



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

**Determinación de la distribución de edades del agua subterránea
en el acuífero Pampeano mediante radionucleidos de gases
nobles (^{85}Kr y ^{39}Ar) y otros trazadores ambientales**

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área
de Ciencias Geológicas

Alejandro Darío Basaldúa

Director de tesis: Dr. Daniel Emilio Martínez

Codirector de tesis: Dr. Wei Jiang

Consejero de estudios: Dr. Maximiliano Naipauer

Lugar de trabajo: Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (IIMyC), Mar del Plata,
Argentina.

Buenos Aires, 2025

Determinación de la distribución de edades del agua subterránea en el acuífero Pampeano mediante radionucleidos de gases nobles (^{85}Kr y ^{39}Ar) y otros trazadores ambientales

Se evaluaron los tiempos de tránsito del agua subterránea en el acuífero Pampeano mediante ocho trazadores ambientales (^{85}Kr , ^{39}Ar , CFC-11, CFC-12, CFC-113, SF_6 , ^3H y ^3He tritogénico), medidos en 17 piezómetros a distintas profundidades en el sudeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Las distribuciones de edad se obtuvieron mediante modelado inverso de las concentraciones, aplicando modelos de parámetros agrupados junto con series temporales reconstruidas de concentración en el agua recargada. Los resultados evidencian un flujo subterráneo lento y complejo, con mezclas extensas y edades mayores a las esperadas bajo un modelo conceptual simple de acuífero libre. Entre 0 y 10 m bajo el nivel freático, el 35 % del agua tiene más de 60 años; entre 10 y 20 m, más del 60 %; y por debajo de los 30 m, más del 99 %. Una medición única de ^{39}Ar (22–48 m) indicó una edad media de 170 años, probablemente subestimada. El modelado inverso de ^3H , $^3\text{He}_{\text{trit}}$ y la razón $^3\text{H}/^3\text{H}_0$ para estimar el tiempo de tránsito en la zona no saturada mostró alta incertidumbre, pero sugiere una infiltración lenta, con tiempos del orden de varios años. Los resultados destacan el rol dominante de la dispersión, la heterogeneidad sedimentaria y la presencia de horizontes de baja permeabilidad en el control de las distribuciones de edad e infiltración, con implicancias importantes para la vulnerabilidad a contaminantes y la renovación del recurso. El aumento de la edad aparente con la profundidad permitió además estimar una recarga del orden de 150 mm/año, en concordancia con estimaciones independientes, lo que refuerza el potencial de esta metodología para derivar parámetros clave a partir de un enfoque relativamente simple y un conjunto limitado de datos.

Palabras clave: acuífero Pampeano, edad del agua subterránea, trazadores ambientales, modelos de parámetros agrupados, comportamiento hidrodinámico, mezcla de aguas subterráneas, loess, recarga, heterogeneidad sedimentológica.

Determination of Groundwater Age Distributions in the Pampeano Aquifer Using Noble Gas Radionuclides (^{85}Kr and ^{39}Ar) and Other Environmental Tracers

Groundwater transit times in the Pampeano aquifer were assessed using eight environmental tracers (^{85}Kr , ^{39}Ar , CFC-11, CFC-12, CFC-113, SF_6 , ^3H and tritiogenic ^3He), measured in 17 piezometers at various depths in the southeastern Buenos Aires Province, Argentina. Age distributions were derived through inverse modeling of tracer concentrations, using lumped-parameter models together with reconstructed time series of input concentrations. The results reveal a slow and complex groundwater flow, with extensive mixing and older-than-expected age distributions under a simple unconfined aquifer conceptual model. Between 0 and 10 m below the water table, 35% of the groundwater is older than 60 years; between 10 and 20 m, over 60%; and below 30 m, more than 99%. A single ^{39}Ar measurement (22–48 m depth) indicated a mean age of 170 years, though likely underestimated. Inverse modeling of ^3H , $^3\text{He}_{\text{trit}}$ and the $^3\text{H}/^3\text{H}_0$ ratio to estimate transit times in the unsaturated zone showed high uncertainty, but suggests slow infiltration, with times on the order of several years. These findings highlight the dominant role of dispersion, sedimentary heterogeneity and low-permeability horizons in controlling age distributions and infiltration, with important implications for contaminant vulnerability and resource renewal. The increase in apparent age with depth also allowed estimating a recharge rate of approximately 150 mm/year, consistent with independent methods, underscoring the potential of this approach to derive key parameters from a relatively simple framework and a limited dataset.

Keywords: Pampeano aquifer, groundwater age, environmental tracers, lumped parameters models, hydrodynamic behavior, groundwater mixing, loess, recharge, sedimentological heterogeneity.

Agradecimientos

Al **CONICET** por financiar mi beca doctoral.

Especial agradecimiento al **Dr. Daniel Martínez**, mi director, por su orientación constante, sus valiosos consejos y su generosidad y paciencia al asistirme en cada etapa de este doctorado.

A la **Universidad Nacional de Mar del Plata** y al **Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario “Dr. Enrique Jorge Schnack”** por brindarme un lugar de trabajo.

A todos los integrantes del **Grupo de Hidrogeología** del IGCyC por su permanente buena predisposición, el compañerismo y la colaboración generosa que siempre me brindaron.

A la **Universidad de Ciencia y Tecnología de China**, a mi codirector, el **Dr. Wei Jiang**, y a **Guomin Yang** por la donación del equipo extractor de gases y por proporcionar las mediciones de radioisótopos de gases nobles, fundamentales para esta tesis.

Al **CONICET**, la **Comisión de Investigaciones Científicas de Buenos Aires** y al **Organismo Internacional de Energía Atómica** por financiar los proyectos que permitieron la obtención de muestras, equipamientos y análisis utilizados en esta investigación.

A la **Comisión Fulbright** y al **Consejo Federal de Inversiones** por financiar mi estancia en la Universidad de Utah, y al **Dr. Kip Solomon** por su generosa disposición y ayuda en la aplicación de trazadores de edad.

Agradezco al **Ing. Emiliano Alcaraz**, al **Ing. Jesús David Gómez** y al **Dr. Mauricio Quiroz Londoño** por su valiosa colaboración durante las campañas de muestreo y por las diversas asistencias técnicas brindadas.

Al **Dr. Matías Ghiglione** por su asistencia con el plan de materias de la UBA.

A mi mamá, **Clara**, a mi papá, **Juan Carlos**, y a mi hermana, **Natalia**, por acompañarme siempre.

Finalmente, agradezco a todos aquellos que, de una u otra manera, contribuyeron al desarrollo de esta tesis con su apoyo académico, profesional y personal.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	6
1.1. La “edad del agua” y trazadores ambientales	6
1.2. El acuífero Pampeano en el sureste bonaerense.....	8
1.3. Problema e hipótesis.....	8
1.4. Antecedentes en el uso de trazadores de edad	10
1.5. Zona de estudio	13
1.6. Objetivos	14
2. MARCO GEOLÓGICO	16
2.1. Tandilia y rocas del basamento hidrogeológico	18
2.1.1. Sedimentos periserranos de Tandilia.....	21
2.2. Depósitos del Cenozoico tardío.....	21
2.2.1. Sedimentos Pampeanos	22
2.2.2. Sedimentos Postpampeanos	31
2.3. Hidrogeología.....	34
2.3.1. Heterogeneidad del acuífero Pampeano	37
3. MARCO TEÓRICO	41
3.1. Tiempo de residencia del agua subterránea (“edad del agua”).....	41
3.1.1. Clasificaciones temporales del agua subterránea.....	47
3.1.2. Edad hidráulica	49
3.2. Datación del agua subterránea con trazadores ambientales	51
3.2.1. Principios de datación con trazadores.....	53
3.2.2. Limitaciones y problemas en el uso de trazadores	57
3.2.3. Trazadores aplicados en este trabajo	63
4. MATERIALES Y MÉTODOS	74
4.1. Selección y caracterización de pozos de muestreo	74
4.2. Procedimientos de muestreo y técnicas analíticas.....	77
4.2.1. Radionucleidos de gases nobles (^{85}Kr y ^{39}Ar)	78
4.2.2. SF_6 y CFCs	80
4.2.3. Isótopos estables e hidroquímica.....	84
4.3. Uso de datos medidos previamente	86
4.4. Análisis de tiempos de residencia del agua subterránea con LPMs	87
4.4.1. Trazadores utilizados en el modelado inverso	94
4.5. Obtención de edades teóricas a partir de modelos de un acuífero libre idealizado.....	96
5. RESULTADOS.....	100

5.1. Reconstrucción de funciones de entrada	100
5.1.1. Reconstrucción de la función de entrada local de ^3H	102
5.2. Cálculo de exceso de aire y temperatura de recarga	107
5.3. Concentraciones de trazadores de edad.....	109
5.4. Edades Flujo-pistón o edades aparentes.....	112
5.4.1. Control de consistencia con $^3\text{H}/^3\text{He}_{\text{trit}}$ y la función de entrada ^3H	117
5.4.2. Variación vertical de la edad y estimación de la recarga	118
5.5. Modelos de distribución de edades (LPMs)	123
5.5.1. Comparación con edades de un acuífero libre idealizado	131
5.6. Hidrogeoquímica	133
5.7. Isótopos estables (^2H y ^{18}O)	140
6. DISCUSIÓN	145
6.1. Edades aparentes y distribución de tiempos de tránsito	145
6.2. Variaciones geográficas de la edad.....	147
6.3. Mezclas y heterogeneidad hidrogeológica.....	149
6.4. Limitaciones e incertidumbres	150
6.4.1. Investigación de aguas viejas.....	153
6.4.2. Producción <i>in situ</i> de ^{39}Ar	155
6.5. ^3H , $^3\text{He}_{\text{trit}}$, tránsito en la zona no saturada (ZNS) y recarga invernal	156
6.6. Estimación de la recarga con edades aparentes.....	160
6.7. Hidroquímica y su relación con los tiempos de tránsito.....	161
6.8. Isótopos Estables.....	163
7. PRINCIPALES OBSERVACIONES Y CONCLUSIONES.....	165
BIBLIOGRAFÍA.....	172
ANEXO	205

1. INTRODUCCIÓN

1.1. La “edad del agua” y trazadores ambientales

El concepto de “edad” o “tiempo de tránsito” del agua subterránea hace referencia al tiempo transcurrido desde que una partícula de agua queda aislada de la atmósfera al ingresar en la zona saturada (es decir, cuando pasa a formar parte del acuífero) hasta un punto determinado del sistema, por ejemplo, cuando alcanza un punto de salida como un pozo de bombeo o un manantial (Torgersen *et al.*, 2013). Este tiempo es el resultado de la combinación de diversas propiedades físicas del sistema de flujo como lo son la tasa de recarga del acuífero, la distancia recorrida a lo largo de la línea de flujo y la distribución de la porosidad efectiva. Debido a que la edad del agua subterránea involucra tanto el tiempo como el espacio, este concepto resulta muy adecuado para diversas aplicaciones relacionadas con la resiliencia de los acuíferos y los problemas de calidad del agua subterránea.

En este contexto, el análisis del tiempo de tránsito de acuíferos mediante el uso de trazadores ambientales ha ganado terreno en las últimas décadas como una herramienta efectiva y de relativo bajo costo para la modelación y gestión sostenible de los recursos hídricos subterráneos (Jurgens *et al.*, 2022). La medición de estos trazadores en unos pocos puntos adecuadamente seleccionados puede brindar información importante sobre el comportamiento hidrodinámico del acuífero, así como contribuir a la evaluación de la evolución de la calidad del agua, los tiempos de renovación y la resiliencia ante variaciones climáticas (ver, como ejemplo, Corcho Alvarado *et al.*, 2007; Visser *et al.*, 2013; Kralik *et al.*, 2014; Martínez *et al.*, 2016; Jurgens *et al.*, 2022). Además, puede facilitar el desarrollo de prácticas de gestión más adecuadas, como la planificación del riego y la predicción de contaminación (Solomon y Gilmore, 2024).

En la escala temporal pertinente para evaluar la vulnerabilidad del agua extraída de pozos y su respuesta a la contaminación antropogénica (años a décadas), varios trazadores de edad resultan adecuados. Entre los más utilizados se incluyen: tritio-helio ($^3\text{H}/^3\text{He}$) (Poreda *et al.*, 1988; Schlosser *et al.*, 1988), kriptón-85 (^{85}Kr) (Smethie *et al.*, 1992; Loosli *et al.*, 2000), hexafluoruro de azufre (SF_6) (Wilson y Mackay, 1996; Busenberg y Plummer, 2000), clorofluorocarbonos (CFCs) (Busenberg y Plummer, 1992) y argón-39 (^{39}Ar) (Loosli, 1983).

Diversos procesos y parámetros también pueden influir en las concentraciones de estos trazadores en el agua subterránea, tales como la mezcla de aguas, la dispersión hidrodinámica, la degradación química, la producción *in situ*, la fecha de recarga y el tiempo de transporte a través de la zona no saturada. Si estos procesos no son tenidos en cuenta se puede caer en interpretaciones erróneas de las edades del agua. Sin embargo, al revisar literatura no especializada sobre la datación del agua subterránea con trazadores ambientales, es común encontrar simplificaciones excesivas. Una de las más frecuentes es ignorar la mezcla de aguas de diferentes edades, tratando una muestra como si representara un único tiempo de tránsito, es decir, asumiendo que todas las moléculas de agua de la misma tienen igual edad. Esto es lo que se conoce como “modelo flujo-pistón” del agua. Una muestra de agua, en realidad, suele contener una mezcla de edades, debido a procesos como la dispersión natural en el acuífero y al hecho de que el filtro de un pozo comúnmente intercepta múltiples líneas de flujo al bombearlo. Por lo tanto, la edad obtenida de la medición de un trazador no representaría una edad única, sino que es un promedio ponderado de la distribución de edades del agua subterránea de la muestra. Por esta razón, se debe hablar de "edad aparente", "edad idealizada" o "edad del trazador" (Newman *et al.*, 2010; Suckow, 2014).

Es por esto que la edad del agua en un pozo o una muestra no puede determinarse de manera independiente con un único trazador. Para caracterizar de manera más precisa la mezcla y los tiempos de tránsito, es necesario utilizar múltiples trazadores con rangos de datación complementarios y modelos matemáticos que permitan describir la distribución de edades en las muestras de agua subterránea. Los modelos de parámetros agrupados (LPMs, por sus siglas en inglés), propuestos por Maloszewski y Zuber (1982), permiten estimar la distribución de edades a partir de las concentraciones de trazadores (modelado inverso), representando sistemas típicos de flujo subterráneo. Existen varios *softwares* públicos que permiten aplicar estos modelos, entre ellos Multis (Richter *et al.*, 1993), FlowPC (Maloszewski y Zuber, 1996, 2000), Lumped (Ozyurt y Bayari, 2003), Boxmodel (Aeschbach-Hertig *et al.*, 2006), TracerLPM (Jurgens *et al.*, 2012) y Lumpy (Suckow, 2012). Estos modelos son especialmente útiles en estudios hidrogeológicos, ya que no requieren una caracterización detallada del sistema ni la consideración de variaciones espaciales en los parámetros físicos, información que a menudo no está disponible o es difícil de obtener.

1.2. El acuífero Pampeano en el sureste bonaerense

La región sureste de la Llanura Pampeana Bonaerense, en el centro-este de Argentina (Figura 1.1), se encuentra cubierta por depósitos sedimentarios cuaternarios denominados "Sedimentos Pampeanos" (Frenguelli, 1950; Kruse y Zimmermann, 2002; Pereyra, 2018). Estos son depósitos loésicos a loessoides que presentan alta heterogeneidad, con predominio de limo y arena fina, además de intercalaciones arcillosas y capas de calcretes. Las condiciones favorables de temperatura y humedad de la zona han permitido el desarrollo de suelos fértiles de tipo molisol (INTA, 1989). Gracias a sus características climáticas y edáficas, la zona presenta excelentes condiciones para el desarrollo de actividades agrícolas y ganaderas, las cuales constituyen el principal recurso económico de la región (Moscatelli y Puentes, 1998; Varni, 2013). Este desarrollo agropecuario depende en gran medida de la disponibilidad hídrica y dada la escasez de cursos de agua superficiales y la baja densidad de drenaje, prácticamente toda el agua destinada al abastecimiento agropecuario, así como a usos industriales, mineros y domésticos, proviene de aguas subterráneas.

A excepción de la región serrana de Tandilia, donde se extrae agua de acuíferos fisurados del basamento ígneo y metamórfico, el acuífero más relevante en esta zona es el acuífero Pampeano (Auge, 1996, 2004). Este acuífero, que se extiende a lo largo de casi toda la Llanura Pampeana y se encuentra contenido en los sedimentos homónimos previamente mencionados. Por su comportamiento hidráulico los Sedimentos Pampeanos son considerados como de características acuíferas a acuitardas, y si bien el acuífero suele ser clasificado de manera general como libre ya que alberga la superficie freática, en muchos trabajos se lo considera como un acuífero libre a semilibre (González, 2005; Silva Busso y Santa Cruz, 2005; Auge *et al.* 2006) e incluso semiconfinado por sectores (Auge *et al.* 2006; Pool *et al.*, 2015). También se lo menciona como "acuífero multiunitario" o "multicapa" (Sala *et al.*, 1987, Panarello *et al.*, 1995). El espesor del mismo en el sureste de Buenos Aires ronda los 100 m, según perforaciones analizadas, pero puede variar de pocas decenas de metros en la región periserrana a más de 200 m (SEGEMAR, 1948).

1.3. Problema e hipótesis

La producción agropecuaria de la Pampa Húmeda es un sector clave en el desarrollo socioeconómico de Argentina. Esta actividad depende en gran medida de la explotación de aguas subterráneas del acuífero Pampeano. Dicho recurso hídrico es utilizado también para

consumo humano y una amplia variedad de actividades industriales. Comprender el comportamiento hidrodinámico, la tasa de renovación y la heterogeneidad de este recurso hídrico es esencial para una gestión eficiente y sostenible. Esto cobra especial relevancia ante la creciente preocupación por la vulnerabilidad de las aguas subterráneas jóvenes frente a la sobreexplotación, los efectos del cambio climático, el uso del suelo y la contaminación, especialmente en lo que es el ingreso de agroquímicos.

La distribución de los tiempos de tránsito del agua subterránea es una herramienta clave para abordar estos desafíos, ya que no solo proporciona información sobre la velocidad de flujo, la tasa de recarga y la renovabilidad del recurso, sino que también permite inferir la heterogeneidad del sistema. El acuífero Pampeano, caracterizado como un sistema libre a semiconfinado y, en muchos casos, conceptualizado como multiunitario, presenta una estructura hidrogeológica compleja y heterogénea. La sección superior del acuífero actúa como libre y contiene a la capa freática, mientras que en profundidad suele existir cierto confinamiento, por lo que actúa como semiconfinado. Esta configuración dificulta la caracterización de su funcionamiento, la evaluación de su capacidad de recarga y la predicción del transporte de contaminantes. El uso de trazadores ambientales para analizar los tiempos de tránsito puede permitir inferir estas variaciones en la estructura y propiedades del acuífero.

A pesar de su potencial para caracterizar sistemas heterogéneos, la metodología de trazadores sigue siendo poco utilizada en Argentina. Esta falta de antecedentes resalta la necesidad de desarrollar modelos de distribución de edades que permitan superar estas limitaciones y profundizar en el conocimiento del sistema. En este contexto, esta tesis plantea las siguientes hipótesis:

- A. La heterogeneidad de las capas que conforman el acuífero Pampeano genera contrastes significativos en las velocidades de flujo, lo que da lugar a aguas con una distribución de tiempos de tránsito compleja y más amplia de lo esperado en un acuífero libre homogéneo.
- B. Estas distribuciones de edades pueden ser identificadas mediante un análisis multitrazador y empleando modelos de parámetros agrupados.
- C. Los radionucleidos de gases nobles ^{85}Kr y ^{39}Ar , junto con otros trazadores de aguas jóvenes (SF_6 , CFCs, ^3H y $^3\text{He}_{\text{trit}}$) son adecuados para identificar los componentes mayoritarios del flujo subterráneo según su tiempo de tránsito en el acuífero Pampeano.

1.4. Antecedentes en el uso de trazadores de edad

Los primeros estudios científicos que utilizaron trazadores ambientales para determinar la edad del agua subterránea se remontan a finales de la década de 1950, con el trabajo de Münnich (1957) utilizando ^{14}C , y a principios de la década de 1960, con los estudios pioneros sobre el uso de ^3H realizados por Libby (1961) y Nir (1964). Estos estudios dieron el puntapié inicial para una gran cantidad de trabajos posteriores en los que se exploró más profundamente esta metodología. Gracias a los buenos resultados obtenidos y a los avances en las técnicas de medición, nuevos trazadores de edad se fueron incorporando al estudio de acuíferos, como se sintetiza en los trabajos de Clark y Fritz (1997), Cook y Solomon (1997), Newman *et al.* (2010), Lu *et al.* (2014) y Cartwright *et al.* (2017), entre otros. En la actualidad, los métodos que emplean trazadores ambientales se han convertido en herramientas rutinarias para obtener información sobre la edad y la dinámica del flujo de aguas subterráneas. Entre los antecedentes más destacados en el uso de estos trazadores, ya sea por ser trabajos pioneros o por las contribuciones significativas al desarrollo del método, se pueden mencionar, según el trazador utilizado:

- **^{14}C :** Fontes y Garnier (1979), Mook (1980) y Kalin (2000).
- **$^3\text{H}/^3\text{He}$:** Schlosser *et al.* (1988, 1989), Poreda *et al.* (1988) y Solomon y Cook (2000).
- **^{39}Ar :** Loosli (1983), Loosli *et al.* (2000) y Corcho Alvarado *et al.* (2007).
- **^{85}Kr :** Smethie *et al.* (1992) y Loosli *et al.* (2000).
- **CFCs:** Busenberg y Plummer (1992), Plummer y Busenberg (2000).
- **SF_6 :** Wilson y Mackay (1996) y Busenberg y Plummer (2000).

En Argentina, la datación de aguas subterráneas mediante el uso de trazadores es una disciplina relativamente poco desarrollada, con un registro de 17 estudios realizados hasta la fecha donde se aplicaron técnicas de este tipo, distribuidos en diversas regiones del país (Tabla 1.1). Excepto los trabajos de Martínez *et al.* (2016, 2022), estos trabajos se basaron en general en el uso de isótopos radiactivos tradicionales (^3H y ^{14}C), y se emplean mayormente como información complementaria o secundaria en el estudio hidrológico (Martínez *et al.*, 2024). Estos proporcionan datos limitados, generalmente en forma de edades aparentes o flujo-pistón, sin considerar distribución de edades de las muestras o del sistema. Una revisión más

exhaustiva de estos antecedentes ha sido realizada recientemente por Martínez *et al.* (2024). Hasta la fecha (2025), no existen antecedentes de aplicación de ^{39}Ar , ^{85}Kr y SF_6 en estudios hidrológicos en el país.

En cuanto al acuífero Pampeano, las primeras mediciones de trazadores de edad fueron realizadas por Figini *et al.* (1983) en Mar del Plata, mediante análisis de ^3H y ^{14}C en muestras de pozos de abastecimiento de agua a una profundidad aproximada de 80 m. Más adelante, Panarello *et al.* (1995) determinaron edades mediante ^3H y ^{14}C en seis pozos cerca de La Plata, aunque en su mayoría en el acuífero Puelche inferior, con una única muestra atribuida al acuífero Pampeano. Posteriormente, Silva Busso y Santa Cruz (2005) llevaron a cabo un estudio en una zona cercana a la ciudad de Buenos Aires, empleando ^3H en un sector donde el acuífero Pampeano tiene un espesor de 30 m, incluyendo también muestras del acuífero subyacente de Puelche.

Los antecedentes que consideran la mezclas y la distribución de tiempos de tránsito del agua subterránea basados en múltiples trazadores son escasos, siendo los ya mencionados trabajos de Martínez *et al.* (2016, 2022) los únicos que pueden referirse por el momento en el país. En el primero de ellos los autores utilizaron $^3\text{H}/^3\text{He}$ y CFCs como trazadores para calcular edades de aguas jóvenes del acuífero Pampeano en la misma región que la de esta tesis doctoral (sureste de la provincia de Buenos Aires). Se observó que los tiempos de tránsito determinados en piezómetros de hasta 12 m de profundidad estaban compuestos de una parte correspondiente a aguas jóvenes según un modelo dispersivo con edades medias del orden de 20 a 35 años, pero también por una proporción importante (40 a 75 %) de aguas viejas, libres de esos trazadores (más de 60 años). Estos resultados sugieren, según los autores, que aún a profundidades someras una buena proporción de la circulación en el acuífero Pampeano es lenta, con comportamiento diferenciado según la heterogeneidad que haría predominar el carácter libre o semiconfinado zonalmente. Una dificultad que resulta del estudio referido, es que la parte de aguas libre de trazadores de aguas jóvenes no ha podido ser datada. Su rango probable de edades, mayor que el de los trazadores utilizados, pero por debajo del rango de aplicación del ^{14}C es hasta el momento una incógnita en el acuífero Pampeano.

Tabla 1.1. Antecedentes de estudios en los que se han aplicado trazadores ambientales para la datación de aguas subterráneas en Argentina, ordenados por región de estudio y antigüedad. Tabla basada en el trabajo de Martínez *et al.* (2024).

Antecedente	Trazadores usados	Acuífero o región estudiada	Edades del agua obtenida
Vogel <i>et al.</i> (1972) Albero <i>et al.</i> (1989) Álvarez <i>et al.</i> (2011)	^3H ^{14}C	Acuíferos de abanicos aluviales y valles aluviales en la zona de los Andes cuyanos	Aguas subterráneas jóvenes a submodernas en profundidad
Figini <i>et al.</i> (1983) Panarello <i>et al.</i> (1995) Silva Busso y Santa Cruz (2005) Martínez <i>et al.</i> (2016) Martínez <i>et al.</i> (2017) Alcaraz <i>et al.</i> (2024)	^3H $^3\text{H}/^3\text{He}$ CFCs ^4He ^{14}C	Acuíferos someros en la Región Pampeana Húmeda	Aguas subterráneas jóvenes a submodernas en profundidad
Levin <i>et al.</i> (1988) Griznink y Sonntag (1994)	^3H ^{14}C	Acuíferos sedimentarios en la Patagonia oriental	Aguas subterráneas viejas
Bonorino <i>et al.</i> (1989) Martínez <i>et al.</i> (2022)	^{14}C ^{81}Kr ^4He	Acuíferos confinados profundos en la Región Pampeana	Aguas subterráneas viejas y muy viejas
Maldonado <i>et al.</i> (2016) Cabrera <i>et al.</i> (2017)	^3H ^{14}C	Acuíferos intermedios confinados en la Región Pampeana (Córdoba)	Aguas subterráneas viejas
Folguera <i>et al.</i> (2018)	^3H ^{14}C	Acuíferos en rocas cristalinas fracturadas en las Sierras Pampeanas	Aguas subterráneas jóvenes
Vives <i>et al.</i> (2020)	^{81}Kr ^4He	Acuífero Guaraní (sector argentino)	Aguas subterráneas muy viejas

Es importante resaltar también el trabajo del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), que en las últimas décadas ha realizado numerosas mediciones de ^3H en muestras de precipitación en todo el país, en el contexto de la *Global Network of Isotopes in Precipitation* (GNIP). Estas mediciones han establecido las bases para la utilización de este radioisótopo en el país, como se manifiesta en los estudios de Panarello y Albero (1983) y Dapeña y Panarello (1999, 2004). Además, esta información ha sido crucial para reconstruir las funciones de entrada del ^3H en precipitación en diversas regiones del país (Basaldúa *et al.*, 2022). Estas últimas son una herramienta valiosa para la datación de aguas subterráneas, permitiendo reducir la dependencia de mediciones alóctonas, como las realizadas en Kaitoke, Nueva Zelanda, y disminuyendo así las incertidumbres asociadas a este método.

1.5. Zona de estudio

La zona de estudio de este trabajo se encuentra en el sureste de la Región Pampeana Húmeda, en la provincia de Buenos Aires, Argentina (Figura 1.1), y abarca aproximadamente 12.000 km². El conglomerado urbano de Mar del Plata es el principal centro poblacional que, junto con áreas aledañas y localidades vecinas, supera los 700.000 habitantes (INDEC, 2023). Esta cifra puede llegar a duplicarse durante la temporada de verano, dado que Mar del Plata es uno de los principales destinos turísticos de Argentina (Grupo Turismo y Sociedad, 2023).

El área corresponde a una extensa pradera húmeda, caracterizada por suaves pendientes y un bajo potencial morfogenético. Su red de drenaje, poco integrada, se compone principalmente de arroyos menores, a excepción del río Quequén Grande, el único curso de agua de caudal considerable, que se ubica en el suroeste de la zona de estudio. La planicie se ve interrumpida únicamente por el sistema serrano de Tandilia que, con alturas inferiores a 525 m snm, se extiende de noroeste a sureste a lo largo del centro del área y funciona como divisoria de las aguas superficiales y subterráneas. El clima, según la clasificación de Köppen-Geiger (Rubel y Kottek, 2010), es templado marítimo, con una temperatura media anual de 13,5 °C y una precipitación media anual de 928 a 943 mm. Las lluvias son más intensas en febrero y marzo; sin embargo, durante estos meses, la evapotranspiración real es mayor, por lo que no generan excesos hídricos. Estos últimos, estimados en 145,6 mm, ocurren entre junio y octubre (Quiroz Londoño *et al.*, 2008, 2012; Martínez *et al.*, 2016; Donna, 2024).

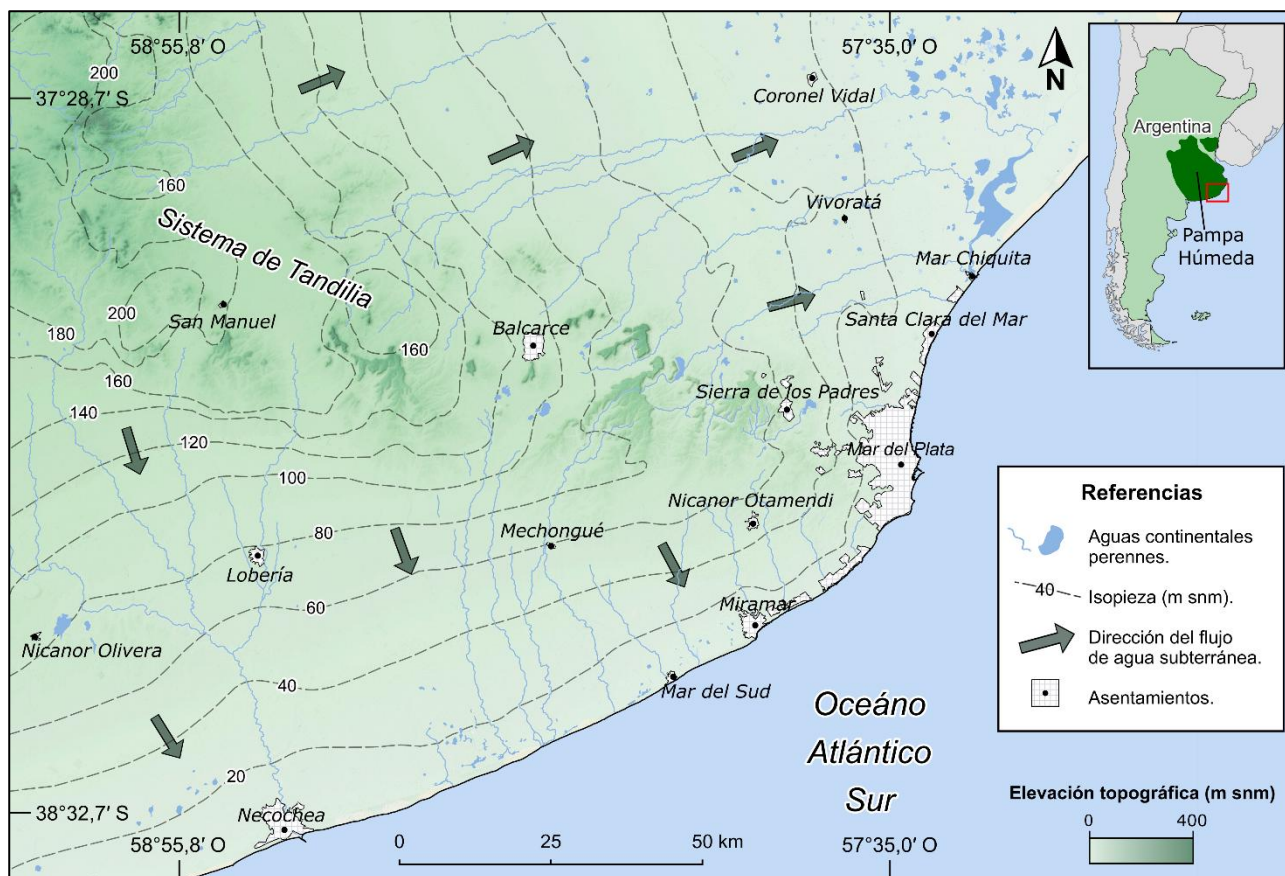


Figura 1.1. Mapa de ubicación del área de estudio. Las líneas piezométricas se basan en Silva Busso *et al.* (2004).

1.6. Objetivos

Este estudio se centra principalmente en el uso de trazadores ambientales para la datación de aguas jóvenes, es decir, aquellas que se infiltraron principalmente durante los últimos 60 años y que, por lo tanto, son más susceptibles a la contaminación antropogénica y al impacto del uso agropecuario (Plummer, 2005). Se emplearon para esto trazadores como el ^{85}Kr , el SF_6 y CFCs junto con mediciones previas de CFCs, ^3H y ^3He en las mismas ubicaciones. Para investigar la presencia de aguas de edad intermedia (aproximadamente de 60 a 2000 años), se llevaron a cabo algunas mediciones de ^{39}Ar , lo que permitirá generar información completamente inédita en el país y ofrecer una aproximación más precisa utilizando múltiples trazadores.

Bajo el marco conceptual y metodológico anteriormente expuesto, los objetivos de esta tesis de doctorado son:

Objetivo general:

- Mejorar el modelo conceptual del comportamiento del acuífero en la región a partir de los análisis de tiempos de tránsito obtenidos. Se espera que los hallazgos permitan aclarar aspectos complejos de la heterogeneidad del acuífero que no son evidentes a través de técnicas convencionales, como los ensayos de bombeo. Con esta información será posible mejorar el análisis de rasgos y procesos de gran relevancia, como el transporte de contaminantes, la recarga, la vulnerabilidad del recurso y la sostenibilidad de su explotación.

Objetivos específicos:

- Obtener edades aparentes (o flujo-pistón) de muestras de agua del acuífero Pampeano en el sureste de la provincia de Buenos Aires a diferentes profundidades, mediante diversos trazadores ambientales que permitan analizar la presencia de agua joven, intermedia y vieja.
- Desarrollar modelos de distribución de edades del agua subterránea para cada piezómetro de muestreo, aplicando modelos de parámetros agrupados con el *software* TracerLPM, con el fin de explicar de mejor manera las concentraciones medidas de trazadores. Esto proporcionará una aproximación más realista para comprender los tiempos de tránsito del agua subterránea en el acuífero.
- Verificar o descartar la presencia de agua vieja en capas de baja profundidad, tal como sugieren estudios previos.
- Establecer un precedente en la región como el primer estudio que aplica los radioisótopos de gases nobles ^{85}Kr , ^{39}Ar y el gas antropogénico SF_6 para la datación de aguas subterráneas.
- Estimar la tasa de recarga media del acuífero en la región mediante el análisis de las edades aparentes con la profundidad.
- Evaluar el fenómeno del exceso de aire en el acuífero mediante el uso de gases nobles y su influencia en las concentraciones de trazadores gaseosos.

2. MARCO GEOLÓGICO

En el contexto geológico regional, el área de estudio se ubica en el extremo sudeste de la provincia geológica conocida como Llanura Chaco-Bonaerense (Groeber, 1938). Más específicamente, la mayor parte de la zona corresponde a la sección sureste del sector serrano y periserrano del sistema Tandilia (Nágera, 1940) y al margen oriental de la Llanura Interserrana Bonaerense (Frenguelli, 1950; Rolleri, 1975) situada entre los cordones de Tandilia y Ventania (Figura 2.1). Desde el punto de vista hidrogeológico, el área comprende los ambientes definidos por Auge (2004) del sector serrano de Tandil y el interserrano-pedemontano de Buenos Aires, equivalentes a las subregiones hidrogeológicas III (Subregión Pampeana) y VI (Subregión Periserrana de Tandilia) propuestas por Santa Cruz y Silva Busso (1999) (Figura 2.1).



Figura 2.1. Mapa de la provincia de Buenos Aires que muestra la ubicación aproximada de la zona de estudio y las regiones geológicas relevantes. Se incluyen también, superpuestas con las anteriores, las subregiones hidrogeológicas definidas por Santa Cruz y Silva Busso (1999) que son intersectadas parcialmente por el área analizada: la subregión III (Pampeana) y la subregión VI (Periserrana de Tandilia).

El área de estudio presenta un esquema estratigráfico general relativamente sencillo (Tabla 2.1), aunque la falta de afloramientos limita el análisis geológico a la síntesis de las observaciones basadas en información de subsuelo (Kruse y Zimmermann, 2002). Pueden distinguirse tres grandes unidades: (i) un basamento ígneo-metamórfico Precámbrico (Complejo Buenos Aires), (ii) una secuencia sedimentaria de plataforma marina somera del Precámbrico-Paleozoico Inferior y (iii) una cubierta sedimentaria de edad cenozoica (Figura 2.2).

De esta última secuencia (iii), solo afloran en superficie los Sedimentos Pampeanos y Postpampeanos, del Plioceno-Holoceno. En contraste, las areniscas rojas y arcillas continentales del Oligoceno-Mioceno Inferior (Formación Olivos; Groeber, 1945) y las arcillas verdes y azules depositadas durante la transgresión del mar Paraniense durante el Mioceno (Formación Paraná; Groeber, 1945; Frenguelli, 1950) no afloran en ningún sector de la región (Tabla 2.1). La información sobre estas unidades es limitada, ya que tampoco existen perforaciones profundas. Ambas formaciones fueron identificadas en una perforación al norte de Mar del Plata (Camet), pero desaparecen en perforaciones cercanas, como las de Punta Mogotes y Miramar, donde se pasa directamente a las sedimentitas del Paleozoico Inferior (Formación Balcarce). Esto sugiere la presencia de bloques elevados del basamento (Auge, 2004).

Tabla 2.1. Esquema estratigráfico simplificado de la región de estudio.

Unidades estratigráficas		Edad	Litología general
(iii) Cobertura sedimentaria cenozoica	Sedimentos Postpampeanos	Pleistoceno Superior-Holoceno	Arcillas, limos y arenas de origen eólico y fluvio-lacustre
	Sedimentos Pampeanos	Plioceno-Pleistoceno	Limos loessoides
	Formación Paraná	Mioceno	Arcillas limo-arenosas marinas
	Formación Olivos	Oligoceno-Mioceno Inferior	Arcillas y arenas continentales
(ii) Secuencia sedimentaria de plataforma marina del Neoproterozoico - Paleozoico Inferior	Formación Balcarce	Ordovícico-Silúrico	Ortocuarcitas y pelitas caoliníticas
	Formación Cerro Negro	Ediacariano-Cámbrico	Pelitas verdes y rojas
	Grupo Sierras Bayas	Neoproterozoico	Sedimentos silicoclástico-carbonáticos
(i) Basamento ígneo-metamórfico precámbrico	Complejo Buenos Aires	Mesoproterozoico	Complejo ígneo-metamórfico

Geomorfológicamente, el área de estudio se caracteriza por su escasa pendiente, conformando una planicie cuyas cotas, excluyendo las sierras, no superan los 200 m snm y descienden gradualmente hacia el océano Atlántico. En las zonas próximas a las sierras de Tandilia, las pendientes varían entre 0,01 % y 0,001 %, disminuyendo rápidamente hasta valores cercanos a 0,0001 % en los sectores más planos (Calvi, 2017). De todos modos, se identifican formas de relieve de menor orden generadas por procesos exógenos, tales como remanentes de piedemonte, planicies de inundación, terrazas fluviales, pedimentos de flanco, mantos, suaves lomadas de sedimentos eólicos y cubetas de deflación que dan origen a lagunas, muchas veces desconectadas de la red de drenaje y alimentadas principalmente por agua subterránea (Fidalgo *et al.*, 1991; Solana, 2020). También son comunes los suelos con alto contenido de tosca, que en muchos casos limitan la infiltración de los excesos hídricos (Falasca *et al.*, 1997; Calvi, 2017).

2.1. Tandilia y rocas del basamento hidrogeológico

Se define la región de Tandilia como la comprendida por las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires y aquellas áreas ubicadas al pie y en las cercanías de las mismas, con una superficie total aproximada de 10000 km² (Silva Busso y Amato, 2012). Las sierras y cerros se hallan alineados en sentido noroeste-sureste, abarcando aproximadamente 350 km de extensión, llegando hasta Cabo Corrientes (Mar del Plata), y un ancho máximo en su parte

central de 60 km (Ramos, 1999; Poiré y Spalletti, 2005). Estas sierras, si bien son poco marcadas y de baja altura, manifiestan diferencia con el relieve circundante por la mayor resistencia a la erosión de sus rocas constituyentes, que le confieren una morfología mesiforme, con un sector cuspidal subhorizontal y laderas empinadas (Kruse, 1987).

La estructura de las sierras de Tandilia corresponde a un sistema de montañas formado por bloques escalonados delimitados por fallas. Según Teruggi y Kilmurray (1975) e Iñíguez *et al.* (1989), las fracturas principales tienen un rumbo noroeste-sureste y están ligeramente inclinadas hacia el suroeste, lo que genera un frente o escarpa empinada hacia el norte, mientras que el margen austral del cordón carece de escarpa evidente. También existen fallas verticales con orientación aproximada noreste-suroeste que subdividen el área en bloques independientes. Como resultado, la fisiografía del cordón no es continua, y sus elevaciones están separadas por valles o por la llanura ondulada, segmentando el cordón en grupos menores, como las Sierras de Tandil y las Sierras de Balcarce. Este doble sistema de fallas produce que, en un perfil altimétrico longitudinal, Tandilia adopte la forma de un arco tectónico, con el bloque más alto en Tandil, donde se alcanzan alrededor de 525 m snm, y los más bajos hacia los extremos de la cadena (Silva Busso y Amato, 2012).

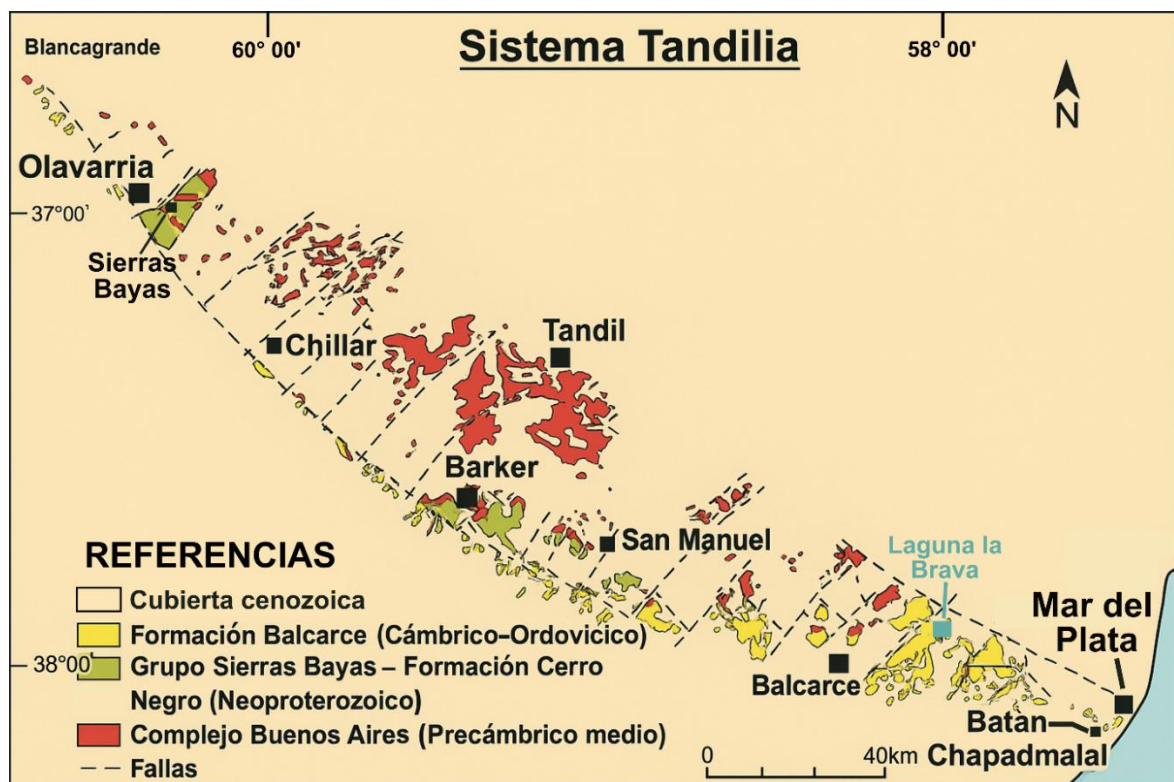


Figura 2.2. Bosquejo geológico general del sistema serrano de Tandilia y afloramientos de rocas del basamento.
Modificado de Cingolani (2008).

Las sierras de Tandilia constituyen prácticamente los únicos afloramientos de rocas de basamento hidrogeológico en el ámbito de estudio, compuesto por un basamento ígneo-metamórfico paleoproterozoico y una cobertura sedimentaria neoproterozoica-paleozoica, en marcado contraste con la cubierta sedimentaria cenozoica de mayor permeabilidad que las recubre como un manto continuo (Formaciones Olivos, Paraná y Sedimentos Pampeanos y Postpampeanos). La estratigrafía y geología de este basamento hidrogeológico es compleja, resultado de la interacción entre transgresiones marinas, episodios tectónicos y procesos hidrotermales, que en conjunto moldearon la evolución de esta porción del Cratón del Río de la Plata (Cingolani, 2011).

El basamento cristalino, conocido como Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola, 1975), está compuesto por rocas ígneo-metamórficas como gneises graníticos a tonalíticos, migmatitas, anfibolitas, esquistos, mármoles y granitoides, además de metavolcánicas y diques básicos. Este basamento se formó principalmente durante el ciclo Transamazónico, entre aproximadamente 2200 y 1800 Ma, y constituye algunas de las rocas más antiguas de Argentina. Presenta evidencias de múltiples eventos tectónicos y metamórficos, destacándose zonas de cizalla y cinturones miloníticos que reflejan una historia de intensa deformación (Dalla Salda *et al.*, 2006; Cingolani, 2011). En la zona de estudio, afloran solo en dos destapes situados cerca de la ciudad de Balcarce, en el extremo noreste de la Sierra de la Vigilancia y en un sector sudoeste de la Sierra de Valdés.

Sobre este basamento se apoya la cubierta sedimentaria, cuyas rocas afloran principalmente en Olavarría, Sierras Bayas, Barker y Balcarce (Figura 2.2). Estas unidades se depositaron en un mar epírico poco profundo, registrando distintas fases de transgresión y regresión marina. La sucesión comienza con los depósitos silicoclástico-carbonáticos del Grupo Sierras Bayas (Neoproterozoico), con un espesor aproximado de 185 m. Sobre esta unidad se dispone la Formación Cerro Negro (Precámbrico superior-Cámbrico), con espesores que varían entre 150 y 400 m, compuesta por pelitas verdes y rojas depositadas en condiciones intermareales superiores e inferiores. Finalmente, la secuencia culmina en discordancia erosiva con la Formación Balcarce (Ordovícico-Silúrico; Poiré y Spalletti, 2005), con espesores de 90 a 450 m. Está formada por ortocuarcitas con un característico color blanquecino, conglomerados finos y bancos de pelitas caoliníticas ricas en icnofósiles (Dalla Salda e Iñiguez, 1979; Dalla Salda *et al.*, 2006; Cingolani, 2011).

Cuando no está aflorando, el basamento hidrogeológico se halla a baja profundidad, variando muchas veces en cortas distancias, incluso en decenas de metros. Las tres

perforaciones realizadas por la ex-Dirección de Geología y Minería aledaños a la laguna la Brava (La Brava N°1, La Brava N°2 y Haras Ojo de Agua), encontraron a la Formación Balcarce a 165, 88 y 218 m bajo boca de pozo (m bbbp), respectivamente (Dirección General de Industria Minera, 1948).

2.1.1. Sedimentos periserranos de Tandilia

En la región serrana y periserrana de Tandilia es común la presencia, en el subsuelo, de un conjunto de sedimentos cuaternarios inconsolidados que se apoyan directamente sobre el basamento vinculado a las sierras y lomadas locales. Estos depósitos suelen subyacer a los Sedimentos Pampeanos y/o Postpampeanos. De manera general, se los denomina “sedimentos periserranos” de Tandilia (Silva Busso y Amato, 2012) o “Rodados Ascendidos” (Tapia, 1937). Tienen un origen diverso, aunque predominan los derrubios de ladera, depósitos eólicos, aluviales y fluviales entrelazados, junto con facies asociadas. Tanto el espesor como la litología son variables.

La influencia geográfica de estos depósitos, que presentan una sedimentación más gruesa que la típica de los Sedimentos Pampeanos de naturaleza limosa, puede extenderse en ciertas direcciones por varios kilómetros. En estas zonas, los espesores superan los 100 m siguiendo paleocauces aluvio-fluviales, generando depósitos de desarrollo lateral limitado (de pocos kilómetros) provenientes del propio cordón serrano (Silva Busso y Amato, 2012).

En términos hidrogeológicos, constituyen un acuífero complejo en las cabeceras de los arroyos de la región, con propiedades que varían según la proximidad a las sierras, el espesor, la litología y la arquitectura sedimentaria dominante. Rabassa (1973) identificó y clasificó las unidades estratigráficas pleistocenas que conforman estos depósitos en el área de Tandil (formaciones Barker, Vela, Tandileufú y Las Ánimas), pero su reconocimiento y correlación en la zona de estudio resultan difíciles debido a la profundidad y discontinuidad de estas unidades.

2.2. Depósitos del Cenozoico tardío

Cubriendo gran parte de la zona de estudio, y sobre el basamento hidrogeológico de Tandilia o las pelitas correspondientes a la ingresión marina del Mioceno de la Formación Paraná (Groeber, 1945; Frenguelli, 1950), se encuentra una secuencia de sedimentos continentales del Cenozoico tardío. Estos engloban numerosas unidades sedimentarias de

amplia distribución en la Llanura Pampeana, con características litológicas y genéticas similares, aunque con sutiles diferencias. Las denominaciones de estas unidades varían según los autores y las áreas estudiadas, lo que ha dado lugar a múltiples esquemas estratigráficos (Ameghino, 1908; Kraglievich 1952; Frenguelli, 1957; Gonzales Bonorino, 1965; Rabassa, 1973; Fidalgo, 1983; Riggi *et al.*, 1986; Zárate, 1989; Yrigoyen *et al.*, 1993; entre otros). Esta diversidad, sumada a la notable similitud litológica y sedimentológica entre las unidades, dificulta su correlación, al punto de que un mismo término puede emplearse con significados distintos por diferentes autores e, incluso, que un mismo autor modifique su interpretación con el tiempo a medida que adquiere nueva experiencia (Zárate, 2005).

Teniendo en cuenta los objetivos de esta Tesis, no se profundizará en la discusión sobre nomenclatura ni en la diferenciación detallada de las distintas unidades pliocenas y cuaternarias. En su lugar, y siguiendo la práctica habitual, estos sedimentos serán englobados de manera general bajo los términos informales de Sedimentos Pampeanos y Postpampeanos (Frenguelli, 1950; Fidalgo *et al.*, 1975).

2.2.1. Sedimentos Pampeanos

Los Sedimentos Pampeanos, también denominados como Loess Pampeano o como Formación Pampeana, son sedimentos no consolidados plio-pleistocenos y de compleja continuidad regional en llanura Chaco-Pampeana. Constituyen la unidad hidrogeológica más relevante del estudio, ya que alberga la mayor parte del Acuífero Pampeano, la principal fuente de agua para actividades agrícolas, industriales y domésticas, además de regular y aportar caudales a arroyos y otros cuerpos de agua superficiales de la región. Agrupa a depósitos loessoides conformados principalmente por limos y en menor proporción por arenas finas y arcillas, con cantidades variables de intercalaciones calcáreas (calcretes o tosca).

2.2.1.1. Antecedentes

El conocimiento del relleno cenozoico tardío de la llanura bonaerense se sustenta en numerosos trabajos que se remontan a mediados del siglo XIX. D'Orbigny (1842) describió estos sedimentos que “lleen el fondo de la pampa” como “arcilla”, utilizando los términos *terrains pampéenes* o *argile pampéenes*, mientras que Darwin (1845) los reportó como “limos” y los denominó *pampean formation*. Este último término es el que tuvo mayor perduración en el tiempo, dando origen a expresiones como “Formación Pampeano”, “Sedimentos Pampeanos”

o simplemente “Pampeano”, siendo estas dos últimas las más usadas en la literatura geológica y estratigráfica actual. Bravard (1857) fue el primero en describir mineralógicamente estos depósitos y en proponer su génesis principalmente eólica, destacando el aporte volcanoclástico. Posteriormente, Heusser y Claraz (1866) los calificaron como loess, basándose en sus similitudes estratigráficas y estructurales con los depósitos europeos. Ameghino (1881, 1889, 1908) describió esta unidad como una capa areno-arcillosa a arcillo-arenosa, de color rojo oscuro a pardo, que en algunos sectores se torna amarillento blanquecino. Junto con Doering (1882), fue pionero en la definición de esquemas estratigráficos sistematizados del Pampeano, basados principalmente en el contenido fosilífero, distinguiendo, entre otros, los “pisos” u “horizontes” ensenadense y bonaerense.

Entre fines del siglo XIX y comienzos del XX se destacan también los trabajos de Roth (1888, 1920), Bodenbender (1894), Wright y Fenner (1912), Keidel (1916) y Stappenbeck (1926). Este último utilizó criterios diastróficos para incluir en su “Formación Pampeana” sedimentos depositados desde finales del Cretácico y realizó el primer estudio relevante sobre aguas subterráneas en la Llanura Pampeana. Kraglievich (1934) propuso correlaciones estrictamente faunísticas, reconociendo “faunas” y “fáunulas” agrupadas en “formaciones”, separadas por fases y subfases de la tectónica andina.

Durante la primera mitad del siglo XX, Frenguelli (1918, 1921, 1950, 1955, 1957) aportó información sobre estratigrafía, tamaño de grano, mineralogía, morfología y distribución de los depósitos de loess. En sus esquemas, utiliza los términos “Pampiano” y “Postpampiano” para agrupar parte de las unidades cenozoicas en “series” y distingue genéticamente dos grupos: limos, retrabajados por acción fluvial, y loess, de acumulación eólica. Casi simultáneamente, Kraglievich (1952) propuso un esquema estratigráfico para el sudeste de Buenos Aires, mientras que Teruggi (1957) realizó la primera caracterización mineralógica y granulométrica detallada de los Sedimentos Pampeanos, base fundamental de estudios posteriores.

Pascual *et al.* (1965) introdujeron la división del Cenozoico argentino basada en “edades-mamífero”, resolviendo la dificultad de asignar edades a las formaciones. Posteriormente, Cione y Tonni (1995) propusieron reemplazar estas edades por una clasificación cronoestratigráfica basada en bioestratigrafía según códigos internacionales. Tricart (1973) cuestionó la estratigrafía de Frenguelli, considerando que el Pampiano es más antiguo y presenta una evolución geomorfológica compleja incompatible con un periodo corto como el Holoceno, y clasificó estos depósitos como eolo-cineritas, reservando “loess” para el Postpampeano.

Fidalgo *et al.* (1975) definieron los “sedimentos pampeanos” como sedimentos dominados por fracción limo, distribuidos en gran parte de Buenos Aires y con edades desde el Mioceno tardío (antes considerado Plioceno temprano) hasta el Pleistoceno superior. Riggi *et al.* (1986) formalizaron las formaciones Ensenada y Buenos Aires como unidades litoestratigráficas del Pleistoceno bonaerense, aunque la similitud entre ellas mantiene el uso genérico de “Sedimentos Pampeanos” o “Formación Pampeana” en la literatura actual. El término “Loess Pampeano” también se usa, aunque estos sedimentos no constituyen un loess típico debido al notable retrabajo fluvial que presentan.

Trabajos con un enfoque netamente hidrogeológico comienzan a surgir a partir de la segunda mitad del siglo XX, siendo cada vez más abundantes y especializados. Entre estos trabajos se pueden mencionar, por su aporte hidrogeológico o por ser trabajos pioneros, los de Sala y Auge (1969, 1972), Hernández *et al.* (1975) y Sala (1975).

2.2.1.2. Distribución areal y afloramientos

Los Sedimentos Pampeanos afloran en gran parte de la llanura Chaco-Pampeana (Figura 2.3), en algunos casos apenas cubiertos por la franja edáfica y, en otros, por los depósitos Postpampeanos. Con una extensión aproximada de 1,8 millones de km², constituyen los depósitos loésicos más importantes del hemisferio sur. La mayoría corresponde a sedimentos tipo loessoide, mientras que el loess primario se distribuye de manera más restringida (Frenguelli, 1925; Teruggi, 1957; Iriondo, 1990, 1997; Sayago, 1995). En la región de estudio, los Sedimentos Pampeanos conforman prácticamente un manto continuo del orden de los 100 m de espesor en toda la llanura.

En la región serrana, los depósitos se caracterizan por su escasa potencia y por rellenar depresiones y valles interserranos y periserranos, así como por cubrir laderas o cumbres planas. Estos depósitos no son continuos, sino que se encuentran interrumpidos por la presencia de roca basamental dura, que delimita el contorno irregular de las cuencas. Los rellenos presentan espesores de 20 a 40 m, aumentando su potencia a medida que se alejan de las laderas rocosas (Auge, 2004).

Los afloramientos de los Sedimentos Pampeanos son visibles únicamente en cortes de caminos y carreteras, barrancas de cursos de agua, lagunas y acantilados costeros. Cabe destacar que solo las secciones superiores de los Sedimentos Pampeanos se encuentran expuestas en estos sectores, lo que permite un análisis parcial de la sucesión sedimentaria; por

lo tanto, la posibilidad de identificar las particularidades geológicas e hidrogeológicas del subsuelo depende principalmente de datos de perforaciones o de registros obtenidos mediante técnicas indirectas, como la geofísica. Entre estos afloramientos, los acantilados costeros son los más significativos, extendiéndose unos 35 km a lo largo de la costa de Mar del Plata y mostrando predominantemente sedimentos loessoides. Las facies de loess primario, en cambio, se restringen a capas delgadas de 2 a 3 m, correspondientes al manto eólico superior del Pleistoceno tardío-Holoceno (Zárate, 2003). El espesor promedio de los afloramientos es de aproximadamente 5 m, aunque no es raro hallar secciones que superen los 10 m (CFI, 1995).

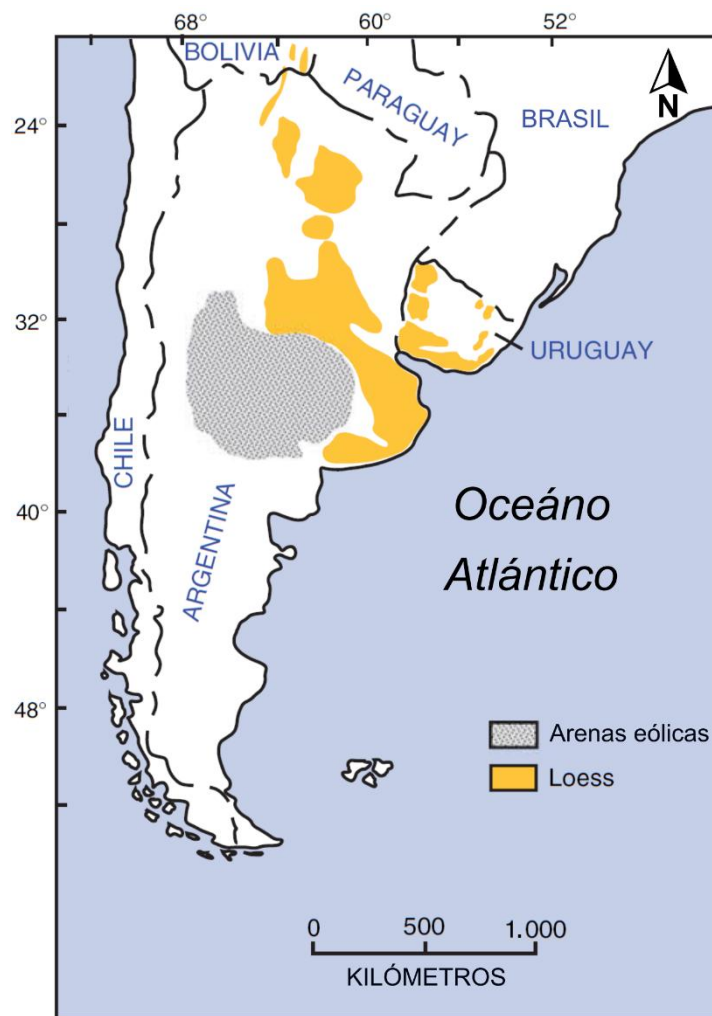


Figura 2.3. Distribución arenas eólicas y de loess de la última glaciación en el sur de Sudamérica. Imagen modificada de Muhs (2007) y basada en Zárate (2003) y en las fuentes citadas en este último, especialmente Iriondo (1990, 1997).

2.2.1.3. Litología

Los Sedimentos Pampeanos comprenden depósitos loessoides formados principalmente por arenas finas, limos y arcillas, con cantidades variables de carbonato de calcio, presente ya sea en forma pulverulenta dispersa o como calcretes, localmente conocidos como tosca (Fidalgo *et al.*, 1975). Estos sedimentos se presentan de manera masiva, aumentando su compactación con el contenido de tosca, y muestran estratificación poco definida, aunque localmente exhiben estructuras sedimentarias de origen fluvial. En los acantilados de la costa atlántica se observan además superficies de erosión y paleosuperficies (Teruggi *et al.*, 1974). El color dominante es castaño (Figura 2.4), con tonalidades amarillentas a rojizas.

La tosca presenta una génesis diversa y se manifiesta como mantos continuos o discontinuos, venas, “muñecos de loess”, nódulos o concreciones de distintas formas. Los mantos compactos pueden alcanzar espesores de hasta 3 m, en los cuales el carbonato reemplaza total o casi totalmente al material orgánico y limo-arcilloso. Sus principales componentes son calcita (~95 % en peso) y cuarzo (~5 % en peso) (Vital, 2018). En algunos sectores, como en San Manuel o al sur del paralelo de Olavarría, los Sedimentos Pampeanos culminan con uno o dos metros de tosca muy consolidada (CFI, 1995). En estos casos, la tosca se localiza en la parte superior de la formación, sobre la cual se reconoce una discordancia de extensión regional (CFI, 1995).

Los Sedimentos Pampeanos tienen un tamaño de grano de limo relativamente grueso. La fracción modal corresponde al limo grueso-arena muy fina, mientras que la arena representa generalmente más del 20 %. Debido a estas características, los sedimentos fueron clasificados como loess arenoso en el área de Necochea y Mar del Plata; hacia el oeste y suroeste (e.g., Bahía Blanca) los sedimentos son más gruesos, constituyendo un manto de arena limosa. En el sureste de Buenos Aires se encontraron muestras con más del 50 % de arena muy fina (Zárate y Blasi, 1993).

El volcanismo explosivo de composición basáltica, andesítica y riolítica se considera el proceso predominante en la formación de las partículas, especialmente en la generación de depósitos piroclásticos (Zárate y Blasi, 1993; Muhs *et al.*, 2014). Teruggi (1957) definió la composición del loess expuesto en los acantilados de Mar del Plata en orden de abundancia según sus fracciones psamítica (arenosa), limosa y arcillosa:

- **Fracción psamítica (arena fina a muy fina):** compuesta principalmente por plagioclasa (60 %), cuarzo (usualmente <20 %), fragmentos de vidrio volcánico (1–25 %) y ópalo de origen orgánico. Ocasionalmente se encuentran ortoclasa, calcedonia, chert, sanidina y yeso. Menos comunes, pero presentes, son minerales pesados, especialmente menas de hierro (magnetita), anfíboles, piroxenos y rara vez pirita. Los granos de arena presentan redondez de buena a muy buena.
- **Fracción limosa:** predominan fragmentos de vidrio volcánico (40–50 %), seguidos de plagioclasas, cuarzo, ortoclasa y, más raramente, cristales fibrosos de yeso autigénicos.
- **Fracción arcillosa:** compuesta esencialmente por montmorillonita.

Martínez *et al.* (1998), basándose en muestras obtenidas de perforaciones, describen una mineralogía parcialmente distinta a la propuesta por Teruggi (1957), especialmente en lo referente a la composición de las arcillas. Según estos autores, las arcillas están compuestas principalmente por esmectitas y, en menor proporción, por illita, mostrando un incremento en el grado de cristalinidad con la profundidad. Esto se interpreta como evidencia de que estas arcillas se formaron por meteorización de silicatos, aumentando su cristalinidad cuanto más antiguo es el sedimento. En cuanto a la fracción arena, estaría compuesta, en orden decreciente de abundancia, por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, vidrio volcánico, óxidos, calcita, dolomita, olivino y sílice amorfa.

La composición mineralógica puede, en algunos casos, ofrecer un criterio más preciso que la litología o la paleontología para subdividir estratigráficamente el Pampeano. González Bonorino (1965), en su estudio sedimentológico de la Ciudad de Buenos Aires, identificó dos zonas mineralógicas bien definidas: una zona superior, caracterizada por la abundancia de illita en la fracción arcillosa y de plagioclasa en la fracción limo-arena, y una zona inferior, dominada por montmorillonita y cuarzo en la fracción limo-arena.

En la figura 2.4 se presenta una muestra típica de sedimento de la perforación del piezómetro de profundidad intermedia (24 m bajo la superficie del terreno) de la localidad de San Manuel, utilizado en esta tesis para la datación con trazadores (ver también perfiles e imágenes de [Anexo](#)). Este pozo fue perforado en 2012 mediante rotación, y las muestras provienen del lodo de perforación, una vez secado. Se tomaron pares de muestras cada metro, entre los 6 y 17 m de profundidad. A simple vista, las muestras muestran una fracción limosa claramente dominante, con color pardo amarillento claro y presencia de pequeños terrones o

agregados sueltos. Los fragmentos de mayor tamaño se deshacen con facilidad al presionarlos ligeramente. El análisis macroscópico no evidencia materiales gruesos, como gravas o arenas destacables, ni variaciones granulométricas o sedimentológicas significativas, salvo un ligero incremento de la fracción arena a los 16 m de profundidad.



Figura 2.4. Muestra del Loess Pampeano tomada a los 14,1 m bajo la superficie del terreno.

2.2.1.4. Ambiente y evolución sedimentaria

Aunque estos depósitos suelen denominarse loess por su origen eólico, no corresponden a un loess típico o primario, sino mayoritariamente a loess retrabajado, por lo que suelen designarse también como “depósitos loessoides”. La escasa presencia de loess primario en el registro cenozoico tardío se debe a su bajo potencial de preservación, dado que es fácilmente retrabajado y redepositado por procesos fluviales (Zárate, 1989).

Las primeras interpretaciones sugerían que estos sedimentos habían sido transportados en suspensión en la alta atmósfera desde los Andes y depositados en la Región Pampeana (Teruggi, 1957; Teruggi *et al.*, 1957). Sin embargo, estudios más recientes proponen una etapa de transporte fluvial previa a la deflación, lo que explica su composición mineral y el grano relativamente grueso de los sedimentos eólicos al sur de la provincia de Buenos Aires (Zárate y Blasi, 1993; Zárate, 2003). Durante los períodos glaciales, cursos de agua glacifluviales erosionaron depósitos volcanoclásticos limosos del Terciario tardío, tanto de los Andes patagónicos como de la Patagonia extraandina norte. El material fue transportado fluvialmente y depositado en las extensas llanuras aluviales de los ríos Colorado y Negro. Posteriormente, bajo un clima frío, seco y ventoso, estos sedimentos fueron deflacionados y depositados hacia el noreste, en la Región Pampeana.

La gradación granulométrica observada hoy en el río Colorado podría haber controlado la distribución de tamaños de grano en el material eólico pampeano: limo arenoso en el sureste bonaerense, arena limosa hacia el oeste y suroeste (Faja Periférica de Loess), y finalmente mantos de arena y campos de dunas en la provincia de La Pampa (Mar de Arena Pampeano) (Zárate y Blasi, 1993; Iriondo y Kröhling, 1995). Además, los sistemas de Ventania y Tandilia habrían aportado pequeñas cantidades de material a los suelos y sedimentos loésicos circundantes (Zárate, 2003).

Durante el Neógeno-Cuaternario, la sedimentación loésica se caracterizó por pulsos de reactivación del paisaje con episodios erosivos importantes, evidenciados por disconformidades (Zárate, 1989; Folguera y Zárate, 2011). El patrón loess-paleosuelos de los Sedimentos Pampeanos, presente incluso desde el Plioceno, se interpreta como resultado de ciclos climáticos, con acumulación de loess durante intervalos glaciales áridos y desarrollo de suelos en períodos interglaciales, interestadiales y de mejoramiento climático (Kemp y Zárate, 2000). No obstante, los paleosuelos no siempre aparecen como entidades discretas, ya que la pedogénesis pudo haber estado activa durante todo el proceso de sedimentación (Zárate, 2003). Finalmente, aunque en menor medida, también se registra transporte eólico directo a través de eventos de caída de ceniza volcánica (Zárate y Blasi, 1993).

2.2.1.5. Relaciones estratigráficas

Los Sedimentos Pampeanos presentan un espesor variable a lo largo de la llanura, que generalmente (Martínez *et al.*, 2016). En contraste, en los ambientes serranos como Tandilia y

Ventania, el espesor disminuye notablemente, alcanzando valores comúnmente entre 0 y 30 m (Auge, 2004). Estos sedimentos afloran en gran parte de la llanura Chaco-Pampeana, en algunos casos solo cubiertos por el suelo actual y, en otros, por los Sedimentos Postpampeanos del Pleistoceno superior-Holoceno. Estos últimos suelen superponerse mediante una discordancia erosiva neta, que enmascara la extensión original de los depósitos en ciertos sectores (CFI, 1995; Folguera y Zárate, 2009). El contacto inferior es difícil de determinar, ya que no aflora en ningún punto de la provincia. En el área de estudio de este trabajo, perforaciones muestran que esta unidad se apoya principalmente sobre el basamento premesozoico (Fm. Balcarce) mediante una marcada discordancia depositacional (Tricart, 1973). Sin embargo, en los sectores más alejados de las sierras de Tandil se intercalan unidades terciarias, como la Formación Paraná o la Formación Olivos. Esto indica que los sectores serranos e interserranos permanecieron elevados durante la sedimentación del Terciario medio y superior (Auge, 2004).

Formalmente, los Sedimentos Pampeanos se dividen en dos unidades litoestratigráficas (Riggi *et al.*, 1986): la Formación Ensenada en la sección inferior y la Formación Buenos Aires en la superior. Originalmente, Ameghino (1881) las distinguió como “horizonte pampeano inferior” y “horizonte pampeano superior” basándose únicamente en su contenido fósil, ya que litológicamente son muy similares, lo que dificulta su identificación. En las regiones costeras y valles fluviales, estas unidades suelen estar intercaladas o cubiertas por sedimentos de otra naturaleza, agrupados en la Formación Pascua (Fidalgo *et al.*, 1973), equivalentes al “piso pampeano medio o belgranense” de Ameghino (1889) y a la Formación Canal 5 de Violante y Parker (1992). Esta formación corresponde a sedimentos marinos marginales discontinuos, de color verdoso, a los que Frenguelli (1921) asignó una edad pleistocena tardía. Se extienden a lo largo de la costa bonaerense, desde el sur de Entre Ríos hasta la desembocadura del río Negro, y se correlacionan tierra adentro con un “belgranense” continental (Tonni, 2011; Valdés, 2016). En el sector norte, la unidad está representada por arcillas plásticas con restos fósiles y coquinas que evidencian directamente la presencia de un cuerpo de agua. En el sector sur, desde el Faro Punta Mogotes en Mar del Plata hasta Bahía Blanca, se conservan facies eólicas que indican ambientes transicionales (Fidalgo *et al.*, 1973).

