

ISSN EN LÍNEA 1852-7744

VOLUMEN 44 (2)2022



Buenos Aires, Argentina
www.aagg.org.ar



Publicación de la Asociación Argentina
de Geofísicos y Geodestas

VOL. 44 (2) 2022

Trabajos de investigación

COMPARACIÓN DE METODOLOGÍAS DE PROCESAMIENTO DE SEÑALES DE RUIDO SÍSMICO PARA DATOS REGISTRADOS EN LA REGIÓN DE LAS CUENCAS PARANÁ, CHACO-PARANÁ Y PANTANAL

1

Melina Lunansky; María Laura Rosa; Martin Schimmel

CÁLCULO DE RESERVAS HÍDRICAS SUBTERRÁNEAS EN EL CORDÓN DE DUNAS SEPTENTRIONAL DEL PARTIDO DE VILLARINO A PARTIR DE TOMOGRAFÍAS DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

17

Matías Rey; Andrés G. Ruffo; Juan Manuel Giorgi; E. René Albouy; Lucia Carrica; Nerea Bastianelli

EVALUACIÓN DE UNA LÍNEA BASE DE 5 PILARES PARA CALIBRACIÓN DE EQUIPOS MED

36

José Romano; Pablo Paús

ESTUDIO GEOELÉCTRICO EN LA LOCALIDAD DE NOGOLÍ: UN APORTE A LA COMPRENSIÓN DE LA ESTRUCTURA E HIDROGEOLOGÍA EN EL PIEDEMONTES OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE SAN LUIS

57

Martín Nadalez; Juan Perón; Jael Aranda; Augusto Morosini

COMPARACIÓN DE METODOLOGÍAS DE PROCESAMIENTO DE SEÑALES DE RUIDO SÍSMICO PARA DATOS REGISTRADOS EN LA REGIÓN DE LAS CUENCAS PARANÁ, CHACO-PARANÁ Y PANTANAL

Melina Lunansky^{1,2}, María Laura Rosa², Martin Schimmel³

¹ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

² Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas - Universidad Nacional de La Plata

³ Instituto de Ciencias de la Tierra Jaime Almera - CSIC

mlunansky@fcaglp.unlp.edu.ar

RESUMEN

La extracción de la función de Green a partir de la correlación cruzada de datos de ruido sísmico entre pares de estaciones debe su éxito a que las ondas son registradas en ambas estaciones sin la necesidad de ocurrencia de un terremoto. El stack de las correlaciones cruzadas sobre largos lapsos de tiempo mejora las formas de onda y contribuye a disminuir las dificultades generadas por la distribución irregular de fuentes de ruido. En este trabajo comparamos dos metodologías de cálculo de correlación cruzada, la Correlación Cruzada Geométricamente Normalizada y la Correlación Cruzada de Fase, y dos metodologías de cálculo de stack, el Stack Lineal y el Stack Pesado por la Fase, utilizando datos de ruido sísmico registrados en la región de las cuencas Paraná, Chaco-Paraná y Pantanal, en Sudamérica. El análisis de la similitud en función de la cantidad de días sumados en el stack, permite definir ciertos parámetros del preprocesamiento, como las frecuencias de corte del filtro pasabanda y la longitud de los registros. A partir de dicho análisis, hemos determinado que la Correlación Cruzada de Fase resulta ser la mejor opción para los datos utilizados, siendo un año de datos suficiente para obtener la estabilidad adecuada en los resultados. En cuanto a la comparación en las metodologías de stack, los resultados alcanzados son similares en ambas.

Palabras clave: RUIDO SÍSMICO - CORRELACIÓN CRUZADA - STACK - SIMILITUD - ESTRUCTURA SÍSMICA

ABSTRACT

The extraction of the Green's function from the cross-correlation of seismic noise data between pairs of stations is achieved because seismic noise is recorded at both stations, without the need for an earthquake to occur. The stacking of cross-correlations over a long period of time improves the waveforms and contributes to reduce the difficulties generated by the irregular distribution of noise sources. In this study we compare two methodologies for the cross-correlation determination, the Geometrically Normalized Cross-Correlation and the Phase Cross-Correlation, and two different procedures of stacking, the Linear Stack and the Phase-Weighted

Stack, applied to seismic noise data recorded in the region of the Paraná, Chaco-Paraná and Pantanal basins, in South America. The analysis of similarity based on the amount of days considered in the stack, allows us to define certain parameters of the preprocessing, such as the cut-off frequencies of the bandpass filter and the length of the records. Based on this analysis, we have concluded that the Phase Cross-Correlation methodology is the best option for these data, being one year of data enough to obtain the adequate stability in the results. Both procedures of stacking have produced similar results for these data.

Key words: SEISMIC NOISE - CROSS-CORRELATION - STACK - SIMILARITY - SEISMIC STRUCTURE

INTRODUCCIÓN

El análisis de las ondas sísmicas permite estudiar la distribución de los parámetros elásticos del medio por el que viajan. Es por esto que la sismología aporta información con la mayor resolución del interior terrestre (Christensen & Mooney, 1995). En los últimos años ha habido un gran avance en las técnicas aplicadas para resolver y mapear detalles finos de la estructura sísmica de la Tierra. Hasta el año 2000 las fuentes utilizadas para determinar esa estructura eran terremotos o fuentes artificiales. Luego se introdujo el concepto de interferometría sísmica mediante el cual es posible estimar la estructura interna a través de un campo de ondas generado por ruido sísmico o por las fuentes utilizadas hasta el momento. Una de las formas de aplicar esta técnica consiste en calcular la correlación cruzada del ruido sísmico registrado entre pares de estaciones, determinando las propiedades del subsuelo, sin necesidad de la ocurrencia de un terremoto (Wapenaar, 2004).

El ruido sísmico es una fuente natural, continua, detectable en cualquier lugar de la Tierra y con un contenido de frecuencias amplio que va desde 10^{-3} Hz hasta 10^1 Hz (Bonney-Claudet et al., 2006). A partir del análisis del ruido se puede monitorear una región ininterrumpidamente, detectar las fuentes principales de ruido o realizar estudios de la estructura sísmica a diferentes escalas, con la resolución necesaria para determinar, por ejemplo, la estructura cortical superficial (Campillo & Paul, 2003; Shapiro & Campillo, 2004; Shapiro et al., 2005; Sabra et al., 2005, Rosa et al., 2016; Li et al., 2018; Schimmel et al., 2018; Lunansky, 2019; Nuñez et al., 2020; da Silva et al., 2021). En años recientes las técnicas de análisis de ruido sísmico fueron implementadas con éxito en el estudio de la corteza de otros cuerpos del Sistema Solar, como muestra el trabajo realizado con datos de Marte por Schimmel et al., (2021).

La función de Green se define como la respuesta del medio a una fuerza impulsiva y su estimación permite predecir el comportamiento del suelo frente a ciertas perturbaciones. Se ha demostrado teóricamente que si se considera una distribución espacial aleatoria de fuentes de ruido, la correlación cruzada de la señal registrada en dos estaciones converge a la función de Green del medio que existe entre ellas (Weaver, 2005; Gouédard et al., 2008). Sin embargo, esto en la práctica no sucede, ya que las fuentes de ruido presentan mayor preponderancia para algunos acimuts. Con el fin de superar estas dificultades se suman las correlaciones cruzadas sobre largos lapsos de tiempo, teniendo en cuenta la cantidad de datos disponibles. Para este trabajo se utilizó un año de datos.

Para propósitos de monitoreo o en casos en los que no se cuente con suficiente tiempo de datos se dificulta la correcta extracción de la señal, por lo que las metodologías implementadas cobran importancia. En este trabajo comparamos dos metodologías de cálculo de correlación cruzada, la Correlación Cruzada Geométricamente Normalizada (Geometrically Normalized Cross-Correlation, CCGN) y la Correlación Cruzada de Fase (Phase Cross-Correlation, PCC) (Schimmel, 1999), y dos metodologías de cálculo de stack, el Stack Lineal (Linear Stack, LS) y el Stack Pesado por la Fase (Phase-Weighted Stack, PWS) (Schimmel & Paulsen, 1997), con el objetivo de definir cuáles resultan más convenientes de implementar en el análisis de datos de ruido sísmico para la obtención de espesores corticales en la región de las cuencas Paraná, Chaco-Paraná y Pantanal.

METODOLOGÍA

Para analizar el ruido sísmico se aplica un preprocesamiento a las señales y luego se calcula la correlación cruzada y el stack. El preprocesamiento consiste en quitar la respuesta de instrumento para eliminar el efecto del sensor en cada registro. Luego se remueve la media y la tendencia, eliminando cualquier sesgo y se aplica un filtro pasabanda, centrado en la banda de frecuencias de interés. Finalmente se cortan las trazas, a fin de aumentar la cantidad de datos útiles (continuos). Por ende, es importante definir algunos parámetros, como la banda de frecuencias sobre la que se desea trabajar, las frecuencias de corte del filtro y la longitud de los registros.

La correlación cruzada es una operación que mide la semejanza entre dos series temporales identificando el tiempo de retraso, que se define como el tiempo que una de las señales está desfasada respecto a la otra. La correlación cruzada de dos señales temporales (u_i) está definida por la ecuación (1):

$$C(\tau) = u_1(t) * u_2(t) = \int_{-\infty}^{\infty} u_1(t) u_2(t+\tau) dt \quad (1)$$

donde $*$ es el operador de correlación cruzada, t el tiempo y τ el tiempo de retraso entre ambas señales.

La CCGN reduce la sensibilidad energética y hace que la correlación sea invariante a los cambios de amplitud entre los dos conjuntos de datos. Para ello se necesita realizar previamente una normalización temporal y espectral de las señales, siguiendo la metodología descrita por Bensen et al., (2007). La CCGN se define mediante la expresión (2):

$$C_{ccgn}(t) = \frac{\sum_{\tau=\tau_0}^{\tau_0+T} u_1(t+\tau) u_2(\tau)}{\sqrt{\sum_{\tau=\tau_0}^{\tau_0+T} u_1(t+\tau)^2 \sum_{\tau=\tau_0}^{\tau_0+T} u_2(\tau)^2}} \quad (2)$$

donde T es la longitud de la ventana de correlación.

La técnica conocida como PCC se basa en la coherencia de fase de señales analíticas. La señal analítica $s(t)$ de una serie temporal $u(t)$ se define según (3):

$$s(t) = u(t) + iH[u(t)] \quad (3)$$

siendo $H[u(t)]$ la transformada de Hilbert de la serie temporal $u(t)$. La forma exponencial de la señal analítica $s(t)$ se puede escribir como (4):

$$s(t) = a(t) e^{i\phi(t)}, \quad (4)$$

siendo $a(t)$ la envolvente y $\phi(t)$ la fase instantánea. De esta manera la PCC queda definida de la forma (5):

$$C_{pcc}(t) = \frac{1}{2T} \sum_{\tau=t_0}^{t_0+T} \{ |e^{i\phi(t+\tau)} + e^{i\psi(\tau)}|^v - |e^{i\phi(t+\tau)} - e^{i\psi(\tau)}|^v \} \quad (5)$$

las fases instantáneas de u_1 y u_2 son $\phi(\tau)$ y $\psi(\tau)$ respectivamente. La sensibilidad de $C_{pcc}(t)$ se puede aumentar utilizando la potencia $v > 1$. Esta técnica permite evitar la normalización temporal y espectral, influyendo lo mínimo posible en la forma de onda, además de eliminar un paso del procesamiento de la señal. Esto se debe a que la PCC utiliza la coherencia de fase sin considerar la amplitud de la señal (Schimmel et al., 2011).

El stack consiste en sumar las correlaciones cruzadas calculadas con trazas registradas en diferentes rangos de tiempo para el mismo par de estaciones. Este procedimiento se lleva a cabo con el fin de aumentar la proporción de señal coherente frente a la señal incoherente de la correlación, y aproximar a la condición teórica de una distribución isotropa de fuentes de ruido sísmico. Generalmente cuanto mayor sea el número de correlaciones sumadas, mejor se verá la señal coherente (Bensen et al., 2007).

El LS es la suma lineal de las correlaciones cruzadas en el dominio del tiempo y se calcula según la ecuación (6):

$$C_l(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N C_i(t), \quad (6)$$

donde N representa el número total de correlaciones sumadas y $C_i(t)$ es la i -ésima correlación.

Para determinar el PWS, cada muestra del LS es ponderada por la coherencia de sus fases instantáneas. Se aplica la técnica propuesta por Schimmel et al., (2011), que se basa en descomponer la señal en el dominio tiempo-frecuencia mediante la representación analítica de la transformada S (Stockwell et al., 1996). De esta manera, el peso se puede calcular mediante la ecuación (7):

$$C_{ps}(\tau, f) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \frac{S_j(\tau, f) e^{j2\pi f \tau}}{|S_j(\tau, f)|} \quad (7)$$

siendo $S_j(\tau, f)$ la transformada S de la j -ésima serie temporal. Entonces, el stack se calcula a partir de la ecuación (8):

$$S_{pws}(\tau, f) = C_{ps}(\tau, f) S_s(\tau, f), \quad (8)$$

donde $S_s(\tau, f)$ es la transformada S del stack lineal. Luego se aplica la transformada S inversa con el fin de obtener el stack en el dominio del tiempo (Schimmel & Gallart, 2005).

A partir de la metodología detallada, realizamos el preprocesamiento para un grupo de datos de ruido sísmico y calculamos ambos tipos de correlación cruzada y ambas formas de stack, con el fin de comparar los resultados que nos permitan definir las técnicas a emplear en la obtención de mapas tomográficos de la zona de estudio mediante curvas de dispersión de la correlación cruzada de ruido sísmico.

REGIÓN DE ESTUDIO

La zona presenta una historia geológica compleja, especialmente en el basamento de las cuencas Pantanal y Paraná, donde confluyen terrenos de edad Precámbrica que evidencian procesos acrecionales, de amalgamamiento y de ciclos de deformación, producidos durante el Precámbrico y Paleozoico temprano (Dalla Salda et al., 1988; Rapela et al., 2007; Kroonenberg y Roever, 2009; Cordani et al., 2010; Heilbron et al., 2017). En dicho contexto, las cuencas Paraná, Chaco-Paraná y Pantanal, comprenden extensos y profundos depocentros sedimentarios que fueron conformándose durante el Fanerozoico. Estos depocentros se asientan parcialmente sobre los márgenes de dos grandes núcleos cratónicos: el cratón Amazoniano, al norte del área de estudio, y el cratón San Francisco, al noreste. Sin embargo, la mayor parte del basamento en el área de estudio está constituido por fragmentos cratónicos menores: a) cratones Río de la Plata y Pampia, en el ámbito de la cuenca Chaco-Paraná, b) cratones Paranapanema, Luis Alvez, Río de la Plata y Pampia, en el ámbito de la cuenca Paraná, y c) cratón Río Apa, en el ámbito de la cuenca Pantanal (Figura 1). La región se encuentra afectada por el lineamiento Transbrasiliano: la faja de deformación de mayor desarrollo del continente Sudamericano, que marca un significativo contraste evolutivo de las cortezas continentales determinadas a uno y otro lado de la sutura (Rapela et al., 2007; Cordani et al., 2010).

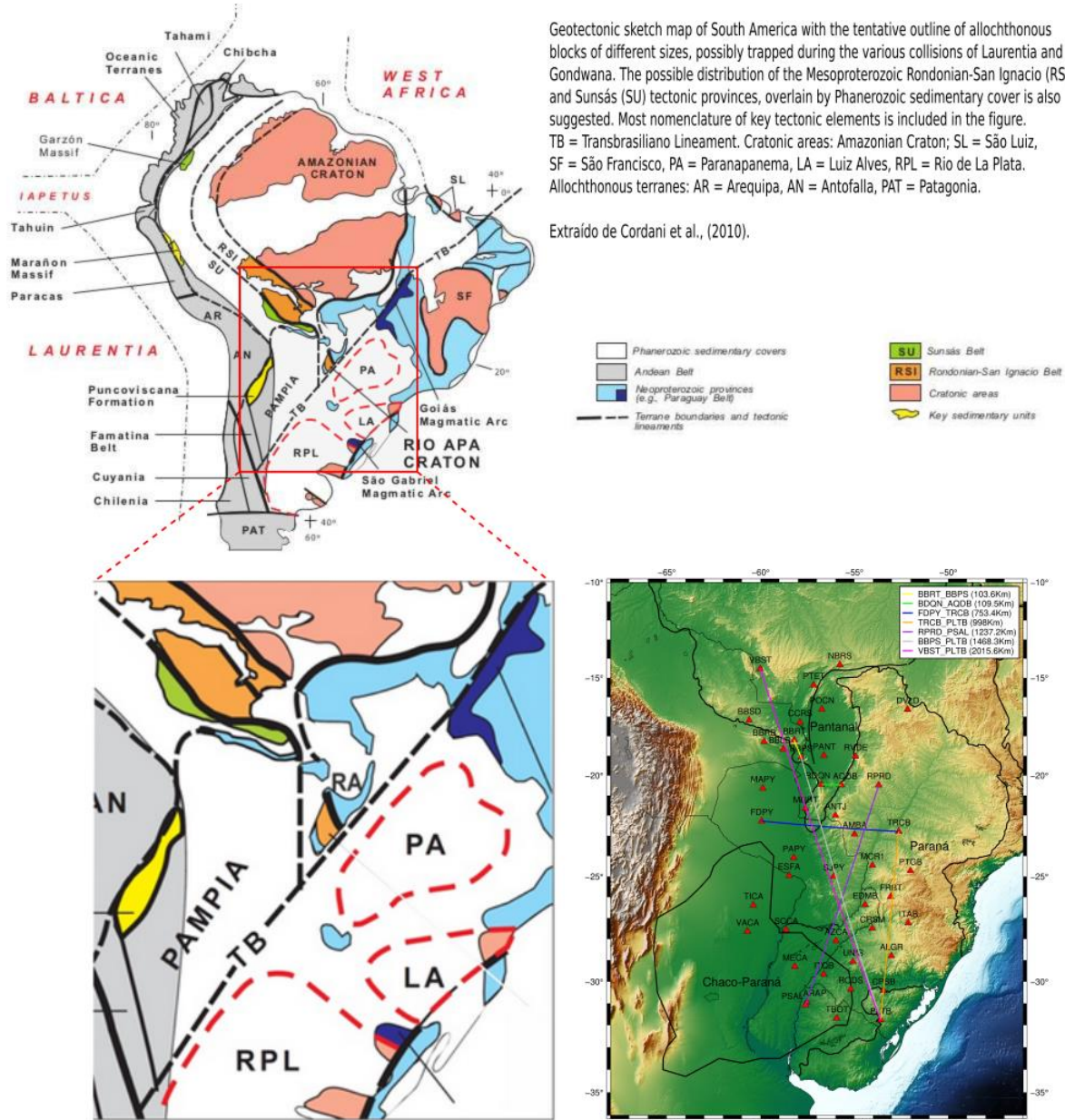


Figura 1. Arriba: mapa geotectónico de Sudamérica (extraído de Cordani et al., 2010). Abajo-izquierda: ampliación del mapa geotectónico para la zona de las cuencas Paraná, Chaco-Paraná y Pantanal. Abajo-derecha: mapa de las estaciones sísmológicas localizadas en la zona de las cuencas Paraná, Chaco-Paraná y Pantanal. En línea continua se indican las trayectorias analizadas.

DATOS Y PROCESAMIENTO

Contamos con ruido sísmico registrado en 45 estaciones sísmológicas BB con un muestreo de 100 Hz; 38 pertenecientes a la red XC (estaciones temporales que forman parte del proyecto “3-Basins”) y 7 a la red BL (estaciones permanentes de la “Rede Sismográfica Brasileira RSBR”), ubicadas en la región de las cuencas Paraná, Chaco-Paraná y Pantanal (Figura 1).

Seleccionamos para 10 estaciones un año de datos de la componente vertical, de 24 horas de longitud, correspondientes a 7 trayectorias, entre las que se encuentran la

trayectoria más larga, la más corta, una en dirección este-oeste y las restantes en distintos acimuts, de manera de analizar datos de ruido de las 3 cuencas (Figura 1).

Decimamos los datos a 10 Hz, a fin de observar claramente las ondas superficiales y redefinimos las longitudes de los registros, trabajando con trazas de 2, 4, 8 y 24 horas. Teniendo en cuenta las distancias más cortas y más largas entre estaciones, aplicamos filtros pasabanda con distintas frecuencias de corte de manera de establecer las frecuencias mínima y máxima, que nos permitan distinguir las ondas superficiales en la forma de onda. Para los datos analizados, la banda de frecuencias entre 0,02 Hz y 0,5 Hz resultó la más adecuada.

Empleando el código *Corr_stack_v04* (Schimmel, 2020) calculamos, para cada trayectoria, las correlaciones cruzadas mediante CCGN, realizando previamente normalización temporal y espectral, y mediante PCC. Luego, obtuvimos los stacks con LS y PWS considerando ambos tipos de correlación cruzada. En todos los casos se utilizó un potencia $\alpha=2$ tanto en el cálculo de la PCC como del PWS.

Dado que la calidad de los stacks depende de la cantidad de datos con la que se cuenta para cada estación, se calculó la similitud entre las correlaciones cruzadas cada 5 días de stack tomados aleatoriamente, y el stack total, usando un código en Python. La similitud nos permite medir la convergencia de la forma de onda de la función de Green y se representa en función de la cantidad de días considerados en el stack. Esta forma de representación también nos ayuda a definir apropiadamente la longitud de los registros.

RESULTADOS

Los resultados del análisis de la similitud para cada trayectoria considerando distintas longitudes de registro y combinación de metodologías de correlación cruzada y stack se presentan para distancias crecientes entre estaciones.

Para las trayectorias definidas por las estaciones BBRT y BBPS (distancia = 103.6 km) (Figuras 1 y 2) y por las estaciones BDQN y AQDB (distancia = 109.5 km) (Figuras 1 y 3), la convergencia es rápida tanto para las distintas correlaciones como para los dos tipos de stack, esto se debe a que la distancia entre estaciones es relativamente pequeña y en consecuencia las señales detectadas en ambas estaciones son parecidas. Sin embargo, si se utilizan registros diarios de ruido, es conveniente realizar stacks de más de 80 días para alcanzar una similitud superior a 0.95 si se aplica la PCC.

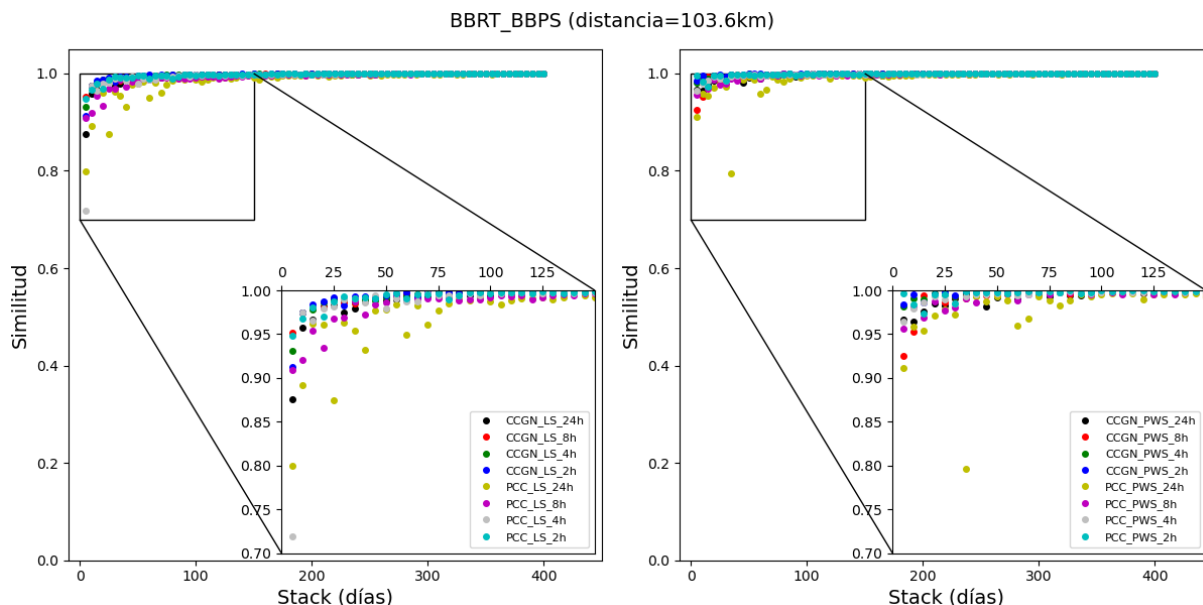


Figura 2. Gráficos de similitud correspondientes a la trayectoria entre las estaciones BBRT y BBPS, determinados considerando LS (izquierda) y PWS (derecha). En ambos gráficos se muestra la convergencia habiendo utilizado CCGN y PCC, para registros de 2, 4, 8 y 24 horas de longitud.

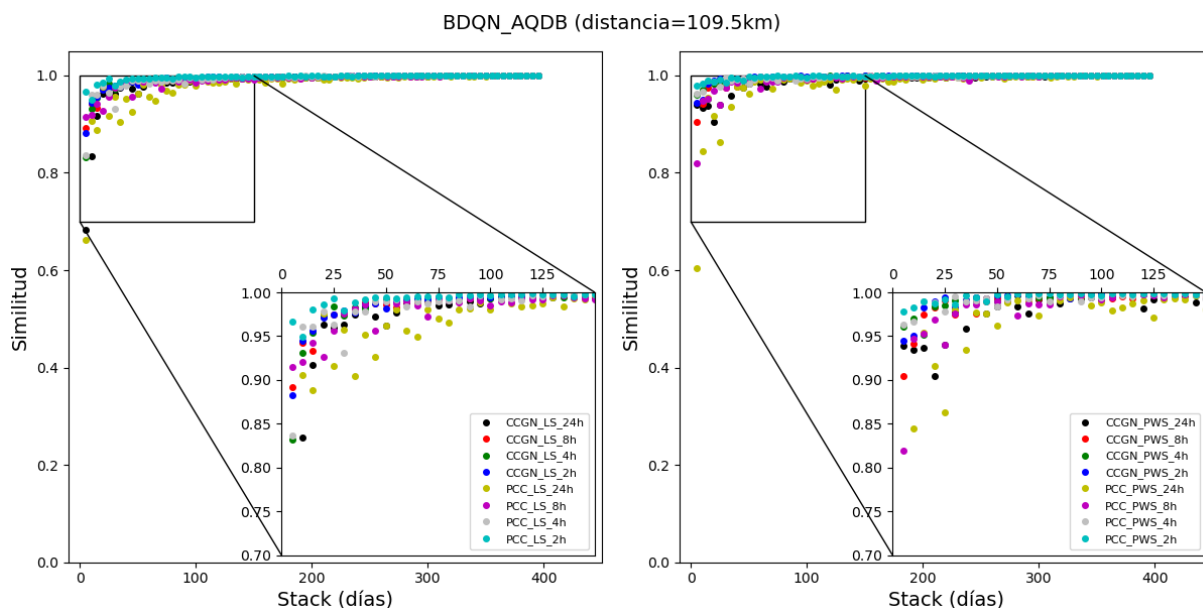


Figura 3. Gráficos de similitud correspondientes a la trayectoria entre las estaciones BDQN y AQDB, determinados considerando LS (izquierda) y PWS (derecha). En ambos gráficos se muestra la convergencia habiendo utilizado CCGN y PCC, para registros de 2, 4, 8 y 24 horas de longitud.

En la trayectoria definida por las estaciones FDPY y TRCB (distancia = 753.4 km) (Figuras 1 y 4), con una longitud considerablemente mayor que los casos anteriores, se observa que la convergencia varía notoriamente para los distintos métodos implementados, siendo más rápida cuando se utiliza PCC, tanto para el LS como para el PWS. Además, se puede observar en el gráfico de la izquierda correspondiente al LS, que el grado de similitud se mantiene para ambas correlaciones considerando distintas longitudes de registro. En cambio, para el caso del PWS (Figura 4 derecha) la curva de similitud para ambas correlaciones es más dispersa.

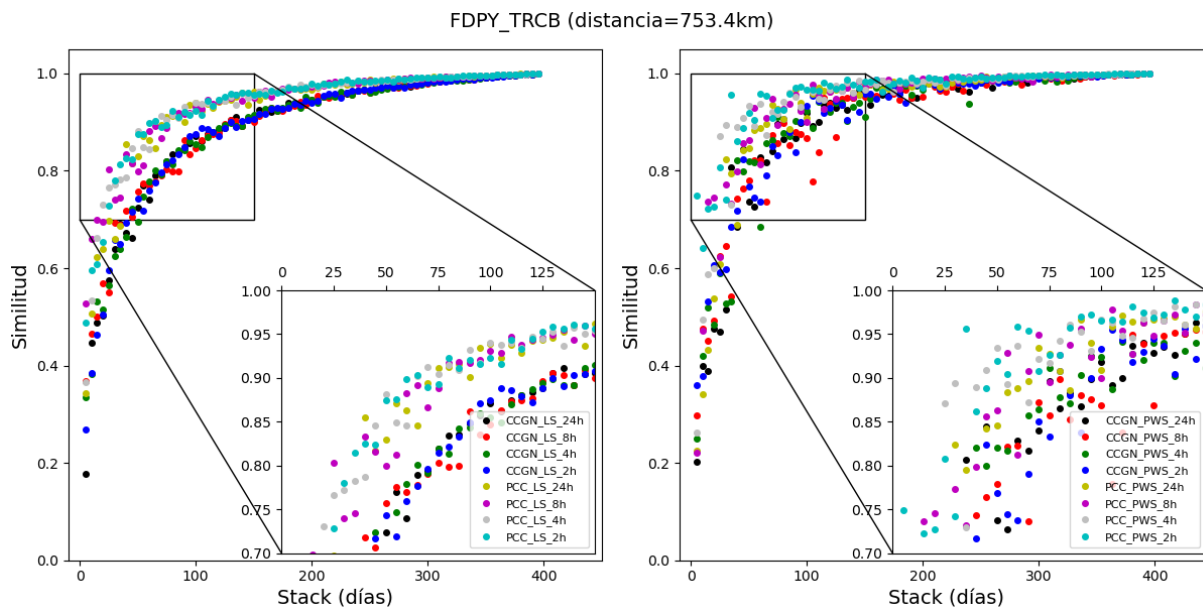


Figura 4. Gráficos de similitud correspondientes a la trayectoria entre las estaciones FDPY y TRCB, determinados considerando LS (izquierda) y PWS (derecha). En ambos gráficos se muestra la convergencia habiendo utilizado CCGN y PCC, para registros de 2, 4, 8 y 24 horas de longitud.

