

# CONTROLES LITOGÉNICOS EN EL DESARROLLO DE MALLINES EN PATAGONIA EXTRA-ANDINA (PROVINCIA DE SANTA CRUZ) COMO FUENTE DE ABASTECIMIENTO DE AGUA EN ZONAS ÁRIDAS

Tesista  
**Lic. Edoardo L. Melendi**

Directoras  
**Dra. Eleonora Carol - Dra. María Sol Raigemborn**



**UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA**  
**FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO**  
**2023**

## Índice

Agradecimientos .....	9
Resumen .....	10
Abstract.....	13
1. INTRODUCCIÓN .....	16
2. METODOLOGÍA.....	22
2.1. Tareas de gabinete .....	22
2.1.1. Caracterización de las precipitaciones balances hídricos y variabilidad climática .....	24
2.2. Trabajos de campo .....	26
2.2.1. Mapeo geológico-geomorfológico y relevamiento de perfiles .....	26
2.2.2. Muestreo de rocas, sedimentos y agua .....	27
2.3. Trabajo de laboratorio.....	31
2.3.1. Microscopia óptica .....	31
2.3.2. Difracción de Rayos X.....	32
2.3.3. Microscopia electrónica de barrido .....	33
2.3.4. Análisis químicos de muestras de agua.....	33
2.3.5. Mayoritario y minoritarios .....	33
2.3.6. Isotopos estables de la molécula de agua.....	34
2.3.7. Modelos conceptuales .....	34
3. ANTECEDENTES REGIONALES Y MARCO CONCEPTUAL.....	36
3.1. Clima e hidrología de la Patagonia .....	36
3.2. Marco geológico regional.....	40
3.3. Geología local .....	45
3.4. Suelos y vegetación .....	50
3.5. Humedales Patagónicos - Mallines.....	52
4. GEOLOGIA Y GEOMORFOLOGIA .....	54
4.1. Sector Estancia Laguna Manantiales (ELM).....	54
4.1.1. Formación La Matilde.....	58
4.1.2. Grupo Baqueró.....	59
4.1.3. Formación Salamanca .....	62
4.1.4. Basalto La Angelita .....	66
4.1.5. Sedimentos de bajos y lagunas .....	68
4.2. Sector Parque Nacional (PN) .....	70
4.2.1. Grupo Baqueró.....	70
4.2.2. Basalto Cerro del Doce .....	71

---

4.2.3. Basalto Cerro Mojón .....	75
4.3. Geomorfología.....	78
4.3.1. Estancia Laguna Manantiales .....	78
4.3.2. Parque Nacional Bosque Petrificado de Jaramillo .....	87
5. HIDRODINÁMICA .....	92
5.1. Características del régimen de precipitación y balances hídricos.....	92
5.2. Ocurrencia de Periodos secos y húmedos.....	95
5.3. Hidrodinámica .....	98
6. HIDROQUÍMICA .....	104
6.1. Caracterización química del agua.....	104
6.1.1. Agua subterránea – Manantiales.....	106
6.1.2. Agua subterránea – Planicie aluvial .....	109
6.1.3. Lagunas.....	110
6.2. Isótopos estables de la molécula de agua.....	111
6.3. Minoritarios.....	117
7. MALLINES: CONTROLES LITOGÉNICOS SOBRE SU DISTRIBUCIÓN Y FUNCIONAMIENTO HIDROLÓGICO.....	120
7.1. Ocurrencia y emplazamiento de ambientes de mallines .....	120
7.2. Modelo conceptual del funcionamiento geohidrológico .....	125
7.3. Rol de los manantiales y mallines en el desarrollo de la población rural de Patagonia extra- andina .....	134
8. CONCLUSIONES .....	136
9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	140
Anexos .....	153

## Índice de figuras

<b>Figura 1.1.</b> Ubicación de los principales ríos y centros urbanos.....	17
<b>Figura 1.2.</b> Vista de un mallín patagónico. Se observa el contraste con la vegetación xerófila de la estepa patagónica.....	19
<b>Figura 1.3.</b> Ubicación del área de estudio. A, B. Ubicación del área de estudio en la provincia de Santa Cruz. C, D y E. Detalles de los sectores estudiados. Los recuadros blancos indican las áreas de estudio. La línea roja muestra los límites del Parque Nacional Bosque Petrificado de Jaramillo. ....	20
<b>Figura 2.1.</b> Ubicación de las áreas de estudio. A, B. Detalle de los sectores estudiados. Los recuadros blancos indican las dos áreas de estudio. ....	23
<b>Figura 2.2.</b> Utilización estación total. A. Posicionamiento del trípode y de la estación total. B. medición de punto sobre el contacto Grupo Baqueró – Formación Salamanca.....	27
<b>Figura 2.3.</b> Ubicación de los puntos de muestreo de rocas, sedimentos, descargas de agua subterránea y agua superficial para el sector ELM (A) y para el sector del Parque Nacional (B). ....	28
<b>Figura 2.4.</b> Fotografías del trabajo de campo realizado: A. y B. Muestreo de agua; C. y D. Muestreo de rocas; E. Muestreo de sedimentos; F. Medición de parámetros fisicoquímicos in situ mediante equipo manual multiparamétrico. ....	29
<b>Figura 2.5.</b> Fotografías que muestran la realización de los freáticos: a. Perforación con barreno manual; b. Perfil obtenido por metro de avance durante la perforación. c. d. y e. Terminación de freático; f. Muestreo de agua subterránea con bailer.....	30
<b>Figura 3.1.</b> Mapa regional de la distribución de las precipitaciones y temperatura para la Patagonia. ....	38
<b>Figura 3.2.</b> Principales ríos, lagos y regiones hidrográficas en la provincia de Santa Cruz (modificado de Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria - INTA, 2017).....	40
<b>Figura 3.3.</b> Mapas que muestren la ubicación de la Cuenca del Golfo San Jorge, del Macizo del Deseado y del área de estudio. A. Mapa regional de Argentina con el área de estudio. B. Mapa geológico con límites y divisiones internas de la Cuenca del Golfo San Jorge (según Figari et al., 1999) y del Macizo del Deseado (modificado de Schalamuk et al.1999).....	41
<b>Figura 3.4.</b> Cuadro estratigráfico del sector norte del Macizo del Deseado y del flanco sur de la Cuenca del Golfo San Jorge. En color gris se identifica el intervalo temporal no preservado en el registro geológico. La estratigrafía para el Macizo del Deseado fue extraída de Panza (2001); mientras que la estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge se obtuvo de Figari et al. (1999) y Gianni et al. (2018). ....	44
<b>Figura 3.5.</b> Mapas que muestren la ubicación de la Cuenca del Golfo San Jorge en relación a la posición del Macizo del Deseado y la ubicación del área de estudio. A: Mapa regional de Argentina con el área de estudio. El área marcada abarca el mapa en B. B: Límites y divisiones internas de la Cuenca del Golfo San Jorge (según Figari et al., 1999), posición de la Estancia Laguna Manantiales y del Parque Nacional Monumento Bosque Petrificado. C: mapa geológico detallado del área de estudio (modificado de Raigemborn et al., 2022). ....	45
<b>Figura 3.6.</b> Cuadros estratigráficos de las unidades aflorantes en el área de estudio ELM pertenecientes al sector norte del Macizo del Deseado y el Flanco Sur de la Cuenca del Golfo San Jorge. En color gris y con líneas inclinadas se marca el intervalo temporal no representado en el área de estudio. (1) Edad para la Formación Punta del Barco por Cesari et al. (2011); (2) Edad para la Formación Antiteatro de Ticó por Perez Loinaze et al. (2013); (3) y (4) edades de Krause et al. (2017) para el Grupo	

Río Chico; (5) edad de Panza (2001) para el Basalto Cerro del Doce; (6) y (7) Datación obtenida por Gorrington et al. (1997) para los Basaltos Cerro Mojón y La Angelita. La simbología con triángulo blanco indica dataciones realizadas en las cercanías del área de estudio. Mientras que los triángulos negros indican dataciones realizadas en el sur del Flanco Norte de CGSJ. .... 46

**Figura 3.7.** Mapa de suelos del sector nororiental de la provincia de Santa Cruz. (Modificado de Godagnone, 2007) ..... 51

**Figura 4.1.** A. Mapa geológico del área de estudio. En línea negra se marcó la traza del perfil estratigráfico realizado (C). B. Vista transversal suroeste-noreste del valle en el sector aledaño a la Estancia Laguna Manantiales. C. Perfil estratigráfico transversal esquemático del área de estudio (la traza del perfil se indica con una línea negra en A. .... 55

**Figura 4.2.** Vista general de los afloramientos en el sector ELM. A. Vista 3D del área de estudio indicando la ubicación de las secciones en las cuales se levantaron los perfiles litológicos ELM1, ELM2 y ELM3. B. Vista del afloramiento al sur de la Estancia Laguna Manantiales donde se realizó el perfil ELM1. C. Interpretación estratigráfica esquemática de la fotografía anterior. .... 56

**Figura 4.3.** Perfiles sedimentológicos relevados en el área de estudio de la Estancia Laguna Manantiales. Para ver la ubicación detallada de cada uno de los perfiles ver Figura 4.2A. Perfiles sedimentológicos tipo Selley relevados. .... 57

**Figura 4.4.** Formación La Matilde. A. Vista general y posición de la Formación La Matilde. B, C. Detalles de los afloramientos. D. Tronco petrificado encontrado en la Formación La Matilde. E. Vetillas de sílice. F. Fotos de muestra de mano de la Formación La Matilde. G, H. Fotos al microscopio petrográfico, con luz polarizada y analizador, respectivamente. Fk: Feldespato potásico. Bt: Biotita. Qtz: Cuarzo. P: Poros. .... 59

**Figura 4.5.** Grupo Baquero. A, B. Posición estratigráfica y vista general del Grupo Baqueró. C. Detalle del contacto entre el Grupo Baqueró y la Formación Salamanca. D, E. Detalles del contacto entre los niveles tobáceos blanquecinos y de las cornisas. F. Foto de detalle de la cementación en los niveles de cornisas. G. Rizolitos. .... 61

**Figura 4.6.** Fotos al microscopio petrográfico. A. Con luz polarizada. B. Con analizador. Pl: Plagioclasa. Tr: Trizas. Qtz: Cuarzo. P: Poros. .... 62

**Figura 4.7.** Formación Salamanca. A. Vista general del afloramiento de la Formación Salamanca al sur de la estancia Laguna Manantiales. B. Foto del afloramiento de la Formación Salamanca en el cual se puede observar el abundante derrubio que la recubre. C. Detalle del contacto inferior con el Grupo Baqueró. D. Detalle del contacto neto entre la Formación Salamanca y el Basalto La Angelita. E. Sector del contacto con el Basalto La Angelita en el cual se puede reconocer una zona de color rojiza producto de los óxidos de hierro. .... 63

**Figura 4.8.** Variación lateral en la Formación Salamanca en el sector ELM. B, C. sectores sin mallines con granulometrías de arena fina. D, B y F. Se reconoce un aumento en la granulometría en los sectores con mallines. G, H. Imágenes al microscopio del sector sin mallines con y sin analizador. I, J. Cortes delgados del sector con mallines con y sin analizador. Qtz: Cuarzo. Gl: Glauconita. P: Poros. Lt: Líticos. Ox: Oxido de Fe y Mn. .... 65

**Figura 4.9.** Basalto La Angelita. A. Vista general del Basalto La Angelita en el área de estudio. B. Detalle del afloramiento en el cual se puede observar el contacto con la Formación Salamanca. C. Detalle del contacto con la Formación Salamanca. .... 66

**Figura 4.10.** Basalto La Angelita. A. Vista general del afloramiento. B. Superposición de mantos lávico en el área de estudio, donde se reconoce una sección basal masiva y una superior vesicular. C. Frente

del afloramiento con incrustaciones de carbonatos de color blanco. D. Detalle del afloramiento en el cual se observan diaclasas verticales a subverticales. E, F. Cortes delgados con y sin analizador. Plg: Plagioclasa. Ol: Olivina. Id: Iddingsita. .... 68

**Figura 4.11.** Lagunas en el área de estudio de la Estancia Laguna Manantiales. A y B. .... 69

**Figura 4.12.** A, B. Imagen MEB y espectro EDS de thenardita obtenidos mediante microscopía electrónica de barrido. C, D. Imagen MEB y espectro EDS de halita obtenidos mediante microscopía electrónica de barrido. La cruz roja indica el punto de medición del EDS. .... 70

**Figura 4.13.** Área de estudio del Parque Nacional. A. imagen satelital del área de estudio. Delimitados con dos rectángulos se identificaron los dos sectores en los cuales se levantó la estratigrafía. B. Mapa geológico del área con las principales unidades relevadas. C y D. Vista general de los afloramientos y de las unidades presentes. .... 71

**Figura 4.14.** Basalto Cerro del Doce. A. Vista general del área de estudio alrededor de la Estancia 7El Cuadro. B y C. Afloramientos del Basalto Cerro del Doce. Marcado con línea blanca el contacto entre el Basalto Cerro del Doce y Basalto Cerro Mojón. .... 72

**Figura 4.15.** Basalto Cerro del Doce. A, B. Nivel brechoso entre ambos basaltos. C. Contacto entre el Basalto Cerro del Doce y el Basalto Cerro Mojón. D. Detalle del diaclasamiento del Basalto Cerro del Doce. E y F. Vista general del corte al microscopio de una muestra de basalto sin y con analizador respectivamente. G y H. Detalle de un sector del corte delgado en la cual se observan las olivinas alteradas con óxidos de hierro formando halos concéntricos negros, rojizos y amarillentos. I y J. Foto de detalle de un sector del corte en la cual se puede observar la analcima relleno de vesículas y remplazando una olivina (marcada por una línea punteada). Ol: Olivina. Plg: plagioclasa. Am: amígdala. .... 74

**Figura 4.16.** Basalto Cerro Mojón. A. Vista general del Basalto Cerro Mojón en el sector del Parque Nacional. B. Vista del afloramiento desde sureste en el cual se observan las tres coladas que lo componen. .... 76

**Figura 4.17.** Basalto Cerro Mojón. A. Contacto entre el Basalto Cerro del Doce y el Basalto Cerro Mojón. B. Detalle del contacto entre ambos basaltos. C y D. Detalle del nivel inferior vesicular de la primera colada. E y F. Vista al microscopio de una muestra de basalto sin y con analizador respectivamente. Ol: olivina. Plg: Plagioclasas. Aug: Augita Titanada. Id: Iddingsita. .... 77

**Figura 4.18.** Mapa geomorfológico del área de estudio. En verde claro, se marcaron las zonas con presencia de manantiales y mallines, que no constituyen geoformas en sí mismas, pero son rasgos característicos que si condicionan a otras geoformas. .... 79

**Figura 4.19** Meseta formada por el Basalto La Angelita en el área de estudio de la Estancia Laguna Manantiales. A. Imagen obtenida del Google Earth en la cual se observa el relieve mesetiforme y la presencia de cubeta de deflación en el techo de la meseta. B. Foto con vista hacia el suroeste, de la meseta basáltica y las unidades sedimentarias por debajo. .... 80

**Figura 4.20.** Detalle del techo de la meseta del Basalto La Angelita. A y B. Estructuras de inflación en forma de domo en el techo del Basalto La Angelita. C y D. Fotos en el área de estudio de las ondulaciones en la meseta producto de las estructuras de inflación en los basaltos. .... 81

**Figura 4.21.** A. Imagen tomada del Google Earth de la meseta Basalto La Angelita. B. Detalle de un sector de la meseta en la cual se reconocen procesos de depositación en los sectores bajos, entre estructuras de inflación. C y D. Espacios entre facturas rellenos con sedimentos. E. Sedimentos arenosos en los bajos entre estructuras de inflación. La línea blanca punteada marca unos bajos reconocidos en la meseta. .... 82

**Figura 4.22.** A. Perfil esquemático del área estudio en el sector de la Estancia Laguna Manantiales. B. Detalle de la base de la meseta en la cual se reconocen procesos de remoción en masa y de erosión diferencial. C. Vista de la escarpa al suroeste de la Estancia Laguna Manantiales. D. Laderas con menor pendiente al este de la estancia en la cual se destaca la presencia de abanicos y de planicies estructurales por arrasamiento. E. Planicie aluvial..... 83

**Figura 4.23.** Vista panorámicas desde la meseta al sur de la Estancia Laguna Manantiales de las principales geoformas reconocidas. A modo de escala, el círculo blanco a la izquierda de la foto, indica una persona de 1,75 m. .... 86

**Figura 4.24.** Mapa geomorfológico del área de estudio del Parque Nacional Bosque Petrificado de Jaramillo. En verde claro, se marcaron las zonas con presencia de manantiales y mallines, que no constituyen geoformas en sí mismas, pero son rasgos característicos que condicionan a otras geoformas. .... 87

**Figura 4.25.** Detalle del techo de la meseta del Basalto Cerro Mojón. A. Sectores con bajos en el techo de la meseta. Se puede observar como algunos de estos se encuentran ocupados por pequeños cuerpos de agua transitorios. B. Estructuras de inflación remanentes en el techo del Basalto Cerro Mojón. Imágenes tomadas del Google Earth. .... 89

**Figura 4.26.** Vista en 3D obtenida desde el Google Earth desde el noreste de la Estancia El Cuadro en la cual se marcaron las principales geoformas reconocidas..... 91

**Figura 5.1.** Ubicación de las estaciones meteorológicas utilizadas. .... 92

**Figura 5.2.** Precipitaciones medias anuales para el periodo 1956-2022 registradas en las estaciones meteorológicas de Perito Moreno, Puerto Deseado y Gobernador Gregores. .... 93

**Figura 5.3.** Precipitación y evapotranspiración potencial promedio mensuales (ETPi) para el período 1956 – 2022. A. Perito Moreno. B. Puerto Deseado. C. Gobernador Gregores. .... 94

**Figura 5.4.** Balances hídricos diarios seriados para el área de estudio (ELM y PN)..... 95

**Figura 5.5.** Evolución mensual del índice SPEI de 12 meses para los años 1956-2021. EH: extremadamente húmedo. MuH: muy húmedo. MH: moderadamente húmedo. HI: Húmedo Incipiente. N: normal. SI: sequía incipiente. MS: moderadamente seco. MuS: muy seco. ES: extremadamente seco. .... 95

**Figura 5.6.** Porcentajes de meses con distintas categorías del SPEI para los años 1956-2021..... 96

**Figura 5.7.** Índice ONI para la serie temporal analizada (1956-2021). .... 97

**Figura 5.8.** Relación entre el índice SPEI de 12 meses y el ONI. .... 98

**Figura 5.9.** Manantiales en el área de estudio de la Estancia Laguna Manantiales. A. Vista general de un sector con manantiales en la cual se reconoce la descarga de agua subterránea a lo largo del contacto entre el Grupo Baqueró y la Formación Salamanca. B. Detalle de un sector donde algunos manantiales alcanzan la base de la escarpa y otro infiltran en los sedimentos de la ladera. C. Punto de descarga difusa. D. Zona con humedad en los sedimentos que al saturarse ocasiona un escurrimiento superficial. E. Descarga de agua subterránea de tipo puntual. F. Escorrentía superficial. G. Manantiales que surgen en la base de la ladera. .... 100

**Figura 5.10.** Drenaje y sentido del escurrimiento superficial del área de estudio..... 101

**Figura 5.11.** Manantiales en el área de estudio del Parque Nacional. A. Vista general del sector con manantiales al oeste de la Estancia El Cuadro. B. Detalle de los sectores por donde surgen los manantiales entre el Basalto Cerro del Doce (superior) y Cerro Mojón (inferior). C y D. Foto de detalle de las surgencias de los manantiales. E y F. Escurrimiento subsuperficial alcanzando el bajo endorreico..... 102

<b>Figura 5.12.</b> Drenaje y sentido del escurrimiento superficial del área de estudio de la Estancia El Cuadro.....	103
<b>Figura 6.1.</b> Mapa de conductividad eléctrica del agua; a. Muestreo marzo 2019; b. Muestreo noviembre 2019.....	105
<b>Figura 6.2.</b> Mapa de conductividad eléctrica del agua; A. Muestreo marzo 2019; B. Muestreo noviembre 2019.....	105
<b>Figura 6.3.</b> Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para los mallines. A. Muestreo marzo 2019; B. Muestreo noviembre 2019.....	107
<b>Figura 6.4.</b> Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para los mallines. A. Muestreo marzo 2019; B. Muestreo noviembre 2019.....	109
<b>Figura 6.5.</b> Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para el agua subterránea en la planicie aluvial. A. Muestreo marzo 2019; B. Muestreo noviembre 2019.....	110
<b>Figura 6.6.</b> Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para el muestreo de marzo 2019 de las lagunas.....	111
<b>Figura 6.7.</b> A. Relación $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ determinada en las muestras de agua de manantiales, planicie aluvial y de lagunas para el muestreo de marzo 2019 y noviembre 2019. La recta meteórica local (RML) corresponde a la propuesta por Mayr et al., 2007 ( $\delta^2\text{H} = 7,92 \delta^{18}\text{O} + 1,22$ ). B. Exceso de $^2\text{H}$ en función de $\delta^{18}\text{O}$ .....	112
<b>Figura 6.8.</b> Relación $\delta^{18}\text{O}$ vs. conductividad eléctrica (CE) en las muestras de mallines, lagunas y subterránea para el muestreo de marzo y noviembre 2019.....	113
<b>Figura 6.9.</b> Diagrama de Gaillardet (1999).....	113
<b>Figura 6.10.</b> Relaciones entre en el $\delta^{18}\text{O}$ y los iones mayoritarios.....	115
<b>Figura 6.11.</b> A. Relación $\text{Na}^+$ vs ( $\text{SO}_4^{-2} + \text{Cl}^- + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{-2}$ ) (meq/L). B. Relación $\text{Na}^+ + \text{Cl}^-$ vs ( $\text{SO}_4^{-2} + \text{HCO}_3^-$ ) - ( $\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}$ ) (meq/L). C. Índice de saturación de la Trona vs $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{-2}$ (meq/L). D. Índice de saturación de la Thenardita vs $\text{SO}_4^{-2}$ (meq/L). E. Índice de saturación de la Halita vs $\text{Cl}^-$ (meq/L). F. Índice de saturación de calcita vs $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{-2}$ (meq/L).....	117
<b>Figura 6.12.</b> Gráficos para las concentraciones de elementos minoritarios determinadas en el muestreo de marzo 2019. En línea punteada se muestra el límite de potabilidad para dicho elemento según el Código Alimentario Argentino (CAA).....	119
<b>Figura 7.1.</b> Aplicación de sensores remotos a imágenes satelitales Landsat5 para el área de estudio de la Estancia Laguna Manantiales y para el Parque Nacional. A, B. NDVI calculado para el sector de la Estancia Lagunas Manantiales y para el Parque Nacional respectivamente. C, D. Imágenes falso color, RGB543, para el sector de la Estancia Lagunas Manantiales y para el Parque Nacional respectivamente. Los rectángulos y las letras indican la ubicación de las fotos de campo que se muestran en la Figura 5.2. ....	121
<b>Figura 7.2.</b> Sectores de mallines en el área de estudio. A. Foto de campo del mallín ubicado al oeste de la Estancia Laguna Manantiales. B. Foto del mallín ubicado al norte de la Estancia Laguna Manantiales. C. Fotos de campo del mallín del Parque Nacional.....	122
<b>Figura 7.3.</b> Detalles de los mallines en el área de estudio. A, B. vistas 3D de sectores con mallines en las cuales se recone el nivel de descarga de agua subterránea y los mallines de laderas y planicie aluvial. C, D y E. Fotos de detalles de los mallines de ladera.....	123
<b>Figura 7.4.</b> Mallines de planicie aluvial. A, B. Fotos de áreas de mallines en las cuales se observa el emplazamiento geomorfológico de los mallines de ladera y de planicie aluvial. C, D. Fotos de mallines	

de planicie aluvial en las cuales se observa su conexión con el escurrimiento superficial proveniente de las laderas. .... 125

**Figura 7.5.** Modelo conceptual geohidrológico 3D del sector de la Estancia Laguna Manantiales. ... 128

**Figura 7.6.** Modelo conceptual geohidrológico del sector del Parque Nacional..... 130

**Figura 7.7.** Modelo conceptual de los procesos geohidrológicos – geoquímicos que condicionan la química del agua en el sector de la Estancia Laguna Manantiales (A) y del Parque Nacional (B). ..... 133

## Índice de tablas

**Tabla 2.1** Categorías de SPEI (Tomado de Vicente-Serrano et al., 2010). ..... 25

**Tabla 2.2** Categorías eventos ONI (según Barnston et al., 1997). ..... 26

**Tabla 6.1** Parámetros físico - químicos, iones mayoritarios e isótopos estables determinados en las muestras de agua para los muestreos de marzo 2019 y noviembre 2019. nd: no determinado.....153

## Agradecimientos

Gracias a mi familia, por el apoyo incondicional a lo largo de todos estos años y por haberme dado la posibilidad de estudiar y seguir formándome tanto en el aspecto profesional como personal. A mis tíos, por abrirme las puertas de su casa y tratarme como un hijo, aconsejándome y acompañándome en todo momento.

Gracias a Euge, mi pareja, por compartir conmigo esta etapa, por darme siempre su apoyo y ser parte fundamental de mis días y proyectos.

Gracias a Romeo y Giuliana, por ser los “culpables” de haberme transmitido la curiosidad por las ciencias naturales y su hermosa pasión por la geología.

Gracias a mis directoras, Eleo y Sol, no solo por haberme guiado y ayudado a llevar la tesis adelante sino también por la infinita paciencia. Gracias por el tiempo y por haber estado siempre disponibles para resolver todas mis dudas.

A mis compañeros del grupo de Geohidrología del CIG: Guido, Lu, Caro, Juli, Ro, Paz y Paula por las charlas, los mates, el apoyo y el gran trabajo en equipo. Especialmente a Caro, por aguantarse todas mi “Preguntitas” y por tener la paciencia de responderlas, siendo para mí una gran compañera y amiga.

Gracias a mis amigos Fede, Eze y Nico por su apoyo a lo largo de este camino. En particular a vos Fede, que en muchas ocasiones te comportaste mas como un hermano que un amigo, siendo hoy parte de la familia.

Gracias a mi amigo Mati, que desde aquella primera charla en la plaza me motivó y acompañó en toda esta etapa. Gracias por las horas de charlas, mate, reflexiones y consejos.

A Sabri, por haber sido una excelente compañera de campañas, por haberse aguantado mis mal días poniéndole siempre una sonrisa.

Gracias al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, al Centro de Investigaciones Geológicas y a la Universidad Nacional de La Plata, en particular a la Facultad de Ciencias Naturales y Museo.

Gracias al Centro de Investigaciones Geológicas, por el espacio, los recursos y las herramientas brindadas para llevar a cabo este trabajo. A mis compañeros y personal del instituto.

Gracias a todo el personal del Parque Nacional Bosque Petrificado de Jaramillo, por su buena predisposición y colaboración. Gracias a la Estancia Laguna Manantiales, por habernos abierto la puerta de su casa, porque sin ellos no se podría haber realizado esta tesis.

## Resumen

La Patagonia Extra andina, en Argentina, constituye una extensa región árida en donde existe una marcada escasez de recursos hídricos, condición que determina que esta sea una de las áreas menos pobladas del mundo con densidades inferiores a un habitante por kilómetro cuadrado. Desde los primeros asentamientos humanos, el desarrollo socio-económico de la región se vio limitado por la disponibilidad de agua en cantidad y de calidad para el abastecimiento humano. En este sentido, en aquellos sectores alejados de los principales cursos superficiales permanentes el abastecimiento a partir de agua subterránea constituye posiblemente el único recurso hídrico disponible. En este contexto la descarga de agua subterránea en forma de manantiales constituye una fuente de agua de fácil acceso, favoreciendo asimismo estos sitios de descarga de agua subterránea a la formación de humedales denominados "mallines". Estos humedales desempeñan un papel crucial al proporcionar agua a los habitantes locales, a la fauna autóctona y a los ecosistemas relacionados, proporcionando también forraje para la cría de ganado. Dentro de la Patagonia extra-andina los mallines sólo representan el 4% del territorio distribuyéndose en distintos ambientes geológicos – geomorfológicos. El objetivo general de la tesis doctoral es estudiar los controles litogénicos que condicionan la hidrodinámica e hidrogeoquímica de acuíferos asociados al desarrollo de mallines en un sector de Patagonia extra-andina. Por su parte, los objetivos específicos comprenden: realizar un mapeo de detalle de las unidades geológicas estudiando sus características litoestratigráficas y estructurales; evaluar cuali y cuantitativamente la precipitación, evapotranspiración y los excesos hídricos asociados a la infiltración y recarga de acuíferos; establecer la hidrodinámica del sistema geohidrológico; definir las características químicas del agua subterránea y superficial; formular un modelo conceptual donde se muestren las distintas características geológicas, geomorfológicas, climáticas e hidrodinámicas, que permiten el desarrollo de mallines y evaluar la capacidad de abastecimiento de las distintas fuentes de agua dulce reconocidas.

Para cumplir con los objetivos de la tesis se realizó la recopilación de información antecedentes, se efectuaron relevamientos geológico-geomorfológicos de detalle, se recopilaron datos climáticos para la realización de balances hídricos y estimación de periodos de excesos y déficit, se analizó la hidrodinámica del sistema de manantiales, se efectuaron muestreos de agua de manantiales, agua subterránea somera en la planicie aluvial y agua superficial de las lagunas para la determinación de iones mayoritarios, trazas e isótopos estables. El conjunto de datos se analizó de manera integral para establecer modelos conceptuales del funcionamiento geohidrológico de las distintas zonas estudiadas y para evaluar la capacidad de abastecimiento de las fuentes de agua dulce.

Los relevamientos realizados en dos sectores de la Patagonia extra-andina denominados ELM (Estancia Laguna Manantiales) y PN (Parque Nacional) permitieron reconocer la existencia de diferentes controles litogénicos que condicionan la formación de manantiales y a su vez la presencia de mallines. En el sector ELM la secuencia estratigráfica se compone de una sucesión de rocas volcánicas y volcanoclásticas jurásicas y rocas sedimentarias marinas y continentales del Cretácico–Eoceno medio que están cubiertas por flujos de lava basáltica del Eoceno superior, Mioceno superior y Plio-Pleistoceno. Por otro lado, en el área del Parque Nacional la geología comprende rocas cretácicas volcanoclásticas del Grupo Baqueró cubiertas por coladas basálticas del Basalto Cerro del Doce (Eoceno superior) y del Basalto Cerro Mojón (Mioceno superior-Plioceno inferior).

El análisis de los balances hídricos mensuales indica una marcada aridez, donde la evapotranspiración media anual supera ampliamente a las precipitaciones medias anuales. No obstante, el análisis de los balances hídricos diarios evidenció la existencia de excedentes hídricos los cuales corresponden a aproximadamente el 10% de las precipitaciones que en el área de mesetas se traducen en infiltración y recarga de acuíferos.

En ambas áreas estudiadas, se identificaron dos niveles de descarga de agua subterráneas, denominados manantiales superiores e inferiores. En el sector ELM, los manantiales superiores se generan por la descarga de agua subterránea en los sectores cóncavos a lo largo del contacto entre la Formación Salamanca y el Grupo Baqueró. En el caso del sector PN, los manantiales superiores están vinculados a un nivel brechoso entre los Basaltos Cerro del Doce y Cerro Mojón. En ambos casos, los manantiales inferiores se encuentran en la base de las laderas de las mesetas, producto de la infiltración del agua de los manantiales superiores en el derrubio la cual fluye subsuperficialmente hasta surgir en la base de la ladera debido a cambios en la pendiente. Una vez alcanzada la planicie aluvial, el agua proveniente de los manantiales infiltra nuevamente debido a que el caudal no es suficiente para sostener el escurrimiento superficial a lo largo de la planicie aluvial. Cabe mencionar que el escurrimiento superficial en la planicie aluvial es activo solamente durante episodios de precipitaciones intensas. Durante estos, los cauces efímeros se reactivan y transportan el agua hacia zonas bajas endorreicas, donde se acumula y forma lagunas que se secan posteriormente por la elevada evaporación.

En cuanto a la química del agua subterránea de los manantiales, la misma es de baja salinidad asociada a facies de tipo Na-HCO<sub>3</sub>, donde la interacción agua-sedimento es el principal determinante de la presencia de iones solubles. Dentro de los procesos geoquímicos condicionantes de la composición del agua se encuentran la disolución de CO<sub>2(g)</sub>, la meteorización de silicatos, el intercambio catiónico y la disolución - precipitación de minerales evaporíticos como la thenardita, trona y halita. Cabe señalar que la meteorización de las rocas volcánicas también regula la presencia

de elementos como As, Fe y Mn, los cuales en altas concentraciones pueden ser una limitante de la calidad del agua.

La distribución de los mallines depende de la descarga de agua subterránea de los manantiales, identificándose la presencia de mallines de ladera y mallines de planicie aluvial. Los mallines de ladera presentan una morfología alargada y se forman a partir del escurrimiento superficial de la descarga de agua subterránea de los manantiales superiores. Por otro lado, los mallines de planicie aluvial se encuentran en sectores de la planicie aluvial que reciben el aporte del escurrimiento superficial – subsuperficial de las laderas junto con la descarga de los manantiales inferiores.

Los resultados obtenidos revelaron la presencia de controles litogénéticos que previamente no habían sido contemplados en los modelos tradicionales sobre la formación de mallines en áreas de mesetas basálticas. Se identificó que la presencia de estructuras de inflación en el techo de los basaltos crea áreas deprimidas que limitan el escurrimiento superficial facilitando una rápida infiltración. A su vez, la presencia de paleorrelieves o paleocanales condicionan los flujos de agua subterránea y determinan que los manantiales y mallines se desarrollen en sectores particulares de las laderas de las mesetas basálticas. Los datos proporcionados en esta tesis aportan información de relevancia para el entendimiento del funcionamiento hidrológico de áreas con mallines en zonas de mesetas volcánicas de Patagonia. Dado que los manantiales y mallines permiten el asentamiento de las poblaciones rurales en estos lugares remotos y que el cambio climático global también afectará a estas zonas, es que el estudio y monitoreo de estos ambientes resulta de vital importancia para generar pautas de manejo del agua y de las pasturas en los mallines que permitan su sustentabilidad. De esta manera, esta tesis doctoral es de relevancia tanto para el conocimiento de acuíferos y manantiales en áreas de escases de agua potable como para el Inventario Nacional de Humedales que aún se encuentra en desarrollo en nuestro país.

## Abstract

The extra-Andean Patagonia, located in Argentina, is an extensive arid region where the water resources are extremely scarce, a condition that makes it one of the least populated areas in the world with densities of less than one inhabitant per square kilometer. Since the first human settlements, the socio-economic development of the region has been limited by the availability of water in quantity and quality for human supply. In this sense, in those areas far from the main permanent surface water courses, groundwater supply is possibly the only water resource available. In this context, groundwater discharge in the form of springs is an easily accessible source of water, and they favor the formation of wetlands known as "mallines" (wet meadows) where the groundwater discharge takes place. These wetlands play a crucial role in providing water for local inhabitants, native fauna and related ecosystems, as well as fodder for livestock. Within extra-Andean Patagonia, mallines represent only 4% of the territory and are distributed in different geological-geomorphological environments. The general objective of this doctoral thesis is to study the lithogenic controls that condition the hydrodynamics and hydrogeochemistry of aquifers associated with the development of mallines in a sector of extra - Andean Patagonia. On the other hand, the specific objectives comprise: to make a detailed mapping of geological units, studying their lithostratigraphic and structural characteristics; to make a quantitative and qualitative assessment of evapotranspiration and water surplus associated to infiltration and aquifer recharge; to establish the hydrodynamics of the geohydrological system; to define chemical characteristics of surface water and groundwater; to formulate a conceptual model where the different geological, geomorphological, climatic and hydrodynamic characteristics, which enable the development of mallines, are shown; and to evaluate the supply capacity of the different fresh water sources recognized.

To achieve the aims of this thesis, background information was compiled, detailed geological-geomorphological surveys were carried out, climatic data were collected to carry out water balances and estimate periods of excess and deficit, the hydrodynamics of the spring system were analysed and water samples were taken from springs, shallow groundwater in the alluvial plain and surface water from the lagoons for the determination of major and trace ions along with stable isotopes. The data set was analysed comprehensively to establish conceptual models of the geohydrological functioning of the different areas under study and to assess the supply capacity of the freshwater sources.

The surveys carried out in two sectors of extra-Andean Patagonia, known as ELM (Estancia Laguna Manantiales) and PN (National Park), allowed to recognise the existence of different lithogenetic controls that condition the formation of springs and, in turn, the presence of mallines. In the ELM sector, the stratigraphic sequence is composed of a succession of Jurassic volcanic and volcanoclastic rocks (La Matilde Formation) and sedimentary rocks, including Cretaceous continental rocks (Baqueró

Group) and Paleogene marine rocks (Salamanca Formation), which are covered by Plio-Pleistocene basaltic lava flows (La Angelita Basalt). On the other hand, in the NP area, the geology comprises Cretaceous volcanoclastic rocks of the Baqueró Group covered by basaltic flows of the Cerro del Doce Basalt (Upper Eocene) and the Cerro Mojón Basalt (Upper Miocene-Lower Pliocene).

The analysis of the monthly water balances indicates a marked aridity, where the mean annual evapotranspiration far exceeds the mean annual rainfall. However, the analysis of the daily water balances showed the existence of water surpluses, which correspond to approximately 10% of the precipitation that in the plateau area is translated into infiltration and aquifer recharge.

In both areas under study, two levels of groundwater discharge were identified, called upper and lower springs. In the ELM sector, the upper springs are generated by groundwater discharge in the concave sectors along the contact between the Salamanca Formation and the Baqueró Group. On the other hand, in the PN sector, the upper springs are linked to a brecciated level between the Cerro del Doce and Cerro Mojón Basalts. In both cases, the lower springs are located at the base of the slopes of the plateaus, as a result of the infiltration of water from the upper springs into the scree, which flows in a subsurface way until it emerges at the base of the hillside due to changes in the slope. Once the floodplain is reached, water from the springs infiltrates again because the flow is not enough to sustain surface runoff along the floodplain. It is worth mentioning that surface runoff in the floodplain is active only during heavy rainfall events. During these, the ephemeral streams are reactivated and transport the water to low endorheic areas, where it accumulates and forms lagoons that subsequently dry out due to high evaporation.

The groundwater chemistry of the springs has low salinity associated with Na-HCO<sub>3</sub> facies, where water-sediment interaction is the main determinant of the presence of soluble ions. Among the geochemical processes conditioning the composition of the water are the dissolution of CO<sub>2</sub>(g), the weathering of silicates, cation exchange and the dissolution-precipitation of evaporite minerals such as thenardite, trona and halite. It should be noted that weathering of volcanic rocks also regulates the presence of elements such as As, Fe and Mn, which in high concentrations can be a limiting factor for water quality.

The distribution of the mallines depends on the groundwater discharge from the springs, identifying the presence of hillside mallines and floodplain mallines. Hillside mallines have an elongated morphology and are formed from the surface runoff of groundwater discharge from the upper springs. On the other hand, floodplain mallines are found in sectors of the floodplain that receive the input of surface - subsurface runoff from the slopes together with the discharge from the lower springs.

The results obtained revealed the presence of lithogenetic controls that had not previously been considered in traditional models of mallin formation in basaltic plateau areas. It was identified that the presence of inflation structures on the roof of the basalts generates depressed areas that limit surface runoff and facilitate rapid infiltration. In turn, the presence of paleo-reliefs or paleochannels condition groundwater flows and determine that springs and mallines develop in particular sectors of the slopes of the basaltic plateaus. The data presented in this thesis provide relevant information for the understanding of the hydrological functioning of mallines in volcanic plateau areas of Patagonia. Given that springs and mallines allow the settlement of rural populations in these remote places and that global climate change will also affect these areas, the study and monitoring of these environments is of vital importance to generate water and pasture management guidelines in the mallines that allow their sustainability. In this way, this doctoral thesis is of relevance both for the knowledge of aquifers and springs in areas where drinking water is scarce and for the National Inventory of Wetlands that is still under development in our country.

## 1. INTRODUCCIÓN

Las áreas áridas y semiáridas representan cerca de un tercio de la superficie terrestre y están habitadas por aproximadamente el 20% de la población mundial (Dregne, 1991). Como resultado de las condiciones climáticas dominantes en estas áreas, las fuentes de agua superficiales son escasas o tienden a secarse y salinizarse dadas las altas tasas de evapotranspiración y escasas precipitaciones que las caracterizan (Alvarez et al., 2021). Bajo estas condiciones hidrológicas la principal problemática a la que se enfrentan las poblaciones en estas áreas es la disponibilidad de fuentes de abastecimiento de agua apta para consumo.

En Argentina las regiones áridas y semiáridas representan el 76% del territorio nacional y disponen solamente del 14% de los recursos hídricos superficiales del país (Morales et al., 2020). En particular, la Patagonia extra-andina es una de las regiones menos pobladas del mundo con una densidad demográfica de un habitante por kilómetro cuadrado, existiendo áreas extensas inhabitadas debido a la falta de agua apta para el abastecimiento humano. Históricamente, el desarrollo de los principales asentamientos en Patagonia extra-andina estuvo fuertemente vinculado con la presencia de recursos hídricos que permitieran su crecimiento socio-económico. Es así que los mayores centros urbanos, tales como Neuquén, General Roca, Trelew, Rawson, Río Gallegos, Gobernador Gregores o Puerto Deseado, se encuentran a lo largo de la costa y/o en las márgenes de los grandes ríos donde las condiciones climáticas son menos desfavorables ofreciendo además vías de comunicación (ver Figura 1.1). Sin embargo, en aquellos sectores alejados de los cursos superficiales permanentes la provisión de agua potable es una de las principales limitantes para el desarrollo de asentamientos poblaciones, dificultad que en algunos sitios ha sido solucionada a partir de la realización de costosos acueductos. No obstante, en estos sectores sin disponibilidad de agua superficial de calidad y en cantidad, el abastecimiento a partir de agua subterránea constituye posiblemente el único recurso hídrico disponible.



Figura 1.1. Ubicación de los principales ríos y centros urbanos.

En general la ocurrencia de agua subterránea en áreas áridas se asocia a la presencia de formaciones geológicas o depósitos sedimentarios de alta permeabilidad, característica que propicia una rápida infiltración del agua de las precipitaciones y la recarga de los acuíferos. Es por esta razón, que la combinación de sectores de recarga preferencial con litologías y geformas que permitan el almacenamiento de agua subterránea son condiciones indispensables para el desarrollo de acuíferos. En Patagonia extra-andina diferentes ambientes geológicos y geomorfológicos fueron reconocidos como condicionantes del flujo y la química del agua, observándose también que, para entornos geológicos similares, pueden ocurrir variaciones en la química del agua según el tipo de roca y las estructuras a través de las cuales fluye el agua subterránea (Alvarez et al., 2022). Dentro de estos, las mesetas basálticas son los ambientes geológico – geomorfológicos que dominan en toda el área

central de la Patagonia extra-andina (Bouza y Bilmes, 2020). Particularmente, para el área de mesetas basálticas se plantea que la posición subhorizontal y fracturación de las rocas basálticas permite que el agua de las precipitaciones se infiltre rápidamente y se almacene en las formaciones sedimentarias subyacentes para luego descargar en las laderas de las mesetas, producto de la presencia de niveles impermeables (Mazzoni y Rabassa, 2010, 2013).

En estas zonas de descarga de agua subterránea o en cursos de agua permanentes, el aporte local de agua favorece el desarrollo de humedales denominados “mallines” (ver Figura 1.2) en los cuales se desarrollan suelos y vegetaciones de tipo azonales que contrasta con el paisaje de estepa herbácea-arbustiva característica de la Patagonia extra-andina (Bran, 2004; Buono et al., 2010). La palabra "Mallín" es un término aborigen de origen Mapuche que describe áreas inundadas con cobertura herbácea (Ruiz Leal, 1972; Wilhelm de Moesbach, 1980). En este contexto de clima árido, los mallines constituyen sistemas geohidrológicos de relevancia para el abastecimiento de agua de los pobladores locales, de la fauna autóctona y el sustento de los ecosistemas a ellos asociados (Canevari et al., 1999; Irisarri et al., 2012, 2022; Epele et al., 2022).

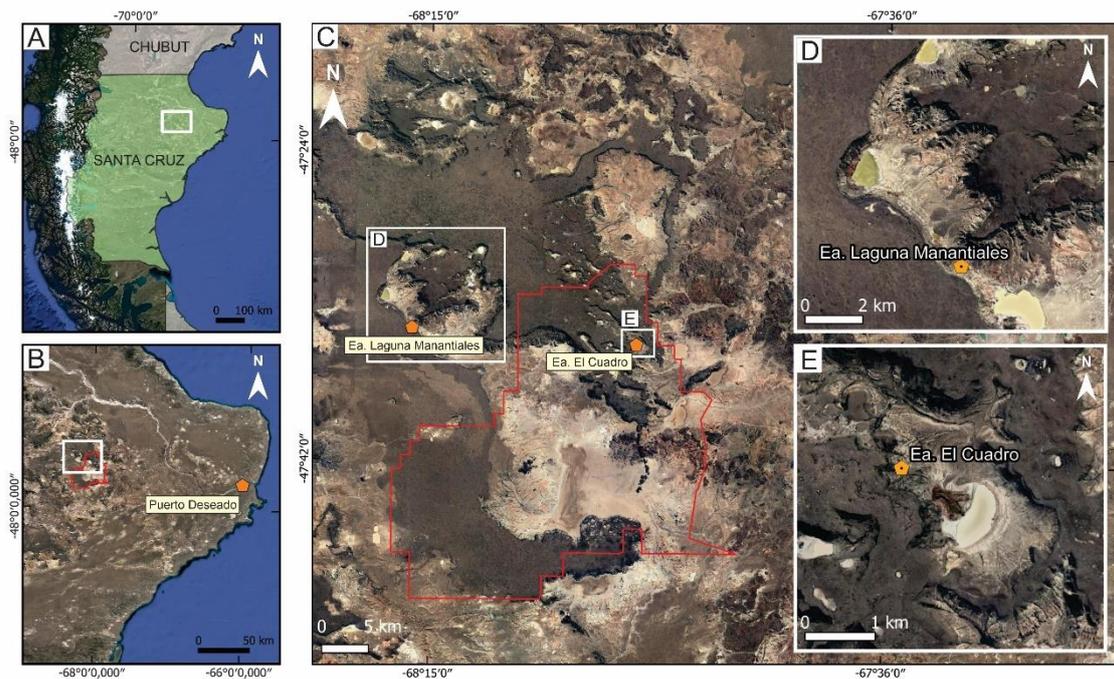


**Figura 1.2.** Fotografías de mallines patagónicos con vegetación de tipo azonal que contrasta con el paisaje de estepa herbácea- arbustiva característica de los ambientes áridos de la Patagonia extra-andina

El estudio de mallines es tradicionalmente abordado desde una perspectiva ecológica (Perotti et al., 2005; Buono et al., 2010; Gaitán et al., 2011; Chimner et al., 2011; Grima et al., 2015; Iturraspe y Urciuolo, 2021; Epele et al., 2021) o del manejo de su uso en relación al pastoreo que tiende a degradar tanto al suelo como a la vegetación del humedal (Ciano et al., 2001; Utrilla et al., 2005; Peña et al., 2017; Gandullo et al., 2013; Macchi, 2017, Utrilla et al., 2020). En todos los humedales el agua es el principal factor que sustenta a estos ambientes estando los flujos de agua en ellos regulados por el emplazamiento geomorfológico propio en que se desarrolla el humedal (Brinson y Malvárez 2002). No obstante, pese a la relevancia del control geológico – geomorfológico en el desarrollo de los mallines, los estudios que involucran estas temáticas son aún escasos (Hernandez et al., 2007; Mazzoni, 2007; Mazzoni y Rabassa, 2010; 2013; Melendi et al., 2020; Reato et al., 2021; Alvarez et al., 2022). Particularmente en Argentina, el estudio de la hidrología de humedales en relación a los factores geológicos – geomorfológicas que la regulan es muy reciente existiendo mayormente modelos

sinetizados o regionales que no siempre explican la variabilidad hidrodinámica e hidroquímica de estos ambientes.

En este contexto, el objetivo general de la tesis doctoral es estudiar los controles litogénicos que condicionan la hidrodinámica e hidrogeoquímica de acuíferos asociados al desarrollo de mallines en un sector de Patagonia extra-andina (ver Figura 1.3). Esto permitirá efectuar una valoración, medición y evaluación del principal servicio ecosistémico que brinda este ambiente que es el de funcionar como la principal o única fuente de abastecimiento de agua potable para los pobladores de la región.



**Figura 1.3.** Ubicación del área de estudio. A, B. Ubicación del área de estudio en la provincia de Santa Cruz. C, D y E. Detalles de los sectores estudiados. Los recuadros blancos indican las áreas de estudio. La línea roja muestra los límites del Parque Nacional Bosque Petrificado de Jaramillo.

Como hipótesis de trabajo se planteó que el desarrollo y distribución de los mallines en el área de estudio depende de la descarga de agua subterránea, la cual a su vez está condicionada por controles litogénicos locales de unidades sedimentarias que subyacen a las mesetas basálticas.

Para corroborar la misma y alcanzar el objetivo general, se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- ✓ OE1: Realizar un mapeo de detalle de las unidades geológicas estudiando sus características litoestratigráficas y estructurales.
- ✓ OE2: Evaluar cuali y cuantitativamente la precipitación, evapotranspiración y los excesos hídricos asociados a la infiltración y recarga de acuíferos.
- ✓ OE3: Establecer la hidrodinámica del sistema geohidrológico asociada al paisaje de mesetas volcánicas.

- ✓ OE4: Definir las características químicas del agua subterránea y superficial.
- ✓ OE5: Formular un modelo conceptual donde se muestren las distintas características geológicas, geomorfológicas, climáticas e hidrodinámicas, que permiten el desarrollo de mallines.
- ✓ OE6: Evaluar la capacidad de abastecimiento de las distintas fuentes de agua dulce reconocidas.

## 2. METODOLOGÍA

Para cumplir con los objetivos específicos propuestos el plan de actividades comprendió inicialmente una recopilación de información antecedente del área de estudio y la realización de relevamientos geológicos – geomorfológicos con el fin de generar un mapeo de las unidades geológicas (OE1). Asimismo, se tomaron muestras de roca y sedimentos para su descripción petrológica caracterización mineralógica. Para evaluar cuali y cuantitativamente la precipitación, evapotranspiración y excesos hídricos (OE2) se efectuó una recopilación de datos climáticos del área los cuales se analizaron mediante la realización de balances hídricos y estimación de índices hídricos. Por su parte, la hidrodinámica del sistema geohidrológico (OE3) se analizó mediante la identificación de áreas de descarga de agua subterránea (manantiales) y de zonas con flujo de agua superficial - subsuperficial y mediante la medición de caudales. Para el estudio de la química del agua subterránea y superficial (OE4) se generó una red de monitoreo de agua en donde se midieron parámetros fisicoquímicos in situ y se tomaron muestras para la determinación de iones mayoritarios, traza e isótopos estables de la molécula de agua. El conjunto de datos obtenidos se analizó integralmente para definir modelos conceptuales donde se muestren las distintas características geológicas, geomorfológicas, climáticas e hidrodinámicas, que permiten el desarrollo de mallines (OE5). Por último, se analizó la capacidad de abastecimiento de las distintas fuentes de agua dulce reconocidas (OE6).

Todas estas actividades son descriptas a continuación en base a si comprenden tareas de gabinete, campo o laboratorio.

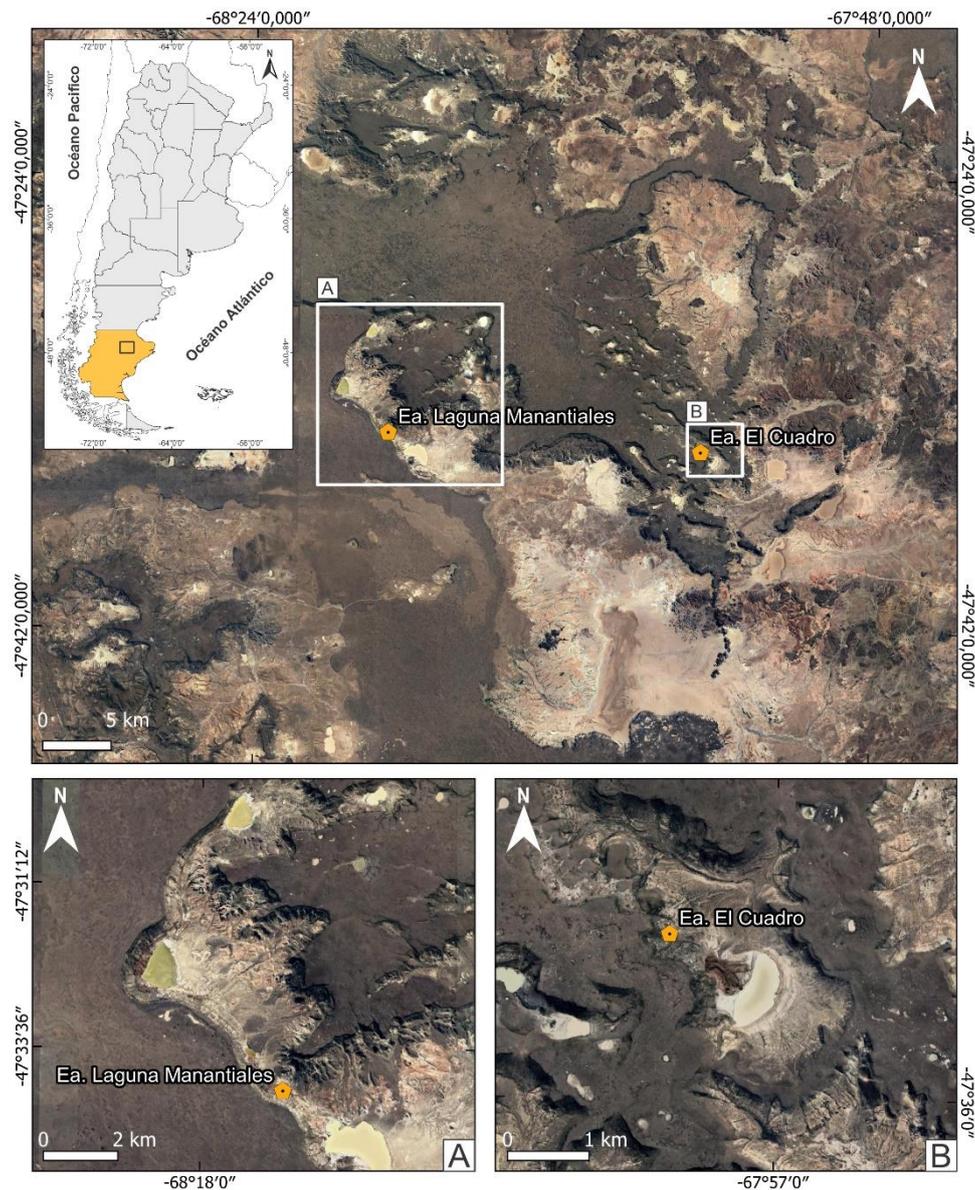
### 2.1. Tareas de gabinete

Inicialmente se efectuó una recopilación bibliográfica del área de estudio con la finalidad de definir las características geológicas, geomorfológicas, climáticas e hidrológicas generales de dicha área.

En este sentido, la hoja geológica 4769-IV (Monumento Natural Bosque Petrificado, Panza 2001) constituye un antecedente de relevancia al que se sumaron las publicaciones existentes para el área del Macizo del Deseado y para el Flanco Sur de la Cuenca del Golfo San Jorge. Cabe aclarar que las publicaciones referidas al Macizo del Deseado están principalmente orientadas a la descripción de aspectos litológicos y estructurales con fines mineros, siendo particularmente muy escasos los trabajos de tipo hidrogeológicos (Hernandez et al., 2007; Mazzoni, 2007; Mazzoni y Rabassa, 2010; 2013; Reato et al., 2021;). Una situación similar sucede en la Cuenca del Golfo San Jorge, donde la mayoría son sedimentológicos, paleontológicos o estructurales con fines petroleros. En relación a los

mallines se efectuó también una recopilación de antecedentes de este tipo de humedales en el ámbito de la Patagonia extra-andina.

A partir de los antecedentes del área, se analizaron imágenes satelitales de alta resolución (*Satellite imagery basemap in ESRI in QGIS*) y se seleccionaron, en base a la presencia de mallines, dos sectores para ser estudiados. El primero abarca parte de las Estancias Laguna Manantiales (47°34'16.12"S - 68°16'12.19"O), La Isabel y La Alegría (de acá en adelante identificadas en el texto como ELM) y el segundo se ubica en el sector de la Estancia El Cuadro (47°34'52.94"S - 67°58'2.64"O), en el Parque Nacional Monumento Bosque Petrificado (PN) (ver Figura 2.1).



**Figura 2.1.** Ubicación de las áreas de estudio. A, B. Detalle de los sectores estudiados. Los recuadros blancos indican las dos áreas de estudio.

Por último, la información obtenida fue volcada en un sistema de información geográfica (SIG) mediante la utilización del *software* QGIS 3.22 de acceso libre (QGIS *Development Team*, 2021). Para la realización del SIG se seleccionó como datum el WGS84 y el sistema de proyección de coordenadas planas UTM 19S.

### 2.1.1. Caracterización de las precipitaciones balances hídricos y variabilidad climática

El análisis de las precipitaciones se efectuó en base a las lluvias diarias registradas para el período 1956 - 2021 en estaciones meteorológicas cercanas a la zona de trabajo debido a la falta de las mismas en el área de estudio. De esta manera, se promediaron los registros de la estación meteorológica de Gobernador Gregores ubicada a 194 km al suroeste del área de estudio (48°47'0.8"S y 70°09'17.7"W), de Perito Moreno localizada a 227 km hacia el noroeste (46°31'0"S y 71°0'0") y de Puerto Deseado ubicada a 200 km hacia el este (47°44'2.2"S y 65°54'31"O). Para los valores de temperatura media diaria se calcularon como la media entre los valores registrados en las estaciones meteorológicas antes mencionadas para el período 1956 - 2021. En cuanto, al cálculo de la evapotranspiración potencial se utilizó la fórmula de Thornthwaite y Mather (1957), la cual fue calculada mediante la siguiente ecuación:

$$ETP = K \times \epsilon$$

Donde:

$$\epsilon = 16(10t / I)^a$$

$$I = \sum i$$

$$i = (t/5)^{1,514}$$

$$a = (6,75 \times 10^{-9})I^3 - (7,71 \times 10^{-5})I^2 + (1,792 \times 10^{-5})I + 0,49239$$

$$K = (N / 12)(d/30)^d$$

donde  $t$  es la temperatura media mensual en grados centígrados,  $N$  es el número máximo de horas de sol según latitud y mes,  $d$  es el número de días del mes e  $I$  es un índice térmico que depende de las temperaturas medias mensuales del año considerado. Dada la baja topografía del área se descartó una contribución significativa al escurrimiento superficial por lo que se consideró que todo el exceso infiltraría. El balance se realizó de la siguiente manera:

$$ET = ETP \text{ si } P > ETP$$

$$ET = P + [DR] \text{ si } P < PET$$

$$P - ET = DR$$

$P - ET = I$  si R alcanza el valor calculado, por ejemplo, para la meseta basáltica, 10 mm.

Donde:

P: precipitación.

ETP: evapotranspiración potencial.

ET: evapotranspiración (real).

