



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**FORMACIÓN DE CARBONATOS PALUSTRES EN LA CUENCA DE SANTIAGO Y SU
IMPLICANCIA PALEOAMBIENTAL**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

PILAR VARGAS DE LA MAZA

PROFESORA GUÍA
VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
MARCO PFEIFFER JACKOB
TANIA VILLASEÑOR JORQUERA

SANTIAGO DE CHILE
2022

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR

AL TÍTULO DE: Geóloga

POR: Pilar Isabel Vargas De la Maza

FECHA: 2022

PROFESORA GUÍA: Valentina Flores Aqueveque

FORMACIÓN DE CARBONATOS PALUSTRES EN LA CUENCA DE SANTIAGO Y SU IMPLICANCIA PALEOAMBIENTAL

En las estribaciones de la Cordillera de la Costa, hacia el sector occidental de la cuenca de Santiago, se encuentran depósitos sedimentarios carbonatados y siliciclásticos de origen palustre. La intensidad de modificación pedogénica es altamente variable dependiendo del clima predominante y el tiempo de exposición subaérea, lo que hace posible un acercamiento a las condiciones paleoambientales dadas para su formación. Esta investigación se basa en el análisis de 6 perfiles pedogénicos asociados a las series de suelo Agua de Gato y Valdivia de Paine. El área se divide en dos zonas principales, ambas separadas geomorfológicamente por cordones montañosos de cuerpos intrusivos principalmente compuesto de tonalitas, granodioritas y stocks dioríticos. De dichos perfiles se obtuvieron propiedades físicoquímicas, análisis isotópicos, dataciones de radiocarbono (para bioclastos y crotovinas en dos locaciones), correlación pedostratigráfica y características micromorfológicas. La integración de estos análisis sugiere fluctuaciones del nivel freático asociadas a una etapa posterior al Pleistoceno tardío (22104-32300 cal. yr BP) que se interpretan como episodios húmedos y secos. Los cambios del nivel de agua de la cuenca deposicional se plasman en la microfábrica de los sedimentos, correspondiente a evidencias de exposición subaérea intermitente (tales como grietas de desecación curvas y circumgranulares), presencia de nódulos de óxidos de hierro y manganeso, texturas de *wackestones-packstones* de intraclastos y peloides, remanentes biogénicos fúngicos y de algas, fragmentos de bivalvos y gasterópodos, extraclastos y una marcada textura de *pseudomicrokarst* asociada a la penetración y formación de una red de raíces. La presencia de parches siliciclásticos se interpreta como periodos de mayor energía, indicando por su pequeño tamaño (arcilla-limo) y distribución probablemente depósitos de escorrentía superficial. Observando la correlación de facies y la relación isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, se sugieren dos cuencas distintas para las dos zonas de estudio. Estas corresponderían a cuerpos de agua someros con márgenes de baja pendiente, eventualmente sometidos a periodos exposición subaérea, pero sin quedar drenada en su totalidad, evidenciado en el perfil distal que carece de desarrollo del horizonte carbonatado palustre. El conjunto de macro y microestructuras indican la predominancia de un clima intermedio entre semi-árido y sub-húmedo, aunque la presencia de nódulos de carbonato cementado en algunos horizontes apunta hacia periodos un clima semi-árido.

AGRADECIMIENTOS

A mi papá, porque fue siempre mi fan número uno y porque sé que estaría muy emocionado de ver esta versión adulta de mí, avanzando a una nueva aventura. A mi mamá, por ser mi Pilar en cada decisión y ser una fuente inagotable de amor, comprensión y apoyo en todas mis etapas. A mis hermanos Javier y Álvaro porque en nuestras diferencias logramos ser un tremendo complemento.

A mi madrina y padrino Calú y Chuck, por el apoyo en esta vida Santiaguina y abrirme las puertas de su casa con tanto cariño.

A mis profes Marco, Vale y Tania por darme la oportunidad de trabajar en este bonito proyecto y apañarme con tanta confianza y cercanía. A todas y todos los que aportaron de alguna forma en sacar adelante este trabajo, ya sea en la ida a terreno, laboratorios, o en la motivación para avanzar.

A mis amigas de la vida y de la infancia, que me han acompañado en cada porrazo y triunfo, incluso en períodos de larga distancia, siempre fueron el oído inmediato y la risa genuina, son mis grandes amores.

A mis amigas y amigos de geo y la facultad, por darle sentido a esta vida universitaria y ser mi familia estando lejos de casa. Por esos estudios interminables, guitarreos, terrenos y tantas risas.

Al Sebastián, por ser mi apañe y compañero en esta etapa, por la inmensa energía y felicidad que me comparte.

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Formulación del estudio.....	1
1.2	Zona de estudio	2
1.3	Marco geológico	5
1.3.1	Contexto geomorfológico y geológico de la cuenca de Santiago.....	5
1.3.2	Series de Suelo.....	7
1.3.3	Geoquímica de aguas de los ríos Maipo y Mapocho.....	8
1.3.4	Carbonatos en ambientes sedimentarios.....	10
1.3.5	Antecedentes paleoclimáticos.....	29
1.4	Objetivos	30
1.4.1	Objetivo general	30
1.4.2	Objetivos específicos.....	30
1.5	Metodología.....	30
1.5.1	Toma de muestras.....	31
1.5.2	Pre-tratamiento de muestras	32
1.5.3	Análisis de laboratorio.....	33
2	RESULTADOS.....	38
2.1	Descripción pedoestratigráfica de perfiles de suelo.....	38
2.1.1	Perfil de suelo Mallarauco.....	38
2.1.2	Perfil de suelo Canal.....	40
2.1.3	Perfil de suelo Calicata 1	41
2.1.4	Perfil de suelo Calicata 2	42
2.1.5	Perfil de suelos Calicata 3	44
2.1.6	Perfil suelos Calicata 4	45
2.2	Descripción micromorfológica	47
2.2.1	Mallarauco	47
2.2.2	Canal.....	49
2.2.3	Calicata 1	50
2.2.4	Calicata 2	51
2.2.5	Calicata 3	52
2.3	Propiedades físicas.....	53
2.3.1	Clase textural	54
2.3.2	Densidad aparente.....	55

2.4	Propiedades químicas.....	56
2.4.1	pH	56
2.4.2	Materia orgánica.....	57
2.4.3	Isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en carbonatos	58
2.5	Organismos y dataciones	62
3	DISCUSIÓN.....	64
3.1	Interpretación de Microfacies	64
3.2	Correlación de horizontes	65
3.3	Ambiente de formación.....	68
3.4	Condiciones climáticas:	70
4	CONCLUSIONES	71
5	BIBLIOGRAFÍA.....	72
6	ANEXO I: Láminas delgadas.....	76
6.1	Perfil Mallarauco:	76
6.2	Perfil Canal	77
6.3	Perfil Calicata 1.....	77
6.4	Perfil Calicata 2.....	78
6.5	Perfil Calicata 3.....	78
7	ANEXO II: Propiedades fisicoquímicas	79
7.1	Tablas de datos.....	79
7.2	Gráfico conductividad eléctrica	82
8	ANEXO III: Descripción gravas Calicata 3	83

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del estudio

Existen tres fuentes principales de acumulación de carbono en su ciclo global: el océano, el suelo y la atmósfera. El océano acumula carbono a través de carbono orgánico e inorgánico disuelto y carbono orgánico particulado (que consiste en los organismos vivos o fragmentos residuales de plantas y animales). La atmósfera por su parte, almacena dióxido de carbono y sirve como canal de flujo entre las otras dos fuentes (Post et al., 1990).

La tercera fuente corresponde a los suelos, que pueden llegar a acumular cerca de dos tercios del carbono total terrestre (Eswaran et al., 2000) y puede encontrarse en forma orgánica o inorgánica (Jackson, 1964).

Existe gran variedad de configuraciones terrestres en la que se forman depósitos carbonáticos, desde cuerpos de agua constantes, a depósitos con exposición subaérea permanente, pasando por una amplia gama de ambientes intermedios.

Dentro de ellos, se encuentran los carbonatos palustres y Calcretas, en los cuales se ha concentrado gran interés debido a la importante información ambiental que albergan sus depósitos (Alonso de Zarza, 2003). Si bien estos dos tipos de carbonatos terrestres indican condiciones distintas de formación, se ha descubierto que puede haber una transición gradual entre depósitos lacustres, palustres y calcretas, mostrando la interacción de factores sedimentarios, diagenéticos y pedogénicos.

Los efectos producidos por dichos factores dejan su huella en el registro del suelo, lo que posibilita tener un acercamiento a las condiciones existentes en el momento de su formación y los procesos de modificación experimentados con el paso del tiempo, estudiando su expresión en la actualidad.

El objetivo de este trabajo es realizar una reconstrucción paleoambiental de depósitos calcáreos ubicados en la zona occidental de la cuenca de Santiago, integrando múltiples análisis físicos y químicos para generar una interpretación de ambientes.

La investigación se enmarca en el proyecto Fondecyt 11190029: “The Relevance of Pedogenic Carbonates in the Mediterranean Region of Chile as a Carbon Reservoir”, y su desarrollo entrega información sobre los ambientes de formación de carbonatos palustres y pedogénicos como parte del ciclo de carbono.

1.2 Zona de estudio

La zona de estudio se encuentra al poniente de la cuenca de Santiago, a los pies de la Cordillera de la Costa entre las latitudes 33°30'S y 33°35'S y se enmarca en las series de suelo Agua de Gato y Valdivia de Paine. Si bien ningún punto se localiza en la serie Pahuilmo, esta se encuentra relacionada en bibliografía con las otras dos, por tener en ella descrita horizontes petrocálcicos.

Se subdivide en dos áreas delimitadas por cordones intrusivos, a una distancia aproximada de 25 km (Fig. 1) en las que se eligieron 6 puntos de estudio en búsqueda de horizontes carbonatados para la investigación:

-El primer sitio de observación y muestreo llamado "Mallarauco", se ubica entre las localidades de Mallarauco y Pahuilmo, el perfil estudiado está contenido en una ladera del de Estero La Higuera, con visible horizonte carbonatado. Su ubicación específica se presenta en la Tabla 1.

-Los otros 5 puntos de muestreo se encuentran en el Fundo la Esperanza, en la comuna de Padre Hurtado y se nombran Canal, Calicata 1, Calicata 2, Calicata 3 y Calicata 4 (Fig. 1).

Tabla 1: Perfiles a estudiar, con sus datos de ubicación, descripción y profundidad asociadas

Nombre perfil	Ubicación	Descripción	Profundidad
Mallarauco	(-33.5699,-71.1502)	Ribera estero la Higuera	159 cm
Canal	(-33.547, -70.8801)	Ribera canal fuera del fundo la Esperanza.	150 cm
Calicata 1	(-33.5492,-70.8814)	Drenada para su estudio.	156 cm
Calicata 2	(-33.5489,-70.8853)	Drenada para su estudio.	330 cm
Calicata 3	(-33.5485,-70.8885)	Drenada para su estudio.	140 cm
Calicata 4	(-33.5573,-70.8943)	Drenada para su estudio, sin horizonte calcáreo.	195 cm

Yáñez et al., (2015) describe los depósitos sedimentarios de la cuenca de Santiago principalmente como fluviales y aluvio-fluviales correspondientes al sistema formado por los ríos Maipo y Mapocho que transportan sedimentos desde la Cordillera de los Andes hacia el oeste. También añade la presencia de depósitos coluviales y zonas lacustres, como se observa en la Figura 2.

Hacia el oeste de la cuenca, en las estribaciones de la Cordillera de la Costa, existen pequeñas depresiones con depósitos lacustres finos de edad Pleistoceno-Holoceno según la cartografía geológica más reciente (Varela, 1996; Wall et al. 1999). Estas lagunas habrían persistido hasta entrado el Holoceno y en algunos casos hasta épocas recientes, habiendo sido drenadas para su uso agrícola durante la colonia (CNR, 1981). Si bien no se tiene una estratigrafía detallada para los depósitos de la cuenca de Santiago, en base a lo ocurrido en laguna de Tagua-Tagua en la cuenca del Cachapoal bajo condiciones similares (Valero Garcés et al., 2005), se plantea que estas depresiones lacustres habrían experimentado cambios en su

tamaño y extensión producto de las oscilaciones climáticas documentadas para este período. Estas depresiones habrían generado una secuencia de ambientes con distintas condiciones de drenaje, en las cuales se habrían generado calcretas de origen palustre y lacustre como en el caso de la serie de suelo Agua del Gato (CNR, 1981).

En particular, en la zona a estudiar se espera encontrar secuencias asociadas a ambientes palustres y lacustres, en las que se observen depósitos de carbonato de calcio que alberguen valiosa información para una reconstrucción paleoambiental gracias a sus particulares características de formación.

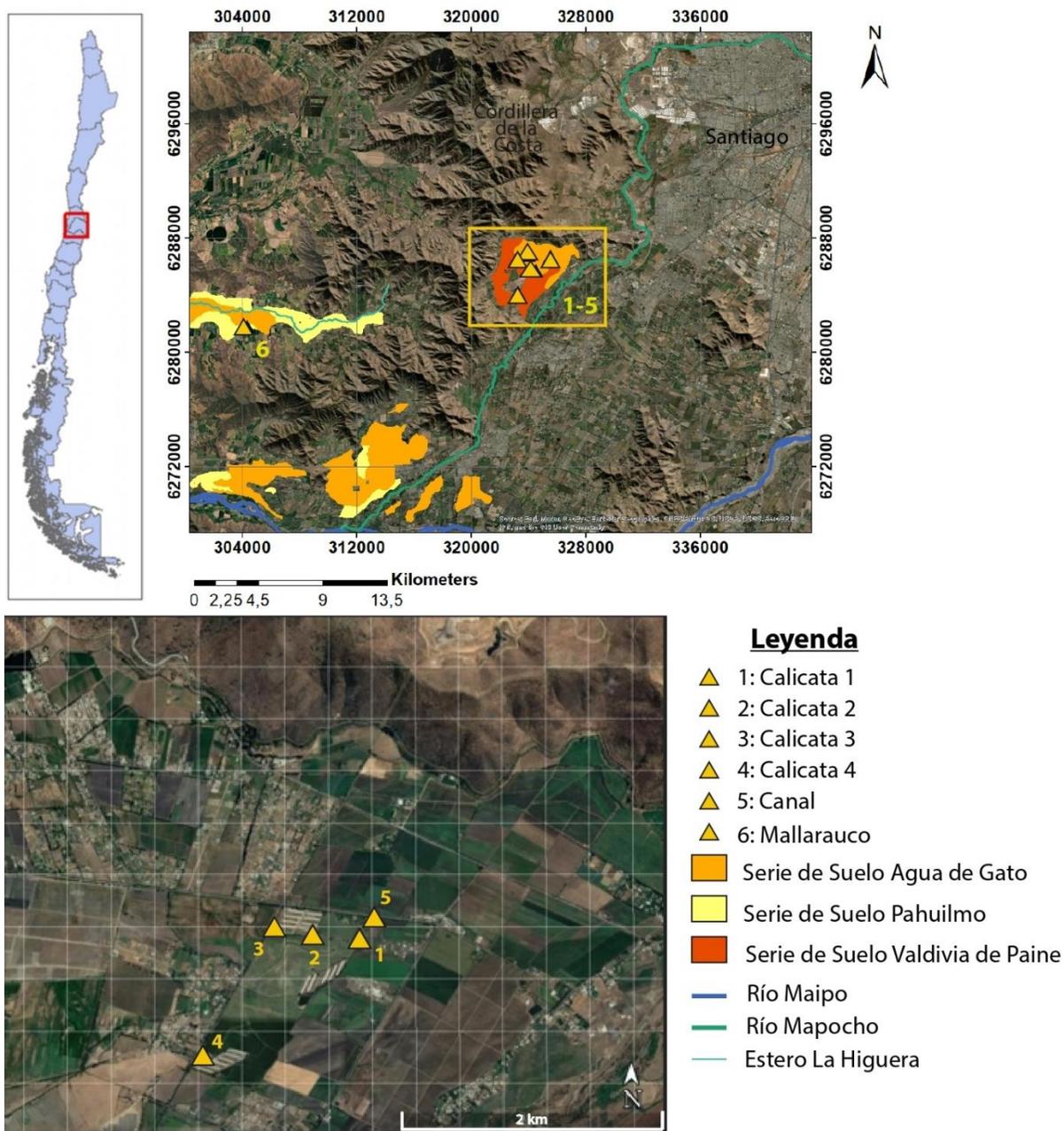


Figura 1: Mapa de la zona de estudio. En la parte izquierda se resalta en un rectángulo rojo la Región Metropolitana donde se enmarca el estudio, en el mapa superior derecho se encuentran los 6 puntos de muestreo con respecto a Santiago y las tres series de suelo asociadas. El mapa inferior es un acercamiento a los 5 primeros puntos, en el Fundo la Esperanza, comuna de Padre Hurtado.

1.3 Marco geológico

1.3.1 Contexto geomorfológico y geológico de la cuenca de Santiago

En Chile central se reconocen 5 unidades morfoestructurales de orientación Norte-Sur: La Fosa oceánica, el Margen continental, la Cordillera de la Costa, la Depresión intermedia y la Cordillera de Los Andes, mencionadas de Oeste a Este (Rauld, 2011).

La serie de este estudio se encuentra ubicada en la depresión central, la cual está rellena de hasta 500 metros con depósitos sedimentarios fluvio-aluviales no consolidados, provenientes de la parte oriental de la Cordillera de la Costa y el flanco occidental de la Cordillera de Los Andes (Yáñez et al., 2015).

La distribución de estos está controlada por la red hidrográfica existente, siendo el grueso de este sistema formado por los ríos Maipo y Mapocho. Yáñez et al., (2015), describe los sedimentos de la cuenca como mayoritariamente aluviales y aluvio-fluviales, como se observa en la figura 2, además de depósitos coluviales, lacustres y en menor medida depósitos piroclásticos y piroclásticos re TRABAJADOS.

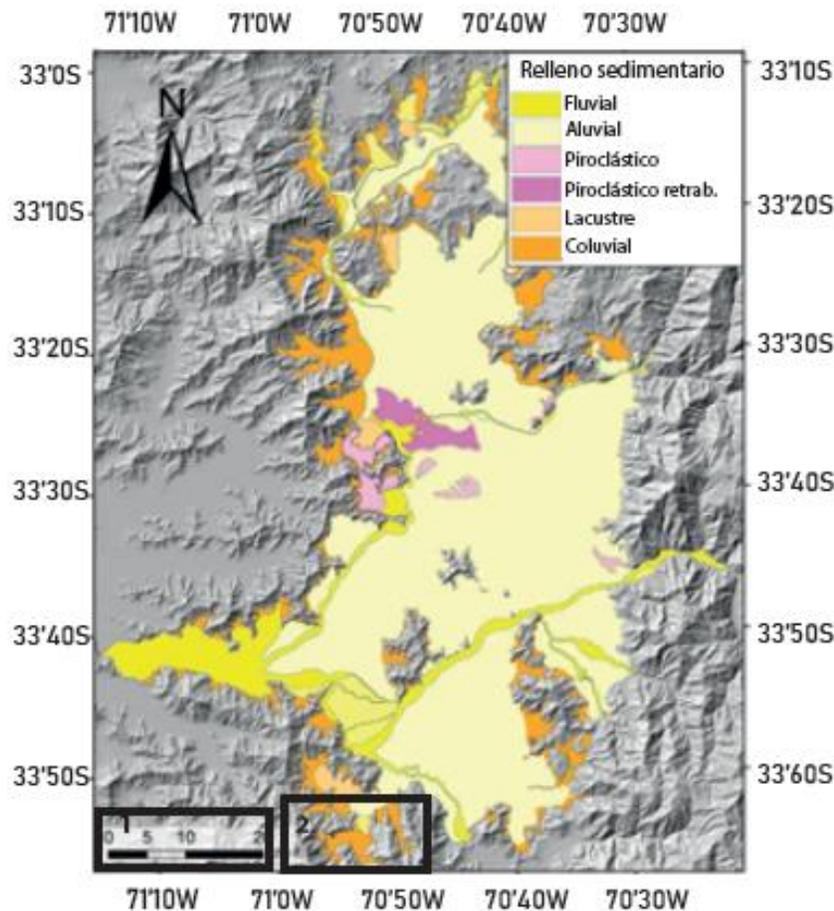


Figura 2: Distribución superficial de sedimentos en la cuenca de Santiago. (Yáñez et al., 2015). En rectángulos negros se destacan las dos zonas de estudio, siendo 1: Valle de Mallarauco y 2: Fundo la Esperanza.

La zona se encuentra ubicada a los 33°30' S de la comuna de Padre Hurtado, en la parte poniente de la Cuenca de Santiago (Fig. 1). Los dos sectores de estudio se concentran morfológicamente envueltos por dos cordones montañosos intrusivos, expresiones de la Cordillera de la Costa.

Las rocas estratificadas más antiguas encontradas en el sector de estudio corresponden a la Formación Lo Prado (Kilp) de edad Berriasiano-Hauteriviano, que aflora en el sector noroeste de la zona de estudio. Corresponde a una secuencia volcánica con intercalaciones sedimentarias marinas, siendo estas últimas las expresadas en las cercanías. Se observan calizas bioclásticas y areniscas calcáreas fosilíferas, lutitas, arenitas feldespáticas y conglomerados.

Posteriormente en edad, hacia el Este, se encuentran rocas de la Formación Veta Negra (Kivn) de edad Barremiano-Aptiano que sobreyace a la anteriormente mencionada Formación Lo Prado. Esta corresponde a una secuencia de lavas, con partes subvolcánicas y piroclásticas, presentando intercalaciones sedimentarias. En la zona aflora su miembro basal Purehue (Kivn(p)), que corresponde a rocas de sedimentarias y piroclásticas.

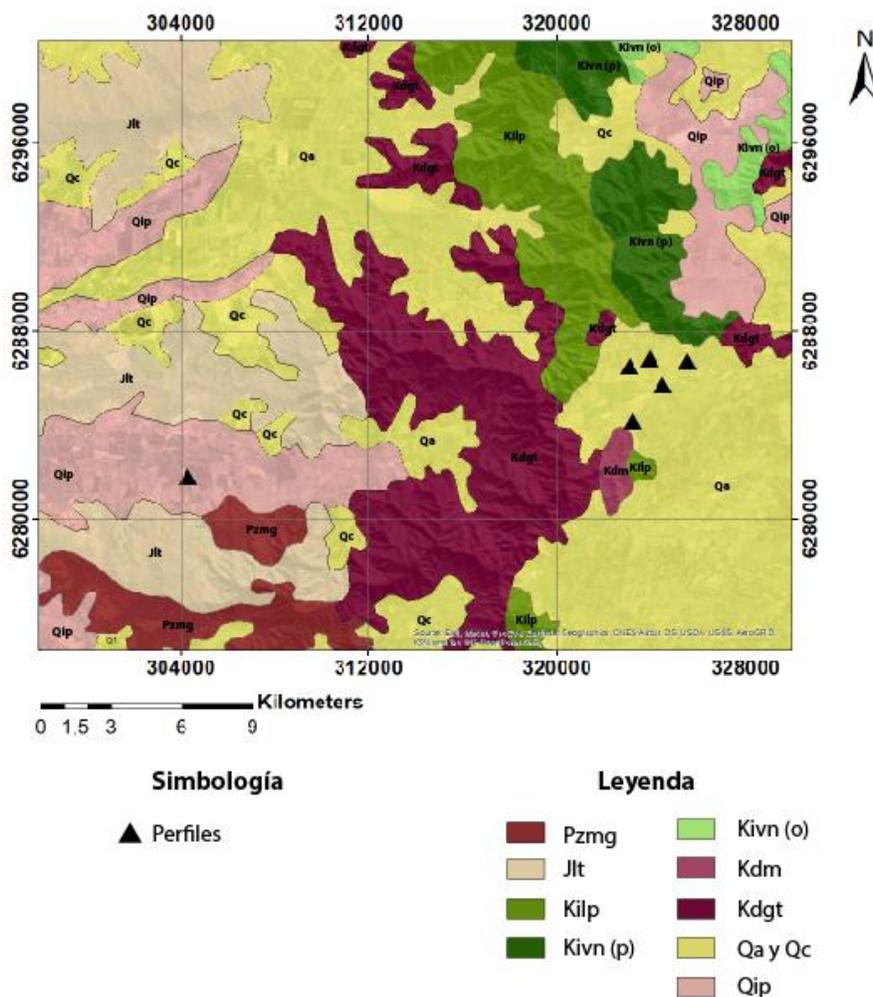


Figura 3: Mapa geológico de la zona 1:100000, obtenido de la carta de la zona de Talagante – San Francisco de Mostazal (SERNAGEOMIN, 2001) y Mapa geológico de Chile (SERNAGEOMIN, 2003). Pzmg: Rocas intrusivas del Paleozoico, Jlt:Plutón intrusivo del Jurásico tardío, Kilp: Formación Lo Prado, Kivn(p):Formación Veta Negra, Kdm: Diorita Puntilla del Viento, Kdgt: Plutón Mallarauco, Qa: Cuaternario aluvial, Qc: Cuaternario coluvial y Qip: Depósitos de ignimbrita Pudahuel.

Con respecto a las rocas intrusivas, se presentan rocas del Paleozoico (Pzmg) que se disponen de forma E-O al oriente del cordón Mallarauco (Fig. 3) y corresponden a tonalitas y granodioritas de biotita, seguidas temporalmente de otro plutón del Jurásico tardío que lo intruye, (Jlt) que corresponden similarmente a tonalitas y granodioritas, disponiéndose de forma paralela al anteriormente mencionado (SERNAGEOMIN, 1996).

