.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco en primer lugar a la Universidad de Buenos, a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Aires, y más puntualmente al departamento de Ciencias Geológicas por la educación que me brindara; como así también a los docentes que me formaron durante estos años.

Al Instituto Nacional del Agua (I.N.A.) por darme el apoyo necesario tanto para la realización de la campaña de campo, como también en otras etapas claves de este trabajo; puntualmente agradezco a Santiago Valdés y a Ariel Humai que me acompañaron en la campaña y me enseñaron cómo llevar a cabo el trabajo de campo.

Al Servicio Provincial de Agua y Saneamiento Rural (S.P.A.R), especialmente a Macarena Henkel y a Germán Mercapide, por proveerme de información que resultó de gran utilidad en este trabajo.

Agradezco también a Rita Tófalo quien me ayudó en el estudio de los cortes delgados.

Quiero agradecer especialmente a Adrián Silva Busso, quien me ha guiado en este trabajo y es también la persona que me introdujo en la disciplina de la Hidrogeología.

Agradezco a mis compañeros de cursada quienes contribuyeron a mi formación, me apoyaron y por sobretodo me hicieron disfrutar un montón estos años de carrera.

Por último quiero agradecer a mi familia y amigos por estar y apoyarme siempre, en todo.

BIBLIOGRAFÍA

Abrahams, A. D., 1975. Initial bifurcation processes in natural channels. *Geology* 3, 307-309.

Ameghino, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles en la República Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 6: 1-1028, Córdoba.

Auge, M. y Hernández, M., 1984. Características geohidrológicas de un acuífero semiconfinado (Puelche) en la Llanura Bonaerense (Geohydrologic behavior of the Puelches semiconfined Aquifer in the Bonaerense flatland). *Coloquio Internacional Hidrología de Grandes Llanuras. UNESCO (III)*, 1019-1043. París-Buenos Aires.

Auge, M., Hernández, M. y Hernández, L., 2002. Actualización del conocimiento del acuífero semiconfinado Puelche en la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Groundwater and Human Development*. Bocanegra, E.; Martinez, D. y Massone, H. (Eds.).

Bedmar, F., Costa, J.L, Gimenez, D, & Daniel, P., 2013. Comparación de dos métodos de obtención de índices para la estimación del riesgo de lixiviación de plaguicidas en dos perfiles de suelo. *Agriscientia*, 30(2), 69-78.

Bértola, Germán R., Cortizo, Luis C., & Isla, Federico I., 2009. Dinámica litoral de la costa de Tres Arroyos y SanCayetano, Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(4), 657-671.

Buckart R., Bárbaro N., Sánchez R., Gómez D., 1999. Eco-regiones de la Argentina, elaborado por la Secretaría de Recursos Naturales y Desarrollo Sustentable a través del Programa Institucional Ambiental (PRODIA) y la Administración de Parques Nacionales.

Burgos, Juan Jacinto y Vidal, Arturo L., 1951. Los climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thornthwaite. Ministerio de Asuntos Técnicos. Buenos Aires. (AR) 1951. 32 p, grafs., tpls., mapas. Serie Agrometeorológica. 3.

Camacho, H., 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXII (4), pp. 253-280.

Carbone, M. E., Piccolo, M. C., & Scian, B. V., 2004. Análisis de los períodos secos y húmedos en la cuenca del arroyo Claromecó, Argentina. *Papeles de geografía*, (40), 25-35.

Celsi, C. E., Monserrat, A. L., 2008. La vegetación dunícola en el frente costero de la Pampa Austral (Partido de Coronel Dorrego, Buenos Aires). *Multequina*, 17(2), 73-92.

Cortés, Carlos Nuñez y Narosky Tito, 1997. "Cien Caracoles Argentinos", ed. Albatros, Argentina

Cortizo, L. C., & Isla, F. L., 2007. Evolución y dinámica de la barrera medanosa entre los arroyos Zabala y Claromecó, partidos de San Cayetano y Tres Arroyos, Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(1), 03-12.

Custodio, E. y Llamas M.R., 1983. Hidrología subterránea Tomo I. Ediciones Omega. Barcelona, España.

De la Torre, Guillermo Rodrigo, 2011. Captación de explotación N°1, Captaciones de agua potable en Balneario San Cayetano, (848) SPAR.

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. W.E. Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists. Memoir. 1. pp. 108–121.

Dunne, T., 1980. Formation and controls of channel networks. *Progress in Physical Geography*, 2, Edward Arnold. Pág.: 211 – 239. Londres, UK.

Fidalgo, F., Colado, U.R., De Francesco, F.O., 1973. Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Provincia de Buenos Aires). 5° Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas 4: 225-240, Buenos Aires.

Fidalgo, F., De Francesco, F.O. y Pascual, R., 1975. Geología Superficial de la Llanura Bonaerense. Relatorio VI Congreso Geología Argentina. Pp. 103-138.

Fidalgo, F., 1983. Algunas características de los sedimentos superficiales de la Cuenca del Río Salado y Pampa Ondulada. Coloquio sobre Hidrología de Grandes Llanuras. II: 1044-1067. PHI – UNESCO. Olavarría.

Frenguelli, J., 1950. *Rasgos generales de la morfología y la geología de la provincia de Buenos Aires*. República Argentina.

- Fryberger, S.G., 1979. Dune forms and wind regime. En Mc Kee, G. (ed.) A Study of Global Sand Seas, US Geological Survey, 137-169 p., Washington, DC.
- Gálvez, J. J. O., 2011. Cartilla Técnica: Balance Hídrico Superficial. Sociedad Geográfica de Lima. Lima, Perú.
- García, O., 1971. Hidrogeología de la zona de Gonzales Chaves. Ministerio de Economía y Trabajo, Secretaría de Estado de Minería. Pág. 43 y anexos.
- Giai, S. B., Visconti, G., & Gil, C., 2002. Notas sobre el comportamiento hidrogeológico de la tosca. *Ground Water and Human Development*. Pág. 645-651.
- Groeber, P., 1945. Las aguas surgentes y semisurgentes del Norte de la provincia de Buenos Aires. *Revista La Ingeniería XLIX(6):371-387*.
- Harrington, H.J., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33 m y 34 m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. *Bol. Dir. Min. Geol.*, 61, 43 p Buenos Aires.
- Harrington, H.J., 1980. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En: *2° Simposio Argentino de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 1: 967-983. Córdoba
- Hernández MA, Filí M, Auge M, y Ceci JH., 1979. Geohidrología de los acuíferos profundos de la Provincia de Buenos Aires. *In: VI Congr. Geol. Arg. (II)*, 479-500. Buenos Aires.
- IICA, 1984. Caracterización del recurso hídrico subterráneo con miras al riego complementario en la región NNE de la Prov. de Buenos Aires. Convenio de Cooperación entre SAGyP, IICA, PNUD y BIRF. Pub Inst. Int. de Cooperación para la Agricultura (IICA). Doc. N° 15, pp.1-161, Buenos Aires.
- Isla, F.I. y Bujalesky, G., 1995. Tendencias de disponibilidad de arena. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, (1-2):75-89.
- Isla, F.I., Rutter, N., Schnack, E.J. y Zárate, M. A., 2000. La transgresión *belgranense* en Buenos Aires. Una revisión a cien años de su definición. *Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales, Publicación Especial 4*: 3-14.

Isla, F.I., Cortizo, L.C y Turno Orellano, H.A., 2001. Dinámica y Evolución de las Barreras Medanosas, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista Brasileira de Geomorfología*, 2(1): 73-83.

Kälin, M., 1977. Hydraulic piping—theoretical and experimental findings. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 14, no 1, p. 107-124.

Kruse, E., & Zimmermann, E., 2002. Hidrogeología de grandes llanuras: particularidades en la llanura pampeana (Argentina). *Workshop publication on Groundwater and Human development. Mar del Plata, Argentina* (pp. 2025-2038).

Llerena, C. A., 2003. Servicios ambientales de las cuencas y producción de agua, conceptos, valoración, experiencias y sus posibilidades de aplicación en el Perú. Foro Regional sobre Sistemas de Pago por Servicios Ambientales, Tercer Congreso Latinoamericano de Manejo de Cuencas Hidrográficas, Arequipa, Perú.

Lesta, P. y Sylwan, C., 2005. Cuenca de Claromecó. En Chebli, G.A., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L. y Vallejo, E.L. (eds.) *Frontera Exploratoria de la Argentina*, 6ª Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 10: 217-231, Mar del Plata.

Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *AAPG Bull.* 64, 461–487.