R: reserva del suelo o capacidad de depósito del terreno

DR: variación en la reserva del agua de un mes al siguiente o de un día al siguiente en el caso de balances mensuales o diarios, respectivamente.

I: infiltración.

Con el objetivo de identificar períodos húmedos y secos se utilizó el índice de Precipitación Evapotranspiración Estandarizada (SPEI) el cual se calcula a partir de la diferencia entre la precipitación acumulada, obtenida del modelo global *Global Precipitation Climatology Centre* y la evapotranspiración calculada a través del método Thortnthwaite. De la página <http://spei.csic.es> se descargaron, para el sector del área de estudio, los datos con una escala temporal de 1 y 12 meses (SPEI 12M y SPEI 1M) para el período de 1956 - 2021. La clasificación en períodos secos y húmedos se realizó considerando a los valores menores a -0,5 como secos y mayores a 0,5 como húmedos (ver Tabla 2.1). Luego, se consideró la evolución anual tomando como años húmedos aquellos donde el porcentaje de meses húmedos predomine y viceversa.

SPEI	Categorías
$\geq 2$	Extremadamente húmedo
(1,5 a 2,0]	Muy húmedo
(1,0 a 1,5]	Moderadamente húmedo
(0,5 a 1,0]	Humedad incipiente
[0,5 a -0,5]	Normal
(-0,5 a -1,0]	Sequía incipiente
(-1,0 a -1,5]	Moderadamente seco
(-1,5 a -2,0]	Muy seco
$\leq -2$	Extremadamente seco

**Tabla 2.1.** Categorías de SPEI (Tomado: Vicente-Serrano et al., 2010).

Por otro lado, se descargaron los valores del índice ONI (por su sigla en inglés, *Oceanic Niño Index*) de la página <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/oni> para el período 1956 - 2021 con la finalidad de identificar los eventos de tipo "El niño" y "La niña". El ONI representa la desviación del promedio de la temperatura superficial del océano Pacífico y constituye una de las principales medidas para predecir el ENSO (ENOS o ENSO por las siglas en inglés *El Niño Southern Oscillation*) y se lo puede

clasificar en tres categorías. Los eventos deben presentar una continuidad mínima de tres meses y en el caso de desviaciones positivas mayores a  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  se lo define como El Niño, menores a  $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  como La Niña y como fase neutra con valores entre  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  (ver tabla 2.2).

ONI	Categorías
$0,5 < \text{ONI} < 0,9$	Débil
$1 < \text{ONI} < 1,4$	Moderado
$\text{ONI} 1,5 >$	Fuerte

**Tabla 2.2.** Categorías eventos ONI (según Barnston et al., 1997).

## 2.2. Trabajos de campo

### 2.2.1. Mapeo geológico-geomorfológico y relevamiento de perfiles

Para cumplir con el objetivo de confeccionar un mapa de detalle de las unidades geológicas asociadas al desarrollo de los mallines, se realizaron tres relevamientos de campo a la zona de estudio en abril 2019, en noviembre del 2019 y abril 2021.

En el primer relevamiento se realizó el reconocimiento de la estratigrafía aflorante utilizando como base la hoja geológica 4769-IV (Monumento Natural Bosque Petrificado) con el objetivo de realizar un mapa geológico a escala 1:3500. Para eso, se imprimieron imágenes satelitales de alta resolución con escala 1:50.000 y 1:10.000. La primera imagen se utilizó en conjunto con la hoja geológica para visualizar a escala regional los rasgos planimétricos (camino, estancias, cerros) mientras que la imagen 1:10.000 se utilizó durante las tareas de campo para volcar los datos y observaciones realizadas. Por otro lado, en el segundo relevamiento se trabajó a una escala de mayor detalle con el fin de reconocer posibles cambios litológicos que condicionen la presencia de mallines. Así se realizaron tres perfiles sedimentológicos en sectores bien contrastantes. Los primeros dos en un sector con ausencia de mallines y el último en área de mallín. Las posiciones iniciales y finales de cada perfil fueron marcados mediante un GPS Garmin® eTrex 20 y los espesores de las diferentes capas se midieron con cinta métrica. Asimismo, se realizó un mapeo de las principales geoformas basado en las interpretaciones previas realizadas sobre imágenes satelitales del *software* de acceso libre *Google Earth* y de un modelo digital del terreno. La geología y geomorfología relevada fue incorporada a un sistema de información geográfico mediante el *software de acceso libre* QGIS 3.22. Asimismo, se construyeron perfiles litológicos apoyados en perfiles topográficos obtenidos a partir del modelo digital de elevación (DEM) *downloaded from DLR's EOC GEOSERVICE* (EOCGeoservice, 2019).

Por último, durante el tercer relevamiento, con el objetivo de caracterizar la superficie a través de la cual se generan los mallines se realizó una nivelación del paleorelieve en el contacto litológico

entre el Grupo Baqueró y la Formación Salamanca (ver Figura 2.2). Para la misma se utilizó una estación total modelo Leica Flexline TS06 la cual permite medir distancias con precisión de 1,5 mm y ángulos horizontales y verticales. Para esto, se definieron 3 estaciones con el fin de no superar el kilómetro entre la estación y los puntos visados y así reducir el error. Una vez en la estación definida, se procedió a instalar el trípode con la estación total, nivelarla y orientarla utilizando dos puntos de coordenadas conocidas. Luego, se procedió a realizar las mediciones colocando el bastón con el prisma sobre los puntos a nivelar, que en este caso fueron el contacto entre ambas formaciones.

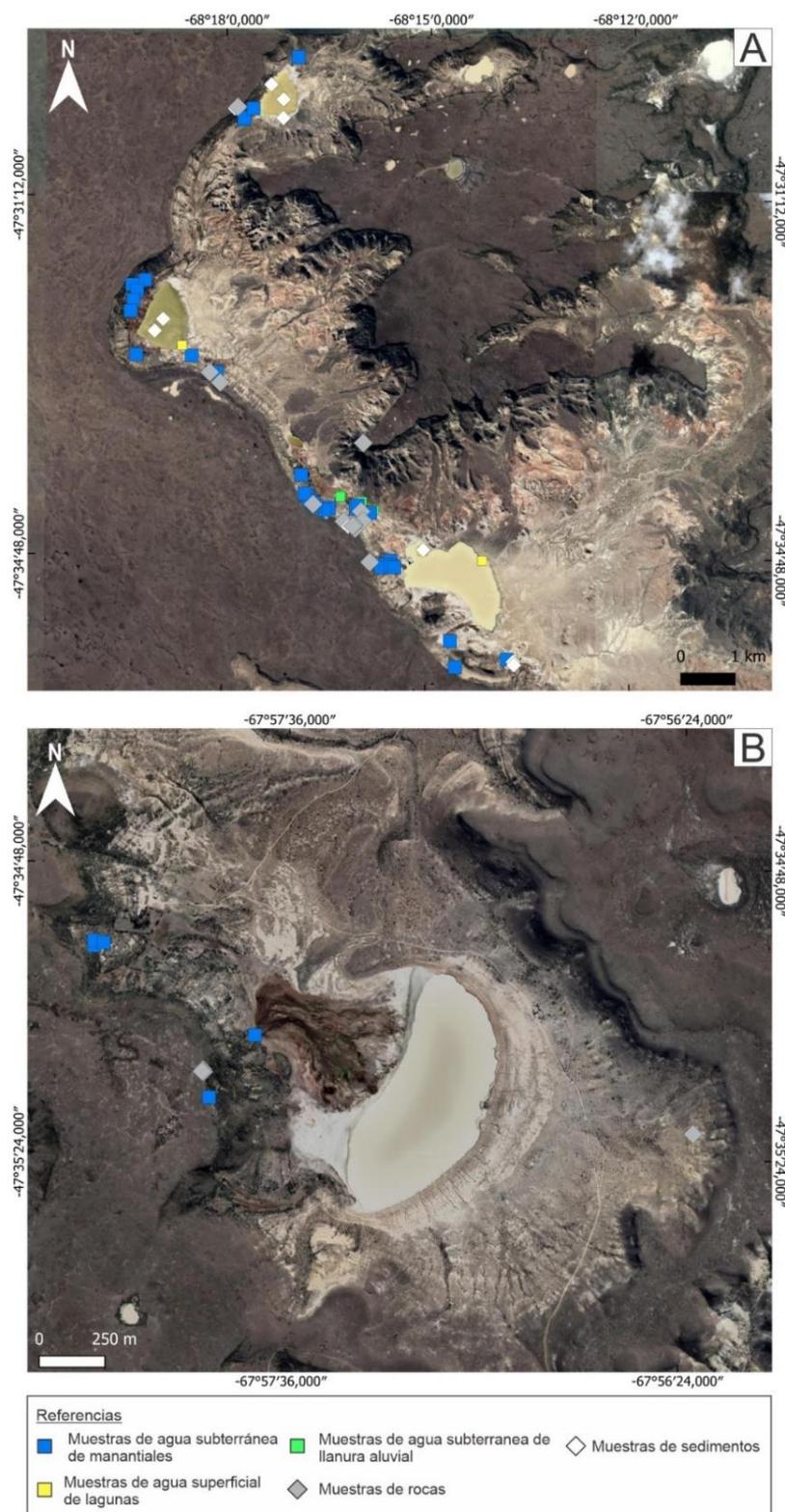


**Figura 2.2.** Utilización estación total. A. Posicionamiento del trípode y de la estación total. B. medición de punto sobre el contacto Grupo Baqueró – Formación Salamanca.

### 2.2.2. Muestreo de rocas, sedimentos y agua

Con el fin de caracterizar las unidades geológicas presentes en el área de estudio y a su vez conocer que fases minerales condicionan la química del agua, se realizó un muestreo de todas las unidades presentes y de los sedimentos de los bajos endorreicos en los que temporalmente se desarrollan cuerpos lagunares (ver figura 2.3). Para eso, en los sectores donde se levantaron los perfiles sedimentológicos, se realizó una descripción detallada de las litologías (ver Figura 2.4A, B), estructuras sedimentarias primarias y secundarias, rasgos pedogenéticos, relaciones y geometría de los estratos, espesores de los mismos, tipo de contacto entre unidades y su eventual contenido fosilífero. Por cada litología descrita se tomaron muestras representativas con piqueta desde el frente de afloramiento con la precaución de que estén libres de alteraciones, las cuales fueron rotuladas y almacenadas en bolsas de polietileno. Por su parte, en los bajos endorreicos se tomaron muestras de sedimentos superficiales con espátula y de perforaciones someras realizadas a 60 cm con pala, las que fueron rotuladas y almacenadas en bolsas de polietileno cerradas herméticamente (ver

Figura 2.4C). En cada caso se describieron los rasgos texturales del sedimento y el color a través de la carta de colores de suelo Munsell (Munsell, 2010).



**Figura 2.3.** Ubicación de los puntos de muestreo de rocas, sedimentos, descargas de agua subterránea y agua superficial para el sector ELM (A) y para el sector del Parque Nacional (B).

A su vez, para cumplir con los objetivos de caracterizar químicamente el agua y reconocer los procesos geoquímicos resultantes de la interacción agua-roca o agua-sedimento, se definió una red de monitoreo de aguas que comprende manantiales que representan puntos de descarga de agua subterránea en las laderas de las mesetas, pozos someros en la planicie aluvial y muestras de las lagunas en los bajos endorreicos.



**Figura 2.4.** Fotografías del trabajo de campo realizado: A. y B. Muestreo de agua; C. y D. Muestreo de rocas; E. Muestreo de sedimentos; F. Medición de parámetros físico-químicos in situ mediante equipo manual multiparamétrico.

En cuanto al muestreo de agua subterránea de la planicie aluvial, debido a la falta de perforaciones preexistentes en el área de estudio, se realizaron 4 perforaciones con barreno manual de 3 pulgadas de diámetro que alcanzan profundidades cercanas a 4 m (ver Figura 2.5A). A lo largo de la perforación se dispuso el sedimento extraído según el avance de la misma (ver figura 2.5B)

tomando una muestra a intervalos definidos de 1 m o a cada cambio textural o de color. Posteriormente, se entubó utilizando caños ranurados de PVC de 2,5", se rellenó el espacio anular con grava silíceica y luego se realizó una terminación con cemento en superficie para darle mayor resistencia (ver figura 2.5C, D, E). Previo a la toma de muestra los pozos fueron purgados extrayéndose 3 veces el volumen contenido en los freáticos mediante bailer (ver figura 2.5F).



**Figura 2.5.** Fotografías que muestran la realización de los freáticos: a. Perforación con barreno manual; b. Perfil obtenido por metro de avance durante la perforación. c. d. y e. Terminación de freático; f. Muestreo de agua subterránea con bailer.

Esta red de monitoreo fue relevada en marzo 2019 y en noviembre 2019 midiéndose *in situ* el pH y conductividad eléctrica del agua con un equipo multiparamétrico de campo Lutron modelo WA-2017SD. Posteriormente se efectuó la toma de muestra según los métodos estandarizados APHA

(1998). En todos los casos las muestras fueron recolectadas en botellas de polietileno, para el posterior análisis de iones mayoritarios, minoritarios y de isótopos estables de la molécula de agua.

## 2.3. Trabajo de laboratorio

### 2.3.1. Microscopía óptica

Con la finalidad de describir petrográficamente las litologías presentes en el área de estudio se realizaron cortes delgados para su examinación bajo microscopio petrográfico Nikon Eclipse E200 con cámara incorporada *Leica® DFC290 HD*.

Con tal fin se prepararon un total de 30 secciones delgadas en el Taller de Cortes del CIG a partir de muestras litológicas de areniscas, piroclásticas y de basaltos. Para eso las muestras tomadas previamente fueron secadas en estufa (40 °C) durante un período de 24 h. Luego fueron impregnadas con resina epoxi y colocadas en una cámara de vacío para permitir la impregnación y penetración de la resina en la muestra. Los bloques así impregnados con resina, fueron pulidos con carburo de silicio en polvo de tamaño de grano 600 para luego colocarlos en un portaobjeto y cortarlos a un espesor de 1 mm. Por último, con carburo de silicio de grano 1000 se llevó a 30 µm para luego colocarles un cubreobjetos.

Para el caso de las rocas sedimentarias, esto permitió describir los elementos que constituyen al esqueleto, la matriz y el cemento; así como el grado de selección (Harrell, 1984), redondez-circularidad (Powers, 1953), y tipo de contactos entre clastos (Taylor, 1950). Por último, se describieron con particular atención las estructuras, alteraciones y porosidad de las muestras. En cuanto a las rocas ígneas se describieron las texturas, la composición mineralógica y de las principales alteraciones, así como la presencia de porosidad (Mackenzie et al., 1982)

Para cuantificar los minerales presentes en el corte se llevó adelante un análisis estadístico a través de un contador *Swift®* que se encuentra conectado al microscopio del laboratorio de microscopía del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG). Para eso, se llevó a cabo el recuento de 300 puntos por sección delgada empleando la metodología propuesta por Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984).

Luego del recuento las rocas sedimentarias fueron clasificadas utilizando los diagramas ternarios de Folk et al. (1970) modificado por Pettijohn et al. (1972). Para el caso de las rocas ígneas su estudio se realizó utilizando el sistema de clasificación propuesto por Streckeisen (1967, 1973, 1976, 1978), Le Maitre et al. (1989) y Teruggi (1950, 1982).

### 2.3.2. Difracción de Rayos X

Los análisis mineralógicos por difracción de rayos X (DRX) se llevaron a cabo en el Laboratorio de Rayos X del CIG con un equipo marca PANalytical, modelo X'Pert PRO con lámpara de Cu ( $k\alpha=1.5403 \text{ \AA}$ ) que opera a 40 mA y 40 kV.

A través de la difracción de rayos X se puede conocer la composición mineralógica de las muestras mediante el análisis de la roca total y de los argilominerales presentes (fracción arcilla). El primer paso fue moler las muestras en mortero de porcelana hasta obtener un polvo impalpable. Esa muestra (denominada roca total) se analizó entre  $3$  y  $37^\circ 2\theta$ . Posteriormente para el análisis composicional de la fracción arcilla se dejó decantar la muestra molida en un vaso con agua destilada, luego de 2 hs se tomó una pequeña muestra con pipeta y se la dejó reposar por 24 hs en dos portaobjetos para que las arcillas queden orientadas por su eje C. Estas dos muestras se analizaron de tres maneras diferentes: muestra secada al aire (natural), glicolada (expuesta a vapores de etilenglicol por 24 hs) y calcinada (a  $550^\circ\text{C}$  en mufla durante 2 hs). Las lecturas se realizaron en el rango entre  $2$  y  $32^\circ 2\theta$  (natural),  $2$  y  $30^\circ 2\theta$  (glicolada) y entre  $2$  y  $15^\circ 2\theta$  (calcinada).

Los resultados de las lecturas de roca total y de la fracción arcillas (natural, glicolada y calcinada) fueron procesados a través del *software Origin* con el cual se generaron los distintos diagramas. En este punto, las distintas especies minerales fueron identificadas a partir de la interpretación de los diferentes picos de los difractogramas, utilizando la fórmula de Bragg para convertir los valores angulares a datos espaciales correspondientes a la distancia entre los planos de la estructura cristalina (Brindley, 1961; Brindley y Brown, 1980) y compararlos con espaciamentos característicos estándares por cada mineral.

La semi-cuantificación de cada especie mineral se realizó de forma gráfica definiendo seis clases según su abundancia.

1.	Traza	$\leq 1\%$
2.	Muy Escaso	1 – 5%
3.	Escaso	5 – 15%
4.	Moderada	15 – 25%
5.	Abundante	25 – 50%
6.	Muy Abundante	$\geq 50\%$

Para establecer la abundancia de los minerales en los diagramas de roca total se utilizó la altura de los picos principales los cuales reflejan la intensidad de refracción. Por otro lado, la semi-cuantificación de la fracción arcilla se realizó utilizando los difractogramas de las muestras naturales utilizando el método del área bajo los picos de las distintas especies minerales (Biscaye, 1965). Sin embargo, como el área no es correlacionable directamente con la abundancia de los argilominerales se realizaron las siguientes correcciones según el método propuesto por Moore y Reynolds (1989).

- Illita: Se utiliza el área bajo el pico 001 (10Å).
- Caolinita y Clorita: Debido que los picos de máxima intensidad de ambas especies minerales se ubican a los 7Å, los cálculos se realizan con el pico 002 de la caolinita (3.57Å) y con el pico 004 de la clorita (3.53Å; Luch y Spaletti, 1976). Las áreas así obtenidas deben ser divididas por 2.
- Esmeclita: Se utiliza el área del pico 001, entre los 12 y 17Å la cual debe ser dividida por 4.
- Interestratificados illita/esmeclita: Se calcula a partir de los picos entre los 10 y 12 Å. Se divide el valor obtenido por 1.5.

Por último, los resultados obtenidos fueron recalculados a valores porcentuales según el total obtenido.

### 2.3.3. Microscopía electrónica de barrido

La composición mineralógica y química de los componentes de algunas muestras de sedimentos extraídas de los bajos endorreicos se determinó en condiciones de alto vacío mediante microscopía electrónica de barrido acoplada con espectroscopía de rayos X de dispersión de energía (MEB/EDS). El análisis MEB/EDS se realizó sobre muestras recubiertas con Au mediante un Sputter Coater Edwards S150B, con un microscopio electrónico de barrido (MEB Philips SEM 505 y EDS Modelo: DPP III PV 8200/01/G3) del Centro de Investigación y Desarrollo en Ciencias Aplicadas (CINDECA) de La Plata.

### 2.3.4. Análisis químicos de muestras de agua

### 2.3.5. Mayoritario y minoritarios

Los análisis químicos de aguas se realizaron en el Laboratorio de Geoquímica del Centro de Investigaciones Geológicas. La determinación de iones mayoritarios se realizó por métodos estandarizados (APHA, 1998). El contenido de carbonato ( $\text{CO}_3^{2-}$ ), bicarbonato ( $\text{HCO}_3^-$ ), cloruro ( $\text{Cl}^-$ ), calcio ( $\text{Ca}^{+2}$ ) y magnesio ( $\text{Mg}^{+2}$ ) se determinó por titulación. El sodio ( $\text{Na}^+$ ) y el potasio ( $\text{K}^+$ ) se determinaron por fotometría de llama mediante un fotómetro marca Crudo Caamaño modelo Ionometer Alfanumérico. En cuanto a los aniones, el sulfato ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) se analizó utilizando un

espectrofotómetro UV-Visible de doble haz Shimadzu UV - 160A. En todos los casos las determinaciones fueron efectuadas por triplicado expresándose el valor medio en el resultado.

Los resultados hidroquímico fueron procesados a través del *software Diagrammes* (Simler, 2009) con el cual se pudieron determinar los distintos tipos de facies en función al contenido de iones mayoritarios (gráficos de Stiff y Piper) Los índices de saturación de las diferentes fases minerales se calcularon mediante *el Software Phreeqc* el cual se encuentra como interfase *software Diagrammes*. El análisis de los procesos hidroquímico se realizó a través de la interpretación de gráficos de relaciones iónicas.

La concentración de elementos minoritarios y trazas en las muestras de agua se determinó mediante ICP-MS (Perkin Elmer – Nexlon 300 X). Las curvas de calibrado se construyeron a partir de soluciones patrones multielementales de calibración (marca Perkin Elmer Inc.). Todas las soluciones *standard* y los blancos de reactivo se prepararon con agua deionizada (CE igual a 0,20  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) y fueron acidificadas con ácido nítrico 1%. Asimismo, las lecturas de los patrones fueron repetidas luego de la medición de 5 muestras.

### 2.3.6. Isotopos estables de la molécula de agua

Las mediciones de los isotopos estables  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  se realizaron en el Laboratorio del Grupo de Estudios Ambientales (GEA) de la Universidad Nacional de San Luis a través de un analizador Picarro L2120-i acoplado a un vaporizador A0211 de alta precisión y la técnica utilizada fue la Cavity Ring-Down Spectroscopy (CRDS).

Los resultados isotópicos se expresan como  $\delta\text{‰}$ , definido como  $\delta = 1000(R_s - R_r)/R_r\text{‰}$ , donde  $\delta$  es la desviación isotópica en ‰ relativa al Agua Oceánica Media Estándar (V-SMOW) (Gonfiantini, 1978); s: muestra; r: referencia internacional; R: relación isotópica ( $^2\text{H}/^1\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ). La precisión analítica es de  $\pm 0,05\text{‰}$  y  $\pm 0,5\text{‰}$ , para  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$ , respectivamente.

Los valores de  $\delta^2\text{H}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  se compararon con los de la recta meteórica local definida por Mayr et al. (2007) según la ecuación:  $\delta^2\text{H} = 7,92 * \delta^{18}\text{O} + 1,22$ . Fue calculado el excesos de deuterio definido por la ecuación  $d = \delta^2\text{H} - 8 * \delta^{18}\text{O}$  (Dansgaard, 1964), así como también se analizaron los procesos de disolución de sales mediante gráficos de relaciones de  $\delta^{18}\text{O}$  vs. CE e iones mayoritarios.

### 2.3.7. Modelos conceptuales

Posteriormente a los trabajos de campo y a la obtención de los datos de laboratorio se analizó de manera integral la información obtenida con el objetivo de conseguir un modelo que muestre las

distintas características geológicas, geomorfológicas, climáticas e hidrodinámicas que permiten el desarrollo de los mallines en el área de estudio.

A partir de las observaciones de campo realizadas y de los resultados de laboratorio obtenidos se generaron modelos 3D con el funcionamiento geohidrológico del área de estudio. El objetivo de dichos modelos es poder conceptualizar y simplificar las interpretaciones realizadas en la tesis incluyendo la geología, geomorfología, hidrodinámica e hidroquímica de los sectores estudiados.

### 3. ANTECEDENTES REGIONALES Y MARCO CONCEPTUAL

En este capítulo se realizará la caracterización regional del área de estudio teniendo en cuenta la información analizada en la recopilación bibliográfica, con especial atención al clima, hidrología, geología, geomorfología e hidrogeología. La descripción de estas características resultará fundamental para la comprensión de los factores que condicionan la presencia de los mallines y la composición química del agua que los sustenta.

#### 3.1. Clima e hidrología de la Patagonia

La Patagonia Argentina es una extensa área comprendida entre el Rio Colorado (36° Latitud sur) y la provincia de Tierra del Fuego (56° Latitud sur). Los rasgos geográficos principales son la cordillera de los Andes al oeste (72° Longitud oeste) y una extensa meseta que desciende hacia el este, hasta el Océano Atlántico (63° de Longitud oeste) en forma de acantilados o de suaves playas (Gómez Otero et al., 1998). Dicha configuración y rasgos geográficos son unos de los principales factores que condicionan de las características climáticas.

El desarrollo latitudinal de la Patagonia Argentina conlleva a una gran diferencia en la incidencia de la radiación solar y en las horas de luz entre el norte y el sur patagónico condicionando por ende el régimen de temperaturas. Las mismas presentan valores medios anuales que varían entre los 12°C en el sector norte y los 3°C grados en el sector sur con amplitudes térmicas medias de 16°C y de 8°C respectivamente (Coronato et al., 2008).

Por su ubicación geográfica la Patagonia Argentina se sitúa entre los anticiclones semipermanentes de los océanos Pacífico y Atlántico a una latitud de 30°S y el cinturón subpolar de baja presión a aproximadamente 60°S (Prohaska, 1976). A estas latitudes los vientos dominantes provienen desde el Océano Pacífico con una dirección principal oeste-este los cuales, al no encontrar ningún obstáculo, persisten a lo largo de todo el año pudiendo alcanzar fuertes intensidades (Coronato et al., 2008). Durante el invierno, producto del enfriamiento de la masa terrestre, se produce una conexión entre los anticiclones del Pacífico Sur y del Atlántico Sur dando lugar a una componente principal de los vientos en sentido oeste-este. Por el contrario, en verano, dicha zona de alta presión subtropical se desplaza hacia el sur, a diferencia de la zona de bajas presiones subpolares que debido a la estabilidad de las condiciones oceánicas subyacentes no se traslada. Como consecuencia de este desplazamiento diferencial de los cinturones de baja y alta presión, el gradiente barométrico entre ellos crece a medida que la primavera se acerca (Coronato et al., 2008). Por esta razón, aunque en la Patagonia la velocidad media del viento es muy alta durante todo el año (entre 15 y 27 km/h), los

máximos se registran entre los meses de septiembre y enero (mayores a 43 km/h) y los mínimos en invierno (13 km/h) (Paruelo et al., 1998).

Por otro lado, la orientación norte-sur de la cordillera de los Andes actúa de barrera contra los vientos húmedos del oeste. Estos al ascender por la cordillera se enfrían ocasionando abundantes precipitaciones pluvionivales en el oeste andino (precipitaciones orográficas), mientras que a medida que descienden hacia el este se calientan adiabáticamente volviéndose cada vez más cálidos y secos (Paruelo et al., 1998; Coronato et al., 2008).

En el sector cordillerano, denominado Patagonia Andina, las precipitaciones anuales pueden alcanzar los 2000 mm, mientras que desde los Andes hacia el este las mismas disminuyen exponencialmente encontrándose valores para la Patagonia extra-andina de 200 mm/año e incluso áreas con precipitaciones inferiores a los 150 mm/año (ver Figura 3.1). El efecto de este gradiente oeste-este de las precipitaciones puede verse incluso en imágenes satelitales, donde en el oeste se observa una estrecha banda de color verde de aproximadamente 400 km de ancho, constituida por bosques templados húmedos (ver Figura 2.1). Mientras que hacia el este predominan la estepa y el desierto continental producto de que el clima se vuelve cada vez más árido (Coronato, 2020). Este contraste climático se ve suavizado al sur de los 52°S ya que la cordillera a esas latitudes tiene menor altura lo que disminuye la sombra de lluvias y permite la presencia de bosques desde la costa del Pacífico hasta la costa Atlántica.

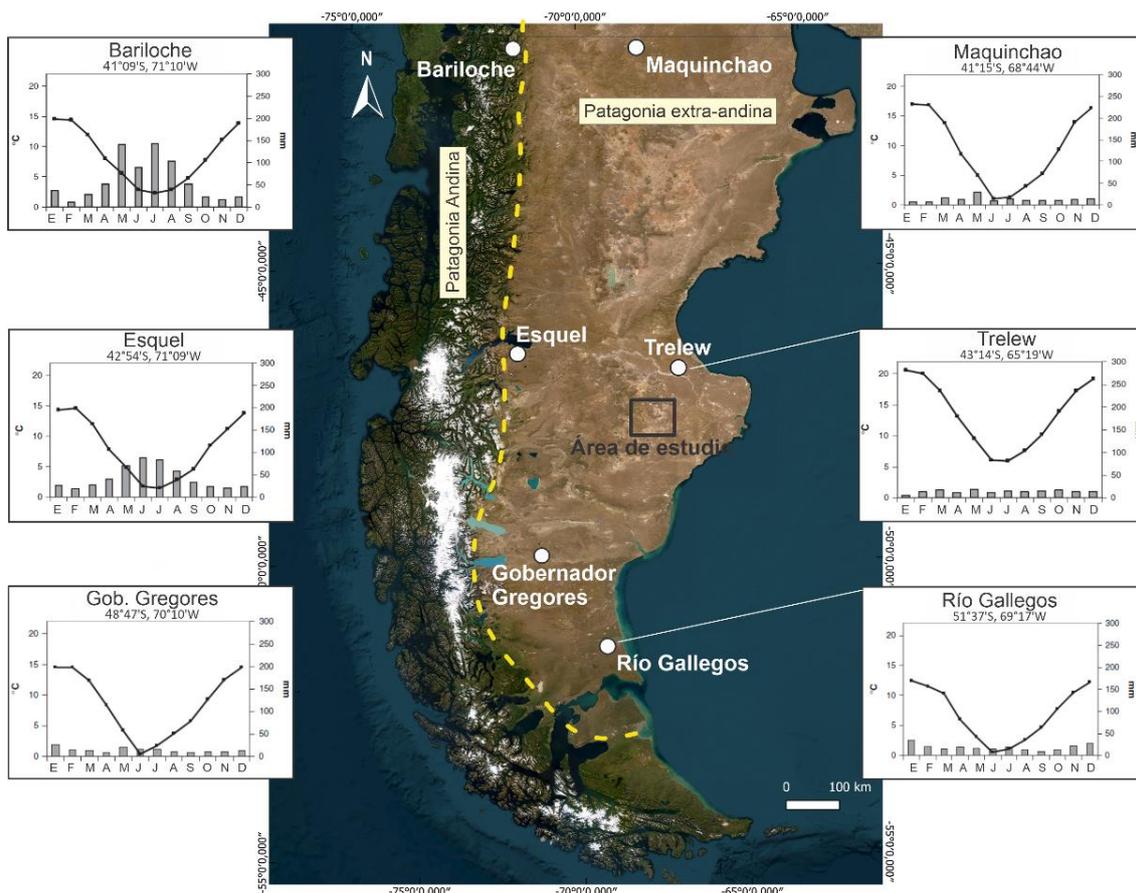


Figura 3.1. Mapa regional de la distribución de las precipitaciones y temperatura para la Patagonia.

En cuanto al balance hidrológico, se define en un 91% como una región árida y solo un 9% como subhúmeda a húmeda (Le Houérou, 1996). Esto implica que, si bien en algunas áreas las precipitaciones son mayores que la evapotranspiración potencial, la mayor parte de la región presenta un déficit hídrico en primavera y verano. La relación entre las precipitaciones medias anuales (PMA) y la evapotranspiración potencial (ETP) muestra variaciones tanto anuales como intraanuales. En un estudio realizado por Paruelo y Sala en 1995, se describe como la variación anual de la relación PMA/ETP se encuentra entre valores de 0,06 y 0,2. Sin embargo, al realizar un estudio semanal la misma relación arrojó valores superiores a 0,8, indicando que en muchos casos el agua no es el factor limitante aun con precipitaciones inferiores a los 150 mm anuales (Paruelo et al., 1998). En ese sentido, factores como la pendiente, la textura del suelo y el índice de área foliar también influyen de forma significativa el balance hídrico (Paruelo et al., 1991; Jobbágy et al., 1993; Coronato y Bertiller 1996).

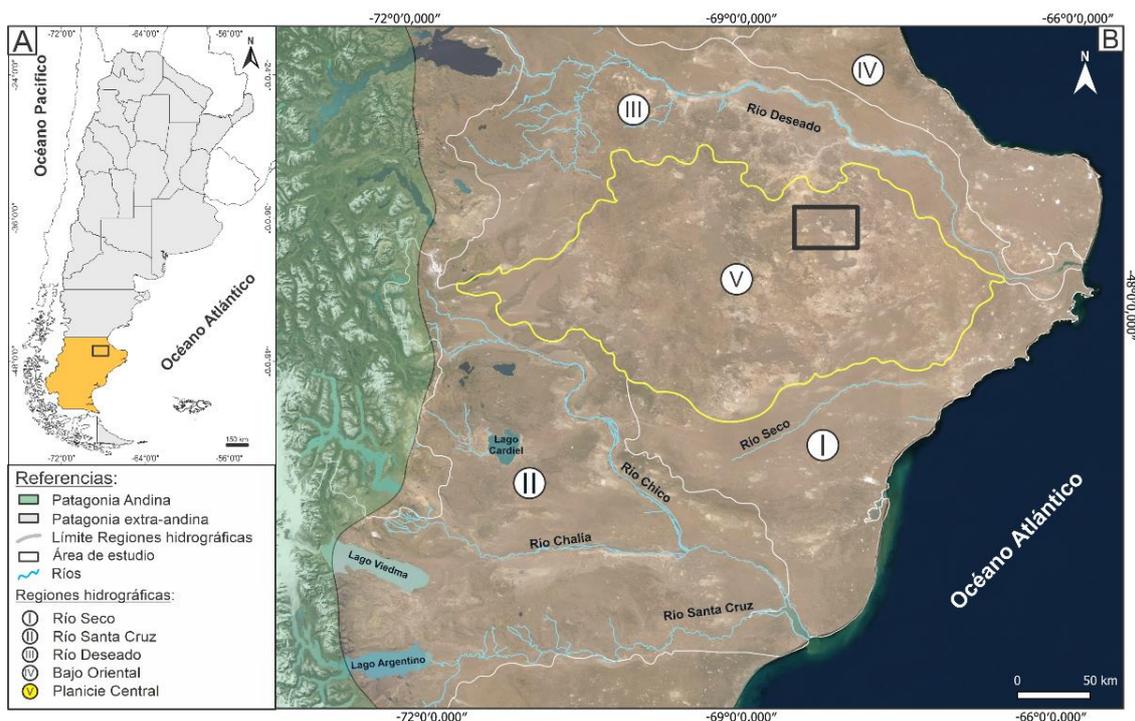
En relación a las cuencas de drenaje, la cordillera de los Andes actúa como una extensa divisoria de aguas hacia el océano Atlántico del lado argentino y el Pacífico del lado chileno. El resultado de esta divisoria para el territorio argentino, es la existencia de grandes cuencas de drenaje cuyos arroyos y ríos se originan en el orógeno andino, donde reciben abundantes precipitaciones tanto

pluviales como nivales y desembocan en el océano Atlántico. Sin embargo, existen muchos arroyos que tienen su cabecera en territorio argentino, pero desembocan en el océano Pacífico producto de desviaciones del drenaje en épocas postglaciares.

En zonas de cabeceras los ríos son de tipo autóctonos y a medida que avanzan hacia el este, van perdiendo afluentes transformándose en alóctonos donde raramente son alimentados por precipitaciones (Coronato et al., 2008). Por lo general presentan una recarga de tipo mixta (lluvia y nieve) sin embargo, existen excepciones como el Río Colorado y el Río Deseado que deben su recarga casi exclusivamente a precipitaciones nivales o como el Río Coyle que se alimenta de manantiales que descargan a la base de las mesetas basálticas.

Al ingresar a la árida Patagonia extra-andina los ríos se transforman en alóctonos generándose una disminución de los caudales hasta incluso en algún caso desaparecer a medida que atraviesan esta región. Un ejemplo es el Río Deseado, el cual desaparece por tramos y vuelve a formarse gracias a manantiales ubicados en la base del cauce o por la descarga de agua subterránea al pie de las mesetas volcánicas. En sus recorridos, oeste-este, los ríos patagónicos atraviesan antiguos paisajes fluvio-glaciales de suaves pendientes lo que permitió el desarrollo de amplios valles, cauces meandriformes que en algún caso evolucionan a tipo *braided*. Sin embargo, localmente el drenaje puede presentar un patrón rectangular producto del abundante control estructural, pobremente integrado y con pocos colectores principales, que drenan hacia bajos endorreicos (Jovic, 2009).

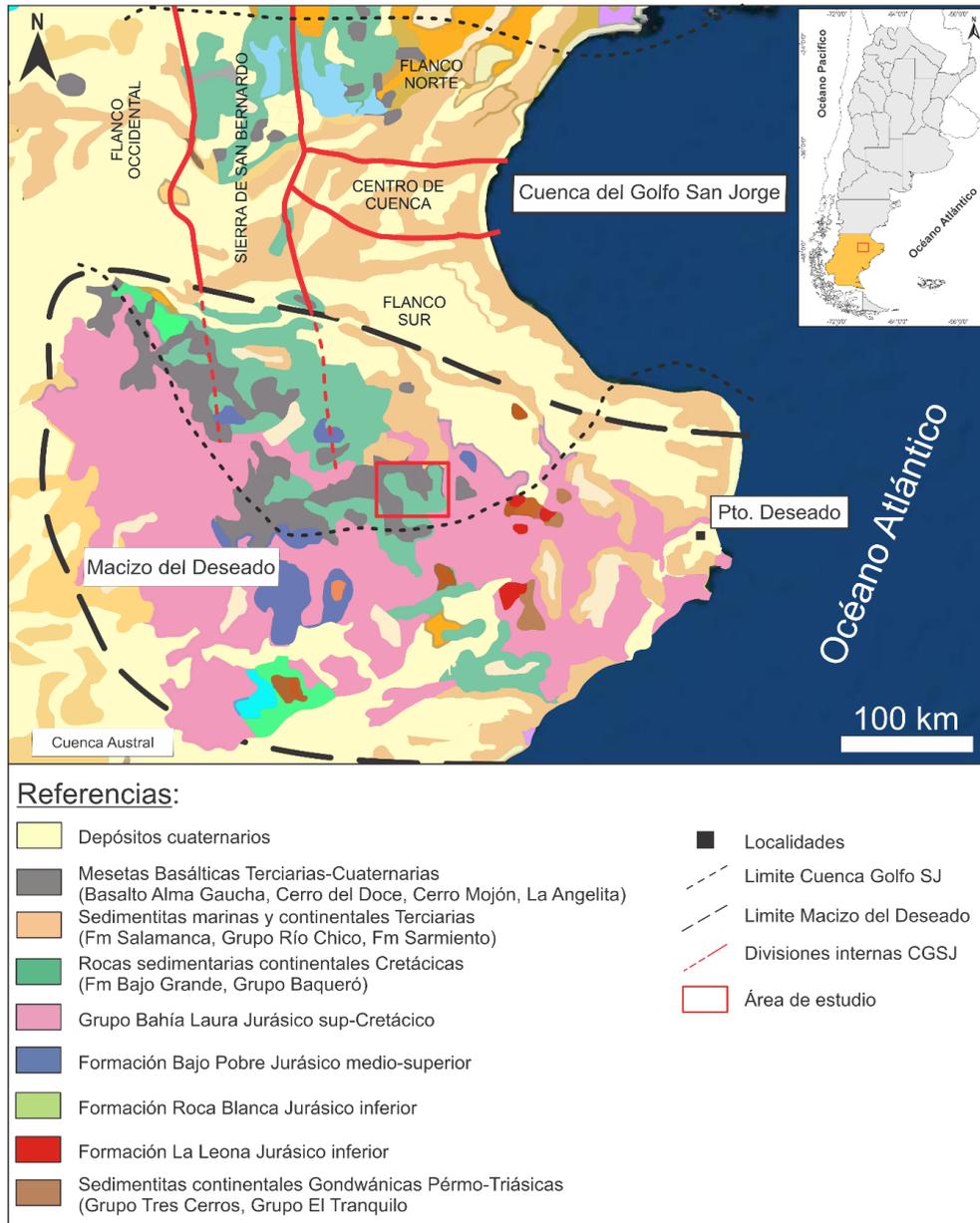
En este contexto los ríos dan lugar a regiones hidrográficas las cuales se hallan delimitadas por sus propias cuencas. Sin embargo, entre los ríos Deseado y Santa Cruz existe una extensa meseta caracterizada por la ausencia de ríos en la cual sólo se pueden reconocer cursos fluviales de tipo efímeros y cuerpos transitorios que presentan agua únicamente luego de intensas precipitaciones (Hernández, 2000). El área de estudio se encuentra enmarcada dentro de esta zona mesetiforme, denominada Planicie Central (ver Figura 3.2).



**Figura 3.2.** Principales ríos, lagos y regiones hidrográficas en la provincia de Santa Cruz (modificado de Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria - INTA, 2018).

### 3.2. Marco geológico regional

El área de estudio se ubica en el sector central de la Patagonia extra-andina. Geológicamente se encuentra en un área de borde de cuenca, en el límite entre el Flanco Sur de la Cuenca del Golfo San Jorge (CGSJ) y el Macizo de Deseado (MD). Debido a esto, las unidades que se encuentran resultan de la combinación de ambas historias geológicas donde depósitos continentales y marinos de la CGSJ se superponen a las rocas del MD (ver Figuras 3.3).



**Figura 3.3.** Mapas que muestren la ubicación de la Cuenca del Golfo San Jorge, del Macizo del Deseado y del área de estudio. A. Mapa regional de Argentina con el área de estudio. B. Mapa geológico con límites y divisiones internas de la Cuenca del Golfo San Jorge (según Figari et al., 1999) y del Macizo del Deseado (modificado de Schalamuk et al.1999).

Definido por Leanza en 1958 como nesocratón, el Macizo del Deseado se caracteriza por un comportamiento rígido y relieve positivo lo cual permitió por subsidencia la formación de dos cuencas pericratónicas denominadas Austral y Golfo San Jorge (Panza et al., 1994). Esta última se caracteriza por una estructuración extensional este-oeste y por la presencia de depósitos de sinrift triásicos a jurásicos cubiertos por depósitos cretácicos del Grupo Chubut (Lesta, 1968).

En muchos casos la observación directa de estructuras en el MD es difícil, producto de la extensa cantidad de rocas volcánicas eo-pleistocenas (mesetas basálticas) que cubren la superficie de esta región. Dichas estructuras responden a esfuerzos relacionados con la ruptura de Gondwana a lo largo del mesozoico (Uliana et al. 1989) seguidos por esfuerzos compresivos originados por la

subducción de la placa oceánica al oeste y tensionales al este producidos por el rift durante la apertura del océano Atlántico (Reimer et al., 1996). No obstante, debido a la importancia económica que tiene comprender la estructuración de la región, se realizaron a tal fin numerosos estudios.

A fines del Pérmico, producto de una etapa extensional inicial, se origina un fallamiento de orientación NNO-SSE probablemente asociado a estructuras heredadas del basamento. Luego, a causa de la fragmentación de Gondwana se produce una nueva etapa extensional la cual origina estructuras con una orientación NE-SO (Giacosa et al., 2008). Por último, la compresión andina en el cretácico medio-superior origina un régimen compresivo en sentido SO-NE la cual afecta a viejas fallas normales mesozoicas, reactivándolas y transformándolas en inversas (Homovc y Constantini, 2001; Cortiñas et al., 2005; Giacosa et al., 2008).

Para ese momento, en el Cretácico superior, en el sector oeste de la CGSJ se produce la faja plegada y corrida de los Bernárdides (Sierra de San Bernardo, ver figura 2.3) la cual representaría parte del amplio antepaís fragmentado patagónico que abarcaría desde el flanco occidental del Macizo Norpatagónico hasta el centro del MD (Folguera y Ramos, 2011; Bilmes et al., 2013; Gianni et al., 2015). Por otro lado, hacia el este de las sierras de San Bernardo se produjo una cuenca de antepaís (CGSJ) donde la tasa de subsidencia fue controlada por carga tectónica (Ramos, 2015). Por último, cabe destacar que buena parte del MD se encuentra cubierta por basaltos eo-pleistocenos no deformados lo cual estaría indicando una estabilidad tectónica a partir de aproximadamente 2 millones de años (Betard et al., 2014)

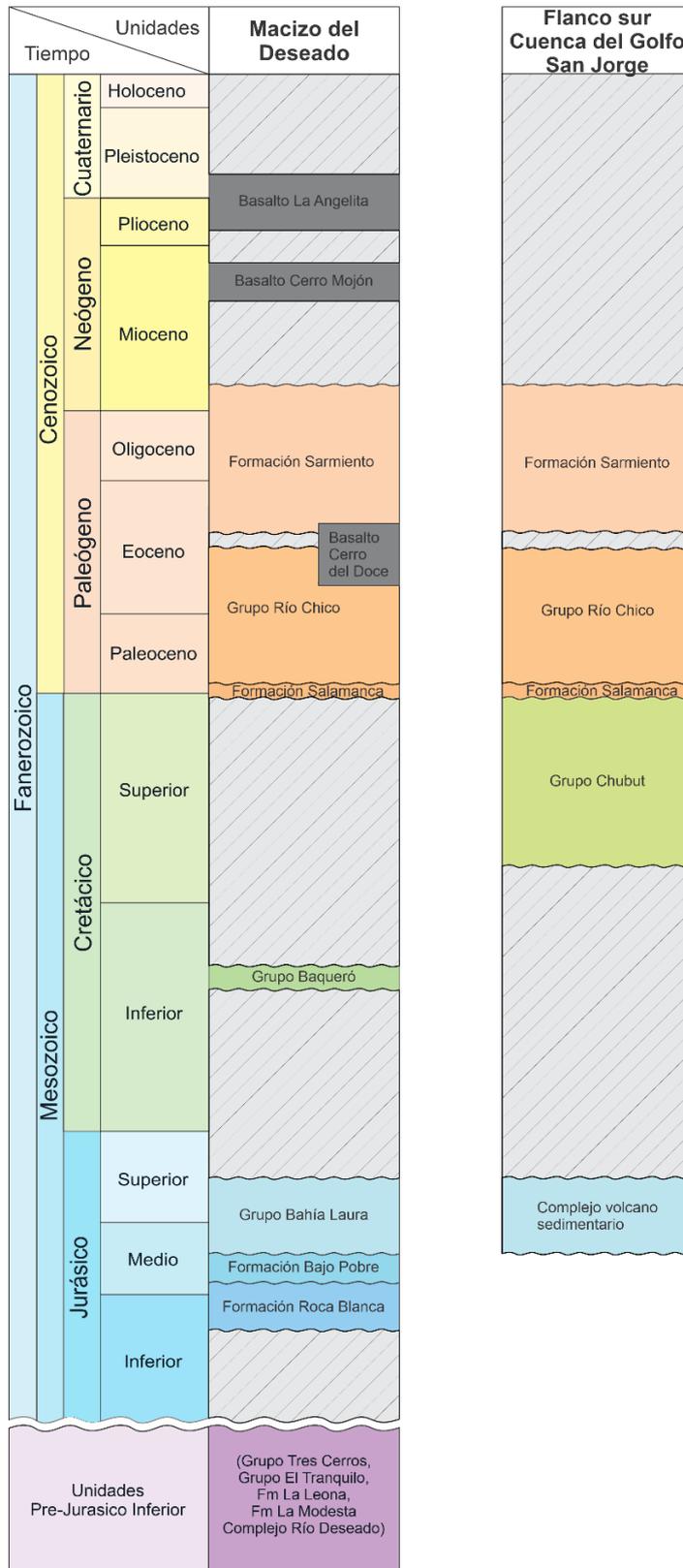
A nivel regional, el basamento del MD está representado por rocas metamórficas neoproterozoicas-cámbricas (Pezzuchi, 1978; Pankhurst et al., 2001) intruidas por rocas ígneas de edad ordovícica-carbonífera inferior (Chebli y Ferello, 1975; Loske et al., 1999; Pankhurst et al., 2001) definiendo así el Complejo Rio Deseado. A partir del Pérmico se desarrollaron un conjunto de cuencas de rift asociadas al colapso de la Orogenia Gondwánica (Haller, 2002; Ramos, 2008) dando lugar a la depositación de espesas secuencias continentales agrupadas en el Grupo Tres Cerros. Luego, a comienzos del Triásico, se produce una rotación en sentido antihorario de Pangea (Riel et al., 2018) iniciándose así un segundo periodo extensivo asociado a un ambiente de subducción oblicua (Zerfass et al., 2004) dando lugar a la depositación de rocas sedimentarias y volcánica del Grupo El Tranquilo (Herbst, 1965; Jalfin y Herbst, 1995; Haller, 2002). Hacia fines del Triásico, producto de una subducción de bajo ángulo tipo flat slab (Navarrete et al., 2019), se origina una faja magmática calcoalcalina de orientación NNO-SSE cuyos cuerpos intrusivos fueron agrupados con el nombre de Batolito Patagónico Central (Rapela et al., 1991) siendo su representante en el MD la Formación La Leona (ver Figura 2.3 y Figura 2.4).

A continuación, y en gran parte del Jurásico, inicia un periodo extensional asociado a una pluma mantélica que causó una intensa actividad magmática originando tres grandes provincias ígneas, conocidas como Karoo, Ferrer y Chon Aike (Storey y Kyle, 1997; Riley et al., 2001). Esta última está bien representada en el MD por el Grupo Bahía Laura. Este magmatismo es de gran importancia tanto por su extensión (conforma alrededor del 60% de los afloramientos de la Patagonia) como por el alto gradiente térmico. Este último es el responsable de la formación de sistemas hidrotermales evidenciados en las numerosas paleosuperficies (Schalamuk et al., 1997; Guido y Campbell, 2001), y los depósitos metalíferos que contiene. Posteriormente, a fines del Jurásico y principios del Cretácico, se produce una reactivación de la tectónica extensional (Palma, 1989) originando pequeñas cuencas cerradas que permitieron la depositación de sedimentitas volcánoclasticas continentales correspondientes a la Formación Bajo Grande y al Grupo Baqueró.

Hacia fines del Cretácico y durante el Cenozoico ocurrieron transgresiones del Océano Atlántico que inundaron periódicamente la Patagonia extra-andina pudiéndose identificar en el registro periodos de sedimentación marina y no marina (Malumián, 1999). Testigo de estos eventos en el MD, es la Formación Salamanca la cual fue depositada durante el Paleoceno temprano (Daniano, Clyde et al., 2014). Luego a fines del Paleoceno, retomó el aporte continental fluvial con la depositación del Grupo Rio Chico y en el Eo-Mioceno, los depósitos volcánoclasticos de la Formación Sarmiento (Raigemborn y Beilinson, 2020).

Durante el Cenozoico, producto de la migración de sudoeste a noreste de una ventana astenosférica generada por la subducción del punto triple entre las placas Sudamericana, Pacífica y Nazca, se producen extensos mantos basálticos representados en la parte oriental del MD por los Basaltos Alma Gaucha, Basaltos Cerro del Doce, Basaltos Cerro Mojón y Basaltos La Angelita (Guido, 2002). Culminando la columna estratigráfica, se encuentran depósitos cuaternarios aluviales, coluviales y de bajos que cubren de forma irregular y discordante las unidades antes mencionadas.

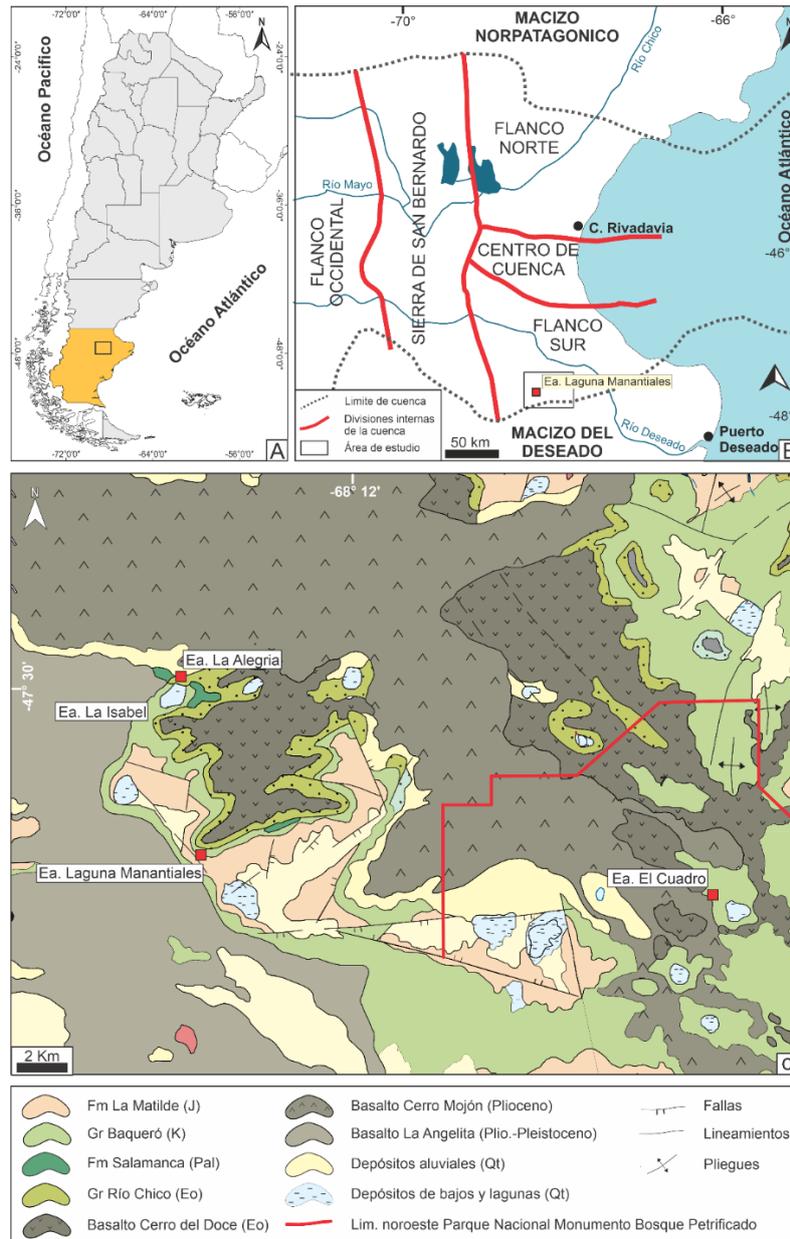
En la Figura. 3.4 se resumen en forma de columna estratigráfica la geología regional del sector norte del Macizo del Deseado y del sector sur de la CGSJ.



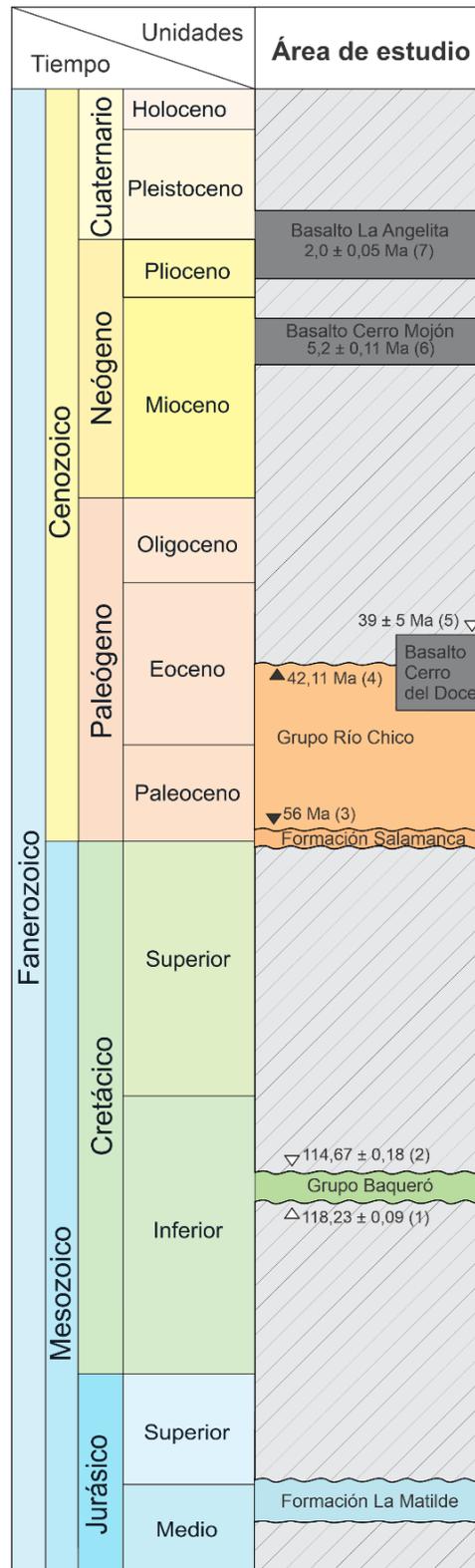
**Figura 3.4.** Cuadro estratigráfico del sector norte del Macizo del Deseado y del flanco sur de la Cuenca del Golfo San Jorge. En color gris se identifica el intervalo temporal no preservado en el registro geológico. La estratigrafía para el Macizo del Deseado fue extraída de Panza (2001); mientras que la estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge se obtuvo de Figari et al. (1999) y Gianni et al. (2018).

### 3.3. Geología local

El área de estudio se localiza en el centro de la Patagonia extra-andina, en el sur de Argentina, aproximadamente 200 km al noroeste de la localidad de Puerto Deseado (Figura 3.5B) abarcando sectores de la Estancia Laguna Manantiales y del Parque Nacional Monumento Bosque Petrificado de Jaramillo. Estratigráficamente presenta una sucesión compuesta por rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico y por rocas sedimentarias continentales y marinas del Cretácico medio-Eoceno cubiertas por extensos flujos de lava basáltica del Cenozoico (ver Figura 3.5 y Figura 3.6).



**Figura 3.5.** Mapas que muestran la ubicación de la Cuenca del Golfo San Jorge en relación a la posición del Macizo del Deseado y la ubicación del área de estudio. A: Mapa regional de Argentina con el área de estudio. El área marcada abarca el mapa en B. B: Límites y divisiones internas de la Cuenca del Golfo San Jorge (según Figari et al., 1999), posición de la Estancia Laguna Manantiales y del Parque Nacional Monumento Bosque Petrificado. C: mapa geológico detallado del área de estudio (modificado de Raigemborn et al., 2022).



**Figura 3.6.** Cuadro estratigráfico de las unidades aflorantes en el área de estudio ELM pertenecientes al sector norte del Macizo del Deseado y el Flanco Sur de la Cuenca del Golfo San Jorge. En color gris y con líneas inclinadas se marca el intervalo temporal no representado en el área de estudio. (1) Edad para la Formación Punta del Barco por Cesari et al. (2011); (2) Edad para la Formación Antiteatro de Ticó por Perez Loinaze et al. (2013); (3) y (4) edades de Krause et al. (2017) para el Grupo Río Chico; (5) edad de Panza (2001) para el Basalto Cerro del Doce; (6) y (7) Datación obtenida por Goring et al. (1997) para los Basaltos Cerro Mojón y La Angelita. La simbología con triángulo blanco indica dataciones realizadas en las cercanías del área de estudio. Mientras que los triángulos negros indican dataciones realizadas en el sur del Flanco Norte de CGSJ.