Aflorando en distintos puntos alrededor de la zona estudiada, siempre al norte del río Mapocho, se encuentra la Diorita Puntilla del Viento (Kdm). Su datación indica una edad Cretácica inferior (114-111 Ma) y corresponde a stocks dioríticos con más de 6 km² de superficie. Intruyen a las formaciones Lo Prado y Veta Negra.

En una amplia franja, al oeste del sector, aflora el Plutón del cordón Mallarauco (Kdgt), de edad Cretácico Inferior (107-91 Ma), el cual corresponde a un plutón de tonalitas y granodioritas de más de 40 km² de superficie que intruye a la Formación Lo Prado.

Dentro de los depósitos cuaternarios de la zona, se presentan depósitos aluviales que corresponden a sedimentos estratificados, moderadamente consolidados, que constituyen el relleno de la mayor parte de los depocentros del sector. En las zonas cercanas a la salida de las quebradas predominan alternancias de gravas clastosoportadas y gravas arenosas, con menor proporción de limo que presentan estratificación en capas de espesor variable. Por otro lado, en las zonas más distales de las quebradas, predominan los sedimentos de grano fino con esporádicos lentes de conglomerados que se asocian a facies canalizadas y depósitos de barra (SERNAGEOMIN, 1999).

En particular, dentro de los depósitos aluviales encontrados en el sector, destacan los depósitos del río Mapocho (Qamo) acumulados en la ladera norte de este. Por otro lado, en los depósitos cuaternarios también se encuentran depósitos coluviales (Qc) correspondientes a sedimentos pobremente o no consolidados que son polimícticos, mal seleccionados ubicados en las faldas y al pie de los cerros. Se observan a los pies del cordón Mallarauco, Lo Prado y Veta Negra, en la cara interior de la rinconada.

Finalmente, en rinconada Lo Vial ubicada al norte de los afloramientos de la Formación Veta Negra se encuentran presentes depósitos de la Ignimbrita Pudahuel (Qip) que corresponden a depósitos de flujo piroclástico de ceniza y lapilli macizo, no soldado (SERNAGEOMIN, 1999)

1.3.2 Series de Suelo

Agua de Gato presenta suelos de origen lacustre, ligeramente profundos que se presentan al surponiente de la cuenca de Santiago y otros depocentros, al surponiente de la ciudad El Monte, valle de Mallarauco, etc. Son suelos que presentan horizontes superiores que principalmente se poseen color negro con matices 10 YR (colores marrones-amarillentos) o 5 YR (colores más rojizos), textura franco-arcillo-limosa y son bien estructurados, con bloques angulares medios moderados, buen arraigamiento y reacción moderadamente alcalina en la superficie (pH 8,2). Su horizonte transicional inferior es de color pardo grisáceo oscuro o gris oscuro en matices del 10 YR, textura franco- arcillo-limosa, estructura de bloques angulares y subangulares finos moderados, buen arraigamiento, reacción moderadamente alcalina (pH 8,0). En profundidad presenta un horizonte cálcico que se presenta extraordinariamente duro y que impide la penetración de las raíces. Hay nivel freático a presión a los 80 cm de profundidad.

La serie Pahuilmo corresponde a suelos de origen lacustre profundos que se presentan en el sector de depocentros que se distribuyen en el Valle formado por el Cordón de Mallarauco,

paralelo al Norte del río Maipo entre Talagante y Melipilla. Al igual que Agua de Gato, son suelos que presentan colores negros desde la superficie hasta 100 cm. y más, de matices 10 YR o 5 YR, incluso 7,5 YR, textura franco-arcillo-limosa que en profundidad se transforma en arcillo limosa, generalmente no estructurado. A medida que se aumenta la profundidad, generalmente hay una transición a un color pardo grisáceo o gris oscuro en matices del 10 YR o 5 YR, con vetas y/o nódulos de carbonato de calcio de color variable, predominando los 10YR 6/2 (marrón-gris claro) - 7/2 (gris claro), textura arcillo limosa y no estructurados, en profundidad es posible encontrar horizontes de acumulación de carbonato de calcio por debajo de los 3 o 4 m.; donde el suelo es más delgado, estos horizontes calcáreos aparecen a los 2 m. de profundidad. Los materiales son de origen granítico. Hay niveles freáticos locales a una profundidad de 120 cm.

Valdivia de Paine son suelos de origen aluvial de drenaje imperfecto y sujeto a inundaciones ocasionales, lo que ha influido en la génesis de los suelos moderadamente profundos, ya que el nivel freático fluctuante impide el desarrollo. El horizonte superficial es de color negro en matices del 10 YR, textura franco-limosa y estructura de bloques subangulares medios moderados. El horizonte subyacente es color negro a pardo grisáceo muy oscuro en matices del 10 YR, predominando el color negro, textura franco-limosa y estructura de bloques subangulares medios moderados. El nivel freático se presenta a 70 cm de profundidad, lo que limita el arraigamiento de las plantas y la profundidad efectiva del suelo; existen sectores con niveles freáticos a 45 cm.

1.3.3 Geoquímica de aguas de los ríos Maipo y Mapocho

Como se explica más adelante en este trabajo, dos de los factores fundamentales en la formación de depósitos carbonáticos son la hidrología y el aporte de sedimentos. La hidrología de la cuenca de Santiago está principalmente controlada por los ríos Maipo y Mapocho, los que se encargan del transporte de agua y sedimentos en la zona, transmitiendo sus características fisicoquímicas a los cuerpos acuáticos a los que sirvan de afluentes.

Con respecto al río Maipo, tres ríos confluyen en su nacimiento; el que lleva su nombre, el río Volcán y el río Yeso (Fig. 4). Los tres tienen un carácter general ligeramente básico con pH entre 7.65 y 7.84 como promedio (SGA, 2016). Los iones dominantes, en cambio, son distintos. El río Maipo nace con predominio clorurado y sódico mientras que los ríos Yeso y Volcán, con su predominio sulfatado y cálcico marcan en su origen, el carácter general de todo el resto del río.

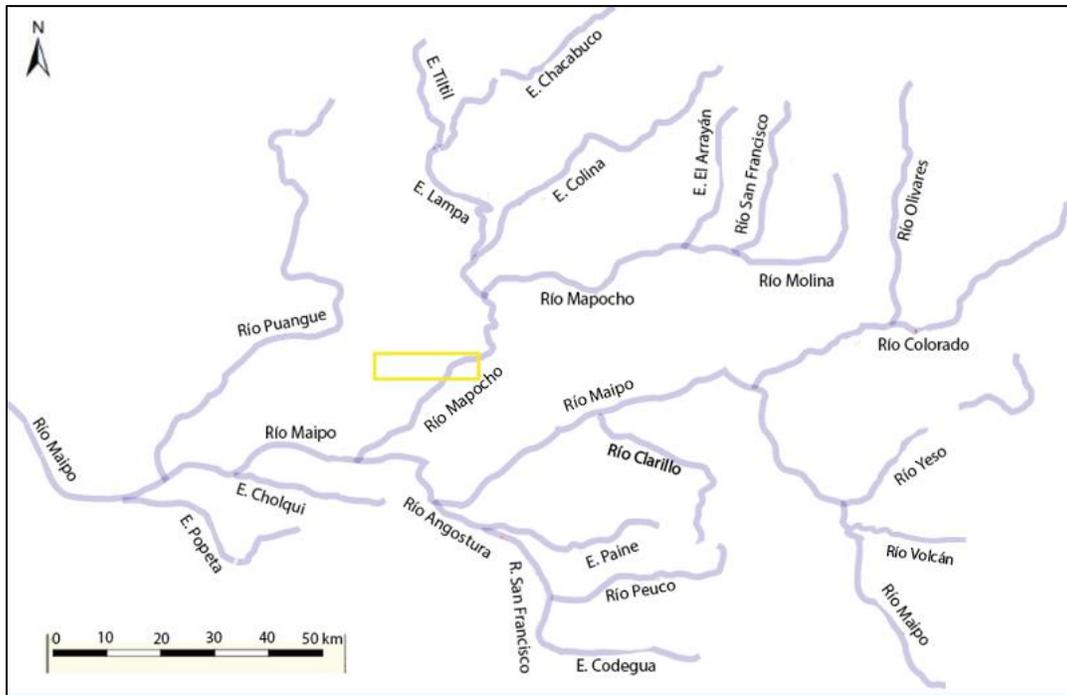


Figura 4: Representación esquemática de afluentes de ríos Maipo y Mapocho. El rectángulo amarillo enmarca la zona de estudio.

Dejando de lado la alta salinidad inicial y su carácter clorurado sódico, el río Maipo es sulfatado-cálcico, con salinidad media entre 800 y 1.300 micromhos/cm y valores extremos entre 500 y 1.500, en cifras redondas lo que indica salinidad regular (SGA, 2016).

Para la descripción del río Mapocho se utilizaron antecedentes de tres estaciones; en el nacimiento donde se unen sus dos afluentes: río Molina y río San Francisco (Fig. 4), en la zona media y en la zona de mayor recuperación cerca de la afluencia al Maipo. De los cuales se puede deducir que el carácter general es, en toda su extensión sulfatada-cálcica. En el nacimiento la salinidad es baja, con 289 micromhos/cm. La salinidad se acentúa fuertemente al pasar por la ciudad y hasta la misma desembocadura en que supera, en los valores medios la del Maipo, aunque las variaciones son más suaves. La reacción general es levemente básica en el nacimiento (alcanzando algunos años valores inferiores a 7) y ésta se acentúa hacia la desembocadura hasta alcanzar un pH 7,78. Las variaciones anuales del pH son leves, como es lo natural, siendo en general pH de 6 a 7 (CNR, 1984).

1.3.4 Carbonatos en ambientes sedimentarios

Los distintos depósitos carbonáticos existentes en ambientes continentales varían según el índice de exposición que posean, si se depositan de forma subacuática, en la zona vadosa o en una fluctuación entre ambas (Alonso-Zarza, 2003). Como consecuencia, se genera un continuo de facies carbonatadas (Fig. 5) con menor o mayor retrabajo pedogénico asociada a esta transición de ambientes. A continuación, se desarrollan de forma más detallada las distintas facies existentes en los distintos ambientes de formación de carbonatos continentales.

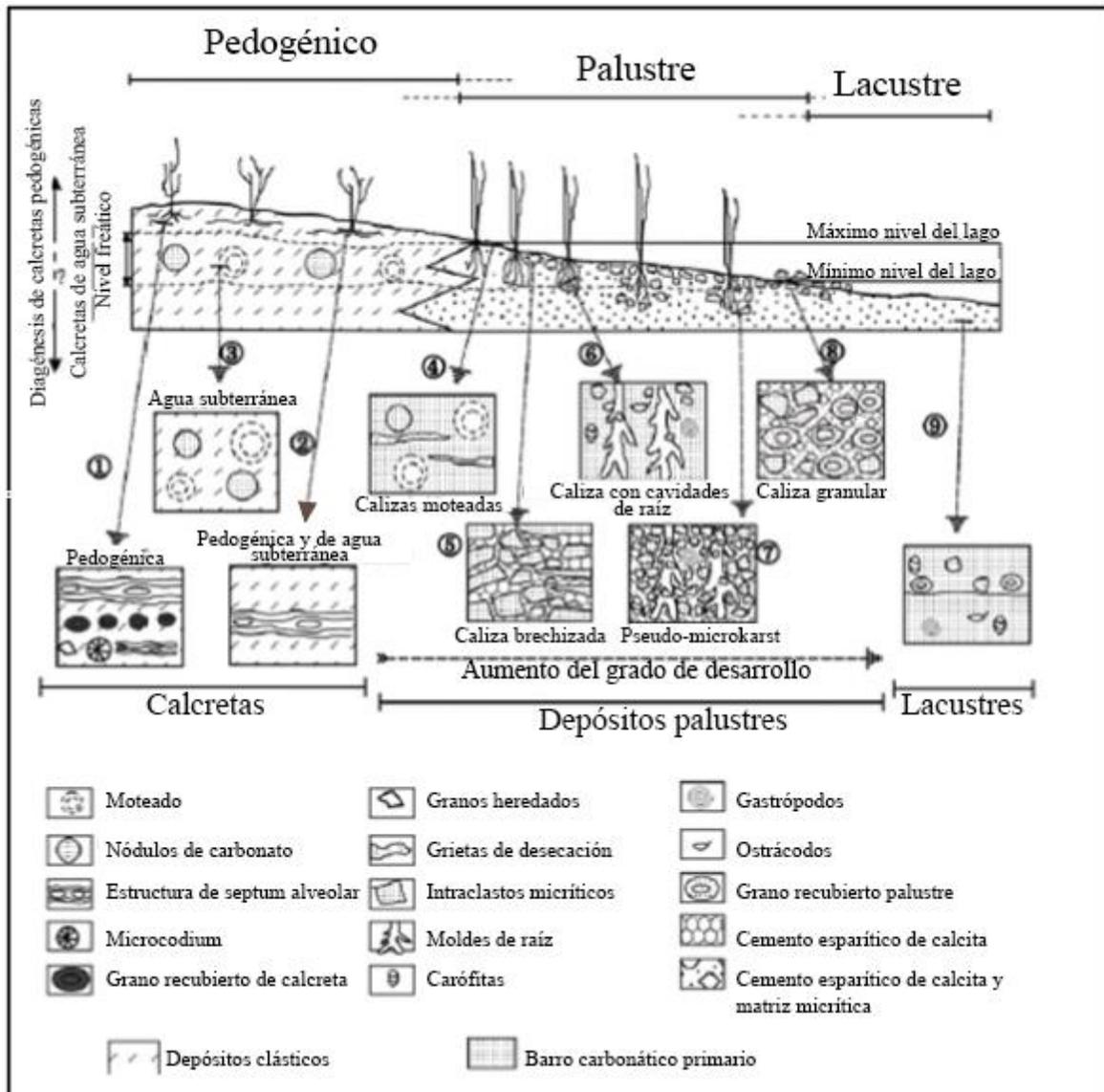


Figura 5: Asociación de facies de carbonatos continentales según su ambiente de deposición (Alonso-Zarza, 2003).

1.3.4.1 Carbonatos lacustres

Gierlowski-Kordesch (2010) sugiere que la sedimentación en carbonatos lacustres está controlada principalmente por tres factores: hidrología, aporte de sedimentos y clima (Platt, 1989).

Un drenaje cerrado o abierto y el espacio de acomodamiento de sedimentos son elementos claves en la hidrología de la cuenca, controlando la entrada y salida de agua. Esta ingresa a través de lluvia, flujo superficial y aguas subterráneas, generando el depósito de carbonatos desde distintas fuentes.

Los sedimentos lacustres se originan principalmente producto de la erosión del área de captura (rocas superficiales y subsuperficiales), por lo que las rocas existentes en la fuente controlan los tipos de sedimento. Si las rocas presentes son carbonatadas, entonces se tenderá a la acumulación de capas con alto contenido en carbonatos. Por otro lado, si las rocas adyacentes fueran cuerpos intrusivos, se formarán niveles más siliciclásticos.

Los depósitos carbonatados lacustres se producen en todos tipos de clima, tanto cálido como frío, pero los efectos del clima como la temperatura y patrones lluviosos pueden influenciar los tiempos de precipitación, la tasa de actividad biológica, la erosión y tasa de sedimentación (Platt, 1989). La temperatura también influencia la solubilidad de los carbonatos y controla procesos de estratificación, afectando su acumulación y preservación. A continuación, se presentan las 5 facies reconocidas de carbonatos lacustres resumiéndose en la Tabla 2 junto a sus profundidades y tipo de depósitos asociados.

Facies lacustres carbonatadas:

Facies 1: Carbonatos laminares:

Esta facies está compuesta por una laminación regular a irregular (espesor de la laminación), continua a discontinua (extensión lateral) compuesta por porcentajes variables de material siliciclástico y carbonatado depositados en zonas profundas. La sedimentación ocurre como resultado de depósitos por suspensión en aguas superficiales o interflujos (*input* de plumas de río) interlaminadas con granos y clastos suministrados por turbiditas o subflujos. El término “varvas” (Fig. 6A) se refiere a laminación regular que es depositada en una base anual en un lago glacial (De Geer, 1912), mientras que las “varvas no glaciales” se refieren a una laminación similar en un lago no glacial. El término “ritmitas” (Fig. 6B-6E) se refiere a una laminación regular en la cual el lapso de depositación no es conocido (Glenn & Kelts, 1991). El término “laminitas” (Fig. 6C-6D-6E-6F) simplemente describe laminación regular a no regular.

Sedimentos laminados se forman donde la base del lago recibe un *input* variable de sedimentos y posee condiciones para la preservación de los sedimentos con una mínima perturbación o erosión (Glenn and Kelts, 1991). Un *input* variable de sedimentos es comúnmente atribuido a cambios estacionales en la mineralogía o tamaño de grano de partículas sedimentarias, así como en los restos de organismos, subflujos o turbiditas variables (Lambert and Hsü, 1979). La mayoría de las laminaciones son descritas como coplas de láminas producidas por mecanismos alternantes, ya sea por procesos alóctonos o autóctonos (Glenn and Kelts, 1991). Estudios detallados de microscopio y SEM de varvas identifican sublaminación o set de láminas con más de dos componentes. Varvas de tres componentes pueden registrar cambios en la sedimentación de deshielo primaveral, productividad biológica de verano y cubiertas de hielo invernales.

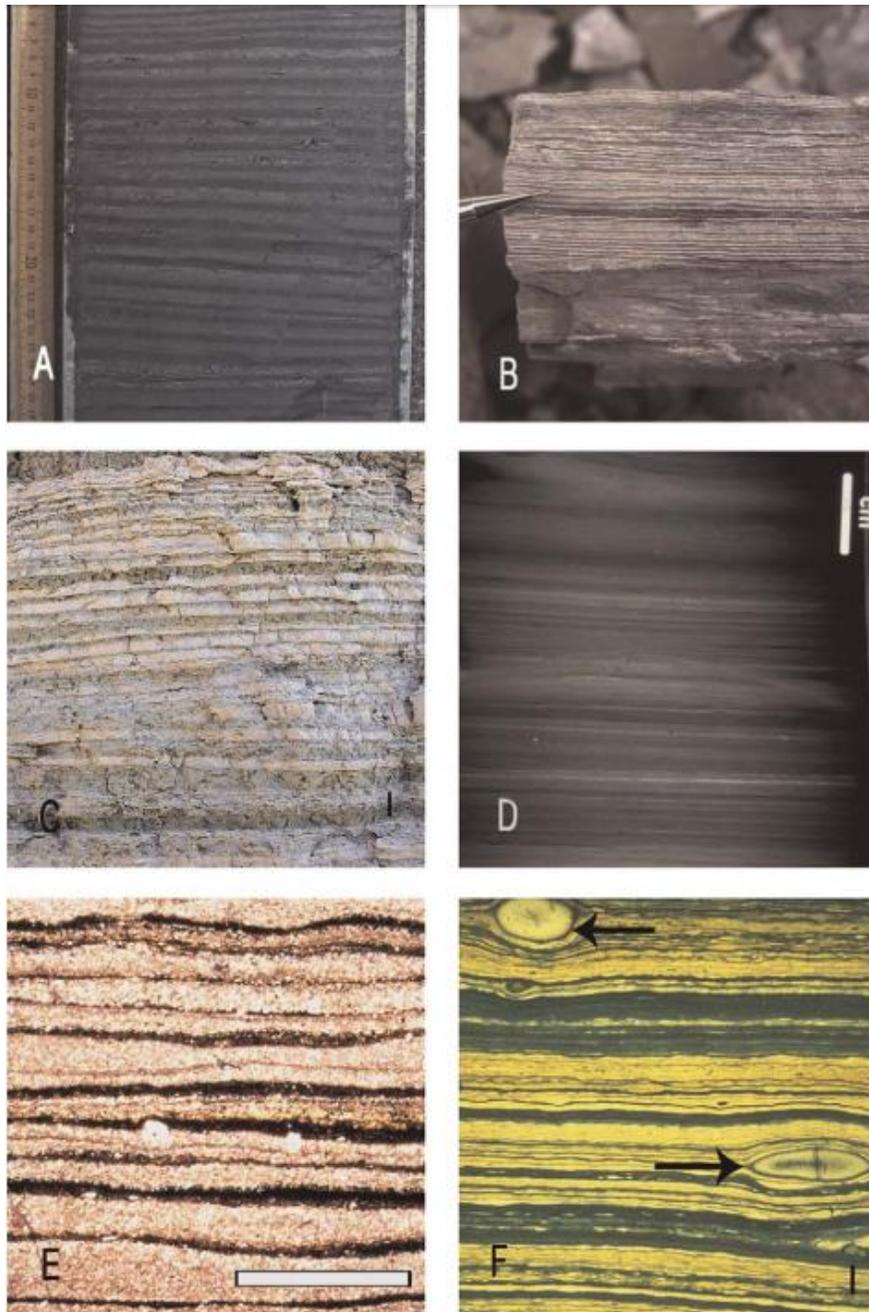


Figura.6: Ejemplos de Facies laminares en Carbonatos lacustres. (A)Varvas glacio-lacustres del Lago superior (EE. UU./Canadá) Las láminas son una alternancia de tipo claro rico en carbonato y parte oscura terrígena. (B)Ritmitas de carbonato y arcilla asociada a un depósito profundo anóxico en la cuenca Bicorn, España. (C)Laminación de micrita de aragonito/siliciclastos, en facies profundas de la Formación Lisan, Israel. (D)Laminación profunda basal (micrita/arcilla/evaporitas) del lago salino Freefight, Canadá. (E)Lámina delgada de ritmitas carbonáticas (micrita/esparita) con laminación arcilla/orgánica de la formación Fuerte Apache, EE. UU. (F)Caliza laminada que contiene coprolitos de peces (flechas) de la Formación Green river, EE. UU (Gierlowski-Kordesch, 2010).

Facies 2: Carbonatos masivos

Esta facies está compuesta por carbonatos de grano fino sin estructura que pueden contener flora y fauna preservada. Calizas masivas existen como *mudstones* (Fig. 7E), *wackestones* (Fig. 7A-7B-7C-7E-7F), *packstones*, *grainstones* y *marlestones* o pueden contener texturas de *siltstone* carbonatado fino. La falta de estructuras sedimentarias es interpretada como resultado de bioturbación. Aguas oxigenadas con baja tasa de sedimentación permiten a animales agitar los sedimentos en búsqueda de materia orgánica. La agitación del agua permite la deposición de materia orgánica que abastece comida para el ecosistema. Otras interpretaciones pueden incluir recristalización diagenética de varias texturas u homogenización por crecimiento evaporítico.