Analizando la trayectoria definida por las estaciones TRCB y PLTB (distancia = 998 km) (Figuras 1 y 5) se llega a resultados similares a los del caso anterior, siendo la convergencia más rápida cuando se utiliza PCC, sobre todo al compararla con CCGN habiendo aplicado el LS.

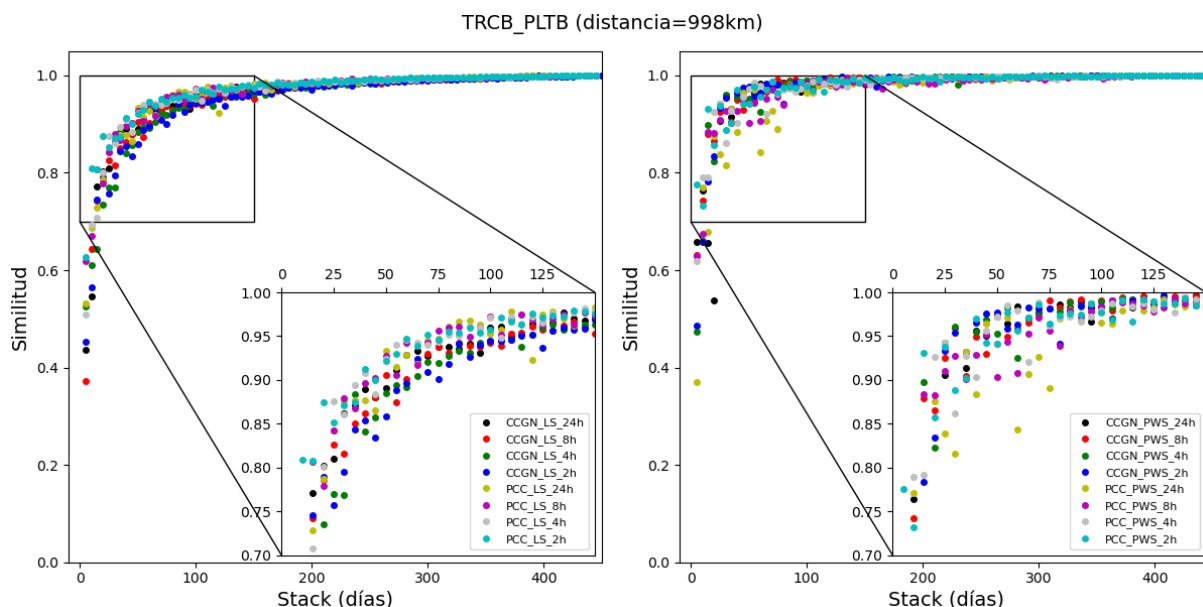


Figura 5. Gráficos de similitud correspondientes a la trayectoria entre las estaciones TRCB y PLTB, determinados considerando LS (izquierda) y PWS (derecha). En ambos gráficos se muestra la convergencia habiendo utilizado CCGN y PCC, para registros de 2, 4, 8 y 24 horas de longitud.

En el caso de la trayectoria definida por las estaciones RPRD y PSAL (distancia = 1237.2 km) (Figuras 1 y 6) la convergencia resulta más rápida cuando se utiliza el PWS, tanto en la determinación de las correlaciones cruzadas mediante CCGN como PCC.

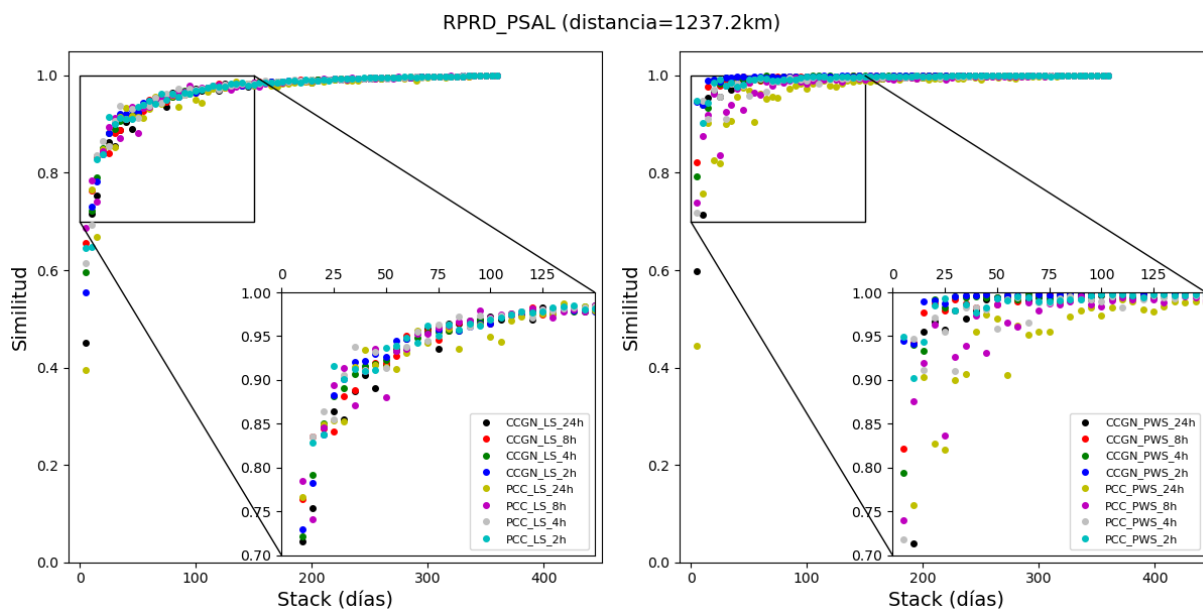


Figura 6. Gráficos de similitud correspondientes a la trayectoria entre las estaciones RPRD y PSAL, determinados considerando LS (izquierda) y PWS (derecha). En ambos gráficos se muestra la convergencia habiendo utilizado CCGN y PCC, para registros de 2, 4, 8 y 24 horas de longitud.

Considerando las trayectorias más largas, definidas por las estaciones BBPS y PLTB (distancia = 1468.3 km) (Figuras 1 y 7) y por las estaciones VBST y PLTB (distancia = 2015.6 km) (Figuras 1 y 8), se observa una mayor dispersión de la similitud en las determinaciones con PWS cuando se analizan stacks de menos de 200 días.

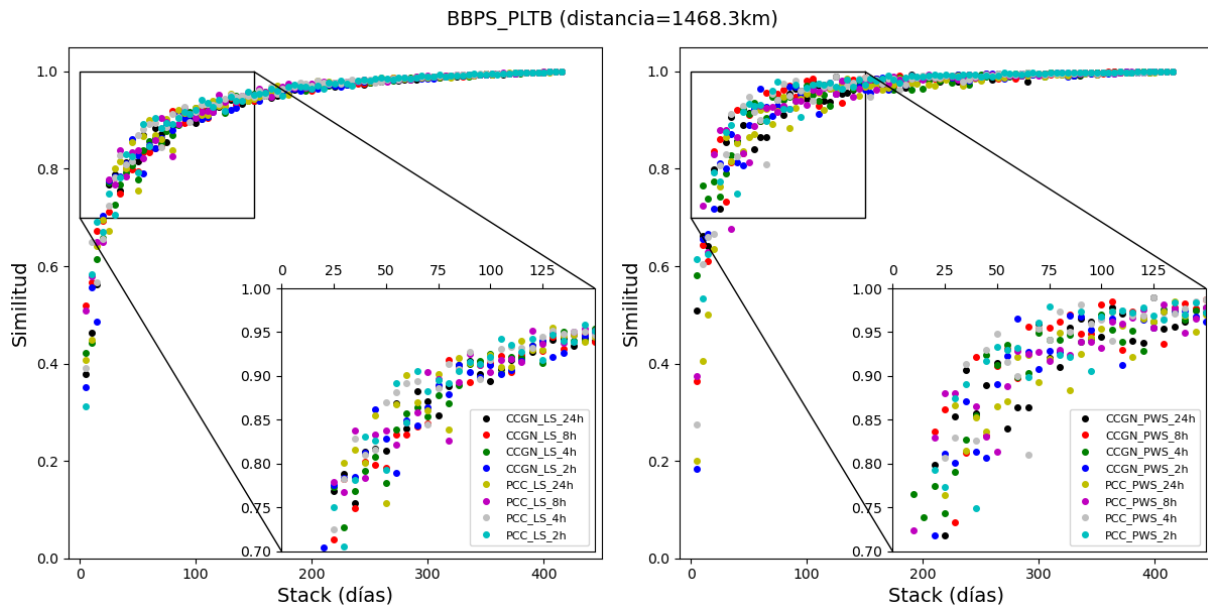


Figura 7. Gráficos de similitud correspondientes a la trayectoria entre las estaciones BBPS y PLTB, determinados considerando LS (izquierda) y PWS (derecha). En ambos gráficos se muestra la convergencia habiendo utilizado CCGN y PCC, para registros de 2, 4, 8 y 24 horas de longitud.

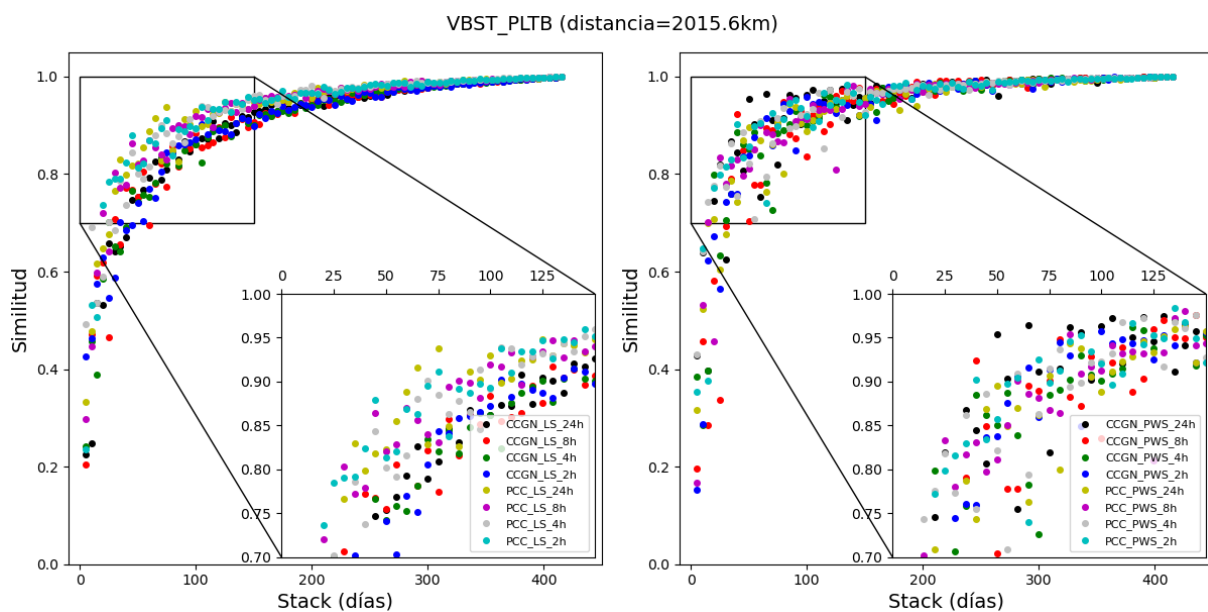


Figura 8. Gráficos de similitud correspondientes a la trayectoria entre las estaciones VBST y PLTB, determinados considerando LS (izquierda) y PWS (derecha). En ambos gráficos se muestra la convergencia habiendo utilizado CCGN y PCC, para registros de 2, 4, 8 y 24 horas de longitud.

En los gráficos de las correlaciones cruzadas en función de la distancia entre estaciones (Figura 9) se observan los arribos de las ondas Rayleigh como una señal alineada que presenta mayor contenido de frecuencias cuando se usa PCC. Los gráficos del PWS se ven más nítidos que los del LS.

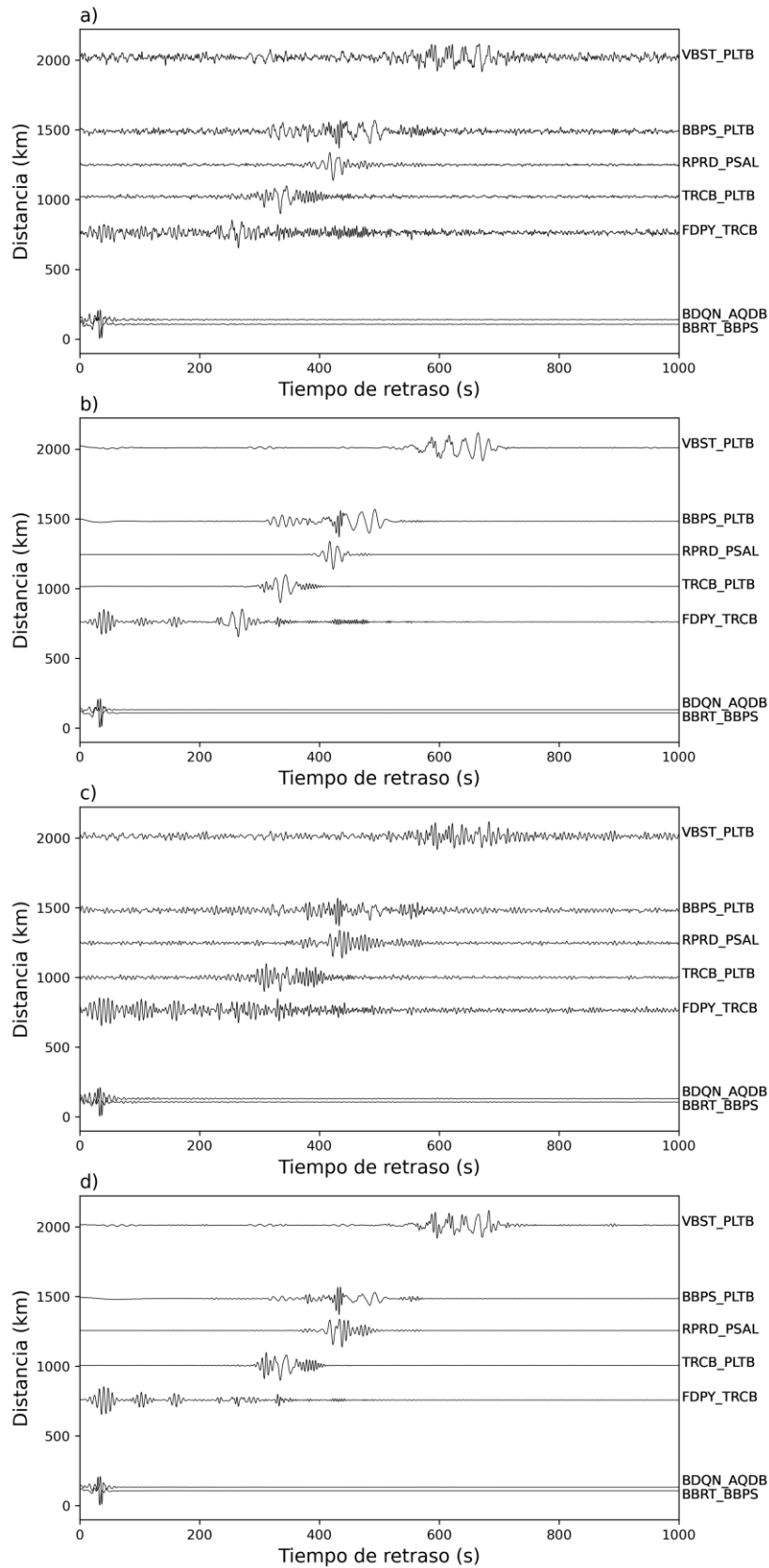


Figura 9. Stacks de las correlaciones cruzadas de las trayectorias que se muestran en la Figura 1 en función de la distancia entre estaciones para: a) CCGN y LS. b) CCGN y PWS. c) PCC y LS. d) PCC y PWS.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este trabajo comparamos los resultados obtenidos aplicando distintas metodologías de cálculo de correlación cruzada y stack para 7 trayectorias, utilizando registros de ruido sísmico de 10 estaciones sismológicas con el objetivo de definir la técnica más adecuada a aplicar en los datos de ruido sísmico de una región que abarca gran parte de las cuencas Paraná, Chaco-Paraná y Pantanal, en Sudamérica.

En primer lugar, se definieron los parámetros del preprocesamiento, como las frecuencias de corte del filtro pasabanda y la longitud de los registros. Considerando la variación de longitud de trayectorias entre estaciones, la mejor opción para distinguir las ondas superficiales, es filtrar en el rango de frecuencias entre 0.02 y 0.5 Hz. Dado que redefinir la longitud de los registros es un paso que se realiza con el fin de aumentar la cantidad de datos en caso que resulte necesario, que el tiempo de procesamiento y la capacidad computacional aumentan con la disminución de la longitud del registro y que en los gráficos de similitud no se distinguen grandes diferencias al cortarlos, decidimos trabajar con trazas de 24 horas de longitud, ya que contamos con más de un año de datos para las trayectorias definidas entre las 45 estaciones disponibles (Figura 1), teniendo que en cuenta que, en general, la convergencia se alcanzó con 300 días de datos para obtener la estabilidad adecuada en los resultados.

Comparando todos los gráficos de similitud observamos que la convergencia suele ser más rápida con PCC que con CCGN. En particular para las trayectorias determinadas por TRCB y PLTB (Figura 5), BBPS y PLTB (Figura 7), y VBST y PLTB (Figura 8), se observa una convergencia más rápida con PCC, sobre todo al comparla con CCGN habiendo aplicado el LS.

En cuanto a las dos técnicas de stack, se obtuvo en todos los casos una convergencia más rápida para el PWS, lo que se observa especialmente para la trayectoria determinada por RPRD y PSAL (Figura 6).

Para el caso de las trayectorias más cortas, BBRT_BBPS (Figura 2) y BDQN_AQDB (Figura 3), se confirma que los gráficos de similitud presentan las mismas características y no se ven afectados por la disposición de las estaciones respecto a la ubicación de las fuentes de ruido, como es de esperarse, ya que a esas distancias las señales detectadas son parecidas.

En el análisis de la forma de onda (Figura 9), la onda Rayleigh presenta un mayor contenido de frecuencias cuando se utiliza PCC. Asimismo, se advierten señales más complejas en las trayectorias FDPY_TRCB, BBPS_PLTB y VBST_PLTB (Figura 9 b y d) que atraviesan el lineamiento Transbrasiliano. Sin embargo, la cantidad de trayectorias analizadas no es suficiente para asegurar que dicha estructura sea fuente de estas señales.

A partir de este análisis podemos concluir que la aplicación de la Correlación Cruzada de Fase (PCC) da mejores resultados para los datos analizados. Como se menciona en las diversas referencias citadas, en particular en Schimmel (2015), la elección de la metodología depende de los datos. Al utilizar PCC se altera lo menos posible la forma de onda, además de omitir un paso en el preprocesamiento.

Si bien algunos resultados pueden estar relacionados con la variación acimutal de las fuentes de ruido sísmico, el grupo de trayectorias seleccionado para este análisis no permite discernir esa relación, atribuyendo las diferencias encontradas fundamentalmente a la variación de longitud de las trayectorias.

En lo referente al cálculo del stack, se puede concluir que con un año de datos es suficiente para obtener la estabilidad adecuada. Si bien existen pequeñas diferencias en la convergencia de los datos en función de los días sumados, siendo favorable el PWS, estas diferencias no son concluyentes para definir la metodología a aplicar por lo que se decide continuar trabajando con ambas (LS y PWS), analizando posteriormente posibles diferencias que pudieran surgir en los mapas tomográficos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen los valiosos comentarios y sugerencias realizados por los evaluadores. También agradecen al Centro de Sismología de la Universidade de São Paulo por la provisión de los datos de las estaciones sismológicas. Este trabajo fue financiado por la Universidad Nacional de La Plata y el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

BIBLIOGRAFÍA

- Bensen, G., Ritzwoller, M., Barmin, M., Levshin, A., Lin, F., Moschetti, M., Shapiro, N., & Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3):1239–1260
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., & Bard, P. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. A literature review. *Earth Science Reviews*, 79:205–227
- Campillo, M. & Paul, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299, 547–549, doi:10.1126/science.1078551
- Christensen, N. & Mooney, W. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100:9761–9788
- Cordani, U. G., Teixeira, W., Tassinari, C. C., Coutinho, J. M., & Ruiz, A. S. (2010). The Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and northern Paraguay: geochronological evolution, correlations and tectonic implications for Rodinia and Gondwana. *American Journal of Science*, 310(9), 981-1023
- Dalla Salda, L., Bossi, J., & Cingolani, C. (1988). The Rio de la Plata cratonic region of southwestern Gondwanaland. *Episodes Journal of International Geoscience*, 11(4), 263-269
- da Silva, C. C., Poveda, E., da Silva Dantas, R. R., & Julià, J. (2021). Ambient Noise Tomography with Short-Period Stations: Case Study in the Borborema Province. *Pure and Applied Geophysics*, 178, 1709-1730

Gouédard, P., Stehly, L., Brenguier, F., Campillo, M., Colin de Verdière, Y., Larose, E., Margerin, L., Roux, P., Sánchez-Sesma, F., Shapiro, N., & Weaver, R. (2008). Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications. *Geophysical Prospecting*, 56(3):375–393

Heilbron, M., Cordani, U. G., & Alkmim, F. F. (2016). Sao Francisco Craton, eastern Brazil: Tectonic genealogy of a miniature continent. *Springer*.
<https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0>

Kroonenberg, S. B., & de Roeber, E. W. (2009). Geological evolution of the Amazonian Craton. *Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past*, 7-28. doi:[10.1002/9781444306408.ch2](https://doi.org/10.1002/9781444306408.ch2)

Li, G., Niu, F., Yang, Y., & Xie, J. (2018). An investigation of time–frequency domain phase-weighted stacking and its application to phase-velocity extraction from ambient noise's empirical Green's functions. *Geophysical Journal International*, 212(2), 1143-1156.

Lunansky, M. (2019). Análisis del ruido sísmico mediante interferometría para el modelado cortical en la cuenca Chaco-Paraná. *Tesis de Grado en Geofísica*. Universidad Nacional de La Plata. <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/143801>

Núñez, E., Schimmel, M., Stich, D., & Iglesias, A. (2020). Crustal Velocity Anomalies in Costa Rica from Ambient Noise Tomography. *Pure and Applied Geophysics*, 177, 941-960. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02315-z>

Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Fanning, C. M., Baldo, E. G., González-Casado, J. M., Galindo, C. & Dahlquist, J. (2007). The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 83(1-2), 49-82

Rosa, M. L., Collaço, B., Assumpção, M., Sabbione, N., & Sánchez, G. (2016). Thin crust beneath the Chaco-Paraná Basin by surface-wave tomography. *Journal of South American Earth Sciences*, 66, 1-14

Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A. & Fehler, M. (2005). Surface wave tomography from microseisms in Southern California. *Geophysical Research Letters*, 32, L14311, [doi:10.1029/2005GL023155](https://doi.org/10.1029/2005GL023155)

Schimmel, M. (1999). Phase Cross-Correlations: Design, Comparisons, and Applications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89:1366–1378

Schimmel, M. (2015). El “Phase Weighted Stack” y el “Phase Cross-Correlation” para la extracción de señal en ruido sísmico. *IRIS webinar*. <https://youtu.be/qr5EFhQzPwg>

Schimmel, M. (2020). Corr_stack_v04: A software to cross-correlate and stack seismic ambient noise and event data: the phase coherence approach. DIGITAL.CSIC, <http://dx.doi.org/10.20350/digitalCSIC/13836>

Schimmel, M., & Gallart, J. (2005). The inverse S Transform in filters with time-frequency localization. *IEEE Transactions on Signal Processing*, 53 (11), 4417 - 4422, [doi:10.1109/TSP.2005.857065](https://doi.org/10.1109/TSP.2005.857065)

Schimmel, M., & Paulssen, H. (1997). Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase weighted stacks. *Geophysical Journal International*, 130, 497-505, [doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb05664.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05664.x)

Schimmel, M., Stutzmann, E., & Gallart, J. (2011). Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale. *Geophysical Journal International*, 184:494-506, [doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04861.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04861.x)

Schimmel, M., Stutzmann, E., & Ventosa, S. (2018). Low- frequency ambient noise autocorrelations: Waveforms and normal modes. *Seismological Research Letters*, 89(4), 1488-1496, [doi: 10.1785/0220180027](https://doi.org/10.1785/0220180027)

Schimmel, M., Stutzmann, E., Lognonné, P., Compaire, N., Davis, P., Drilleau, M., & Banerdt, B. (2021). Seismic noise autocorrelations on Mars. *Earth and Space Science*, 8(6), e2021EA001755, [doi: 10.1029/2021EA001755](https://doi.org/10.1029/2021EA001755)

Shapiro, N. M. & Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient noise. *Geophysical Research Letters*, 31, L07614, [doi:10.1029/2004GL019491](https://doi.org/10.1029/2004GL019491)

Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L. & Ritzwoller, M. H. (2005). High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307, 1615–1618.

Stockwell, R. G., Mansinha, L., & Lowe, R. P. (1996). Localization of the complex spectrum: the S transform. *IEEE Transactions on Signal Processing*, vol. 44, no. 4, pp. 998-1001, [doi: 10.1109/78.492555](https://doi.org/10.1109/78.492555)

Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross-correlation. *Physical Review Letters*, 93

Weaver, R. (2005). Information from seismic noise. *Science*, 307:1568–156

CÁLCULO DE RESERVAS HÍDRICAS SUBTERRÁNEAS EN EL CORDÓN DE DUNAS SEPTENTRIONAL DEL PARTIDO DE VILLARINO A PARTIR DE TOMOGRAFÍAS DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

Matías Rey* ^(1,2), **Andrés G. Ruffo** ^(1,2), **Juan Manuel Giorgi** ^(2,3), **E. René Albouy**^(2,3), **Lucia Carrica** ^(2,3) y **Nerea Bastianelli** ^(2,3)

- 1- CONICET, CCT Bahía Blanca, Argentina
- 2- Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca, Argentina.
- 3- CGAMA-CIC. San Juan 670, Bahía Blanca, Argentina.

matiasrey@gmail.com

RESUMEN

En el sector septentrional del partido de Villarino, sudoeste de la provincia de Buenos Aires, se emplaza una cadena de dunas continentales. Este cordón de arenas aloja un acuífero freático, portador de aguas de buena calidad fisicoquímica, resultando la única fuente de abastecimiento para las poblaciones del área. El presente trabajo tiene como objetivo estimar el volumen de las reservas hídricas subterráneas de este acuífero, mediante el uso de tomografías de resistividad eléctrica (TRE), definiendo el espesor saturado de interés. Utilizando esta metodología, se llevaron a cabo siete tomografías en diferentes porciones de la cadena de médanos. La interpretación de las imágenes resultantes permitió identificar los intervalos de resistividades correlacionables con las características hidrogeológicas del cordón medanoso y el espesor saturado con agua dulce en cada zona, para posteriormente realizar los cálculos del volumen de reservas hídricas subterráneas en cada sector. Como resultado, se observaron espesores de interés mayores a los obtenidos en mediciones antecedentes, calculándose de esta manera un volumen de reservas de 344 Hm³. Este se considera la estimación más apropiada de acuerdo a los datos disponibles. La metodología aplicada es de gran utilidad para el conocimiento hidrogeológico del subsuelo y proporciona datos de interés para un cálculo más preciso de las reservas hídricas subterráneas, el cual es un dato de gran importancia para el manejo y la explotación racional y sustentable del agua subterránea.

Palabras claves: hidrología, agua subterránea, geoeléctrica, médanos, almacenamiento

ABSTRACT

In the northern sector of the Villarino district, in the southwest of the province of Buenos Aires, there is a chain of continental dunes. This chain of sands contains a phreatic

aquifer, which carries water of good physicochemical quality and is the only source of water supply for the populations of the area. The present work aims to estimate the volume of groundwater storage in this aquifer, using electrical resistivity tomography (TRE), defining the saturated thickness of interest. Using this methodology, seven tomographies were carried out in different portions of the chain of sand dunes. The interpretation of the resulting images made it possible to identify the resistivity intervals correlated with the hydrogeological characteristics of the dune chain and the thickness saturated with fresh water in each area, in order to subsequently calculate the volume of groundwater storage in each sector. As a result, thicknesses of interest greater than those obtained in previous measurements were observed, thus calculating a volume of groundwater storage of 344 Hm³. This is considered the most appropriate estimate according to the available data. The methodology applied is of great use for the hydrogeological knowledge of the subsoil and provides data of interest for a more accurate calculation of groundwater storage, which is of great importance for the management and rational and sustainable exploitation of groundwater.

Keywords: hydrology, groundwater, geoelectric, sand dunes, storage

INTRODUCCIÓN

El agua es un bien indispensable, y de gran importancia en el desarrollo económico y social de una región, más aún en zonas de clima semi-árido, donde la oferta del recurso hídrico está íntimamente ligada a las precipitaciones. La cadena de dunas septentrional del partido de Villarino, provincia de Buenos Aires, aloja un acuífero freático con aguas de buena calidad fisicoquímica pero reducido espesor saturado de interés, representando la única fuente de abastecimiento para las poblaciones del sector.

Estas acumulaciones arenosas se encuentran en general cubriendo a los depósitos más finos de las formaciones Río Negro y Chasicó, que alojan aguas de mayor salinidad, con contenidos variables de elementos no deseados, tales como Flúor y Arsénico. Esta variación litológica de los sedimentos, conjuntamente con las diferencias fisicoquímicas del agua subterránea, resultan en una estratificación hidroquímica, con una lente de agua de baja salinidad que descansa sobre una más salobre y extensa. A su vez, este contraste hace de la prospección geoelectrónica, mediante tomografías de resistividad eléctrica, una excelente metodología para definir espesores saturados con agua dulce.