Las rocas más antiguas del área de estudio, son del Jurásico superior y corresponden a tobas primarias y tobas retrabajadas de la Formación La Matilde (Falaschi et al., 2011). Los afloramientos de la Formación La Matilde se presentan como lomadas redondeadas de color claro casi siempre desprovista de vegetación. El perfil tipo se encuentra en la Estancia La Matilde, constituido por una sucesión de tobas primarias y secundarias, de granulometría finas dispuestas en bancos tabulares delgados (Panza y Haller, 2002). En cuanto a la composición, las mismas son vítreas o cristalinas con cristaloclastos de cuarzo y plagioclasas. El ambiente de sedimentación propuesto es fluvial de baja energía, en algún caso lagunar, como lo demuestran los depósitos de granulometría fina y la abundante flora fósil conformada por troncos y estróbilos silicificados de araucarias. Se destacan, además, importantes hallazgos de anuros primitivos en las Estancias La Matilde y La Trabajosa y en las cercanías de la Estancia Laguna Manantiales la presencia de icnofauna representada por rastros de pequeños dinosaurios y de mamíferos primitivos (Bonaparte et al., 2002).

Sobre las rocas del Jurásico se depositaron un conjunto de rocas epiclásticas, volcanoclásticas y piroclásticas que Archangelsky (1967) definió como Formación Baqueró y que recién en el año 2002 adquirió la jerarquía de Grupo (Cladera et al., 2002). Actualmente el Grupo Baqueró está integrado por tres unidades formacionales denominadas de forma estratigráfica ascendente como Anfiteatro de Ticó, Bajo Tigre y Punta del Barco. Desde el punto de vista litológico Cladera et al. (2002) reconocieron para la Formación Anfiteatro de Tico un espesor promedio de 22 metros posteriormente datado por Perez Loinaze et al., (2013) para el aptiano superior con valores de  $118.23 \pm 0.09$  Ma (ver Figura 3.6). La unidad se encuentra integrada por una sucesión de areniscas y conglomerados matriz sostén representando el relleno de canales en un ambiente fluvial y depósitos de pelitas asociados a un ambiente fluvial distal o lacustre (Cladera et al., 2007; Limarino et al., 2012; Llorens et al., 2020). A su vez, se encuentran intercalados niveles piroclásticos producto de la incipiente actividad volcánica en los Andes, lo cual permitió la conservación de abundante flora fósil en particular de una gran variedad de gimnospermas como coníferas, bennettitales y cicadales (Llorens et al., 2020).

La Formación Bajo Tigre, de mayor dispersión areal, está formada principalmente por depósitos volcanoclásticos de tufopsefitas y en menor medida por piroarenitas, alcanzando espesores de hasta 71 metros (Cladera et al., 2002). Las tufopsefitas presentan coloraciones gris castañas claras donde predominan brechas matriz y clasto sostén ocasionalmente formadas por clastos redondeados derivados del sustrato jurásico (Limarino et al., 2012; Perez Loinaze y Llorens, 2018). Por otro lado, las tufopasmitas presentan una débil laminación modificada por abundante bioturbación de tipo endichnia y en menor proporción rizolitos. La alternancia de tufopsefitas con las tufopsamitas bioturbadas sugiere la existencia de flujos asociados a corrientes encausadas en amplios y someros valles producidas por lluvias torrenciales donde la exposición subárea de estas últimas se encontraría

reflejada por la presencia de paleosuelos de poco desarrollo, los cuales fueron cubiertos rápidamente por depósitos volcanoclásticos provenientes del vulcanismo andino. El paleorelieve en el cual se producía la depositación de los depósitos volcanoclásticos se habría dado en superficies onduladas con paleopendientes hacia el noreste y sureste (Cladera et al., 2002). A diferencia de las otras unidades del grupo, la Formación Bajo Tigre presenta escaso contenido fosilífero encontrándose solamente pocos restos de megaflores mientras que aún no se han encontrado palinomorfos (Perez Loinaze y Llorens, 2018). La formación Bajo Tigre fue datada utilizando el método  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  por Passalia et al. (2016) obteniendo una edad de  $116,85 \pm 0,26$  Ma (ver Figura 3.6).

Mediante una discordancia erosiva, se encuentra culminando la estratigrafía del Grupo Baquero la Formación Punta del Barco con un espesor promedio de 68 metros (Limarino et al., 2012) y datada por Césari et al. (2011) en  $114,67 \pm 0,18$  Ma (ver Figura 3.6). La misma se conforma de depósitos epiclásticos en su parte basal y media, mientras que en la parte superior las piroclásticas incluyen tobas primarias retrabajadas con estructuras entrecruzadas y lapilli acrecionales. En cuanto al paleoambiente, la acumulación epiclástica descrita en la sección basal, se produjo en un entorno netamente fluvial, como lo demuestran las numerosas estructuras entrecruzadas en artesas las cuales indican que los canales tenían una orientación NNE-SSO/SSW. Hacia el tope de la formación, producto del aumento de la actividad volcánica explosiva, se incrementaron los volúmenes de cenizas acumulados cubriendo el sistema fluvial limitando su desarrollo. Las piroclásticas encontradas son principalmente tobas primarias reelaboradas laminadas o macizas en las cuales es común la presencia de bioturbaciones de tipo endichnia y la presencia de rizolitos de hasta 15 cm de largo (Cladera et al., 2002; Limarino et al., 2012).

Sobreyaciendo al Grupo Baqueró se encuentran los depósitos marino-estuarinos de la Formación Salamanca depositados durante una transgresión atlántica que inundó parte de la Cuenca del Golfo San Jorge (CGSJ). En el ámbito más meridional de la CGSJ, esta unidad fue asignada al Daniano a partir de foraminíferos y ostrácodos que la unidad porta y por dataciones radiométricas que permitieron acotar su edad. La edad de base de la Formación Salamanca fue calculada a partir de dataciones realizadas al norte de Comodoro Rivadavia al datar unos basaltos situados por debajo de la misma por el método K/Ar en roca total arrojando valores de  $64,0 \pm 0,8$  Ma y  $62,8 \pm 0,8$  Ma (Marshall et al. 1981). En cuanto al techo de la Formación Salamanca, la misma fue acotada a partir de datar por el método U-Pb de circones provenientes de una toba de la Formación Peñas Coloradas (ver más adelante) obteniendo una edad de  $61,984 \pm 0,041$  Ma (Clyde et al., 2014). Cabe aclarar que estas dataciones representarían la edad de la Fm Salamanca para el sector sur del flanco norte.

Si bien la litología de la Formación Salamanca es muy diversa, son características de esta unidad las arenas glauconíticas asociadas a limos y pelitas de ambiente estuarino. En el área de estudio

Zamaloa y Adreis (1995) reconocieron en la parte basal de la unidad areniscas verdosas con estratificación entrecruzadas de bajo ángulo y abundante glauconita representando un ambiente de playa frontal. A estos depósitos le siguen pelitas macizas o laminadas las cuales contienen raíces e impresiones de hojas de angiospermas y cutículas, interpretadas como cuerpos de agua someros marginales.

Andreis et al. (1975), dividió a la Formación Salamanca en un miembro inferior, el Miembro Bustamante, y uno superior, Miembro Hansen. Este último incluye a las unidades informales de Feruglio (1949) denominara Fragmentosa, Banco Verde y Banco Negro Inferior (en sentido stratigráfico). Esta última unidad posee paleosuelos de color oscuro y evidencia la transición de un mar poco profundo a depósitos fluvio-lacustres continentales de la suprayacente Formación Las Violetas, dando así inicio a la sucesión continental del Paleógeno temprano del Grupo Río Chico (Feruglio, 1949; Legarreta y Uliana, 1994; Raigemborn et al., 2010; Raigemborn y Bellinson, 2020).

El Grupo Río Chico se compone de cuatro unidades que, desde la más antigua a la más joven, son las formaciones Las Violetas, Peñas Coloradas, Las Flores y Koluel-Kaike (Raigemborn et al., 2010). En el sector ELM del área de estudio aflora una secuencia de 51 metros de espesor en la cual solo fueron descritas las formaciones Las Flores y Koluel-Kaike. La primera está caracterizada por litofacies sedimentarias que corresponden a depósitos de llanuras de inundación distales y canales sinuoso donde las facies fangosas presentan rasgos de pedogénesis y los paleosuelos son en su mayoría muy desarrollados (Raigemborn et al., 2022). Por su parte la formación Koluel-Kaike está formada principalmente por sedimentos volcanoclásticos asociados a canales fluviales poco profundos o a sistemas fluviales distales con predominio eólico presentando abundantes paleosuelos relativamente menos desarrollados que los de Las Flores (Raigemborn et al., 2022).

Sobreyaciendo a estos sedimentos paleógenos se encuentran varios flujos de lava basáltica cuyas edades van desde el Eoceno superior (Basalto Cerro del Doce), Mioceno superior-Plioceno inferior (Basalto Cerro Mojón) hasta el Plioceno-Pleistoceno superior (Basalto La Angelita), todos ellos originados a partir de fisuras corticales producto de un ambiente extensional (Panza, 2001).

En el área de estudio los afloramientos del Basalto Cerro del Doce aparecen como remanentes de coladas lávicas producto de la erosión, conformando pequeñas lomadas redondeadas con espesores entre 5 y 15 metros. Las rocas más abundantes son los basaltos melanocráticos de grano grueso, macizos y casi siempre muy alterados con un marcado diaclasamiento subhorizontal. Dataciones realizadas sobre roca total por el método K/Ar arrojaron edades de  $39 \pm 5$  Ma y  $45 \pm 3$  Ma (Panza, 2001).

De manera discordante por sobre las rocas cretácicas o por sobre los Basaltos Cerro del Doce se disponen coladas del Basalto Cerro Mojón datadas por Gorrington et al. (1997) en  $5,2 \pm 0,11$  Ma y  $5,0 \pm 0,11$  Ma, correspondiendo al Mioceno superior–Plioceno inferior. Estos se asocian a efusiones de tipo central vinculadas a periodos de distensión cortical. Estos basaltos se presentan en el área de estudio como espesos mantos lávicos de hasta 15 metros de potencia conformando abruptas bardas subverticales alrededor de las mesetas. Litológicamente fueron descriptos por Panza (2001) como basaltos olivínicos formados por una sección superior muy vesicular a amigdaloide con fenocristales de olivinas inmersos en una pasta afanítica. La sección media inferior está formada por basaltos macizos o microvesciculares, ligeramente porfíricos, con una incipiente disyunción columnar.

Culminando la estratigrafía del área de estudio, las rocas más recientes pertenecen al Basalto La Angelita, datado por Gorrington et al. (1997) en  $2,0 \pm 0,05$  Ma, y correspondiendo al Pleistoceno. Panza (2001) reconoce en las coladas de este basalto una sección superior muy vesicular y amigdaloide, con colores oscuros, poco alterada, formada por basaltos de textura porfírica y escasos nódulos ultrabásicos, y una sección inferior con menor cantidad de vesículas y de grano más fino respecto a la anterior. El contacto con las rocas infrayacentes se observa muy raramente y cuando es visible, se reconoce un metamorfismo oftálico de aproximadamente 10–15 cm donde las rocas adquieren un color rojizo (Panza, 2001).

Por último, se destaca que estas rocas volcánicas habrían rellenado los valles preexistentes y solamente luego de procesos de inversión del relieve se habría generado el característico paisaje de meseta basáltica (Betard et al., 2014).

### 3.4. Suelos y vegetación

En la mayor parte de la Patagonia extra-andina bajo condiciones de clima árido, se desarrollaron principalmente suelos del orden de los aridisoles, entisoles y en menor medida molisoles (ver Figura 3.7). Los aridisoles, ocupan más del 50% de la superficie patagónica extra-andina caracterizándose por regímenes de humedad arídicos y tórricos siendo los subordenes haplargides y natrargides los más abundantes.

En las terrazas fluvio-glaciales y mesetas, los suelos pertenecen al suborden de los Paleargids. Estos se caracterizan por su bajo contenido de materia orgánica y la presencia de un horizonte rico en carbonato de calcio cementado (horizonte petrocálcico) a menos de 1 m de la superficie, o bien por un horizonte con más 35% de arcillas (Vargas, 2017). En las planicies aluviales de arroyos y ríos siendo zonas con mayor grado de humedad, los suelos son del orden Molisol, representados por el Gran Grupo de los Haploxerolls. Estos han evolucionado a través de materiales fluviales depositados en distintas épocas, excesivamente drenados, salinos y alcalinos (Salazar Lea Plaza y Godagnone, 1990;

Vargas, 2017). Por otro lado, a lo largo de antiguos valles glaciales o de los cauces de ríos actuales se encuentran suelos del suborden Paleargides y Torrifuventes, respectivamente.

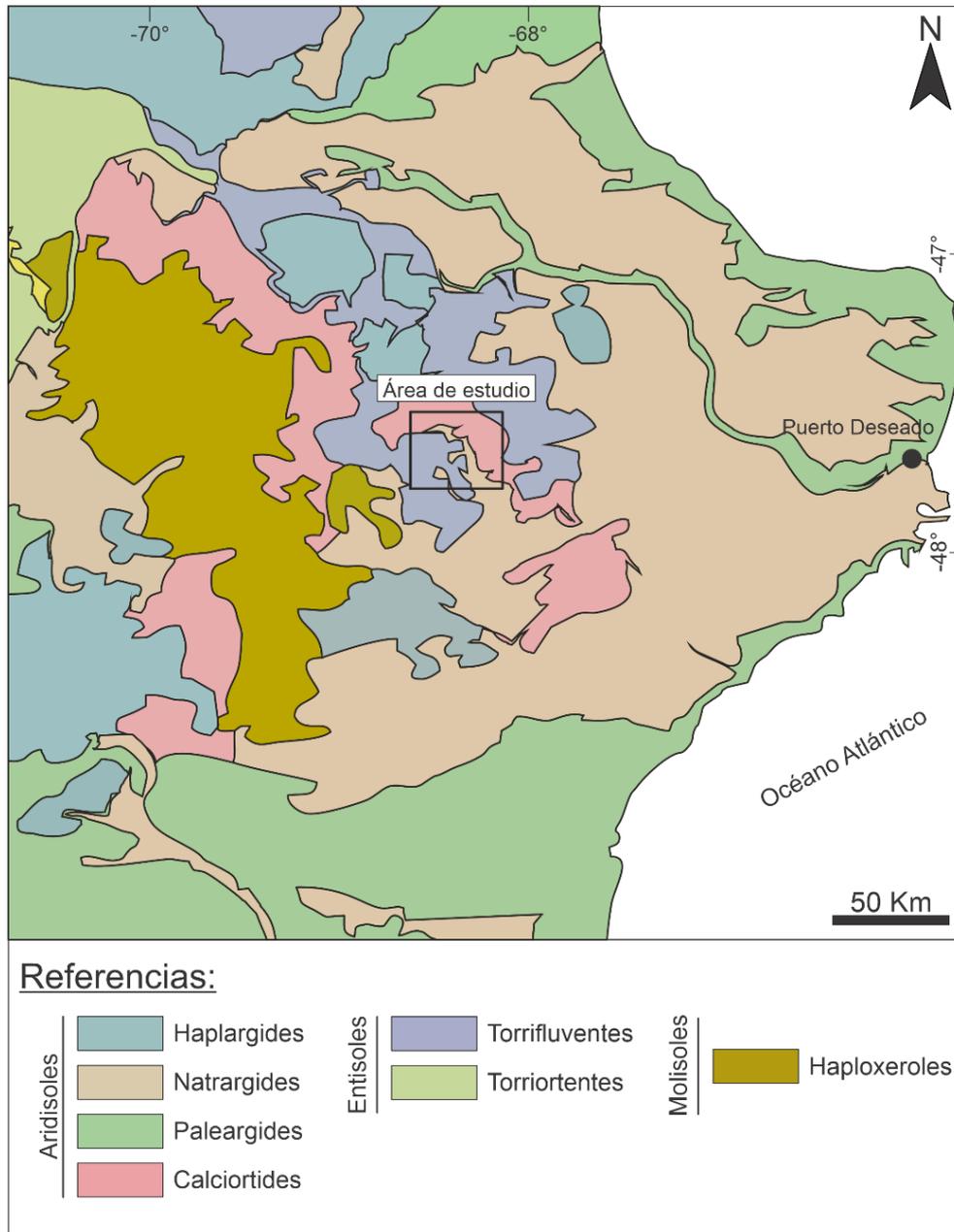


Figura 3.7. Mapa de suelos del sector nororiental de la provincia de Santa Cruz. (Modificado de Godagnone, 2004)

La vegetación de la Patagonia extra-andina se encuentra adaptada a las condiciones de déficit de humedad, fuertes vientos y temperaturas bajas presentando un gradiente en la composición florística relacionado al índice de precipitaciones. La vegetación dominante es de altura media (20-80 cm) y de baja densidad constituyendo una estepa arbustiva-herbácea. Los arbustos para hacer frente al déficit de humedad y a los vientos han desarrollado adaptaciones tales como espinas, pelos, ceras protectoras, etc. En gran parte del sector central de Chubut y en casi toda Santa Cruz la vegetación dominante está representada por una estepa arbustiva de características netamente xerofitas

presentándose como matorrales formados por arbustos bajos, como por ejemplo *Chuquiraga sp.*, *Adesmia sp.* y *Ephedra sp.* (Bisigato y Bertiller, 2020).

### 3.5. Humedales Patagónicos - Mallines

Los humedales fueron definidos en la convención RAMSAR (RAMSAR, 1971) como “extensiones de marismas, pantanos y turberas, o superficies cubiertas de aguas, sean estas de régimen natural o artificial, permanentes o temporales, estancadas o corrientes, dulces, salobres o saladas, incluidas las extensiones de agua marina cuya profundidad en marea baja no exceda de seis metros” (Ramsar, Irán, 1971). Este concepto de humedal fue cambiando con el tiempo, adoptando los distintos países definiciones en base a las características propias de los ambientes que en ellos se desarrollan. Para Argentina, el Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible de la Nación define a un humedal como “Un ambiente en el cual la presencia temporaria o permanente de agua superficial o subsuperficial causa flujos biogeoquímicos propios y diferentes a los ambientes terrestres y acuáticos. Rasgos distintivos son la presencia de biota adaptada a estas condiciones, comúnmente plantas hidrófitas, y/o suelos hídricos o sustratos con rasgos de hidromorfismo” (Benzaquen et al., 2017). Esta definición se apoya en un criterio ecohidrogeomorfológico, cuyo precursor fue Brinson (1993) quien propuso una clasificación de humedales a partir de un criterio hidrogeomorfológico. En dicha clasificación, la formación de humedales se debe a factores como el emplazamiento geomorfológico, es decir su ubicación topográfica, su fuente de agua y su hidrodinámica. Esto implica que el régimen climático regula la cantidad de agua que puede entrar al sistema mientras que la geomorfología determina cuales son las fuentes de agua que alimentan a los humedales (Brinson, 1993, 2004; Kandus et al. 2011).

La importancia que adquieren los humedales a nivel mundial se debe a los bienes y servicios ecosistémicos que brindan, tales como almacenaje de agua a corto y largo plazo, retención y estabilización de sedimentos, regulación de la evapotranspiración, ciclado, almacenaje y retención de nutrientes, regulación de la salinidad, producción de biomasa, provisión de hábitat, mantenimiento de la diversidad y la regulación de inundaciones (Odum, 1978; Newton et al., 2012). Esto ha determinado que en las últimas décadas el estudio de humedales haya aumentado de manera exponencial, siendo hoy en día un tema estratégico tanto a nivel global como local.

En Argentina los humedales ocupan aproximadamente el 21,5% del territorio (Kandus et al., 2008; Fabricante et al., 2022) donde los de mayor extensión se encuentran en la llanura chaco-pampeana, en las cuencas del Plata y del Salado y en los ambientes costeros. Por otro lado, se puede encontrar asociados a valles de ríos, a depresiones o a la base de montañas (Kandus et al., 2008). En Patagonia los humedales reciben el nombre de mallines que en lengua mapuche significan

praderas húmedas. Pueden presentarse de diferentes formas siendo en algún caso parte de un sistema de humedales más o menos continuos ubicados a lo largo de las líneas de drenaje en sierras y mesetas (Bran et al., 2004; Vargas, 2017). En cuanto a sus tamaños, suelen ser de pequeñas dimensiones ya que se por lo general se circunscriben a las fuentes de agua.

En Patagonia extra-andina los ambientes más aptos para el desarrollo de mallines son los valles fluvio-glaciales mientras que las mesetas volcánicas y las mesetas sedimentarias son ambientes geomorfológicos de aptitud media y baja respectivamente (Mazzoni y Vasquez, 2004). Como ya se describió en la caracterización geológica, en el área de estudio existen numerosas coladas de lava basáltica Terciarias conformando un paisaje de meseta. En este contexto las laderas de las mesetas volcánicas constituyen posibles sectores para la formación de mallines. Por la alta permeabilidad secundaria de las mesetas basálticas, el agua de las precipitaciones se infiltra hasta encontrar niveles impermeables subyacentes, descargando en las laderas de las mesetas, formando manantiales (Mazzoni y Rabassa, 2013). Este aporte de agua permite la formación de mallines a lo largo de la ladera, los cuales se restringen a la zona cercana a los manantiales. Esto asociado a variaciones topográficas y microtopográficas favorece un gradiente hídrico interno al humedal, con zonas bajas centrales húmedas donde el suelo se encuentra en contacto con el nivel de agua subterránea y que hacia las zonas altas laterales pasan transicionalmente a ambientes más xéricos de la estepa (Mazzoni y Vazquez, 2004; Mazzoni, 2007, 2008; Mazzoni y Rabassa, 2013).

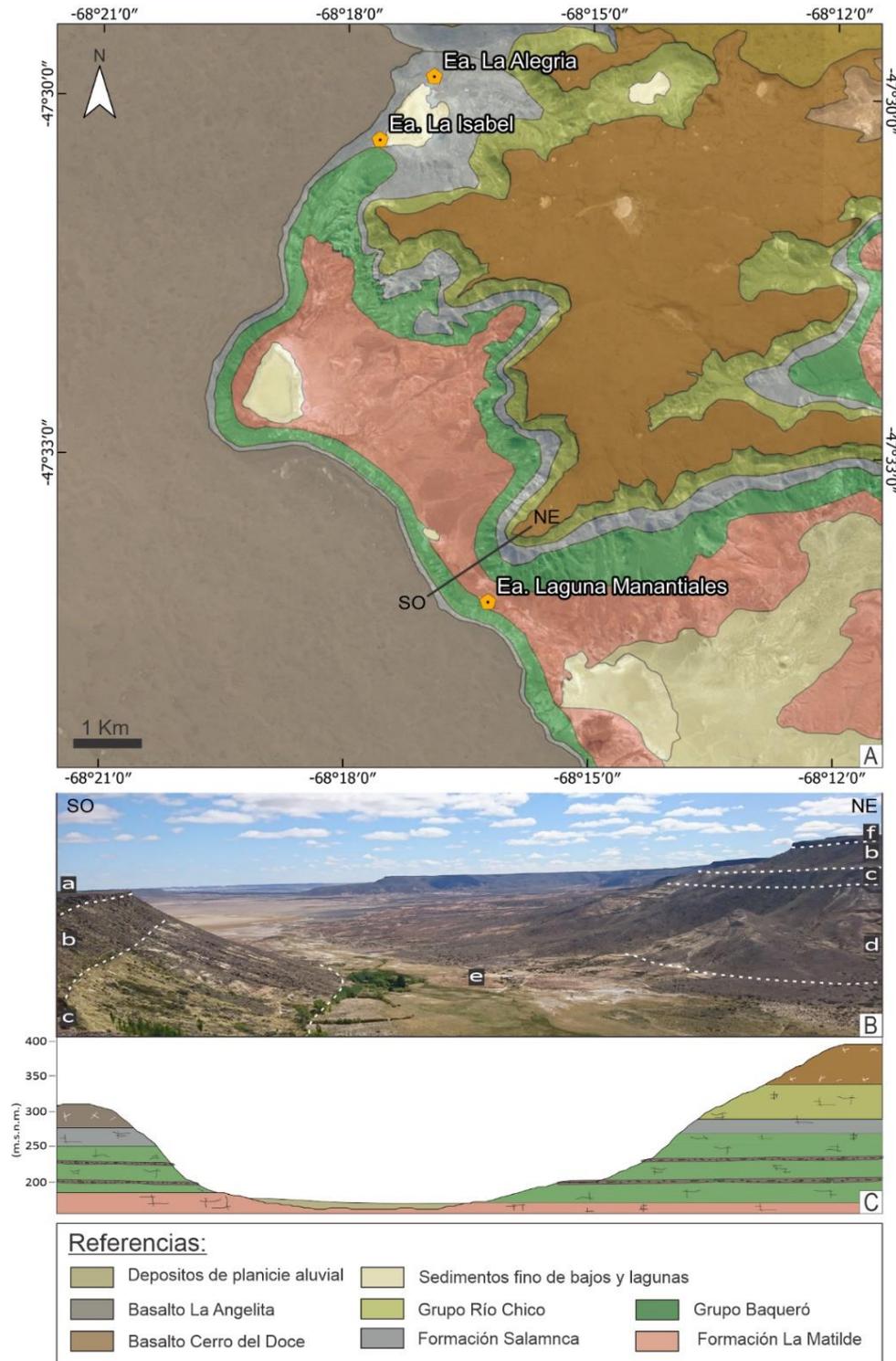
En ambientes como la Patagonia extra-andina, los mallines constituyen un recurso natural de alto valor económico y ecológico convirtiéndose en un factor determinante para el desarrollo poblacional y fundamental para mantener la integridad del entorno natural. Esto se debe a que los recursos hídricos en esta región son escasos y el suministro de agua para las actividades humanas se limita a los grandes ríos que cruzan el territorio desde los Andes hasta la costa atlántica. Sin embargo, en el interior patagónico, lejos de los principales cursos de agua permanente, el clima árido es más hostil y la escasez de agua dulce para abastecimiento limita el desarrollo de asentamientos humanos y su crecimiento socio-económico. En este contexto, los manantiales asociados a los mallines, constituyen fuentes dispersas de agua dulce que no sólo proveen agua de buena calidad a los pobladores rurales, sino también al ganado y especies autóctonas (Carol et al., 2019; Alvarez et al., 2021). Respecto a esto último, el uso rural de los humedales en Patagonia es una de las principales causas de la degradación de estos ambientes. Las actividades agrícolas y ganaderas producen cambio en los procesos ecológicos debido al aumento de la carga de nutrientes, la proliferación de especies exóticas y a la alteración del régimen hidrológico (Steiman et al., 2003).

## 4. GEOLOGIA Y GEOMORFOLOGIA

En este capítulo se realizará la caracterización geológica y geomorfológica de los dos sectores estudiados (Estancia Laguna Manantiales, Parque Nacional) dentro del área de estudio donde se describirán los aspectos sedimentológicos y composicionales de las unidades relevadas, haciendo particular enfoque en aquellas cuya morfología y textura permite el desarrollo de los mallines. Esto último resultará imprescindible para la comprensión de la hidrodinámica y la hidroquímica del agua subterránea, las cuales serán tratadas en los siguientes capítulos.

### 4.1. Sector Estancia Laguna Manantiales (ELM)

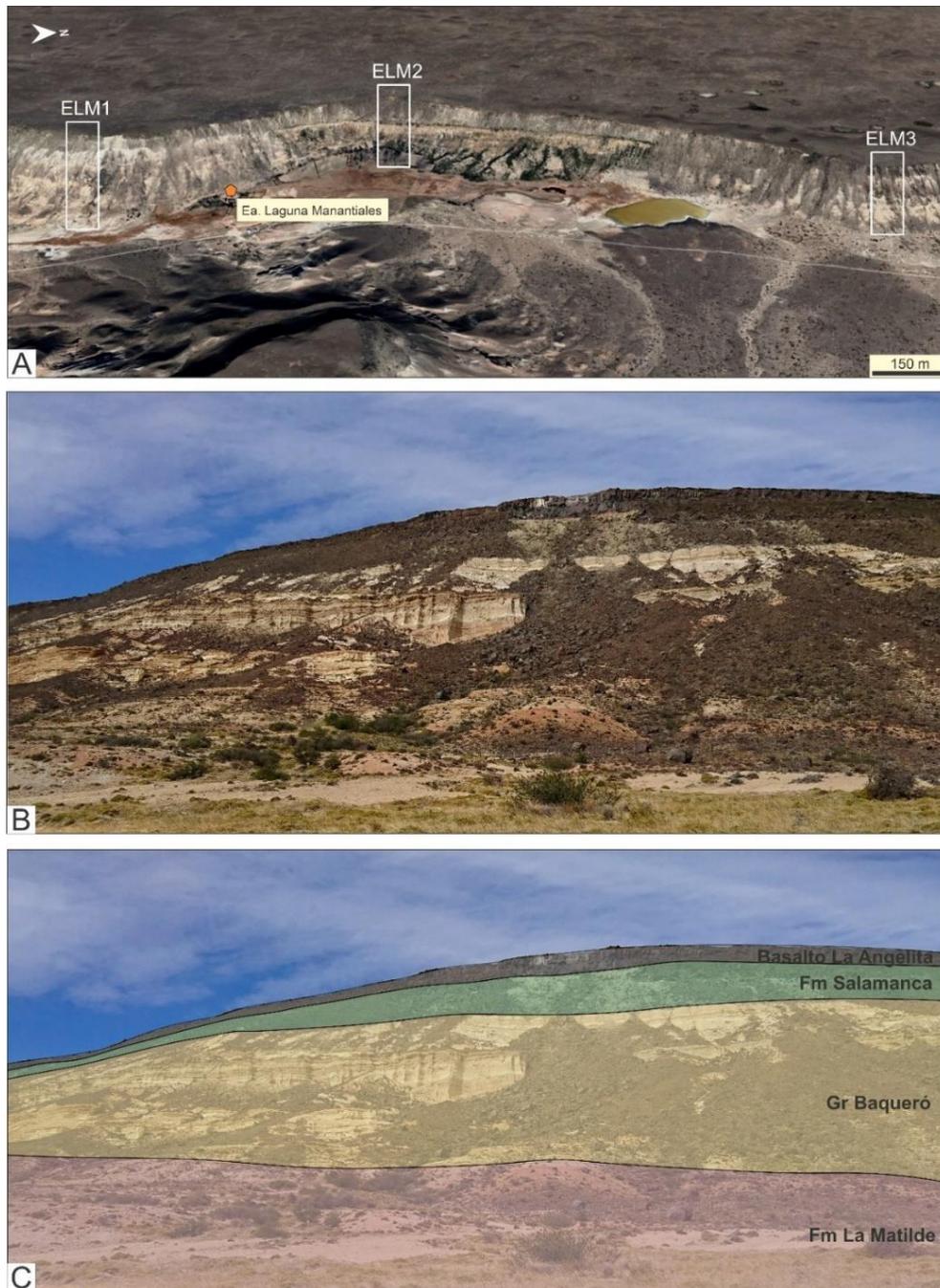
El área de estudio se conforma de una secuencia sedimentaria subhorizontal de bajo ángulo coronada por extrusiones volcánicas basálticas. La figura 4.1 muestra un perfil transversal esquemático del sector ELM donde se observa la disposición subhorizontal de las unidades aflorantes y la importante asimetría topográfica existente entre la meseta del Basalto La Angelita, al suroeste, y la meseta del Basalto Cerro del Doce, al noreste. En ambas laderas del valle se reconocieron las mismas unidades a excepción del Grupo Río Chico, el cual solamente aflora en el margen noreste. A su vez, las otras unidades presentan mayores espesores provocando una diferencia topográfica de aproximadamente 100 metros entre ambas laderas.



**Figura 4.1.** A. Mapa geológico del área de estudio. En línea negra se marcó la traza del perfil estratigráfico realizado (C). B. Vista transversal suroeste-noreste del valle en el sector aledaño a la Estancia Laguna Manantiales. C. Perfil estratigráfico transversal esquemático del área de estudio (la traza del perfil se indica con una línea negra en A).

A partir de los tres perfiles levantados en el área de estudio (ver Figura 4.2 y 4.3) se reconoció que la estratigrafía cuenta con una sucesión de rocas volcánicas y volcániclasticas jurásicas y rocas sedimentarias marinas y continentales del Cretácico–Eoceno medio que están cubiertas por flujos de lava basáltica cenozoicos. Los perfiles relevados corresponden a una sección sin mallines con una

exposición casi completa de los afloramientos (perfiles ELM1 y ELM3) y un sector con mallines (perfil ELM2), lo cual dificultó los trabajos de campo, pero que fue sumamente importante a la hora de poder comparar los perfiles entre ambos sectores.



**Figura 4.2.** Vista general de los afloramientos en el sector ELM. A. Vista 3D del área de estudio indicando la ubicación de las secciones en las cuales se levantaron los perfiles litológicos ELM1, ELM2 y ELM3. B. Vista del afloramiento al sur de la Estancia Laguna Manantiales donde se realizó el perfil ELM1. C. Interpretación estratigráfica esquemática de la fotografía anterior.

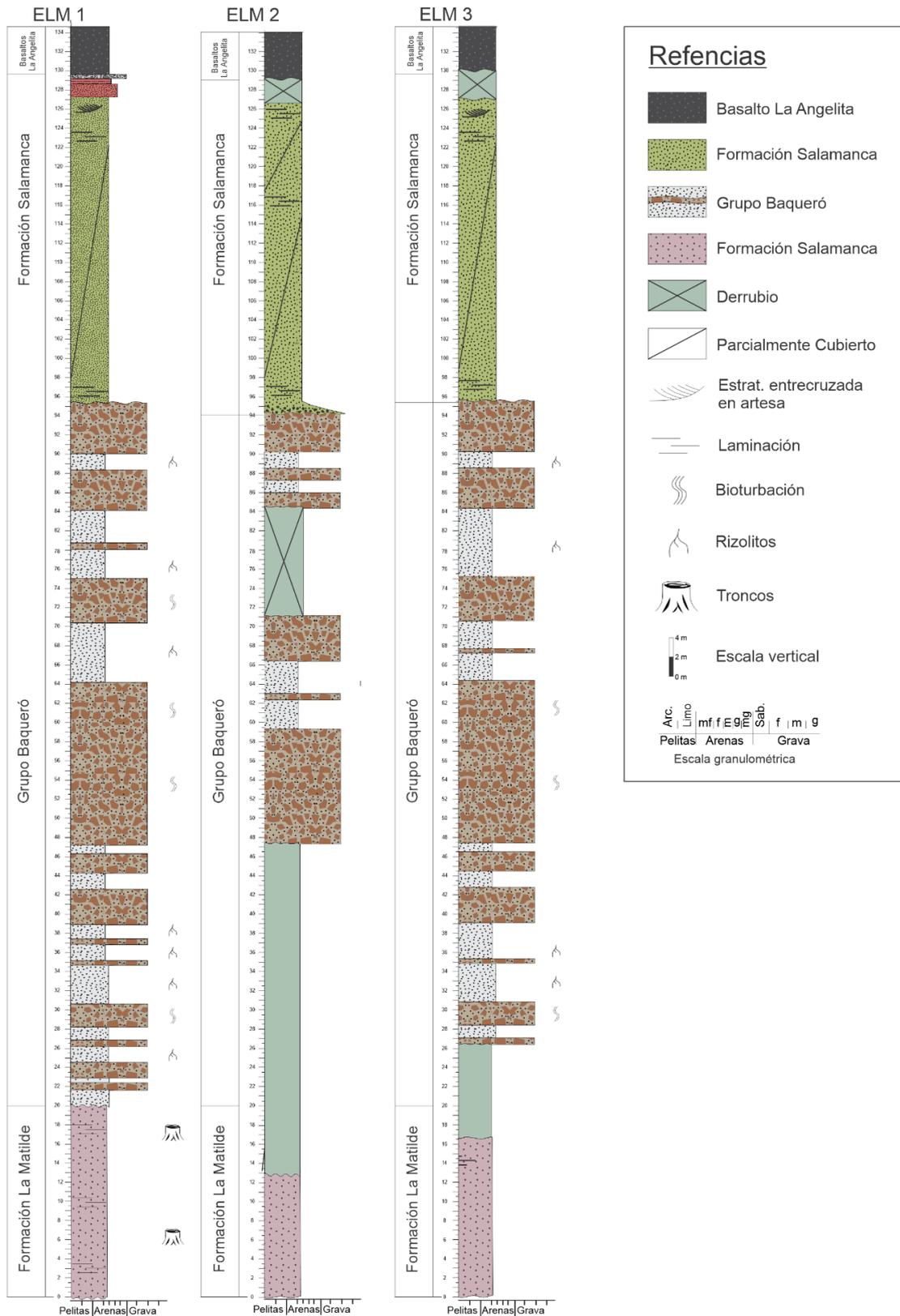


Figura 4.3. Perfiles sedimentológicos relevados en el área de estudio de la Estancia Laguna Manantiales. Para ver la ubicación detallada de cada uno de los perfiles ver Figura 4.2A. Perfiles sedimentológicos tipo Selley relevados.

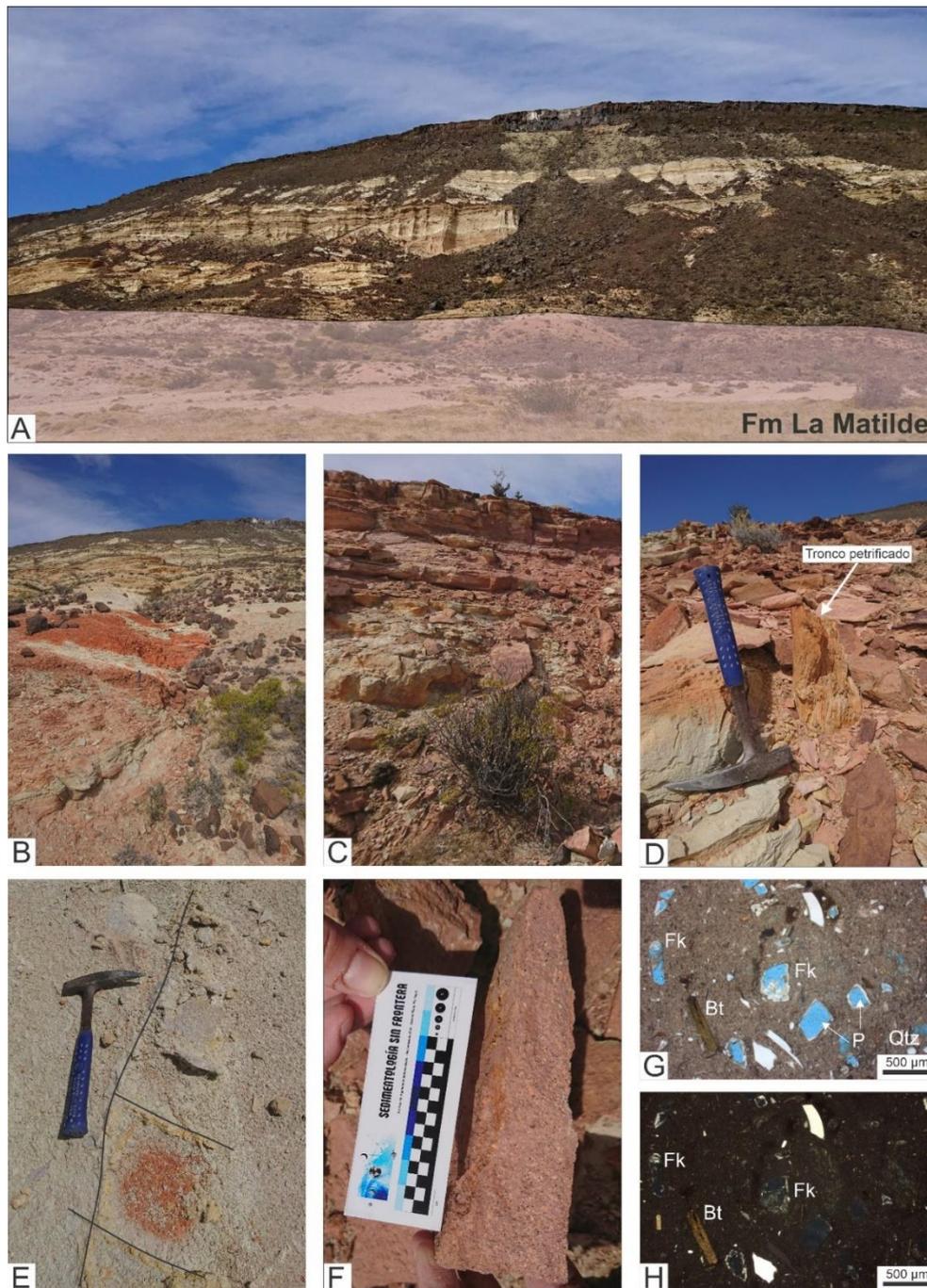
#### 4.1.1. Formación La Matilde

En el área de estudio la Formación la Matilde es la unidad más antigua aflorante, conformando una topografía suave constituida por lomadas de característicos colores claros, blanquecinos, castaño claro y rosado (ver Figura 4.4A, B, C). En muchos casos se observaron tonalidades castañas-rojizas, por pigmentación por óxidos de hierro producto de la meteorización. Característico de esta Formación es la abundancia de restos fósiles silicificados tales como troncos y estróbilos (ver Figura 4.4D).

En el perfil levantado en la Estancia Laguna Manantiales no se observa el contacto entre la formación La Matilde y la unidad inferior mientras que el límite superior con el Grupo Baqueró es una superficie erosiva, concordante, recta en algún caso ondulada. El espesor medido desde la base del valle hasta dicho contacto fue de 25 metros aproximadamente. La litología es bastante homogénea en la cual predominan tobas medianas a gruesas dispuestas en delgados estratos de aproximadamente 30 – 40 cm por sectores con abundantes venillas de sílice (ver Figura 4.4E, F).

La roca, de textura matriz sostén, presenta cristaloclastos de feldespato potásico (Fk) y biotita (Bt) rodeados por una matriz fina rosada/anaranjada (ver Figura 4.4B, C y D). A escala microscópica presenta un 84% de pasta microcristalina en la cual se encuentran dispersos cristales de cuarzo (2%), feldespato potásico (3,3%) y biotita (3,3%). Cabe destacar que la muestra analizada no presenta un elevado grado de alteración, sin embargo, al microscopio los cristales de feldespato potásico presentan oquedades producto de la alteración por disolución de partes del cristal a lo largo de los planos de clivaje generando una porosidad secundaria de aproximadamente 7% (ver Figura 4.4G, H).

El análisis por DRX indica una mineralogía consecuente de cuarzo (84,51%), feldespatos potásicos (15,49%) y arcillas (4%). De estas últimas, predominan las esmectitas (95%) y en menor medida de illita (5%). Las mismas se interpretan como producto de la argilización de los componentes volcanoclastos vítreos como trizas y pómez de la roca.



**Figura 4.4.** Formación La Matilde. A. Vista general y posición de la Formación La Matilde. B, C. Detalles de los afloramientos. D. Tronco petrificado encontrado en la Formación La Matilde. E. Vetillas de sílice. F. Fotos de muestra de mano de la Formación La Matilde. G, H. Fotos al microscopio petrográfico, con luz polarizada y analizador, respectivamente. Fk: Feldespato potásico. Bt: Biotita. Qtz: Cuarzo. P: Poros.

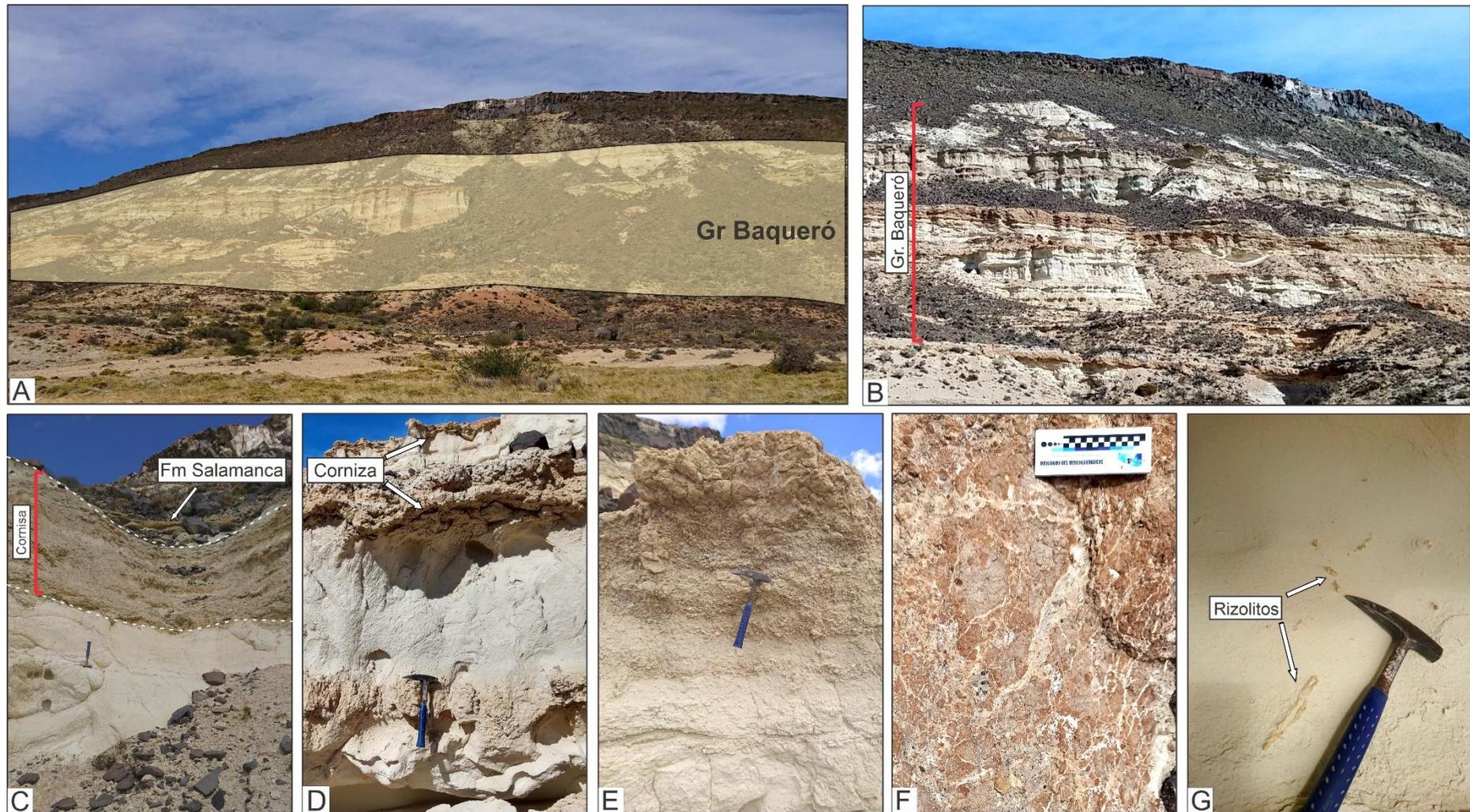
#### 4.1.2. Grupo Baqueró

En discordancia sobre la Formación La Matilde se encuentra el Grupo Baqueró (ver Figura 4.2A). En campo la unidad es reconocible por presentar una alternancia de niveles blanquecinos de aspecto terrosos y friables (media caña) y niveles amarronados de mayor resistencia generando cornisas (ver Figura 4.5A, B).

El perfil ELM1 es el que presenta los mejores afloramientos de la unidad en el área de estudio, mostrando un espesor total de aproximadamente 65 metros el cual se mantiene constante a lo largo de toda el área de estudio. Los contactos litológicos se dan a través de dos discordancias, siendo el inferior de tipo erosivo en algún caso angular, neto y con una superficie recta a ondulada. El contacto superior con la Formación Salamanca se da a través de una cornisa silicificada de aproximadamente 4 metros de espesor. Como se discutirá en el capítulo de hidrodinámica, la presencia de dicha cornisa y su silicificación, es uno de los principales factores que controla el movimiento vertical del agua subterránea. A partir del levantamiento topográfico de dicho contacto se observó cómo el mismo presenta una superficie ondulada, la cual fue interpretada como un paleorelieve asociado a paleocanales labrados sobre dicha paleosuperficie. De esta forma se define un contacto entre el Grupo Baqueró y la Formación Salamanca de tipo erosivo, neto, con una superficie ondulada. Dicho paleorelieve, caracterizado por un ambiente netamente fluvial, fue descrito por Cladera et al. (2002) para la sección superior del Grupo Baqueró en sectores cercanos al área de estudio

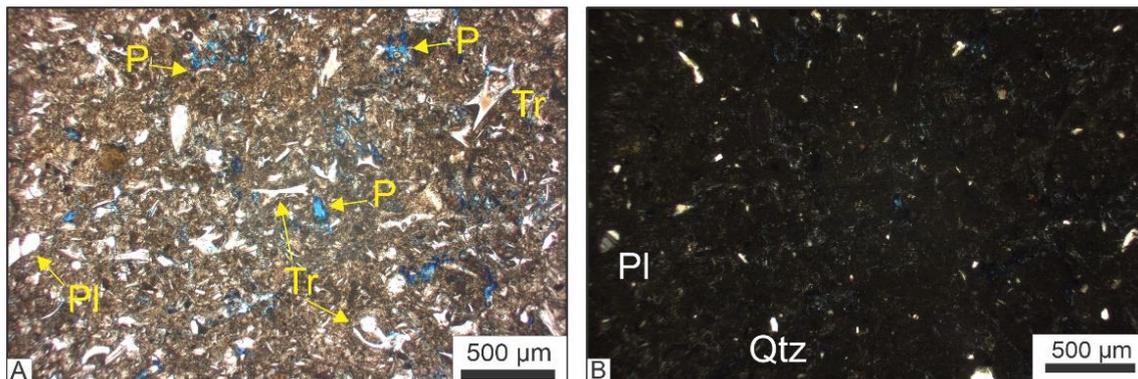
A escala mesoscópica las cornisas presentan una granulometría psamítica fina a mediana hasta gruesa, con una intensa silicificación adquiriendo así mayor resistencia que las tobas con las cuales se intercalan, mostrándose como cornisas sobresaliendo en la topografía (ver Figura 4.5B, C y D). En muchos casos el contacto entre las cornisas y las medias cañas es neto, sin embargo, se reconocieron también contactos transicionales como se muestra en la figura 4.5E. En ésta se observa una delgada e incipiente estratificación de los sedimentos que conforman los niveles de cornisas dentro de los niveles tobáceos blanquecinos. La silicificación de estos niveles se observa como un retículo de venillas de sílice las cuales se encuentran rellenando los antiguos planos de estratificación o estructuras pedogenéticas relícticas (ver Figura 4.5F). Otra característica de estos niveles es la presencia de rasgos pedogenéticos tales como pequeños rizolitos y una intensa bioturbación con aspecto de poros y canales descrita para el área de estudio como *Loloichnus baqueroensis* por Bedatou et al. (2008). Según este autor, dicha traza es atribuible a cangrejos de ríos los cuales realizarían madrigueras con fines de protección y alimentación (Bedatou et al., 2008).

Por otro lado, los niveles de media caña están constituidos por tobas matriz sostén con una matriz de granulometría fina a muy fina en la cual se encuentran dispersos escasos fenocristales máficos, descritos como biotita en muestra de mano. Característicos de estos niveles más friable es la erosión en tubo de órgano y la presencia de numerosos rizolitos, indicando cierto grado de pedogénesis (ver Figura 4.5G).



**Figura 4.5.** Grupo Baqueró. A, B. Posición estratigráfica y vista general del Grupo Baqueró. C. Detalle del contacto entre el Grupo Baqueró y la Formación Salamanca. D, E. Detalles del contacto entre los niveles tobáceos blanquecinos y de las cornisas. F. Foto de detalle de la cementación en los niveles de cornisas. G. Rizolitos.

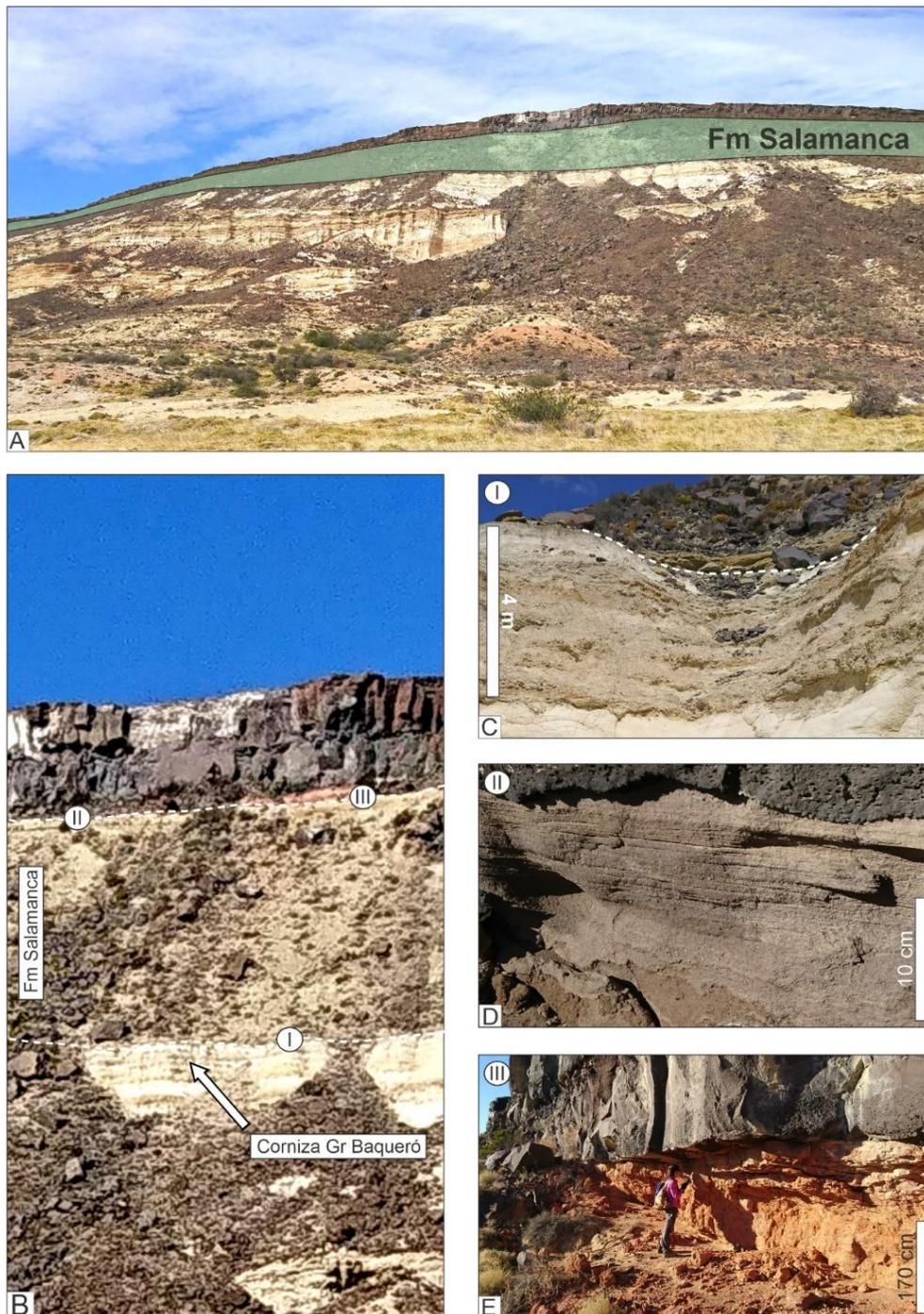
A escala microscópica se observa que el 65% de la muestra está constituida por una matriz fina vítrea en la cual se pueden reconocer un 24% de vitroclastos formados por trizas vítreas y pómez de hasta 300 micrones y en menor medida, aproximadamente el 1%, cristaloclastos de cuarzo y plagioclasas (ver Figura 4.6A, B). El análisis por DRX mostró que la fracción arcillosa está formada exclusivamente por esmectita (100%) interpretándose como producto de la alteración del vidrio volcánico. En cuanto a la porosidad, la misma fue calculada en un 10%.



**Figura 4.6.** Fotos al microscopio petrográfico. A. Con luz polarizada. B. Con analizador. Pl: Plagioclasa. Tr: Trizas. Qtz: Cuarzo. P: Poros.

#### 4.1.3. Formación Salamanca

En discordancia sobre el Grupo Baqueró se encuentran los depósitos marino-estuarinos de la Formación Salamanca datada para el Daniano por los autores Marshall et al. (1981) y Clyde et al. (2014). En el área de estudio la Formación Salamanca cuenta con un espesor de aproximadamente 30 metros el cual se mantiene constante a lo largo de toda el área (ver Figura 4.7A, B). Los contactos con el Grupo Baquero y el Basalto La Angelita están marcados por dos discordancias erosivas, siendo la base una superficie ondulada con límites netos bien marcados (ver Figura 4.7C). Por su parte, el techo de la Formación Salamanca se encuentra cubierto por las coladas basálticas Plio-Pleistocenas del Basalto La Angelita (ver Figura 4.7D, E).



**Figura 4.7.** Formación Salamanca. A. Vista general del afloramiento de la Formación Salamanca al sur de la estancia Laguna Manantiales. B. Foto del afloramiento de la Formación Salamanca en el cual se puede observar el abundante derrubio que la recubre. C. Detalle del contacto inferior con el Grupo Baqueró. D. Detalle del contacto neto entre la Formación Salamanca y el Basalto La Angelita. E. Sector del contacto con el Basalto La Angelita en el cual se puede reconocer una zona de color rojiza producto de los óxidos de hierro.

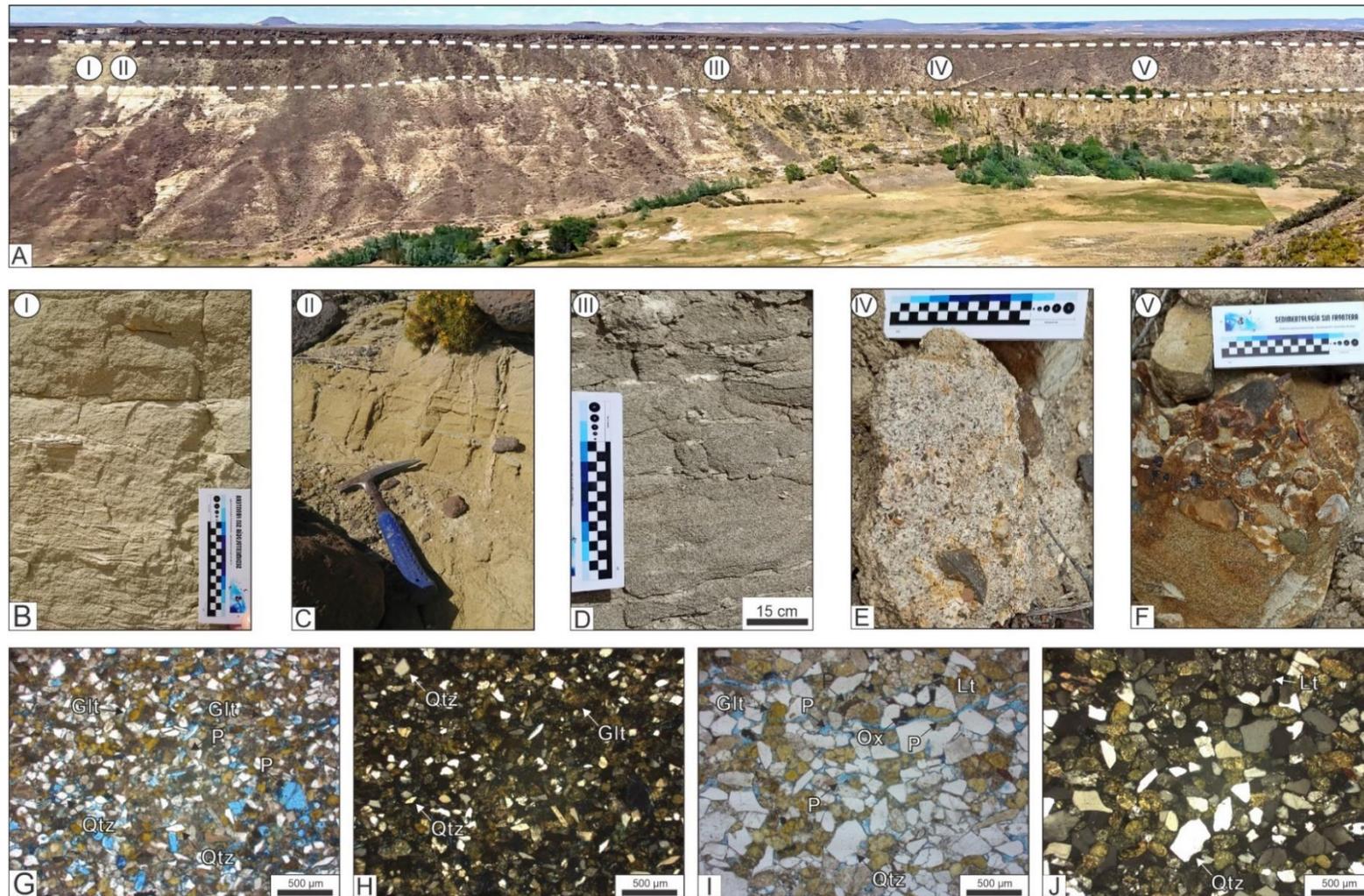
En el campo la Formación Salamanca presenta un aspecto muy friable, su coloración es gris verdoso a verdosa-amarillenta, por sectores anaranjada debido a la presencia de óxidos de hierro. Producto del bajo grado de consolidación en muchos casos el derrubio no permite acceder a la roca

fresca, sin embargo, por sectores la misma aflora lo cual permitió reconocer granulometrías bastante homogéneas, principalmente psamíticas, bien seleccionadas de composición cuarzosa (ver Figura 4.8A). En cuanto a las estructuras sedimentarias reconocidas, la unidad presenta una intercalación de niveles masivos, laminación gruesa o estratificación entrecruzada en artesa y flaser (ver Figura 4.8B, C).