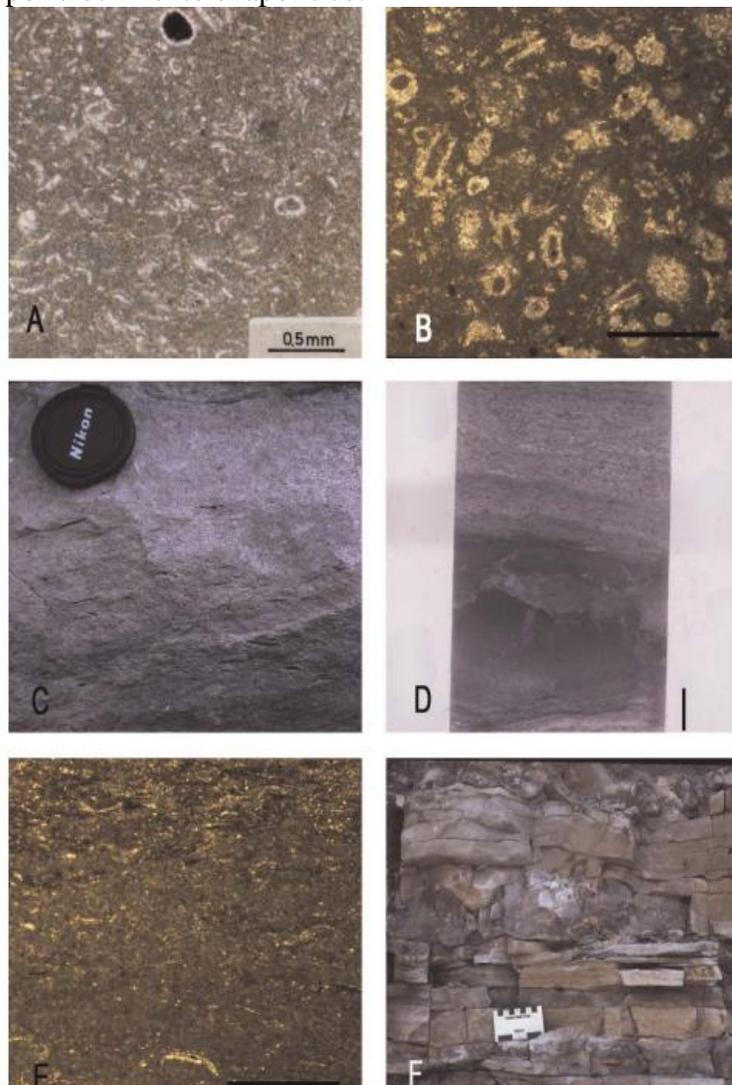


Figura 7: *Facies Masivas en Carbonatos lacustres. (A) Corte transparente de caliza masiva con leve bioturbación en forma de wackestone de ostrácodos y gastrópodos. Formación norte-centro de la cuenca de Ebro, España. (B) Corte transparente de wackestone de carófitas de sub-cuenca Uña, España. Muestra orientación aleatoria de los troncos. (C) Depósito de wackestone masivo en la sub-cuenca Uña, España. El depósito contiene carófitas, ostrácodos y material de plantas carbonizado y es interpretado como sedimento deltaico. (D) Testigo con caliza masiva sobreyacida por carbonatos laminados de Cuenca Appalachian, EE. UU. Interpretado como sedimentos litorales. (E) Corte transparente de mudstone masivo sobreyacida por wackestone de ostrácodos de la cuenca Appalachian, EE. UU. (F) Alternancia de capas de wackestone y chert, formación Cuenca Fundy, Canadá. (Gierlowski-Kordesch, 2010).*

Facies 3: Carbonatos microbianos

Los carbonatos microbianos son caracterizados por estructuras sedimentarias inducidas por microbios (Noffke et al., 2001) y bioestructuras carbonáticas, interpretadas como estructuras primarias en las que películas de algas y bacterias pueden determinar patrones de sedimentación y desarrollarse sobre superficies erosionales y deformacionales. Estos carbonatos incluyen biohermios (Fig. 8A), granos recubiertos (ooides/oolitos (Fig. 8C), pisoides/pisolithos y oncides/oncolitos (Fig. 8F)), estromatolitos/trombolitos (microbialitos) (Fig. 8B), montículos de tufa calcárea (Fig. 8E), biolititas de alga, *microreefs* y cortezas microbianas de algas (Monty & Mas, 1981)

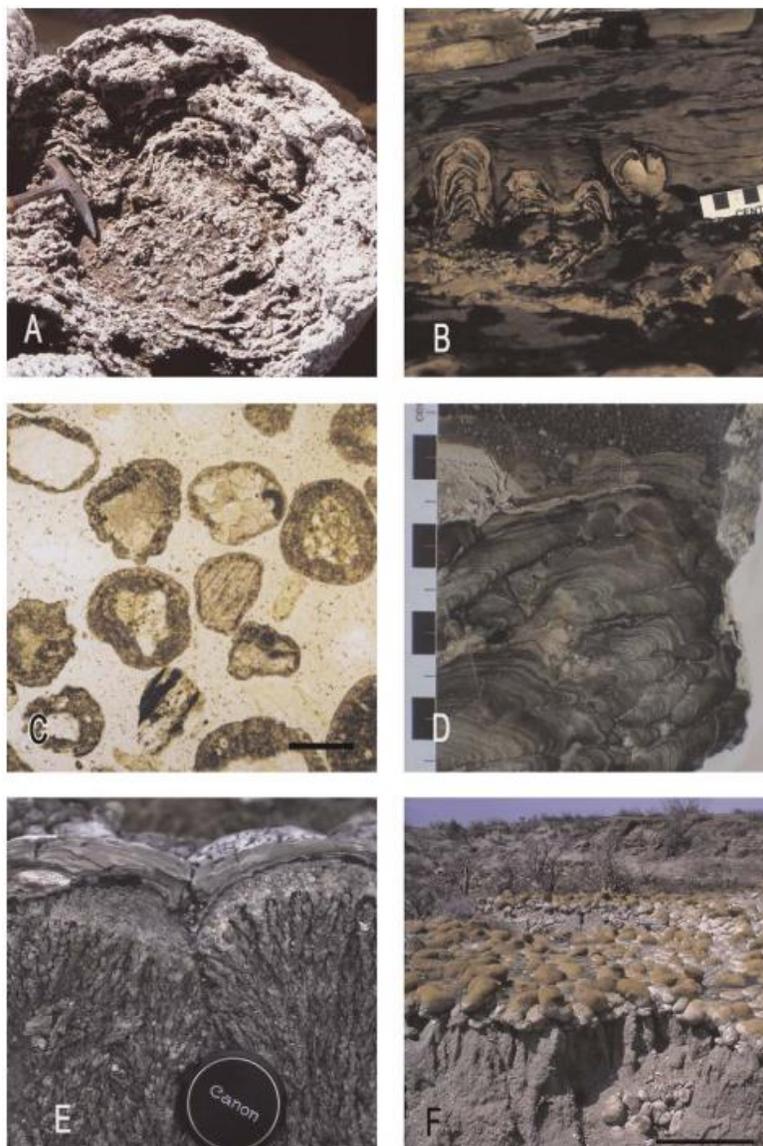


Figura 8: Facies microbianas de Carbonatos Lacustres (A) Sección transversal de un biohermio del lago Big Soda, EE. UU. (B) Estromatolitos dolomitizados preservados con mudrocks de la cuenca Orcadian, Escocia. (C) Corte transparente de ooides de sedimentos del lago Geneva, Suiza. (D) Estromatolitos sobreyacidos por una cubierta masiva de oolitos de la cuenca Piceance, EE. UU. (E) Montículos de tufa (biohermios) en un relicto de shoreline en lago Pyramide, EE. UU. (F) Oncolitos (10-50 cm de diámetro) en la Formación Galana Boi, Kenia, interpretado como colonias de algas definiendo altos niveles del lago. (Gierlowski-Kordesch, 2010).

Estos elementos microbianos pueden ser encontrados en cualquier lugar de la zona fótica de un lago como crecimiento *in situ*, incrustaciones en fósiles, granos sedimentarios y en material de plantas tanto en cortezas transportadas, intraclastos o láminas microbianas en las zonas someras y profundas de un lago. Un ambiente de aguas ricas en calcio, especialmente flujos provenientes de manantiales o filtraciones (springs and sepes) y un *input* reducido de granos siliciclásticos son vistos como condiciones ideales para el desarrollo de estas estructuras microbianas. Estas estructuras pueden ser encontradas comúnmente en asociación con fósiles/organismos con conchas, como moluscos y ostrácodos, excepto en condiciones altamente salinas.

Facies 4: Carbonatos marginales

Esta facies está caracterizada por carbonatos que contienen estructuras sedimentarias y granos o intraclastos (Fig. 9C) indicando acción de corriente u olas. Unidades de sedimentación moderna incluyen coquinas de conchas, bancos de ooides, limo-arenas carbonatadas con restos de conchas, fragmentos de carófitas (Fig. 9A-9B), peloides (pisoides), gravas de terraza. En el registro geológico, estos carbonatos comprenden *rudstones* (Fig. 9D), *grainstones* (Fig. 9C) y *siltstones* carbonatados con estratificación cruzada (Fig. 9F), ondulitas de laminación cruzada y laminación horizontal (Fig. 9E) de pequeña a gran escala, que contienen oolitos, pisolitos, oncolitos e intraclastos y fósiles incrustados.

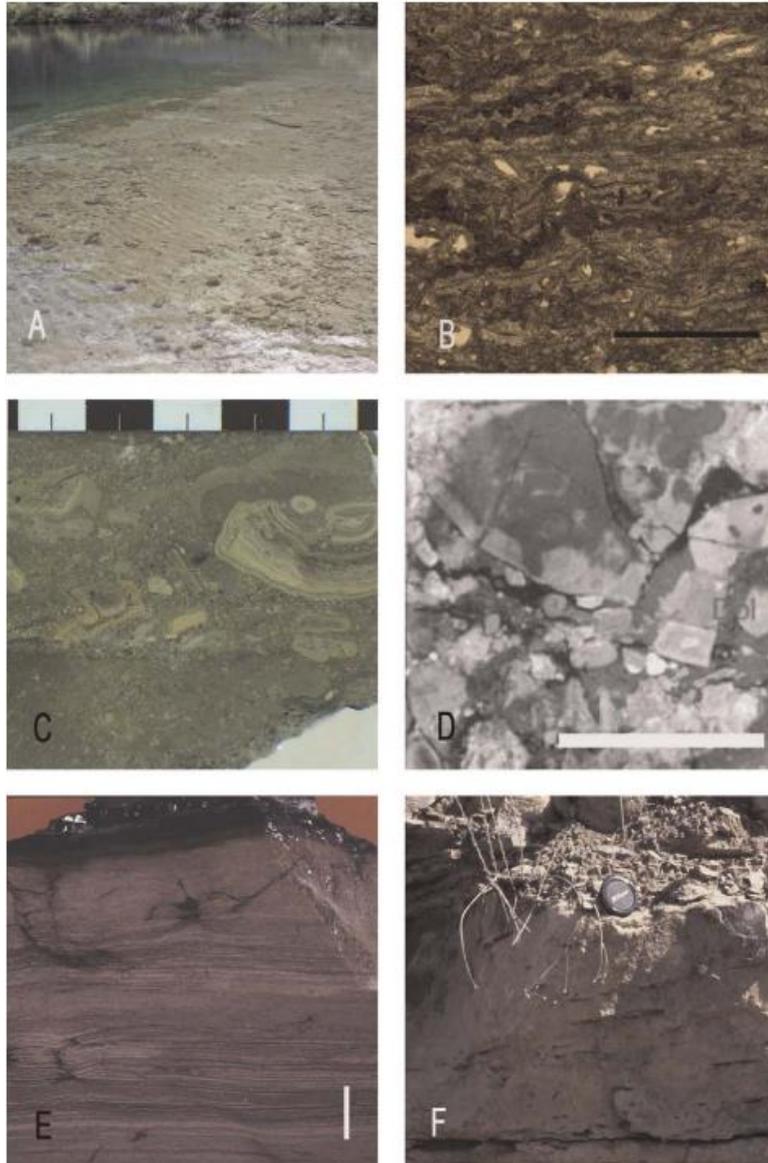


Figura 9: Facies marginales de Carbonatos lacustres. (A) Carbonatos con ondulitas compuestos de restos de carófitas y oncoides en el margen superficial del lago Kelly, Canadá. (B) Corte transparente de una acumulación de troncos de carófitas compactadas en la cuenca Bicorn, España. (C) Intraclastos de cortezas microbianas de oncolitos y pisolitos suspendidos en un grainstone de la cuenca Appalachian, EE. UU. (D) Testigo con rudstones clastosoportados exhibiendo clastos de variada litología carbonatada, reflejando una fuente carbonatada, incluyendo dolomitas. Provincia de Hebei, China. (E) Laminación paralela de calcisiltitas intercalada con carbón sub-bituminoso en la cuenca Ebro, España. (F) Capas de carbonato micrítico con estratificación cruzada, bosquejada por restos de plantas en la cuenca Serranía, España, interpretado como sedimentos deltaicos someros. (Gierlowski-Kordesch, 2010).

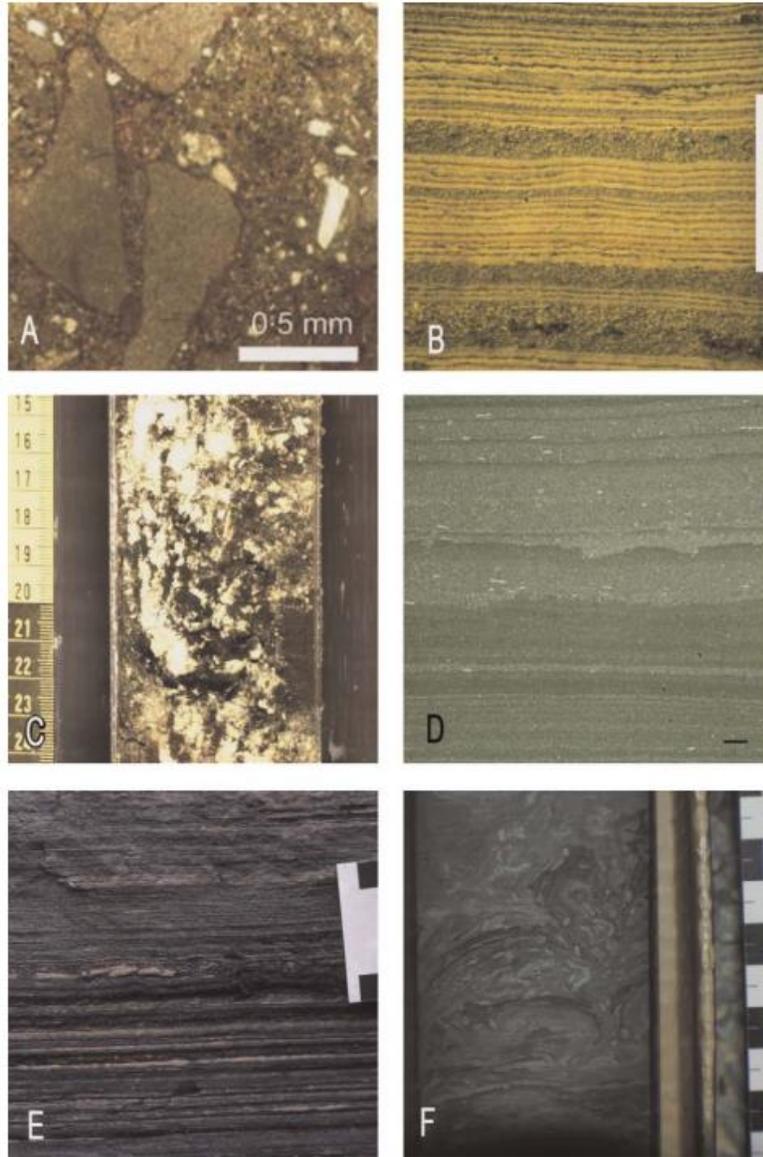


Figura 10: Facies de aguas abiertas en Carbonatos lacustres (A) Corte transparente de “arenita carbonática” matriz-soportado de grainstone en la provincia de Hebei, China. La matriz consiste en carbonatos y mudstone siliciclástico. Interpretado como depósito turbidítico, asociados con carbonatos de grano fino. (B) Sondeo con sedimentos carbonáticos de Fayetteville Green Lake, EE. UU. Las laminitas consisten en láminas de colores claros principalmente compuestos en cristales de calcita bajos en Mg depositados por aguas superficiales y láminas de color oscuro que consisten en arcilla, materia orgánica y calcita baja en Mg. Las capas gruesas son interpretadas como turbiditas de carbonato. (C) Testigo que contiene facies de brecha carbonática del lago Chungará, Chile. Los clastos carbonatados angulares se presentan en una matriz de diatomita marrón. Las facies son interpretadas como sedimentos de flujo de detritos depositados en la zona profunda con materiales de la zona marginal del lago. (D) Facies profundas en lago Las Hoyas, España. Laminación fina en la base se alterna micritas oscuras y claras. Las capas superiores exhiben depósitos de grano más grueso interpretadas como turbiditas o depósitos de subflujo, como se evidencia por los clastos orientados. (E) Facies sublitorales a profundas en la cuenca Hartford, EE. UU. Laminitas de la lutita negra se alternan entre carbonatos y mudrock. Los clastos transportados de una lámina carbonatada muestran que las capas carbonáticas fueron cementadas temprano, y luego brechizadas y transportadas antes del siguiente evento de sedimentación. (F) Testigo con laminitas de la formación Shuttle Meadow, EE. UU. Interpretadas como depósitos profundos en una pendiente afectada por sismicidad. (Gierlowski-Kordesch, 2010).

Facies 5: Carbonatos de aguas abiertas

Esta facies representa sedimentos carbonatados que han sido depositados bajo una corriente o un régimen de flujo de densidad en aguas abiertas de un lago, desde la zona sublitoral a profunda (Fig. 10E-10F). El tamaño de grano puede variar desde limo a guijarro. Los flujos gravitacionales de sedimentos de corrientes y sobrecargas (corrientes de turbiditas (Fig. 10A-10B) y flujo de detritos (Fig. 10C)) pueden mover sedimentos distalmente. La actividad sísmica puede modificar la estratificación a través de cizalle, licuefacción, fluidización, deformación plástica, brechización *in situ* e incluso re-suspensión (Ringrose, 1989; Monecke et al., 2006; Agnon et al., 2006).

Tabla 2: Facies de carbonatos lacustres y sus características (Gierlowski-Kordesch, E., 2010)

Facies	Ubicación/Profundidad	Tipo de depósito
Laminada	Profunda	Varvas Laminitas Ritmitas
Masiva	Sublitoral Profunda	<i>Wackestones</i> <i>Mudstones</i> Micrita Marga
Microbiana	Litoral Sublitoral Profunda	Ooides/oolitos Pisoides/pisolitos Oncoides/oncolitos Biohermios Estromatolitos/trombolitos
Marginal	Litoral Sublitoral	<i>Grainstone</i> <i>Packstone</i> Coquina
Aguas abiertas	Sublitoral Profunda	Bioclastos <i>Grainstone</i> /limolita <i>Rudstone</i> Turbiditas Otros flujos sedimentarios gravitacionales

1.3.4.2 Carbonatos palustres

Según lo descrito por Alonso-Zarza & Wright (2010b), este tipo de carbonatos se forma por la precipitación de carbonato de calcio en diversos ambientes continentales acuáticos, tales como sistemas aluviales, fluviales, cuencas de lago y ambientes costeros marinos.

La precipitación de estos carbonatos se caracteriza por márgenes acuáticos de baja pendiente y un ambiente de baja energía. Freytet (1965) describe los carbonatos palustres como producto de modificación pedogénica de carbonatos no marinos, que deben mantener características de su deposición primaria (organismos, estructuras sedimentarias) y además las de su transformación posterior (organismos, raíces, desecación).

Para analizar carbonatos palustres es muy importante una interpretación del ambiente deposicional, incluyendo estudio de la biota, texturas, estructuras pedogénicas, mineralogía y geoquímica de los sedimentos, junto con la química del agua en la que se formaron y además la geomorfología y configuración hidrogeológica y tectónica del ambiente.

En muchos casos, las calizas palustres son difíciles de diferenciar de las lacustres. Según Freytet (1973) las calizas lacustres tienen una evolución diagenética completamente subacuática y son homogéneas o muestran evidencia de retrabajo y enterramiento por animales, mientras que las palustres resultan de lodo carbonatado que emerge ya sea en zonas marginales o más profundas de lagos. A continuación, se detallan las 7 facies reconocidas en carbonatos palustres.

Facies palustres carbonatadas

Facies 1: Calizas moteadas

La facies 1 consiste en calizas moteadas correspondientes a micritas con una menor cantidad de granos detríticos. Muestran manchas amarillas-naranjas-rojas, que bajo microscopio son vistas como halos muy difusos y relativamente oscuros. Los fósiles como carófitas, gastrópodos, ostrácodos o cualquier otro son relativamente raros en esta facies. Las manchas pueden ser rodeadas por grietas de disecación, que muestran diferentes morfologías tales como circumgranular, planar o irregular. Estas grietas están rellenas con limo microsparítico y calcita esparítica. No es extraño ver evidencias de varias etapas de cementación.

Calizas manchadas o marmorizadas indican la removilización de hierro debido a cambios en el potencial redox (Eh) de las aguas subterráneas cuando el nivel freático oscila (Freytet, 1973). Esto ocurre cuando el contenido de hierro de los sedimentos es menor al 2%. Manganeso y calcio pueden también migrar junto al hierro, permitiendo la formación de nódulos ferrígenos, vacíos tubulares, concreciones y cortezas de hierro.

Facies 2: Calizas nodulares y brechizadas

Las calizas nodulares y brechizadas (Fig, 11G) consisten en nódulos de micrita en escala centimétrica que son irregulares, envueltas en una matriz de tiza o separadas por distintos tipos de grietas que pueden permanecer vacías o llenarse con microsparita y/o calcita esparítica. La morfología de los nódulos varía desde medianamente redondeado a angular, formando una brecha. La micrita puede contener granos detríticos y restos de carófitas, ostrácodos o moluscos. Las calizas nodulares pueden ser de colores claros, pero las manchas son también comunes. El proceso de nodulación ha sido explicado claramente por Freytet, (1973), y es principalmente debido a la desecación y la subsecuente formación de fisuras

planares a curvas que son llenadas posteriormente bajo condiciones de oxidación vadosas y freáticas.

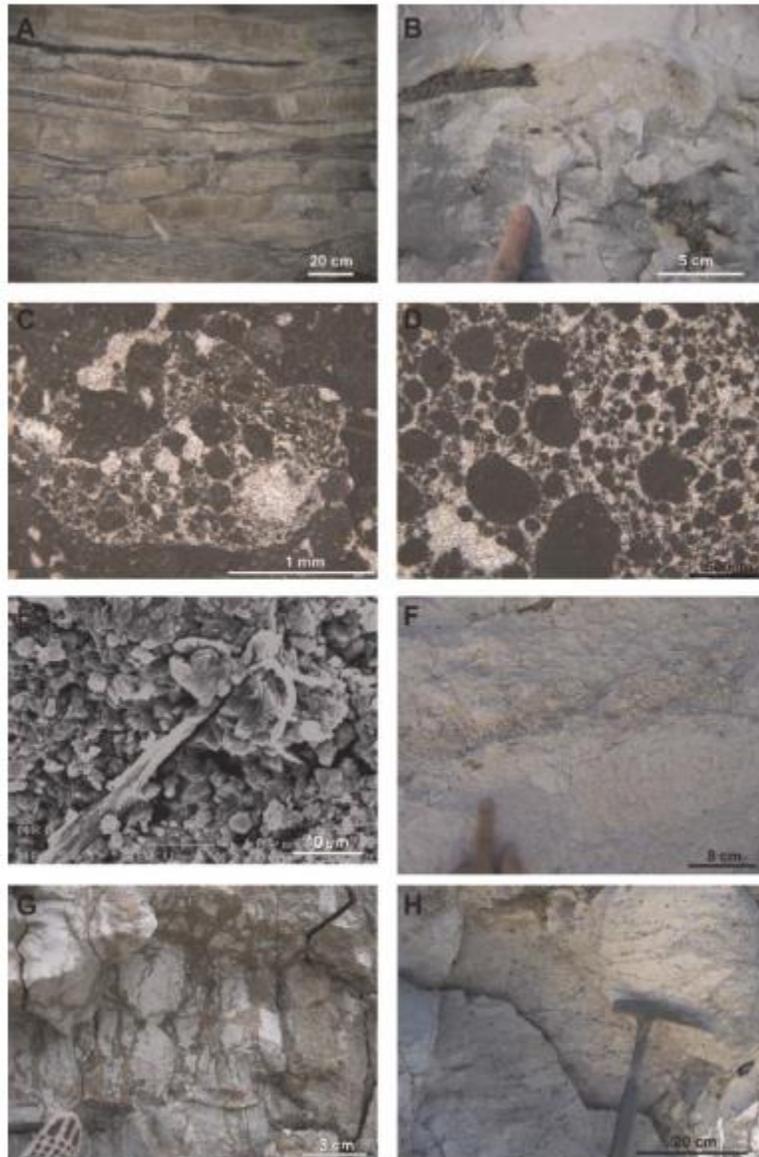


Figura 11: Facies de carbonatos palustres. (A) Estratos de decenas de cm de grosor, los de la parte superior contienen raíces verticales. (B) Parte superior de un estrato palustre con pseudomicrokarst altamente irregular, relleno con clastos micríticos. Las cavidades se observan muy irregulares. (C) Foto micrográfica de pseudomicrokarst con un relleno de granos de micrita con cemento de calcita. (D) Caliza peloidal. Los peloides son más o menos redondeados y muestran mala selección. En este caso, no muestran revestimiento micrítico. (E) Vista SEM de calizas peloidales. Los cristales de micrita son muy finos. Se observan filamentos orgánicos. (F) Conglomerados que consisten en clastos de calizas derivadas de calizas palustres con desecación y restos de raíces. (G) Estratos de marlstone verdes con varios tipos de desecación y grietas de raíces resultantes de brechización in situ del estrato, se observan intraclastos. (H) Estrato de sepiolita palustre, mostrando las mismas características que los carbonatos palustres tales como desecación, formación de intraclastos y retrabajo. En este caso, el estrato está silicificado. (Alonso-Zarza & Wright, 2010b)

Estas calizas pueden formar una única capa de espesor métrico, indicando que toda la sucesión lacustre fue expuesta de manera subaérea durante uno o más eventos. En otros casos, sólo la parte superior o la base de un depósito lacustre es nodular o brechizado, indicando menos exposición y evolución del nivel del lago. Fenestras irregulares están presentes también, aunque no están restringidas a esta facies.

Características similares son encontradas más comúnmente en sucesiones intermareales donde ciclos de seco-húmedo son más frecuentes. Su presencia en algunas sucesiones palustres es evidencia de periodos cortos de exposición y rehumedecimiento en *shorelines* o humedales.

Facies 3: Calizas con cavidades de raíz

Estas son calizas ricas en matriz con restos de gastrópodos, carófitas, ostrácodos, grietas de desecación, y estructuras fenestrales y alveolares. Las cavidades de raíz son largas, irregulares, verticales con varios centímetros de ancho y largos en escalas de decímetros (Fig. 11A). Son comúnmente más anchas en la parte superior del estrato y más delgadas abajo. Estas cavidades pueden estar vacías o parcialmente llenas con una matriz de micrita, peloides microspáriticos, intraclastos, bioclastos y cemento esparítico. Calizas con cavidades verticales de raíz ocurren tabulares o de manera ondular, convexa hacia la superficie. Otra característica de esta facies es que está comúnmente más consolidado que otros depósitos palustres o lacustres, y es por lo mismo muy prominente a escala de afloramiento.

Calizas con cavidades verticales de raíz comúnmente disponen de una estructura columnar. Las columnas pueden tener hasta 10 cm de diámetro y alcanzar 1 m de largo; las grietas horizontales son comunes. Se piensa que las columnas son formadas por calcificación alrededor de raíces que penetran verticalmente. De manera similar a las estructuras prismáticas reconocidas en las calcretas (Esteban & Klappa, 1983), estas columnas pueden ser encontradas en sedimentos arcillosos o sedimentos de carbonatos blandos. Las raíces y microorganismos asociados pueden también nodulizar o brechizar el barro carbonatado huésped en áreas de influencia rizosfera. Este efecto es especialmente visible en sedimentos de margas.

Facies 4: Pseudomicrokarst

Facies 4 consiste en calizas con pseudomicrokarst. Plaziat & Freytet (1978) introducen este término para describir calizas con cavidades irregulares y complejas que se asemejan a un sistema kárstico en cual las cavidades son pequeñas, principalmente cilíndricas y elongadas verticalmente (Fig. 11C). Las cavidades individuales son solo de unos pocos centímetros de largo, pero están asociadas con redes mayores de escala decimétrica. El prefijo 'pseudo' es usado debido a que el alargamiento de las cavidades es principalmente mecánico (actividad de raíces y desecación); la disolución constituye un proceso menor. Las cavidades muestran bordes afilados y son comúnmente de forma irregular. En algunos casos, los márgenes son redondeados, indicando que ha ocurrido disolución (Platt, 1989).