López, R. A. y Marcomini, S. C., 2000. Geomorfología y ordenamiento territorial del sector comprendido entre la ciudad de Miramar y el arroyo Nutria Mansa, partido de General Alvarado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5 (3): 251-264.

Malán, J. M. y E. Mariño., 1999. Impacto de las características geomorfológicas sobre la infiltración eficaz y la calidad del agua en un sector del sureste pampeano. (Geomorphological features impact over effective infiltration and water quality in a south - est pampean sector). *Actas Primer Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología*, 35-38. Santa Rosa.

Manograsso Czalowski, N., 2008. Caracterización geológico-ambiental y manejo costero del sector comprendido entre las localidades de Claromecó y Reta. Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires.

Marcomini, S. C., López, R. A., Uheara, F., 2009. Manejo costero en la costa de dunas de Pehuénco. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente* N° 23: 75 – 83.

Marcomini, S. C. y López, R. A., 2013. Erosion and management in coastal dunes. *Coastal research Library* 6, Coastal Hazards.

Marengo, H., 2015. Neogene Micropaleontology and Stratigraphy of Argentina: The Chaco-Paranense Basin and the Península de Valdés. *Springer Briefs in Earth System Sciences*, 218 p.

Merino, L., 1988. Normativa referente a la calidad de las aguas para abastecimiento urbano, de bebidas envasadas, agricultura e industria. Madrid, España.

Miaczynski, C., 1995. Los suelos hidromórficos e hidrohalomórficos de la provincia de Buenos Aires. *Rev. Fac. Agr.*, vol. 15, p. 23-36.

Morisawa, M., 1964. Development of drainage systems on an upraised lake floor. *American Journal of Science* 262, 340-54.

Moscatelli, G. y Puentes, M.I., 1998. Suelos Argentinos. In: Conti, M. (Coord.) *Principios de Edafología con énfasis en suelos argentinos*. p. 334-350. 1ra. Ed., Orientación Gráfica Editora. Buenos Aires, Argentina.

Olivares, O., 1999. “Geoinformática aplicada a estudios ambientales de acuíferos en el Conurbano Bonaerense”. Informe de avance correspondiente a Beca de estudio de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. Inédito. La Plata.

Parker, G., 1979. Geología de la planicie costera entre Pinarnar y Mar de Ajo, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XXXIV (3).

Pazos, M., 1981. Micropedology and mineralogy of the sand fraction of some Mollisols of Argentina. MSc Thesis. State University of Ghent.

Pazos, M.S. and Fittipaldi, M., 1994. Taxonomy and Spatial Variability of Mollisols with Petrocalcic Horizon and Udic Soil Moisture Regime. Buenos Aires Province - Argentina. In: *Transactions*. Vol. 6b: Commission V, pp. 306-307. 15º Congreso Mundial de la Ciencia del Suelo, Acapulco, México.

Quesada, A., 2008. Geología costera del Balneario Orense y alrededores (provincia de Buenos Aires). Trabajo final de licenciatura. Universidad de Buenos Aires.

Ramos, V.A. y Kostadinoff, J., 2005. La cuenca de Claromecó. *Relatorio del 16º Congreso Geológico Argentino*, pp. 471-480.

Riggi, J.F., Fidalgo, F., Martínez, O., Porro, N., 1986. Geología de los "Sedimentos Pampeanos" en el Partido de La Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41: 316-333.

Ruhe, V., 1975. Wind and eolian landscapes. *Geomorphology — Geomorphic Processes and Surficial Geology*. Houghton Mifflin Company, Boston, pp. 149–166.

SAGPyA – INTA, 2008. Mapa de suelos de la Provincia de Buenos Aires.

Sala, J. M., 1975. Recursos Hídricos. Especial Mención de las Aguas Subterráneas. *Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires: 169-193*. VI Congreso Geológico Argentino. Bahía Blanca.

Sala, J. M, González N, Kruse E., 1983. Generalización hidrológica de la Provincia de Buenos Aires. *Coloquio sobre Hidrología de Grandes Llanuras*. II: 973-1009. PHI – UNESCO. Olavarría.

Santa Cruz, J. N. & Busso, A. S., 1999. Escenario Hidrogeológico General de los principales Acuíferos de la Llanura Pampeana y Mesopotamia Septentrional Argentina. *II Congreso Argentino de Hidrogeología y IV Seminario Hispano Argentino sobre temas actuales en hidrología subterránea. Actas, 1*, 461-473.

Santa Cruz, J. N., Silva Busso, A., Suero E., 2004. Hoja Hidrogeológica N°14 Río Quequén. Sustentabilidad del Riego Complementario en el Sudeste de la Prov. de Buenos Aires. Proyecto BID 1201 OC/AR PICT 08-4675. Informe final. SECyT – INTA e INA, Buenos Aires en CD.

Schultz, P. H., Zarate, M., Hames, W., Camilión, C., King, J., 1998. A 3.3-Ma impact in Argentina and possible consequences. *Science*, 282(5396), 2061-2063.

Silva Busso, A., Calvo, D., 2011. Relaciones entre tipos de suelos e hidroquímica del acuífero freático en el sudeste de la Provincia de Buenos Aires. VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Calidad y Contaminación de Agua Subterránea, Salta, Argentina.

Schumm, S. A., 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological Society of America Bulletin* 67, 597-646

Soil Survey Staff, 1975. *Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook Nº 436. Washington D.C.

Teruggi, M.E., 1957. The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 322-332.

Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographic Review* 38: 55-94.

Tófalo, O.R., Orgeira, M.J., Compagnucci, R., Alonso, M.S. y Ramos A., 2011. Characterization of a loess-paleosols section including a new record of the Last Interglacial in Pampean Plain, Argentina. *Journal of South American Earth Science*, 31(1): 81-92.

Tófalo, O.R., Orgeira, M.J., Castro L., Vizán H., Azcuay C., 2007. Cambios paleoclimáticos durante el pleistoceno tardío (MIS5) en el sudeste de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 74 (4): 485-496.

Toledo, M. J., 2011. El legado lujanense de Ameghino: Revisión estratigráfica de los depósitos Pleistocenos-Holocenos del valle del Río Luján en su sección tipo. Registro paleoclimático en la Pampa de los estadios OIS 4 al OIS 1. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68(1), 121-167.

USDA, 2010. Claves para la taxonomía de suelos. Undécima edición. Soil Survey Staff, USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC, USA, 365 pp.

Valdés, Santiago P., 2016. Características hidrogeológicas de la zona costera entre Pehuén-co y Punta Alta, Provincia de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

Valdés, Santiago Pablo; Humai, Ariel Walter; Silva Busso, Adrián Ángel y Szczapowy, Dan Israel, 2017. Aspectos hidro-geomorfológicos de las inundaciones en la llanura pampeana del sudeste bonaerense. XXVI Congreso Nacional del Agua. Ciudad de Córdoba.

Verachtert, E., W. Maetens, M. Van Den Eeckhaut, J. Poesen, and J. Deckers, 2011. Soil loss rates due to piping erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*. Volume 36, Issue 13. London, UK. Pag. 1715–1725.

Villanueva Martínez, M., & Iglesias López, A., 1984. Pozos y Acuíferos. Técnicas de Evaluación Mediante Ensayos de Bombeo. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, España.

Wang, P., 2012. Principles of sediment transport applicable in tidal environments. En: Davis Jr, R. y Dalrymple, R. (eds) *Principles of tidal sedimentology* 19-34. Springer.

Weinzettel, P. y E. Usunoff., 1999. Hidrodinámica de la zona no saturada en suelos argiudoles de la cuenca del arroyo del Azul. (Hydrodynamic of the non saturated zone in argiudol soils in the Azul stream basin). Tineo, A. (editor) *Hidrología subterránea*. Serie Correlación Geológica Nº 13: 297-306. Universidad Nacional de Tucumán.

Weinzettel, P. A. y Varni, M., 2007. Aporte al conocimiento del subsuelo de la cuenca del arroyo Claromecó, provincia de Buenos Aires. En: C. Sosa, J. Ainchil Editores, Taller de Geofísica Aplicada a la Hidrogeología; Actas V Congreso Argentino de Hidrogeología, Paraná. Argentina. 13-23.

Wright, V. P., 1992. A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, 76(3-4): 177-185.

Wright, V. P., 1994. Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth-Science Reviews*. vol. 35, no 4, p. 367-395.

Wright, V. Paul & Tucker, Maurice E., 1991. "Calcretes" reprint series volume 2 of the international association of sedimentologists.