A modo de síntesis, los limos loessoides con niveles calcáreos de la provincia de Buenos Aires incluyen numerosas unidades definidas a lo largo del tiempo por distintos autores: Ensenadense, Bonaerense y Piso Hermósico (Ameghino, 1889); Chapalmalalense (Ameghino, 1889); Horizonte Hermosense e Irenense (Kraglievich, 1934); Formaciones Chapadmalal, Barranca de los Lobos, Vorohué, San Andrés, Miramar y Arroyo Seco (Kraglievich, 1952);

Formación Malacara (Parodi y Parodi Bustos, 1952); Formación Irene (Reig, 1955); Formaciones Arroyo Chasicó y Epecuén (Pascual, 1961, 1965); Formaciones Saldungaray y La Toma (Furque, 1967); Formación Ensenada (De Salvo *et al.*, 1969); Formación Pampiano (Fidalgo *et al.*, 1973; González Uriarte y Navarro, 1988); Formaciones Vela y Barker (Rabassa, 1973); Formación La Norma (Fidalgo *et al.*, 1975; De Francesco, 1992); Sedimentos Pampeanos (Fidalgo *et al.*, 1975; Fidalgo, 1983); Formación Pampeano (Fidalgo *et al.*, 1986a; Zárate, 1989); Formaciones Ensenada y Buenos Aires (Riggi *et al.*, 1986); Formación Pampeana (Fidalgo *et al.*, 1986b); y Unidad Litoestratigráfica I (Gentile *et al.*, 1987).

2.2.1.6. Edad

En la Pampa Interserrana de Buenos Aires, el depósito de loess se produjo principalmente durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno (Zárate, 2003). La sedimentación disminuyó hace aproximadamente 10,000 años, coincidiendo con el inicio del desarrollo de los suelos modernos. Durante el Holoceno medio, entre 4,000 y 5,000 años antes del presente, se reactivó la deposición eólica en algunas localidades. En términos generales, la acumulación de loess en la Región Pampeana estuvo vinculada a episodios climáticos fríos y áridos, intercalados con períodos cálidos y húmedos que favorecieron la formación de paleosuelos.

La cronología de la secuencia pampeana se ha estimado tradicionalmente a partir de su contenido fósil de vertebrados, dividiéndose en varias unidades bioestratigráficas conocidas como “Edades Mamífero” terrestres (Pascual *et al.*, 1965), más tarde redefinidas como “Zonas de Asociación” (Cione y Tonni, 1995).

2.2.2. Sedimentos Postpampeanos

Bajo la denominación genérica de Sedimentos Postpampeanos se agrupan depósitos limosos, arenosos, arcillosos y calcáreos de edad pleistocena superior a holocena, que cubren a los Sedimentos Pampeanos. Estos sedimentos fueron originados tanto por procesos eólicos, fluvio-lacustres y marinos, así como por el desarrollo de niveles de paleosuelos, lo que dificulta su caracterización bajo un único nombre formacional y ha dado lugar a diferentes nomenclaturas según los autores que los estudiaron (Zárate 2005).

Los depósitos fluviales incluyen unidades tradicionalmente agrupadas como Lujanense (o Formación Luján según Fidalgo *et al.*, 1973), Platense Fluvial (Frenguelli, 1950) y Aimerense

(Ameghino, 1889). Por su parte, los depósitos eólicos comprenden unidades definidas desde un enfoque cronoestratigráfico, como el Platense Eólico y el Cordobense (Frenguelli, 1950), mientras que en las áreas serranas de Tandil se incluyen dentro de la Formación La Postrera (Fidalgo *et al.*, 1973). Las unidades edafoestratigráficas asociadas a estos depósitos en el sur bonaerense han sido denominadas por Fidalgo *et al.* (1991) como Suelos Puesto Callejón Viejo y Puesto Berrondo.

En el área de estudio, los Sedimentos Postpampeanos se presentan de manera discontinua, dispuestos en forma discordante sobre los Sedimentos Pampeanos o, en casos menos frecuentes, sobre las rocas de basamento, y están cubiertos únicamente por la franja edáfica actual. Están compuestos principalmente por limos gruesos y arenas limosas, con proporciones variables de arcilla, pero con una marcada disminución de los agregados arcillosos característicos de los Sedimentos Pampeanos (Fidalgo *et al.*, 1991). En algunos casos presentan cierto contenido carbonático y/o yesífero, aunque carecen de las típicas concreciones carbonáticas que se observan en los Sedimentos Pampeanos.

De acuerdo con la sedimentología y la génesis, en esta región se diferencian dos ambientes principales: zonas serranas y periserranas, y sectores pedemontanos y de llanura. En términos generales, los depósitos eólicos se concentran en las zonas de mayor elevación topográfica, mientras que los generados por otros agentes de transporte se restringen a los valles de los arroyos actuales (Kruse *et al.*, 1997).

2.2.2.1. Región serrana y periserrana

En el sector sureste del cordón serrano de Tandilia se destacan los sedimentos eólicos de la Formación La Postrera (Fidalgo *et al.*, 1973), equivalentes en parte a la Formación Médano Invasor de Tapia (1937) o a la Formación Junín de De Salvo *et al.* (1969), de probable edad holocena. Estos depósitos se disponen adosados a los faldeos de las sierras, conformando un relieve de lomadas de espesor variable, del orden de decenas de metros. (Sala *et al.*, 1987). Una discordancia erosiva separa la base de esta unidad de los Sedimentos Pampeanos y de la Formación Balcarce (basamento hidrogeológico), aunque en casos menos frecuentes pueden apoyarse sobre paleosuelos (Suelos Puesto Berrondo y Puesto Callejón Viejo).

Estos son sedimentos inconsolidados, homogéneos, de buena selección granulométrica y de relativa alta permeabilidad. Están constituidos por arenas finas y limos de color pardo amarillento, y con escasa presencia de niveles calcáreos (Silva Busso y Amato, 2012). Carecen

de estratificación (Fidalgo y Tonni, 1981). La distribución areal de estos sedimentos eólicos cumple, a su vez, un rol fundamental en el funcionamiento hidrológico de esta zona, ya que actuarían como una unidad de infiltración rápida del exceso de agua de lluvia, generando una red de drenaje de escaso desarrollo. Esto contrasta notablemente con los afloramientos de baja permeabilidad del basamento, donde el agua tiende a escurrir superficialmente generando pequeños cauces y arroyos (Auge, 2004).

En las depresiones y valles de la región serrana predominan depósitos aluviales y coluviales, producto de la acción fluvial y gravitacional, respectivamente, con una expresión areal y vertical menor que la de los depósitos eólicos (Tabla 2.2; Auge, 2004).

Tabla 2.2. Esquema hidroestratigráfico simplificado para la región serrana. Tabla tomada de Auge (2004).

Espesor (m)	Formación	Edad	Litología	Comportamiento Hidrogeológico	Usos
0 – 5	Junín, aluvios y coluvios	Holocena y Reciente	Limos arenosos y arcillosos, arenas, gravas y bloques	Pobrementemente acuífero, discontinuo. Salinidad (0,5 – 3,5 g/l)	Rural y ganadero, restringidos
0 – 30	Pampeano	Pleistocena y Pliocena	Limos arenosos y arcillosos (loess), con intercalaciones de tosca	Acuífero libre de moderada productividad, discontinuo. Salinidad (0,5 – 7 g/l)	Urbano, rural y ganadero, restringidos
	Basamento Hidrogeológico	Paleozoica – Precámbrica	Cuarcitas, lutitas, arcillitas, dolomitas y calizas, paleozoicas. Esquistos, gneises, mármol y milonitas, precámbricas.	Acuífugo. Medio discontinuo, anisótropo y heterogéneo; agua en fisuras. Productividad nula a muy baja. Salinidad (1 – 5 g/l)	Urbano y rural, restringidos

2.2.2.2. Región de llanura

El Postpampeano en esta zona se encuentra representado por depósitos de origen aluvial, eólico y lacustre de edad holocena, pertenecientes a las formaciones Luján, Junín (o La Postrera) y La Plata, respectivamente (Fidalgo *et al.*, 1973; Auge, 2004). Debido a su discontinuidad, reducido espesor (generalmente menor a 5 m) y posición superficial, tienen escasa relevancia como reservorios de agua subterránea (Tabla 2.3). No obstante, constituyen el primer horizonte geológico por debajo del suelo que atraviesa el agua durante la infiltración, por lo que influyen en la composición química del agua subterránea (Auge, 2004).

Tabla 2.3. Esquema hidroestratigráfico simplificado para la región de llanura. Tabla tomada de Auge (2004).

Espesor (m)	Formación	Edad	Litología	Comportamiento Hidrogeológico	Usos
0 – 5	Luján, La Plata y Junín	Holocena	Arenas finas a limosas con intercalaciones arcillosas, eolo-fluvial	Acuífero libre discontinuo de baja productividad. Salinidad (0,5 – 5 g/l)	Rural y ganadero
70 – 170	Pampeano	Holocena	Limos areno - arcillosos (loess)	Acuífero libre continuo (1 – 5 g/l)	Urbano, riego complementario, rural y ganadero.
	Basamento Hidrogeológico	Paleozoica – Precámbrica	Cuarcitas, calizas y arcilitas (Paleozoica) Esquistos y gneises (Precámbrica)	Acuífugo. Medio discontinuo, anisótropo y heterogéneo; agua en fisuras. Productividad nula a muy baja.	

La Formación Luján fue definida originalmente por Fidalgo *et al.* (1973) y está compuesta por dos miembros: el Miembro Guerrero en su parte inferior y el Miembro Río Salado en la superior. Estos miembros corresponden a depósitos aluviales y planicies de inundación de arroyos, ríos y lagunas pampeanas. Por ejemplo, Fidalgo *et al.* (1973) mencionan su presencia en las barrancas del arroyo Tapera, al sur del arroyo Vivoratá, dentro de la zona de estudio de esta Tesis.

El Miembro Guerrero está formado por arenas y limos con algo de arcilla, apoyándose en discordancia sobre los Sedimentos Pampeanos, y refleja un ambiente fluvial. Por su parte, el Miembro Río Salado está compuesto por limos arenosos a arcillosos de color gris blanquecino a gris oscuro, con estructuras sedimentarias y materia orgánica, correspondientes a ambientes palustres y lacustres. Estos sedimentos se acumularon poco antes del Querandino, aunque también como resultado del ascenso del Atlántico durante la última desglaciación, hace aproximadamente 10 mil años (Auge, 2004).

2.3. Hidrogeología

La hidrogeología de la región se caracteriza por procesos de recarga distribuida a lo largo de una extensa llanura, con pendientes topográficas muy bajas, y por la presencia del acuífero Pampeano. Este sistema presenta una capa freática somera, a pocos metros de profundidad, contenida principalmente en los sedimentos homónimos: limos y arenas muy

finas del Pleistoceno-Holoceno, con intercalaciones de arcillas y carbonatos de calcio (Teruggi, 1957; Zárate, 2003). Este acuífero suele recibir distintos nombres localmente, como Acuífero de Mar del Plata (Bocanegra y Custodio, 1994; Martínez y Bocanegra, 2002), Acuífero de General Pico-Dorila (Mariño y Schulz, 2008) y Acuífero de Azul (Varni y Usunoff, 1999), entre otros.

El acuífero Pampeano se considera comúnmente como libre, ya que contiene el nivel freático. Sin embargo, a mayor profundidad, tiende a presentar un mayor grado de confinamiento, lo que genera condiciones semi-confinadas cuando su espesor supera los 40 o 50 m (Auge, 2004). Este comportamiento ha llevado a algunos autores a clasificarlo como un acuífero semi-confinado (Pool *et al.*, 2015), o incluso a describirlo como un sistema acuífero de múltiples unidades o estratos, como lo han señalado Barranquero *et al.* (2012) y Ríos Hiriart *et al.* (2024). Kruse (1987), por ejemplo, caracteriza al acuífero Pampeano en la región como una sucesión medianamente acuífera, con intercalaciones acuitardas y niveles más o menos productivos, que en conjunto conforman una unidad hidráulicamente conectada. Este aspecto del acuífero se abordará con mayor detalle en la [sección 2.3.1](#).

El acuífero Pampeano es probablemente uno de los acuíferos de mayor importancia socioeconómica del país. Esto se debe a su gran extensión, continuidad, accesibilidad, escasa profundidad y ubicación estratégica en la región más poblada y económicamente activa de Argentina, desde el punto de vista industrial y agropecuario. Esta zona aporta más del 60 % del PBI nacional, suministra agua potable a millones de personas, abastece a más de 55 millones de cabezas de ganado y facilita la agricultura a gran escala mediante amplias áreas de riego (Shanton y Matalón, 2009; Schulz *et al.*, 2024).

El acuífero Pampeano también posee gran relevancia dentro del sistema hidrológico de la Región Pampeana Húmeda, ya que es la única unidad con conexión directa con las fases superficial y atmosférica del ciclo hidrológico, permitiéndole responder rápidamente a las variaciones climáticas (Sala, 1975). Además, constituye una fuente de agua y un regulador hidrológico clave para humedales, lagunas, arroyos y ríos ganadores, aportando gran parte de su caudal base (Kruse, 1987; Romanelli *et al.*, 2011; Alcaraz *et al.*, 2024). Sin embargo, al tratarse de un acuífero somero, presenta una mayor vulnerabilidad a la contaminación que los acuíferos más profundos o confinados, especialmente debido al uso intensivo de agroquímicos en la región (e.g., Miglioranza *et al.*, 2021; Grondona *et al.*, 2022; Viglianchino *et al.*, 2023).

El acuífero se extiende aproximadamente 500.000 km², según la distribución del Loess Pampeano (Iriondo, 1990, 1997; Zárate, 2003), abarcando gran parte de las provincias de

Buenos Aires, Santa Fe, Entre Ríos, Córdoba y el noreste de La Pampa (Figura 2.3). El nivel freático es somero, raramente superando los 10 m de profundidad y, en la zona de estudio, el acuífero presenta espesores saturados entre 70 y 170 m (Auge, 2004; Martínez *et al.*, 2016), interrumpidos únicamente por el sistema serrano de Tandilia. El espesor promedio ronda el orden de los 120 m, aunque con un gradual aumento hacia la región costera. Los gradientes hidráulicos son muy bajos, variando desde 0,003 cerca las divisorias de agua, hasta 0,001 en las zonas de descarga (Quiroz Londoño *et al.*, 2008, Glok Galli *et al.*, 2014) (ver líneas piezométricas en la [Figura 1.1](#)).

El modelo hidrogeológico regional para el sector sureste de la provincia de Buenos Aires plantea un esquema de recarga principalmente autóctona, originada por la infiltración generalizada de las precipitaciones sobre la Llanura Pampeana, más que en áreas puntuales de recarga. De manera concurrente, también se produce recarga por afluencia subterránea desde las sierras, proceso en el que podrían influir las fisuras presentes en el material rocoso. La descarga ocurre a través de los sistemas fluviales y, a escala regional, hacia las zonas circundantes y el océano Atlántico (Santa Cruz y Silva Busso, 1999; Martínez y Bocanegra, 2002).

Los Sedimentos Pampeanos presentan porosidad y permeabilidad primarias que les confieren un comportamiento hidráulico generalmente intermedio entre acuífero y acuitardo. La fracción volumétrica poral, determinada mediante el procedimiento volumétrico descrito por Custodio y Llamas (1983), varía entre 0,2 y 0,3. En contraste, la porosidad eficaz se estima entre 5 y 10% (Auge, 2005; Varni, 2013; Vital, 2018). Solana (2020) estima una conductividad hidráulica de 6 m/día en una zona cercana a la región de estudio (Nicanor Olivera). Análisis realizados en Azul por Sala *et al.* (1987) determinaron una conductividad hidráulica horizontal promedio de 5 m/día y una conductividad hidráulica vertical promedio de 0,5 m/día. Ensayos de bombeo y de recuperación, realizados por Obras Sanitarias (entidad encargada del suministro de agua) en la ciudad de Mar del Plata y zonas aledañas, determinaron una conductividad hidráulica estimada entre 10 y 15 m/día. Debido a las variaciones en el espesor del acuífero, la transmisividad se encuentra entre 600 y 800 m²/día en áreas urbanas y entre 1000 y 1400 m²/día en áreas rurales; el coeficiente de almacenamiento se estima entre 0,01 y 0,001 (Martínez y Bocanegra, 2002).

En general, el agua de este acuífero presenta un bajo contenido salino (< 2.000 mg/L; González, 2005) y una composición bicarbonatada cálcica (CaHCO₃) en las zonas de recarga, que evoluciona hacia bicarbonatada sódica (NaHCO₃) en las áreas de descarga. Esta transición

se asocia principalmente a procesos de intercambio catiónico, en los que el calcio es reemplazado por sodio, así como al equilibrio y la disolución rápida de minerales como calcita, halita, barita, yeso y fitolitos (Martínez y Bocanegra, 2002; Vital, 2018).

Debajo de los Sedimentos Pampeanos se encuentran las arcillas marinas miocenas de la Formación Paraná y, en el área de Tandilia, las rocas metamórficas proterozoicas del Complejo Buenos Aires y las cuarcitas ordovícico-silúricas de la Formación Balcarce, que constituyen el basamento cristalino (Dalla Salda *et al.*, 2006; Cingolani, 2011; Silva Busso y Amato, 2012). El comportamiento hidrogeológico de la Formación Paraná no está bien documentado, aunque su baja permeabilidad sugiere que actúa como base impermeable para el acuífero Pampeano. Por otro lado, las rocas del basamento se caracterizan por ser un medio discontinuo, anisótropo y heterogéneo, con agua almacenada en fisuras y una productividad generalmente nula o baja (Sala, 1975). A escala regional, se comportan como un acuífugo, aunque su porosidad secundaria permite la formación de manantiales que dan origen a cursos de agua de carácter ganador, considerados zonas de descarga local (González, 2005). En algunos sectores, estas rocas funcionan como acuíferos fisurados de productividad limitada, siendo explotadas en los poblados para el abrevamiento de ganado y el abastecimiento doméstico rural, especialmente donde el acuífero Pampeano es demasiado delgado para su aprovechamiento (Silva Busso y Amato, 2012). Las zonas de flujo preferencial tienden a desaparecer en profundidad debido al cierre de las superficies de debilidad, y a partir de allí el basamento se convierte en la base impermeable del sistema hidrogeológico subterráneo, conformando el verdadero basamento hidrogeológico (Auge, 2004).

2.3.1. Heterogeneidad del acuífero Pampeano

Es común que, en la práctica, el acuífero Pampeano se perciba como un acuífero libre contenido en depósitos relativamente homogéneos del Loess Pampeano. Esta simplificación probablemente se deba a que la principal expresión del acuífero es la aparición de la capa freática a poca profundidad y a que, macroscópicamente y a escala regional, el sedimento loésico aparenta ser homogéneo, sin grandes variaciones granulométricas, texturales o de color (Figura 2.4; Sala, 1975).

Sin embargo, a escala local, el acuífero Pampeano constituye un sistema heterogéneo y estratificado, derivado de la variabilidad vertical y lateral de capas con distinta sedimentología y permeabilidad (Sala *et al.*, 1987; ver [Anexo](#)). Esto genera que el acuífero se presente como

una sucesión de capas con diferentes características hidráulicas, funcionando como un conjunto de unidades acuíferas semiconectadas capaces de aportar distintos caudales de agua en una misma perforación (Sala, 1975; Ríos Hiriart *et al.*, 2024). A medida que aumenta la profundidad, el confinamiento de estas capas también se incrementa (Varni y Usunoff, 1999), llegando a niveles inferiores de carácter semiconfinado cuando el espesor supera los 40–50 m (Auge, 2004). Por ello, varios autores califican al acuífero Pampeano como un acuífero multiunitario o multicapa (Auge, 1996; Barranquero *et al.*, 2012; Silva Busso y Amato, 2012; Ríos Hiriart *et al.*, 2024, entre otros) o lo mencionan directamente como un acuífero semiconfinado (Pool *et al.*, 2015).

Estas variaciones sedimentológicas se manifiestan principalmente como una alternancia de capas, generalmente de espesor métrico, entre limos, limos arenosos, arenas sabulíticas y/o gravas finas de mayor permeabilidad, que constituyen las sucesiones productivas, y niveles de carbonato de calcio (tosca), limos arcillosos y/o arcillas limosas, que actúan como capas de baja productividad y como acuitardos o incluso acuífugos (Tapia, 1937, Silva Busso y Amato, 2012, Ríos Hiriart *et al.*, 2024). Las capas con mayor contenido de arcilla corresponden, en general, a depósitos de ambientes lacustres o fluviales, aunque también podrían relacionarse con variaciones en el aporte sedimentario o la caída de cenizas volcánicas (Zárate, 2003).

Los paleosuelos en profundidad son también frecuentes y suelen asociarse a periodos interglaciales, mostrando en algunos casos continuidad lateral que se extiende por varios kilómetros (Zárate, 1989). Las intercalaciones de carbonato de calcio se presentan como bancos y concreciones muy compactos y potentes (hasta 5 m de espesor) de tosca, que actúan como elementos acuífugos dentro del sistema de aguas subterráneas, llegando a dificultar la ejecución de pozos y perforaciones debido a su gran tenacidad (Auge, 2004).

En la zona de estudio, la variabilidad sedimentológica y el comportamiento hidráulico del acuífero Pampeano han sido abordados, al menos parcialmente, en numerosos estudios (Tapia, 1937; Groeber, 1954; Martínez y Bocanegra, 2002; Silva Busso y Amato, 2012; Pool *et al.*, 2015; Glok Galli, 2015; Martínez *et al.*, 2016; Solana, 2020; Ríos Hiriart *et al.*, 2024, entre otros). Asimismo, se disponen de varios perfiles sedimentológicos e hidrogeológicos provenientes de perforaciones realizadas en el área, destacándose especialmente los informes elaborados a comienzos del siglo XX por la ex Dirección Nacional de Geología y Minería. Estas campañas, llevadas a cabo exclusivamente con fines de exploración hidrogeológica, presentan descripciones detalladas tanto de la estratigrafía como de las características hidrogeológicas

del subsuelo. En estas descripciones se puede observar como las variaciones sedimentológicas en profundidad son suficientes para que los perforistas identifiquen capas acuíferas aisladas.

Estos perfiles, junto con algunas descripciones más recientes de perforaciones realizadas también en el área de estudio, se presentan en el [Anexo](#) al final de este trabajo.

En el contexto urbano de Mar del Plata, cabe mencionar el trabajo de Pool *et al.* (2015), quienes caracterizaron al acuífero Pampeano utilizado para el abastecimiento de la ciudad como un sistema compuesto por varios niveles discontinuos de limos y arenas intercalados con delgadas capas de limos arcillosos. En la porción sur, el acuífero principal se presenta como una unidad semiconfinada con un espesor máximo de 40 m, separada de un acuífero somero por un acuitardo conformado por sedimentos limosos y arcillosos. El espesor de este acuitardo disminuye hacia el norte, donde el acuífero se torna libre y alcanza un espesor aproximado de 80 m. Además, el estudio señala la presencia de paleocanales con sedimentos de alta permeabilidad, originados por procesos fluviales y eólicos, que actúan como vías preferenciales para el flujo de agua subterránea.

Complementando esta caracterización regional, el análisis de la variación en el comportamiento hidrogeológico con la profundidad, basado en 107 pozos perforados para el abastecimiento de la ciudad de Mar del Plata, se presenta en la Figura 2.5. Este análisis ilustra la heterogeneidad y el carácter multiunitario del acuífero Pampeano. Es importante destacar que las capas identificadas como acuíferas no suelen ser completamente aisladas o desconectadas entre sí, sino que, en general, presentan cierto grado de interconexión. Asimismo, las capas acuitardas intermedias pueden aportar agua, aunque con caudales significativamente menores, por lo que suelen ser excluidas en las perforaciones destinadas al abastecimiento, donde los filtros se concentran en las capas más productivas (Ríos Hiriart *et al.*, 2024).

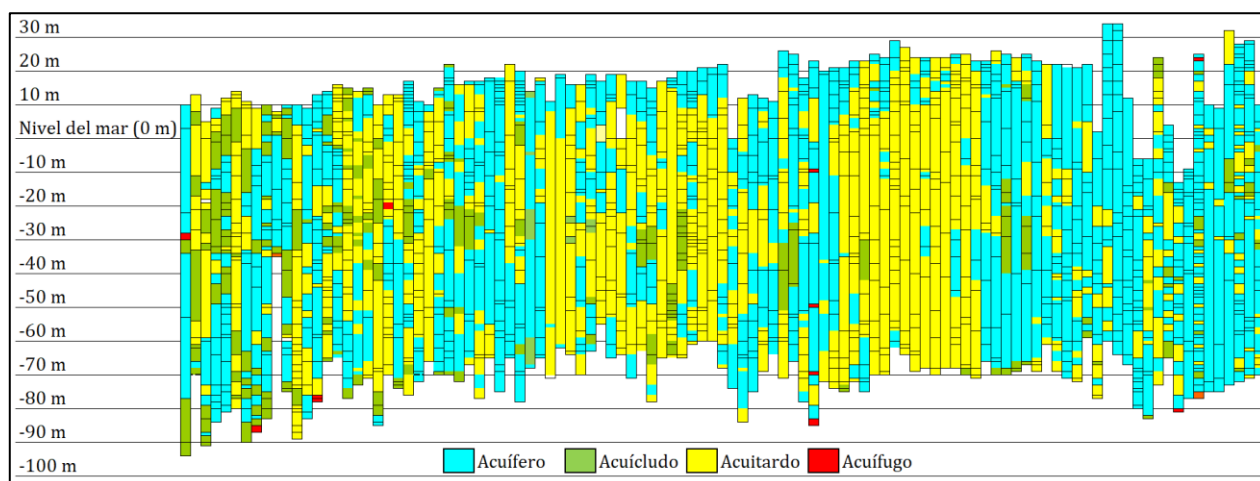


Figura 2.5. Perfiles cualitativos del comportamiento hidrogeológico de las capas interceptadas en 107 perforaciones en la ciudad de Mar del Plata realizadas por OSSE. Cada columna corresponde a una perforación individual. Información tomada de Bocanegra (2011).

La presencia de niveles y sectores del acuífero con distintas características sedimentológicas implica que las perforaciones con filtros de gran longitud, como las utilizadas en este trabajo para el análisis de edades del agua subterránea, extraigan una mezcla de aguas provenientes de paquetes con distintas características hidráulicas. Esto genera muestras integradas que reflejan diferentes tiempos de tránsito y concentraciones de los trazadores presentes en cada uno de ellos. La presencia de capas de baja a muy baja permeabilidad (acuitardos y/o acuícludos) es fundamental para comprender correctamente el funcionamiento hidrogeológico del acuífero, ya que pueden actuar como secciones de flujo lento y retención de agua subterránea. Esta constituye una de las hipótesis que se estudiarán en este trabajo para explicar la presencia de aguas viejas libres de trazadores en pozos de poca profundidad.

3. MARCO TEÓRICO

3.1. Tiempo de residencia del agua subterránea (“edad del agua”)

El tiempo es un parámetro clave para evaluar la renovabilidad del agua subterránea y su vulnerabilidad intrínseca, y se ha demostrado esencial para comprender el funcionamiento y la gestión de los sistemas acuíferos (Bethke y Johnson, 2008; Döll y Fiedler, 2008; Gleeson *et al.*, 2010). El estudio de los tiempos de tránsito y sus variaciones dentro del sistema también permite estimar tasas de recarga, identificar el origen y la velocidad del flujo, calibrar modelos numéricos de flujo y transporte reactivo, y determinar tiempos de descontaminación. Además, resulta relevante identificar la proporción de agua joven (de pocas décadas) presente en los acuíferos, ya que este componente es más susceptible a la contaminación antropogénica (como pesticidas y nitratos) y a los cambios en el uso del suelo y en el clima, debido a su conexión más directa con los procesos que ocurren en superficie (Newman *et al.*, 2010).

Por otro lado, la edad del agua no constituye un indicador directo de la sustentabilidad en el uso del recurso, ya que esta última depende también de factores independientes al tiempo, como el volumen de reservas, la demanda y la calidad del agua. Por ejemplo, un sistema subterráneo compuesto mayormente por aguas viejas o muy viejas (es decir, de baja renovabilidad) y sometido a una explotación intensa no necesariamente corre riesgo de sobreexplotación si sus reservas son muy grandes. En cambio, un acuífero libre con altas tasas de recarga y dominado por aguas muy jóvenes puede ser vulnerable a la sobreexplotación si la demanda es excesiva (Bethke & Johnson, 2008; Kralik, 2015; Ferguson *et al.*, 2020).

Teniendo esto presente, el análisis de los tiempos de tránsito puede contribuir igualmente a una gestión más eficiente del recurso subterráneo y a la protección de los ecosistemas que dependen de él. Trabajos como los de Corcho Alvarado *et al.* (2007), Visser *et al.* (2013), Suckow *et al.* (2018), Deslandes *et al.* (2019), Jurgens *et al.* (2022), Gourdol *et al.* (2023) y Campbell *et al.* (2024) son solo algunos ejemplos que demuestran dicha aplicación en diferentes regiones del mundo. En estos estudios la determinación de tiempos de tránsitos permitió evaluar el impacto del bombeo, de las actividades mineras e industriales y del uso del suelo sobre la calidad y dinámica del agua subterránea. También aportaron información clave para anticipar cambios futuros y facilitar la toma de decisiones en la gestión del recurso y de pozos de abastecimiento, incluyendo la implementación de medidas de protección en las zonas de captación.

Además, la edad del agua permite establecer un vínculo entre dos enfoques de la hidrología (Bethke y Johnson, 2008). La hidrología física, por un lado, emplea la ley de Darcy, considerando la conductividad hidráulica y el gradiente hidráulico, para calcular la velocidad del flujo subterráneo. A partir de este parámetro, es posible derivar el tiempo de tránsito del agua en el acuífero para una distancia determinada. Los métodos de datación basados en trazadores calculan la edad del agua subterránea mediante el análisis de isótopos radiactivos o radiogénicos y otros trazadores ambientales, sin requerir información sobre las condiciones físicas del flujo. Por lo tanto, los dos enfoques son en gran medida independientes en sus suposiciones y requisitos de datos, pero idealmente deberían ofrecer resultados consistentes sobre la edad del agua dentro de un régimen de flujo. Adicionalmente, si a partir de las distancias recorridas y la distribución de edades obtenidas con trazadores se determina la velocidad de flujo, se puede aplicar la ley de Darcy para obtener una medida regional de conductividad hidráulica para escalas del sistema muy difíciles de alcanzar con ensayos de laboratorio o perforaciones (Bethke y Johnson, 2008).

La definición más simple de “edad del agua” es la del tiempo que una parcela o molécula de agua pasa en la zona saturada, desde su ingreso en la superficie freática hasta un punto determinado cualquiera del acuífero (Bethke y Johnson, 2008; Newman *et al.*, 2010; Torgersen *et al.*, 2013; Cook, 2020). En otras palabras, es la diferencia de tiempo entre el último contacto de esa partícula de agua con el aire del suelo y su llegada a un punto específico cualquiera del acuífero. En el contexto de estudios con trazadores, este punto específico corresponderá al sitio donde se toma la muestra, como un pozo o una descarga natural como un manantial (Figura 3.1). Otros autores suman en su definición de esta edad idealizada el tiempo que la molécula de agua pasa en la zona no saturada (ZNS), definiendo así el “nacimiento” de dicha partícula como el momento en que la misma se infiltra en el subsuelo (Kazemi *et al.*, 2006; Jurgens *et al.*, 2012).

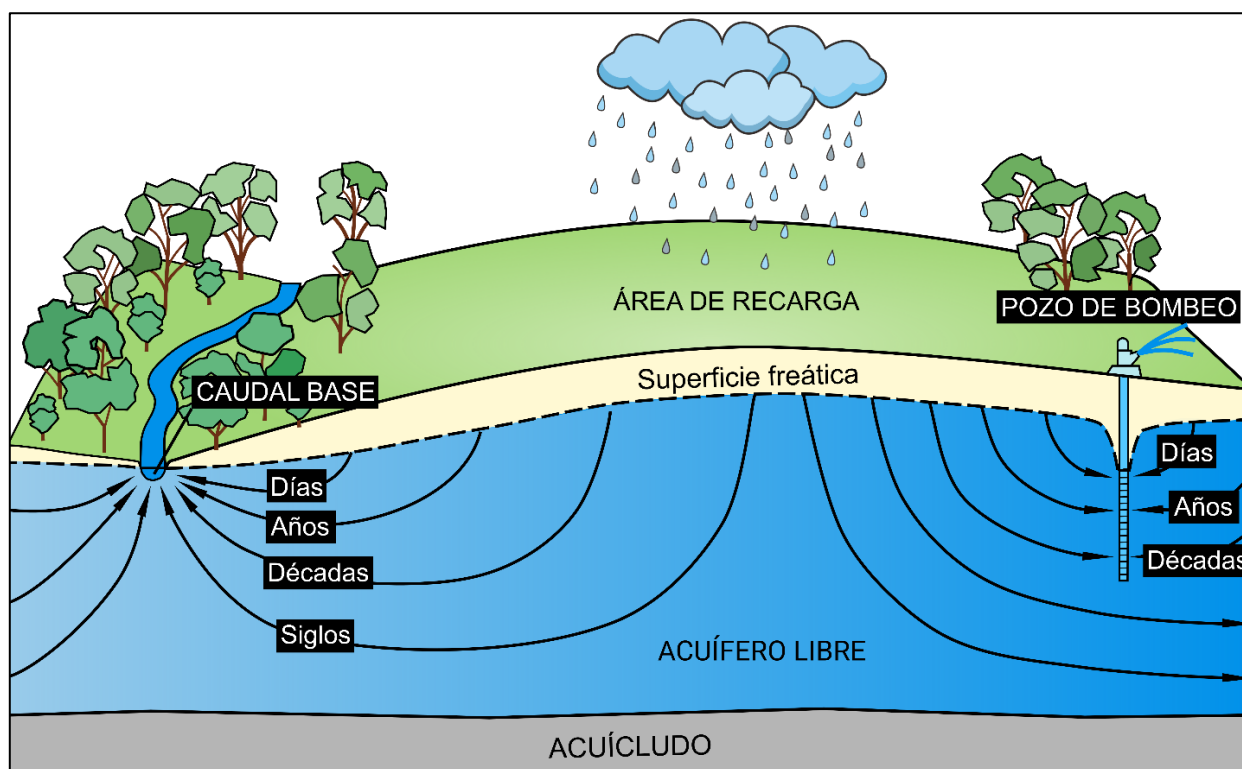


Figura 3.1. Esquema de líneas de flujo del agua subterránea en un acuífero libre mostrando su variabilidad en tiempos de tránsito de acuerdo a su longitud y profundidad desde los puntos de recarga.

Según este modelo, las moléculas de agua subterránea viajarían desde el área de recarga del acuífero hacia el área de descarga como un paquete aislado siguiendo una línea de flujo, con mínima turbulencia y sin ninguna interferencia e intercambio con las moléculas que hay a su alrededor. Esta definición es directa y fácil de interpretar, ya que es análoga al concepto de edad de una persona, solo que en vez de un individuo humano la entidad aquí tratada es una porción de agua. Es la misma noción de edad del agua que se implica en el modelo flujo-pistón y es lo que la mayoría de los no especialistas tienen en mente al trabajar con este concepto (Suckow, 2014). Sin embargo, esta definición tiene dos grandes problemas:

1. El tritio (^3H) es el único trazador capaz de "datar" una molécula de agua, dado que forma parte de la misma. Todos los otros trazadores de edad son sustancias disueltas que, en su trayecto hacia el lugar de muestreo, se ven afectadas en menor o mayor grado por diversos procesos fisicoquímicos y/o biológicos distintos a los que experimenta la parcela de agua de interés. Por lo tanto, no pueden proporcionar una edad que sea completamente equivalente a la del agua. Se hablará más de esto en el [Capítulo 3.2.2.1](#).
2. La edad de un volumen cualquiera de agua subterránea no corresponde a un único valor, sino a una distribución de muchas edades diferentes (Clark y Fritz, 1997; Suckow *et al.*,

2018). Esto se debe a que en una típica muestra de agua subterránea hay trillones de moléculas que han seguido caminos distintos hasta el punto donde fueron capturadas y que han transitado en el sistema por diversos periodos de tiempo (Torgersen *et al.*, 2013). Como lo explica Suckow (2014), debido a la dispersión hidrodinámica, la difusión molecular y la convergencia de líneas de flujo, cuando una molécula de agua llega al punto de muestreo, tras pasar años o décadas circulando en el acuífero, sus moléculas vecinas originales de la gota de lluvia con la que se infiltró se encontrarán probablemente a kilómetros de distancia en ese momento. De esta manera, se puede afirmar que una muestra de agua subterránea no puede ser caracterizada adecuadamente por un solo valor escalar de edad (Figura 3.2.a); más bien, se la debe caracterizar por una distribución de frecuencia de edades y una edad media asociada. En el [Capítulo 4.4](#), se detalla cómo la distribución de edades de una muestra puede describirse mediante una función estadística que determina la frecuencia con la que ocurre una edad particular en el conjunto (Maloszewski y Zuber, 1982).

La dispersión y la difusión a lo largo de una línea de flujo provocan que las distribuciones de edades se ensanchen. Solo en situaciones excepcionales, como en sistemas fuertemente dominados por la advección y donde las muestras se obtienen en pozos con filtros cortos —que capturan pocas líneas de flujo—, las distribuciones de edades pueden aproximarse a una forma simétrica similar a la distribución normal (Figura 1.b). Zuber (1986) ilustra cómo cuando la dispersión es un proceso importante, la distribución de edades tiende a ser asimétrica, con una cola hacia edades mayores, y el máximo en su derivada temporal puede no corresponder a la edad media (Figura 3.2.c). Además, distintas distribuciones de edades pueden tener la misma edad promedio. Por eso, aunque resulte tentador caracterizar la “edad” de una muestra usando medidas centrales como la media, la moda o la mediana, esta simplificación puede ser engañosa. Es fundamental identificar qué tipo de distribución estadística describe mejor el conjunto de datos.

En acuíferos libres, el agua tiende a ser más antigua a mayor profundidad, lo que genera un “gradiente de edad” (Fontes, 1983; Clark y Fritz, 1997; Solomon *et al.*, 2006). Este aspecto es clave al momento de tomar muestras, ya que los filtros de pozo —a menos que estén diseñados específicamente con longitudes cortas— suelen interceptar múltiples líneas de flujo de distintas profundidades, provenientes de diferentes zonas de recarga y con tiempos de tránsito variados. Esto amplía la distribución de edades más allá de lo esperable por dispersión

y difusión natural solamente (Figura 1.c). No obstante, el grado en que un pozo captura efectivamente todas las líneas de flujo depende de múltiples factores, como la ubicación de la bomba, la tasa de extracción y las heterogeneidades propias del acuífero (IAEA, 2006).

Por otro lado, además de la mezcla inducida por la dispersión y el gradiente de edad, los flujos de agua subterránea también pueden converger y mezclarse; o la estructura de un acuífero puede provocar la mezcla de aguas subterráneas de sistemas de acuíferos estratificados. El proceso de mezcla convergente de diferentes flujos de agua subterránea crea una mezcla de aguas que se caracteriza por una distribución de edades bimodal (Figura 3.2.e).

Todo esto ha hecho que en los últimos años algunos especialistas critiquen el uso del término “edad” en el contexto de aguas subterránea (e.g., Suckow 2014), sobre todo por la tendencia de ser naturalmente asociado a la edad de un individuo. En su lugar, otros términos preferibles que han comenzado a tener mayor uso en la literatura son los de “tiempo de tránsito”, “tiempo de viaje” y “tiempo de residencia”. Todos estos términos son utilizados en esta tesis como sinónimos.

Finalmente, a modo de corolario, se puede decir que para lograr una interpretación más realista de la edad del agua subterránea es fundamental:

- Comprender que una muestra de agua subterránea no puede caracterizarse adecuadamente mediante un único valor de “edad”; más bien, se la debe caracterizar por una distribución de frecuencias de edades con una edad media asociada.
- Recordar que la forma y la distribución de la frecuencia de edades puede muchas veces dar información tan o más significativa que el valor medio de edad.
- Tener en cuenta que la comprensión de dicha distribución de edades requiere el conocimiento de todos los procesos por los cuales el agua subterránea fluye hacia un lugar específico.
- Ni la edad del agua, ni su distribución de frecuencias pueden ser medidas directamente; sus estimaciones dependerán de la medición de trazadores asociados (edad del trazador) o de la aplicación de la física del transporte de masa de fluidos en el sistema de aguas subterráneas (edad hidráulica).

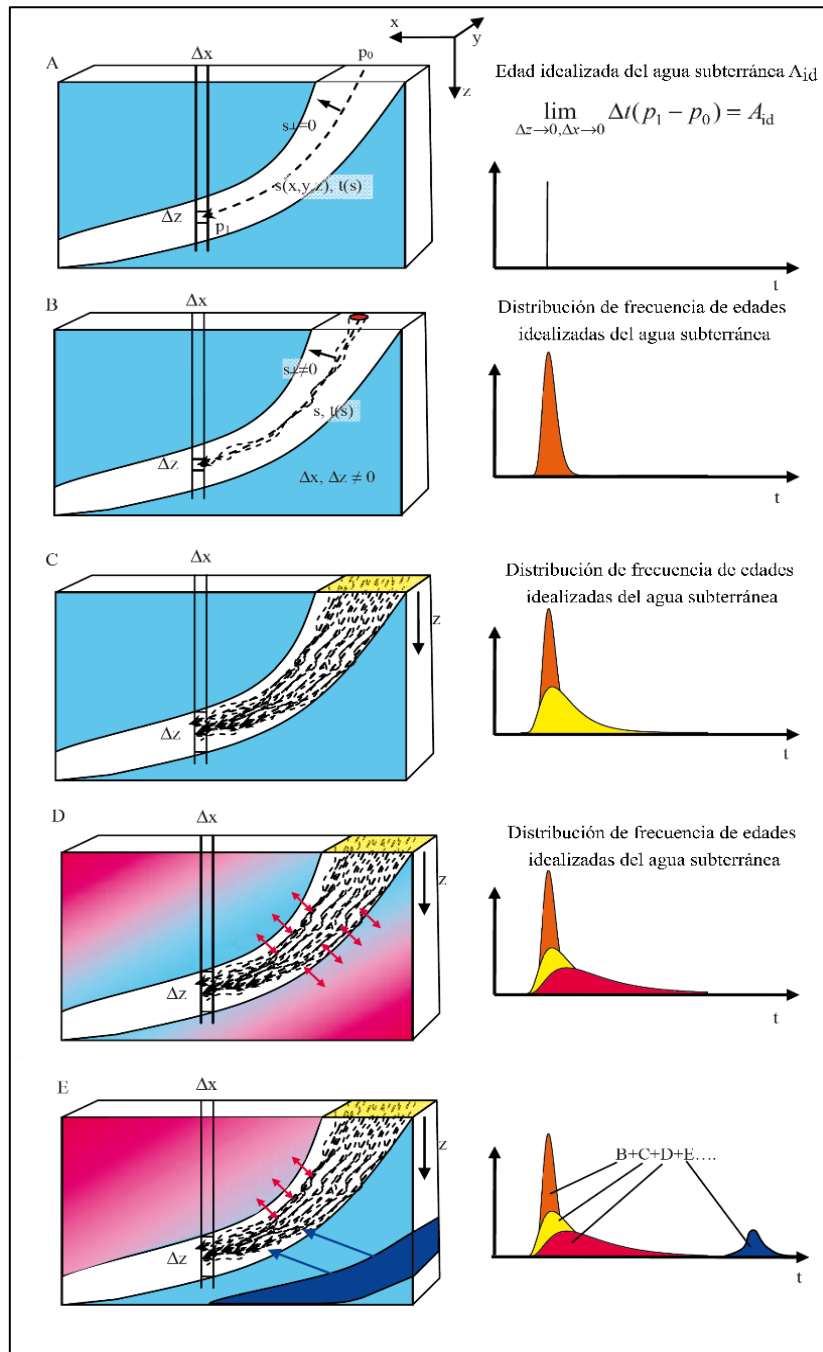


Figura 3.2. Visualización de los distintos procesos y niveles de complejidad asociados a la datación de una muestra de agua subterránea extraída de un pozo. Figura tomada y traducida de Torgersen *et al.* (2013). (A) Caso idealizado, donde al no haber procesos de mezclas y dispersión, y un filtro pequeño, la muestra de agua subterránea corresponde a una edad única (modelo flujo-pistón). (B) Incluso para sistemas unidimensionales simples y pozos con filtros pequeños, la muestra estará representada por una colección de moléculas que individualmente han experimentado múltiples trayectorias de transporte, alterando cualquier “edad idealizada del agua subterránea” hacia una distribución de frecuencia. (C) Para sistemas más realistas, el impacto neto de la dispersión transversal es crear mezclas que afectan la desviación estándar alrededor de la media, aumentando la amplitud de la distribución del agua subterránea con una cola hacia edades más altas. (D) El agua de acuitardos puede mezclarse con el agua del acuífero. Dado que el agua del acuitardo se caracteriza por tener una edad considerablemente mayor, inducirá una cola larga asimétrica en el lado antiguo de la distribución de frecuencia de edades del agua subterránea de la muestra. (E) El proceso de mezcla convergente de diferentes flujos de agua subterránea crea una mezcla de aguas que se caracteriza por una distribución de edades bimodal.

3.1.1. Clasificaciones temporales del agua subterránea

Aunque los términos “agua joven” y “agua vieja” son comúnmente empleados en la literatura hidrogeológica, no existe un consenso establecido sobre la antigüedad precisa que define cada categoría. Diversos estudios han propuesto límites que sitúan las aguas jóvenes en diferentes intervalos temporales, variando en un rango desde los 1000 años (Newman *et al.*, 2010; Torgersen *et al.*, 2013), los 100 años (Gleeson *et al.*, 2016), y entre 50 o 60 años (Cook y Solomon, 1997; Kazemi *et al.*, 2006; Plummer y Busenberg, 2006; Corcho Alvarado *et al.*, 2007). De todos modos, es imperativo señalar que el criterio principal para la diferenciación y clasificación de las aguas subterráneas en distintos grupos de edades radica en el rango temporal abarcado por los diferentes métodos de datación disponibles.

Plummer y Busenberg (2006) definen el agua joven como aquella fracción de una muestra de agua que presenta actividades de ^{14}C mayores a 100 pMC (porcentaje de carbono moderno) y concentraciones detectables de ^3H , CFCs y otras sustancias mayormente antropogénicas como el ^{36}Cl , ^{85}Kr , SF_6 , pesticidas y compuestos orgánicos volátiles (COVs). Estas sustancias experimentaron un notable aumento en sus concentraciones atmosféricas durante la segunda mitad del siglo XX, especialmente el ^3H debido a las explosiones termonucleares que generaron un máximo en su contenido en las precipitaciones a finales de la década de 1950 y principios de la década de 1960. Por consiguiente, como se mencionó, muchos expertos han adoptado un rango de antigüedad de alrededor de 50 o 60 años para definir el agua joven, considerando la manifestación de este “pico de bomba”. No obstante, es crucial tener en cuenta que, con el paso del tiempo, los efectos de la desintegración radiactiva, la dispersión y la mezcla atenúan la señal de dicho máximo histórico. Al momento de la toma de muestras de esta tesis (marzo de 2022), han transcurrido aproximadamente 57 años desde el pico de bomba en el hemisferio sur (en 1965), y aunque su expresión se ha reducido considerablemente, sigue siendo detectable alrededor de 2 UT (Basaldúa *et al.*, 2022). Por lo tanto, en este trabajo se ha optado por delimitar la edad de las aguas jóvenes en los 60 años (agua infiltrada a comienzos de la década de 1960).

El uso de este rango de tiempo es conveniente por varias razones. El agua subterránea joven suele encontrarse a profundidades de entre 0 y 50 m en sedimentos no consolidados. Estos sistemas poco profundos son una fuente común de agua potable y contribuyen significativamente al caudal base de ríos y lagos (Jankovec *et al.*, 2017). Los tiempos de tránsito cortos sugieren que las aguas son más susceptibles a la influencia humana, quedando expuestas a la contaminación superficial, prácticas agropecuarias inadecuadas y el impacto del cambio

climático, lo que limita su utilidad como recurso hídrico para el consumo humano o industrial (Bethke y Johnson, 2008; Kralik, 2015; Gleeson *et al.*, 2016). Por otro lado, un acuífero compuesto mayormente por aguas jóvenes generalmente se vincula con una mayor tasa de renovación y un menor riesgo de sobreexplotación.

Otros términos que se pueden hallar en la bibliografía para describir a aguas jóvenes posteriores a la primera mitad del siglo XX son los de “agua de post-bomba” (Corcho Alvarado *et al.*, 2007), “agua moderna” (Clark y Fritz, 1997; Gleeson *et al.*, 2016) e incluso “agua del Antropoceno” (Jurgens *et al.*, 2022 según el sentido de Zalasiewicz *et al.*, 2017).

Siguiendo la clasificación de Kazemi *et al.* (2006), las “aguas viejas” son aquellas libres de trazadores de aguas jóvenes y que se encuentran dentro del rango de datación del ^{14}C , es decir, hasta aproximadamente 45 mil años (Plummer y Glynn, 2013). Sin embargo, para aguas con más de 30 mil años, el contenido de ^{14}C es tan bajo que la contaminación durante la recolección y el análisis de las muestras, junto con otros factores, como las variaciones graduales en el contenido de ^{14}C y las suposiciones sobre los parámetros iniciales, pueden generar grandes incertidumbres (Aggarwal *et al.*, 2013; Han y Wassenaar, 2020). Por esta razón, muchos autores establecen el límite práctico de datación con ^{14}C en 30 mil años (e.g., Matsumoto *et al.*, 2020). Algunas características de estas aguas incluyen concentraciones de ^3H , ^{85}Kr , SF_6 y CFCs por debajo del límite de detección, actividad de ^{14}C del carbono inorgánico disuelto inferior a 100 pMC, y concentración de He disuelto en exceso al equilibrio aire/agua (Plummer y Busenberg, 2006). Estas aguas están ampliamente distribuidas en el mundo y son muy importantes en zonas áridas y semi-áridas, donde constituyen un recurso vital. La datación de aguas subterráneas viejas requiere una menor precisión y exactitud que la necesaria para datar aguas jóvenes. Por ejemplo, generalmente no implica una gran diferencia en términos de gestión de recursos hídricos si las edades medidas con ^{14}C son de 10.000 o 12.000 años. Para la datación de aguas jóvenes, en cambio, se necesita una resolución decenal, anual o mejor para evaluar los impactos de procesos (o cambios en procesos) que ocurren en escalas de tiempo relativamente rápidas (Newman *et al.*, 2010). Idealmente, el reconocimiento de mezclas de agua joven y vieja se basaría en un enfoque multi-trazador ya que el rango de edades abarcado por las distintas técnicas es muy amplio (Figura 3.5).

Las “aguas muy viejas” son aquellas que llevan varias decenas de miles a millones de años en el sistema subterráneo y pueden ser datadas con técnicas que cubran el rango de entre 50.000 o 100.000 años a poco más de 10 millones de años (Kazemi *et al.*, 2006). Estas aguas no contienen ^3H y ^{14}C por lo que se requiere análisis de isótopos con periodos de

semidesintegración más largos, como ^{81}Kr y ^{36}Cl , o isótopos radiogénicos con tasas de acumulación prolongadas, como ^{40}Ar y ^4He .

Otros términos que se pueden hallar en la literatura y que se solapan con los anteriores son los de “agua fósil” o “paleoaguas” y “agua muerta”. Agua subterránea “fósil” o “paleoaguas” son términos que se utilizan como sinónimos para describir el agua subterránea que se recargó a través de la precipitación hace más de 12 mil años, antes del Holoceno (Jasechko *et al.*, 2017; De Jong *et al.*, 2020). Por otro lado, el término “agua muerta” se refiere a cuerpos de agua subterránea estancada que se encuentran en capas aisladas dentro de acuíferos regionales profundos, que no tienen una conexión hidráulica completa con el agua subterránea circundante y, por ende, se hallan aisladas del ciclo hidrológico moderno (Mazor y Nativ, 1992).

Por último, es pertinente mencionar que es común encontrar en la bibliografía referencias a un año de infiltración aproximado que separa las aguas jóvenes de las aguas viejas. Plummer y Busenberg (2006), por ejemplo, establecen este límite en la década de 1940, con el objetivo de diferenciar aguas con trazas detectables de tritio (^3H) y clorofluorocarbonos (CFCs) de aquellas que no las contienen. Sin embargo, este criterio no es absoluto, ya que el paso del tiempo modifica la aplicabilidad de estas clasificaciones. La diferencia temporal entre la década de 1940 y los 2000, cuando Plummer y Busenberg publicaron su estudio, era de aproximadamente 60 años, mientras que en la actualidad supera los 80 años. Este desplazamiento temporal implica que el ^3H infiltrado en la década de 1950 puede haber decaído hasta niveles indetectables, lo que afecta la clasificación de las aguas jóvenes. Este efecto es particularmente relevante en regiones como la de este estudio, ubicadas en el hemisferio sur, donde las concentraciones máximas de ^3H fueron entre uno y dos órdenes de magnitud menores que en el hemisferio norte (IAEA, 1992).

3.1.2. Edad hidráulica

El término “edad hidráulica” se refiere a cualquier valor de tiempo de tránsito del agua estimado mediante la aplicación de la física del transporte de masa de fluidos en un sistema de aguas subterráneas (IAEA, 2013). Según la ley de Darcy se sabe que, dada la permeabilidad de un medio poroso y el gradiente hidráulico a través de él, se puede calcular el caudal específico, también conocido como velocidad de Darcy. Asimismo, si también se posee información sobre la porosidad eficaz, se puede cuantificar la velocidad intersticial promedio del agua. Por extrapolación, si se conocen la distribución de la permeabilidad dentro de un acuífero y la

variación de sus gradientes hidráulicos, se pueden calcular las distribuciones de velocidad y el tiempo de viaje desde el nivel freático hasta cualquier punto dentro del sistema (Varni y Carrera, 1998). Este tipo de ecuaciones no dependen de ningún trazador específico y, por lo tanto, no requieren de una función de entrada.

Para resolver ecuaciones que describen el flujo en una cuenca de aguas subterráneas, se deben realizar suposiciones y simplificaciones con respecto a su estructura, heterogeneidad y su evolución como un sistema de flujo en estado estacionario o no estacionario sujeto a levantamientos y erosión (Torgersen *et al.*, 2013). En muchos casos, los cálculos de la edad hidráulica incluyen únicamente el transporte advectivo. En modelos más completos, pueden incluirse procesos adicionales y, en ambos casos, se puede calcular la distribución espacial de las edades hidráulicas. Maloszewski y Zuber (1982) han proporcionado formulaciones matemáticas que permiten calcular distintas distribuciones de frecuencia de edad en sistemas de aguas subterráneas, mientras que Maloszewski *et al.* (1983) muestran ejemplos de su aplicación. Goode (1996) fue pionero en derivar un modelo numérico flexible que permite describir la distribución espacial de edades medias en sistemas complejos de aguas subterráneas, por ejemplo, ilustrando el papel de la dispersión en un sistema estratificado. Varni y Carrera (1998) presentaron ecuaciones que predicen tanto la edad media del agua en un punto del acuífero como la variabilidad de la edad alrededor de esa media.

Si bien los modelos numéricos de aguas subterráneas se han consolidado como herramientas fundamentales y son cada vez más relevantes para la gestión y la predicción de la calidad y cantidad del recurso, enfrentan importantes desafíos al estimar la permeabilidad del subsuelo debido a la complejidad inherente de los sistemas hidrogeológicos. La conductividad hidráulica en un acuífero puede presentar una enorme variabilidad en sus valores, de forma tal que incluso para un mismo tipo de roca o sedimento puede variar múltiples órdenes de magnitud (Custodio y Llamas, 1983). Esto dificulta la representación precisa en modelos, generando incertidumbre en los cálculos de velocidad y tiempos de tránsito del agua subterránea. Esta limitación ha generado dudas sobre la precisión de estas representaciones numéricas y se ha sugerido mejorar su funcionamiento incorporando datos adicionales, como mediciones de trazadores ambientales, para imponer restricciones y fortalecer sus predicciones (Newman *et al.*, 2010).

3.2. Datación del agua subterránea con trazadores ambientales

El análisis de tasas de flujo y tiempos de tránsito de aguas subterráneas en sistemas heterogéneos presenta desafíos cuando se utilizan métodos hidráulicos tradicionales debido a la alta variabilidad espacial de los parámetros asociados, tales como la permeabilidad. Como alternativa o complemento a estos métodos existen técnicas basadas en el uso de 'trazadores ambientales', cuyo seguimiento puede proporcionar información valiosa sobre el sistema subterráneo de manera relativamente económica (Newman *et al.*, 2010; Suckow, 2014). Un trazador es una sustancia presente en concentraciones traza, sin afectar el sistema, cuyo comportamiento permite obtener información sobre el sistema o alguna de sus partes. Para cumplir esta función, el trazador debe poseer al menos una característica distintiva respecto al material que se estudia (i.e., el agua del acuífero). La aplicación de trazadores ha demostrado su utilidad durante las últimas décadas, con beneficios que superan con creces cualquier complicación inherente al método (Newman *et al.*, 2010; Suckow, 2014). La descripción general, la aplicabilidad y el significado de los trazadores disponibles para la datación de aguas subterráneas han sido ampliamente abordados por diversos autores (e.g., Clark y Fritz, 1997; Cook y Solomon, 1997; Cook y Herczeg, 2000; Lu *et al.*, 2014; Cartwright *et al.*, 2017).

Para que un trazador de la edad del agua subterránea sea considerado como “ideal”, debe replicar exactamente el transporte y la mezcla del agua (i.e., de las moléculas de H₂O) con la que fluye. Para lograr esto, un trazador ideal: (i) no debería estar sujeto a reacciones químicas que afecten su concentración y (ii) debería experimentar una dispersión idéntica a la de las moléculas de agua. Estas condiciones deberían hacer que el trazador tenga una distribución de edades que coincida con la de las moléculas de agua (Torgersen *et al.*, 2013). El término “trazador ambiental” hace referencia a los trazadores que son incorporados al sistema de aguas subterráneas por procesos naturales, como las precipitaciones o el intercambio gaseoso. Sin embargo, su producción e ingreso previo a la atmósfera puede ser tanto por fenómenos naturales como resultado de la actividad del ser humano (Maloszewski y Zuber, 2002).

El uso de trazadores ofrece ventajas sobre los métodos convencionales al brindar información sobre sistemas hidrológicos con un proceso de muestreo, análisis e interpretación de datos relativamente menos complejo (Leibundgut *et al.*, 2009). Datos recolectados en unos pocos sitios cuidadosamente seleccionados pueden ser suficientes para desarrollar y verificar modelos conceptuales de flujo y transporte de aguas subterráneas (Corcho Alvarado *et al.*, 2007; Osenbrück *et al.*, 2006; Visser *et al.*, 2013). Además, los trazadores representan una de las mejores herramientas para entender el comportamiento de sistemas complejos y

heterogéneos de aguas subterráneas con una considerable variación espacial en sus parámetros. Esto se debe a que la edad obtenida en un punto determinado del sistema representará una integración de los tiempos de tránsito de toda el agua subterránea proveniente de aguas arriba, por lo que la misma potencialmente condensa más información que una propiedad física como la porosidad o la permeabilidad en una muestra puntual (Solomon y Gilmore, 2024). Incluso en un nivel semicuantitativo, la presencia o ausencia de trazadores ambientales como el ^3H , los CFCs y el SF_6 puede ofrecer información crucial sobre la dinámica del flujo y los aspectos temporales del agua subterránea, permitiendo, por ejemplo, distinguir rápidamente entre agua subterránea vieja y joven (Newman *et al.*, 2010).

El tiempo es un factor fundamental en la renovabilidad del agua subterránea y desempeña un papel crucial en la evaluación de su sostenibilidad. Por ello, la determinación de la edad del agua subterránea se ha convertido en uno de los métodos más utilizados para analizar la dinámica de recarga y la gestión del recurso. La información de tiempos de tránsito proporcionada por trazadores ambientales tiene una amplia gama de aplicaciones (IAEA, 2006; Leibundgut *et al.*, 2009; Newman *et al.*, 2010; Suckow, 2014; Cook, 2020), que incluyen:

- Cuantificación de tasas de recarga.
- Evaluación de vulnerabilidad a la contaminación.
- Investigación de la mezcla de aguas subterráneas.
- Determinación de velocidades de flujo.
- Estudio de la interacción entre aguas subterráneas y superficiales.
- Calibración de modelos de aguas subterráneas.
- Determinación de la dispersión.
- Análisis de la evolución geoquímica.
- Reconstrucción de condiciones paleoclimáticas.
- Seguimiento de la historia y fuentes de contaminación.
- Investigación del flujo a través de fracturas.

Una de las principales aplicaciones de los trazadores de edad es mejorar los modelos matemáticos. Al proporcionar datos independientes de la información hidráulica convencional, los trazadores pueden imponer restricciones adicionales a los modelos numéricos, lo que ayuda a reducir las incertidumbres asociadas con los parámetros utilizados en la simulación, ofreciendo así una perspectiva más sólida y eficiente. Sin embargo, se debe decir que es generalmente preferible calibrar estos modelos directamente con las concentraciones de los trazadores en vez de las edades, ya que estas últimas no son mediciones sino derivaciones de las primeras con las incertidumbres, errores y soluciones no únicas que esto conlleva (Newman *et al.*, 2010; Suckow, 2014).

3.2.1. Principios de datación con trazadores

La técnica de determinación de tiempos de tránsito con trazadores se basa en la premisa de que la concentración del trazador en una muestra de agua subterránea retiene una señal distintiva del tiempo transcurrido desde que entró a la zona saturada. Esto es posible gracias a que el acuífero actúa como un sistema cerrado respecto a la atmósfera, conservando la concentración inicial del trazador o un indicio de la misma una vez que éste entra al sistema. La curva temporal que describe la concentración inicial del trazador en la zona de recarga del área de estudio, donde el tiempo de tránsito es igual a cero, se conoce como la “función de entrada” del trazador. Conocer esta función de entrada en el área de estudio es un requisito fundamental para aplicar la técnica.

Para que un trazador pueda ser utilizado para obtener edades del agua es fundamental que el mismo cumpla al menos una de las siguientes dos condiciones: (i) tener una función de entrada variable con el tiempo y/o (ii) que la disminución o aumento subsiguiente del trazador dentro del acuífero se produzca a una tasa conocida y predecible (e.g., tiempo de semidesintegración de un trazador radiactivo). En otras palabras, una sustancia con un ingreso constante al sistema hidrogeológico y cuya concentración interna en el mismo no varíe con el tiempo no podrá ser utilizada como trazador de edad.

Siguiendo estos principios, se pueden distinguir de manera general tres modalidades en las que operan los trazadores de edad (Bethke y Johnson, 2008; Solomon y Gilmore, 2024) y que se explican a continuación. Las edades obtenidas de esta manera no implican una distribución ni una mezcla de edades dentro del volumen de agua analizado, y tampoco

necesariamente representan la edad media de dicha mezcla. Por este motivo, es más apropiado utilizar los términos "edad aparente", "edad flujo-pistón" o "edad del trazador" para las mismas

3.2.1.1. Métodos basados en el decaimiento radiactivo asintótico (e.g., ^3H - ^3He , ^{14}C , ^{36}Cl , ^{81}Kr , ^{39}Ar)

Este método se basa en el uso de radioisótopos con una concentración inicial constante la cual decae con el tiempo a una tasa conocida una vez que ingresan al acuífero. Esta tasa de desintegración radiactiva es completamente independiente de cualquier parámetro ambiental y solo depende del tiempo de semidesintegración del átomo (Clark y Fritz, 1997). Se pueden emplear tanto las concentraciones del par padre-hija (e.g., ^3H - ^3He), como únicamente la del isótopo padre. Sin embargo, en este último caso, es necesario que la concentración inicial del isótopo padre en el sistema sea constante con el tiempo y conocida (e.g., ^{81}Kr y ^{39}Ar). Por ejemplo, el ^3H , especialmente durante el siglo XX, no entraría en esta categoría, dado que su concentración atmosférica puede variar en varias órdenes de magnitud dependiendo del tiempo y la ubicación (Solomon y Gilmore, 2024)

La edad de una muestra está dada por la Ecuación 3.1 para un sistema cerrado. Para calcularla solo se necesita conocer la concentración inicial del radioisótopo en la recarga C_0 (constante), su concentración medida en la muestra $C(t)$ y su constante de desintegración radiactiva λ (proporcional a la inversa de la vida media, en unidades de tiempo⁻¹):

$$A = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{C_0}{C(t)} \right) \quad (\text{Ecuación 3.1})$$

Cuando se utiliza el par $^3\text{H}/^3\text{He}$, la concentración inicial del radioisótopo padre en la muestra puede ser reemplazada por la suma de las concentraciones medidas del par padre-hija ($^3\text{H}(t) + ^3\text{He}_{\text{trit}}(t)$, donde $^3\text{He}_{\text{trit}}(t)$ es la concentración de ^3He de origen tritogénico en la muestra). Siendo λ para ^3H igual a $0.05626 \text{ años}^{-1}$, la Ecuación 3.1 se puede reescribir como:

$$A = 17,77 (\text{años}) \ln \left(1 + \frac{^3\text{He}_{\text{trit}}(t)}{^3\text{H}(t)} \right) \quad (\text{Ecuación 3.2})$$

Como se explica en el [Capítulo 3.2.2.2](#), debido a que la concentración de un radioisótopo disminuye de forma exponencial con el tiempo, las edades calculadas en muestras que contienen mezclas de aguas de distintas edades suelen ser menores que la edad promedio real del conjunto. Esto ocurre porque el método tiende a dar mayor peso a las fracciones más jóvenes de la mezcla, donde la concentración del trazador es relativamente más alta (Bethke y Johnson, 2008).

3.2.1.2. Métodos de correspondencia histórica (e.g., CFCs, SF₆, ³H, ⁸⁵Kr)

El principio de este método es simple: correlacionar la concentración medida del trazador con el o los momentos del pasado en los que la concentración en la recarga fue igual (Figura 3.3). Para que esto sea posible, es fundamental que la función de entrada del trazador haya variado con el tiempo. Además, en el caso de isótopos radiactivos como el ³H y el ⁸⁵Kr, es necesario corregir las concentraciones iniciales por desintegración radiactiva hasta la fecha de muestreo t (curva roja discontinua en Figura 3.3).

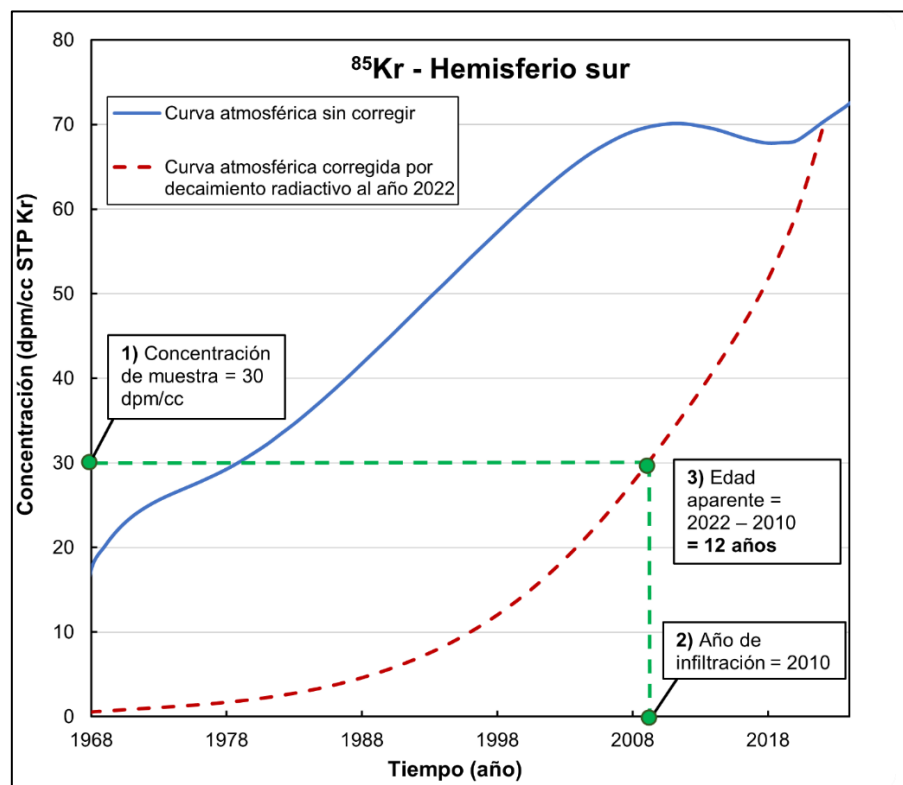


Figura 3.3. Ejemplo de estimación de la edad aparente de una muestra de agua subterránea mediante la medición de su concentración de ⁸⁵Kr. En este caso, se mide un valor de 30 dpm/cm³ en una muestra tomada en 2022. A partir de ese dato, se identifica el año en el que la atmósfera tuvo esa concentración (utilizando la curva histórica de ⁸⁵Kr corregida por decaimiento radiactivo hasta el año de muestreo). La diferencia entre el año de muestreo y el año de infiltración proporciona la edad aparente del agua (2022 - 2010 = 12 años).

Este enfoque se basa en el uso de trazadores que eran escasos o inexistentes antes de la era industrial y que fueron liberados a la atmósfera en los últimos 60 años, siendo empleados principalmente para datar agua subterránea recargada recientemente. Cada trazador tiene una historia particular de introducción atmosférica: algunos se incorporaron en forma de pulsos, como el caso del “pico de bomba” del ^3H , mientras que otros muestran un aumento gradual y sostenido, como el ^{85}Kr y el SF_6 (Bethke y Johnson, 2008).

Cuando la función de entrada de un trazador presenta un máximo o forma de “campana”, asignar una edad única a una muestra puede resultar complejo. Una misma concentración medida para un único trazador puede corresponder a dos momentos distintos: uno en la fase ascendente y otro en la descendente de la curva (o incluso más, si la función de entrada tiene múltiples picos), como se ilustra en la Figura 3.4.

En ausencia de mezclas o distribuciones amplias de edades en una misma muestra (situación más compleja que se abordará más adelante), esta ambigüedad puede resolverse midiendo dos o más trazadores en la misma muestra. Por ejemplo, una muestra de agua subterránea recolectada en 2020 en la región de Cuyo con una concentración de 3,5 unidades de tritio (UT) podría corresponder a agua infiltrada en 1970 o en 2007 (función de entrada tomada de Basaldúa *et al.*, 2022). Sin embargo, si para la misma muestra se determina la concentración de CFC-12 y se obtiene un valor cercano a 538 pptv (función de entrada tomada de Dutton *et al.*, 2024b), correspondiente a las concentraciones atmosféricas entre 2000 y 2007, se puede deducir que la recarga ocurrió en 2007. En este caso, la muestra tendría una edad aparente de 13 años, descartando las demás posibilidades.

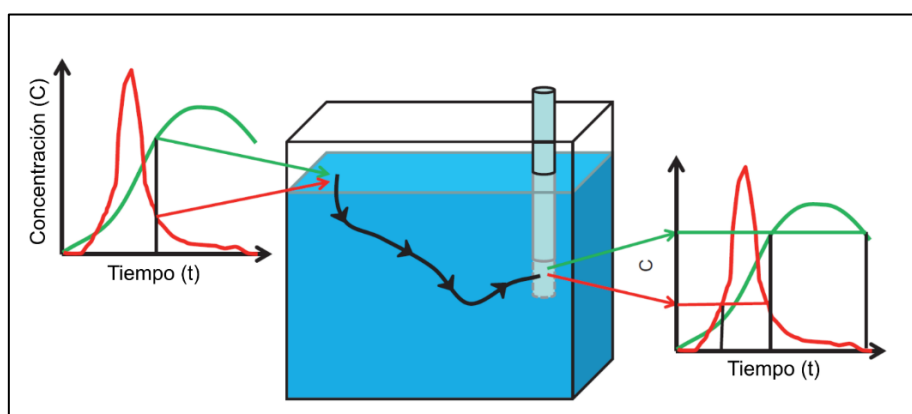


Figura 3.4. Las curvas verde y roja representan las funciones de entrada de dos trazadores distintos. Debido a que la concentración medida en el pozo para un trazador permite deducir dos momentos en el tiempo, se necesitará de la combinación de ambos trazadores para derivar un valor único en el eje del tiempo (línea negra central que coincide con las concentraciones roja y verde en el eje del tiempo). Imagen tomada de Suckow (2014).