Las redes de pseudomicrokarst parecen haberse desarrollado de cavidades verticales raíz, conectándose entre ellas de manera horizontal, especialmente en la parte superior del estrato. Las grietas de desecación son comunes y se ajustan en una red ortogonal; pueden cortar las cavidades raíz. Los rellenos de las cavidades son complejos e incluyen peloides, granos recubiertos e intraclastos, así como diferentes tipos de cemento desde vadosa hasta esparita en bloques. La sucesión de estos cementos es un criterio para descifrar el movimiento del nivel freático.

Facies 5: Calizas peloidales, granos recubiertos y/o intraclásticas

Calizas peloidales, granos recubiertos y/o intraclásticas son componentes importantes de los carbonatos palustres. Los peloides son granos más o menos redondeados formados por micrita incluyendo un poco de arcilla, pseudoesparita o granos de micrita, y alcanzando varios milímetros de diámetro (Fig. 11D). Están comúnmente recubiertos con una lámina irregular de micrita oscura, alternando con capas de micrita más clara que puede incluir peloides más pequeños. Observaciones SEM de (Alonso-Zarza et al., 1992) revelan que una red de filamentos fúngicos junto con cristales de micrita forman el recubrimiento.

Los intraclastos son más variados en tamaño, en un rango de menos de un milímetro a varios centímetros de largo (Fig. 11H); son redondeados a angulares y están en su mayoría pobremente seleccionados. Los intraclastos consisten en micrita con escasos restos fósiles. Moldes de raíces, estructuras septales alveolares, filamentos orgánicos y diferentes tipos de grietas de desecación son fáciles de reconocer dentro de los intraclastos, así como en los poros intragranulares. Los sedimentos peloides, grano-concéntricos e intraclásticos son comúnmente cementados por mosaicos de calcita, cuyos tamaños varían entre microesparita y cristales gruesos de esparita. Estos sedimentos aparecen en distintos tipos de cavidades y forman una red compleja. Esta facies ha sido llamada también caliza granular y se puede formar por un proceso de granulación, que también ocurre en una configuración perimareal. Estos aparecen como capas formadas completamente en esta facies en la parte superior o base de depósitos lacustres o perimareales, o llenando diferentes tipos de cavidades. Una característica es que granos, cavidades y las matrices que rodean muestran clara evidencia de múltiples fases de fragmentación (granulación), revestimiento, sedimento interno, depósitos de limo microesparítico y cementación de calcita en bloques. Una característica común del relleno de esas cavidades es gradación inversa.

Facies 6: Calcretas laminares

Calcretas laminares son bastante comunes y consisten en micritas laminadas en forma de hoja o estomatolítica. Algunas formas son densamente laminadas, pero otras son fenestrales. En todos los casos la micromorfología muestra un amplio rango de estructuras biogénicas tales como filamentos orgánicos calcificados, estructuras septales alveolares, calcita fibrosa y peloides entre muchas otras (Alonso-Zarza & Wright, 2010a). En ciertas configuraciones, capas de raíces formadas en el nivel freático se pueden calcificar (Mount & Cohen, 1984) y la ocurrencia común de esas características en sucesiones palustres son evidencia de niveles freáticos cercanos a la superficie alrededor de márgenes de lagos y humedales.

Facies 7: Margas y arcillas ricas en materia orgánica:

Facies 7 consiste en margas y arcillas ricas en materia orgánica que son típicamente masivas a pobremente laminadas y eso incluye una variada cantidad de esqueletos de gastrópodos fragmentados, restos de plantas, algunos nódulos de carbonato locales e intraclastos de carbonato y arcilla. Comúnmente, estos depósitos son muy ricos en restos de micro-mamíferos, por esto pueden entregar datos cronoestratigráficos muy útiles. *Marlstones* y arcillas aparecen en intercalaciones con depósitos clásticos o entre carbonatos lacustres/palustres, mostrando bordes nítidos o transicionales.

1.3.4.3 Carbonatos pedogénicos – Calcretas

Basado en origen, procesos de formación y morfología, los suelos de carbono inorgánico pueden ser divididos en tres grupos (Zamanian et al., 2016).

1. Carbonatos geogénicos (CG): carbonatos que han permanecido o han sido heredados de material de suelo parental, tales como partículas de calizas o transportadas al suelo desde otras ubicaciones por polvo calcáreo o deslizamientos.
2. Carbonatos biogénicos (CB): carbonatos formados con restos esqueléticos de plantas y animales terrestres o acuáticos (tales como bivalvos, huesos y semillas calcificadas) o liberados desde cierto órgano (tal como las glándulas esofágicas de las lombrices de tierra).
3. Carbonatos pedogénicos (CP): carbonatos formados y redistribuidos en suelos por disolución de los suelos de carbono inorgánico (es decir, carbonatos previamente formados como geogénicos o biogénicos) y re-precipitación de iones disueltos en variadas morfologías tales como los nódulos de carbonato.

Debido a lo que se espera encontrar en la zona de estudio según la literatura, en esta sección se pone énfasis en los CP y en particular una de sus formas: Las Calcretas.

Los CP se forman a partir de carbonatos geogénicos, biogénicos o pedogénicos previamente formados, por recristalización y redistribución en el suelo. Su acumulación afecta las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo y estas influyen en el crecimiento de las plantas y la productividad del suelo.

La acumulación de CP puede sellar poros, incrementando la densidad aparente y reduciendo la penetración de raíces, migración de agua y suministro de oxígeno (Baumhardt & Lascano, 1993).

La formación de estos carbonatos consiste en tres pasos: (1) Disolución de carbonatos inorgánicos en suelos (controlada principalmente por el pH del suelo y CO₂ disuelto), (2) el movimiento de los iones disueltos (transportados por agua multidireccionalmente) y (3) la re-precipitación (la solución se sobresatura por dos motivos, disminución de agua en el suelo debido a evotranspiración o disminución en pCO₂).

Basado en su morfología, propiedades y mecanismo de formación se pueden diferenciar 10 principales formas de CP (Alonso-Zarza and Wright, 2010):

- a) Biosferolitos de lombrices de tierra: glándulas calcíferas o esofágicas de lombrices de tierra producen carbonatos, que son excretados con su molde (Fig. 12). Desestimando su origen biogénico primario de los biosferolitos, ellos frecuentemente proveen un núcleo inicial para la posterior acumulación esférica de otras formas de CP. Su presencia en suelos es indicadora de condiciones estables, es decir, ausencia de erosión o depositación.

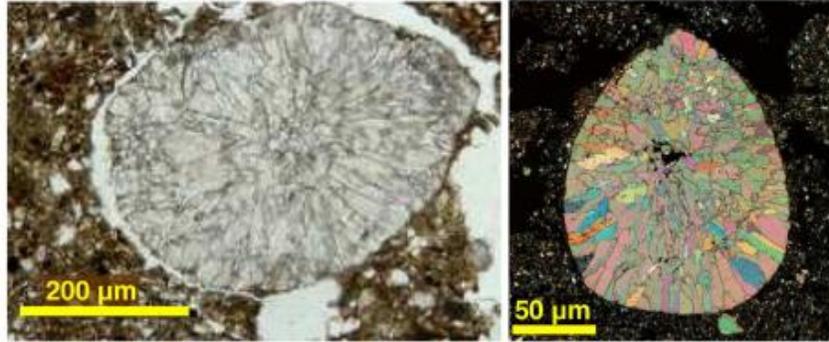


Figura 12: Biosferolitos de lombrices de tierra en lámina delgada. Izquierda: Nícoles paralelos (Verrecchia, 2011) Derecha: Nícoles cruzados (Zamanian, 2016).

- b) Rizolitos: Se forman por un flujo de masa de agua con Ca_2^+ hacia la raíz y la precipitación de CaCO_3 . Debido a que el consumo de Ca_2^+ es mucho menor que el de agua, los iones de Ca_2^+ remanentes precipitan junto al CO_2 de la respiración rizomicrobial en forma de CaCO_3 , formando rizolitos (Fig. 13). La otra posibilidad, mucho más atípica, es la liberación de HCO_3^- en vez de H^+ de las raíces para compensar el consumo de aniones tales como NO_3^- . El aumento del pH del suelo por la liberación de HCO_3^- induce la precipitación de CaCO_3 alrededor de la raíz. La formación de Rizolitos es común para árboles y arbustos, pero no es relevante en pasto debido a la corta vida de su ciclo. La acumulación de CaCO_3 aumenta con la edad de las raíces desde décadas hasta siglos y pueden formar paisajes enormes de rizolitos.

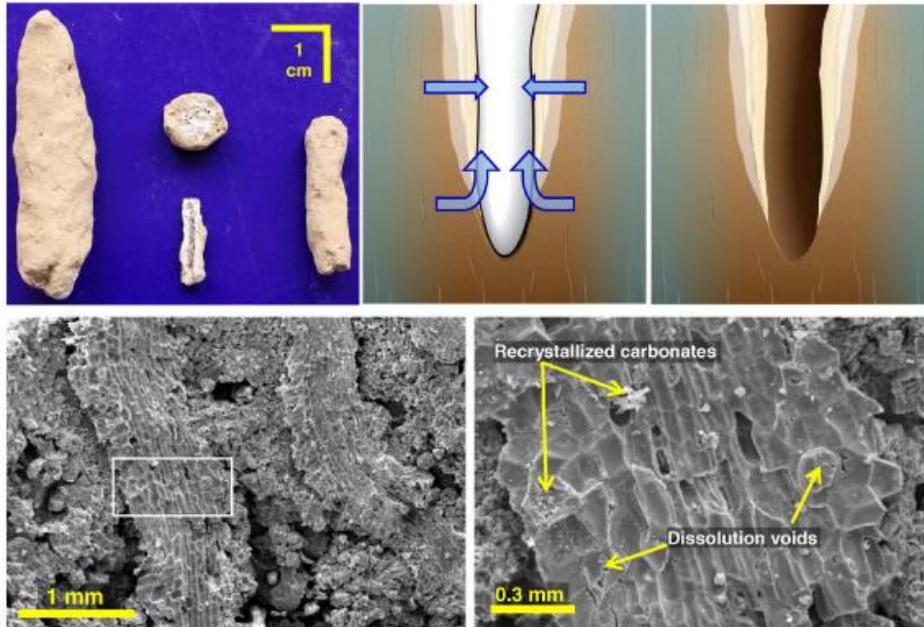


Figura 13: Rizolitos (arriba) y raíces calcificadas (abajo). Superior izquierda: rizoletes formados en depósitos de loess. Superior central y derecha: Etapas de formación de rizoletes por flujo de solución hacia las raíces por consumo de agua dando paso a la acumulación de Ca_2^+ y la precipitación de CaCO_3 en la rizosfera. El consumo de agua de las raíces da paso a la sobresaturación y precipitación de carbonatos. Luego de la muerte de la raíz y la descomposición del tejido orgánico el rizoletito permanece en el suelo. Inferior izquierda: Raíces calcificadas formadas en suelos de depósitos aluviales. Inferior derecha: Acercamiento del rectángulo en la imagen izquierda. (Zamanian, 2016)

- c) *Hypocoating* o pseudomicelios: Se forman por la penetración de agua que percola a través de la matriz del suelo y la rápida precipitación de CaCO_3 alrededor de poros de suelo grandes y medianos (Fig. 14). La precipitación rápida es común debido a la fuerte disminución de $p\text{CO}_2$ en estos poros comparado con los microporos. Los *Hypocoatings* pueden también ser formados por un nivel freático variable. Debido a la rápida precipitación, esta forma de CaCO_3 es joven, potencialmente formada en semanas o meses.

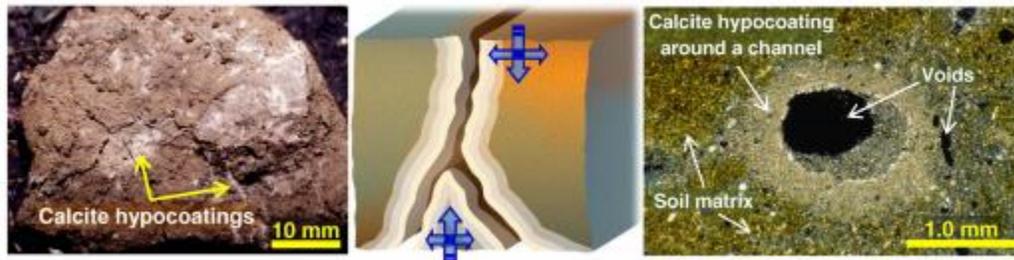


Figura 14: *Hypocoatings*. Izquierda: *Hypocoatings* dentro de la matriz de suelo y alrededor de los poros o grietas. Centro: Formación por evaporación de agua o repentina disminución de presión parcial de CO_2 en poros grandes, dando paso a la precipitación de CaCO_3 . Derecha: Sección transversal de CP *hypocoating* alrededor de un poro. (Zamanian, 2016).

- d) Nódulos: Son formados *in situ* por la impregnación de la matriz del suelo con CaCO_3 en ubicaciones específicas. Esta impregnación crea los contornos exteriores difusos y graduales y la fábrica interna de los nódulos se mantiene similar al suelo (Fig. 15). Pese a que los nódulos son una de las formas más comunes de CP, los procesos de formación y localización de ellos permanecen poco claros. La acumulación de CaCO_3 se inicia probablemente alrededor de un núcleo. En ocasiones, los nódulos poseen un contorno nítido y una fábrica distinta a la del suelo, esto probablemente refleja perturbación en el suelo o traslocación de nódulos desde otros horizontes u otras partes del paisaje por depositación.

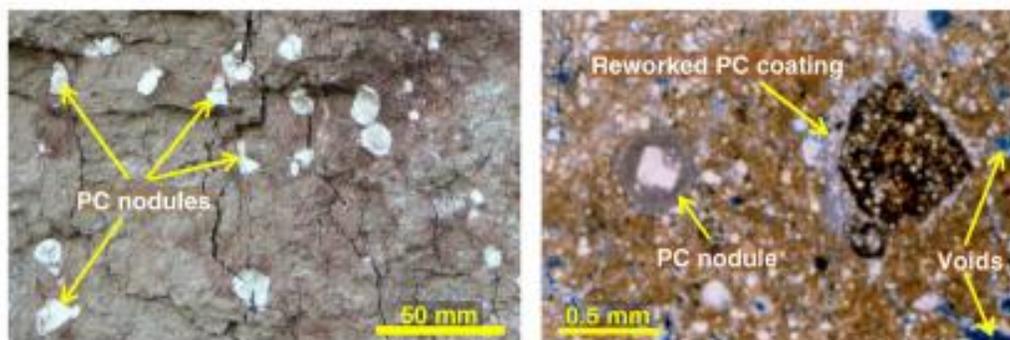


Figura 15: Nódulos de carbonato. Izquierda: Nódulos a bajas profundidades (150 cm). Derecha: Sección transversal de nódulos y recubrimiento de clastos en la superficie del suelo. (Zamanian, 2016).

- e) Recubrimiento en clastos: Son formados por la percolación lenta de agua, quedando atrapada en la base de clastos. La posterior disecación por evaporación o consumo de agua por las raíces sobresatura el agua atrapada con CaCO_3 . El CaCO_3 entonces precipita

en micro capas en la base de los clastos (Fig. 16). Las micro capas usualmente poseen colores claros y oscuros, reflejando la presencia de impurezas. Las micro capas de colores claros están formadas principalmente por calcita, mientras que las oscuras pueden contener materia orgánica y/u otros minerales además de CaCO_3 . El periodo de formación de recubrimientos es de siglos a milenios. Es por esto por lo que la datación de radiocarbono y composición de isótopos estables de las micro capas representan una cronología informativa y una herramienta paleoambiental.

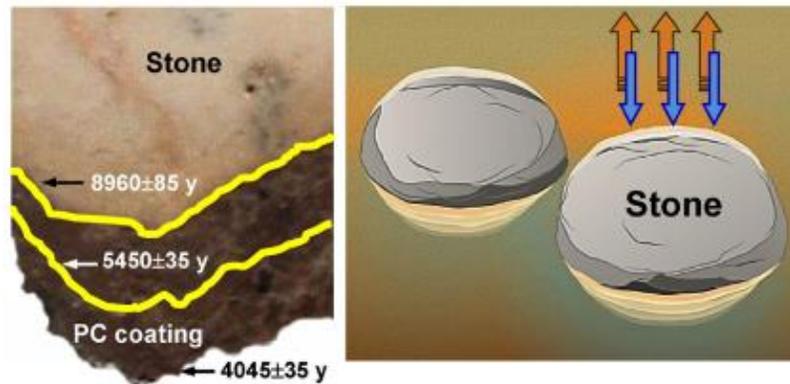


Figura 16: Recubrimiento de carbonato en rocas. Izquierda: Acumulación de CP bajo la partícula de roca y la secuencia cronológica de micro capas en recubrimiento de CP. Derecha: Formación del recubrimiento por percolación de agua que permanece bajo el fragmento. Los iones solubles (por ejemplo Ca^{2+} y HCO_3^-) precipitarán durante la temporada seca del suelo en la base de la roca. En condiciones específicas, los recubrimientos se pueden formar en la parte superior del grano. Las flechas azules muestran migración hacia abajo de agua desde la superficie del suelo que puede permanecer en parte bajo las rocas. Las flechas naranjas muestran la evaporación del agua llevando a sequedad del suelo y supersaturación de la solución atrapada y consecuente precipitación de CaCO_3 . (Alonso-Zarza & Wright, 2010b).

- f) Capas laminares: Son formadas en presencia de muchas restricciones para percolación de agua vertical y la subsecuente formación de un nivel freático superior (Fig. 17). La permeabilidad de agua vertical restringida da paso a movimiento lateral de agua en la superficie de la zona de baja permeabilidad. Tales zonas de baja permeabilidad pueden ser por ejemplo calcretas existentes o roca caja. Cuando el suelo se vuelve seco, los CP precipitan en micro capas en la superficie de la zona de baja permeabilidad y hacen que disminuya la permeabilidad. Una capa laminar forma un horizonte nuevo en el suelo, el que es casi completamente ocupado con CP. Los minerales de arcilla y materia orgánica comprenden material no calcáreo en este horizonte y las partículas esqueléticas y fragmentos recubiertos tales como guijarros y gravas están presentes en menores cantidades, siendo menores al 1%.

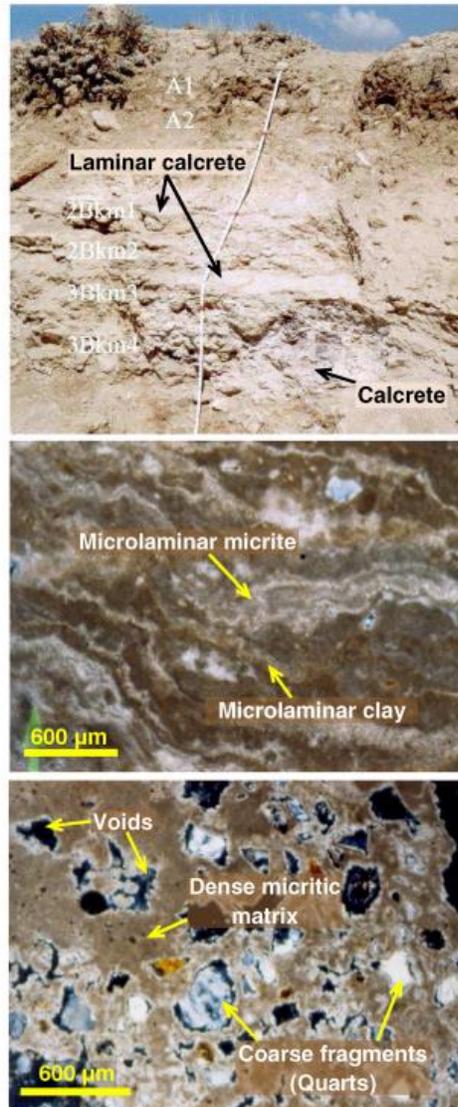


Figura 17: Morfología de Calcretas. Superior: Calcreta de alto grosor formada en depósitos aluviales que comprende dos horizontes distintos: la calcreta inferior contiene abundantes fragmentos gruesos impregnados y cementados con CP. La calcreta superior – calcreta laminar- comprende fragmentos de grosor despreciable, pero acumulación de capas de CP (profundidad del perfil: 150 cm). Centro: Acumulación de CP como micro capas en la calcreta superior. Abajo: Fragmentos rodeados de CP micríticos en la calcreta inferior. (Alonso-Zarza & Wright, 2010b).

- g) Calcretas: El horizonte del suelo impregnado y cementado con CP es conocido como calcreta. Las calcretas reflejan la existencia reciente o pasada de un nivel freático somero. Los niveles freáticos variables acompañados con evapotranspiración intensa acumulan carbonatos en horizontes del suelo, dando paso a su cementación y formación de calcretas. La cementación por CaCO_3 puede ocurrir también por 1) Lixiviación de iones de Ca_2^+ HCO_3^- disueltos desde horizontes superiores o 2) Disolución de Ca_2^+ en la roca contenedora y precipitación de carbonatos sin traslocación de iones disueltos. La actividad biológica como bio-mineralización de raíces da paso a la formación de cortezas laminares conocidas como *rootcretes*. Sin embargo, grandes cantidades de CaCO_3 acumuladas como calcreta no pueden ser explicadas por la traslocación de iones disueltos

en un perfil de suelo. Estas claramente reflejan la reubicación de Ca^{2+} desde posiciones de mayor altura. Considerando los mecanismos de formación, las propiedades de las calcretas, de todas maneras, serán diferentes: por ejemplo, la presencia de calcita con altos contenidos de Mg es un indicador de calcreta de agua subterránea.

El tiempo necesario para formar calcretas es de milenios o más largo. La erosión del suelo o depositación puede cambiar la profundidad o máxima acumulación de CP (Alonso-Zarza & Wright, 2010a) y prolongar o acortar el periodo de formación de las calcretas. El grosor de la calcreta, su ubicación, micromorfología y etapas de formación son indicadores útiles de desarrollo de edad de suelos y paisajes (Fig. 18).

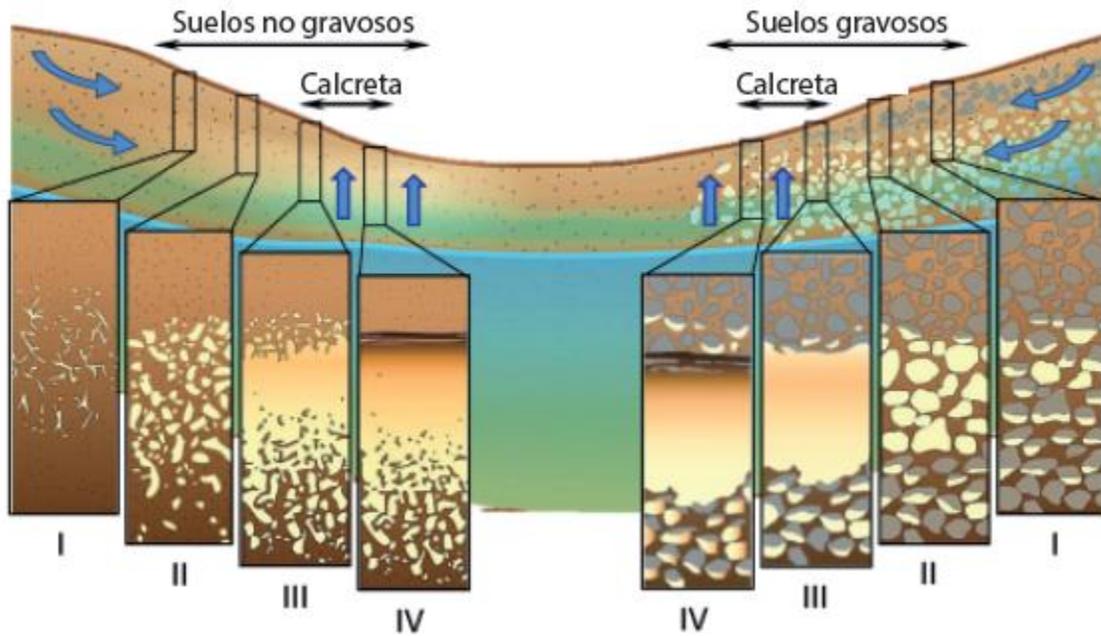


Figura 18: Formación de Calcretas. Acumulación de CP por redistribución de CaCO_3 . CaCO_3 será principalmente lixiviado desde partes superiores del relieve con las aguas subterráneas (flechas azules inclinadas) y será movido a posiciones inferiores. Movimiento hacia arriba del agua por ascenso capilar (flechas azules) formarán calcretas en partes medianas del relieve. CaCO_3 reubicado desde altas posiciones cementa la zona de deposición de carbonatos (horizonte cálcico) y finalmente forman calcretas. Considerando los cuatro pasos del modelo de Gile et al. (1996), la formación de recubrimientos en clastos es la etapa inicial de acumulación de CP en suelos de grava (derecha), mientras que suelos no gravosos (izquierda) los nódulos serán formados. La conexión de recubrimientos tanto como nódulos por la acumulación gradual de CaCO_3 conectará el horizonte (etapa III) y forma calcretas. El estancamiento de agua en la superficie de las calcretas u la subsecuente sequedad del suelo generará una capa laminar en la superficie de la calcreta de la misma forma en suelos gravosos y no gravosos (etapa IV). (Alonso-Zarza & Wright, 2010b).

1.3.5 Antecedentes paleoclimáticos

Como se menciona anteriormente para cada ambiente de formación de carbonatos, el clima reinante es uno de los factores principales en el momento de su formación y posteriores procesos pedogenéticos.