Yrigoyen M., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. Geología de la Provincia de Buenos Aires. VI Congr. Geol. Arg. Relatorio, 140-168. Buenos Aires.

Zabala, M. E., Varni, M., Weinzettel, P., & Ainchil, J., 2009. Aportes al conocimiento del subsuelo de la cuenca del arroyo Azul mediante la aplicación de métodos geoeléctricos. *Aportes de la hidrogeología al conocimiento de los recursos hídricos*, 1, 329-338.

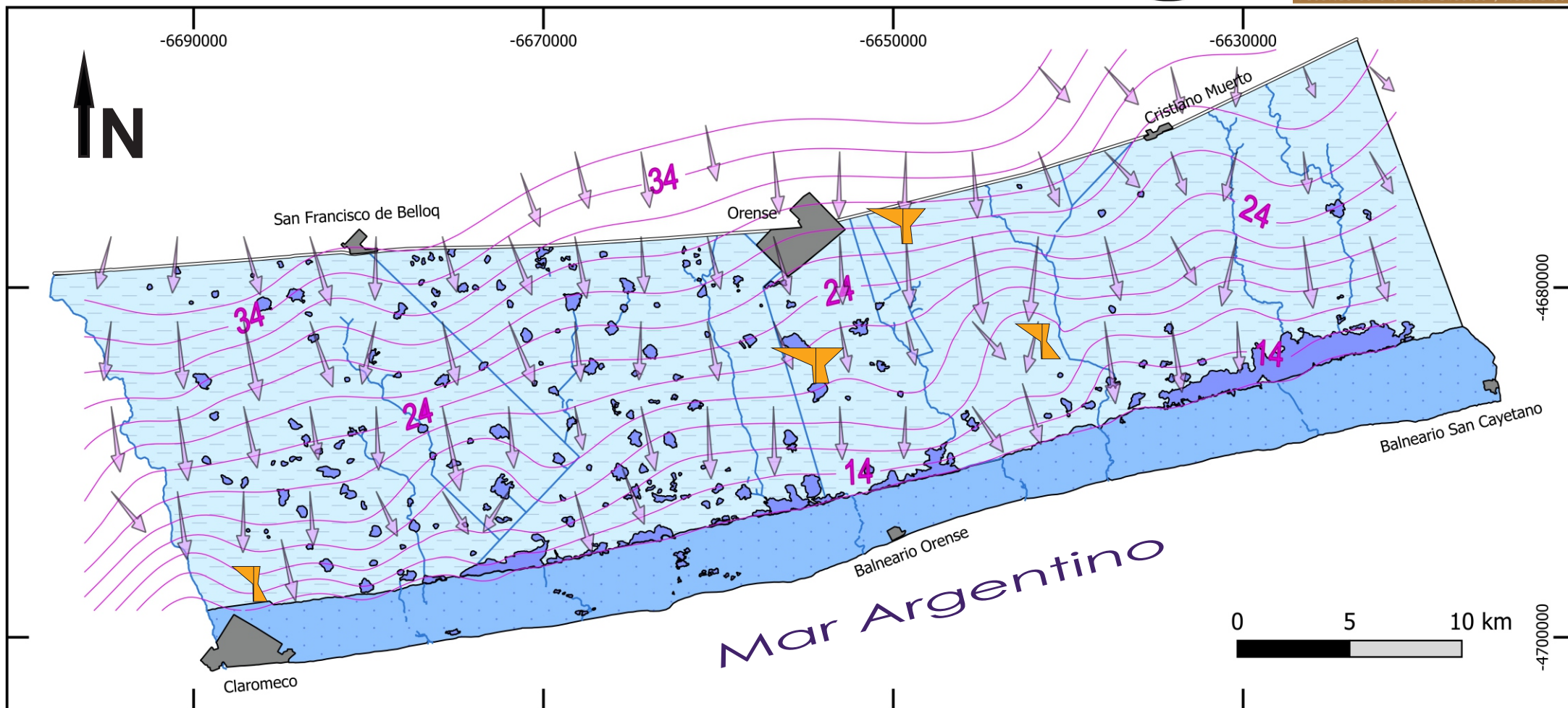
Zambrano J., 1974. Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la Provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* XXIX (4), 443-469. Buenos Aires.

Zárate, M. A., 2005. El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. In *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires, Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino* (pp. 139-158).

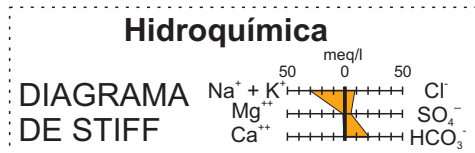
Zárate, M. y Orgeira, M.J., 2010. Sedimentación y edades magnéticas del Cenozoico tardío continental de Argentina. En *Escenarios de cambio ambiental: registros del Cuaternario en América Latina*. Ed. Fondo de Cultura Económico por iniciativa de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y Unión Mexicana de Estudios del Cuaternario (UMEC): 271-294.

Zavala, C. y Navarro, E., 1993. Depósitos fluviales en la Formación Monte Hermoso (Plioceno inferior-medio). Provincia de Buenos Aires. *Actas VII*, 1993, vol. 236, p. 244.

MAPA HIDROGEOLOGICO



REFERENCIAS



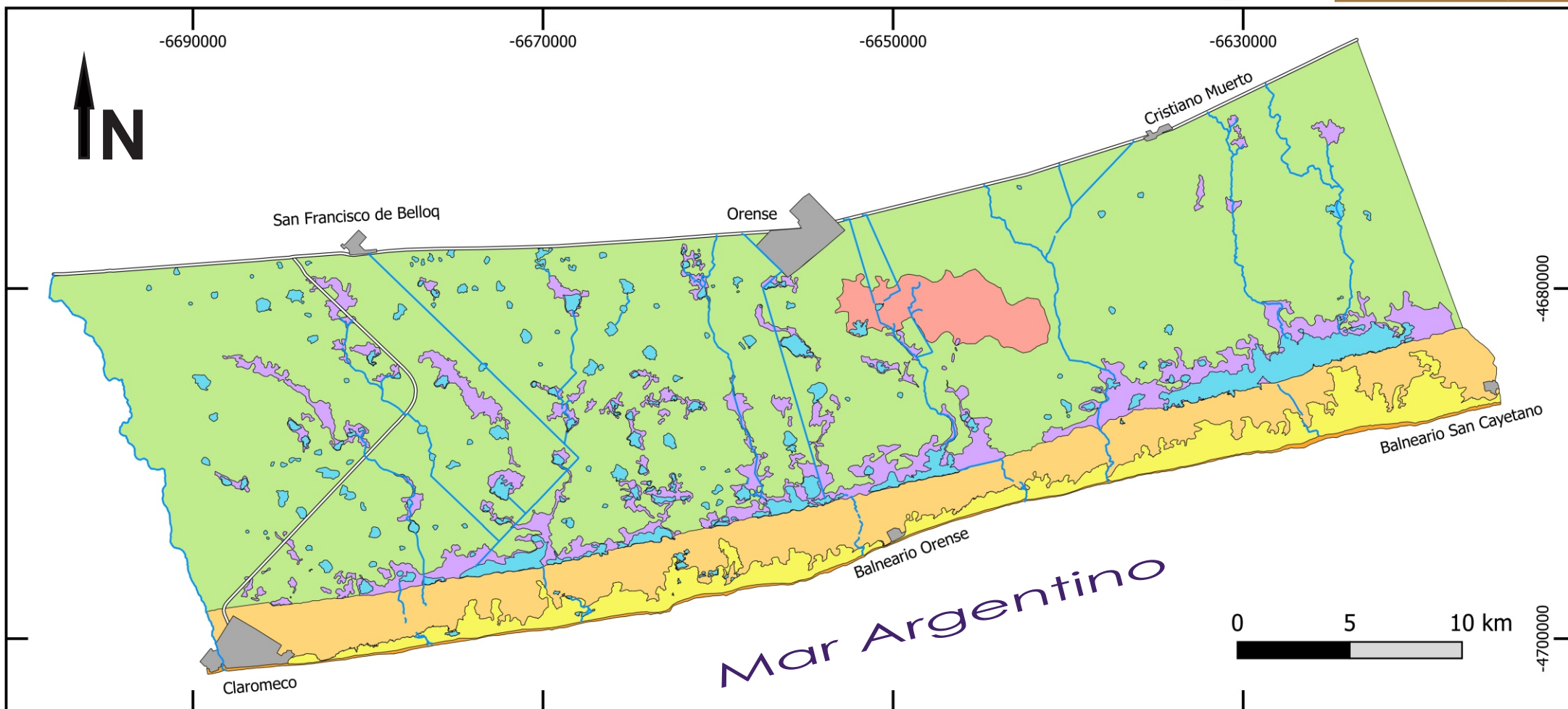
- ACUIFERO PAMPEANO
- ACUIFERO PUNTA MEDANOS
- CUERPO DE AGUA
- CANALES

- PIEZOMETRÍA ACUIFERO PAMPEANO
- VECTOR DE FLUJO
- ZONA URBANA
- RUTA PROVINCIAL

DATUM GEODESICO: WGS 84

AUTOR: DAN ISRAEL SZCZAPOWY

MAPA GEOMORFOLOGICO



REFERENCIAS:

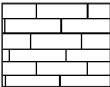



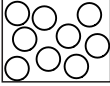

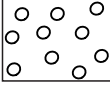


	PLANICIE LOESSICA		CAMPO DE DUNAS INACTIVAS
	AREAS DE ANEGAMIENTO EXORREICO		CAMPO DE DUNAS ACTIVAS
	AREAS DE ANEGAMIENTO ARREICO		FAJA DE ACCION MARINA
	CUERPOS DE AGUA		ZONA URBANA
	CANALES		RUTA PROVINCIAL

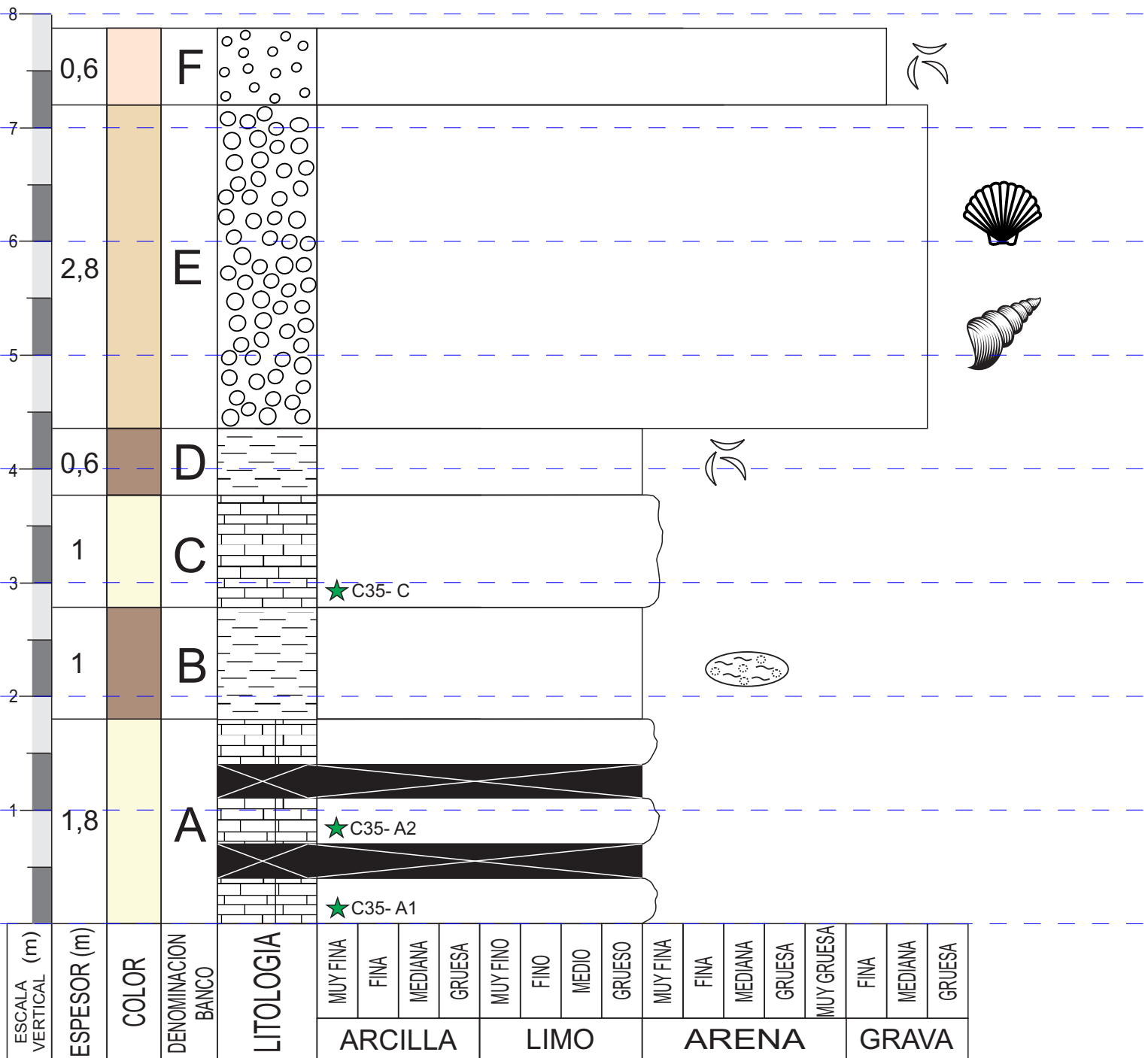
DATUM GEODESICO: WGS 84

AUTOR: DAN ISRAEL SZCZAPOWY

PERFIL GEOLOGICO

LUGAR:	Costa de Claromecó
LOCALIDAD:	Partido de Tres Arroyos
PROVINCIA:	Buenos Aires
PUNTO:	C35
LATITUD:	38° 51' 28.97" S
LONGITUD:	60° 2' 2.13" O
COTA	0 m
FECHA:	21/07/2016

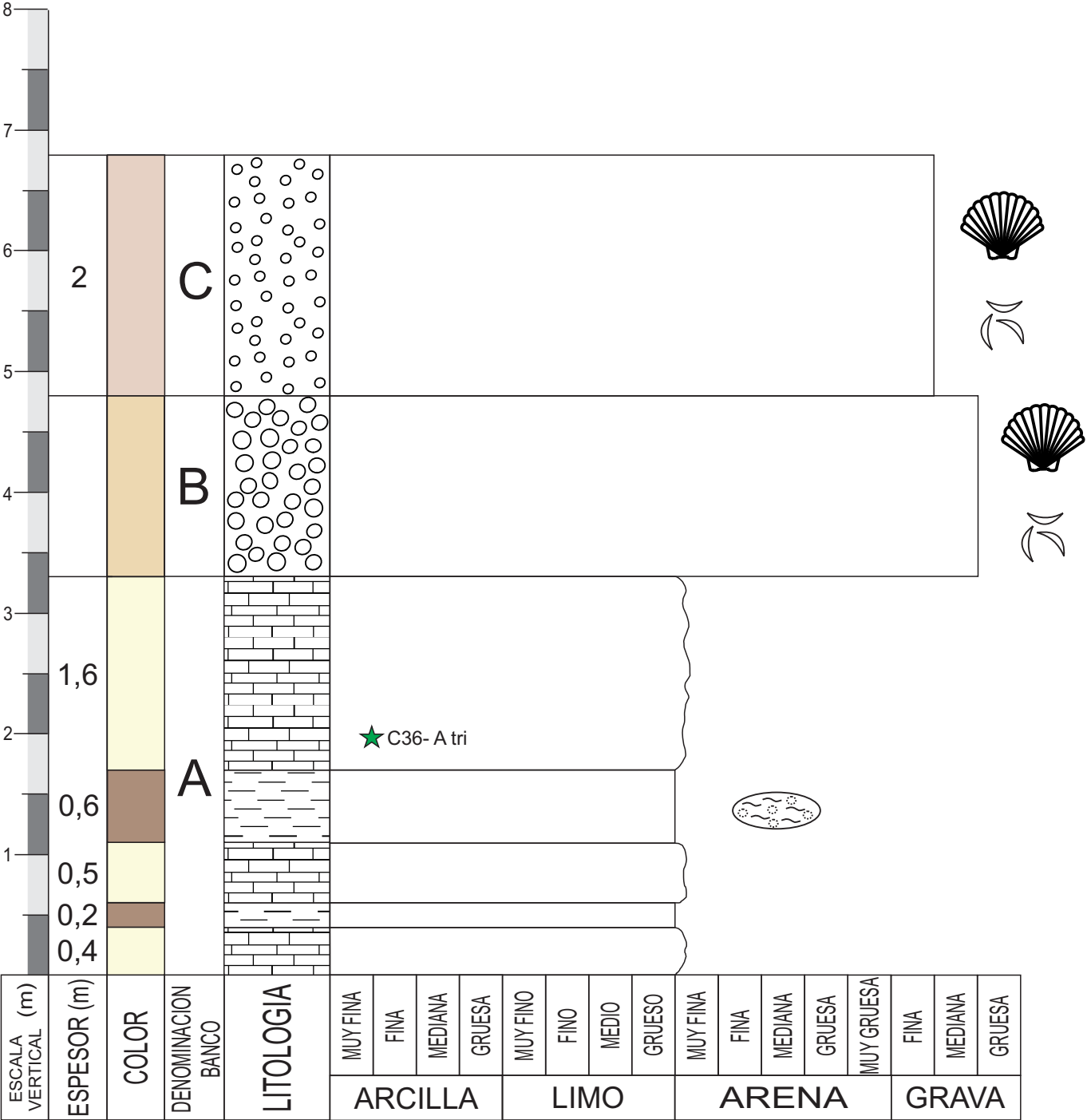
REFERENCIAS		
	CALCRETE	 VENILLAS Y NODULOS CALCAREOS
	LIMO	 CONCHILLAS DE BIVALVOS
	CONGLOMERADO	 CONCHILLAS DE GASTROPODOS
	FANGLOMERADO	 FRAGMENTOS DE CONCHILLAS
		 CORTE DELGADO