3.2.1.3. Métodos basados en acumulación lineal (e.g., ^4He y ^{40}Ar)

Esta técnica utiliza isótopos estables que se generan de forma natural en el subsuelo y se acumulan en el agua subterránea a una tasa conocida y prácticamente lineal. Por lo general, estos trazadores son productos del decaimiento radiactivo de elementos presentes en los sedimentos, con tiempos de semidesintegración largos, lo que los hace adecuados para datar aguas subterráneas viejas o muy viejas. Debido a la lentitud de la desintegración, tanto la abundancia del radioisótopo en el sistema como la tasa de producción del isótopo hija pueden considerarse constantes. Esto hace que la acumulación de estos trazadores con el tiempo sea esencialmente lineal (Bethke y Johnson, 2008), lo cual representa una ventaja frente a otros métodos, ya que las edades flujo-pistón obtenidas con estos trazadores coincidirán con la verdadera edad promedio del agua, independientemente de la distribución de tiempos de tránsito en la muestra (ver [Capítulo 3.2.2.2](#) para más información sobre este efecto). El ejemplo más representativo de este tipo de trazadores es el ^4He , generado por desintegración alfa a partir de uranio y torio en los sedimentos (Torgersen, 1980), y que, al ser un gas noble, se transporta sin obstáculos junto con el flujo de agua subterránea (Kipfer *et al.*, 2002).

3.2.2. Limitaciones y problemas en el uso de trazadores

3.2.2.1. Diferencias entre la edad del trazador y la edad del agua

Al trabajar con trazadores de edad, es fundamental entender que la “edad del agua” es una propiedad intrínseca de cada molécula de agua. En cambio, los trazadores, excepto los isótopos del agua (^{18}O , ^2H , ^3H), son sustancias que se transportan junto con el flujo subterráneo como solutos y cuya concentración puede verse afectada por procesos como la interacción agua-roca, el intercambio con la fase gaseosa y diversas reacciones biogeoquímicas (Bethke y Johnson, 2008; Suckow, 2014). Aunque en la mayoría de los casos las diferencias generadas son pequeñas, es importante recordar que la edad obtenida con trazadores representa, estrictamente, la edad del trazador, y no necesariamente la edad real del agua. En otras palabras, ambas edades coincidirán solo si el trazador se comporta exactamente como las moléculas de agua.

Una excepción a esta regla es el ^3H , ya que al formar parte de la misma molécula de agua es el trazador que mejor representa la edad real de la misma. Sin embargo, incluso este radioisótopo puede, en ciertos casos poco frecuentes, presentar retardo en su transporte

(Mook, 2000; Zuo *et al.*, 2011) o generarse de forma natural en el subsuelo por reacciones nucleares en las rocas (Andrews y Kay, 1982; Florkowski, 1991).

A continuación, se presenta una síntesis de los principales procesos y fenómenos que pueden afectar la estimación de la edad del agua mediante trazadores, generando discrepancias respecto a la edad real. Por ello, es fundamental tenerlos en cuenta al aplicar este método.

- Degradación del trazador dentro del sistema (e.g., degradación microbiana de CFC-11 bajo condiciones anaeróbicas).
- Pérdida de trazadores gaseosos por desgasificación antes o durante el muestreo (e.g., generación de burbujas por descompresión al bombear agua desde grandes profundidades).
- Fuentes subterráneas del trazador (e.g., producción *in situ* de ^{39}Ar y ^3H).
- Concentraciones de trazadores gaseosos superiores al equilibrio con la atmósfera debido a la disolución natural de burbujas de aire atrapadas por debajo del nivel freático, fenómeno conocido como “exceso de aire”.
- Fuentes de contaminación atmosférica cercanas (e.g., planta nuclear que libera ^3H a la atmósfera).
- Retardo del trazador con respecto a las moléculas de agua, o transporte neto en una dirección diferente debido a gradientes de concentración o procesos de difusión (e.g., sorción de CFC-113 en materia orgánica).
- Diferencias en los tiempos de tránsito entre diferentes trazadores y las moléculas de agua en la zona no saturada (e.g., los trazadores gaseosos se mueven más rápido por difusión hacia el nivel freático que las moléculas de agua). Este fenómeno se abordará con mayor detalle en el siguiente subcapítulo ya que es una de las principales causas de las diferencias de edades obtenidas entre trazadores gaseosos y el ^3H .

3.2.2.1.1. Efectos del tránsito en la ZNS

Diferencias entre los tiempos de tránsito de los trazadores y los del agua puede surgir en sistemas con extensos espesores de su zona no saturada (ZNS). Dado que las funciones de entrada de los trazadores corresponden a concentraciones atmosféricas o en precipitación

medidas en la superficie, todos los trazadores reflejarán, en mayor o menor medida, el tiempo de tránsito a través de la ZNS (Corcho Alvarado *et al.*, 2007).

Trazadores gaseosos, como los CFCs o el SF₆ pueden desplazarse de forma relativamente rápida hacia el nivel freático, ya que su transporte está principalmente controlado por difusión en los poros del suelo no saturado (Cook y Solomon, 1995). Si la ZNS es de gran espesor, habrá un desfase temporal entre los cambios en la concentración atmosférica y los cambios en la concentración de gas del suelo. Esto no es un problema para trazadores como el ³⁹Ar y el ⁸¹Kr porque la concentración de estos isótopos está en estado estacionario en la atmósfera, y sus vidas medias radiactivas son largas en relación con el tiempo de intercambio entre la ZNS y la atmósfera. Sin embargo, puede ser un problema para trazadores como el ⁸⁵Kr, los CFCs o el SF₆, que han estado aumentando rápidamente en la atmósfera durante las últimas décadas. Cook y Solomon (1995) han calculado que el desfase temporal del ⁸⁵Kr causado por el transporte a través de la ZNS es de menos de 1 año a 10 m y de unos 7 años a 40 m de profundidad en la ZNS.

En el caso del ³H, este se transporta por advección a través de ZNS como parte de las moléculas del agua, más lentamente que los gases, y mientras lo hace se desintegra radiactivamente generando helio tritogénico gaseoso (³He_{trit}). El ³He_{trit} producido en esta zona se perderá hacia la atmósfera y, por lo tanto, no formará parte de la muestra final (Jurgens *et al.*, 2012). También la relación ³H/³He_{trit} medida en una muestra de agua subterránea estará afectada por el paso en la ZNS cuando esa muestra corresponde a una mezcla de aguas de distintas edades, pero en este caso de forma no tan directa. No es el paso en sí mismo por la ZNS lo que modifica esta relación, sino el cambio que genera en las proporciones iniciales de ³H en la precipitación, resultado de las variaciones históricas en su función de entrada. En otras palabras, si la concentración de ³H en la precipitación hubiese permanecido constante a lo largo del tiempo, la relación ³H/³He_{trit} para una mezcla determinada de edades sería siempre la misma, independientemente del tiempo de tránsito por la ZNS.

Todo esto dará lugar a que, en sistemas con extensas zonas vadosas, generalmente en zonas áridas y semiáridas, haya variaciones en los tiempos de tránsito entre diferentes trazadores y que estos, a su vez, sean mayores que la edad "real" del agua, especialmente en el caso del ³H, si no se tiene en cuenta el tránsito a través de estas zonas como parte integral de la edad del agua.

3.2.2.2. Efectos de la mezcla de aguas con distintas edades y la importancia del uso de múltiples trazadores

Es común que al aplicar distintos trazadores a una misma muestra de pozo o manantial se obtengan edades aparentes (flujo-pistón) significativamente diferentes. La causa principal de estas discrepancias es muchas veces la mezcla de aguas de diferentes edades dentro de la muestra (Newman *et al.*, 2010; McCallum *et al.*, 2013; Suckow *et al.*, 2018). Es decir, la muestra estará representada por una determinada distribución de edades y no por una edad única (modelo flujo-pistón).

Por un lado, esto se debe al hecho de que cada trazador tiene un rango de tiempo determinado para el cual su aplicación es apropiada, lo que significa que cada trazador “ve” solo una parte de la distribución total de edades (Figura 3.5). Estos rangos de aplicación dependen de la historia de la entrada del trazador en la atmósfera, su tiempo de semidesintegración y/o los límites de detección experimental asociados. Por ejemplo, gases de origen antropogénico como los CFCs no son adecuados para datar agua de más de 70 años ya que su contenido atmosférico fue despreciable durante la primera mitad del siglo XX (Busenberg y Plummer, 1992). En el caso de trazadores radiactivos, aquellos con un tiempo de semidesintegración prolongado (e.g., ^{14}C , ^{36}Cl , ^{81}Kr) son adecuados para datar aguas subterráneas viejas, mientras que los radioisótopos con semidesintegraciones cortas (e.g., ^3H , ^{85}Kr) son utilizados para estudiar recarga moderna.

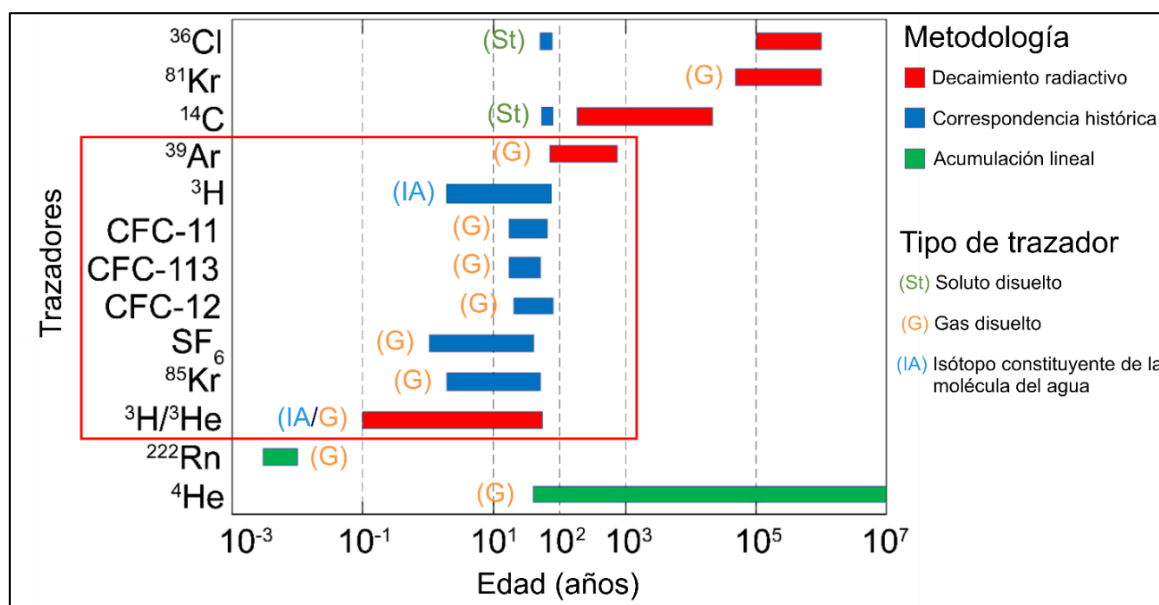


Figura 3.5. Tipos de trazadores de edades del agua subterránea más comúnmente utilizados y sus rangos temporales de aplicación. En recuadro rojo los trazadores usados en este trabajo. Imagen modificada de Cook (2020).

Un ejemplo clásico es la medición simultánea de ^3H y ^{14}C en una misma muestra de agua. Puede ocurrir que se detecten concentraciones de ^3H que reflejan edades de apenas unas décadas y, al mismo tiempo, contenidos de ^{14}C muy por debajo de los niveles modernos (por ejemplo, 50 pMC), que corresponden a edades de miles de años. Esto se debe a que el ^3H presente en la muestra proviene únicamente de la fracción joven de la mezcla (0 a ~60 años), mientras que la fracción más antigua (de ~60 a miles de años) ya no contiene ^3H y gran parte de su ^{14}C ha decaído radiactivamente.

También se debe tener en cuenta que aun en casos donde la mezcla de edades en una muestra sea despreciable y la misma pueda ser representada como una parcela con una edad única, a causa de la forma de pico o campana de las curvas de entrada para algunos trazadores, una misma concentración medida para un único trazador puede corresponder a más de una edad posible, como se ilustró en la Figura 3.4.

Sin embargo, existe un nivel adicional de complejidad: incluso cuando se utilizan trazadores diferentes con rangos de datación que cubren toda la gama de edades presentes en una misma muestra y que exhiben un comportamiento similar tanto en la ZNS como en la saturada, es muy probable que proporcionen edades aparentes que difieren entre sí y de la edad media real de la mezcla. Este fenómeno se debe a que la falta de rectitud en las funciones de entradas de los trazadores hace que las edades aparentes dadas por los mismos no representen proporcionalmente a las fracciones de cada componente del agua en la mezcla (Cook, 2020).

Si la concentración inicial del trazador varía de manera lineal en el tiempo y se asume que es geoquímicamente conservativo dentro de su rango de aplicación, la edad flujo-pistón del trazador coincidirá con la edad promedio real del agua, independientemente de cómo sea la distribución de tiempos de tránsito en la muestra. En la Figura 3.6.a, se ilustra este caso ideal donde, en una muestra compuesta por dos partes de igual volumen de agua vieja y agua más reciente, la edad aparente obtenida a partir de la concentración medida del trazador en la mezcla $T(C_m)$ será igual a la edad media real de la muestra T_M .

Sin embargo, en la mayoría de los casos, la concentración del trazador no sigue una función de entrada lineal (Figura 3.6.b). Bajo estas condiciones, la edad del trazador ya no representa con precisión la edad promedio del agua. Por ende, en ausencia de información independiente sobre la composición y proporciones de las mezclas, la edad aparente del trazador no puede interpretarse de manera inequívoca como una medida media de la distribución de edades del agua subterránea.

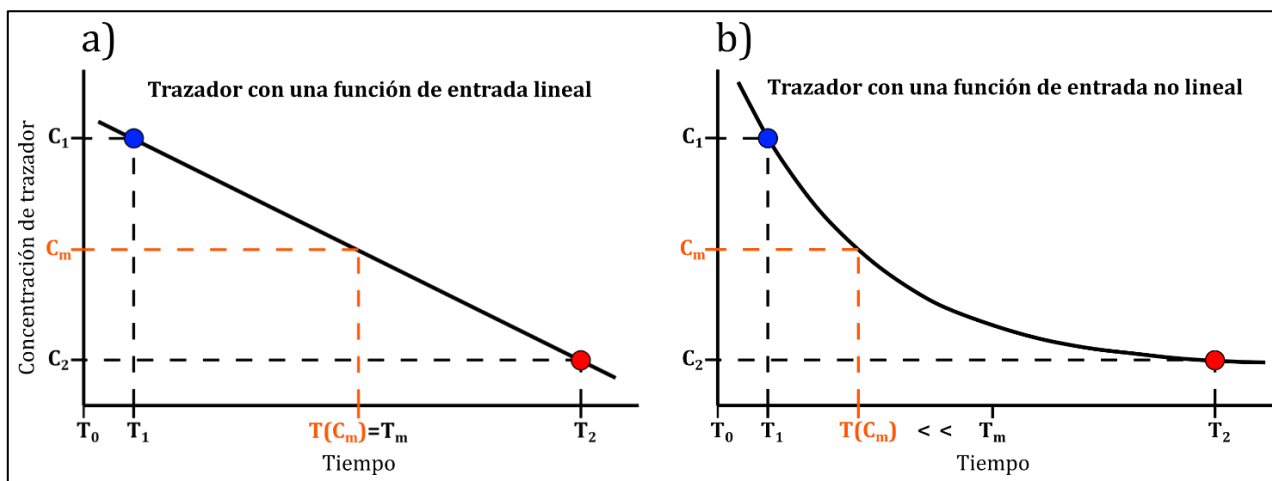


Figura 3.6. Efecto de la geometría de la función de entrada del trazador en la edad aparente obtenida para una misma mezcla idealizada de 50 % agua joven (T_1 , punto azul) y 50 % de agua más vieja (T_2 , punto rojo). a) Una geometría lineal dará una edad aparente igual a la edad media de la muestra. b) Una geometría cóncava dará una edad aparente menor que la edad media de la muestra. Imagen basada en Cook (2020).

Este fenómeno explica por qué las edades flujo-pistón calculadas con CFC-12 suelen ser mayores que las obtenidas con CFC-113 para una misma muestra: la causa principal es la diferencia en las geometrías de sus funciones de entrada. Asimismo, los trazadores con funciones de entrada cóncavas, como aquellos sujetos a decaimiento radioactivo, subestiman sistemáticamente la edad media del agua subterránea, y el grado de subestimación depende del nivel de mezcla y de la constante de decaimiento (Torgersen *et al.*, 2013). En contraste, trazadores como SF_6 y ^4He presentan funciones de entrada más cercanas a una línea recta, reduciendo este efecto.

Además, este mismo efecto se puede observar en las edades aparentes obtenidas con un mismo trazador en muestras de la misma mezcla tomadas en diferentes momentos. Por ejemplo, una mezcla ideal compuesta por un 50 % de agua de 10 años y un 50 % de agua de 40 años (edad media de 25 años) presentaría una concentración de CFC-12 de 325 pptv en 2010 y de 409 pptv en 2020 en el hemisferio sur, lo que se traduce en edades aparentes de aproximadamente 28 y 33 años, respectivamente, a pesar de que la mezcla de edades del agua no haya cambiado.

Todos estos inconvenientes pueden mitigarse mediante la aplicación conjunta de distintos trazadores en un mismo punto de muestreo, ya sea combinándolos en una sola campaña, realizando mediciones repetidas de un mismo trazador a lo largo del tiempo o integrando ambas estrategias (McCallum *et al.*, 2013). Esto permite reducir incertidumbres, obtener conclusiones más robustas y aumenta la confianza en los resultados del estudio

(Newman *et al.*, 2010). Las diferentes edades aparentes obtenidas con los distintos trazadores proporcionan un panorama más claro sobre la presencia de mezclas, la amplitud de las distribuciones de edades y una estimación más precisa de la edad media real del agua, especialmente si se emplean trazadores que cubran rangos de datación complementarios y se cuenta con un modelo conceptual adecuado del acuífero de antemano (Jurgens *et al.*, 2012). Además, esta estrategia resulta útil porque no siempre se conoce de antemano si un trazador individual será efectivo en un sitio determinado (e.g., en caso de contaminación inesperada con CFCs).

Sin embargo, para abordar de manera más efectiva el problema de las mezclas y las distribuciones de edades, no basta con aplicar un conjunto de trazadores; es necesario reemplazar el enfoque basado en edades aparentes por modelos matemáticos que representen de forma más precisa la distribución de edades de la muestra en función de las concentraciones medidas, como los modelos de parámetros agrupados (Maloszewski y Zuber, 1982; [Capítulo 4.4](#)).

3.2.3. Trazadores aplicados en este trabajo

Los trazadores de edad del agua se presentan en muchas formas. Estos pueden ser gases disueltos (e.g., CFCs y ^{85}Kr), solutos disueltos (e.g., ^{36}Cl y ^{14}C), parte de la misma molécula de agua (e.g., ^3H y ^{18}O), algunos son radioactivos (e.g., ^{85}Kr y ^3H) y otros isótopos estables (e.g., ^{18}O y ^3He), además de las posibles combinaciones entre estas categorías. A continuación, se describirán brevemente las características más importantes de los trazadores aplicados en esta tesis doctoral.

3.2.3.1. Clorofluorocarbonos (CFC-11, CFC-12, CFC-113)

Los clorofluorocarbonos (CFCs) corresponden a una gama de gases artificiales que contienen carbono, cloro y flúor. Estos compuestos fueron sintetizados por primera vez a finales de la década de 1920 como alternativas seguras en refrigeración, y desde la década de 1940 se han utilizado ampliamente en una extensa gama de aplicaciones industriales como propelentes, solventes, desengrasantes y agentes espumantes para plásticos, entre otras. Como resultado de su producción generalizada y larga vida en la atmósfera, las concentraciones atmosféricas de CFCs aumentaron de manera constante desde la década de 1940 hasta finales de la década de 1990 (Solomon y Gilmore, 2024). Debido a que los CFCs contribuyen al

deterioro de la capa de ozono, tras la adopción del Protocolo de Montreal en 1987 y su implementación progresiva durante las décadas siguientes, muchas naciones industrializadas acordaron limitar su liberación a la atmósfera. Esto dio lugar a concentraciones máximas entre 1994 y 2001, seguidas de un declive gradual en la atmósfera ([Figura 5.1](#)) (Montzka *et al.*, 1999; Plummer y Busenberg, 2006). A pesar de que la mayor parte de la producción de CFCs se produjo en el hemisferio norte, las diferencias entre el hemisferio norte y el hemisferio sur son mucho menores que el ^3H debido a que sus tiempos medios de permanencia en la atmósfera son mucho más largas que la mezcla interhemisférica, y la producción en declive ha resultado en una diferencia prácticamente insignificante desde aproximadamente el año 2000.

Debido a su constante aumento atmosférico a lo largo de décadas y a su relativa estabilidad tanto en la atmósfera como en el subsuelo, los CFCs han demostrado ser valiosos para la datación de aguas subterráneas jóvenes, infiltradas durante aproximadamente los últimos 70 años (Busenberg y Plummer, 1992; Kralik, 2015). Gracias a su bajo límite de detección y a su relativa insensibilidad a la dispersión hidrodinámica, los CFCs serían más confiables que la datación con $^3\text{H}/^3\text{He}_{\text{trit}}$ y ^{85}Kr para aguas recargadas a finales de la década de 1950 (Qin y Wang, 2001). Además, debido a que los CFCs son mucho más solubles que el SF_6 y los gases nobles ligeros, la corrección por exceso de aire suele ser mínima y a menudo se puede pasar por alto (Solomon y Gilmore, 2024).

De todos modos, su aplicación como trazador de edad no está exenta de problemas. Debido a las concentraciones decrecientes de sus funciones de entrada durante las últimas décadas, estos trazadores son menos sensibles y más ambiguos para la datación de aguas más jóvenes que 30 años, resultando en valores de concentraciones coincidentes para dos años diferentes (Busenberg y Plummer, 1992; Kralik, 2015). Por otro lado, a pesar de que son compuestos sintéticos sin fuentes naturales, se debe tener en cuenta que en áreas urbanas las concentraciones en el aire suelen ser más elevadas debido a fuentes locales (Solomon y Gilmore, 2024). También puede haber contaminación de muestras de agua subterránea por fuentes distintas a la atmósfera, lo que puede resultar en valores que exceden la solubilidad atmosférica y hacen imposible la datación. Estas fuentes de contaminación subterránea suelen ser fugas de vertederos, líneas de alcantarillado, tanques de almacenamiento, emisiones de residuos con espuma de poliuretano y recargas de ríos contaminados con CFCs (IAEA, 2006). Las muestras para análisis de CFCs también pueden contaminarse durante o luego de la recolección, a menudo cuando se utilizan plásticos para el muestreo. Eliminar la posibilidad de

contaminación, utilizando materiales adecuados y abundante lavado, es extremadamente importante (Solomon y Gilmore, 2024).

Una complicación adicional en el uso de CFCs es la degradación microbiana en sistemas de aguas subterráneas bajo condiciones anaeróbicas, siendo el CFC-11 el más susceptible a este proceso (IAEA, 2006). Otro fenómeno con similares efectos es la sorción en materia orgánica. Esta puede provocar una retención significativa, alterando las concentraciones y el transporte de CFCs, especialmente en el caso del CFC-113 (Bauer *et al.*, 2001). En general, el CFC-12 es el menos afectado por estos procesos (Solomon y Gilmore, 2024).

Como regla general, la técnica de datación con CFCs es más adecuada para aguas subterráneas en entornos rurales, con niveles freáticos poco profundos, donde el agua subterránea se halla en condiciones aeróbicas y no está afectada por fuentes locales de contaminantes (IAEA, 2006). En este sentido, las muestras tomadas en el área de estudio de este trabajo pueden considerarse en buenas condiciones para la aplicación de CFCs.

3.2.3.2. Hexafluoruro de azufre (SF_6)

El hexafluoruro de azufre (SF_6) es un gas relativamente inerte de origen principalmente antropogénico, comúnmente utilizado como aislante eléctrico y gas de protección en operaciones de trabajo de metales a alta temperatura. Aunque su proporción en el aire y su solubilidad en agua son considerablemente inferiores a las de los CFCs, la concentración atmosférica de SF_6 ha experimentado un aumento constante y lineal desde aproximadamente 1980 ([Figura 5.1](#)), sin que su tasa de acumulación presente signos de estar desacelerándose en la actualidad (Solomon y Gilmore, 2024). Una ventaja significativa de esto, además que su concentración en muestras de aguas subterráneas jóvenes puede correlacionarse con una edad única (Busenberg y Plummer, 2000; Bethke y Johnson 2008), es que la edad aparente obtenida representará la edad promedio ponderada por el flujo de la mezcla (Solomon y Gilmore, 2024).

La degradación biológica y la sorción del SF_6 en el subsuelo no parecen ser significativas (Wilson y Mackay, 1996), y dado que el SF_6 no se utiliza en productos comunes para el hogar, la contaminación de las aguas subterráneas en regiones urbanas por fuentes antropogénicas probablemente sea menos preocupante en comparación con los CFCs (Busenberg y Plummer, 2000). De todos modos, debe tenerse presente que las concentraciones de SF_6 en el aire urbano sí pueden estar más enriquecidas con respecto al aire de zonas menos industrializadas (Ho y Schlosser, 2000).

Debido a su baja solubilidad, el contenido de SF₆ en agua es muy sensible al exceso de aire, constituyendo esta la limitación principal en su uso como trazador. Si la presencia de exceso de aire no se considera en el cálculo de modelos de edad, la edad aparente obtenida puede ser demasiado joven. Por lo tanto, siempre es recomendable que el uso de SF₆ esté acompañado del análisis de gases nobles disueltos para determinar la cantidad de exceso de aire, así como también la temperatura de recarga (Solomon y Gilmore, 2024).

El SF₆, al igual que el ³H, puede tener fuentes naturales en el subsuelo, lo cual puede limitar su aplicación en algunos entornos hidrogeológicos (Newman *et al.*, 2010). Esta producción *in situ* de SF₆ se puede observar más comúnmente en sistemas con fluorita (especialmente en rocas ígneas que contienen fluorita), así como en rocas volcánicas y entornos hidrotermales (Busenberg y Plummer, 2000; Koh *et al.*, 2007). Debido a la composición mineralógica de los Sedimentos Pampeanos, la posibilidad de la presencia de SF₆ por fuentes naturales es mínima.

3.2.3.3. Tritio (³H)

El tritio (³H o T) es un radioisótopo del hidrógeno con un periodo de semidesintegración de 12,32 años (Lucas y Unterweger, 2000). Se genera naturalmente por radiación cósmica en la alta atmósfera, pero también por diversas actividades nucleares antropogénicas. Una vez en la atmósfera, el ³H elemental pasa rápidamente a su forma oxidada en presencia del oxígeno atmosférico, formando agua tritiada (HTO). Esta es removida rápidamente por la precipitación o mediante intercambio de vapor con los océanos, con un tiempo de residencia menor a un año en la atmósfera (Michel *et al.*, 2018). La concentración de ³H en el agua se expresa típicamente en unidades de tritio (UT), que equivale a 1 átomo de ³H en 10¹⁸ átomos de hidrógeno (Evans, 1966). Al formar parte de la misma molécula de agua, la concentración de ³H en un sistema hidrológico solo se ve afectada por el decaimiento radiactivo y por la mezcla de aguas, con solo pequeñas variaciones debido al fraccionamiento (Bigeleisen, 1962), y ligeros retrasos ocasionados por la exclusión aniónica en arcillas (Mook, 2000). Estas últimas variaciones son mínimas y pueden ser desestimadas en la mayoría de los sistemas hidrológicos (Michel *et al.*, 2018). Aunque existe la posibilidad de una generación natural de ³H por reacciones nucleares en el subsuelo, esta es poco común, generalmente por debajo de 0,2 UT (Lehmann *et al.*, 1993) y normalmente también puede ser ignorada (Macklin y Banta, 1954; Andrews y Kay, 1982). Esto convierte al ³H en un trazador ideal para el estudio de sistemas hidrológicos, la advección y dispersión tendrán esencialmente los mismos efectos sobre el HTO que sobre el H₂O, siendo

así el único trazador directo de edades de aguas subterráneas jóvenes (Clark y Fritz, 1997; Solomon y Cook, 2000). No se debe olvidar, como se explicó en el [Capítulo 3.2.2.1.1](#), que las edades medidas por ^3H estarán reflejando también el tiempo de tránsito en la ZNS, y este efecto debe tenerse en cuenta a la hora de emplear modelos con múltiples trazadores.

Entre las actividades humanas que generan ^3H se destacaron los ensayos de armas termonucleares que durante el período de 1952 a 1963 generaron un aumento en las concentraciones de ^3H en la atmósfera de varias órdenes de magnitud, efecto conocido como “pico de bomba” ([Figura 5.4](#)) (Clark y Fritz, 1997). Este evento ha sido aprovechado históricamente en estudios hidrológicos como un claro marcador temporal, permitiendo una rápida diferenciación entre aguas subterráneas de “pre-bomba” y “post-bomba” (Solomon y Gilmore 2024). Esto es más factible en el hemisferio norte, donde las emisiones de ^3H fueron de 1 a 2 órdenes de magnitud mayores que en el hemisferio sur, debido a que allí tuvieron lugar la mayoría de estas explosiones termonucleares, y a la lenta mezcla entre los aires hemisféricos. La concentración atmosférica global de ^3H ha experimentado una disminución exponencial desde 1963, resultado de tratados de prohibición de ensayos nucleares y procesos de remoción natural. Desde aproximadamente 1975 hasta 1990, la pérdida de ^3H en las precipitaciones del hemisferio sur ocurrió a la misma tasa que el decaimiento radiactivo, lo que lleva a amplios rangos de posibles edades (Basaldúa *et al.*, 2022). A partir de la década de 1990 los niveles de este isótopo en las precipitaciones se han estabilizado cerca de sus valores naturales (Michel *et al.*, 2018).

Uno de los principales problemas del uso de ^3H como trazador radica en la marcada variabilidad geográfica y temporal de sus concentraciones en la precipitación. La ubicación y el momento de las emisiones humanas como instalaciones nucleares y los ya mencionados ensayos de armamento nuclear, constituyen un claro ejemplo de causas de dicha variabilidad. Pero además existen cambios geográficos y estacionales propios de la dinámica natural de la atmósfera. Por un lado, las concentraciones de ^3H en precipitación tienden a aumentar hacia el interior de los continentes debido a factores que incluyen flujos de neutrones cíclicos, aportes estratosféricos, distancia de las fuentes de humedad troposférica (Terzer-Wassmuth *et al.*, 2022) y la ubicación de fuentes nucleares antropogénicas. También las concentraciones aumentan hacia latitudes más altas ya que el flujo de rayos cósmicos depende de la latitud (Solomon y Gilmore, 2024). Finalmente, cabe mencionar que existe un ciclo estacional en las concentraciones de ^3H debido a los patrones de circulación atmosférica, resultando en

precipitaciones de primavera-verano con mayores concentraciones que las de invierno-otoño (Tadros *et al.*, 2014).

Esta variabilidad complica la aplicación de una función de entrada general (e.g., una función única para el hemisferio sur) y genera la necesidad de utilizar funciones de entrada de ^3H propias de la zona de estudio (Michel *et al.* 2018). Sin embargo, es común que no exista un registro completo de las concentraciones históricas de ^3H en precipitaciones locales. La mejor opción en estos casos es la de reconstruir la curva temporal de ^3H utilizando datos de otras regiones similares. Las funciones de entrada para la Región Pampeana utilizada en este estudio y para otras zonas de Sudamérica fueron reconstruidas por Basaldúa *et al.* (2022), utilizando un método de correlación lineal con mediciones de Kaitoke, Nueva Zelanda ([Capítulo 5.2.1](#)). Debido a que a las variaciones intra-anales son probablemente suavizadas por la mezcla de aguas y la dispersión en el acuífero y en la ZNS, es conveniente trabajar con los promedios anuales de ^3H ponderados por la cantidad de lluvia (Solomon y Gilmore, 2024).

Aunque la pérdida del ^3H de bomba debido al decaimiento radiactivo en aguas subterráneas podría restringir el alcance de datación de aguas más viejas, también podría ofrecer una solución al desafío de obtener una función de entrada local en el futuro. Esto se debe a la posibilidad de aplicar modelos globales que caracterizan el contenido de ^3H en las precipitaciones actuales (e.g., Terzer-Wassmuth *et al.*, 2022) y también facilitaría la obtención de edades aparentes únicas (Morgenstern *et al.*, 2010). Según Solomon y Gilmore (2024) es probable que, en las próximas décadas, el ^3H sea utilizado con mayor frecuencia como herramienta de datación precisa, especialmente para aguas superficiales donde el intercambio de gases con la atmósfera representa un problema para otras técnicas.

3.2.3.4. Tritio y helio-3 tritiogénico ($^3\text{H}/^3\text{He}_{\text{trit}}$)

El ^3H decae mediante emisión beta formando helio-3 ($^3\text{He}_{\text{trit}}$), un gas noble altamente ligero y volátil. Una vez que ocurre la recarga y el agua subterránea ya no está en contacto con la fase gaseosa atmosférica (y suponiendo que la tasa de recarga es suficientemente alta, mayor a 3 mm/año según Gilmore *et al.*, 2021), el $^3\text{He}_{\text{trit}}$ comienza a acumularse en el acuífero y la relación $^3\text{H}/^3\text{He}_{\text{trit}}$ comienza a disminuir con el tiempo como se muestra en la Figura 3.7. La medición simultánea de las concentraciones de este par padre e hija en una muestra de agua permite obtener una edad aparente aplicando la ecuación de decaimiento radiactivo (Ecuación 3.2) (Schlosser *et al.*, 1988). Esta ecuación de edad asume que el transporte de trazadores en

agua subterránea puede describirse como flujo-pistón, suponiendo así que tanto el ^3H y el $^3\text{He}_{\text{trit}}$ producido viajan juntos sin mezclarse con otras líneas de flujo de agua subterránea. La edad $^3\text{H}/^3\text{He}_{\text{trit}}$ es entonces independiente de las fracciones de mezcla y define solo la edad de la porción joven.

Este método ha demostrado ser un método robusto para la estimación de edades aparentes de aguas subterráneas recargadas después de mediados del siglo XX, siendo capaz de extender sustancialmente el rango de datación de ^3H (Solomon y Gilmore, 2024). Como la concentración inicial de ^3H en la muestra se calcula como la suma de las concentraciones medidas de ambos trazadores ($^3\text{H}_0 = ^3\text{H}(t) + ^3\text{He}_{\text{trit}}(t)$), se elimina la necesidad de conocer la función de entrada de ^3H en la zona de estudio, lo cual es probablemente el mayor obstáculo a la hora de aplicar dicho trazador. El ^3H inicial y las edades aparentes obtenidos mediante este método suelen plotearse como puntos junto con la función de entrada local de ^3H para evaluar su consistencia (Figura 5.6). Las muestras que se ubican por debajo de la curva de precipitación probablemente correspondan a mezclas de agua joven y vieja. Otra explicación es que el $^3\text{He}_{\text{trit}}$ se perdió a la fase gaseosa durante la infiltración en la ZNS.

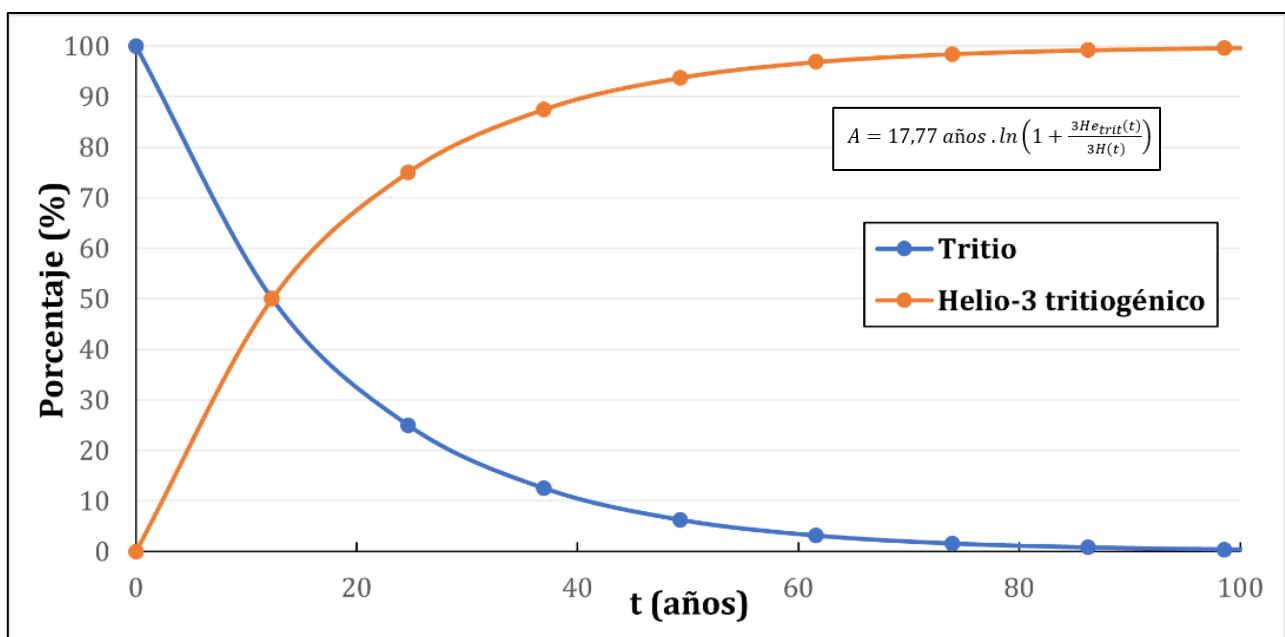


Figura 3.7. Porcentajes de ^3H remanente y $^3\text{He}_{\text{trit}}$ producido con el tiempo debido a la desintegración radiactiva. Obsérvese cómo sólo el 2,6 % del ^3H inicial permanece después de 65 años y el 1,4 % permanece después de 75 años. Se incluye la Ecuación 3.2, donde A corresponde a la edad aparente de la muestra y las concentraciones de ambos trazadores deben estar en UT.

La mayor parte del He natural es ^4He , con una abundancia casi un millón de veces mayor que el ^3He en la atmósfera. El ^3He encontrado en aguas subterráneas puede derivarse de las siguientes fuentes:

- la atmósfera,
- la producción subterránea en la corteza terrestre,
- el He primordial (e.g., desgasificado de rocas del manto), o
- la desintegración del ^3H .

Aunque la ecuación básica de la edad para $^3\text{H}/^3\text{He}_{\text{trit}}$ es sencilla, su aplicación puede ser complicada debido a que no es posible medir el $^3\text{He}_{\text{trit}}$ de forma directa. Para determinarlo se debe medir el ^3He total y luego extraer del mismo los componentes mayoritarios de origen atmosférico y de subsuelo (Ecuación 3.3). Además de esto, la medición precisa de ^3He total es complicada debido a su muy baja abundancia en las muestras de agua subterránea (Solomon y Gilmore, 2024).

$$^3\text{He}_{\text{trit}} = ^3\text{He}_{\text{total}} - (^3\text{He}_{\text{eq}} + ^3\text{He}_{\text{exc}} + ^3\text{He}_{\text{terri}}) \quad (\text{Ecuación 3.3})$$

donde $^3\text{He}_{\text{total}}$ es el ^3He total medido de la muestra de agua subterránea, $^3\text{He}_{\text{eq}}$ es la concentración de ^3He de origen atmosférico en equilibrio de solubilidad a la temperatura y elevación de recarga, $^3\text{He}_{\text{exc}}$ es el ^3He atmosférico derivado del exceso de aire y $^3\text{He}_{\text{terri}}$ es la componente de ^3He de producción *in situ* (Jankovec *et al.*, 2017). La determinación de estos componentes implica la medición de gases nobles (He y Ne, como mínimo, pero preferiblemente He, Ne, Ar, Kr y Xe) según se explica en el [Capítulo 4.2.2.1](#). El $^3\text{He}_{\text{terri}}$ se puede estimar como un balance del ^4He total medido y la suma del ^4He proveniente de la atmósfera con una relación radiogénica cortical de $^3\text{He}/^4\text{He}$. El valor típico asumido para esta relación es de 2×10^{-8} , con un rango de 10^{-9} a 10^{-7} (Solomon, 2000). Si existe una fuente mantélica de He, la datación se vuelve muy difícil porque el He primordial que se desgasifica del manto es relativamente rico en ^3He , con una relación de $^3\text{He}/^4\text{He}$ un orden de magnitud mayor que la atmosférica (Solomon y Gilmore, 2024).

Todo este proceso generalmente conlleva un esfuerzo experimental considerable y una acumulación de incertidumbres en el método, cuya explicación excede el objetivo de esta tesis. Se recomienda al lector consultar trabajos como los de Schlosser *et al.* (1988) y Solomon y Gilmore (2024) para una explicación más detallada del método.

3.2.3.5. Kriptón-85 (^{85}Kr)

El Kriptón-85 (^{85}Kr), un gas noble radioactivo con un tiempo de semidesintegración de 10,74 años (Singh y Chen, 2014), es uno de los trazadores más robustos y eficaces para la estimación de edades de aguas subterráneas jóvenes. Su naturaleza químicamente inerte hace que su concentración en el acuífero no se vea afectada por procesos geoquímicos y tampoco existen fuentes naturales importantes de este isótopo. Además, su actividad se mide en relación con el kriptón estable ($^{85}\text{Kr}/\text{Kr}$), lo que elimina la necesidad de conocer la temperatura, altitud o salinidad durante la recarga ya que el fraccionamiento dependiente de la masa es mucho menor que las incertidumbres de la medición (Purtschert *et al.*, 2013). Por la misma razón, fenómenos como el exceso de aire y la desgasificación durante o antes del muestreo no afectarán las mediciones (Kralik, 2015; Kersting *et al.*, 2020).

Desde la década de 1950, las fuentes antropogénicas de este radioisótopo han sido tan elevadas que han eclipsado completamente a su origen natural (producción cosmogénica en la alta atmósfera), con más del 99 % del contenido atmosférico global actual correspondiendo a emisiones de plantas de reprocesamiento de barras de combustible nuclear (Ahlswede *et al.*, 2013). Como no hay fuentes importantes de ^{85}Kr en la atmósfera del hemisferio sur, su contenido troposférico es en promedio un $11,6 \pm 4,6$ % más bajo que en el hemisferio norte, y se halla mejor mezclado (Loosli *et al.*, 2000; Kersting *et al.*, 2020). A diferencia del ^3H o los CFCs, el constante aumento de este trazador en la atmósfera desde aproximadamente 1955 impide la posibilidad de obtener múltiples edades flujo-pistón para una misma concentración medida en una muestra de agua subterránea ([Figura 5.2](#)).

A pesar de todas estas ventajas y de no poseer los inconvenientes que afectan a otros trazadores de aguas jóvenes (i.e., ^3H , CFCs y SF_6), la aplicación de ^{85}Kr en hidrología ha sido limitada debido a su muy baja concentración y a la complejidad asociada a su muestreo y análisis. Tradicionalmente, las mediciones eran realizadas mediante contadores proporcionales de flujo de gas de bajo fondo, técnica que requería muestras de agua de varios cientos de litros y un considerable tiempo de análisis (Loosli *et al.* 1980; Lu *et al.*, 2014). En los

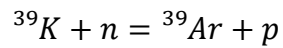
últimos años esto ha cambiado gracias al surgimiento de una técnica basada en el conteo de átomos mediante láseres, conocida como *Atom Trap Trace Analysis* (ATTA) el cual permite que los volúmenes de muestra y los tiempos de análisis se reduzcan drásticamente (Chen *et al.*, 1999; Lu, 2016; Jiang *et al.*, 2017).

3.2.3.6. Argón-39 (^{39}Ar)

El radioisótopo ^{39}Ar , con un periodo de semidesintegración de 269 años, cubre un rango de datación único que va desde los 100 años hasta cerca de un milenio ([Figura 3.5](#)), llenando así el vacío entre los trazadores de aguas jóvenes descritos anteriormente y el método del radiocarbono (Newman *et al.*, 2010). El ^{39}Ar se produce en la atmósfera principalmente por reacciones inducidas por rayos cósmicos. Una vez generado, permanece como un gas inerte y se distribuye de manera homogénea en todo el planeta, manteniendo una concentración atmosférica estable y bien determinada (Loosli, 1983). Debido a esto, junto a su baja reactividad química, así como la ausencia de contaminación local, este trazador ha sido ampliamente utilizado como trazador en el estudio del flujo de aguas subterráneas, la circulación oceánica y la datación del hielo de glaciares de montaña (Tong *et al.*, 2021). Además, al igual que en el caso del ^{85}Kr , al medirse una relación isotópica ($^{39}\text{Ar}/\text{Ar}$), este método no se ve afectado por la degasificación o el exceso de aire y tampoco requiere conocer las condiciones ambientales de presión, temperatura y salinidad durante la recarga (Corcho Alvarado *et al.*, 2007). El muestreo y la detección de ^{39}Ar se facilitó considerablemente en los últimos años gracias al desarrollo de mejores métodos analíticos como el ATTA.

En la atmósfera, el ^{39}Ar se produce principalmente mediante la interacción de rayos cósmicos con los nucleidos de potasio y argón, y decae generando como producto de descomposición el ^{39}K (Kralik, 2015). Dado que las contribuciones hechas por el hombre son insignificantes, el agua que se infiltra tiene una actividad constante de ^{39}Ar 100 % moderno, con un valor de $0,107 \pm 0,004$ dpm/L de Ar o $1,78 \times 10^{-6}$ Bq/cm³ de Ar, lo cual es casi 2 órdenes de magnitud menos que la actividad del ^{85}Kr (Loosli, 1983).

Una posible limitación en la aplicación de este trazador surge de la presencia de ^{39}Ar producido en el subsuelo (Loosli *et al.*, 2000). Esta producción de ^{39}Ar ocurre principalmente a través de reacciones nucleares inducidas por neutrones sobre ^{39}K , isótopo estable y mayoritario del potasio, en la matriz rocosa. La vía predominante es la reacción (n,p), en la cual un neutrón interactúa con un núcleo de ^{39}K produciendo un núcleo de ^{39}Ar y un protón:



La generación de neutrones en medios geológicos se vincula principalmente a procesos de fisión espontánea de elementos radiactivos presentes en los minerales (principalmente ^{238}U), así como a reacciones del tipo (α, n), donde partículas alfa emitidas por la desintegración de radionúclidos naturales interactúan con núcleos ligeros (e.g., O, Be, F), liberando neutrones. Estos neutrones térmicos o rápidos pueden luego inducir la formación de ^{39}Ar a partir de ^{39}K presente en feldespatos, micas y otros minerales potásicos comunes en matrices silicatadas.

En aguas subterráneas de entornos cristalinos, donde hay más altas concentraciones de U y Th, y por lo tanto con mayores flujos *in situ* de neutrones, la producción de ^{39}Ar puede ser lo suficientemente alta como para enmascarar la señal de ^{39}Ar atmosférico en el agua (Andrews *et al.*, 1989; Lehmann *et al.*, 1993). En una arenisca típica, por otro lado, la actividad de ^{39}Ar en equilibrio se estima en alrededor de $7 \times 10^{-4} \text{ Bq/m}^{-3}$ de roca, lo cual generaría una actividad de ^{39}Ar aproximadamente 10 veces mayor que la del agua subterránea moderna cuando se transfieren completamente al volumen de poros saturados de agua (con una porosidad del 10 %). Sin embargo, los factores de escape fraccional suelen ser del orden del 1 % y a menudo son bastante similares a los del ^{37}Ar o ^{222}Rn (Andrews *et al.*, 1991). En situaciones favorables, las actividades de ^{37}Ar pueden usarse para corregir la actividad de ^{39}Ar (Corcho Alvarado *et al.*, 2007).

4. MATERIALES Y MÉTODOS

4.1. Selección y caracterización de pozos de muestreo

Las muestras de agua para el análisis de trazadores y otros parámetros hidroquímicos se obtuvieron de 17 piezómetros de investigación distribuidos en 6 sitios del sudeste de la provincia de Buenos Aires (Figura 4.1) durante dos campañas, realizadas en marzo de 2022 y febrero de 2024. Estos pozos fueron perforados y construidos en el año 2012 con el objetivo de obtener muestras representativas del acuífero Pampeano a distintas profundidades y en diversas regiones geográficas, como parte de proyectos anteriores del Grupo de Hidrogeología de la Universidad Nacional de Mar del Plata (ver [Anexo](#) para descripciones sedimentológicas). Los pozos de San Manuel y del predio del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria de Balcarce (en adelante, INTA Balcarce) están ubicados en la zona de recarga cercanos a la sierra de Tandilia, mientras que los de Lobería, Malacara, Chacra Miramar y UNMdP se encuentran en las zonas de transición y descarga del sistema de aguas subterráneas. Cada sitio cuenta con dos o tres pozos con filtros ubicados a diferentes profundidades para obtener muestras de niveles aislados de la zona saturada (Tabla 4.1 y Figura 4.2).

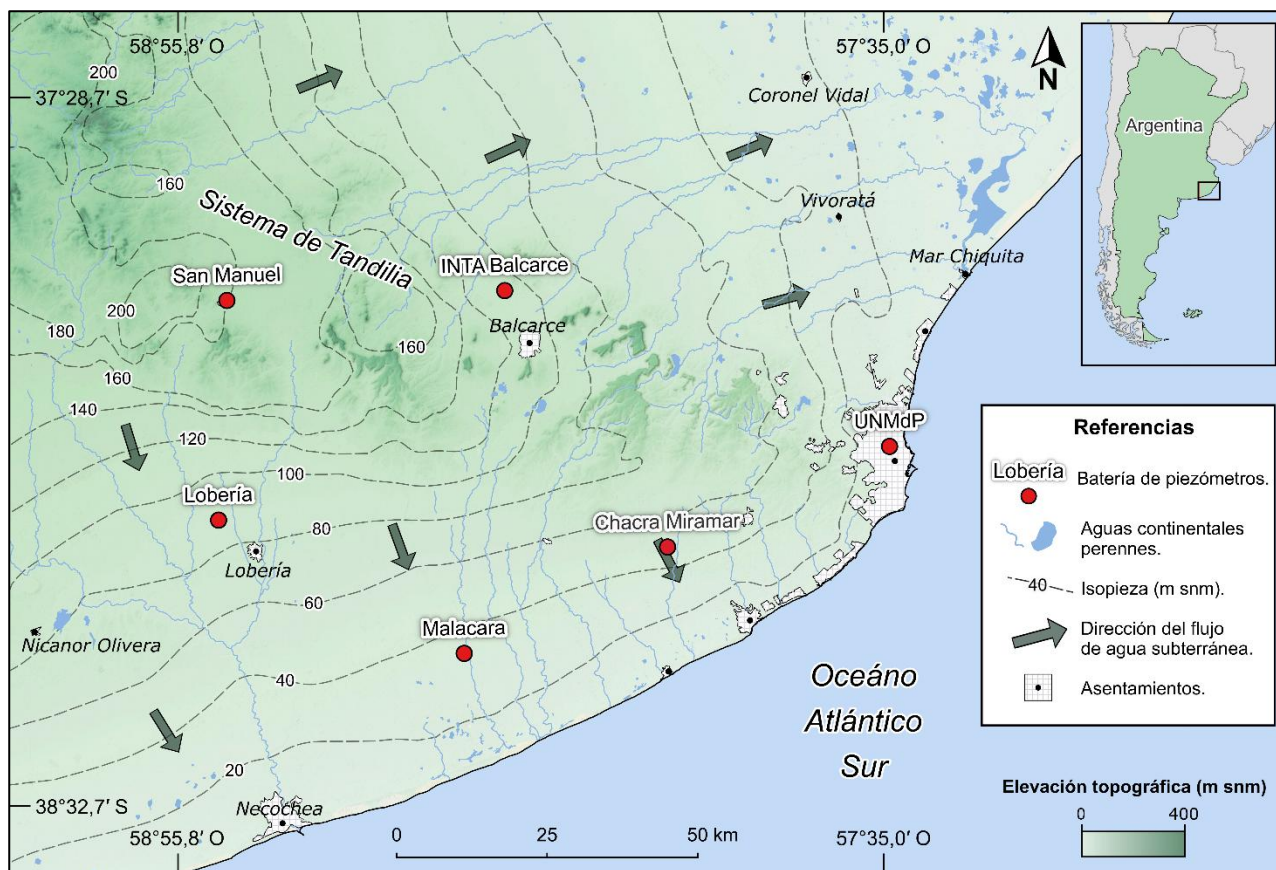


Figura 4.1. Ubicación de las baterías de piezómetros donde se tomaron muestras de trazadores ambientales de edad del agua subterránea. Las líneas piezométricas se basan en Silva Busso *et al.* (2004).

Los pozos de Chacra Miramar, San Manuel y Lobería presentan un diseño casi idéntico, lo que los hace los más adecuados para comparaciones en profundidad. En estos sitios, el filtro del pozo somero abarca desde la superficie freática hasta los 12 m bst (metros bajo la superficie del terreno), el intermedio desde los 12 a los 24 m bst y el profundo desde los 24 hasta los 48 o 50 m bst. En INTA Balcarce, el pozo profundo alcanzó el basamento cristalino a los 30 m bst, por lo que se adoptó un diseño distinto, con filtros de 10 m de longitud, cada uno en contacto con un tercio distinto de la profundidad de la zona saturada de esa región. Los pozos de la UNMdP, ubicados en el predio de la Universidad Nacional de Mar del Plata, poseen un pozo profundo con un filtro de mayor extensión (de 20 a 60 m bst) y fueron seleccionados para investigar la edad del agua en un entorno urbano, diferente a las demás zonas. Finalmente, los pozos de Malacara tienen un diseño en profundidad similar al de San Manuel, pero es el único sitio donde no cuentan con una aislación de cemento hasta el filtro. Están ubicados, además, en las inmediaciones del arroyo homónimo y probablemente se encuentren en una zona de descarga local.

Tabla 4.1. Diseño de los piezómetros y características del agua subterránea durante la campaña de muestreo en marzo de 2022 (y febrero 2024 para Chacra Miramar).

Sitio	Prof. de la sup. freática (m bst) ^a	Código del pozo	Prof. total del pozo (m bst)	Intervalo del filtro (m bst)	Prof. de la bomba por debajo de la sup. freática (m)	Temp. (°C)	pH	CE (μS/cm)
San Manuel	1,7	G196	12	0-12	6,3	16,0	7,8	1034
		G195	24	12-24	20,3	16,3	8,0	1009
		G194	50	24-50	38,3	16,4	8,1	1006
INTA Balcarce	3,5	G793	10	0-10	3,2	16,6	7,6	844
		G792	20	10-20	11,3	16,4	7,6	821
		G794	30	20-30	21,2	16,7	7,9	820
Lobería	3,8	G177	12	0-12	5,1	16,9	7,8	1085
		G178	24	12-24	14,9	16,4	7,8	1196
		G179	45	24-45	37,1	16,6	7,7	1343
Malacara	1,0	G724	12	0-12	8,4	17,0	7,9	1923
		G723	25	12-25	18,9	17,8	8,1	2001
		G725	60	25-60	47,1	18,1	7,9	2164
UNMdP	10,0	G1841	20	12-20	5,5	18,1	7,3	1724
		G1842	60	20-60	29,2	17,4	7,4	1662
Chacra Miramar	3,3	G1343	12	0-12	7,7	15,9	7,6	1114
		G1342	24	12-24	15,6	16,2	7,6	1412
		G1341	48	24-48	35,8	16,8	7,9	1845

^a “m bst” significa “metros por debajo de la superficie del terreno”.

Las profundidades del nivel freático corresponden a un promedio de mediciones tomadas por el Grupo de Hidrogeología de Mar del Plata desde el año 2011.

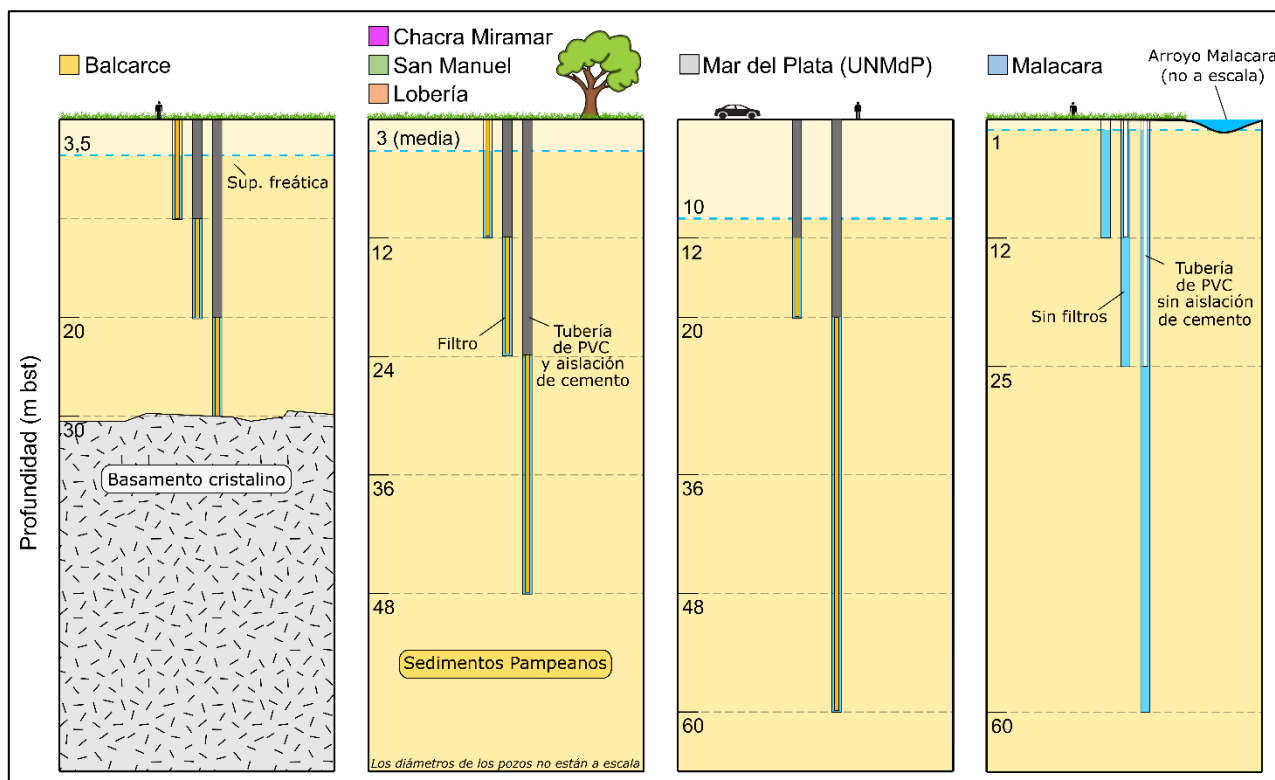


Figura 4.2. Diseño de los grupos de piezómetros en las diferentes localidades. Las profundidades del nivel freático corresponden a un promedio de mediciones tomadas por el Grupo de Hidrogeología de Mar del Plata desde el año 2011.

4.2. Procedimientos de muestreo y técnicas analíticas

Para cada localidad y piezómetro se midieron los niveles piezométricos y, posteriormente, se extrajo agua utilizando una bomba sumergible MP1 Grundfos, instalada en el tercio inferior de los pozos. Cada pozo fue purgado previamente a la toma de muestras; para ello, se monitorearon los parámetros físicos *in situ* (temperatura, pH y conductividad eléctrica) utilizando un dispositivo multiparamétrico Hanna edge® - HI2020, hasta su estabilización. Tras esta purga, se redujo el caudal de bombeo, manteniéndolo constante para la toma de muestras.

Los trazadores muestreados en estas campañas (marzo de 2022 y febrero de 2024) fueron ^{85}Kr , ^{39}Ar , SF_6 , CFC-11, CFC-12 y CFC-113. Además, se realizaron evaluaciones adicionales en laboratorio de dureza, concentraciones de iones mayoritarios e isótopos estables de todas las muestras.

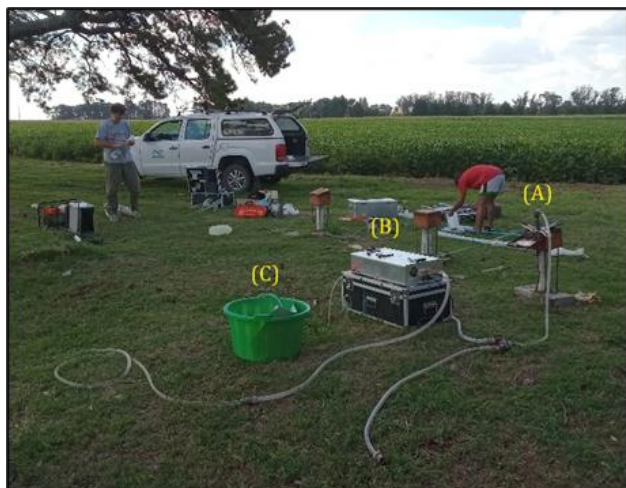
4.2.1. Radionucleidos de gases nobles (^{85}Kr y ^{39}Ar)

Para el muestreo de los radioisótopos de gases nobles ^{85}Kr y ^{39}Ar , el agua subterránea se sometió a un proceso de circulación y desgasificación *in situ* mediante un extractor de gases (Figura 4.3). Este equipo fue donado al Grupo de Hidrogeología por la Universidad de Ciencia y Tecnología de China (University of Science and Technology of China - USTC) en el marco de un proyecto de cooperación bilateral CONICET - National Science Foundation of China. El agua extraída del pozo circula a través del equipo, asegurándose de que la misma circule a un caudal bajo (aproximadamente 10 L/min) para aumentar la eficiencia de la desgasificación. Dentro del equipo, un contactor de membrana 3M™ Liqui-Cel™ separa y acumula la fase gaseosa disuelta en el agua subterránea. Luego, una bomba de vacío transporta este gas hacia una bolsa de muestreo [Supel™-Inert Multi-Layer Foil](#) de Supelco (Sigma-Aldrich), diseñada con múltiples capas de polietileno, aluminio y nylon para minimizar la permeabilidad y mantener la integridad de la muestra. Cada piezómetro fue muestreado por duplicado.

Dado que para ambos trazadores se mide la relación isotópica ($^{85}\text{Kr}/\text{Kr}$ y $^{39}\text{Ar}/\text{Ar}$), no es necesario conocer el volumen de agua del que fue extraído el gas muestreado. Por el mismo motivo, este método no se ve afectado por la desgasificación durante o antes del muestreo, pero sí puede ser influenciado por contaminación del aire atmosférico actual, que tiene mayores concentraciones de estos radioisótopos. Por esta razón, se debe garantizar que no haya contacto con aire de la atmósfera en ningún punto del circuito de muestreo, especialmente en los puntos de conexión de mangueras y tuberías. Además, se recolectaron muestras de aire local para descartar contaminación atmosférica durante el muestreo y evaluar el contenido actual de ^{85}Kr en la atmósfera local, comparado con la función de entrada utilizada para el hemisferio sur (Kersting *et al.*, 2021).

Las muestras de gas fueron enviadas para su análisis al Laboratorio *Atom Trap Trace Analysis* (ATTA) de la USTC (Figura 4.4). Este método de alta precisión emplea láseres para detectar átomos individuales a través de su fluorescencia en una trampa magneto-óptica, logrando niveles de detección que van desde partes por billón (ppb) hasta partes por billardo (ppq). La aplicación del método ATTA en hidrogeología ha simplificado significativamente la medición de los radionucleidos ^{85}Kr , ^{81}Kr y ^{39}Ar , cuyo análisis ha sido históricamente un desafío debido a sus extremadamente bajas abundancias isotópicas en el ambiente: ^{39}Ar de 10^{-17} a 10^{-16} (Tong *et al.*, 2021), ^{81}Kr de $\sim 6 \times 10^{-13}$ y ^{85}Kr de $\sim 10^{-11}$ (Lu, 2016).

a)



b)



Figura 4.3. Muestreo de aire atmosférico disuelto en agua en INTA Balcarce, marzo de 2022. a) El agua bombeada del pozo (A) circula a través del equipo extractor de gases (B), donde un contactor de membrana separa la fase gaseosa, la cual se acumula en la bolsa de muestreo (C), sumergida en agua para descartar pérdidas de aire. b) Equipo extractor de gases a la izquierda y bolsa de muestreo Supel™-Inert Multi-Layer Foil de 10 litros a la derecha.

Históricamente, la detección de estos radioisótopos se realizaba mediante los métodos de Conteo de Bajo Nivel (LLC, por sus siglas en inglés) o Espectrometría de Masas con Acelerador (AMS, por sus siglas en inglés), técnica que requieren grandes volúmenes de agua (cientos a miles de litros) y/o tiempos de análisis prolongados (días a semanas para una única muestra) para alcanzar una precisión adecuada (Loosli *et al.*, 1980; Lu *et al.*, 2014). La introducción del ATTA ha permitido reducir drásticamente estos requerimientos, posibilitando la medición con apenas unos pocos litros de agua o gas y aumentando la capacidad temporal de análisis de muestras (Chen *et al.*, 1999; Tong *et al.*, 2021). El límite inferior actual de detección del ATTA para el ^{85}Kr es de 10^{-5} ppt (Gao *et al.*, 2021) y de hasta 3,5 % pMar (porcentaje del nivel moderno de $^{39}\text{Ar}/\text{Ar}$) con una precisión menor al 20 % para ^{39}Ar (Tong *et al.*, 2021). A pesar de estas ventajas, la capacidad analítica del ATTA sigue siendo limitada a nivel mundial, existiendo actualmente solo tres laboratorios con la infraestructura necesaria para su aplicación: el de la USTC, el Argonne National Laboratory en Estados Unidos y la Universidad de Adelaide en Australia. Para detalles adicionales sobre los métodos de muestreo y los procedimientos analíticos, se recomienda consultar la investigación de Lu *et al.* (2014).

En una primera etapa, se midió ^{85}Kr en todos los piezómetros. Todas las actividades medidas fueron corregidas por decaimiento radiactivo a la fecha de muestreo para compensar la pérdida de este radioisótopo durante el tiempo de almacenamiento de las muestras. La actividad específica del ^{85}Kr se expresa en dpm/cc (desintegraciones por minuto por cm^3 de

kriptón en STP) o Bq/m³ de aire. Dado que la medición de ³⁹Ar es más compleja, costosa y susceptible a la producción subterránea, además de ser más adecuada para datar aguas de mayor antigüedad (cientos de años), se optó por analizar solo dos muestras de este trazador, correspondientes a los pozos intermedio y profundo de San Manuel.

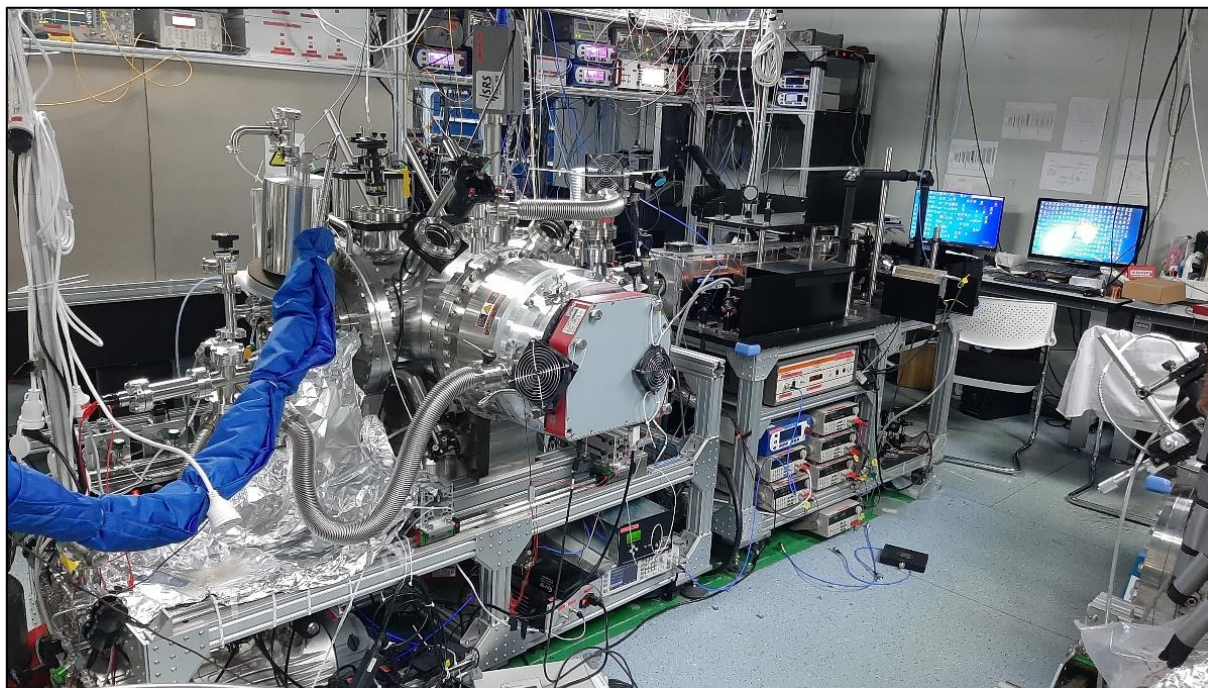


Figura 4.4. Sector del laboratorio ATTA de la Universidad de Ciencia y Tecnología de China, donde fueron medidas las muestras de ⁸⁵Kr y ³⁹Ar. Octubre del 2023.

4.2.2. SF₆ y CFCs

Las muestras de los gases antropogénicos SF₆ y CFCs se recolectaron en botellas de vidrio ámbar de 1 litro para SF₆ y de 125 ml para CFCs, asegurando que no hubiera burbujas ni aire en el espacio de cabeza. A diferencia de los gases nobles ⁸⁵Kr y ³⁹Ar, estos gases se miden según su concentración disuelta en agua, por lo que es fundamental evitar la desgasificación y el contacto con la atmósfera tanto antes como durante el muestreo. Para ello, se tomaron las precauciones necesarias siguiendo las guías de muestreo del USGS para ambos trazadores (USGS, 2022a; USGS, 2022b).

Tras el lavado y enjuague de cada botella, el agua del pozo se introdujo a un caudal bajo (0,5-2 L/min) mediante un tubo de cobre colocado en el fondo de la botella, llenándola de abajo hacia arriba para evitar la formación de burbujas de aire. Luego, se dejó desbordar al menos tres litros antes de proceder al cierre (Figura 4.5.a). Para las muestras de CFCs, el mismo

procedimiento se realizó con la botella dentro de un balde metálico, permitiendo que se llene con el agua del desborde y asegurando la colocación de la tapa bajo el agua, sin presencia de burbujas (Figura 4.5.b). Las muestras de SF₆ se cerraron con una tapa revestida con un cono de polietileno, lo que permite la expansión del agua al calentarse sin riesgo de romper la botella. En cambio, para las botellas de CFCs se utilizó una tapa con revestimiento de papel de aluminio para minimizar el contacto con materiales plásticos que pueden interactuar con los CFCs o contaminar la muestra. Finalmente, cada botella fue sellada con cinta aisladora para evitar fugas. Cada pozo fue muestreado por triplicado para CFCs y por duplicado para SF₆.

a)



b)



Figura 4.5. a) Toma de muestra de SF₆ de pozo INTA Balcarce durante la campaña de marzo de 2022. b) toma de muestra de CFCs sumergida en agua de pozo Chacra Miramar durante la campaña de febrero de 2024.

Las muestras fueron enviadas al Laboratorio de Trazadores Ambientales de la Universidad de Utah, EE. UU. Una vez allí, los gases disueltos en agua fueron extraídos mediante una técnica de purga y trampa (Figura 4.6). En este proceso, un gas inerte (nitrógeno) burbujeó a través de la muestra, arrastrando los gases disueltos hacia una trampa de muy baja temperatura, donde los gases se condensaron y quedaron retenidos. Posteriormente, la trampa fue calentada de manera controlada para liberar los gases atrapados, que luego fueron analizados en un cromatógrafo de gases, donde se separaron e identificaron mediante un detector de captura de electrones (Solomon y Gilmore, 2024).



Figura 4.6. Medición de CFCs en muestra de 125 ml de agua tomada de un piezómetro de Lobería en febrero de 2024. Laboratorio de Trazadores Ambientales de la Universidad de Utah, EE. UU. Abril del 2024.