Valero Garcés (2005), a través de una reconstrucción de la zona de Tagua Tagua (34°30'S), propone un modelo paleoclimático para los últimos 46000 años de la zona central, dividiéndolo en dos períodos con características predominantes similares: (i) La época glacial y (ii) La deglaciación y el Holoceno.

Para la época glacial previa a 43500 cal. yr BP se sugieren condiciones relativamente húmedas, que se modifican posteriormente para el período 42400-40100 cal. yr BP a condiciones de humedad más reducidas y menores temperaturas.

Niveles más elevados de los lagos y estudios de polen de la zona indicarían que el periodo glacial 40100-21000 cal yr BP estaría asociado a mayor precipitación.

Luego de esto, el autor plantea que aún es controversial la reconstrucción paleoclimática para la deglaciación, encontrándose diferencias entre las interpretaciones de registros marinos y lacustres. Para el estudio realizado en Tagua Tagua, se observarían dos periodos áridos abruptos; 21000-19500 y 17000-15000 cal.yr BP y dos intervalos de humedad: 19500-17000 (casi coincidente con el Último Máximo Glaciar) y 13500-11500 cal. yr BP.

En la figura 19 se presenta una representación esquemática a modo de línea temporal de las divisiones paleoclimáticas sugeridas por el autor desde el 43000 cal yr BR hasta el presente.

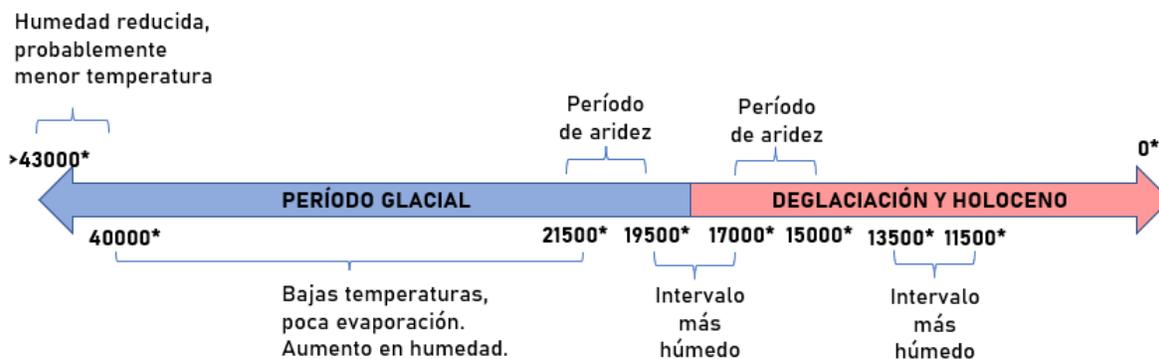


Figura 19: Esquema temporal para la zona central según Valero-Garcés (2005)

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Realizar una reconstrucción paleoambiental en base al estudio de perfiles de carbonatos palustres y pedogénicos en el sector occidental de la cuenca de Santiago asociados a la serie de suelos Agua de Gato.

1.4.2 Objetivos específicos

- Describir la pedo-estratigrafía de los perfiles de suelo estudiados.
- Reconocer e interpretar la microfábrica de los horizontes carbonatados.
- Analizar datos químicos y físicos de los horizontes carbonatados obtenidos de la zona de estudio.
- Interpretar las características ambientales de formación de los perfiles estudiados.

1.5 Metodología

Para realizar la reconstrucción paleoambiental de los depósitos de este estudio, se realizaron distintos análisis físicos, químicos e interpretativos de las muestras recolectadas en terreno. Estas fueron obtenidas con excavación manual y/o retroexcavadora (Fig. 20) dependiendo del tipo de suelo y su ubicación. En el caso de las calicatas, fue necesario su drenaje con una motobomba de agua para poder analizarlas.

La metodología tiene etapas de muestreo, pretratamiento de muestras y análisis de laboratorio.



Figura 20: Excavación de Calicatas. (A)Proceso de creación de Calicata 2 con retroexcavadora, ubicada en Fundo la Esperanza. (B)Día siguiente de la excavación de Calicata 1. Se observa con agua en su interior, lo que implicó la necesidad de drenaje para su análisis.

1.5.1 Toma de muestras

El criterio para la obtención de muestras en terreno se realizó de acuerdo con USDA Soil survey manual (Schoeneberger et al., 2012)

Se utilizó el método de muestreo por horizontes, con la intención de registrar la mayor cantidad de variaciones en profundidad. En el caso de ser posible, se tomó más de una muestra en horizontes de espesor mayor a 50 cm.

Técnicas de muestreo:

Se excavaron calicatas de suelo fresco para la recolección de muestras en el caso que los horizontes de interés no tuvieran acceso directo. Para estas excavaciones, se evitaron cortes de camino debido a que el polvo y la exposición podían alterar las propiedades del suelo. En la cara expuesta y limpia de la calicata, se extrajeron distintos tipos de muestras:

-Bloques de 15x15x20 cm aproximadamente (Fig. 21) y cilindros de horizontes seleccionados (principalmente los que se observaban carbonatados). Estos fueron utilizados para hacer estudios de facies, microfacies e isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en carbonatos.

-Muestras de suelo de 1kg aproximadamente de cada horizonte para realizar los análisis fisicoquímicos.

-Organismos en el perfil que fueron encontrados para su datación e identificación.

Durante la recolección:

1. Se recolectaron muestras desde la base hacia la superficie, esto minimizó la contaminación por caída de sedimentos.
2. Se recolectaron las muestras en la total profundidad y amplitud del horizonte. Se evitaron irregularidades como lentes o muestrear de manera separada.



Figura 21: Bloques de muestreo, se observan en la parte inferior de la Calicata.

1.5.2 Pre-tratamiento de muestras

Impregnación de muestras para láminas delgadas:

Para endurecer las muestras de suelo y que se mantuvieran sus características en la generación de láminas delgadas, fue necesaria su impregnación, que se realizó con el siguiente procedimiento (Fig. 22) (Smith & Anderson, 1995):

1. Secar las muestras a temperatura ambiente durante 7 días.
2. Introducir la muestra en un envase de aluminio que se adecúe a su tamaño y que tenga una altura que sobrepase el punto donde se desee hacer la lámina delgada.
3. Llenar 1/3 de la muestra con una mezcla previamente preparada de resina, catalizador y acetona en proporción 2:1:1.
4. Introducir las muestras en la bomba de succión durante 6 horas.
5. Retirar y dejar secar durante 3 días.



Figura 22: Muestras impregnadas en proceso de secado.

Isótopos $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en carbonatos:

Para calcular los isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en carbonatos se siguió el siguiente procedimiento:

1. Buscar una cara fresca de la muestra.
2. Elegir punto específico donde se desea muestrear, en este caso se priorizaron nódulos debido a que posiblemente representaban un sistema más cerrado.
3. Se pulveriza con dremel de punta fina el punto deseado.
4. El polvo obtenido se posa en una balanza de precisión y se seleccionan 20 miligramos.
5. El contenido se guarda en frascos herméticos de vidrio.

1.5.3 Análisis de laboratorio

pH, Conductividad eléctrica y Materia orgánica

Para la obtención de estos parámetros se enviaron muestras mayores a 500 gr de cada horizonte a tratar. El análisis se realizó con el laboratorio agrícola AGROLAB. Los procedimientos se detallan a continuación:

-pH:

1. Pesar 20g de muestra seca al aire y <3mm en un recipiente.
2. Agregar 50mL de agua o de solución de CaCl₂ 0,01 mol/L o de solución de KCl 1 mol/L cuya temperatura debe estar ente 20°C y 25°C.
3. Agitar vigorosamente la suspensión durante 5 min usando el agitador y dejar reposar al menos 2 h, pero no más de 24 h.
4. Calibrar el medidor de pH siguiendo las instrucciones del fabricante y usando dos soluciones tampones, la de pH 7,00 y una de las siguientes: pH 4,00 o pH 9,22 dependiendo del rango de pH de las muestras.
5. Si los electrodos no cuentan con termocompensador, medir la temperatura de la suspensión y cuidar que no difiera en más de 1°C de la temperatura de las soluciones tampones que deben estar a una temperatura de 20 a 25°C.
6. Agitar la suspensión e inmediatamente introducir los electrodos.
7. Leer el pH una vez estabilizada la lectura y anotar el valor con dos decimales.

-Materia orgánica:

1. Pasar entre 1g y 2g de muestra seca al aire y <2mm en un matraz Erlenmeyer de 125 mL. Incluir dos blancos (matraces sin muestra) y seis matraces con 1 mL de la serie de estándares de sacarosa.
2. Agregar 10 mL de solución de dicromato de sodio 0,5 mol/L.
3. Agregar cuidadosa y rápidamente 20 mL de ácido sulfúrico mientras se agita la suspensión para evitar puntos localizados de ebullición.
4. Agitar y dejar reposar sobre una plancha aislante bajo campana durante 30 minutos.
5. Agregar 70 mL de agua.
6. Mezclar y dejar reposar durante la noche.
7. Leer la absorbancia del sobrenadante claro a 600 nm, cuidando de no disturbar el sedimento del fondo del matraz.

-Conductividad eléctrica:

1. Preparación de la pasta saturada
 - 1.1 Colocar entre 100g y 400 g de muestra seca al aire y <2mm en un vaso plástico con tapa. Incluir dos envases con 50 mL de agua como blanco.
 - 1.2 Agregar agua suficiente para saturar la muestra.
 - 1.3 Revolver suavemente con una espátula y agregar agua o suelo hasta alcanzar el punto de saturación.
 - 1.4 Tapar el vaso y dejar reposar durante la noche.
 - 1.5 Al día siguiente, chequear el punto de saturación de la pasta y ajustar las condiciones agregando agua o suelo si es necesario.

2. Saturación de agua.
 - 2.1 Pesar 20-40g de pasta saturada en un recipiente pre-pesado.
 - 2.2 Secar a $105^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$ durante la noche, enfriar en desecador y pesar con una exactitud de 0,01 g.
 - 2.3 Calcular la saturación de agua (SA) según:

$$\text{SA (\%)} = \frac{a - b}{b - c} \times 100$$

donde:

- a = masa en g de la pasta saturada + recipiente
- b = masa en g de la pasta seca a $105^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$ + recipiente
- c = masa en g del recipiente

3. Obtención del extracto de saturación
 - 3.1 Transferir la pasta a un embudo Büchner provisto de un disco de papel filtro.
 - 3.2 Aplicar vacío y coleccionar el filtrado. Si el filtrado inicial sale turbio, devolverlo al embudo.
4. Determinación de la constante de la celda.
 - 4.1 Medir la conductividad eléctrica (CE) de las soluciones de KCl de acuerdo con las instrucciones del fabricante del conductivímetro.
 - 4.2 Calcular para cada solución de KCl la constante de la celda según:

$$K = \frac{CE_e}{CE_m}$$

donde:

- K = constante de la celda
- CE_e = CE específica de una de las soluciones de KCl en dS/m (mS/cm)
- CE_m = CE medida de la misma solución de KCl en dS/m (mS/cm)

- 4.3 Calcular el promedio de los valores de constante de la celda y ajustar a ese valor la constante de la celda del conductivímetro.
5. Medición de la conductividad eléctrica del extracto de saturación.
 - 5.1 Medir la conductividad eléctrica, corregida a 25°C , de los filtrados. Anotar el resultado en decisiemens por metro, dS/m.

Densidad aparente y clase textural:

Estos datos se obtuvieron en el laboratorio de Ingeniería y Suelos de la Facultad de Agronomía de la Universidad de Chile. El procedimiento de cada análisis se detalla a continuación:

-Densidad aparente (método del cilindro):

1. Ubicar un sitio de muestreo representativo. Despejar la superficie de restos vegetales, pedregosidad superficial o artefactos que entorpezcan el muestreo.
2. Distribuir los cilindros sobre la superficie en función de las repeticiones deseadas e insertarlos mediante golpes regulares hasta que el suelo dentro del cilindro sobrepase ligeramente la parte superior de éste. Si el cilindro no entra, proceder según sub- capítulos 5.2 Método del terrón ó 5.3 Método de la excavación.
3. En forma cuidadosa, excavar el suelo alrededor del cilindro y extraerlo con pala, cuchillo agrológico o espátula, asegurándose que también quede exceso de suelo en la parte inferior.
4. Enrasar ambos extremos cuidadosamente, cortando el exceso de suelo con un cuchillo de dientes serrados, inicialmente en forma oblicua, y poco a poco acercándose a la proyección plana del borde del cilindro, hasta que no sobresalgan partículas por sobre dichos bordes; remover también el suelo adherido a la pared externa del cilindro. Si se dificulta el enrase y se pierde parte del volumen del cilindro, proceder según punto 4.9. Si sobresale levemente algún clasto y no se puede repetir el muestreo con el cilindro, proceder según punto 10.
5. Si hay raíces que impiden el enrase del cilindro, cortar cuidadosamente con una tijera.
6. Cerrar el cilindro con sus tapas o con alusa plast, o bien vaciar su contenido a una bolsa plástica previamente identificada y cerrar para su transporte.
7. Una vez en el laboratorio, trasvasiar completamente el contenido de la bolsa a una cápsula previamente identificada y de masa conocida (M_c).
8. Llevar la cápsula a estufa (aproximadamente 24 horas a 105°C) y tomar la masa de la cápsula con el suelo seco (M_{c+ss}).
9. En caso de muestras con un volumen menor al del cilindro, proceder como sigue:
 - 9.1 Transportar la muestra al laboratorio dentro del cilindro.
 - 1.2 Determinar el volumen faltante rellenando el cilindro con arena de $260\ \mu\text{m}$ (Grossman y Reinsch, 2002), la cual se trasvasija desde una probeta graduada, de manera de calcular por diferencia el volumen de arena utilizado en rellenar el volumen faltante (Hartge y Horn, 2009).
 - 1.3 Eliminar la arena utilizada, trasvasiar la muestra a una cápsula de masa conocida y secar la muestra aproximadamente 24 horas a 105°C .
 - 1.4 Descontar el volumen de arena utilizada al volumen del cilindro.

-Clase textural:

1. Pesar 40 g a 50 g (exactitud 0,1 g) de muestra de suelo seca a $40\pm 2^{\circ}\text{C}$ y $< 2\ \text{mm}$ (Método 1.1) en un vaso de vidrio de 400-600 mL. Incluir un blanco.
2. Agregar alrededor de 100 mL de agua.
3. Agregar 100 mL de solución dispersante (3.1). Mezclar.
4. Dejar reposar durante la noche.
5. Transferir cuantitativamente al vaso del agitador (2.3) y agitar por 2-10 min.

6. Transferir cuantitativamente a una probeta de sedimentación (2.4) y diluir a 1 L.
7. Mezclar bien levantando y bajando la bagueta (2.6) una diez veces en la suspensión.
8. Inmediatamente introducir el hidrómetro y registrar su lectura a los 40 s de terminada la agitación.
9. Sacar el hidrómetro y medir la temperatura de la suspensión.
10. Dejar reposar durante 7 h.
11. Introducir el hidrómetro y registrar su lectura.
12. Sacar el hidrómetro y medir la temperatura de la suspensión.

La clase textural indica el contenido relativo de partículas de arena, limo y arcilla presente en cada muestra de suelo. Se asocia con la porosidad del suelo, que regula a su vez la capacidad de retención de agua, difusión de gases y conductividad hidráulica (Upadhyay, 2020). La clase textural además influye en el crecimiento de raíces y actividad microbiana. Según los porcentajes obtenidos de arena, limo y arcilla en cada muestra, se clasificó según el diagrama ternario como se muestra en la (Fig. 23) según USDA (Schoenberger *et al.*, 2002).

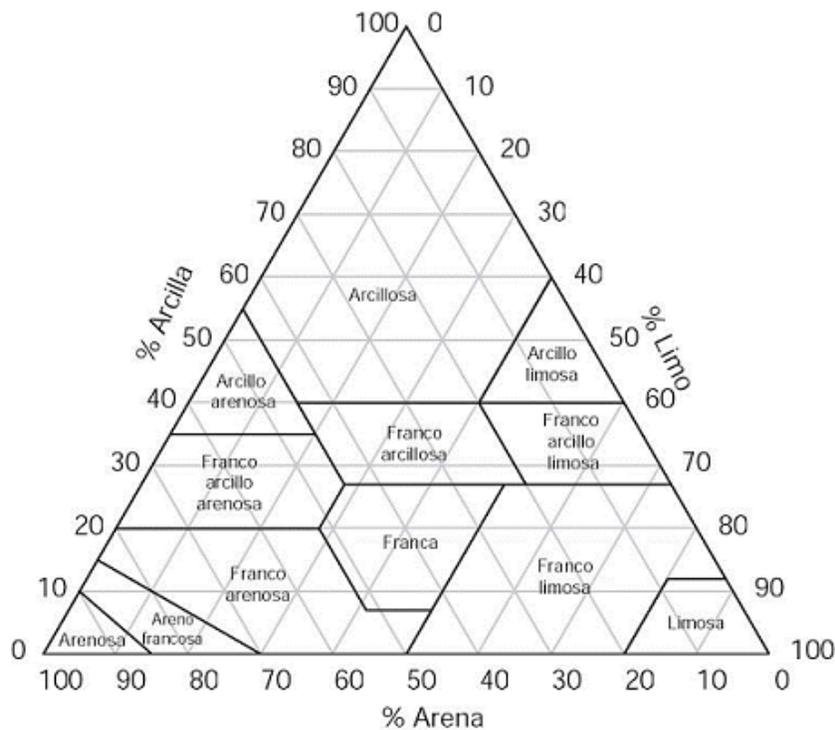


Figura 23: Diagrama de clases texturales según USDA

Datación y calibración de edades:

Se realizaron dataciones de radiocarbono a bioclastos y crotovinas en University of California, Irvine en el departamento de Ciencias de la Tierra.

-Las concentraciones de radiocarbono fueron dadas como fracciones del estándar moderno, $D^{14}C$, y la edad convencional de radiocarbono siguiendo las convenciones de Stuiver and Polach (1997).

-Las muestras orgánicas fueron tratadas con ácido-base-ácido (1NHCl y 1NNaOH, a 75°C), previo a la combustión.

-Las conchas fueron filtradas con HCl previo a la hidrólisis con ácido fosfórico al 85%.

Para la calibración de las edades de radiocarbono, se utilizó la plataforma virtual OxCal 4.4 de la Universidad de Oxford, que es un programa diseñado para el análisis de información geocronológica. Para los datos de este estudio, se utilizó la curva de calibración SHCal20 que es la indicada para el hemisferio sur (Hogg et al., 2020). Los resultados fueron entregados en un rango de edades con un 95.4% de probabilidades. En la Figura 24 se presenta un ejemplo de cómo se muestran los datos calibrados, entregando rangos con distintos porcentajes de probabilidad.

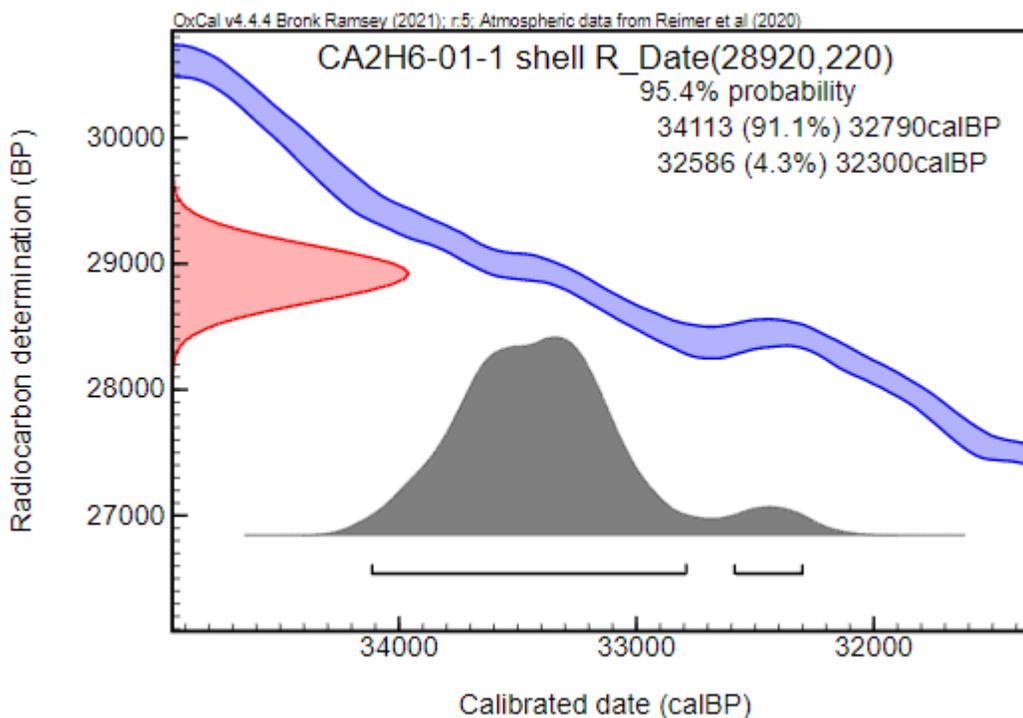


Figura 24 Gráfico de calibración individual, obtenido de OxCal 4.4.

2 RESULTADOS

2.1 Descripción pedoestratigráfica de perfiles de suelo

Como se ha mencionado anteriormente, la investigación consiste en el estudio de seis perfiles de suelo; dos de ellos asociados a riberas expuestas en el cauce de cursos de agua, los cuales se nombraron Mallarauco y Canal y los cuatro restantes correspondientes a calicatas que se excavaron en puntos determinados, nombrados Calicata 1, 2, 3 y 4. Su distribución se observa en la Fig. 1. En cinco de estos perfiles se encontraron horizontes petrocálcicos y es en estos en que se concentrará la discusión.

2.1.1 Perfil de suelo Mallarauco

El perfil de Mallarauco (Fig. 24A) se ubica en el sector más oriental de la zona de estudio y fue considerado dentro de la investigación debido a su evidente horizonte cálcico expuesto. Este se observó en la ribera del Estero La Higuera en el Valle de Mallarauco (Fig. 25), donde lograron estudiarse los 159 cm que se alzan sobre el nivel freático (Fig. 26B-26C)

El perfil de suelo observable puede dividirse en 3 niveles distinguibles, como se detalla a continuación de techo a base:

-H1, H2 y H3: Suelo superficial (0 a 54 cm) que a su vez se divide en dos subhorizontes, siendo el superior orgánico fíbrico (H1) y variando la estructura hacia la base desde bloques subangulares a débiles. Su color va en un rango de 10 YR 5/2 en seco (marrón grisáceo), 10 YR 4/2 húmedo (marrón grisáceo oscuro) alcanzando valores en H2 de 2.5 Y 5/3 en seco (marrón oliva claro) y 2.5 Y 3/3 en color húmedo (marrón oliva oscuro) y en su base presentando colores de 2.5 Y 6/2 en seco (gris marrón claro) y 2.5 Y 6/3 en húmedo (marrón amarillento claro) en su base. Sobre el suelo se aprecia presencia de vegetación.

-H4: Nivel cementado de carbonato de calcio de 105 cm (54 a 159 cm observable sobre el nivel del agua y hasta 209 cm la base del canal), posee una zona saturada y una no saturada. Se observan cutanes de arcilla escasos en los poros, presenta masas cementadas de carbonato muy duras en mayor abundancia que el horizonte anterior (Fig. 26D) que incrementan su abundancia a medida que se profundiza en el horizonte. Las masas carbonatadas varían su tamaño entre 1 hasta 10 cm y poseen formas irregulares. En los primeros 13 cm presenta nódulos de Mn pequeños (cerca de 1 mm) y poros vesiculares. Presencia de crotovina en la parte basal de la zona no saturada.



Figura 25: Valle de Mallarauco. Se resalta el punto donde se realizó el perfil y el estero La Higuera.