PERFIL GEOLOGICO

LUGAR:	Costa de Claromecó
LOCALIDAD:	Partido de Tres Arroyos
PROVINCIA:	Buenos Aires
PUNTO:	C36
LATITUD:	38° 51' 27.25" S
LONGITUD:	60° 1' 48.55" O
COTA	0 m
FECHA:	22/07/2016

REFERENCIAS			
	CALCRETE		VENILLAS Y NODULOS CALCAREOS
	LIMO		CONCHILLAS DE BIVALVOS
	CONGLOMERADO		CONCHILLAS DE GASTROPODOS
	FANGLOMERADO		FRAGMENTOS DE CONCHILLAS
			CORTE DELGADO



CORTES DELGADOS

Se realizaron cortes delgados de 4 muestras. De éstas, 2 fueron obtenidas del nivel A identificado en el perfil C35, otra muestra fue obtenida del nivel C del mismo perfil y la última pertenece al nivel A identificado en el perfil C36.

Los cortes fueron estudiados con microscopio petrográfico para determinar sus características composicionales y texturales.

C35 / A1

Roca con fábrica de tipo flotante en la que se distinguen clastos (35%) inmersos en carbonato asociado a arcillas (65%); se puede estimar además una porosidad menor al 5%, en la cual los poros no se ven interconectados.

El material clástico presenta una selección buena y posee su moda en arena muy fina. Los clastos están compuestos por un 30% de fragmentos líticos entre los cuales se pueden diferenciar fragmentos volcánicos con texturas microlítica y porfírica; 25% de plagioclasa; 20% de trizas vítreas; 15% de clastos de cuarzo y 10% de minerales accesorios (opacos, anfíbol, ortopiroxeno, biotita). Los primeros dos con variable grado de alteración, se puede distinguir también corrosión en los bordes de los clastos.

El carbonato está compuesto por un 65% de micrita y un 35% de esparita. La fracción micrítica está íntimamente asociada a abundante arcilla, además se pueden observar sectores con recristalización a microesparita. La esparita se presenta formando un crecimiento isopáquico bien desarrollado representado por agujas o cristales de carbonato que forman bandas de espesor constante alrededor de todos los clastos; como también rellenando parcialmente meso y macro poros (Figura 1).

La roca se puede clasificar como un Wackestone Diagenético (Wright, 1994).

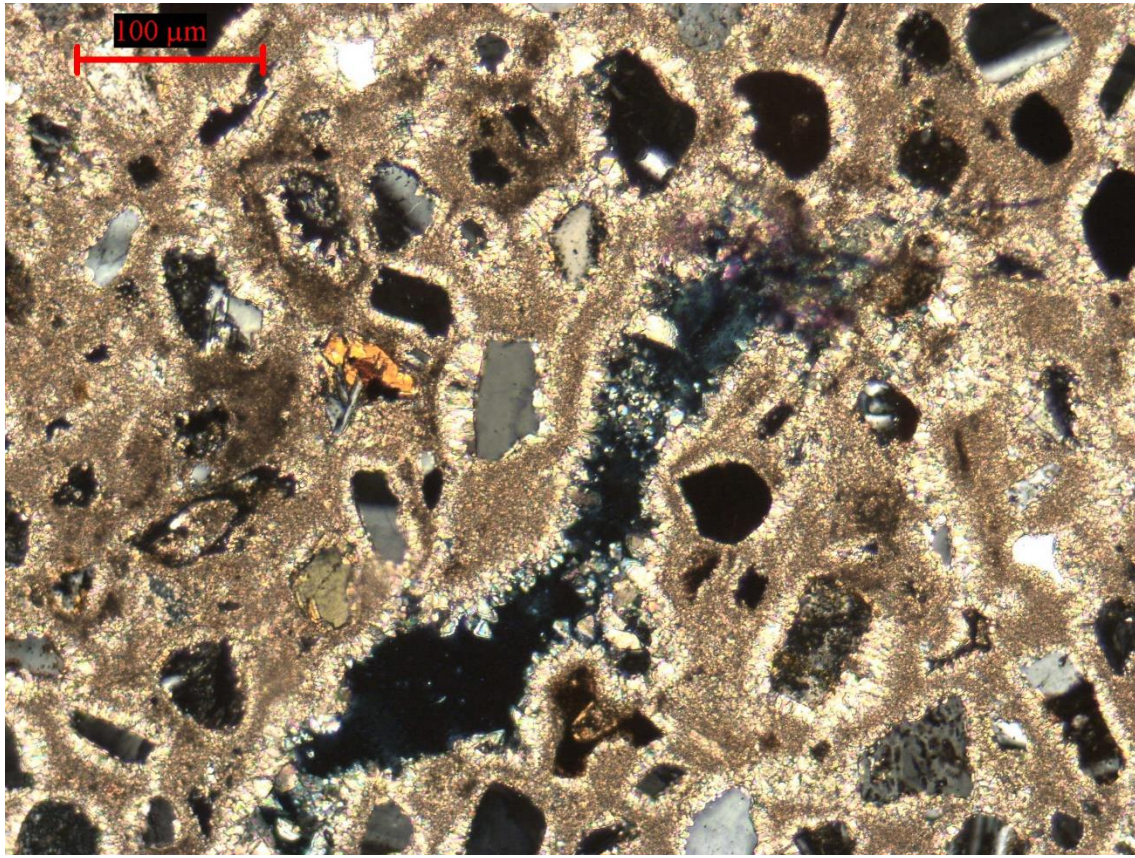


Figura 1: MUESTRA C35A1 - clastos con cementación isopáquica y esparita en poros.

C35 A2

La roca presenta una fábrica flotante en la que se distingue el material clástico (45%) inmerso en abundante arcilla con carbonato asociado (55%).

El material clástico posee una selección moderada a buena y tiene moda en arena muy fina. Se puede distinguir un 35% de fragmentos líticos principalmente volcánicos, aunque hay algunos metamórficos, con medio a alto grado de alteración; 25% de feldespatos, con amplio predominio de plagioclasas; 20% de vitroclastos (trizas y fragmentos pumíceos (Figura 2 y Figura 3); 10% de cuarzo; 5% de opacos y otro 5% de minerales accesorios (piroxeno, anfíbol, biotita). Se puede distinguir corrosión en los bordes de los clastos.

La fracción de arcilla se presenta íntimamente asociada a carbonato, este último se puede encontrar en determinados sectores recristalizado a microesparita.