La sección basal de la Formación Salamanca evidencia variaciones granulométricas dentro del primer metro de espesor a lo largo del contacto con el Grupo Baqueró. En el perfil ELM1 (ver Figura 4.8B, C) el primer metro de la unidad está formada por arenas finas cuarzosas, bien seleccionadas, que gradan lateralmente a arenas medias-gruesas hasta gravas medianas en correspondencia del perfil ELM2 (ver Figura 4.8D, E, F). Estas variaciones laterales, estarían asociadas al paleorelieve ondulado del techo del Grupo Baqueró lo que habría permitido la depositación de las granulometrías más gruesas en los sectores más bajos de los paleocanales. En estos sectores la Formación Salamanca presenta, rellenando los canales, conglomerados, clasto sostén a matriz sostén, macizos. La composición es polimíctica con clastos de líticos volcánicos.

Al microscopio las muestras revelaron la presencia de cuarzo y glauconita (ver Figura 4.8G-L) y en menor medida, cristales de plagioclasas y líticos volcánicos. Comparando los cortes entre ambos sectores (ELM1 y ELM2) se comprobó una granulometría menor para la muestra ELM1. La misma está constituida principalmente por clastos de cuarzo y glauconita con granulometría de arena fina (0,125 y 0,250 mm), textura clasto sostén, muy bien seleccionada y clastos subangulosos a angulosos en algún caso (ver Figura 4.8G, H). La composición al microscopio confirma la presencia de abundante cuarzo (44%), glauconita (41%) y escasos líticos volcánicos (2%). En cuanto a la glauconita, la misma se presenta en forma de pellets subredondeados a redondeados de color amarillento verdoso. La porosidad de las secciones examinadas se estimó en un 14%.

Por otro lado, las muestras de la Formación Salamanca pertenecientes al sector con mallines (ELM2) presentan una mayor granulometría, con clastos de entre 0,250 y 0,275 mm, siendo clasificadas como arenas medianas. Texturalmente son clasto sostén, con buena selección y clastos de cuarzo y glauconita angulosos a subangulosos (ver Figura 4.9I, J). En cuanto a la composición la misma presenta cuarzo, glauconita y líticos volcánicos, reconociéndose además sectores amarronados producto del óxido de hierro.



**Figura 4.8.** Variación lateral en la Formación Salamanca en el sector ELM. B, C. sectores sin mallines con granulometrías de arena fina. D, B y F. Se reconoce un aumento en la granulometría en los sectores con mallines. G, H. Imágenes al microscopio del sector sin mallines con y sin analizador. I, J. Cortes delgados del sector con mallines con y sin analizador. Qtz: Cuarzo. Glt: Glauconita. P: Poros. Lt: Líticos. Ox: Oxido de Fe y Mn.

#### 4.1.4. Basalto La Angelita

El Basalto La Angelita constituye un campo lávico del Plio-Pleistoceno superior, de grandes dimensiones que se extiende por aproximadamente 45 km desde la Estancia Laguna Manantiales hacia el este y unos 50 km en sentido norte sur.

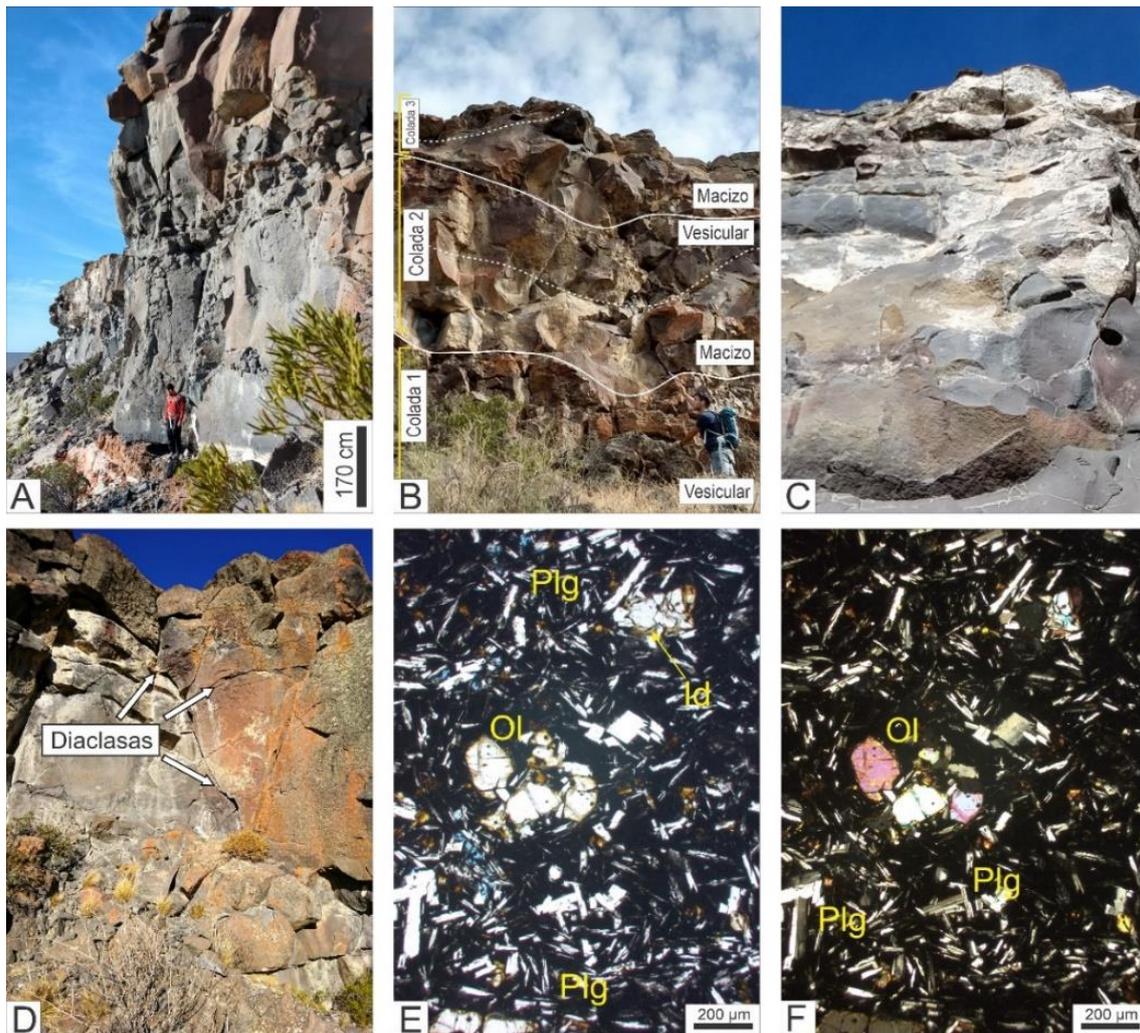
Por lo general, el contacto entre esta unidad y la Formación Salamanca es de difícil observación producto de la erosión diferencial entre ambas unidades lo que provoca el retroceso de la meseta que ocasiona la caída de grandes bloques de basaltos que ocultan la base del mismo (ver Figura 4.9A, B). Sin embargo, por sectores, el contacto queda expuesto y permite medir espesores variables entre 2 y 5 metros alcanzando máximos de 7 metros. En cuanto al contacto entre el basalto y la Formación Salamanca, el mismo es neto a suavemente ondulado observándose en la base del basalto una franja de aproximadamente de 50 cm con abundantes vesículas que disminuyen su densidad hacia el tope de la misma (ver Figura 4.9C). A su vez, el techo de la Formación Salamanca se encuentra teñida por óxidos de hierro ocasionando franjas de entre 0,70-2,5 m de color rojo anaranjado (ver Figura 4.9C).



**Figura 4.9.** Basalto La Angelita. A. Vista general del Basalto La Angelita en el área de estudio. B. Detalle del afloramiento en el cual se puede observar el contacto con la Formación Salamanca. C. Detalle del contacto con la Formación Salamanca.

A escala de campo, la meseta está formada por diversas coladas superpuestas (ver Figura 4.10A). En el área de estudio se identificaron entre dos y tres coladas (ver Figura 4.10B, C), separadas por superficies netas, marcadas por un aumento en el número de diaclasas (ver Figura 4.10D). Cada colada presenta una sección inferior maciza y una sección central-superior con abundantes vesículas esféricas de 0,5 a 2 cm de diámetro. Considerando la esfericidad de las vesículas y la presencia de una zona central maciza y la gran extensión alcanzada por estas lavas se puede suponer que sean lavas de muy poca viscosidad y de tipo *pahoehoe* (MacDonald, 1953). En cuanto a la roca a muestra de mano, la misma se presenta muy poco alterada, de color oscuro, melanocrática, con textura afanítica y en algún caso porfírica por la presencia de fenocristales de olivinas y en menor medida de plagioclasas. Utilizando el diagrama QAPF propuesto por Streckeisen (1978), se puede clasificar a la roca como un basalto.

Al microscopio se comprobó la presencia de abundantes cristales de plagioclasas y olivinas acompañados en menor cantidad por piroxenos no visibles en muestra de mano (ver Figura 4.10E, F). En general las muestras presentan bajo grado de alteración. Sin embargo, las olivinas muestran halos de color marrón-rojizo por la presencia de iddingsita producto de su alteración. Complementariamente, los análisis de DRX confirmaron la presencia de plagioclasas, olivinas y piroxenos. En cuanto a la fracción fina, la misma estaría representada casi exclusivamente por esmectita, en una proporción del 1-2 % de la roca total.

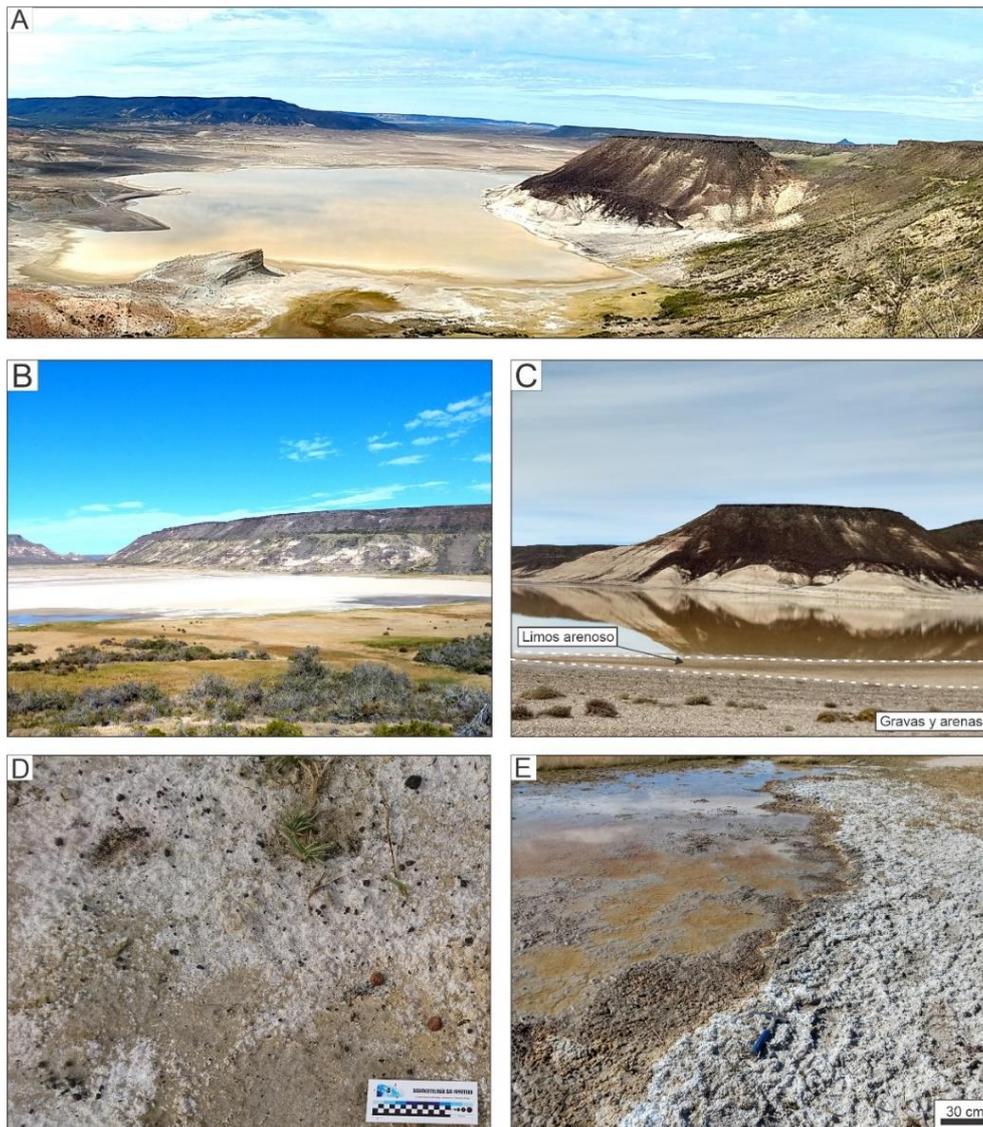


**Figura 4.10.** Basalto La Angelita. A. Vista general del afloramiento. B. Superposición de mantos lávico en el área de estudio, donde se reconoce una sección basal masiva y una superior vesicular. C. Frente del afloramiento con incrustaciones de carbonatos de color blanco. D. Detalle del afloramiento en el cual se observan diaclasas verticales a subverticales. E, F. Cortes delgados con y sin analizador. Plg: Plagioclasa. Ol: Olivina. Id: Iddingsita.

#### 4.1.5. Sedimentos de bajos y lagunas

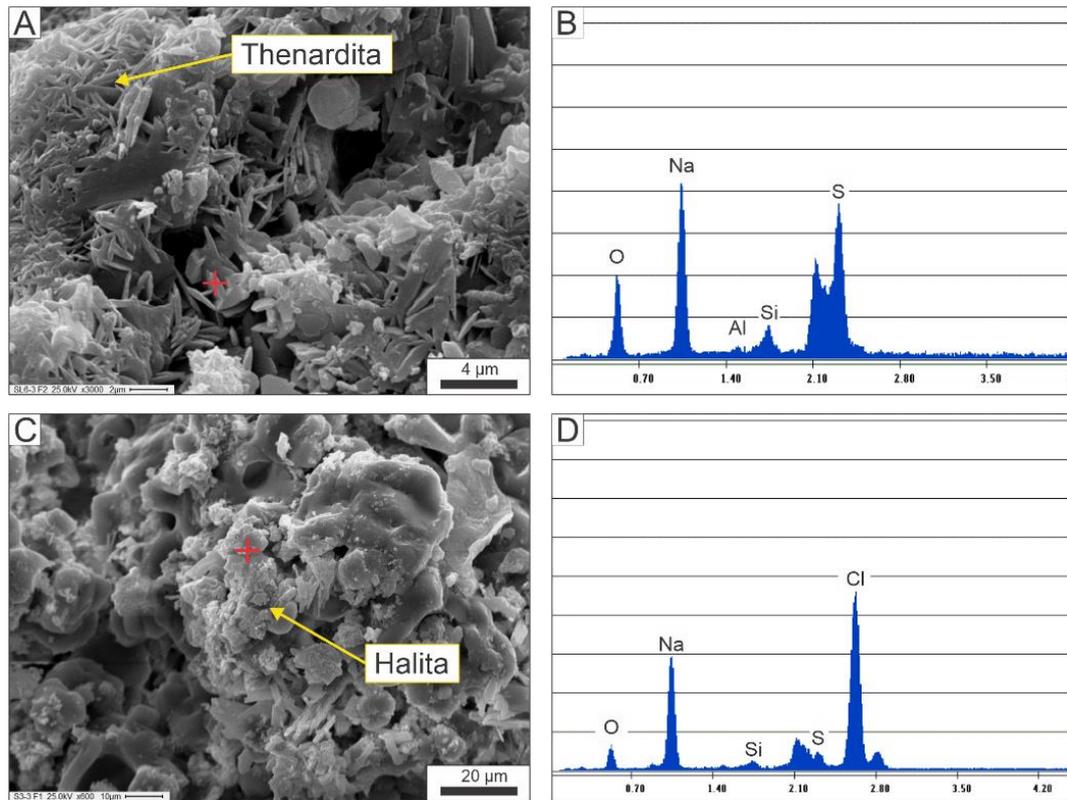
Los sedimentos que se encuentran rellenando los bajos (ver Figura 4.11A y B) fueron agrupados por Panza (2001) bajo la denominación de depósitos de bajos y lagunas, asignándole una edad Holocena.

En el área de estudio estos bajos muestran una gradación en la granulometría de los sedimentos. En el sector de playa predominan las granulometrías de gravas y arenas, con abundantes clastos volcánicos angulosos provenientes de las laderas cercanas (ver Figura 4.11C). Hacia el centro de los bajos, se reconocieron limos arenosos de color castaño claro (10YR 6/2) con intercalaciones de arcillas plásticas negruzcas dentro en los primeros 5 cm. Por encima de estos, sobre todo en los sectores de borde de laguna se encuentran costras salinas blanquecinas a ocreas (ver Figura 4.11D y E).



**Figura 4.11.** Lagunas en el área de estudio de la Estancia Laguna Manantiales. A y B.

En cuanto a la composición mineralógica de los sedimentos obtenidos en el centro de los bajos, el análisis por DRX indicó la presencia de cuarzo (61%), feldespatos (13%), arcillas (5%), halita (8%), trona (7%) y thenardita (6%). Respecto a la fracción arcillosa la misma se encuentra formada principalmente por esmectita y en algún caso por caolinita. Por otro lado, el análisis de los precipitados salinos al microscopio electrónico confirmó la presencia de evaporatos como la thenardita y halita (ver Figura 4.12A, B).



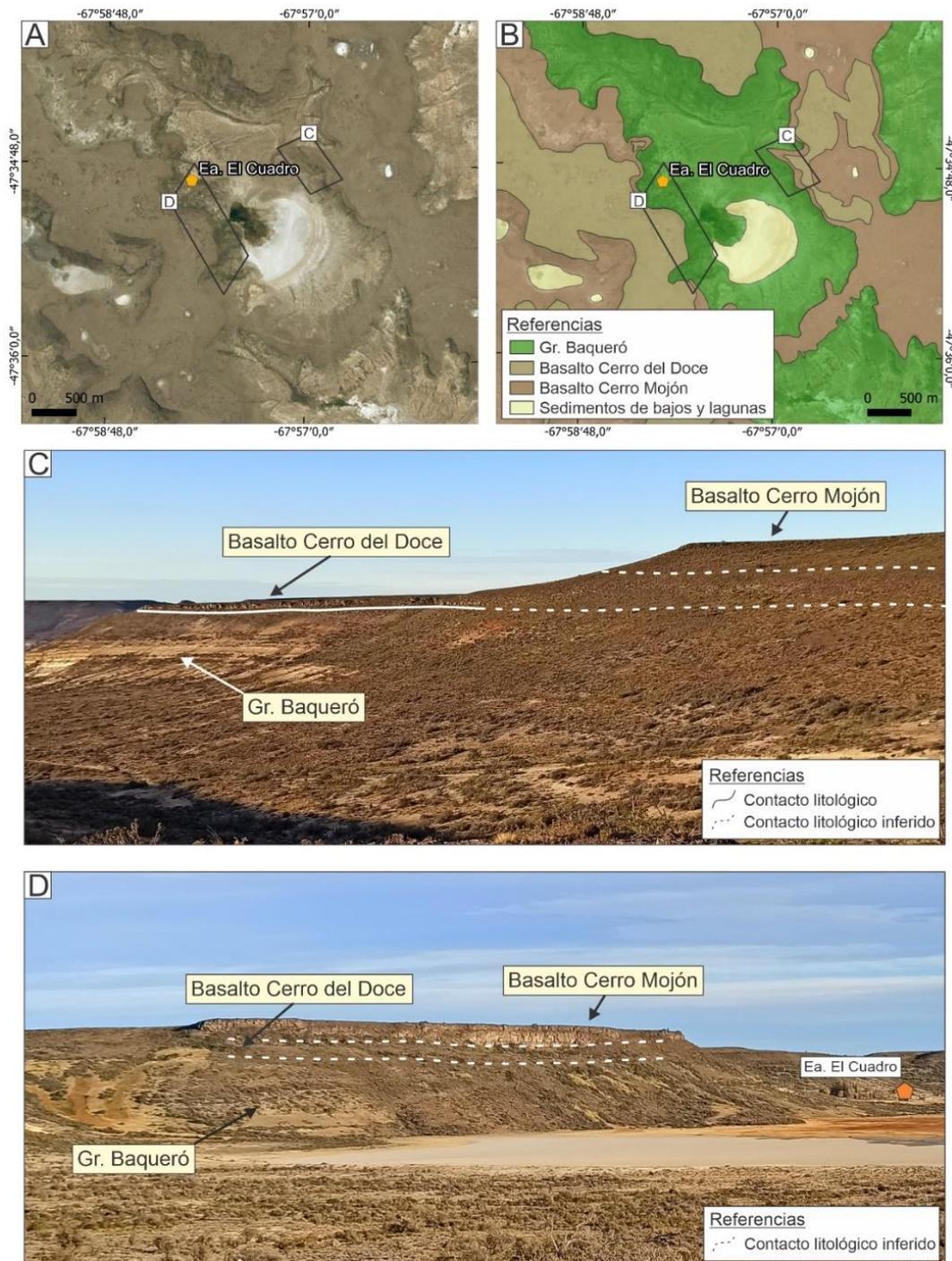
**Figura 4.12.** A, B. Imagen MEB y espectro EDS de thenardita obtenidos mediante microscopía electrónica de barrido. C, D. Imagen MEB y espectro EDS de halita obtenidos mediante microscopía electrónica de barrido. La cruz roja indica el punto de medición del EDS.

## 4.2. Sector Parque Nacional (PN)

Para el área de estudio ubicada en el Parque Nacional Monumento Bosque Petrificado de Jaramillo la estratigrafía incluye rocas cretácicas volcanoclásticas del Grupo Baqueró (ver Figura 4.13A y B) las cuales se encuentran parcialmente cubiertas por coladas basálticas del Basalto Cerro del Doce (Eoceno superior, Panza, 2001) y del Basalto Cerro Mojón (Mioceno superior-Plioceno inferior, Gorrington et al., 1997).

### 4.2.1. Grupo Baqueró

En el sector del Parque Nacional el Grupo Baqueró presenta las mismas características litológicas que las observadas y descritas para el área de la Estancia Laguna Manantiales (remitirse a apartado 4.13 de este mismo capítulo). Sin embargo, en el Parque Nacional Monumento Bosque Petrificado de Jaramillo los afloramientos de esta unidad son pequeños, ya que casi siempre se encuentran cubiertos por derrubios a excepción de pequeños sectores en los cuales es posible reconocer la alternancia de los característicos niveles blanquecinos friables y de cornisas castañas amarronadas (ver Figura 4.13C y D).

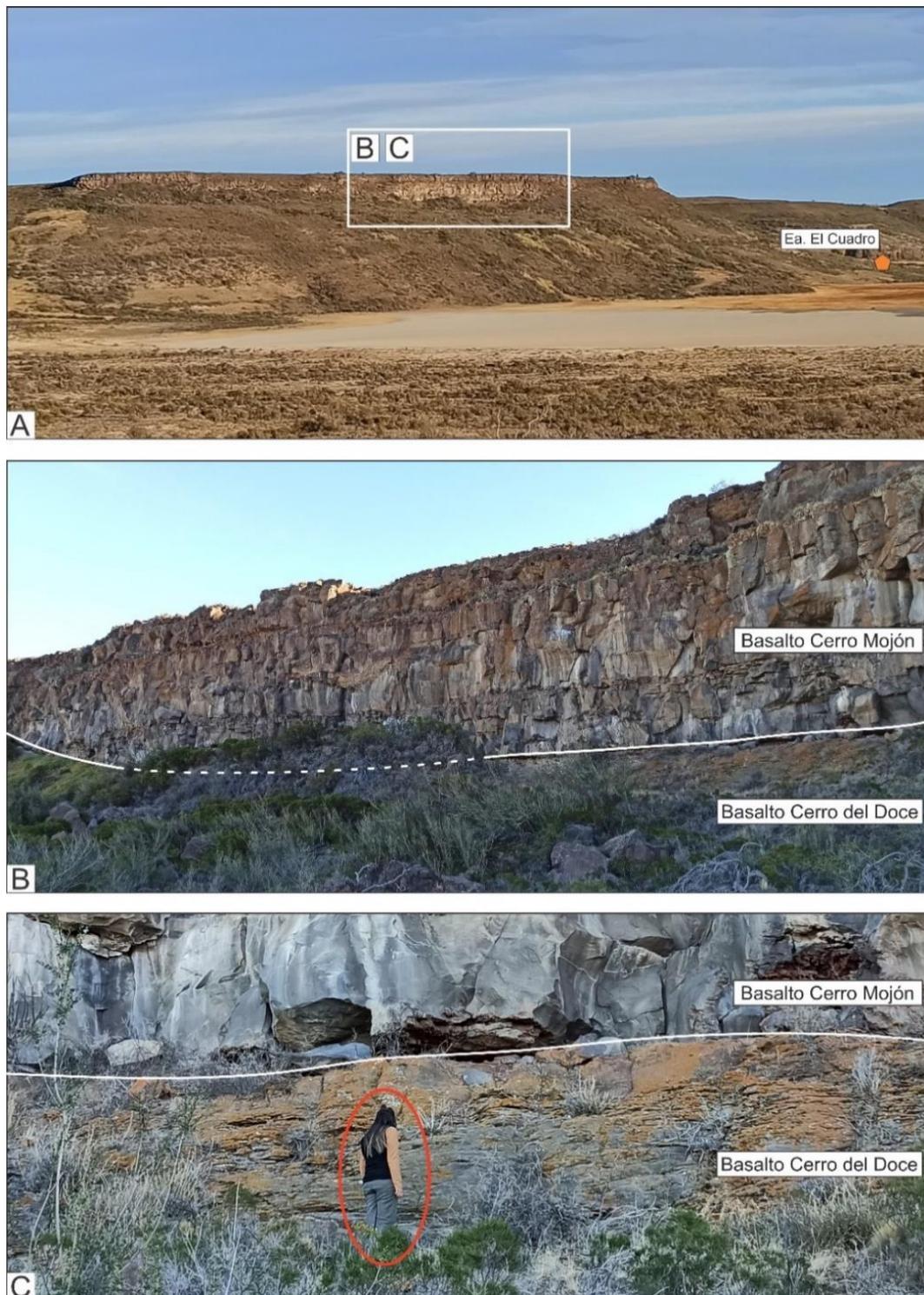


**Figura 4.13.** Área de estudio del Parque Nacional. A. imagen satelital del área de estudio. Delimitados con dos rectángulos se identificaron los dos sectores en los cuales se levantó la estratigrafía. B. Mapa geológico del área con las principales unidades relevadas. C y D. Vista general de los afloramientos y de las unidades presentes.

#### 4.2.2. Basalto Cerro del Doce

En el área de estudio el Basalto Cerro del Doce, datados por Panza en el 2001 para el Eoceno superior, constituye afloramientos de difícil identificación ya que están constituido por remanentes de coladas lávicas actualmente muy desmembradas. En su mayoría los afloramientos están formados

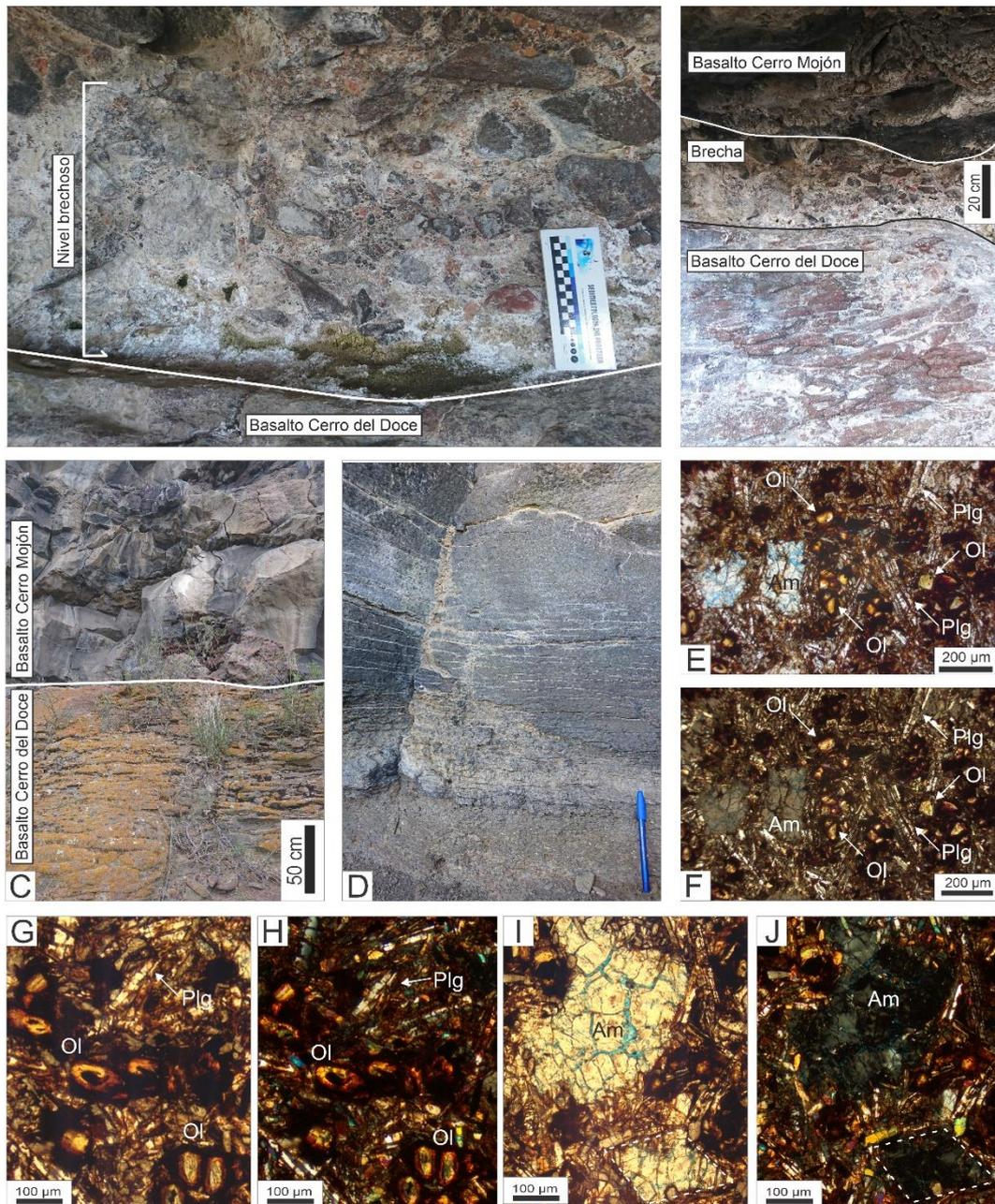
por lomadas redondeadas, por sectores mesetiformes, cubiertos por depósitos de remoción en masa de la unidad suprayacente, el Basalto Cerro Mojón (ver Figura 4.14A).



**Figura 4.14.** Basalto Cerro del Doce. A. Vista general del área de estudio alrededor de la Estancia 7El Cuadro. B y C. Afloramientos del Basalto Cerro del Doce. Marcado con línea blanca el contacto entre el Basalto Cerro del Doce y Basalto Cerro Mojón.

El contacto con la unidad inferior, el Grupo Baqueró, no pudo ser identificado debido a la gran cantidad de bloques y sedimentos que cubren la zona. Por otro lado, el contacto con el Basalto Cerro Mojón solo pudo ser reconocido en los afloramientos al suroeste de la Estancia El Cuadro. El mismo es de tipo neto, con una superficie algo ondulada reconocible por la presencia de un nivel brechoso polimíctico rellenando los bajos del paleorelieve (ver Figura 4.14B, C). Dicho nivel presenta una morfología de canal, acuñándose hacia los laterales hasta desaparecer. Como se observa en la figura 4.14, éste está constituido por un esqueleto de granulometría muy variada, entre 2 cm y 15 cm, con clastos de líticas volcánicas angulosos a subangulosos. Por otro lado, la matriz es de granulometría sabulítica a grava media presenta clastos líticas volcánicas y silíceos de color rosados rojizos (ver Figura 4.15A, B). Por último, en todo el espesor se observó la presencia de precipitados formando delgadas costras de color blanquecino compuestas predominantemente por carbonatos. Estas costras cubren parcialmente los clastos mientras que hacia la base del nivel las mismas presentan más desarrollo alcanzando espesores de hasta 5 mm.

A escala de campo es difícil reconocer las distintas coladas de lavas, por lo general solo es posible reconocer una única colada con espesores de entre 2 y 4 metros. El aspecto es de un basalto muy alterado con un intenso diaclasamiento que produce un lajamiento subhorizontal de 1 o 2 cm (ver Figura 4.15C, D). En muestra de mano la roca presenta una coloración rojiza amarronada producto de intensa meteorización lo cual dificulta su descripción. En cuanto a la textura, la misma es afanítica constituida por una pasta rojiza donde muy raramente se identificaron pequeños fenocristales de olivinas determinado así una textura porfírica. La estructura es principalmente masiva, reconociéndose ocasionalmente microamígdalas de forma esféricas de aproximadamente 1 mm. En cuanto a su clasificación mediante diagrama QAPF de Streckeisen (1978), la roca fue definida como un basalto.



**Figura 4.15.** Basalto Cerro del Doce. A, B. Nivel brechoso entre ambos basaltos. C. Contacto entre el Basalto Cerro del Doce y el Basalto Cerro Mojón. D. Detalle del diaclasamiento del Basalto Cerro del Doce. E y F. Vista general del corte al microscopio de una muestra de basalto sin y con analizador respectivamente. G y H. Detalle de un sector del corte delgado en la cual se observan las olivinas alteradas con óxidos de hierro formando halos concéntricos negros, rojizos y amarillentos. I y J. Foto de detalle de un sector del corte en la cual se puede observar la analcima relleno vesículas y remplazando una olivina (marcada por una línea punteada). Ol: Olivina. Plg: plagioclasa. Am: amígdala.

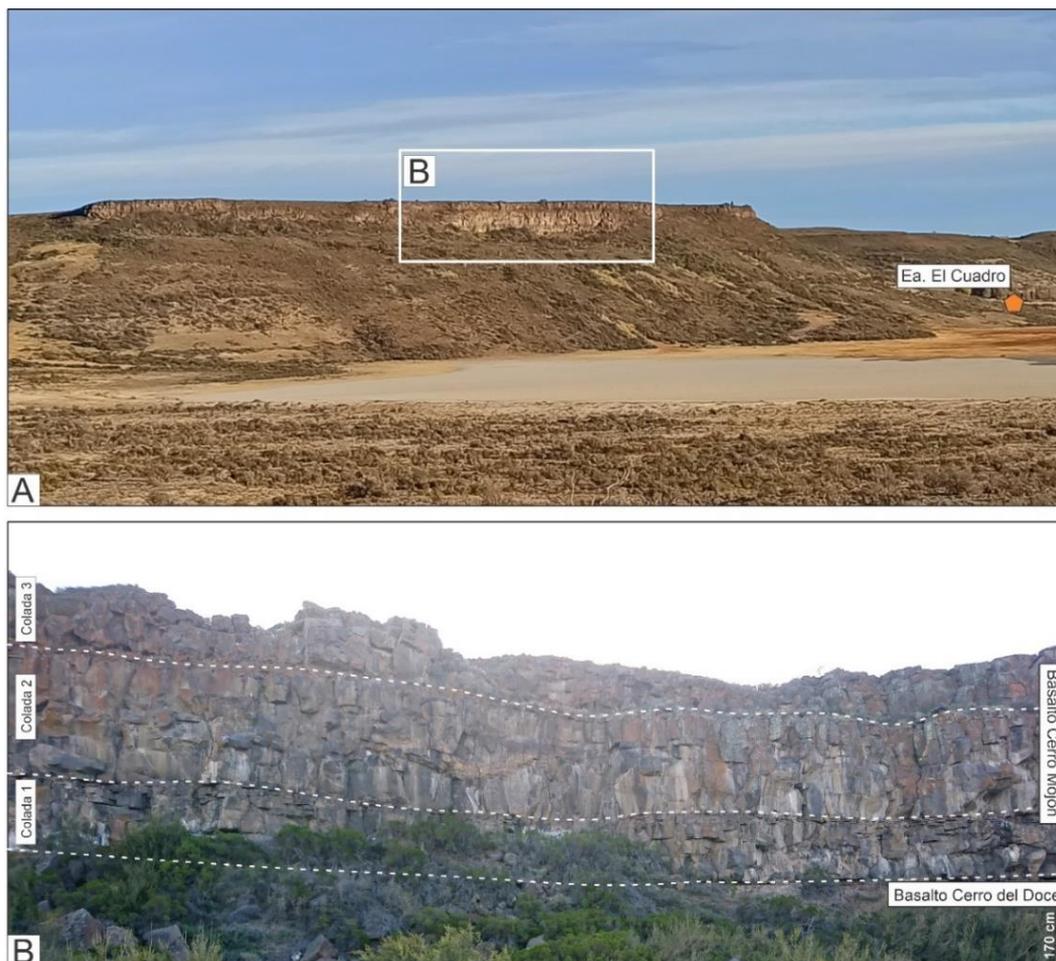
A escala microscópica se comprobó la presencia de abundantes cristales de plagioclasas (60%) y olivinas (22%) y en menor medida de minerales opacos (3%) e óxidos de hierro como alteración (15%). La textura de la roca al microscopio es intergranular a intersertal por sectores debido a la presencia escasa de vidrio. Las plagioclasas son subhedrales, frecuentemente fracturadas y con escasa o nula alteración. Por otro lado, las olivinas son subhedrales con bordes redondeados en los cuales se

reconocen halos de alteración por óxidos e hidróxidos de hierro (ver Figura 4.15E, F). En cuanto a las estructuras al microscopio, se reconocieron amígdalas formadas por analcima rellenando las vesículas. En muchos casos dicho relleno se encuentra muy fracturado y con procesos de una disolución incipiente.

Por otro lado, las alteraciones están formadas por óxidos e hidróxidos de hierro, reconociéndose cierta zonación observable por la presencia de halos de diferentes colores. El halo más externo es de color negro formado por minerales opacos (posiblemente magnetita y hematita), le continua un sector intermedio rojizo, con predominancia de hematita y por último un sector interno amarillento formado posiblemente por hidróxidos de hierro (ver Figura 4.15G, H). Dicha alteración se da principalmente en las olivinas, sin embargo, se observó que la oxidación invadió el resto de los minerales en algún caso cubriéndolos o metiéndose en las fracturas o planos de maclas como en el caso de las plagioclasas. Otro tipo de alteración reconocida, fue el remplazo del vidrio y de cristales de olivina por analcima. Esto último, se reconoció por los bordes rectos que adquirió la analcima al remplazar los cristales euhedrales de las olivinas (ver Figura 4.15I, J). En cuanto a la porosidad al microscopio la misma es del 1% aproximadamente debido a la presencia de analcima rellenando poros y vesículas y por la poca interconexión entre vesículas/amígdalas. El análisis por DRX de las muestras confirmó la presencia de analcima como mineral de relleno de las amígdalas y a su vez que la fracción arcillosa está formada exclusivamente por esmectita (100%).

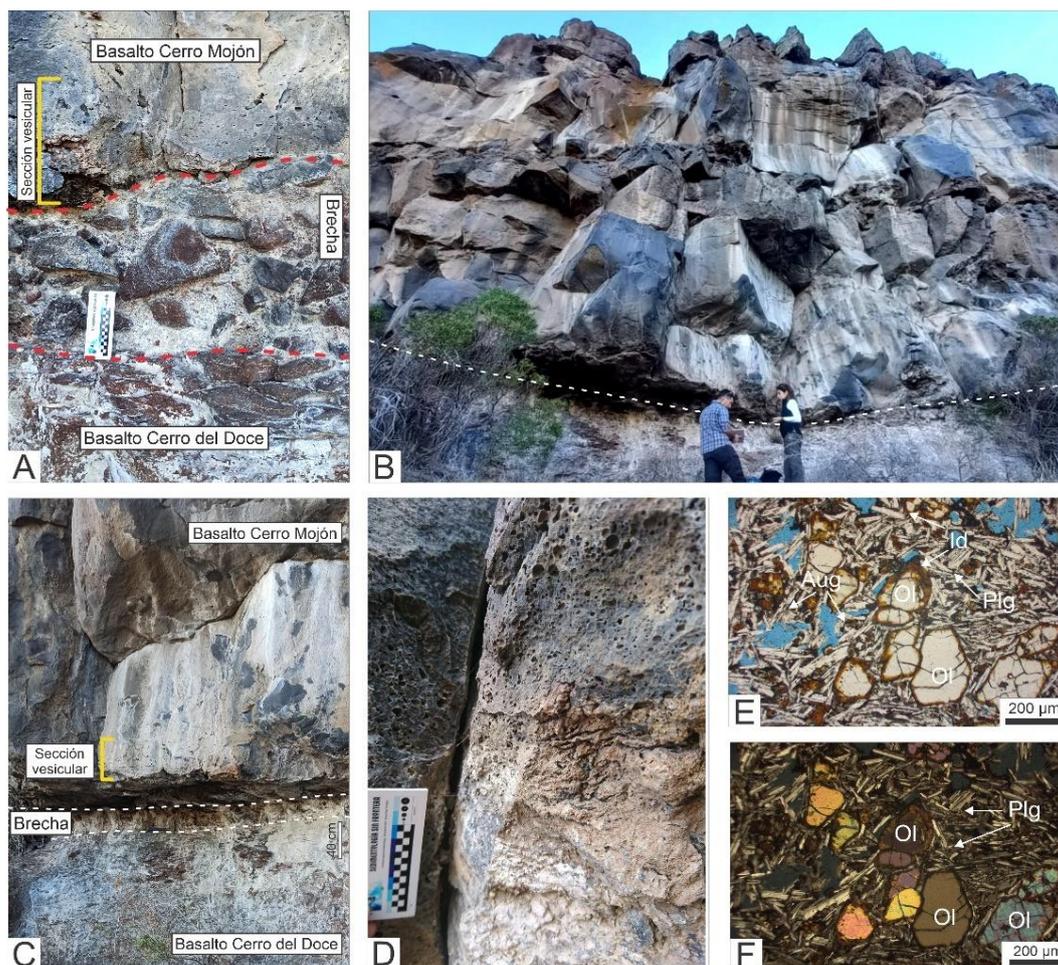
#### 4.2.3. Basalto Cerro Mojón

Completando la estratigrafía del área de estudio del Parque Nacional se encuentra el Basalto Cerro Mojón del Mioceno superior-Plioceno inferior (Gorring et al., 1997). En este sector los afloramientos constituyen asomos reducidos de unos 500 metros de largo y 5 – 7 metros de espesor, rodeado por abruptas escarpas subverticales, reconociéndose en la base procesos de remoción en masa (ver Figura 4.16A, B). Esto dificulta la identificación de los contactos con las unidades inferiores, sin embargo, por sectores puede reconocerse un contacto discordante, neto a través del cual el Basalto Cerro Mojón apoya sobre el Basalto Cerro del Doce y un nivel brechoso de escaso espesor (ver Figura 4.17A).



**Figura 4.16.** Basalto Cerro Mojón. A. Vista general del Basalto Cerro Mojón en el sector del Parque Nacional. B. Vista del afloramiento desde sureste en el cual se observan las tres coladas que lo componen.

A mesoescala, se pudieron identificar tres coladas superpuestas, por un espesor total de aproximadamente 7 metros (ver Figura 4.16B y 4.17B). Individualmente están formadas por una sección inferior de 20-30 cm con abundantes vesículas de hasta 1 cm y una sección superior masiva de color negro (ver Figura 4.17 C y D). Se observó además un importante diaclasamiento subhorizontal y vertical marcando en algún sector una incipiente disyunción columnar.



**Figura 4.17.** Basalto Cerro Mojón. A. Contacto entre el Basalto Cerro del Doce y el Basalto Cerro Mojón. B. Detalle del contacto entre ambos basaltos. C y D. Detalle del nivel inferior vesicular de la primera colada. E y F. Vista al microscopio de una muestra de basalto sin y con analizador respectivamente. Ol: olivina. Plg: Plagioclasas. Aug: Augita Titanada. Id: Iddingsita.

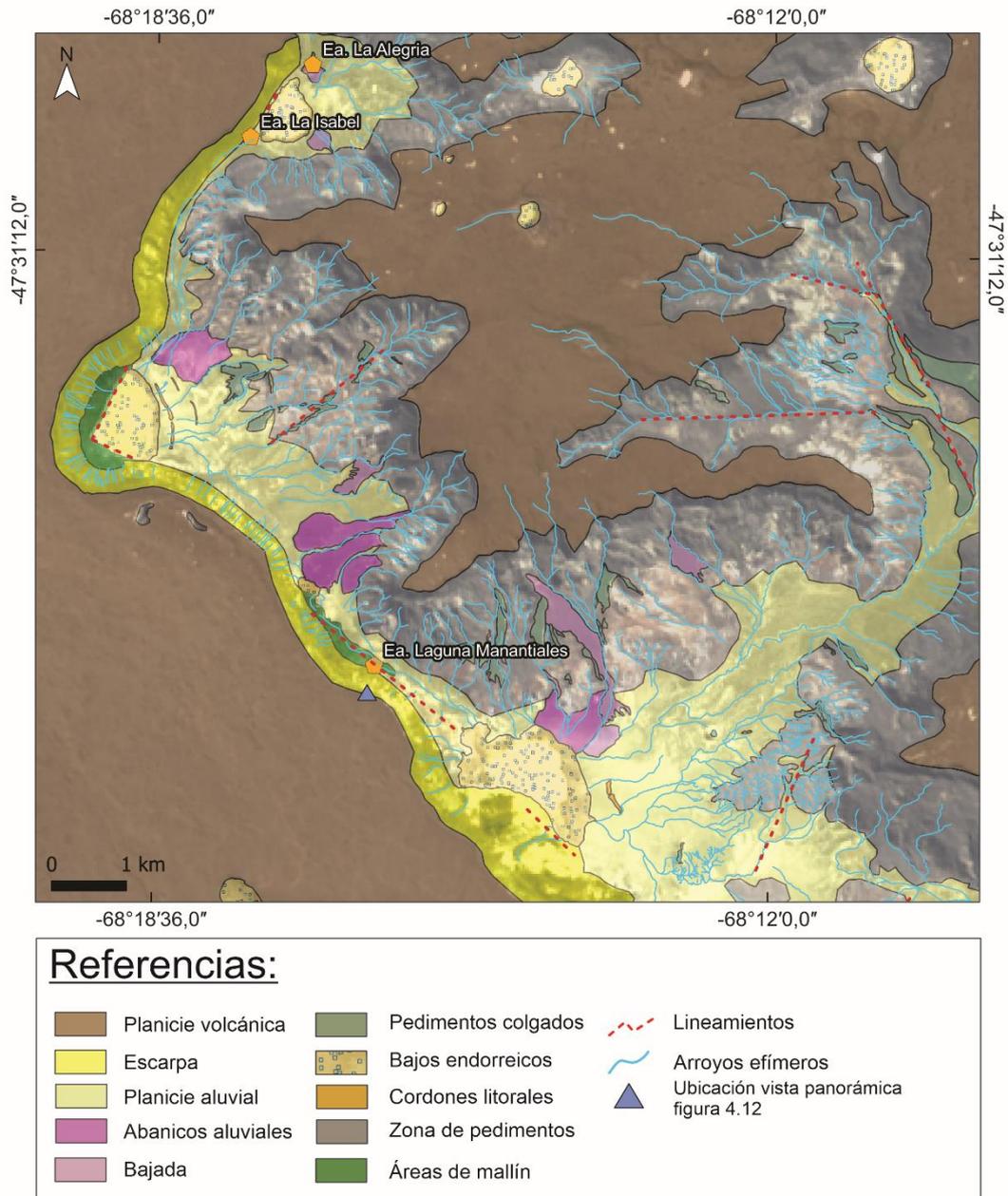
En cuanto a la textura, la misma es porfírica, formada por una pasta afanítica negra en la cual se encuentran pequeños fenocristales de olivina. Al microscopio pudo corroborarse la presencia de abundante olivinas, plagioclasas y piroxenos. Las olivinas son de hasta 250 µm, subhedral a euhedrales con bordes redondeados y con presencia de iddingsita en los planos de fractura y en los bordes. En cuanto a la plagioclasa, las mismas presentan un hábito tabular euhedral de entre 50 µm y 200 µm, con bordes rectos y sin alteraciones (ver Figura 4.17E, F). Por último, la augita se presenta en su variedad titanada reconocible por el característico color rosa-violeta, cristales de 20–30 µm, limpios y subhedral. Complementariamente el análisis de DRX mostro la presencia de 1-2 % de esmectita.

## 4.3. Geomorfología

### 4.3.1. Estancia Laguna Manantiales

En el área de estudio se identificaron varias geoformas las cuales son producto de la acción volcánica, fluvial, eólica y de procesos de remoción en masa (Fig. 4.19). Dentro de estas, la geoforma más representativa del área es la meseta basáltica. Como se mencionó anteriormente, las mismas se formaron por la extrusión de grandes volúmenes de lava, los cuales se derramaron siguiendo antiguos valles o bajos topográficos cubriendo el paisaje preexistente (Panza, 2001). Posteriormente, como resultado de procesos de inversión del relieve quedaron como elevaciones planas delimitadas en muchos casos por abruptas escarpas en donde actúan procesos de remoción en masa y se desarrollan rasgos de drenaje.

Si bien en ambos sectores de estudio pueden reconocerse geomorfologías similares, el análisis particular de cada área evidencia que existen algunas diferencias. Para el área de Laguna Manantiales las distintas geoformas reconocidas se muestran en la Figura 4.18.



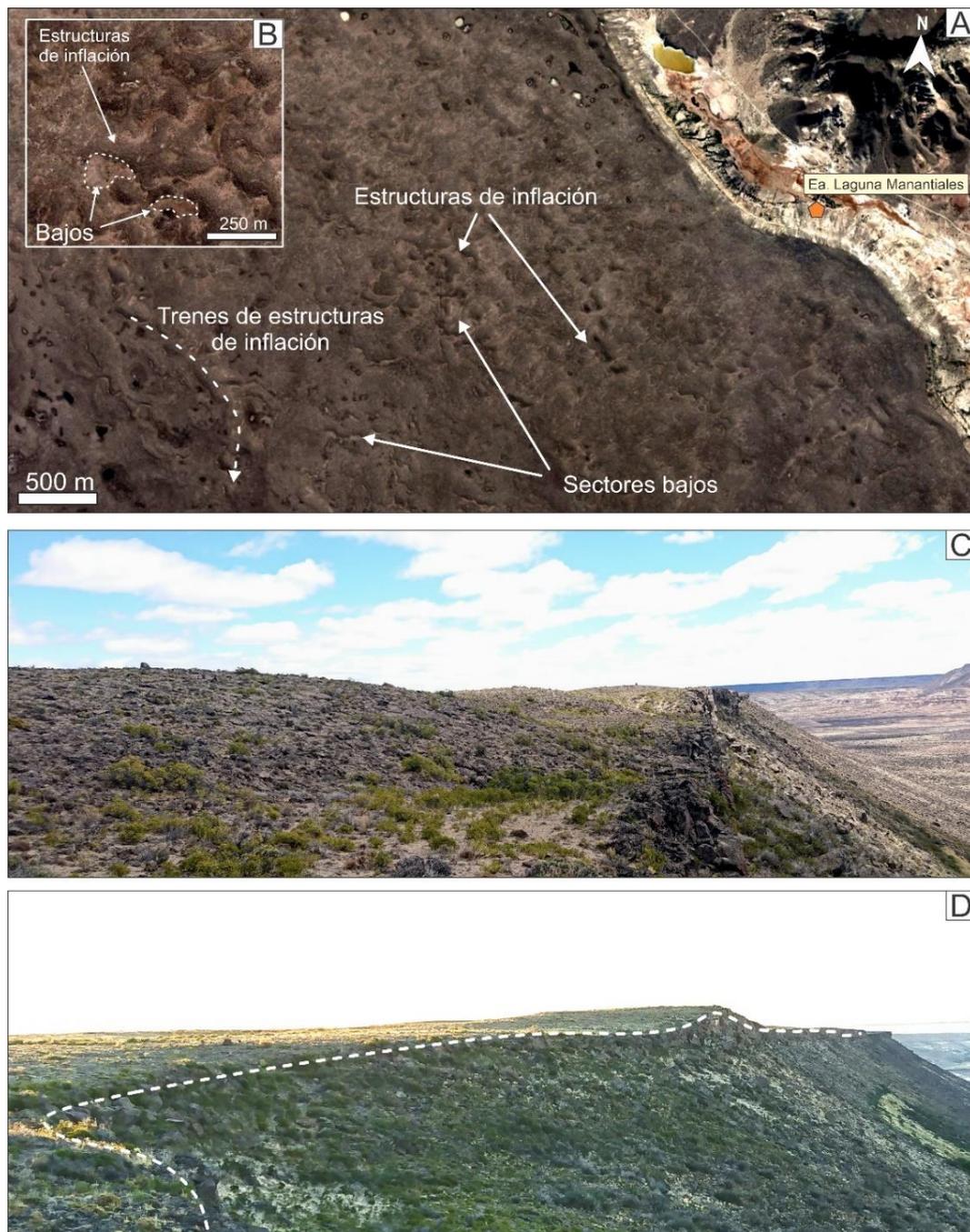
**Figura 4.18.** Mapa geomorfológico del área de estudio. En verde claro, se marcaron las zonas con presencia de manantiales y mallines, que no constituyen geoformas en sí mismas, pero son rasgos característicos que si condicionan a otras geoformas.

En el área de estudio, a macroescala, las geoformas asociadas a procesos volcánicos presentan un relieve mesetiforme con suaves pendientes hacia el este con valores porcentuales entre 0,99 y 1,4% (ver Figura 4.19). Desde el punto de vista geomorfológico una meseta está formada por una planicie de escasa o nula pendiente rodeada por una escarpa. En el área de estudio, la planicie está formada por rocas basálticas conformando así una planicie volcánica, rodeada por abruptas pendientes labradas en unidades volcano-sedimentarias.



**Figura 4.19** Planicie volcánica formada por el Basalto La Angelita en el área de estudio de la Estancia Laguna Manantiales. A. Imagen obtenida del Google Earth en la cual se observa el relieve mesetiforme y la presencia de cubeta de deflación en la planicie volcánica. B. Foto con vista hacia el suroeste de la planicie volcánica basáltica y las unidades sedimentarias por debajo.

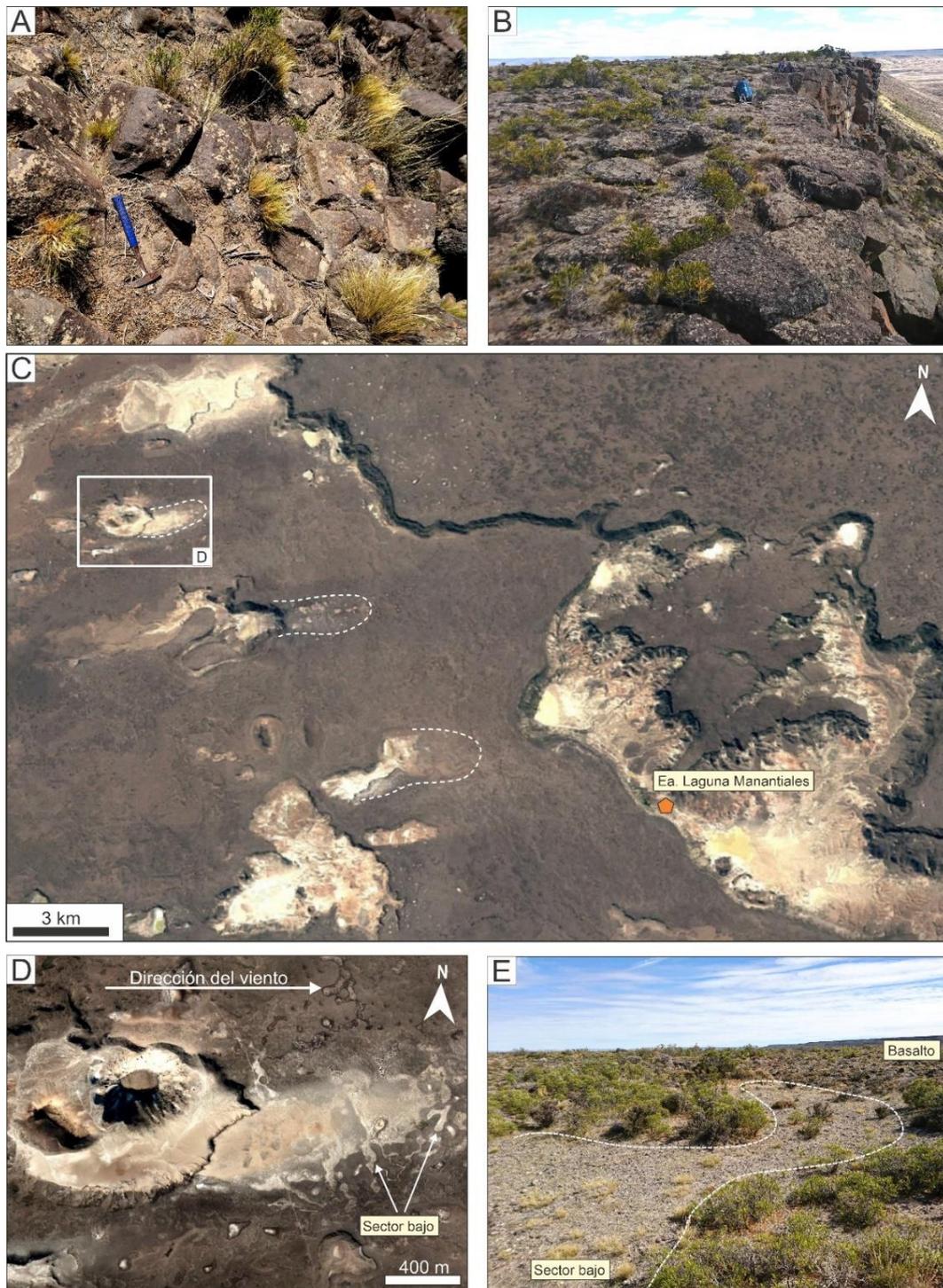
En los estudios efectuados a mesoescala se observa que la planicie volcánica (techo de la meseta) no es perfectamente plano reconociéndose la presencia de estructuras de inflación las cuales dan como resultado un relieve positivo métrico, en forma de domos (Bernardi et al., 2019). En muchos casos se puede observar cómo los domos se encuentran alineados, generando trenes de estructuras de inflación, indicando el sentido de flujo de la lava (ver Figura 4.20A). Para el Basalto La Angelita, los trenes de estructuras de inflación observadas en imágenes satelitales indicarían una paleopendiente hacia el este-sureste. La existencia de estas elevaciones en forma de domos, genera depresiones irregulares las cuales actúan localmente como bajos hacia los que drena el agua de las precipitaciones (ver Figura 4.20B, C y D).