Mediante el método geoelectrónico se determina la resistividad aparente del subsuelo, por medio de la inyección de corriente eléctrica en un par de electrodos (electrodos de corriente) y la lectura de la diferencia de potencial en otro par (electrodos de potencial). La resistividad se encuentra afectada por la litología atravesada, su granulometría y el fluido contenido en los espacios porales de la misma (Orellana, 1972). Esta resistividad aparente es posteriormente convertida a una resistividad real mediante técnicas de inversión de datos y el uso de software específicos.

La tomografía de resistividad eléctrica (TRE) es una técnica multielectrónica iterativa que permite obtener un modelo 2D de resistividades (tanto en profundidad como lateralmente), resultando de esta manera en una imagen de resistividad eléctrica

(IRE). Esta característica convierte a esta herramienta en un potente método para la detección de variaciones laterales (fallas, paleocauces, etc.), las cuales pueden conformar sectores preferenciales, desde el punto de vista hidrogeológico, para la extracción de agua subterránea. Estas variaciones pueden ser de difícil determinación mediante métodos más tradicionales como los sondeos eléctricos verticales.

A partir de datos antecedentes de porosidad y espesor saturado (García y García, 1964; Bonorino, 1979), el volumen de reservas en el cordón de dunas asciende a 276 Hm³. De esta forma, el objetivo del presente trabajo es identificar, mediante dicha metodología, el espesor saturado de interés y las variaciones laterales existentes en diferentes sectores del área de estudio, para así estimar el volumen de reservas hídricas subterráneas en la cadena de dunas con datos actuales y técnicas modernas.

CARACTERÍSTICAS DEL AREA DE ESTUDIO

El área de estudio se ubica en el sector septentrional del partido de Villarino, en el sudoeste de la provincia de Buenos Aires y abarca las localidades de Médanos, La Mascota y Argerich (Figura 1). Se enmarca a nivel regional dentro de la llanura bonaerense y comprende la cadena de médanos continentales de suave pendiente, que se extiende unos 50 km en dirección noroeste-sudeste, desde el estuario de Bahía Blanca, al sudeste, hasta la laguna Chasicó y el arroyo homónimo al noroeste. Al sudoeste limita parcialmente con la depresión de Salinas Chicas (que alcanza una cota mínima de 42 metros bajo el nivel del mar), mientras que hacia el noreste lo hace con el Salitral de la Vidriera.

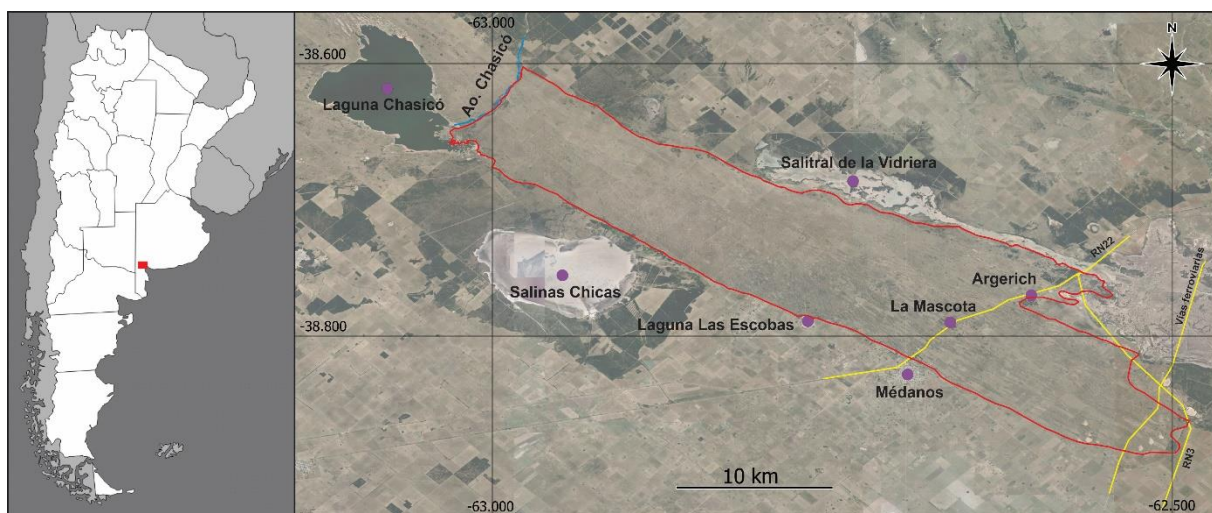


Figura 1. Ubicación del área de estudio.

Según los índices climáticos de Thornthwaite (1948) el clima en la zona es C1 B'2 d a', es decir, subhúmedo (C1), mesotermal templado frío (B'2), con un nulo o pequeño exceso de agua (d) y una eficiencia térmica menor al 48% (a'), limitando con el sector semiárido (D B'1 d a') (Sánchez *et al.*, 1998).

La precipitación media anual es de 546,8 mm (serie 1972-2005) para la localidad de Médanos, con mínimos en julio (20,8 mm) y máximos en marzo (78,2 mm). La temperatura media anual es de 14,2 °C, y extremos medios en enero y julio de 22,5 °C y 7 °C, respectivamente (Bonorino, 1979).

GEOLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA

Para los fines del presente trabajo, la geología del sector puede simplificarse, considerándola de la siguiente manera: iniciando la secuencia se encuentran los depósitos continentales limo-arcillosos correspondientes a la Formación Chasicó (Pascual, 1961), sobre la que, en ocasiones, apoyan los materiales fluviales arenosos de la Formación Río Negro (Andreis, 1965). Ambas unidades son de edad Pliocena. Sobre lo anterior y de manera discontinua, se encuentra un nivel de conglomerados, denominados “Rodados Patagónicos”, de edad Pleistocena (Fidalgo, 1999). Cubriendo en discordancia a todo lo anterior se encuentran los sedimentos arenosos que conforman el cordón de dunas de edad Holocena objeto de este estudio, que reciben diferentes denominaciones según el autor. Se trata de arenas de origen eólico y son llamados: “Arenas Médanos” (Spaletti e Isla, 2003), Formación Estancia La Aurora (Fidalgo *et al.*, 1987), Formación La Postrera o Formación Médanos (Bonorino, 1974) y son comparables a las acumulaciones medanosas presentes en la provincia de La Pampa. Estos médanos, que cubren la totalidad del área de estudio, están compuestos, en términos generales, por arenas con un diseño unimodal, finas a medias, en ocasiones muy finas, que tienden a disminuir levemente su granulometría hacia el NO de la cadena. Rossetto (1953) llevó a cabo un estudio detallado de su granulometría y mineralogía y les atribuye, además de un origen eólico, una componente piroclástica.

Morfológicamente, estas acumulaciones de arenas alcanzan los 15 metros de altura y forman barjanas de 150 a 200 metros de longitud. Se encuentran frecuentemente alineadas en dirección noroeste-sudeste, con la pendiente más tendida buzando al noreste, aunque se las observa también transversales a esta dirección predominante. Hacia el sur se desarrollan en forma de manto.

En cuanto a la hidrogeología, el área de estudio se enmarca dentro de la Región Hidrogeológica de la Cuenca de Bahía Blanca (de acuerdo a la clasificación de Auge, 2004). Basándose en investigaciones previas (Bonorino, 1974, 1979) y sondeos eléctricos llevados a cabo en la zona, Lexow y Bonorino (2012) determinaron el esquema hidroestratigráfico del sector (Figura 2).

FORMACIÓN	LITOLOGÍA	PROPIEDADES ACUÍFERAS
Médanos <i>(Holoceno)</i>	Depósitos eólicos integrados por arenas medianas a finas, en forma de mantos o cuerpos medanosos. Yacen sobre los Limos Loessoides, la Formación Río Negro o los Rodados Patagónicos.	Nivel freático a poca profundidad. Agua en espacios porosos. Alta porosidad y buena permeabilidad. Agua de bajo contenido en sales. (3 m de espesor medio)
Rodados Patagónicos <i>(Pleistoceno)</i>	Gravas medianas a finas con matriz arenosa, de origen fluvial, desarrolladas preferentemente al Sur del río Colorado, fuertemente cementadas por carbonato de calcio en los términos superiores. Apoyan sobre la Formación Río Negro y en algunos sectores sobre los Limos Loessoides.	El nivel superior actúa como una capa de permeabilidad por fisuración a través del cual se infiltra el agua de lluvia. No forma acuíferos. (entre 2-4 m de espesor)
Formación Río Negro o Rionegrense <i>(Plioceno)</i>	Arenisca de grano mediano a fino, color gris, con típica estratificación entrecruzada.	Buena porosidad y permeabilidad. Acuíferos de rendimiento variable. Aguas de mediana a alta mineralización. (espesores saturados entre 4-9 m)
Limos Loessoides También denominados Formación Chasicó <i>(Plioceno inferior)</i>	Limos arcillosos de color castaño rojizo, macizos, con intercalaciones de arenas y arcillas y niveles calcáreos y yesíferos.	Baja porosidad y permeabilidad. Es portadora de niveles acuíferos de carácter confinado aproximadamente entre los 50 y 200 m de profundidad. (entre 150 y 200 m de espesor)

Figura 2. Esquema hidroestratigráfico para el área de estudio de Lexow y Bonorino (2012).

Los datos geofísicos antecedentes se limitan a las cercanías de las localidades de La Mascota y al antiguo campo de pozos de Médanos, hoy en día fuera de uso (Figura 3).

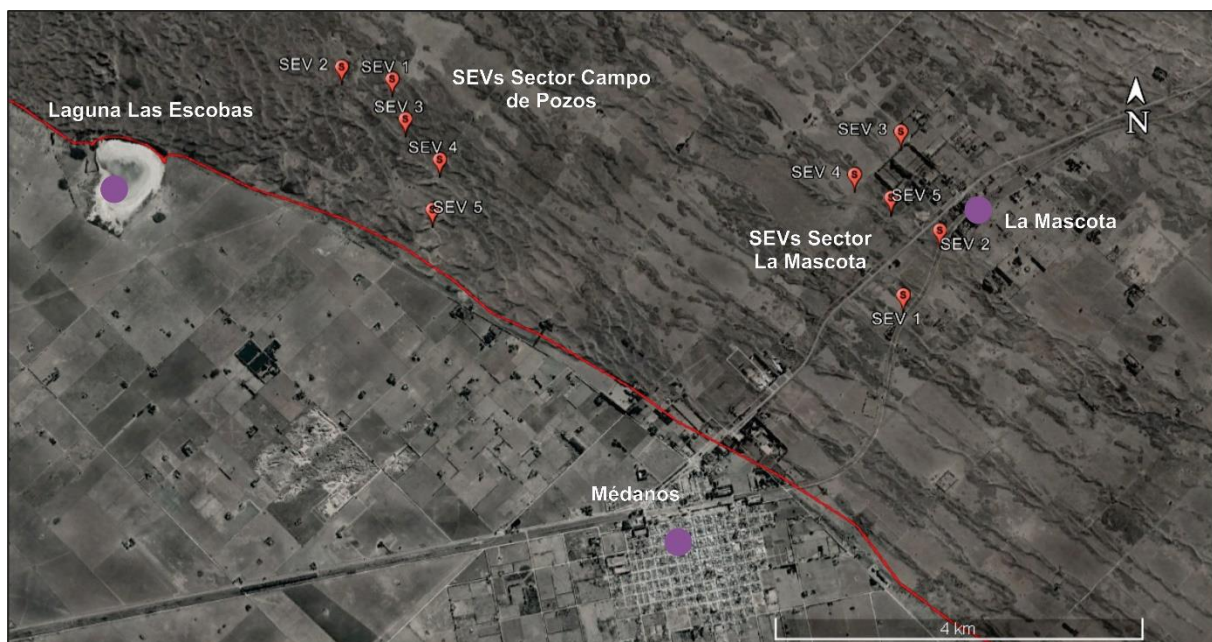


Figura 3. Ubicación de 10 SEVs llevados a cabo por Lexow y Bonorino (2012) en 2 sectores del área de estudio.

El acuífero libre objeto de este trabajo se encuentra alojado en el cordón de dunas, con aguas con una conductividad eléctrica que oscila generalmente entre 400 a 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Sus características litológicas le confieren una alta capacidad de infiltración, lo cual impide el desarrollo de una red de drenaje definida. Esto permite incorporar rápidamente el agua de las precipitaciones a la zona saturada como recarga del sistema. La recarga calculada para el sector es entre un 33 y un 35% de la precipitación media anual (Carrica et al., 2012). La dirección de flujo del agua subterránea (determinada a partir de mediciones propias del nivel piezométrico en numerosos puntos de agua en el área de estudio y alrededores) sigue, a grandes rasgos, la inclinación del terreno. Localmente se presentan flujos radiales superpuestos, que descargan en las áreas topográficamente deprimidas o de interduna (Albouy, 2005). Estos bajos topográficos pueden dar lugar al afloramiento de la capa freática, conformando sectores de humedales permanentes o estacionales (llamados también "ojos de agua").

Este acuífero libre se encuentra superpuesto y conectado hidráulicamente al alojado en la Formación Río Negro y Chasicó, el cual posee en general aguas con mayor tenor salino (con conductividades generalmente por encima de los 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y presenta frecuentemente importantes cantidades de oligoelementos indeseados como el As y el F. Por debajo de los 50 m de profundidad pueden encontrarse niveles acuíferos semiconfinados-confinados, con aguas salinizadas naturalmente.

Estudios geofísicos antecedentes (Lexow y Bonorino, 2012) detectaron un incremento apreciable de la salinidad en el agua subterránea entre los 14 y 29 m de profundidad. Esto marcaría el límite inferior de una lente de agua de baja salinidad, que descansa sobre una más salobre y de mayor extensión, dando lugar a una zona de transición debido a la miscibilidad de los fluidos. El mayor espesor de agua dulce se encontraría en el centro de la cadena medanosa, disminuyendo lateralmente. El proceso de recarga contribuye al desarrollo de la lente de agua dulce, que desplaza hacia abajo al agua salada circundante (Falkland y Custodio, 1991). A su vez, la gran variabilidad del espesor saturado determinado en estos estudios (de 5 a 15 m), en un área relativamente pequeña, sumado a los antecedentes geológicos/geomorfológicos, da indicios de una interacción entre distintos ambientes deposicionales.

MATERIALES Y MÉTODOS

La metodología de trabajo consistió en la búsqueda de información antecedente del área, campañas geofísicas para la realización de siete TRE (que conforman la base de este estudio) y trabajos de gabinete tendientes a la interpretación de los datos y a la generación de mapas temáticos.

Para la ejecución de las tomografías de resistividad eléctrica se utilizó un resistímetro automático modelo ARES (GF Instruments) que posee 48 electrodos, con un espaciamiento máximo de 5 m entre ellos. El mismo es energizado mediante una fuente externa (batería). Esta unidad es la encargada de verificar el estado de las conexiones y ejecutar, a partir de los requerimientos preestablecidos, la secuencia de medidas y almacenar los resultados de campo.

El arreglo electródico utilizado fue de tipo Wenner Alfa, con una distancia entre electrodos de 3 o 5 m, dependiendo del caso, obteniéndose de esta manera

progresivas (línea recta entre el primer y último electrodo) de 141 y 235 m de longitud, respectivamente. De esta manera, se logró una profundidad de exploración de entre 25 y 45 m. La nivelación de las progresivas fue realizada mediante GPS. Únicamente en el caso de la TRE Las Escobas 2, fue necesario tener en cuenta la topografía en la inversión de los datos, por lo que la misma fue ingresada al programa, en el resto de los casos las TRE fueron efectuadas en caminos y terrenos llanos dentro de la cadena de médanos.

La inversión de los datos fue realizada en laboratorio, mediante el software Res2DInv de Geotomo (Loke, 2004) el cual permite obtener, a partir de los datos de campo (resistividades aparentes), una imagen de resistividad eléctrica (IRE). Este software utiliza el método de inversión de mínimos cuadrados de Gauss-Newton (Sasaki, 1992) sometido a una restricción de suavizado. El programa define automáticamente los parámetros óptimos de inversión para un set de datos dado.

El modelo fue mejorado por el software mediante la aplicación del método de Curva-L (Farquharson y Oldenburg, 2004), el cual, a partir del desajuste de los datos y la rugosidad del modelo, estima el parámetro lambda óptimo a ser utilizado.

Adicionalmente, debido a las variaciones de resistividad medidas en superficie, el software propuso la utilización, en ciertos casos, de la opción "Model Refinement", con la cual se considera un ancho de celda de la mitad del espaciamiento entre electrodos. De esta manera, se obtuvieron imágenes de resistividad más "limpia" que la resultante sin aplicar esta función.

Para poder darle un sentido geológico e hidrogeológico a las imágenes obtenidas, dos de las TRE se llevaron a cabo en un sector de los médanos donde la columna estratigráfica es conocida. La parametrización del método se basó en los recortes de perforación, mediciones del nivel freático y conductividad eléctrica del agua subterránea de una perforación ubicada a escasos metros del inicio de estas dos tomografías.

Atendiendo a lo anterior, se realizaron otras cinco TRE distribuidas a lo largo de la cadena de dunas del área de estudio (Figura 4), tendientes a definir el espesor saturado con agua dulce y realizar los cálculos para la obtención del volumen de la reserva hídrica subterránea (RHS) en el cordón de dunas. El posicionamiento y distribución de los TRE fue determinado principalmente en base a la accesibilidad a los diferentes sectores, ya que la mayor parte del área de estudio corresponde a campos privados a los que no se permitió el acceso.

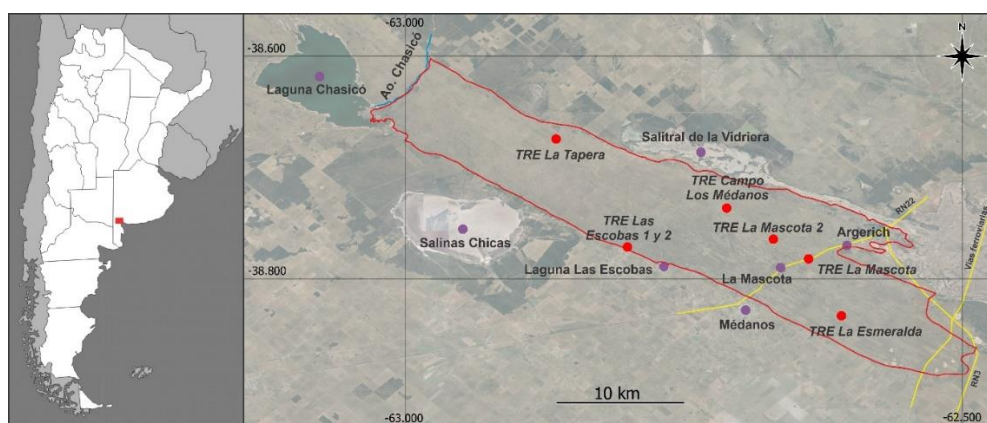


Figura 4. Ubicación de las TRE realizadas (puntos rojos).

La RHS representa el volumen de agua en un acuífero en un instante determinado y suele expresarse en Hm^3 . Para el caso de un acuífero libre como el aquí tratado, su valor queda determinado por el volumen saturado multiplicado por la porosidad eficaz (o coeficiente de almacenamiento), por lo que es necesario haber establecido con precisión tanto la geometría como las características hidráulicas del sistema.

RESULTADOS

Para una mejor organización, se optó por dividir la descripción resultante de las TRE en tres áreas: borde sudoeste de la cadena de dunas, su parte central y el borde noreste de la misma. A continuación, se detallan los resultados obtenidos en cada zona. El error obtenido en la inversión de cada tomografía en particular se detalla en la imagen de cada una de ellas.

Borde sudoeste de la cadena de dunas

Las primeras dos TRE (Figura 5) fueron realizadas perpendicularmente entre sí, sobre el borde sudoeste de la cadena, en cercanías a la laguna Las Escobas. Estas fueron utilizadas para la parametrización del método respecto a la litología e hidrogeología del área de trabajo, debido a que se contó con información de recortes de perforación y medidas del nivel freático obtenidas de una perforación ubicada unos 20 m antes del inicio de las progresivas, donde la profundidad al nivel freático medida fue de 7 m. En estas dos imágenes se logró reconocer una zona no saturada (ZNS) con resistividades mayores a $100 \Omega\cdot\text{m}$, mientras que los valores menores a $25 \Omega\cdot\text{m}$ corresponderían a los depósitos finos de la Fm. Chasicó, con aguas salinizadas. De esta manera, los valores entre 25 y $100 \Omega\cdot\text{m}$ corresponden a arenas con aguas de bajo tenor salino (entre 500 y $600 \mu\text{S}/\text{cm}$, de acuerdo a mediciones de pozos situados en el sector que alumbran dicha capa acuífera). En esta porción del área, de acuerdo a todo lo anteriormente expuesto, el espesor saturado de interés se encuentra entre 3 y 6 m.

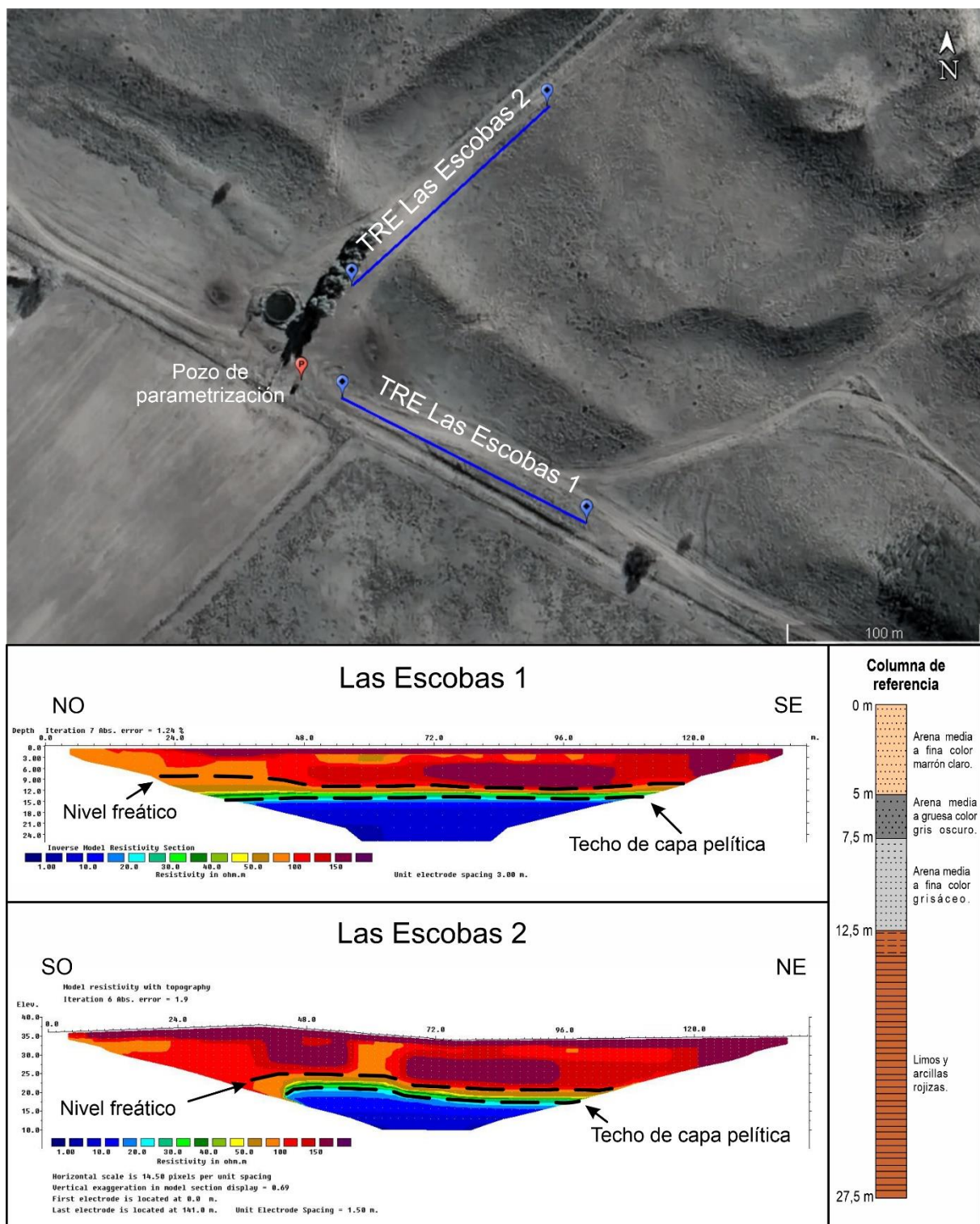


Figura 5. Imágenes de resistividad eléctrica correspondientes al borde sudoeste de la cadena de dunas y detalle ubicación de las mismas con el pozo de parametrización utilizado (a la derecha se presenta la columna litológica del mismo).

La tercer TRE se llevó a cabo en el campo La Esmeralda (Figura 6). Los valores de resistividad asimilables al nivel freático se ubican en torno a los 8 a 10 m de profundidad bajo nivel del terreno, lo cual es congruente con mediciones realizadas

con sonda piezométrica en molinos cercanos. Entre los 13 y los 15 m de profundidad se ubican los valores de resistividad correlacionables al techo de los depósitos

pelíticos de la Fm. Chasicó. De tal manera, se aprecia un espesor saturado con agua dulce de aproximadamente 3 m, prácticamente constante a lo largo de toda la progresiva.

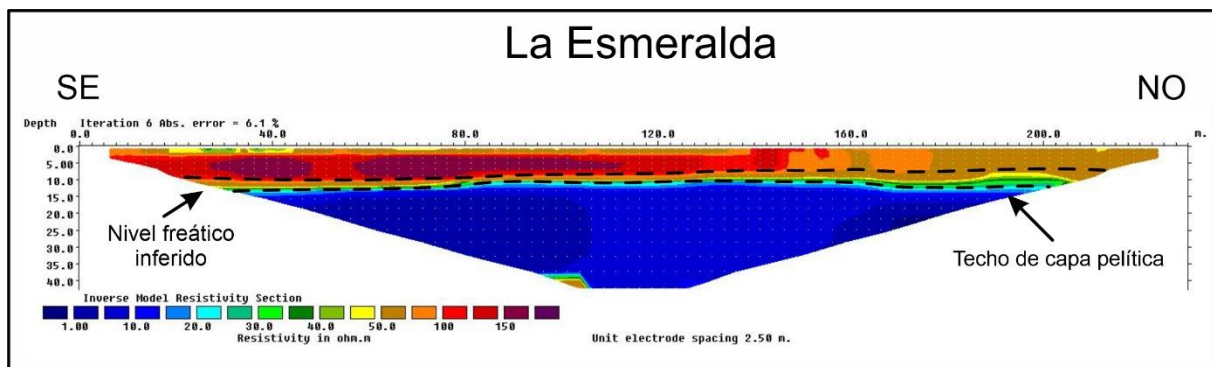


Figura 6. Imagen de resistividad eléctrica realizada en el campo La Esmeralda, ubicada al extremo sudeste del área de estudio.

Sector central de la cadena de dunas

En esta porción del área de estudio se realizaron dos TRE (Figura 7), en cercanías a la localidad de La Mascota. En la primera de ellas, se observa un espesor saturado de interés en torno a los 5 m. Sin embargo, existen sectores de la progresiva (entre los 55 y los 85 m, y entre los 148 y los 194 m) en los que el mismo parecería mostrar un importante incremento, llegando incluso a superar los 30 m. Este aumento de espesor podría asociarse a estructuras similares a paleocauces, colmatados por las arenas del cordón de dunas, dando lugar a zonas preferenciales desde el punto de vista hidrogeológico. El agua extraída de perforaciones ubicadas a escasos metros de la TRE, presenta conductividades eléctricas en torno a los 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, por lo que se infiere que estas estructuras portarían agua de calidad similar.

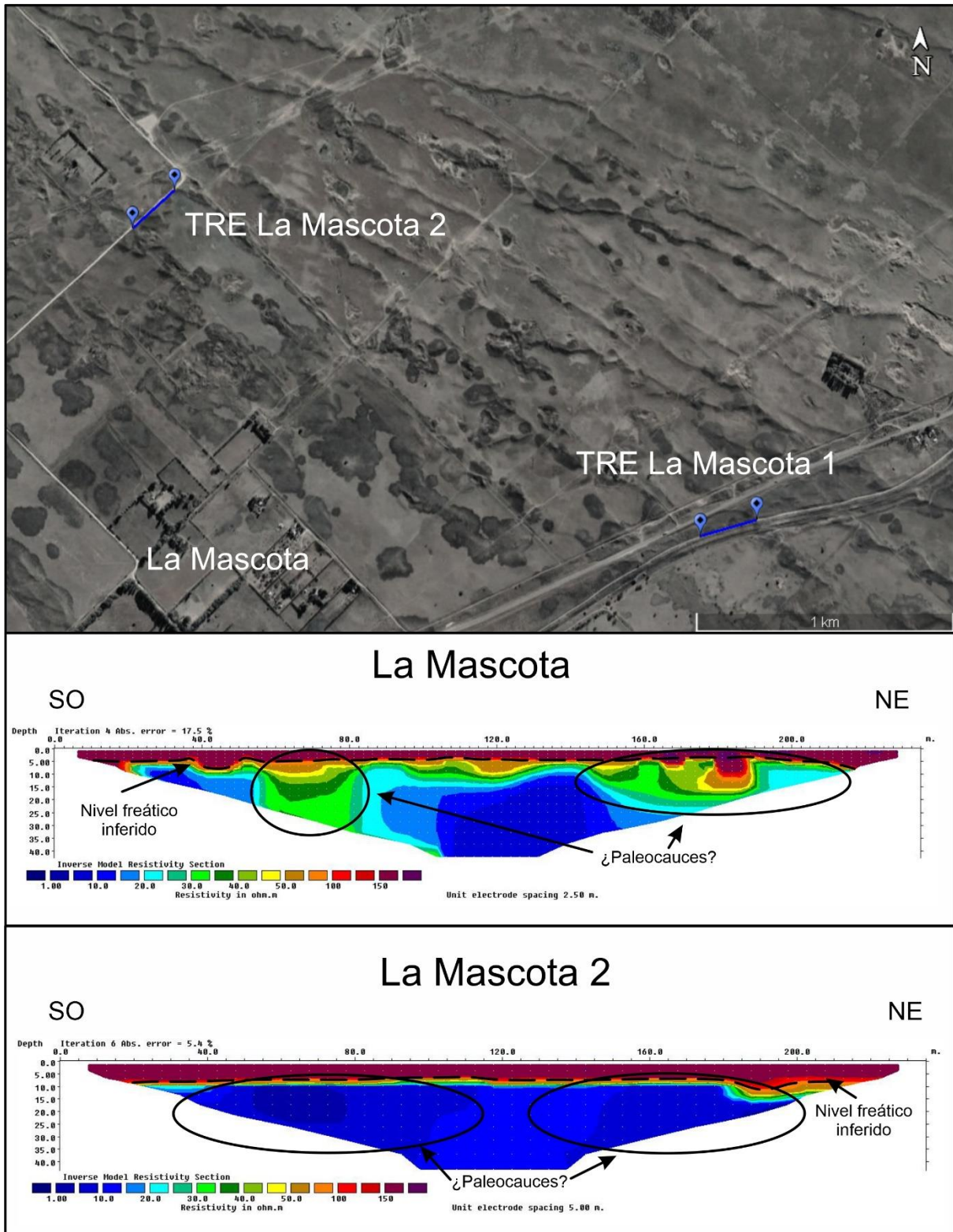


Figura 7. Imágenes de resistividad eléctrica realizadas en cercanías de la localidad de La Mascota y detalle de ubicación de las mismas, correspondientes al sector central de la cadena de dunas.