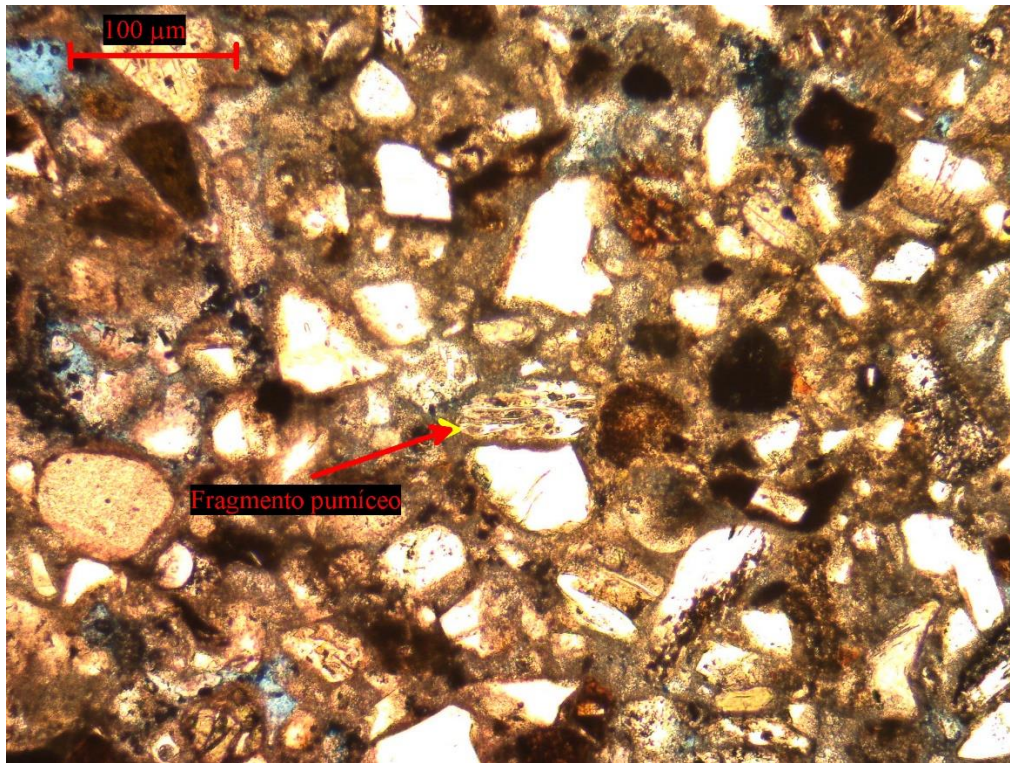


Figura 2: MUESTRA C35 A2 - fragmentos pumíceos.

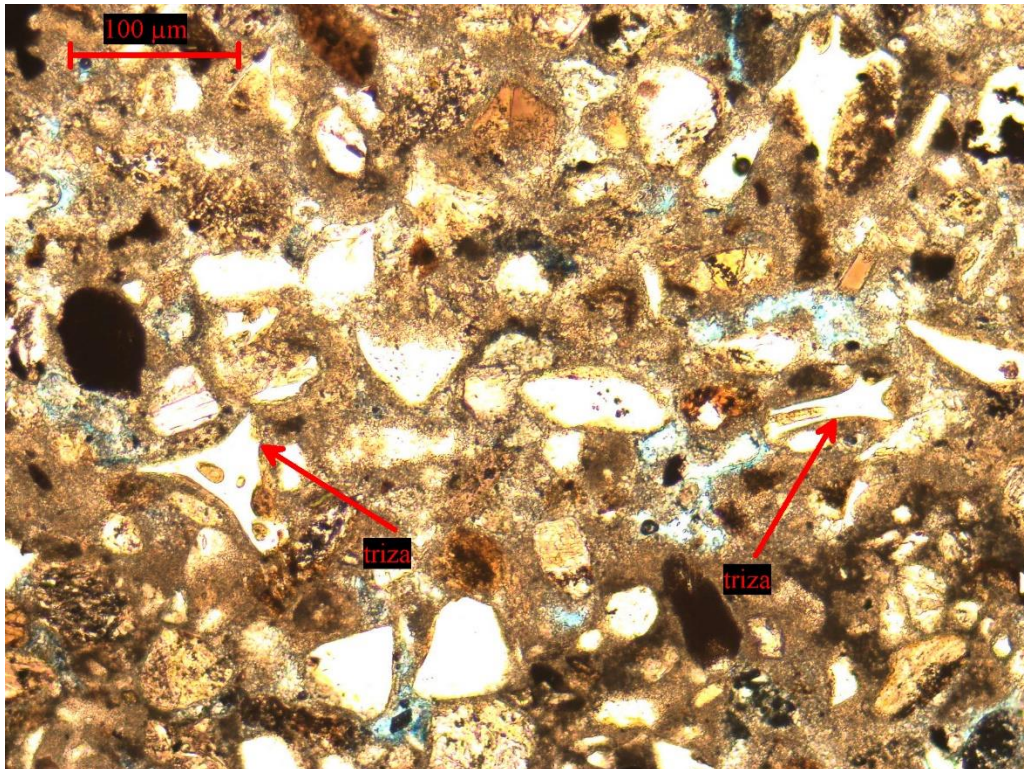


Figura 3: MUESTRA C35 A2 - trizas vítreas.

C35 / C

Roca compuesta por un 30% de clastos inmersos en abundante arcilla asociada a carbonato (70%); la roca posee una porosidad menor al 5%.

El material clástico se presenta moderadamente seleccionado y posee su moda en arena muy fina. Está compuesto por un 35% de fragmentos líticos; 25% de clastos de plagioclasa poco o nada alterados; 15% de trizas vítreas; 10% de opacos; 10% de cuarzo y 5% de minerales accesorios (anfíbol, ortopiroxeno, biotita). Los fragmentos líticos se pueden dividir en volcánicos con texturas microlítica y porfírica, metamórficos, cuarzo policristalino y chert; en general con alto a medio grado de alteración, excepto los últimos dos que se ven limpios. Se distingue corrosión en los bordes de los clastos.

La fracción arcilla está asociada a micrita siendo la primera notablemente más abundante. Se pueden distinguir pellets, revestimientos y rellenos de poros por arcillas, recubrimientos de poros por óxidos de hierro, restos de raíces y en al menos 2 sectores se distingue una estructura alveolar septal (Ver Figura 8).

Se ven numerosos poros con forma alargada que probablemente fueron dejados por raíces.

La roca posee una fábrica de tipo β .

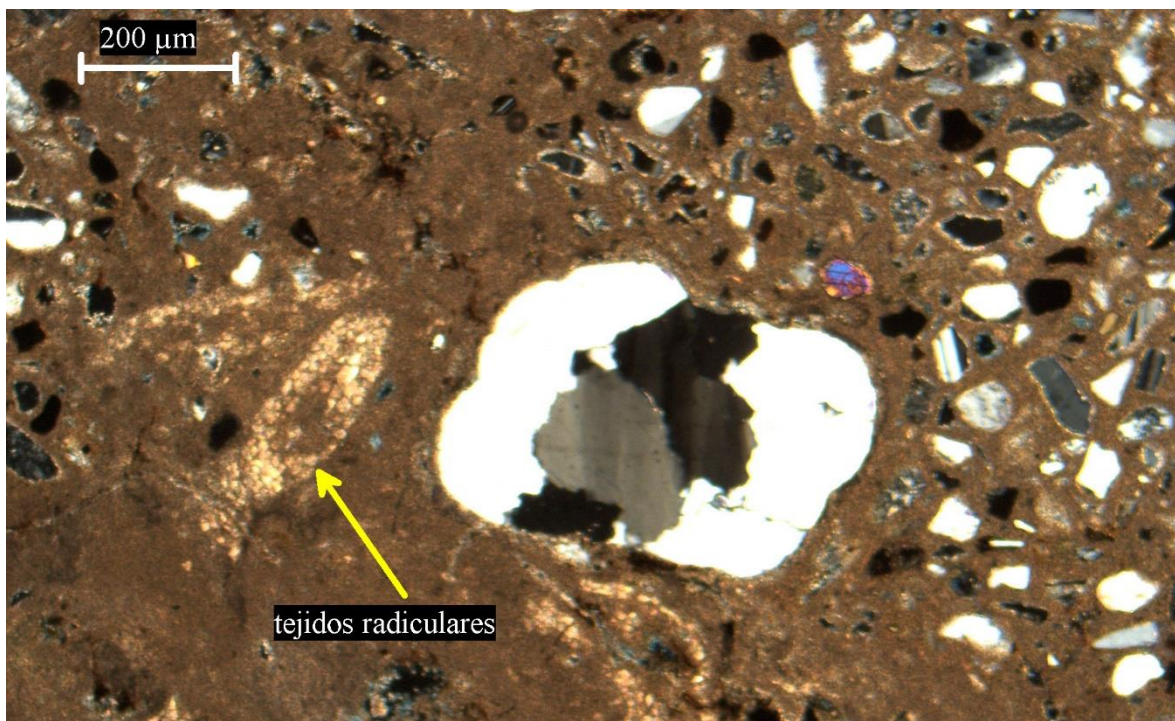


Figura 4: MUESTRA C35 C - cuarzo poligonal y tejidos radiculares.