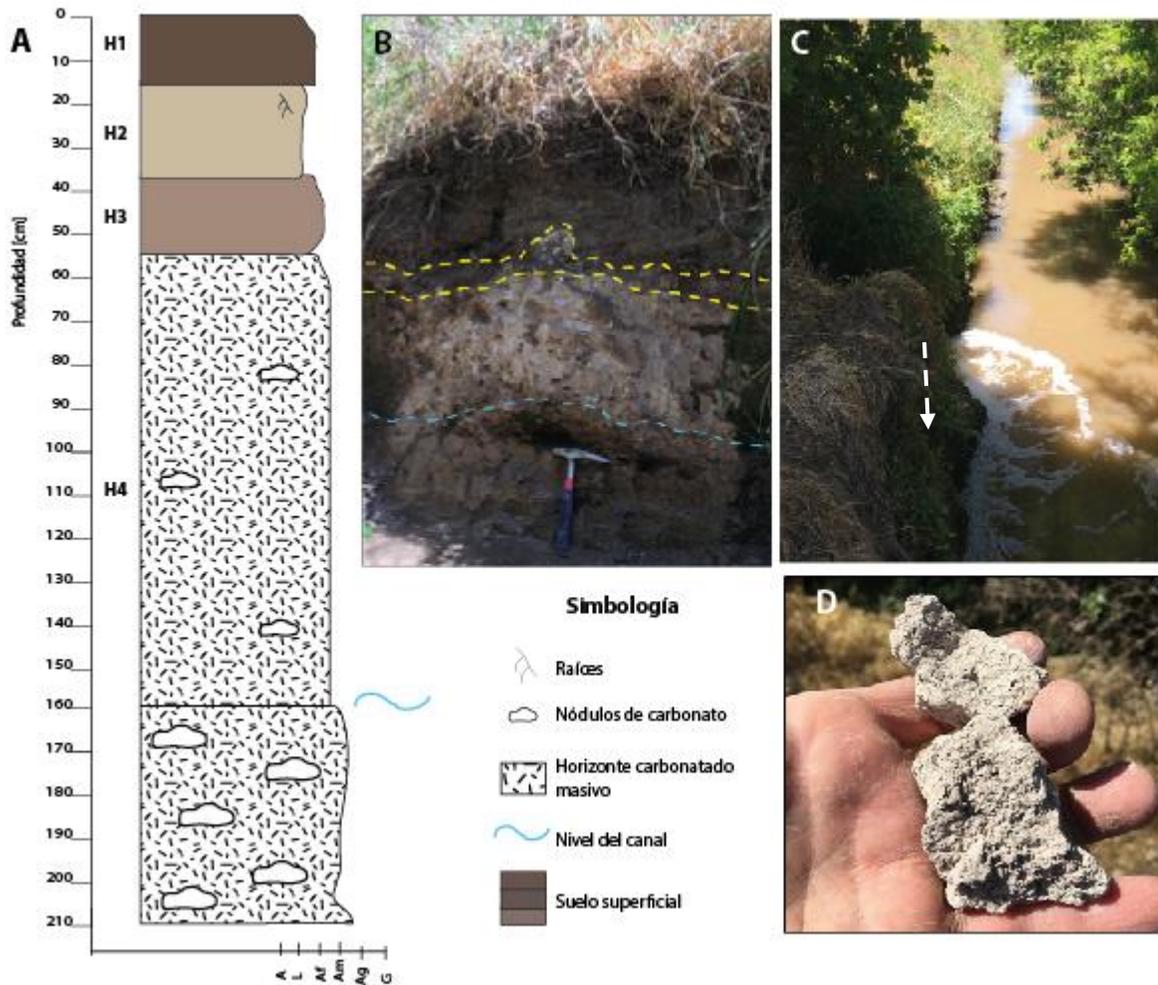


Figura 26: (A)Columna estratigráfica asociada al perfil Mallarauco. (B)Horizontes definidos para el perfil. (C)Estero la Higuera, la flecha blanca indica el lugar donde se realizó el perfil. (D)Nódulos obtenidos de horizonte inferior.

2.1.2 Perfil de suelo Canal

A las afueras del Fundo la Esperanza, donde se excavaron las 4 calicatas para el estudio, sigue su curso un canal en el que se observa un horizonte cálcico en sus riberas. Se distinguen en el perfil dos niveles principales (Fig. 27A-27B):

-H1, H2, H3 y H4: Suelo superficial (0 a 83 cm), que se subdivide en 4 niveles. Su estructura varía de ser en bloque fuerte (H1) a una base más masiva. El segundo horizonte (H2) presenta una muy alta efervescencia y acumulaciones de manera horizontal de carbonatos, estos disminuyen al descender en el perfil (H3). Se presenta un moteado moderado de color blanquecino de otro material (no posee efervescencia). El índice de color de todo el sector varía entre 7.5 YR 4/2 (marrón) en seco y 7.5 YR 3/2 (marrón oscuro) en húmedo hasta un color húmedo de 10 YR 3/2 (marrón grisáceo muy oscuro) en su base (H4).

-H5: Horizonte compacto de Carbonato de 67 cm (83 a 150 cm), de estructura masiva. Presenta mayor efervescencia con respecto al nivel superior y alta dureza. Se observa un color 10 YR 6/2 en húmedo (marrón grisáceo claro).

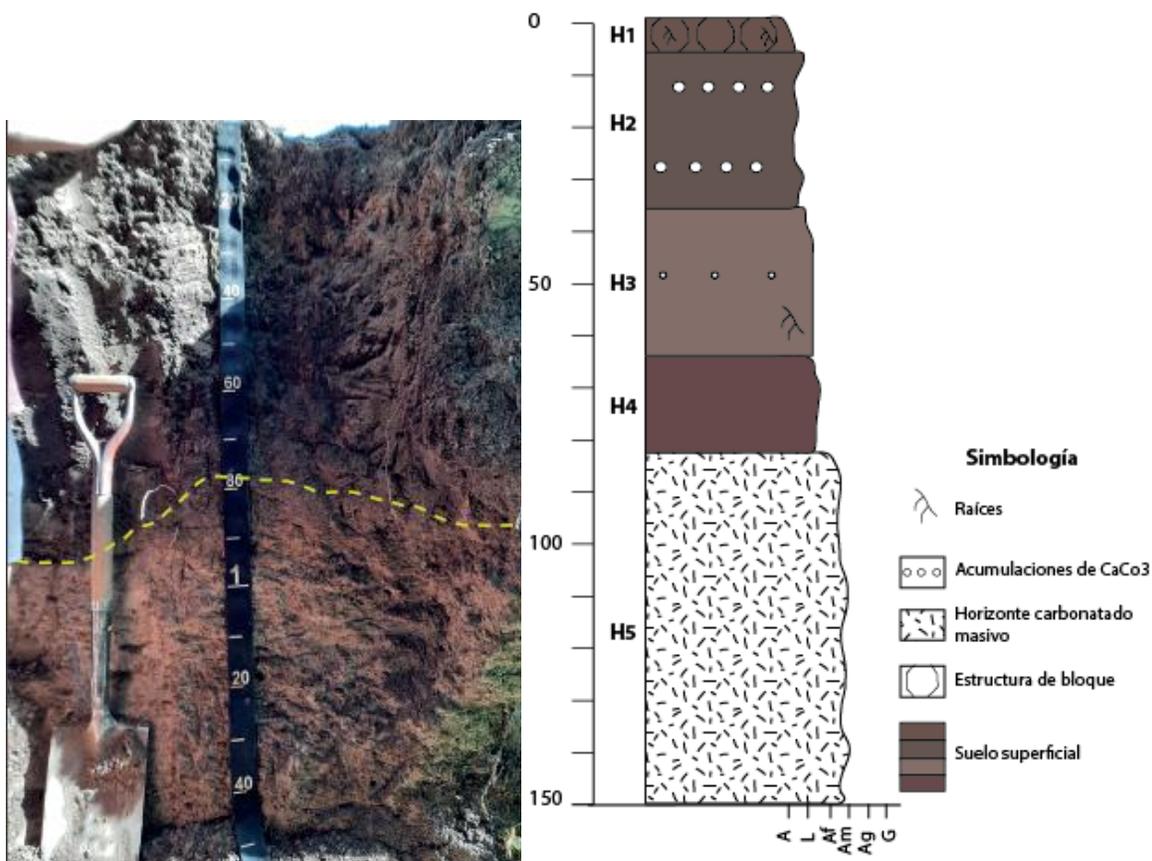


Figura 27: Horizontes definidos para perfil Canal y columna estratigráfica asociada.

2.1.3 Perfil de suelo Calicata 1

Ubicada a pocos metros a la entrada del terreno, a 200 metros al suroeste del perfil Canal, se dispone la calicata 1. Se puede dividir en dos niveles principales (Fig. 28A-28B):

-H1 y H2: Suelo superficial (0 a 35 cm), suelo reabajado con estructura de bloque variando a estructura de bloque débil a medida que se descende en el perfil, se divide según su estructura u color en H1 y H2.

-H3: Suelo de transición de 18 cm (35 a 53 cm), se observa horizonte carbonatado de retrabajo masiva no cementada

-H4: Intercalación de horizontes carbonatados de 103 cm (53 a 156) y horizontes de arena, algunos de estos últimos se presentan de manera lenticular y sus espesores varían de 2 a 20 cm. Estos lentes se observan de menos dureza que las capas de carbonato de calcio.

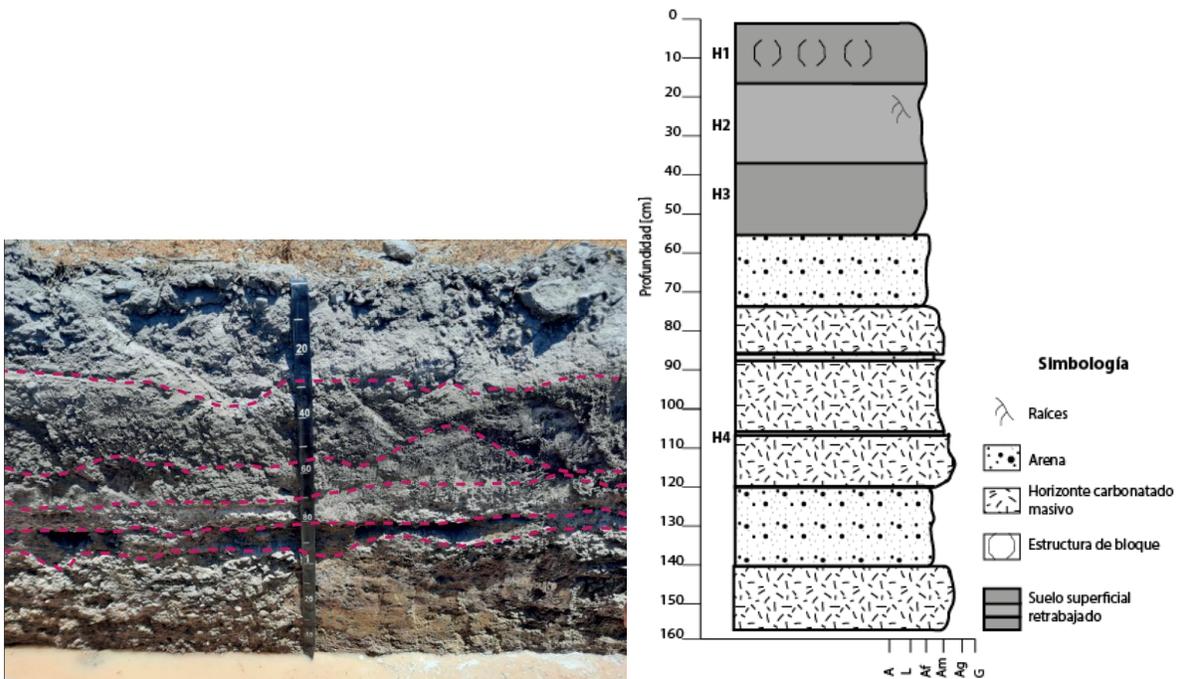


Figura 28: (A)Horizontes definidos en Perfil Calicata 1. (B)Columna estratigráfica asociada a Perfil Calicata 1

2.1.4 Perfil de suelo Calicata 2

El perfil de suelo de Calicata 2 es el de mayor profundidad y en el que se encuentra un horizonte carbonatado de mayor espesor. Además, dentro de este se observan diferencias en su expresión, observándose carbonatos masivos, laminares y nodulares (Fig. 29A-29B-29D). Se obtienen además remanentes esqueléticos bien preservados para su análisis (Fig. 29C):

-H1 y H2: Suelo superficial (0 a 40 cm) se subdivide en dos horizontes, con presencia de raíces y pedregosidad, disminuyendo su nivel de estructura y dureza a medida que se descende en el perfil. Su color húmedo varía entre 10YR 3/2 (marrón grisáceo muy oscuro) en H1 en y 7.5YR 3/1 (gris muy oscuro) en H2.

-H3: Horizonte de transición de 20 cm (40 a 60 cm), se observa de color muy claro, suelo retrabajado con alto contenido de carbonato de calcio, su espesor se presenta variable horizontalmente.

-H4: Horizonte carbonatado masivo de 84 cm (50 a 134 cm), comprende dos horizontes presentando una transición entre ellos de 20 cm aprox. La parte inferior presenta un aumento en su porosidad y una coloración más clara. Los colores húmedos en este sector varían de manera descendente desde 10YR 4/2 (marrón grisáceo oscuro) a 7.5 YR 6/2 (gris rosado).

-H5: Horizonte carbonatado laminar de 46 cm (134 a 180 cm), horizonte compacto en el que se observa la disposición horizontal de láminas de carbonato de calcio. Su color húmedo es 7.5 YR 6/2 (gris rosado).

-H6: Horizonte carbonatado de apariencia nodular de 150 cm (180 a 330), corresponde a un horizonte de gran espesor, se divide a su vez en dos horizontes los cuales se ven separados por un pronunciado lente de arena. Se observan numerosos nódulos de carbonato de calcio que presentan gran dureza. Presenta restos de organismos hasta de 0.5mm tanto en la parte superior como inferior del nivel. Además, se distingue la presencia de rizolitos en la base del horizonte. Su color húmedo varía descendentemente de 7.5 YR 5/2 (marrón) a 7.5 YR 3/2 (marrón oscuro).

-H7: Lente de arena, posee variaciones de espesor horizontalmente y se presenta entre los 230 a 295 cm de profundidad, su potencia varía entre 30 a 65 cm. Se observa de menor dureza que el horizonte carbonatado que lo contiene. Su color en húmedo es 7.5 YR 7/2 (gris rosado).

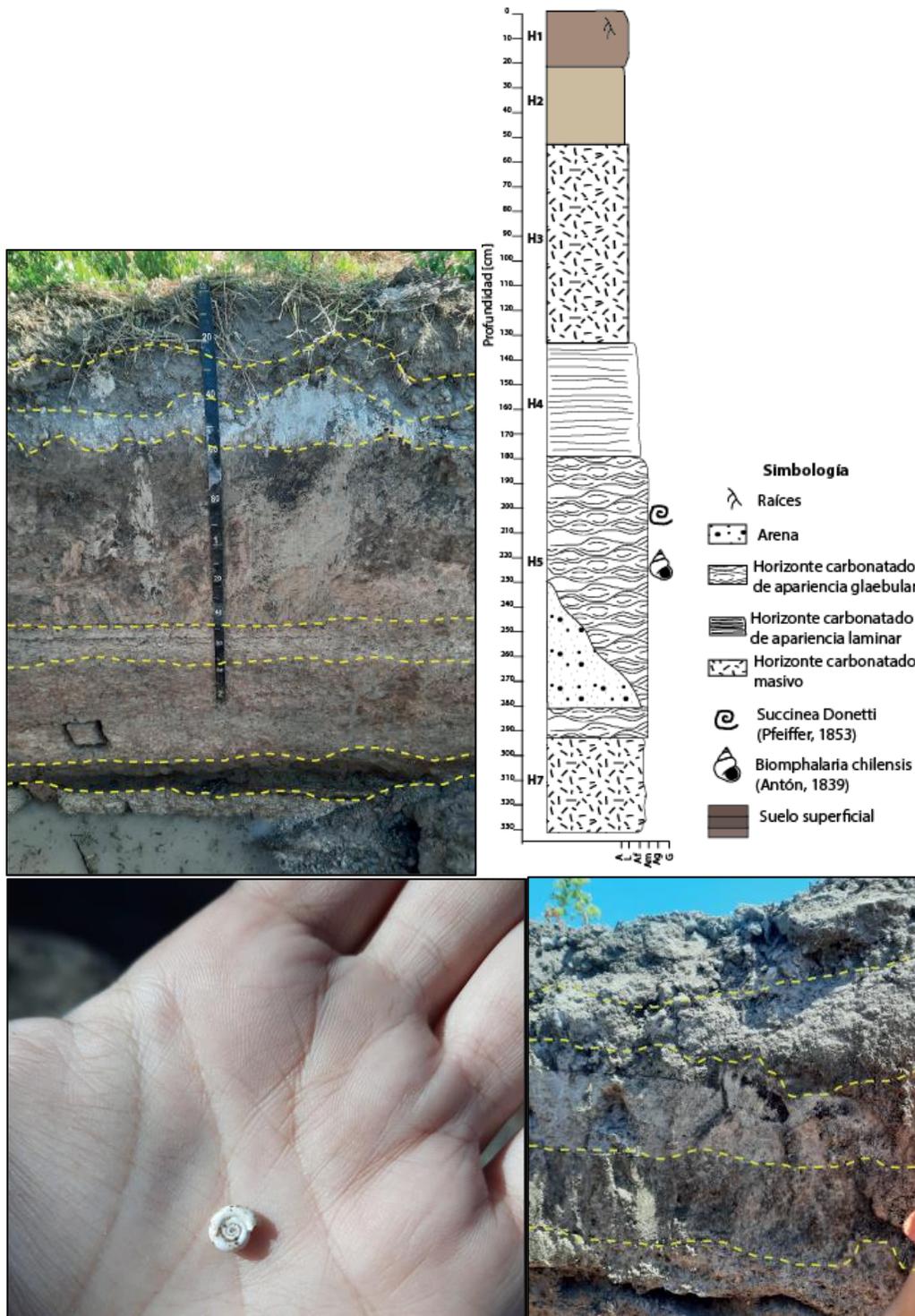


Figura 29: 1 (A) Bioclastos encontrados en Horizonte 6 (B) Acercamiento a horizontes de retrabajo en Calicata (C) Horizontes definidos en Calicata 2 (D) Columna estratigráfica asociada al perfil de suelo.

2.1.5 Perfil de suelos Calicata 3

Esta calicata se localiza aproximadamente a 300 metros al oeste de la calicata analizada anteriormente. Se distinguen 6 capas distintas (Fig. 30A-30B):

-H1 y H2: Suelo superficial (0 a 50 cm) se subdivide en dos subhorizontes de suelo retrabajado diferenciándose entre ellos por la estructura, siendo más débil la del segundo. El color húmedo del horizonte más superficial (H1) es 10YR 2/2 (marrón muy oscuro) y del base (H2) es 7.5YR 3/2 (marrón oscuro).

-H3: Suelo de transición de 20 cm (50 a 70 cm), se observa el suelo retrabajado entremezclándose con el comienzo del horizonte de carbonato de calcio. Su coloración húmeda es 7.5 YR 4/2 (marrón).

-H4: Horizonte carbonatado masivo de 25 cm (70 a 95 cm), presenta un color húmedo de 7.5YR 5/2 (marrón).

-H5: Horizonte carbonatado de apariencia nodular de 20 cm (95 a 115 cm), presenta coloración en húmedo de 7.5 YR 4/2 (marrón).

-H6: Lente de arena (115 a 125 cm) color húmedo 10 YR 3/4 (marrón amarillento oscuro).

-H7: Gravas (125 cm hasta base observable), horizonte clastosoportado de gravas mal seleccionadas, con tamaños desde los 2 cm hasta 20 cm de largo. Las gravas son polimícticas, observándose lavas andesíticas, tobas líticas y cristalinas, clastos intrusivos, clastos sedimentarios como fangolitas y areniscas (descritas en Anexo 3).

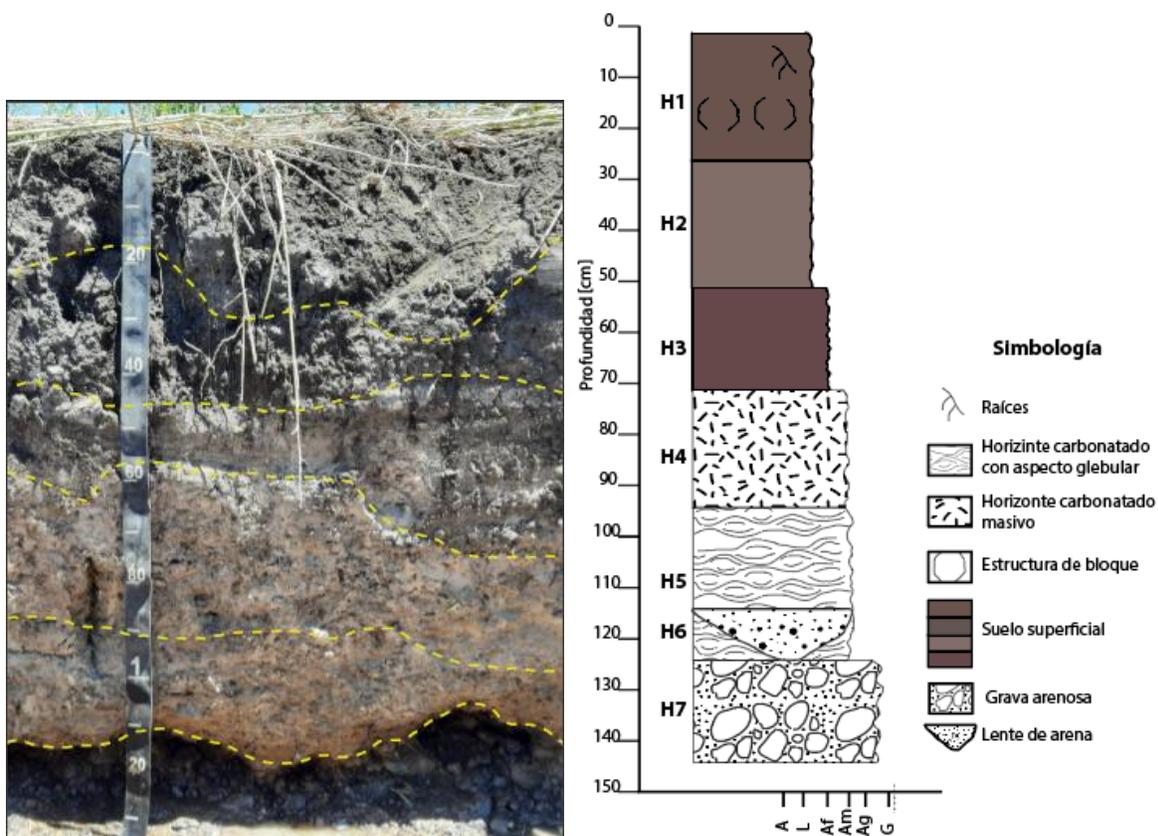


Figura 30: (A)Horizontes definidos en Calicata 3 (B)Columna estratigráfica asociada a perfil Calicata 3.

2.1.6 Perfil suelos Calicata 4

Esta Calicata es la más alejada de la zona de estudio, se observa una vegetación más densa y mayor humedad. En esta excavación no se presenta horizonte petrocálcico como en las demás, pero sí una potente capa de horizontes orgánicos que puede indicar antecedentes climáticos del sector (Fig. 31A). También se ve que se presenta un horizonte de gravas (Fig. 31C), posible continuación del estrato de la Calicata 3.

Se distinguen 9 horizontes (Fig. 31B):

-H1 (0 a 10 cm): horizonte de bloques subangulares fuertes, presenta raíces y poros muy finos y abundantes. Su coloración en seco es 7.5 YR 2.5/1 (negro). Se observa un límite lineal claro.

-H2 (10 a 17 cm): Horizonte de 7 cm de bloques subangulares débiles, presenta raíces y poros muy finos abundantes y pocas raíces finas. Se presenta en tonos seco 5YR 2.5/1 (negro). Tiene ligera reacción al HCl y posee un límite lineal claro.

-H3 (17 a 63 cm): Nivel de 46 cm que presenta bloques subangulares medios que rompen a finos, raíces finas a muy finas abundantes y raíces finas comunes. Su color se presenta en 10YR 2/1 (negro), no expresa reacción al HCL y pose un límite lineal claro.

-H4 (63 a 88 cm): Horizonte de 25 cm con estructura prismática de 5-6 cm, En el prisma se observan bloques angulares medios y fuertes. Presenta raíces muy abundantes y raíces finas comunes. Poros muy finos y finos abundantes, reacciona ligeramente al HCl. Su color es 10 YR 2/1 y se observa un límite lineal claro.

-H5 (88 a 102 cm): En sus 94 cm de potencia presenta estructura prismática débil y bloques subangulares moderados de 1 cm. Se observan raíces muy finas comunes, pocas raíces finas y abundantes poros muy finos. Presenta nódulos que efervescen al contacto con HCl y además de clastos redondeados de aproximadamente 2 cm (~1%). Muestra coloración 10 YR 3/2 (marrón grisáceo muy oscuro) y un límite lineal claro con el horizonte subyacente.

-H6 (102 a 132 cm): Horizonte de 20 cm con bloques subangulares finos y muy débiles tendiendo a masivo. Presenta pocas raíces finas abundantes poros muy finos. Aumentan la cantidad de clastos presentes y su tamaño, ahora rondando los 4 cm en promedio y llegando a una presencia de gravas del 20%. Presenta coloración 10 YR 4/2 (marrón grisáceo oscuro), no reacciona al HCl y posee un límite lineal claro. Se observa una crotovina entre H5 y H6 de 20 cm de largo y 3 cm de ancho, el color de su interior es 10 YR 2/1 (negro).

-H7 (132 a 159 cm): Nivel de 27 cm con estructura masiva, presenta raíces muy finas abundantes y muy pocos poros finos. Los clastos presentan mala selección (de 2 a 10 cm) y disminuyen su abundancia a 5%. No reacciona al HCl y su coloración 2.5 YR 5/2 (rojizo suave). Posee límite gradual. Al igual que el horizonte anterior, se observa una crotovina con 7 cm de largo y 4 cm de ancho.

-H8 (159 a 181 cm): Nivel de 22 cm de estructura masiva, presenta raíces abundantes raíces muy finas y pocos poros muy finos. No efervesce con HCl, su pedregosidad aumenta a un 40%, con clastos subredondeados y baja esfericidad de muy mala selección (0.5 a 10 cm). Presenta color gley 4/5 y un límite lineal claro.

-H9 (181 a 195 cm): Horizonte de 14 cm clastosoportado (60% de clastos), con clastos polimícticos, redondeados y muy meteorizados, se observa en estos una leve imbricación hacia el sur. La matriz es arenosa, con arena media a gruesa de color 7.5 YR 3/2 (marrón oscuro). Presenta un lente de arena discontinuo. Los clastos se observan con una capa de carbonato en su base (Fig. 31C) lo que indica una cementación gravitacional.