En la segunda TRE (La Mascota 2), se puede inferir el nivel freático, de acuerdo a la distribución de las resistividades, a los 7 m de profundidad bajo el nivel del terreno, mientras que los valores asignables al techo de la capa pelítica se encuentran

alrededor de los 10 m de profundidad. En este caso, el espesor saturado de interés varía entre los 3 y 4 m.

Entre los 45 y 112 m y los 145 y 193 m de la progresiva se reconocen dos estructuras similares a las observadas en la IRE anterior. Si bien en este caso, presentan resistividades menores a 15 Ω .m, la cercanía de esta TRE respecto a La Mascota 1, permite suponer la presencia de paleocauces en el sector. Sin embargo, los valores de resistividad observados se encuentran fuera del rango de interés.

Borde noreste de la cadena de dunas

En esta última porción de la cadena se llevaron a cabo dos TRE (Figura 8). En la primera imagen (Campo Los Médanos), ubicada a unos 7,5 km de la localidad de La Mascota, se puede observar una distribución de electrocapas subhorizontales en toda la progresiva. Los valores de resistividad asignables al nivel freático ubican al mismo en torno a los 3 m de profundidad bajo el nivel del terreno, mientras que aquellos correlacionables al techo de la capa pelítica que marcaría el límite de la Fm. Chasicó, se encuentran entre los 8 y 10 m de profundidad. A partir de datos obtenidos de perforaciones cercanas, se constató la presencia de dicha capa a la profundidad observada en la IRE. De esta manera, el espesor saturado de interés ronda los 5 m a 6 m, manteniéndose relativamente constante a lo largo del perfil.

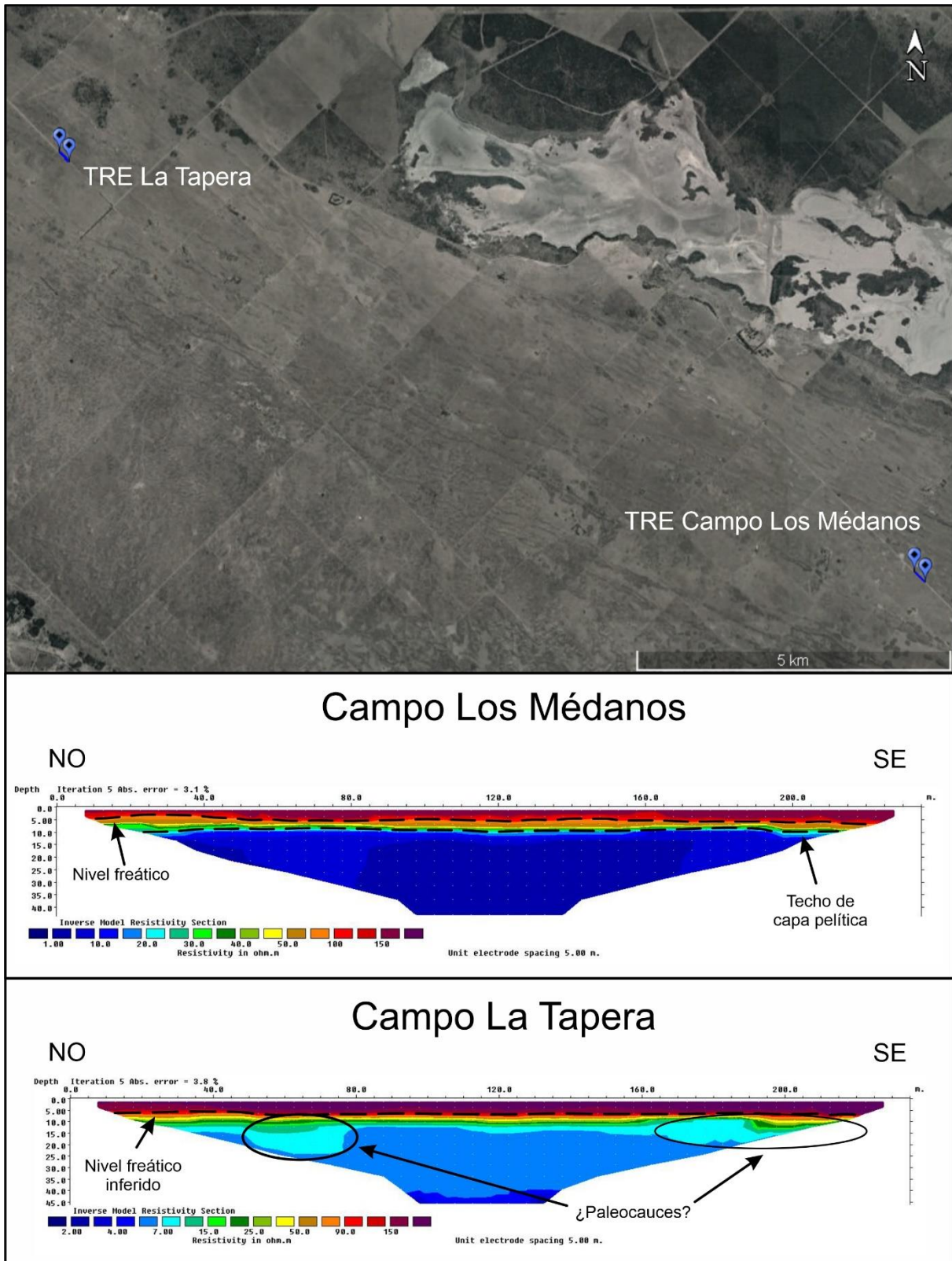


Figura 8. Imágenes de resistividad eléctrica correspondientes al borde noreste de la cadena de dunas y detalle de ubicación de las mismas. En la IRE La Tapera se utilizó una escala diferente para las resistividades para resaltar las estructuras inferidas.

Por último, la segunda TRE del sector (Campo La Tapera), realizada a unos 22 km de la localidad de La Mascota, presenta una distribución similar a la anterior. Los valores de resistividad asimilables a la capa freática ubicarían a la misma el torno a los 6 metros bajo nivel del terreno, coincidente con mediciones efectuadas en pozos cercanos. Aproximadamente a los 10 m de profundidad, se reconocen valores de resistividad asimilables al techo de la capa pelítica (Fm. Chasicó), por lo que el espesor saturado de interés rondaría los 4 m. Es destacable la presencia de dos estructuras similares a paleocauces: la primera de ellas observable entre los 50 y los 77 m de la progresiva, y la segunda, menos marcada, a partir de los 167 m, aunque la resistividad que se presenta en el interior de estas (entre los 7 y los 25 Ω .m) es menor a la determinada con anterioridad como correspondiente a capas de interés.

Cálculo de reservas hídricas subterráneas

Para el cálculo de las RHS se aplicaron dos metodologías distintas. La primera de ellas considera un espesor uniforme para la totalidad del área analizada, mientras que la segunda subdivide el área total en sectores según la densidad de datos geofísicos.

Para el primer caso, sobre la totalidad de la superficie del área de estudio (460 km²) tomando un espesor saturado promedio de 3 m y una porosidad eficaz para la arena de 0,2, es decir, 20% (García y García, 1964; Bonorino, 1979), se obtiene:

$$RHS = A * B * S \quad (1)$$

Donde RHS son las reservas hídricas subterráneas, A el área, B el espesor saturado promedio y S la porosidad eficaz.

De esta manera se obtiene:

$$RHS = 460 \text{ km}^2 * 0,003 \text{ km} * 0,20 = 0,276 \text{ km}^3 = 276 \text{ Hm}^3 \quad (2)$$

Lo cual arroja un volumen de reservas de 276 Hm³.

Realizando el mismo cálculo sobre esta área, pero considerando un espesor saturado promedio de 4 m, determinado mediante los datos de las TRE, se obtiene un volumen de reservas de 368 Hm³.

Para determinar con un mayor grado de precisión las RHS del área de estudio, se dividió la misma en tres sectores y se ponderó el espesor saturado promedio de cada una de ellas por su superficie (Figura 9). La definición de dichos sectores, fue llevada a cabo teniendo en cuenta, tanto los datos geofísicos disponibles, como el conocimiento de la morfología freática a partir de un censo de puntos de agua y el modelo conceptual de funcionamiento del acuífero del cordón de dunas.

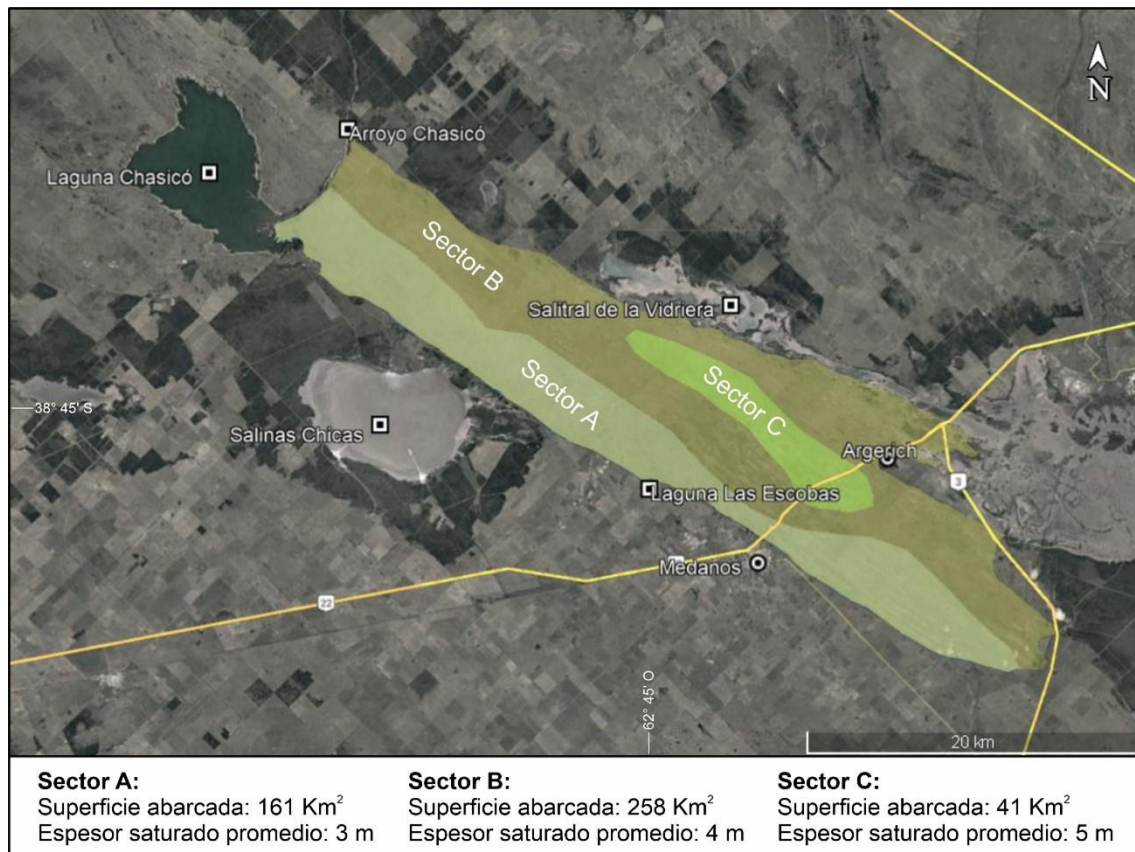


Figura 9. Subdivisión del área de estudio en sectores para el cálculo de reservas hídricas subterráneas.

De esta manera, las reservas hídricas subterráneas se calculan como:

$$RHS \text{ Sector A: } 161 \text{ km}^2 * 0,003 \text{ km} * 0,20 = 0,0966 \text{ km}^3 = 96,6 \text{ Hm}^3 \quad (3)$$

$$RHS \text{ Sector B: } 258 \text{ km}^2 * 0,004 \text{ km} * 0,20 = 0,2064 \text{ km}^3 = 206,4 \text{ Hm}^3 \quad (4)$$

$$RHS \text{ Sector C: } 41 \text{ km}^2 * 0,005 \text{ km} * 0,20 = 0,041 \text{ km}^3 = 41 \text{ Hm}^3 \quad (5)$$

$$RHS \text{ totales} = 344 \text{ Hm}^3 \quad (6)$$

Con esta metodología de cálculo se obtiene un volumen de RHS totales de 344 Hm³, lo cual representa un 24% más que la primera estimación de reservas, en la que se usó el espesor saturado según datos antecedentes, y un 6,5% menos que en el segundo, en el cual se tomó un espesor saturado promedio según datos propios. De esta manera el RHS se ubican entre 276 y 368 Hm³, considerando el valor de 344 Hm³ como la estimación más apropiada de acuerdo a los datos disponibles.

DISCUSIÓN

Si bien la metodología utilizada brinda una gran cantidad de datos e información útil sobre el subsuelo, al ser una herramienta de exploración indirecta, los resultados obtenidos deben ser contrastados con datos validados. Una manera de realizar esto, es la elaboración de modelos sintéticos que permitan simular diferentes escenarios en los cuales se propongan variaciones de las capas analizadas. Otra metodología de validación, consiste en contrastar con datos directos de campo (datos de perforaciones, medición de niveles freáticos y análisis sobre el contenido salino del agua subterránea). En este caso, dada la cantidad de información directa disponible, el modelo generado por la inversión de los datos es concordante con la información derivada de metodologías directas.

La efectividad de las tomografías de resistividad eléctrica, así como la de cualquier otro método geoelectrico, reside en la existencia de contrastes resistivos que permitan discernir o diferenciar capas de interés. A partir de la inversión de los datos realizada por el software, resulta de gran importancia tener en cuenta los rasgos topográficos del terreno, sobre todo cuando el objetivo de la exploración son niveles de escasa potencia. En este caso, con la disposición electrodica utilizada, las electrocapas resultantes permitieron la identificación de niveles saturados con agua dulce de espesores mayores a 3 metros, lo cual resulta coincidente con observaciones de autores anteriores.

La información geofísica disponible para el cálculo de las reservas es más bien escasa, contando únicamente con 10 SEVs realizados con anterioridad, concentrados únicamente en dos sectores, y las 7 TRE realizadas para este trabajo. Aun así, se considera que el cálculo de reservas llevado a cabo es de mayor exactitud al disponible en la bibliografía y constituye un avance en este sentido. Esta contribución pretende aumentar el conocimiento del área y se considera necesaria la realización de nuevos estudios que puedan aumentar el grado de exactitud de esta estimación, conforme se cuente con una mayor densidad de datos.

Si bien el volumen de reservas calculado es frágil, el área se encuentra escasamente poblada (apenas unos 5400 habitantes, con 5245 concentrados en la localidad de Médanos), por lo que su explotación es posible. Estimaciones de la prestataria de agua local calculan la demanda para los próximos años en unos 0,7 Hm³/año, es decir, el 0,2% de la reserva hídrica subterránea de la totalidad de la zona de estudio. Debe considerarse que el uso de las reservas debe llevarse a cabo ante una situación excepcional en los casos donde la demanda supere el recurso hídrico potencial.

Cabe destacar que, debido al escaso espesor de la capa acuífera de interés, la utilización de perforaciones convencionales no resulta conveniente, debido al pronunciado abatimiento del nivel freático que generarían. De esta manera, para una explotación sostenida en el tiempo, se sugiere tener en cuenta otros métodos constructivos, como lo son las galerías filtrantes o los pozos con drenes horizontales (tipo Ranney), entre otros, los cuales producen un menor descenso en los niveles.

CONCLUSIONES

Debido al contraste resistivo entre los materiales que componen la columna estratigráfica del área de estudio y las variaciones de salinidad en profundidad, la prospección geoelectrica mediante TRE resulta una herramienta efectiva para la exploración del agua subterránea y la determinación de espesores saturados de interés. La parametrización del método permite definir intervalos de resistividades correlacionables con las características hidrogeológicas de la cadena de médanos.

Los valores superiores a 120 Ω .m se consideran zona no saturada. Dentro de la zona saturada, los niveles arenosos con agua dulce (entre 400 y 1000 μ S/cm) presentan resistividades entre 25 y 120 Ω .m, mientras que los sedimentos finos correlacionables a la Fm. Chasicó, portadores de aguas salinizadas (en general con conductividades mayores a 3000 μ S/cm), se observan con valores de resistividad menores a 25 Ω .m.

A partir de los datos obtenidos de las TRE, el espesor saturado con agua dulce es de aproximadamente 4 m en promedio. Se destaca la presencia de sectores con espesores mayores a 30 m y una distribución lateral limitada, inferidos como paleo cauces.

Las reservas, teniendo en cuenta un espesor promedio de 3 m, según datos antecedentes, es de 276 Hm³, mientras que calculado con un espesor promedio de 4 m, el volumen asciende a 368 Hm³.

Subdividiendo el área de estudio de acuerdo a los datos geofísicos resultantes de las TRE, el valor calculado de reservas hídricas es de 344 Hm³. Este último se considera como la estimación más ajustada de acuerdo a los datos disponibles. Si bien la cantidad de tomografías puede resultar a priori baja teniendo en cuenta el área considerada, la accesibilidad a los sitios más alejados de los núcleos urbanos no permitió una mayor densidad de datos.

La exploración hidrogeológica mediante tomografías de resistividad eléctrica, si bien resulta más costosa y de mayor complejidad que la realización de sondeos eléctricos verticales, permitió la detección de estructuras asimilables a paleocauces. Estas fueron identificadas únicamente en el sector de La Mascota. El reconocimiento de estas estructuras sería mucho más complejo en caso de realizarse la exploración mediante SEVs.

Se concluye que la metodología aplicada es de gran utilidad para el conocimiento hidrogeológico del subsuelo y proporciona datos de interés para un cálculo más preciso de las reservas hídricas subterráneas. Este conocimiento favorece la gestión racional y sustentable del recurso hídrico subterráneo.

BIBLIOGRAFÍA

ALBOUY, R. (2005). Estudio hidrogeológico expeditivo en proximidades de la localidad de Argerich, provincia de Buenos Aires. Informe FUNSA, 7 pp. Inédito.

AUGE, M. (2004). Regiones hidrogeológicas. República Argentina y provincias de Buenos Aires, Mendoza y Santa Fe. 104 pp.

ANDREIS, R. (1965). Petrografía y Paleocorrientes de la Formación Río Negro. UNLP. La Plata.

BONORINO, A. G. (1974). Contribución al conocimiento de las aguas subterráneas de la zona de Médanos, partido de Villarino (Provincia de Buenos Aires). C.I.C. de la provincia de Buenos Aires. La Plata. Inédito.

BONORINO, A. G. (1979). Estudio hidrogeológico para la provisión de agua subterránea en la zona de Médanos, partido de Villarino, provincia de Buenos Aires. Trabajo presentado en el VI congreso Geológico Argentino. Bahía Blanca. Actas 443-465.

CARRICA J. C., LEXOW, C. Y BONORINO, A. G. (2012). La recarga a través de cordones medanosos en zonas semiáridas. Estudio de caso: Médanos, Prov. de Buenos Aires, Argentina. En: *"Agua Subterránea: Manantial de vida para aprovechar y proteger"* Ed. ALHSUD. XI Congreso latinoamericano de Hidrogeología. Cartagena de Indias, Colombia. Memorias en CD.

FALKLAND, A. y CUSTODIO, E. (1991). Hydrology and Water Resources of Small Islands: a Practical Guide. *Studies and Reports on Hydrology (49)*. UNESCO. París, Francia.

FARQUHARSON, C. G. Y OLDENBURG, D. W. (2004). A comparison of automatic techniques for estimating the regularization parameter in non-linear inverse problems, *Geophysical Journal International*, 156, 411–425.

FIDALGO, F. (1999). El Cuaternario de la provincia de Buenos Aires. En Caminos, R. (Ed): *Geología Argentina*, SEGEMAR, Anales 29: 700- 703, Buenos Aires.

FIDALGO, F., TONNI, E., PORRO, N. y LAZA, J. (1987). Geología del área de la Laguna Chasicó (Partido de Villarino, Provincia de Buenos Aires) y aspectos bioestratigráficos relacionados. *Asociación Geológica Argentina*. Revista 42 (3-4): pag. 407-416.

GARCÍA, J. y O. M. E. DE GARCÍA. (1964). Hidrogeología de la región de Bahía Blanca (provincias de Buenos Aires y La Pampa). *Dirección Nacional de Geología y Minería*. Boletín No 96. Buenos Aires. 93 pág.

LEXOW, C. y BONORINO, A. G. (2012). Estudio hidrogeológico de Médanos. FUNSA. ABSA. Inédito.

LOKE, M. H. (2004). Tutorial 2D and 3D electrical imaging surveys. 128 pp. Recuperado de <http://www.geotomosoft.com/coursenote.zip>

ORELLANA, E. (1972). Prospección Geoeléctrica en corriente continua. *Paraninfo*. Madrid, España.

PASCUAL, R. (1961). Un Nuevo Cardiomyinae (Rodentia, Caviidae) de la Formación Arroyo Chasicó (Plioceno inferior) de la provincia de Buenos Aires. *Ameghiniana* 2(4): 57-71.

ROSSETTO, H. L. (1953). Contribución al conocimiento psamográfico de los médanos de la zona oriental del partido de Villarino, Pcia. de Buenos Aires (Tesis de doctorado inédita). Museo de Ciencias Naturales de La Plata.

SÁNCHEZ, R., PEZZOLA, N. y CEPEDA J. (1998). Caracterización edafoclimática del área de influencia del INTA E.E.A. Hilario Ascasubi, Partidos de Villarino y Patagones, provincia de Buenos Aires. *Boletín de divulgación N° 18*. INTA Hilario Ascasubi. 72 pp. Inédito.

SASAKI, Y. (1992). Resolution of Resistivity Tomography Inferred from Numerical Simulation. *Geophysical Prospecting*, Vol. 40, 453-463. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1992.tb00536.x>

SPALLETI L. e ISLA, F. (2003). Características y Evolución del Delta del Río Colorado ("Colú- Leuvú") Prov. de Buenos Aires, República Argentina. *AAS (Asociación Argentina de Sedimentología)*. Revista 10(1): 23-37.

THORNTHWAITE, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geologic. Rev.* Vol. 38. 55-94. <http://dx.doi.org/10.2307/210739>.

EVALUACIÓN DE UNA LÍNEA BASE DE 5 PILARES PARA CALIBRACIÓN DE EQUIPOS MED

José Romano¹, Pablo Paús¹

1 - Dpto. Agrimensura, Facultad de Ingeniería UNLP. Calle 1 y 47 - La Plata (B1900TAG) - Buenos Aires - Argentina - Tel: (+54) (221) 425-8911

jose.romano@ing.unlp.edu.ar

RESUMEN

Este trabajo presenta la implementación de una línea base para la calibración de distanciómetros electro-ópticos (MED), comúnmente utilizados en obras de ingeniería y topografía. Una línea base está constituida por una serie de puntos fijos alineados en el suelo, y cumple con una serie de características que permiten determinar las magnitudes de los errores sistemáticos de un equipo MED junto con sus correspondientes expresiones de incertidumbre (parámetros de calibración) a partir de las distancias observadas. Las distancias entre los puntos deben ser valores nominales obtenidos con un equipo de mayor precisión que los que se van a ensayar, además deben ser medidas trazables. Una línea base debe entenderse como una herramienta que permite generar observaciones de distancias que constituyen muestras estadísticas representativas de las mediciones que comúnmente se realizan con los equipos ensayados.

Este trabajo abarca el conjunto de análisis realizados sobre un diseño de línea base, el procedimiento de medición más aplicado y el tipo de cálculo adoptado para alcanzar los resultados. Para validar estas propuestas se realizaron mediciones experimentales con un equipo de prueba en una línea base transitoria. Para la realización de estas pruebas se utilizó equipo del Observatorio Geodésico Argentino Alemán (AGGO), el cual cumple con las especificaciones técnicas requeridas para obtener las distancias que se utilizaron como valores nominales.

La implementación de una línea base transitoria permitió desarrollar el procedimiento en el equipo de prueba, aplicando los procedimientos desarrollados, y como resultado se obtuvieron sus parámetros de calibración.

Palabras clave: metrología - incertidumbre - regresión lineal múltiple (RLM) - trazabilidad - agrimensura

ABSTRACT

This paper presents the implementation of a baseline for the calibration of electro-optical distance meters (MED) commonly used in engineering and surveying works. A baseline is made up of a series of fixed points aligned on the ground, and meets with a series of characteristics that allow determining the magnitudes of the systematic errors of a MED equipment together with their corresponding expressions of uncertainty (calibration parameters) from the observed distances. The distances between the points must be nominal values obtained with a higher precision equipment than those to be tested, they must also be traceable measurements. A baseline should be understood as a tool that makes it possible to generate observations of distances that constitute representative statistical samples of the measurements that are commonly carried out with the tested equipment.

This work covers the set of analyzes carried out on a baseline design, the most appropriate measurement procedure and the type of calculation adopted to achieve the results. In order to validate these proposals, experimental measurements were made with test equipment in a transitory baseline. To carry out these tests, equipment from the Argentinian German Geodetic Observatory (AGGO) was used, which complies with the technical specifications required to obtain the distances that were used as nominal values.

The implementation of a transitory baseline made it possible to develop the test on the test equipment, applying the developed procedures, and as a result its calibration parameters were obtained.

Key words: metrology - uncertainty - multiple linear regression (MLR) - traceability - surveying

INTRODUCCIÓN

La medición de distancias con instrumental MED (Medición Electroóptica de Distancias), es una actividad corriente en el campo de la Ingeniería, la Agrimensura y la Geodesia (Balboa et al., 2011). Cobran relevancia en gran número de situaciones, vinculadas al sector productivo, industrial y agropecuario; en obras civiles e hidráulicas: trazado de rutas, construcción de diques, canalizaciones, edificaciones o mediciones catastrales. Muchas veces estas mediciones pueden ser parte de la resolución de problemas jurídicos.

Dada la importancia de las problemáticas que se resuelven constantemente a partir de mediciones con equipos MED, es que se plantea la necesidad de contar con un laboratorio, en el ámbito de la UNLP, para la verificación y calibración de distanciómetros electroópticos. Para realizar las calibraciones se

deben contar con distancias de referencia que se materializan mediante una serie de pilares alineados que constituyen la línea base de calibración.

A partir de las distancias conocidas de la línea base, las mediciones realizadas sobre esta con el instrumento a calibrar y mediante un procedimiento matemático de ajuste se calculan los errores sistemáticos de dicho instrumento. Para el procedimiento de ajuste se aplica una regresión lineal múltiple RLM, que permita ajustar todos los parámetros del modelo de errores sistemáticos simultáneamente.

Con el objetivo de evaluar el procedimiento de campo y el cálculo es que se propone la construcción de una línea base transitoria donde los pilares se materializan con trípodes de madera.

Diseño de la línea base transitoria

Es fundamental que, durante todo el proceso de medición, los puntos materializados con los trípodes se mantengan inmóviles. Si bien el número indicado de pilares es de 7 (ISO 17123-4, 2012), con el objeto de reducir el tiempo de medición se trabajó con una línea base de cinco pilares, que requiere solamente 10 mediciones. Un menor número de observaciones reduce la precisión de los resultados, pero posibilita acortar el tiempo de medición; una base de siete pilares requiere más del doble de mediciones (21 en total). Acortar el tiempo de medición, en una línea base transitoria, reduce el riesgo de que los trípodes sufran algún tipo de desplazamiento.

Para el diseño de la línea base se adoptó el método de Heerbrugg, que presenta ventajas frente a otros como Aarau o Hobart. Entre las ventajas podemos mencionar la adaptabilidad a diferentes unidades de medida de los instrumentos, la posibilidad de determinar en un mismo programa de observaciones los parámetros de calibración: constantes aditiva, error escala, y el error de ciclo (Romano et al., 2017). Además, el diseño de Heerbrugg ha sido adoptado por la norma ISO 17.123-4:2012 para la verificación de instrumentos MED.

La línea base se diseñó para que la longitud total no supere los 300 m y se adoptó como unidad de medida de diseño 7,50 m. Una representación esquemática de la línea base se encuentra en la figura 1.

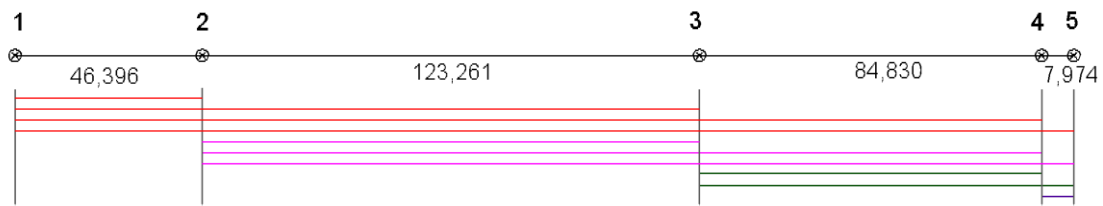


Figura 1: Distribución de las distancias (en metros) entre los 5 pilares.