**Figura 4.20.** Detalle del techo de la meseta del Basalto La Angelita. A y B. Estructuras de inflación en forma de domo en el techo del Basalto La Angelita. C y D. Fotos en el área de estudio de las ondulaciones en la meseta producto de las estructuras de inflación en los basaltos.

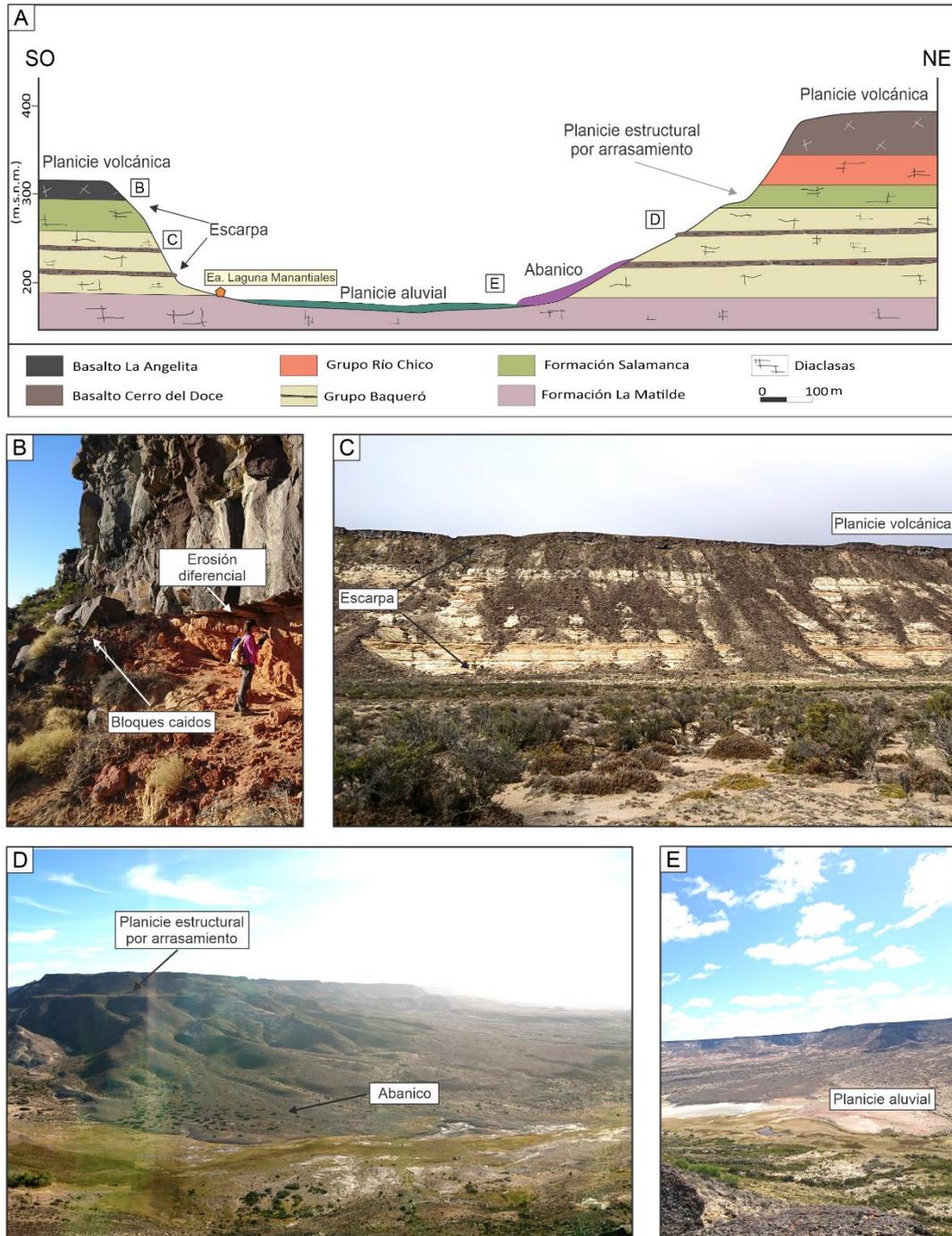
Sumado al relieve originado por las estructuras de inflación, las diaclasas propias del basalto constituyen sectores propicios para la meteorización física. En particular los procesos criogénicos serían los responsables de la fracturación de la roca rellenándose a su vez los espacios entre facturas con los sedimentos transportados por acción eólica (Figura 4.21A y B). Depósitos de sedimentos

eólicos también se observan en los sectores bajos de sotavento entre estructuras de inflación (ver Figura 4.21C, D y E).



**Figura 4.21.** A. Imagen tomada del Google Earth de la meseta Basalto La Angelita. B. Detalle de un sector de la meseta en la cual se reconocen procesos de depositación en los sectores bajos, entre estructuras de inflación. C y D. Espacios entre facturas rellenos con sedimentos. E. Sedimentos arenosos en los bajos entre estructuras de inflación. La línea blanca punteada marca unos bajos reconocidos en la meseta.

Rodeando las mesetas basálticas se encuentran abruptas laderas en las cuales ocurren procesos de remoción en masa. Para el área de Estancia Manantiales se reconocen diferencias entre los perfiles de laderas ubicados al este y oeste de la estancia (ver Figura 4.22A).



**Figura 4.22.** A. Perfil esquemático del área estudio en el sector de la Estancia Laguna Manantiales. B. Detalle de la escarpa de la meseta en la cual se reconocen procesos de remoción en masa y de erosión diferencial. C. Vista de la escarpa al suroeste de la Estancia Laguna Manantiales. D. Laderas con menor pendiente al este de la estancia en la cual se destaca la presencia de abanicos y de planicies estructurales por arrasamiento. E. Planicie aluvial.

En el sector oeste, las laderas presentan una orientación noroeste-sureste, alturas máximas de 302 m.s.n.m. y pendientes abruptas (40%). Aquí, la erosión diferencial entre los Basaltos La Angelita y las rocas menos competentes de la Formación Salamanca, favorece el actuar de procesos de remoción en masa como, por ejemplo, la caída de bloque. Las rocas de la Formación Salamanca se erosionan más fácilmente y los basaltos suprayacentes pierden estabilidad ocurriendo la caída de bloques basálticos (ver Figura 4.22B). Este proceso genera un retroceso erosivo asociado a importantes depósitos de remoción en masa. En este sector, la mayor parte de la ladera está formada por afloramientos del Grupo Baqueró, lo cual favorece la formación de importantes escarpas, relativamente continuas, producto de la presencia de los niveles de cornisa silicificadas que ofrecen mayor resistencia a la meteorización (ver figura 4.22C). En las laderas se desarrollan cárcavas que dan lugar a una red drenaje con un diseño de tipo paralelo donde escurren superficialmente pequeños cursos de carácter intermitente o permanente. Los cursos intermitentes sólo se activan durante las precipitaciones, mientras que los cursos permanentes nacen en puntos de descarga de agua subterránea (manantiales) que sustentan un caudal de aporte durante todo el año. Particularmente asociado a estos últimos, se reconoce la existencia de áreas de mallines dentro de las laderas. La vegetación que forma a estos mallines estabiliza a los depósitos de sedimentos acumulados por remoción en masa disminuyendo en estos sectores los rasgos erosivos.

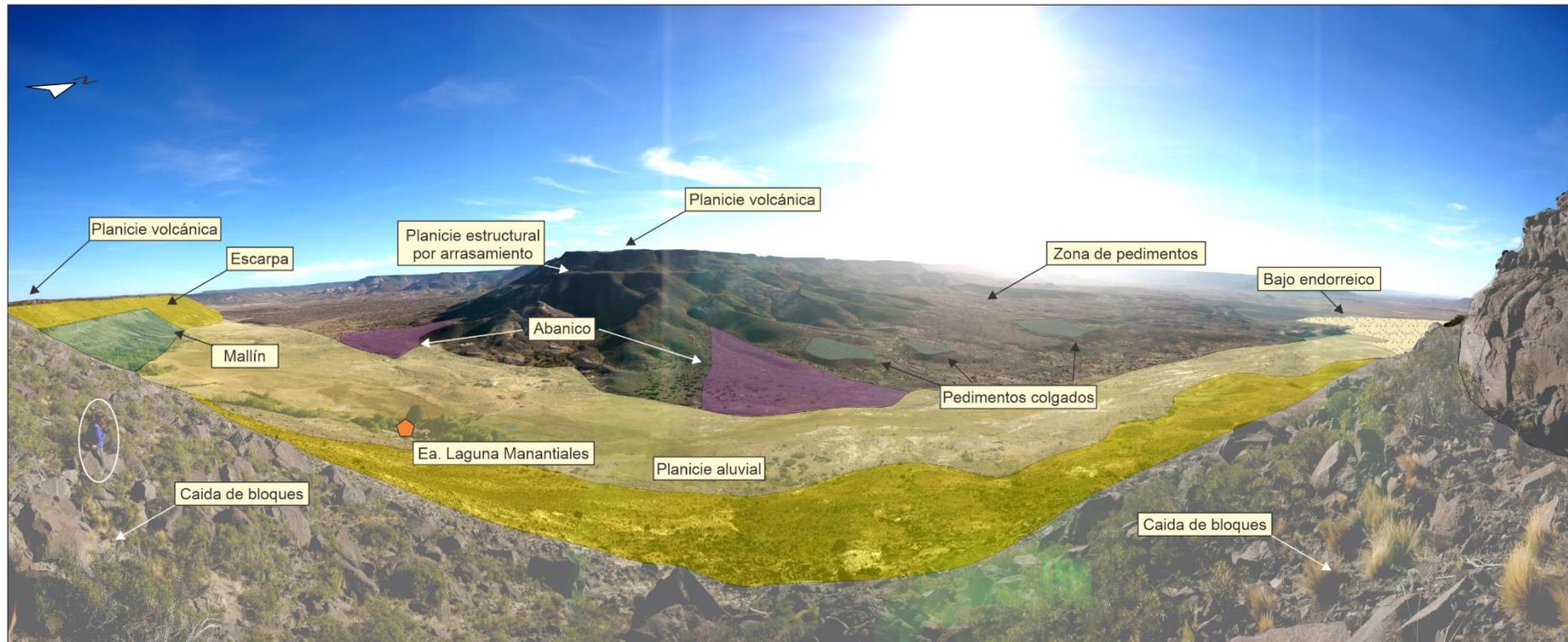
Por otro lado, las laderas al este de la Estancia Laguna Manantiales, presentan una mayor altura (384 m.s.n.m.) y pendientes menos pronunciadas (6,5%). A diferencia de las anteriores, la presencia del Grupo Río Chico sobreyaciendo a la Formación Salamanca, aumentaría el espesor de la secuencia sedimentaria poco competente en comparación al Grupo Baqueró y al Basalto Cerro del Doce. Sumado a lo anterior, la mayor antigüedad de la meseta en este sector contribuiría a la erosión de estas laderas y a la formación de planicies estructurales por arrasamiento producto de la resistencia a la meteorización de las cornisas silicificadas del Grupo Baqueró (ver Figura 4.22A, D y 4.23).

A su vez, esto conlleva un aumento en la erosión retrocedente de las laderas y la meseta, condicionando el diseño de la red de drenaje. En este caso, a diferencia de la anterior, la red de drenaje se encuentra mejor desarrollada y presenta un diseño de tipo dendrítico formado por una serie de cortos arroyos que se colectan a un principal el cual sigue la orientación de lineamientos preexistentes.

Estos arroyos, en épocas de tormenta colectan los sedimentos de las laderas y los depositan en las llanuras aluviales ubicadas en el fondo de los valles. El mayor aporte de material por las laderas al este de la Estancia Laguna Manantiales se ve reflejado por la presencia de geoformas menores como los abanicos aluviales y bajadas (ver Figura 4.22D y E). En muchos casos los abanicos se encuentran

disectados por nuevas líneas de drenaje mostrando cierta evolución del paisaje al igual que lo demuestran los distintos niveles de pedimentos (antiguos y actual).

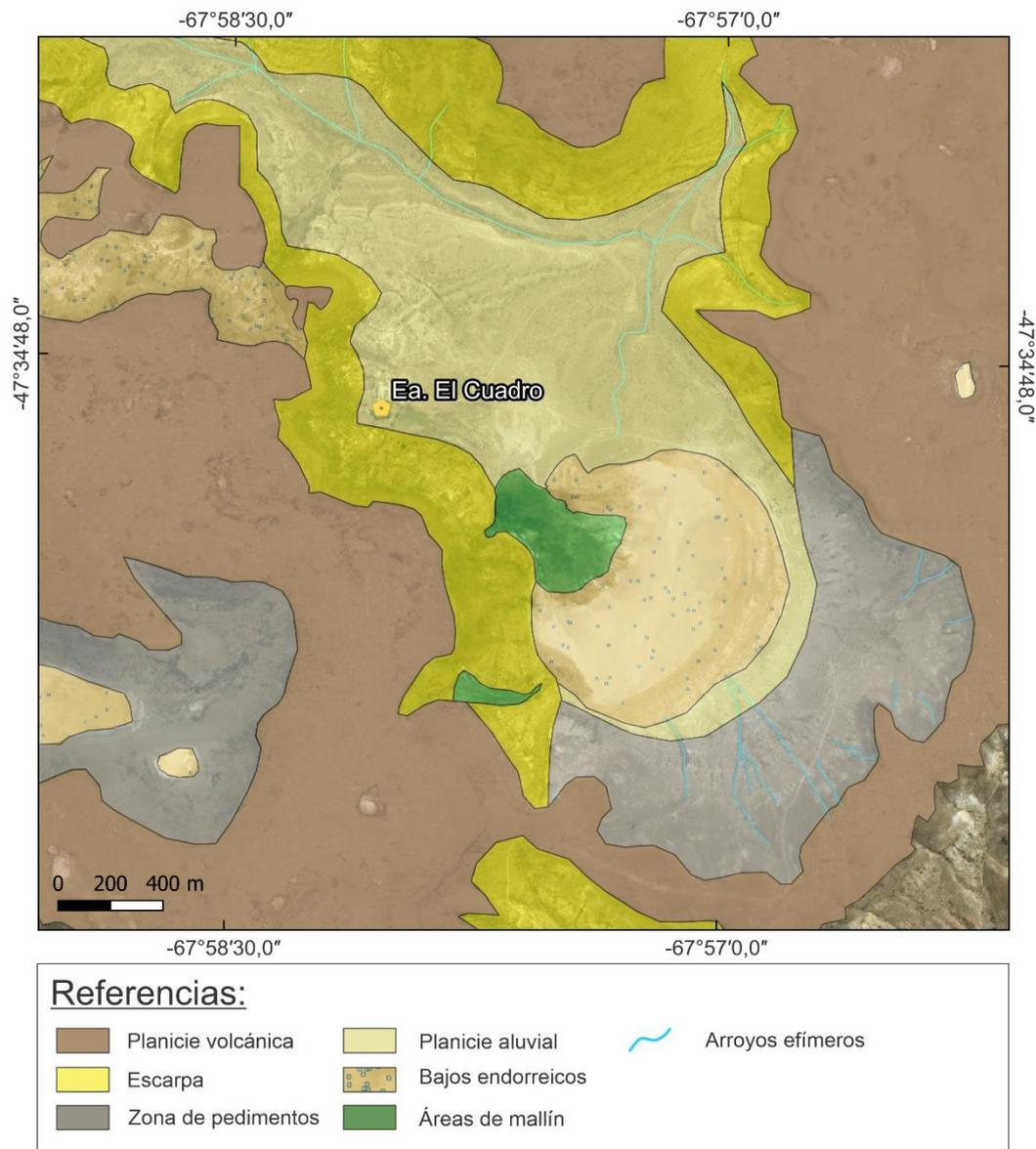
Por último, en las llanuras aluviales se encuentran bajos endorreicos, los cuales pueden estar ocupados ocasionalmente por lagunas temporarias. En los márgenes orientales de estos es posible observar 2 o 3 líneas de cordones litorales de rumbo noroeste-sureste disectados también por los arroyos que drenan las laderas. Dichos bajos o lagunas, suelen presentar una forma elíptica, en algún caso irregular como la laguna ubicada al ser de la Estancia Laguna Manantiales (ver Figura 4.18), indicando un origen eólico, por remoción de material fino. Sin embargo, la laguna ubicada al norte de la Estancia Laguna Manantiales presenta bordes rectos formando un ángulo de 90 grados lo cual estaría indicando un control tectónico de las misma (Panza, 2001).



**Figura 4.23.** Vista panorámica desde la meseta al sur de la Estancia Laguna Manantiales de las principales geofomas reconocidas. A modo de escala, el círculo blanco a la izquierda de la foto, indica una persona de 1,75 m.

#### 4.3.2. Parque Nacional Bosque Petrificado de Jaramillo

En cuanto a la geomorfología del Parque Nacional, las geofomas en esta aérea son las mismas que las descritas para el sector ELM. Se reconocieron un total de cinco unidades geomorfológicas observándose que, al igual que para el sector ELM, las mesetas basálticas son las unidades más características del paisaje (ver Figura 4.24 y 4.25).

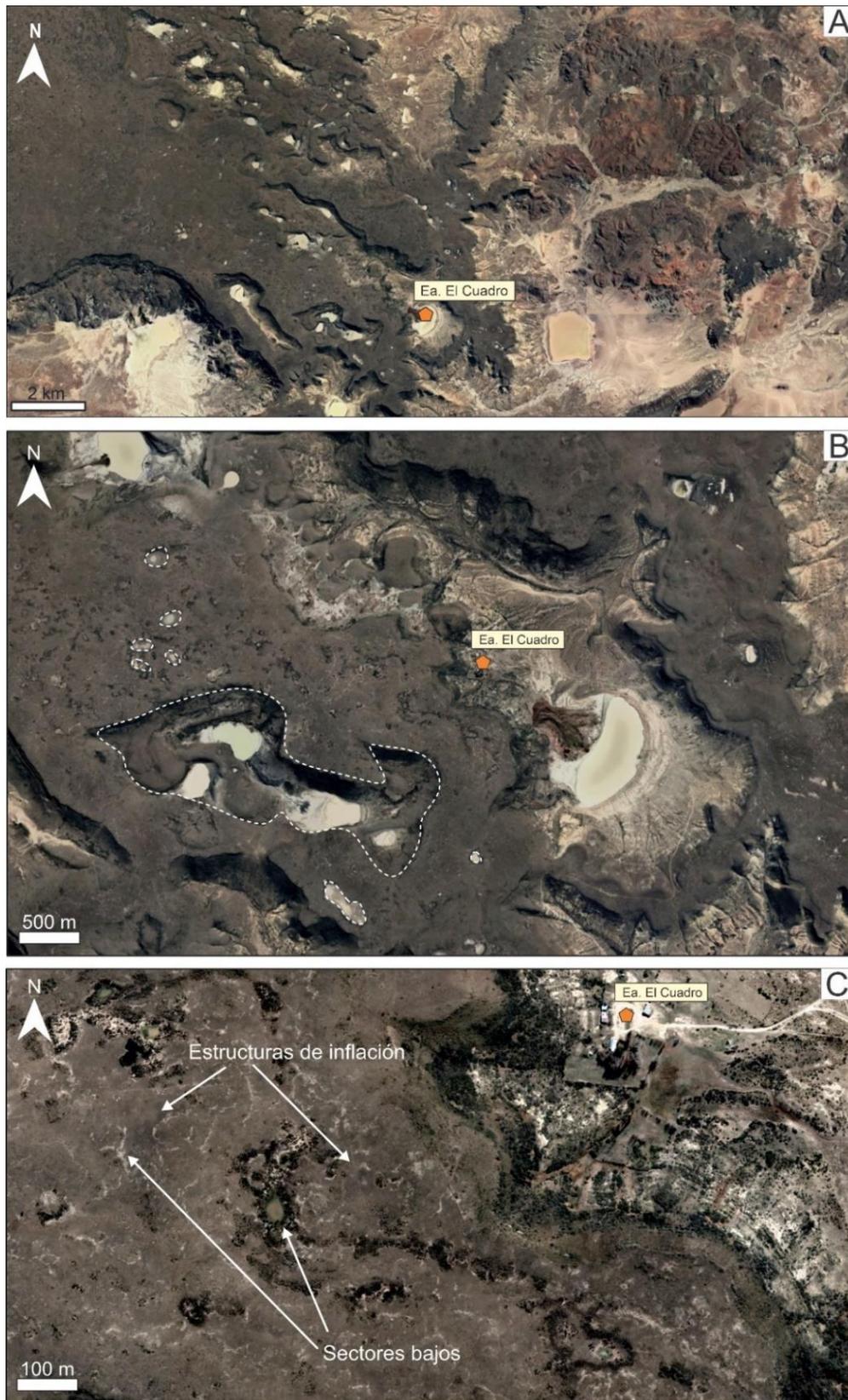


**Figura 4.24.** Mapa geomorfológico del área de estudio del Parque Nacional Bosque Petrificado de Jaramillo. En verde claro, se marcaron las zonas con presencia de manantiales y mallines, que no constituyen geofomas en sí mismas, pero son rasgos característicos que condicionan a otras geofomas.

A diferencia de lo anteriormente descrito, la planicie volcánica en este sector presenta una pendiente hacia el sureste del 2,5%. A partir de la interpretación de imágenes satelitales se pudo observar que los basaltos presentan un mayor número de bajos en su techo (ver Figura 4.25A, B) con

formas circulares a elongadas, producto de una estructuración de las rocas por debajo a los basaltos. El origen de estos bajos podría estar asociado al colapso de túneles de lava durante el proceso de enfriamiento, a explosiones freatomagmáticas o a la acción glacial (Pacifici, 2009; Mazzoni y Rabassa, 2018). Posteriormente, en el caso que los bajos alcancen las rocas subyacentes al basalto, el viento a través de procesos de deflación aumenta la erosión y los profundiza.

Por otro lado, pudo observarse que los Basalto Cerro Mojón presentan estructuras de inflación poco marcadas, reconociéndose solamente por la presencia de sedimentos blanquecinos entre los domos (ver Figura 4.25C).



**Figura 4.25.** Detalle del techo de la meseta del Basalto Cerro Mojón. A. Sectores con bajos en el techo de la meseta. Se puede observar como algunos de estos se encuentran ocupados por pequeños cuerpos de agua transitorios. B. Estructuras de inflación remanentes en el techo del Basalto Cerro Mojón. Imágenes tomadas del Google Earth.

En cuanto a las laderas, las ubicadas al oeste de la Estancia El Cuadro, presentan una orientación noroeste-este y alturas máximas de 291 m.s.n.m. Al pie de la meseta se encuentra un nivel de bloques caídos que luego continua con un sector escarpado con pendientes promedio cercanas al 24%. Al igual que en la Estancia Laguna Manantiales, en las laderas con esta orientación se pudo observar la presencia de manantiales y la formación de mallines asociados a estos. Sin embargo, a diferencia de lo que sucede en la otra área de estudio, en este sector no se desarrolla una red de drenaje bien definida, ya que cuando el agua surge luego de un corto recorrido infiltra reapareciendo a la base de la ladera.

Por otro lado, las laderas orientadas hacia el noroeste, presentan pendientes suaves (6%) en la cual se reconoció una red de drenaje con poco desarrollo, de textura gruesa, formada por cursos cortos de drenaje intermitentes que culminan en el bajo endorreico al pie de la ladera (ver Figura 4.24 y 4.26).

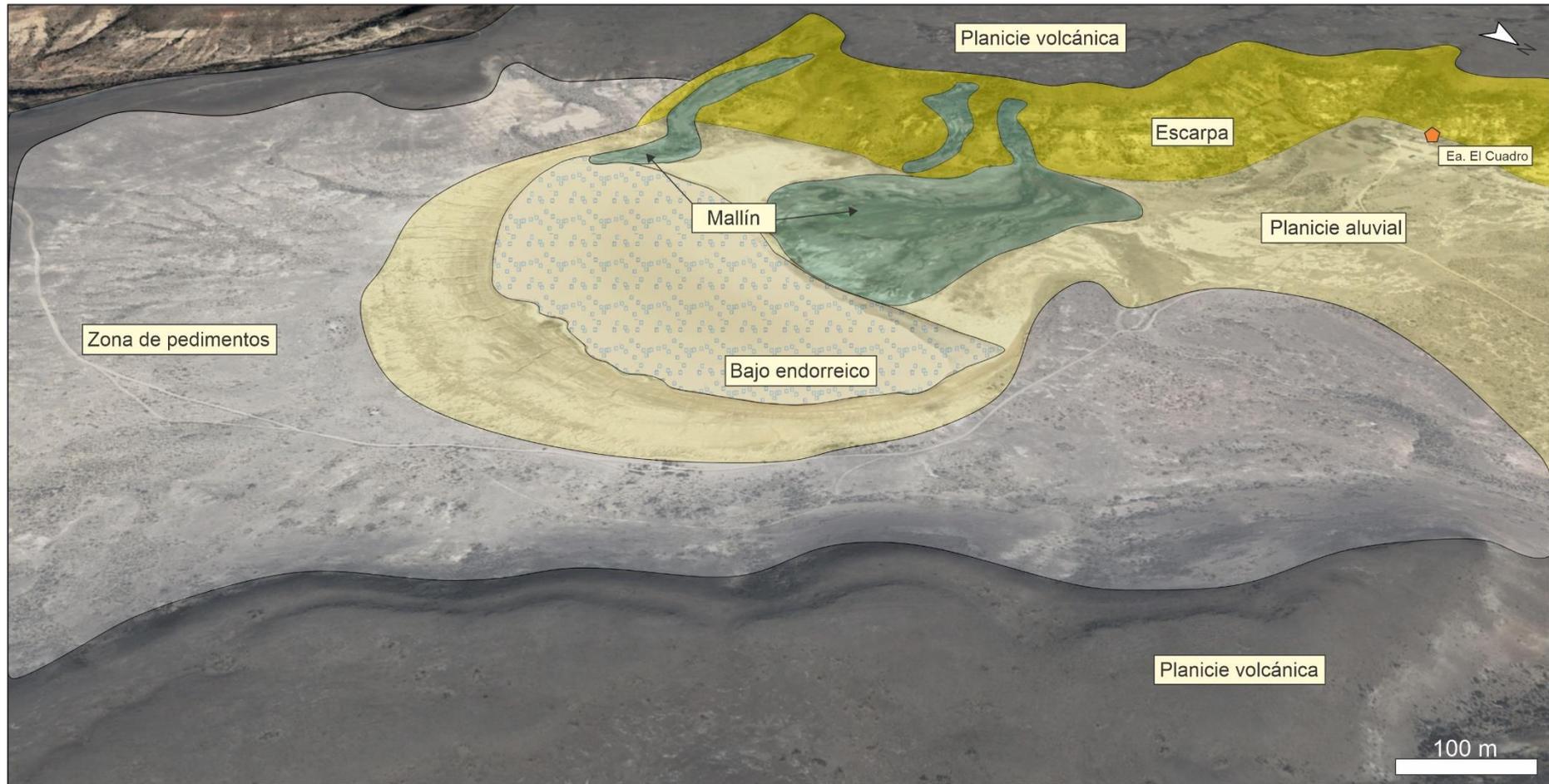


Figura 4.26. Vista en 3D obtenida desde el *Google Earth* desde el noreste de la Estancia El Cuadro en la cual se marcaron las principales geoformas reconocidas.

## 5. HIDRODINÁMICA

El objetivo del presente capítulo es analizar a partir de los datos de precipitaciones y balances hídricos, los excesos de agua que pueden infiltrar y dar lugar a la formación de manantiales, así como también determinar las áreas y caudales de descarga de agua subterránea y las características de los flujos de agua subsuperficiales-superficiales.

### 5.1. Características del régimen de precipitación y balances hídricos

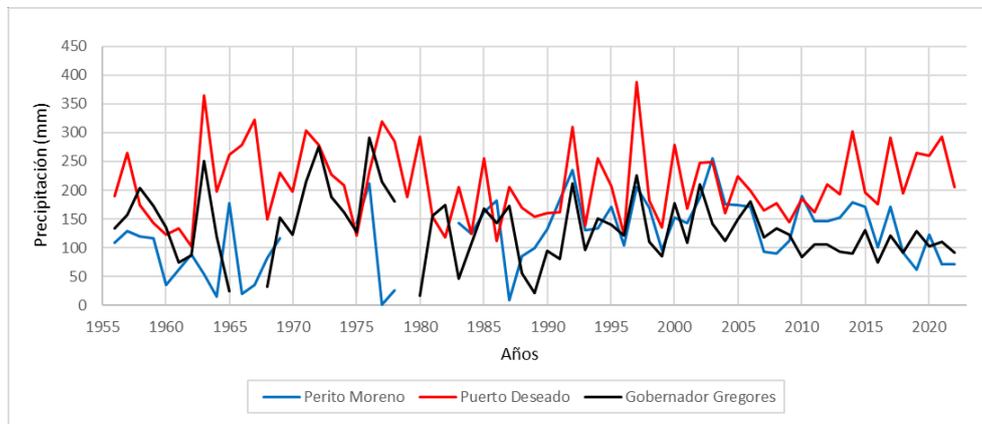
Debido a la falta de estaciones meteorológicas en el área de estudio, o la poca continuidad en los datos de las mismas, se utilizó para el estudio de las precipitaciones, temperatura y balances hídricos los datos de las estaciones meteorológicas de los aeropuertos de las localidades de Gobernador Gregores, Perito Moreno y Puerto Deseado (provincia de Santa Cruz) dado que son los más cercanos al área de estudio (ver Figura 5.1).



**Figura 5.1.** Ubicación de las estaciones meteorológicas utilizadas.

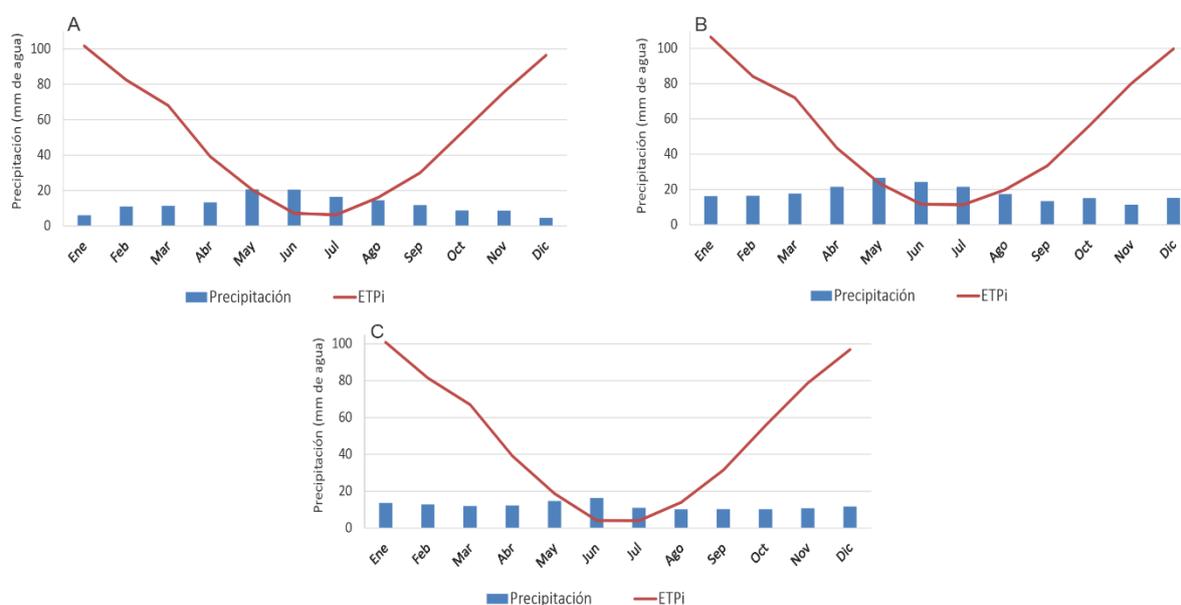
Para el periodo 1956 – 2022 la precipitación media anual fue de 147,27 mm para Perito Moreno, 216,78 mm para Puerto Deseado y 145,97 mm para Gobernador Gregores, registrándose el valor más alto en Puerto Deseado (387,40 mm para el año 1997) y el más bajo en Perito Moreno (8,60 mm para el año 1987). La evapotranspiración potencial anual supera ampliamente a las

precipitaciones estimándose valores de 596 mm para Perito Moreno, 642 mm para Puerto Deseado y 592 mm para Gobernador Gregores.



**Figura 5.2.** Precipitaciones medias anuales para el periodo 1956-2022 registradas en las estaciones meteorológicas de Perito Moreno, Puerto Deseado y Gobernador Gregores.

El análisis de los promedios mensuales de la precipitación para el mismo periodo muestra para la estación de Perito Moreno una distribución en campana. Las mayores precipitaciones ocurren en otoño – invierno, con valores cercanos a 20 mm en los meses de mayo y junio, mientras que los meses menos lluviosos son diciembre y enero con valores próximos a 5 mm. La evapotranspiración potencial supera ampliamente a la precipitación en 8 meses al año, alcanzando los valores más altos (101,7 mm) en enero y los más bajos (6,3 mm) en junio – julio. (ver Figura 5.3A). En la estación de Puerto Deseado, la distribución de los promedios mensuales de las precipitaciones muestra también una distribución de campana, aunque menos marcada. Las mayores precipitaciones se dan entre los meses de mayo-junio con valores cercanos a los 25 mm, mientras que los meses de noviembre-diciembre registran las precipitaciones mínimas con promedios de 11,4 mm (ver Figura 5.3B). En cuanto a la evapotranspiración potencial, la misma supera a las precipitaciones en los meses de agosto a abril con valores máximos de 106,5 mm en enero y mínimos de 11,3 mm. Por su parte, en la estación de Gobernador Gregores las precipitaciones se distribuyen de forma bastante homogénea a lo largo del año (ver Figura 5.3C). Los meses con mayores precipitaciones son mayo y junio con valores próximos a los 15 mm, mientras que los meses entre agosto y octubre registran las menores precipitaciones con aproximadamente 10 mm. La evapotranspiración supera ampliamente a las precipitaciones en los meses de agosto a mayo con valores máximos de 100,8 mm y valores mínimos en junio-julio con 4 mm (ver Figura 5.3C).



**Figura 5.3.** Precipitación y evapotranspiración potencial promedio mensuales (ETPi) para el período 1956 – 2022. A. Perito Moreno. B. Puerto Deseado. C. Gobernador Gregores.

Para el periodo relevado en la tesis (2019 – 2021) los balances hídricos diarios seriados (ver Figura 5.4) muestran que las reservas del suelo se saturan (considerando una capacidad de campo de 10 mm) en los meses de otoño e invierno en coincidencia con los valores mínimos de evapotranspiración. Bajo estas condiciones de suelos saturados es que las precipitaciones pueden generar excesos de agua principalmente en los meses de junio y julio. A estos excesos de agua se suman otros que ocurren temporalmente de forma puntual los cuales se registran en eventos de precipitaciones superiores a 11 mm (lluvias del 6 y 13 de marzo 2019, 3 de noviembre 2020, 20 de febrero 2021, 20 de abril 2021 y 10 de diciembre 2021). Dichos excesos de agua, si bien pueden escurrir superficialmente o infiltrarse, considerando que las pendientes del techo de las mesetas basálticas son muy bajas y las inflaciones en los basaltos generan zonas de bajos, la componente del escurrimiento superficial puede desprejarse. De esta manera los excesos de agua calculados se traducen en agua de infiltración que recarga al acuífero subyacente a los basaltos. Anualmente estos excesos representan cerca del 10% de la precipitación registrándose valores anuales de excesos de agua de 11 mm en 2019, 19,7 mm en 2020 y 8,6 mm en 2021, siendo la precipitación anual de 129,0, 101,8 y 110,4 mm, respectivamente, para cada uno de estos años.

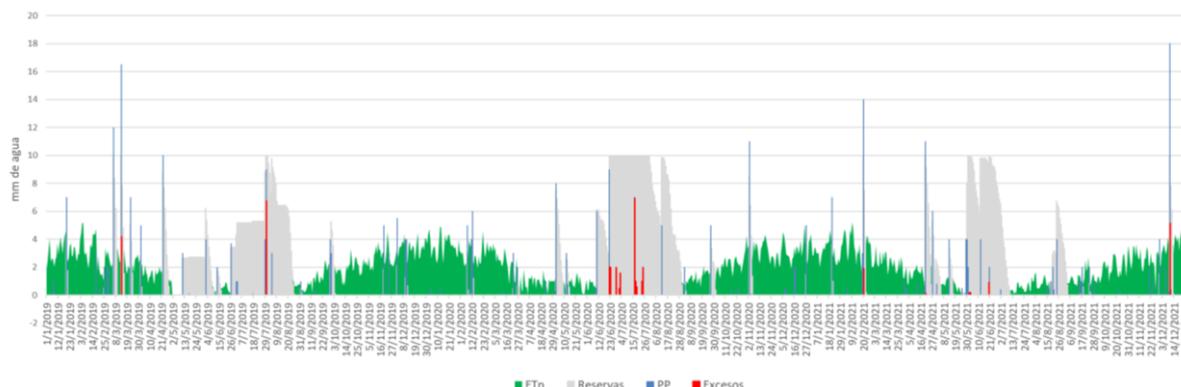


Figura 5.4. Balances hídricos diarios seriados para el área de estudio (ELM y PN).

## 5.2. Ocurrencia de Periodos secos y húmedos

La ocurrencia de periodos secos y húmedos en los últimos 65 años fue estimada a partir del análisis de las variaciones del Índice de Precipitación – Evapotranspiración Estandarizada (abreviado como SPEI por las siglas en inglés *Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index*). El análisis del SPEI a escala de 12 meses para el periodo 1956-2021 (ver Figura 5.5) muestra que la mayoría de los años (36,8%) se caracterizan por eventos de tipo normales con valores de SPEI comprendidos entre 0,5 y -0,5. Por su parte, los eventos húmedos (valores de SPEI mayores a 0,5) representan el 33,4%; éstos incluyen eventos húmedos incipientes (valores de SPEI entre 0,5 y 1) en un 17,1%, moderadamente húmedos (valores de SPEI entre 1 y 1,5) en un 8,9%, muy húmedos (valores de SPEI entre 1,5 y 2) en un 5,7% y extremadamente húmedos (valores de SPEI mayores a 2) en un 1,8%. Por otro lado, en relación a los periodos secos, en conjunto los mismo representan el 29,8%, incluyendo éstos a eventos de sequía incipiente (valores entre -0,5 y -1) en un 16,7%, moderadamente secos (valores entre -1 y -1,5) en un 9,7%, muy secos (valores entre -1,5 y -2) en un 2,5% y extremadamente secos (valores menores a -2) en un 0,8% (ver Figura 5.5).

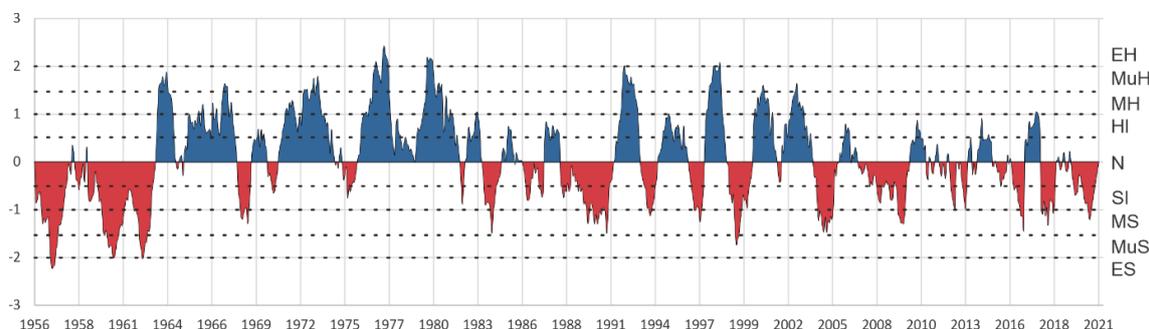
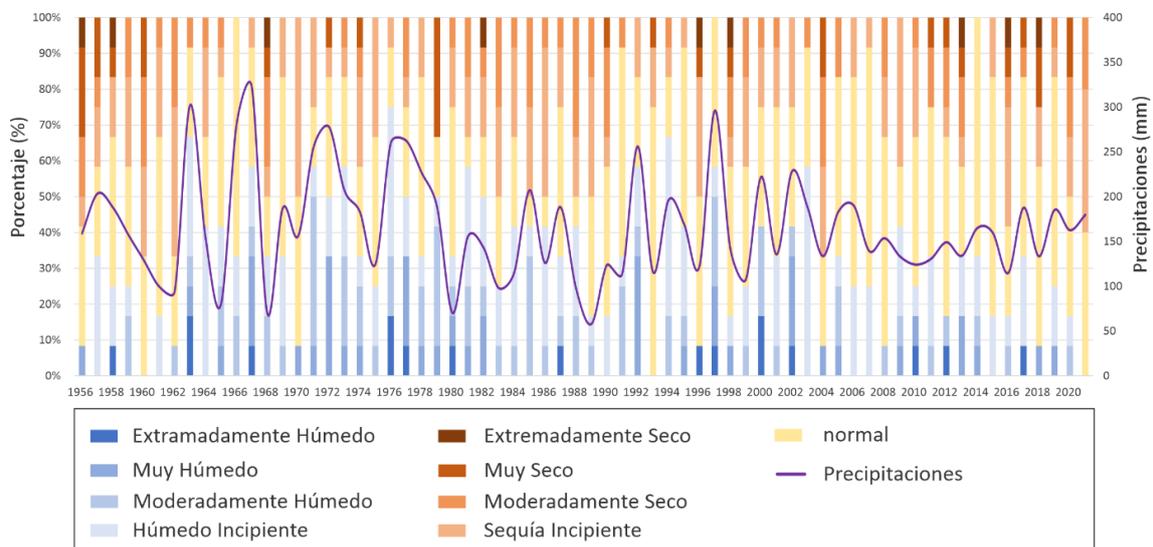


Figura 5.5. Evolución mensual del índice SPEI de 12 meses para los años 1956-2021. EH: extremadamente húmedo. MuH: muy húmedo. MH: moderadamente húmedo. HI: Húmedo Incipiente. N: normal. SI: sequía incipiente. MS: moderadamente seco. MuS: muy seco. ES: extremadamente seco.

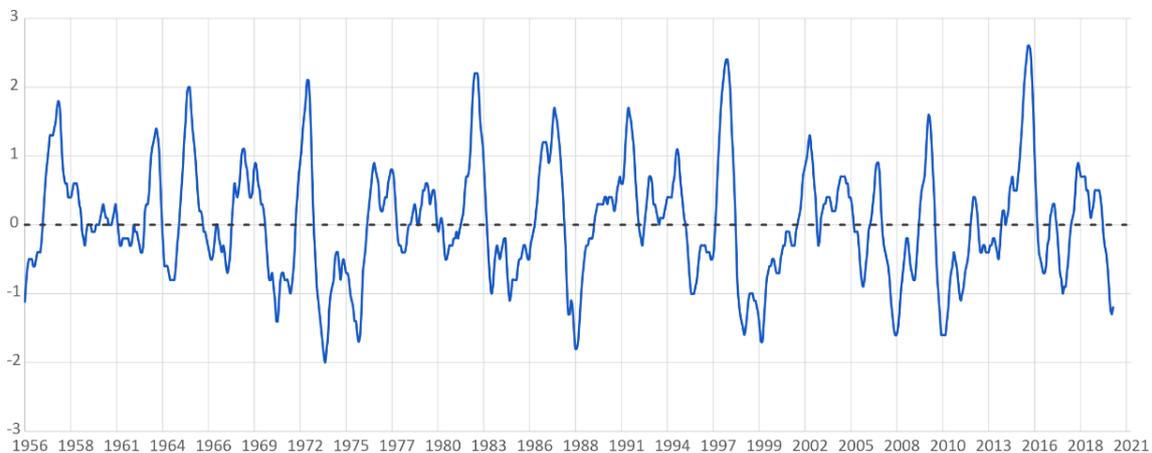
Asimismo, se consideró la evolución anual de los periodos secos y húmedo en relación con las precipitaciones para la misma serie de tiempo a partir de la estimación de SPEI a escala de 1 mes. Para esto se establecieron como años húmedos a aquellos en donde existe un mayor porcentaje de eventos húmedos (SPEI mayor a 0,5) en el año y como años secos a aquellos en donde el porcentaje de meses secos (SPEI menor a -0,5) predomina. Por último, se consideraron como normales, aquellos años donde la mayoría de los meses presentan un valor del SPEI entre 0,5 y -0,5. Los resultados obtenidos (ver Figura 5.6) muestran una relación directa entre las precipitaciones y los porcentajes de las categorías del SPEI. Los años entre 1956 y 1962 presentaron bajas precipitaciones con valores de 200 mm para 1956 y de 94 mm para 1962, las que ocasionaron que éste sea un periodo seco con valores de SPEI predominantemente inferiores a -0.5. Una situación similar puede observarse entre los años 1983-1990 donde un periodo con bajas precipitaciones se asocia a un periodo con predominancia de condiciones secas. Se destacan los años 1960, 1962, 2004 como los más secos de la serie de tiempo analizada, alcanzado en estos años un 70% de los meses con eventos secos. Por su parte, los periodos húmedos presentan su mayor extensión entre los años 1963-1967, 1970-1973 y entre 1976-1982 asociado a precipitaciones promedios de 224 mm anuales y precipitaciones máximas de 286 mm anuales.



**Figura 5.6.** Porcentajes de meses con distintas categorías del SPEI para los años 1956-2021.

En la Figura 5.6 se observa que los valores del Índice de Precipitación – Evapotranspiración Estandarizada estimados para los últimos 65 años muestran tanto en el análisis a 12 meses como en el mensual que el área se caracteriza por alternancia de periodos húmedos y secos los cuales pueden persistir hasta 7 años (para el caso de los secos) y hasta 6 años (para el caso de los húmedos). Para estudiar si esta ocurrencia estaría relacionada con eventos de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS o ENSO

por las siglas en inglés *El Niño Southern Oscillation*) se analizó el índice ONI el cual representa la desviación del promedio de la temperatura superficial del océano Pacífico y constituye una de las principales medidas para predecir eventos de tipo ENOS. El análisis para el período 1956-2021 muestra una alternancia de fenómenos de tipo Niño (positivos) y de tipo Niña (negativos) como puede ser observado por la alternancia de picos con valores positivos y negativos en la Figura 5.7. Se observa que, en los años 1958, 1965, 1972, 1987, 1997, 2010 y 2015 los eventos de tipo El Niño fueron de intensidad fuerte ( $>1,5$ ) mientras que los eventos de tipo La Niña de igual intensidad ( $<1,5$ ) ocurrieron en los años 1956, 1973, 1975, 1989, 1998, 2001, 2008 y 2011. Eventos de intensidad moderada para fenómenos de tipo Niña se identificaron para los años 1951, 1953-1954, 1963, 1968, 1969, 1976, 1977, 1986, 1994, 2002, 2004, 2006 y 2018.



**Figura 5.7.** Índice ONI para la serie temporal analizada (1956-2021).

La relación entre el índice SPEI de 12 meses y el ONI, podría indicar que las precipitaciones en el área de estudio estarían asociadas a la ocurrencia de fenómenos de tipo ENOS. En la Figura 5.8 puede observarse que durante eventos ONI con valores mayores a 1,5 existe una correlación entre estos y el índice SPEI (años 1963, 1965, 1992, 1997, 2000, 2001, 2009). Esto indicaría que las precipitaciones y a su vez la ocurrencia de condiciones húmedas se vería afectadas por eventos de tipo Niño. Sin embargo, se evidencia también un desfase entre ambos gráficos producto probablemente de un retraso en las precipitaciones en la zona de estudio debido a que los fenómenos de tipo ENOS ocurren en el océano Pacífico.

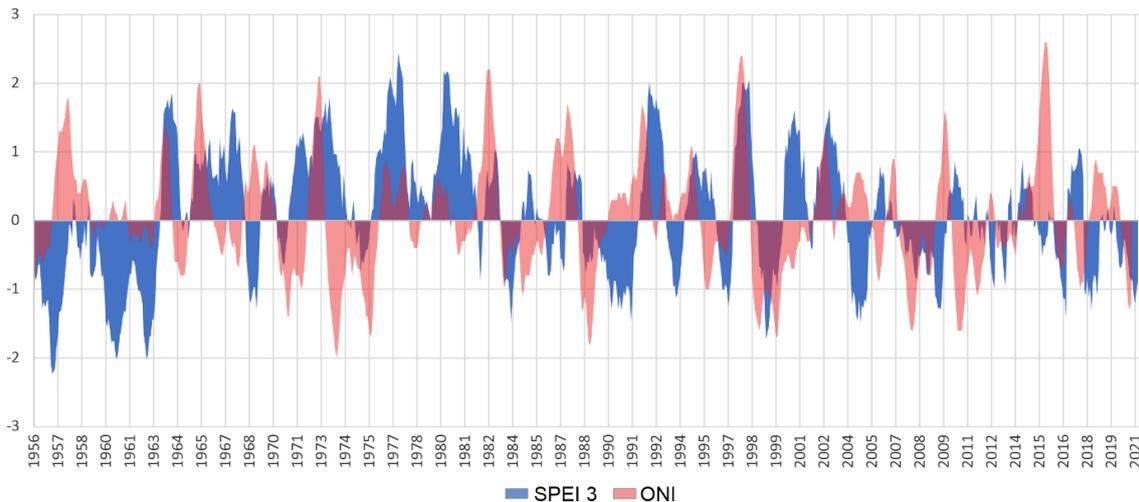


Figura 5.8. Relación entre el índice SPEI de 12 meses y el ONI.

### 5.3. Hidrodinámica

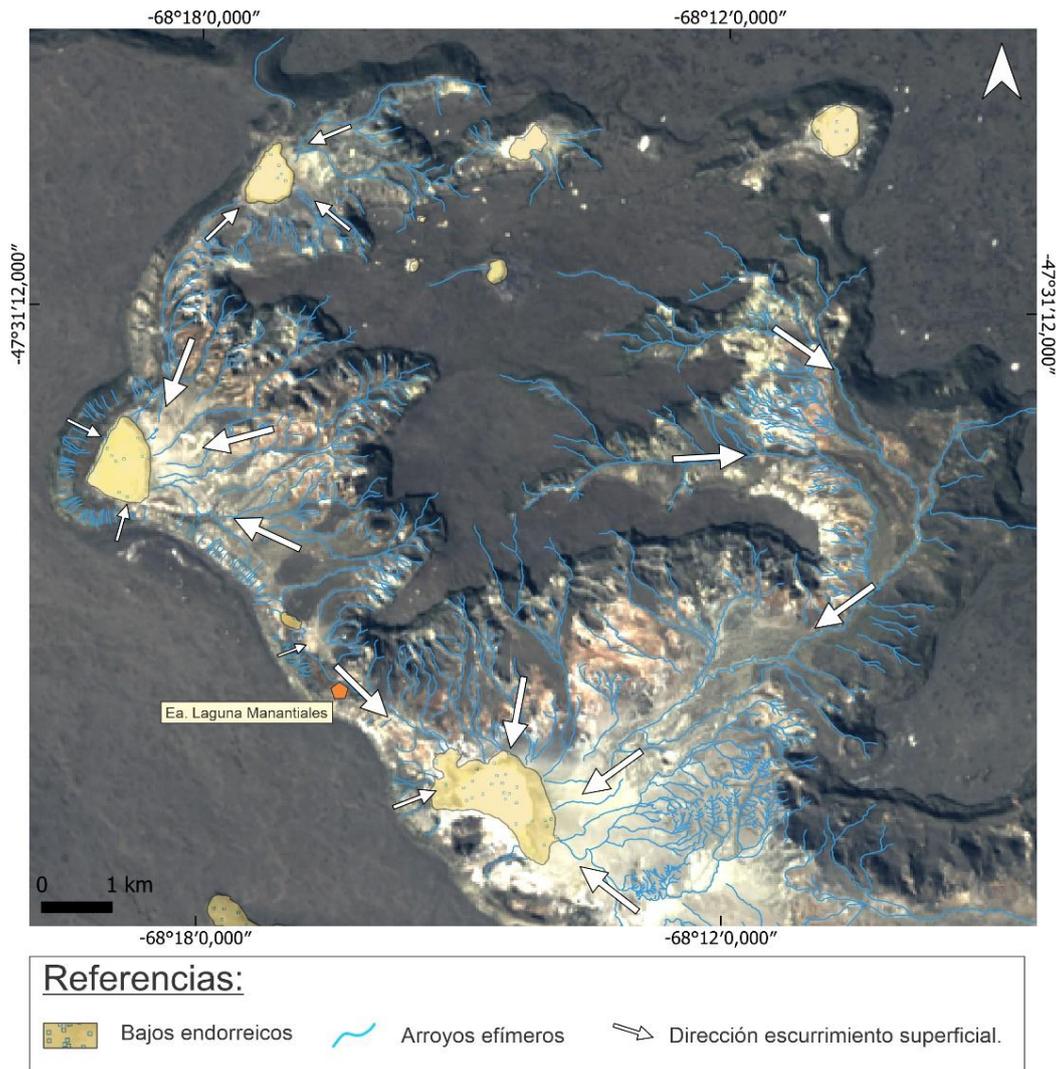
Las laderas en los bordes de las mesetas basálticas constituyen áreas en donde el cambio abrupto de la pendiente intercepta la superficie freática de los acuíferos que se encuentran por debajo de los basaltos ocasionando el afloramiento o descarga de agua subterránea en forma de manantiales. Los relevamientos de manantiales efectuados en el área muestran que esta descarga subterránea ocurre bajo distintas configuraciones geológicas – geomorfológicas.

En el sector de la Estancia Laguna Manantiales, las zonas o puntos de descarga subterránea se localizan regionalmente sobre un plano (ver Figura 5.7A y B) que coincide con el contacto litológico entre el Grupo Baqueró y la Formación Salamanca. Las observaciones de campo indicarían que el agua subterránea contenida en las arenas de las Formación Salamanca ve limitado su flujo subterráneo descendente por la presencia de niveles de paleosuelos silicificados en el techo del Grupo Baqueró, y comienza a fluir por los sedimentos de la base de la Formación Salamanca. Asimismo, cuando se produce el cambio abrupto de pendiente en las laderas, la superficie freática de este acuífero es interceptada por la topografía dando lugar a la presencia de manantiales. Dado que en la zona de ladera se depositan los sedimentos producto de la remoción en masa la observación en campo del punto o sector donde ocurre la descarga de agua subterránea es frecuentemente dificultosa. En estos casos la descarga de agua subterránea escurre entre los depósitos de bloques de manera puntual (ver Figura 5.7E) o lo hace de manera difusa luego de saturar los materiales finos o suelos que se desarrollan sobre el derrubio (ver Figura 5.7C y D). Dentro del área de Estancia Manantiales la interpretación de imágenes satelitales y relevamientos de campo permitió reconocer 145 manantiales los cuales no son continuos a lo largo de las laderas. Los caudales medidos en 12 de estos manantiales variaron entre 0,04 y 2,08 m<sup>3</sup>/h siendo el caudal promedio de 0,58 m<sup>3</sup>/h.

El agua que descarga en manantiales comienza a escurrir por las laderas pudiéndolo hacer de forma superficial asociada a cárcavas (ver Figura 5.7F) o de forma subsuperficial producto de la infiltración en los sedimentos que componen el derrubio de la remoción en masa que se acumula en las laderas. En los casos en que el agua vuelve a infiltrar en el derrubio se produce la descarga de este flujo subsuperficial en la base de las laderas generándose así otro sistema de manantiales (ver Figura 5.7F). En este caso, la descarga de agua ocurre puntualmente cuando el derrubio se compone mayormente de bloques y en forma difusa en los sectores en donde se desarrollan suelos asociados también a los sedimentos más finos del derrubio. Este escurrimiento se encauza y fluye en manto y el agua vuelve a infiltrar en los sedimentos de la planicie fluvial. Las mediciones de niveles en pozos realizados dentro de la planicie fluvial indican que el nivel freático se encuentra a 1 m de profundidad con un flujo subterráneo que acompaña el sentido del escurrimiento superficial. Cabe destacar que, a pesar del carácter perenne de los manantiales, estos no alcanzan para sustentar la escorrentía superficial del área de planicie aluvial a lo largo del año, la cual responde únicamente a episodios de intensas precipitaciones. Durante los periodos de lluvia el agua en las zonas de laderas es drenada hacia los bajos endorreicos siendo las laderas al este de la ELM las que presentan una red de drenaje más extensa y en consecuencia aportarían mayores volúmenes de agua (ver figura 5.8). El escurrimiento superficial de agua desde las laderas se acumula en los bajos endorreicos formando lagunas. El agua en estas lagunas proviene entonces de la precipitación que ocurre en el área de la laguna, del escurrimiento superficial desde las laderas (principalmente las localizadas al este) y del aporte de la descarga de agua subterránea. Esta última se asocia tanto al aporte encausado de agua que nace de los manantiales en las laderas adyacentes a la laguna, así como también del agua subterránea somera de la planicie aluvial en donde se labran los bajos endorreicos que contienen a las lagunas.