4.2.2.1. Cálculo de concentraciones atmosféricas iniciales: Ley de Henry y exceso de aire.

Las mediciones de estos trazadores gaseosos realizadas por el laboratorio se reportan en moles disueltos en agua (pmol/kg para CFCs y femtomol/kg para SF₆). Sin embargo, para correlacionarlas con las concentraciones históricas en la atmósfera, es necesario estimar la concentración del trazador en el aire que habría estado en equilibrio con el agua subterránea en el momento de la recarga (i.e., en la superficie freática). Para esto, se debe aplicar la Ley de Henry (Ecuación 4.1), considerando las condiciones de temperatura, salinidad y presión presentes durante la recarga.

$$C_i = X_i(P - P_{H_2O}) K_{H,i} \quad (\text{Ecuación 4.1})$$

donde X_i es la concentración atmosférica del trazador gaseoso i como fracción molar en aire seco (pptv, partes por billón en volumen), P es la presión atmosférica total (dependiente de la

altitud), P_{H_2O} es la presión de vapor de agua en la atmósfera (dependiente de la temperatura), C_i es la concentración del gas i en el agua (dato medido) y $K_{H,i}$ el coeficiente de Henry (específico para cada trazador y dependiente de la salinidad y, sobre todo, de la temperatura).

Por otra parte, la disolución natural de burbujas de aire atrapadas en espacios porosos debido a ascensos del nivel freático u otros procesos en la zona vadosa ocasiona que las concentraciones medidas de los trazadores gaseosos en agua sean, en general, más elevadas que las predichas únicamente por la solubilidad en equilibrio utilizando la Ley de Henry. Este fenómeno, conocido como “exceso de aire”, requiere la inclusión de un término adicional en la Ecuación 4.1, que represente la contribución del gas i proveniente de este excedente: EA_i . Al agregar este término y reordenar la Ecuación 4.1, se obtiene (Solomon *et al.*, 2011; Solomon & Gilmore, 2024):

$$X_i = \frac{C_i}{K_{H,i}(P - P_{H_2O}) + EA_i} \quad (\text{Ecuación 4.2})$$

De este modo, si se conoce el exceso de aire y se fijan los 3 parámetros ambientales durante la recarga (temperatura, salinidad y altitud) es posible calcular la concentración atmosférica original X_i del trazador gaseoso a partir de la medición de C_i . En el caso aquí estudiado, como el equilibrio entre la fase líquida y gaseosa se da en la superficie freática, la salinidad fue considerada cero, mientras que la altitud de recarga se estimó en los 200 m snm (0,98 atm) para asegurar una altitud de recarga superior a la de los pozos de muestreo más altos, ubicados en San Manuel (180 m snm).

Los valores de EA_i y de la temperatura de recarga se obtuvieron mediante un método de modelación inversa, ajustando las concentraciones modeladas de gases nobles (Ne, Ar, Kr y Xe) en el agua subterránea a los valores medidos en 2012 y 2014, en el marco de un Proyecto Científico Coordinado (CRP 1786) del OIEA. Para ello, se utilizó la Ecuación 4.2, modificada para calcular C_i . Esto es posible ya que las fracciones molares X_i de los gases nobles en la atmósfera son constantes, por lo que aquí no son una incógnita. El mejor ajuste se encuentra variando el exceso de aire y la temperatura de recarga hasta minimizar el valor del estadístico χ^2 (Ecuación 4.3). Este último es la suma de las diferencias cuadradas entre las concentraciones modeladas $C_{mod\ i}$ y medidas $C_{obs\ i}$ de cada gas noble i ponderada por el error cuadrado de medición σ_i para cada muestra:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(C_{mod\ i} - C_{obs\ i})^2}{\sigma_i^2} \quad (\text{Ecuación 4.3})$$

Para esta modelación se utilizaron 20 conjuntos de mediciones de los cuatro gases nobles realizadas por la *International Atomic Energy Agency* (IAEA). Estas mediciones se obtuvieron en los mismos pozos analizados en este estudio y en otros ubicados en la misma región. Se utilizó el *software* Panga (Jung y Aeschbach, 2018) y un modelo de exceso de aire conocido como *unfractionated air* (UA; Andrews y Lee, 1979). El modelo UA asume que las burbujas atrapadas en la zona saturada por ascenso del nivel freático son disueltas completamente y, por lo tanto, los gases se agregan siguiendo proporciones atmosféricas.

Es importante señalar que, aunque existe cierto grado de incertidumbre en los valores usados para los parámetros ambientales durante la recarga, su impacto en el error de las edades calculadas con estos trazadores es insignificante (menor a un año), como lo demuestran Solomon y Gilmore (2024), especialmente en una región de características relativamente uniformes como la de este estudio. El efecto del exceso de aire también suele ser despreciable en las edades estimadas con CFCs, pero no en las calculadas con SF₆ debido a su baja solubilidad en agua y, por ende, mayor sensibilidad a este fenómeno (Newman *et al.*, 2010). Por ejemplo, Solomon y Gilmore (2024) muestran que, para una muestra de SF₆ de 1,0 fmol/kg medida en 2015 en el hemisferio norte, con una salinidad de 0, una altitud de 0 m y una temperatura de 20°C, la edad aparente puede variar en promedio dos años por cada ml/kg de exceso de aire estimado.

4.2.3. Isótopos estables e hidroquímica

Para cada piezómetro, se tomó una muestra de 1 litro para análisis químico en el Laboratorio de Hidrogeoquímica de la UNMdp. Se determinaron las concentraciones de iones mayoritarios y de sílice disuelta, y se midió la dureza, además de los parámetros fisicoquímicos como el pH y la conductividad eléctrica (CE) medidos en campo.

Los análisis de iones mayoritarios se realizaron siguiendo los métodos estándar de APHA (1992). La determinación de cloruros se llevó a cabo mediante el método de Mohr, con una solución titulante de AgNO₃ 0,01 N. Los sulfatos fueron medidos por turbidimetría, utilizando una solución de BaCl₂. Las concentraciones de calcio y magnesio se establecieron

mediante titulaciones complexométricas con EDTA 0,01 M. Los contenidos de sodio y potasio se determinaron por espectrometría de llama, empleando soluciones de calibración de 30 mg/L de NaCl y 3,8 mg/L de KCl. Los nitratos fueron analizados con un espectrofotómetro Hach DREL 2800 siguiendo el método N810.206 HR, con un rango de detección de 5,0 a 155 mg/L. Finalmente, la concentración de bicarbonato y carbonato se determinó por titulación potenciométrica con HCl 0,1 N.

Toda esta información se analizó con el *software* AquaChem y mediante la elaboración de diagramas convencionales de Piper (1944) y Stiff (1951). Se realizó un control de calidad analítico mediante balance de electroneutralidad, calculando la diferencia entre la suma de cationes y la suma de aniones (en meq/L) como porcentaje de la suma total de equivalentes disueltos en cada muestra (Ecuación 4.4).

$$\text{Balance Iónico (\%)} = \frac{|cationes - aniones| \left(\frac{meq}{L}\right)}{(cationes + aniones) \left(\frac{meq}{L}\right)} \times 100 \quad (\text{Ecuación 4.4})$$

Además de las muestras para análisis químico, se recolectaron muestras de 50 ml para la determinación de isótopos estables del agua: deuterio (^2H) y oxígeno-18 (^{18}O). Las mediciones se realizaron en el Laboratorio de Hidrología Isotópica de la UNMdP mediante un espectrómetro láser de cuarta generación Los Gatos Research LWIA-45-EP, equipado con un sistema de inyección automatizada (Figura 4.7). Los resultados se expresaron en valores δ (‰), definidos como:

$$\delta = 1000 \times \frac{R_s - R_p}{R_p} \quad (\text{Ecuación 4.5})$$

donde δ representa la desviación isotópica en ‰ y R la razón isotópica ($^2\text{H}/^1\text{H}$ o $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), tanto para la muestra (R_s), como para la referencia internacional (R_p).

El estándar de referencia fue el *Vienna Standard Mean Ocean Water* (V-SMOW; Gonfiantini, 1978). Las incertidumbres analíticas son de $\pm 0,15$ ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\pm 1,0$ ‰ para $\delta^2\text{H}$. Para estas determinaciones el laboratorio utiliza estándares internos calibrados contra el SMOW. Los estándares internos utilizados tienen los siguientes valores: W31: $\delta^{18}\text{O} = 0,3$ y $\delta^2\text{H} = -1,7$; W33: $\delta^{18}\text{O} = -16,1$ y $\delta^2\text{H} = -118,7$, y la muestra de referencia interna W34: $\delta^{18}\text{O} = -5,5$ y $\delta^2\text{H} = -31,5$.



Figura 4.7. Espectroscopio láser LGR LWIA-45-EP del laboratorio de Hidrología Isotópica de la UNMdP, utilizado para medir el contenido de isótopos estables en agua. Mayo del 2022.

4.3. Uso de datos medidos previamente

Además de los datos obtenidos en las campañas de marzo de 2022 y febrero de 2024, se incorporaron registros CFCs, ^3H y $^3\text{He}_{\text{trit}}$ medidos en los pozos de San Manuel, Lobería e INTA Balcarce durante 2011, 2012 y 2014, y utilizados en estudios previos del Grupo de Hidrogeología de la UNMdP (Martínez *et al.*, 2013; 2016; Glok Galli, 2015). Asimismo, se utilizaron datos de isótopos estables e iones mayoritarios medidos en 2012 para las mismas 3 localidades por los mismos laboratorios de la UNMdP que los de este trabajo.

La inclusión de estos datos busca fortalecer los análisis realizados, en particular los modelados inversos para estimar distribuciones de edades del agua subterránea con trazadores. En este contexto, los datos de ^3H y ^3He fueron especialmente importantes, ya que son trazadores de aguas jóvenes que no se midieron en los muestreos más recientes y pueden

aportar información clave sobre el tiempo de tránsito del agua en la ZNS, algo que los demás trazadores gaseosos no detectan, como se explicará más adelante.

Las concentraciones de ^3H y $^3\text{He}_{\text{trit}}$ se determinaron en 2012 y 2014 en dos laboratorios distintos. El ^3H se determinó mediante el método de acumulación de ^3He , mientras que la determinación de $^3\text{He}_{\text{trit}}$ se realizó a partir de la determinación de gases nobles disueltos por espectrometría de masas, y el posterior cálculo de $^3\text{He}_{\text{trit}}$. La mayoría de las muestras se analizaron en la *International Atomic Energy Agency* (IAEA) en Viena, mientras que las restantes se procesaron en el *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement* (LSCE) en Saclay, Francia. Los CFCs se midieron en el Laboratorio de la División de Hidrología Isotópica de la IAEA mediante cromatografía de gases con un detector de captura de electrones (GC-ECD) en un equipo Shimadzu 17A (Martínez *et al.*, 2016).

Los isótopos estables medidos en 2012 fueron analizados en el mismo laboratorio del Grupo Hidrogeología de Mar del Plata, aunque en este caso se utilizó un espectrómetro láser más antiguo: el modelo DLT-100 de Los Gatos Research. Las incertidumbres asociadas fueron de $\pm 0,3 \text{ ‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\pm 1,2 \text{ ‰}$ para $\delta^2\text{H}$.

El uso de estos trazadores previamente medidos asume una condición de estado estacionario en el acuífero Pampeano, es decir, que la cantidad de agua que ingresa al sistema es igual a la que egresa. Esta hipótesis se sustenta en la estabilidad temporal de la composición isotópica del agua muestreada en los mismos pozos entre 2012 y 2024 (ver [Tabla 5.12](#)) así como en el hecho de que los tiempos de tránsito del agua subterránea estimados en esta tesis son considerablemente mayores en comparación con las variaciones temporales en la posición de la superficie freática y la tasa de flujo (Zuber, 1986).

Para facilitar la comprensión del lector sobre los datos utilizados en esta tesis, se recomienda consultar las tablas correspondientes ([Tabla 4.3](#), [Tabla 5.4](#) y [Tabla 5.5](#))

4.4. Análisis de tiempos de residencia del agua subterránea con LPMs

En el [Capítulo 3.2.1](#), se explica la forma más sencilla de utilizar trazadores ambientales para obtener edades de muestras de agua. Este método consiste en convertir directamente la concentración medida de un trazador en una edad única. Al hacer esto, se asume implícitamente que la muestra de agua se comportó como una parcela idealizada que se desplazó a lo largo de una única línea de flujo sin mezclarse, por lo que todas las partículas que la componen presentan el mismo tiempo de tránsito o edad. Es por este motivo que a esta edad se la conoce

como “edad aparente”, “edad del trazador” o “edad flujo-pistón” (PFM, por sus siglas en inglés). Este enfoque puede ser adecuado en ciertos casos, como en acuíferos confinados con áreas de recarga pequeñas o en pozos poco profundos con filtros cortos (Jurgens *et al.*, 2012). Sin embargo, a menudo resulta insuficiente para representar la mezcla natural de distintas edades y la compleja distribución de líneas de flujo que convergen en una muestra de agua, así como su tiempo de tránsito medio. Por esta razón, es importante considerar el uso representaciones más realistas de los patrones de flujo de aguas subterráneas para entender las mezclas de edades en el sistema. Esto es particularmente relevante en estudios como este, donde las muestras se recolectan de intervalos de filtros grandes en un acuífero extenso.

Una manera de lograr esto es mediante el uso de modelos de parámetros agrupados (LPMs, por sus siglas en inglés, *Lumped Parameter Models*). Los LPMs son representaciones simplificadas de tiempos de tránsito de acuíferos que se expresan matemáticamente como funciones de distribución de frecuencias de edades de salida, definidas por un conjunto de parámetros ajustables (Tabla 4.2). Estos modelos son a menudo denominados también “modelos de caja negra” ya que tratan al sistema de aguas subterráneas como un todo, sin considerar las variaciones espaciales de parámetros físicos desconocidos (e.g., porosidad o permeabilidad). Esta característica los hace especialmente útiles para interpretar datos de trazadores recolectados en diferentes ubicaciones de muestreo sin requerir un entendimiento exhaustivo de las variaciones físicas dentro del sistema investigado. De este modo, se puede obtener información valiosa sobre la distribución de edades de una muestra de agua subterránea de manera relativamente fácil y económica, en comparación con el desarrollo de modelos tridimensionales de flujo y transporte de agua subterránea (modelos de parámetros distribuidos). Los principios básicos del uso de LPMs se describen en mayor detalle en trabajos especializados como los de Maloszewski y Zuber (1982, 1989, 1996) y Solomon *et al.* (2006).

Al aplicar estos modelos, las muestras de agua se conceptualizan matemáticamente como compuestas por múltiples parcelas que han seguido distintas trayectorias para llegar al punto de muestreo, cada una con una edad “ t ” diferente. Para este trabajo se usaron pasos de tiempo anuales. Bajo el supuesto de un sistema de aguas subterráneas en estado estacionario y suficientemente homogéneo, es posible calcular la concentración de salida del trazador “ C_{sal} ” en una muestra siguiendo la Ecuación 4.5 (Maloszewski y Zuber, 1982):

$$C_{sal}(t_{muestra}, T_M, p_j) = \int_0^{\infty} C_{ent}(t_{muestra} - t) e^{-\lambda t} g(t, T_M, p_j) dt \quad (\text{Ecuación 4.5})$$

Esta integral de convolución está compuesta por:

1. Las **concentraciones de entrada** históricas del trazador en la zona de recarga del acuífero " **$C_{ent}(t_{muestra} - t)$** ". " $t_{muestra}$ " es la fecha en la que se tomó la muestra y " t " es la variable de integración que representa físicamente la edad de salida de cada parcela de agua que compone la muestra. De este modo, " **$C_{ent}(t_{muestra} - t)$** " corresponde a la concentración del trazador en la entrada en el momento en que cada parcela de agua ingresó al sistema.
2. La función de **desintegración radiactiva**, " **$e^{-\lambda t}$** ", donde λ es la constante de desintegración radiactiva pertinente al trazador específico (radionucleido).
3. La **función de distribución de edades de salida**, " **$g(t, T_M, p_j)$** ", que describe la configuración del flujo subterráneo (Zuber y Maloszewski, 2002). Esta actúa como una función de ponderación, indicando qué porcentaje aporta una edad individual " t " al valor medio total, dándole un peso específico en el cálculo de la concentración de salida a la concentración de cada parcela de agua en la muestra. Un parámetro clave en estos modelos es la edad media o tiempo medio de residencia de la muestra " T_M ", que representa el promedio ponderado de todas las edades. T_M es un parámetro ajustable en todos los modelos, y algunos incluyen un parámetro adicional " p_j " que describe el grado de mezcla de edades en la muestra (e.g., el parámetro de dispersión "DP" en modelos dispersivos).

Cada LPM presentará una función de distribución de edades " g " distinta, como por ejemplo el modelo de mezcla exponencial (EMM) utiliza una función exponencial como distribución de edad. En este estudio se utilizó el libro de Excel® TracerLPM (Jurgens *et al.*, 2012), que contiene cinco funciones de distribución de edades diferentes, descritas en la Tabla 4.2. Las edades obtenidas serán útiles en la medida en que el modelo usado represente adecuadamente las características del escenario hidrogeológico bajo estudio, por lo que la selección adecuada de uno de estos modelos será crucial. En este estudio se evaluó el ajuste de las muestras utilizando distintos modelos, comenzando por los más simples (PFM, EMM). Además, se empleó el EPM para examinar la posible presencia de capas acuíferas con comportamiento semiconfinado.

Es importante tener en cuenta, aunque a veces se pase por alto, que la forma de la distribución de edades en estos modelos suele proporcionar información más valiosa que el simple valor de la edad media T_M . Por ello, el valor de T_M calculado para una muestra o sistema debe acompañarse de la distribución de edades (y parámetros adicionales) utilizada. Suckow (2014) ilustra este hecho con el siguiente ejemplo: un valor de 10 UT tanto para ^3H como para $^3\text{He}_{\text{trit}}$ en el hemisferio norte resultará en una T_M de 12,4 años utilizando el modelo de flujo-pistón y de más de 20 años para el modelo exponencial. A primera vista, el modelo exponencial daría un resultado “más viejo”. Sin embargo, si una entrada constante de nitrato ingresó al sistema en los últimos 10 años y se comportó de manera conservativa en el cuerpo de agua subterránea, el flujo de salida del modelo flujo-pistón no contendrá ningún nitrato, mientras que el flujo de salida de un modelo exponencial tendrá el 40 % de la concentración de nitrato de entrada. Así que, aunque el modelo exponencial parece “más viejo” solo tomando el T_M de 20 años, en realidad contiene una fracción mayor de agua más joven que 10 años en comparación con el modelo de flujo-pistón con 12,4 años.

El valor de T_M de una muestra, junto con los demás parámetros del LPM, se pueden determinar mediante un método de modelación inversa, logrando el mejor ajuste entre las concentraciones modeladas (Ecuación 4.5) y las concentraciones medidas de los trazadores. En este estudio, este proceso de ajuste se basó en minimizar el error relativo medio “ERM (%)” entre todas las concentraciones de trazadores medidas y modeladas para un mismo piezómetro (Ecuación 4.6):

$$ERM (\%) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{|C_{mod\ i} - C_{obs\ i}|}{C_{obs\ i}} \times 100 \quad (\text{Ecuación 4.6})$$

donde “ $C_{obs\ i}$ ” es la concentración del trazador medida para la medición “i”, “ $C_{mod\ i}$ ” es su valor modelado y “n” es el número de mediciones de trazadores para el mismo punto de muestreo (e.g., el mismo pozo o manantial). La robustez de los resultados de esta rutina de ajuste mejora con la incorporación de más trazadores y/o el aumento del número de mediciones del mismo trazador a lo largo de varios años (es decir, aumentando “n”). Idealmente, la cantidad de mediciones de trazadores utilizadas para ajustar el modelo debe ser al menos “p + 1”, donde “p” representa el número de parámetros en el modelo (Jurgens *et al.*, 2012).

Todos los modelos individuales de la Tabla 4.2 también se pueden combinar entre sí para formar modelos de mezcla binaria (BMMs, por sus siglas en inglés *Binary Mixing Models*), resultando en un total de 25 posibles combinaciones de BMMs (Jurgens *et al.*, 2012; Suckow *et al.*, 2018). Estos pueden ser apropiados para representar muestras con una mezcla de dos fuentes de edades significativamente diferentes o una distribución bimodal (Figura 4.8). Los BMMs tienen un parámetro adicional “ f_1 ” para la fracción que representa el primer modelo en la mezcla (Ecuación 4.7):

$$C_{sal} = f_1 C_{sal\ 1} + (1 - f_1) C_{sal\ 2} \quad (\text{Ecuación 4.7})$$

donde “ $C_{sal\ 1}$ ” es la concentración de salida del trazador de la primera componente, “ $C_{sal\ 2}$ ” es la concentración de salida del trazador en la segunda componente. Los BMMs se utilizaron en este estudio para investigar la posible presencia de agua vieja en las muestras recolectadas. Debido a la falta de trazadores de aguas subterráneas más viejas en todos los pozos, no es posible obtener una distribución de edades o una edad promedio para esta fracción de agua vieja. Sin embargo, es posible determinar el porcentaje aproximado que representa en la muestra (f_2). Dado que esta fracción de agua vieja debería estar libre de trazadores de aguas jóvenes, se la representó como un PFM con una edad de más de 100 años para asegurar la ausencia de estos trazadores en dicha fracción ($C_{sal\ 2} = 0$).

También se debe tener en cuenta que la correlación entre los parámetros de un modelo lleva a grandes incertidumbres en la estimación de los mismos (Aeschbach-Hertig *et al.*, 1999). Por ejemplo, T_M y la porción de agua libre de trazadores (f_2) pueden estar correlacionados para escalas de tiempo en las que un aumento de T_M puede ser compensado por una disminución de f_2 , o viceversa. En tales casos, los parámetros no pueden resolverse sin restringir uno de ellos o añadiendo restricciones adicionales como mediciones de trazadores de aguas más viejas, como por ejemplo ^{39}Ar . En los modelos dispersivos, se restringió el parámetro de dispersión (DP) a un valor máximo de 2 ya que valores superiores no son realistas en sistemas acuíferos naturales (Maloszewski y Zuber, 1982). Un DP tan elevado indicaría un medio fuertemente dominado por la dispersión y con bajo movimiento advectivo, más característico de un acuícludo que de un acuífero como el Pampeano.

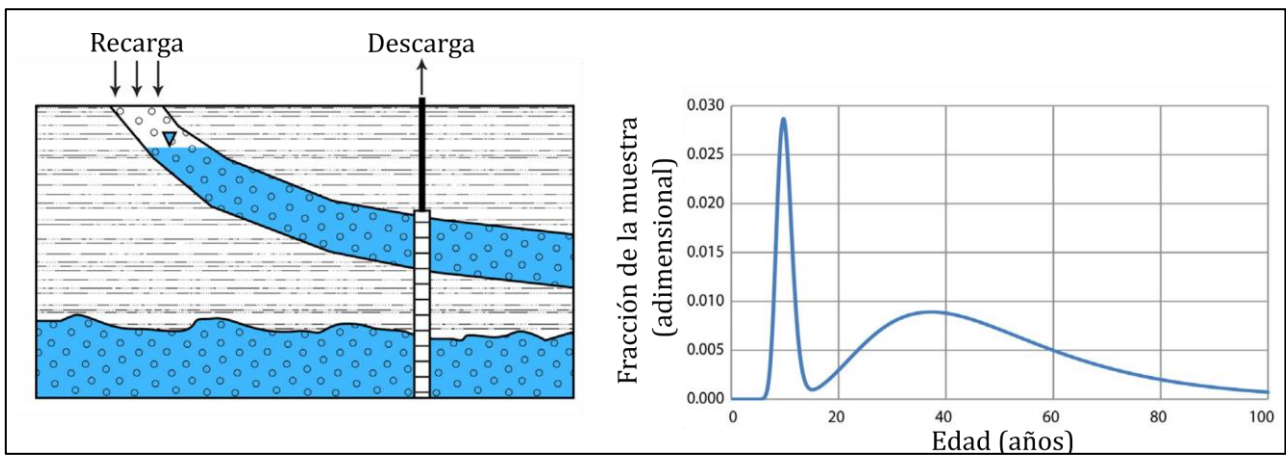


Figura 4.8. Configuraciones idealizadas de acuíferos representadas por un modelo de mezcla binario (BMM). Un único pozo de extracción toma agua de un acuífero confinado superficial y también de un acuífero profundo con agua más vieja. La mezcla ocurre dentro de ambas unidades acuíferas (por eso cada acuífero puede ser representado por un modelo dispersivo) pero también debido a que el pozo está tomando agua a través de ambos acuíferos. El gráfico de la derecha ilustra la distribución de frecuencia de edades de salida del agua del pozo. El BMM mostrado ejemplifica una mezcla compuesta por un 20 % de agua subterránea joven ($f_1 = 0,2$; $T_{M1} = 10$ años; $DP = 0,01$) y un 80 % de agua subterránea más vieja ($f_2 = 0,8$; $T_{M2} = 50$ años; $DP = 0,10$). Imagen modificada de Hagedorn *et al.* (2018).

Tabla 4.2. Descripción de los diferentes modelos incluidos en TracerLPM, sus funciones de ponderación y los parámetros involucrados (Jurgens *et al.*, 2012).

LPM	Función de distribución de edades de salida “g(t)”	Parámetros ajustables	Descripción
Modelo flujo-pistón (PFM)	$g(t) = \delta(t - T_M)$	T_M	Este modelo asume un impacto mínimo de la dispersión, difusión y mezcla en la muestra y todas las partículas de agua representan la misma edad. PFM es adecuado para trazadores muestreados en pozos poco profundos con filtros cortos en acuíferos no confinados o en pozos con filtros cortos en acuíferos confinados con pequeñas áreas de recarga. Este concepto corresponde también al método convencional de seguimiento de partículas sin dispersión en modelos de flujo numéricos discretizados. La función se expresa mediante la función delta de Dirac “ δ ”.
Modelo de mezcla exponencial (EMM)	$g(t) = \frac{1}{T_M} e^{\left(\frac{-t}{T_M}\right)}$	T_M	La edad del agua aumenta de forma exponencial con la profundidad del acuífero, comenzando desde cero en el nivel freático y aproximándose al infinito en la base. Matemáticamente, esto equivale a un sistema de flujo en un acuífero libre altamente simplificado, con porosidad y espesor constantes y una recarga uniforme, muestreado a través de un pozo con filtro que abarca todo el espesor saturado. La dispersión es insignificante a lo largo de las líneas de flujo, y la mezcla ocurre dentro del pozo. El agua más joven siempre tiene la mayor contribución relativa en un EMM.
Modelo exponencial flujo-pistón (EPM)	$g(t) = \frac{\omega}{T_M} e^{\left(\frac{-\omega t}{T_M} + \omega - 1\right)}$ para $t \geq T_M \left(1 - \frac{1}{\omega}\right)$ $g(t) = 0$ for $t < T_M \left(1 - \frac{1}{\omega}\right)$	T_M, ω	Siendo una combinación de los dos anteriores, este modelo es adecuado para acuíferos de espesor constante donde hay una transición desde una sección no confinada con flujo exponencial a una porción aguas abajo con comportamiento de flujo-pistón (por ejemplo, una sección confinada). ω es la relación entre el volumen total de agua en el sistema y el volumen con distribución exponencial. Mientras más cercano 1, más se acercará el modelo a un EMM.
Modelo exponencial parcial (PEM)	$g(t) = \frac{\eta}{T_{aq}} e^{\left(\frac{-t}{T_{aq}}\right)}$ para $t \geq T_{aq} \ln(\eta)$ $g(t) = 0$ para $t < T_{aq} \ln(\eta)$	T_M, η	Este modelo representa acuíferos con las mismas características descritas para el EMM, pero cuando el filtro del pozo solo abarca la porción inferior del acuífero. η es la relación entre el espesor saturado total y el espesor muestreado (i.e., longitud del filtro). T_{aq} es la edad media del agua subterránea en todo el acuífero (véase Jurgens <i>et al.</i> , 2012).
Modelo dispersivo (DM)	$g(t) = \frac{1}{t} \frac{1}{\sqrt{4\pi DP \frac{t}{T_M}}} e^{\left(-\frac{\left(1 - \frac{t}{T_M}\right)^2}{4DP \frac{t}{T_M}}\right)}$	T_M, DP	Este modelo incorpora la influencia de los procesos de dispersión y mezcla dentro del acuífero, producto de la heterogeneidad en diferentes escalas espaciales. El Parámetro de Dispersión (DP) se calcula como la relación entre el coeficiente de dispersión y la velocidad y posición de salida (el inverso del número de Peclet). Así, DP define la importancia relativa del flujo dispersivo en comparación con el flujo advectivo. Cuanto mayor sea el valor del parámetro de dispersión, más amplia y asimétrica será la distribución de los tiempos de desplazamiento, con un pico desplazado hacia las aguas jóvenes. Los valores máximos de DP en investigaciones con trazadores ambientales se encuentran alrededor de 2 (Maloszewski y Zuber, 1982).

4.4.1. Trazadores utilizados en el modelado inverso

Los piezómetros de Malacara y UNMdP, que solo cuentan con dos mediciones (^{85}Kr y SF_6), fueron excluidos del análisis con modelos de parámetros agrupados. Esta decisión se debe no solo a la escasa cantidad de datos, que genera sistemas subdeterminados en los cuales la cantidad de parámetros libres del modelo supera el número de observaciones, lo que impide restringir la solución a un único conjunto de parámetros sin imponer restricciones adicionales, sino también a que el agua de estos pozos muestra indicios de estar influenciada por factores externos a la dinámica natural del acuífero Pampeano. Esta última interpretación se sustenta en el análisis de las edades aparentes, como se detallará más adelante.

Dada la diferencia de aproximadamente 10 años entre mediciones de diferentes trazadores en un mismo pozo, se utilizó la configuración "Time-Series" de TracerLPM. Debido a la disponibilidad de datos y otras consideraciones explicadas a continuación, se usaron diferentes combinaciones de trazadores en el ajuste para las distintas localidades y pozos de muestreo:

Tabla 4.3. Resumen de mediciones de trazadores utilizadas en el ajuste de TracerLPM para cada piezómetro. En paréntesis se indica el número de mediciones de un mismo trazador usadas en el ajuste, si se usó más de una.

Localidad	Filtro (m bst)	^{85}Kr	SF_6	CFC-11	CFC-12	CFC-113	<i>n</i>
INTA Balcarce	0-10	✓	✓	✓	✓	✓	3
	10-20	✓	✓	✓ (3)	✓ (3)	✓ (3)	5
	20-30	✓		✓ (2)	✓ (2)	✓	3
San Manuel	0-12	✓	✓	✓	✓	✓	5
	12-24	✓	✓	✓ (2)	✓ (2)		6
	24-50	✓	✓	✓	✓		4
Lobería	0-12	✓	✓	✓	✓	✓	5
	12-24	✓	✓	✓ (2)	✓ (2)	✓ (2)	8
	24-45	✓	✓	✓	✓		4
Chacra Miramar	0-12			✓	✓	✓	3
	12-24	✓		✓	✓		3
	24-48	✓		✓	✓		3
Malacara	0-12	✓	✓				2
	12-25	✓	✓				2
	25-60	✓	✓				2
UNMdP	12-20	✓	✓				2
	20-60	✓	✓				2

✓ Trazador medido y usado en modelado inverso.

✓ Trazador medido, pero no usado en el ajuste debido a sospechas degradación y/o sorción

En cuanto a las mediciones de ^3H y $^3\text{He}_{\text{trit}}$, estas no fueron utilizadas en esta etapa debido a que su inclusión entorpece seriamente el proceso de ajuste de TracerLPM por las siguientes razones:

- Influencia de la ZNS: a diferencia de los demás trazadores, el ^3H y $^3\text{He}_{\text{trit}}$ se ven afectados por su paso a través de la ZNS, lo que introduce un parámetro temporal adicional desconocido en el modelo, complicando su ajuste.
- Errores relativos elevados: estas mediciones de trazadores presentan bajas concentraciones y un mayor número de datos en comparación con otros trazadores. Como resultado, generan MREs elevados, lo que influye de manera desproporcionada en el ajuste del modelo y conduce a estimaciones de edad irrealmente altas, que a menudo se acercan al límite superior de datación del tritio (~60 años).
- Altas incertidumbres en las edades ajustadas: las edades promedio obtenidas bajo una fuerte influencia del ^3H y $^3\text{He}_{\text{trit}}$ están asociadas a grandes incertidumbres, debido al

mayor error relativo en sus mediciones. Este factor no es considerado por TracerLPM, lo que limita la confiabilidad del ajuste.

- Cobertura limitada de mediciones: solo la mitad de las localidades estudiadas (Lobería, San Manuel y Balcarce) cuentan con mediciones de ^3H y $^3\text{He}_{\text{trit}}$, lo que afecta la consistencia del método de ajuste y dificulta la comparación de resultados.

Fue por estos motivos que se decidió excluir el ^3H y $^3\text{He}_{\text{trit}}$ del proceso de ajuste para garantizar mayor precisión y coherencia en los resultados obtenidos. Asimismo, se excluyeron en esta etapa las relaciones $^3\text{H}/^3\text{H}_0$ ya que, como se explica en el [capítulo 3.2.2.1.1](#), dicha relación también se ve afectada por el tránsito a través de la ZNS cuando hay mezclas de aguas, aunque de manera más indirecta.

De todos modos, las mediciones ^3H , $^3\text{He}_{\text{trit}}$ y las relaciones $^3\text{H}/^3\text{H}_0$ se utilizaron en una segunda etapa, tratada en el capítulo de Discusiones, para evaluar el tiempo de tránsito en la ZNS. Para ello, se varió dicho tiempo hasta que las concentraciones ^3H , $^3\text{He}_{\text{trit}}$ y las relaciones $^3\text{H}/^3\text{H}_0$ calculadas para cada modelo de distribución de edades (ya obtenido en la primera etapa con trazadores gaseosos) coincidan con las mediciones. Todas estas son variables semi-independientes (están interrelacionadas, pero cada una está regulada por procesos ligeramente diferentes).

Las mediciones de ^{39}Ar tampoco fueron utilizadas en los ajustes debido a que probablemente están contaminadas por producción *in situ* y, como se explica en Corcho *et al.* (2007), este trazador de aguas más viejas es conveniente utilizarlo en un segundo paso para evaluar su contribución en la datación de agua subterránea. En un proceso de modelado inverso donde se usan trazadores de aguas jóvenes, la importancia de introducir las mediciones de ^{39}Ar se ve opacada porque el ajuste favorece las mediciones más precisas. Por lo tanto, incluso si se incluye el ^{39}Ar en el modelado inverso, no se observan diferencias significativas en los resultados del ajuste.

4.5. Obtención de edades teóricas a partir de modelos de un acuífero libre idealizado

Las edades obtenidas mediante LPMs y trazadores ambientales para cada piezómetro de este estudio fueron comparadas con las edades de un acuífero idealizado. Para esto, se

simplificó al acuífero Pampeano conceptualizándolo como un acuífero libre homogéneo que cumple varias suposiciones (Vogel, 1967; Strack, 1984; Zuber, 1986; Solomon *et al.*, 2006), entre ellas: (1) la parte saturada del acuífero tiene un espesor constante y horizontal (2) la recarga se distribuye de manera uniforme en la parte superior de la zona saturada; (3) la descarga se produce a lo largo de todo el espesor del acuífero en su extremo de salida (por ejemplo, hacia un arroyo o manantial); (4) las propiedades del acuífero, como la porosidad y la permeabilidad, son homogéneas; (5) no hay mezcla vertical del agua subterránea dentro del acuífero, lo que mantiene una estratificación en la que las capas más superficiales corresponden a recargas más recientes.

Un sistema con estas características presentará un aumento exponencial de los tiempos de tránsitos del agua con la profundidad (i.e., un EMM descrito en la [Tabla 4.2](#)), como se muestra en la Figura 4.9.

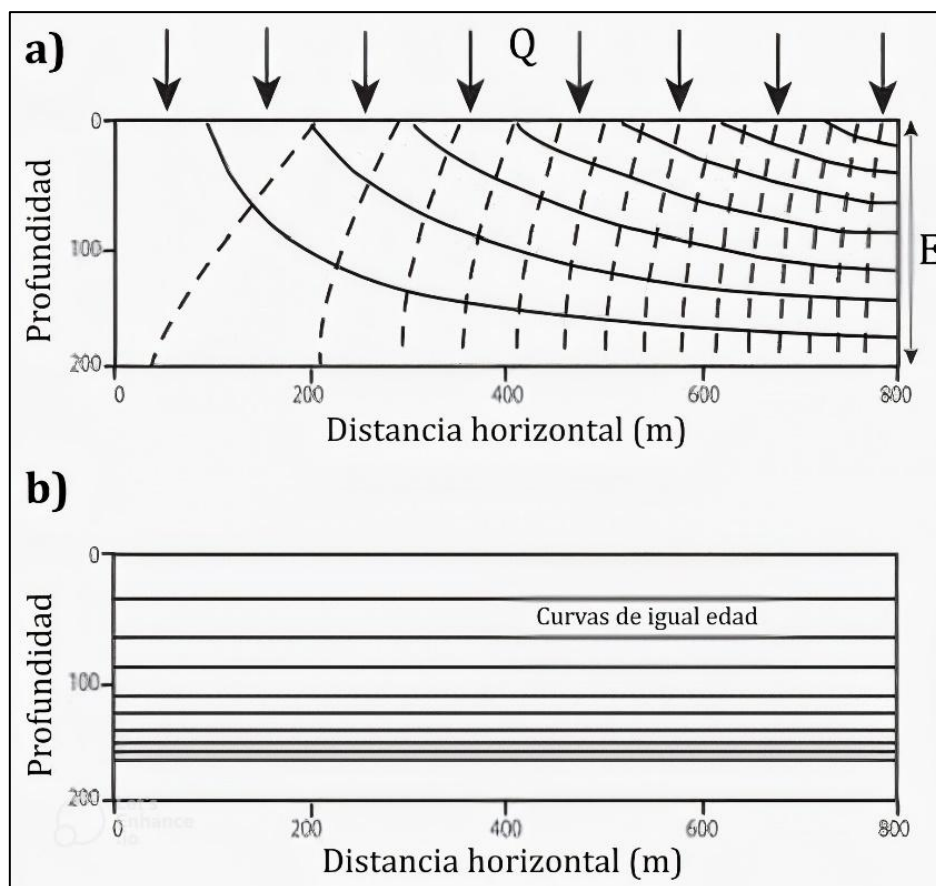


Figura 4.9. a) Red de flujo de un acuífero libre idealizado, homogéneo, de espesor constante y recarga uniforme. Las líneas sólidas representan a las líneas de flujo, mientras que las discontinuas son las equipotenciales. b) Distribución de las curvas de igual edad para el mismo sistema. La edad aumenta exponencialmente con la profundidad y el agua subterránea permanece estratificada, invariablemente de la posición horizontal. El intervalo de las curvas depende de los valores de recarga y porosidad. Imágenes modificadas de Solomon *et al.* (2006).

La edad “t” del agua subterránea en cualquier punto de este sistema puede ser calculada siguiendo la Ecuación 4.8, según lo demuestra Vogel (1967):

$$t = \frac{E \cdot \theta}{Q} \ln \left(\frac{E}{E-z} \right) \quad (\text{Ecuación 4.8})$$

donde “E” es el espesor saturado, “θ” la porosidad “Q” la recarga y “z” es la profundidad respecto a la superficie freática.

Es interesante notar que el tiempo de tránsito dado por la Ecuación 4.8 es independiente de la posición horizontal en el acuífero; por lo tanto, los contornos de igual edad son líneas horizontales, como se observa en la Figura 4.9.b. Es importante remarcar aquí que estos modelos no descartan la existencia de un flujo horizontal o subhorizontal: como se aprecia en la Figura 4.9.a, las líneas de flujo muestran claramente un componente horizontal en su trayectoria. Lo que ocurre en un acuífero con estas condiciones es que el envejecimiento asociado a ese componente horizontal, a medida que el flujo avanza hacia la zona de descarga, se ve compensado por el ingreso constante de agua joven desde la superficie a lo largo de todo su recorrido (véanse los ejemplos de Solomon *et al.*, 2006).

Para aplicar estos modelos se utilizó una herramienta web de la USGS llamada GAMACTT (*Groundwater Age Mixtures and Contaminant Trends Tool*, link [aquí](#); Böhlke *et al.*, 2014). Además de permitir la variación de las propiedades básicas del acuífero (espesor y porosidad) y la tasa de recarga, esta aplicación permite la obtención de la distribución de edades en pozos de muestreo con filtros a diferentes profundidades. De este modo, se determinaron las edades máximas, mínimas y promedios del agua para las representaciones de los pozos de muestreo utilizados en este estudio, y se compararon con las edades obtenidas mediante modelado inverso con el uso de trazadores y TracerLPM. Es importante aclarar aquí que, aunque las distribuciones de edades de las muestras de los piezómetros se representan en GAMACTT como un modelo PEM, este no es exactamente el mismo modelo utilizado en TracerLPM, ya que en este último el filtro de los pozos se coloca por defecto en el fondo del acuífero, tomando así líneas de flujo cuya edad tiende hacia el infinito (Jurgens *et al.*, 2012).

El acuífero Pampeano se representó aquí utilizando una porosidad de 0,05 a 0,1 (Auge, 2005; Varni, 2013; Vital, 2018; Cruz *et al.*, 2006; Rocca *et al.*, 2006; Rinaldi *et al.*, 2012), una recarga de 0,14 m/año (Campo De Ferreras y Píccolo, 1997; Varni, 2013; Donna, 2024) y

estimaciones de espesores saturados, considerando un espesor promedio de 120 m para los Sedimentos Pampeanos (excepto en INTA Balcarce, donde se encontró el basamento a 30 m de profundidad) y tomando en cuenta las profundidades de los niveles freáticos medidos en campo (Tabla 4.1).

Los resultados de estos modelos se muestran el [capítulo 5.51](#).

5. RESULTADOS

5.1. Reconstrucción de funciones de entrada

La utilización adecuada de trazadores ambientales y LPMs para la datación de aguas subterráneas requiere funciones de entrada locales confiables (“ C_{ent} ” en [ecuación 4.5](#)). Las concentraciones atmosféricas históricas para los distintos trazadores no solo varían temporalmente, sino que también lo hacen espacialmente y con la profundidad de la superficie freática (Cook y Solomon, 1995). Las mismas fueron monitoreadas o reconstruidas por diversas entidades en diferentes partes del mundo durante las últimas décadas y suelen estar disponibles públicamente. En el caso de los trazadores gaseosos usados en esta tesis, sus largos tiempos de residencia en la atmósfera, en comparación con los procesos de remoción, permiten que las concentraciones sean relativamente homogéneas geográficamente. Sin embargo, debido a que las principales actividades industriales y nucleares se concentran en el hemisferio norte y la mezcla entre hemisferios es lenta, las concentraciones de todos estos gases tienden a ser ligeramente menores en el hemisferio sur, aunque con diferencias mucho más sutiles que las observadas en el caso del ^3H .

Las curvas de SF_6 y CFCs para el hemisferio sur se hallan integradas en TracerLPM, pero los datos atmosféricos de 2010 a 2024 tuvieron que completarse utilizando la base de datos de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* de Estados Unidos (NOAA) (Dutton *et al.*, 2024a; 2024b; 2024c; 2024d) (Figura 5.1).

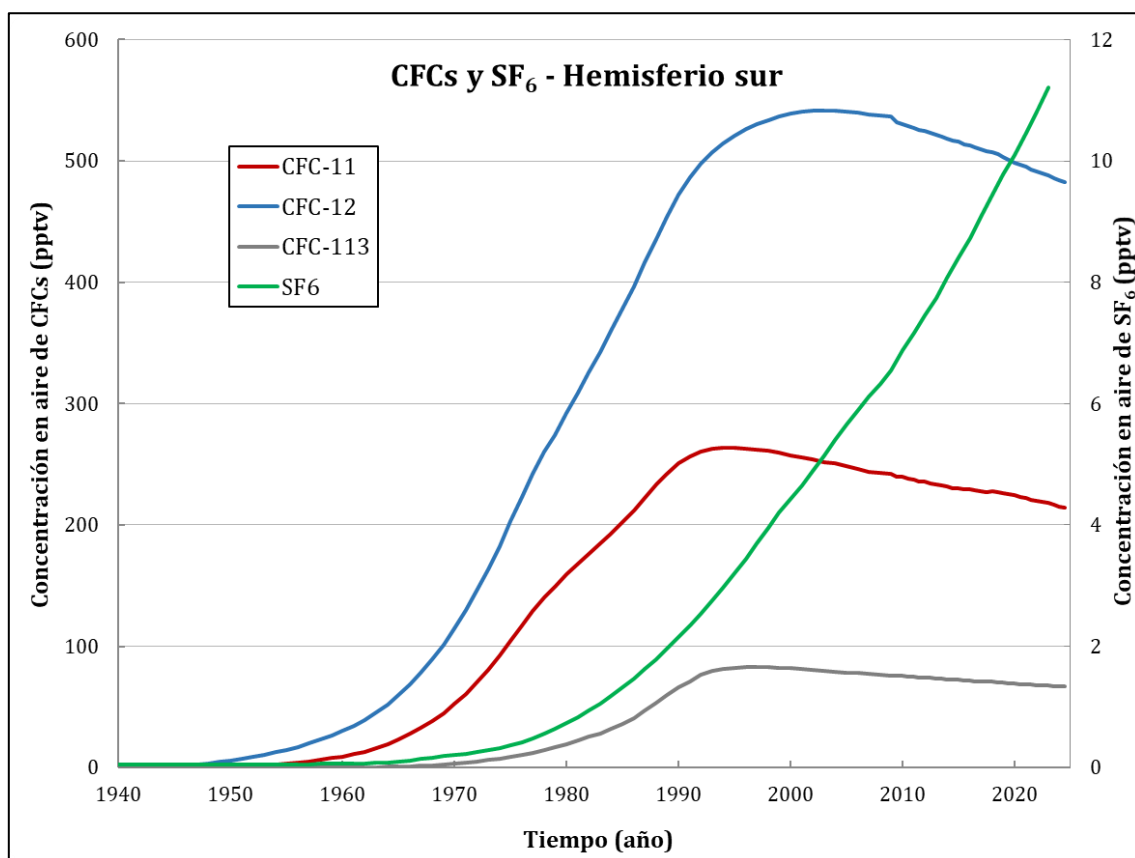


Figura 5.1. Función de entrada de CFCs y SF₆ para el hemisferio sur. Datos tomados de TracerLPM y de la NOAA (Dutton *et al.*, 2024a; 2024b; 2024c, 2024d). Nótese la diferencia en concentraciones entre los dos ejes verticales.

Desde mediados de la década de 1980, la concentración atmosférica de SF₆ ha aumentado entre un 7 % y un 8 % anual, mientras que los CFCs alcanzaron su punto máximo en la década de 1990 y actualmente sus concentraciones están en declive.

Para ⁸⁵Kr se utilizó como función de entrada la curva de concentraciones en la atmósfera del hemisferio sur reconstruidas por Kersting *et al.* (2021). Para hacer esto los autores utilizaron más de 1300 mediciones de concentraciones atmosféricas de ⁸⁵Kr recogidas desde 1968 en siete estaciones distribuidas en el hemisferio sur. Todos estos datos fueron ajustados mediante un polinomio de séptimo grado utilizando *Python*, y quedando así constituida la función de entrada para el hemisferio sur desde 1968 hasta junio de 2019 utilizada en este trabajo (Figura 5.2). Para los datos posteriores (período 2020-2025), se utilizaron valores simulados basados en una tendencia creciente y en las concentraciones medidas en el aire local de Mar del Plata durante 2022. De todos modos, estos últimos datos probablemente tengan una influencia muy limitada en el cálculo de edades debido al escaso tiempo transcurrido al momento en que se tomaron las muestras.

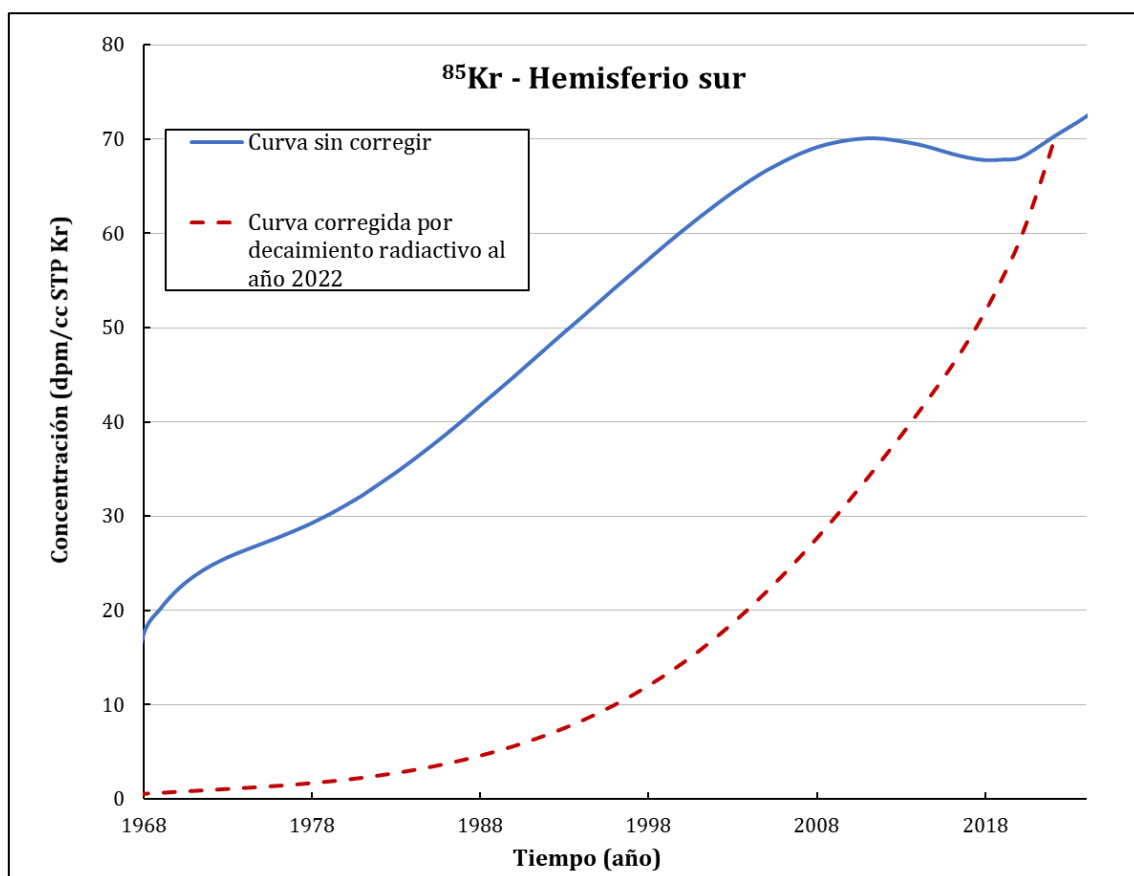


Figura 5.2. Función de entrada para ^{85}Kr en hemisferio sur. Curva reconstruida según Kersting *et al.* (2021) hasta el año 2019.

5.1.1. Reconstrucción de la función de entrada local de ^3H

El caso de la función de entrada de ^3H es particularmente complejo debido a la gran variabilidad de su concentración en las precipitaciones, influenciada tanto por factores antropogénicos como naturales. A lo largo del tiempo, su contenido ha fluctuado significativamente, especialmente por el impacto de las pruebas de armas termonucleares realizadas a mediados del siglo XX (Aggarwal *et al.*, 2016). Además, presenta una fuerte variabilidad geográfica debido a procesos naturales que generan gradientes latitudinales, continentales y variaciones regionales en su concentración (Michel, 2005). Por ello, es fundamental utilizar una función de entrada de ^3H específica para cada zona de estudio.

El monitoreo a largo plazo de las concentraciones de ^3H en la precipitación es esencial para este propósito. La Red Mundial de Isótopos en la Precipitación (*Global Network of Isotopes in Precipitation*, [GNIP](#)), desarrollada por el Organismo Internacional de Energía Atómica (*International Atomic Energy Agency*, IAEA) y la Organización Meteorológica Mundial (*World Meteorological Organization*, WMO), ofrece una extensa base de datos de acceso público sobre

^3H en la precipitación en rangos mensuales. Sin embargo, los registros históricos de ^3H suelen ser escasos y discontinuos, especialmente en América del Sur, donde no existe un registro completo de los últimos 60 años. En muchas áreas, ni siquiera se cuenta con datos del “pico de bomba” de la década de 1960. Esta ausencia de funciones de entrada confiables ha restringido la aplicabilidad del ^3H como trazador en la región, permitiendo solo estimaciones imprecisas y relativas de la edad del agua (e.g., Figini *et al.*, 1983; Levin *et al.*, 1988; Panarello *et al.*, 1995).

En la zona de estudio, solo se dispone de datos de ^3H en precipitación desde 2014 para la ciudad de Mar del Plata. Por ello, para una aplicación precisa y efectiva del ^3H en la zona, fue necesaria la reconstrucción de la serie temporal histórica a partir de otros datos disponibles. En la Región Pampeana, la base de datos GNIP incluye mediciones de ^3H en Buenos Aires (260 registros mensuales), Porto Alegre (211 registros mensuales), Miramar (6 registros mensuales) y Padre Buodo (3 registros mensuales). Ninguna de estas estaciones cuenta con un registro continuo y completo, y ninguna posee valores previos al inicio de las pruebas termonucleares (1952). Como resultado, las concentraciones naturales de ^3H en la precipitación en esta región siguen siendo desconocidas.

Diversos métodos para la reconstrucción de funciones de entrada de ^3H ya han sido propuestos y desarrollados por distintos autores en el pasado. La aproximación más simple consiste en utilizar el registro más completo de cada hemisferio como curva representativa, siendo generalmente Ottawa (Canadá) o Viena (Austria) para el hemisferio norte y Kaitoke (Nueva Zelanda) para el hemisferio sur (Michel *et al.*, 2018). Esta metodología considera la diferencia significativa en el aporte antropogénico de los ensayos nucleares entre ambos hemisferios, donde en el hemisferio sur las concentraciones de ^3H durante el pico de bomba fueron entre uno y dos órdenes de magnitud menores y más atenuadas. Sin embargo, esta aproximación no considera la variabilidad asociada a factores como latitud, continentalidad, clima y actividades locales, lo que puede generar errores grandes en la estimación de edades, especialmente si la estación de referencia está alejada de la región de estudio como es en este caso. Se pudo observar que las concentraciones de ^3H en precipitación medidas en la Región Pampeana son sistemáticamente mayores que las registradas en Kaitoke, probablemente debido a emisiones de centrales nucleares en funcionamiento desde 1974 y al aporte de humedad proveniente del interior de Sudamérica, transportada por el *Low-Level Jet* de América del Sur (SALLJ; Berri e Inzunza, 1993; González *et al.*, 2009; Nicolini *et al.*, 2002). Este fenómeno atmosférico favorece la convección profunda, que puede arrastrar aire con mayor contenido de

^3H desde niveles superiores de la atmósfera, contribuyendo así al enriquecimiento del ^3H en la precipitación de la región (Aggarwal *et al.*, 2016; Salio *et al.*, 2007).

De todos modos, existen métodos más precisos para la reconstrucción de las curvas de ^3H , como el método de triangulación (MT; Celle *et al.*, 2001), los métodos de doble curva de referencia (MDCRM; Doney *et al.*, 1992; Zhang *et al.*, 2011) y los métodos de correlación (MC; Michel, 1989; Michel *et al.*, 2018). También se han desarrollado modelos de circulación general (MCG; Koster *et al.*, 1989; Weiss y Roether, 1980) para simular la distribución de ^3H en el océano y la atmósfera. Sin embargo, debido a que sus resultados no siempre son directamente comparables con las observaciones (Ba y Xu, 2010; Cauquoin *et al.*, 2015; Sarmiento, 1983), este último enfoque no fue considerado en este estudio. Cada uno de los otros métodos presenta ventajas, desventajas y distintos niveles de incertidumbre, por lo que su elección debe adaptarse a la región de estudio.

Para determinar el método más adecuado para la reconstrucción de la serie temporal de ^3H en el área de estudio, se aplicaron todos los métodos mencionados. Se generaron con ellos las curvas de ^3H en estaciones GNIP con registros históricos relativamente completos y cercanas a la región: Buenos Aires, Porto Alegre, Malvinas y Puerto Montt. Luego, se compararon las curvas resultantes con los datos de monitoreo disponibles, calculando los errores relativos medios (ERMs) ([Ecuación 4.6](#)) para evaluar la precisión de cada modelo (Tabla 5.1).

Tabla 5.1. Errores relativos medios (ERM) (%) entre las concentraciones de ^3H en precipitación medidas en distintas estaciones de la GNIP y las obtenidas con distintos modelos. El MDRCM no fue aplicado en Buenos Aires, ya que los coeficientes espaciales no están listados en el trabajo original (Zhang *et al.*, 2011).

Método	Buenos Aires	Porto Alegre	Puerto Montt	Malvinas
MT	150,12	38,94	48,72	57,59
MDCR	11,68	9,05	23,86	15,84
MDCRM	-	7,79	28,31	12,04
MC (Kaitoke)	10,41	12,52	13,83	16,64

Las reconstrucciones con el método MT no solo fueron menos precisas que las obtenidas con otros modelos, sino que también resultaron significativamente más limitadas en términos temporales. Los menores valores de ERM se lograron con los métodos MDCRM y MC. Sin embargo, el MDCRM presenta importantes limitaciones que no se reflejan completamente en estos errores. En primer lugar, tiende a exagerar el pico de bomba en Porto Alegre, alcanzando

valores de hasta 180 UT en 1963, lo cual es inconsistente con la evidencia empírica, ya que los registros de concentraciones anuales superiores a 100 UT en el hemisferio sur son extremadamente raros. Además, como señaló Newman *et al.* (2013), la precisión de este método disminuye notablemente después de 1990, generando frecuentemente concentraciones muy bajas, cercanas a cero o incluso valores negativos.

El MC es una opción atractiva porque permite una cobertura temporal más extensa que otros métodos, el proceso de reconstrucción es relativamente sencillo y los datos requeridos están disponibles libremente en GNIP. Su eficacia ha sido demostrada en estudios previos (Albero y Panarello, 1981; Jerbi *et al.*, 2019; Michel, 1989; Michel *et al.*, 2018; Silva y Cota, 2021; Zhai *et al.*, 2013). Por estas razones, el MC fue seleccionado como el método más adecuado para la reconstrucción de la función de entrada en el área de estudio.

El MC reconstruye la serie temporal de ^3H en una región específica estableciendo una correlación entre mediciones locales y datos de estaciones con registros de largo plazo, lo que permite obtener una línea de regresión para estimar los valores faltantes a partir de los datos de la estación más completa. En este estudio, se utilizó la estación de Kaitoke como referencia, siguiendo las recomendaciones de la IAEA (1992). GNIP proporciona registros de ^3H en Kaitoke desde 1960 hasta 2011, y esta serie fue extendida hasta 2015 con los datos de Palcsu *et al.* (2018).

Para mejorar la efectividad del método (cuya precisión depende en gran medida de la cantidad de años medidos en la ubicación a reconstruir) se integraron y promediaron datos de las estaciones GNIP más cercanas al área de estudio: Ezeiza, San Andrés, Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Porto Alegre, Miramar y Padre Buodo. Esta estrategia permitió completar vacíos temporales en los registros. Todas las concentraciones de ^3H empleadas corresponden a valores medios anuales ponderados por la precipitación, minimizando así el impacto de variaciones en la cantidad de lluvia y en la diferencia de los patrones climáticos estacionales entre Kaitoke y la zona de estudio. Se excluyeron de los promedios anuales algunas concentraciones mensuales excepcionalmente altas, así como todas las mediciones realizadas en Buenos Aires a principios de los 2000, debido a la influencia de emisiones de las centrales nucleares Atucha I y II. Finalmente, se aplicó una regresión lineal simple sobre los valores de las concentraciones de ^3H (Ecuación 5.1 y Figura 5.3).

$$\text{Log}_{10}(T_j) = \text{Log}_{10}(T_{\text{Kaitoke},j})b + a \quad (\text{Ecuación 5.1})$$

donde “ T_j ” es la concentración de ^3H en el año j en la Región Pampeana que se quiere reconstruir; “ $T_{\text{Kaitoke},j}$ ” es la concentración de ^3H medida en la estación de Kaitoke para el mismo año; “ b ” es la pendiente de la línea de regresión, y “ a ” es la ordenada al origen. Se emplean valores logarítmicos para reducir la diferencia de magnitud entre las concentraciones del pico de bomba y las concentraciones posteriores, considerablemente menores.

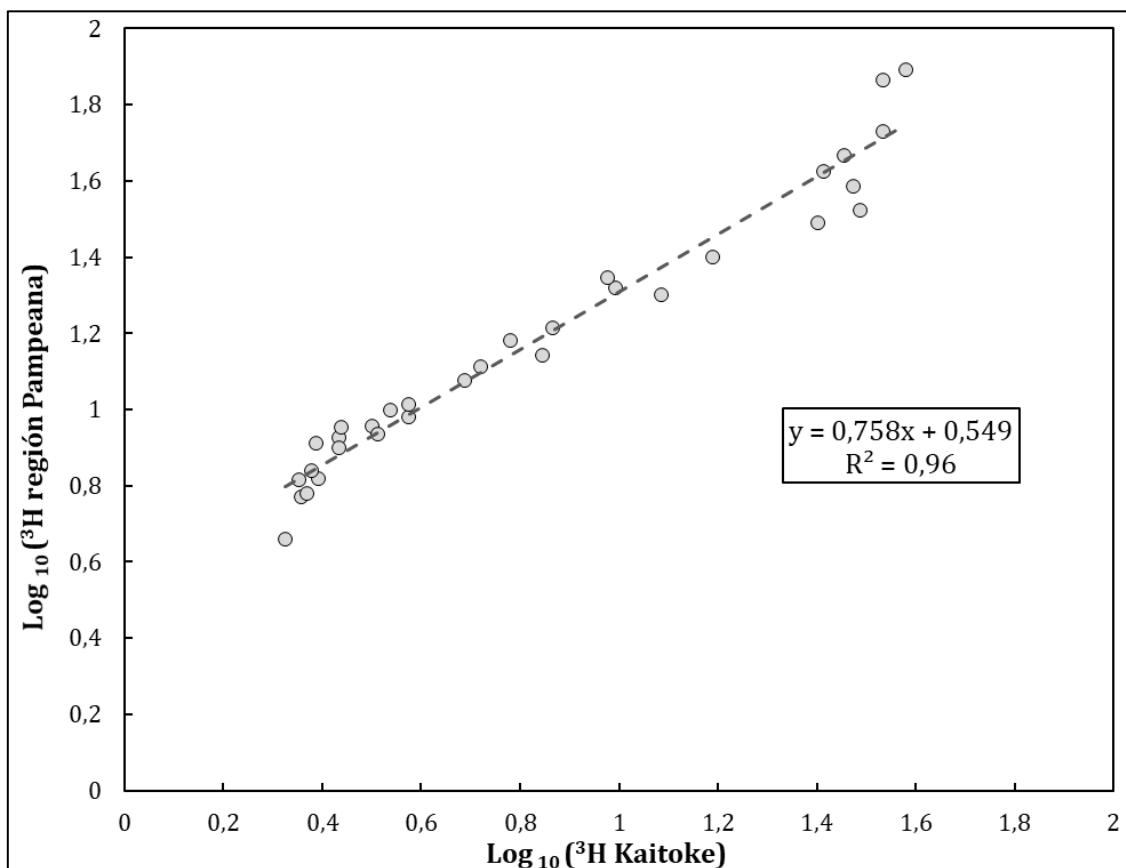


Figura 5.3. Gráfico de regresión lineal entre las concentraciones de ^3H (en valores logarítmicos) medidas en Kaitoke (eje x) y la zona de estudio (eje y), con la línea de tendencia y ecuación de la misma.

Se observaron correlaciones sólidas entre los datos de la zona de estudio y los de Kaitoke, con un coeficiente de determinación R^2 de 0,96. La pendiente de la regresión obtenida fue de 0,76, y la ordenada al origen de 0,55. Para evaluar la significancia del modelo ($\alpha = 0,05$), se aplicó la prueba de normalidad de Shapiro–Wilk (Shapiro y Wilk, 1965) a los residuos. Los resultados indicaron que los residuos siguen una distribución normal, dado que los niveles de significancia fueron mayores a 0,05.

Las concentraciones anuales medias faltantes se reconstruyeron mediante esta función de regresión lineal y se integraron a los datos medidos existentes para completar la serie temporal, obteniendo así finalmente la función de entrada de ^3H para la Región Pampeana en el período 1958–2015 (Figura 5.4). Los valores posteriores a 2015 se estimaron a partir de mediciones en la precipitación de Mar del Plata, mientras que para los valores naturales previos al pico de bomba se asumió un valor medio anual constante de 4 UT.

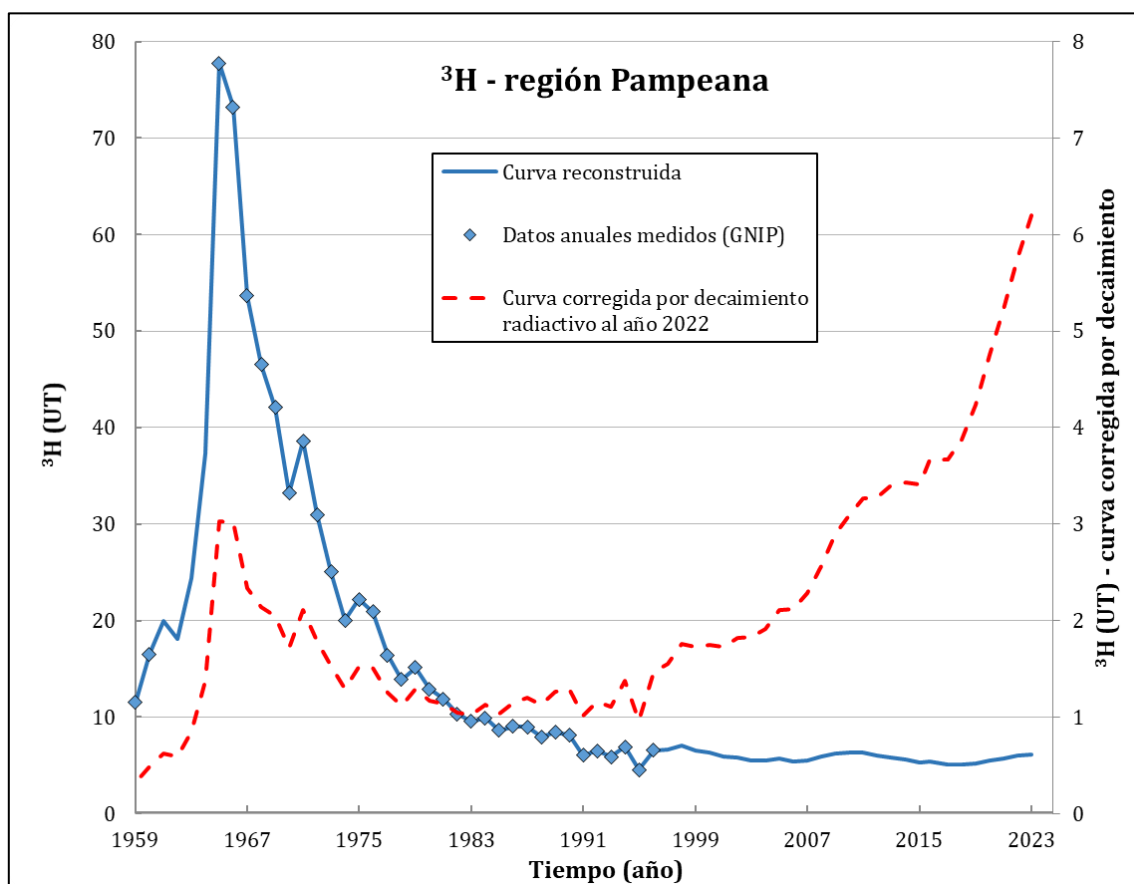


Figura 5.4. Reconstrucción de la serie histórica de la concentración media anual ponderada de ^3H en la precipitación para la zona de estudio. Nótese el “pico de bomba” durante las décadas de 1960 y 1970.

5.2. Cálculo de exceso de aire y temperatura de recarga

Cómo se explica en el [Capítulo 4.2.2.1.](#), las concentraciones acuosas de CFCs y SF_6 medidas en laboratorio (en mol/kg) debieron ser convertidas a sus respectivas fracciones molares en el aire (en pptv) utilizando la Ley de Henry y un valor de exceso de aire. Este último valor, junto con la temperatura de recarga, fueron calculados mediante la modelación inversa de concentraciones de gases nobles (Ne, Ar, Kr y Xe) medidas en muestras de agua de la región de estudio (Tabla 5.2) y el modelo *unfractionated air* (UA; Andrews y Lee, 1979).

Tabla 5.2. Concentraciones medidas (en ccSTP/g) de gases nobles en muestras de aguas del acuífero Pampeano en la región de estudio.

Muestra	He	Ne	Ar	Kr	Xe
1	6,0E-8 ±4,5E-10	2,5E-7 ±2,8E-9	3,9E-4 ±7,4E-6	8,6E-8 ±2,2E-9	1,3E-8 ±8,0E-10
2	6,0E-8 ±3,3E-10	2,5E-7 ±1,5E-9	4,0E-4 ±2,9E-6	8,7E-8 ±1,4E-9	1,3E-8 ±1,3E-9
3	6,3E-8 ±4,4E-10	2,6E-7 ±2,9E-9	4,1E-4 ±7,8E-6	8,6E-8 ±2,2E-9	1,3E-8 ±8,2E-10
4	5,8E-8 ±5,8E-10	2,4E-7 ±2,0E-9	3,9E-4 ±6,7E-6	8,5E-8 ±2,5E-9	1,0E-8 ±5,1E-10
5	5,4E-8 ±4,9E-10	2,2E-7 ±1,9E-9	3,7E-4 ±3,2E-6	8,3E-8 ±2,1E-9	1,0E-8 ±4,7E-10
6	5,7E-8 ±4,7E-10	2,4E-7 ±1,4E-9	3,9E-4 ±5,4E-6	8,5E-8 ±1,9E-9	1,1E-8 ±7,9E-10
7	5,8E-8 ±5,2E-10	2,4E-7 ±2,5E-9	3,9E-4 ±7,5E-6	8,2E-8 ±2,2E-9	1,2E-8 ±9,0E-10
8	5,8E-8 ±6,5E-10	2,3E-7 ±1,0E-9	3,8E-4 ±5,2E-6	8,4E-8 ±2,0E-9	1,1E-8 ±7,0E-10
9	6,2E-8 ±5,2E-10	2,5E-7 ±2,7E-9	3,9E-4 ±6,3E-6	8,2E-8 ±1,9E-9	1,1E-8 ±6,5E-10
10	6,4E-8 ±4,0E-10	2,6E-7 ±1,5E-9	4,1E-4 ±3,1E-6	9,0E-8 ±2,0E-9	1,1E-8 ±1,4E-9
11	6,6E-8 ±5,4E-10	2,5E-7 ±2,7E-9	4,2E-4 ±6,8E-6	8,4E-8 ±2,0E-9	1,1E-8 ±6,7E-10
12	6,6E-8 ±5,3E-10	2,5E-7 ±7,3E-10	4,3E-4 ±8,6E-6	9,4E-8 ±2,5E-9	1,3E-8 ±6,1E-10
13	7,8E-8 ±5,7E-10	2,5E-7 ±2,7E-9	4,0E-4 ±6,6E-6	8,6E-8 ±2,0E-9	1,2E-8 ±6,3E-10
14	6,3E-8 ±5,6E-10	2,6E-7 ±2,8E-9	4,0E-4 ±7,6E-6	8,4E-8 ±2,2E-9	1,2E-8 ±9,4E-10
15	5,6E-8 ±4,9E-10	2,3E-7 ±1,4E-9	3,6E-4 ±4,8E-6	7,9E-8 ±1,7E-9	1,2E-8 ±5,9E-10
16	7,6E-8 ±5,3E-10	2,6E-7 ±2,7E-9	4,2E-4 ±6,9E-6	9,0E-8 ±2,1E-9	1,3E-8 ±7,0E-10
17	7,3E-8 ±5,7E-10	2,4E-7 ±1,4E-9	4,1E-4 ±4,5E-6	8,9E-8 ±1,6E-9	1,2E-8 ±6,0E-10
18	8,1E-8 ±5,9E-10	2,5E-7 ±2,7E-9	4,2E-4 ±6,9E-6	9,2E-8 ±2,1E-9	1,3E-8 ±6,9E-10
19	8,1E-8 ±5,4E-10	2,6E-7 ±3,2E-9	4,2E-4 ±1,3E-6	9,4E-8 ±2,7E-9	1,3E-8 ±1,0E-9
20	8,0E-8 ±6,9E-10	2,5E-7 ±1,6E-9	4,0E-4 ±5,3E-6	8,8E-8 ±1,9E-9	1,2E-8 ±6,2E-10

De las 20 muestras 10 presentaron ajustes con un χ^2 con *p-values* mayor a 0,1, dando como promedio un valor de exceso de aire de 2,77 ccSTP/kg y una temperatura de recarga de 11,5°C (Tabla 5.3). Los resultados descartan procesos de desgasificación en el acuífero, ya que todas las muestras presentan un componente de aire excedente por encima del equilibrio de solubilidad.