Con el distanciómetro sobre el pilar 1 (fig. 1) se medirán todas las distancias adelante a reflectores colocados sobre los restantes pilares, luego el equipo se instala sobre el pilar 2 y se repite el procedimiento; así se continúa y la última medición en tomarse será desde el pilar 4 al 5. Las 10 distancias posibles de ser medidas se resumen en la tabla 1.

Distancias		
Nº	Designación	Longitud (m)
1	d_{12}	46,396
2	d_{13}	169,656
3	d_{14}	254,487
4	d_{15}	262,461
5	d_{23}	123,261
6	d_{24}	208,091
7	d_{25}	216,065
8	d_{34}	84,830
9	d_{35}	92,804
10	d_{45}	7,974

Tabla 1: Distancias que pueden ser medidas en la línea base de 5 pilares.

Para desarrollar este procedimiento se requirió de instrumental y equipamiento del observatorio AGGO. Se realizó un relevamiento topográfico planialtimétrico para encontrar el lugar más conveniente para ubicar la línea base. Fue elegido un predio rural frente al observatorio AGGO, que contaba con el espacio adecuado para instalar esta línea base, y además el terreno era lo suficientemente plano. Una vez realizado el relevamiento topográfico se procedió a replantear sobre el terreno los puntos de la línea base mediante estacas de hierro (figura 2). Se realizó el relevamiento topográfico y el replanteo sobre el terreno de las estacas con la configuración de distancias diseñadas. Las estacas fueron señalizadas convenientemente para ser fácilmente encontradas posteriormente en la campaña de medición. Sobre

estas estacas luego se estacionaron los trípodes con bases nivelantes para configurar la línea base transitoria de 5 puntos.



Figura 2 - Línea base transitoria utilizada; frente al observatorio AGGO.

Mediciones de campo

Las estacas dejadas previamente sobre el terreno fueron una referencia necesaria, pero las distancias definitivas utilizadas en la prueba son las que quedaron determinadas por la posición de las bases nivelantes sobre los trípodes. Contando con el procedimiento de campo se realizaron las mediciones.

Para medir las distancias de referencia (o nominales) se utilizó una estación total de la marca Leica modelo TS60, del observatorio AGGO. Este equipo posee condiciones técnicas superiores al que se ensayó, además de un certificado de calibración emitido por la empresa Leica.

El distanciómetro evaluado fue una estación total marca Topcon modelo ES55 n° de serie WL0695, propiedad del Dpto. de Agrimensura de la Facultad de Ingeniería de la UNLP. El equipo tiene un valor de unidad de medida de 4 metros.

Con ambas estaciones totales se registraron las tres distancias (Inclinada, horizontal y vertical). Cada distancia se mide 4 veces: dos mediciones con el anteojo en posición directa y otras dos con el anteojo en posición invertida, alternando entre las dos posiciones del anteojo en cada observación. Se debe llevar registro de la temperatura del aire, presión atmosférica, humedad relativa y la hora para cada segmento medido.

Procesamiento de observaciones

Se calculó el promedio de cada distancia observada con las 4 mediciones crudas, este valor medio figura en las tablas como “distancia medida”. Luego se aplicó la corrección K’ de primera velocidad, utilizando los datos de la estación meteorológica de AGGO. Para los datos de la estación Topcon, luego de corregir por K’ se calculó la distancia reducida al horizonte. Para el equipo Leica, tras corregir por K’ se aplicaron las correcciones a la constante aditiva y por error de escala de acuerdo con la información que se tienen en el certificado de calibración; luego se redujeron esas distancias al horizonte (tabla 2).

Para el equipo Leica, la corrección K’ se calculó con la expresión (manual del usuario):

$$ppm = 286,338 - \left(\frac{0,29535 \cdot P}{1 + \alpha \cdot T} - \frac{4,126 \cdot 10^{-4} \cdot H}{1 + \alpha \cdot T} \cdot 10^x \right)$$

Donde:

$$\alpha = \frac{1}{273,15}$$

$$x = \frac{7,5 \cdot T}{237,3 + T} + 0,7857$$

Luego se aplicaron las correcciones al instrumento dadas en el certificado de calibración del equipo: la corrección de la constante aditiva de -0,20 mm y la corrección del error de escala: -0,6 ppm.

Leica TS60									
Designación de distancias	Desnivel (Δh)	Distancia medida (m)	ppm	K': Corrección (m)	Distancia Corregida por K'	Distancia Corregida por K = -0,20	Distancia Corregida por 0,6 ppm	D: distancia reducida (m)	
1	1-2	0,0952	46,39575	-2,7	-0,00012	46,39563	46,39543	46,39540	46,39530
2	1-3	0,3664	169,65675	-2,9	-0,00050	169,65625	169,65605	169,65596	169,65556
3	1-4	0,4272	254,48720	-3,1	-0,00079	254,48641	254,48621	254,48606	254,48571
4	1-5	0,4639	262,46110	-3,2	-0,00083	262,46027	262,46007	262,45992	262,45951
5	2-3	0,2712	123,26088	-2,7	-0,00034	123,26054	123,26034	123,26027	123,25997
6	2-4	0,3321	208,09120	-2,9	-0,00061	208,09059	208,09039	208,09028	208,09001
7	2-5	0,3687	216,06520	-3,0	-0,00065	216,06455	216,06435	216,06424	216,06392
8	3-4	0,0608	84,83050	-2,5	-0,00021	84,83029	84,83009	84,83004	84,83002
9	3-5	0,0975	92,80455	-2,2	-0,00021	92,80434	92,80414	92,80409	92,80404
10	4-5	0,0367	7,97428	-2,3	-0,00002	7,97426	7,97406	7,97405	7,97397

Tabla 2: Resultados de mediciones con equipo Leica TS60.

La corrección K' de las distancias observadas con la estación total Topcon se calculó con la expresión dada por el fabricante:

$$ppm = 282,324 - \frac{0,294362 \cdot P}{1 + 0,003661 \cdot T}$$

Al no contar con un certificado de calibración de este equipo, las observaciones no pueden ser corregidas por una constante ni por un error de escala; justamente esos son los parámetros que se buscan obtener en la calibración del equipo. Las distancias obtenidas y luego procesadas del equipo Topcon figuran en la tabla 3.

Topcon ES55							
Designación de distancias		Desnivel (Δh)	Distancia medida (m)	ppm	K' : Corrección (m)	Distancia Corregida por K'	d: distancia reducida (m)
1	1-2	0,1096	46,39500	-5,6	-0,00026	46,39474	46,39461
2	1-3	0,3808	169,65568	-5,5	-0,00094	169,65473	169,65431
3	1-4	0,4416	254,48650	-5,5	-0,00139	254,48511	254,48473
4	1-5	0,4783	262,46000	-5,4	-0,00142	262,45858	262,45815
5	2-3	0,2856	123,26000	-4,5	-0,00055	123,25945	123,25912
6	2-4	0,3464	208,09083	-4,9	-0,00103	208,08980	208,08951
7	2-5	0,3831	216,06400	-5,2	-0,00111	216,06289	216,06255
8	3-4	0,0752	84,83033	-4,5	-0,00038	84,82994	84,82991
9	3-5	0,1119	92,80400	-4,9	-0,00046	92,80354	92,80348
10	4-5	0,0511	7,97400	-4,9	-0,00004	7,97396	7,97380

Tabla 3: Resultados de mediciones con equipo Topcon ES55.

Tal como se mencionó antes, es fundamental que durante todo el proceso de medición los puntos (bases nivelantes sobre trípodes) no se hayan desplazado; por ese motivo fue que tras completar la serie de mediciones con el equipo Topcon, se efectuaron mediciones de control con la estación total Leica. No se encontraron diferencias apreciables en este control.

Procedimiento de cálculo

El valor de la corrección CI de un distanciómetro electroóptico es el valor que se sumará a las distancias observadas d , para obtener el valor de las distancias D , libre de errores sistemáticos. Entonces se puede expresar la relación:

$$CI = D - d$$

El modelo para las correcciones de un distanciómetro electroóptico con la que se trabajará es:

$$CI = K + E d + a \cos\left(\frac{2 \pi d}{U}\right) + b \operatorname{sen}\left(\frac{2 \pi d}{U}\right)$$

Donde:

K : Constante aditiva.

E : Error de escala.

a y b : coeficientes del error de ciclo expresado mediante una serie de Fourier de orden uno ($n=1$).

Un equipo ensayado puede estar afectado por alguno, todos o ninguno de estos errores sistemáticos.

Regresión lineal múltiple

Para el cálculo de los parámetros de observación se utilizó una RLM (Regresión Lineal Múltiple) y los cálculos se realizaron con el software R-project. Se conoce como R a un entorno y lenguaje de programación con un enfoque al análisis estadístico.

Considerando una muestra compuesta por n elementos, donde para cada uno se ha medido una variable dependiente y además de p variables independientes x_1, \dots, x_p . El i -ésimo elemento de la muestra tendrá el conjunto ordenado $(y_i, x_{1i}, \dots, x_{pi})$. Entonces, se puede ajustar al modelo de regresión múltiple (Navidi, 2006):

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_{1i} + \dots + \beta_p x_{pi} + \varepsilon_i$$

Aplicando un ajuste por medio de mínimos cuadrados se pueden determinar los estimadores de los coeficientes de la ecuación anterior:

$$\hat{y} = \hat{\beta}_0 + \hat{\beta}_1 x_1 + \dots + \hat{\beta}_p x_p$$

Se define \hat{y}_i como el valor de y obtenido por el ajuste con mínimos cuadrados para los valores x (x_{1i}, \dots, x_{pi}).

Para analizar la significancia estadística de los coeficientes ajustados se realizan distintas pruebas estadísticas. Estas pruebas requieren que las

observaciones estén normalmente distribuidas. Los estadísticos que más se utilizan en este tipo de ajustes son (Navidi, 2006):

- s^2 : estimador de la varianza del error.
- estadístico T.
- R^2 : coeficiente de determinación.
- estadístico F.

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{n - p - 1} = \frac{SSE}{n - p - 1}$$

Donde SSE es la suma de los cuadrados del error. Si k representa la cantidad de parámetros a estimar entonces:

$$p = k - 1$$

El valor s^2 es la varianza de la RLM, además permite calcular el estimador de la varianza $s_{\hat{\beta}_i}^2$ de cada coeficiente de mínimos cuadrados $\hat{\beta}_i$, Luego podrá calcularse el estadístico de prueba:

$$T_0 = \frac{\hat{\beta}_i}{\sqrt{s_{\hat{\beta}_i}^2 C_{ii}}}$$

Donde C_{ii} es el elemento de la diagonal de la matriz de covarianza de los coeficientes $(\mathbf{X}'\mathbf{X})^{-1}$ que corresponde al parámetro β_i . Siendo \mathbf{X} la matriz resultante del ajuste por mínimos cuadrados tal como se plantea en las siguientes páginas.

Esta cantidad tiene distribución t de Student con $n-p-1$ grados de libertad. Con este estadístico se realizan pruebas de hipótesis sobre los valores β_i . Este estadístico es utilizado para probar la hipótesis nula que el valor verdadero del coeficiente es igual a 0, de esta forma se analiza la importancia de cada coeficiente en el resultado \hat{y} .

El estadístico R^2 mide la bondad del ajuste en una regresión lineal múltiple:

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 - \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} = \frac{SSR}{SST}$$

y_i : i-ésima observación de la variable dependiente y .

\bar{y} : media de las observaciones y_i .

\hat{y}_i : resultado del ajuste para valores x (x_{1i}, \dots, x_{pi}).

SSR: suma de los cuadrados de la regresión.

SST: suma total de los cuadrados.

Valores de R^2 cercanos a 1 o -1 indican una fuerte relación lineal, mientras que valores cercanos a 0 indican débil relación lineal. Este estadístico es el equivalente al coeficiente de correlación en una regresión lineal simple.

Todos estos supuestos requieren que los errores ϵ_i estén normalmente distribuidos. Para hacer esta comprobación suele ser útil realizar una gráfica de probabilidad normal de los residuos. Si se encuentra mayoritariamente la apariencia de una línea recta, se puede afirmar que los residuos tienen distribución normal. Es más sencillo suponer la normalidad cuando el número de observaciones es grande, pero cuando el número de observaciones es pequeño es más difícil detectar desviaciones de la normalidad (Navidi, 2006).

Otra prueba que se aplica para determinar si existe una relación lineal entre la variable de respuesta y y las variables de regresión x_i es con el estadístico F. Se utiliza la hipótesis nula H_0 , que postula que todos los coeficientes son cero y la alternativa H_1 , que al menos uno de los coeficientes es distinto de cero. Esta hipótesis establece que ninguna de las variables independientes tiene alguna relación lineal con la variable dependiente (Navidi, 2006). Esta hipótesis debe ser rechazada para aceptar los coeficientes dados por el ajuste de mínimos cuadrados. El estadístico de prueba que se utiliza es:

$$F = \frac{\sum_{i=1}^n [(y_i - \bar{y})^2 - \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2]/p}{[\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2]/(n - p - 1)} = \frac{SSR/p}{SSE/(n - p - 1)}$$

Para este estadístico F su distribución nula es $F_{p,n-p-1}$.

Se rechazará H_0 si el valor calculado del estadístico de prueba de la ecuación anterior es mayor que $f_{\alpha,p,n-p-1}$, con p y $n-p-1$ grados de libertad, se utilizará un nivel de confianza $\alpha = 0,05$.

La ecuación para las correcciones C_I se puede reescribir como:

$$v_i = K + E d_i + a \cos\left(\frac{2\pi d_i}{U}\right) + b \operatorname{sen}\left(\frac{2\pi d_i}{U}\right) + (D_i - d_i)$$

Donde v_i es el residuo de la i -ésima observación d_i . Estos residuos serán mínimos debidos al ajuste por "mínimos cuadrados" de los coeficientes K, E, a y b. Finalmente U es la unidad de medida del instrumento con que se realizaron las observaciones.

La expresión matricial para las ecuaciones de observación será:

$$V = AX + L$$

Para n observaciones se tienen las matrices:

$$A = \begin{pmatrix} 1 & d_1 & \cos\left(\frac{2\pi d_1}{U}\right) & \text{sen}\left(\frac{2\pi d_1}{U}\right) \\ 1 & d_2 & \cos\left(\frac{2\pi d_2}{U}\right) & \text{sen}\left(\frac{2\pi d_2}{U}\right) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & d_n & \cos\left(\frac{2\pi d_n}{U}\right) & \text{sen}\left(\frac{2\pi d_n}{U}\right) \end{pmatrix}$$

$$V = \begin{pmatrix} v_1 \\ v_2 \\ \dots \\ v_n \end{pmatrix} \quad X = \begin{pmatrix} K \\ E \\ a \\ b \end{pmatrix} \quad L = \begin{pmatrix} D_1 - d_1 \\ D_2 - d_2 \\ \dots \\ D_n - d_n \end{pmatrix}$$

Si fuese necesario utilizar una matriz de pesos **P**:

$$P = \begin{pmatrix} 1/\sigma^2_{d1} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1/\sigma^2_{d2} & 0 & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & 0 & 1/\sigma^2_{dn} \end{pmatrix}$$

La precisión de medida de cada equipo MED es dada por el fabricante con una expresión del tipo:

$$[a \text{ (mm)} + b \text{ ppm}]$$

Donde el término a se expresa en milímetros y es constante, mientras que el término b expresa las partes en millón de la distancia. En líneas de base cortas

podrá evaluarse no aplicar esta ecuación debido a que todas las distancias tendrán precisiones similares, debido a que predomina el término fijo frente al término variable que es mucho menor. Esta posibilidad tendrá que ser analizada en cada caso particular.

La solución para las ecuaciones de observación aplicando mínimos cuadrados tienen la forma matricial (Ghilani & Wolf, 2006):

$$X = (A^T P A)^{-1} A^T P L$$

Cálculo de los parámetros de calibración

Dado que las distancias fueron registradas con una resolución de lectura de 4 decimales, los cálculos se realizaron con una cifra significativa más, es decir con 5 decimales. El programa que se utiliza en R-Project utiliza una mayor cantidad de decimales. Pero los resultados finales de las medidas realizadas con la estación Topcon se presentarán con 3 decimales, ya que la precisión de medida del equipo no admite más.

La RLM arrojó los siguientes resultados:

Coefficiente	Valor estimado	S	t ₀	Pr (> t ₀)
K	3,13E-04	2,32E-04	1,347	0,227
E	3,29E+00	1,38E+00	2,383	0,055
a	-1,37E-04	1,55E-04	-0,888	0,409
b	-9,71E-05	1,81E-04	-0,536	0,611

Tabla 4: Resultado de la RLM efectuada con R-Project (4 parámetros)

Dando un valor para el estadístico F₀ de 3,266 con un p-valor de 0,1012 (área a la derecha en la curva de distribución de probabilidad F_{3,6}).

Analizando estos resultados, dado que el p-valor de 0,1012 > 0,05 existe evidencia suficiente para aceptar hipótesis nula H₀ que afirma que los coeficientes son iguales a cero. Para que los parámetros superen esta prueba debe poder rechazarse la hipótesis nula, y para ello el p-valor correspondiente al estadístico F₀ calculado debe ser menor a 0,05. Por otro lado, analizando las pruebas individuales sobre los parámetros, se ve que los p-valores de los estadísticos t₀ son todos superiores a 0,05. Por todo esto, se puede afirmar que ninguno de los parámetros calculados supera los test estadísticos.

El siguiente paso fue utilizar un modelo matemático que solamente considere al error de la constante K y al error de escala:

$$CI = K + E d$$

Se calcula la RLM, que de esta manera queda reducida a una regresión lineal simple:

Coficiente	Valor estimado	S	t ₀	Pr (> t ₀)
K	2,30E-04	2,12E-04	1,083	0,310
E	3,80E+00	1,26E+00	3,021	0,017

Tabla 5: Resultado de la RLM efectuada con R-Project (2 parámetros)

El estadístico F₀ es igual a 9,123 y su p-valor de 0,01655 < 0,05, lo que significa que, ahora sí, se puede rechazar la hipótesis nula H₀ que afirma que los coeficientes son iguales a cero. Por otro lado, los p-valores de los estadísticos t₀ de los parámetros son superiores a 0,05.

El ajuste permite suponer los valores: K= 0,23 mm y E= 3,8 ppm

Se realizan los test estadísticos individuales a cada regresor. El valor de K no supera el test T₀, el p-valor 0,31 > 0,05 no se puede rechazar la hipótesis nula que postula que es igual a cero. Para E, sí se supera el test T₀, el p-valor 0,0165 < 0,05 es posible rechazar la hipótesis nula que postula que es igual a cero.

En la figura 3 se encuentra el gráfico Q-Q realizado con R-Project para el análisis de la normalidad de los residuos. La línea recta representa una distribución normal teórica, los puntos que representan a los residuos se distribuyen a ambos lados de esta línea. Existen valores atípicos en los puntos 2, 6 y 8; pero dada la poca cantidad de observaciones no se puede hacer un análisis profundo sobre la distribución de probabilidad de los residuos. En términos prácticos, se puede aceptar la normalidad de los residuos.

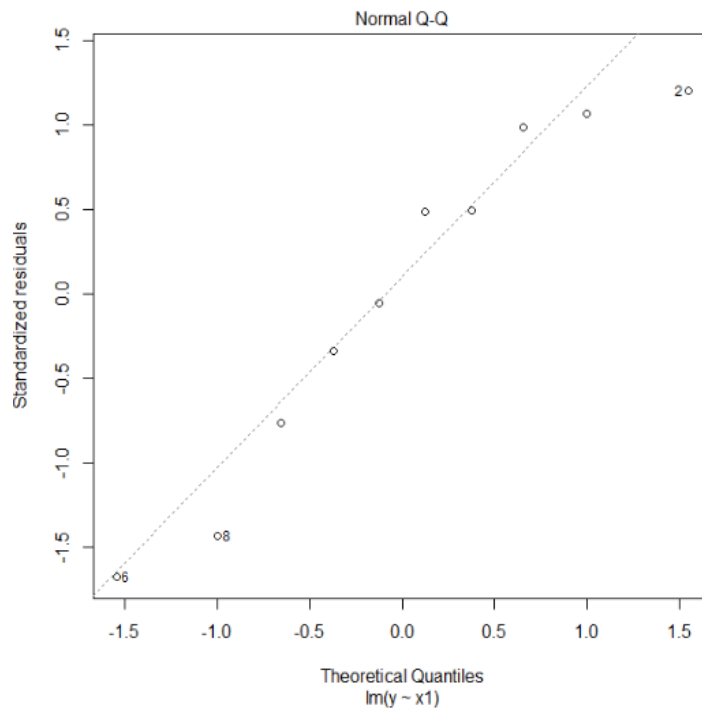


Figura 3 - Gráfico Q-Q para analizar la normalidad de los residuos.

Los análisis realizados sugieren que el instrumento ensayado, estación total Topcon ES55 tiene un error de escala de 3,8 ppm y la expresión CI queda reducida a la forma:

$$CI = 3,8 ppm \cdot d [m]$$

Con una incertidumbre en su determinación $\mu_E = 1,3 ppm$

El valor para la constante aditiva K no puede adoptarse dado que no superó el test estadístico correspondiente. Deberá seguir utilizándose para esa configuración del prisma, el valor provisto por el fabricante del instrumento, $K=0$.

Controles de cálculo

Al encontrar la existencia de un error de escala, debe verificarse que el valor dado por la RLM en ppm sea realmente un error de escala y no el resultado de una corrección mal aplicada. Previamente se verificó que las correcciones K' realizadas por cálculo son las mismas que calcula automáticamente el procesador de cada estación total. En el supuesto de que las expresiones dadas por el fabricante no sean las correctas, al aplicarlas, se estaría en presencia de un error de naturaleza similar al de escala que puede

contabilizarse como tal. A la fecha no se tiene conocimiento de que los fabricantes de equipos brinden de forma errónea estas funciones.

Otra posible causa que llevaría a introducir un error proporcional a la distancia sería aplicar mal la corrección en ppm del certificado de calibración (-0,6 ppm); ya de por sí la magnitud de esta corrección es mucho menor a 3,8 ppm. No obstante, y solamente a modo de control se realiza el cálculo sin aplicar la corrección de las distancias del equipo Leica por el valor -0,6 ppm.

Los resultados son similares, con la diferencia de que el error de escala se incrementa a 4,3 ppm, prácticamente la diferencia entre este resultado y el adoptado de 3,8 ppm está en la corrección aplicada de -0,6 ppm. Aplicar esta corrección a las observaciones es necesario para no tener un sesgo en el resultado. Por lo tanto, se puede descartar que el error encontrado de 3,8 ppm sea causado por una aplicación incorrecta de correcciones proporcionales a la distancia. Este resultado se considera efectivamente como error de escala.

Adicionalmente y a modo de control se verificó la incidencia de la corrección para la constante aditiva de -0,2 mm para las distancias medidas con el equipo Leica, que fue dada en su certificado de calibración. Una vez corregidas las distancias por este parámetro, se aplicó a estos valores el ajuste por mínimos cuadrados dado por la norma ISO 17123-4 en su procedimiento completo, resultando un error en la constante aditiva de 0,08 mm, inferior a la corrección aplicada.

Si no se aplicara la corrección de las constantes aditivas, al realizar el mismo ajuste se obtiene un valor de -0,1 mm.

Cálculo con ponderación de observaciones

Adicionalmente, se realizaron pruebas de cálculo incorporando una matriz de pesos. Se muestran a continuación los resultados de ponderar las observaciones en el planteo de la ecuación:

$$CI = K + E d$$

La matriz de pesos se calculó a partir de la varianza de cada distancia según la incertidumbre de medida dada por el fabricante 2mm + 2ppm. De acuerdo con esto, la incertidumbre de medida en las distancias aumenta con su longitud. Se utilizó una matriz diagonal de pesos P de 10 filas por 10 columnas, que tiene en su diagonal los términos $\frac{1}{\sigma^2}$ de cada distancia observada.

La precisión es expresada por la incertidumbre 2 mm + 2 ppm D. Esta es una incertidumbre expandida por un factor de 2. Se utiliza 1 mm + 1 ppm D

Por ejemplo, para el elemento [1,1] de la matriz P:

$$d_{1-2} = 46,39461 \text{ m}$$

$$\frac{1}{\sigma_{1-2}^2} = \frac{1}{(0,001 \text{ m})^2 + \left(1 * \frac{46,39461 \text{ m}}{1.000.000}\right)^2} = 997.852,16 \text{ m}^{-2}$$

Se resolvió mediante R-Project el sistema:

$$X = (A^T P A)^{-1} A^T P L$$

El resultado obtenido es: la constante aditiva K= 0,23 mm y el error de escala E= 3,8 ppm.

La desviación estándar experimental del ajuste es de 0,33 mm. Los desvíos estándar de los dos parámetros ajustados fueron: $\mu_K = 0,21 \text{ mm}$ y $\mu_E = 1,25 \text{ ppm}$

La prueba del estadístico F_0 fue superada pero no así la prueba del estadístico T_0 para el interceptor K.

Prácticamente se arriba a los mismos resultados usando la matriz de pesos P que sin ellos, pero empleando un considerable tiempo adicional. Ponderar las observaciones en el procesamiento de datos obtenidos en una línea base corta le resta eficiencia al procedimiento.

Incertidumbre de la medida de distancias del equipo ensayado

Incertidumbre tipo A

Con los 10 valores medidos y corregidos sus errores sistemáticos se calcula la desviación típica experimental s_0 que surge de los residuos del ajuste por mínimos cuadrados que propone la norma ISO 17123:4:2012 del tipo:

$$y = (A^T A)^{-1} A^T x$$

y el valor de la desviación típica experimental queda en: $s_0 = 0,3 \text{ mm}$. Este valor se considera como la incertidumbre Tipo A que se combinará con las demás fuentes de incertidumbre que afectan al resultado.

Incertidumbre de la constante K (μ_K) aplicada

En el ajuste realizado por RLM no se llegó a ningún valor para la constante aditiva, por lo que se continuará utilizándose el valor dado por el fabricante del equipo $K=0$. Dado que el fabricante del instrumento establece una precisión de $2 \text{ mm} + 2 \text{ ppm}$ se toma la parte constante como incertidumbre Tipo B para la constante aditiva. Este valor está expresado como incertidumbre expandida por lo que se toma:

$$\mu_K = 1 \text{ mm}$$

Incertidumbre del error de escala (μ_{μ_E}) aplicada

La incertidumbre de la modulación de frecuencia (μ_f) se toma a partir del valor μ_E dado por el ajuste realizado por RLM:

$$\sigma_E = 1,3 \text{ ppm}$$

Incertidumbre del error de ciclo

No se detectó la presencia de error de ciclo en el instrumento ensayado por lo cual no se tienen incertidumbres Tipo A que aplicar. Puede considerarse como incertidumbre de Tipo B ya incluida en el valor $\mu_K = 1 \text{ mm}$ adoptado. Los errores de ciclo no detectados se computan como parte de la constante aditiva.

Incertidumbre del patrón (μ_p) aplicada

En este trabajo el equipo ensayado se compara con otro de referencia de precisión superior Leica TS60. De acuerdo con el certificado de calibración de la estación total Leica TS60, la desviación estándar de una sola medición de distancia (ISO 17123-4) es de $0,6 \text{ mm} \pm 1,0 \text{ ppm}$. De acuerdo con lo expresado en el certificado de calibración de este equipo, esta expresión es una incertidumbre expandida, obtenida a partir de multiplicar la incertidumbre estándar de medición por un factor de cobertura $K = 2$, correspondiente a una distribución normal, con un factor de probabilidad aproximado del 95 %. Entonces se considera la incertidumbre estándar de medición como: $0,3 \text{ mm} \pm 0,5 \text{ ppm}$

Se plantea para la distancia máxima medida:

$$\mu_{pc-262,50m} = \sqrt{(0,3 \text{ mm})^2 + \left(0,5 \times \frac{262.500 \text{ mm}}{1.000.000}\right)^2} = 0,33 \text{ mm}$$

$$\mu_{pc} = 0,33 \text{ mm}$$

$$\mu_p = \sqrt{\text{Desv. Máx}^2 + \mu_{pc}^2} = \sqrt{(0,3 \text{ mm})^2 + (0,33 \text{ mm})^2} = 0,44 \text{ mm}$$

Otras incertidumbres tipo B consideradas

Las temperaturas se registran con una incertidumbre de 0,1°C por lo que μ_T es 0,1 ppm.

La incertidumbre para el registro de la presión atmosférica es de 0,1 hPa por lo que el valor de μ_P es 0,03 ppm.

No se considera el valor μ_{HR} debido a que el equipo Topcon no utiliza valores de humedad relativa en el cálculo de K' .

Se consideran la excentricidad del instrumento (μ_e) y la excentricidad del prisma (μ_r), ambas iguales a 0,4 mm.

En el modo de medición preciso el equipo informa la distancia en pantalla con 4 decimales del metro, por lo que se adopta la incertidumbre para resolución (μ_{rf}) como:

$$\mu_{rf} = \frac{0,1 \text{ mm}}{\sqrt{3}} = 0,058 \text{ mm} \cong 0,06 \text{ mm}$$

La siguiente tabla expresa todos los valores de incertidumbre Tipo A y Tipo B considerados:

<i>Fuentes de incertidumbre</i>	<i>Evaluación</i>	<i>Distribución</i>	<i>Aporte</i>	<i>Unidad</i>
<i>I. del equipo</i>				
$s_0 = \mu_{ISO-EDM}$: Precisión de la medición de distancias.	Tipo A	normal	0,33	mm
μ_K : Precisión de la constante aditiva K	Tipo B	normal	1,00	mm
$\mu_{\beta 1}$: Precisión del erro de escala del MED	Tipo A	normal	1,30	ppm
<i>I. del patrón</i>				
μ_p	Tipo B	normal	0,44	mm
<i>III. de la atmósfera</i>				
μ_T : Temperatura.	Tipo B	normal	0,10	ppm
μ_p : Presión.	Tipo B	normal	0,03	ppm
μ_{HR} : Humedad relativa.	Tipo B	normal	-	
<i>IV. del centrado</i>				
μ_e : Excentricidad del instrumento.	Tipo B	rectangular	0,40	mm
μ_r : Excentricidad del reflector.	Tipo B	rectangular	0,40	mm
<i>V. de lectura</i>				
μ_{rf} : Error de redonde del instrumento.	Tipo B	rectangular	0,06	mm

Tabla 6: valores de las incertidumbres consideradas en el procedimiento de calibración.