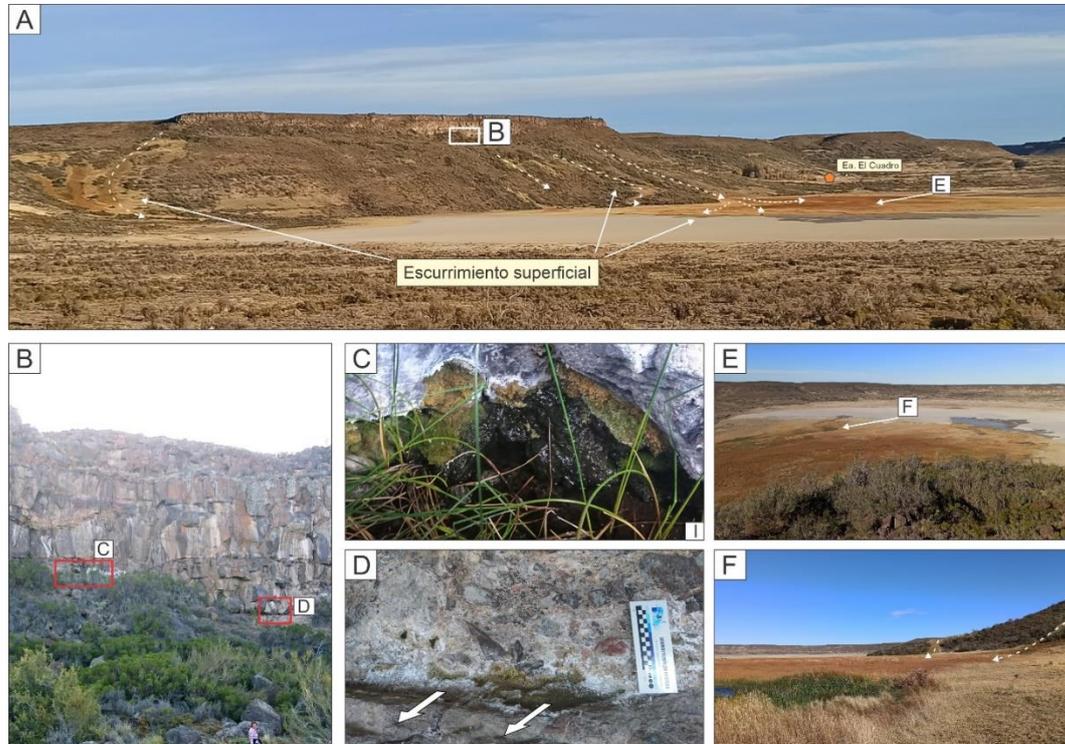
**Figura 5.9.** Manantiales en el área de estudio de la Estancia Laguna Manantiales. A. Vista general de un sector con manantiales en la cual se reconoce la descarga de agua subterránea a lo largo del contacto entre el Grupo Baqueró y la Formación Salamanca. B. Detalle de un sector donde algunos manantiales alcanzan la base de la escarpa y otro infiltran en los sedimentos de la ladera. C. Punto de descarga difusa. D. Zona con humedad en los sedimentos que al saturarse ocasiona un escurrimiento superficial. E. Descarga de agua subterránea de tipo puntual. F. Escorrentía superficial. G. Manantiales que surgen en la base de la ladera.



**Figura 5.10.** Drenaje y sentido del escurrimiento superficial del área de estudio.

En el sector del Parque Nacional Bosque Petrificado de Jaramillo las laderas en los bordes de las mesetas basálticas también constituyen áreas en donde el cambio abrupto de la pendiente intercepta la superficie freática de los acuíferos dando lugar a la presencia de manantiales. Los manantiales en este sector del área de estudio se asocian al nivel brechoso que se encuentra entre los Basaltos Cerro del Doce y Cerro Mojón (ver Figura 5.9B, C y D). El agua subterránea contenida en las diaclasas de los Basaltos Cerro Mojón y en la brecha subyacente, ve limitada su flujo vertical por las rocas del Basalto Cerro del Doce, fluyendo sobre el plano de contacto dentro de los depósitos brechosos. Esto se debe a que, si bien el Basalto Cerro del Doce presenta diaclasas, las mismas tienen una dirección subhorizontal por lo que el flujo descendente se ve interrumpido. En las zonas de barrancas, cuando la topografía intercepta el nivel brechoso, se produce la descarga del agua subterránea con la formación de manantiales. El agua de la descargar infiltra rápidamente por los depósitos de remoción en masa ubicados al pie de la meseta fluyendo subsuperficialmente hacia la

base de la ladera. En ocasiones, este flujo subsuperficial se ve nuevamente interceptado por la superficie topográfica dando lugar a la formación de manantiales entre los depósitos de remoción en masa en distintos sectores de la ladera.



**Figura 5.11.** Manantiales en el área de estudio del Parque Nacional. A. Vista general del sector con manantiales al oeste de la Estancia El Cuadro. B. Detalle de los sectores por donde surgen los manantiales entre el Basalto Cerro del Doce (superior) y Cerro Mojón (inferior). C y D. Foto de detalle de las surgencias de los manantiales. E y F. Escorrimento subsuperficial alcanzando el bajo endorreico.

En la base de la ladera todo el sistema descarga en un bajo endorreico en donde el agua puede volver a infiltrar o acumularse en la superficie (ver Figura 5.9E y F). De esta manera, en los bajos endorreicos se forman lagunas de carácter transitorio las cuales reciben el aporte directo de las precipitaciones y el drenaje de las laderas, el cual es permanente desde los manantiales y transitorio en época de lluvias (ver Figura 5.10).

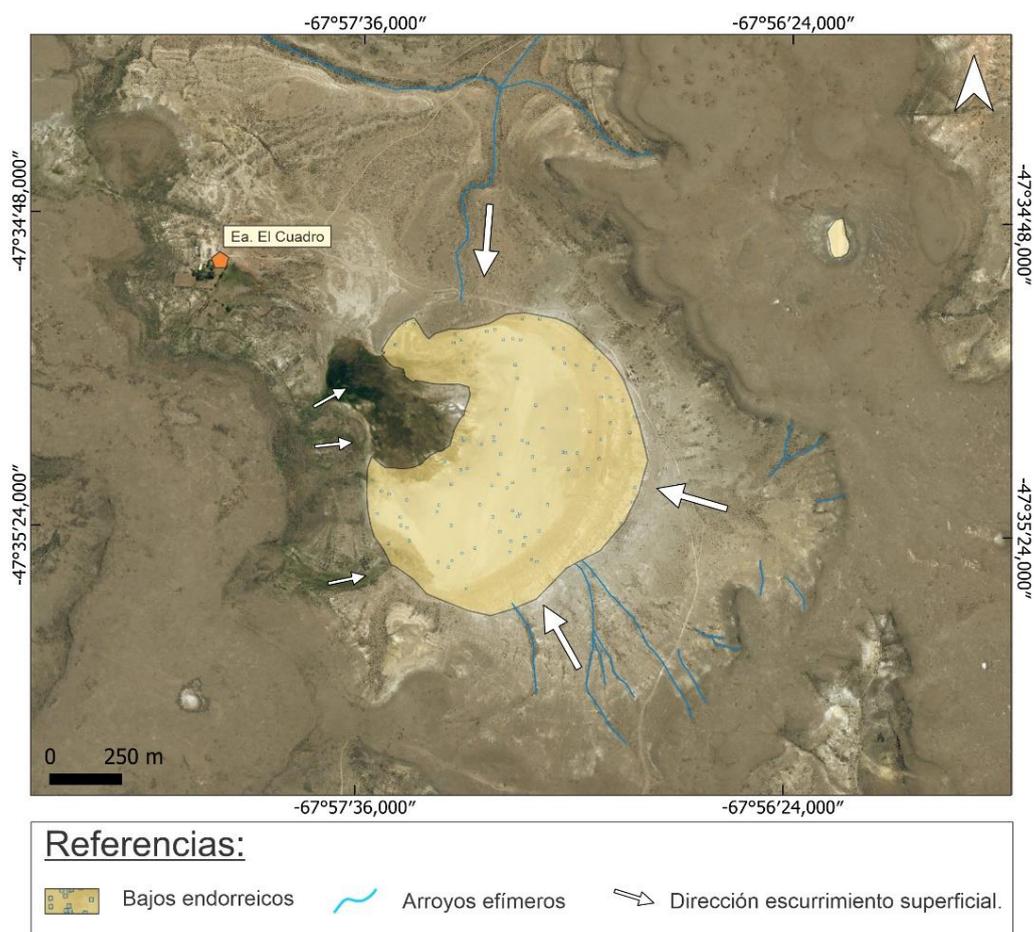


Figura 5.12. Drenaje y sentido del escurrimiento superficial del área de estudio de la Estancia El Cuadro.

## 6. HIDROQUÍMICA

En el presente capítulo se realizará una caracterización química del agua subterránea (manantiales) y superficial en base a los parámetros fisicoquímicos medidos en campo, la concentración de elementos mayoritarios e isótopos estables de la molécula de agua. A su vez, se analizarán los principales procesos hidrogeoquímicos mediante gráficos de relaciones iónicas e isotópicas. Por último, se evaluará la distribución de elementos minoritarios presentes con particular interés en los que podrían constituir una limitante para el consumo humano o ganadero. La descripción hidroquímica se realizó en base a dos muestreos efectuado en marzo y noviembre de 2019.

### 6.1. Caracterización química del agua

Para el área de Laguna Manantiales la conductividad eléctrica (CE) del agua medida en campo (indicio de la salinidad del agua) muestra que el agua en los manantiales asociados a las laderas de las mesetas es predominantemente dulce con valores inferiores a 1500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , observándose que en el muestreo de marzo algunos manantiales registran valores entre 1500 y 2500  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (ver Figura 6.1, ver Anexo – Tabla 6.1). Hacia la llanura aluvial la CE del agua subterránea presenta valores más altos los cuales superan en algunos casos los 3500  $\mu\text{S}/\text{cm}$  indicando la presencia de aguas salobres a salinas. Situación similar ocurre en el agua superficial de las lagunas las cuales tienden a acumular agua salina. Respecto del pH el agua de los manantiales presenta valores levemente ácidos a levemente alcalino, mientras que en el agua superficial de las lagunas tienden a ser alcalinos. A continuación, se describen en detalle las variaciones en CE, pH y facies hidroquímicas para cada ambiente geohidrológico estudiado.

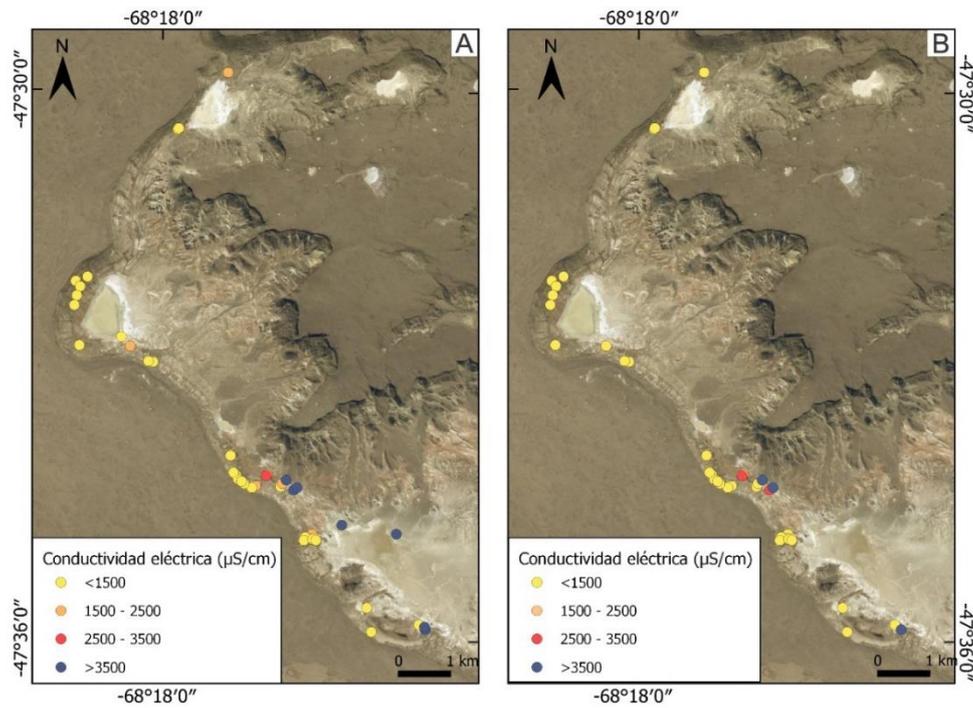


Figura 6.1. Mapa de conductividad eléctrica del agua; a. Muestreo marzo 2019; b. Muestreo noviembre 2019.

En cuanto a las muestras obtenidas en el área de estudio del Parque Nacional, la CE medida en campo del agua de los manantiales presenta valores promedio de 870  $\mu\text{S}/\text{cm}$  para el muestreo de marzo, mientras que para el muestreo de noviembre fue de 824  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

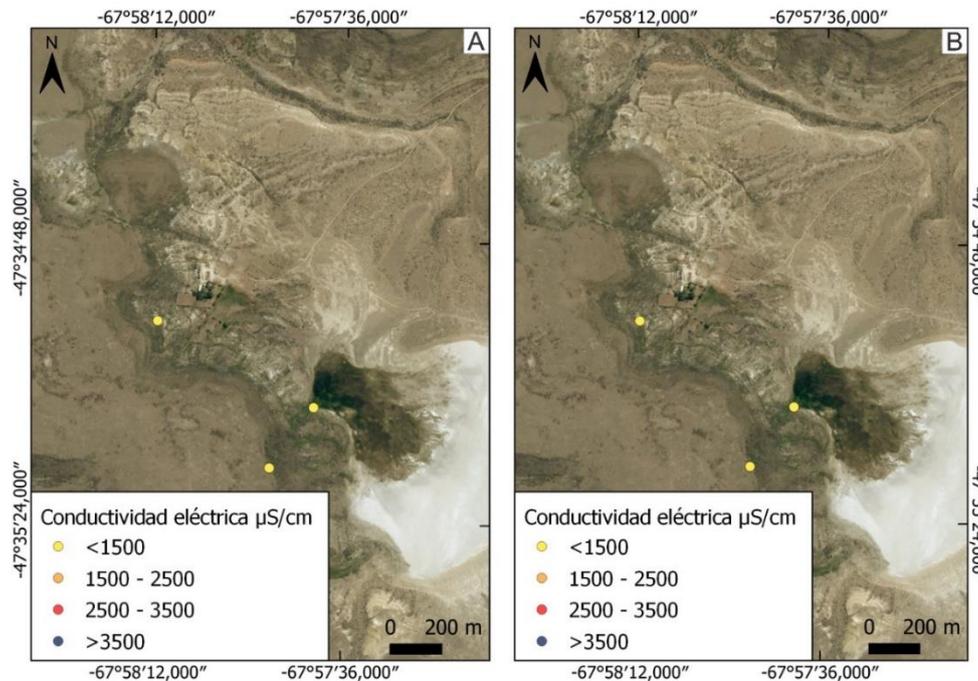


Figura 6.2. Mapa de conductividad eléctrica del agua; A. Muestreo marzo 2019; B. Muestreo noviembre 2019.

### 6.1.1. Agua subterránea – Manantiales.

Para el estudio de los manantiales en el sector Estancia Laguna Manantiales los mismos fueron divididos en dos grandes grupos a partir de la posición topográfica en la que ocurre la descarga de agua subterránea que los origina. Los manantiales superiores constituyen áreas de descarga de agua subterránea en la zona de contacto entre la Formación Salamanca y el Grupo Baqueró, mientras que por otro lado los manantiales inferiores se encuentran ubicados a la base de la escarpa (ver Figura 6.9 – Capítulo Hidrodinámica).

El agua en los manantiales superiores presenta valores de CE que varían entre 956 y 1785  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y pH entre 6,09 y 9,08 en el muestreo de marzo, registrándose una leve disminución en la CE en noviembre en donde los valores varían entre 706 y 1334  $\mu\text{S}/\text{cm}$  presentando el pH en este muestreo valores entre 7,17 y 8,47. Los iones mayoritarios que se presentan en mayores concentraciones son  $\text{Na}^+$  y  $\text{HCO}_3^-$ , los que registran contenidos medios de 149,66 mg/L y 204,71 mg/L, respectivamente. Esto determina una dominancia de facies hidroquímicas de tipo bicarbonatada sódica tal como puede observarse en los gráficos de Stiff (ver Figura 6.3).

Por otro lado, el agua en los manantiales que se originan por la descarga de agua subterránea del flujo subsuperficial en la base de las laderas presenta en comparación con los anteriores mayor salinidad. En el muestreo de marzo registraron valores de CE entre 1009 y 3726  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y de pH de 7,12 a 9,33, mientras que en noviembre la CE disminuye levemente con valores entre 705 y 3289  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y el pH es también menos alcalino (entre 7,47 y 8,33). Este aumento en la CE produce un incremento en los contenidos iónicos, no obstante, continúan siendo  $\text{Na}^+$  y  $\text{HCO}_3^-$  los iones mayoritarios dominantes con concentraciones medias de 251,63 mg/L para  $\text{Na}^+$  y de 227,43 mg/L para  $\text{HCO}_3^-$ . El diseño de los diagramas Stiff (ver Figura 6.3) sigue indicando una dominancia de facies hidroquímicas bicarbonatadas sódicas, pero con polígonos más anchos respecto de los manantiales superiores debido a la mayor CE.

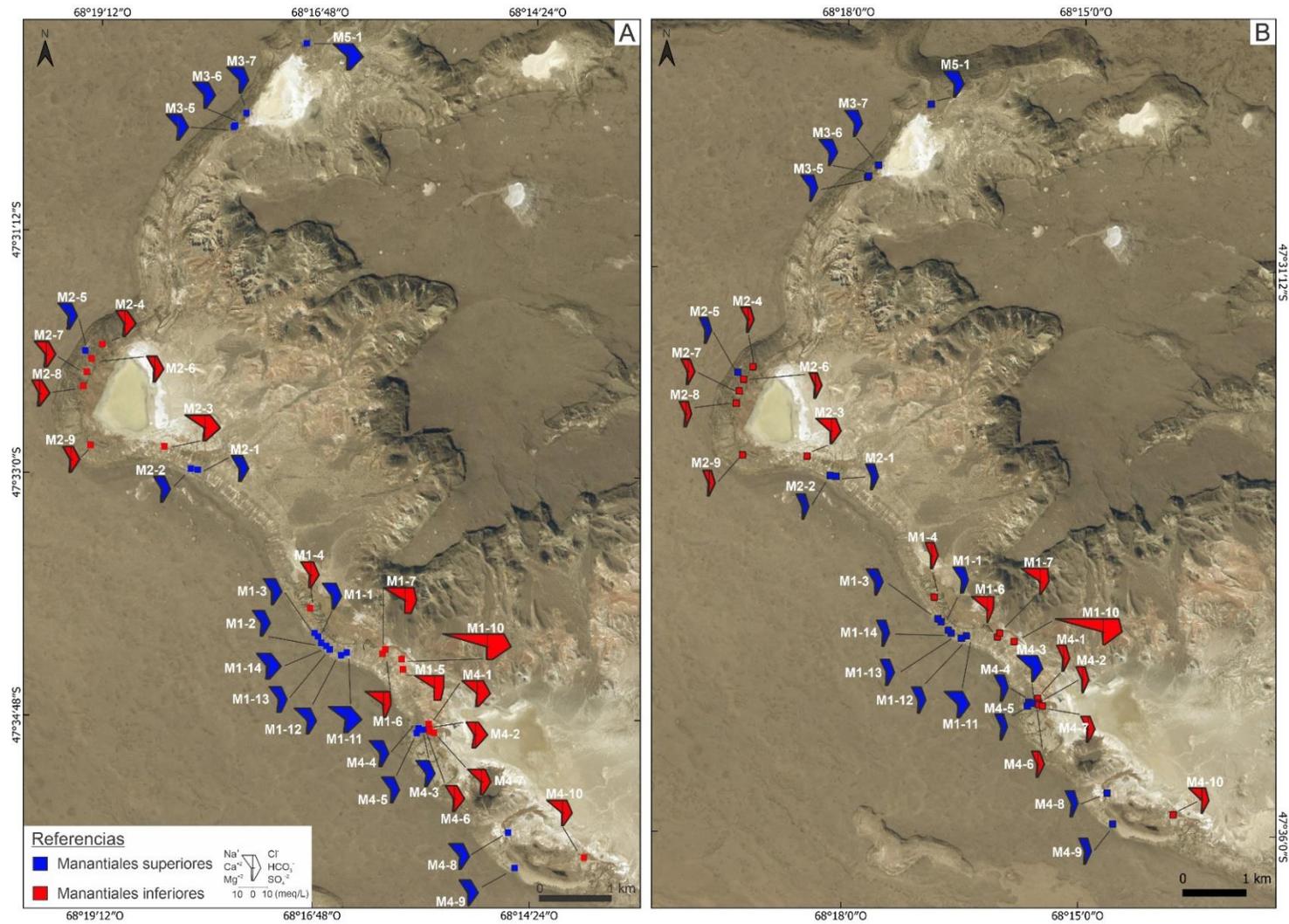
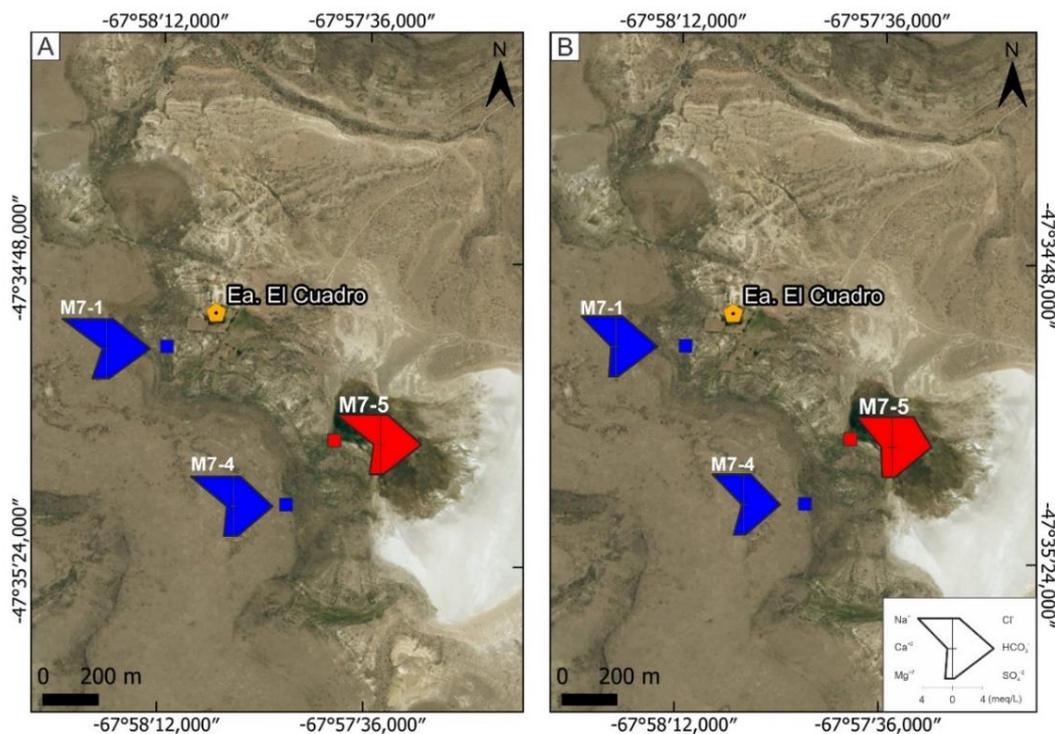


Figura 6.3. Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para los mallines. A. Muestreo marzo 2019; B. Muestreo noviembre 2019.

Al igual que para el sector ELM los manantiales del Parque Nacional fueron divididos en dos grupos a partir de la posición topográfica en la que ocurre la descarga de agua subterránea que los origina. Los manantiales superiores constituyen áreas de descarga de agua subterránea en la zona de contacto entre el nivel brechoso y el Basalto Cerro del Doce, mientras que por otro lado los manantiales inferiores se encuentran ubicados a la base de la escarpa (ver Figura 5.11 - Capítulo Hidrodinámica).

El agua en los manantiales superiores presenta valores de CE de 846 y 895  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y pH entre 8,04 y 8,19 en el muestreo de marzo, registrándose una leve disminución en la CE en noviembre en donde los valores varían entre 744 y 799  $\mu\text{S}/\text{cm}$  presentando el pH en este muestreo valores entre 7,31 y 7,84. Los iones mayoritarios que presentan las concentraciones más altas son  $\text{Na}^+$  y  $\text{HCO}_3^-$ , los que registran contenidos medios de 330 mg/L y 116,17 mg/L respectivamente. Esto determina una dominancia de facies hidroquímicas de tipo bicarbonatada sódica tal como puede observarse en los gráficos de Stiff (ver Figura 6.4, ver Anexo – Tabla 6.1).

A diferencia del área de la Estancia Laguna Manantiales, en la base de la ladera se encuentra un único punto de descarga de agua subterránea. En el muestreo de marzo se registró un valor de CE de 873  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y de pH de 8,61, mientras que en noviembre la CE aumenta levemente con un valor de 932  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y el pH disminuye a 8,15. Este aumento en la CE produce un incremento en los contenidos iónicos, no obstante, continúan siendo  $\text{Na}^+$  y  $\text{HCO}_3^-$  los iones mayoritarios dominantes con concentraciones medias de 119 mg/L para  $\text{Na}^+$  y de 332,29 mg/L para  $\text{HCO}_3^-$ . En cuanto a la facies hidroquímica, la misma sigue siendo bicarbonatada sódica, no obstante en el muestreo de noviembre se observa un incremento en  $\text{Cl}^-$  y una leve disminución en  $\text{HCO}_3^-$ , lo que muestra una leve tendencia a facies aniónicas mixtas.



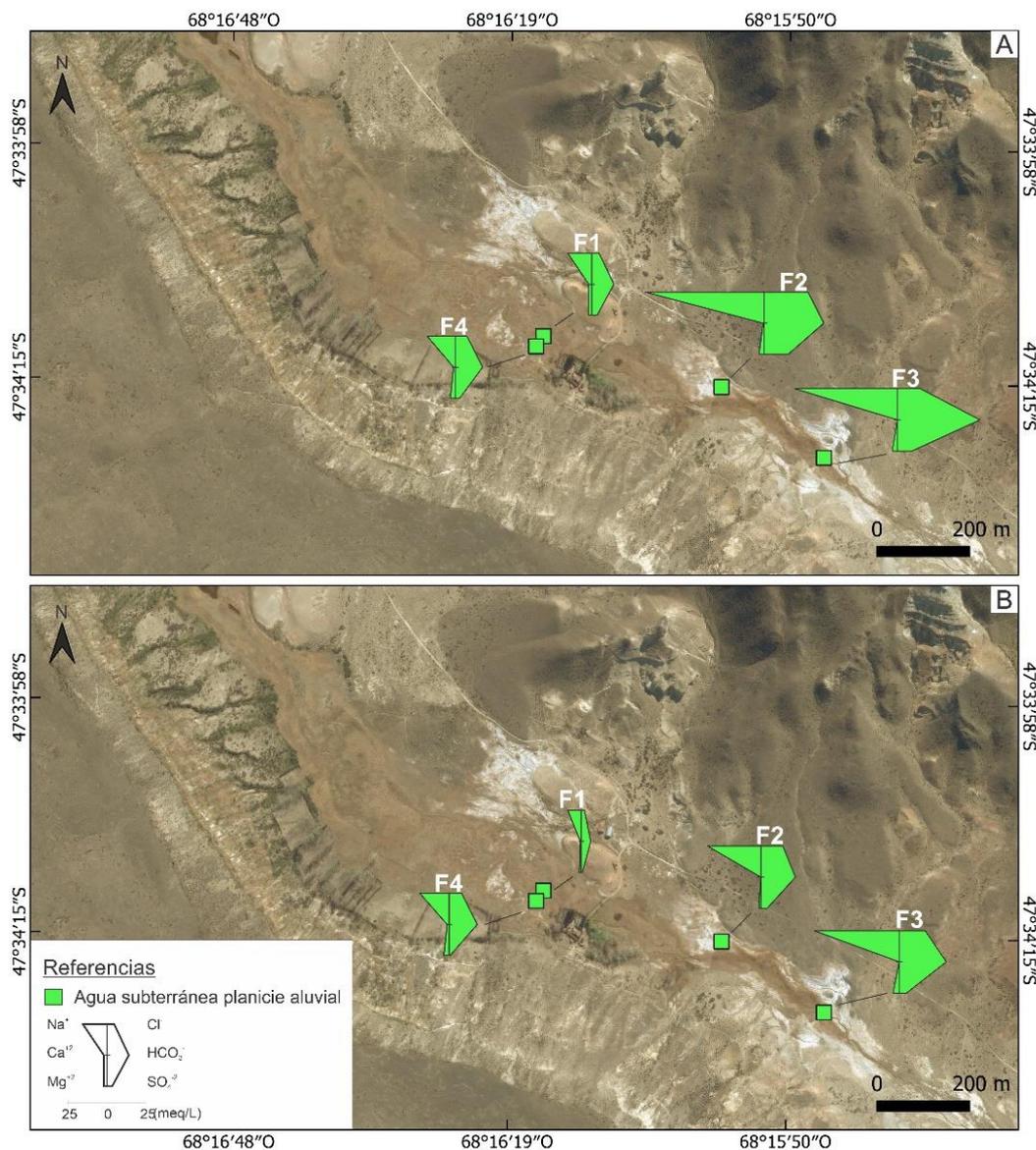
**Figura 6.4.** Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para los mallines. A. Muestreo marzo 2019; B. Muestreo noviembre 2019.

### 6.1.2. Agua subterránea – Planicie aluvial

Con el fin de caracterizar el agua subterránea en la planicie aluvial, se realizaron 4 freáticos. Los freáticos F1 y F4 se encuentran en un margen de la planicie aluvial, cercanos al sector en donde se produce la descarga de agua de los manantiales inferiores y en el área en donde también drena el agua de los manantiales superiores que desarrollan escurrimiento superficial en cárcavas. Por otro lado, los freáticos F2 y F3 se encuentran en el centro de la planicie aluvial, próximos a cauces intermitentes, en donde abundantes costras salinas se depositan en la superficie de los sedimentos. Asimismo, estos últimos se ubican aguas abajo respecto a los anteriores, siendo el freático F3 el más lejano (ver Figura 6.5, ver Anexo – Tabla 6.1).

En los freáticos localizados en la margen de la planicie aluvial la CE fue de 2463 y 1053  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en F1 y de 2990 y 2974  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en F4 en los muestreos de marzo y noviembre respectivamente, mientras que en los freáticos localizados en la parte central fue en dichos muestreos de 9138 y 4423  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en F2 y de 8967 y 6645  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en F4. En ambos sectores los valores de pH son alcalinos en marzo (entre 8,0 y 9,80) disminuyendo a levemente ácidos en noviembre (entre 6,63 y 7,87). En todos los freáticos el agua subterránea es bicarbonatada sódica observándose claramente en los gráficos de Stiff que en ambos muestreos el aumento en la CE se asocia a un aumento en los contenidos de  $\text{Na}^+$  y  $\text{HCO}_3^-$ . Considerando los dos muestreos en los freáticos localizados en la

margen,  $\text{Na}^+$  y  $\text{HCO}_3^-$  registran concentraciones medias de 267 y 604 mg/L, respectivamente, en F1 y de 415 y 1068 mg/L, respectivamente, en F4. Por su parte, en los freáticos localizados en la parte central de la planicie aluvial, las concentraciones medias de  $\text{Na}^+$  y  $\text{HCO}_3^-$  son mayores con valores medios de 1260 mg/L de  $\text{Na}^+$  y 1815 mg/L de  $\text{HCO}_3^-$  en F2 y de 1360 mg/L de  $\text{Na}^+$  y 2532 mg/L de  $\text{HCO}_3^-$  en F3.



**Figura 6.5.** Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para el agua subterránea en la planicie aluvial. A. Muestreo marzo 2019; B. Muestreo noviembre 2019.

### 6.1.3. Lagunas

En las lagunas que ocupan los bajos endorreicos, el agua superficial es más salina que el agua subterránea de manantiales y de la planicie aluvial (ver Figura 6.6, ver Anexo – Tabla 6.1). Durante el muestreo de marzo, la única laguna con agua superficial fue la ubicada al sur de la estancia ELM. En

dicho muestreo se registraron valores de CE entre 20728 y 23722  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y de pH de 8,52 a 9,70. En este caso, los iones mayoritarios dominantes son  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ , los que registran concentraciones medias 4933 mg/L y 1990 mg/L, respectivamente. Por su parte, durante el muestreo realizado en noviembre, ninguna de las lagunas presentó agua acumulada en superficie.

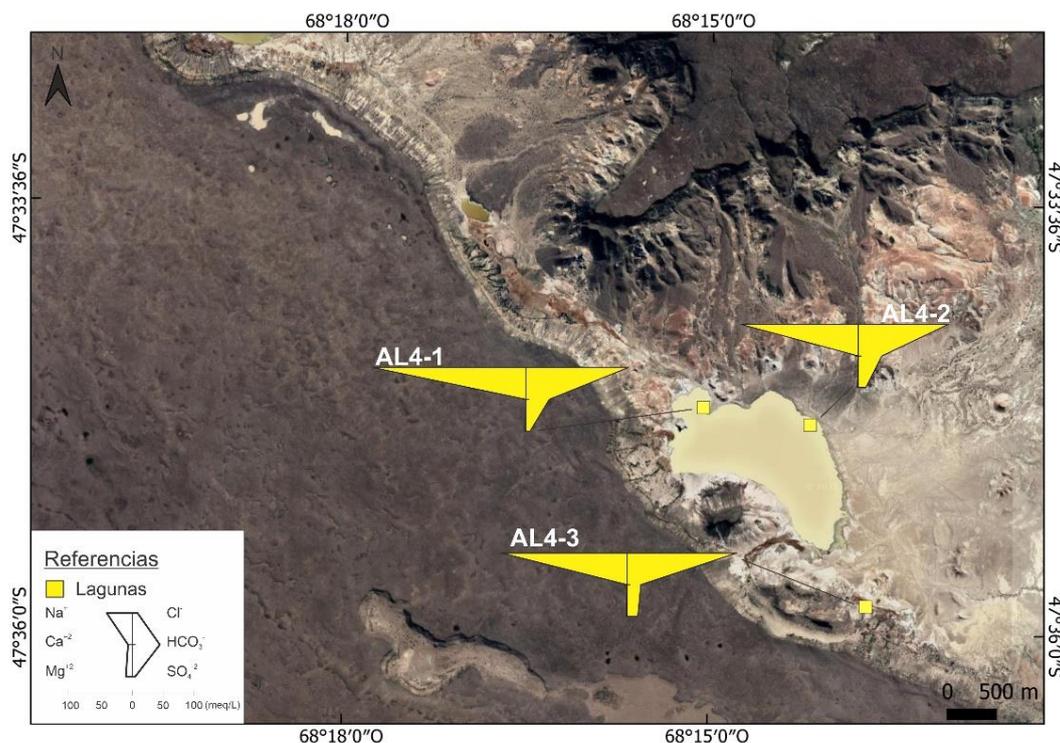


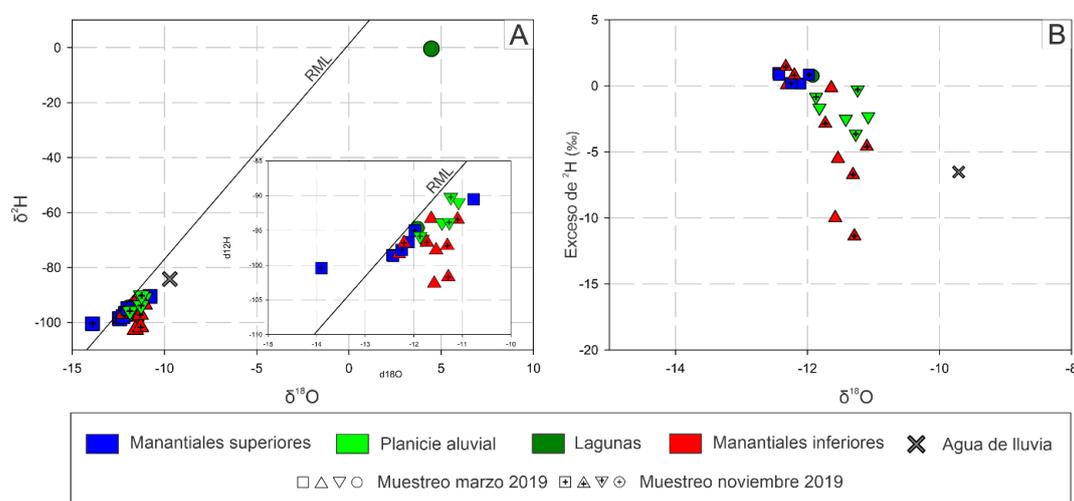
Figura 6.6. Variación espacial representada mediante diagramas de Stiff para el muestreo de marzo 2019 de las lagunas.

## 6.2. Isótopos estables de la molécula de agua.

Los valores de  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  en los manantiales superiores e inferiores varían entre -102,62 y -90,51‰ y entre -101,7 y -93,4 ‰ en  $\delta^2\text{H}$  y entre -12,44 y -10,77 ‰ y entre -13,9 y -11,1 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  para marzo 2019 y noviembre 2019, respectivamente. Esto pone en evidencia que no existen variaciones isotópicas marcadas entre ambos muestreos. Condición similar se observa en las muestras de agua subterránea de la planicie aluvial en donde el contenido isotópico varió entre -96,21 y 90,92 ‰ para  $\delta^2\text{H}$  y entre -11,82 y -11,08 ‰ para  $\delta^{18}\text{O}$  en el muestreo de marzo y entre -95,8 y -90,2 y ‰ para el  $\delta^2\text{H}$  y de -11,87 y -11,24 ‰ para  $\delta^{18}\text{O}$  en noviembre. En cuanto a las muestras de agua de las lagunas, las mismas se corresponden solamente al muestreo de marzo donde los valores isotópicos variaron entre -94,64 y -0,48 ‰ en  $\delta^2\text{H}$  y entre -11,92 y 4,47 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$ .

La escasa variación en los valores isotópicos en las muestras de agua subterránea determina que en la relación  $\delta^2\text{H}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  (ver Figura 6.7A, ver Anexo – Tabla 6.1) las muestras estén agrupadas, ubicándose próximas a la recta meteórica local ( $\delta^2\text{H} = 7,92 \delta^{18}\text{O} + 1,22$ ; Mayr et al., 2007). Los valores

de excesos de deuterio en los manantiales superiores varían entre 0,2 y 1,4 ‰ (valor similar al exceso de deuterio de la recta meteórica local) presentando estas muestras también escasa variación en  $\delta^{18}\text{O}$  (ver Figura 6.7B), lo que indica que el agua de estos manantiales deriva de la recarga desde las precipitaciones con escasa a nula evaporación. Por su parte en los manantiales inferiores varía entre 1,6 y -11,3 ‰, lo que estaría indicando procesos de evaporación en aquellas muestras que tienden a un enriquecimiento en  $\delta^{18}\text{O}$  asociado a valores negativos en excesos de deuterio (ver Figura 6.5B). Cabe aclarar que los valores más negativos en excesos de deuterio (-11 y -10‰) corresponden a un manantial inferior localizado en la ladera hacia el sur en donde sólo se desarrollan puntos de descarga de agua subterránea en la parte inferior. En el agua subterránea de la planicie aluvial, los excesos de deuterio varían entre -4 y 0‰ (ver Figura. 6.5B), característica isotópica que podría estar heredada de la infiltración del agua desde los manantiales inferiores adyacentes.



**Figura 6.7.** A. Relación  $\delta^2\text{H}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  determinada en las muestras de agua de manantiales, planicie aluvial y de lagunas para el muestreo de marzo 2019 y noviembre 2019. La recta meteórica local (RML) corresponde a la propuesta por Mayr et al., 2007 ( $\delta^2\text{H} = 7,92 \delta^{18}\text{O} + 1,22$ ). B. Exceso de  $^2\text{H}$  en función de  $\delta^{18}\text{O}$ .

En la relación  $\delta^{18}\text{O}$  vs. CE (ver Figura 6.8) se puede observar que el agua de los manantiales superiores no presenta un enriquecimiento isotópico y las CE son bajas. En los manantiales inferiores existe un leve enriquecimiento isotópico acompañado también de un leve incremento en la CE, los cuales ocurren con tendencias asociadas a procesos de evaporación. Por otro lado, las muestras de agua subterránea obtenida de los freáticos en la planicie aluvial muestran una tendencia al aumento en la CE sin variaciones en los valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , siguiendo una tendencia indicativa de procesos de disolución – alteración de minerales.

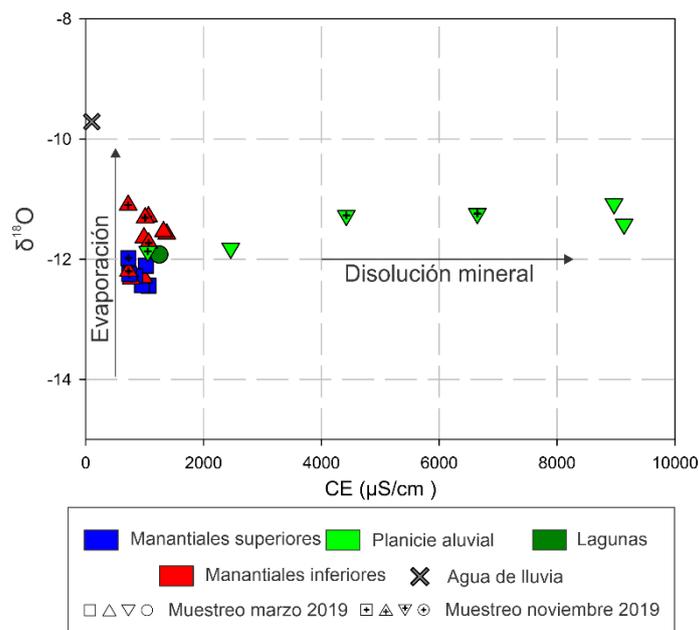


Figura 6.8. Relación  $\delta^{18}\text{O}$  vs. conductividad eléctrica (CE) en las muestras de mallines, lagunas y subterránea para el muestreo de marzo y noviembre 2019.

Las posibles fuentes de aporte de iones solubles en el agua fueron analizadas a partir del diagrama de Gaillardet et al., 1999 en donde se observa que la mayoría de las muestras de agua subterránea de los manantiales y de la margen de la planicie aluvial se ubica en el campo de la meteorización de silicatos con una leve tendencia hacia el campo de las evaporitas (ver Figura 6.9). Por su parte, las muestras de agua superficial de las lagunas y las de agua subterránea de la planicie aluvial del sector central muestran una tendencia hacia el campo de disolución de evaporitas (ver Figura 6.9).

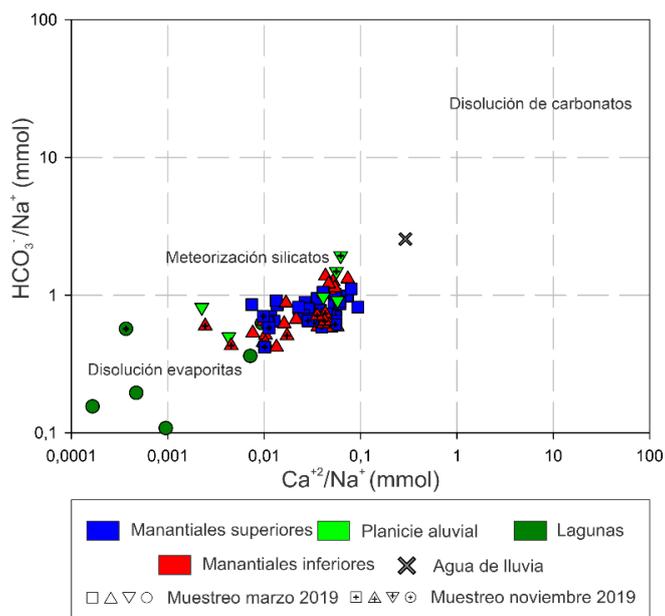


Figura 6.9. Diagrama de Gaillardet et al., 1999.

La relación entre  $\delta^{18}\text{O}$  vs. iones mayoritarios (ver Figura 6.10) si bien muestra una tendencia general en el conjunto de muestras analizadas, es posible reconocer diferencias entre los distintos ambientes muestreados. En todos los casos las muestras de agua subterránea presentan una tendencia al incremento en los contenidos iónicos sin variaciones significativas en  $\delta^{18}\text{O}$ , no obstante la magnitud del incremento en la concentración iónica no es el similar en cada ambiente ni en cada ion.

Las muestras de agua subterránea provenientes de los manantiales superiores e inferiores registran los menores rangos de concentración en todos los iones mayoritarios, siendo en estas  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} \gg \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} \text{ y } \text{Na}^+ \gg \text{Mg}^{+2} \approx \text{Ca}^{+2}$ . El contenido de  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$  varía entre 5 y 10 meq/L y el de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  entre 1 y 5 meq/L y entre 0,2 y 1,2 meq/L, respectivamente, ocurriendo dicho incremento en todos los casos sin variaciones significativas en  $\delta^{18}\text{O}$  y sin observarse un agrupamiento entre las muestras de manantiales superiores e inferiores (ver Figura 6.10A, B y C). Por otro lado, en la relación de cada catión vs  $\delta^{18}\text{O}$  se observan también incrementos sin variaciones isotópicas. Los incrementos en  $\text{Na}^+$  varían entre 5 y 12 meq/L observándose cierta separación entre los manantiales superiores e inferiores donde el  $\text{Na}^+$  varía entre 5 y 8 meq/L en los manantiales superiores y entre 8 y 12 meq/L en los inferiores. Respecto al  $\text{Ca}^{+2}$  y  $\text{Mg}^{+2}$  los mismos se presentan en concentraciones muy bajas, variando su contenido entre 0,1 y 1,3 meq/L y entre 0,1 y 1,8 meq/L, respectivamente. A pesar de las bajas concentraciones de  $\text{Ca}^{+2}$  y  $\text{Mg}^{+2}$  las tendencias al incremento sin variación isotópica son igualmente visibles tanto en las muestras de los manantiales superiores e inferiores (ver Figura 6.10D, E y F).

Por su parte, las muestras de agua subterránea provenientes de la planicie aluvial muestran por lo general un contenido iónico mayor, donde  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} \gg \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} \text{ y } \text{Na}^+ \gg \text{Mg}^{+2} > \text{Ca}^{+2}$ . En este ambiente ocurren mayores incrementos iónicos en todos los elementos mayoritarios respecto que en los manantiales, ocurriendo este incremento al igual que en los manantiales sin variaciones en  $\delta^{18}\text{O}$ . Los incrementos en  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$  se asociación a variaciones entre 13 y 53 meq/L, mientras que en cloruro y el sulfato las concentraciones varían entre 1,5 y 28 meq/L y entre 0,4 y 15 meq/L, respectivamente. Respecto a los cationes, las concentraciones de  $\text{Na}^+$  varían entre 8 y 78 meq/L, mientras que las de  $\text{Ca}^{+2}$  y  $\text{Mg}^{+2}$  son considerablemente menores con valores entre 0,1 y 1,7 meq/L para  $\text{Ca}^{+2}$  y entre 1,2 meq/L y 3,8 meq/L para  $\text{Mg}^{+2}$ . Por último, respecto del agua de las lagunas, sólo se cuenta con un dato isotópico por lo cual no se analizarán tendencias en este ambiente.

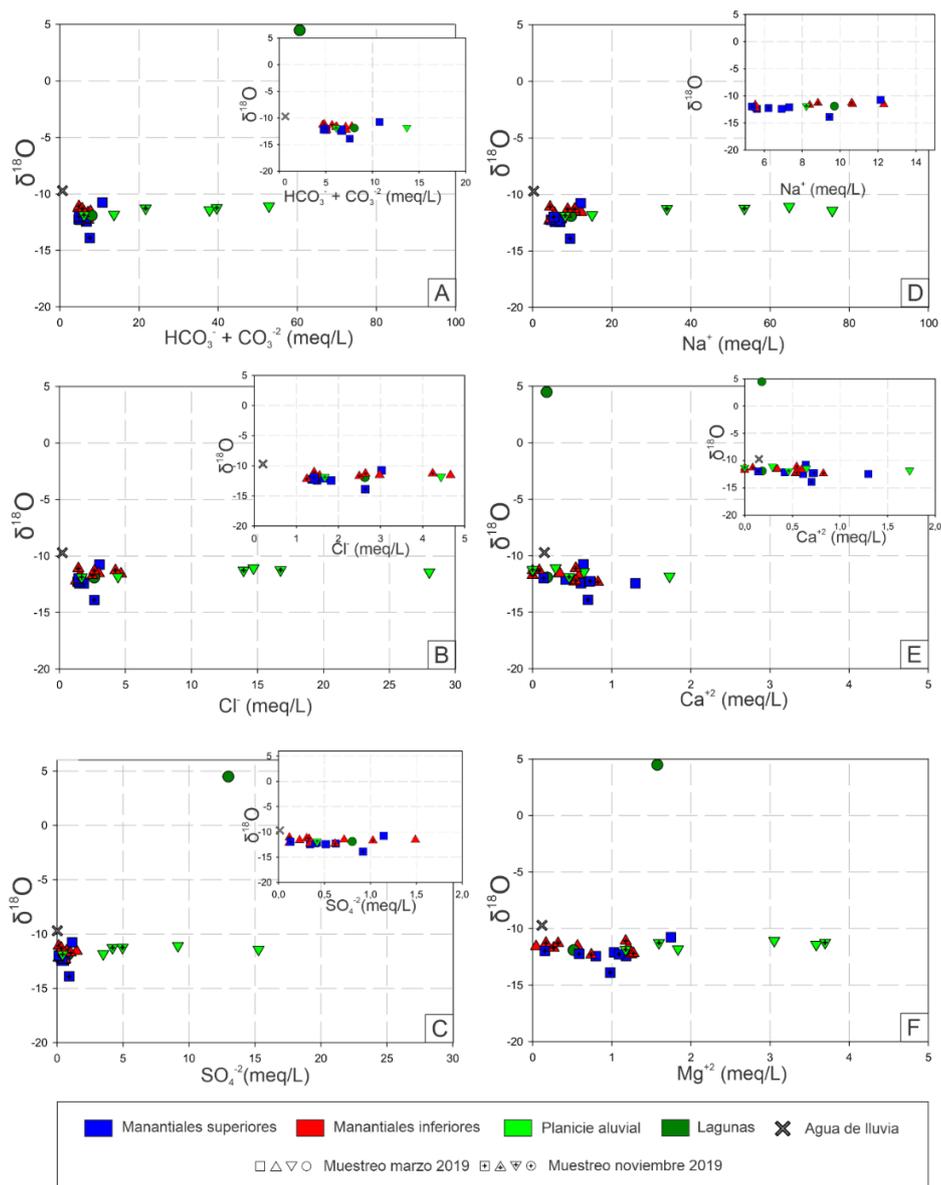
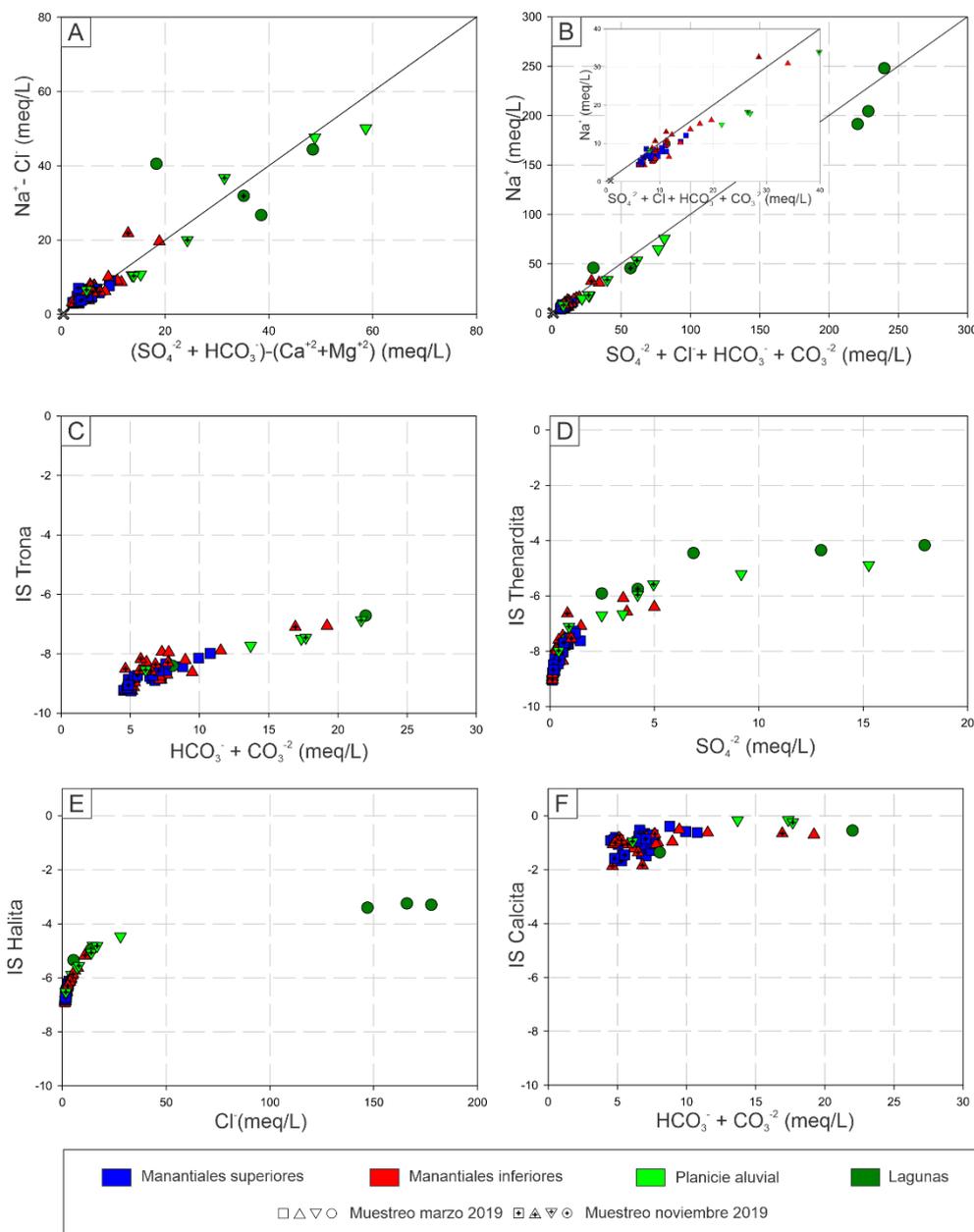


Figura 6.10. Relaciones entre en el  $\delta^{18}O$  y los iones mayoritarios.

A partir de los minerales presentes en las rocas y sedimentos se realizaron distintas relaciones iónicas con el fin de analizar procesos de aporte iónico por disolución/alteración. Asimismo, dado que los iones  $Na^+$  y  $HCO_3^- + CO_3^{2-}$  son los componentes disueltos que condicionan las facies hidroquímicas, se hizo hincapié en estos para el estudio de la química del agua producto de la interacción agua – sedimento. De los minerales reconocidos, las facies silicatadas presentes en los basaltos y rocas son las menos solubles esperándose un escaso aporte de iones al agua producto de su alteración. No obstante, siendo en los basaltos la concentración de  $Ca^{+2}$  y  $Mg^{+2}$  mayor a la de  $Na^+$  (Gorring et al., 1997) y ocurriendo el flujo subterráneo previo a la descarga en manantiales a través de dichos basaltos y las formaciones de origen marino subyacentes (Ver Capítulo 4 – 4.1.2), posibles cambios químicos asociados a intercambio catiónico fueron analizados. En la relación  $Na^+ - Cl^-$  vs.  $(HCO_3^- + SO_4^{2-}) -$

( $\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}$ ) se observa que las muestras tienen valores positivos en ambos ejes, lo que indica excesos de  $\text{Na}^+$  y deficiencias de  $\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}$  (ver Figura 6.11A). Particularmente en las muestras de los manantiales superiores e inferiores estos excesos de  $\text{Na}^+$  y deficiencias de  $\text{Ca}^{+2}$  y  $\text{Mg}^{+2}$  ocurren con una relación 1:1, indicando procesos de intercambio catiónico en relaciones estequiométricas que involucran hasta cerca de 10 meq/L.

Por otro lado, dentro de los minerales solubles presentes en la planicie aluvial y lagunas de bajos endorreicos se reconoció thenardita, trona y halita (Ver Capítulo 4 – 4.1.5) las cuales son sales evaporíticas asociadas a sulfatos, cloruros y carbonatos de sodio. En base a esto, se analizó la relación  $\text{Na}^+$  vs.  $\text{SO}_4^- + \text{Cl}^- + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$  (Figura 6.11B) la cual muestra que el conjunto de las muestras de agua de todos los ambientes estudiados se alinea en torno a la recta 1:1, mostrando que los incrementos en estos iones ocurren desde los manantiales superiores hacia los manantiales inferiores, planicie fluvial y lagunas acompañando esto al sentido del flujo de agua. Los índices de saturación (IS) calculados para estos minerales muestran que en todas las geoformas el agua es subsaturada en dichas fases minerales (ver Figura 6.11C, D y E). Los IS de las muestras pertenecientes a los manantiales superiores e inferiores calculados para las distintas fases minerales muestran valores comprendidos entre -6 y -10 sin reconocerse un agrupamiento entre las muestras de los manantiales superiores e inferiores. Por su parte, las muestras de las planicies aluviales y lagunas muestran un aumento en la saturación, pero manteniéndose siempre en condiciones de subsaturación, siendo los IS de la thenardita los menos negativos con valores comprendidos entre -6 y -4. Por último, si bien rellenando vesículas o fracturas en los basaltos y de manera diseminada en algunos sectores se observó la presencia de carbonatos cálcicos, las bajas concentraciones de  $\text{Ca}^{+2}$  determinan que la totalidad de las muestras de agua presenten IS en calcita negativos indicando subsaturación en este mineral (ver Figura 6.11F).



**Figura 6.11.** A. Relación  $\text{Na}^+$  vs  $(\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^- + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-})$  (meq/L). B. Relación  $\text{Na}^+ + \text{Cl}^-$  vs  $(\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-) - (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$  (meq/L). C. Índice de saturación de la Trona vs  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$  (meq/L). D. Índice de saturación de la Thenardita vs  $\text{SO}_4^{2-}$  (meq/L). E. Índice de saturación de la Halita vs  $\text{Cl}^-$  (meq/L). F. Índice de saturación de calcita vs  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$  (meq/L).

### 6.3. Minoritarios

Las concentraciones de los elementos minoritarios (As, Mn, Fe, Zn, Cr, Cu, Ni y Pb) en las distintas geoformas para el muestreo de marzo 2019 se muestra en la Figura 6.12. El análisis de la variación de la concentración de estos elementos en relación al flujo de agua desde los manantiales superiores hacia los manantiales inferiores, planicie fluvial y lagunas muestra que existen distintos comportamientos. En As y Cu presentan rangos de concentraciones que tienden a aumentar conforme el flujo de agua, registrándose en los manantiales superiores el menor rango de concentraciones y en

las lagunas el mayor (Figura 6.12A y B). Los manantiales superiores e inferiores presentan valores medios de As de 0,04 y 0,06 mg/L, respectivamente, aumentando su contenido hacia la planicie aluvial concentraciones medias de 0,13 mg/L y finalmente, en las lagunas con valores medios de 0,32 mg/L. En cuanto al Cu, las concentraciones medias en las muestras de agua de los manantiales superiores e inferiores son de 0,029 y 0,037 mg/L, respectivamente, mientras que en la planicie aluvial y lagunas la misma asciende a valores medios de 0,15 y 0,27 mg/L. Esta tendencia es menos clara en las concentraciones de Cr, en donde los manantiales inferiores se caracterizan por presentar concentraciones más bajas en este elemento (Figura 6.12 C). En los manantiales, el contenido medio de cromo es de 0,003 en los superiores y de 0,002 mg/L en los inferiores mientras que las muestras de la planicie aluvial presentaron concentraciones medias de 0,006 mg/L y las de las lagunas de 0,009 mg/L. Respecto de las concentraciones de Fe, Mn, Ni y Pb (Figura 6.12D, E, F y G) no se observa una tendencia clara entre las concentraciones y el flujo de agua, caracterizándose dos muestras de la planicie fluvial por presentar las mayores concentraciones en dichos elementos. Esto podría deberse al carácter no conservativos de estos elementos, pudiendo quedar retenidos a lo largo del recorrido del flujo de agua. En cuanto al Fe y Mn las concentraciones medias máximas se encuentran en las muestras pertenecientes a la planicie aluvial con valores de 3,5 y 0,23 mg/L, respectivamente. Mientras que para el resto de las geoformas los valores medios se encuentran alrededor de 0,69 mg/L para el Fe y de 0,014 mg/L para el Mn. Las menores concentraciones de Ni ocurren en los manantiales superiores con 0,005 mg/L y las mayores en las muestras de las lagunas con 0,01 mg/L. En relación al plomo, este elemento se presenta en bajas concentraciones en todas las geoformas, con concentraciones medias de 0,003 mg/L. Por su parte, el Zn es un elemento que tienden a disminuir su concentración con el flujo de agua registrándose las mayores concentraciones en los manantiales superiores y las menores en las muestras de las lagunas (Figura 6.12 H). Las muestras de agua subterránea de los manantiales tienen concentraciones de Zn con valores medios máximos de 0,76 mg/L para los superiores y de 0,73 mg/L en los inferiores, mientras que en la planicie aluvial y lagunas la concentración media es de 0,65 mg/L y 0,66 mg/L.