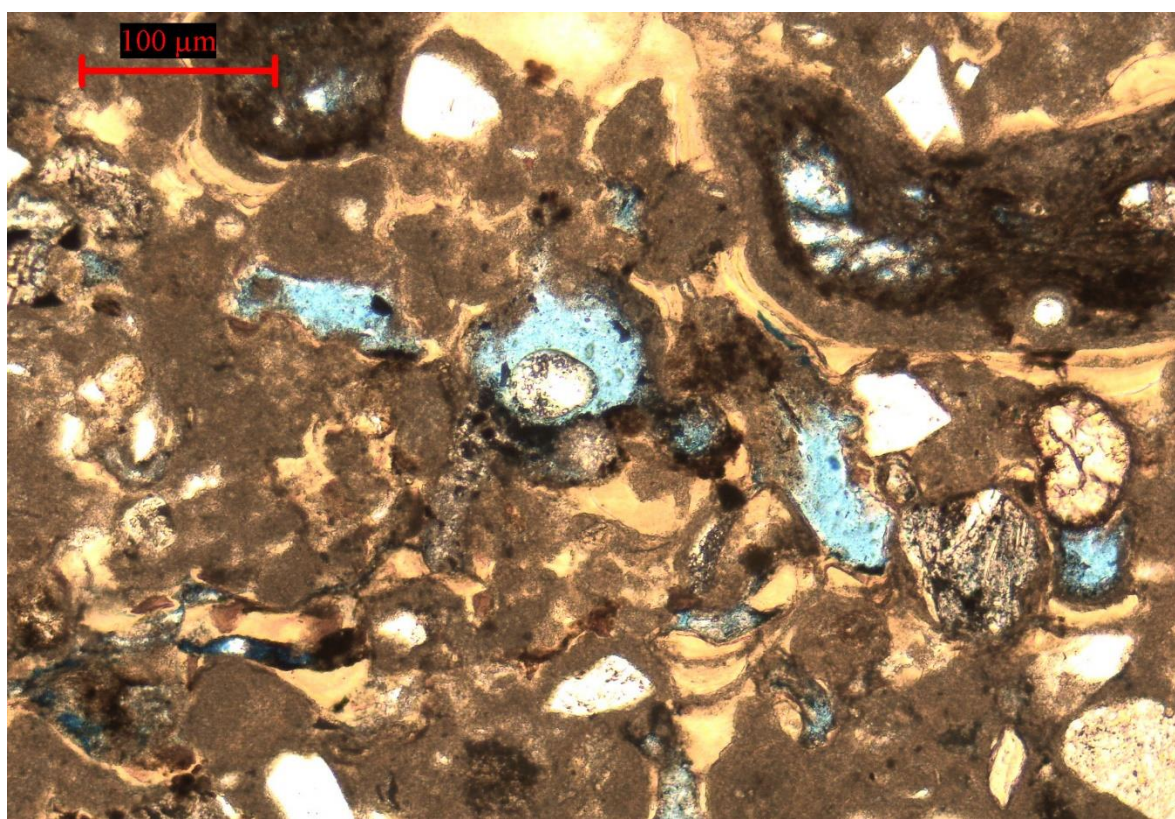


Figura 5: MUESTRA C35 C - revestimientos arcillosos fragmentados.

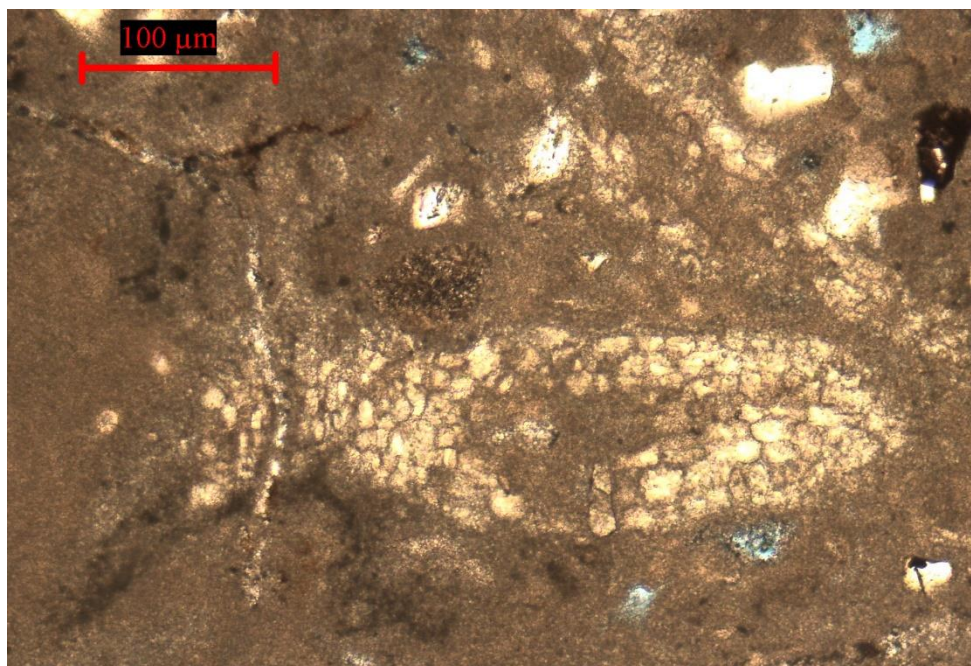


Figura 6: MUESTRA C35 C - tejidos radiculares.

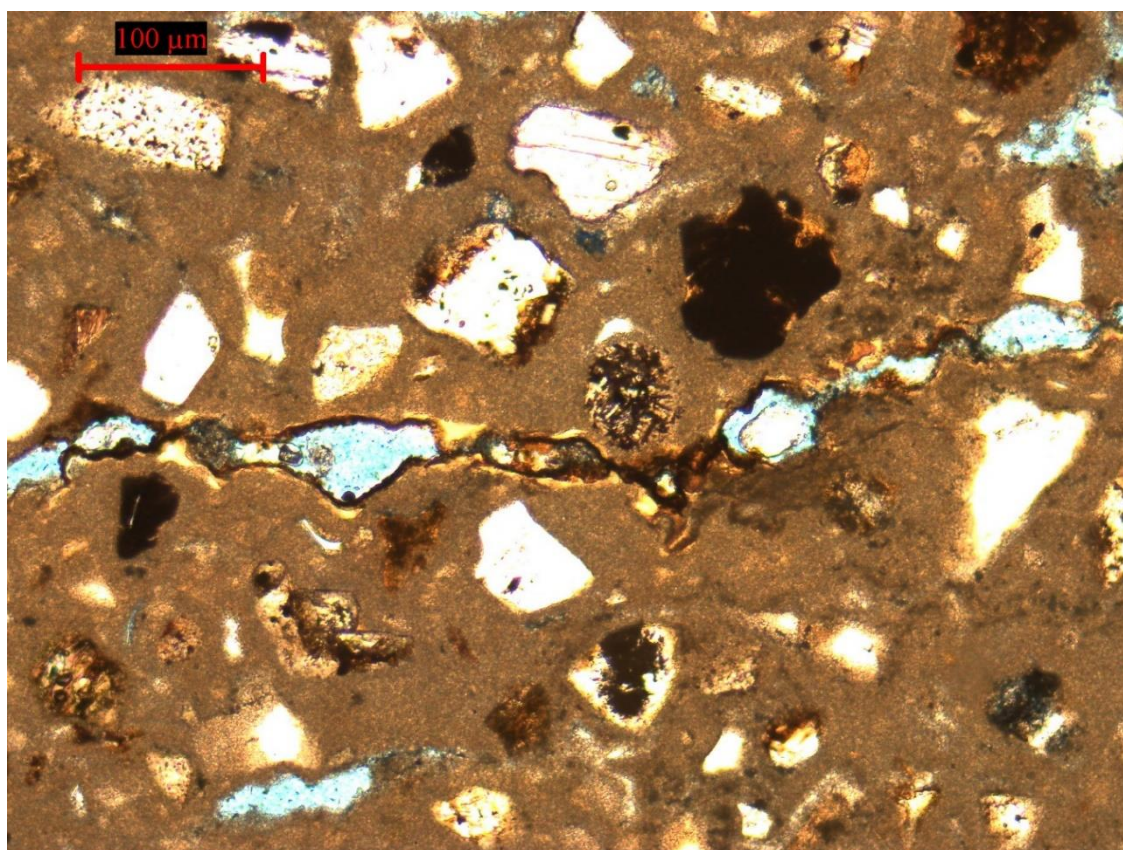


Figura 7: MUESTRA C35 C - poros con revestimientos de óxidos de hierro y arcillas.