Combinación de incertidumbres

Se combinan las incertidumbres consideradas:

Para a , valores en mm:

$$a = \sqrt{s_0^2 + \mu_K^2 + \mu_p^2 + \mu_e^2 + \mu_r^2 + \mu_{rf}^2}$$

$$a = \sqrt{0,33^2 + 1,00^2 + 0,44^2 + 0,40^2 + 0,40^2 + 0,06^2} = 1,3 \text{ mm}$$

Para b valores en ppm:

$$b = \sqrt{\mu_{\beta 1}^2 + \mu_t^2 + \mu_p^2}$$

$$b = \sqrt{1,30^2 + 0,06^2 + 0,02^2} = 1,3 \text{ ppm}$$

Cálculo de la incertidumbre expandida

Se multiplican los parámetros a y b por un factor de cobertura $K = 2$, correspondiente a una distribución normal, con un factor de probabilidad aproximado del 95 %. La incertidumbre de medida del instrumento será:

$$2 \times 1,3 \text{ mm} = 2,6 \text{ mm}$$

$$2 \times 1,3 \text{ ppm} = 2,6 \text{ ppm}$$

Resultando la expresión para dar la incertidumbre de medida del equipo:

$$2,6 \text{ mm} + 2,6 \text{ ppm}$$

CONCLUSIONES

Se validó la metodología propuesta mediante el uso de una línea base transitoria. Esta base de carácter experimental permitió poner a prueba tanto la metodología de diseño como el procedimiento de medición y ajuste desarrollado. Fue posible evaluar la metodología adoptada para la medición de las distancias en circunstancias reales de trabajo. Y se obtuvo un conjunto de datos propios para ser utilizados en el ajuste por RLM.

Se logró establecer una metodología de cálculo para obtener los parámetros de calibración y sus expresiones de incertidumbre. La cual se adapta a distintas circunstancias, considerando la presencia o no de los errores instrumentales típicos en equipos MED.

La aplicación de la RLM mediante el programa R-Project demostró ser una alternativa rápida y eficiente para el tratamiento de los datos y la obtención de resultados.

Los resultados obtenidos dan pie a la continuidad de esta línea de trabajo, con el planteo de construir en un futuro una línea base de calibración permanente.

AGRADECIMIENTOS

Al observatorio AGGO y su personal. Su apoyo fue fundamental para el desarrollo de este trabajo, tanto en lo humano como en el aporte de instrumental y los datos meteorológicos.

BIBLIOGRAFÍA

García Balboa J.L., Ruiz Armenteros A.M., Mesa Mingorance J.L. (2011). Evaluación de la incertidumbre de medida de ángulos, distancias y desniveles medidos con instrumentación topográfica. Revista Mapping 149, septiembre/octubre de 2011.

Ghilani C.D., Wolf P.R. (2006). Adjustment Computations Spatial Data Analysis. 4ta edición.

ISO 17123-4. Optics and optical instruments. Field procedures for testing geodetic and surveying instruments. Part 4: Electro-optical distance meters (EDM measurements to reflectors). Second edition 2012.

Navidi W. (2006). Estadística para ingenieros. McGRAW-HILL /INTERAMERICANA EDITORES, S.A. DE C.V. ISBN 970-10-5629-9. 2006.

Romano J., Paús P., Bergamini J., Aldasoro R. (2017). Diseño de base para calibración de instrumentos MED. Trabajo presentado en: XXVIII Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas y del Tercer Simposio sobre Inversión y Procesamiento de Señales en Exploración Sísmica (IPSES'17). La Plata, Bs. As. Recuperado de [http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/61011#:~:text=En%20el%20dise%C3%B1o%20de%20una,unidad%20de%20medida%20\(U\).](http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/61011#:~:text=En%20el%20dise%C3%B1o%20de%20una,unidad%20de%20medida%20(U).)

R-project for statistical computing (2022). Consultado de <https://www.r-project.org/>

ESTUDIO GEOELÉCTRICO EN LA LOCALIDAD DE NOGOLÍ: UN APORTE A LA COMPRENSIÓN DE LA ESTRUCTURA E HIDROGEOLOGÍA EN EL PIEDEMONTES OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE SAN LUIS.

Martín Nadalez¹, Juan Perón¹, Jael Aranda¹, Augusto
Morosini^{1,2}

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis.

² CCT-San Luis - CONICET

martinnadalez@gmail.com

RESUMEN

Se utilizó el método geofísico de sondeos eléctricos verticales (SEV) para la determinación de las características estructurales y condiciones hidrogeológicas en la localidad de Nogolí. Con la información obtenida en cada SEV se realizó una integración y posterior construcción de perfiles de resistividades aparentes (pseudo secciones), mapas isopáquicos de sedimentos cuaternarios y precuaternarios, isobatas del basamento ígneo-metamórfico, como así también del acuífero libre en dicha localidad. El uso del método geoeléctrico en distintos puntos de interés, permite aportar nuevas evidencias a la interpretación del comportamiento estructural neotectónico en el borde occidental de la sierra de San Luis asociado a su frente de levantamiento en un contexto geológico de dinámica contraccional, que dio lugar a una deformación progradante hacia el centro la cuenca (piedmont foreland). Las condiciones hidrogeológicas de la localidad se encuentran afectadas por la estructuración del sector que produce la discontinuidad del acuífero en el bloque hundido ubicado hacia el oeste de las fallas detectadas e inferidas mediante las técnicas geofísica y el análisis morfoestructural.

Palabras clave: Geofísica, Neotectónica, Sierras Pampeanas, Hidrogeología, Piedemonte.

ABSTRACT

The following work, used the application of vertical electrical sounding (VES) with the Schlumberger symmetrical electrode array for the determination of the electrical properties of the subsoil in Nogolí town. With the information obtained in each VES, an integration and subsequent construction of apparent resistivity profiles (pseudo section), isopach maps of Quaternary and Neogene sediments, igneous-metamorphic basement and the unconfined aquifer of the locality was carried out. The use of the geoelectric method in different points of interest, allowed us to understand the behavior of the western edge of the Sierras de San

Luis in a geological context of contractional dynamics, which gave rise to a prograding deformation towards the center of basin (piedmont forelands). The hydrogeological conditions of the locality are affected by the structuring of the sector that produces the discontinuity of the aquifer in the footwall located to the west of the detected faults, also generating a north and south bifurcation.

Key words: Geophysics, Neotectonics, The Sierras Pampeanas, Hidrogeology, Piedmont.

INTRODUCCIÓN

La localidad de Nogolí está ubicada en el piedemonte del frente principal de la Sierra Grande de San Luis, y se encuentra a tan solo 43 km de la ciudad de San Luis en dirección norte (**Figura 1**). En el área circundante a esta localidad, aflora el basamento cristalino, como así también rocas sedimentarias de edades precuaternarias (neógenas?) (Sozzi, 1991; Ojeda, 1991; Sozzi et al. 1995; Costa et al., 2001; entre otros) y cuaternarias con marcadas diferencias en sus propiedades geoelectricas, lo que permite su distinción haciendo uso de métodos geofísicos geoelectricos. Los sedimentos precuaternarios ricos en material arcilloso, que se encuentran en relación de inconformidad sobre el basamento cristalino paleozoico, presentan valores bajos de resistividad eléctrica en comparación con los depósitos cuaternarios suprayacentes. Además, las rocas del basamento cristalino exhiben valores de resistividad muy altos, por lo que es normal observar un aumento de los mismos en la parte inferior de los sondeos eléctricos, permitiendo trazar sus límites en el subsuelo y a su vez desarrollar mapas isopáquicos de las unidades sedimentarias que lo cubren. Este método, junto con un relevamiento geológico de superficie, han permitido realizar una integración del conocimiento morfo-estructural y estratigráfico de la zona, y comprender la dinámica del acuífero presente en la localidad, determinando sus límites y potencias.

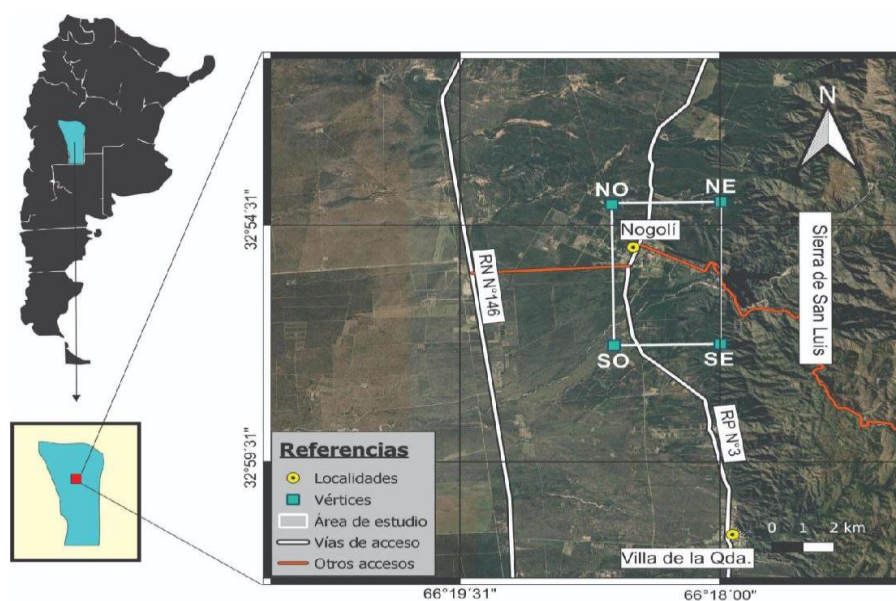


Figura 1: Ubicación del área de estudio.

GEOLOGÍA

El área está afectada por un sistema de fallas inversas que ponen en contacto rocas del basamento ígneo-metamórfico de las sierras de San Luis con los depósitos precuaternarios y cuaternarios (**Figura 2**). Los depósitos precuaternarios se encuentran en inconformidad sobre el basamento cristalino y están expuestos en ambas márgenes del río Nogolí e inmediaciones; han sido definidas como sedimentitas de coloraciones rojizas, caracterizada por areniscas guijosas, de estructura masiva, consistencia friable, pobremente seleccionadas, con base no aflorante y espesores de entre 2 y 5 m. Han sido atribuidas por diferentes autores al Neógeno (Ojeda 1991, Sozzi, 1991, Sozzi et al., 1995, Marnetti, 1995, Costa et al., 2001 a) y referidas como Formación San Roque (Oligoceno-Mioceno) (Flores 1969; Pascual y Bondesio 1981; Rivarola 1990). No obstante, no se descartan otras correlaciones con las Formaciones Lagarcito (Criado Roque et al. 1981), Potrero de los Funes (Rivarola et al. 2017) o sus equivalentes. Aquí no se les asignará un nombre formal, dado que identificar a qué unidad litológica pertenecen no es el objetivo de este trabajo; se referirá a ella como sedimentitas neógenas.

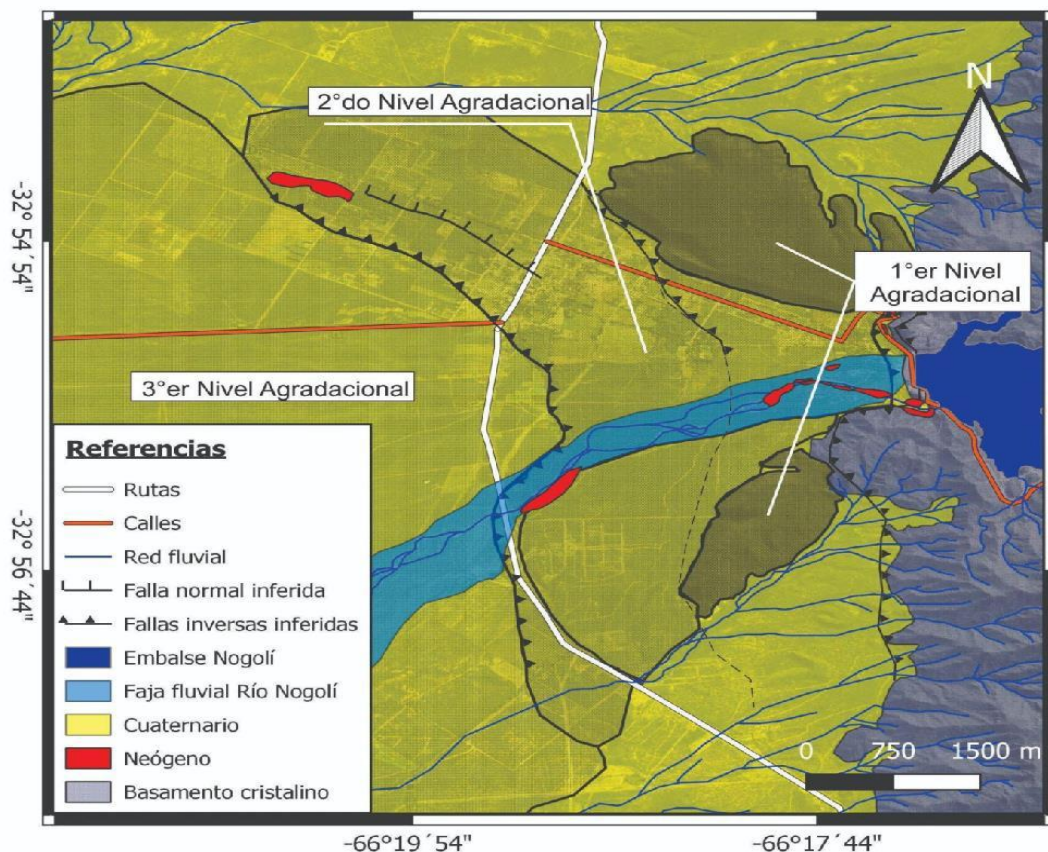


Figura 2: Mapa geológico del área de estudio.

En proximidades al dique Nogolí, se observan afloramientos de ortoconglomerados de matriz arenosa a fango-arenosas con clastos de vulcanitas, feldespato, cuarzo y arcilitas; con estructura masiva, coloraciones rojizas a pardo claras; y buzamientos de $N30^{\circ}/72^{\circ}$ en el frente serrano a $N30^{\circ}/10^{\circ}$ en perfiles retirados al frente serrano.

Asimismo, exhiben una relación de discordancia angular con los sedimentos suprayacentes (**Figura 3**). Las características de estas sedimentitas, en especial su fábrica cerrada, su grado de cementación y su buzamiento, permitirían designarlas como el sustrato hidrogeológico de la zona, con un comportamiento de capa impermeable que posibilita la acumulación de agua de las precipitaciones y la escorrentía subterránea aportada por el río Nogolí.



Figura 3: Afloramiento cercano al frente serrano, donde se observa el contacto discordante entre las sedimentitas precuaternarias y cuaternarias (depósitos aluviales).

Luego, en la ladera serrana se reconocen tres niveles aluviales cuaternarios de granulometrías decrecientes y localizados a diferentes alturas con relaciones incisivas entre ellos. Aranda et al (2016) y más Aranda (2020) describe el 1° nivel aluvial y más antiguo, correspondiente a remanentes de abanicos aluviales adosados al quiebre (*knick*) serrano, integrados por aglomerados y conglomerados gruesos en cuerpos tabulares, grisáceos y pardo claros y poco consolidados; donde se los atribuye a abanicos aluviales con geometrías tabulares. El 2° nivel, incidido en el anterior, comprende a cuerpos de abanicos bien diferenciados y preservados, constituidos por conglomerados gruesos clasto-sostén con intercalaciones de facies arenosas gruesas y estructura laminar. Finalmente, incidido en este último, se reconoce el último 3° nivel aluvial con límites poco definidos, integrado por sedimentos limo-arenosos con gravas finas dispersas. De manera suprayacente a los niveles aluviales hay una alternancia de depósitos arenosos claros con intercalaciones de gravas y material loessoide, de espesores variables, y ocasionalmente el desarrollo de un paleosuelo, en la parte superior del 3° nivel aluvial. Según estas litologías se

correlacionan a la Formación Barranquita, el paleosuelo Los Toldos, y culminando, la parte inferior de la Formación Algarrobito (Aranda et al. 2016; Aranda 2020; Indelicato 2020) (**Figura 4**).

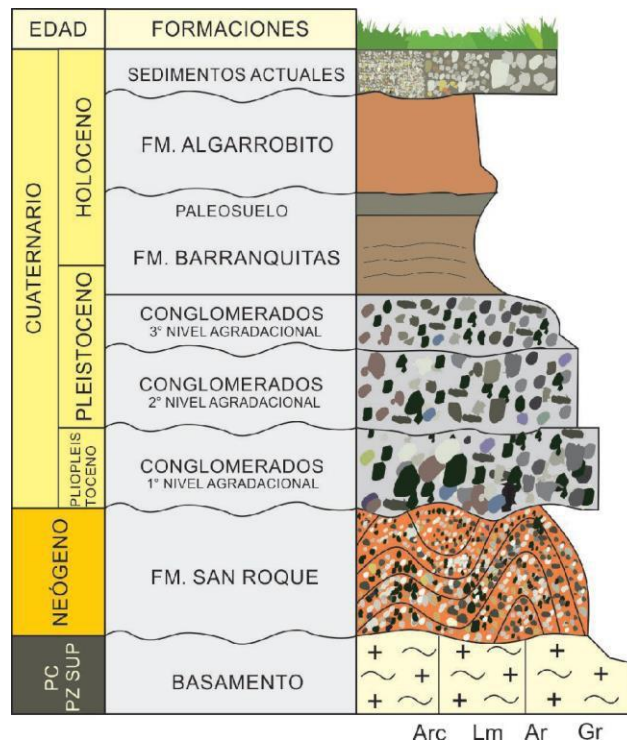


Figura 4: Columna estratigráfica de la zona de estudio, modificado de (Latrubesse et al. 1990, Ramonell et al. 1992).

Morfotectónica

Al norte del área de estudio, el piedemonte presenta rasgos peculiares debido a la presencia de bloques de basamento subaflorescentes, escalonados, que interrumpen la monótona pendiente pedemontana hacia el oeste, que no han sido objeto de estudios geomorfológicos de detalle (Traverso 2018; Aranda 2020; Traverso et al 2022; Aranda y Ojeda 2022). Al oeste del frente de levantamiento occidental de sierras de San Luis, hay un predominio de estructuras de deformación frágil en el borde pedemontano que son expresadas por la Falla de San Luis (Costa 1992; Costa y Cortes 1993; Costa et al., 2001; Flores 1969) (**Figura 5**). Estas estructuras se vinculan a un sistema de fallas que constituyen el frente de levantamiento andino principal de la sierra de San Luis (Costa 1992, Costa et al. 2001).

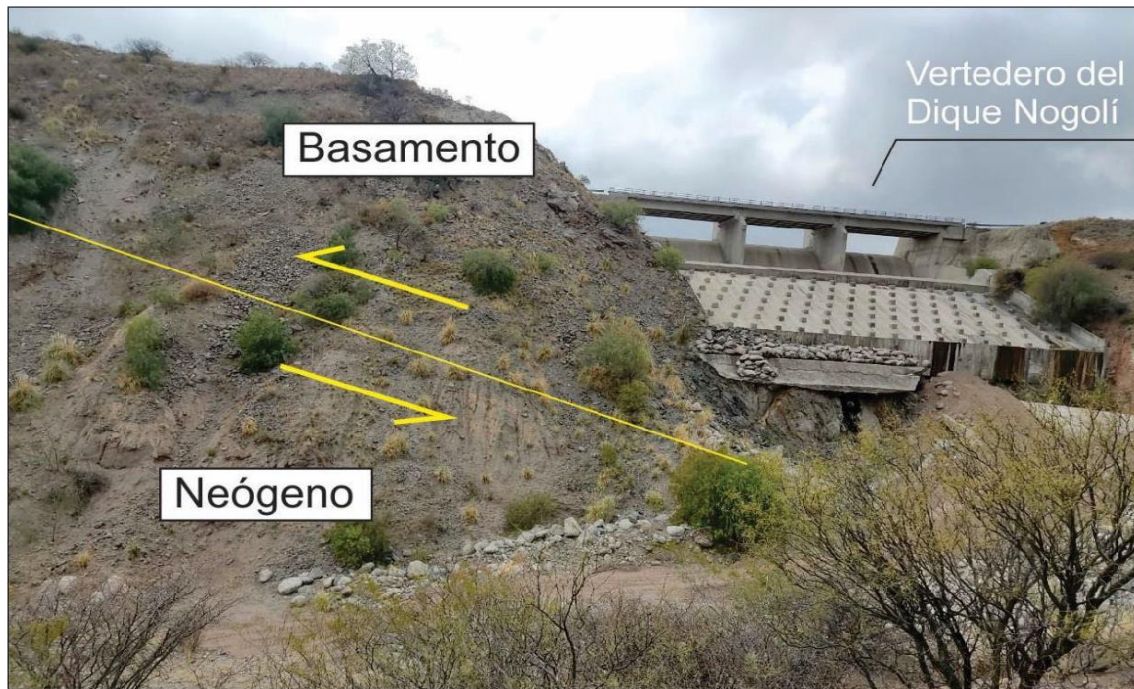


Figura 5: Se observa la falla principal de San Luis donde cabalga el basamento sobre rocas de probable edad neógenas (fotografía con vista al noreste).

La disposición morfoestructural de la sierra corresponde a un bloque que se caracteriza por mayor desarrollo areal de una ladera erosiva (borde pasivo oriental) y una ladera corta y abrupta, donde se ha concentrado el fallamiento desde el Neógeno (borde activo occidental). El desarrollo evolutivo de estructuras propagantes hacia el interior de cuenca (piedmonts foreland) determina un basculamiento de las superficies aluviales pedemontanas en sentido contrario a sus pendientes, destacando un estilo estructural semejante al bloque serrano principal asociado a la sierra de San Luis. Estas elevaciones pedemontanas normalmente exponen en su base rocas precuaternarias y están marginadas por escarpas continuas o discontinuas con cara hacia la cuenca, que por encima culminan con depósitos cuaternarios (**Figura 6**). En estos sectores (incluyendo el área de estudio), la actividad tectónica reciente se manifiesta por el corrimiento de depósitos precuaternarios o rocas del basamento cristalino sobre depósitos aluviales neógenos (Costa 2019).

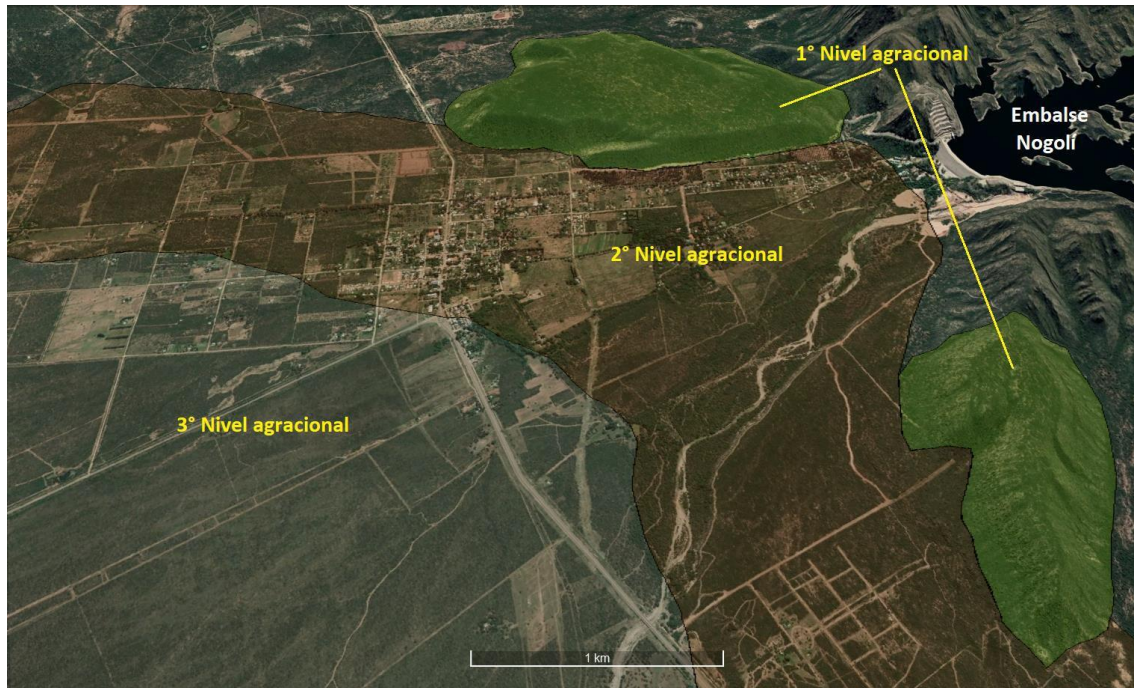


Figura 6: Imagen satelital con vista inclinada del sector analizado tomada de Google Earth. Con polígonos verdes se muestran los abanicos colgados cuaternarios del primer nivel agradacional y para el segundo nivel de agradación, se representa por un polígono rojizo.

METODOLOGÍA

Para la investigación se realizó una recopilación y estudio de la información del área analizando mapas, antecedentes bibliográficos e imágenes satelitales. Los mapas geológicos fueron confeccionados a partir de la utilización de sistemas de información geográfica (SIG) mediante el análisis de imágenes satelitales para su posterior digitalización, aplicando polígonos de atributos. Respecto a la distribución de los sondeos eléctricos verticales (SEVs) se hizo un exhaustivo análisis del terreno, teniendo en cuenta caminos, viviendas y zonas de fácil acceso; considerando espacios de hasta 1000 metros en línea recta para el despliegue de cables y colocación de electrodos. Además, los puntos escogidos para cada sondeo eléctrico vertical se distribuyeron de manera estratégica con el fin de tener una buena resolución y homogeneización de los datos de la zona de estudio. Se utilizó un resistímetro GEOMETER MPX-400, y un arreglo electródico lineal simétrico Schlumberger.

Luego, para una segunda etapa de gabinete, se obtuvieron curvas de resistividad aparente procesadas a partir de métodos de inversión gráfica con el software IPI2win (Bobachev et al. 2000) para la obtención de cada uno de los SEVs realizados, los horizontes geoelectrónicos (que expresan resistividades reales), espesores de capas y profundidades de sus límites, a fin de ser interpretadas en un modelo geológico del subsuelo en cada punto de medición.

Se realizaron 21 sondeos eléctricos verticales (**Figura 7**) para la interpretación del subsuelo. Dos de ellos, (SEV-Q y SEV-R) se hicieron cercanos a pozos de captación de agua para obtener parámetros de profundidad del acuífero y resistividad.

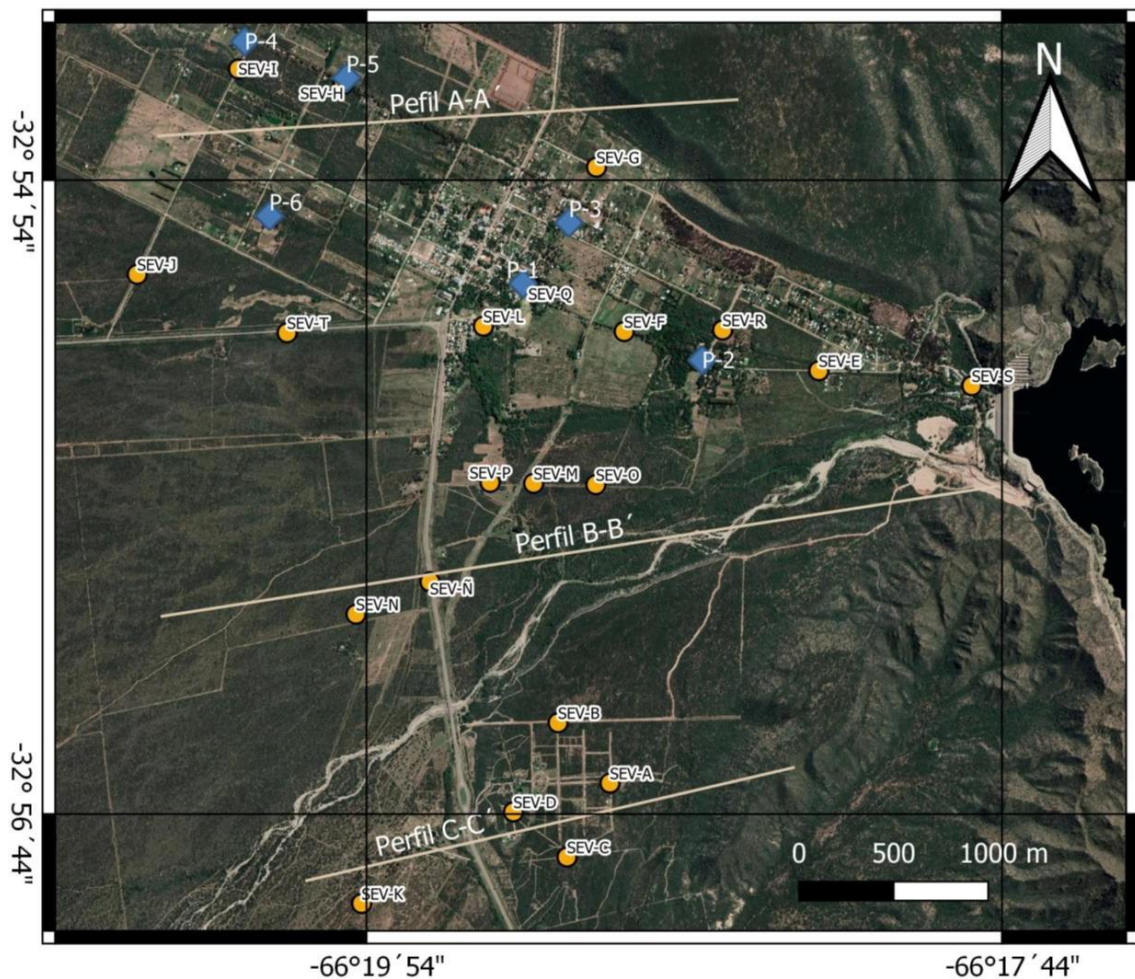


Figura 7: Disposición de los SEVs (puntos amarillos) y pozos (puntos azules).

Para los resultados de la inversión de cada uno de los 21 SEVs (**Tabla 1**) fueron interpolados en una grilla con el fin de obtener mapas de contornos y perfiles de correlación para la interpretación de la configuración geológica y las condiciones hidrogeológicas del subsuelo del área de estudio.