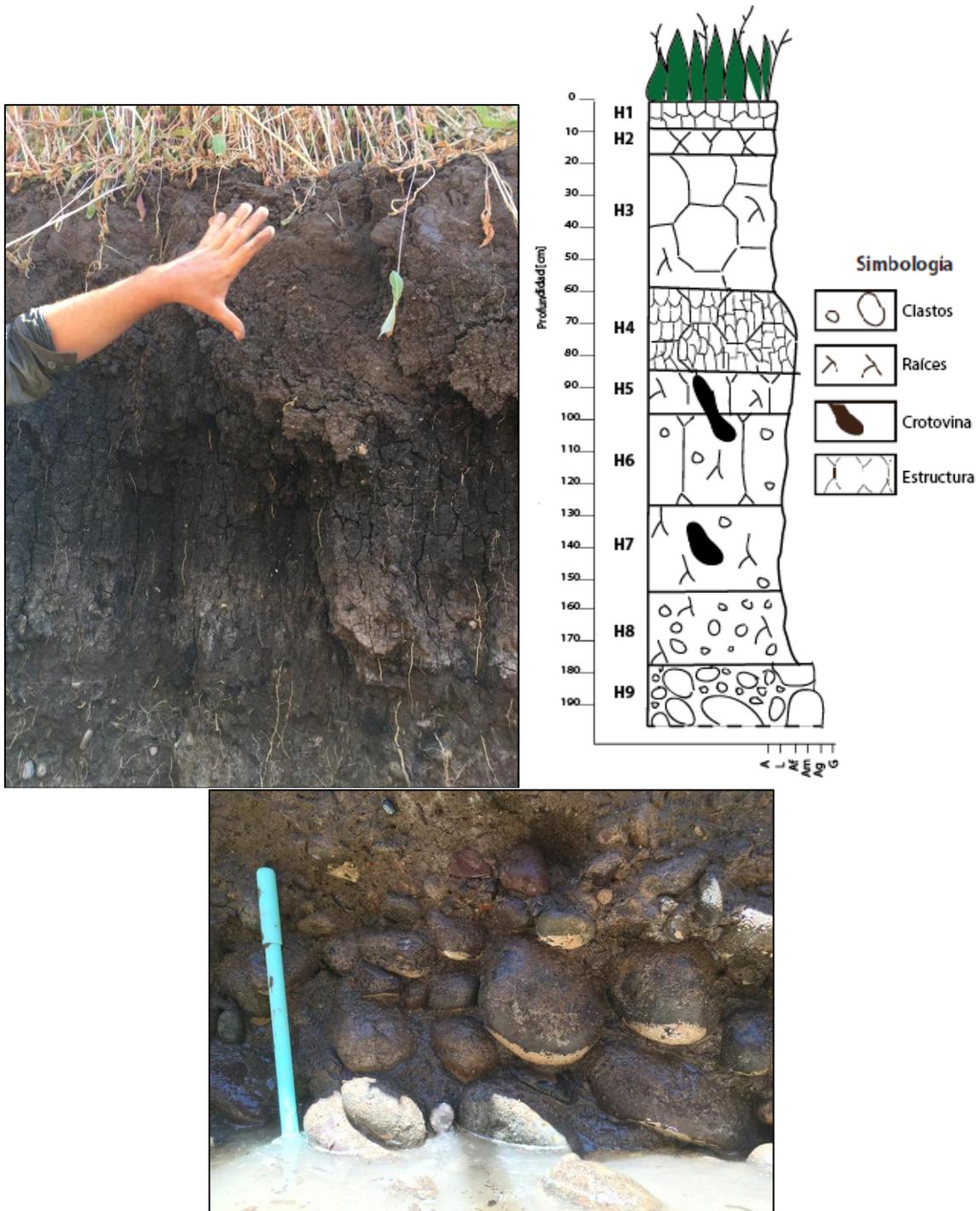


Figura 31: (A) Calicata 4, se observa alto contenido de materia orgánica, estructura en bloque y presencia de raíces, poros y pedregosidad. No presenta horizonte calcáreo. (B) Columna estratigráfica asociada a perfil (C) Cementación gravitacional en las gravas inferiores de Calicata 4, se observa imbricación de los clastos.

2.2 Descripción micromorfológica

Para el análisis micromorfológico de los perfiles se estudiaron en microscopio petrográfico 44 láminas delgadas, las cuales fueron obtenidas de los horizontes inferiores a la capa de suelo superficial. No se realizaron cortes transparentes en Calicata 4 debido a que no presentaba horizonte carbonatado.

Se observan principalmente microfacies de intraclastos, grietas, pseudomicrokarst, concentración de óxidos, parches siliciclásticos y bioclastos, indicando condiciones de formación con periodos de humedad y aridez. Si bien las características se presentan en todos los horizontes carbonatados, las variaciones en su aparición con respecto a cada perfil, abundancia y profundidad se detallan a continuación:

2.2.1 Mallarauco

Se observa la predominancia de una matriz micrítica, con poco aporte terrígeno en comparación a los perfiles de fundo la Esperanza. En la parte superior del horizonte carbonatado (primeros 40 cm), se observa alta presencia de bioclastos (gastrópodos y bivalvos) como se observa en la figura 32C y 32D, que disminuye considerablemente a medida que se profundiza en el perfil. De manera inversa, se observa el aumento de grietas y cavidades de pseudomicrokarst (Fig. 32E) hacia la base del horizonte.

Los intraclastos (Fig. 32A) y óxidos de Fe y Mn (Fig. 32B) se mantienen constantes en la totalidad del nivel carbonatado.

Se analizaron además las masas cementadas de carbonato de calcio presentes, observándose también las mismas microfacies, con la diferencia que presentaban un porcentaje mucho mayor de matriz micrítica y las grietas poseían recristalización esparítica-pseudoesparítica en sus bordes (Fig. 32F).

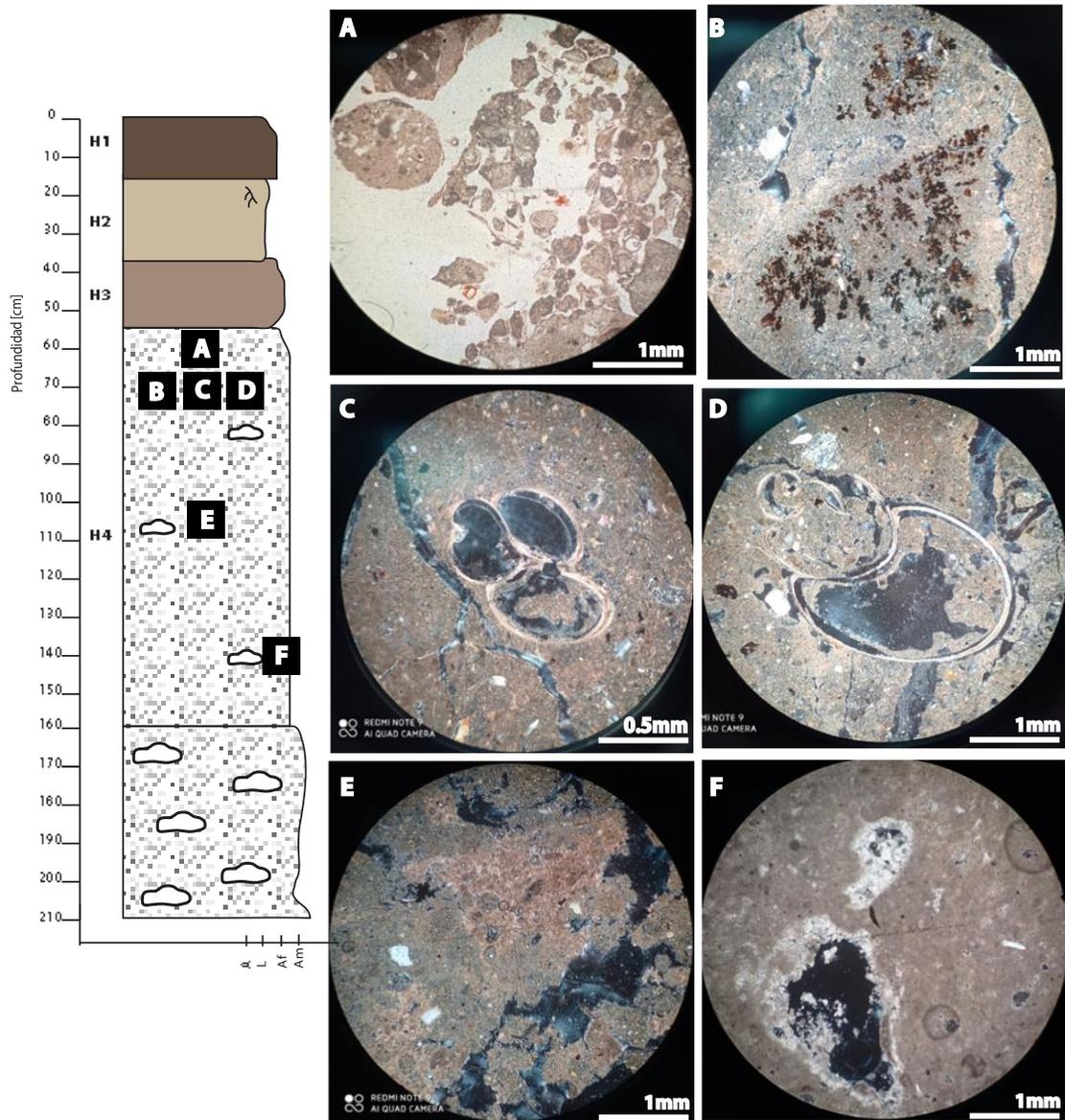


Figura 32: Micromorfología asociada al perfil de Mallarauco. (A) Intraclastos relleno de cavidad. (B) Óxidos de manganeso. (C) Bioclasto en matriz micrítica. Se observa porosidad y relleno parcial. (D) Gastrópodo en matriz micrítica. (E) Grietas irregulares, en matriz micrítica. (F) Micromorfología de masa cementada, se observa recristalización de gran tamaño alrededor de la porosidad.

2.2.2 Canal

Posee un claro aumento de aporte siliciclástico en todos los niveles (Fig. 33A), alternándose con partes en que predomina la matriz micrítica. Estas transiciones están presentes en todas las láminas, en toda la potencia del perfil y en ocasiones se encuentra una división de carbonatos laminares entre distintos parches (33F).

Presenta intraclastos muy abundantes (Fig. 33D y 33E), además de grietas (Fig. 33B) y cavidades de pseudomicrokarst (Fig. 33E). No se observan bioclastos bien formados, pero si presenta remanentes biogénicos de raíces (Fig. 33C).

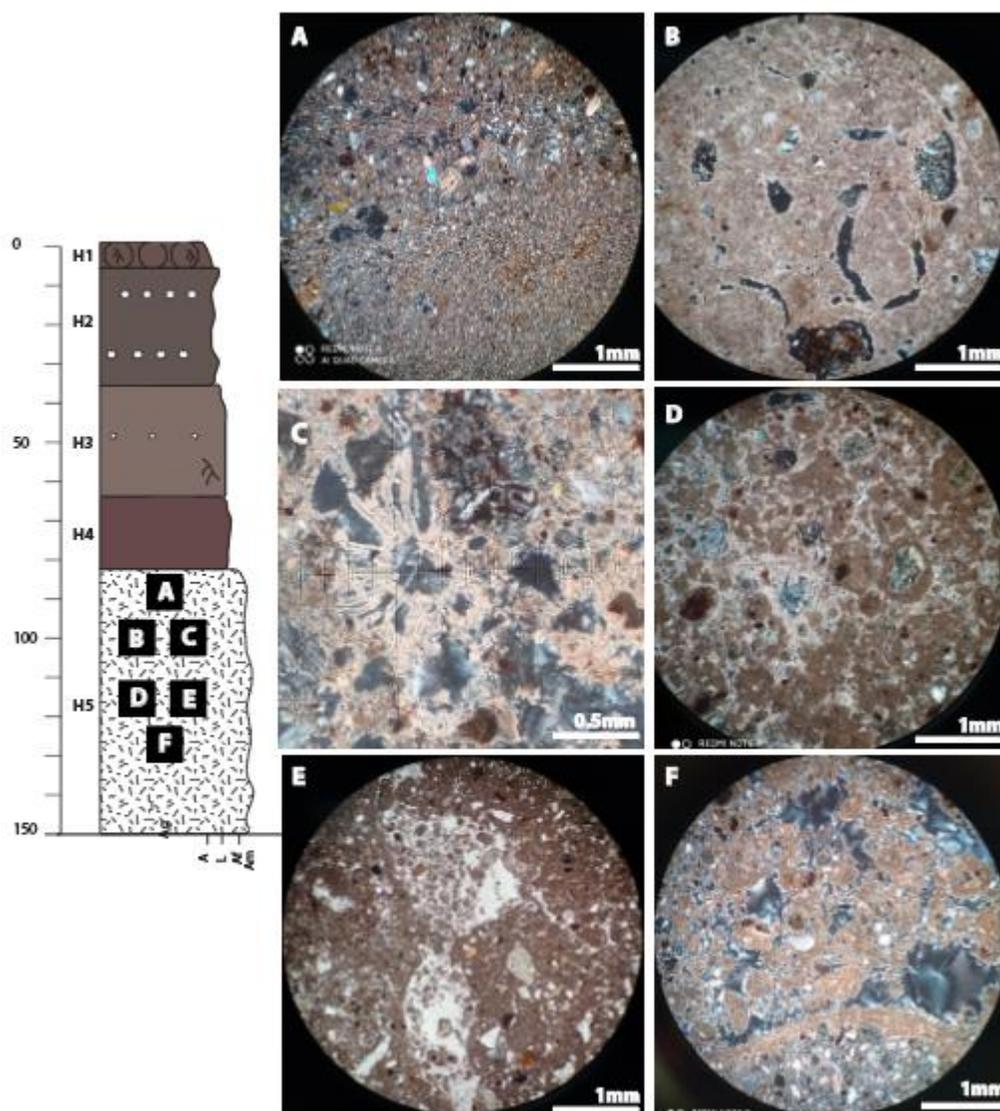


Figura 33: Micromorfología del perfil Canal. (A)Capas siliciclásticas en dos familias de tamaño. (B)Grietas circumgranulares en matriz micrítica. (C)Remanente biogénico de raíz. (D)Intraclastos, en algunos se observa núcleo clástico (flecha blanca). (E)Intraclastos relleno de pseudomicrokarst, (F)División laminar de carbonatos entre parches.

2.2.3 Calicata 1

Al igual que en el perfil de Canal, se observa alta presencia terrígena de siliciclastos, conteniendo familias de tamaños que posiblemente se asocien a eventos de distinta energía (Fig. 34E y 34F). Se observa la presencia de ostrácodos en su horizonte superior (Fig. 34B), contiene múltiples grietas de diversas formas y resalta la abundancia de óxidos de hierro (Fig. 34A, 34D y 34E).

Los intraclastos, cavidades y grietas se presentan en todo el nivel carbonatado del perfil, asociándose a los sectores más carbonatados de la lámina.

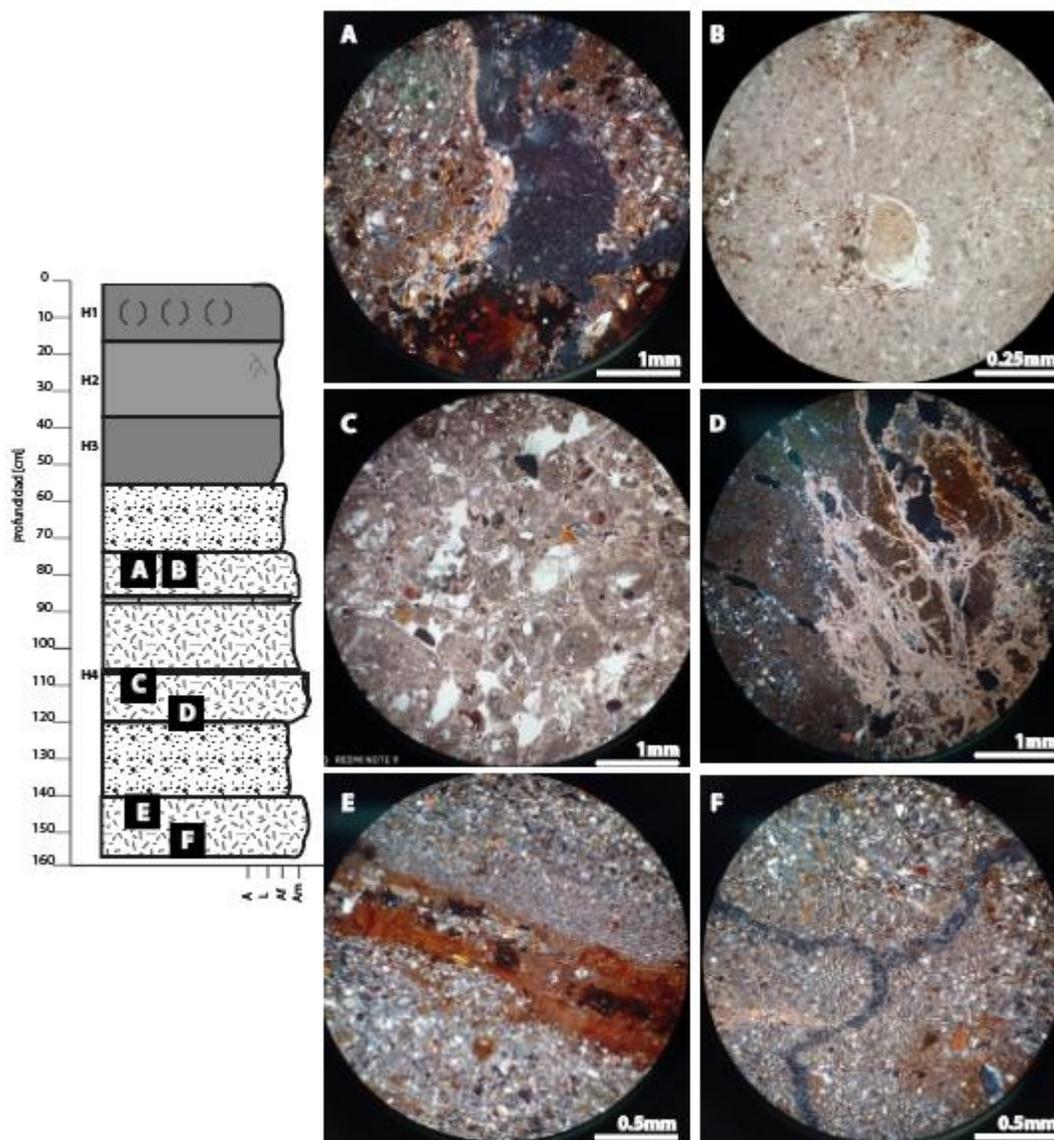


Figura 34: Micromorfología Calicata 1. (A)Grieta y concentración de óxidos de hierro. (B)Ostrácodo en matriz carbonatada. (C)porosidad y agregados micríticos. (D)Remanentes biogénicos de filamentos fúngicos con recristalización en matriz micrítica. (E)Familias laminares de tamaño en siliciclastos, presencia de óxidos de hierro. (F)Grieta en ramas en capas siliciclásticas de diferentes tamaños.

2.2.4 Calicata 2

En la parte superior del horizonte carbonatado masivo (H3) se observa nuevamente la transición terrígena y micrítica, variando constantemente. No obstante, a medida que se desciende en el perfil disminuye considerablemente la presencia terrígena (Fig. 35), encontrándose cercano a la base (H5) un horizonte con escasos parches siliciclásticos y sólo presentando extraclastos individuales o fragmentos de roca volcánica (Fig. 35F).

En cuanto a las grietas, cavidades de pseudomicrokarst y los intraclastos, se presentan de manera recurrente en todos los niveles y profundidades. A mayor profundidad aparecen nuevamente algunos fragmentos de bioclastos.

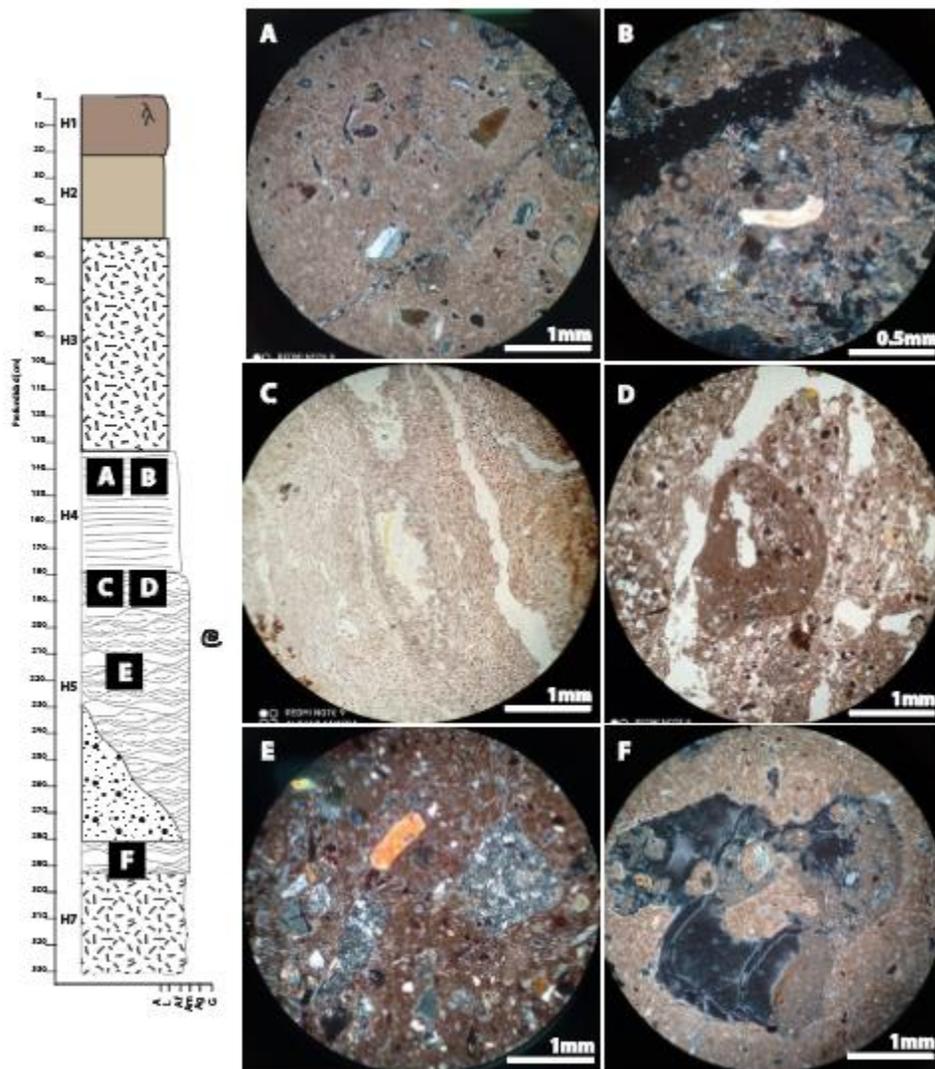


Figura 35: Micromorfología de Calicata 2: (A) Matriz micrítica con pequeñas grietas curvas y algunos clastos. (B) Grieta y remanente de bioclasto. (C) Grietas y láminas siliciclásticas con presencia carbonatada. (D) Intraclasto y grietas en matriz micrítica y terrígena. (E) Aumento en presencia clástica volcánica en matriz micrítica. (F) Cavidad de pseudomicrokarst con relleno parcial en matriz carbonatada.

2.2.5 Calicata 3

El horizonte de carbonatos masivos se observa con bajo aporte terrígeno, sin presencia de grandes capas silíceas, pero abundantes clastos individuales (Fig. 36). Se observa abundante presencia de intraclastos, alcanzando niveles de texturas de *packstone* (Fig. 36B y 36C). Estos se separan entre sí por grietas circumgranulares. Presenta también concentraciones de óxidos de hierro.

Más en profundidad, en el horizonte de carbonatos globulares, vuelve la transición terrígena-micrítica (Fig. 36F), presentando sectores con la predominancia variable en profundidad de cada una. Se mantienen los intraclastos y las grietas, además de la presencia de remanentes bioclásticos.

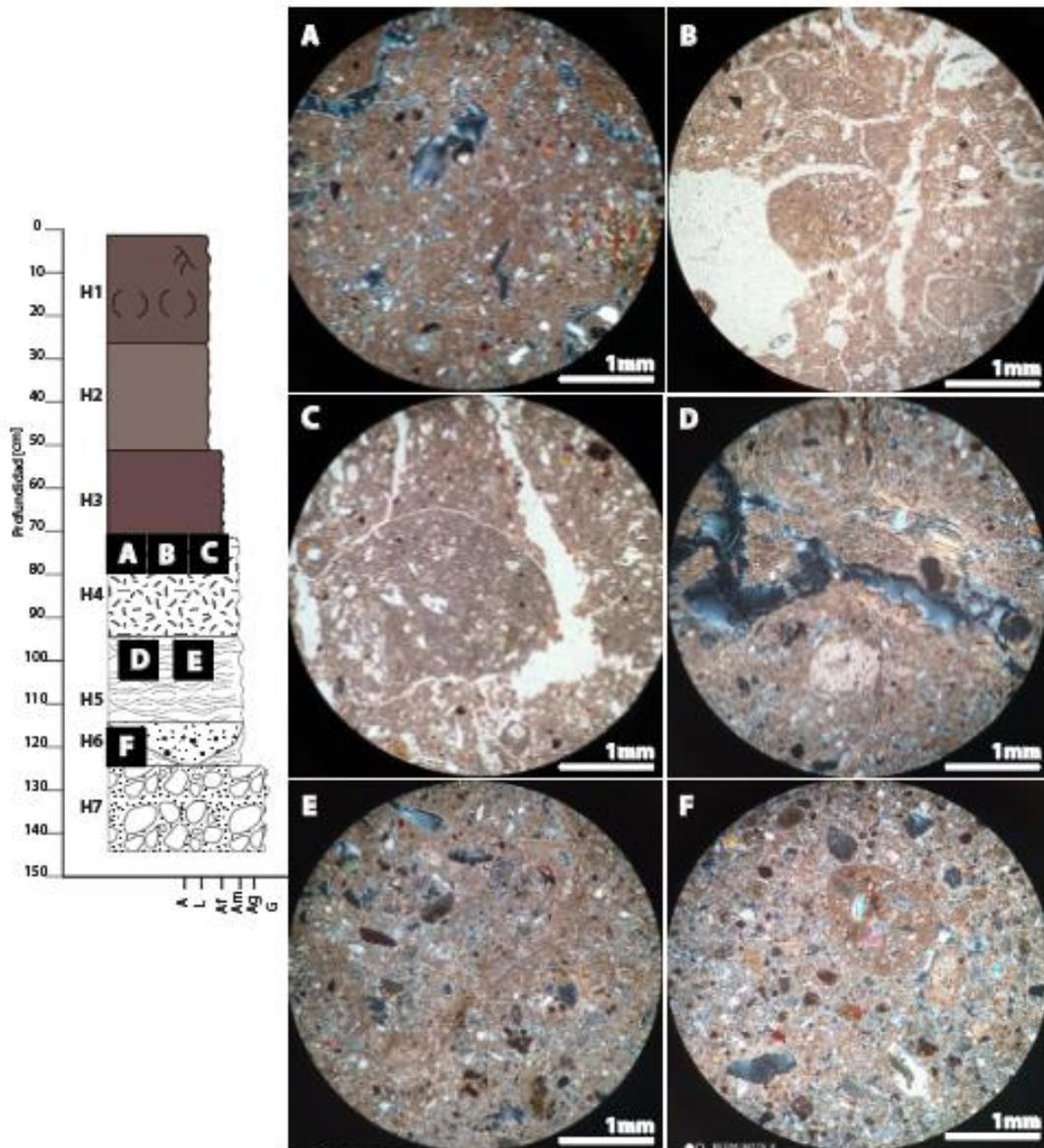


Figura 36: Micromorfología de Calicata 3 (A), (B) y (C) Sección carbonatada en nivel H4, se observa matriz micrítica y presencia de grietas e intraclastos. (D) y (E) Obtenidas de la parte superior del horizonte globular, se observa mayor presencia siliciclástica. (F) Aumento de clastos terrígenos, se mantienen los intraclastos.