Tabla 5.3. Parámetros (EA y temperatura) obtenidos mediante modelación inversa de gases nobles, usando el *software* Panga. Muestras ordenadas de mejor a peor ajuste. Los promedios fueron calculados para las 10 muestras con *p-values* mayores a 0,1 (10%).

Muestra	Grados de libertad	χ^2	Prob (%)	EA (ccSTP/Kg)	EA error (ccSTP/Kg)	T (°C)	T error (°C)
17	2	0,8	67,9	2,49	0,10	11,4	0,6
19	2	1,3	52,3	3,07	0,20	8,9	0,3
1	2	1,5	48,1	3,13	0,18	12,4	0,7
6	2	1,9	38,8	2,42	0,10	12,4	0,6
8	2	2,0	37,7	2,08	0,08	12,9	0,6
15	2	2,3	31,7	2,14	0,10	14,7	0,5
20	2	3,2	20,2	3,10	0,11	11,4	0,5
14	2	3,2	19,9	3,38	0,18	12,5	0,7
10	2	4,3	11,8	3,06	0,10	9,9	0,4
12	2	4,3	11,5	2,78	0,08	9,0	0,6
Promedios				2,77	0,12	11,5	0,5
18	2	4,9	8,7	2,94	0,17	9,6	0,6
3	2	5,3	7,2	3,58	0,18	11,7	0,7
16	2	5,3	7,0	3,09	0,17	10,0	0,6
7	2	5,5	6,3	2,26	0,16	12,7	0,7
9	2	5,9	5,1	3,15	0,17	13,4	0,6
5	2	6,8	3,4	1,58	0,12	13,8	0,4
13	2	7,2	2,8	3,12	0,17	11,9	0,6
2	2	7,5	2,3	2,95	0,10	10,9	0,3
4	2	17,5	0,0	2,76	0,13	13,4	0,7
11	2	28,9	0,0	2,99	0,17	11,3	0,6

5.3. Concentraciones de trazadores de edad

En las siguientes tablas (Tabla 5.4 y Tabla 5.5) se muestran los resultados de las mediciones de concentraciones para los distintos trazadores de aguas jóvenes con sus respectivas unidades. Para el caso del SF₆ y de los CFCs se informan tanto las concentraciones acuosas (en mol/kg) como sus respectivas fracciones molares en el aire en equilibrio (en pptv) calculadas según lo descrito en el [Capítulo 4.2.2.1](#).

Tabla 5.4. Concentraciones medidas de trazadores gaseosos. La incertidumbre típica en una medición individual es de ± 2 % para CFC-12 y CFC-11, ± 6 % para CFC-113, mientras que para el SF₆ es de ± 5 %. Los casos donde sí se realizaron mediciones, pero no se pudo detectar al trazador se informan como “ND”.

Localidad	Prof. del filtro (mbst)	Fecha de muestreo (mm/aa)	⁸⁵ Kr (dpm/cc)	³⁹ Ar (pMAR)	SF ₆		CFCs					
					(fmol/kg)	(pptv)	(pmol/kg)			(pptv)		
							11	12	113	11	12	113
INTA Balcarse	0-10	03/22	38,3 $\pm$ 1,2	-	2,7	5,7	-	-	-	-	-	-
		11/12	-	-	-	-	2,6	2,3	0,2	138,9	456,4	40,4
	10-20	02/24	-	-	-	-	1,3	2,4	0,1	68,4	473,9	11,4
		03/22	23,2 $\pm$ 0,8	-	1,6	3,4	-	-	-	-	-	-
		11/12	-	-	-	-	2,4	2,1	0,2	130,2	425,3	38,7
		11/11	-	-	-	-	1,8	1,4	0,1	97,1	280,1	19,7
	20-30	03/22	6,2 $\pm$ 0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		11/12	-	-	-	-	0,7	0,9	0,1	35,8	183,1	19,6
		11/11	-	-	-	-	0,7	0,7	ND	36,9	143,1	ND
San Manuel	0-12	03/22	7,8 $\pm$ 0,5	-	0,5	1,1	-	-	-	-	-	-
		11/12	-	-	-	-	1,3	0,7	0,1	70,4	137,3	11,9
	12-24	02/24	-	-	-	-	0,4	0,3	ND	19,6	65,7	ND
		03/22	1,0 $\pm$ 0,2	115,8 $\pm$ 7,2	0,3	0,6	-	-	-	-	-	-
		11/12	-	-	-	-	0,2	0,2	ND	11,7	39,8	ND
	24-50	03/22	0,8 $\pm$ 0,2	64,6 $\pm$ 4,1	0,2	0,4	-	-	-	-	-	-
		11/12	-	-	-	-	0,0	0,0	ND	1,1	2,0	ND
Lobería	0-12	03/22	18,8 $\pm$ 0,6	-	1,2	2,5	-	-	-	-	-	-
		11/12	-	-	-	-	2,2	1,2	0,2	116,3	242,8	29,0
	12-24	02/24	-	-	-	-	1,5	0,9	0,1	78,0	185,1	11,9
		03/22	6,8 $\pm$ 0,3	-	0,4	0,7	-	-	-	-	-	-
		11/12	-	-	-	-	0,7	0,4	0,0	37,0	80,3	7,4
	24-45	03/22	2,4 $\pm$ 0,3	-	0,3	0,6	-	-	-	-	-	-
		11/12	-	-	-	-	0,0	0,0	ND	1,1	8,0	ND
Chacra Miramar	0-12	02/24	-	-	-	-	1,8	0,9	0,1	94,6	175,5	15,2
	12-24	02/24	6,7 $\pm$ 0,3	-	-	-	0,8	0,4	ND	41,3	85,5	ND
	24-48	02/24	1,1 $\pm$ 0,1	-	-	-	0,2	0,1	ND	12,5	12,64	ND
Malacara	0-12	03/22	0,8 $\pm$ 0,2	-	0,4	0,7	-	-	-	-	-	-
	12-25	03/22	1,1 $\pm$ 0,2	-	0,3	0,7	-	-	-	-	-	-
	25-60	03/22	0,5 $\pm$ 0,1	-	0,3	0,7	-	-	-	-	-	-
UNMdP	12-20	03/22	50,2 $\pm$ 1,5	-	2,9	6,1	-	-	-	-	-	-
	20-60	03/22	29,9 $\pm$ 0,9	-	1,6	3,3	-	-	-	-	-	-

Tabla 5.5. Concentraciones medidas de ^3H y $^3\text{He}_{\text{trit}}$. El ^3H inicial ($^3\text{H}_0$) corresponde a la suma de los dos. Los datos se midieron en dos laboratorios: en la *International Atomic Energy Agency* (IAEA) y en el *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement* (LSCE).

Localidad	Prof. del filtro (m bst)	Fecha de muestreo (lugar de medición)	^3H (UT)	$^3\text{He}_{\text{trit}}$ (UT)	$^3\text{H}_0$	Porcentaje $^3\text{H}/^3\text{H}_0$ (media)
INTA Balcarce	0-10	04/14 (IAEA)	1,8 $\pm$ 0,1	1,3 $\pm$ 0,4	3,1 $\pm$ 0,4	56 % $\pm$ 9 %
		11/12 (IAEA)	1,9 $\pm$ 0,2	2,2 $\pm$ 0,4	4,0 $\pm$ 0,4	
		11/12 (LSCE)	1,8 $\pm$ 0,1	1,6 $\pm$ 0,5	3,4 $\pm$ 0,5	
		05/12 (IAEA)	2,2 $\pm$ 0,2	1,2 $\pm$ 0,5	3,4 $\pm$ 0,5	
	10-20	04/14 (IAEA)	0,9 $\pm$ 0,1	3,1 $\pm$ 0,7	4,0 $\pm$ 0,7	31 % $\pm$ 6 %
		11/12 (LSCE)	1,1 $\pm$ 0,1	1,7 $\pm$ 0,5	2,8 $\pm$ 0,5	
		11/12 (IAEA)	1,3 $\pm$ 0,1	-	-	
	20-30	04/14 (IAEA)	0,3 $\pm$ 0,1	0,4 $\pm$ 0,4	0,6 $\pm$ 0,4	30 % $\pm$ 19 %
		11/12 (LSCE)	0,11 $\pm$ 0,1	1,2 $\pm$ 0,5	1,3 $\pm$ 0,5	
		05/12 (IAEA)	0,4 $\pm$ 0,1	0,6 $\pm$ 0,5	1,0 $\pm$ 0,5	
San Manuel	0-12	04/14 (IAEA)	0,8 $\pm$ 0,1	2,7 $\pm$ 0,2	3,6 $\pm$ 0,2	20 % $\pm$ 2 %
		11/12 (LSCE)	0,6 $\pm$ 0,1	3,0 $\pm$ 0,5	3,6 $\pm$ 0,5	
		11/12 (IAEA)	0,6 $\pm$ 0,1	-	-	
	12-24	04/14 (IAEA)	0,2 $\pm$ 0,1	-	-	17 % $\pm$ 8 %
		11/12 (LSCE)	0,05 $\pm$ 0,0	1,3 $\pm$ 0,7	1,3 $\pm$ 0,7	
		11/12 (IAEA)	0,3 $\pm$ 0,1	0,7 $\pm$ 0,2	1,1 $\pm$ 0,2	
	24-50	11/12 (LSCE)	0,09 $\pm$ 0,0	-	-	-
Lobería	0-12	11/12 (LSCE)	0,5 $\pm$ 0,1	2,0 $\pm$ 0,7	2,6 $\pm$ 0,7	27 % $\pm$ 9 %
		11/12 (IAEA)	0,6 $\pm$ 0,1	1,3 $\pm$ 0,4	2,0 $\pm$ 0,4	
	12-24	04/14 (IAEA)	0,4 $\pm$ 0,1	-	-	21 % $\pm$ 11 %
		11/12 (LSCE)	0,2 $\pm$ 0,0	1,0 $\pm$ 0,6	1,3 $\pm$ 0,6	
		04/12 (IAEA)	0,4 $\pm$ 0,1	1,3 $\pm$ 0,8	1,7 $\pm$ 0,8	
	24-45	04/14 (IAEA)	0,11 $\pm$ 0,1	0,6 $\pm$ 0,6	0,7 $\pm$ 0,6	10 % $\pm$ 9 %
		11/12 (LSCE)	0,04 $\pm$ 0,0	0,9 $\pm$ 0,7	1,0 $\pm$ 0,7	

La primera observación a destacar es la presencia, en mayor o menor medida, de concentraciones detectables de los distintos trazadores en los pozos estudiados, lo que confirma la existencia de agua joven en estas profundidades del acuífero Pampeano. Asimismo, se observa que todas las concentraciones medidas, incluso en los pozos someros, se encuentran considerablemente por debajo de los niveles atmosféricos actuales o de aquellos correspondientes al momento del muestreo de los trazadores. Esto indica que ninguna muestra está compuesta principalmente por agua recargada en los últimos años, sino que, en mayor o menor medida, contienen agua que ha permanecido varios años en la zona saturada. Las concentraciones de trazadores tienden a disminuir con la profundidad, una tendencia esperable si la edad del agua aumenta con la profundidad. La única excepción a este patrón son los pozos de Malacara, donde los tres pozos presentan concentraciones bajas y similares tanto para SF_6 como para ^{85}Kr .

Cada dato de CFC corresponde al promedio de tres mediciones realizadas para cada pozo. En general, se consideraron las tres mediciones en el promedio, salvo en los casos en que uno de los resultados difiere significativamente de los otros dos, lo que podría deberse a una posible contaminación de la muestra. Es común que el CFC-113 no se detecte en las muestras, dado que sus concentraciones ambientales son mucho menores en comparación con las de otros CFCs, todos medidos con el mismo método. Por otro lado, en los piezómetros donde se realizaron mediciones de CFCs en distintos años, se observa cierta variabilidad temporal en los datos para un mismo pozo. Sin embargo, sería prematuro sacar conclusiones definitivas al respecto en esta instancia, ya que las concentraciones de un trazador en un mismo pozo pueden variar con el paso del tiempo debido a los cambios históricos en las concentraciones atmosféricas de los trazadores, particularmente en el caso de los CFCs durante las últimas décadas ([Figura 5.1](#)).

Las únicas dos mediciones de ^{39}Ar realizadas en los pozos de San Manuel indican una probable contaminación por producción *in situ*, especialmente en el pozo intermedio, donde la concentración medida supera en un 15,8 % el contenido atmosférico. Esta contaminación compromete el uso del trazador en modelos inversos, razón por la cual no se realizaron más mediciones. No obstante, la información obtenida sigue siendo valiosa y será discutida más adelante.

5.4. Edades Flujo-pistón o edades aparentes

Según la metodología descrita en el [Capítulo 3.2.1.](#), se determinaron las edades aparentes del agua para cada piezómetro y para cada trazador medido, las cuales se presentan en la siguiente tabla (Tabla 5.6):

Tabla 5.6. Edades aparentes (flujo-pistón) obtenidas a partir de las concentraciones de trazadores medidos, considerando los errores de medición. En el caso de ^3H y $^3\text{H}/^3\text{He}_{\text{trit}}$ se muestran las edades promedio.

Localidad	Prof. del filtro (m bst)	Fecha de muestra (mm/aa)	Edad aparente (años)					³ H/ ³ He _{trit} (media)	³ H (media)
			⁸⁵ Kr	SF ₆	CFC-11	CFC-12	CFC-113		
INTA Balcarse	0-10	03/22	9,5 ±0,5	17,2 ±1,1	-	-	-	10,3 ±2,7	18,0 a 37,7; 51,7 ±0,1
		11/12	-	-	35,1 ±0,3	23,9 ±0,5	27,1 ±0,5		
	10-20	02/24	-	-	52,4 ±0,1	34,1 ±0,6	47,6 ±0,4	20,5 ±3,6	52,7 ±0,1
		03/22	16,5 ±0,4	26,5 ±0,8	-	-	-		
		11/12	-	-	35,9 ±0,3	25,6 ±0,4	27,4 ±0,4		
		11/11	-	-	37,7 ±0,3	32,7 ±0,3	31,9 ±0,5		
	20-30	03/22	31,2 ±0,5	-	-	-	-	21,2 ±11,2	>55,0
		11/12	-	-	45,4 ±0,1	38,9 ±0,1	32,9 ±0,5		
		11/11	-	-	44,4 ±0,1	40,2 ±0,3	-		
San Manuel	0-12	03/22	28,7 ±0,6	38,7 ±0,4	-	-	-	28,7 ±2,3	53,8 ±0,5
		11/12	-	-	40,9 ±0,1	41,6 ±0,1	36,1 ±0,4		
	12-24	02/24	-	-	60,1 ±0,0	58,6 ±0,1	ND	31,5 ±8,1	>58,0
		03/22	50,2 ±1,6	44,0 ±0,4	-	-	-		
		11/12	-	-	51,6 ±0,1	50,9 ±0,1	ND		
		11/11	-	-	51,6 ±0,1	50,9 ±0,1	ND		
	24-50	03/22	52,0 ±1,4	46,5 ±0,4	-	-	-	-	>60,0
		11/12	-	-	60,9 ±0,0	66,6 ±0,0	ND		
Lobería	0-12	03/22	19,2 ±0,4	30,7 ±0,6	-	-	-	23,3 ±5,7	52,0 a 56,5
		11/12	-	-	37,1 ±0,1	35,9 ±0,3	29,6 ±0,6		
	12-24	02/24	-	-	51,4 ±0,1	50,1 ±0,3	47,4 ±0,4	28,1 ±9,4	>56,0
		03/22	30,2 ±0,5	42,2 ±0,4	-	-	-		
		11/12	-	-	45,1 ±0,1	45,9 ±0,1	39,1 ±0,4		
	24-45	03/22	40,7 ±1,0	44,2 ±0,4	-	-	-	41,5 ±16,6	>64,0
		11/12	-	-	60,9 ±0,0	61,6 ±0,1	ND		
Chacra Miramar	0-12	02/24	-	-	50,1 ±0,1	50,6 ±0,3	45,9 ±0,5	-	-
	12-24	02/24	30,9 ±0,5	-	55,9 ±0,1	56,6 ±0,1	ND	-	-
	24-48	02/24	48,8 ±1,3	-	62,6 ±0,1	70,1 ±0,1	ND	-	-
Malacara	0-12	03/22	51,5 ±1,5	42,2 ±0,4	-	-	-	-	-
	12-25	03/22	48,7 ±1,9	43,0 ±0,3	-	-	-	-	-
	25-60	03/22	53,9 ±1,1	42,5 ±0,4	-	-	-	-	-
UNMdP	12-20	03/22	5,0 ±0,5	15,5 ±1,4	-	-	-	-	-
	20-60	03/22	13,2 ±0,5	26,7 ±0,6	-	-	-	-	-

Los errores en las edades se estimaron considerando los valores mínimo y máximo de las concentraciones dentro del rango de incertidumbre de las mediciones. En general, las incertidumbres en las edades aparentes son inferiores a un año y, en el contexto de otras fuentes de incertidumbre y la finalidad del método, pueden considerarse despreciables. Sin embargo, en el caso del ^3H y de $^3\text{H}/^3\text{He}_{\text{trit}}$, las incertidumbres son mayores debido a las bajas

concentraciones medidas, los errores relativos más elevados y la mayor complejidad en la geometría de su función de entrada.

Los resultados muestran una constante variabilidad en las edades obtenidas mediante distintos trazadores para el agua de un mismo piezómetro. Estas diferencias son una evidencia clara de que las muestras están compuestas por una mezcla de agua con diversas edades. Como se explica en el [Capítulo 3.2.2.2](#), este efecto es una consecuencia directa de la falta de linealidad en la geometría de las funciones de entrada de los trazadores y/o de la presencia de una fracción de agua vieja en la mezcla que queda fuera del rango de datación de los trazadores usados. Esto hace que la edad aparente proporcionada por el trazador no sea representativa de la edad media de la muestra.

Los tiempos de residencia estimados con ^{85}Kr suelen ser menores que los calculados con los CFCs debido a que su función de entrada tiene un crecimiento exponencial ascendente (ver figuras [3.5.b](#) y [5.2](#)). Es esperable que las edades aparentes de ^{85}Kr y SF_6 sean similares, ya que ambos presentan funciones de entrada comparables. En estos casos, el uso de ambos trazadores en el análisis multitrazador o en el ajuste de los LPMs no resultaría particularmente efectivo (Larocque *et al.*, 2009; Visser *et al.*, 2013). Sin embargo, los resultados aquí muestran diferencias lo suficientemente marcadas como para no atribuir las únicamente a una estimación incorrecta del exceso de aire en las concentraciones de SF_6 . Esto sugiere que las mezclas de agua analizadas son lo suficientemente heterogéneas como para generar discrepancias en ambos trazadores. En estos casos, el SF_6 tiende a proporcionar edades aparentes más altas, salvo en pozos con bajas concentraciones, donde se aproxima a su límite de datación.

Los CFC-11 y CFC-12, debido a su introducción más temprana en la atmósfera, pueden datar aguas levemente más antiguas que el SF_6 y el ^{85}Kr (Busenberg y Plummer, 1992; Busenberg y Plummer, 2000; Loosli *et al.*, 2000). Esto suele resultar en edades aparentes mayores en presencia de mezcla. Las menores edades determinadas con CFC-113, salvo el caso de Balcarce, también son un indicio de mezcla con agua vieja (IAEA, 2006) como consecuencia de la menor pendiente de la curva de crecimiento de este trazador. Por otro lado, las edades calculadas solo con ^3H resultan significativamente mayores, llegando en algunos casos al límite temporal que este trazador permite datar. Es probable que el tiempo de tránsito de este trazador esté influenciado por su paso a través de la ZNS, un efecto menos evidente en los trazadores gaseosos, cuya movilidad está dominada por la difusión. Se discutirá más sobre este efecto en el transporte de ^3H más adelante.

El efecto de la variabilidad de edades aparentes debido a la presencia de mezclas de aguas no solo se observa en las edades calculadas con distintos trazadores, sino también en aquellas obtenidas con el mismo trazador en diferentes fechas de muestreo para un mismo pozo (por ejemplo, los CFCs medidos en 2012 y 2024). Bajo la premisa de que el sistema subterráneo se encuentra en estado estacionario (es decir, que tanto el volumen de agua almacenado en el sistema como la tasa de recarga permanecen constantes a lo largo del tiempo) se esperaría que la edad del agua en un punto específico del acuífero no presente variaciones significativas con el paso del tiempo. Sin embargo, aunque dos muestras de agua consistan de la misma mezcla de edades, la variación en la función de entrada del trazador con el paso del tiempo provoca diferencias no proporcionales en las concentraciones de salida en el pozo y, por ende, en las edades aparentes obtenidas en distintos años de muestreo. En el caso de los CFCs, la geometría de su función de entrada con la disminución de sus concentraciones atmosféricas en las últimas décadas, hace que las edades de las muestras tomadas en 2024 sean mayores que las del 2012 y 2011 (en el Capítulo 3.2.2.2. se da un [ejemplo](#) sobre este efecto).

Como es esperable, las edades aumentan con la profundidad del filtro, pero también varían según la ubicación geográfica. De forma general, las localidades pueden ordenarse de menor a mayor edad de la siguiente manera: UNMdP, INTA Balcarce, Lobería, San Manuel, Chacra Miramar y Malacara. Sin embargo, si se consideran las profundidades de los filtros, se observa que la variación de edades es más marcada con la profundidad (para una misma batería de piezómetros) que entre localidades. Esto se aprecia con mayor claridad en las localidades que comparten el mismo diseño de piezómetros: Lobería, San Manuel y Chacra Miramar.

Los resultados anteriores pueden interpretarse más fácilmente bajo una perspectiva visual como la de la Figura 5.5. En la misma se puede notar que la geometría de la curva de edades aparentes para cada piezómetro tiende a mantenerse para una misma localidad, aunque con un edades que reflejan las variaciones esperadas en función de la profundidad. En otras palabras, en los pozos más profundos, las edades aparentes aumentan, pero manteniendo en la mayoría de los casos las diferencias entre los distintos trazadores en los pozos de la misma localidad. Esta coherencia en las geometrías permite descartar rápidamente problemas significativos en la toma de muestras y los procedimientos analíticos.

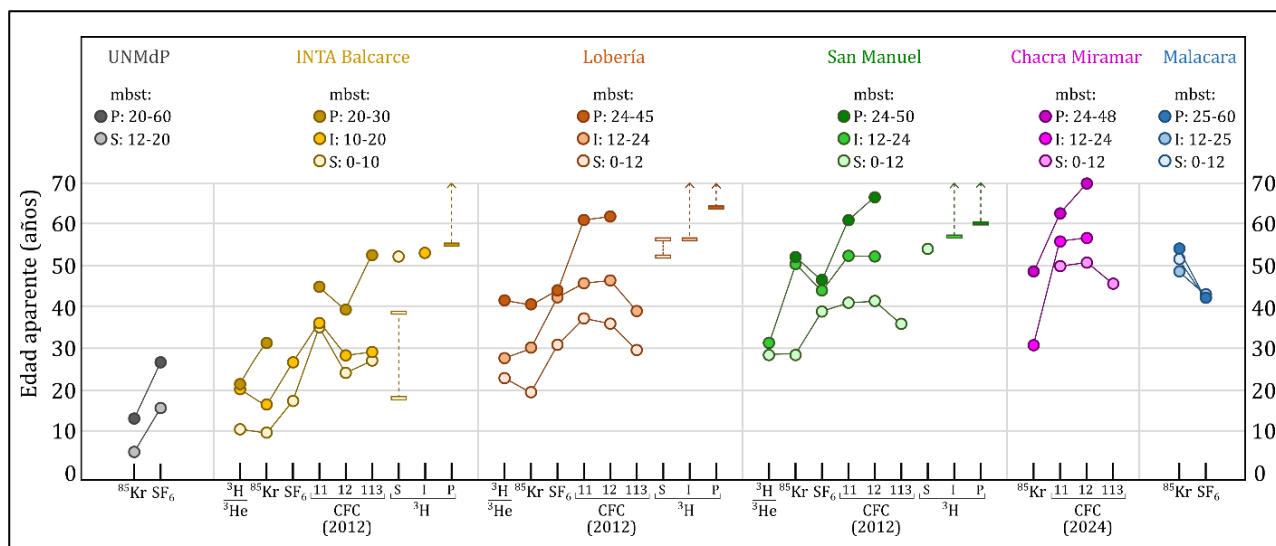


Figura 5.5. Edades aparentes obtenidas con los distintos trazadores de aguas jóvenes para las muestras de los diferentes pozos de muestreo. Las edades promediadas de ^3H para cada profundidad se muestran en ejes verticales separados para evitar la superposición de edades. S: somero, I: intermedio, P: profundo.

Existen algunos casos en los que se pierde la tendencia en la diferencia entre las edades aparentes para los distintos trazadores. Un ejemplo corresponde al de los CFC-11 y 113 en INTA Balcarce, donde las mayores edades obtenidas con estos trazadores sugieren posible degradación microbiana y sorción en materia orgánica, un fenómeno ya señalado por Martínez *et al.* (2016) en la misma localidad. Por estos motivos, se descartan dichas mediciones para futuros análisis, como el cálculo de la recarga y modelos de parámetros agrupados. En estos casos, solo se usaron las mediciones obtenidas con CFC-12, las cuales son más confiables ya que el mismo se ve menos afectados por estos procesos.

Otro caso diferente que se observa es el del ^{85}Kr y SF_6 en los pozos intermedio y profundo de San Manuel donde las edades fueron muy similares para ambas profundidades, y además las edades aparentes del primero resultaron mayores que las obtenidas con SF_6 . Una posible explicación es la contaminación de ambas muestras de SF_6 con aire atmosférico. Debido a su baja solubilidad, el SF_6 es altamente sensible a la incorporación de aire atmosférico durante el muestreo. Este exceso de aire elevaría su concentración medida, lo que reduce las edades aparentes calculadas. Sin embargo, es difícil determinar solo con los datos disponibles si esto se debe a concentraciones de SF_6 más altas de lo esperado.

Finalmente, aunque no se incluye en la tabla ni en la figura anteriores, cabe destacar que la concentración de ^{39}Ar medida en el pozo profundo de San Manuel ($64,6 \pm 4,1$ pMAR) corresponde a una edad aparente de 170 ± 25 años. Sin embargo, considerando tanto la contribución *in situ* previamente discutida como la tendencia de los trazadores radiactivos a

subestimar la edad media del agua, es razonable inferir que la edad media real de la muestra es considerablemente mayor. Este resultado refuerza la evidencia de la presencia de aguas viejas en esos niveles de profundidad.

5.4.1. Control de consistencia con $^3\text{H}/^3\text{He}_{\text{trit}}$ y la función de entrada ^3H

El método $^3\text{H}/^3\text{He}_{\text{trit}}$ tiende a subestimar la edad promedio de mezclas, dando un valor más joven que la edad media real. Esto ocurre porque la relación entre ^3H y $^3\text{He}_{\text{trit}}$ no es lineal con el tiempo, y las concentraciones de ambos isótopos en las fracciones más jóvenes de la mezcla tienen mayor peso en el cálculo, con las concentraciones finales en la mezcla tendiendo a reflejar un menor tiempo transcurrido que el real.

Por esta razón, el ^3H inicial ($^3\text{H}_0 = ^3\text{H} + ^3\text{He}_{\text{trit}}$ = contenido de ^3H cuando el agua estaba en la superficie freática) y las edades aparentes obtenidos mediante el método $^3\text{H}/^3\text{He}_{\text{trit}}$ (eje x) suelen plotearse como puntos junto con la función de entrada local de ^3H para evaluar su consistencia (Solomon, 2024; Figura 5.6). Esto es una forma de detectar la presencia de mezclas con aguas viejas. Si las muestras son una mezcla con aguas viejas, el punto correspondiente a la edad $^3\text{H}/^3\text{He}_{\text{trit}}$ suele quedar por debajo de la curva de ^3H en precipitación, ya que sobreestimaré las proporciones de aguas más jóvenes. Otra explicación es que el $^3\text{He}_{\text{trit}}$ se perdió a la fase gaseosa durante la infiltración en la ZNS y, por ende, el valor de $^3\text{H}_0$ queda por debajo del ^3H en la precipitación (es decir, la función de entrada).

Este análisis para el caso de estudio muestra a todos los puntos de $^3\text{H}_0$ (eje y) claramente por debajo de la función de entrada, reforzando la hipótesis que todas las muestras contienen, en mayor o menor medida, una mezcla de aguas con distintas edades, incluyendo proporciones variables de agua vieja libre de los trazadores utilizados. Esto confirma que un simple modelo flujo-pistón no es suficiente para comprender adecuadamente los tiempos de tránsito del agua en los piezómetros estudiados y, por ende, tampoco del comportamiento del sistema hidrogeológico pampeano. Para abordar este desafío, resulta más adecuado realizar un análisis multitrazador con TracerLPM, tal como se detalla en el [Capítulo 4.4](#). Este enfoque permitirá tener una mejor idea de las edades promedio, los rangos temporales capturados, la distribución de frecuencias y la presencia de agua vieja en cada muestra.

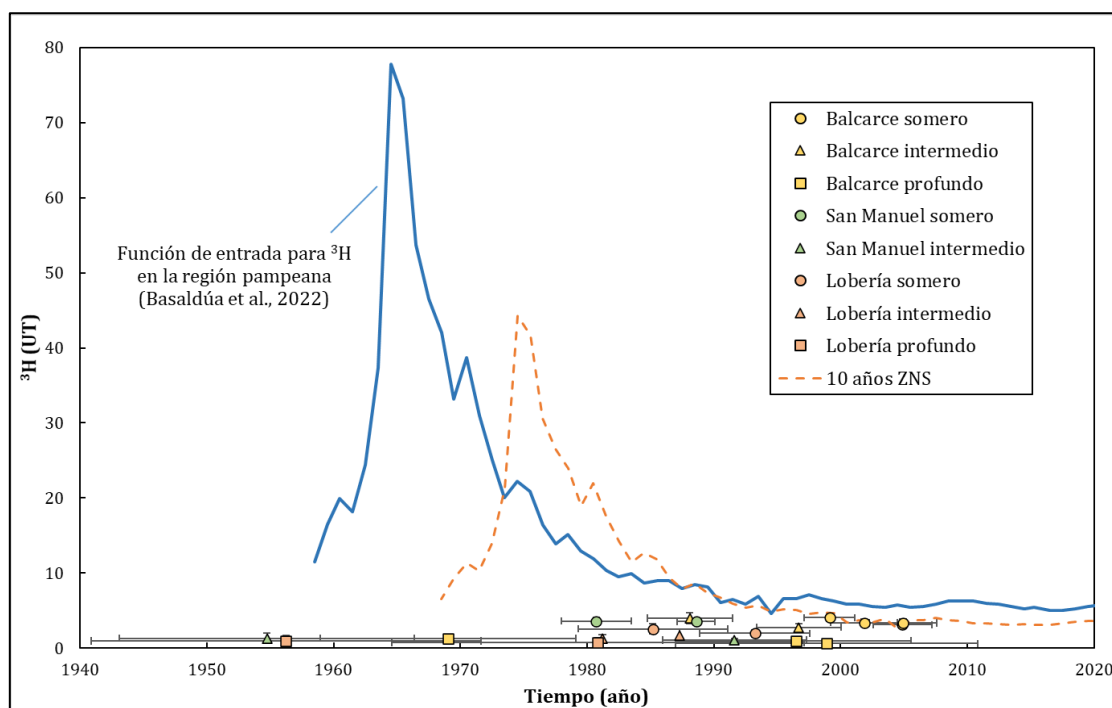
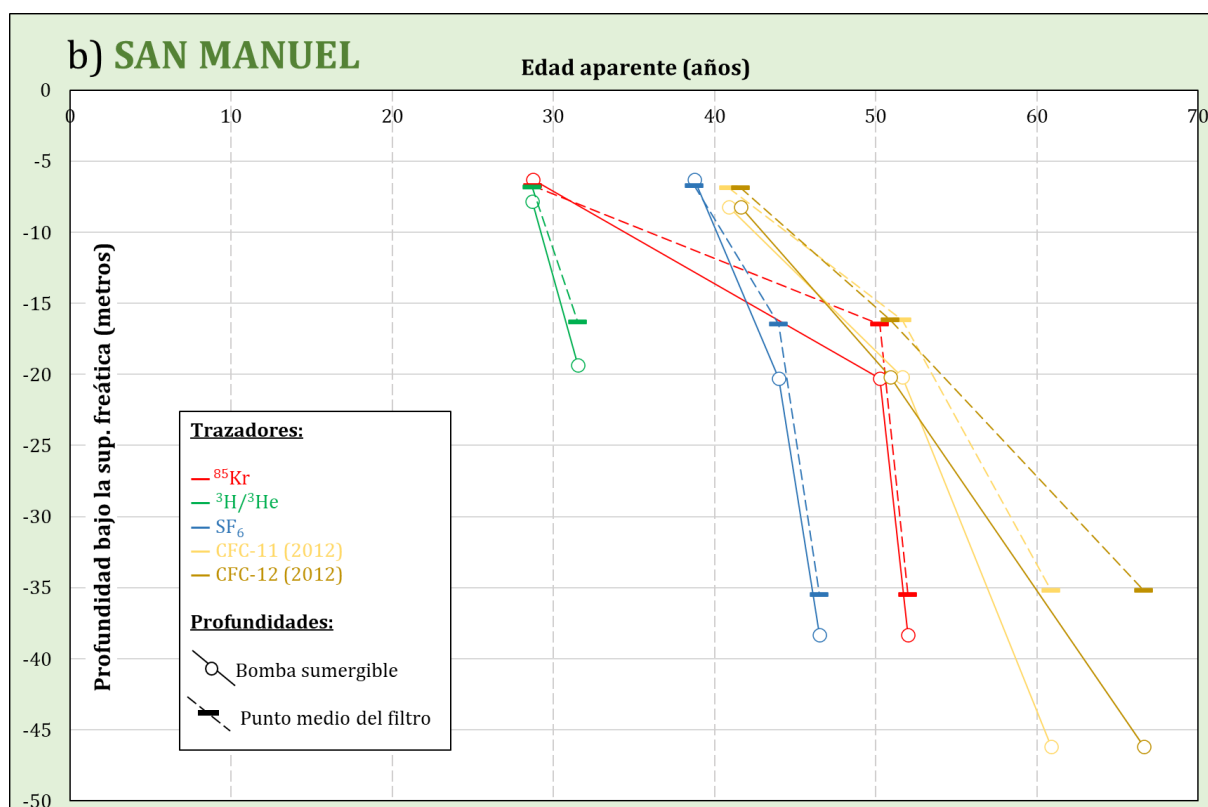
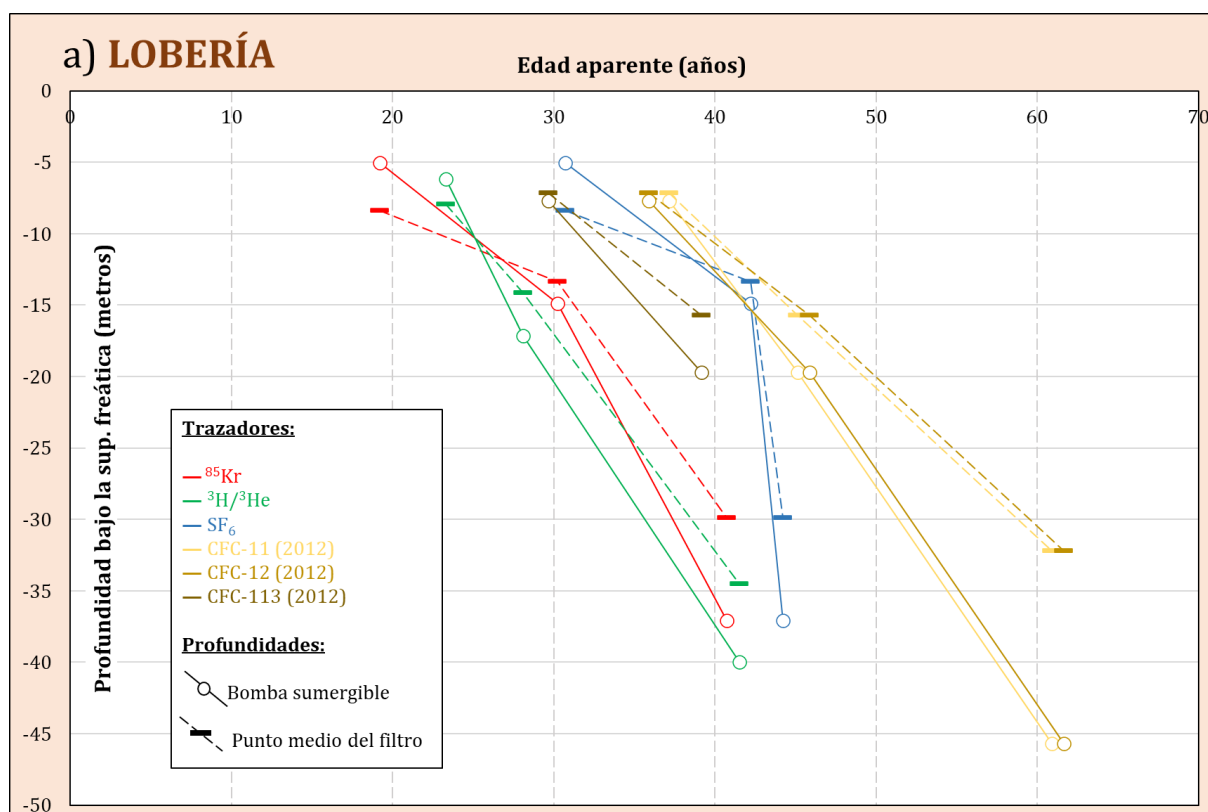


Figura 5.6. Gráfico que muestra el $^3\text{H}_0$ y la fecha de recarga calculados mediante el método $^3\text{H}/^3\text{He}_{\text{trit}}$ para muestras de agua subterránea recogidas en 2012 y 2014, comparadas con la función de entrada de ^3H local (tomada de Basaldúa *et al.*, 2022). Se muestra también la función de entrada de ^3H si el agua tardase 10 años en pasar la ZNS.

5.4.2. Variación vertical de la edad y estimación de la recarga

Las siguientes figuras muestran las edades aparentes estimadas con distintos trazadores en función de la profundidad bajo la superficie freática de cada punto de muestreo. Se excluyeron los pozos de la UNMdP, debido a la influencia de recarga artificial, y los de Malacara, ya que el bajo contenido de trazadores limita las edades obtenidas y no permite un análisis confiable.



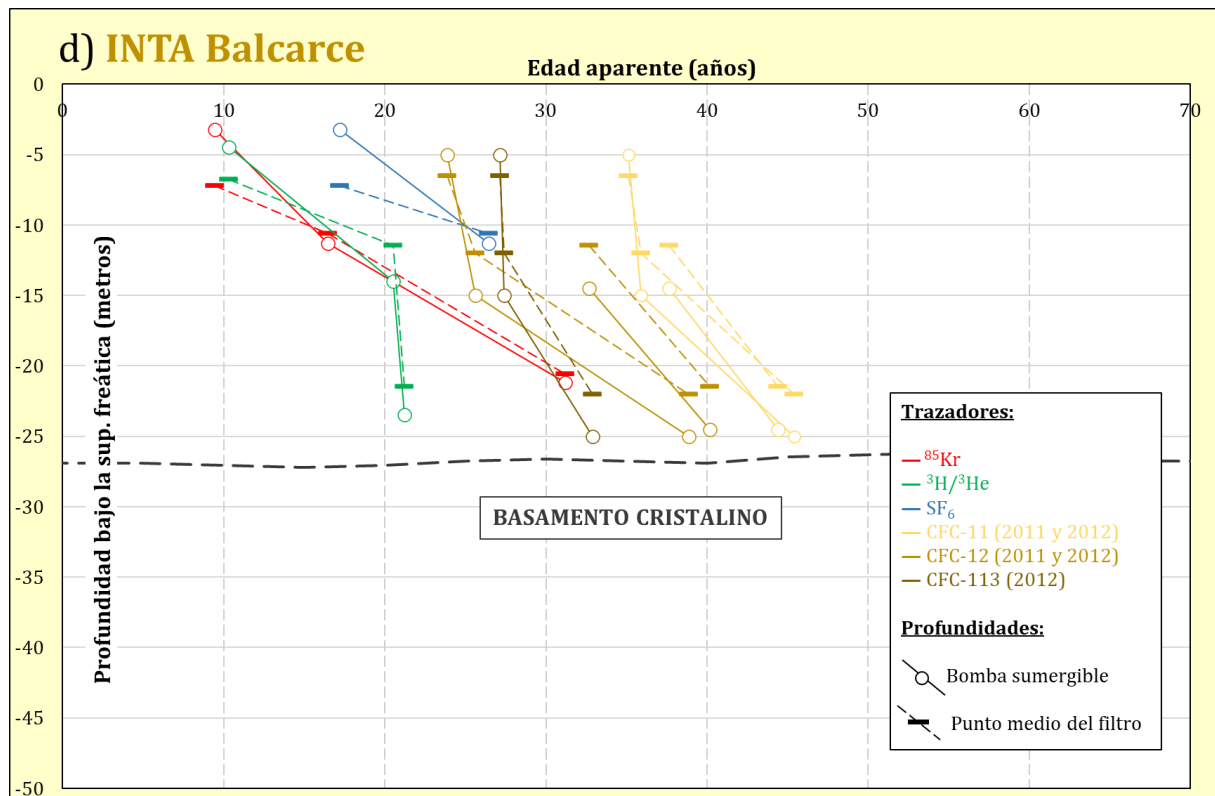
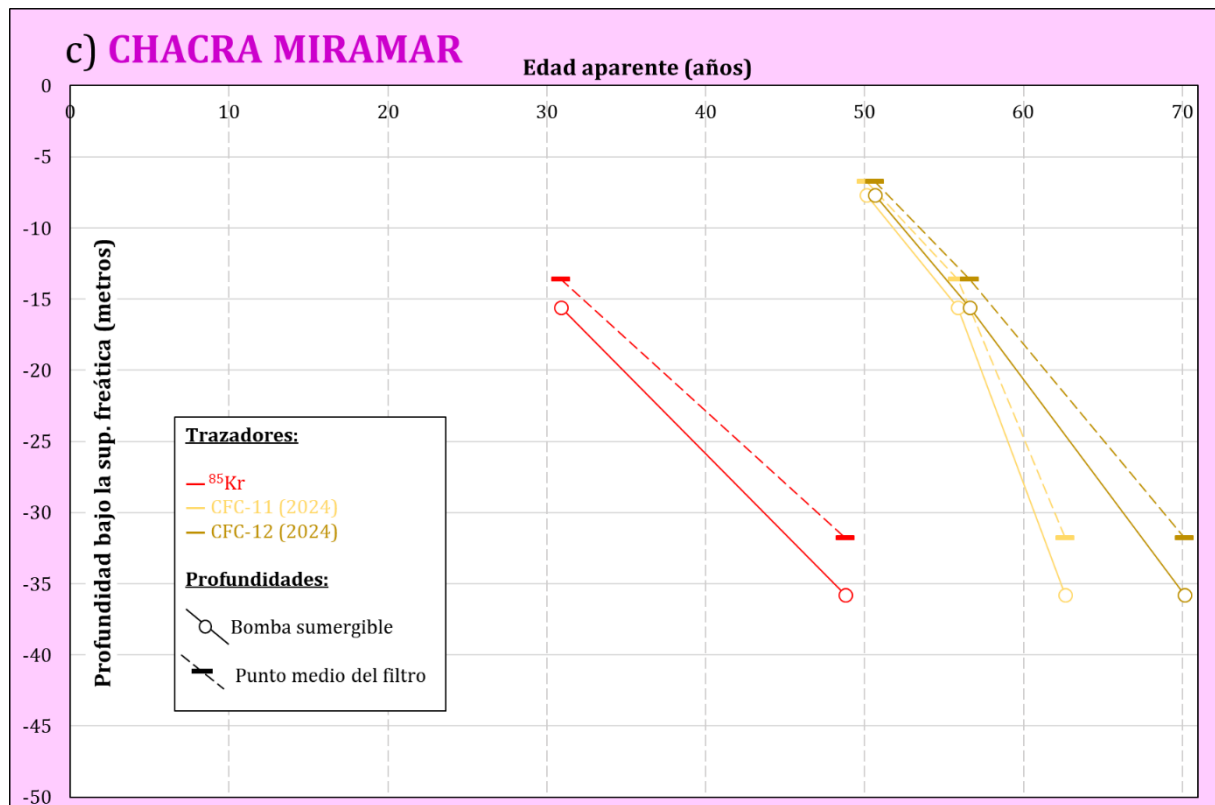


Figura 5.7. Edades aparentes obtenidas con distintos trazadores a diversas profundidades bajo la superficie freática en las distintas localidades de estudio. Se incluyen, para la misma medición, tanto la profundidad de la bomba y la profundidad media del filtro bajo la superficie freática.

Si se toma la pendiente media para la curva de cada trazador se puede obtener fácilmente la tasa de aumento de la edad con la profundidad. Esta puede considerarse una estimación de la velocidad intersticial promedio con la que el agua subterránea se mueve verticalmente. Además, si se conoce la porosidad eficaz del medio, es posible calcular la tasa de recarga del acuífero (Ecuación 5.2), definida como la adición de agua a la superficie freática que contribuye a la formación de agua subterránea. Este cálculo se basa en la suposición de que la porosidad es constante, y que el flujo de agua subterránea es predominantemente vertical y descendente.

$$\text{Tasa de recarga} \left(\frac{\text{mm}}{\text{año}} \right) = \text{vel. vertical} \left(\frac{\text{mm}}{\text{año}} \right) \times \text{porosidad eficaz} \quad (\text{Ecuación 5.2})$$

Las edades aparentes de SF₆ y ⁸⁵Kr en el pozo profundo de San Manuel (Figura 5.7.b) y la edad aparente de SF₆ en el pozo profundo de Lobería (Figura 5.7.a) se acercan al límite de datación de estos trazadores, lo que hace que no sean confiables para el cálculo de recarga. Esto se refleja en los perfiles de edad, donde el incremento de la edad entre el pozo intermedio y el profundo es reducido, resultando en una pendiente truncada y mayor que la observada entre el pozo somero y el intermedio. Dicha pendiente implicaría un aumento irreal en la velocidad vertical del agua subterránea, lo cual contradice el comportamiento esperado en un acuífero libre, donde la velocidad vertical debería disminuir exponencialmente con la profundidad ([Figura 4.9.b](#); Vogel, 1967). Por esta razón, las edades aparentes en estos pozos profundos no fueron consideradas para el cálculo de la velocidad vertical ni de la recarga.

En la siguiente figura se presentan las velocidades verticales obtenidas en las distintas localidades y con los diferentes trazadores, a partir de las pendientes medias de la Figura 5.7. Se observa que las velocidades son similares entre las distintas regiones, con un valor cercano al promedio total de 1,5 m/año (sin tener en cuenta al valor elevado de 4,1 m/año obtenido con ³H/³He en San Manuel, el cual no se usó para estos cálculos). No obstante, se advierte cierta variación entre los trazadores, siendo el SF₆ y ³H/³He_{trit} los que muestran las diferencias más marcadas. El ⁸⁵Kr, por su parte, presenta las velocidades más bajas y menos dispersas. Por ello, no es prudente basarse en una única medición de un trazador en función de la profundidad, sino en un conjunto de mediciones diversas, como en este caso.

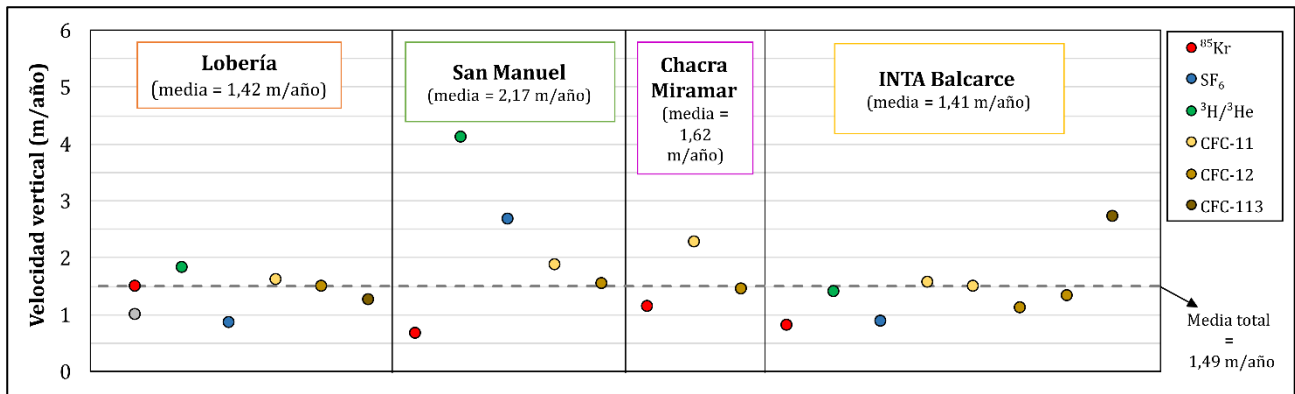


Figura 5.8. Velocidades verticales del movimiento del agua subterránea calculadas a partir de las edades aparentes para distintos trazadores y localidades. El valor elevado de 4,1 m/año obtenido con ³H/³He en San Manuel no fue utilizado para el cálculo del promedio general.

Si se considera el espacio poroso calculado por Vital (2018) de 0,07 cm³ por cada gramo de sedimento y la densidad típica del Loess Pampeano, que varía entre 1,12 y 1,48 g/cm³ (Cruz *et al.*, 2006; Rocca *et al.*, 2006; Rinaldi *et al.*, 2012), el volumen promedio de poros del Loess Pampeano se puede estimar en torno al 7,8 y 10,4 % (ecuación 5.3).

$$\text{Porosidad (\%)} = 0,07 \left(\frac{\text{cm}^3}{\text{g}} \right) \times \rho_{\text{sedimento}} \left(\frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \right) \times 100 \quad (\text{Ecuación 5.3})$$

Estos valores están dentro del rango típico para un loess reportado por Custodio y Llamas (1983) y a los considerados en el acuífero Pampeano por Auge (2005) y Varni (2013). Tomando la velocidad vertical media de 1,5 m/año calculada anteriormente, se puede estimar una recarga de entre 118 y 155 mm anuales del acuífero en la región. Donna (2024) estimó que el excedente de agua destinado a la recarga del acuífero Pampeano en la misma zona, calculado mediante el balance hídrico con el método de Thornthwaite, promedió 146 mm anuales durante el período 2000-2020. Asimismo, una recarga cercana a 130 mm anuales se desprende del análisis de los trabajos de Campo De Ferreras y Píccolo (1997) y Varni (2013). Estas estimaciones se encuentran dentro del rango determinado en este estudio, lo que respalda la validez del método de trazadores para obtener la recarga únicamente a partir de edades aparentes, sin los inconvenientes ni las incertidumbres asociadas al uso de distribuciones de edades en cada muestra y, además, utilizando solo tres profundidades de muestreo.

5.5. Modelos de distribución de edades (LPMs)

En la Tabla 5.7 se presentan los resultados de los modelos de parámetros agrupados obtenidos con TracerLPM para todos los piezómetros. Se usaron en esta etapa solo trazadores gaseosos y se consideró un tiempo de tránsito de 0 años en la ZNS para los mismos. El modelo PEM no fue utilizado, ya que TracerLPM solo permite su aplicación en pozos con filtros en el fondo del acuífero (Jurgens *et al.*, 2012), lo que no refleja la configuración de los pozos estudiados.

Tabla 5.7. Resultados del ajuste de los distintos modelos de distribución de edades para cada pozo.

Modelo			PFM		EMM		EPM			DM			BMM: EMM + Agua vieja			BMM: DM + Agua vieja			
p			1		1		2			2			2			3			
Localidad	Prof.	n	T _M (años)	ERM (%)	T _M (años)	ERM (%)	T _M (años)	ω	ERM (%)	T _M (años)	DP	ERM (%)	T _M (años; EMM)	f ₁ (%)	ERM (%)	T _M (años; DM)	DP	f ₁ (%)	ERM (%)
	del filtro (m bst)																		
INTA Balcarce	0 - 10	3	10	16,6	16	8,9	Tiende a un EMM			19	1,94	8,1	9	89,0	8,1	Tiende a un DM			
	10 - 20	5	26	22,2	44	18,6	28	2,28	18,0	28	0,09	17,5	Tiende a un EMM			Tiende a un DM			
	20 - 30	3	38	21,4	106	16,4	92	1,07	6,5	192	1,96	6,5	Tiende a un EMM			110	1,13	83,5	6,4
San Manuel	0 - 12	5	40	29,6	173	19,6	64	1,49	13,5	54	0,13	12,3	Tiende a un EMM			Tiende a un DM			
	12 - 24	6	57	56,7	754	33,3	473	1,02	24,6	526	2,00	29,1	Tiende a un EMM			282	1,90	29,5	24,1
	24 - 50	4	66	70,7	8490	47,1	Tiende a un EMM			1361	2,00	51,2	2916	34,5	47,0	209	2,00	1,5	47,4
Lobería	0 - 12	5	30	33,0	57	10,7	54	1,13	10	70	0,83	10,5	Tiende a un EMM			Tiende a un DM			
	12 - 24	8	45	43,3	225	22,9	111	1,21	22,1	100	0,37	19,7	Tiende a un EMM			Tiende a un DM			
	24 - 45	4	60	50,7	8488	65,9	61,7	16,2	46,6	60,6	0,00	49,4	Tiende a un EMM			60	0,00	82,5	47,5
Chacra Miramar	0 - 12	3	49	19,3	112	20,4	60	2,27	1,1	56	0,05	1,9	Tiende a un EMM			Tiende a un DM			
	12 - 24	3	55	34,5	255	15,5	Tiende a un EMM			424	2,00	26,0	12	17,5	1,8	30	2,00	21,0	1,8
	24 - 48	3	69	60,9	1880	35,8	Tiende a un EMM			1044	2,00	46,3	7	2,4	20,3	18	2,00	2,9	19,0
ERM promedio por modelo (%)			36,6		27,6		22,3			23,6			24,8			19,2			

Se muestra el número de parámetros libres de cada modelo (*p*) y la cantidad de mediciones en cada pozo utilizadas para el ajuste (*n*). Los modelos subdeterminados o determinados (*p* ≥ *n*) están indicados en cursiva y en color gris. Los parámetros de dispersión (DP) que alcanzaron el límite establecido (2,00) durante el ajuste se indican en negrita.

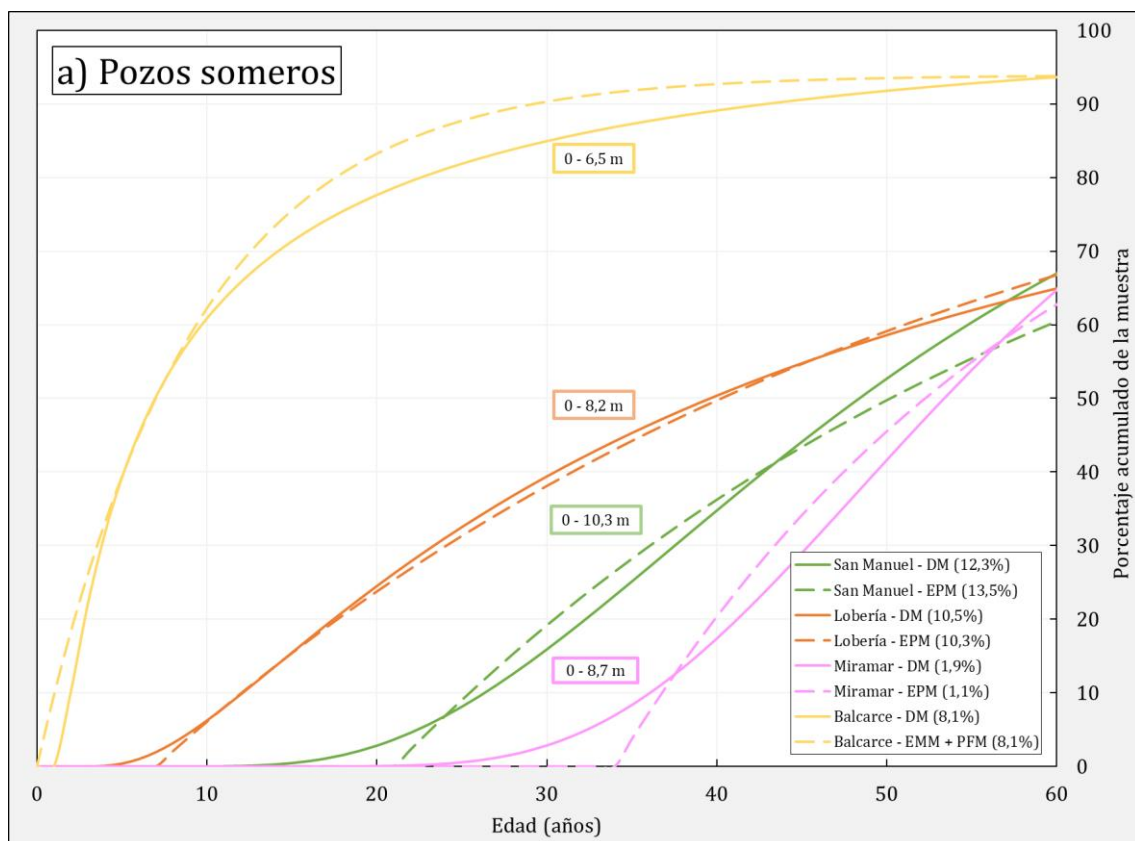
Los PFM mostraron sistemáticamente peores ajustes que el resto de los modelos, lo que respalda la hipótesis de que el agua de los pozos se representa mejor como una mezcla de edades múltiples que a una única edad. En general, el análisis del error relativo medio (ERM) promedio de cada modelo indica que los mejores ajustes se lograron con un EPM o con un modelo binario que combine un DM con un componente de agua vieja (representado por un PFM de más de 100 años), aunque sin una mejora significativa en comparación con los otros modelos de mezcla. Los mejores ajustes para cada piezómetro arrojaron distribuciones de edad muy similares (Figura 5.9), aunque todos superan en precisión al PFM. Se logró un buen ajuste en la mayoría de los pozos. Por otro lado, los BMMs no lograron demostrar que las muestras estuvieran compuestas por una mezcla bimodal de dos fuentes de agua de distintas edades. Los ajustes más precisos ($ERM < 2\%$) se obtuvieron en los pozos somero e intermedio de Chacra Miramar, aunque cabe destacar que en ambos solo se midieron tres trazadores ($n = 3$) en una única fecha.

Los errores relativos tienden a ser mayores en los pozos profundos. Las concentraciones de trazadores en estos pozos son más difíciles de modelar no solo por su menor magnitud, sino también a la mayor complejidad en la caracterización de las mezclas, producto de la mayor extensión de los filtros y la predominancia de agua vieja libre de trazadores. Esta misma razón explica por qué los pozos de INTA Balcarce, al ser más someros, con trazadores más concentrados y aguas más jóvenes, ofrecieron en general mejores ajustes en comparación con los de otras localidades.

En algunos casos, la correlación entre parámetros generó grandes incertidumbres en la estimación de los mismos, especialmente en el caso de los modelos dispersivos. Cuando esto ocurrió, se optó por restringir el parámetro de dispersión (DP) a un valor máximo de 2 (resaltado en negrita en la Tabla 5.7), ya que valores superiores no son realistas en sistemas acuíferos naturales (Maloszewski y Zuber, 1982). El DP es el inverso del número de Peclet, es decir, es la relación entre el coeficiente de dispersión (D), la velocidad del flujo (v) y la distancia al punto de salida (x). Así, este parámetro describe la importancia relativa del flujo dispersivo en comparación con el flujo advectivo. Un DP mayor a 2 indicaría un medio fuertemente dominado por la dispersión y con bajo movimiento advectivo, más característico de un acuícludo que de un acuífero como el Pampeano.

Dado que solo se utilizaron trazadores de aguas jóvenes, las distribuciones de edades obtenidas son confiables únicamente para la fracción de agua con edades inferiores a aproximadamente 60 años. Dicha fracción de agua será la responsable de la sensibilidad del

ajuste, ya que el resto de agua más vieja está libre de trazadores y la distribución de frecuencias de edades de la misma no tendrá influencia en el modelado inverso. Las incertidumbres resultantes debidas a la extrapolación hacia la porción de agua que no contiene trazadores modernos solo podrían reducirse mediante datos de trazadores de aguas como ^{39}Ar , ^{14}C y ^4He . Por lo tanto, las edades medias y los parámetros obtenidos aquí, especialmente en los pozos intermedios y profundos, no aportan información significativa. La información más relevante proviene del porcentaje de agua joven y de la distribución de edades de dicha fracción. Esta información puede analizarse de forma más clara mediante los gráficos de porcentaje acumulado de agua en función de su edad, como se muestra en la Figura 5.9. Dichos gráficos representan exclusivamente la fracción joven (con un límite de 60 años en el eje x) y resultan muy útiles para la estimación del porcentaje de agua dentro de un determinado rango de edades. En ellos se presentan los dos modelos con mejor ajuste (menor ERM) para cada pozo, y puede observarse la similitud en la distribución de edades entre ellos en todos los casos, a pesar de tratarse de modelos de distinta naturaleza.



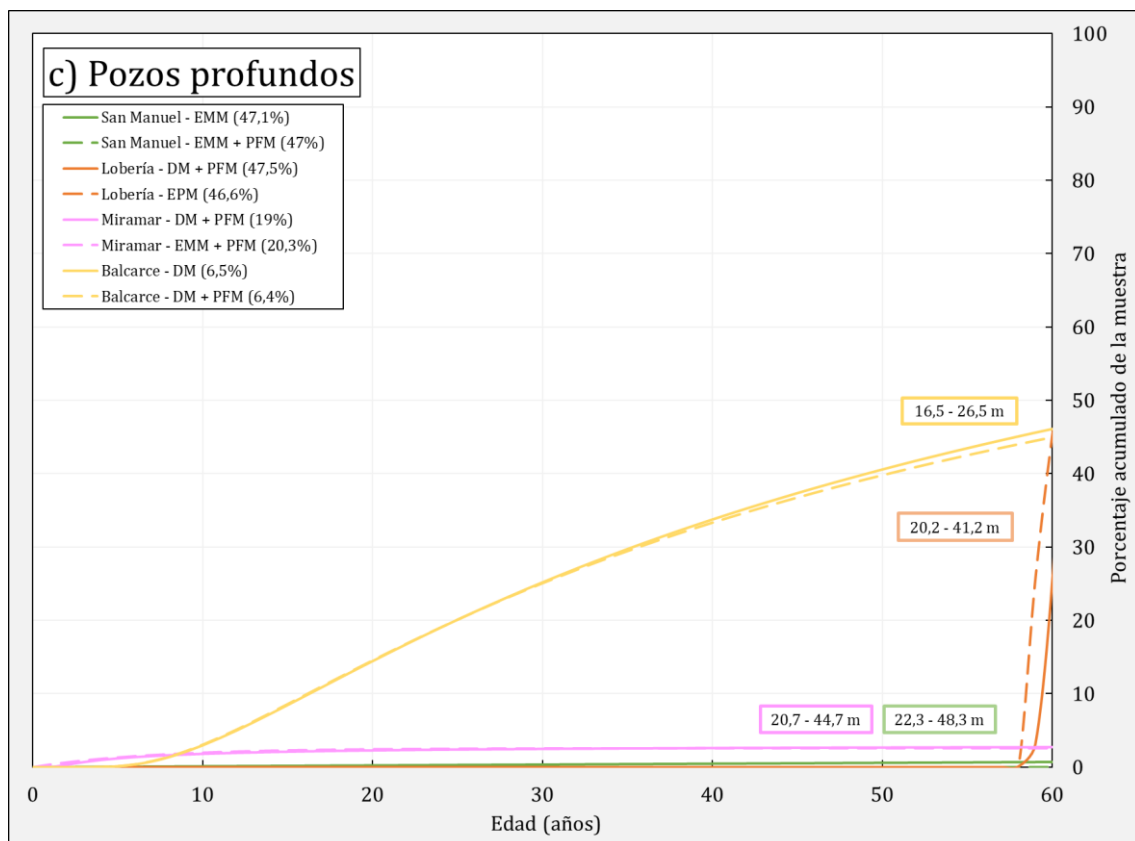
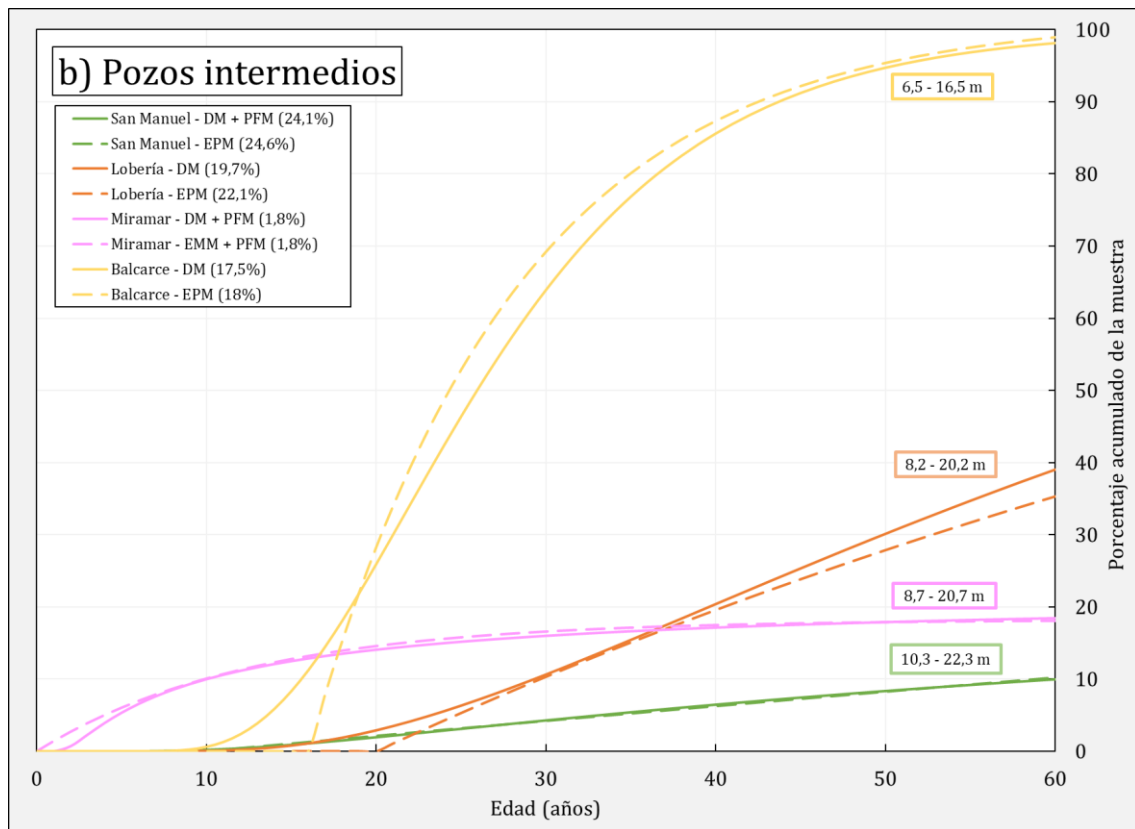


Figura 5.9. Distribuciones acumulativas de la edad del agua subterránea joven estimadas para los pozos, representadas mediante los modelos que mostraron el mejor ajuste. (a) Pozos someros, (b) pozos intermedios y (c) pozos profundos. En los recuadros se indican las profundidades de extensión de los filtros, expresadas en metros bajo la superficie freática y, entre paréntesis, los ERM (%) obtenidos para cada modelo.

Para interpretar estos resultados de manera más enriquecedora y reflejar con mayor fidelidad la realidad, es clave reconocer que los mismos no están exentos de imprecisiones, especialmente en los pozos intermedios y profundos, donde los ajustes presentan mayores errores. Imprecisiones en los resultados obtenidos se evidencian claramente en ciertos casos. Por ejemplo, en el pozo intermedio de Chacra Miramar se estima una fracción del 15 % de agua menor a 20 años, mientras que en el pozo somero no se detecta agua tan joven, lo cual resulta inconsistente con la dinámica vertical esperada en un acuífero. En cambio, se tiene mayor confianza en los modelos obtenidos en Lobería y San Manuel que, aunque presentan ERM's más elevados, se ajustaron sobre un número mayor de mediciones y, por lo tanto, son metodológicamente más robustos. En el caso de Chacra Miramar, a pesar de compartir el mismo diseño de pozos con las otras localidades, solo se analizaron CFCs en una única campaña ($n = 3$), lo cual limita significativamente la confiabilidad del modelo. Otro ejemplo de ajuste poco realista se encuentra en el pozo profundo de Lobería, donde el modelo resultante se aproxima a un flujo-pistón, lo cual no se condice con el comportamiento hidrogeológico esperado.

Teniendo en cuenta estas limitaciones, los modelos de distribución de edades son herramientas sumamente valiosas para caracterizar la composición del agua en los distintos pozos. Un ejemplo claro de esto es que los pozos del INTA Balcarce muestran una mayor proporción de agua joven en comparación con los de otras localidades, lo cual es coherente con su menor profundidad de filtros y el reducido espesor del acuífero en esta zona (recordar que el pozo profundo alcanzó el basamento a solo 30 m de profundidad; [Figura 4.2](#)). El agua del pozo somero de esta región está compuesta predominantemente (cerca del 93 %) por agua joven, con edades menores a 60 años, lo cual supera ampliamente lo observado en los demás pozos someros. Además, la mayor parte del agua, cerca a un 61 %, se concentra en el rango de solo 0 a 10 años de edad, lo que se evidencia por la pronunciada pendiente de las curvas en ese rango temporal. El pozo intermedio de esta zona presenta una proporción similar de agua joven (cercana al 98 %), aunque esta estimación es menos confiable que la del pozo somero debido a los mayores ERM's de los ajustes. La principal diferencia es que, en este pozo, cuyo filtro se extiende entre los 16,5 y 25,5 m bajo la superficie freática, prácticamente no hay agua con menos de 10 años: casi toda el agua se concentra entre los 10 y 60 años de edad. Por su parte, el pozo profundo presenta un 55 % de agua vieja, sin presencia de agua con menos de 5 años.

El análisis del resto de los piezómetros permite establecer comparaciones más directas, ya que todos presentan la misma configuración de filtros en profundidad ([Figura 4.2](#)). Esto resulta especialmente útil en los casos de Lobería y San Manuel, que fueron modelados con un

conjunto de trazadores casi idéntico, con la excepción de los pozos intermedios de San Manuel, donde no se detectó CFC-113 ([Tabla 5.4](#)). Cabe señalar que, aunque estas baterías comparten la misma profundidad de filtros respecto al nivel del terreno, la profundidad bajo la superficie freática no es uniforme. En San Manuel, el nivel freático suele ubicarse aproximadamente dos metros por encima del observado en las demás localidades ([Tabla 4.1](#)), por lo que, en términos estrictos, allí se están muestreando aguas más profundas dentro del sistema.

En los pozos someros de estas tres localidades se obtuvieron proporciones similares de agua joven, en torno al 65 % en todos los casos. A diferencia de Balcarce, no se observan cambios abruptos en las pendientes, lo que indica una distribución de edades más amplia y sin modas tan marcadas. Sin embargo, se identifican diferencias dentro de ese componente joven: en Lobería la distribución es más amplia, mientras que en San Manuel es más acotada, y aún más restringida en Chacra Miramar con menores proporciones de agua reciente (de pocos años o menos). En el pozo de Lobería se estima que aproximadamente el 40 % del agua extraída tiene menos de 30 años, mientras que en San Manuel esta proporción desciende al 18 %, y en Chacra Miramar apenas oscila entre el 0 % y el 3 %. Además, los modelos indican que no hay recarga reciente en estos pozos: el agua más joven tendría una antigüedad de alrededor de 4 años en Lobería, 12 años en San Manuel y 20 años en Chacra Miramar, aunque en este último caso, como ya se mencionó, la estimación es menos confiable.