En relación a la limitante de estos elementos en el agua para consumo humano, los principales condicionantes en base al límite sugerido por el Código Alimentario Argentino (CAA, 2012) se asocian al As (límite de 0,01 mg/L), Fe (límite de 0,3 mg/L), Mn (límite 0,1 mg/L). En cuanto al As, este supera el límite de potabilidad propuesto por el CAA en todas las muestras analizadas, destacando que, en el agua de los manantiales superiores, utilizadas por el personal de la estancia para consumo, se registraron concentraciones máximas de 0,09 mg/L. Por su parte, el hierro supera el contenido límite permitido por el CAA de 0,3 mg/L en el 51% de las muestras, destacándose concentraciones elevadas en los manantiales superiores de 1,8 y 2,2 mg/L. Asimismo, el manganeso supera el límite legislado de

0,1 mg/L, solamente en dos muestras de agua subterránea de la planicie aluvial. El resto de los elementos analizados presenta en todos los casos concentraciones por debajo de los límites propuestos por el CAA, siendo este límite de 0,05 mg/L para Pb, 0,02 mg/L para Ni, 1,0 mg/L para Cu y 0,05 mg/L para Cr, sin establecer valor para Zn.

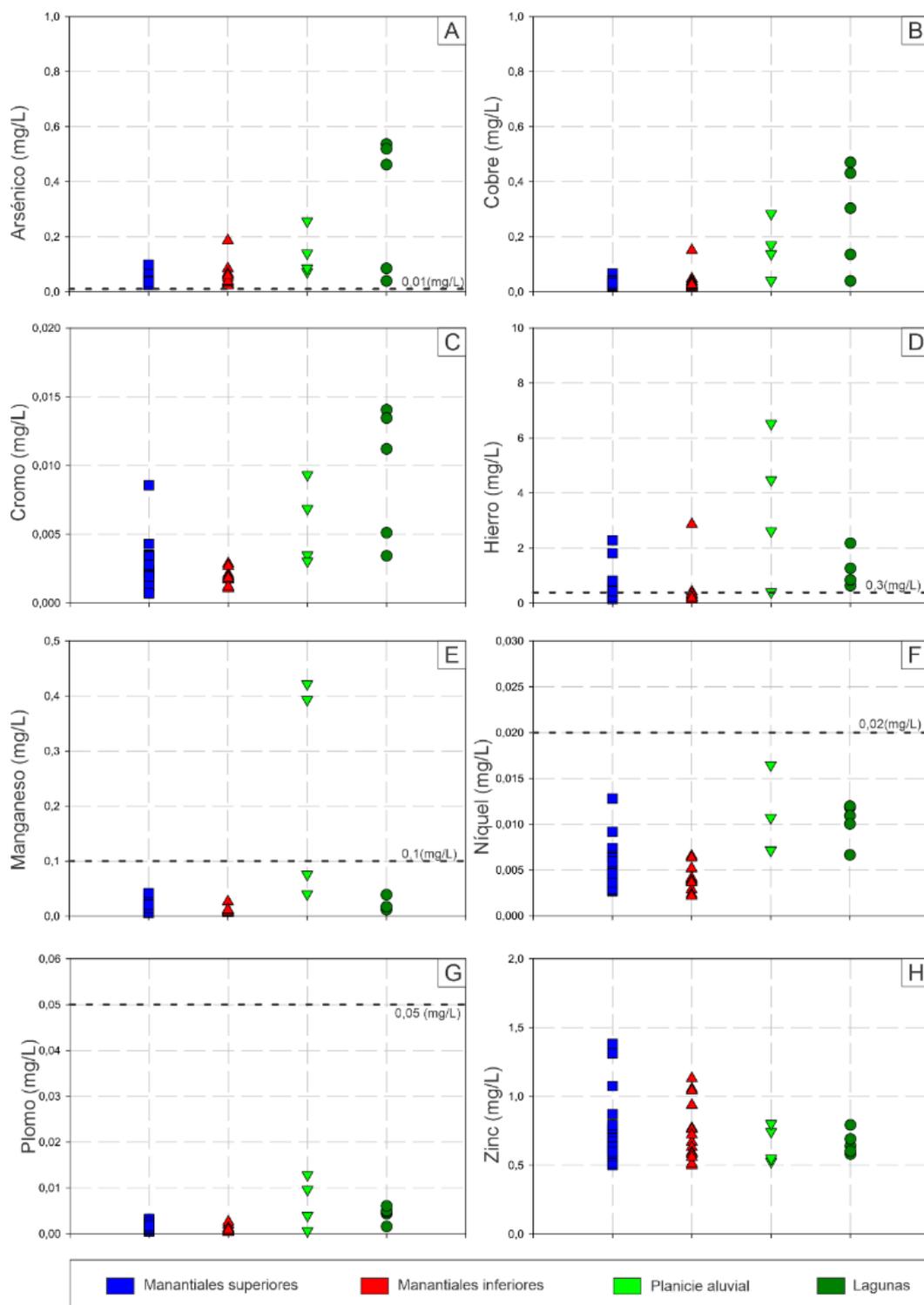


Figura 6.12. Gráficos para las concentraciones de elementos minoritarios determinadas en el muestreo de marzo 2019. En línea punteada se muestra el límite de potabilidad para dicho elemento según el Código Alimentario Argentino (CAA).

## 7. MALLINES: CONTROLES LITOGÉNICOS SOBRE SU DISTRIBUCIÓN Y FUNCIONAMIENTO HIDROLÓGICO

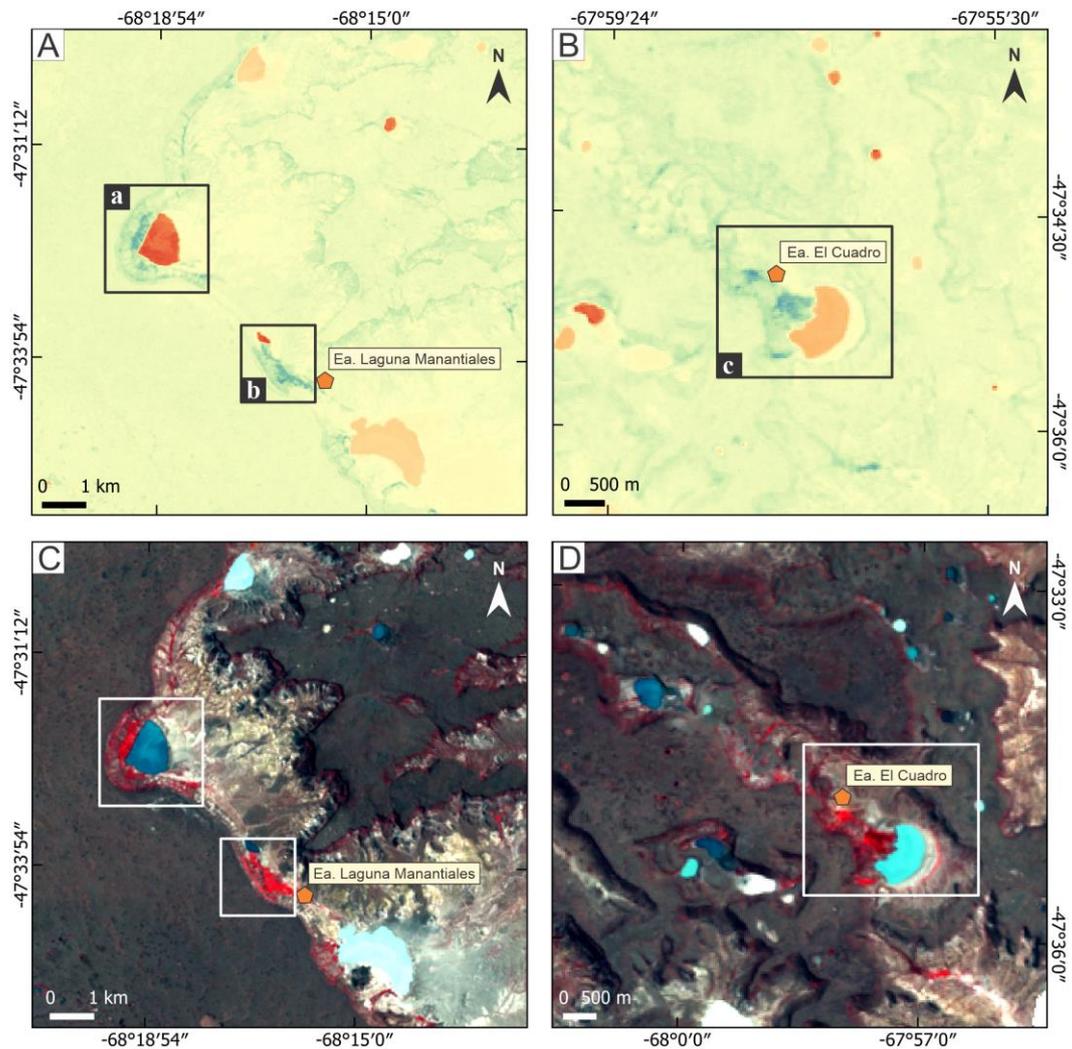
En este capítulo se integrarán los resultados geológicos - geomorfológicos, hidrodinámicos e hidroquímicos con el fin de generar modelos conceptuales que expliquen los controles litogénicos que condicionan el emplazamiento y desarrollo de mallines en los distintos sectores estudiados. Asimismo, se pretende discutir los resultados obtenidos comparándolos con otros modelos conceptuales propuestos para áreas de mesetas basálticas resaltando los aportes innovadores obtenidos en la tesis. Por último, se evaluará dentro de los servicios ecosistémicos que brindan los mallines aquel asociado al abastamiento de agua de los pobladores de la región.

### 7.1. Ocurrencia y emplazamiento de ambientes de mallines

Mallín es un término de origen indígena que se utiliza en el área de Patagonia extra-andina para denominar a ambientes de humedales de relieve plano-cóncavo, localizados en posiciones relativamente bajas del paisaje y que reciben aportes de agua superficiales o subsuperficiales (Bran et al., 1998). Estos humedales son de escasa extensión y se distribuyen de manera heterogénea en diversos entornos geomorfológicos (Carrica et al., 1997, Hernandez et al. 2007, Mazzoni y Rabassa, 2013, Andreazini et al. 2017, Villalba et al. 2018, Bastianelli et al., 2018). En Patagonia extra-andina se estima que las áreas de mallines ocupan cerca del 4% (Bran, 2004, Mazzoni y Vázquez, 2004), estimándose dentro de la provincia de Santa Cruz que el área de mallines es cercana al 1,13% (Mazzoni y Vázquez, 2004).

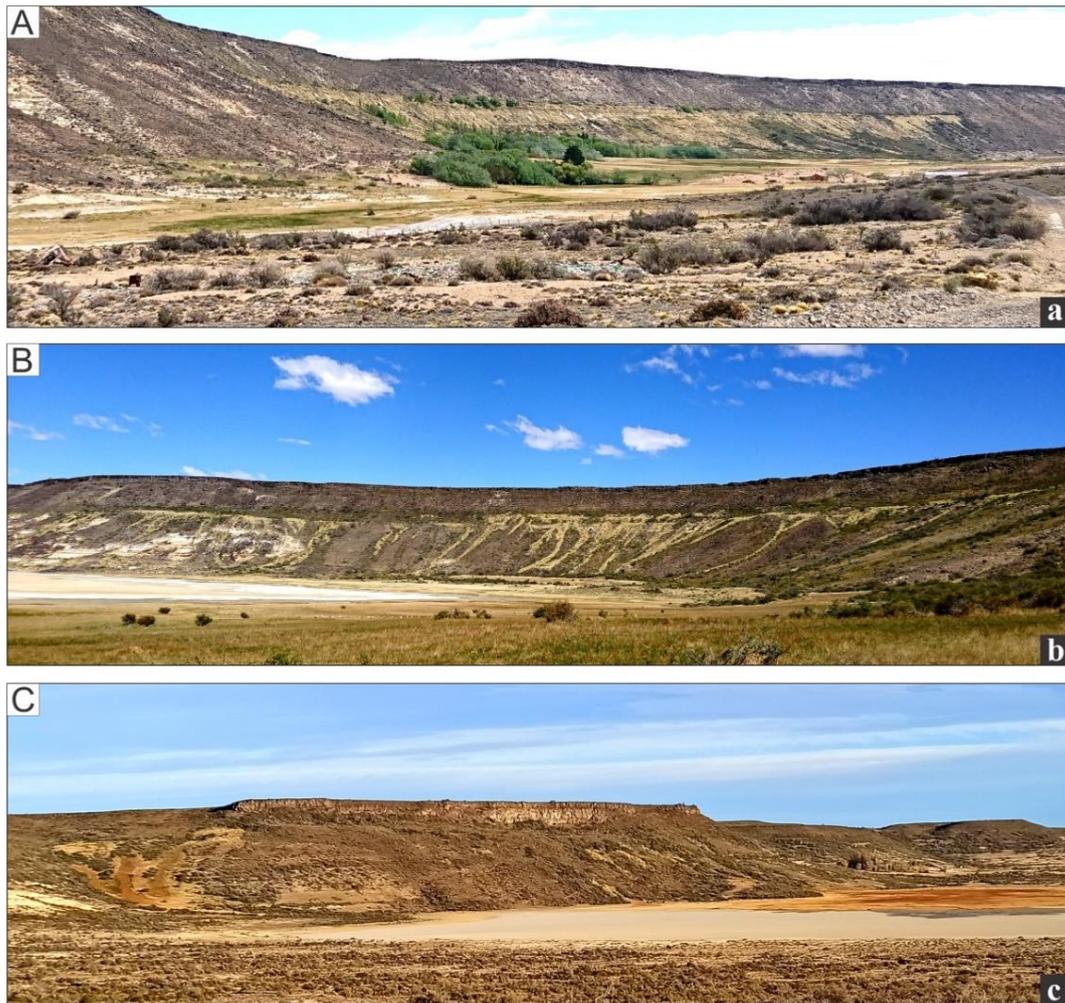
Los mallines presentan una gran variabilidad de formas y tamaños, dependiendo su ocurrencia y extensión de las características hidrogeomorfológicas de emplazamiento (Brinson 1993). En este contexto los mallines pueden constituir pequeños ambientes de humedales en áreas muy localizadas y relativamente aisladas, o conformar un sistema de humedales más o menos continuos asociados a líneas de drenaje en mesetas o planicies de inundación de los valles fluviales. En un entorno árido como lo es la Patagonia extra-andina, la mayor disponibilidad relativa de agua presente en los mallines conlleva a un anegamiento, permanente o temporario y al desarrollo de suelos y tipos de vegetación azonales (Bran et al., 2002). Esta característica determina que regionalmente la utilización de sensores remoto a partir de la utilización de índices de vegetación como el NDVI (Índice de vegetación de diferencia normalizada, conocido como NDVI por sus siglas en inglés) o de imágenes falso color sean herramientas útiles para definir su localización aun cuando su extensión de ocurrencia es muy limitada. Para el área de estudio, el análisis de NDVI permite identificar áreas vegetadas asociadas a

mallines en las laderas de las mesetas y sectores de la planicie fluvial las cuales se observan en coloraciones azuladas (ver Figura 7.1A, B).



**Figura 7.1.** Aplicación de sensores remotos a imágenes satelitales Landsat5 para el área de estudio de la Estancia Laguna Manantiales y para el Parque Nacional. A, B. NDVI calculado para el sector de la Estancia Lagunas Manantiales y para el Parque Nacional respectivamente. C, D. Imágenes falso color, RGB543, para el sector de la Estancia Lagunas Manantiales y para el Parque Nacional respectivamente. Los rectángulos y las letras indican la ubicación de las fotos de campo que se muestran en la Figura 7.2.

Un resultado similar se obtiene al aplicar una imagen falso color (RGB 543), donde los sectores asociados a la vegetación están en color rojo debido a la alta reflectividad en el infrarrojo y la baja en el visible (ver Figura 7.1C, D). Nótese que tanto con el análisis de NDVI como con el falso color la ocurrencia de mallines en el área de laderas de meseta no es continua. Esta característica también puede observarse en las imágenes satelitales y relevamientos de campo (ver Figura 7.2A, B y C) como sectores de color verdoso interrumpiendo la aridez del paisaje.

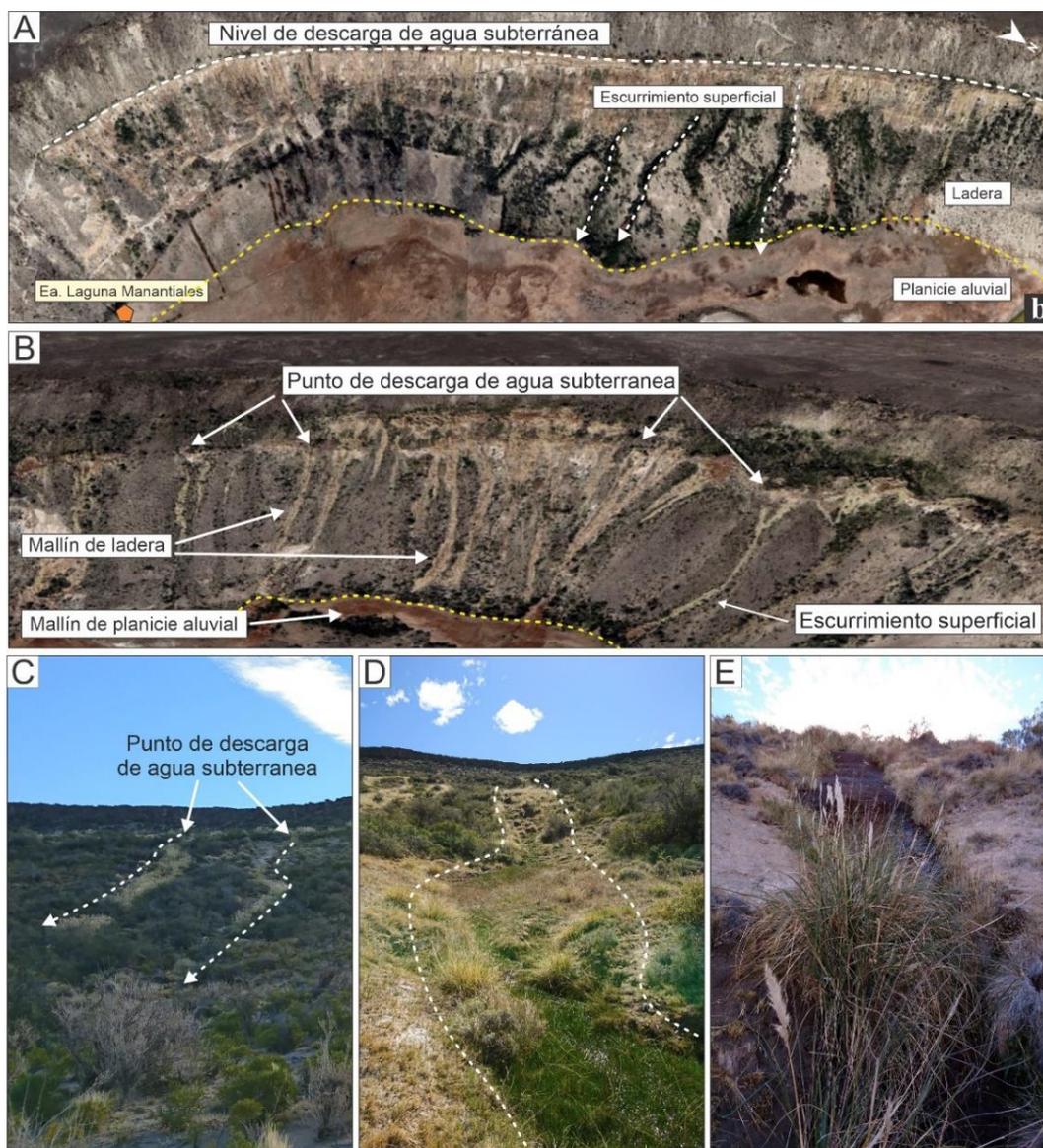


**Figura 7.2.** Sectores de mallines en el área de estudio. A. Foto de campo del mallín ubicado al oeste de la Estancia Laguna Manantiales. B. Foto del mallín ubicado al norte de la Estancia Laguna Manantiales. C. Fotos de campo del mallín del Parque Nacional.

Considerando la clasificación hidrogeomorfológica de Brinson (1993), las áreas de mallín ocupan dentro del área de estudio dos sectores bien definidos: las laderas de las mesetas basálticas y la planicie aluvial. En cuanto a los mallines de laderas, los mismos se forman a partir de la descarga de agua subterránea por parte de manantiales en laderas con perfil cóncavo (ver Figura 7.3A). Este aporte de agua y la acumulación de sedimentos favorecen el crecimiento de la vegetación, estabilizando el derrubio y contribuyendo a la formación del mallín. Dado que la ocurrencia del mallín depende del aporte de agua desde los manantiales y del escurrimiento superficial – subsuperficial que ocurre en los sedimentos del derrubio de las laderas, las morfologías de los mallines se encuentran condicionadas por estos flujos de agua. De esta manera las morfologías observadas en los mallines de laderas del sector de la Estancia Laguna Manantiales y del Parque Nacional, son alargadas con el mayor desarrollo en el sentido del escurrimiento superficial – subsuperficial del agua, conformando delgadas franjas con vegetación en las laderas de las mesetas (ver Figura 7.3B). A su vez, transversalmente al

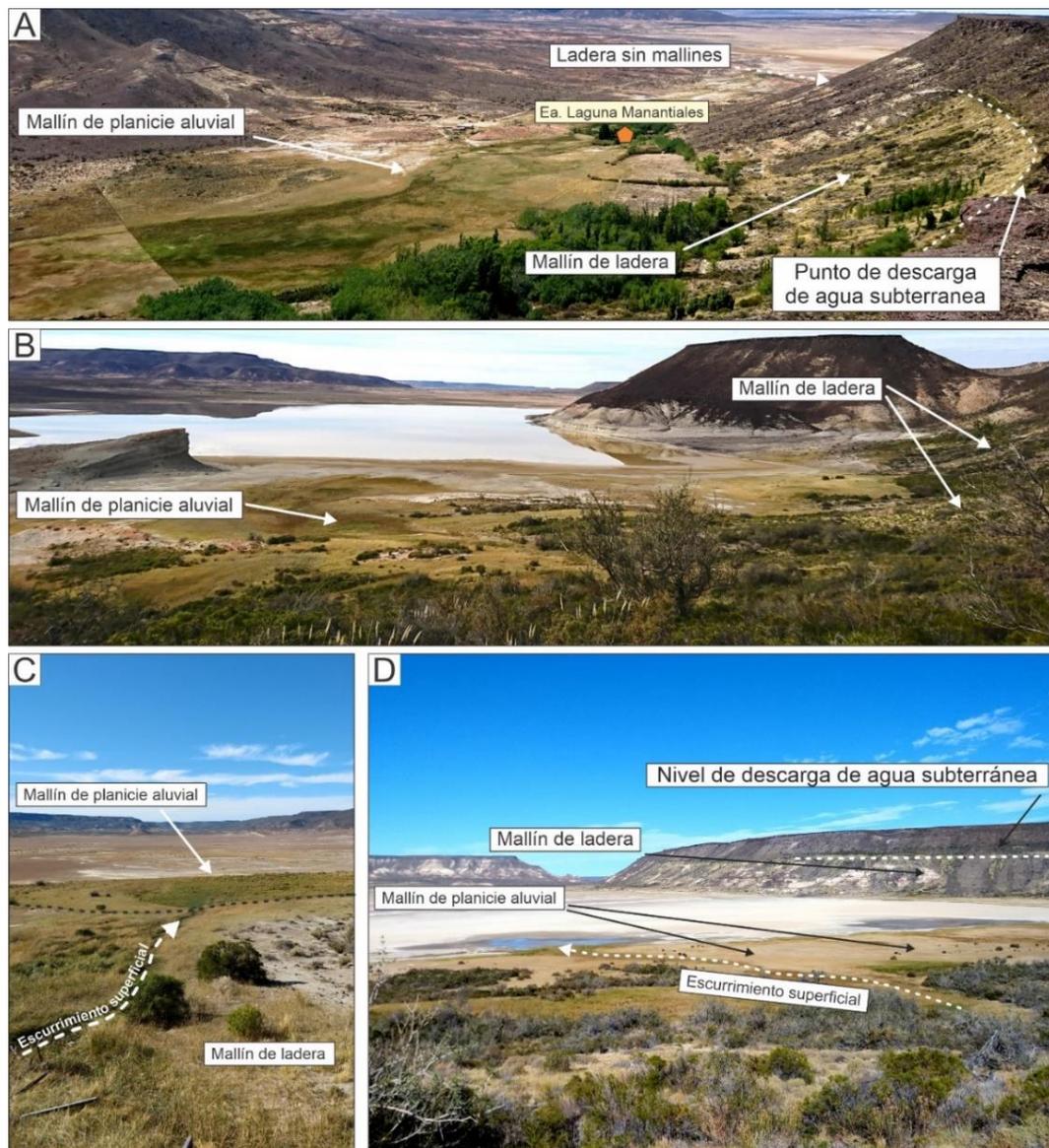
MALLINES: CONTROLES LITOGÉNICOS SOBRE SU DISTRIBUCIÓN Y FUNCIONAMIENTO HIDROLÓGICO

escurrimiento, el mallín ve limitado su desarrollo debido a la existencia de un gradiente hídrico que disminuye la saturación del suelo desde la zona central (zona de escurrimiento superficial) hacia la periferia donde las condiciones de saturación desaparecen (ver Figura 7.3C, D). En la base de la ladera se genera un flujo distributivo lo que origina que en este sector los mallines adopten formas de abanicos. Dado que las descargas de agua subterránea ocurren de manera agrupada en diferentes puntos de las laderas el área de humedal es localmente extensa dado que agrupa a un conjunto de mallines asociados a un grupo de manantiales y líneas de escurrimiento de agua que desde ellos se originan.



**Figura 7.3.** Detalles de los mallines en el área de estudio. A, B. vistas 3D de sectores con mallines en las cuales se recone el nivel de descarga de agua subterránea y los mallines de laderas y planicie aluvial. C, D y E. Fotos de detalles de los mallines de ladera.

Por otro lado, los mallines de la planicie aluvial se localizan dentro de la planicie en sectores que reciben aportes de agua proveniente del escurrimiento superficial – subsuperficial de las laderas (ver Figura 7.4A, B). Debido a esto, los mallines no se desarrollan en todo el ámbito de la planicie aluvial, sino que se encuentran limitados a sectores de la planicie aluvial asociados a zonas de laderas con manantiales donde el aporte de agua constante favorece la formación de suelos y el crecimiento de vegetación. La extensión de estos mallines es variable, dependiendo tanto del caudal del escurrimiento superficial – subsuperficial como del área de infiltración del agua en los sedimentos de la planicie aluvial. Para el caso del mallín ubicado al oeste de la Estancia Laguna Manantiales, la presencia de sedimentos finos en la planicie aluvial y el importante caudal de agua permite que la infiltración no sea excesivamente rápida, favoreciendo así el movimiento subsuperficial del agua y el sustento del mallín. Aquí el mallín presenta una forma alargada ocupando buena parte del ancho de la planicie. Al contrario, en el área del Parque Nacional o el sector al norte de la Estancia Laguna manantiales (ver Figura 7.4C, D), es decir donde al pie de la ladera se ubica inmediatamente un bajo endorreico, los mallines de la planicie aluvial son poco desarrollados. En estos casos, el aporte de agua de los manantiales no es capaz de mantener un flujo subsuperficial dado que al alcanzar el bajo endorreico se infiltra rápidamente. Sin embargo, en estos sectores, puede observarse que en épocas de intensas precipitaciones el escurrimiento subsuperficial avanza hacia el centro del bajo endorreico permitiendo el mayor desarrollo del mallín de la planicie aluvial ver (Figura 7.4D).



**Figura 7.4.** Mallines de planicie aluvial. A, B. Fotos de áreas de mallines en las cuales se observa el emplazamiento geomorfológico de los mallines de ladera y de planicie aluvial. C, D. Fotos de mallines de planicie aluvial en las cuales se observa su conexión con el escurrimiento superficial proveniente de las laderas.

## 7.2. Modelo conceptual del funcionamiento geohidrológico

En la Patagonia extra-andina, las escasas precipitaciones y la elevada evapotranspiración afectan negativamente al balance hidrológico (Álvarez y Carol, 2019). En estas condiciones, las características geológicas y geomorfológicas ejercen un rol importante en el control de los procesos de recarga subterránea (Alvarez et al., 2020). La presencia de litologías con alta permeabilidad primaria o secundaria asociadas a geoformas que minimicen la escorrentía superficial son características esenciales para que el agua de lluvia pueda infiltrarse rápidamente y recargar los acuíferos. Para el área de estudio (ELM y PN) los balances hídricos mensuales muestran que la evapotranspiración

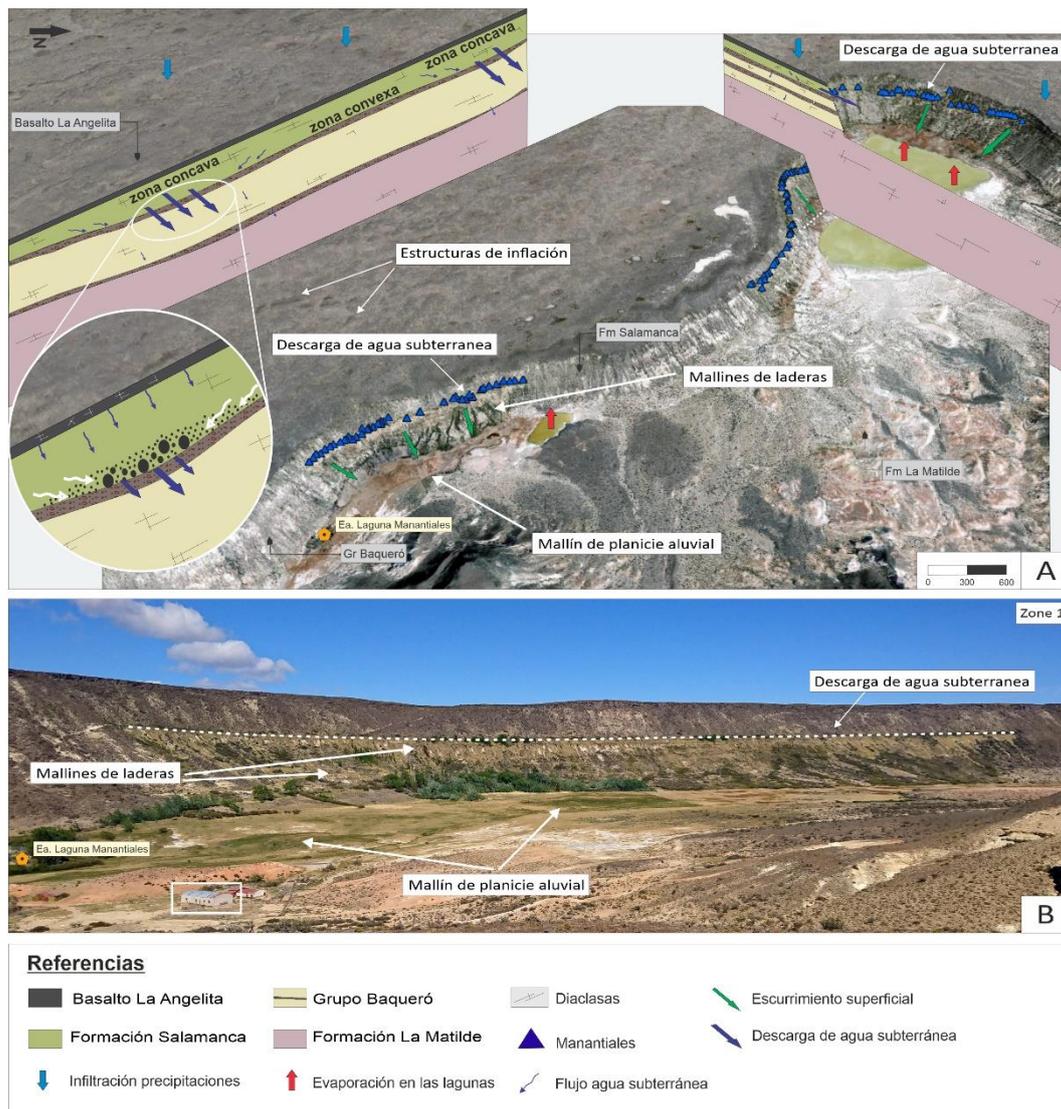
supera ampliamente a la precipitación en todos los meses del año determinando una marcada aridez. Excesos asociados a infiltración y recarga de acuífero fueron estimados en balances diarios seriados observándose que sólo cerca del 10% de la precipitación puede infiltrar. La infiltración preferencial ocurre en la planicie volcánica basálticas donde el basalto en superficie se encuentra fracturado producto de procesos de meteorización con material arenoso de procedencia eólica relleno de dichos espacios. La escasa pendiente de la meseta y la presencia de estructuras de inflación son también controles geológicos – genéticos importantes para la infiltración del agua.

Para el sector de ELM, la presencia en el techo del Basalto La Angelita de estructuras de inflación origina ondulaciones de la planicie volcánica ocasionando la formación de bajos inter-estructuras. Estos bajos constituyen sectores propicios para la acumulación de las precipitaciones que, sumado a la meteorización de la superficie del basalto y la permeabilidad secundaria ocasionada por la presencia de diaclasas, permite la rápida infiltración de las precipitaciones que recargan los acuíferos. El agua que infiltra circula a través del acuífero fisurado de los basaltos e ingresa a las unidades porosas subyacentes (arenas de la Formación Salamanca) migrando verticalmente hasta encontrarse con formaciones impermeables (cornisas con niveles de paleosuelos silicificados en Grupo Baqueró) que limitan el flujo descendente ocasionando que el agua comienza a almacenarse por sobre éstas conformando una unidad acuífera. El movimiento del agua dentro de esta unidad acuífera se ve condicionado por la baja inclinación regional hacia el sureste de las unidades (Bétard et al., 2014) y por la morfología de la superficie de contacto entre la Formación Salamanca y el Grupo Baqueró. Respecto a esta última, los relevamientos y nivelaciones realizadas permitieron identificar que la Formación Salamanca se deposita sobre una paleosuperficie ondulada con desniveles de hasta 3 metros (ver Capítulo 4 – 4.1.2 Grupo Baqueró), la cual se asociaría a paleocanales labrados sobre el techo del Grupo Baqueró (Cladera et al., 2002). En campo se observó también que la presencia de manantiales en las laderas de las mesetas ocurría en los sectores en que dicha superficie era cóncava y sobre ésta se identificaba la presencia de sedimentos de granulometrías (arenas y gravas) medias a gruesas, interpretados como depósitos de paleocanales fluviales. La presencia de manantiales en estos sectores evidenciaría un flujo subterráneo preferencial dentro de estas paleoestructuras el cual descarga en forma de manantiales cuando la superficie topográfica de las laderas intercepta a la superficie freática (ver Figura 7.5). De esta manera, la presencia de niveles silicificados y de una paleosuperficie en el techo del Grupo Baqueró constituyen los principales controles litológicos y genéticos que controlan la hidrodinámica del flujo de agua subterránea y la descarga de agua subterránea en forma de manantiales en sectores particulares de las laderas de las mesetas basálticas. En este sentido, los sectores topográficamente más elevados del contacto entre la Formación

Salamanca y el Grupo Baqueró actuarían como divisorias de agua subterránea conduciendo el flujo de agua hacia los sectores más bajos de dicho paleorrelieve.

Una vez producida la descarga de agua subterránea, el agua escurre por la ladera a través de cárcavas hasta la planicie aluvial o puede volver a infiltrar en los sedimentos del derrubio y escurrir subsuperficialmente hasta la base de la ladera en que se produce un cambio de pendiente que ocasiona su afloramiento en forma de manantial (manantiales inferiores). Dada la pronunciada pendiente de la ladera (32%), el escurrimiento superficial y subsuperficial genera un drenaje paralelo alrededor del cual comienzan a desarrollarse suelos del orden de los molisoles y a crecer vegetación (*Cortaderia araucana* y *Festuca pallescens*) dando lugar a un sistema de mallines de laderas. En ambos casos, una vez alcanzada la planicie aluvial, el agua infiltra en los sedimentos y fluye subterráneamente hacia las zonas deprimidas de bajos endorreicos. El aporte de agua que recibe la planicie aluvial en los sectores más próximos a las áreas de ladera con manantiales, permite el crecimiento de vegetación (*Distichlis scoparia*, *Juncus balticus* y *Schoenoplectus californicus*) dando lugar a la formación de los mallines de planicie aluvial (ver Figura 7.4C, D).

Por otro lado, independientemente del flujo de agua subterránea, las cárcavas y líneas de drenaje de las laderas sin manantiales y de la planicie aluvial se activan de manera intermitente en los eventos de lluvia. Durante estos cortos periodos de intensas precipitaciones (aproximadamente 26 mm diarios), el escurrimiento superficial alcanza los bajos endorreicos formando lagunas. Producto de la dominancia de la evapotranspiración por sobre la precipitación un volumen importante del agua retorna a la atmosfera. Estas condiciones climáticas áridas (169 mm/año), determinan que el agua en las lagunas se evapore totalmente dando lugar a la formación de costras y eflorescencias salinas (Thenardita, Trona y Halita) en las zonas de bajos endorreicos.



**Figura 7.5.** Modelo conceptual geohidrológico 3D del sector de la Estancia Laguna Manantiales.

Por otro lado, en el área del Parque Nacional el techo de la meseta del Basalto Cerro Mojón presenta numerosos bajos producto de una estructuración preexistente de las rocas subyacente o del colapso de túneles de lava, siendo estos sectores preferenciales para la acumulación y la infiltración del agua de las precipitaciones. Una vez infiltrada, el agua circula por el acuífero fisurado del Basalto Cerro Mojón hasta alcanzar el nivel brechoso y el Basalto Cerro del Doce (ver Figura 7.6). En este caso, el contacto entre el nivel brechoso y el Basalto Cerro del Doce constituye el límite vertical para la infiltración del agua debido a un cambio en las permeabilidades producto del sistema de diaclasas subhorizontales que presenta el Basalto Cerro del Doce. El nivel brechoso, interpretado como el relleno de un paleocanal que por sus características texturales y acuífero lateral representa entonces un nivel acuífero local. La morfología cóncava del paleocanal y la textura gruesa reconocida, favorece el movimiento del agua a través de la brecha a lo largo de la superficie de contacto con el

## MALLINES: CONTROLES LITOGÉNICOS SOBRE SU DISTRIBUCIÓN Y FUNCIONAMIENTO HIDROLÓGICO

---

basalto Cerro del Doce. Cuando esta superficie es interceptada por la topografía en las laderas de las mesetas basálticas se produce la descarga del agua subterránea en forma de manantiales. La presencia de manantiales en los sectores topográficamente más bajos de dicha paleosuperficie demostraría el control litológico y genético ejercido por el contacto entre el nivel brechoso y el Basalto Cerro del Doce y la forma del paleocanal. Una vez ocurrida la descarga de agua subterránea, el agua puede escurrir superficialmente por las laderas hacia la planicie aluvial o infiltrar en los sedimentos del derrubio de las laderas y escurrir ladera abajo subsuperficialmente. En ambos casos, el agua que escurre superficial o subsuperficialmente permite el crecimiento de vegetación (*Cortaderia araucana* y *Festuca pallenscens*) originando el desarrollo de los mallines de laderas. Al alcanzar la base de las laderas, el agua infiltra rápidamente en los sedimentos de la planicie aluvial continuando su recorrido hacia el bajo endorreico de forma subsuperficial. Aquí la presencia de agua cerca de la superficie permite el desarrollo de vegetación que da origen a mallines de planicie aluvial. En los periodos de intensas precipitaciones (aproximadamente 26 mm diarios), el agua puede escurrir superficialmente por la planicie alcanzado el bajo endorreico y formar una laguna. Al igual que lo mencionado para el sector de la Estancia Laguna Manantiales, estas lagunas son de carácter transitorios debido a que, cesado el periodo de lluvias, el agua acumulada en ellas se evapora totalmente dando lugar a la formación de precipitados salinos en forma de delgadas costras o eflorescencias (thenardita, trona y halita).

MALLINES: CONTROLES LITOGENICOS SOBRE SU DISTRIBUCIÓN Y FUNCIONAMIENTO HIDROLÓGICO

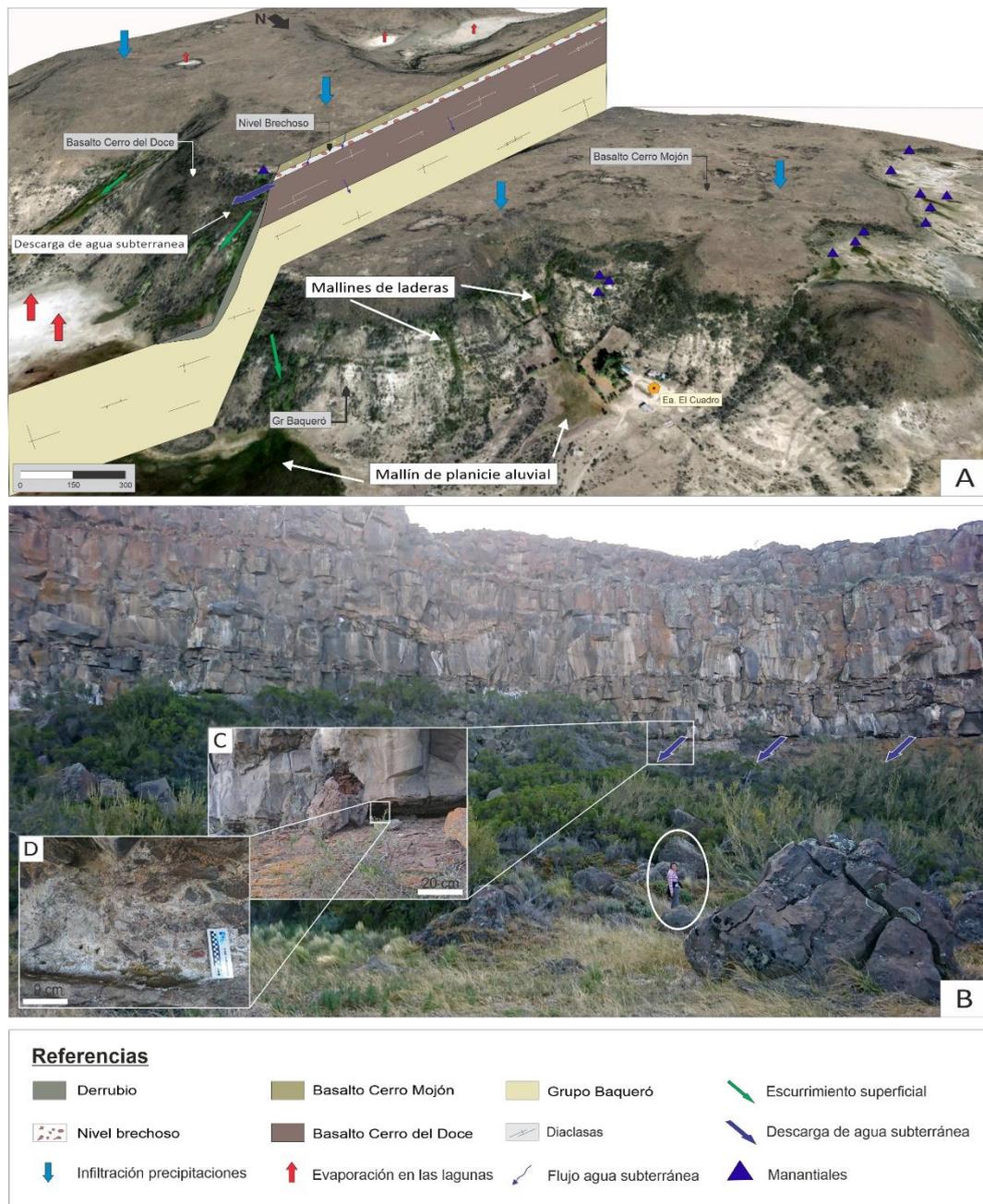


Figura 7.6. Modelo conceptual geohidrológico del sector del Parque Nacional.

El agua de las precipitaciones desde que infiltra en los basaltos comienza a adquirir iones disueltos a partir de la alteración – disolución de minerales producto de su interacción con las rocas durante el flujo subterráneo – subsuperficial. La señal química del agua observada en las distintas relaciones iónicas e isotópicas (ver Capítulo 6 - Hidroquímica) indica que los procesos hidrogeoquímicos que determinan la incorporación de iones en solución se asocian a la alteración de silicatos, disolución de  $\text{CO}_2(\text{g})$ , de sales e intercambio catiónico, sumando a éstos una marcada evaporación en el agua de los bajos endorreico. Como se ha mencionado, la escasa pendiente de la

planicie volcánica y las estructuras de inflación constituyen sectores preferenciales para la infiltración del agua de lluvia. La señal isotópica ( $\delta^2\text{H}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$ , ver Figura 6.7A) evidencia que la infiltración del agua de lluvia ocurriría en estos sectores de manera rápida y con escasa a nula evaporación. En estos sectores los basaltos se presentan meteorizados con diaclasas en las que se acumula el material eólico que se deflaciona producto de los fuertes vientos de la zona y se desarrollan suelos incipientes (Entisoles según Godagnone, 2004). En estos sectores, en donde existe una zona no saturada, el agua al infiltrar reacciona con el  $\text{CO}_{2(\text{g})}$  atmosférico generando iones  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{H}^+$  (Apello y Postma, 2005). Con el polvo eólico, las sales solubles precipitadas en los bajos endorreico (thenardita, halita y trona) pueden depositarse en el techo de la meseta basáltica. La disolución de pequeñas cantidades de estas sales aporta iones  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  al agua de infiltración; estos procesos quedan evidenciados en las relaciones  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  (ver Figura 6.10), donde también se observa en base a las concentraciones aniónicas que la cantidad de iones adquiridos por estos procesos es escasa. Asimismo, en zonas áridas se ha comprobado que parte del aporte de iones en solución podría provenir de la disolución en el agua de lluvia de sales presentes en el polvo eólico que luego serían incorporados al agua subterránea en las zonas de recarga (Mahowald et al., 2003).

Durante la infiltración en el basalto tienen lugar la alteración de silicatos (plagioclasas, olvinas, etc.) por disolución incongruente la cual genera iones  $\text{HCO}_3^-$  en solución, ácido silícico y cationes (p.e.  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+2/+3}$ ). En el caso de las plagioclasas, las composiciones dominantes son cálcicas (Panza, 2001), generando como ion mayoritario por su disolución incongruente  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{Ca}^{+2}$  (Clark, 2015). Bajo estas condiciones, el agua tendería a facies bicarbonatadas cálcicas; sin embargo, el agua de los manantiales superiores es predominantemente bicarbonatada sódica (360 y 150mg/L respectivamente - ver Figura 6.7). Este cambio de facies se asociaría a procesos de intercambio iónico que generan excesos de Na y deficiencias de  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Ca}^{+2}$  (Carol et al., 2012, ver Figura 6.11A). Dicho intercambio se produciría cuando el agua atraviesa los sedimentos marinos de la Formación Salamanca (ver Figura 6.7) donde la presencia de arcillas glauconíticas tendrían la capacidad de adsorber el calcio, liberando sodio. Esto explicaría por qué la facies del agua de los manantiales superiores es de tipo bicarbonatada sódica. En cuanto al agua de los manantiales inferiores, el escurrimiento subsuperficial a través de los sedimentos presentes en las laderas, sumaría a los procesos anteriormente descriptos la disolución de sales, aunque en bajos porcentajes ya que su CE es igualmente baja (1316  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ). Esta similitud entre el agua de los manantiales estaría indicando, que los inferiores recibirían el aporte de agua desde los manantiales superiores a partir del flujo de agua subsuperficial. Una vez alcanzadas la planicie aluvial el agua continúa incorporando iones lo que ocasiona un aumento en la CE. Por su parte, en las lagunas, donde se acumula una lámina somera de agua, la evaporación se torna el proceso dominante

## MALLINES: CONTROLES LITOGÉNICOS SOBRE SU DISTRIBUCIÓN Y FUNCIONAMIENTO HIDROLÓGICO

---

lo cual se ve reflejado en los valores isotópicos fuertemente enriquecidos (ver Figura 6.7A), aumento en la CE y cambio a facies cloruradas sódicas (ver figura 6.6). Esta fuerte evaporación determina la precipitación de sales evaporíticas de tipo thenardita, trona y halita. La menor solubilidad de los carbonatos de sodio y sulfatos en comparación con la halita (Doner y Lynn, 1989) explicaría el predominio de precipitados de sales de thenardita y trona en los bordes de las lagunas y el cambio a facies cloruradas sódicas en las lagunas.

El conjunto de procesos geohidrológicos-geoquímicos condicionantes de la química del agua subterránea y superficial precedentemente descritos se resumen para los dos sectores estudiados en los esquemas de la Figura 7.7.

MALLINES: CONTROLES LITOGÉNICOS SOBRE SU DISTRIBUCIÓN Y FUNCIONAMIENTO HIDROLÓGICO

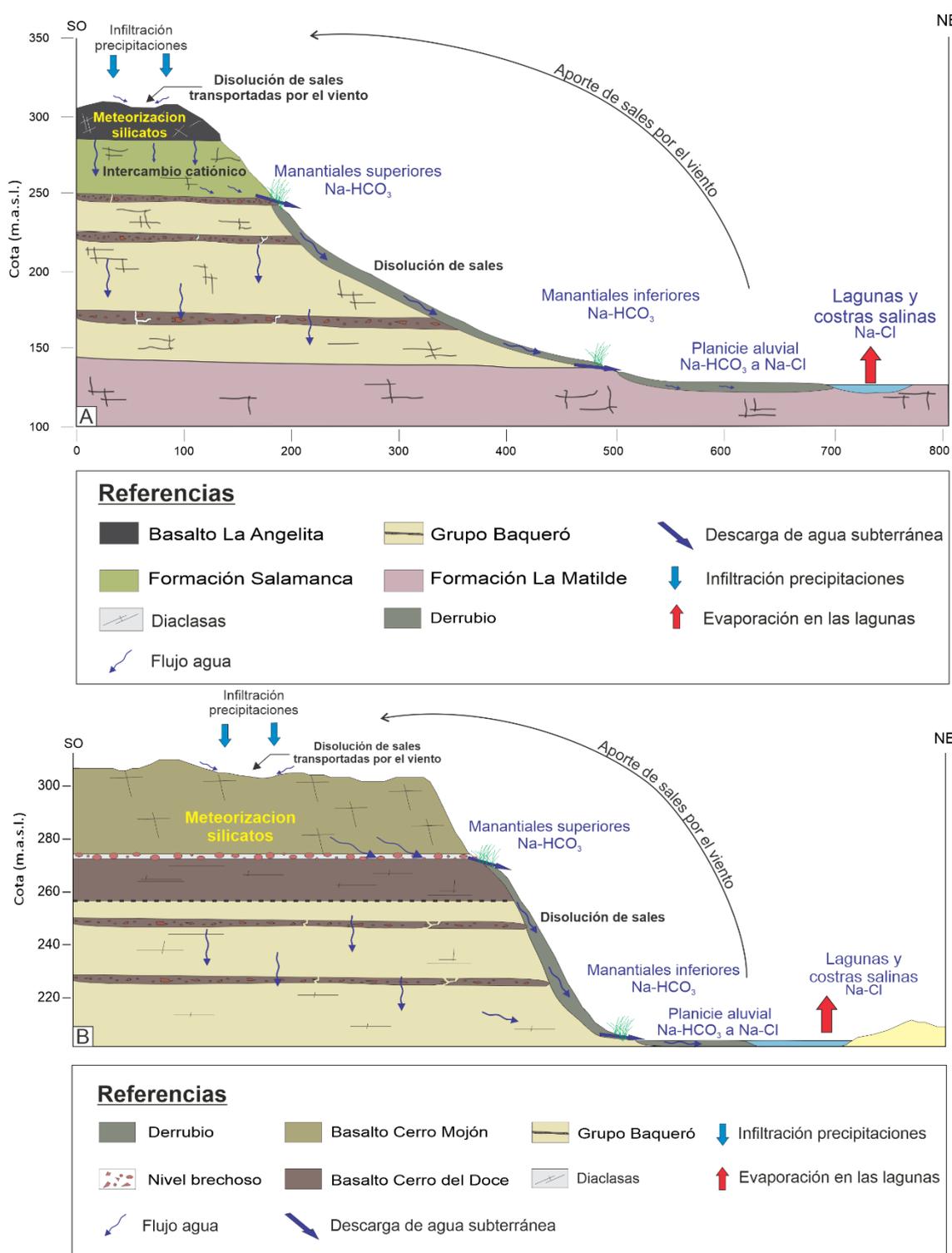


Figura 7.7. Modelo conceptual de los procesos geohidrológicos – geoquímicos que condicionan la química del agua en el sector de la Estancia Laguna Manantiales (A) y del Parque Nacional (B).

Por otro lado, la meteorización química de silicatos no solo suministra cationes y aniones mayoritarios al agua, sino que también entran en solución numerosos elementos traza que también suelen ser componentes traza que se encuentran como impurezas en las rocas silicatadas (Gaillardet

et al. 2005). En base a esto, se interpreta que los elementos minoritarios analizados en las muestras de agua (As, Mn, Fe, Zn, Cr, Cu, Ni y Pb) serían aportados por la meteorización de las rocas basálticas y volcánicas dominantes en el área. La hidrólisis incongruente de los silicatos genera un aumento del pH, condición que incrementa la solubilidad de la sílice especialmente la de estructura amorfa (Clark, 2015). En este sentido, el vidrio volcánico presente en los basaltos y en las rocas volcánicas subyacente es portador de numerosas impurezas, entre ellas el As, el cual podría ser liberado por la disolución de las trizas volcánicas (Bia et al., 2022; Carol y Alvarez, 2018). Particularmente, el As muestra en el área de estudio un incremento (de 0,04 a 0,32 mg/L) con el flujo subterráneo, lo que indica que existe una incorporación de este elemento por la interacción agua – roca y que este elemento se comporta como conservativo, incrementando su concentración particularmente en las lagunas por concentración evaporativa. Un comportamiento similar de incremento de rangos de concentraciones en relación al flujo de agua se observa en el Cu. Por otro lado, el Zn presenta una tendencia opuesta, es decir disminuye su concentración siendo 0,76 mg/L en los manantiales y 0,65 mg/L la planicie aluvial y las lagunas. Esto indicaría que es un elemento que luego de descargar en los manantiales superiores tiende a ser retenido por los sedimentos mientras circula el agua por las laderas y planicie aluvial. En cuanto al Fe y Mn, las concentraciones en los manantiales y en las lagunas son similares; sin embargo, aumentan notablemente desde valores de promedios de 0,5 en los manantiales a valores máximos de 6,5 mg/L en el agua subterránea de la planicie aluvial. Tanto el hierro como el manganeso responderían principalmente a las condiciones de oxidación-reducción del medio. El aumento en la concentración de las muestras de agua subterránea de la planicie aluvial podría deberse a condiciones más reductoras, lo cual dejarían en solución a los iones Fe y Mn, mientras que en los manantiales la oxigenación determina condiciones oxidantes en las que estos elementos tienden a precipitarse (de Meyer et al., 2017). Por su parte el Cr, Ni, y Pb si bien pueden también derivar de la meteorización de los silicatos y vidrio volcánico, no muestran una clara tendencia en los rangos de concentración en relación al flujo.

### 7.3. Rol de los manantiales y mallines en el desarrollo de la población rural de Patagonia extra-andina

La marcada aridez del área de estudio, asociada a la lejanía de fuentes fluviales aptas para el abastecimiento, condicionó el desarrollo de asentamientos humanos y el crecimiento socio-económico de la región. Dicho desarrollo fue determinado desde la primera mitad de siglo XIX por la expansión de la ganadería ovina. Los cascos de estancia, en muchos casos las únicas poblaciones, se situaron en valles o cañadones al reparo de los vientos y en sectores que contaban con manantiales

de buen caudal y régimen perenne. Un ejemplo de esto son las estancias El Cuadro, hoy día parte del Parque Nacional y la Estancia Laguna Manantiales. En ambas estancias la presencia de los manantiales superiores posibilitó el abastecimiento de agua de baja salinidad para consumo humano (aunque con algunas limitaciones por sectores en cuanto al contenido de elementos traza que superan límite de potabilidad propuesto por el CAA). Por su parte, los manantiales inferiores (levemente más salinos y de menos caudal) y los mallines de planicie aluvial proporcionaron agua y forraje para el sustento no sólo de especies autóctonas, sino también del ganado ovino. En este sentido, se destaca que históricamente la zona de la Estancia Laguna Manantiales ha sido un sitio privilegiado en la región para la cría del ganado por los numerosos manantiales y mallines que existen en el área.

El funcionamiento hidrológico de los mallines depende directamente de factores climáticos como las precipitaciones y las temperaturas. Esto determina que los mallines sean ambientes muy sensibles a los efectos del cambio climático (Perotti et al., 2005) en particular a las variaciones de los regímenes en las precipitaciones. El clima de la Patagonia ha ido cambiando en las últimas décadas mostrando un aumento en las temperaturas máximas y mínimas y a su vez una reducción en las precipitaciones, tendencia que se pronostica continúe a futuro según las predicciones realizadas para los próximos 50 y 100 años (Rusticucci y Barrucand 2004; Nuñez et al., 2009; Kitoh et al., 2011). El análisis de la variabilidad climática realizado en el área de estudio (ver Figura 5.6 – Capítulo 5) muestra una tendencia a la disminución de los años considerados “húmedos” a partir del 2004, incrementándose en proporción los años “secos”. Esto pone en evidencia un aumento en la aridez que impactaría directamente en los flujos de agua que sustentan a los mallines en el área de estudio.

Los estudios hidrodinámicos muestran que actualmente el sistema hidrológico subterráneo que sustenta a los manantiales y que recarga en el área de mesetas basálticas dependen exclusivamente de la recarga a partir de la infiltración del agua de las precipitaciones. La recarga representa en las condiciones actuales de aridez cerca del 10% de la precipitación, no obstante, es esperable que este porcentaje sea aún menos si se acentúan las condiciones de aridez, las cuales no sólo incrementarían la evapotranspiración por aumento en las temperaturas, sino también impactarían directamente en el volumen de precipitación del área. En consecuencia, es de esperar que de continuar la tendencia de disminución en la precipitación, aumento de temperatura y mayor recurrencia de años “secos”, las reservas de agua tiendan a disminuir. Si bien los caudales actuales estimados en  $0,5 \text{ m}^3/\text{h}$  en los manantiales superiores (Capítulo 5 – sección 5.3) son suficientes para abastecer a las poblaciones y al ganado, las variaciones esperadas en base a predicciones y que reflejan una respuesta al cambio climático global, ponen la alerta sobre la posible situación hidrológica que pueda enfrentar el área.