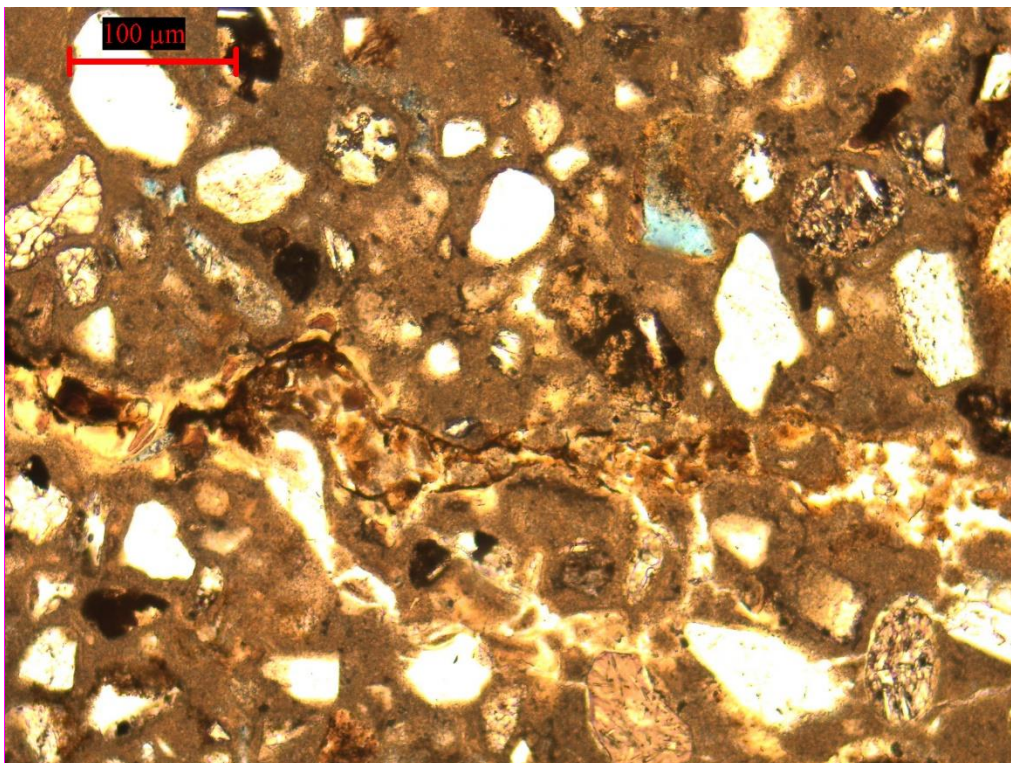


Figura 8: MUESTRA C35 C - Estructura alveolar septal.

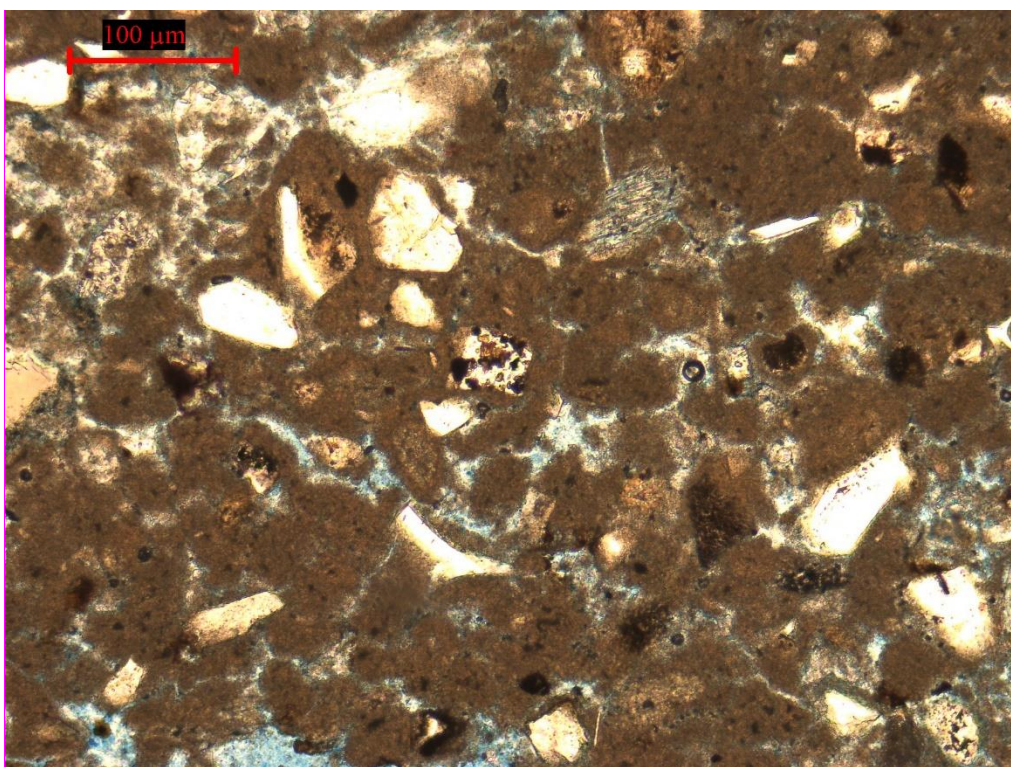


Figura 9: C35 C - Pellets

C36 A tri

En muestra se distingue material clástico (20%) inmerso en abundante arcilla (80%).

Los clastos se presentan bien seleccionados y poseen la moda en arena muy fina. Estos se dividen en un 40% de fragmentos líticos volcánicos y metamórficos con variado grado de alteración; 30% de plagioclasa; 15% de minerales accesorios (opacos, anfíbol, piroxeno, biotita); 10% de cuarzo y 5% de trizas volcánicas. Se distingue corrosión en el borde de los clastos.

El material aglutinante está compuesto casi en su totalidad por arcillas, estas se encuentran también rellenando poros. Se puede distinguir carbonato formando parches de esparita y microesparita, como también rodeando total o parcialmente los clastos (cemento isopáquico poco desarrollado). Además se distinguen parches y revestimientos de poros con magnetita (Ver Figura 10). Algunos de los poros poseen forma alargada, lo que podría sugerir que fueron dejados por raíces. Por otro lado se distinguen fisuras de 0,06mm de espesor que atraviesan todo el corte rellenos por carbonato.

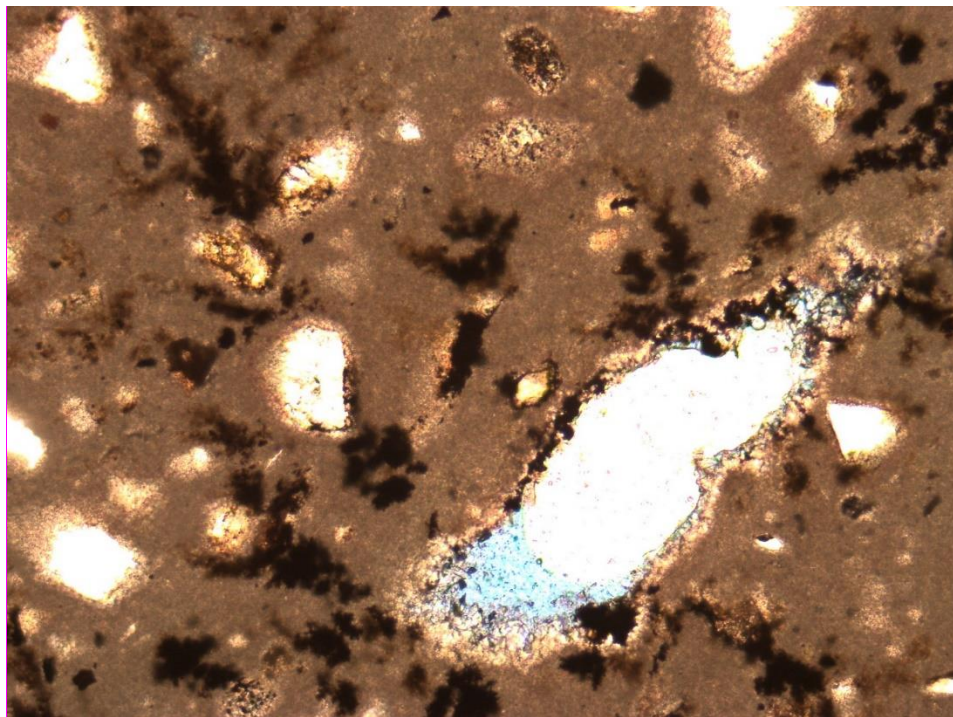


Figura 10: C36 A tri - parches de magnetita

BLOQUE DIAGRAMA