La Figura 5.10 presenta los mismos resultados y distribuciones de edades para los pozos someros que la Figura 5.9.a, pero utilizando porcentajes no acumulados. Estas curvas permiten visualizar con mayor claridad la distribución de edades y las proporciones puntuales de agua correspondiente a cada edad. Nótese la disminución en los valores del eje vertical en comparación con los gráficos de porcentajes acumulados. Se presentan aquí también las distribuciones de edades obtenidas con los modelos para la porción libre de trazadores, desde los 60 años hasta los 120 años.

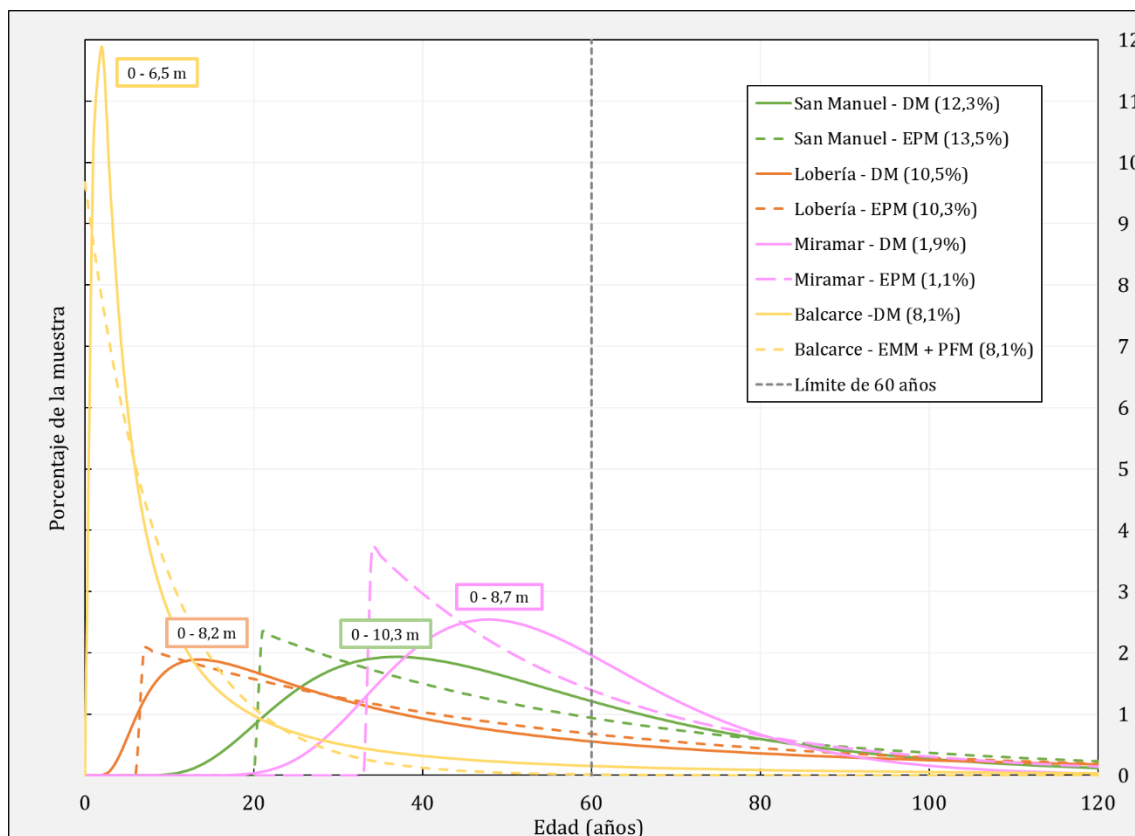


Figura 5.10. Distribuciones de la edad del agua subterránea joven estimadas para los pozos someros, representadas mediante los modelos que mostraron el mejor ajuste. En los recuadros se indican las profundidades de extensión de los filtros, expresadas en metros bajo la superficie freática y, entre paréntesis, los ERMs (%) obtenidos para cada modelo.

Los pozos intermedios también presentan una distribución amplia de edades, aunque, como era esperable, con una menor proporción de agua joven. En San Manuel, entre 10,3 y 22,3 m de profundidad, el 90 % del agua estaría compuesta por agua de más de 60 años, y solo un 10 % correspondería a edades entre 10 y 60 años, sin presencia de agua reciente de menos de 10 años. En Lobería, en un tramo algo más somero (8,2 a 20,2 m bajo el nivel freático), el modelo dispersivo estima hasta un 39 % de agua joven, aunque también sin registrar aportes de menos de 10 años.

En cuanto a los pozos profundos, están compuestos prácticamente en su totalidad por agua vieja. En San Manuel, solo el 0,7 % sería agua joven, mientras que, en Lobería, como se mencionó previamente, se obtuvo un ajuste poco realista, tendiente a un modelo PFM con una edad media de 61 años. En Chacra Miramar, el porcentaje de agua joven fue apenas mayor, en torno al 2,7 %.

5.5.1. Comparación con edades de un acuífero libre idealizado

Las edades obtenidas previamente mediante trazadores y LPMs fueron comparadas con las edades teóricas que se esperarían en los piezómetros de estudio si el acuífero Pampeano se comportara como un sistema libre idealizado. El objetivo de esta comparación es evaluar en qué medida el comportamiento real del acuífero se desvía de una dinámica teórica ideal. Como se explica en el [Capítulo 4.5](#), un acuífero homogéneo, de espesor constante y con recarga uniforme, debería mostrar un incremento exponencial en los tiempos de tránsito del agua con la profundidad (es decir, un modelo de mezcla exponencial, EMM), independientemente de la posición horizontal. Para simular este escenario, se representó al acuífero con una porosidad efectiva constante entre 0,05 y 0,1, una recarga de 140 mm/año (ver [Capítulo 5.4.2](#)) y un espesor saturado promedio estimado en 120 m. Bajo esta configuración, el tiempo medio de tránsito del agua para todo el acuífero varía entre 43 años (porosidad del 5 %) y 86 años (porosidad del 10 %). Para la región de Balcarce se utilizó un espesor saturado de 26,5 m, el cual fue medido en el campo, obteniendo una edad media de 9,5 años (porosidad de 5 %) y 18,9 años (porosidad de 10 %).

El incremento de la edad con la profundidad se calculó utilizando la [ecuación 4.9](#). En la Figura 5.11 se representan estas curvas exponenciales calculadas y se las compara con las edades aparentes obtenidas mediante trazadores en Lobería e INTA Balcarce ([Figura 5.7](#)). Para mantener un enfoque conservador, no se incluyen las edades mayores derivadas de los CFCs ni las edades aparentes de los pozos de Chacra Miramar y San Manuel, que incrementarían aún más las discrepancias respecto al perfil ideal. Aun así, resulta evidente que el acuífero Pampeano contiene aguas con edades sensiblemente superiores a las previstas en un modelo de acuífero libre homogéneo. En el caso de INTA Balcarce, cuyo espesor y edades son menores, el comportamiento se aproxima un poco más al modelo ideal; sin embargo, las edades siguen siendo superiores y sólo los valores de $^3\text{H}/^3\text{He}$ obtenidos en el pozo profundo se ajustan al rango estimado por el modelo idealizado.

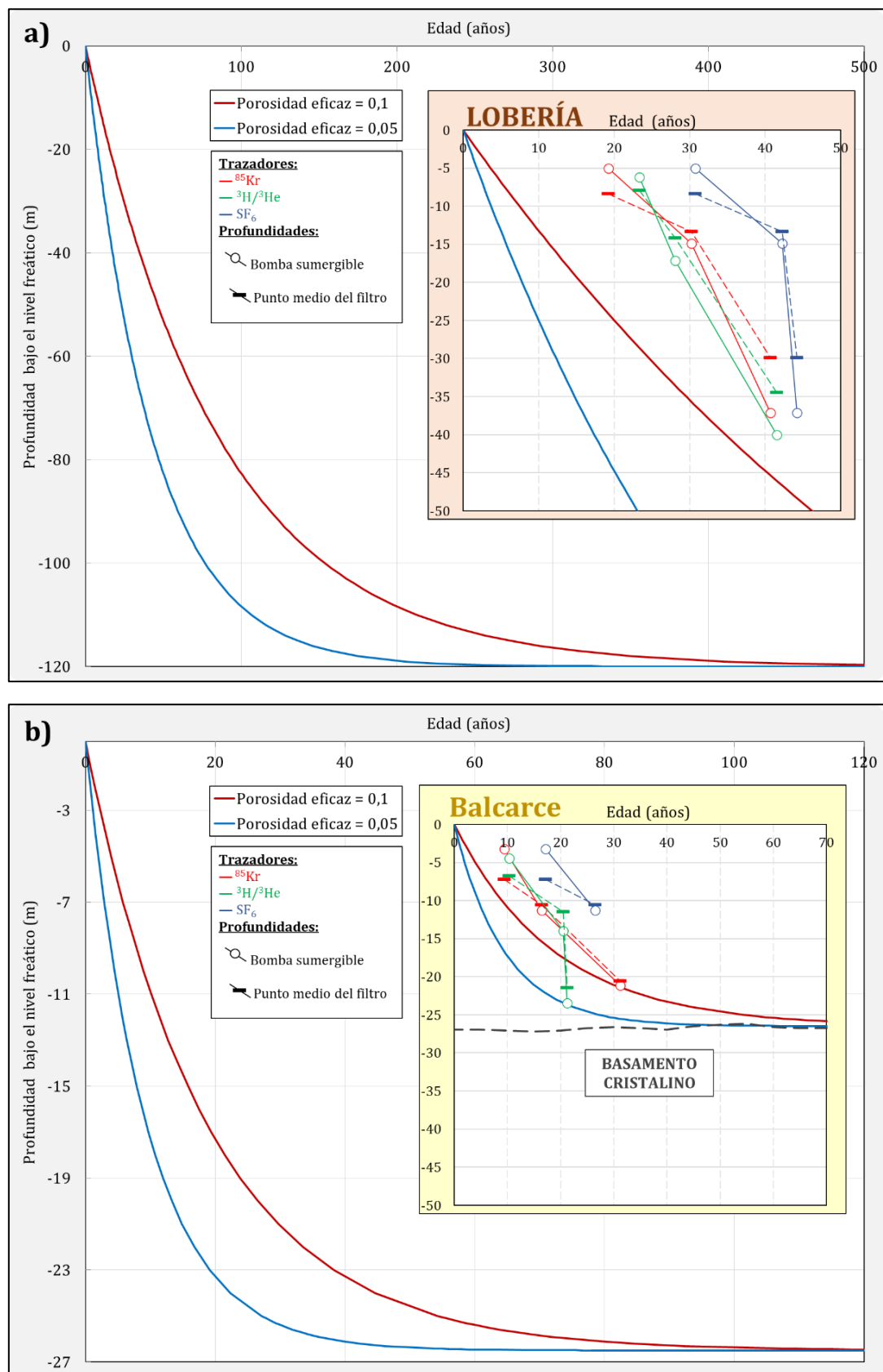


Figura 5.11. Edades del agua subterránea con incremento exponencial con la profundidad en un acuífero libre idealizado con una recarga anual de 140 mm y porosidades efectivas de 0,05 (líneas azules) y 0,1 (líneas rojas). Los recuadros internos muestran las mismas curvas junto con las edades aparentes obtenidas con distintos trazadores en algunos piezómetros usados en este estudio (modificada de la [Figura 5.7](#)). a) Zona Lobería, espesor saturado de 120 m. b) Zona Balcarce, espesor saturado de 26,5 m.

Para una comparación más clara, se utilizó la herramienta web [GAMACTT](#) de la USGS, que permite estimar el rango de edades y edad media del agua en función de la profundidad de los filtros de cada piezómetro.

La Tabla 5.8 presenta estas edades teóricas obtenidas para cada pozo. En este caso se empleó únicamente la porosidad máxima esperable (0,1) para generar un escenario de edades mayores, más próximo a las obtenidas mediante trazadores, manteniendo la recarga en 140 mm/año.

Al comparar estos resultados con las distribuciones de edades obtenidas mediante trazadores y los modelos de TracerLPM ([Figura 5.9](#)), se aprecia con claridad que los tiempos de tránsito reales del acuífero Pampeano se alejan de la idealización de un sistema libre y homogéneo. No solo las edades medidas con trazadores son sistemáticamente mayores, sino que sus distribuciones abarcan rangos más amplios y presentan una complejidad significativamente superior.

Tabla 5.8. Edades del agua estimadas para los piezómetros de estudio, con un EMM asumiendo un acuífero libre idealizado con recarga uniforme de 140 mm/año y porosidad homogénea de 0,1.

Localidad	Prof. del filtro (m bajo sup. freática)	Espesor saturado (m)	Edad media del acuífero (años)	Edad media en el pozo (años)	Edad más joven del agua en el pozo (años)	Edad más vieja del agua en el pozo (años)
INTA Balcarce	0 - 6,5	26,5	18,9	2,5	0,0	5,3
	6,5 - 16,5			11,1	5,3	18,5
	16,5 - 26,5			37,4	18,5	Infinito
San Manuel	0 - 10,3	120	85,7	3,8	0,0	7,7
	10,3 - 22,3			12,6	7,7	17,6
	22,3 - 48,3			30,2	17,6	44,1
Lobería	0 - 8,2	120	85,7	3,0	0,0	6,1
	8,2 - 20,2			10,8	6,1	15,8
	20,2 - 41,2			25,5	15,8	36,1
Chacra Miramar	0 - 8,7	120	85,7	3,2	0,0	6,5
	8,7 - 20,7			11,3	6,5	16,2
	20,7 - 44,7			27,5	16,2	39,9

5.6. Hidrogeoquímica

En las Tablas 5.9 y 5.10 se presentan las concentraciones de iones mayoritarios y otros parámetros fisicoquímicos de las aguas de los piezómetros de estudio, obtenidas a partir de

mediciones en campo y en laboratorio. Las aguas analizadas presentan un pH entre 7,3 y 8,1, clasificándolas como circumneutras. La conductividad eléctrica (CE) muestra valores moderados a altos, entre 821 y 2164 $\mu\text{S}/\text{cm}$, aunque sin alcanzar condiciones salobres. La temperatura medida en campo es estable, con un promedio de 16,8 °C, ligeramente superior a la temperatura media anual superficial de 13,5 °C. La dureza varía entre 140 y 428 mg/L, con una media de 264 mg/L, lo que permite clasificarlas como aguas duras a muy duras (Durfor y Becker, 1964).

Tabla 5.9. Parámetros fisicoquímicos de las muestras de agua de los piezómetros de estudio.

Localidad	Prof. del filtro (m bst)	Fecha de muestra (mm/aa)	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	pH	Temp (°C)	Dureza (mg/L)
INTA Balcarce	0-10	03/22	845	7,6	16,6	416
	10-20	03/22	822	7,6	16,4	310
	20-30	03/22	821	7,9	16,7	199
San Manuel	0-12	03/22	1035	7,8	16,0	400
	12-24	03/22	1010	8,0	16,3	210
	24-50	03/22	1007	8,1	16,4	195
Lobería	0-12	03/22	1086	7,8	16,9	242
	12-24	03/22	1197	7,8	16,4	242
	24-45	03/22	1344	7,7	16,6	255
Chacra Miramar	0-12	02/24	1115	7,6	15,9	176
	12-24	02/24	1413	7,6	16,2	144
	24-48	02/24	1845	7,9	16,8	140
Malacara	0-12	03/22	1923	8,0	17,0	300
	12-25	03/22	2002	8,1	17,8	258
	25-60	03/22	2164	7,9	18,2	200
UNMdP	12-20	03/22	1725	7,3	18,1	428
	20-60	03/22	1663	7,4	17,4	381

Los contenidos de sílice (SiO_2) en las muestras de agua subterránea oscilan entre 3,2 mg/L y 28,5 mg/L, con un valor medio aproximado de 15,6 mg/L. Por localidad, los pozos de INTA Balcarce presentan concentraciones elevadas (22,0–25,6 mg/L) y en Malacara se registran valores aún mayores (25,0–28,5 mg/L). La alta concentración de sílice, característica del acuífero Pampeano en muchas zonas, puede explicarse principalmente por la disolución de

minerales de sílice amorfa (vidrio volcánico o silicofitolitos) y, en menor medida, por la meteorización de silicatos (Martínez y Osterrieth, 2013). Por otro lado, los pozos de San Manuel (3,2–6,0 mg/L) y Lobería (4,1–7,1 mg/L) tienen concentraciones bajas. Estos patrones apuntan a variaciones en la geología local como factor clave en el aporte de sílice al acuífero.

La mayoría de los contenidos de nitratos se encuentran dentro de los rangos típicos de agua no contaminada; sin embargo, los pozos someros de Lobería y San Manuel, así como ambos pozos de la UNMdP, presentan niveles altos, por encima de la concentración máxima admisible de 45 mg/L (0,73 meq/L) que establece el Código Alimentario Argentino. En el último caso, esto probablemente se debe a la infiltración de aguas residuales de la ciudad, mientras que, en los dos primeros, la causa más probable es la actividad agrícola, especialmente el uso intensivo de fertilizantes.

Tabla 5.10. Concentraciones de iones mayoritarios y sílice disuelta (en mg/L) en las muestras de agua de los piezómetros de estudio. En algunas muestras los valores de pH alcalinos (cercanos a 8) indicarían que el carbonato podría ser una especie presente en solución en el agua junto con bicarbonato, pero el mismo no fue medido en el laboratorio.

Localidad	Prof. del filtro (m bst)	Fecha de muestra (mm/aa)	Iones mayoritarios (mg/L)								SiO ₂ (mg/L)
			HCO ₃ ⁻	Aniones			Cationes				
				Cl ⁻	SO ₄ ⁼	NO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	
INTA Balcarce	0-10	03/22	542	46	12	23,6	70	3	35	78	24,0
	10-20	03/22	456	64	15	11,0	100	2	35	15	22,0
	20-30	03/22	397	50	11	36,7	150	3	30	11	25,6
San Manuel	0-12	03/22	530	49	10	84,2	100	6	50	66	6,0
	12-24	03/22	417	50	8	43,7	120	9	40	26	5,0
	24-50	03/22	417	41	8	2,0	110	4	38	24	3,2
Lobería	0-12	03/22	483	64	15	66,0	160	2	63	23	7,1
	12-24	03/22	570	113	18	46,0	210	3	80	10	5,3
	24-45	03/22	476	135	29	44,3	210	2	35	40	4,1
Chacra Miramar	0-12	02/24	410	74	44	25,4	180	2,1	37	20	-
	12-24	02/24	604	135	315	12,7	306	4	47	6	-
	24-48	02/24	626	235	60	2,0	265	2	52	25	-
Malacara	0-12	03/22	616	200	57	11,3	280	11	47	36	27,5
	12-25	03/22	549	234	58	6,6	290	42	50	32	25,0
	25-60	03/22	596	333	64	6,6	400	20	43	20	28,5
UNMdP	12-20	03/22	807	142	37	86,0	220	4	68	39	13,0
	20-60	03/22	728	128	35	81,0	230	4	63	53	28,0

En la siguiente tabla (Tabla 5.11) se presentan los mismos resultados, pero en meq/L junto con sus balances iónicos:

Tabla 5.11. Concentraciones de iones mayoritarios (en meq/L) en las muestras de agua de los piezómetros de estudio junto con los balances iónicos calculados.

Localidad	Prof. del filtro (m bst)	Fecha de muestra (mm/aa)	Iones mayoritarios (meq/L)								Balance iónico (%)
			HCO ₃ ⁻	Aniones			Cationes				
				Cl ⁻	SO ₄ ⁼	NO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	
INTA Balcarce	0-10	03/22	8,9	1,30	0,3	0,4	3,0	0,1	1,8	6,4	2,3
	10-20	03/22	7,5	1,80	0,3	0,2	4,3	0,1	1,8	1,2	13,9
	20-30	03/22	6,5	1,41	0,2	0,6	6,5	0,1	1,5	0,9	1,5
San Manuel	0-12	03/22	8,7	1,38	0,2	1,4	4,3	0,2	2,5	5,5	3,4
	12-24	03/22	6,8	1,41	0,2	0,7	5,2	0,2	2,0	2,2	2,7
	24-50	03/22	6,8	1,15	0,2	0,3	4,8	0,1	1,9	2,0	1,7
Lobería	0-12	03/22	7,9	1,80	0,3	1,1	7,0	0,0	3,2	1,9	4,1
	12-24	03/22	9,3	3,18	0,4	0,7	9,1	0,1	4,0	0,8	1,4
	24-45	03/22	7,8	3,80	0,6	0,7	9,1	0,0	1,8	3,3	4,8
Chacra Miramar	0-12	02/24	6,7	2,08	0,9	0,4	7,8	0,1	1,9	1,7	5,8
	12-24	02/24	9,9	3,80	6,6	0,2	13,3	0,1	2,4	0,5	11,4
	24-48	02/24	10,3	6,62	1,3	0,0	11,5	0,0	2,6	2,1	5,6
Malacara	0-12	03/22	10,1	5,63	1,2	0,2	12,2	0,3	2,4	3,0	1,9
	12-25	03/22	9,0	6,59	1,2	0,1	12,6	1,1	2,5	2,6	5,4
	25-60	03/22	9,8	9,38	1,3	0,1	17,4	0,5	2,2	1,7	2,6
UNMdP	12-20	03/22	13,2	4,00	0,8	1,4	9,6	0,1	3,4	3,2	8,7
	20-60	03/22	11,9	3,61	0,7	1,3	10,0	0,1	3,2	4,4	0,2

Solo 2 de los 17 pozos presentaron un error de balance ligeramente superior al 10 %: INTA Balcarce Intermedio (13,9 %) y Chacra Miramar Intermedio (11,4 %). En este último caso, el desvío se debe a un *outlier* en la concentración de sulfatos (6,6 meq/L), muy por encima del resto de las muestras. Este dato no se tuvo en cuenta para la confección de los diagramas de Piper (Figura 5.13) y para futuras interpretaciones.

La Figura 5.12 ofrece una visión rápida de las variaciones en la conductividad eléctrica (CE) y el contenido de cloruros según la localidad y por la profundidad de bombeo. Estos parámetros se utilizan como indicadores cualitativos del grado de evolución hidroquímica del agua, ya que tienden a incrementarse con el tiempo de contacto con la matriz del acuífero, asumiendo que esta es homogénea. Los cloruros se consideran iones conservativos dado que, una vez incorporados al agua, tienden a permanecer disueltos y no son adsorbidos en la fracción sólida, ni forman sales que precipiten para las concentraciones de las aguas dulces.

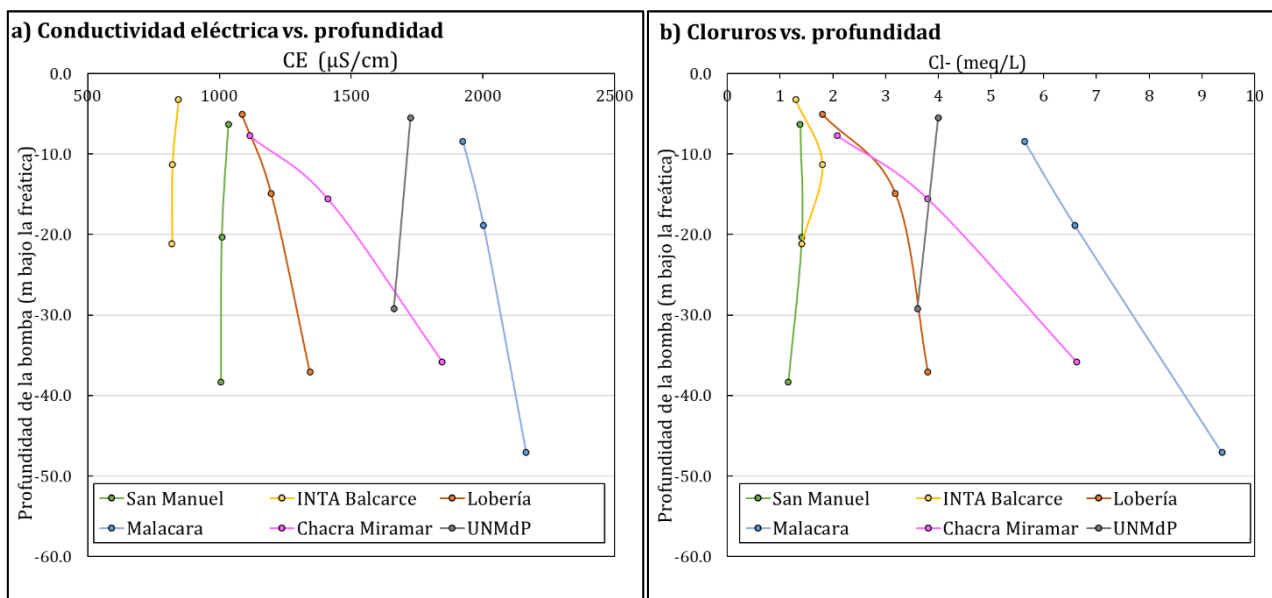


Figura 5.12. a) Conductividad eléctrica y b) contenido de cloruros medidos en las distintas localidades respecto a la profundidad de los piezómetros.

Los resultados muestran una alta variabilidad en los parámetros analizados, con concentraciones de cloruros entre 1,3 y 9,4 meq/L. Las diferencias son más marcadas entre localidades que entre profundidades, destacándose Malacara con los valores más altos, especialmente en cloruros, e INTA Balcarce y San Manuel con los más bajos. En general, se esperaría un aumento de la CE y los cloruros con la profundidad, asociado a un mayor tiempo de tránsito, tendencia que se observa en los pozos de Chacra Miramar, Malacara y, de manera más sutil, en Lobería. Sin embargo, en San Manuel, INTA Balcarce y la UNMdP no se observan variaciones significativas con la profundidad; de hecho, en estos casos, los valores disminuyen levemente a medida que esta aumenta. Como se explicará con más detalle más adelante, en los casos de San Manuel e INTA Balcarce esta característica se asocia a una mayor influencia de las rocas del basamento; en el sitio INTA Balcarce, además, podría deberse al ingreso de agua con menor contenido de cloruros proveniente del acuífero fisurado inferior. En el caso de la UNMdP, la disminución de cloruros y de la conductividad eléctrica en el pozo profundo probablemente se deba al ingreso de agua con menor contenido de sólidos disueltos a través de cañerías subterráneas de la red de suministro urbano.

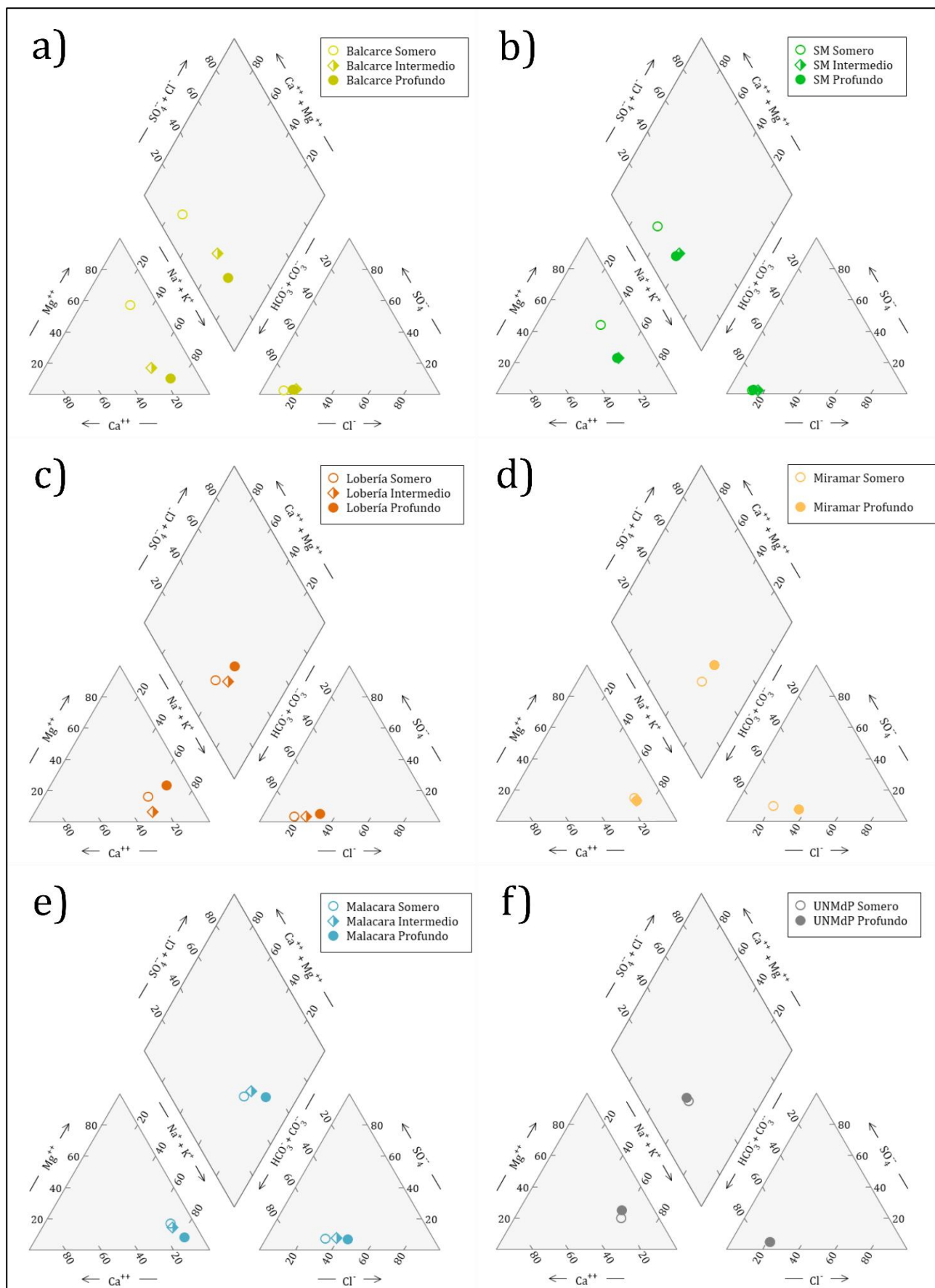


Figura 5.13. Diagramas de Piper para todos los pozos de muestreo. a) INTA Balcarce, b) San Manuel, c) Lobería, d) Chacra Miramar, e) Malacara, f) Universidad Nacional de Mar del Plata (UNMdP).

En los diagramas de Piper, la mayoría de las aguas analizadas corresponden al tipo bicarbonatado-sódico, característico del acuífero Pampeano. La evolución de estas aguas está controlada por procesos hidrogeoquímicos a lo largo del flujo subterráneo, principalmente el intercambio iónico (liberación de sodio y retención de calcio) y el equilibrio con la calcita, alcanzado a distancias relativamente cortas (Martínez y Bocanegra, 2002; Martínez *et al.*, 2017). No obstante, se identifican algunos casos distintos. Por ejemplo, en la muestra del pozo somero de INTA Balcarce destaca una presencia considerable de magnesio, lo que define un tipo de agua bicarbonatada-magnésica, algo que también se ve en menor medida en el pozo somero de San Manuel. Las aguas también tienden a ser más cloruradas con la profundidad en Chacra Miramar, Lobería y, especialmente, en Malacara, donde el pozo profundo se aproxima al tipo clorurado-sódico, aunque aún dentro del campo bicarbonatado. No se registran diferencias significativas ni tendencias claras con la profundidad con los otros iones.

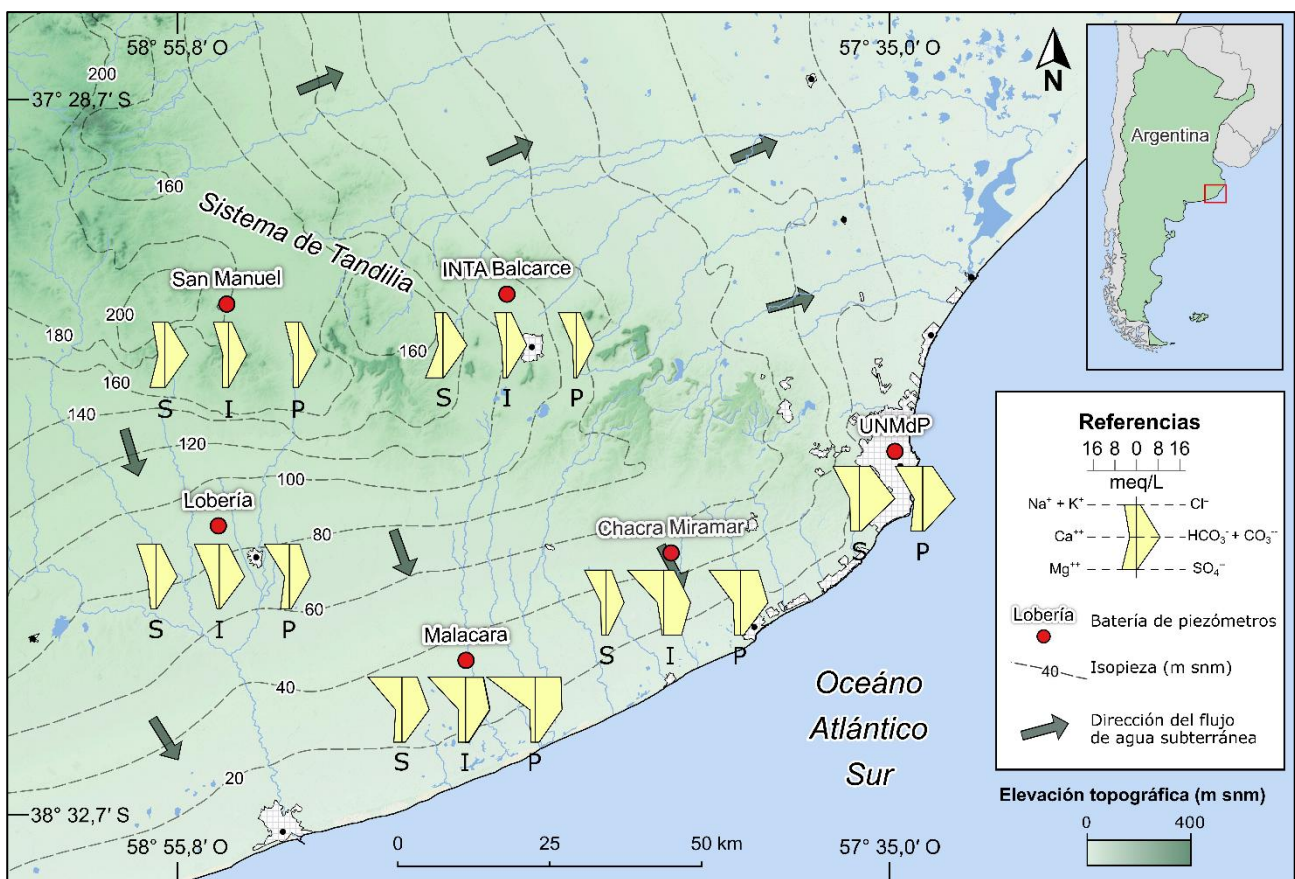


Figura 5.14. Mapa de ubicación y diagramas de Stiff representando la composición química de las muestras de los distintos piezómetros durante la campaña de muestreo de marzo de 2022 (excepto para Chacra Miramar cuyos datos fueron obtenidos en 2024). “S”, “I” y “P” hacen referencia a la profundidad del pozo: somero, intermedio y profundo, respectivamente.

Los diagramas de Stiff (Figura 5.14) permiten visualizar más claramente cómo la variabilidad hidroquímica del agua sigue un patrón geográfico. Las aguas con menor contenido de iones y carácter levemente más magnésico se encuentran en la zona serrana de Tandilia, más cercana a la recarga del acuífero, en pozos como INTA Balcarce y San Manuel. Allí también se registraron también las menores conductividades eléctricas y concentraciones de cloruros (Figura 5.12). Por el contrario, las aguas más enriquecidas en iones, con mayores CE y tendencia levemente más clorurada, se ubican hacia el sureste, alcanzando sus valores máximos en los pozos de Malacara. El caso del pozo de la UNMdP merece un análisis aparte, dado su influencia urbana y la recarga antrópica (ver [Capítulo 6.2](#)).

5.7. Isótopos estables (^2H y ^{18}O)

Los isótopos estables del agua, ^{18}O y ^2H , se emplean frecuentemente en investigaciones del ciclo hidrológico, especialmente en aguas subterráneas, ya que su composición permanece prácticamente inalterada durante el flujo, sin verse afectada por procesos químicos ni por el tiempo de tránsito (Mook, 2000). Sus aplicaciones en estudios hidrogeológicos son variadas, incluyendo la identificación de fuentes de recarga, la evaluación de mezclas entre masas de agua de distinto origen, y la caracterización de procesos de evaporación o infiltración rápida. Estas metodologías han sido sistematizadas en diferentes textos de referencia (Clark y Fritz, 1997; Mook, 2002).

En la Tabla 5.12 se presentan los resultados de las mediciones realizadas para esta tesis (marzo de 2022 y febrero de 2024), junto con datos previamente obtenidos en muestreos realizados en noviembre de 2012 (Martínez *et al.*, 2017). Los datos de esta tabla se presentan también gráficamente en la Figura 5.15 para las localidades que cuentan con múltiples mediciones a lo largo del tiempo (INTA Balcarce, San Manuel y Lobería). El análisis de las variaciones temporales permite observar que, si bien las muestras de 2012 presentan un relaciones isotópicas levemente más enriquecidas y las de 2022 ligeramente más empobrecidas, estas diferencias no son significativas en ninguna de las localidades. Cabe señalar que la escasa cantidad de datos estadístico más robusto. Además, las mediciones realizadas en 2012 se llevaron a cabo con un equipo diferente (espectrómetro láser DLT-100 de Los Gatos Research), el cual presenta incertidumbres ligeramente mayores ($\pm 0,3 \text{ ‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ $\pm 1,2 \text{ ‰}$ para $\delta^2\text{H}$) que podrían explicar parte de las diferencias observadas.

Tabla 5.12. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ medidos en cada piezómetro para distintas fechas de muestreo. Las incertidumbres analíticas son de $\pm 1,0 \text{ ‰}$ para $\delta^2\text{H} \pm 0,15 \text{ ‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ en las mediciones de 2022 y 2024, y de $\pm 1,2 \text{ ‰}$ para $\delta^2\text{H} \pm 0,3 \text{ ‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ en las mediciones de 2012.

Localidad	Pozo	Prof. del filtro (m bst)	Fecha de muestra (mm/aa)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)
INTA Balcarce	G793	0-10	02/24	-3,67	-23,3
			03/22	-4,30	-24,1
			11/12	-3,99	-21,4
	G792	10-20	02/24	-4,54	-27,6
			03/22	-4,54	-25,9
			11/12	-4,61	-25,3
	G794	20-30	02/24	-5,42	-31,0
			03/22	-5,52	-31,9
			11/12	-5,59	-28,9
San Manuel	G196	0-12	02/24	-5,60	-32,7
			03/22	-5,62	-32,6
			11/12	-5,63	-30,6
	G195	12-24	02/24	-5,38	-32,2
			03/22	-5,82	-32,6
			11/12	-5,57	-30,0
	G194	24-50	02/24	-5,42	-32,5
			03/22	-5,59	-32,8
			11/12	-5,53	-29,6
Lobería	G177	0-12	02/24	-5,82	-31,6
			03/22	-5,72	-32,3
			11/12	-5,54	-29,8
	G178	12-24	02/24	-5,86	-32,4
			03/22	-5,67	-32,7
			11/12	-5,59	-29,8
	G179	24-45	02/24	-5,32	-32,4
			03/22	-5,51	-32,8
			11/12	-5,38	-29,2
Chacra Miramar	G1343	0-12	02/24	-5,61	-30,8
	G1342	12-24	02/24	-5,15	-29,9
	G1341	24-48	02/24	-4,92	-29,9
Malacara	G714	0-12	03/22	-5,16	-30,3
	G713	12-25	03/22	-5,16	-30,4
	G725	25-60	03/22	-5,03	-31,5
UNMdP	G1841	12-20	03/22	-5,44	-31,2
	G1842	20-60	03/22	-5,21	-29,7

Por otro lado, el análisis de la distribución espacial y vertical de los valores isotópicos revela una variabilidad muy baja en la mayoría de los casos evaluados. Las variaciones en la composición de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ son mínimas, lo que sugiere condiciones de recarga relativamente

uniformes a escala regional y escasa influencia de procesos locales que alteren significativamente la señal isotópica. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se encuentran en un rango estrecho, entre -4,9‰ y -5,9‰, mientras que los valores de $\delta^2\text{H}$ varían típicamente entre -29‰ y -32,8‰. Una excepción clara a esta estabilidad es el agua proveniente de los pozos somero e intermedio del sitio INTA Balcarce, que presenta un enriquecimiento isotópico significativo en comparación con el resto de las muestras. Esta diferencia es evidente en la posición de las curvas rojas y amarillas en las Figuras 5.15.a y 5.15.b.

En la Figura 5.16 se presentan los contenidos isotópicos de todas las muestras, junto con la Línea Meteórica Global (LMG; $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$; Craig, 1961), que representa el promedio de la composición isotópica de las precipitaciones en el Mundo. Sin embargo, a escala local, la lluvia puede ajustarse mejor a otras líneas debido a variaciones en las fuentes de vapor, la humedad relativa en la superficie oceánica y los procesos de transporte del vapor, entre otros factores (Visser *et al.*, 2013). Por esta razón, también se incluyen en el gráfico dos Líneas Meteóricas Locales (LMLs), derivadas de los trabajos de Glok Galli *et al.* (2014) ($\delta^2\text{H} = 8,3\delta^{18}\text{O} + 16,3$) y de Martínez *et al.* (2017) ($\delta^2\text{H} = 8,03\delta^{18}\text{O} + 12,16$). Ambos estudios se basaron en registros de precipitación obtenidos en la misma zona de estudio que el presente trabajo. Asimismo, se agregan los respectivos promedios anuales ponderados de la composición isotópica de la precipitación (MLPP), que son de -5,42‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y -28,7‰ para $\delta^2\text{H}$ según Glok Galli *et al.* (2014) y de -5,1‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y -29,2‰ para $\delta^2\text{H}$ según Martínez *et al.* (2017).

En la figura se puede observar que ambas LMLs se encuentran por encima de la LMG (i.e., una mayor ordenada al origen). Aunque hay cierta dispersión, la mayoría de los datos de los piezómetros se alinean con las LMLs y muestran un empobrecimiento isotópico respecto a los dos promedios anuales ponderados. Este agrupamiento de datos de pozos de distintas profundidades y localidades sugiere un sistema bien mezclado y una recarga preferencial del acuífero Pampeano durante los meses más fríos, cuando las relaciones isotópicas de la lluvia es más empobrecida en isótopos pesados (Martínez *et al.*, 2017). Una excepción a este agrupamiento la constituyen el pozo somero y el intermedio del INTA Balcarce, los cuales presentan un mayor enriquecimiento isotópico y se ubican por debajo de las LMLs, probablemente como resultado de procesos de evaporación. Estos casos serán abordados con mayor detalle en el capítulo de discusiones.

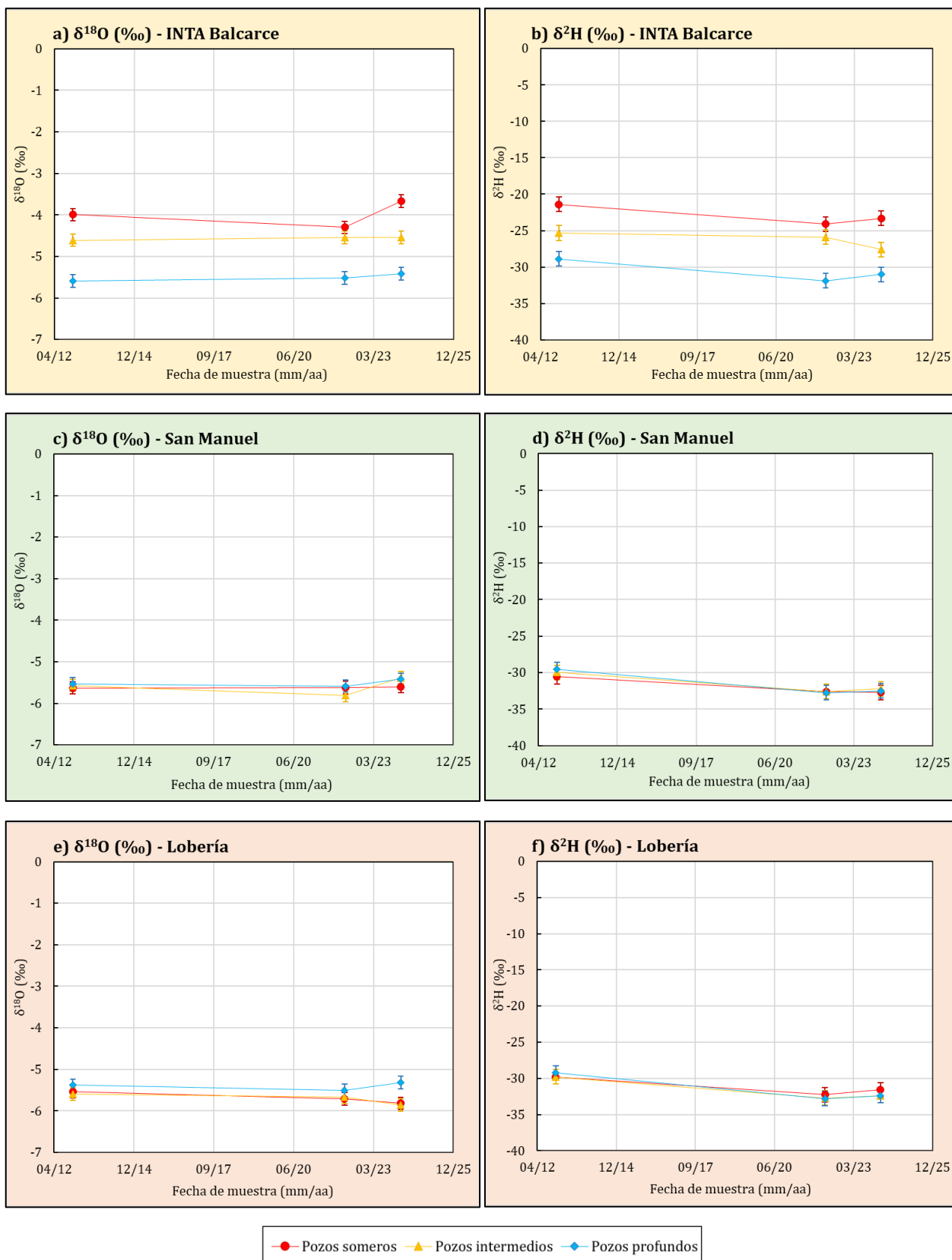


Figura 5.15. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, diferenciados por localidad, fecha de muestreo y profundidad. a) $\delta^{18}\text{O}$ en INTA Balcarce, b) $\delta^2\text{H}$ en INTA Balcarce, c) $\delta^{18}\text{O}$ en San Manuel, d) $\delta^2\text{H}$ en San Manuel, e) $\delta^{18}\text{O}$ en Lobería, f) $\delta^2\text{H}$ en Lobería. Se incluyen las barras de error. Para facilitar la comparación se mantiene la misma escala de ejes en todos los gráficos.

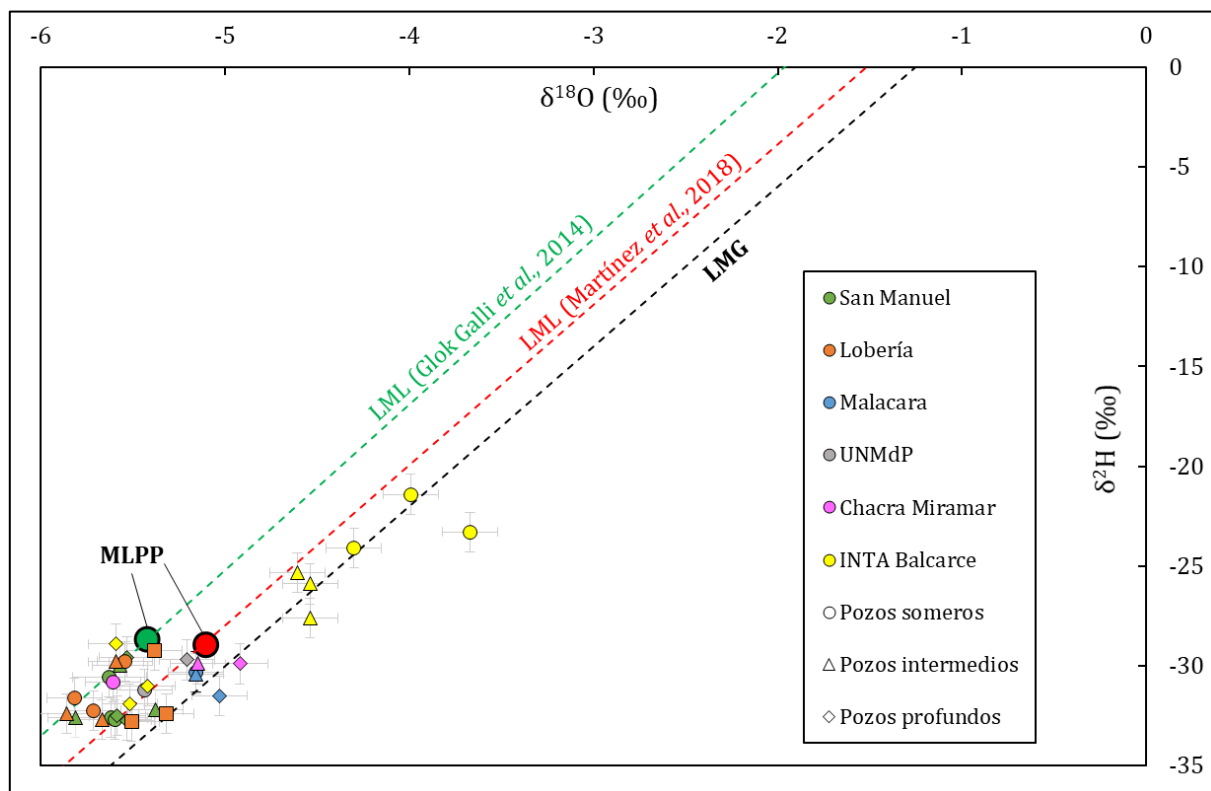


Figura 5.16. Relaciones de isótopos estables ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$) en muestras de pozos de distintas localidades, diferenciadas por profundidad. Se incluyen 2 Líneas Meteóricas Locales (LML), la Línea Meteórica Global (LMG) y las medias anuales ponderadas de la precipitación local (MLPP).

6. DISCUSIÓN

El presente estudio arroja resultados valiosos sobre los tiempos de tránsito y el comportamiento del agua subterránea del acuífero Pampeano en el sudeste de la provincia de Buenos Aires, constituyendo también un antecedente importante en la aplicación de trazadores de edad en la región. Trazadores como los radioisótopos de gases nobles ^{85}Kr y ^{39}Ar , junto con SF_6 , fueron empleados en este acuífero por primera vez. Estos hallazgos permiten mejorar el modelo conceptual de este sistema hídrico relevante, ofreciendo información para su protección y uso sostenible. En las secciones siguientes se discuten los principales hallazgos de la tesis, junto con sus implicancias y limitaciones.

6.1. Edades aparentes y distribución de tiempos de tránsito

Aplicar un modelo de flujo-pistón para estimar una única edad del agua en muestras obtenidas de pozos con filtros de varios metros de longitud en el acuífero Pampeano constituye una aproximación simplista, imprecisa y, en general, inadecuada. La edad calculada bajo este enfoque depende fuertemente de la historia de entrada del trazador utilizado y no representa de forma fiel la edad media de la mezcla. En este contexto, el uso de modelos de distribución de edades (LPMs), en combinación con múltiples trazadores, se presenta como una alternativa más adecuada para caracterizar la complejidad de las edades presentes.

A pesar de sus limitaciones, discutidas más adelante, el uso de trazadores y LPMs ha demostrado ser una herramienta sumamente eficaz y útil para caracterizar las mezclas de aguas. Además, este método permite comprender el comportamiento hidrogeológico del sistema sin necesidad de conocer en detalle sus variaciones físicas y con un proceso de muestreo, análisis e interpretación de datos relativamente menos complejo que el de los métodos convencionales (Leibundgut *et al.*, 2009). Los resultados obtenidos indican que las aguas del acuífero Pampeano presentan una distribución de edades significativamente más amplia y mayores de lo esperado para un acuífero somero, con altas proporciones de aguas viejas, de más de 60 años. Por otro lado, los BMMs no lograron demostrar que las muestras estuvieran compuestas por una mezcla bimodal de dos fuentes de agua de distintas edades.

Las aguas más jóvenes, con mezclas menos complejas y distribuciones de edad con modas más definidas, se observaron en los pozos de INTA Balcarce, ubicados en un sector del acuífero con un espesor saturado considerablemente menor al del resto de las localidades,

inferior a los 30 m. Dado que la recarga se mantiene prácticamente constante en toda la zona de estudio, el menor volumen poroso a rellenar en esta zona se traduce en tiempos de tránsito notablemente más cortos con la profundidad. Esto es posible también gracias al levemente mayor gradiente hidráulico de la zona ([Figura 4.1](#)) que permite mayores velocidades del agua subterránea. En consecuencia, el pozo somero presentó un 60 % de agua con menos de 10 años, y más del 90 % del agua presente en la primera mitad de la zona saturada corresponde a agua joven (menos de 60 años).

En contraste, en las demás baterías de piezómetros con diseño similar (San Manuel, Lobería y Chacra Miramar), las muestras muestran mezclas bien integradas, sin modas claras y con distribuciones de edades amplias. La presencia de agua vieja en los filtros someros es notable: entre 0 y 10 m por debajo del nivel freático, aproximadamente el 35 % del agua tiene edades superiores a 60 años, mientras que la proporción de agua recargada en la última década es muy baja, menor al 5 % o incluso nula según los modelos. Este último punto sugiere que la bomba sumergible no estaría captando de manera uniforme todas las líneas de flujo que llegan al filtro. El grado en que una bomba logra muestrear eficazmente dichas líneas depende de distintas variables, entre ellas la ubicación de la bomba, el caudal de bombeo y las heterogeneidades intrínsecas del acuífero (Solomon *et al.*, 2006; Poulsen *et al.*, 2019). Dado que la bomba se encontraba en el tercio inferior del pozo, es probable que haya existido una preferencia por la captación de líneas más próximas a su posición. Esto explicaría la ausencia de agua con tiempos de residencia cortos en las muestras, ya que las líneas de flujo cercanas a la superficie freática no habrían sido captadas, especialmente si existen capas de menor permeabilidad entre estas y la posición de la bomba.

La fracción de agua vieja aumenta con la profundidad, superando el 60 % entre 10 y 20 m. En los pozos profundos (20 a 48 m por debajo de la superficie freática), los modelos presentaron mayores errores de ajuste debido a las concentraciones bajas de trazadores medidos. No obstante, los resultados (en particular la medición de ^{39}Ar en el pozo profundo de San Manuel, que indica una edad media superior a los 170 años) permiten inferir que, muy probablemente, el agua presenta edades en un rango temporal que va desde algunos pocos hasta varios cientos de años, aunque no puede descartarse por completo la presencia de aguas con edades del orden de los miles de años. Es esperable también que la presencia de agua joven a profundidades mayores a 30 m sea prácticamente nula.

6.2. Variaciones geográficas de la edad

La ubicación geográfica, entendida en términos convencionales de zonas de recarga, tránsito y descarga, influyó menos en las edades obtenidas que la profundidad de los pozos y los factores locales. No se observó un aumento sistemático de la edad del agua en el sentido del flujo subterráneo hacia el mar. La baja variabilidad areal en las edades del agua subterránea en este acuífero puede explicarse mediante modelos como el expuesto en el [Capítulo 4.5](#) en los que la independencia del tiempo medio de tránsito respecto de la posición horizontal es un atributo fundamental de un acuífero libre que recibe una recarga uniforme y tiene un espesor constante (Solomon *et al.*, 2006).

Es importante remarcar que estos modelos no descartan la existencia de un flujo horizontal o subhorizontal. Lo que sucede es que, en un acuífero con estas condiciones, el envejecimiento a medida que el flujo avanza hacia la zona de descarga (hacia el océano Atlántico en el caso del Pampeano), se ve compensado por el ingreso constante de agua joven desde la superficie a lo largo de todo su recorrido (véanse los ejemplos de Solomon *et al.*, 2006). Como resultado, si se considera únicamente la dimensión horizontal, el agua no envejece ni se rejuvenece. La velocidad del flujo horizontal en la zona de estudio, de hecho, podría ser calculado a partir del gradiente hidráulico indicado por las líneas de flujo ([Figura 1.1](#)) y de la permeabilidad de los sedimentos. Así, se obtiene que el flujo horizontal se desplazaría a velocidades de entre 4 y 45 cm/día (15 a 164 m/año), con los valores más bajos asociados a sedimentos de menor permeabilidad y a zonas con baja pendiente topográfica.

En este contexto, las diferencias observadas entre localidades se explican principalmente por factores locales, como el menor espesor de la zona saturada y el mayor gradiente hidráulico previamente mencionados en INTA Balcarce, los cuales explican las menores edades registradas en esos pozos. De todos modos, queda claro que las variaciones horizontales en edad, que podrían manifestarse en escalas de decenas de kilómetros, son mínimas en comparación con las diferencias observadas en profundidad, que ocurren a escala de pocos metros.

Aunque San Manuel se encuentra en la región serrana y Lobería en una posición piezométrica más baja y alineada con la dirección general del flujo subterráneo ([Figura 4.1](#)), esta última presenta de manera consistente una proporción levemente mayor de agua joven y edades aparentes menores que San Manuel. Esto podría explicarse, en parte, porque en San Manuel el nivel freático se encuentra aproximadamente dos metros más cerca de la superficie

que en el resto de las localidades ([Tabla 4.1](#)). En consecuencia, una muestra tomada a la misma profundidad respecto a la superficie del terreno correspondería, en San Manuel, a una posición más profunda con respecto al nivel freático que en Lobería. Además, es probable que exista una menor recarga local en la zona de San Manuel debido a la presencia cerca de superficie de una capa continua de calcretes (“tosca”) de aproximadamente un metro de espesor, que actúa como una barrera efectiva para la infiltración del agua de lluvia ([Anexo](#)). A esto se suma la presencia de un alto topográfico con afloramientos de basamento al sur de San Manuel ([Figura 4.1](#)), que interrumpe la continuidad de las líneas de flujo entre ambas localidades y dificulta la conexión directa del flujo regional.

Las bajas edades aparentes obtenidas con ^{85}Kr y SF_6 en los pozos de la ciudad de Mar del Plata (UNMDP; [Figura 5.5](#)) se atribuyen probablemente a pérdidas de agua de cañerías del sistema de abastecimiento urbano. Aunque esta agua proviene originalmente de pozos más profundos que los de este estudio (y por lo tanto correspondería a agua más vieja), ha estado en contacto con la atmósfera durante su almacenamiento y transporte en la red, lo que habría permitido un intercambio gaseoso con las concentraciones atmosféricas actuales de estos trazadores gaseosos, dando lugar a edades artificialmente jóvenes. La posibilidad de recarga reciente por infiltración directa de precipitaciones se descarta al analizar la composición hidroquímica de las muestras, particularmente el contenido de cloruros y la conductividad eléctrica ([Figura 5.12](#)), que indican una evolución química más avanzada que la observada que los otros de zonas rurales, por ejemplo, en Lobería y San Manuel. La aplicación de un trazador de edades no gaseoso, como ^3H , permitiría confirmar esta interpretación.

Por último, las mayores edades y la evolución hidroquímica más pronunciada observadas en Malacara se atribuyen a la mayor profundidad del pozo profundo y a su ubicación en una zona de descarga local ([Figura 4.2](#)). Estos pozos se encuentran en las proximidades (pocos metros) de un arroyo ganador —los niveles piezométricos estaban por encima del nivel del cauce el día del muestreo, algo habitual según el [Dr. Mauricio Quiroz-Londoño](#) (comunicación personal)—, por lo que es probable que el área funcione como una zona de descarga de flujo profundo y ascendente más viejo. Esto explicaría las edades más elevadas observadas, en especial en los pozos somero e intermedio. Una dinámica de este tipo ha sido documentada en detalle por Gilmore *et al.* (2016), aunque en un arroyo de mayor caudal.

6.3. Mezclas y heterogeneidad hidrogeológica

Las edades aparentes y los modelos de distribución de edades obtenidos con trazadores y LPMs en los distintos piezómetros se alejan notablemente del comportamiento esperado en un acuífero libre y homogéneo. Por ejemplo, bajo modelos conceptuales idealizados del acuífero, sin dispersión a lo largo de las líneas de flujo, como el modelo exponencial (EMM) o una aproximación basada en una velocidad vertical constante del agua, y considerando una recarga de aproximadamente 140 mm/año y una porosidad efectiva homogénea del 10 %, cabría esperar que en un filtro somero de 10 m de extensión la diferencia de edad entre el agua del tope y la del fondo no supere los 8 años (Figura 6.1). No obstante, los LPMs estiman distribuciones de edad mucho más amplias (del orden de cientos de años), con abundante agua libre de trazadores y edades medias considerablemente mayores. La presencia de agua subterránea vieja producto de mezcla se presume incluso en zonas cercanas a la superficie freática.

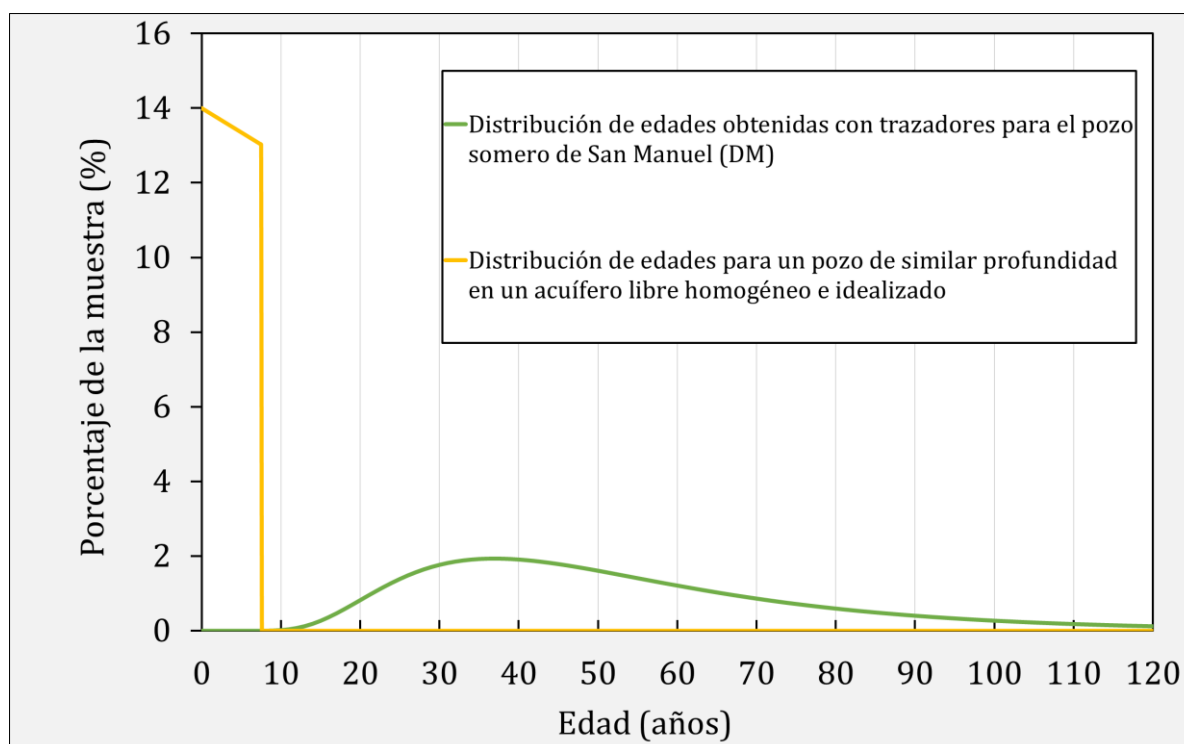


Figura 6.1. Comparación entre las distribuciones de edades teóricas para un pozo somero de 10 m (medidos desde la superficie freática) en un acuífero libre idealizado (porosidad 10 %; recarga 140 mm/año; 120 m de espesor saturado) y las distribuciones de edades estimadas en el pozo somero de San Manuel a partir de trazadores y del modelo DM (representada hasta 120 años, que el 97% de la muestra, aunque el modelo alcanza hasta 284 años).

En un modelo idealizado, el acuífero se asume con espesor constante, recarga uniforme arealmente y propiedades homogéneas como porosidad y permeabilidad, lo que se traduce en un aumento exponencial del tiempo de tránsito del agua con la profundidad (EMM; ver [capítulo 4.5](#)). En la región de estudio, hay antecedentes y fundamentos razonables para suponer una recarga relativamente constante y uniforme cercana a los 140 mm anuales. Si bien el espesor del acuífero Pampeano varía y no siempre se conoce con precisión, dicha variabilidad tiene un impacto menor en las edades del agua en las profundidades someras analizadas, en comparación con las variaciones en la porosidad. Por ende, entre estas simplificaciones del modelo idealizado, la que más probablemente se aleja de la realidad y la que genera las mayores discrepancias con los modelos obtenidos es la suposición de homogeneidad en la porosidad y permeabilidad del acuífero.

Aunque los Sedimentos Pampeanos son mayormente limosos y aparentan homogeneidad a simple vista, contienen intercalaciones laterales extensas de capas ricas en arcillas, paleosuelos y horizontes carbonáticos (ver [capítulo 2.3.1](#) y [Anexo](#)). Estos horizontes actúan como unidades de baja permeabilidad y/o acuitardos, limitando la conexión hidráulica vertical, favoreciendo la dispersión, el desplazamiento lento del agua y su retención. Esto se traduce en las distribuciones más amplias de edades y en los tiempos de tránsito más prolongados observados en el sistema, sobre todo a lo largo de filtros extensos.

En este contexto, el uso combinado de trazadores ambientales y modelos de parámetros agrupados representa una herramienta especialmente valiosa, ya que permite inferir información sobre el sistema sin necesidad de conocer en detalle las complejas variaciones espaciales de propiedades como la permeabilidad o la porosidad. Esto es porque la concentración medida de un trazador en una muestra de agua refleja una integración de todas las edades de las aguas que confluyen en ese punto, y, por ende, encapsula indirectamente la complejidad del sistema que tuvo que atravesar.

6.4. Limitaciones e incertidumbres

Si bien diversos antecedentes han demostrado que los beneficios del análisis de distribuciones de edades con trazadores y LPMs superan cualquier complicación inherente al método (Newman *et al.*, 2010; Suckow, 2014), es importante reconocer que los modelos obtenidos en esta tesis presentan limitaciones e imprecisiones, especialmente en los pozos intermedios y profundos, donde las concentraciones de trazadores son bajas y los ajustes

menos precisos. Estos problemas se evidencian claramente en ciertos casos, como el modelo que tiende a un flujo-pistón en el pozo profundo de Lobería, o las proporciones relativamente altas de agua muy reciente (o de pocas décadas de edad) en el pozo intermedio de Chacra Miramar ([Figura 5.9](#)).

En menor o mayor grado (reflejado por los ERM) ninguno de los modelos obtenidos fue capaz de ajustarse perfectamente a las concentraciones medidas de los trazadores para cada pozo. Esto puede atribuirse a: (i) la imposibilidad de representar con exactitud la distribución real de edades mediante los modelos matemáticos idealizados disponibles en TracerLPM y/o (ii) limitaciones inherentes a los trazadores, cuyas concentraciones pueden no reflejar de forma precisa la edad real del agua que los contiene.

Entre los factores que afectan a los trazadores (punto ii), se incluyen la contaminación local, la retención o degradación en el acuífero, la desgasificación, el exceso de aire, el paso por la ZNS, artefactos introducidos durante el muestreo y manipulación, errores analíticos e incertidumbres en la función de entrada, entre otros (IAEA, 2006). Asumiendo, dentro del marco metodológico y conceptual previamente expuesto, que estos efectos son despreciables, la fuente principal de error debe buscarse en la elección del modelo de distribución de edades dentro de TracerLPM (punto i). Esta elección recae en el modelador, en función del modelo conceptual del acuífero. Por razones técnicas y de tiempo, resulta impracticable evaluar todas las opciones disponibles en el *software*, incluyendo todas las combinaciones posibles de BMMs.

De todos modos, es importante aclarar que el valor del ERM no debe interpretarse como un indicador absoluto de la validez de un modelo. Al aumentar el número de trazadores utilizados (n), el ERM suele incrementarse, aunque el modelo resultante sea más robusto. Esto se aprecia claramente si se piensa en un caso extremo, como un ajuste basado en una única medición ($n = 1$), donde cualquier modelo (incluso un flujo-pistón) puede presentar un ERM de 0 %, sin que ello implique que el modelo sea realista. En este sentido, la construcción de modelos confiables requiere múltiples mediciones, preferentemente con trazadores que presenten funciones de entrada distintas y/o repitiendo las mediciones a lo largo del tiempo en un mismo pozo.

Uno de los factores metodológicos que genera mayor incertidumbre en los resultados, y que resulta pertinente mencionar en esta sección, es la longitud de los filtros en los pozos de bombeo. Al extraer agua desde filtros que abarcan varios metros o incluso decenas de metros, se induce artificialmente la mezcla de líneas de flujo provenientes de diferentes profundidades

y, por lo tanto, con distintos tiempos de tránsito. Esta es la principal causa de las mezclas observadas en las muestras.

Esta condición afecta significativamente el análisis de la dinámica natural, la dispersión y el incremento de las edades con la profundidad en el acuífero. Además, las longitudes de los filtros no son uniformes: los pozos más profundos suelen tener filtros aproximadamente el doble de largos que los pozos someros (o incluso más, como ocurre en la UNMdP; [Figura 4.2](#)), por lo que es esperable que la magnitud de la mezcla sea mayor en estos casos.

No obstante, el hecho de que los filtros estén aislados a diferentes profundidades en cada localidad, sin superposición y con un diseño conocido, representa una ventaja considerable frente al muestreo en pozos no diseñados para investigación, cuyos filtros pueden tener profundidad incierta o un diseño y aislamiento desconocidos para el investigador. Esto permite estudiar mezclas de aguas en intervalos de profundidad definidos y bien caracterizados, una condición poco frecuente en este tipo de estudios hidrogeológicos de la región.

Otro aspecto problemático relacionado con la extensión de los filtros es la eficacia de la bomba para captar de manera uniforme todas las líneas de flujo a lo largo de su extensión. Es probable que la ubicación de la bomba en la parte inferior del filtro, junto con un caudal de bombeo relativamente bajo, haya favorecido la captación de las líneas de flujo más profundas en detrimento de una mezcla representativa de todas las líneas de flujo presentes a lo largo del filtro. Esta hipótesis se respalda en que las estimaciones de la velocidad vertical, basadas en el gradiente de edades aparentes con la profundidad, resultaron más consistentes con antecedentes si se considera la posición de la bomba en lugar de la posición media del filtro ([capítulo 5.4.2](#)).

Esta misma limitación en la captación podría explicar otro hallazgo conflictivo: la aparente ausencia de agua reciente, o de pocos años, cerca del nivel freático. Tanto los perfiles de edad aparente en función de la profundidad ([Figura 5.7](#)) como las distribuciones de edades modeladas para los pozos someros ([Figura 5.9](#)) evidencian esta tendencia. En el primer caso, las líneas de tendencia extrapoladas hacia el nivel freático (0 m) no interceptan el eje temporal en 0 años, sino en valores significativamente mayores. En el segundo caso, salvo en INTA Balcarce, los modelos obtenidos no presentan una fracción de agua muy reciente, a pesar de tratarse de piezómetros que interceptan el nivel freático. Esta aparente ausencia podría deberse a la mezcla con aguas más antiguas incluso en niveles superficiales, y al efecto de la ubicación de la bomba, que al estar en la sección más profunda podría limitar la captura de

líneas de flujo con tiempos de tránsito cortos, especialmente en presencia de capas de baja permeabilidad a lo largo del perfil.

6.4.1. Investigación de aguas viejas

Solo las líneas de flujo más cortas (es decir, aquellas con menor tiempo de tránsito) aportan a la muestra trazadores de aguas jóvenes. En cambio, las porciones de agua más antiguas no quedan representadas en la muestra por estos trazadores, ya sea porque se han desintegrado con el tiempo (e.g., ^3H y ^{85}Kr) o porque no existían en la atmósfera cuando la precipitación se infiltró (e.g., ausencia de CFCs y SF_6 en la década de 1920). Por lo tanto, al emplear únicamente trazadores de aguas jóvenes en el modelado inverso, las distribuciones de edades obtenidas serán confiables principalmente para la fracción de agua con menos de 60 años. Por ejemplo, si con trazadores de aguas jóvenes se obtiene un buen ajuste mediante un modelo dispersivo que representa la distribución de edades de la fracción menor a 60 años, y existe además una porción con un 30 % de agua vieja, esta puede ser representada por agua de 100, 1.000 o incluso 1.000.000 de años. En cualquier caso, no influirá en el ajuste a las concentraciones de trazadores jóvenes, porque ninguna de esas edades contendrá trazadores jóvenes. Por lo tanto, las edades medias y los parámetros obtenidos aquí, especialmente en los pozos intermedios y profundos, no aportan información significativa ya que están influenciadas por una fracción vieja no validada. La información más relevante proviene del porcentaje de agua joven y de la distribución de edades de dicha fracción.