## 8. CONCLUSIONES

El estudio de las características geológicas-litológicas, geomorfológicas, climáticas y balances hídricos de un sector de la Patagonia extra-andina austral permitió identificar los distintos factores y procesos que controlan la hidrodinámica e hidrogeoquímica del agua subterránea que descarga en forma de manantiales la cual controla el desarrollo de mallines.

Los relevamientos efectuados en dos zonas adyacentes de mesetas basálticas con distintas características geológicas-litológicas (ELM y PN) permitieron reconocer la existencia de diferentes controles litogénéticos como condicionantes de la hidrodinámica de las descargas de agua subterránea y de la ocurrencia de manantiales y mallines. En la zona de ELM, la estratigrafía cuenta con rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico, así como rocas sedimentarias del Cretácico al Eoceno medio, cubiertas por flujos de lava basáltica. La unidad más antigua, la Formación La Matilde, está compuesta por tobas blanquecinas a castaño claro. Por encima, en discordancia, se encuentran las rocas volcanoclásticas cretácicas del Grupo Baqueró, con la característica alternancia de capas blanquecinas de aspecto terroso y friable y capas amarronadas más resistentes que forman cornisas. A través de una discordancia erosiva muy marcada, se hallan por encima del Grupo Baqueró, las sedimentitas marinas del Paleoceno inferior de la Formación Salamanca. Culminando la estratigrafía, se encuentran los flujos de lava basáltica del Plio-Pleistoceno superior, representados por el Basalto La Angelita.

En cuanto a la estratigrafía en la zona del PN la misma cuenta con rocas volcanoclásticas cretácicas del Grupo Baqueró, cubiertas por flujos basálticos del Basalto Cerro del Doce (Eoceno superior) y Basalto Cerro Mojón (Mioceno superior-Plioceno inferior). Entre ambos basaltos se encuentra un cuerpo sedimentario de aproximadamente 20 cm, con morfología de canal formado por una brecha lítica.

La marcada aridez del área se pone de manifiesto en los balances hídricos mensuales, en donde la evapotranspiración (610 mm anuales promedio) excede ampliamente a la precipitación (168 mm anuales promedio) durante todos los meses del año. No obstante, en los balances hídricos diarios seriados pueden reconocerse excedentes hídricos (13 mm anuales promedio) que en el área de mesetas se traducen en agua de infiltración debido a que el escurrimiento superficial es despreciable. Dentro de los años analizados (1956-2021), los excedentes hídricos que infiltran representan cerca del 10% de la precipitación.

## CONCLUSIONES

---

El análisis de variabilidad climáticas a través de los índices SPEI (*Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index*) mostró para el área de estudio una alternancia de periodos húmedos y secos con duración de hasta 6 y 7 años respectivamente. Estos cambios en el índice SPEI podrían estar relacionados con los eventos de tipo ENSO (*El Niño Southern Oscillation*). El análisis realizado muestra cierta correlación entre los índice SPEI y los eventos de tipo Niño y Niña, lo cual indicaría que las precipitaciones en el área de estudio estarían influenciadas por la ocurrencia de estos fenómenos. En cuanto a las tendencias futuras, los resultados obtenidos muestran que en los últimos 20 años se incrementaron los periodos considerados como secos, evidenciado una tendencia hacia condiciones climáticas más áridas.

En ambas zonas estudiadas se reconocieron dos tipos de manantiales denominados manantiales superiores e inferiores. En ELM los manantiales superiores se originan a partir de la descarga de agua subterránea que ocurre en los sectores cóncavos a lo largo de la superficie de contacto entre la Formación Salamanca y el Grupo Baqueró. En el PN los manantiales superiores se asocian a la presencia de un nivel brechoso que se desarrolla entre los Basaltos Cerro del Doce y Cerro Mojón. En ambos casos los manantiales inferiores ocurren en la base de las laderas de las mesetas producto de que el agua de los manantiales superiores infiltra en los sedimentos del derrubio y escurre subsuperficialmente hasta aflorar en la base de la ladera debido a un cambio de la pendiente.

Una vez alcanzada la planicie aluvial, el agua proveniente de los manantiales infiltra nuevamente debido a que el caudal no es suficiente para sostener el escurrimiento superficial a lo largo de la planicie aluvial. Se destaca además que la escorrentía superficial en el sector de planicie aluvial responde únicamente a episodios de intensas precipitaciones. Durante estos periodos se reactivan los cursos efímeros los cuales drenan el agua hacia las zonas de bajos endorreicos, donde se acumula formando lagunas.

Isotópicamente el agua de los manantiales tiene una señal asociada a la recta meteórica lo que indica una rápida infiltración del agua de las precipitaciones en la meseta. Asimismo, las relaciones  $\delta^{18}\text{O}$  vs. CE y  $\delta^{18}\text{O}$  vs. aniones indican que pequeñas cantidades de sales solubles tales como thenardita, trona y halita transportadas por el viento al techo de la meseta son incorporadas durante la infiltración en los basaltos al agua subterránea.

El agua de los manantiales es dulce, registrándose valores de CE medios de 968  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en los manantiales superiores y de 1316  $\mu\text{S}/\text{cm}$  en los inferiores, presentando en todos los casos valores de pH levemente alcalinos de 7,82 y facies hidroquímicas de tipo Na-HCO<sub>3</sub>. La señal química mayoritaria responde a la interacción agua-sedimento siendo los principales procesos geoquímicos que

## CONCLUSIONES

---

contribuyen a la adquisición de iones en solución la disolución de  $\text{CO}_2(\text{g})$ , la meteorización de silicatos, el intercambio catiónico y la disolución - precipitación de minerales evaporíticos como la thenardita, trona y halita. A su vez, la meteorización de las rocas volcánicas también regula la presencia de elementos traza tales como As, Fe y Mn, los cuales en elevadas concentraciones pueden ser una limitante de la calidad del agua de consumo humano.

El análisis de la distribución espacial de los mallines muestra que estos ambientes dependen de los flujos de descarga de agua subterránea en forma de manantiales, reconociéndose dentro del área de estudio la existencia de mallines de ladera y de mallines de planicie aluvial. Los mallines de ladera se originan a partir de la descarga de agua subterránea de los manantiales superiores en las laderas de las mesetas basálticas. Dado que la formación de estos está vinculada con escurrimiento superficial o subsuperficial de agua, estos mallines presentan morfologías alargadas con el mayor desarrollo en sentido al escurrimiento. Por otro lado, los mallines de planicie aluvial se localizan sólo en los sectores de la planicie aluvial que recibe el aporte de agua que proviene del escurrimiento superficial-subsuperficial de las laderas. Sus morfologías suelen ser alargadas en el sentido del escurrimiento, con una tendencia a ensancharse hacia los sectores más centrales de la planicie aluvial.

El conjunto de resultados obtenidos permitió identificar la existencia de controles litogénéticos que no habían sido considerados en los modelos tradicionales que estudian el desarrollo de mallines en zonas de mesetas basálticas. En modelos antecedentes se postulaba que la escasa a nula pendiente era el factor que facilitaba la infiltración del agua de las precipitaciones, sin embargo en el estudio realizado en esta tesis se identificó que la presencia de estructura de inflaciones en el techo de los basaltos genera zonas deprimidas hacia donde drena el agua de las precipitaciones para luego infiltrar. Asimismo, en estas zonas deprimidas los basaltos se presentan fracturados con sedimentos eólicos rellenando las fracturas, características que también permite una rápida infiltración. Otro control litogénético que no había sido considerado en los modelos precedentes es la existencia de paleorelieves o paleocanales que controlan los flujos de agua subterránea y determinan que los manantiales y mallines se desarrollen en sectores particulares de las mesetas basálticas.

Los resultados y conclusiones abordados en esta tesis aportan información de relevancia para el entendimiento del funcionamiento hidrológico de áreas con mallines en zonas de mesetas volcánicas de Patagonia. Dado que los manantiales y mallines permiten el asentamiento de las poblaciones rurales en estos lugares remotos y que el cambio climático global también afectará a estas zonas, es que el estudio y monitoreo de estos ambientes resulta de vital importancia para generar pautas de manejo del agua y de las pasturas en los mallines que permitan su sustentabilidad. De esta manera,

## CONCLUSIONES

---

esta tesis doctoral es de relevancia tanto para el conocimiento de acuíferos y manantiales en áreas de escasas de agua potable como para el Inventario Nacional de Humedales que aún se encuentra en desarrollo en nuestro país.

## 9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alvarez, M. P., Funes, D., Dapeña, C., y Bouza, P. J. (2020). Origin and hydrochemical characteristics of groundwater in the Northeastern Patagonia, Argentina: the relationship with geomorphology and soils. *Environmental Earth Sciences*, 79, 1-14.
- Alvarez, M. P., Carol, E., Pasquale Pérez, M. P., Melendi, E., y Villalba, E. (2021). Hydrochemistry of Patagonian Wet Meadows (Mallines) Under Different Geological Frames. In *Environmental Assessment of Patagonia's Water Resources* (pp. 179-194). Springer, Cham.
- Alvarez, M. P., Carol, E., Eymard, I., Bilmes, A., y Ariztegui, D. (2022). Hydrochemistry, isotope studies and salt formation in saline lakes of arid regions: Extra-Andean Patagonia, Argentina. *Science of the Total Environment*, 816, 151529.
- Alvarez, M. P., y Carol, E. (2019). Geochemical occurrence of arsenic, vanadium and fluoride in groundwater of Patagonia, Argentina: sources and mobilization processes. *Journal of South American Earth Sciences*, 89, 1-9.
- Andreazzini, M. J., Degiovanni, S. B., y Echevarria, K. V. (2017). Paleoenvironmental reconstruction of Quaternary valley-fill successions in summit paleosurfaces of southern Sierras Pampeanas (Córdoba Province, Argentina). *Quaternary International*, 442, 50-58.
- Andreis, R., Mazzoni, M. y Spalletti, L. (1975). Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, Provincia del Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (1): 85-103.
- Appelo, C., y Postma, D. (2005). *Geochemistry, groundwater and pollution*. 2nd ed., Rotterdam, Netherlands, AA Balkema.
- APHA (American Public Health Association) (1998). *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater*, twentieth ed. American Public Health Association, American Water Works Association, Water Environment Federation, Washington, DC.
- Archangelsky, S. (1967). Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. *Revista Museo La Plata Paleontología*, 5, 63–171
- Barnston, A. G., Chelliah, M., y Goldenberg, S. B. (1997). Documentation of a highly ENSO-related SST region in the equatorial Pacific: Research note. *Atmosphere-ocean*, 35(3), 367-383.
- Bastianelli, N., Albouy, R., Carrica, J., Ruffo, A., Cano, M., y Giorgi, J. M. (2018). Humedales vinculados al acuífero freático que abastece a la ciudad de Zapala, provincia de Neuquén, Argentina. In *Congreso Latinoamericano de Hidrogeología, Congreso Argentino de Hidrogeología y Seminario Hispano* (Vol. 14).
- Bedatou, E., Melchor, R. N., Bellosi, E., y Genise, J. F. (2008). Crayfish burrows from Late Jurassic–Late Cretaceous continental deposits of Patagonia: Argentina. Their palaeoecological, palaeoclimatic and palaeobiogeographical significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 257(1-2), 169-184.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Benzaquen, L., D.E. Blanco, R. Bo, P. Kandus, G. Lingua, P. Minotti y R. Quintana. (editores). 2017. Regiones de Humedales de la Argentina. Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sustentable, Fundación Humedales/Wetlands International, Universidad Nacional de San Martín y Universidad de Buenos Aires.
- Bernardi, M. I., Bertotto, G. W., Orihashi, Y., Sumino, H., y Ponce, A. D. (2019). Volcanology and geochronology of very long Neogene-Quaternary basaltic flows from southeast Payenia, central-west Argentina. *Andean Geology*, 46(3), 490-525.
- Bétard, F., Peulvast, J. P., Rabassa, J., y Aguilera, E. Y. (2014). Meso-Cenozoic Paleotopographies and Paleolandscapes in the Deseado Massif (Santa Cruz Province, Argentina). *Gondwana Landscapes in southern South America: Argentina, Uruguay and southern Brazil*, 477-501.
- Bia, G., García, M. G., Cosentino, N. J., y Borgnino, L. (2022). Dispersion of arsenic species from highly explosive historical volcanic eruptions in Patagonia. *Science of The Total Environment*, 853, 158389.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J. R., Veiga, G. D., y Hernandez, M. (2013). Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: the Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics*, 601, 98-111.
- Biscaye, P. (1965). Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of American Bulletin*, 76: 803-832.
- Bisigato, A. J., y Bertiller, M. B. (2020). Vegetation of Patagonia. In *Lizards of Patagonia* (pp. 85-102). Springer, Cham.
- Bonaparte, J. F. (2002). New Dryolestida (Theria) from the Late Cretaceous of Los Alamitos, Argentina, and paleogeographical comments. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 339-371.
- Bouza, P. J., y Bilmes, A. (2020). Landscapes and geology of Patagonia: an introduction to the land of reptiles. *Lizards of Patagonia: Diversity, Systematics, Biogeography and Biology of the Reptiles at the End of the World*, 59-83.
- Bran, D., López, C., Marcolin, A., Ayesa, J., y Barrios, D. (1998). Valles y mallines de la comarca de Ingeniero Jacobacci (Río Negro). Distribución y tipificación utilitaria. Proyecto de investigación estratégica: generación de tecnología para el aprovechamiento racional de mallines. Modulo I- Relevamiento, cartografía, clasificación y caracterización, Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), Argentina.
- Bran, D., Ayesa, J., y López, C. (2002). Áreas ecológicas de Neuquén. Informe Laboratorio De Teledetección-SIG N°4-INTA-EEA Bariloche.
- Bran, D., Gaitán, J., Ayesa, J., y López, C. (2004). La vegetación de los mallines del Noroeste de Patagonia. Comunicación técnica Área Recursos Naturales. Relevamiento Integrado, 88.
- Bran, D. (2004). Los mallines de la Patagonia extrandina. Documentos del curso-taller: bases ecológicas para la clasificación e inventario de humedales en Argentina. Buenos Aires, 59-66.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Brindley, G., y Brown, G. (1980). Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society, Monografía 5: 495 pp.
- Brindley, G. W., (1961). Experimental Methods. En: Brown, G. (Ed.), The X-Ray identification and crystal structure of Clay Minerals. Mineralogical Society, 1-50.
- Brinson, M. M., y Malvárez, A. I. (2002). Temperate freshwater wetlands: types, status, and threats. Environmental Conservation, 115-133.
- Brinson, M. M. (1993). A hydrogeomorphic classification for wetlands. East Carolina Univ. Greenville NC.
- Brinson, M. (2004). Conceptos y desafíos de la clasificación de humedales. Documentos del curso-taller "Bases ecológicas para la clasificación e inventario de humedales en Argentina, 25-36.
- Buono, G., Oesterheld, M., Nakamatsu, V., y Paruelo, J. M. (2010). Spatial and temporal variation of primary production of Patagonian wet meadows. Journal of Arid Environments, 74(10), 1257-1261.
- Canevari, P., Blanco, D. E., Bucher, E. H., Castro, G., y Davidson, I. (1999). Los humedales de la Argentina. Clasificación, situación actual, conservación y legislación. Wetlands International Publication, 46.
- Carol, E. S., Kruse, E. E., Laurencena, P. C., Rojo, A., y Deluchi, M. H. (2012). Ionic exchange in groundwater hydrochemical evolution. Study case: the drainage basin of El Pescado creek (Buenos Aires province, Argentina). Environmental Earth Sciences, 65(2), 421-428.
- Alvarez, M. D. P., Carol, E. S., Bilmes, A., Eymard, I., & Ariztegui, D. (2018). El agua subterránea como factor fundamental para el desarrollo de estromatolitos de agua dulce en la Patagonia Extraandina.
- Carol, E., Lerena, S. G., Melendi, E., Santucci, L., y Tanjal, C. (2019). Workshop. Sociedades en entornos fluviales: Perspectivas Multidisciplinares para su estudio. Revista del Museo de La Plata, 4, 134-153R.
- Carrica, J., Delpino, D., y Bonorino, G. (1997). Aspectos hidrogeológicos de los alrededores de la ciudad de Zapala, provincia del Neuquén. 1 Congreso Nacional de Hidrogeología.
- Césari, S. N., Limarino, C. O., Llorens, M., Passalia, M. G., Loinaze, V. P., y Vera, E. I. (2011). High-precision late Aptian Pb/U age for the Punta del Barco Formation (Baqueró Group), Santa Cruz Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(4), 426-431.
- Chebli, G., y Ferello, R. (1975). Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia Extraandina. Revista Asociación Geológica Argentina. Tomo XXIX (4), p. 479-481.
- Chimner, R. A., Bonvissuto, G. L., Cremona, M., Gaitan, J. J., y López, C. R. (2011). Ecohydrological conditions of wetlands along a precipitation gradient in Patagonia, Argentina. *Ecología austral*, 21(3), 329-337.
- Ciano, N., Salomone, J., Nakamatsu, V., y Luque, J. (2001). Nuevos escenarios para la remediación de áreas degradadas en la Patagonia. Taller de actualización sobre métodos de evaluación,

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- monitoreo y recuperación de pastizales naturales patagónicos. V Reunión del Grupo Regional Patagónico de Ecosistemas de Pastoreo INTA FAO. Esquel.
- Cladera, G., Andreis, R., Archangelsky, S., y Cúneo, R. (2002). Estratigrafía del Grupo Baqueró, Patagonia (provincia de Santa Cruz, Argentina). *Ameghiniana*, 39(1), 3-20.
- Cladera, G., del Fueyo, G., de Seoane, L. V., y Archangelsky, S. (2007). Early cretaceous riparian vegetation in Patagonia, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie*, 9(1), 49-58.
- Clark, I. D. (2015). *Groundwater Geochemistry and Isotopes*. Boca Raton FL: CRC Press.
- Clyde, W. C., Wilf, P., Iglesias, A., Slingerland, R. L., Barnum, T., Bijl, P. K., Bralower, T. J., Brinkhuis, H., Comer, E. E., Huber, B. T., Ibañez-Mejía, M., Jicha, B. R., Krause, J. M., Schueth, J. D., Singer, B. S., Raigemborn, M. S., Schmitz, M. D., Sluijs, A., y Zamaloa, M. D. C. (2014). New age constraints for the Salamanca Formation and lower Río Chico Group in the western San Jorge Basin, Patagonia, Argentina: Implications for Cretaceous-Paleogene extinction recovery and land mammal age correlations. *Bulletin*, 126(3-4), 289-306.
- Código Alimentario Argentino (CAA) (2012). Capítulo XII. Bebidas hídricas, agua y agua gasificada". Agua potable. Artículo, 982.
- Coronato, A. M., Coronato, F., Mazzoni, E., y Vázquez, M. (2008). The physical geography of Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in Quaternary Sciences*, 11, 13-55.
- Coronato, F. R., y Bertiller, M. B. (1996). Precipitation and landscape related effects on soil moisture in semi-arid rangelands of Patagonia. *Journal of Arid Environments*, 34(1), 1-10.
- Coronato, F. R. (2020). Geographical singularities of the Patagonian climate. *Lizards of Patagonia: Diversity, Systematics, Biogeography and Biology of the Reptiles at the End of the World*, 43-58.
- Cortiñas, J., Homocv, J., Lucero, M., Gobbo, E., Laffitte, G., Viera, A., y Vallejo, E. L. (2005). Las cuencas de la región del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Frontera exploratoria de la argentina*". Chebli, AG, Cortiñas JS, Spalletti, LA, Legarreta, L. y Vallejo EL (eds). 1º ed. Buenos Aires. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, 14, 289-305.
- de Meyer, C. M., Rodríguez, J. M., Carpio, E. A., García, P. A., Stengel, C., y Berg, M. (2017). Arsenic, manganese and aluminum contamination in groundwater resources of Western Amazonia (Peru). *Science of the Total Environment*, 607, 1437-1450.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16: 436-468.
- Doner, H. E., y Lynn, W. C. (1989). Carbonate, halide, sulfate, and sulfide minerals. *Minerals in soil environments*, 1, 279-330.
- Dregne, H.E. (1991). Global status of desertification. *Annals of Arid Zones*, 30(3).
- EOCGeoservice (2019). The Tandem-X 90m Digital Model.
- Epele, L. B., Grech, M. G., Manzo, L. M., Macchi, P. A., Hermoso, V., Miserendino, M. L., ... y Cañedo-Argüelles, M. (2021). Identifying high priority conservation areas for Patagonian wetlands biodiversity. *Biodiversity and Conservation*, 30, 1359-1374.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Epele, L. B., Mazzoni, E., Iturraspe, R., León, C., Díaz, E. D., Miserendino, M. L., y Mataloni, G. (2022). Patagonian Wetlands: Vertientes, Vegas, Mallines, Turberas, and Lagunas. In *Freshwaters and Wetlands of Patagonia: Ecosystems and Socioecological Aspects* (pp. 267-294). Cham: Springer International Publishing.
- Fabricante, I., Minotti, P., y Kandus, P. (2022). Mapping the spatial distribution of wetlands in Argentina (South America) from a fusion of national databases. *Marine and Freshwater Research*. 3: 286-300
- Falaschi, P., Grosfeld, J., Zamuner, A.B., Foix, N., y Rivera, S. M. (2011). Growth architecture and silhouette of Jurassic conifers from La Matilde Formation, Patagonia, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 302(3-4), 122-141.
- Feruglio, E. (1949). Descripción geológica de la Patagonia. I, II y III. YPF, Buenos Aires: 1-323, 1-344 y 1248 pp.
- Figari, E., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R., y Villar, H. (1999). Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. Cuarto Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Acta I: 197-237.
- Folguera, A., y Ramos, V. A. (2011). Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 531-546.
- Folk, R., Andrews, P., y Lewis D. (1970). Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics*, 13: 937-968.
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P., y Allegre, C. J. (1999). Global silicate weathering and CO<sub>2</sub> consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical geology*, 159(1-4), 3-30.
- Gaillardet, J., Viers, J., y Dupré, B. (2005). Trace elements in river waters. *Treatise on geochemistry*, 225-276.
- Gaitán, J. J., López, C. R., y Bran, D. E. (2011). Vegetation composition and its relationship with the environment in mallines of north Patagonia, Argentina. *Wetlands ecology and management*, 19(2), 121-130.
- Gandullo, R., Fernández, C., Schmid, P., y Giménez, G. (2013). Efecto de la variación ambiental en la flora, vegetación y productividad de los humedales "mallines" de la provincia de Neuquén, Argentina. *Semiárida*, 22, 75-83.
- Giacosa, R., Zubia, M., Martínez, H., Fuentes, J., y Sánchez, M. (2008). Evolución estructural Meso-Cenozoica del Sector Oriental de la Región Del Deseado (68° 00'y 69° 30'O, 47° 00'Y 48° 30'S, Santa Cruz, Argentina). XVII Congreso Geológico Argentino. Actas (II), 837-838.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A., y Giménez, M. (2015). Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: the origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics*, 649, 81-99.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Gianni, G. M., Echaurren, A., Fennell, L., Navarrete, C. R., Quezada, P., Tobal, J., Jiménez, M., Dávila, F., M., y Folguera, A. (2018). Cretaceous Orogeny and Marine Transgression in the Southern Central and Northern Patagonian Andes: Aftermath of a Large-Scale Flat-Subduction Event? The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes, 291-328.
- Godagnone, R.E., Bertola H. y M. Ancarola. 2002. Mapa de Suelos de la República Argentina. INTA-IGM. Instituto de Suelos, CIRN, INTA. Buenos Aires. Argentina
- GODAGNONE, R. y J. C. SALAZAR LEA PLAZA (2004). Suelos. En: González L. y P. Rial (editores). Guía geográfica interactiva de Santa Cruz. Estación experimental agropecuaria Santa Cruz. Convenio INTA- Provincia de Santa Cruz- Universidad de la Patagonia Austral.
- Gómez Otero, J., Lanata, J. L., y Prieto, A. (1998). Arqueología de la costa atlántica patagónica. *Revista de Arqueología Americana*, 107-185.
- Gonfiantini, R. (1978). Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature* 271(5645), 534.
- Gorring, M. L., Kay, S. M., Zeitler, P. K., Ramos, V. A., Rubiolo, D., Fernandez, M. I., y Panza, J. L. (1997). Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16(1), 1-17.
- Grima, D., Vazquez, M. L., y Diez, P. G. (2015). Composición florística de pequeñas aéreas de mallines con distintas exposición y pendiente. *Informes Científicos Técnicos-UNPA*, 7(1), 144-161.
- Guido, D. M., y Campbell, K. A. (2011). Jurassic hot spring deposits of the Deseado Massif (Patagonia, Argentina): characteristics and controls on regional distribution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203(1-2), 35-47.
- Guido, D. M. (2002). Geología y metalogénesis del sector oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata.
- Haller, M. J. (2002). La cuenca triásica de El Tranquilo. In *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio, 15º Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Buenos Aires* (pp. 83-86).
- Harrell, J., (1984). A visual comparator for degree of sorting in thin and plane sections. *Journal of sedimentary research*, 54 (2): 646-650.
- Hernst, R. (1965). La flora fósil de la Formación Roca Blanca (provincia de Santa Cruz- Patagonia), con consideraciones geológicas y estratigráficas. *Opera Lilloana*, 12: 3-101. Tucumán.
- Hernandez, M., Hernandez, L., y Gonzalez, N. (2007). Ocurrencia de manantiales poligénicos en Patagonia extraandina austral. Sector central de la Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Actas del V Congreso Argentino de Hidrogeología*. 385-391.
- Hernández, M. A. (2000). Estudio geohidrológico de la región Cerro Rubio-Cerro Vanguardia (provincia de Santa Cruz). Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata.
- Homoc, J. F., y Constantini, L. (2001). Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear-related depocenters: Deseado and San Julian basins, southern Argentina. *AAPG bulletin*, 85(10), 1795-1816.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Ingersoll, R., Bullard, T., Ford, R., Grimm, J., Pickle, J., y Sares, S. (1984). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.
- Oliva, G. E., Garcia Martinez, G. C., Ferrante, D., Massara Paletto, V., Rimoldi, P. O., Diaz, Paredes, P. y Gaitan, J. J. (2018). Estado de los recursos naturales renovables en la Patagonia sur extraandina. EEA Santa Cruz, INTA.
- Irisarri, J.G.N., Oesterheld, M., Paruelo, J.M., y Texeira, M.A. (2012). Patterns and controls of above-ground net primary production in meadows of Patagonia. A remote sensing approach. *Journal of Vegetation Science*, 23(1), 114-126.
- Irisarri, J. G. N., Durante, M., Derner, J. D., Oesterheld, M., y Augustine, D. J. (2022). Remotely sensed spatiotemporal variation in crude protein of shortgrass steppe forage. *Remote Sensing*, 14(4), 854.
- Iturraspe, R. J., y Urciuolo, A. B. (2021). The ecosystem services provided by Peatlands in Patagonia. In *Ecosystem Services in Patagonia: A Multi-Criteria Approach for an Integrated Assessment* (pp. 155-186). Cham: Springer International Publishing.
- Jalfin, G. A., y Herbst, R. (1995). La flora triásica del Grupo El Tranquilo, provincia de Santa Cruz (Patagonia). *Estratigrafía. Ameghiniana*, 32(3), 211-229.
- Jobbágy, E. G., Paruelo, J. M., Golluscio, R. A., y Lavado, R. S. (1993). Relaciones vegetación-ambiente a la escala de paisaje en la estepa del Distrito Occidental de la Patagonia extrandina.
- Jovic, S. M. (2010). Geología y Metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), sector central del macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral UNLP.
- Kandus, P., Minotti, P., y Malvárez, A. I. (2008). Distribution of wetlands in Argentina estimated from soil charts. *Acta Scientiarum. Biological Sciences*, 30(4), 403-409.
- Kandus, P., Quintana, R. D., Minotti, P. G., Oddi, J., Baigún, C., González Trilla, G., y Ceballos, D. (2011). Ecosistemas de humedal y una perspectiva hidrogeomórfica como marco para la valoración ecológica de sus bienes y servicios. *Valoración de servicios ecosistémicos. Conceptos, herramientas y aplicaciones para el ordenamiento territorial*. Buenos Aires: INTA, 265-290.
- Kitoh, A., Kusunoki, S., y Nakaegawa, T. (2011). Climate change projections over South America in the late 21st century with the 20 and 60 km mesh Meteorological Research Institute atmospheric general circulation model (MRI-AGCM). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D6).
- Krause, J. M., Clyde, W. C., Ibañez-Mejía, M., Schmitz, M. D., Barnum, T., Bellosi, E. S., y Wilf, P. (2017). New age constraints for early Paleogene strata of central Patagonia, Argentina: implications for the timing of South American Land Mammal Ages. *Bulletin*, 129(7-8), 886-903.
- Le Houérou, H. N. (1996). Climate change, drought and desertification. *Journal of arid Environments*, 34(2), 133-185.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Le Maitre, R. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Ed. Blackwell, Oxford. 153 p.
- Leanza, A.F. 1958. Geología Regional Argentina. En: La Argentina: Suma de Geografía. 1 (3): 217-349. Ed. Peuser. Buenos Aires.
- Legarreta, L., y Uliana, M. A. (1994). Asociaciones de fósiles y hiatos en el Supracretácico-Neógeno de Patagonia: una perspectiva estratigráfico-secuencial. *Ameghiniana*, 31(3), 257-281.
- Lesta, P. J. (1968). Estratigrafía de la cuenca del Golfo San Jorge. *Jornadas Geológicas Argentinas*, 3 Actas, 1, 251-289.
- Limarino, C. O., Passalia, M. G., Llorens, M., Vera, E. I., Loinaze, V. S. P., y Césari, S. N. (2012). Depositional environments and vegetation of Aptian sequences affected by volcanism in Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 323, 22-41.
- Llorens, M., Loinaze, V. P., Passalia, M. G., y Vera, E. I. (2020). Palynological, megafloral and mesofossil record from the Bajo Grande area (Anfiteatro de Ticó Formation, Baqueró Group, Upper Aptian), Patagonia, Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 273, 104137.
- Lluch, L., y Spalletti, L. (1976). Minerales de las arcillas en sedimentos actuales de la región del cerro San Lorenzo, Prov. de Santa Cruz. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 31 (1): 23-32.
- Loske, W., Márquez, M., Giacosa, R., Pezzuchi, H., y Fernández, M. (1999). U/Pb geochronology of pre-Permian basement rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentine Patagonia. In *Catorce Congreso Geológico Argentino, Abstracts (Vol. 102)*.
- Macchi, P. A. (2017). Macroinvertebrados acuáticos como indicadores ecológicos de cambios en el uso del suelo en mallines del sudoeste de la Provincia de Río Negro. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata).
- Macdonald, G. A. (1953). Pahoehoe, aa, and block lava. *American Journal of Science*, 251(3), 169-191.
- MacKenzie, W. S., Donaldson, C. H., y Guilford, C. (1982). *Atlas of igneous rocks and their textures (Vol. 148)*. Harlow: Longman.
- Mahowald, N.M., Bryant, R.G., del Corral, J., y Steinberger, L. (2003). Ephemeral lakes and desert dust sources. *Geophysical Research Letters*, 30(2).
- Malumián, N. (1999). La sedimentación y el vulcanismo terciario en la Patagonia Extraandina. En: *Geología Argentina (Ed. Caminos, R.)*. Anales 29 de la Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino e Instituto de Geología y Recursos Minerales, Capítulo 18 (1): 557-578.
- Marshall, L., Butler, R., Drake, R., y Curtis, G. (1981). Calibration of the beginning of the Age of Mammals in Patagonia. *Science*, 212: 43-45.
- Mayr, C., Lücke, A., Stichler, W., Trimborn, P., Ercolano, B., Oliva, G., Ohlendorf, C., Soto, J., Fey, M., Haberzettl, T., Janssen, S., Schäbitz, F., Scheleser, G. H., Wille, M., y Zolitschka, B. (2007). Precipitation origin and evaporation of lakes in semi-arid Patagonia (Argentina) inferred from stable isotopes ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ). *Journal of Hydrology*, 334(1-2), 53-63.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Mazzoni, E., y Rabassa, J. (2010). Inventario y clasificación de manifestaciones basálticas de Patagonia mediante imágenes satelitales y SIG, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(4), 608-618.
- Mazzoni, E., y Rabassa, J. (2013). Types and internal hydro-geomorphologic variability of mallines (wet-meadows) of Patagonia: Emphasis on volcanic plateaus. *Journal of South American Earth Sciences*, 46, 170-182.
- Mazzoni, E., & Rabassa, J. (2018). Geomorphology of the Patagonian Volcanic Landscapes: Provinces of Neuquén (Northern Patagonia) and Santa Cruz (Southern Patagonia). *Volcanic Landscapes and Associated Wetlands of Lowland Patagonia*, 69-121.
- Mazzoni, E., y Vázquez, M. (2004). Ecosistemas de mallines y paisajes de la Patagonia austral (Provincia de Santa Cruz). Informe INTA, Buenos Aires.
- Mazzoni, E. (2007). Geomorfología y evolución geomorfológica de paisajes volcánicos y sus mallines asociados en diferentes ambientes de la Patagonia extra-andina. Unpublished doctoral thesis. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.
- Mazzoni, E. (2008). Características fisiográficas de humedales patagónicos de ambientes áridos. *Revista Geografía, Ensino y Pesquisa, Universidad de Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brazil*, 12(1), 2149-2164.
- Melendi, E., Tanjal, C., Borzi, G., Raigemborn, M. S., y Carol, E. (2020). Hydrodynamic and hydrochemistry of wet meadows and shallow lakes in areas of the Patagonian basaltic plateaus, Argentina. *Science of The Total Environment*, 744, 140897.
- Moore, D. M., y Reynolds, R. C. (1989). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Mineral*. Oxford University Press, 329 pp.
- Morales, M. S., Cook, E. R., Barichivich, J., Christie, D. A., Villalba, R., LeQuesne, C., ... y Boninsegna, J. A. (2020). Six hundred years of South American tree rings reveal an increase in severe hydroclimatic events since mid-20th century. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(29), 16816-16823.
- Munsell Color (2010). *Munsell Soil Color Charts*. Munsell Color, Grand Rapids, Michigan
- Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, A., Márquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, M., y Folguera, A. (2019). Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: From a large flat-slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting. *Earth-Science Reviews*.
- Newton, A. C., Del Castillo, R. F., Echeverría, C., Geneletti, D., González Espinosa, M., Malizia, L. R., Premoli Il'grande, A. C., Rey Benayas, J. M., Smith Ramírez, C., y Williams Linera, G. (2012). *Forest landscape restoration in the drylands of Latin America*.
- Núñez, M. N., Solman, S. A., y Cabré, M. F. (2009). Regional climate change experiments over southern South America. II: Climate change scenarios in the late twenty-first century. *Climate Dynamics*, 32(7-8), 1081-1095.
- Odum, E. P. (1978). The value of wetlands: a hierarchical approach. PEJRC a. JEC Gresson (ed.) *Wetland Functions and Values: the State of Our Understanding*. American Water Resources Association.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Pacifici, A. (2009). The Argentinean Patagonia and the Martian landscape. *Planetary and Space Science*, 57(5-6), 571-578.
- Palma, M. A. (1989). Los eventos geológicos del Macizo del Deseado durante la evolución tectónica del Continente Austral. *Actas Reunión sobre Geotransectas de América del Sur, Mar del Plata*, 97-101.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Loske, W. P., y Fanning, C. M. (2001). Chronological study of the pre-Jurassic basement rocks of Southern Patagonia. Paruelo, J. M., Beltrán, A., Jobbágy, E., Sala, O. E., y Golluscio, R. A. (1998). The climate of Patagonia: general patterns and controls on biotic processes. *Ecología austral*, 8(02), 085-101.
- Panza, J. L. A., Zubía, M. A., y Godeas, M. C. (1994). Hoja Geológica 4969-II Tres Cerros.
- Panza, J. L., y Haller, M. J. (2002). El volcanismo jurásico. In *Geología y recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino* (pp. 89-102).
- Panza, J.L. (2001). Hoja Geológica 44769-IV, Monumento Natural Bosques Petrificados. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 258, 110 p. Buenos Aires.
- Paruelo, J.M., Beltrán, A., Jobbágy, E., Sala, O.E., Rodolfo, A.G., 1998. The climate of Patagonia: general patterns and controls on biotic processes. *Ecología Austral* 8(2), 85–101.
- Paruelo, J. M., y Sala, O. E. (1995). Water losses in the patagonian steppe: A modelling approach: *Ecological archives* e076-001. *Ecology*, 76(2), 510-520.
- Paruelo, J. M., Aguiar, M. R., y Golluscio, R. A. (1991). Evaporation estimates in arid environments: an evaluation of some methods for the Patagonian steppe. *Agricultural and forest meteorology*, 55(1-2), 127-132.
- Passalia, M. G., Llorens, M., Césari, S. N., Limarino, C. O., Loinaze, V. S. P., y Vera, E. I. (2016). Revised stratigraphic framework of the Cretaceous in the Bajo Grande area (Argentinean Patagonia) inferred from new U–Pb ages and palynology. *Cretaceous Research*, 60, 152-166.
- Peña, M. A., y Ulloa, J. (2017). Mapeo de la recuperación de la vegetación quemada mediante la clasificación de índices espectrales pre-y post-incendio. *Revista de Teledetección*, (50), 37-48.
- Perez Loinaze, V.S., Vera, E.I., Passalia, M.G., Llorens, M., Friedman, R., Limarino, C.O., y Césari, S.N. (2013). High-precision U–Pb zircon age from the Anfiteatro de Ticó Formation: Implications for the timing of the early angiosperm diversification in Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 97-105.
- Perez Loinaze, V. S., y Llorens, M. (2018). Palynology of the Baqueró Group (upper Aptian), Patagonia Argentina: an integrated study. *Cretaceous Research*, 86, 219-237.
- Perotti, M.G., Diéguez, M.C., y Jara, F.G. (2005). Estado del conocimiento de humedales del norte patagónico (Argentina): aspectos relevantes e importancia para la conservación de la biodiversidad regional. *Revista Chilena de Historia Natural* 78, 723 - 737.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., y Siever, R. (1972). *Sand and sandstone*. Springer Science y Business Media.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Pezzuchi, H. D. (1978). Estudio geológico de la zona de Ea Dos Hermanos, Ea 25 de Marzo y adyacencias, Dpto. Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral (inédito), Facultad de ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 99 p. Argentina.
- Powers, M. C., (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology* 23: 117-119.
- Prohaska, F. (1976). The climate of argentina, Paraguay and Uruguay. *Climates of Central and South America*, 12, 13-112.
- QGIS Development Team (2021). QGIS geographic information system. QGIS Association. <https://www.qgis.org>
- Raigemborn, M. S., Krause, J. M., Bellosi, E., y Matheos, S. D. (2010). Redefinición estratigráfica del grupo Rio Chico (Paleógeno Inferior), en el norte de la cuenca del golfo San Jorge, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67(2), 239-256.
- Raigemborn, M. S., Lizzoli, S., Hyland, E., Cotton, J., Gómez Peral, L.E., Beilinson, E., y Krause, J.M. (2022). A paleopedological approach to understanding Eocene environmental conditions in southern Patagonia, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 601, 111129.
- Raigemborn, M. S., y Beilinson, E. (2020). Stratigraphic architecture and paleosols as basin correlation tools of the early Paleogene infill in central–south Patagonia, Golfo San Jorge Basin, Argentinean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 99, 102519.
- Ramos, V. A. (2008). Patagonia: a Paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences*, 26(3), 235-251.
- Ramos, V. A. (2015). Evolución de la Cuenca Golfo San Jorge: su estructuración y régimen tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72(1), 12-20.
- Ramsar, C. (1971). Convención relativa a los humedales de importancia internacional especialmente como hábitat de aves acuáticas. *Ramsar*, 2, 1971.
- Rapela, C.W., Días, G., Franzese, J., Alonso, G., Benvenuto, A., 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo Triásico-Jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Rev. Geol. Chile* 18 (2), 121–138.
- Reato, A., Carol, E. S., Cottescu, A., y Martínez, O. A. (2021). Hydrological significance of rock glaciers and other periglacial landforms as sustenance of wet meadows in the Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103471.
- Reimer, W., Miller, H., y Mehl, H. (1996). Mesozoic and Cenozoic palaeo-stress fields of the South Patagonian Massif deduced from structural and remote sensing data. *Geological Society, London, Special Publications*, 108(1), 73-85.
- Riel, N., Jaillard, E., Martelat, J. E., Guillot, S., y Braun, J. (2018). Permian-Triassic Tethyan realm reorganization: Implications for the outward Pangea margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 81, 78-86.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Riley, T. R., Leat, P. T., Pankhurst, R. J., y Harris, C. (2001). Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of petrology*, 42(6), 1043-1065.
- Ruiz Leal, A. (1972). Los confines boreal y austral de las provincias patagónica y central respectivamente. *Bol. Soc. Arg. Botánica* 8 (supl): 89-116.
- Rusticucci, M., y Barrucand, M. (2004). Observed trends and changes in temperature extremes over Argentina. *Journal of Climate*, 17(20), 4099-4107.
- Salazar Lea Plaza, J., y Godagnone, R. (1990). Provincia de Santa Cruz. Escala 1: 1.000. 000. Atlas de Suelos de la República Argentina. INTA–Secretaría de Agricultura Ganadería y Pesca: Buenos Aires.
- Schalamuk, I. B., Zubia, M., Genini, A., y Fernandez, R. R. (1997). Jurassic epithermal Au–Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 12(3), 173-186.
- Schalamuk, I. B. A., Barrio, R. E. D., Zubia, M. A., Genini, A., y Echeveste, H. J. (1999). Provincia Auroargentífera del Deseado, Santa Cruz. *Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales*.
- Simler, R., 2009. Diagrammes software. Downloadable at <http://www.lha.univavignon.fr/LHA-Logiciels.htm>.
- Steinman, A. D., Conklin, J., Bohlen, P. J., y Uzarski, D. G. (2003). Influence of cattle grazing and pasture land use on macroinvertebrate communities in freshwater wetlands. *Wetlands*, 23(4), 877-889.
- Storey, B. C., y Kyle, P. R. (1997). An active mantle mechanism for Gondwana breakup. *South African Journal of Geology*, 100(4), 283-290.
- Streckeisen, A. L. (1967). Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner.*, 107, 144-240.
- Streckeisen, A. (1973). Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, 18, 26-30.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33.
- Streckeisen, A. (1978). IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilite Rocks. Recommendations and Suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Stuttgart. Abhandlungen*, 143, 1-14.
- Taylor, J. (1950). Pore space reduction in sandstones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 34: 710-716.
- Teruggi, M. E. (1950). Las rocas eruptivas al microscopio su sistemica y su nomenclatura. Coni.
- Teruggi, M. E. (1982). *Diccionario sedimentológico*. Ediciones Científicas Argentinas Librart (ECAL).
- Thornthwaite, C. W.; Mather, J. R. (1957). Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. *Publ. Climatol.*, 10 185-311.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Uliana, M. A., Biddle, K. T., y Cerdan, J. (1989). Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins: chapter 39: 599-614.
- Utrilla, V., M. Brizuela, A. Cibils. 2005. Riparian habitats (mallines) of Patagonia: a key grazing resource for sustainable sheep farming operations. *Outlook on Agriculture* 34(1):55-59. <https://doi.org/10.5367/0000000053295088>
- Utrilla, V. R., Andrade, M., Billoni, S., Rogel, B., y Peri, P. L. (2020). Evaluación de indicadores de degradación y biomasa radical en mallines de una cuenca hídrica del sur de Santa Cruz. *Ecología Austral*, 30(3), 401-414.
- Vargas, P. P. (2017). Mallines del sur de la Patagonia: interacciones entre unidades fisiográficas y productividad en diversos ambientes geomorfológicos (Doctoral dissertation, Edición del Autor).
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., y López-Moreno, J. I. (2010). A multiscale drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of climate*, 23(7), 1696-1718.
- Villalba, E., Borzi, G., Santucci, L., Carol E., y Paez G. (2018). El rol de la descarga subterránea como sustento de humedales de tipo mallín en la Precordillera Neuquina, Argentina. XIV Congreso Latinoamericano de Hidrogeología, X Congreso Argentino de Hidrogeología y VIII Seminario Hispano- Latinoamericano sobre temas actuales de la Hidrología Subterránea
- Wilhelm de Moebach, P. E. (1980). *Diccionario español-mapuche*.
- Zamaloa, M. D. C., y Andreis, R. R. (1995). Asociación palinológica del Paleoceno temprano (Formación Salamanca) en Ea. Laguna Manantiales, Santa Cruz, Argentina. En *Actas del Sexto Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* (Vol. 1, pp. 301-305).
- Zerfass, H., Chemale Jr, F., Schultz, C. L., y Lavina, E. (2004). Tectonics and sedimentation in southern South America during Triassic. *Sedimentary Geology*, 166(3-4), 265-292.

Anexos

Anexos

Sector	Muestras	pH	CE	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>-2</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> + CO <sub>3</sub> <sup>-2</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	δ <sup>18</sup> O	δ <sup>2</sup> H	
			(μS/cm)	mg/L											(‰)	(‰)
Marzo 2019	Estancia Laguna Manantiales (ELM)	M1-1	7,9	1068,7	345,9	28,4	374,3	64,8	24,8	4,4	26,0	9,7	159,0	21,0	-12,44	-98,56
		M1-2	7,5	989,4	345,9	29,5	375,4	55,8	10,6	2,5	13,8	16,8	148,0	10,3	nd	nd
		M1-3	7,5	1038,6	368,7	27,9	396,6	62,3	17,6	4,2	18,0	13,2	141,0	12,0	nd	nd
		M1-4	8,0	1048,2	349,2	45,4	394,6	67,5	14,3	1,8	16,2	15,3	152,0	9,2	nd	nd
		M1-6	7,7	1378,1	314,2	30,6	344,8	165,3	71,5	3,5	6,6	0,5	283,0	6,7	-11,58	-102,62
		M1-7	7,1	1942,1	474,3	0,0	474,3	216,3	177,0	14,1	6,3	4,4	349,0	1,6	nd	nd
		M1-10	8,1	3726,8	999,3	85,3	1084,6	399,4	168,7	3,7	9,4	6,4	710,0	3,0	nd	nd
		M1-11	7,5	1785,1	657,3	0,0	657,3	107,2	55,0	0,9	12,9	21,2	279,0	9,0	-10,77	-90,51
		M1-12		1135,6	354,8	32,8	387,6	54,6	34,8	2,6	3,9	15,8	191,0	36,5	nd	nd
		M1-13	8,6	1058,1	342,0	34,5	376,4	53,8	69,7	2,1	3,6	16,2	152,0	3,4	nd	nd
		M1-14		1366,6	536,0	0,0	536,0	57,7	42,2	4,4	25,4	22,8	182,0	4,1	nd	nd
		M2-1	8,4	962,4	335,9	31,7	367,6	54,0	16,5	3,5	15,0	15,2	141,0	3,2	nd	nd
		M2-2	8,7	956,2	347,0	32,8	379,8	52,9	16,5	4,1	12,3	14,3	129,0	3,0	-12,43	-98,64
		M2-3	7,5	1855,4	648,4	27,3	675,7	128,8	29,3	3,3	12,9	18,5	315,0	3,9	nd	nd
		M2-4	9,3	1097,4	466,5	0,0	466,5	52,5	5,5	5,3	12,7	16,2	140,0	3,6	nd	nd
		M2-5		1032,8	345,3	42,7	388,0	48,9	16,5	4,6	10,9	16,1	173,0	3,0	nd	nd
		M2-6	8,9	986,6	369,2	35,0	404,2	50,3	16,5	3,4	10,6	15,2	128,0	3,2	-12,31	-98,39
		M2-7		1131,5	390,4	35,0	425,4	55,0	25,7	2,9	11,8	16,3	184,0	3,1	nd	nd
		M2-8	9,3	1009,3	434,8	0,0	434,8	49,5	7,3	4,5	9,0	18,5	119,0	3,3	nd	nd
		M2-9	9,1	988,8	380,3	26,8	407,1	55,0	11,0	2,5	12,0	14,7	127,0	3,5	-11,64	-93,30
		M3-5	6,6	1139,3	420,4	5,5	425,9	75,8	23,8	2,8	2,4	10,3	185,0	3,2	nd	nd
		M3-6	6,1	1201,8	446,0	0,0	446,0	79,1	40,3	1,4	4,3	7,9	184,0	6,1	nd	nd
		M3-7	7,1	1143,9	348,7	51,4	400,1	83,4	29,3	0,8	4,5	7,6	203,0	3,3	nd	nd
		M3-9	7,3	1627,1	606,1	0,0	606,1	98,7	58,7	6,4	15,0	13,9	241,0	1,6	nd	nd
		M4-1	7,3	1572,9	547,7	0,0	547,7	142,8	44,0	7,7	6,9	13,1	235,0	9,4	nd	nd
		M4-2	7,6	1300,5	518,3	29,5	547,8	75,3	9,2	1,8	19,1	28,3	149,0	1,8	nd	nd
		M4-3	6,4	1023,9	357,0	25,7	382,7	58,8	20,2	2,7	8,4	12,5	168,0	2,0	-12,11	-96,68
		M4-4	7,8	1036,6	337,5	36,1	373,6	57,9	25,7	2,9	7,9	15,3	178,0	2,1	nd	nd
		M4-5	8,0	971,6	321,4	34,5	355,9	54,0	29,3	3,3	10,5	10,2	156,0	2,7	nd	nd
		M4-6	7,7	1055,7	434,8	0,0	434,8	61,4	11,0	3,7	11,1	14,3	136,0	3,3	nd	nd
		M4-7	7,9	1269,2	394,3	43,8	438,0	92,7	36,7	1,3	8,4	10,3	223,0	2,0	nd	nd
		M4-8	8,9	1155,4	393,7	35,0	428,7	72,5	34,8	3,3	7,2	10,0	181,0	2,0	nd	nd
M4-9		1003,1	404,3	0,0	404,3	55,2	12,8	6,1	10,3	6,2	145,0	2,0	nd	nd		
M4-10	9,0	1320,2	403,1	35,5	438,7	105,6	34,3	4,0	6,9	6,9	245,0	3,6	-11,54	-97,83		
AL4-1	8,5	23722,5	2352,2	853,2	3205,3	5883,3	330,1	23,3	1,6	24,8	5700,0	14,0	nd	nd		
AL4-2	8,6	20728,6	2274,3	700,0	2974,3	5211,6	623,6	23,1	3,6	19,1	4400,0	11,0	4,47	-0,48		
AL4-3	9,5	4034,9	1013,2	161,9	1175,0	189,9	119,2	19,8	13,2	1,1	1055,0	9,1	nd	nd		
AL4-4	9,7	21229,9	1345,7	319,4	1665,1	6300,2	862,0	24,7	7,8	13,3	4700,0	14,0	nd	nd		
AL2-1	9,6	1249,4	369,2	60,2	429,4	93,1	38,5	2,9	3,7	6,3	223,0	2,7	-11,92	-94,64		
F1	8,0	2463,1	835,8	0,0	835,8	157,3	167,8	3,9	34,7	22,3	345,0	9,6	-11,82	-96,21		
F2	9,4	9138,2	2307,7	0,0	2307,7	993,7	733,6	6,9	13,0	43,6	1740,0	10,0	-11,42	-93,86		
F3	9,8	8967,3	3225,2	0,0	3225,2	521,2	440,2	11,6	5,8	37,1	1490,0	8,0	-11,08	-90,92		
F4	8,4	2990,2	1058,8	0,0	1058,8	251,5	119,2	4,5	29,3	37,4	410,0	3,0	nd	nd		
Parque Nacional (PN)	M7-1	7,3	894,8	354,1	0,0	354,1	32,6	11,9	5,4	11,9	22,1	132,0	2,6	nd	nd	
	M7-2	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	M7-3	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	M7-4	7,8	845,7	319,8	0,0	319,8	31,9	16,5	5,2	18,2	16,6	131,0	2,1	nd	nd	
	M7-5	8,1	874,0	332,1	0,0	332,1	30,8	22,0	4,0	17,6	17,6	133,0	2,2	nd	nd	
AGUA LLUVIA		7,3	104,3	40,0	0,0	40,0	7,3	0,7	1,0	3,0	1,4	5,9	7,3	-9,71	-84,21	

Anexos

Sector	Muestras	pH	CE	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>-2</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>-</sup> + CO <sub>3</sub>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	δ <sup>18</sup> O	δ <sup>2</sup> H		
			(μS/cm)	mg/L										(‰)	(‰)		
Noviembre 2019	Estancia Laguna Manantiales (ELM)	M1-1	8,00	840,19	258,01	25,16	283,17	48,26	29,89	2,21	14,30	13,27	143,00	3,60	-12,28	-97,20	
		M1-2	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	nd	nd	
		M1-3	8,47	864,97	296,94	0,00	296,94	51,76	28,79	3,11	15,43	8,85	145,00	3,70	nd	nd	
		M1-4	8,09	775,05	259,13	26,25	285,38	51,54	29,53	2,02	16,55	9,02	98,00	4,00	-12,33	-97,20	
		M1-6	7,77	1065,25	241,33	20,78	262,11	150,25	14,67	2,70	1,68	2,04	244,00	4,30	-11,29	-101,70	
		M1-7	7,62	1364,44	351,43	0,00	351,43	179,52	20,17	7,64	7,85	2,72	300,00	3,90	nd	nd	
		M1-10	8,33	3289,31	787,95	120,32	908,26	383,28	40,35	2,89	11,78	3,40	750,00	5,20	nd	nd	
		M1-11	7,98	1334,75	461,54	0,00	461,54	93,47	44,20	6,50	14,02	11,91	217,00	5,60	-13,90	-100,40	
		M1-12	8,06	778,58	286,93	4,38	291,31	52,85	8,07	3,99	12,62	10,55	115,00	3,90	nd	nd	
		M1-13	8,05	781,45	296,94	0,00	296,94	51,98	11,74	6,33	11,92	13,53	104,00	3,70	nd	nd	
		M1-14	8,29	727,88	250,23	24,06	274,29	48,92	5,32	3,51	11,78	12,42	106,00	3,60	nd	nd	
		M2-1	8,16	706,08	242,44	16,41	258,85	52,20	5,50	2,49	13,74	13,61	102,00	3,50	nd	nd	
		M2-2	7,95	739,11	248,01	20,78	268,79	50,88	19,07	3,25	14,59	7,15	106,00	3,30	-12,25	-97,80	
		M2-3	7,47	1308,31	403,70	32,81	436,52	111,60	14,67	4,72	16,27	5,44	244,00	4,10	nd	nd	
		M2-4	8,17	762,51	244,67	37,19	281,86	52,85	5,32	2,46	12,34	13,19	116,00	4,00	nd	nd	
		M2-5	8,14	720,19	234,66	36,09	270,75	46,08	6,42	5,01	10,38	14,97	103,00	4,30	nd	nd	
		M2-6	8,09	727,43	263,58	18,59	282,17	44,33	5,50	2,63	10,94	15,48	101,00	3,50	-12,20	-96,80	
		M2-7	8,06	771,68	291,82	7,98	299,81	46,08	6,24	2,18	11,22	13,95	111,00	3,40	nd	nd	
		M2-8	8,20	705,10	234,66	25,16	259,82	49,36	5,32	1,99	10,24	16,25	105,00	3,30	nd	nd	
		M2-9	7,96	721,12	252,45	20,78	273,24	50,45	5,69	2,32	10,94	14,29	101,00	3,60	-11,10	-93,40	
		M3-5	8,44	873,53	289,15	18,59	307,75	68,14	11,92	2,42	3,37	8,17	154,00	3,30	nd	nd	
		M3-6	7,80	937,46	343,65	0,00	343,65	71,85	9,90	6,90	0,00	6,98	157,00	3,70	nd	nd	
		M3-7	7,50	906,15	328,08	0,00	328,08	72,29	8,97	3,94	0,00	9,36	155,00	3,20	nd	nd	
		M3-9	7,17	1092,61	379,24	25,16	404,39	79,06	11,00	3,03	10,94	10,55	179,00	1,30	nd	nd	
		M4-1	7,75	1287,45	415,94	0,00	415,94	127,76	46,40	3,54	1,12	3,40	222,00	3,80	nd	nd	
		M4-2	7,84	1052,55	361,44	17,50	378,94	70,10	33,01	1,76	3,65	3,06	181,00	2,10	nd	nd	
		M4-3	7,99	724,52	251,34	22,97	274,31	50,67	6,24	2,30	2,80	1,87	123,00	2,50	-11,98	-95,00	
		M4-4	7,94	874,42	194,62	63,44	258,06	55,25	32,09	5,60	3,09	4,59	197,64	3,30	nd	nd	
		M4-5	8,10	745,24	241,33	25,16	266,49	52,85	22,37	5,34	3,09	10,21	113,00	3,60	nd	nd	
		M4-6	7,63	877,88	323,63	0,00	323,63	54,16	6,24	31,64	10,66	9,02	123,00	3,50	nd	nd	
		M4-7	7,96	1067,83	323,63	21,88	345,51	88,45	49,33	1,49	0,00	3,23	193,00	2,40	-11,73	-96,70	
		M4-8	7,89	933,95	336,98	0,00	336,98	71,20	8,07	9,34	3,09	6,47	158,00	4,60	nd	nd	
		M4-9	7,69	737,16	250,23	22,97	273,20	55,69	8,07	4,65	0,00	5,27	123,00	1,90	nd	nd	
		M4-10	7,89	1009,65	296,94	24,06	321,00	93,69	15,96	4,51	0,00	3,91	203,00	4,10	-11,31	-97,20	
		AL4-1	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	nd	nd
		AL4-2	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	nd	nd
		AL4-3	8,60	6182,76	1979,60	185,94	2165,54	489,19	201,74	21,04	0,84	17,61	1050,00	11,00	nd	nd	
		AL4-4	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	nd	nd
		AL2-1	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	nd	nd
		F1	6,63	1053,45	372,56	0,00	372,56	59,40	20,17	2,42	9,26	14,29	189,00	7,10	-11,87	-95,80	
		F2	7,85	4423,41	1323,44	0,00	1323,44	494,65	201,74	3,96	0,00	19,40	780,00	7,80	-11,27	-93,80	
		F3	7,87	6645,26	1840,58	284,38	2124,96	594,02	238,42	10,65	0,00	44,92	1230,00	10,00	-11,24	-90,20	
		F4	7,02	2974,46	1078,77	0,00	1078,77	279,54	44,02	5,27	22,72	42,53	420,00	10,80	nd	nd	
		Parque Nacional (PN)	M7-1	7,31	798,04	334,75	0,00	334,75	34,51	4,95	6,73	12,62	10,89	104,00	2,30	nd	nd
			M7-2	7,79	632,20	167,93	77,66	245,59	30,14	4,77	2,28	12,34	7,49	100,00	2,00	nd	nd
M7-3	7,70		728,95	300,28	15,31	315,59	27,74	4,40	2,13	3,37	15,31	96,00	2,00	nd	nd		
M7-4	7,84		744,09	295,83	18,59	314,42	31,67	5,32	8,23	4,77	17,01	92,00	2,80	-11,79	-91,30		
M7-5	8,15		932,93	318,07	4,38	322,45	98,71	20,17	3,37	28,33	16,84	105,00	2,20	-11,75	-90,20		
AGUA LLUVIA	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	nd	nd		

Tabla 6.1: Parámetros físico - químicos, iones mayoritarios e isótopos estables determinados en las muestras de agua para los muestreos de marzo 2019 y noviembre 2019. nd: no determinado.