También, se tomaron puntos de control de los afloramientos del basamento, rocas precuaternarias y cuaternarias con el objeto de restringir la información obtenida en los SEVs. Asimismo, se tuvieron en cuenta datos de pozos de agua (**Figura 8**), en los cuales se midieron las profundidades del nivel freático con el fin de parametrizar los horizontes inferidos en los sondeos eléctricos verticales realizados aledaños a estos.

Estudio geoelectrico aplicado a la comprension de la estructura e hidrogeologia del piedemonte occidental de la sierra de San Luis.

AB/2	3.7	5	7	9,5	13	18	24	33	44	60	80	110	150	200	250	300	400
SEV-A	424	542.6	613	721	742	651.8	490	340	120.1	35.3	9.8	6.65	7.51	9.79	12.3		
SEV-B	703	922	1028	1177	1028	922	763	481	286	98	34.3	9.23	8.27	10.3	12.8		
SEV-C	960	1130	1303	1330	1153	922	554	261	131	63.9	26.3	24.8	31.3	43	56.8		
SEV-D	765	935	1055	1027	840.2	555	251	92.2	32.9	21.4	20.5	28.4	37.1	49.9			
SEV-E	181	221	277	313	354	400	392	333	245	128	48.1	13.9	5.82	5.98	7.52		
SEV-F	200	269	338	409	456	444	409	333	235	88.5	34.7	18.1	20.7	24.7	34.7		
SEV-G	181	261	312	420	475	494	443	343	213	98.6	39.8	14.6	12.1	15.4	18.6		
SEV-H	436	540	617.6	660	660	609.3	505.2	324.8	141.6	43	13.6	5.54	6.6	8.7			
SEV-I	185	179	126	80	38.1	20.8	21.5	27.4									
SEV-J	456	598	784	922	1107	1330	1384	1441.5	1481	1501	1311	947	614	368	240		
SEV-K	488	648	850	1041	1209	1366	1461	1543	1512	1432	1329	1130	862	631	415	2204	111
SEV-L	60	83.2	102	109	104	92.2	67.9	39.4	24.4	12.5	8.79	9.26	13.6				
SEV-M	578	585	623	522	374	214	136	54	24								
SEV-N	720	873	1030	1230	1386	1485	1438	1290	1147	1044	902	745	539	410	294	123	
SEV-Ñ	73.9	78.	74	58	43.9	29.9	17.8	10.1	7.21								
SEV-O	1095	2224	2107	2052	1633	1072	450	128	56.9	23.5	17	18.4	23.4	30.3			
SEV-P	435	629	897	1019	1211	1279	1190	1202	1167	997	761	553	395	192			
SEV-Q	73.9	78	74	58	48	30	17.8	10.1	7.21								
SEV-R	284	357	425	454	466	371	259	134	43.4	12.4	6.97	7.25	10.6				
SEV-S	330	245	218	238	293	378	536										
SEV-T	850	1041	1201	1386	1565	1630	1699	1734	1473	1153	1000	752	601	392	217	94	34

Tabla 1: Sondeos eléctricos verticales.



Figura 8: a) Se puede observar el pozo P-6, el cual fue abandonado debido a que no se logró dar con el acuífero. El pozo llegó a una profundidad de excavación de 60 metros sobre conglomerados grueso con bloques de hasta 1 m de diámetro. b) Imagen correspondiente al pozo P-3 con nivel freático a 4 metros. c) Se puede observar el nivel freático del pozo P-2 a una profundidad de 5 metros.

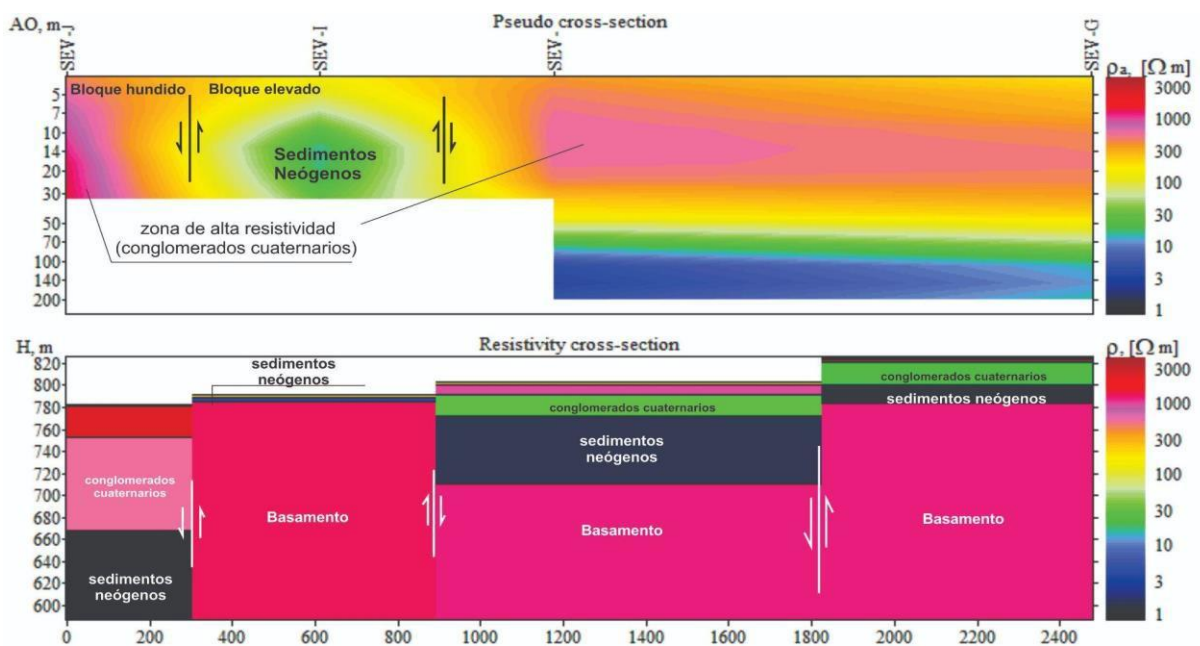
RESULTADOS

Construcción de pseudosecciones y perfiles de correlación

Se obtuvieron 4 perfiles de correlación sobre transectas de rumbo E-O. Estos modelos de correlación del sitio de estudio se realizaron a partir del software de inversión bidimensional PI2Win para obtener una imagen 2D de las resistividades verdaderas para cada sitio de medición, a partir de pseudosecciones de resistividad aparente distribidas de norte a sur.

En el extremo norte del área de estudio, se realizó la pseudosección y perfil de correlación A (**Figura 9**) que integra a los SEVs J, I, H y G. En este se puede observar, de arriba hacia abajo, resistividades muy altas para los sedimentos cuaternarios; resistividades bajas, para el acuífero libre de la zona, resistividades muy bajas (color negro) para las sedimentitas neógenas del sustrato hidrogeológico y, por debajo, nuevamente resistividades muy altas interpretadas como pertenecientes al basamento cristalino subyacente. Se puede observar

una mala correlación de resistividades aparentes del SEV-J, respecto a los SEV-I, SEV-H y SEV-G, esto podría explicarse debido a que la zona de estudio está afectada por un sistema de fallas que generan saltos del subsuelo irrumpiendo así la correlación horizontal de resistividades aparentes observadas. También se observa un resalto importante en los horizontes geoelectricos entre el SEV-J y el SEV-I, ya que en este último los estratos precuaternarios se encuentran en superficie y el basamento cristalino a escasa profundidad. Asimismo, se puede observar un contraste en los valores de resistividad del SEV-I respecto al SEV-H, donde las sedimentitas precuaternarias y el basamento ígneo-metamórfico se encuentran más profundos, cubiertos por los sedimentos cuaternarios, además de la presencia del acuífero libre del área de estudio. El SEV-G, si bien expresa una buena correlación de las resistividades respecto al SEV-H, es notoria una somerización del basamento ígneo-metamórfico y el consiguiente adelgazamiento de los estratos sedimentarios. Estos cambios en las correlaciones de resistividad, indican un rechazo vertical aparente de 120 m aproximadamente, que asociamos a una falla de tipo inversa entre el SEV-I y el SEV-J. Además, la correlación entre los SEV-I y SEV-H muestra un resalto vertical aparente de 60 m que podría asociarse a una falla normal de rumbo NO,



donde el SEV-H estaría ubicado el labio bajo. Por último, debido a un resalto vertical aparente entre el SEV-H y SEV-G de aproximadamente 50 m, se infiere la existencia de una segunda falla de tipo inversa con rumbo NO, siendo el bloque elevado el sector del SEV-G.

Figura 9: Pseudosección A de resistividad aparente (imagen superior) y perfil de correlación de resistividades verdaderas obtenidas mediante la inversión de las curvas de campo (imagen inferior).

La pseudosección B, constituida por los SEVs J, T, L, F, R, E y S, permiten, debido a su distribución, hacer un perfil de correlación de resistividades en el sector central de la localidad de Nogolí.

En este perfil de correlación (**Figura 10**) se pueden observar, de manera descendente, resistividades muy altas para los sedimentos cuaternarios, resistividades bajas que corresponden al acuífero libre, resistividades muy bajas para los sedimentos precuaternarios y resistividades muy altas para el basamento cristalino. Se observa un marcado contraste en las resistividades aparentes del subsuelo en distintos sectores de la pseudosección que permiten inferir una mayor profundidad y espesor sedimentario al oeste del SEV-L (donde se ubican SEV-J y SEV-T). Asimismo, desde el SEV-L hacia el este, el espesor sedimentario se va adelgazando y el basamento ígneo-metamórfico se encuentra cada vez más cerca de superficie; hasta culminar con el marcado contraste en las resistividades entre SEV-E y SEV-S, donde el basamento cristalino es prácticamente aflorante. Esto tiene sentido, ya que el SEV-S se encuentra muy próximo al frente serrano. Por otra parte, es notorio el contraste de resistividades en la columna de correlación de horizontes geoelectricos, al este y al oeste de SEV-J. Como se menciona previamente, las bajas resistividades del segundo horizonte entre los SEV-J y SEV-E indican claramente la presencia del acuífero libre; mientras que las altas resistividades (colores amarillo-anaranjados) de los primeros horizontes que representan a sedimentos cuaternarios en el sector oeste (SEV-J y SEV-T) permiten descartar el desarrollo de un acuífero para ese sector. Los contrastes de resistividades a lo largo del perfil de correlación dado por la inversión del perfil de la pseudosección, expresan un rechazo vertical aparente de 150 m aproximadamente, vinculados a una falla inversa de rumbo NO entre SEV-T y SEV-L, siendo el sector oriental el correspondiente al bloque elevado. También se puede inferir un resalto vertical aparente de 30 m aproximadamente entre los SEV-R y SEV-E, indicando la presencia de una segunda falla de tipo inversa, cuya traza tendría un rumbo NO, siendo el sector del SEV-E el perteneciente al bloque alto. En el sector oriental del perfil, se infiere otro rechazo vertical aparente de aproximadamente 60 m, entre los SEV-E y SEV-S, asociándose a una posible falla de tipo inversa con un rumbo NE, donde el labio elevado corresponde el sector donde se ubica el SEV-S, que podría corresponderse a un plano secundario ubicado a escasos metros al oeste de la traza principal de Falla de San Luis ilustrada en la **Figura 5**.

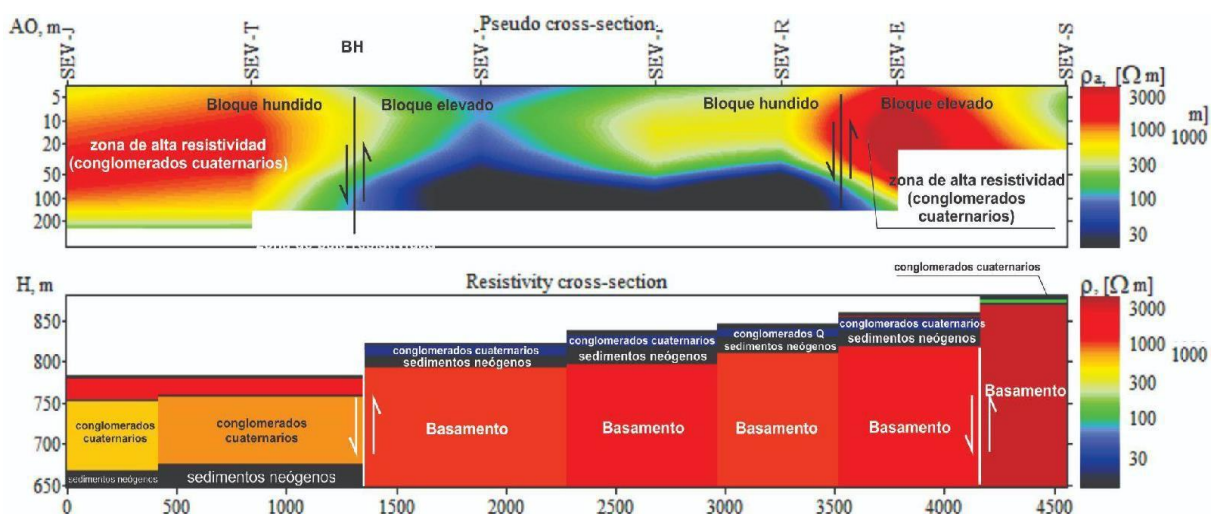


Figura 10: Pseudosección B de resistividad aparente (imagen superior) y perfil de correlación de resistividades verdaderas obtenidas mediante la inversión de las curvas de campo (imagen inferior).

En la pseudosección C, se eligieron los SEVs N, Ñ, O y P, con una distribución en sentido suroeste-noreste. En este corte geoelectrico (**Figura 11**), se ve que las resistividades de los sedimentos cuaternarios son muy altas cuando éstos son someros (color rosado), pero disminuyen a mayor profundidad (color amarillo). Esto es notorio en el sector oriental, donde se asume la presencia del acuífero libre de la localidad; mientras que los conglomerados al oeste del SEV-M (no representado en la pseudosección debido a su reducida profundidad de investigación), muestran siempre altas resistividades que no permiten ser relacionadas con el desarrollo de acuíferos. Asimismo, las resistividades de las sedimentitas precuaternarias son muy bajas, mientras que las resistividades del basamento

crystalino son altas y solamente se observan en el sector oriental del perfil de correlación debajo del SEV-O. Hay un punto marcado resalto en las cotas de todos los horizontes geoelectricos entre el SEV-O y el respecto a los SEV del perfil. Este resalto tiene 120 m aproximadamente, lo que permite inferir la existencia y continuación de la falla de tipo inversa más occidental del área, detectada también al norte y sur, que en este sector presenta una traza de rumbo N-S. Esta falla resuelve el acortamiento que produce la dinámica compresiva en el área y probablemente representa los últimos eventos de deformación del sector.

Además, este rechazo vertical daría lugar a un mayor espesor de sedimentos cuaternarios en el sector oeste.

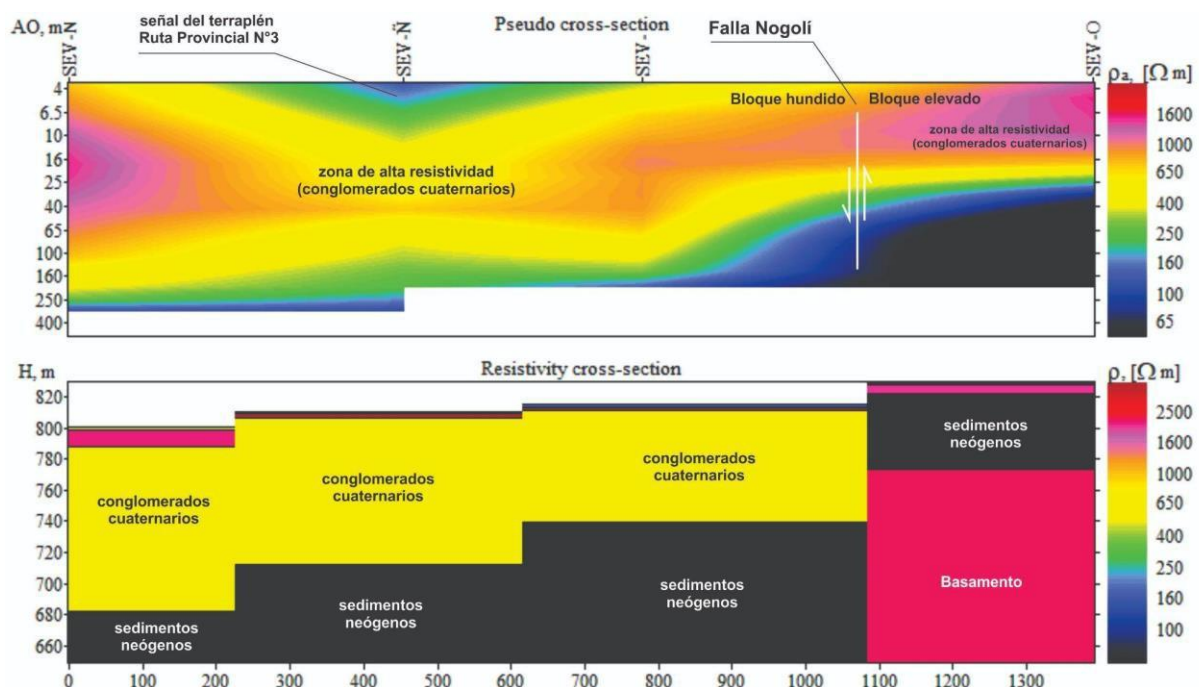


Figura 11: Pseudosección C de resistividad aparente (imagen superior) y perfil de correlación de resistividades verdaderas obtenidas mediante la inversión de curvas de campo (imagen inferior).

Para la pseudosección D (**Figura 12**), se utilizaron los SEVs K, D y A. La misma manifiesta resistividades muy altas para los sedimentos cuaternarios más próximos a la superficie y resistividades más bajas en profundidad. Asimismo, en los SEVs D y A se observan resistividades muy bajas que corresponden a las sedimentitas precuaternarias como así también resistividades altas en la parte inferior asociadas a la presencia del basamento cristalino a profundidades no muy grandes. Cabe mencionar que existe un marcado contraste en las resistividades aparentes del SEV- K respecto a los SEV-D y SEV-A, que tienen una buena correlación horizontal entre sí. Este contraste y el modelo de inversión permiten reconocer una columna sedimentaria potente hacia el oeste y una mucho más delgada, con un basamento cercano a superficie hacia el este. El rechazo vertical aparente es de 200 m aproximadamente, y representa la continuación hacia el sur de la traza de falla inversa mencionada repetidamente, con un rumbo NNO para este sector.

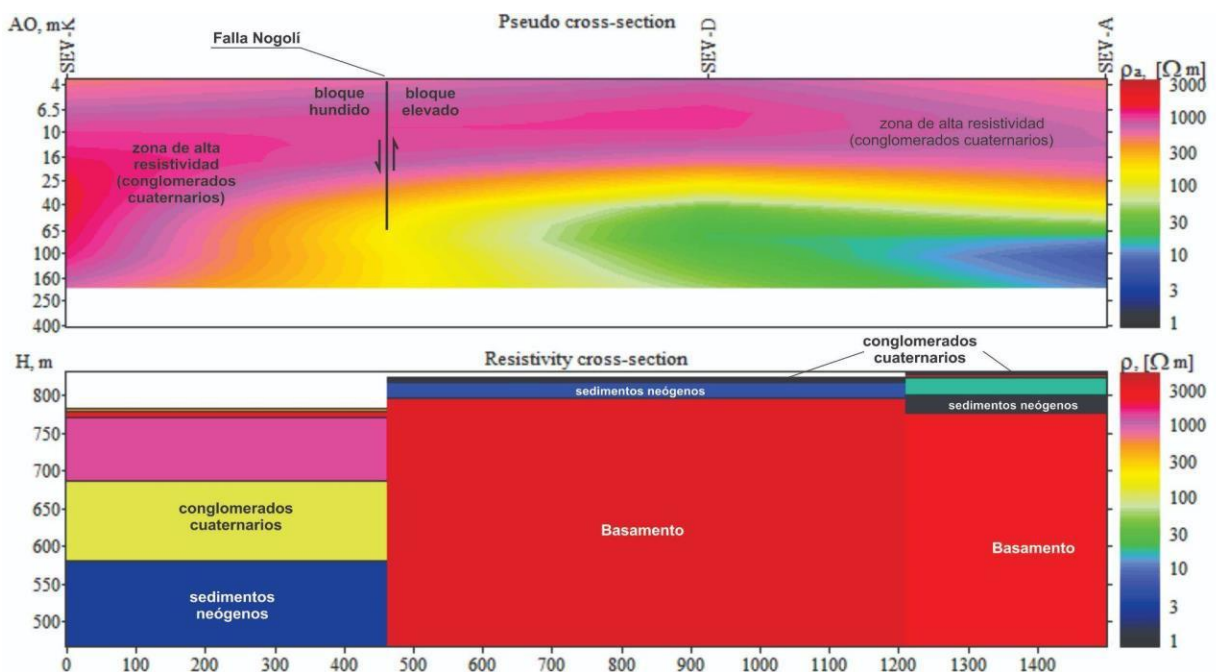


Figura 12: Pseudosección D de resistividad aparente (imagen superior) y perfil de correlación de resistividades verdaderas obtenidas mediante la inversión de las curvas de campo (imagen inferior).

Construcción y representación en mapas temáticos

Con los datos obtenidos de cada sondeo eléctrico vertical, se hizo una integración y posterior representación en mapas de isovalores de acuerdo al fin requerido. Con los valores obtenidos de los espesores sedimentarios cuaternarios de la **Tabla 1**, se realizó un mapa isopáquico de los sedimentos cuaternarios respecto a la superficie topográfica (**Figura 13**). En tonos rojos se pueden observar los mayores espesores sedimentarios cuaternarios (en el orden de los 70 a 97 m), que en el sector este del área sería atribuido al primer nivel aluvial pedemontano conglomerádico, mientras que para el sector oeste se vincularían a la sumatoria del segundo y tercer nivel agradacional, con espesores

mayores a los 100 m. Asimismo, el segundo nivel agradacional se observa en el mapa con tonos violáceos a verdosos, ya que su potencia es menor, entre los 5 y 40 m de espesor. En color blanco se pueden observar los trazos de las fallas inversas inferidas en el terreno a partir de la interpretación de las pseudosecciones y el análisis morfoestructural del sector. Estas fallas se estiman que son de bajo ángulo (menor a 45°) ya que al ser de naturaleza inversa sus trazos exhiben un desarrollo sinuoso e irregular en la superficie del paisaje. El primer nivel depositacional adosado al knick serrano estaría afectado por la falla San Felipe de naturaleza inversa que expone morfologías de abanicos colgados. Para la falla normal inferida, se puede observar un desarrollo más recto posiblemente debido a su mayor ángulo de buzamiento. Es importante mencionar que este bloque hundido daría lugar a la depositación del tercer nivel agradacional por encima del segundo nivel agradacional de conglomerados en el norte del área de estudio, no así para el sector sur de dicho nivel, afectado por un levantamiento tectónico que dejó una morfología de abanico aluvial colgado que expone a los conglomerados el segundo nivel agradacional. Y posteriormente, otro impulso contraccional habría dado lugar al tercer nivel agradacional conglomerádico cuaternario hacia el lado oeste de la falla Nogolí.

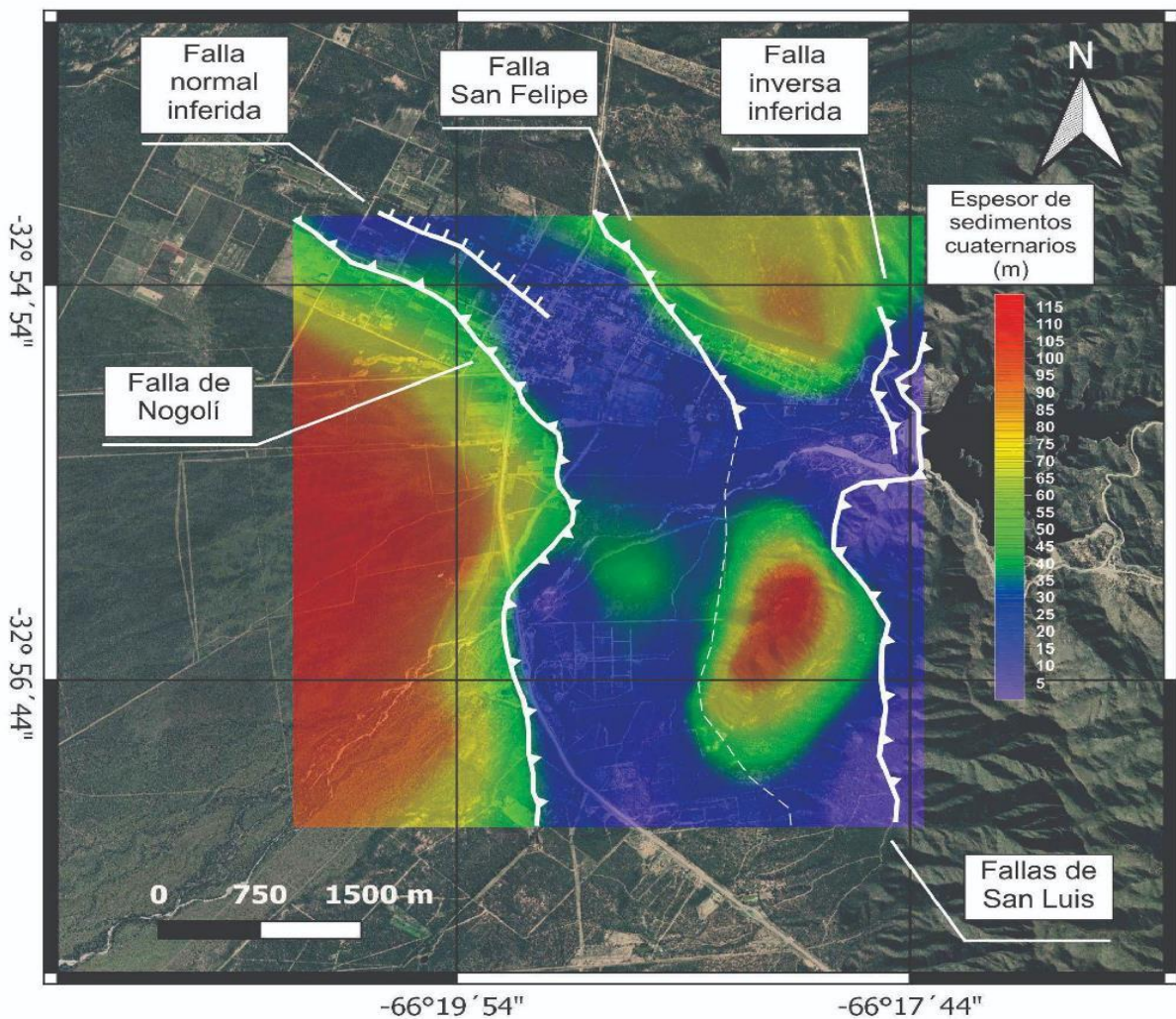


Figura 13: Mapa isopáquico de sedimentos cuaternarios.

En el mapa equipotencial, que representa las cotas del nivel freático del acuífero presente en el sector (**Figura 14**), se observa una profundización del mismo hacia el oeste, mientras que en el sector oriental la cota se encuentra más cercana a la superficie topográfica. Se puede observar que existe una bifurcación de flujo del acuífero libre en una dirección noroeste acompañado de un incremento del gradiente en el sector norte; mientras que para el sector centro y sur del área el acuífero experimenta un flujo en dirección oeste acompañado de un gradiente uniforme hasta el sector de la falla de Nogolí. A partir de esta falla, hacia el oeste, no habría desarrollo de acuífero, producto de un gradiente extremo que imposibilitaría el desarrollo del mismo. Es importante mencionar que las evidencias que muestran las construcciones de pozos de agua del lado oeste de la falla no han sido prósperas para la explotación de estas aguas, además, existen relatos de hogareños de la localidad en la que alegan que no se ha detectado agua en pozos que superaron los 100 m de profundidad.

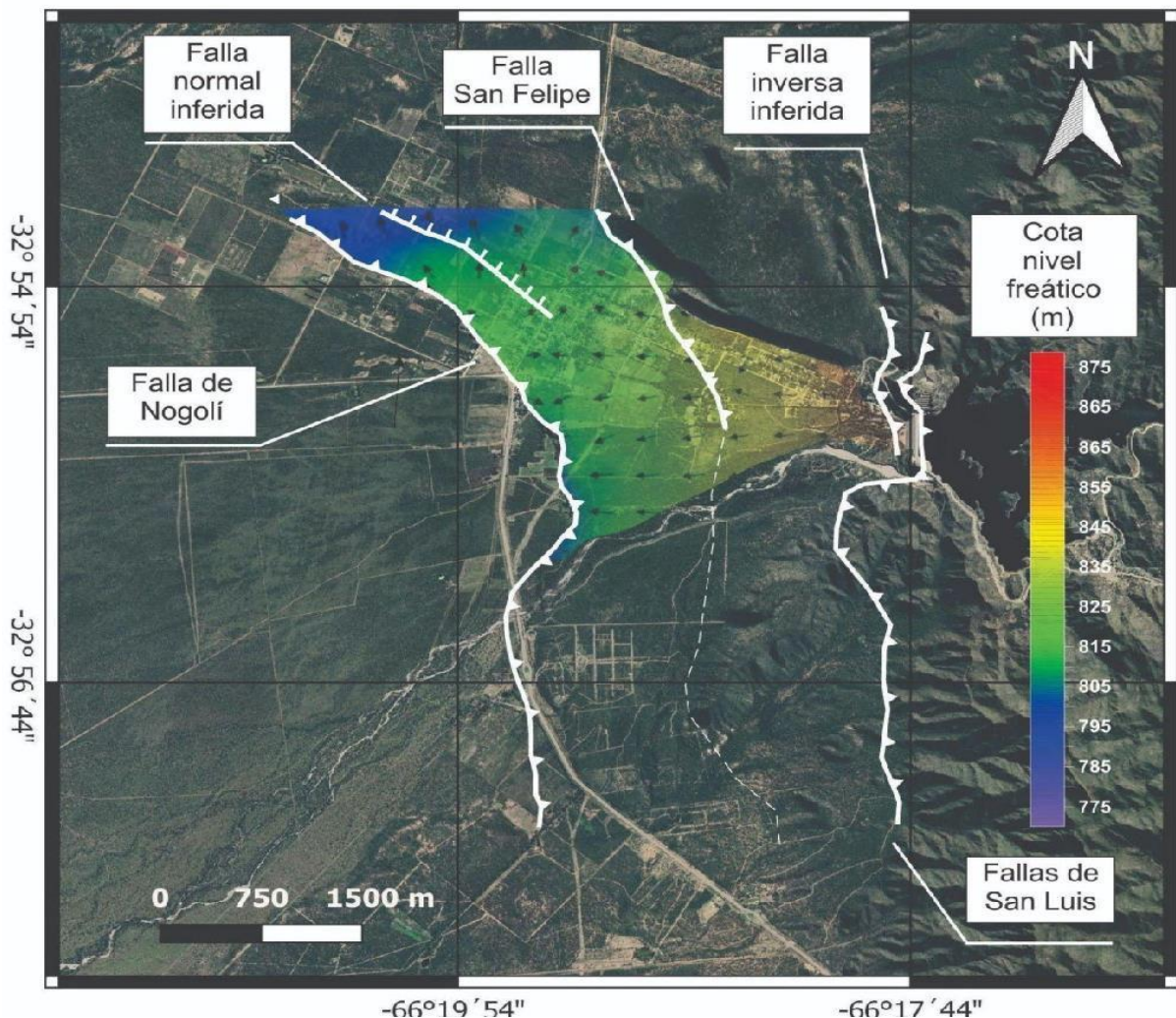


Figura 14: Mapa de cota del nivel freático y gradiente de flujo subterráneo (equipotencial).