Si bien fue posible estimar el porcentaje de aguas viejas sin trazadores en los distintos piezómetros, estas pueden presentar distribuciones de edades diferentes a las obtenidas. La caracterización precisa de dichas distribuciones y de los rangos de edades asociados a esta fracción aún requiere investigación adicional. La extrapolación de la cola derecha (mayor tiempo) de las distribuciones de edades obtenidas presenta alta incertidumbre por la falta de calibración con trazadores específicos de aguas viejas, lo que limita su robustez y confiabilidad. A modo ilustrativo, los modelos sugieren que la edad del agua podría alcanzar, considerando un umbral del $\sim 0,01$ % de la muestra, hasta 284 años en el pozo somero de San Manuel (EPM) y hasta 491 años en Lobería (DM). En los pozos intermedios, las edades máximas estimadas se extenderían hasta 1750 años en San Manuel (EPM) y hasta 511 años en Lobería (EPM), apenas 20 años más que en el pozo somero.

Debido a las complicaciones asociadas al uso de ^{39}Ar (como las ya mencionadas dificultades analíticas, su elevado costo de medición y la presencia de ^{39}Ar producido *in situ*), las opciones disponibles para datar las fracciones de agua vieja en el acuífero Pampeano se restringen al ^{14}C y al ^4He . Sin embargo, ambos presentan potenciales limitaciones o fuentes de incertidumbre que deberán considerarse en futuros estudios enfocados en la datación de estas aguas viejas.

El ^{14}C es más económico y sencillo de medir que el ^{39}Ar , pero abarca un rango de edades que no permite detectar con precisión aguas con edades del orden de pocos cientos de años. Su aplicación enfrenta además diversos desafíos que pueden limitar significativamente su utilidad, como la disolución de carbonatos libres de ^{14}C y las alteraciones geoquímicas que modifican su concentración. En consecuencia, el método requiere la aplicación de modelos geoquímicos para corregir las edades, lo que introduce incertidumbres adicionales y exige una evaluación detallada del sistema acuífero. A ello se suman la posibilidad de contaminación moderna, las variaciones históricas en la atmósfera y la producción *in situ*, que complican aún más la interpretación (Aggarwal *et al.*, 2013; Plummer y Glynn, 2013). Pese a estas limitaciones, el uso de ^{14}C continúa siendo una herramienta valiosa y con potencial para futuros estudios orientados a la caracterización, al menos cualitativa, de aguas subterráneas viejas.

El caso del ^4He resulta también complejo y requiere de mayor investigación para evaluar su factibilidad de aplicación en el acuífero Pampeano. La datación mediante este trazador se basa en su acumulación progresiva a lo largo del tiempo ([Capítulo 3.2.1.3](#)), ya sea por el decaimiento radiactivo de uranio y torio en los minerales de la matriz del acuífero (Torgersen, 1980) o por la liberación de helio antiguo atrapado en las redes cristalinas de sedimentos derivados de rocas de basamento (Solomon *et al.*, 1996). Por ende, para su aplicación es indispensable conocer la “tasa de acumulación” de ^4He en el acuífero bajo estudio, algo que aún no ha sido determinado para el Pampeano.

La acumulación del ^4He es lenta, alcanzando normalmente concentraciones mensurables recién tras unos 1000 años y pudiendo prolongarse durante millones de años (Torgersen y Stute, 2013). Aunque su uso para datar aguas más jóvenes, de pocas décadas a algunos cientos de años no es común, se ha demostrado que es posible (Solomon *et al.*, 1996; Cook, 2020; [Figura 3.5](#)). En el acuífero Pampeano existen indicios alentadores respecto a esto. Martínez *et al.* (2016) observaron en pozos someros un incremento en los contenidos de ^4He desde $0,4 \times 10^{-9}$ a $1,0 \times 10^{-8}$ ccSTP/g en profundidades con diferencias de aproximadamente 40 m. Asimismo, en la cuenca del río Quequén Grande se registraron valores de $2,1 \times 10^{-7}$ ccSTP/g

en un pozo de 80 m de profundidad, en contraste con los $6,5 \times 10^{-8}$ ccSTP/g medidos en pozos someros (~ 20 m) de la misma cuenca (resultados no publicados). Estos datos preliminares sugieren un potencial del ^4He para la datación de aguas a escalas de decenas a cientos de años en el acuífero Pampeano, lo que permitiría cubrir el vacío temporal dejado por la impracticabilidad del ^{39}Ar . Además, su determinación es relativamente accesible en comparación con otros trazadores gaseosos, gracias a metodologías modernas y rápidas de medición en campo con espectrómetros de masa portátiles, que posibilitan el análisis de ^4He en grandes áreas (Brennwald *et al.*, 2016; Kipfer *et al.*, 2020).

El único antecedente del uso de trazadores para aguas viejas en el acuífero Pampeano se remonta al trabajo de Figini *et al.* (1983), quienes tomaron muestras de ^{14}C en pozos de abastecimiento de agua de red de la ciudad de Mar del Plata, con profundidades promedio de 90 m y captando agua de varias capas productivas. El contenido de ^{14}C de estas aguas subterráneas presentó un rango de 63 a 91 pMC (porcentaje de carbono moderno), lo que corresponde a edades aparentes de 3810 a 780 años, respectivamente. Sin embargo, teniendo en cuenta que no se aplicaron correcciones por disolución de carbonatos, es probable que las edades sean menores a estas.

6.4.2. Producción *in situ* de ^{39}Ar

La [Hipótesis C](#) solo resultó cierta de manera parcial dado que las mediciones de ^{39}Ar mostraron inconvenientes que comprometen su aplicabilidad. La actividad de ^{39}Ar medida en el pozo intermedio de San Manuel fue de $115,8 \pm 7,2$ por ciento de la actividad atmosférica moderna (pMAr), mientras que en el pozo profundo fue de $64,6 \pm 4,1$ pMAr ([Tabla 5.5](#)). Dado que la concentración atmosférica de entrada de este trazador es constante y bien conocida, que no existen fuentes locales de contaminación atmosférica y que se mide una relación isotópica ($^{39}\text{Ar}/\text{Ar}$) insensible a fenómenos como el exceso de aire (Loosli, 1983), la actividad superior a la atmosférica observada en el pozo intermedio constituye una evidencia de producción *in situ*. Esto representa una limitación importante para el uso de este trazador en el sistema acuífero Pampeano, ya que no se puede descartar la presencia de ^{39}Ar de origen subsuperficial en cualquier otro punto de muestreo.

Considerando el antecedente reportado por Vital *et al.* (2020), quienes observaron actividades de radón-222 (^{222}Rn) en el rango de 3,1 a 14,9 Bq/L en aguas subterráneas de los mismos piezómetros utilizados en este trabajo, cabe analizar si las condiciones que favorecen

la presencia de ^{222}Rn también podrían ser indicativas de la producción *in situ* de ^{39}Ar . El ^{222}Rn , gas noble con un periodo de semidesintegración de solo 3,8 días, se genera por desintegración del ^{226}Ra contenido en minerales portadores de ^{238}U como monacita y circón, los cuales fueron identificados en las fracciones finas de los sedimentos loésicos del acuífero (Vital *et al.*, 2020). El mecanismo de producción de ^{39}Ar , en cambio, requiere la presencia de ^{39}K (abundante en feldespatos potásicos, micas y otros minerales potásicos comunes en matrices silicatadas) y de neutrones generados por reacciones (α, n) o fisión espontánea de elementos como el mencionado ^{238}U ([Capítulo 3.2.3.6](#)). Si bien el mecanismo de producción de ambos radionúcleidos es distinto, la presencia de minerales ricos en U y K, la proximidad al basamento cristalino precámbrico en la zona de San Manuel, la generación de neutrones en el medio y el aumento de la actividad de ^{222}Rn con la profundidad (a razón de $\sim 0,09 \text{ Bq/L.m}^{-1}$), sugieren condiciones geoquímicas propicias para la producción nucleogénica *in situ* de ^{39}Ar .

De todos modos, la medición de ^{39}Ar en el pozo profundo de San Manuel ($64,6 \pm 4,1 \text{ pMAr}$), sirve para respaldar la presencia de aguas viejas en una escala temporal de siglos. Esta actividad se traduce a una edad aparente de 170 ± 25 años. Considerando la mencionada contribución de ^{39}Ar *in situ* y dado además que los trazadores radiactivos tienden a subestimar la edad media del agua ([Fig. 3.5.b](#)), es razonable inferir que la verdadera edad media de la muestra es sustancialmente mayor.

6.5. ^3H , $^3\text{He}_{\text{trit}}$, tránsito en la zona no saturada (ZNS) y recarga invernal

El tiempo que el agua tarda en atravesar la ZNS no afecta significativamente a los trazadores gaseosos utilizados en los ajustes previos, ya que se movilizan principalmente por difusión. En regiones como la del presente estudio, se ha estimado que su retraso en la ZNS es inferior a un año, por lo que puede considerarse despreciable (Cook y Solomon, 1995), permitiendo emplear las concentraciones atmosféricas como funciones de entrada en la modelización. En cambio, el ^3H , al formar parte de la molécula de agua, se desplaza de forma advectiva, por lo que su tránsito por la ZNS puede generar un retardo considerable en la concentración que llega al acuífero. Una estimación simplificada del tiempo de tránsito en la ZNS para la zona de estudio puede obtenerse mediante la Ecuación 6.1 (Solomon y Gilmore, 2024):

$$t_{ZNS} = \frac{E_{ZNS} \cdot \theta_{ZNS}}{Q} \quad (\text{Ecuación 6.1})$$

donde “ t_{ZNS} ” es el tiempo de tránsito en la ZNS, “ E_{ZNS} ” es el espesor de la ZNS, “ θ_{ZNS} ” es el contenido de agua móvil (adimensional) y “ Q ” es la tasa de recarga. Considerando que la profundidad de la superficie freática en la zona de estudio varía entre 1 y 4 m, que la recarga es aproximadamente de 0,15 m/año (Campo De Ferreras y Píccolo, 1997; Varni, 2013; Donna, 2024), y que el contenido de agua móvil es cercano al 10% (Custodio y Llamas, 1983; Auge, 2005; Cruz *et al.*, 2006; Rocca *et al.*, 2006; Rinaldi *et al.*, 2012; Varni, 2013; Vital, 2018) se estima que el tiempo de tránsito en la ZNS se debería encontrar en un rango de menos de un año hasta aproximadamente tres años.

Aunque este tiempo podría considerarse despreciable frente a los elevados tiempos de residencia obtenidos para las muestras, las bajas concentraciones de ^3H y $^3\text{He}_{\text{trit}}$ registradas incluso en piezómetros someros, junto con las edades aparentes de ^3H significativamente mayores que las estimadas mediante trazadores gaseosos (Tabla 5.6), sugieren que el tiempo de tránsito real a través de la ZNS sería considerablemente superior.

Este paso a través de la ZNS también se evidencia al analizar las concentraciones iniciales de ^3H ($^3\text{H}_0$) (Tabla 5.4), las cuales deberían aproximarse, al menos, al valor natural del ^3H en la precipitación local, cuyo promedio anual es estimado en 6,5 UT (Basaldúa *et al.*, 2022). Sin embargo, los valores obtenidos están considerablemente por debajo, incluso considerando los márgenes de error analíticos o la mezcla con aguas viejas (Figura 5.6). Una explicación para esto sería la pérdida de $^3\text{He}_{\text{trit}}$ hacia la atmósfera durante el tránsito del agua por la ZNS. En ese caso, las concentraciones de $^3\text{H}_0$ calculadas reflejarían la concentración de ^3H en el momento en que el agua alcanzó el nivel freático, y no la concentración original presente en la precipitación.

TracerLPM permite modelar el tiempo de tránsito del ^3H en la ZNS asumiendo un transporte por flujo-pistón (Jurgens *et al.*, 2012). Este parámetro no forma parte del proceso de ajuste automático de los modelos y, por tanto, debe ser definido previamente por el modelador. Por esta razón, el tiempo de tránsito en la ZNS se modeló manualmente en una segunda etapa, una vez obtenidas las distribuciones de edad con TracerLPM y los trazadores gaseosos (Tabla 5.7). En esta instancia, para los mejores modelos previamente obtenidos (menores ERM; Figura 5.9), se ajustó dicho tiempo hasta que los valores modelados de ^3H , $^3\text{He}_{\text{trit}}$ y la relación $^3\text{H}/^3\text{H}_0$ se acercaran lo más posible a los valores observados. Los tiempos de tránsito en la ZNS

para estos trazadores son variables semi-independientes (están interrelacionadas, pero cada una está regulada por procesos ligeramente diferentes, ver [Capítulo 3.2.2.1.1](#)).

Los ajustes mostraron una notable variabilidad y magnitud en los tiempos de tránsito a través de la zona no saturada, con valores que oscilan entre los 8 hasta más de 40 años. Estos tiempos son considerablemente mayores que los estimados mediante la [ecuación 6.1](#). Un desplazamiento tan lento del agua a lo largo de zona vadosa podría atribuirse a la misma causa que las altas edades y las amplias distribuciones de tiempos de tránsito obtenidas con los LPMs y trazadores gaseosos: la presencia de capas limoarcillosas y de calcretes de baja permeabilidad, que dificultan un flujo rápido y continuo del agua durante la infiltración hacia la superficie freática.

El ^3H puede presentar un ligero retardo respecto al flujo del agua en presencia de arcillas (Mook, 2000). Este fenómeno fue descrito por Zuo *et al.* (2011) los cuales estudiaron la adsorción y retraso del ^3H en un medio loessico. Según estos autores, el pico de concentración del ^3H se retrasa entre 1,25 y 1,60 veces respecto a trazadores que se consideran no adsorbentes (por ejemplo, bromuro y tecnecio-99). Esto significa que, si el agua tarda 10 años en ir de un punto A a un punto B, el ^3H tardaría aproximadamente entre 12,5 y 16 años en recorrer la misma distancia, debido a la leve adsorción en el loess.

Sin embargo, existe otro factor que podría acortar estos tiempos de tránsito estimados para la ZNS, principalmente relacionados a una posible sobreestimación de las concentraciones de entrada de ^3H por no considerar el hecho que en zonas templadas la mayor parte de la recarga ocurre durante el invierno (Jasechko *et al.*, 2014). Si bien los balances diarios muestran una variabilidad mucho mayor en la recarga, a escala estacional o anual (que es la más relevante para este trabajo) se observa, según estudios recientes basados en balances hídricos en la zona, que los excedentes de agua que recargan el acuífero Pampeano se concentran principalmente entre junio y octubre (Quiroz Londoño *et al.*, 2023). Esta estacionalidad en la recarga también se ve reflejada en algunos resultados de esta tesis. Por un lado, los contenidos de isótopos estables (^2H y ^{18}O) en los pozos analizados presentan valores empobrecidos respecto a los promedios anuales ponderados de la precipitación ([Figura 5.15](#)). Por otro lado, la temperatura promedio de recarga estimada a partir de gases nobles fue de 11,5 °C ([Tabla 5.3](#)), cuando los registros del Servicio Meteorológico Nacional de Argentina muestran una temperatura media anual de 13,5 °C para Tandil en el periodo 1981–2010, y se ha documentado que cuando el nivel freático se encuentra a menos de 10 m de profundidad, pueden registrarse diferencias térmicas

estacionales en el agua (Solomon y Gilmore, 2024). Ambos indicadores sugieren que el agua subterránea corresponde principalmente a recarga durante los meses fríos.

Esta recarga otoño-invernal sería relevante para la aplicación del ^3H como trazador de edad en la zona de estudio, ya que las concentraciones de este isótopo pueden ser hasta un 33% menores en las precipitaciones de invierno respecto a la media anual (Alcaraz *et al.* 2024). En consecuencia, el contenido de ^3H en el agua que efectivamente recarga el acuífero sería inferior al de la función de entrada utilizada en esta tesis, que corresponde a promedios anuales ponderados (Figura 5.4). Las edades aparentes calculadas a partir de la función de entrada con valores anuales y no invernales-otoñales tenderían a sobrestimar la edad real del agua subterránea, al asumir una diferencia (irreal) mayor entre las concentraciones de ^3H en el agua que se infiltra y las medidas en el acuífero. Considerando estos factores, los tiempos de tránsito en la ZNS obtenidos mediante modelado inverso podrían reducirse del rango previamente estimado de entre 8 y más de 40 años a valores de entre 3 y 37 años, más coherentes con la tasa de recarga del acuífero, aunque todavía elevados y con una precisión limitada.

El estudio de Panarello *et al.* (1995) constituye el único antecedente en el que se midió ^3H en la superficie freática, y resulta particularmente relevante por su coherencia con las bajas concentraciones registradas en la presente zona de estudio, respaldando los resultados obtenidos. En dicho trabajo se analizó una muestra de agua freática a unos 5 m de profundidad al sur de la ciudad de La Plata. La muestra, recolectada en 1990, presentó un contenido de ^3H inferior a 1,3 UT (límite de detección en ese momento), lo que, considerando el decaimiento radiactivo y la misma función de entrada aquí usada (Basaldúa *et al.*, 2022), corresponde a precipitaciones ocurridas aproximadamente 33 años antes (1957). Esto implica velocidades de infiltración muy bajas (≈ 15 cm/año), dentro del rango estimado en el presente trabajo. Los autores atribuyen estos valores reducidos a una dilución del isótopo por ingreso de un flujo regional “muerto” en ^3H , o también a un tránsito demorado por la presencia de intercalaciones discontinuas de toscas.

Estos resultados e incertidumbres reflejan la dificultad de trabajar con concentraciones tan bajas de ^3H en esta región. Este paso lento a través de la ZNS se plantea como una idea desafiante que parece contradecir modelos hidráulicos y la presencia de contaminantes modernos encontrados en el acuífero Pampeano. Como trabajo futuro, se recomienda profundizar el estudio del movimiento del agua en la ZNS y la aplicación de ^3H en el acuífero Pampeano para reducir las incertidumbres identificadas en este trabajo. En este sentido, la reciente instalación de un laboratorio para la medición de ^3H en el Grupo de Hidrogeología de

Mar del Plata representa una oportunidad prometedora. Asimismo, resultaría muy conveniente analizar los contenidos de ^3H u otros trazadores que se desplacen advectivamente junto con el agua, tanto en la ZNS como en la misma superficie freática. Una estrategia posible sería también el riego controlado de un sector con agua de concentración conocida en cloruros o ^3H , y evaluar su evolución en la ZNS.

6.6. Estimación de la recarga con edades aparentes

El análisis del incremento de las edades aparentes en función de la profundidad permitió estimar una velocidad de flujo vertical y un rango para la tasa de recarga que concuerda con estimaciones previas obtenidas mediante métodos independientes, como el balance hídrico (Campo De Ferreras y Píccolo, 1997; Varni, 2013; Donna, 2024). Esta metodología de aplicación de trazadores de edad es relativamente sencilla en comparación con el estudio completo de distribuciones de edades, ya que solo requiere estimar la tasa de aumento de la edad con la profundidad, sin depender del grado de mezcla o dispersión que afecte a dichas edades. Solo tres determinaciones de edad aparente a distintas profundidades de bombeo resultaron suficientes para identificar esa tasa de incremento. Además, ningún trazador mostró un desempeño claramente superior al resto para este objetivo, por lo que es viable emplear únicamente los trazadores más simples de medir (como $^3\text{H}/^3\text{He}$ o CFCs), sin necesidad de recurrir a un análisis multitrazador.

Este parámetro es clave para comprender el funcionamiento del sistema acuífero y para gestionar de manera sostenible los recursos hídricos subterráneos. Su estimación mediante trazadores proporciona, además, un método independiente para la calibración de modelos regionales de flujo y tiene la ventaja de reflejar un valor promedio de recarga integrado a lo largo de varias décadas (Cartwright *et al.*, 2017). En relación con este último punto, puede constituir una metodología complementaria muy útil a métodos como el balance de humedad del suelo, los lisímetros, los balances hídricos y el método de fluctuación del nivel freático, cuando estos no disponen de datos históricos y solo permiten estimaciones puntuales correspondientes a un año o a periodos breves.

Para el cálculo de la recarga se asumió un flujo de agua predominantemente vertical en las profundidades analizadas, así como una porosidad eficaz constante en el perfil. Aunque en algunos pozos profundos se detectaron edades cercanas al límite de datación de los trazadores, estas limitaciones no representan un problema significativo si se identifican con antelación. Las

principales incertidumbres, en cambio, estuvieron asociadas tanto a la elección de valores representativos de porosidad eficaz como a la asignación de profundidades representativas para cada pozo.

La revisión bibliográfica (Custodio y Llamas, 1983; Auge, 2005; Cruz *et al.*, 2006; Rocca *et al.*, 2006; Rinaldi *et al.*, 2012; Varni, 2013; Vital, 2018) sugiere que la porosidad eficaz probablemente se encuentra entre el 7,8 % y el 10,4 %. Aunque este rango puede parecer acotado, su influencia en la estimación de la recarga es considerable, ya que implica valores que varían entre 118 mm y 155 mm por año, respectivamente. En particular, los resultados más consistentes con los obtenidos por otros métodos (alrededor de 138 mm/año) se logran al asumir una porosidad cercana al 8,5 %. La ausencia de estudios específicos sobre la distribución de la porosidad en el loess de la zona de estudio representa una fuente importante de incertidumbre en las estimaciones.

La segunda fuente de incertidumbre está asociada a la elección de la profundidad representativa para cada muestra, lo cual influye directamente en la estimación de las velocidades y, por ende, en las tasas de recarga. Si se asume que las líneas de flujo interceptadas a lo largo de todo el filtro se mezclan uniformemente al ser captadas por la bomba, una buena aproximación sería utilizar la profundidad del punto medio del filtro. Sin embargo, lo más probable es que la ubicación de la bomba, en la parte inferior del filtro, y el caudal relativamente bajo de bombeo hayan favorecido la captación de las líneas de flujo más profundas, por lo que resultaría más adecuado emplear la profundidad de la bomba. Esta última fue la que se utilizó en los cálculos. La diferencia entre ambas profundidades es despreciable en los pozos someros e intermedios, pero no así en los más profundos. Dado que el punto medio del filtro se encuentra por encima de la bomba, su uso reduce la pendiente de las curvas en la [Figura 5.7](#), lo que conlleva estimaciones de velocidades y recargas menores. Bajo esta consideración, las tasas de recarga estimadas se reducen a valores probablemente subestimados, pero aún razonables: aproximadamente 131 mm anuales para una porosidad del 10,4 % y 99 mm anuales para una del 7,8 %.

6.7. Hidroquímica y su relación con los tiempos de tránsito

El análisis hidroquímico de los pozos estudiados ([Capítulo 5.6](#)) mostró que la composición del agua varía más entre localidades que con la profundidad, revelando además tendencias geográficas. Las aguas próximas al sistema serrano de Tandilia (INTA Balcarce y San

Manuel), cercanas a las áreas de recarga, presentan menor conductividad eléctrica (CE), concentraciones iónicas más bajas y un carácter ligeramente más magnésico. En contraste, las aguas más mineralizadas, con tendencia clorurada-sódica, se encuentran hacia el sureste, alcanzando sus valores máximos en los pozos de Malacara.

A priori, estas variaciones podrían atribuirse a la evolución hidroquímica a lo largo del flujo subterráneo, en sentido noroeste-sureste ([Figura 1](#)), donde el aumento del tiempo de interacción agua-roca incrementaría la CE y el contenido iónico por disolución, intercambio iónico y otros procesos. Sin embargo, las edades determinadas mediante trazadores ambientales indican que estas tendencias no se explican solo por el tiempo de tránsito ([Capítulo 6.2](#)). Aguas poco evolucionadas, como las de San Manuel, presentan rangos de edad similares, o incluso mayores, que las más evolucionadas de Lobería y Chacra Miramar. Por lo tanto, las diferencias hidroquímicas deben vincularse también a variaciones mineralógicas dentro del acuífero.

En las zonas serranas, la interacción con rocas metamórficas y sedimentos provenientes del basamento produce menores concentraciones iónicas y CE, dado que el equilibrio con los minerales presentes se alcanza más lentamente que con los Sedimentos Pampeanos, donde la presencia de minerales de disolución rápida (halita, baritina, yeso, fitolitos) acelera el incremento iónico (Vital, 2018). Además, es probable un aporte desde el acuífero fisurado del basamento, lo que explicaría la menor mineralización y la mayor concentración de sílice disuelta en INTA Balcarce, aun tratándose de aguas más jóvenes. Asimismo, en las zonas serranas el agua reacciona con aluminosilicatos magnésicos y plagioclasas cálcicas, adquiriendo una tendencia cálcico-magnésica en lugar del predominio sódico característico de otras áreas (Martínez *et al.*, 2017).

Este análisis evidencia que la información hidroquímica, por sí sola, no permite inferir con certeza la evolución ni el tiempo de tránsito en el acuífero Pampeano. No obstante, sigue siendo una herramienta clave y complementaria en los estudios de datación. A escala local, el enriquecimiento químico con la profundidad sí es atribuible principalmente a un mayor tiempo de tránsito.

Un ejemplo del valor de la hidroquímica en los estudios de edad se observa en los pozos de Malacara, donde se registraron las mayores concentraciones iónicas, CE y cloruros, y donde también se observaron las aguas más antiguas de todos los piezómetros estudiados. Las concentraciones de SF_6 y ^{85}Kr fueron tan bajas que las edades aparentes de los tres piezómetros se aproximan al límite de datación de ambos trazadores, generando la impresión de aguas de

igual edad ([Figura 5.5](#)). Sin la información hidroquímica, que evidencia una clara estratificación con la profundidad, podría caerse en una interpretación errónea del sistema como mezclado o atribuido a un mal diseñado de pozos. Otro ejemplo del valor agregado que aporta la información hidroquímica se observó en los pozos ubicados en la ciudad (UNMdP), donde la química permitió identificar aporte de agua vieja proveniente de pérdidas en la red de abastecimiento. Si se hubieran considerado únicamente los trazadores gaseosos, podría haberse interpretado erróneamente la presencia de agua recargada recientemente.

6.8. Isótopos Estables

En un trabajo previo, Martínez *et al.* (2014) estudiaron la composición isotópica del agua en los mismos piezómetros utilizados en este estudio, en distintos períodos temporales y con una mayor cantidad de datos. En ese trabajo se aplicaron pruebas estadísticas, como un análisis de varianza (ANOVA) de dos vías y la prueba no paramétrica de Kruskal-Wallis (Kruskal y Wallis, 1952), concluyéndose, al igual que en el presente estudio, que no existen variaciones significativas en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ entre las distintas fechas de muestreo.

En el gráfico de los valores medidos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ ([Figura 5.16](#)) se puede observar que las mediciones de distintas fechas correspondientes a los pozos somero e intermedio de INTA Balcarce (círculos y triángulos amarillos en la imagen) se diferencian claramente del resto, presentando un mayor enriquecimiento isotópico y ubicándose por debajo de las LMLs. Una posible explicación para este enriquecimiento isotópico podría ser una mayor evaporación del agua durante la infiltración en esta zona. Sin embargo, esta mayor evaporación no parece estar causada por una infiltración más lenta ([Figura 5.8](#)), ni a una ZNS más extensa ([Figura 4.2](#)), además que el pozo profundo de la misma localidad no se halla enriquecido isotópicamente. Una hipótesis plausible es que, en esta área, el agua infiltrada provenga predominantemente del riego por aspersión, más evaporada, práctica habitual en el predio donde se hallan estos pozos, utilizado para actividades agropecuarias tanto por el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) como la Facultad de Ciencias Agrarias de la UNMdP. Las aguas del pozo profundo no presentarían este enriquecimiento debido a que corresponderían a aguas mucho más antiguas (75 % con más de 30 años, [Figura 5.9.c](#)), recargadas naturalmente antes del uso intensivo de estas prácticas de riego. Sin embargo, de ser así, cabría esperar un aumento de la recarga en la zona, un efecto que no se observa en el análisis de trazadores de edad ([capítulo 5.4.2](#)). Por lo tanto, el origen de esta señal isotópica enriquecida permanece aún incierto y

requiere una investigación más profunda, con una toma de datos más extensa y un análisis específico del riego en la zona.

7. PRINCIPALES OBSERVACIONES Y CONCLUSIONES

En esta tesis doctoral se investigaron los tiempos de tránsito y la dinámica hidrogeológica del acuífero Pampeano en el sudeste de la Región Pampeana Húmeda, Argentina. Se realizaron muestreos en 17 pozos de distintas profundidades y localidades, aplicando trazadores ambientales, modelos de parámetros agrupados, análisis de gases nobles disueltos, estudios hidroquímicos y datos hidrogeológicos previos. Las edades aparentes y las distribuciones de edades de los pozos, la mayoría dentro de la mitad más superficial del acuífero, fueron estimadas mediante el uso combinado de ^{85}Kr , CFCs, SF_6 , ^3H , ^3He y ^{39}Ar ([Hípotesis B](#)). Para ello, se emplearon funciones de entrada representativas para la región y modelos matemáticos de distribuciones de edades. Los principales resultados y conclusiones obtenidos se presentan a continuación, interpretados en función de las hipótesis y objetivos propuestos.

Edades aparentes y distribución de tiempos de tránsito

La profundidad del agua subterránea es un factor mucho más determinante que la ubicación geográfica (en el sentido tradicional de zonas de recarga, tránsito o descarga) para explicar la edad del agua en el acuífero. En los piezómetros con un diseño similar y más representativos de las condiciones naturales del sistema subterráneo —sin una influencia significativa de recarga antrópica, sin la presencia de rocas del basamento a baja profundidad ni de zonas de descarga local (San Manuel, Lobería y Chacra Miramar)— se observa que, entre 0 y 10 m por debajo del nivel freático, aproximadamente el 35 % del agua subterránea tiene más de 60 años; entre 10 y 20 m, esta proporción supera el 60 %; y entre 20 y 50 m, más del 99 % del agua presenta edades superiores a los 60 años.

Las aguas subterráneas de los piezómetros en INTA Balcarce, UNMdP y Malacara exhiben patrones distintos, atribuibles a factores locales. En los dos primeros sitios se registraron edades significativamente menores: en INTA Balcarce, debido al escaso espesor saturado y mayor gradiente hidráulico; en UNMdP, por la influencia antrópica vinculada a pérdidas en la red de distribución urbana. En contraste, en Malacara se observaron las edades más elevadas entre las seis localidades analizadas, lo que se asocia con la captación de flujos más profundos y ascendentes, vinculados a un arroyo ganador adyacente que actúa como zona de descarga local.

Heterogeneidad hidrogeológica

El comportamiento hidrogeológico del acuífero Pampeano se aparta de la simplificación de un acuífero libre y homogéneo. Los tiempos de tránsito obtenidos mediante trazadores no solo resultan sistemáticamente mayores, sino que además exhiben distribuciones más amplias y complejas de las que se podría esperar solo por la extensión de los filtros. Incluso a profundidades someras y cercanas a la superficie freática, una parte significativa de la circulación subterránea es lenta, con la notable presencia de aguas con más de 60 años a profundidades menores a 10 m por debajo del nivel freático. Los modelos de mezcla binaria (BMMs), por otro lado, no evidenciaron una combinación bimodal de dos fuentes de agua con edades diferenciadas en las muestras analizadas.

Esta complejidad se explica por la variabilidad en la porosidad eficaz y permeabilidad del acuífero, en particular producto de la presencia de capas con alto contenido de arcilla y niveles calcáreos de baja permeabilidad, que retrasan el flujo general del agua, reducen la conectividad vertical y amplifican la mezcla de edades a lo largo del filtro, resaltando el carácter del acuífero como un sistema heterogéneo y complejo ([Hipótesis A](#)). En este marco, la combinación de trazadores y LPMs resulta especialmente útil para caracterizar el sistema sin necesidad de conocer en detalle su complejidad y variabilidad sedimentológica, ya que las concentraciones medidas integran la historia del flujo subterráneo.

Tasa de recarga

Las edades aparentes obtenidas a distintas profundidades resultaron ser herramientas efectivas para estimar la recarga promedio anual de largo plazo del acuífero, sin verse condicionadas por las incertidumbres asociadas a la mezcla de edades o a cuán representativas sean dichas edades aparentes respecto de la edad media de cada muestra. Esto se debe a que el incremento de la edad con la profundidad, independientemente del grado de mezcla o del valor real de la edad media, es lo que se correlaciona con el componente vertical de la velocidad del flujo, y este, a su vez, con la tasa de recarga. Se estimaron velocidades medias verticales similares entre las distintas regiones y con los distintos trazadores, con un valor promedio de 1,5 m/año. Estas velocidades permitieron estimar, a partir de porosidades eficaces reportadas por otros autores, una tasa de recarga media para las últimas décadas del orden de 118 a 155 mm anuales, en concordancia con balances hídricos realizados para la región.

Reconstrucción de la función de entrada de ^3H

Las concentraciones históricas de ^3H en las precipitaciones de la Región Pampeana fueron reconstruidas mediante un método que combina el agrupamiento y promediado de mediciones locales, seguido de una regresión lineal utilizando datos históricos medidos en Kaitoke (Nueva Zelanda) como referencia. Este enfoque resultó más preciso y sencillo que otros métodos de reconstrucción de la función de entrada. Contar con una función de entrada de concentraciones medias anuales de ^3H en la precipitación local es esencial para aplicar correctamente este trazador de edad en la región.

Exceso de aire y temperatura durante la recarga

El modelado inverso de las concentraciones de gases nobles medidas en los pozos de estudio permitió estimar un exceso de aire medio de 2,8 ccSTP/kg, valor clave para corregir las concentraciones de trazadores gaseosos como SF_6 y CFCs, y descartar procesos de desgasificación. La temperatura de recarga fue estimada en 11,5 °C, levemente inferior a la media anual de 13,5 °C, lo que sugiere que la recarga ocurre preferentemente durante los meses fríos.

Hidrogeoquímica e isótopos estables

La incorporación de datos hidroquímicos proporcionó una visión integral del sistema, vinculando los tiempos de tránsito con procesos de evolución geoquímica (e.g., aumento de CE y cloruros con la edad). Sin embargo, las concentraciones de cationes y aniones mostraron variaciones no atribuibles exclusivamente a la edad del agua: en zonas periserranas como Balcarce y San Manuel, el agua interactúa con el basamento metamórfico, lo que se refleja en menores CE, menor contenido de iones y composiciones más magnésicas. Esto evidencia los riesgos de basarse únicamente en la interpretación hidroquímica para inferir la evolución y el tiempo de tránsito del agua, y destaca que las variaciones sedimentológicas y petrográficas del sistema pueden tener una influencia mayor que el propio tiempo de tránsito. No obstante, la hidroquímica sigue siendo una herramienta complementaria clave en los estudios de edad, como se observa en los pozos de Malacara, donde la predominancia de aguas viejas enmascaraba las diferencias de edad según la profundidad, pero estas sí pudieron inferirse a partir de la composición química.

El análisis espacial y vertical de los isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) en el agua de los piezómetros muestra una muy baja variabilidad, lo que indica condiciones de recarga uniformes a escala regional. Los valores empobrecidos en comparación con la media anual de la precipitación local sugieren una recarga preferencial durante los meses más fríos. Asimismo, la estabilidad isotópica entre fechas de muestreo respalda que el acuífero se encuentra en estado estacionario, validando el uso de trazadores de edad medidos en distintos años. Una excepción a estos patrones la constituyen las aguas de los pozos someros del INTA Balcarce, que presentan contenidos más variables y enriquecidos, probablemente debido a procesos de evaporación de aguas usadas para riego en dicho predio.

Implicancias prácticas

El uso de trazadores para estimar la edad y la recarga de las aguas subterráneas aporta información clave para la gestión sustentable y la evaluación de la vulnerabilidad del recurso. Entre los aspectos más relevantes se destacan la renovabilidad del acuífero y la valoración de los riesgos de contaminación. Los resultados obtenidos muestran que la presencia de agua vieja en el sistema es abundante, incluso en niveles someros, y que la edad media (o tiempo medio de residencia) de todo el acuífero es considerablemente mayor a la esperada bajo modelos conceptuales simplificados, probablemente más del doble. Esto sugiere, en principio, una tasa de renovación menor y una resiliencia reducida frente a la sobreexplotación.

El agua joven identificada en los pozos, por otro lado, representa la fracción más vulnerable a la contaminación y a otros impactos antrópicos. Las prácticas agrícolas sostenidas en el tiempo en la zona probablemente afecten la calidad de estas aguas. Su presencia es significativa hasta 10 m por debajo de la superficie freática, con proporciones cercanas al 65 % en ese rango de profundidad. Estas profundidades de explotación son frecuentes en pozos de riego, molinos y abastecimiento doméstico en áreas periurbanas. Los modelos de distribución de edades de aguas jóvenes desarrollados en esta tesis pueden servir como referencia para pozos de características similares en la región, permitiendo predecir la evolución de las concentraciones de contaminantes (por ejemplo, agroquímicos) a partir de su ingreso histórico al sistema. Este tipo de modelos predictivos resulta esencial para estimar el tiempo requerido hasta que un contaminante alcance su concentración máxima en el bombeo, así como el periodo necesario para su disipación natural.

Limitaciones, incertidumbres y sugerencias para investigaciones futuras

Incluso con un diseño y ejecución de muestreo cuidadosos, los datos y modelos obtenidos están sujetos a incertidumbres y limitaciones que deben ser adecuadamente consideradas y analizadas. En el caso particular del acuífero Pampeano, los principales desafíos para la aplicación de trazadores incluyen la degradación de CFCs en ciertos sectores, el paso por la ZNS, las incertidumbres en la función de entrada del ^3H , la producción terrígena de ^{39}Ar y, entre los factores antropogénicos, los filtros de captación largos y la recarga inducida por pérdidas en la red de agua en áreas urbanas y el riego excesivo. A continuación, se detallan con mayor profundidad los principales puntos de incertidumbre y sus respectivas sugerencias:

- La gran longitud de los filtros en los piezómetros utilizados, algo común en la toma de muestras de agua subterránea, fue uno de los principales factores que contribuyó a las incertidumbres y variabilidad en las estimaciones de las distribuciones de edad y en el cálculo de la recarga. Esta configuración genera una mezcla artificial de líneas de flujo con distintos tiempos de tránsito al bombear el agua. La caracterización de los modelos de distribución de edad y la comprensión de su aumento con la profundidad podrían simplificarse significativamente mediante el muestreo de trazadores ambientales en filtros de baja extensión, idealmente de pocos metros o incluso centímetros, o mediante el uso de sistemas de aislamiento por profundidad en piezómetros existentes.
- Las bajas concentraciones de ^3H y $^3\text{He}_{\text{trit}}$ medidas en los pozos indican tiempos de tránsito mayores que los estimados con los modelos basados en gases. En este trabajo se exploraron dos posibles explicaciones: (i) un paso prolongado por la ZNS y/o (ii) que la función de entrada utilizada para ^3H sobrestime las concentraciones que efectivamente se infiltran al acuífero, debido a la infiltración preferencial durante el invierno. El modelado inverso con TracerLPM permitió evaluar estos fenómenos, arrojando tiempos de tránsito en la ZNS altos y poco precisos, que varían entre 3 y 37 años para espesores de apenas unos metros. Esto pone de manifiesto la necesidad de profundizar el estudio del movimiento del agua en la ZNS de forma más directa para la utilización del ^3H . Se recomienda realizar nuevas mediciones de ^3H en los mismos piezómetros y, en particular, analizar ^3H u otros trazadores que se desplacen advectivamente junto con el agua, tanto en la ZNS como en la superficie freática. Como se ha dicho, la ZNS no afecta a los gases de manera significativa, por lo que las distribuciones de edades obtenidas con los dichos trazadores representan adecuadamente a las edades en la zona saturada.

- La producción *in situ* de ^{39}Ar y la falta de trazadores adecuados para aguas viejas limitaron la caracterización de componentes mayores a 60 años en las mezclas analizadas, por lo que la [Hipótesis C](#) solo resulta cierta para las fracciones jóvenes. Una estimación más precisa de componentes viejos solo sería posible mediante la incorporación de mediciones adicionales de ^{14}C , lo que permitiría afinar la comprensión de escalas de tiempo del orden de miles de años, especialmente en los pozos más profundos. Se recomienda también usar datos de gases nobles, junto con las edades obtenidas, para estudiar el origen, la profundidad y la tasa de liberación del ^4He radiogénico en el acuífero, evaluando su potencial como trazador de edad.
- El modelo *Partial Exponential Model* (PEM) no fue utilizado en los ajustes, ya que TracerLPM solo permite aplicarlo para representar pozos con filtros ubicados en el fondo del acuífero, lo cual no refleja la configuración de los piezómetros analizados. No obstante, existe la posibilidad de obtener mejores ajustes si se pudiera emplear un PEM que represente la ubicación en profundidad real de los filtros dentro del espesor saturado del acuífero.
- La ausencia de agua reciente en los pozos someros no pudo ser explicada con certeza. Las principales hipótesis sugieren una mezcla significativa con aguas viejas, incluso en proximidades de la superficie freática, y la posibilidad de que la bomba, al estar ubicada en la parte inferior del filtro, no esté interceptando las líneas de flujo más superficiales. De confirmarse esta última situación, sería necesario reconsiderar la profundidad de captación.
- CFC-12 ha demostrado ser un trazador de edad confiable en el acuífero Pampeano, mientras que CFC-11 y CFC-113 pueden verse afectados por degradación microbiana y adsorción en materia orgánica, respectivamente, lo que limita su conveniencia para este uso.
- Futuras investigaciones deberían explorar la integración de los datos de trazadores ambientales con modelos numéricos de flujo y transporte. Estos modelos podrían mejorar la predicción del comportamiento del acuífero bajo escenarios de cambios climáticos y variabilidad de recarga, apoyando su gestión sostenible.
- Cualquier análisis de contaminantes de origen agrícola en aguas subterráneas de la región debería considerar la distribución de las edades del agua como un factor clave para entender su dispersión, comportamiento y predecir su evolución.

En conclusión, esta tesis evidencia el valor de los trazadores ambientales para interpretar la dinámica del acuífero Pampeano y constituye un antecedente en Argentina, al tiempo que proporciona un marco teórico y metodológico, para la aplicación conjunta de un

enfoque multitrazador y modelos de parámetros agrupados en la datación de aguas subterráneas.

La marcada presencia de aguas viejas en niveles someros y la amplia gama de edades observadas ponen en evidencia la heterogeneidad del acuífero y la influencia de capas con mayor contenido de arcillas (de menor permeabilidad y mayor porosidad) y tosca, lo que desafía la concepción del acuífero Pampeano como un sistema libre y homogéneo, asumida con frecuencia por razones de simplicidad. Es necesario incorporar con mayor énfasis la presencia de capas de baja permeabilidad, la retención de aguas viejas y el comportamiento semiconfinado en la caracterización del sistema.

BIBLIOGRAFÍA

- Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., Beyerle, U., & Kipfer, R. (1999). Interpretation of dissolved atmospheric noble gases in natural waters. *Water Resources Research*, 35(9), 2779–2792. <https://doi.org/10.1029/1999WR900130>
- Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., Beyerle, U., & Kipfer, R. (2000). Palaeotemperature reconstruction from noble gases in groundwater taking into account equilibration with entrapped air. *Nature*, 405(6790), 1040–1044. <https://doi.org/10.1038/35016542>
- Aeschbach-Hertig, W., Beyerle, U., Zoellmann, K.P., & Kinzelbach, W. (2006). Use of spreadsheet Boxmodel for age determination with tritium and CFCs. In: IAEA, Q. (Ed.), *Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology. A Guidebook*. International Atomic Energy Agency, Vienna, pp. 243–246.
- Aeschbach-Hertig, W., & Solomon, D. K. (2013). Noble gas thermometry in groundwater hydrology. In P. Burnard (Ed.), *The noble gases as geochemical tracers* (pp. 81–122). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-28836-4_5
- Aggarwal, P. K., Araguas-Araguas, L., Choudhry, M., van Duren, M., & Froehlich, K. (2013). Lower groundwater ^{14}C age by atmospheric CO_2 uptake during sampling and analysis. *Groundwater*, 51(5), 605–615. <https://doi.org/10.1111/gwat.12110>
- Aggarwal, P. K., Romatschke, U., Araguas-Araguas, L., Belachew, D., Longstaffe, F. J., Berg, P., Schumacher, C., & Funk, A. (2016). Proportions of convective and stratiform precipitation revealed in water isotope ratios. *Nature Geoscience*, 9(8), 624–629. <https://doi.org/10.1038/ngeo2739>
- Ahlswede, J., Hebel, S., Ross, J. O., Schoetter, R., & Kalinowski, M. B. (2013). Update and improvement of the global krypton-85 emission inventory. *Journal of Environmental Radioactivity*, 115, 34–42.
- Albero, M. C., & Panarello, H. O. (1981). Tritium and stable isotopes in precipitation water in South America. In *Interamerican Symposium of Isotope Hydrology* (pp. 91–109). IAEA.
- Albero, M., Levin, M., Panarello, H., Lohn, P., & Garcia, E. (1989). Estudio isotópico de los acuíferos de los valles de Tulum y Ullum-Zonda, San Juan, Argentina. **Estudios de Hidrología Isotópica en América Latina*, 11–32.

- Alcaraz, E., Basaldúa, A., Quiroz-Londoño, O. M., Dapeña, C., Ibarra, E., Copia, L., & Martínez, D. (2024). Using 3H as a tracer to study streamflow components in large plain catchments on temperate climate. *Hydrological Processes*, 38(8), e15264. <https://doi.org/10.1002/hyp.15264>
- Álvarez, A., D'Elía, M., Paris, M., Fasciolo, G., & Barbazza, C. (2011). Evaluación de la contaminación de acuíferos producida por actividades de saneamiento y re-uso de efluentes en el norte de la provincia de Mendoza. *Revista de la Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional de Cuyo*, 43(1), 19–39.
- Ameghino, F. (1881). *La antigüedad del Hombre en el Plata* (Vol. 2). Igon Hermanos.
- Ameghino, F. (1889). Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias Córdoba*, 6, 1–1027.
- Ameghino, F. (1908). Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. *Anales del Museo Nacional de Buenos Aires*, 10, 343–428.
- American Public Health Association (APHA). (1992). *Standard methods for the examination of water and wastewater* (18th ed.).
- Andrews, J. N., & Lee, D. J. (1979). Inert gases in groundwater from the Bunter Sandstone of England as indicators of age and paleoclimatic trends. *Journal of Hydrology*, 41(3–4), 233–252. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(79\)90064-7](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90064-7)
- Andrews, J. N., & Kay, R. L. F. (1982). Natural production of tritium in permeable rocks. *Nature*, 298(5872), 361–363. <https://doi.org/10.1038/298361a0>
- Andrews, J. N., Davis, S. N., Fabryka-Martin, J., Fontes, J. C., Lehmann, B. E., Loosli, H. H., Michelot, J. L., Moser, H., Smith, B., & Wolf, M. (1989). The in situ production of radioisotopes in rock matrices with particular reference to the Stripa granite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(8), 1803–1815.
- Andrews, J. N., Florkowski, T., Lehmann, B. E., & Loosli, H. H. (1991). Underground production of radionuclides in the Milk River aquifer, Canada. *Applied Geochemistry*, 6(4), 425–434.
- Angelelli, V. (1975). Relatorio: geología de la Provincia de Buenos Aires: VI Congreso Geológico Argentino (auspiciado por la Asociación Geológica Argentina) 21-27 de setiembre de 1975, Bahía Blanca (Provincia de Buenos Aires).

Angelelli, V., de Francesco, F., Etchevehere, P. H., Fidalgo, F., Kilmurray, J. O., Llambias, E. J., Pascual, R., Prozzi, C. R., Roller, E. O., Sala, J. M., Teruggi, J. C., Turner, C. M., & Auge, M. (2004). Regiones Hidrogeológicas: República Argentina y provincias de Buenos Aires, Mendoza, Santa Fe.

Auge, M. P. (1996). Similitudes hidrogeológicas entre los acuíferos Pampeano y Puelche en La Plata, Argentina. *Serie Correlación Geológica*, 11, 235–241.

Auge, M. P., Hernández, M., & Hernández, L. (2002). Actualización del conocimiento del acuífero semiconfinado Puelche en la provincia de Buenos Aires, Argentina. In XXXII International Hydrogeology Congress (pp. 624–633).

Auge, M. P. (2004). Regiones hidrogeológicas. República Argentina, provincias de Buenos Aires, Mendoza y Santa Fe. Universidad de Buenos Aires.

<http://www.gl.fcen.uba.ar/investigacion/grupos/hidrogeologia/auge/Reg-Hidrogeo.pdf>

Auge, M. (2005). Hidrogeología de La Plata, Provincia de Buenos Aires. En: Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino: 293-311.

Auge, M. P., Wetten, C., Baudino, G., Bonorino, A. G., Gianni, R., González, N., Grizinik, M., Hernández, M., Rodríguez, J., Sisul, A., Tineo, A., & Torres, C. (2006). Hidrogeología de Argentina. *Boletín Geológico y Minero*, 117(1), 7–23.

Ba, Q., y Xu, Y. F. (2010). Input function and simulated distributions of tritium in the North Pacific. *Science China Earth Sciences*, 53(3), 441–453.

Barranquero, R. S., Varni, M., Ruiz de Galarreta, A., & Banda Noriega, R. (2012). Evaluación de las características del agua subterránea en la cuenca del arroyo Langueyú, Tandil, Buenos Aires, Argentina. 1.º Encuentro de Investigadores en Formación en Recursos Hídricos.

Basaldúa, A., Alcaraz, E., Quiroz-Londoño, M., Dapeña, C., Ibarra, E., Vélez-Agudelo, C., Copia, L., & Martínez, D. (2022). Reconstruction of the record of tritium in precipitation in the temperate zone of South America. *Hydrological Processes*, 36(9), e14691. <https://doi.org/10.1002/hyp.14691>

Bauer, S., Fulda, C., & Schäfer, W. (2001). A multi-tracer study in a shallow aquifer using age dating tracers ³H, ⁸⁵Kr, CFC-113 and SF₆—indication for retarded transport of CFC-113. *Journal of Hydrology*, 248(1-4), 14–34.

- Berri, G. J., & Inzunza, J. B. (1993). The effect of the low-level jet on the poleward water vapour transport in the central region of South America. *Atmospheric Environment Part A. General Topics*, 27(3), 335–341.
- Bertolin, L., Quiroz Londoño, O. M., & Grondona, S. (2022). Análisis del comportamiento de niveles de agua superficial y subterránea en la cuenca del arroyo Malacara, provincia de Buenos Aires. XI Congreso Argentino de Hidrogeología, Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires, Argentina.
- Bethke, C. M., & Johnson, T. M. (2008). Groundwater age and groundwater age dating. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 121–152. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124210>
- Bigeleisen, J. (1962). Correlation of tritium and deuterium isotope effects. In International Atomic Energy Agency (Ed.), *Tritium in the physical and biological sciences* (Vol. 1, pp. 161–168). International Atomic Energy Agency.
- Bocanegra, E. (2011). Estrategias de gestión del acuífero de Mar del Plata. Modelo conceptual y simulación numérica. [Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura. Universidad Nacional de Rosario. Inédita].
- Bocanegra, E., & Custodio Gimena, E. (1994). Utilización de acuíferos costeros para abastecimiento. Dos casos de estudio: Mar de plata (provincia de Buenos Aires, Argentina) y Barcelona (Cataluña, España). *Ingeniería del agua*, 1(4), 49-78.
- Bodenbender, G. (1894). La llanura al Este de la Sierra de Córdoba. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 14.
- Böhlke, J. K., Jurgens, B. C., Uselmann, D. J., & Eberts, S. M. (2014). Educational webtool illustrating groundwater age effects on contaminant trends in wells. *Ground Water*, 52(Suppl 1), 8.
- Bonorino, A., Panarello, H., & Alberio, M. (1989). Isotopic and chemical variations of groundwater in the deep aquifer of the Ombucta Formation, Bahía Blanca, Argentina. IAEA-TEC-DOC-502.
- Bravard, A. (1857). Estado físico del territorio. Geología de las pampas. Registro Estadístico del Estado de Buenos Aires, 1, 1–22.

- Brennwald, M. S., Schmidt, M., Oser, J., & Kipfer, R. (2016). A portable and autonomous mass spectrometric system for on-site environmental gas analysis. *Environmental science & technology*, 50(24), 13455-13463.
- Busenberg, E., & Plummer, L. N. (1992). Use of chlorofluorocarbons (CCl₃F and CCl₂F₂) as hydrologic tracers and age-dating tools: The alluvium and terrace system of central Oklahoma. *Water Resources Research*, 28(9), 2257–2283. <https://doi.org/10.1029/92WR01263>
- Busenberg, E., & Plummer, L. N. (2000). Dating young groundwater with sulfur hexafluoride: Natural and anthropogenic sources of sulfur hexafluoride. *Water Resources Research*, 36(10), 3011–3030. <https://doi.org/10.1029/2000WR900151>
- Cabrera, A., Blarasin, M., & Maldonado, L. (2014). Edad del agua subterránea. Cuadernos de Estudio del Agua Subterránea.
- Cabrera, A., Blarasin, M., & Maldonado, L. (2017). Groundwater age and hydrothermalism of confined aquifers in the Argentine Pampean plain. *Geothermal Energy*, 5(1), 6. <https://doi.org/10.1186/s40517-017-0064-1>
- Calvi, C. (2017). Identificación de la descarga de aguas subterráneas en arroyos del sudeste de la provincia de Buenos Aires, con trazadores químicos e isotópicos. [Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales].
- Campbell, A. G., Cartwright, I., Cendón, D. I., & Currell, M. J. (2024). Multiple isotope tracers reveal the sources of water sustaining ecologically and culturally significant springs, and their vulnerability to mining development. *Journal of Hydrology*, 624, 132078. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2024.132078>
- Campo de Ferreras, A. M., & Píccolo, M. C. (1997). El balance hídrico en la cuenca del Río Quequén Grande, Argentina. *Revista Geofísica*, 46, 51-66.
- Cartwright, I., Cendón, D., Currell, M., & Meredith, K. (2017). A review of radioactive isotopes and other residence time tracers in understanding groundwater recharge: Possibilities, challenges, and limitations. *Journal of Hydrology*, 555, 797-811.
- Cauquoin, A., Jean-Baptiste, P., Risi, C., Fourré, É., Stenni, B., & Landais, A. (2015). The global distribution of natural tritium in precipitation simulated with an atmospheric general circulation model and comparison with observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 427, 160-170.

Celle, J. H., Gourcy, L., & Aggarwal, P. (2001). Reconstruction of tritium time series in precipitation [Conference presentation]. Study of Environmental Change Using Isotope Techniques, Vienna.

Chen, C. Y., Li, Y. M., Bailey, K., O'Conner, T. P., Young, L., & Lu, Z.-T. (1999). Ultrasensitive isotope trace analyses with a magneto-optical trap. *Science*, 286(5445), 1139-1141.

Cingolani, C. A. (2008). Tandilia. Las rocas y los fósiles más antiguos de la Argentina. In: Sitios de Interés Geológico, Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Anales 46, tomo II:477–494.

Cingolani, C. A. (2011). The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata craton: An overview. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2), 221–242. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0611-5>

Cione, A. L., & Tonni, E. P. (1995). Chronostratigraphy and “Land Mammal Ages” in the Cenozoic of southern South America: Principles, practices and the “Uquian” problem. *Journal of Paleontology*, 69(1), 135-159.

Clark, I., & Fritz, P. (1997). Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis Publishers.

Consejo Federal de Inversiones. (1995). Evaluación del recurso hídrico subterráneo en el partido de General Alvarado, provincia de Buenos Aires: Miramar. Informe final. Buenos Aires: Consejo Federal de Inversiones.

Cook, P. G. (2020). Introduction to isotopes and environmental tracers as indicators of groundwater flow. The Groundwater Project. <https://doi.org/10.21083/978-1-7770541-8-2>

Cook, P. G., & Solomon, D. K. (1995). Transport of atmospheric trace gases to the water table: Implications for groundwater dating with chlorofluorocarbons and krypton-85. *Water Resources Research*, 31(2), 263-270. <https://doi.org/10.1029/94WR02232>

Cook, P. G., & Solomon, D. K. (1997). Recent advances in dating young groundwater: Chlorofluorocarbons, $3\text{H}/3\text{He}$ and 85Kr . *Journal of Hydrology*, 191(1-4), 245-265. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03051-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03051-X)

Cook, P. G., & Herczeg, A. L. (Eds.). (2000). Environmental tracers in subsurface hydrology. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-1-4615-4557-6>

Corcho Alvarado, J. A., Purtschert, R., Barbecot, F., Chabault, C., Rueedi, J., Schneider, V., Aeschbach-Hertig, W., Kipfer, R., & Loosli, H. H. (2007). Constraining the age distribution of highly mixed groundwater using 39Ar : A multiple environmental tracer ($3\text{H}/3\text{He}$, 85Kr , 39Ar ,

- and 14C) study in the semiconfined Fontainebleau Sands Aquifer (France). *Water Resources Research*, 43(3), W03427. <https://doi.org/10.1029/2006WR005096>
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), 1702–1703. <https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>
- Cruz, M. P., Rinaldi, V., & Abril, E. (2006). Origen y tipificación de las concreciones en limos y loess de Córdoba: Consideraciones geotécnicas.
- Custodio, E., & Llamas, M. R. (1983). *Hidrología subterránea* (Vol. 1). Omega.
- Dalla Salda, L., & Iñiguez, A. M. (1979). “La Tinta”, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires . 7º Congreso Geológico Argentino, Actas, 1: 539-550.
- Dalla Salda, L., Spalletti, L., Poiré, D., De Barrio, R., Echeveste, H., & Benialgo, A. (2006). Tandilia. *INSUGEO, Serie Correlación Geológica*, 21, 17–46.
- Dapeña, C., & Panarello, H. O. (1999). Development of the national network for isotopes in precipitation of Argentina. En *II South American Symposium on Isotope Geology* (pp. 503–508).
- Dapeña, C., & Panarello, H. O. (2004). Composición isotópica de la lluvia de Buenos Aires. Su importancia para el estudio de los sistemas hidrológicos pampeanos. *Revista Latino-Americana de Hidrogeología*, 4, 17–25. <https://doi.org/10.5380/hg.v4i0.2644>
- Darwin, C. R. (1845). *Journal of researches into the natural history and geology of the countries visited during the voyage of H.M.S. Beagle round the world, under the Command of Capt. Fitz Roy, R.N.* (2da ed.). John Murray.
- De Francesco, F. (1992). Estratigrafía del Cenozoico en el flanco occidental de las Sierras Australes bonaerenses. *Actas de las Terceras Jornadas Geológicas Bonaerenses*, 3–12.
- De Jong, M., Moran, J. E., & Visser, A. (2020). Identifying paleowater in California drinking water wells. *Quaternary International*, 547, 197–207. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.04.008>
- De Salvo, J. A., Vignale, F., & Chiesa, A. (1969). Geología del partido de Junín, provincia de Buenos Aires. *Informe Técnico del Consejo Federal de Inversiones*, 1, 1–38.
- Deslandes, A., Gerber, C., Lamontagne, S., Wilske, C., & Suckow, A. (2019). Environmental tracers in the Beetaloo Basin: Aquifer and groundwater characterization. GISERA. <http://hdl.handle.net/102.100.100/385078?index=1>

- Dirección General de Industria Minera. (1948). Diez años de perforaciones 1926-1935. Tomo I. Texto. Ministerio de Industria y Comercio de la Nación. Repositorio Digital SEGEMAR: <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/2883>
- Dirección General de Industria Minera. (1949). Diez años de perforaciones 1926-1935. Tomo II. Perfiles y datos técnicos (gráficos). Ministerio de Industria y Comercio de la Nación. Repositorio Digital SEGEMAR: <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/3112>
- Doering, A. (1882). Geología. En Informe Científico del Estado Mayor Conjunto Agregado a la Expedición al Río Negro (3ra parte, pp. 299-530).
- Döll, P., & Fiedler, K. (2008). Global-scale modeling of groundwater recharge. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12(3), 863-885. <https://doi.org/10.5194/hess-12-863-2008>
- Doney, S. C., Glover, D. M., & Jenkins, W. J. (1992). A model function of the global bomb tritium distribution in precipitation, 1960–1986. *Journal of Geophysical Research*, 97(C4), 5481-5492.
- Donna, F. F. (2024). Evaluación del impacto del riego suplementario en la dinámica del acuífero Pampeano en el sudeste de la provincia de Buenos Aires [Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata].
- Durfor, C. N., & Becker, E. (1964). Public water supplies of the 100 largest cities in the United States, 1962 (No. 1812). US Government Printing Office.
- Dutton, G. S., Hall, B. D., Montzka, S. A., Nance, J. D., Clingan, S. D., & Petersen, K. M. (2024a). Combined Atmospheric Chlorofluorocarbon-11 Dry Air Mole Fractions from the NOAA GML Halocarbons Sampling Network, 1977-2024, Version: 2024-02-22. <https://doi.org/10.15138/BVQ6-2S69>
- Dutton, G. S., Hall, B. D., Montzka, S. A., Nance, J. D., Clingan, S. D., & Petersen, K. M. (2024b). Combined Atmospheric Chlorofluorocarbon-12 Dry Air Mole Fractions from the NOAA GML Halocarbons Sampling Network, 1977-2024, Version: 2024-03-07. <https://doi.org/10.15138/PJ63-H440>
- Dutton, G. S., Hall, B. D., Montzka, S. A., Nance, J. D., Clingan, S. D., & Petersen, K. M. (2024c). Combined Atmospheric Chlorofluorocarbon-113 Dry Air Mole Fractions from the NOAA GML Halocarbons Sampling Network, 1992-2024, Version: 2024-03-07. <https://doi.org/10.15138/4N0D-4M07>
- Dutton, G. S., Hall, B. D., Montzka, S. A., Nance, J. D., Clingan, S. D., & Petersen, K. M. (2024d). Combined Atmospheric Sulfur Hexafluoride Dry Air Mole Fractions from the NOAA GML

Ekwurzel, B., Schlosser, P., Smethie, W. M., Jr., Plummer, L. N., Busenberg, E., Michel, R. L., Weppernig, R., & Stute, M. (1994). Dating of shallow groundwater: Comparison of the transient tracers $3\text{H}/3\text{He}$, chlorofluorocarbons, and 85Kr . *Water Resources Research*, 30(9), 1693–1708.

Evans, E. A. (1968). Tritium and its Compounds. *Soviet Atomic Energy*, 24(2), 262-262.
<https://doi.org/10.1007/BF01114224F>

Falasca, S; Bernabé, M, & Ulberich, A. (1997). Limitantes físicas y químicas para la actividad agrícola en el sudeste bonaerense, República Argentina. *Revista Geográfica del I.P.G.H* 123: 107-117.

Fecko, C. J. (2004). Spectroscopic investigations of hydrogen bond dynamics in liquid water [Doctoral dissertation, Massachusetts Institute of Technology].

Ferguson, G., Cuthbert, M. O., Befus, K., Gleeson, T., & McIntosh, J. C. (2020). Rethinking groundwater age. *Nature Geoscience*, 13(9), 592-594. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0629-7>

Figini, A. J., Gomez, G. J., Huarte, R. A., & Carbonari, J. E. (1983). Los isótopos ambientales (Tritio-Carbono 14, Deuterio y oxígeno-18) en el estudio de la salinización de las aguas subterráneas de la ciudad de Mar del Plata–Provincia de Buenos Aires–Argentina. *Revista del Museo de La Plata*, 9(77), 103–120. <https://publicaciones.fcnym.unlp.edu.ar/rmlp/article/view/2007>

Fidalgo, F. (1983). Algunas características de los sedimentos superficiales de la cuenca del Río Salado y en la Pampa Ondulada. *Coloquio Internacional Sobre Hidrología de Grandes Llanuras*. Comité Nacional Programa Hidrológico Internacional, 2. Olavarría, Argentina: 1043-1067.

Fidalgo, F., & Tonni, E. P. (1981). Sedimentos eólicos del Pleistoceno tardío y reciente en el área interserrana bonaerense. *VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III*, 33–39.

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

Fidalgo, F., De Francesco, F. O., & Pascual, R. (1975). Geología superficial de la llanura bonaerense. *Relatorio VI Congreso Geológico Argentino*, 103–138.

Fidalgo, F., Meo Guzmán, L., Politis, G., Salemme, M., & Tonni, E. P. (1986a). Investigaciones arqueológicas en el sitio 2 de Arroyo Seco (Partido de Tres Arroyos, Provincia de Buenos Aires,

República Argentina). En A. L. Bryan (Ed.), *New Evidence for the Pleistocene Peopling of the Americas* (pp. 221–269). University of Maine Press.

Fidalgo, F., Meo Guzmán, L., Politis, G., Salemme, M., & Tonni, E. P. (1986b). Investigaciones arqueológicas en el sitio 2 de Arroyo Seco (Partido de Tres Arroyos, Provincia de Buenos Aires, República Argentina). *Actas de las Terceras Jornadas Geológicas Bonaerenses*, 1, 221–269.

Fidalgo, F., Riggi, J. C., Gentile, R., Correa, H., & Porro, N. (1991). Los “sedimentos postpampeanos” continentales en el ámbito sur bonaerense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(3–4), 239–256.

Florkowski, T. (1991). Natural production of radionuclides in geological formations. *Journal of Physics G: Nuclear and Particle Physics*, 17(S), S513. <https://doi.org/10.1088/0954-3899/17/S/052>

Folguera, A., & Zárate, M. (2009). La sedimentación neógena continental en el sector extrandino de Argentina central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(4), 692–712.

Folguera, A., & Zárate, M. (2011). Neogene sedimentation in the Argentine foreland between 34°S and 41°S and its relation to the Andes evolution. *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*. SCS Publisher, Salta, 123–134.

Folguera, L., Nader, G., Silva, A., Cané, A., & Benítez, L. (2018). Uso de isótopos ambientales en la caracterización hidrogeológica del ex complejo minero fabril Los Gigantes, Córdoba. *El Agua Subterránea: Recurso Sin Fronteras: Química, Calidad y Contaminación del Agua*, I, 125–132.

Fontes, J. C., & Garnier, J. M. (1979). Determination of the initial ¹⁴C activity of the total dissolved carbon: A review of the existing models and a new approach. *Water Resources Research*, 15(2), 399–413. <https://doi.org/10.1029/WR015i002p00399>

Fontes, J. (1983). Dating of groundwater. In *Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology* (pp. 285–317). IAEA.

Frenguelli, J. (1918). Notas preliminares sobre la constitución geológica del subsuelo en la ciudad de Córdoba. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 23, 203–220.

Frenguelli, J. (1921). Los terrenos de la costa atlántica en los alrededores de Miramar (Provincia de Buenos Aires). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 24, 325–485.

Frenguelli, J. (1925). Noticia preliminar sobre un nuevo viaje de estudio en la costa atlántica. En *Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA*, Tomo 1, tercera parte (pp. 34–36). Buenos Aires: Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA.

- Frenguelli, J. (1950). Rasgos generales de la morfología y la geología de la Provincia de Buenos Aires. Publicaciones Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas, Buenos Aires, Serie II, 33, 1–72.
- Frenguelli, J. (1955). Loess y limos pampeanos. Museo de La Plata, Serie Técnica y Didáctica, 7, 5–66.
- Frenguelli, J. (1957). Neozoico. En Geografía de la República Argentina (Vol. 2, pp. 1–218). GAEA.. Neozoico. En Geografía de la República Argentina. GAEA 2 (3); 1-218.
- Furque, G. (1967). Estratigrafía de la región de Pillahuincó, provincia de Buenos Aires. Acta Geológica Lilloana, 9, 79–114.
- Gao, C., Liu, S. Y., Feng, J. D., Hu, S. M., Jiang, W., Lu, Z. T., Ritterbusch, F., Wang, W. H., Yang, G. M., & Zhao, L. U. (2021). Monitoring atmospheric ^{85}Kr by atom counting. Journal of Environmental Radioactivity, 233, 106604. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2021.106604>
- Gentile, E., Fidalgo, F., & Navarro, E. (1987). Unidades litoestratigráficas del Cuaternario en la Región Pampeana. Actas de las Cuartas Jornadas Geológicas Bonaerenses, 1, 101–115.
- Gilmore, T. E., Genereux, D. P., Solomon, D. K. & Solder, J. E. (2016). Groundwater transit time distribution and mean from streambed sampling in an agricultural coastal plain watershed, North Carolina, USA. Water Resour. Res., 52, 2025–2044.
<https://digitalcommons.unl.edu/biosysengfacpub/473>
- Gilmore, T. E., Cherry, M., Gastmans, D., Humphrey, E., & Solomon, D. K. (2021). The $^3\text{H}/^3\text{He}$ groundwater age-dating method and applications. Derbyana, 42, 1–23. <https://doi.org/10.14295/derb.v42.740>
- Gleeson, T., VanderSteen, J., Sophocleous, M. A., Taniguchi, M., Alley, W. M., Allen, D. M., & Zhou, Y. (2010). Groundwater sustainability strategies. Nature Geoscience, 3(6), 378–379. <https://doi.org/10.1038/ngeo881>
- Gleeson, T., Befus, K. M., Jasechko, S., Luijendijk, E., & Cardenas, M. B. (2016). The global volume and distribution of modern groundwater. Nature Geoscience, 9(2), 161–167. <https://doi.org/10.1038/ngeo2590>
- Glok Galli, M., Martínez, D. E., Kruse, E. E., Grondona, S. I., & Lima, L. (2014). Hydrochemical and isotopic characterization of the hydrological budget of a MAB Reserve: Mar Chiquita lagoon, province of Buenos Aires, Argentina. Environmental Earth Sciences, 72(8), 2821–2835. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3187-8>

- Glok Galli, M. (2015). El agua subterránea como agente geológico en el sector meridional de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires: Su estudio con herramientas hidrogeoquímicas e isotópicas [Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata].
- Gonfiantini, R. (1978). Standards for stable isotopes measurements in natural compounds. *Nature*, 271, 534–536. <https://doi.org/10.1038/271534a0>
- González Bonorino, F. (1965). Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20(1), 67–148.
- González Uriarte, M., & Navarro, E. (1988). Carta geomorfológica aplicada de la Laguna Epecuén y adyacencias. 2ª Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas, 133–144.
- González, N. (2005). Los ambientes hidrogeológicos de la Provincia de Buenos Aires. En R. de Barrio, R. Etcheverry, M. Caballé, & E. Llambías (Eds.), *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires* (pp. 359–374). Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino.
- González, M., Dapeña, C., Cerne, B., Sanchez-Ccoyllo, O., Freitas, S., Silva Dias, P. L., & Panarello, H. (2009). Verification of the geographical origin of modeled air-mass trajectories by means of the isotope composition of rainwater during the SALLJEX experiment. *Environmental Fluid Mechanics*, 9(4), 389–407.
- Goode, D. J. (1996). Direct simulation of groundwater age. *Water Resources Research*, 32(2), 289–296.
- Gourdol, L., Stewart, M. K., Morgenstern, U., & Pfister, L. (2023). Short high-accuracy tritium data time series for assessing groundwater mean transit times in the vadose and saturated zones of the Luxembourg Sandstone aquifer. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2023, 1–48. <https://doi.org/10.5194/hess-28-3519-2024>
- Grizinik, M., & Sonntag, C. (1994). Sobre algunas edades de las aguas subterráneas del Sistema Acuífero Multiunitario del Sureste de Chubut, Argentina. *Revista Naturalia Patagónica. Serie Ciencias de la Tierra*, 2, 91–92.
- Groeber, P. (1927). Ensayos sobre tectónica teórica y provincias magmáticas. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 30, 177–230.
- Groeber, P. (1938). *Mineralogía y Geología*. Espasa-Calpe Argentina, Buenos Aires, 492 pp.
- Groeber, P. (1945). Las aguas surgentes y semisurgentes del norte de la Provincia de Buenos Aires, *Revista La Ingeniería*, 49(6), 371–387.

- Groeber P (1954) Geología e hidrología de Mar del Plata en relación con el problema del suministro de agua potable a la población urbana. *Rev Mus Cs Naturales Trad Mar del Plata* 1:5–24.
- Grondona, S., Massone, H., Gonzalez, M., & Bedmar, F. (2022). Evaluación del peligro de contaminación del agua subterránea en áreas agrícolas. *Revista Internacional de Contaminación Ambiental*, 38, 111-125. <https://doi.org/10.20937/RICA.54194>
- Grupo Turismo y Sociedad. (2023). Turismo sostenible: un estado de situación del sector como aporte para la toma de decisiones. Mar del Plata: Mar del Plata Entre Todos. ISBN 978-987-48943-1-1. <https://nulan.mdp.edu.ar/id/eprint/3910/>
- Hagedorn, B., Clarke, N., Ruane, M., & Faulkner, K. (2018). Assessing aquifer vulnerability from lumped parameter modeling of modern water proportions in groundwater mixtures: Application to California's South Coast Range. *Science of the Total Environment*, 624, 1550–1560.
- Haitjema, H. M. (1995). On the residence time distribution in idealized groundwatersheds. *Journal of Hydrology*, 172(1–4), 127–146.
- Han, L.-F., & Wassenaar, L. I. (2020). Principles and uncertainties of ^{14}C age estimations for groundwater transport and resource evaluation. *Isotopes in Environmental and Health Studies*. <https://doi.org/10.1080/10256016.2020.1857378>
- Hernández, M. A., Filí, M. F., Auge, M. P., & Ceci, J. H. (1975). Geohidrología de los acuíferos profundos de la provincia de Buenos Aires. *Actas VI Congreso Geológico Argentino*, 2, 479–500. Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina.
- Heusser, J., & Claraz, G. (1866). Bericht über die geognostischen Untersuchungen in den Pampas der argentinischen Republik und in Patagonien während der Jahre 1864 und 1865. *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern*, 618, 1-74.
- Ho, D. T., & Schlosser, P. (2000). Atmospheric SF_6 near a large urban area. *Geophysical Research Letters*, 27(11), 1679–1682.
- IAEA. (1992). Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitation. International Atomic Energy Agency. Technical Series Report No. 331.
- IAEA. (2006). Use of chlorofluorocarbons in hydrology: A guidebook. International Atomic Energy Agency.

IAEA. (2013). Isotope methods for dating old groundwater. International Atomic Energy Agency.

Instituto Nacional de Estadística y Censos (INDEC). (2023). Censo nacional de población, hogares y viviendas 2022: Resultados provisionales. Instituto Nacional de Estadística y Censos.

Iñiguez, A., Del Valle, A., Poiré, D., Spalletti, L., & Zalba, P. (1989). Cuenca precámbrica/paleozoica inferior de Tandilia, Provincia de Buenos Aires. En: Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica, 6, Universidad Nacional de Tucumán, 245-263.

Iriondo, M. (1990). El sistema eólico pampeano. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.

Iriondo, M. (1997). El Mar de Arena Pampeano: una interpretación geomorfológica. Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicionales de Mar del Plata, 4, 1–68.

Iriondo, M., & Krohling, D. (1995). El sistema eólico pampeano. Comunicaciones Museo Provincial de Ciencias Naturales, 5, 1–68.

Jankovec, J., Vitvar, T., Šanda, M., Matsumoto, T., & Han, L. F. (2017). Groundwater recharge and residence times evaluated by isotopes of hydrogen and oxygen, noble gases, and CFCs in a mountain catchment in the Jizera Mts., northern Czech Republic. *Geochemical Journal*, 51(5), 423–437. <https://doi.org/10.2343/geochemj.2.0469>

Jasechko, S. (2016). Partitioning young and old groundwater with geochemical tracers. *Chemical Geology*, 427, 35–42. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.02.012>

Jasechko, S., Birks, S. J., Gleeson, T., Wada, Y., Fawcett, P. J., Sharp, Z. D., McDonnell, J., & Welker, J. M. (2014). The pronounced seasonality of global groundwater recharge. *Water Resources Research*, 50(11), 8845–8867. <https://doi.org/10.1002/2014WR015809>

Jasechko, S., Perrone, D., Befus, K. M., Cardenas, M. B., Ferguson, G., Gleeson, T., Luijendijk, E., McDonnell, J., Taylor, R., Wada, Y., & Kirchner, J. W. (2017). Global aquifers dominated by fossil groundwaters but wells vulnerable to modern contamination. *Nature Geoscience*, 10(6), 425–429. <https://doi.org/10.1038/ngeo2943>

Jerbi, H., Hamdi, M., Snoussi, M., Abdelmalek, M. B., Jnoub, H., & Tarhouni, J. (2019). Usefulness of historical measurements of tritium content in groundwater for recharge assessment in semi-arid regions: Application to several aquifers in Central Tunisia. *Hydrogeology Journal*, 27(5), 1645–1660.

- Jiang, W., Yang, G. M., Gu, J. Q., Hu, S. M., & Lu, Z. T. (2017). Radiokrypton dating with atom trap trace analysis. *Procedia Earth and Planetary Science*, 17, 41–44.
- Jung, M., & Aeschbach, W. (2018). A new software tool for the analysis of noble gas data sets from (ground) water. *Environmental Modelling & Software*, 103, 120–130.
- Jurgens, B. C., Böhlke, J. K., & Eberts, S. M. (2012). TracerLPM (Version 1): An Excel® workbook for interpreting groundwater age distributions from environmental tracer data (No. 4-F3). US Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/tm4F3>
- Jurgens, B. C., Faulkner, K., McMahon, P. B., Hunt, A. G., Casile, G., Young, M. B., & Belitz, K. (2022). Over a third of groundwater in USA public-supply aquifers is Anthropocene-age and susceptible to surface contamination. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 153. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00473-y>
- Kalin, R. M. (2000). Radiocarbon dating of groundwater systems. In P. G. Cook, & A. L. Herczeg (Eds.), *Environmental tracers in subsurface hydrology* (pp. 111–144). Springer.
- Kazemi, G. A., Lehr, J. H., & Perrochet, P. (2006). Groundwater age. John Wiley & Sons. <https://doi.org/10.1002/0471929514>
- Keidel, J. (1916). La geología de las sierras de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sudáfrica y los Andes. *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 11(3), 1–78. Buenos Aires: Talleres gráficos del Ministerio de Agricultura de la Nación.
- Kemp, & Zárate. (2000). Pliocene pedosedimentary cycles in the southern Pampas, Argentina. *Sedimentology*, 47(1), 3–14.
- Kersting, A., Schlosser, C., Bollhöfer, A., & Suckow, A. (2020). Evaluating 5 decades of atmospheric ^{85}Kr measurements in the southern hemisphere to derive an input function for dating water and ice with implications for interhemispheric circulation and the global ^{85}Kr emission inventory. *Journal of Environmental Radioactivity*, 225, 106451. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2020.106451>
- Kersting, A., Brander, S., & Suckow, A. (2021). Modeling ^{85}Kr datasets with Python for applications in tracer hydrology and to investigate atmospheric circulation. *MethodsX*, 8, 101245. <https://doi.org/10.1016/j.mex.2021.101245>

- Kipfer, R., Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., & Stute, M. (2002). Noble gases in lakes and ground waters. In D. Porcelli, C. Ballentine, & R. Wieler (Eds.), *Noble gases in geochemistry and cosmochemistry* (pp. 615–700). Mineralogical Society of America.
- Kipfer, R., Brennwald, M. S., Tomonaga, Y., & Rüssel, R. (2020). How Mini-Ruedi Rüssel sniffs the world or real time in situ (noble) gas determination. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2020, pp. H138-0009). <https://doi.org/10.1515/9781501509056-016>
- Koh, D. C., Plummer, L. N., Busenberg, E., & Kim, Y. (2007). Evidence for terrigenous SF₆ in groundwater from basaltic aquifers, Jeju Island, Korea: Implications for groundwater dating. *Journal of Hydrology*, 339(1–2), 93–104.
- Koster, R. D., Broecker, W. S., Jouzel, J., Suozzo, R. J., Russell, G. L., Rind, D., & White, J. W. (1989). The global geochemistry of bomb-produced tritium: General circulation model compared to available observations and traditional interpretations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 94(D15), 18305–18326. <https://doi.org/10.1029/JD094iD15p18305>
- Kraglievich, L. (1934). La antigüedad pliocena de las faunas de Monte Hermoso y Chapadmalal, deducidas de su comparación con las que le precedieron y sucedieron. *Imprenta el Siglo Ilustrado*.
- Kraglievich, J. L. (1952). El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, Provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicionales de Mar del Plata*, 1, 8–37.
- Kralik, M. (2015). How to estimate mean residence times of groundwater. *Procedia Earth and Planetary Science*, 13, 301–306. <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2015.07.070>
- Kralik, M., Humer, F., Fank, J., Harum, T., Klammler, G., Gooddy, D., Sültenfuß, J., Gerber, C., & Purtschert, R. (2014). Using ¹⁸O/²H, ³H/³He, ⁸⁵Kr and CFCs to determine mean residence times and water origin in the Grazer and Leibnitzer Feld groundwater bodies (Austria). *Applied Geochemistry*, 50, 150–163.
- Kruse, E. (1987). El agua subterránea en el régimen hidrológico de Laguna la Brava. *Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. Informe 40*.
- Kruse, E., Martínez, D., Quiroz-Londoño, O. M., & Dapeña, C. (1997). El balance hídrico en la cuenca del río Quequén Grande, Argentina. *Revista Geofísica*, 1(1), 1–12.

- Kruse, E., & Zimmermann, E. (2002). Hidrogeología de grandes llanuras. Particularidades en la llanura pampeana (Argentina). In Workshop publication on Groundwater and Human Development (pp. 2025–2038).
- Kruskal, W. H., & Wallis, W. A. (1952). Use of ranks in one-criterion variance analysis. *Journal of the American statistical Association*, 47(260), 583–621.
- Larocque, M., Cook, P. G., Haaken, K., & Simmons, C. T. (2009). Estimating flow using tracers and hydraulics in synthetic heterogeneous aquifers. *Ground Water*, 47(6), 786–796.
- Lawrence, C. P., & Skinner, J. L. (2003). Ultrafast infrared spectroscopy probes hydrogen bonding dynamics in liquid water. *Chemical Physics Letters*, 369(3–4), 472–477.
- Lehmann, B. E., Davis, S. N., & Fabryka-Martin, J. T. (1993). Atmospheric and subsurface sources of stable and radioactive nuclides used for groundwater dating. *Water Resources Research*, 29(7), 2027–2040. <https://doi.org/10.1029/93WR00543>
- Leibundgut, C., Maloszewski, P., & Külls, C. (2009). *Tracers in hydrology*. Wiley-Blackwell.
- Levin, M., Panarello, H. O., Alberro, M. C., Castrillo, E., Grizinik, M., & Amoroso, A. (1988). Groundwater recharge and subsurface flow in the Comodoro Rivadavia area, Chubut Province, Argentina: Isotopic and hydrochemical study. In I. Simmers (Ed.), *Estimation of natural groundwater recharge* (pp. 377–393). Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-015-7780-9_24
- Libby, W. F. (1961). Tritium geophysics. *Journal of Geophysical Research*, 66(11), 3767–3782. <https://doi.org/10.1029/JZ066i011p03767>
- Lin, R., & Wei, K. (2006). Tritium profiles of pore water in the Chinese loess unsaturated zone: Implications for estimation of groundwater recharge. *Journal of Hydrology*, 328(1–2), 192–199. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.12.010>
- Llamas, C., & Custodio, E. (1976). *Hidrología subterránea*. Omega.
- Loosli, H. H. (1983). A dating method with argon-39. *Earth and Planetary Science Letters*, 63(1), 51–62.
- Loosli, H. H., Heimann, M., & Oeschger, H. (1980). *Low-level gas proportional counting in an underground laboratory*. Cambridge University Press, 461–469.

- Loosli, H. H., Lehmann, B. E., & Smethie, W. M., Jr. (2000). Noble gas radioisotopes: ^{37}Ar , ^{85}Kr , ^{39}Ar , ^{81}Kr . In P. G. Cook, & A. L. Herczeg (Eds.), *Environmental tracers in subsurface hydrology* (pp. 379–396). Springer.
- Lu, Z.-T., Schlosser, P., Smethie, W. M., Sturchio, N. C., Fischer, T. P., Kennedy, B. M., Purtschert, R., Severinghaus, J. P., Solomon, D. K., Tanhua, T., & Yokochi, R. (2014). Tracer applications of noble gas radionuclides in the geosciences. *Earth-Science Reviews*, 138, 196–214. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.002>
- Lu, Z. T. (2016). Radiokrypton dating coming of age. *National Science Review*, 3(2), 172–173.
- Lucas, L. L., & Unterwieser, M. P. (2000). Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of tritium. *Journal of Research of the National Institute of Standards and Technology*, 105(4), 541–549. <https://doi.org/10.6028/jres.105.043M>
- McCallum, J. L., Cook, P. G., Simmons, C. T., & Werner, A. D. (2013). Bias of apparent tracer ages in heterogeneous environments. *Groundwater*, 51(4), 447–460. <https://doi.org/10.1111/gwat.12052>
- Macklin, R. L., & Banta, H. E. (1954). The Li^7 (n,t) reaction. *Science*, 119(3089), 350–351. <https://doi.org/10.1126/science.119.3089.350>
- Maldonado, M. L., Blarasin, M. T., Cabrera, A. E., Panarello, H. O., & Dapeña, C. (2016). Assessing groundwater age in confined aquifers from the Central Pampean Plain of Cordoba, Argentina. *Radiocarbon*, 58(4), 833–849. <https://doi.org/10.1017/RDC.2016.35>
- Maloszewski, P., & Zuber, A. (1982). Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers: 1. Models and their applicability. *Journal of Hydrology*, 57(3–4), 207–231. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(82\)90147-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(82)90147-0)
- Maloszewski, P., & Zuber, A. (1989). Mathematical Models for interpreting tracer experiments in fissured aquifers. In: IAEA (Ed.), *Isotope Techniques in the Study of the Hydrology of Fractured and Fissured Rocks* (pp. 287–301). IAEA, Vienna, Austria,
- Maloszewski, P., & Zuber, A. (1996). Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data. IAEA-TECDOC-910, 9–58.
- Maloszewski, P., & Zuber, A. (2000). Manual on lumped parameter models used for the interpretation of environmental tracer data in groundwaters.

- Maloszewski, P., Rauert, W., Stichler, W., & Herrmann, A. (1983). Application of flow models in an alpine catchment area using tritium and deuterium data. *Journal of Hydrology*, 66(1-4), 319-330.
- Marchese, H., & Di Paola, E. (1975). Miogeosinclinal Tandil, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(2), 161-179.
- Mariño, E. E., & Schulz, C. (2008). Importancia de los acuíferos en ambiente medanoso en la región semiárida pampeana. *Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa*.
- Martínez, D. E., Osterrieth, M., & Maggi, J. (1998). Equilibrio químico solución-fase mineral en el acuífero clástico de la cuenca superior del Arroyo Lobería, Partido de Gral. Pueyrredón. VI Jornadas Geológicas Bonaerenses, Mar del Plata, 9-11 de diciembre, *Actas*, 2, 23-32.
- Martínez, D., & Bocanegra, E. (2002). Hydrogeochemistry and cation-exchange processes in the coastal aquifer of Mar del Plata, Argentina. *Hydrogeology Journal*, 10(3), 393-408.
- Martínez, D. E., & Osterrieth, M. (2013). Hydrogeochemistry and pollution effects of an aquifer in Quaternary loess like sediments in the landfilling area of Mar del Plata, Argentina. *Revista Facultad de Ingeniería Universidad de Antioquia*, (66), 9-23.
- Martínez, D. E., Quiroz Londoño, O. M., Glok Galli, M., Grondona, S., & Massone, H. E. (2013). Datación de agua subterránea en el Acuífero Pampeano del sudeste bonaerense y su significado ambiental. VIII Congreso Argentino de Hidrogeología y VI Seminario Latinoamericano sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea.
- Martínez, D. E., Quiroz Londoño, O. M., & Grondona, S. (2014). Variabilidad temporal y en profundidad de isótopos estables en muestras someras de agua subterránea III Reunión Argentina de Geoquímica de la Superficie, Mar del Plata, Argentina.
- Martínez, D. E., Moschione, E., Bocanegra, E., Glok Galli, M., & Aravena, R. (2014). Distribution and origin of nitrate in groundwater in an urban and suburban aquifer in Mar del Plata, Argentina. *Environmental Earth Sciences*, 72(9), 3096-3111. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3096-x>
- Martínez, D. E., Fourre, E., Londoño, O. Q., Jean-Baptiste, P., Galli, M. G., Dapoigny, A., & Grondona, S. I. (2016). Residence time distribution in a large unconfined-semiconfined aquifer in the Argentine Pampas using $^3\text{H}/^3\text{He}$ and CFC tracers. *Hydrogeology Journal*, 24(5), 1107-1120. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1378-y>

- Martínez, D. E., Quiroz Londoño, O. M., Solomon, D. K., Dapeña, C., Massone, H. E., Benavente, M. A., & Panarello, H. O. (2017). Hydrogeochemistry, isotopic composition and water age in the hydrologic system of a large catchment within a plain humid environment (Argentine Pampas): Quequén Grande River, Argentina. *River Research and Applications*, 33(3), 438–449. <https://doi.org/10.1002/rra.3072>
- Martínez, D. E., Jiang, W., Matsumoto, T., Quiroz Londoño, O. M., Ritterbusch, F., Lexow, C., Yang, G. M., Bertolín, L., Mabry, J., Romeo, N., Zárate, M., & Lu, Z.-T. (2022). Kr-81 reveals one-million-year-old groundwater at the Atlantic coast of Argentina as a record of Mid-Pleistocene climate. *Journal of Hydrology*, 610, 127846. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127846>
- Martínez, D. E., Quiroz-Londoño, O. M., Basaldúa, A. D., Glok-Galli, M., Solana, X., Alcaraz, E. F., & Bertolin, L. (2024). The groundwater age of the Argentine aquifers: A review and paleoclimate insight. *Groundwater for Sustainable Development*, 101402. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2024.101402>
- Matsumoto, T., Zouari, K., Trabelsi, R., Hillegonds, D., Jiang, W., Lu, Z.-T., Mueller, P., Zappala, J. C., Araguás Araguás, L. J., Romeo, N., & Agoun, A. (2020). Krypton-81 dating of the deep Continental Intercalaire aquifer with implications for chlorine-36 dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 531, 116120. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116120>
- Mazor, E., & Nativ, R. (1992). Hydraulic calculation of groundwater flow velocity and age: Examination of the basic premises. *Journal of Hydrology*, 138(1–4), 211–222. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(92\)90165-R](https://doi.org/10.1016/0022-1694(92)90165-R)
- Michel, R. L. (1989). Tritium deposition in the continental United States, 1953–1983 (U.S. Geological Survey Water-Resources Investigation Report 89-4072). U.S. Geological Survey.
- Michel, R. L. (2005). Tritium in the hydrologic cycle. In P. K. Aggarwal, J. R. Gat, & K. F. O. Froehlich (Eds.), *Isotopes in the water cycle: Past, present and future of a developing science* (pp. 53–66). Springer.
- Michel, R. L., Jurgens, B. C., & Young, M. B. (2018). Tritium deposition in precipitation in the United States, 1953–2012 (U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2018-5086). U.S. Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/sir20185086>
- Miglioranza, K. S. B. (Ed.). (2021). *Informes de revisión. Área: Disponibilidad y contaminación del agua, suelos y aire: Agroquímicos*. Red de Estudios Ambientales Bonaerenses – Nodo Mar

del Plata. Recuperado de <https://mardelplata-conicet.gob.ar/wp-content/uploads/2021/02/Informe-de-revision-Agroquimicos-1.pdf>

Modica, E., Buxton, H. T., & Plummer, L. N. (1998). Evaluating the source and residence times of groundwater seepage to streams, New Jersey Coastal Plain. *Water Resources Research*, 34(11), 2797–2810.

Montzka, S. A., Butler, J. H., Elkins, J. W., Thompson, T. M., Clarke, A. D., & Lock, L. T. (1999). Present and future trends in the atmospheric burden of ozone-depleting halogens. *Nature*, 398(6729), 690–694. <https://doi.org/10.1038/19499>

Mook, W. G. (1980). Carbon-14 in hydrogeological studies. In P. Fritz & J. Ch. Fontes (Eds.), *Handbook of environmental isotope geochemistry: Volume 1, The terrestrial environment* (pp. 49–74). Elsevier.

Mook, W. G. (2000). *Environmental isotopes in the hydrological cycle: Principles and applications* (Vol. 1). UNESCO/IAEA.

Morgenstern, U., Stewart, M. K., & Stenger, R. (2010). Dating of streamwater using tritium in a post-nuclear bomb pulse world: Continuous variation of mean transit time with streamflow. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(11), 2289–2301. <https://doi.org/10.5194/hess-14-2289-2010>

Moscatelli, G., & Puentes, M. I. (1998). *Suelos argentinos: Principios de edafología, con énfasis en suelos argentinos*. Orientación Gráfica Editora.

Muhs, D. R. (2007). Paleosols and wind-blown sediments: Overview. En Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/B0-44-452747-8/00378-1>

Muhs, D. R., Cattle, S. R., Crouvi, O., Rousseau, D. D., Sun, J., & Zárate, M. A. (2014). Loess records. In *Mineral dust: a key player in the earth system* (pp. 411-441). Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-017-8978-3_16

Münnich, K. O. (1957). Messungen des ^{14}C -Gehaltes von hartem Grundwasser. *Naturwissenschaften*, 44(1), 32–33.

Nágera, J. (1940). Tandilia. Biblioteca Facultad Humanidades y Ciencias Educación, Universidad Nacional de La Plata, 24(1)-272.

Newman, B. D., Osenbrück, K., Aeschbach-Hertig, W., Solomon, D. K., Cook, P. G., Rózański, K., & Kipfer, R. (2010). Dating of 'young' groundwaters using environmental tracers: Advantages,

- applications, and research needs. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 46(3), 259–278. <https://doi.org/10.1080/10256016.2010.514339>
- Nicolini, M., Saulo, A. C., Torres, J. C., & Salio, P. (2002). Enhanced precipitation over southeastern South America related to strong low-level jet events during austral warm season. *Meteorologica*, 27(1), 59–69.
- Nir, A. (1964). On the interpretation of tritium 'age' measurements of groundwater. *Journal of Geophysical Research*, 69(12), 2589–2595. <https://doi.org/10.1029/JZ069i012p02589>
- Nittmann, J. J. (2014). Simulación del flujo y transporte de la edad del agua subterránea en el Sistema Acuífero Guaraní (SAG) [Tesis doctoral, Universidad Nacional del Litoral].
- Orbigny, A. D'. (1842). Voyage dans l'Amérique Méridionale (le Brésil, la République Orientale de l'Uruguay, la République Argentine, la Patagonie, la République du Chili, la République de Bolivie, la République du Pérou), exécuté pendant les années 1826, 1827, 1828, 1829, 1830, 1831, 1832 et 1833. Tome Troisième, 4^o Partie: Paléontologie. P. Bertrand.
- Osenbrück, K., Fiedler, S., Knöller, K., Weise, S. M., Sültenfuß, J., Oster, H., & Strauch, G. (2006). Timescales and development of groundwater pollution by nitrate in drinking water wells of the Jahna-Aue, Saxonia, Germany. *Water Resources Research*, 42(12). <https://doi.org/10.1029/2006WR004977>
- Ozyurt, N.N., & Bayari, C.S. (2003). LUMPED: a visual basic code of lumped-parameter models for mean residence time analyses of groundwater systems. *Comput. Geosci.* 29, 79–90.
- Palcsu, L., Morgenstern, U., Sültenfuss, J., Koltai, G., László, E., Temovski, M., Major, Z., Nagy, J. T., Papp, L., & Varlam, C. (2018). Modulation of cosmogenic tritium in meteoric precipitation by the 11-year cycle of solar magnetic field activity. *Scientific Reports*, 8(1), 1–9.
- Panarello, H. O., & Alberio, M. C. (1983). Tritium, oxygen-18 and deuterium contents of Buenos Aires rainwater. *Proceedings of the Hydrology on Large Flatlands, UNESCO, II*, 889–898.
- Panarello, H. O., Dapena, C., & Auge, M. (1995). Mechanisms of salinization of groundwater in the La Plata area, Buenos Aires, Argentina: Interpretation by means of environmental isotopes. *Isotope Techniques in Water Resources Development*, 1–15.
- Parodi L. J., & Parodi Bustos R., (1952). Apuntes para geología de la costa atlántica de la Provincia de Buenos Aires, con descripción de la Formación de Malacara. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, 153: 139-156.

- Pascual, R. (1961). Geología del área de la Laguna Chasicó (Partido de Villarino, provincia de Buenos Aires) y aspectos bioestratigráficos relacionados. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 16(1), 1–12.
- Pascual, R. (1965). Edad Mamífero Uquiense: una nueva unidad bioestratigráfica del Cuaternario argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20(2), 123–134.
- Pascual, R., Ortega Hinojosa, E. J., Gondar, D., & Tonni, E. (1965). Las edades del Cenozoico mamalífero de la Argentina con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. *Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires*, 6, 165–194.
- Pereyra, F. X. (2018). Regiones geomorfológicas de Argentina. Undav Ediciones. <https://undavdigital.undav.edu.ar/xmlui/handle/20.500.13069/1162>
- Piper, A. M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *Transactions, American Geophysical Union*, 25(6), 914–928. <https://doi.org/10.1029/TR025i006p00914>
- Plummer, L. N. (2005). Dating of young groundwater. In *Isotopes in the water cycle: Past, present and future of a developing science* (pp. 193–218). Dordrecht: Springer Netherlands.
- Plummer, L. N., & Busenberg, E. (2000). Chlorofluorocarbons. In P. G. Cook, & A. L. Herczeg (Eds.), *Environmental tracers in subsurface hydrology* (pp. 441–478). Springer.
- Plummer, L. N., & Busenberg, E. (2006). Chlorofluorocarbons in aquatic environments. In International Atomic Energy Agency (Ed.), *Use of chlorofluorocarbons in hydrology: A guidebook* (pp. 1–8). International Atomic Energy Agency.
- Plummer, L.N., & Glynn, P.D. (2013). Radiocarbon dating in groundwater systems. In International Atomic Energy Agency (Ed.), *Isotope Methods For Dating Old Groundwaters*, (pp. 33–89). International Atomic Energy Agency.
- Poiré, D. G., & Spalletti, L. A. (2005). La cubierta sedimentaria precámbrica/paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. In *Geología y recursos minerales de la provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino* (pp. 51–68).
- Pool, M., Carrera, J., Alcolea, A., & Bocanegra, E. (2015). A comparison of deterministic and stochastic approaches for regional scale inverse modeling on the Mar del Plata aquifer. *Journal of Hydrology*, 531(1), 214–229. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.064>
- Poreda, R. J., Cerling, T. E., & Salomon, D. K. (1988). Tritium and helium isotopes as hydrologic tracers in a shallow unconfined aquifer. *Journal of Hydrology*, 103(1–2), 1–9.

- Poulsen, D. L., Cook, P. G., Simmons, C. T., Solomon, D. K., & Dogramaci, S. (2019). Depth-resolved groundwater chemistry by longitudinal sampling of ambient and pumped flows within long-screened and open borehole wells. *Water Resources Research*, 55, 9417–9435. <https://doi.org/10.1029/2019WR025713>
- Purtschert, R., Yokochi, R., & Sturchio, N. C. (2013). Krypton-81 dating of old groundwater. In International Atomic Energy Agency (Ed.), *Isotope methods for dating old groundwater* (pp. 21–32). International Atomic Energy Agency.
- Qin, D., & Wang, H. (2001). Chlorofluorocarbons and $^3\text{H}/^3\text{He}$ in groundwater: Applications in tracing and dating young groundwater. *Science in China Series E: Technological Sciences*, 44(1), 29–34.
- Quiroz Londoño, O. M., Martínez, D. E., Dapeña, C., & Massone, H. (2008). Hydrogeochemistry and isotope analyses used to determine groundwater recharge and flow in low-gradient catchments of the province of Buenos Aires, Argentina. *Hydrogeology Journal*, 16(6), 1113–1127.
- Quiroz Londoño, O. M., Martínez, D. E., & Massone, H. E. (2012). Evaluación comparativa de métodos de cálculo de recarga en ambientes de llanura: La Llanura Interserrana Bonaerense (Argentina) como caso de estudio. *Dyna*, 171, 15–25.
- Quiroz Londoño, O. M., Gomez Gutierrez, J. D. & Martinez, D. E. (2023). Tendencias de recarga del Acuífero Pampeano en la Llanura Interserrana bonaerense: un análisis de 17 años.
- R Development Core Team. (2022). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing. <https://www.R-project.org/>
- Rabassa, J. (1973). Geología Superficial en la hoja “Sierras de Tandil”, provincia de Buenos Aires. *LEMIT, Anales, Serie II* 240:115–160. La Plata
- Ramos, V.A. (1984). Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva? 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-325.
- Ramos, V.A. (1999). Las provincias geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina*, 29(3), 41-96.
- Reig, O. A. (1955). Un nuevo género y especie de cenolestinos del Plioceno de la provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10(1), 60-71.

- Richter, J., Szymczak, P., Abraham, T., & Jordan, H. (1993). Use of combinations of lumped parameter models to interpret groundwater isotopic data. *J. Contam. Hydrol.* 14, 1–13.
- Riggi, J. C., Fidalgo, F., Martínez, O., & Porro, N. (1986). Geología de los "Sedimentos Pampeanos" en el partido de La Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(3–4), 316–333.
- Rinaldi, V. A., Cruz, M. P., Capdevila, J. A., & Clariá, J. J. (2012). Origen y caracterización de la estructuración de un loess pampeano. *Revista Internacional de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil*, 12, 60–68.
- Ríos Hiriart, G., Sierra, L., Weinzettel, P., Gualde, M. S., & Dietrich, S. (2024). Análisis de la productividad y calidad del agua en diferentes capas del acuífero Pampeano. En D. Martínez & E. Mariño (Eds.), *Hidroquímica, calidad y contaminación* (pp. 156–164). XVI Congreso Latinoamericano de Hidrogeología y XII Congreso Argentino de Hidrogeología. Santa Rosa: Editorial de la Universidad Nacional de La Pampa.
- Rocca, R. J., Redolfi, E. R., & Terzariol, R. E. (2006). Características geotécnicas de los loess de Argentina. *Revista Internacional de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil*, 6(2), 149–166.
- Rolleri, E.O. (1975). Provincias geológicas bonaerenses. En *Geología de la provincia de Buenos Aires*. 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 29-54, Buenos Aires.
- Romanelli, A., Quiroz Londoño, O. M., Massone, H. E., Martínez, D. E., & Bocanegra, E. (2011). El agua subterránea en el funcionamiento hidrológico de los humedales del Sudeste Bonaerense, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Boletín Geológico y Minero*, 121(4), 373-386.
- Roth, S. (1888). Beobachtungen über Entstehung und Alter der Pampas-Formation in Argentinien. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 40, 375–464.
- Roth, S. (1920). Investigaciones geológicas en la llanura pampeana. *Revista del Museo de La Plata*, 25, 4–12.
- Rubel, F., & Kottek, M. (2010). Observed and projected climate shifts 1901–2100 depicted by world maps of the Köppen-Geiger climate classification. *Meteorologische Zeitschrift*, 19(2), 135–141. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2010/0430>
- Sala, J. M. (1975). Recursos hídricos (especial mención de las aguas subterráneas). En *Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires* (pp. 103–138). IV Congreso Geológico Argentino. La Plata: Academia Nacional de Ciencias.

- Sala, J. M., & Auge, M. P. (1969). Algunos caracteres geohidrológicos del noreste de la provincia de Buenos Aires. *Anales IV Jornadas Geológicas Argentinas*, 1, 1–9.
- Sala, J. M., & Auge, M. P. (1972). Características geohidrológicas del noreste de la provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicionales de Mar del Plata*, 1, 8–37.
- Sala, J. M., González, N., & Kruse, E. (1983). Generalización hidrológica de la Provincia de Buenos Aires. *Coloquio Internacional sobre Hidrología de Grandes Llanuras*, Olavarría, Argentina.
- Sala, J. M., Kruse, E., & Aguglino, R. (1987). Investigación hidrológica de la Cuenca del Arroyo Azul, Provincia de Buenos Aires. Informe 37, Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.
- Salio, P., Nicolini, M., & Zipser, E. J. (2007). Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Monthly Weather Review*, 135(4), 1290–1309.
- Santa Cruz, J. N., & Silva Busso, A. (1999). Escenario hidrogeológico general de los principales acuíferos de la Llanura Pampeana y Mesopotamia Septentrional Argentina. II Congreso Argentino de Hidrogeología y IV Seminario Hispano Argentino sobre Temas Actuales en Hidrología Subterránea, Tucumán, Argentina, *Actas*, 1, 461–473.
- Sarmiento, J. L. (1983). A simulation of bomb tritium entry into the Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 13(10), 1924–1939. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<1924:ASOBTE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<1924:ASOBTE>2.0.CO;2)
- Savage, D. E. (1962). Cenozoic geochronology of the fossil mammals of the western hemisphere. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*, 8(4), 53–67.
- Sayago, J. M. (1995). The Argentine neotropical loess: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 14(7-8), 755–766. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00050-X](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00050-X)
- Schlosser, P., Stute, M., Dörr, H., Sonntag, C., & Münnich, K. O. (1988). Tritium/³He dating of shallow groundwater. *Earth and Planetary Science Letters*, 89(3–4), 353–362. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90122-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90122-7)
- Schlosser, P., Stute, M., Sonntag, C., & Münnich, K. O. (1989). Tritiogenic ³He in shallow groundwater. *Earth and Planetary Science Letters*, 94(3–4), 245–256.

Schulz, C. J., Fernández, A., Loyola, N., & Hurtado, N. (2024). Estudio, planificación y explotación del agua subterránea. Una trilogía utópica en la República Argentina. *Revista Argentina de Hidrogeología*, 3, 97-107.

SEGEMAR. (1948). Diez años de perforaciones - 1926-1935. Recuperado de <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/2883?locale-attribute=en>

Shanton, A., & Matalón, P. (2009). Gestión del agua para uso ganadero en regiones áridas. Aportes de la hidrogeología al conocimiento de los recursos hídricos (Tomo 1, pp. 763-768). En E. Mariño & C. Schulz (Eds.), AIH Grupo Argentino-Amerindia. Buenos Aires-Santa Rosa, La Pampa, Argentina.

Shapiro, S. S., & Wilk, M. B. (1965). An analysis of variance test for normality (complete samples). *Biometrika*, 52(3/4), 591-611. <https://doi.org/10.2307/2333709>

Silva Busso, A., Suero, E., & Santa Cruz, J. (2004). Metodología cartográfica de la Hoja Hidrogeológica Digital N°14 Río Quequén, Buenos Aires, Argentina. Congreso Nacional de Cartografía, Buenos Aires, Proceedings on CD. Centro Nacional de Cartografía.

Silva Busso, A., & Santa Cruz, J. (2005). Distribución de elementos traza en las aguas subterráneas del Partido de Escobar, Buenos Aires, Argentina. *Ecología Austral*, 15(1), 31-47. http://www.scielo.org.ar/scielo.php?pid=S1667-782X2005000100005&script=sci_arttext

Silva Busso, A., & Amato, S. D. (2012). Aspectos hidrogeológicos de la región periserrana de Tandilia (Buenos Aires, Argentina). *Boletín Geológico y Minero*, 123(1), 27-40.

Silva Busso, A., & Cota, S. (2021). Groundwater age dating using single and time-series data of environmental tritium in the Moeda Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 107, 103009.

Singh, B., & Chen, J. (2014). Nuclear data sheets for A = 85. *Nuclear Data Sheets*, 120, 1-162.

Smethie, W. M., Jr., Solomon, D. K., Schiff, S. L., & Mathieu, G. G. (1992). Tracing groundwater flow in the Borden aquifer using krypton-85. *Journal of Hydrology*, 130(1-4), 279-297.

Solana, M.X. (2020). Aplicación de técnicas geofísicas, hidrogeoquímicas e isotópicas en la caracterización hidrogeológica de ambientes de llanura. [Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales].

Solomon, D. K., Hunt, A., & Poreda, R. J. (1996). Source of radiogenic helium 4 in shallow aquifers: Implications for dating young groundwater. *Water Resources Research*, 32(6), 1805-1813.

- Solomon, D. K. (2000). He-4 in groundwater. In P. G. Cook & A. L. Herczeg (Eds.), *Environmental tracers in subsurface hydrology* (pp. 425–439). Springer.
- Solomon, D. K., & Cook, P. G. (2000). ^3H and ^3He . In P. G. Cook, & A. L. Herczeg (Eds.), *Environmental tracers in subsurface hydrology* (pp. 397–424). Springer.
- Solomon, D. K., Cook, P. G., & Plummer, L. N. (2006). Models of groundwater ages and residence times. In International Atomic Energy Agency (Ed.), *Use of chlorofluorocarbons in hydrology: A guidebook* (pp. 73–88). International Atomic Energy Agency.
- Solomon, D. K., Cole, E., & Leising, J. F. (2011). Excess air during aquifer storage and recovery in an arid basin (Las Vegas Valley, USA). *Hydrogeology Journal*, 19(1), 187–194. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0659-0>
- Solomon, D. K., & Gilmore, T. E. (2024). Age dating young groundwater: How to determine groundwater age from environmental tracer data. The Groundwater Project. <https://doi.org/10.21083/LIU2727>
- Song, X. F., Liu, J. R., Sun, X. M., Yuan, G. F., Liu, X., Wang, S. Q., & Hou, S. B. (2007). Establishment of Chinese network of isotopes in precipitation (CHNIP) based on CERN. *Advances in Earth Science*, 22(7), 738–747.
- Stappenbeck, R. (1926). *Geologie und Grundwasserkunde der Pampa*. Stuttgart: Schweizerbart.
- Starr, F. W., Nielsen, J. K., & Stanley, H. E. (1999). Fast and slow dynamics of hydrogen bonds in liquid water. *Physical Review Letters*, 82(11), 2294–2297. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.82.2294>
- Strack, O. D. (1984). Three-dimensional streamlines in Dupuit-Forchheimer models. *Water Resources Research*, 20(7), 812–822.
- Stiff, H. A. (1951). The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. *Journal of Petroleum Technology*, 3(10), 15–17. <https://doi.org/10.2118/951376-G>
- Suckow, A. (2012). Lumpy – an interactive lumped parameter modeling code based on MS access and MS excel., EGU 12. European Geosciences Union, Vienna.
- Suckow, A. (2014). The age of groundwater—Definitions, models and why we do not need this term. *Applied Geochemistry*, 50, 222–230. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2014.04.016>
- Suckow, A., Raiber, M., Deslandes, A., & Gerber, C. (2018). Constraining conceptual groundwater models for the Hutton and Precipice aquifers in the Surat Basin through tracer data: Final

Report. CSIRO. <https://gisera.csiro.au/wp-content/uploads/2018/03/Water-6-Milestone-2-Report-1.pdf>

Tapia, A. (1937). Las cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas. Historia geológica de la región de La Brava en relación con la existencia del hombre prehistórico. Dirección de Minería y Geología, Boletín 43, 12 p, Buenos Aires.

Tadros, C. V., Hughes, C. E., Crawford, J., Hollins, S. E., & Chisari, R. (2014). Tritium in Australian precipitation: A 50-year record. *Journal of Hydrology*, 513, 262–273.

Tonni, E. P., Pasquali, R. C., & Laza, J. H. (2008). Auguste Bravard y su contribución al desarrollo de las Ciencias de la Tierra en la Argentina. En F. G. Aceñolaza (Ed.), *Los geólogos y la geología en la historia argentina* (pp. 63–69). INSUGEO.

Teruggi, M. E. (1957). The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(3), 322–332.

Teruggi, M. E., Andreis, R. R., Mazzoni, M. M., Dalla Salda, L. H., & Spalletti, L. A. (1974). Nuevos criterios para la estratigrafía del Cuaternario de las barrancas de Mar del Plata-Miramar. *Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicionales de Mar del Plata*, 1(4), 1–24.

Teruggi, M.E., Etchichuri, M.C., & Remiro, J.R. (1957). Estudio sedimentológico de los terrenos de las barrancas entre Mar del Plata y Miramar. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales “Bernardino Rivadavia”* 4: 167-250.

Teruggi, M.E. & Kilmurray, J.O. (1975). Tandilia. En: *Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires*, VI Congreso Geológico Argentino: 55-77. Buenos Aires.

Terzer-Wassmuth, S., Araguás-Araguás, L. J., Copia, L., & Wassenaar, L. I. (2022). High spatial resolution prediction of tritium (^3H) in contemporary global precipitation. *Scientific Reports*, 12(1), 10271. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-14227-5>

Tong, A. L., Gu, J. Q., Yang, G. M., Hu, S. M., Jiang, W., Lu, Z. T., & Ritterbusch, F. (2021). An atom trap system for ^{39}Ar dating with improved precision. *Review of Scientific Instruments*, 92(6), 063204.

Tonni, E. P. (2011). Ameghino y la estratigrafía pampeana un siglo después. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina*, 12.

Torgersen, T. (1980). Controls on pore-fluid concentration of ^4He and ^{222}Rn and the calculation of $^4\text{He}/^{222}\text{Rn}$ ages. *Journal of Geochemical Exploration*, 13(1), 57-75.

- Torgersen, T., & Stute, M. (2013). Helium (and other noble gases) as a tool for understanding long timescale groundwater transport. In International Atomic Energy Agency (Ed.), *Isotope methods for dating old groundwater* (pp. 179–216). International Atomic Energy Agency.
- Torgersen, T., Purtschert, R., Phillips, F. M., Plummer, L. N., Sanford, W., & Suckow, A. (2013). Defining groundwater age. In International Atomic Energy Agency (Ed.), *Isotope methods for dating old groundwater* (pp. 21–32). International Atomic Energy Agency.
- Tricart, J. (1973). Geomorfología de la Pampa Deprimida. Base para los estudios edafológicos y agronómicos. INTA, Colección Científica N° 12. Buenos Aires.
- U.S. Geological Survey. (2022a). Sampling guide for SF₆ analysis. U.S. Department of the Interior. <https://water.usgs.gov/lab/sf6/sampling/>
- U.S. Geological Survey. (2022b). Sampling guide for CFC analysis. U.S. Department of the Interior. <https://water.usgs.gov/lab/chlorofluorocarbons/sampling/bottles/>
- Valdes, S. P. (2016). Características hidrogeológicas de la zona costera entre Pehuén-Co y Punta Alta, provincia de Buenos Aires [Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales].
- Varni, M. (2013). Aplicación de varias metodologías para estimar la recarga al acuífero pampeano, Argentina. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 4(3), 67–85.
- Varni, M., & Carrera, J. (1998). Simulation of groundwater age distributions. *Water Resources Research*, 34(12), 3271–3281. <https://doi.org/10.1029/98WR02536>
- Varni, M., & Usunoff, E. (1999). Simulación del flujo de agua subterránea a escala regional en la cuenca del arroyo del Azul, provincia de Buenos Aires. *Actas de las Terceras Jornadas Geológicas Bonaerenses*, 189–194.
- Viglianchino, L. E., Grondona, S. I., Bedmar, F., Angelini, H. P., & Massone, H. E. (2023). El mapa de vulnerabilidad del acuífero como instrumento de prevención de la contaminación del agua en áreas agrícolas. La cuenca del Arroyo de los Padres (Partido de General Pueyrredón, provincia de Buenos Aires, Argentina). *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente*, (50), e011. <https://doi.org/10.59069/24225703e011>
- Violante, R. A., & Parker, G. (1992). Estratigrafía y rasgos evolutivos del Pleistoceno medio a superior-Holoceno en la llanura costera de la región de Faro Querandí (Provincia de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(2), 215–228.

- Visser, A., Broers, H. P., Purtschert, R., Sültenfuß, J., & de Jonge, M. (2013). Groundwater age distributions at a public drinking water supply well field derived from multiple age tracers (^{85}Kr , $^3\text{H}/^3\text{He}$, and ^{39}Ar). *Water Resources Research*, 49(11), 7778–7796. <https://doi.org/10.1002/2013WR014012>
- Vital, M. (2018). Cinética de los procesos reactivos en el Acuífero Pampeano [Tesis doctoral, Universidad Nacional de Mar del Plata, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales].
- Vital, M., Martínez, D. E., Grondona, S. I., Quiroz-Londoño, M. O., Donna, F., & Morvan, G. (2020). Geological basement control on ^{222}Rn accumulation as an input function for hydrogeological systems on a loess aquifer, Argentina. *Catena*, 194, 104692.
- Vives, L., Rodríguez, L., Manzano, M., Mira, A., Araguás-Araguás, L., Ortega, L., Heredia, J., & Matsumoto, T. (2020). Using isotope data to characterize and date groundwater in the southern sector of the Guaraní Aquifer System. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 56(5–6), 533–550. <https://doi.org/10.1080/10256016.2020.1810684>
- Vogel, J. C. (1967). Investigation of groundwater flow with radiocarbon. In International Atomic Energy Agency (Ed.), *Isotopes in hydrology* (pp. 355–369). International Atomic Energy Agency.
- Vogel, J.C., Lerman, J.C., Mook, W.G., & Roberts, F.B. (1972). Natural isotopes in the groundwater of the tulúm valley, san juan, Argentina. *Hydrol. Sci. Bull.* 17 (1), 85–96. <https://doi.org/10.1080/02626667209493805>
- Weiss, W., & Roether, W. (1980). The rates of tritium input to the world ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 49(2), 435–446.
- Wilson, R. D., & Mackay, D. M. (1996). SF_6 as a conservative tracer in saturated media with high intragranular porosity or high organic carbon content. *Groundwater*, 34(2), 241–249.
- Wright, F. E., & Fenner, C. N. (1912). Petrographic study of the specimens of loess, tierracocida and scoria collected by the Hrdlicka-Willis expedition. In A. Hrdlička (Ed.), *Early Man in South America* (pp. 209–221). Smithsonian Institution, Bureau of American Ethnology, Bulletin 52. Washington, DC: Government Printing Office.
- Yang, G. M., Cheng, C. F., Jiang, W., Lu, Z. T., Purtschert, R., Sun, Y. R., Tu, L. Y., & Hu, S. M. (2013). Analysis of ^{85}Kr : A comparison at the 10-14 level using micro-liter samples. *Scientific Reports*, 3, 1996.

Yrigoyen, M. (1975). Geología de la provincia de Buenos Aires. Relatorio del 6º Congreso Geológico Argentino. Científicas Argentinas. Buenos Aires.

Yrigoyen, M. (1993). Morfología y geología de la ciudad de Buenos Aires. Evaluación e incidencia geotécnica. Actas de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería, Buenos Aires, VII, 7-38.

Zalasiewicz, J., Waters, C. N., Summerhayes, C. P., Wolfe, A. P., Barnosky, A. D., Cearreta, A., & Williams, M. (2017). The Working Group on the Anthropocene: Summary of evidence and interim recommendations. *Anthropocene*, 19, 55–60.
<https://doi.org/10.1016/j.ancene.2017.09.001>

Zárate, M.A. (1989). Estratigrafía y geología del Cenozoico tardío aflorante en los acantilados marinos comprendidos entre Playa San Carlos y el arroyo Chapadmalal, partido de General Pueyrredón, provincia de Buenos Aires. [Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 221 pp].

Zárate, M. A. (2003). Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews*, 22(18–19), 1987–2006. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00165-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00165-3)

Zárate, M. (2005). El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. En de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.) Relatorio de la Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires, 16º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 4: 139-158, La Plata.

Zárate, M., & Blasi, A. (1993). Late Pleistocene–Holocene eolian deposits of the southern Buenos Aires Province, Argentina: A preliminary model. *Quaternary International*, 17, 15–20.

Zhai, Y., Wang, J., Guo, H., Cao, Y., & Teng, Y. (2013). Reconstruction and optimization of tritium time series in precipitation of Beijing, China. *Radiocarbon*, 55(1), 67–79.
<https://doi.org/10.1017/S0033822200047810>

Zhang, Y., Ye, S., & Wu, J. (2011). A modified global model for predicting the tritium distribution in precipitation, 1960–2005. *Hydrological Processes*, 25(15), 2379–2392.
<https://doi.org/10.1002/hyp.8001>

Zuber, A. (1986). On the interpretation of tracer data in variable flow systems. *Journal of Hydrology*, 86(1–2), 45–57. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90005-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90005-3)

Zuber, A., & Maloszewski, P. (2002). Lumped-parameter models. In International Atomic Energy Agency (Ed.), *Environmental isotopes in the hydrological cycle: Principles and applications* (Vol. 6, pp. 5–35). International Atomic Energy Agency.

Zuo, R., Teng, Y., Wang, J., Hu, Q., & Guo, M. (2011). Experimental validation of retardation of tritium migration in the Chinese loess media. *Water, Air, & Soil Pollution*, 215(1–4), 497–506.
<https://doi.org/10.1007/s11270-010-0494-x>

ANEXO

En esta sección se presentan perfiles sedimentológicos e hidrogeológicos de perforaciones realizadas en el área de estudio. Los tres primeros corresponden a perforaciones de exploración hidrogeológica efectuadas en 1935 y 1936 por la ex Dirección Nacional de Geología y Minería, en las proximidades de la Laguna La Brava ([Figura 2.2](#)). Estos informes incluyen descripciones sedimentológicas detalladas, producto del prolongado trabajo que requería la perforación de pozos en aquella época. En dichas descripciones se observa que las variaciones sedimentológicas en profundidad son lo suficientemente marcadas como para permitir a los perforistas reconocer capas acuíferas aisladas.

A continuación, se presentan descripciones más recientes, aunque menos detalladas, de perforaciones realizadas en el área. La primera corresponde a los piezómetros de Malacara, utilizados en esta Tesis para el estudio de trazadores ambientales y perforados en el año 2012. Las siguientes pertenecen a perforaciones ubicadas muy cerca de otros piezómetros también empleados en esta Tesis: San Manuel, Lobería y UNMdP.

MINISTERIO DE AGRICULTURA
DIRECCION DE MINAS Y GEOLOGIA
SERVICIO HIDROGEOLOGICO

Expediente 91436-35

Obra N° 785

Nombre de la Máquina perforadora "JACQUES"

Sistema de rotación

Perforación N° 2 en La Brava

Capacidad perforante 120 metros

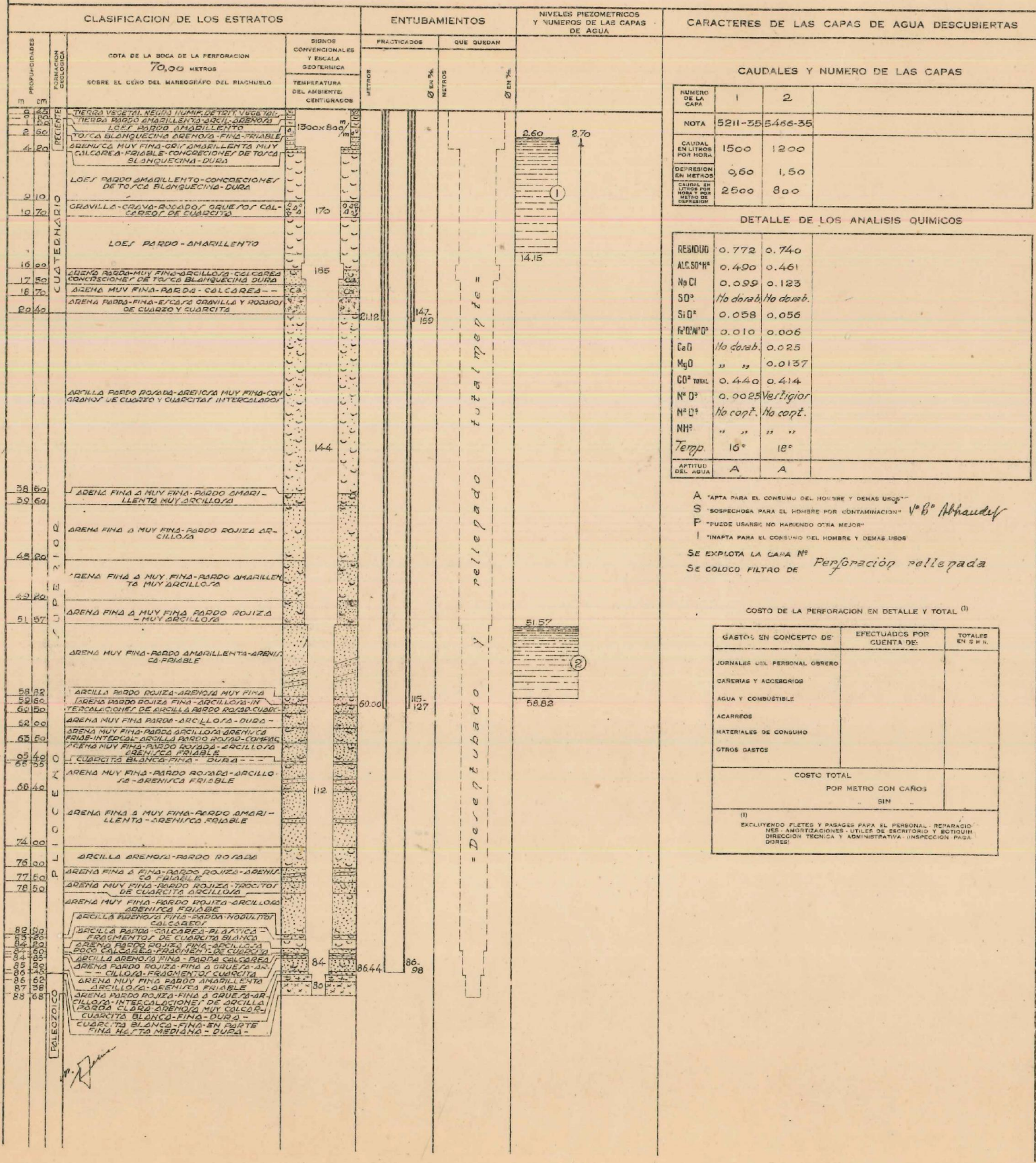


Figura A.2. Perforación La Brava N°2 (1935). Profundidad: 89 m. Ubicación: 37°54'14"S; 57°59'39"O.

Perforación N° 1 en Haras Ojo de Agua

Capacidad perforante 120 y 300 metros

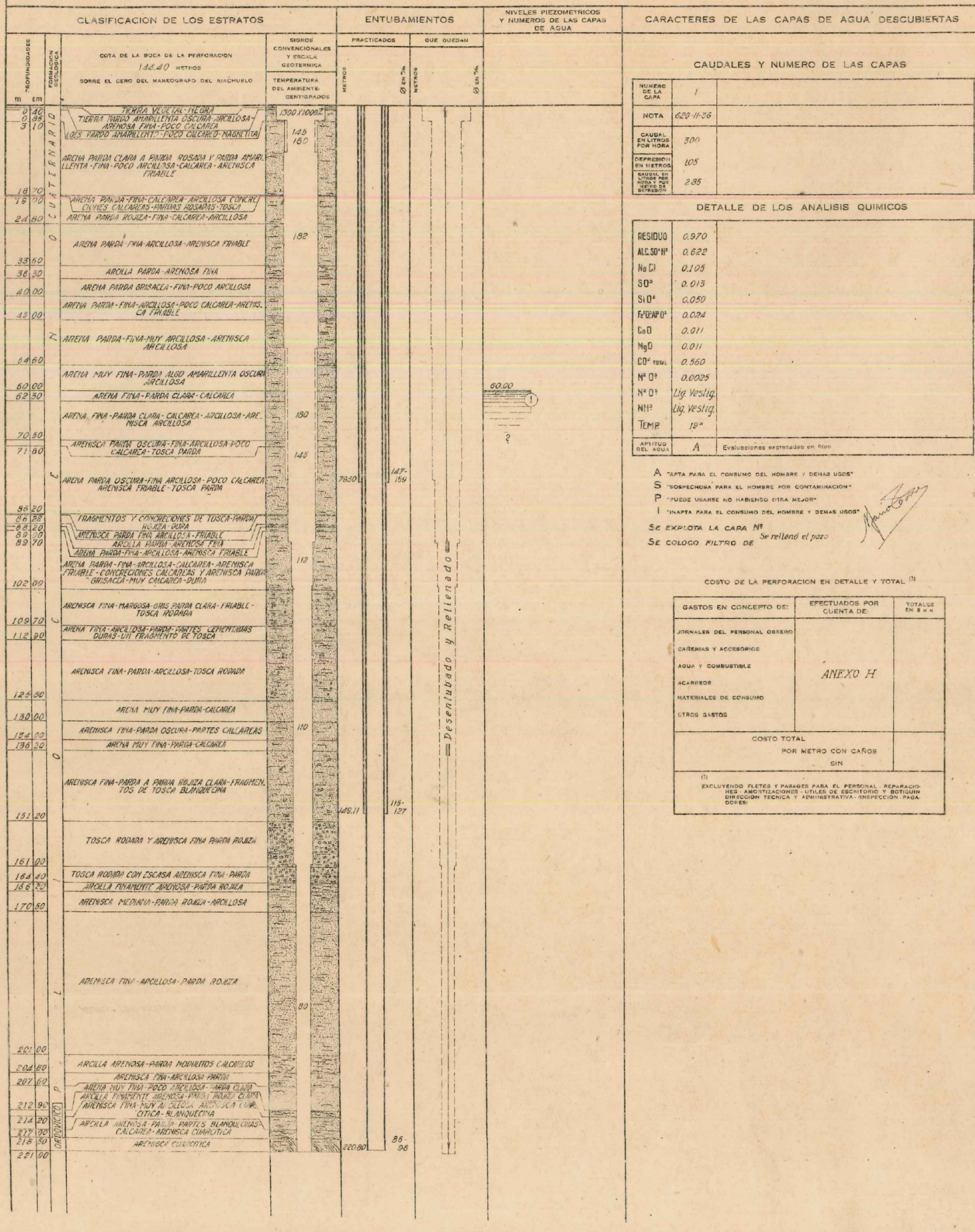


Figura A.3. Perforación Haras Ojos de Agua (1935-1936). Profundidad: 221 m. Ubicación: 37°58'45"S; 58° 0'56"O.

Tabla A.1. Perfil sedimentológico de perforación realizada en San Manuel (pozo G166, no utilizado en la medición de trazadores de esta Tesis). Profundidad: 41,5 m. Ubicación: 37°47'25"S; 58°51'8"O. Descripción realizada por Jorge Álvarez.

Profundidad techo (m bbp)	Profundidad base (m bbp)	Descripción
0	1	Limo arenoso, castaño y friable
1	3	Arena fina algo limosa, castaños y oscuros
3	5	Limo algo arcilloso
5	6	Plancha de tosca calcárea dura y compacta
6	9	Alternan arcillas limosas y bancos de tosca
9	10	Arena fina, amarilla castaño, algo friable
10	12	Alternan limos y limos arcillosos
12	18	Arena fina, algo friable
18	20	Alternan arcillas limosas y bancos de tosca
20	22	Plancha de tosca calcárea dura y compacta
22	24	Arena fina y media, friable
24	26	Arena fina, friable
26	28	Alternan arcillas limosas y bancos de tosca.
28	30	Arena fina y media friable.
30	32	Limo arenoso, intercala tosca fina.
32	33	Arena fina, friable
33	37	Roca granítica muy alterada
37	41	Roca granítica poco alterada
41	41,5	Roca granítica

Figura A.4. Imagen de muestras del Loess Pampeano para un tramo de 11 metros de la perforación intermedia de San Manuel (G195) utilizada en esta Tesis. Los recuadros indican los metros bajo la superficie del terreno para cada muestra.



Tabla A.2. Perfil sedimentológico de perforación realizada en Lobería (pozo G116, no utilizado en la medición de trazadores de esta Tesis). Profundidad: 100 m. Ubicación: 38° 9'18"S; 58°47'36"O. Datos suministrados por el GASUNMDP.

Profundidad base (m bbp)	Profundidad techo (m bbp)	Descripción
0	2	Arena limosa (70%-30%). La fracción arena esta constituida por 60% de arena muy fina, 20% de arena fina, 10% de arena media, y 10% de arena gruesa. La fracción limosa contiene buena cantidad de tosca diseminada. Se observan fragmentos de litoclastos.
2	6	Arena limosa (80%-20%). La fracción arena esta constituida por 50% de arena muy fina, 20% de arena fina, 10% de arena media, 10 % de arena gruesa y 10% de arena muy gruesa. La fracción limosa contiene buena cantidad de tosca diseminada.
6	14	Arena limosa (80%-20%). La fracción arena esta constituida por 40% de arena muy fina, 30% de arena fina, 20% de arena media, 5 % de arena gruesa y 5 % de arena muy gruesa. La fracción limosa contiene buena cantidad de tosca diseminada.
14	24	Arena limosa (80%-20%). La fracción arena esta constituida por 60% de arena muy fina, 10% de arena fina, 20% de arena media, 5 % de arena gruesa y 5 % de arena muy gruesa. La fracción limosa contiene buena cantidad de tosca diseminada.
24	26	Arena limosa (60%-40%). La fracción arena esta constituida por 70% de arena muy fina, 20% de arena fina, 5% de arena media, el restante se distribuye entre arena gruesa y muy gruesa. La fracción limosa contiene buena cantidad de tosca diseminada.
26	28	Arena limosa (60%-40%). La fracción arena esta constituida por 40% de arena muy fina, 40% de arena fina, 10% de arena media, el restante se distribuye entre arena gruesa y muy gruesa en proporciones similares.
28	32	Arena limosa (80%-20%). La fracción arena esta constituida por 50% de arena muy fina, 30% de arena fina, 10% de arena media, el 10% restante se distribuye entre arena gruesa y muy gruesa en proporciones similares.
32	34	Muestra muy arcillosa. Arena Limosa (70%-30%). La fracción arena esta constituida por 70% de arena muy fina, 15% de arena fina, 10% de arena media, el 5% restante se distribuye entre arena gruesa y muy gruesa en proporciones similares.
34	38	Arena limosa (80%-20%). La fracción arena esta constituida por 50% de arena muy fina, 20% de arena fina, 25% de arena media, el 5% restante se distribuye entre arena gruesa y muy gruesa en proporciones similares.
38	40	Arena limosa (60%-40%). La fracción arena esta constituida por 40% de arena muy fina, 40% de arena fina, 10% de arena media, el 10% restante se distribuye entre arena gruesa y muy gruesa en proporciones similares.
40	46	Arena limosa (60%-40%). La fracción arena esta constituida por 40% de arena muy fina, 40% de arena fina, 15% de arena media, el 5 % restante se distribuye entre arena gruesa y muy gruesa en proporciones similares.
46	48	Arena limosa (60%-40%). La fracción arena esta constituida por 30% de arena muy fina, 50% de arena fina, 10% de arena media, el 10% restante se distribuye entre arena gruesa y muy gruesa en proporciones similares.
48	52	Muestra muy arcillosa. Arena Limosa (55%-45%). La fracción arena esta constituida por 60% de arena muy fina, 20% de arena fina, 15% de arena media, el 5% restante se distribuye entre arena gruesa y muy gruesa en proporciones similares.
52	54	Limo arenoso (70%-30%). La fracción arena esta constituida por 50% de arena muy fina, 30% de arena fina, 10% de arena media, el 10% restante se distribuye entre arena gruesa y muy gruesa en proporciones similares.
54	56	Arena limosa (60%-40%). La fracción arena esta constituida por 40% de arena muy fina, 30% de arena fina, 20% de arena media, el 10% restante se distribuye entre arena gruesa y muy gruesa en proporciones similares.

Profundidad base (m bbp)	Profundidad techo (m bbp)	Descripción
56	66	Muestra muy arcillosa. Arena limosa (70%-30%). La fracción arena esta constituida por 20% de arena muy fina, 20% de arena fina, 30% de arena media, 20% de arena gruesa y 10% de arena muy gruesa. La fracción limosa no contiene tosca diseminada.
66	68	Muestra muy arcillosa. Arena limosa (70%-30%). La fracción arena esta constituida por 60% de arena muy fina, 20% de arena fina, 10% de arena media, El 10% restante está compuesto por fracción de arena gruesa y muy gruesa en proporciones similares.
68	82	Muestra muy arcillosa. Arena limosa (80%-20%). La fracción arena esta constituida por 60% de arena muy fina, 20% de arena fina, 15% de arena media, El 5% restante está compuesto por fracción de arena gruesa y muy gruesa en proporciones similares.
82	86	Muestra muy arcillosa. Arena limosa (55%-45%). La fracción arena esta constituida por 50% de arena muy fina, 30% de arena fina, 15% de arena media, El 5% restante está compuesto por fracción de arena gruesa y muy gruesa en proporciones similares.
86	100	Muestra muy arcillosa. Arena limosa (80%-20%). La fracción arena esta constituida por 60% de arena muy fina, 25% de arena fina, 10% de arena media, el 5% restante está compuesto por fracción de arena gruesa y muy gruesa en proporciones similares.

Tabla A.3. Perfil sedimentológico de perforación realizada en Mar del Plata (pozo G1527, no utilizado en la medición de trazadores de esta Tesis). Profundidad: 102 m. Ubicación: 38° 0'18"S; 57°34'11"O. Datos suministrados por OSSE.

Profundidad base (m bbp)	Profundidad techo (m bbp)	Descripción
0	2	Arena fina a muy fina, friable, arcillosa, en parte cementada, con nodulitos calcareos intercalados. color pardo rojiza que se tornan más grisacea hacia la base
2	3	Arcilla amarillenta a verdosa, con manchas limoniticas en parte calcareas
3	4	Restos de planorbis y littoridinas
4	5	Idem anterior con escasa arena fina
5	6	Sedimento limo arenoso arcilloso, grisaceo azulada, calcareo con manchas de mn, en parte nodulitos calcareos, hacia la base se torna mas pardo rojizo
6	7	Arenisca fina con cemento calcareo, grisacea con vetas limoniticas hacia la base laminillas de micas y magnetita
7	8	Arena fina a muy fina, friable, arcillosa, en parte cementada, con nodulitos calcareos intercalados. color pardo rojiza que se tornan más grisacea hacia la base
8	9	Arenisca fina con cemento calcareo, grisacea con vetas limoniticas hacia la base laminillas de micas y magnetita
9	10	Limo arenoso fino, pardo rojizo claro, arcilloso, con niveles de nodulitos calcareos intercalados
10	11	Arcilla pardo rojiza clara con nodulitos de tosca intercalados hacia la base se hace escasamente arenosa fina
11	13	Limo arenoso fino pardo rojizo claro arcilloso, nodulitos calcareos intercalados
13	14	Arcilla algo estratificada, pardo rojiza, manchas de mn, fragmentosa con intercalaciones calcareas
14	18	Limo arenoso fino pardo rojizo claro arcilloso, nodulitos calcareos intercalados

Profundidad base (m bbp)	Profundidad techo (m bbp)	Descripción
20	21	Limo arenoso fino pardo rojizo claro arcilloso, nodulitos calcareos intercalados
21	23	Sedimento calcareo blanquecino arenoso, pardo rojizo
23	26	Arena fina pardo rojiza arcillosa con nodulitos calcareos
26	27	Arcilla parda rojiza clara, vetas de mn, fragmentosa, escasa arena fina hacia la base aparecen nodulitos calcareos blanquecinos
27	29	Arena fina a muy fina, arcillosa, en parte limosa, pardo rojiza clara con intercalaciones de tosquilla y algunos niveles con manchas de mn
29	30	Arena fina a muy fina, friable, arcillosa, en parte cementada, con nodulitos calcareos intercalados. color pardo rojiza que se tornan más grisacea hacia la base
30	31	Arena fina a muy fina, arcillosa, en parte limosa, pardo rojiza clara con intercalaciones de tosquilla y algunos niveles con manchas de Mn
31	33	Arena fina a muy fina, friable, arcillosa, en parte cementada, con nodulitos calcareos intercalados. color pardo rojiza que se tornan más grisacea hacia la base
33	34	Arena fina a muy fina, arcillosa, en parte limosa, pardo rojiza clara con intercalaciones de tosquilla y algunos niveles con manchas de mn
34	39	Arena fina a muy fina, friable, arcillosa, en parte cementada, con nodulitos calcareos intercalados. color pardo rojiza que se tornan más grisacea hacia la base
39	40	Arena fina a muy fina, arcillosa, en parte limosa, pardo rojiza clara con intercalaciones de tosquilla y algunos niveles con manchas de mn
40	50	Sedimento friable, pardo rojizo claro, arenoso, con intercalaciones de calcareos. algs niveles con escasa arcilla
50	60	Restos de planorbis a unos 5 mbnt
60	64	Sedimento friable, pardo rojizo claro, arenoso, con intercalaciones de calcareos. algs niveles con escasa arcilla
64	70	Restos de planorbis a unos 5 mbnt
70	80	Sedimento friable, pardo rojizo claro, arenoso, con intercalaciones de calcareos. algs niveles con escasa arcilla
80	85	Arena fina a muy fina, rojiza clara, arcillosa, en parte algo calcarea y con intercalaciones de tosquilla
85	90	Restos de planorbis a unos 5 mbnt
90	102	Arena fina a muy fina, rojiza clara, arcillosa, en parte algo calcarea y con intercalaciones de tosquilla

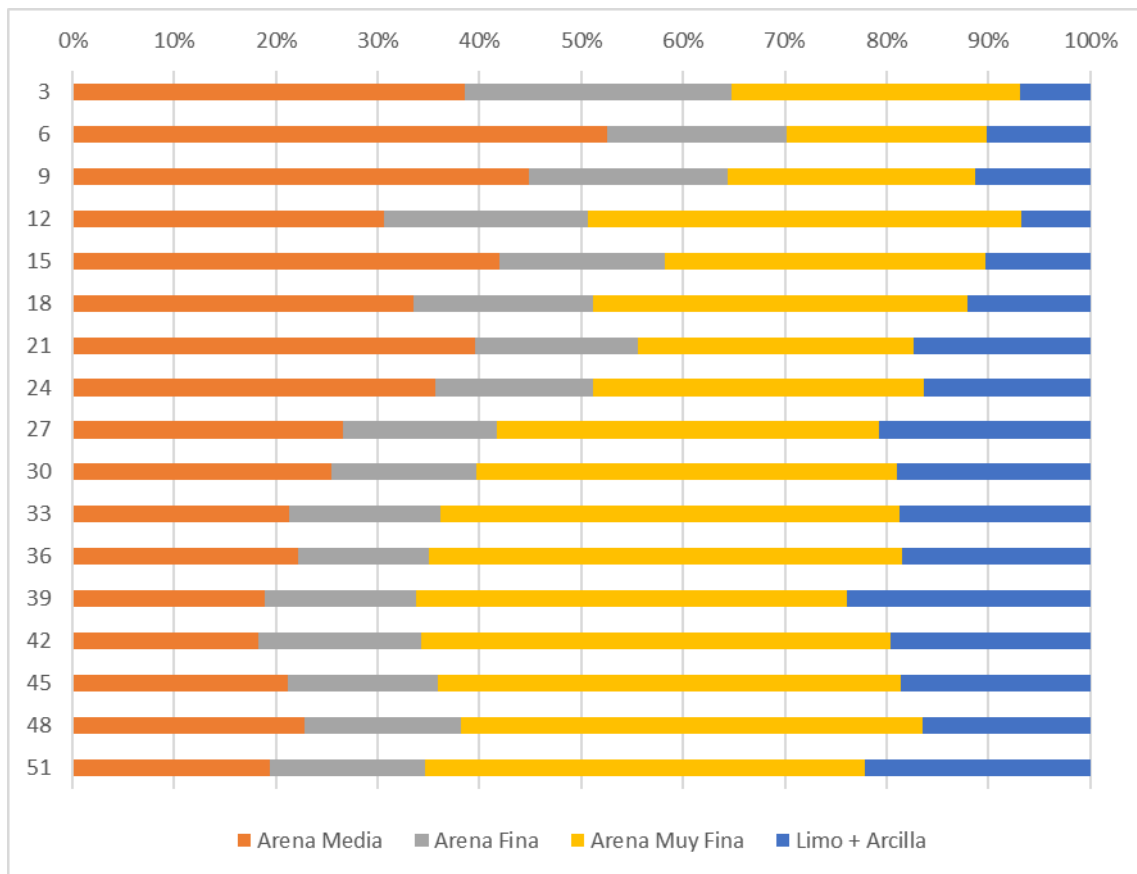


Tabla A.5. Distribución porcentual de granulometrías en función de la profundidad (m bpb) para el pozo profundo de Malacara utilizado en esta Tesis (G725). Profundidad a: 51 m. Ubicación: 38°18'58"S; 58°22'59"O. Datos suministrados por Leandro Bertolin, obtenidos mediante tamizado de ripio de perforación con norma ASTM.