El mapa de isobatas del techo de las sedimentitas precuaternarias (**Figura 15**) muestra que en el sector oriental éstas afloran o subafloran, mientras que, para el sector oeste, las mismas sufren una profundización a partir de las fallas inversas reconocidas que afectan el sector. Las flechas de color negro indican las pendientes que exhibe el paleorelieve labrado sobre los depósitos precuaternarios, que, además, presenta una buena correlación con el gradiente del acuífero del sector analizado. Este horizonte geológico oficia de sustrato hidrogeológico, es por esto que el paleorelieve controla el comportamiento (flujo y reservorio) de las aguas subterráneas en el lugar.

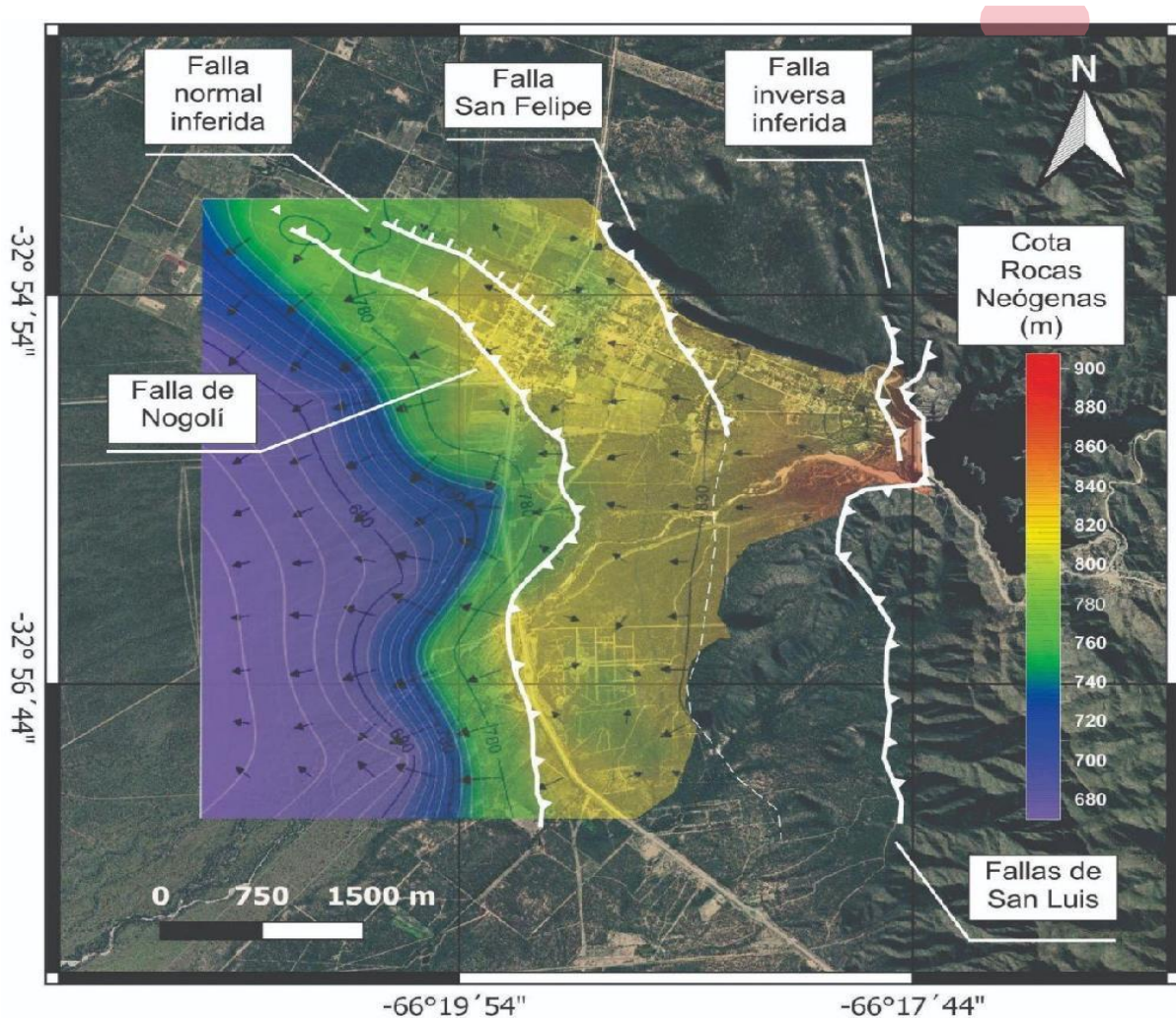


Figura 15: Mapa de isobatas de las sedimentitas precuaternarias. Las flechas indican la dirección de la pendiente de la superficie labrada sobre las mismas. Nótese como el tamaño de las flechas aumentan inmediatamente al oeste del trazo de la falla de Nogolí, indicando un fuerte gradiente de la pendiente debido al gran resalto estructural.

En el mapa de profundidad al basamento ígneo-metamórfico (**Figura 16**) se puede observar que éste se encuentra aflorante a subaflorante en el sector este y sureste, mientras que hacia el oeste y noroeste se puede observar un aumento de su profundidad. Esta configuración del basamento estaría dada por el sistema de fallas inversas propagantes hacia el borde de cuenca. Al oeste de la falla de Nogolí no se pudo detectar el basamento ígneo-metamórfico en los SEVs, por lo tanto, esto es una prueba a favor de las interpretaciones esbozadas, indicando

que en el bloque hundido se produjo una espesa cubierta de depósitos aluviales sin-tectónicos de edad cuaternaria.

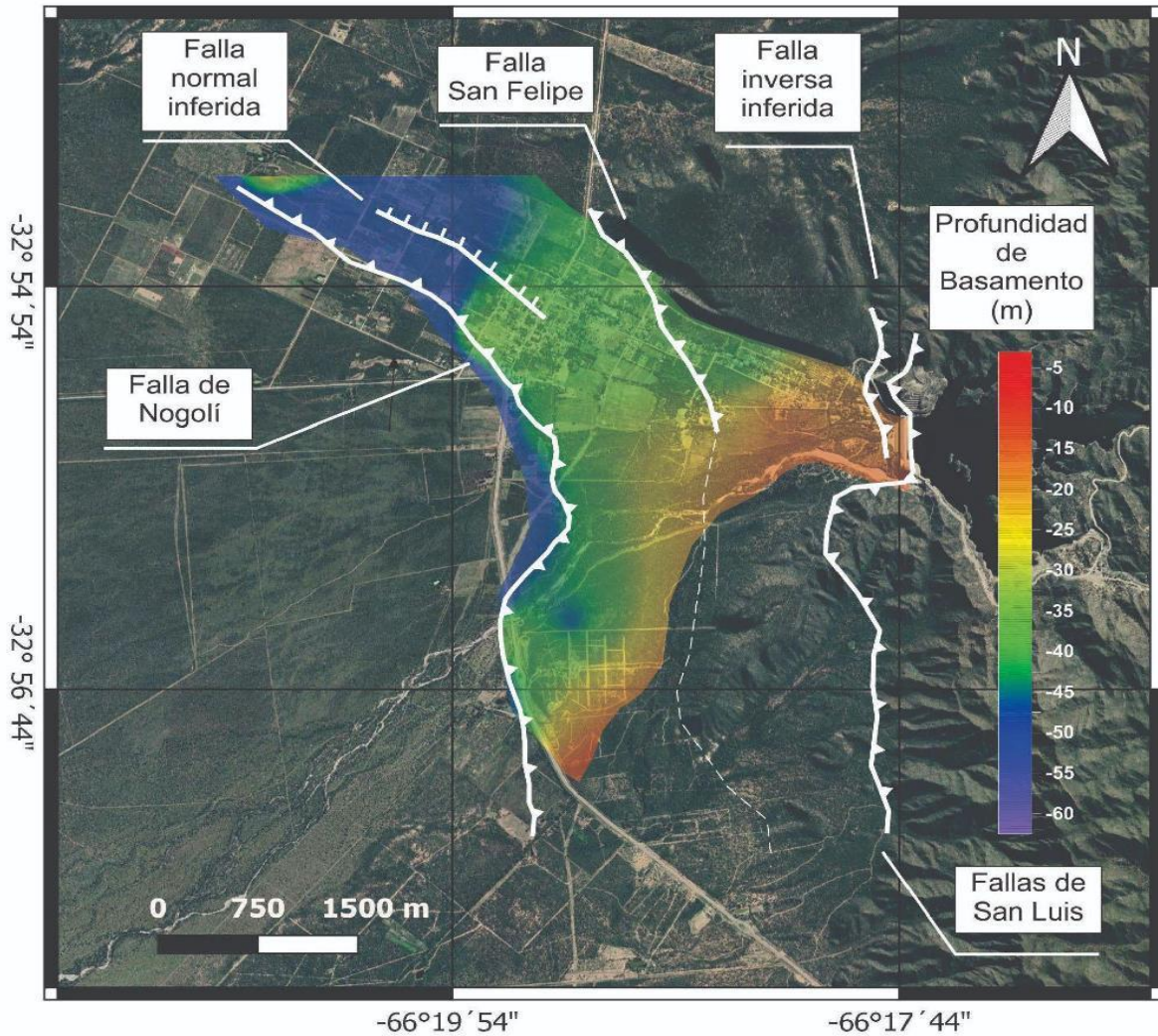


Figura 16: Mapa de profundidad al basamento ígneo-metamórfico.

Por último, se presenta un mapa de la profundidad del nivel freático del acuífero de la localidad de Nogolí (**Figura 17**). Hacia el este del área el acuífero está próximo a la superficie, e inclusive, aflora como vertiente (por ejemplo, en el sitio del SEV-L), o bien se encuentra a escasos 1,2 m (pozo P1). Asimismo, se puede observar una profundización del nivel freático hacia el oeste siguiendo la cota del sustrato hidrogeológico (sedimentitas precuaternarias).

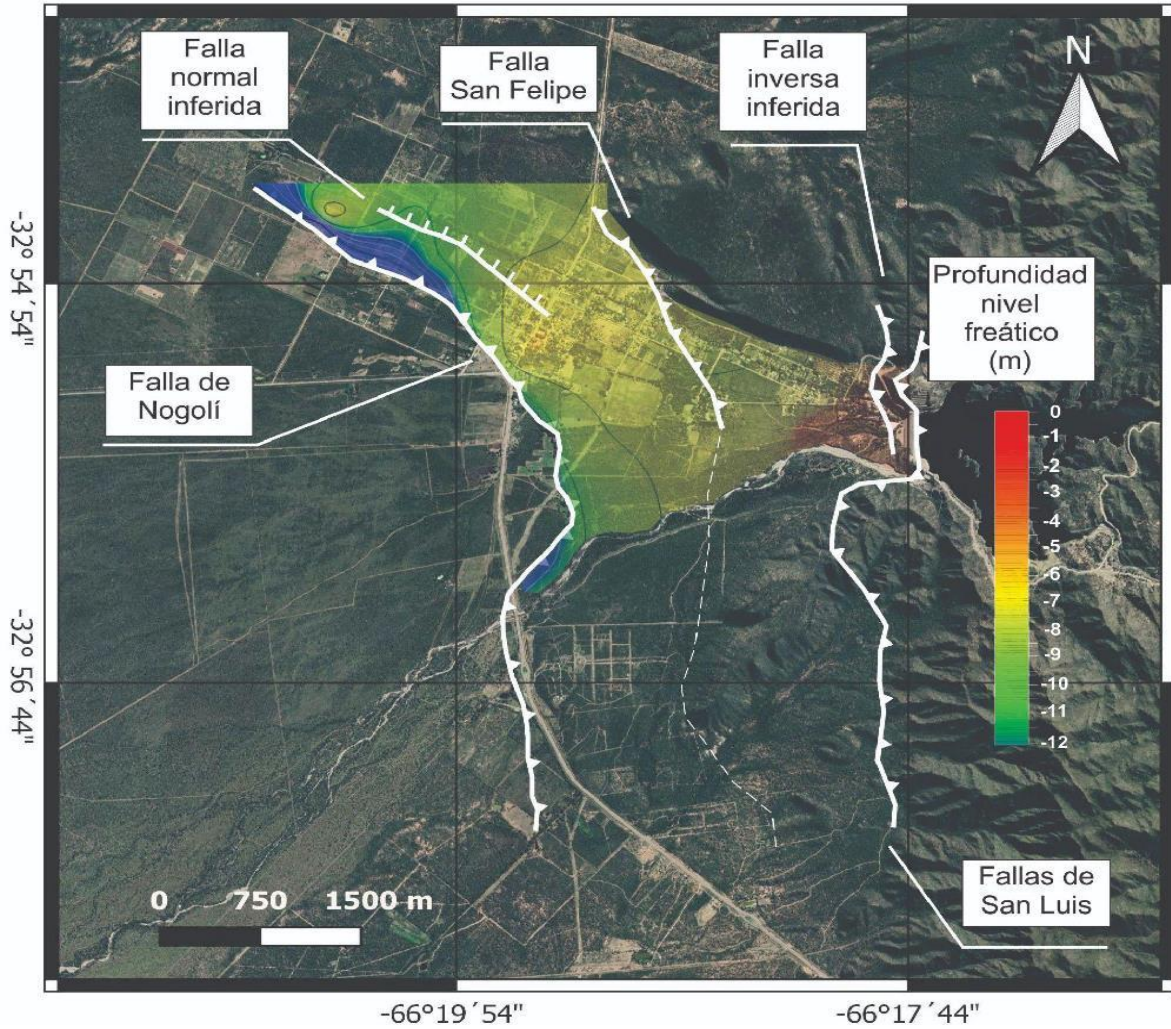


Figura 17: En mapa de la profundidad del nivel freático.

Con la información recopilada de los sondeos eléctricos verticales, pseudosecciones y mapas bosquejados, se realizaron 3 perfiles E-O en los sectores norte, centro y sur del área de estudio para una interpretación geológica y estructural (**Figura 18**).

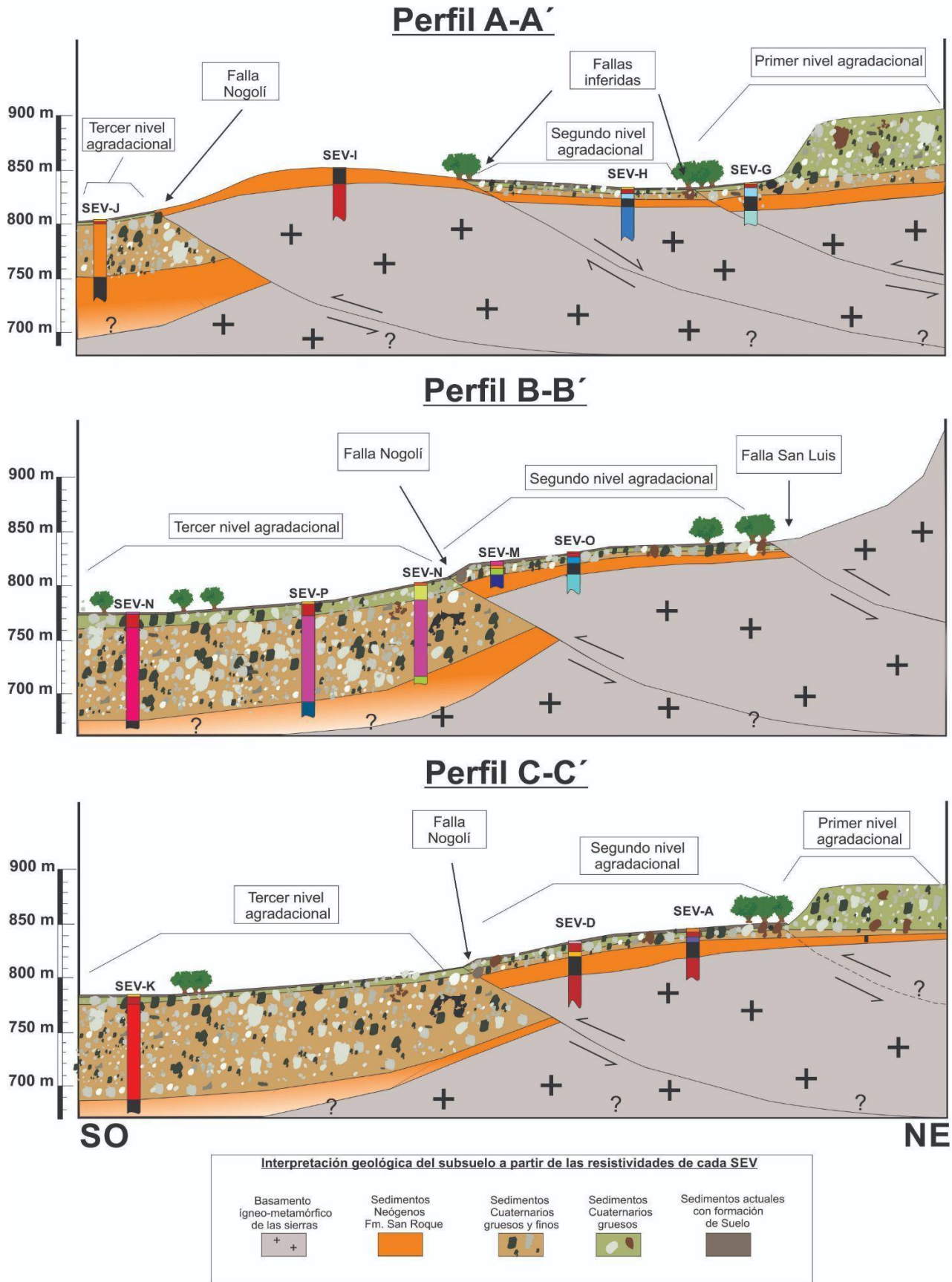


Figura 18: Perfiles interpretativos del sector analizado. La ubicación de los mismos se encuentra en la Figura 7

CONCLUSIONES

A partir de los resultados obtenidos en los Sondeos Eléctricos Verticales y las observaciones geológicas, estructurales e hidrogeológicas del sector se extraen las siguientes conclusiones:

En el sector suroeste del área de estudio se localiza una falla inversa con rumbo aproximado N-S denominada falla de Nogolí, que por su trazo irregular y sinuoso se infiere que corresponde a una falla de tipo inversa de bajo ángulo.

En el subsuelo se produce un escalonamiento debido a la presencia de otras 2 fallas con trazas inferidas, que habrían actuado con antelación a la falla de Nogolí durante la propagación y migración de la deformación desde el frente de levantamiento principal de la sierra de San Luis (falla de San Luis) hacia el centro de la cuenca, dando lugar a un morfoestructura de *piedmont foreland* escalonado.

El primer nivel agradacional conglomerádico estaría afectado por la falla San Felipe la cual, se infiere que su propagación seguiría hacia el sur de la localidad. Al este de la falla Nogolí y al norte de la faja fluvial del Río Nogolí los resultados expresan la presencia de un acuífero libre a escasa profundidad; cuya morfología está controlada por la posición de las sedimentitas precuaternarias, que, en este sector, se encuentran a escasos metros de profundidad e inclusive aflorando. Esta unidad controla la morfología y distribución del acuífero, ya que oficia de sustrato hidrogeológico impermeable. La recarga de este acuífero libre estaría supeditada a la permanente liberación de agua del embalse Nogolí hacia la zona más urbanizada de la localidad, más el reducido aporte de las infiltraciones en periodos de lluvia.

La recarga hacia el río Nogolí depende de las condiciones pluviométricas, ya que solo en periodos de importantes precipitaciones se hace posible que el vertedero del embalse permita la circulación de agua por el cauce del río. En periodos de bajas precipitaciones el embalse retiene el agua y la cota del mismo no permite el trasvase por el vertedero.

En el sector norte del área, la propagación de la deformación del frente de las sierras de San Luis genera un bloque hundido delimitado por 2 fallas inferidas. Esto genera una divisoria de las aguas subterráneas, que separaría el acuífero en un sector norte y un sector sur.

En el sector centro y sur del área se observa el resalto del sustrato hidrogeológico de aproximadamente 100 m desde la falla de Nogolí hacia el oeste dando como resultado una elevada pendiente del ~20%. Esta situación genera un escenario sumamente desfavorable para la acumulación y contención de agua subterránea en dicho sector, ya que se produce un efecto de cascada con rápida infiltración y dispersión dentro de los sedimentos cuaternarios, que se traduce en un gradiente hidráulico extremo.

BIBLIOGRAFÍA

- Aranda, J., Ojeda, G., Chiesa, J., 2016.** Los depósitos del Cuaternario Tardío en le Piedemonte occidental de la Sierra de San Luis. San Luis, Argentina. XV Reunión Argentina de Sedimentología. Actas de resúmenes: 15, Santa Rosa.
- Aranda, J. 2020** Geomorfología cuaternaria del piedemonte suroccidental de la sierra de San Luis. Tesis doctoral en Ciencias Geológicas. Inédita. Universidad Nacional de San Luis. Departamento de Geología. San Luis, Argentina, 258 pp: 48-72.
- Aranda, J. y Ojeda, G, 2022.** Influencia de una estructura de piedmont foreland en el desarrollo y configuración de los depósitos aluviales del piedemonte occidental de la sierra de San Luis. San Luis, Argentina. VIII Congreso de Cuaternario y Geomorfología. San Juan.
- Bobachev, A., I. Modin, and V. Shevnin., 2000.** IPI2WIN Software. Moscow State University. Moscow.
- CAAAS, 1973.** Recursos de agua subterránea y su aprovechamiento en la Llanura Pampeana y en el Valle del Conlara, Provincias de Córdoba, Santa Fe y San Luis, República Argentina. Convenio Argentino Alemán de Aguas Subterráneas, Unpublished technical report. Pp 32-55.
- Costa, C., 1992.** Geotectónica del sur de la sierra de San Luis. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis (inédita), 390 p., San Luis.
- Costa, C., 1996.** Análisis neotectónico en las Sierras de San Luis y Comechingones: Problemas y métodos. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 285-300, Buenos Aires.
- Costa C. 2019.** La migración del frente de corrimiento neotectónico de las sierras pampeanas y su impronta morfológica. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Departamento de geología de la Universidad Nacional de San Luis. Pp 1-11.
- Costa, C. y Cortés, J., 1993.** Tectónica extensional en el extremo sur de la sierra de San Luis. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 3:113-119.
- Costa C., Gardini C., Ortiz Suarez A., Chiesa J., Ojeda G., Rivarola D., Strasser E., Morla P., Ulaco H., Tognelli G., Carugno Durán A., Vinciguerra H. y Salas D. 2001.** Hoja Geológica 3366-I, San Francisco del Monte de Oro. Provincias de San Luis, Mendoza y San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 278, p. Buenos Aires.
- Criado Roque, P., Mombrú, C. y Ramos, V. 1981.** Estructura e interpretación tectónica. En: M. Yrigoyen (Ed.). Geología y recursos naturales de la Provincia de San Luis, Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino: Pp: 155-192.
- Echeverría, J.C., d'Hiriart, A. 2006.** Variabilidad especial del régimen pluviométrico del centro oeste de Argentina. XIV Jornadas cuidemos nuestro mundo (CNM) para contribuir a la implementación de un modelo ambiental para San Luis. UNSL. San: Pp 69-73.
- Flores, M. 1969.** El bolsón de Las Salinas de la provincia de San Luis. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 311-327.
- Herrero Ducloux, J. 1980.** Correlación entre perforaciones y cortes geoelectricos en la cuenca del Río V, Provincia de San Luis. INCYTH, internal report. Pp: 87.
- Hungerford, N., Sims, J., Stuart-Smith, P. 1996.** Interpretación geofísica (magnética) Sierras de San Luis y Comechingones. Mapeo Geofísico de las

Sierras Pampeanas. Proyecto Cooperativo Argentino – Australiano. SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas. Geofísica 2: 21 p

Indelicato, N. 2020. Trabajo final de licenciatura en ciencias Geológicas. Análisis morfodinámico de la faja fluvial del río Nogolí. Universidad Nacional de San Luis. Departamento de Geología. San Luis, Argentina. 20-69 p.

Ivkovic K.I., Kingham R., Lawrence C., Chartres C.J., Mullen I., Johnston R., Please P., Pestov I. 2000. Proyecto de Recursos Hidrológicos subterráneos de San Luis. Proyecto de Cooperación técnica Australiano-argentino. En: Evaluación de posibilidades físicas y económicas de riego con aguas subterráneas en la provincia de San Luis. Bureau of Rural Sciences-Agriculture, Fisheries and Forestry Australia, Technical Report Phase 1.239 p.

Kostadinoff, J., Bjerg, E., Delpino, S., Dimieri, L., Raniolo, L.A., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, C. y Felfernig, A. 1998. Anomalías geofísicas en rocas máficas y ultramáficas de las Sierras Grandes de San Luis, Argentina. 4º Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, 2º Jornadas de Mineralogía y Petrografía, Metalogénesis de rocas máficas y ultramáficas, Universidad Nacional del Sur, Actas 139-146, Bahía Blanca. 116 pp.

Kostadinoff, J., Bjerg, E., Gregori, D., Delpino, S., Dimieri, L., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, C. y Felfernig, A. 2001. Geo-physical anomalies in the Sierra del Padre and Sierra del Tala, San Luis province, Argentina: evidence of buried mafic- ultramafic rocks. Journal of South American Earth Sciences 14(3): 271-276.

Kostadinoff, J., Gregori, D., Bjerg, E. y Raniolo, L.A. 2002. La prolongación austral de la sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57(4): 359- 364.

Latrubesse, E. y Ramonell, C. 1990. Unidades litoestratigráficas del Cuaternario de la Provincia de San Luis, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino. 2: 109-112. San Juan.

Marnetti, H., 1995. Geología y estructura subsuperficial del sector “Puesto Lorenzillo”, borde occidental de la sierra de San Luis. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (inédita), 52 p., San Luis.

Ojeda, G., 1991. Estudio geológico-sedimentológico del piedemonte serrano al Nortedel río Nogolí, Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (Inédita), 152 p.

Orellana, E. 1972. Prospección geoelectrica en corriente continua. Ed. Parainfo 1972. Capítulo 5. Práctica del sondeo eléctrico vertical. Madrid, España, Pp 243-300.

Orta, J.O. 2006. Aplicación del Modelo CERES-Maize como Herramienta para Evaluar Estrategias de Manejo del Cultivo de Maíz Bajo Riego y seco, en el Área de Villa Mercedes (San Luis). Tesis para optar al grado académico de Magíster en Ciencias agropecuarias. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Agropecuarias. 66-81 pp.

Pascual, R. y Bondesio P. 1981. Sedimentitas cenozoicas. En: M. Yrigoyen (Ed.). Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis. Relatorio 8º Congreso Geológico Argentino: 117-154 p.

Ramonell, C., Iriondo, M. y Krömer, R. 1992. Quinta Reunión de Campo CADINQUA. Dpto. de Geología y Minería. Universidad Nacional de San Luis.

Rivarola, D. 1990. Sedimentología de la Cuenca Potrero de los Funes. Trabajo Final de Licenciatura Inédito. Universidad Nacional de San Luis. 23 p.

Rivarola, D., Camina, S. y Perón Orrillo, J.M. 2017. La Formación Potrero de los Funes (Cretácico tardío - Paleógeno). Una nueva unidad estratigráfica en el sur de la Sierra de San Luis. Actas del XX Congreso Geológico Argentino ST1: 115-119. San Miguel de Tucumán.

Sozzi, H., 1991. Estudio Geológico - Sedimentológico del piedemonte serrano de la zona de Nogolí (sector sur), Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (Inédito), 174 p.

Sozzi, H., Ojeda G. y Di Paola, E., 1995. Estratigrafía y sedimentología de abanicos aluviales cenozoicos en el área de Nogolí, San Luis. Revista Asociación Geológica Argentina, 50: 165-174.

Traverso, D., 2018. Geomorfología del piedemonte distal del frente occidental de la Sierra de San Luis, en el ámbito de la falla de Villa General Roca. San Luis, Argentina. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis (Inédita), 52 p.

Traverso, D., Aranda, J. y Ojeda, G, 2022. Características geomorfológicas de las Serranías de Villa General Roca, un sistema asociado a un piedmont foreland en el ambiente pampeano. San Luis, Argentina. XXI Congreso Geológico Argentino. Puerto Madryn, Actas de Resúmenes: 1069-1070. ISBN 978-987-48319-9-6, Puerto Madryn.



ASOCIACIÓN ARGENTINA DE GEOFÍSICOS Y GEODESTAS

Avenida Cabildo 381 (CP 1426). Ciudad Autónoma de Buenos Aires. Argentina

<http://www.aagg.org.ar>