2.3 Propiedades físicas

Se analizan propiedades de clase textural y densidad aparente para las calicatas del sector Fundo la Esperanza, que espacialmente se distribuyen como se muestra en la figura 37.

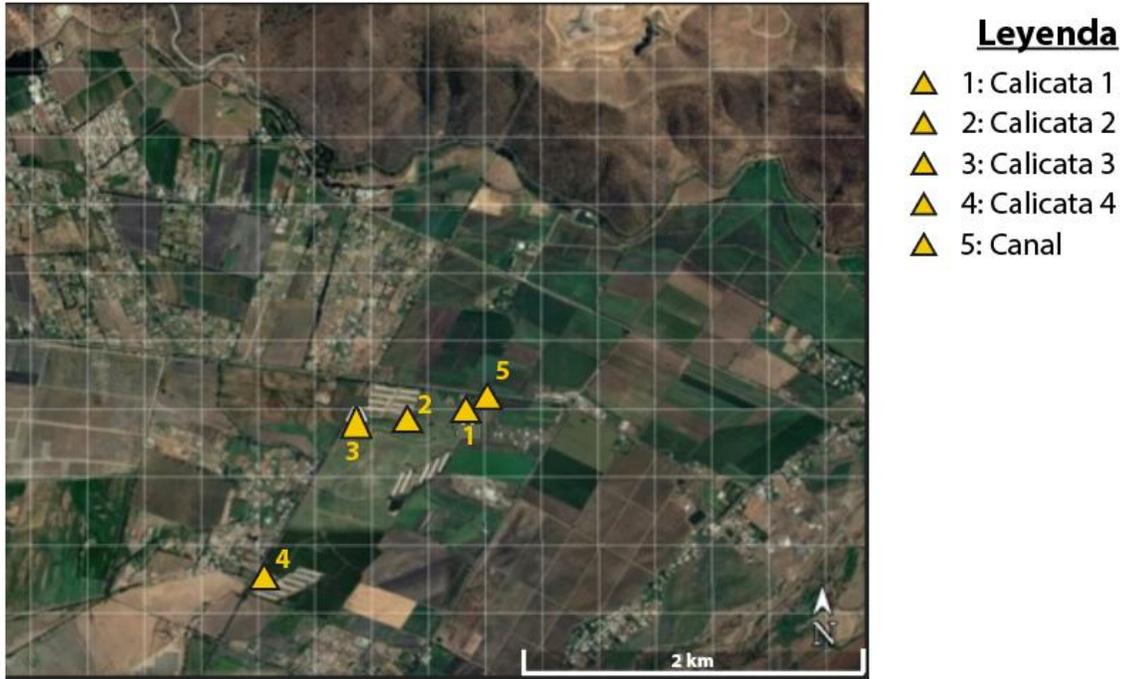


Figura 37: Distribución espacial de perfiles en Fundo la Esperanza

2.3.1 Clase textural

Para las muestras analizadas, se puede observar una transición de clases texturales (Fig. 39), siendo la Calicata 4 la que presenta menores tamaños concentrándose principalmente en las clases Arcillosa y Franco-arcillosa (Fig. 38). El tamaño de partículas promedio en la Calicata 3 se ubica en las clases Franco-arcillosa y Franco-arenosa, mientras que en las Calicatas 1 y 2 se agrupan principalmente en las clases Franca y Franco-arenosa.

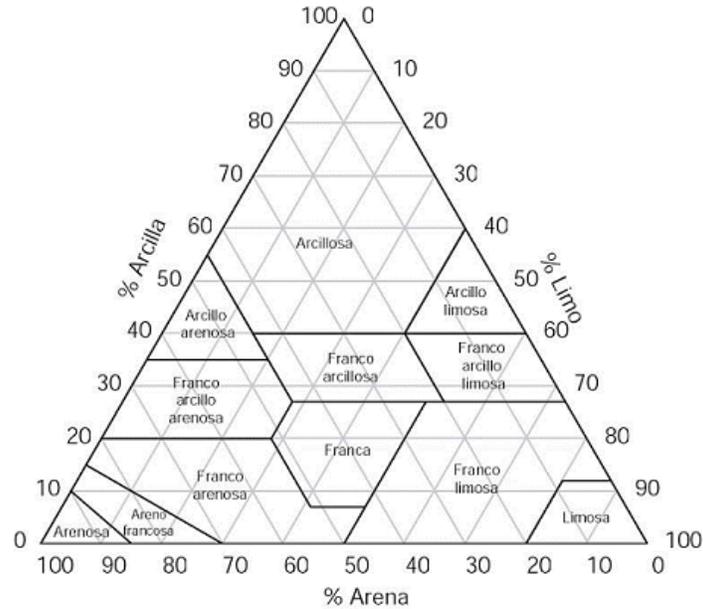


Figura 38: Diagrama de clases texturales según USDA

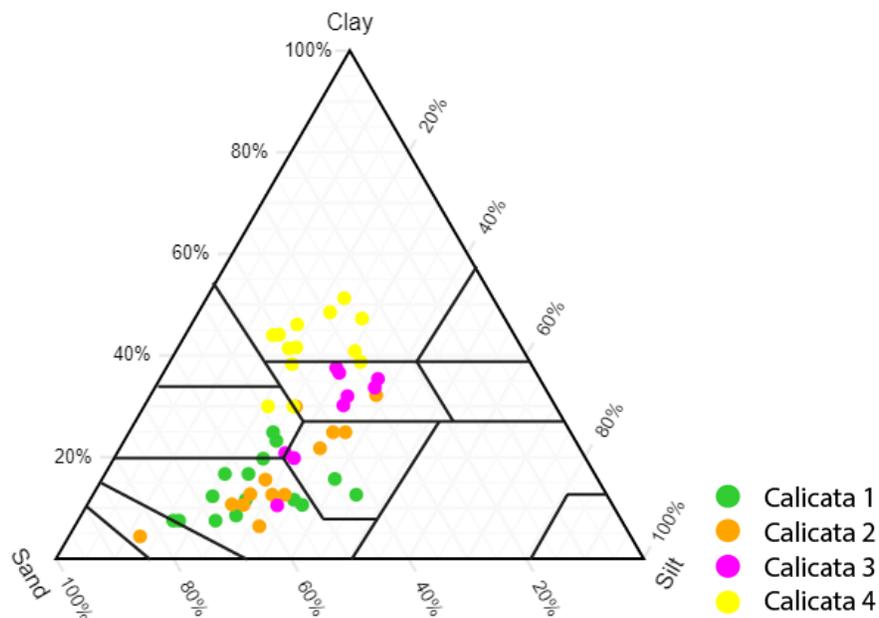


Figura 39: Diagrama de clases texturales para Calicata 1,2,3 y 4.

Según los datos graficados, se puede observar que existe la tendencia a una disminución gradual de tamaño de grano desde la Calicata 1 hacia la Calicata 4. Si observamos la distribución espacial de las Calicatas (Fig. 37), se aprecia una disminución NE-SO en el tamaño.

2.3.2 Densidad aparente

Como se observa en la Fig. 40, existen variaciones significativas entre los distintos perfiles y a su vez, dentro de cada Calicata. Esto se asocia a que existen diferencias entre los primeros horizontes de suelo superficial y los horizontes calcáreos inferiores, intercalados en ocasiones con lentes de arena.

En el caso de la Calicata 1 no se observa un patrón claro, observándose variaciones constantes en los horizontes analizados, que principalmente corresponden a suelo superficial, siendo sólo las últimas dos muestras asociadas a un horizonte carbonatado.

En la Calicata 2 se observa un aumento en su densidad aparente en los horizontes inferiores, que corresponderían a los niveles carbonatados de mayor madurez.

Las Calicatas 3 y 4 también presentan variaciones significativas dentro de sus perfiles, observándose los menores valores de densidad aparente en sus horizontes de suelo superficial.

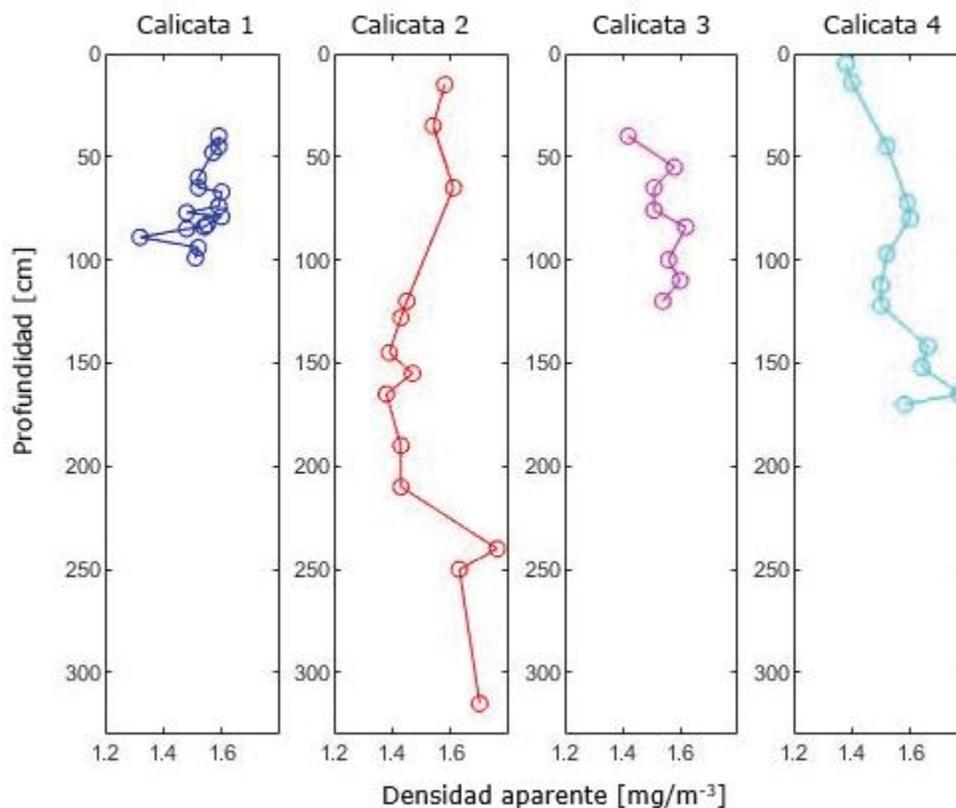


Figura 40: Densidad aparente en función de la profundidad para Calicata 1, 2, 3 y 4

2.4 Propiedades químicas

2.4.1 pH

Los valores de pH obtenidos para Calicata 2, 3 y 4 varían entre 7.3 y 8.8 (Fig. 41), determinándose los horizontes como suelos alcalinos. En general se observa un aumento de pH a medida que se profundiza en el perfil para la Calicata 2 y 3. Esto se debe a la acumulación de carbonato de Calcio en los horizontes presentes en dichos perfiles.

Por otro lado, la Calicata 4 presenta valores menores de pH en los horizontes de mayor profundidad al compararse con las otras dos Calicatas, condiciéndose con la ausencia de horizontes petrocálcicos en el perfil. Aun así, presenta valores alcalinos, que se ven influenciados por la gran cantidad de materia orgánica existente.

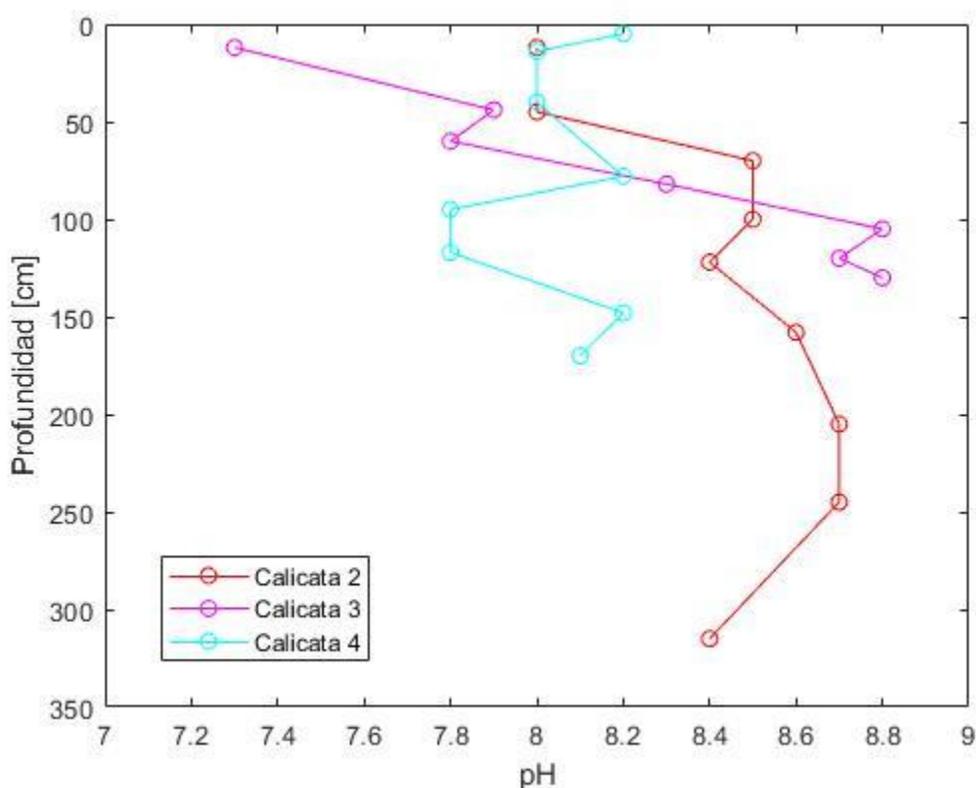


Figura 41: Gráfico de pH versus profundidad para Calicata 2, 3 y 4

2.4.2 Materia orgánica

Según el estudio de la hoya hidrográfica del río Maipo (CNR, 1981), el promedio de materia orgánica entre 0 y 20 cm de profundidad, obtenido en las 38 series de suelo reconocidas para la zona es de 3.7%. Como se puede observar, en los datos graficados en la figura 42, los perfiles estudiados alcanzan valores de 6.5%, mostrándose como una zona de alta acumulación de materia orgánica, atípica para la región.

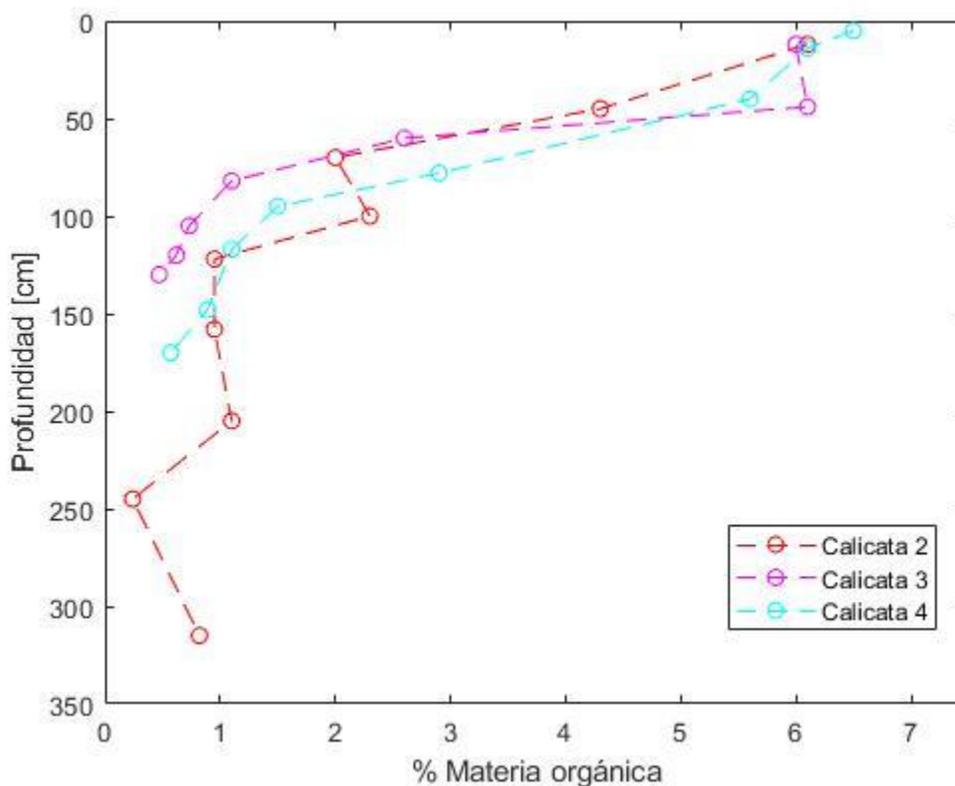


Figura 42: Porcentaje de materia orgánica por horizonte en función de la profundidad.

La cantidad de materia orgánica disminuye a medida que aumenta la profundidad en el suelo, mostrándose en los primeros 50 cm los puntos de contenido orgánico más alto. Si bien los tres perfiles registran porcentajes similares, el suelo superficial de Calicata 4 es la que mayor cantidad de materia orgánica posee en su horizonte superior, con un 6.5% versus un 6.1% de las Calicatas 2 y 3.

2.4.3 Isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en carbonatos

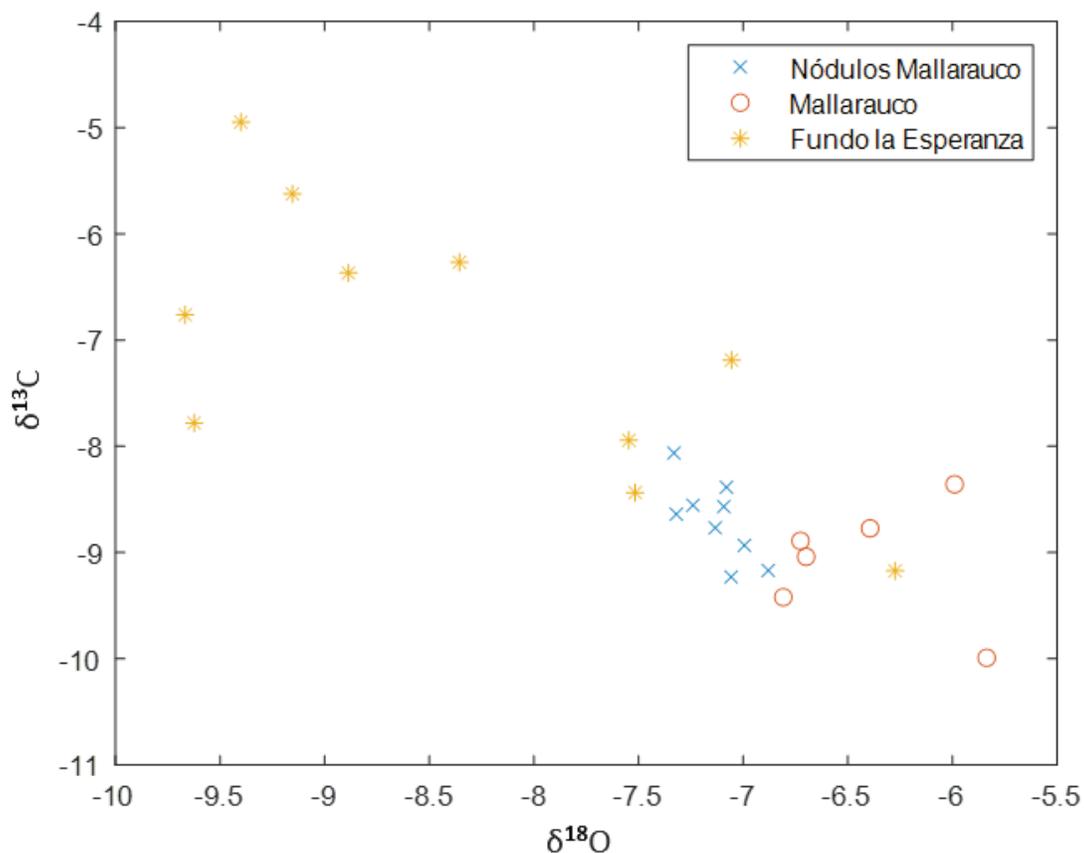


Figura 43: Isótopos de Carbono y Oxígeno. Canal, Calicata 1, 2 y 3 se agruparon en Fundo la Esperanza.

Para la interpretación de los datos isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en carbonatos se agruparon las muestras en 3 secciones (Fig. 43):

-Nódulos de Mallarauco, que representa masas cementadas carbonatadas de alta dureza encontradas en el perfil de Mallarauco.

-Mallarauco, que corresponden a muestras obtenidas a lo largo de todo el horizonte calcáreo del perfil que lleva el mismo nombre.

-Fundo la Esperanza agrupa todas las muestras obtenidas en dicho lugar (Canal, Calicata 1, Calicata 2 y Calicata 3) debido a que estos perfiles se encuentran en un perímetro cercano y comparten características micromorfológicas similares.

Como se observa en la Tabla 3, las muestras de Mallarauco presentan los valores más deprimidos de $\delta^{13}\text{C}$ (con un rango de entre -9.99 y -8.36) y los valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$ (variando entre -6.81 y -5.84) seguido de las masas cementadas de la misma zona, que presentan un comportamiento similar (Tabla 4), pero en menor grado con valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -9.23 y -8.06 y de $\delta^{18}\text{O}$ entre -7.33 y -6.88. En ambos casos se observa una tendencia bastante homogénea de datos.

Tabla 3: Datos isotópicos Mallarauco

Muestra	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
06MAH5-03	-9,99	-5,84
06MAH5-15	-8,36	-5,99
06MAH5-02	-9,42	-6,81
06MAH5-02 (A)	-8,89	-6,73
06MAH5-01 (A)	-8,77	-6,39
06MAH5-01 (B)	-9,04	-6,7
Mínimo	-9,99	-6,81
Máximo	-8,36	-5,84
Promedio	-9,08	-6,41
r		0,015

Tabla 4: Datos isotópicos de Nódulos de Mallarauco

Muestra	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
06MAH5-12 (NA)	-8,57	-7,09
06MAH5-12 (NC)	-8,38	-7,08
06MAH5-11 (NA)	-8,77	-7,13
06MAH5-12 (NE)	-8,64	-7,32
06MAH5-11 (ND)	-8,55	-7,24
06MAH5-11 (NE)	-8,93	-6,99
06MAH5-13 (NE)	-9,23	-7,06
06MAH5-13 (NA)	-9,17	-6,88
06MAH5-13 (ND)	-8,06	-7,33
Mínimo	-8,06	-7,33
Máximo	-9,23	-6,88
Promedio	-8,7	-7,13
r		0,518

Por otro lado, en las muestras de Fundo la Esperanza se demuestra un comportamiento isotópico más heterogéneo (Tabla 5), presentando un rango de valores para $\delta^{13}\text{C}$ entre -4.95 y -9.17 y de $\delta^{18}\text{O}$ entre -9.67 y -6.27. Si bien no posee una tendencia totalmente clara como los grupos anteriores, se nota inclinación a presentar valores deprimidos en $\delta^{18}\text{O}$ y más altos para $\delta^{13}\text{C}$, comportamiento opuesto a las muestras obtenidas en Mallarauco.

Tabla 5: Datos isotópicos Canal, Calicata 1, Calicata 2 y Calicata 3. Agrupados como Fundo la Esperanza

Muestra	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
07CNH5-03 BASE	-4,95	-9,4
07CNH5-05	-7,94	-7,55
07CA1H5-04	-7,78	-9,62
07CA2H6-03 (B)	-7,19	-7,06
07CA2H5-6 – 04	-6,76	-9,67
08CA3H4	-9,17	-6,27
08CA3H5 TOP	-6,37	-8,89
08CA3H5 INFERIOR	-6,27	-8,36
08CA3H5 BASE	-5,62	-9,15
03CA3H5-ARRIBA	-8,44	-7,52
Mínimo	-9,17	-9,67
Máximo	-4,95	-6,27
Promedio	-7,05	-8,35
r		0,47

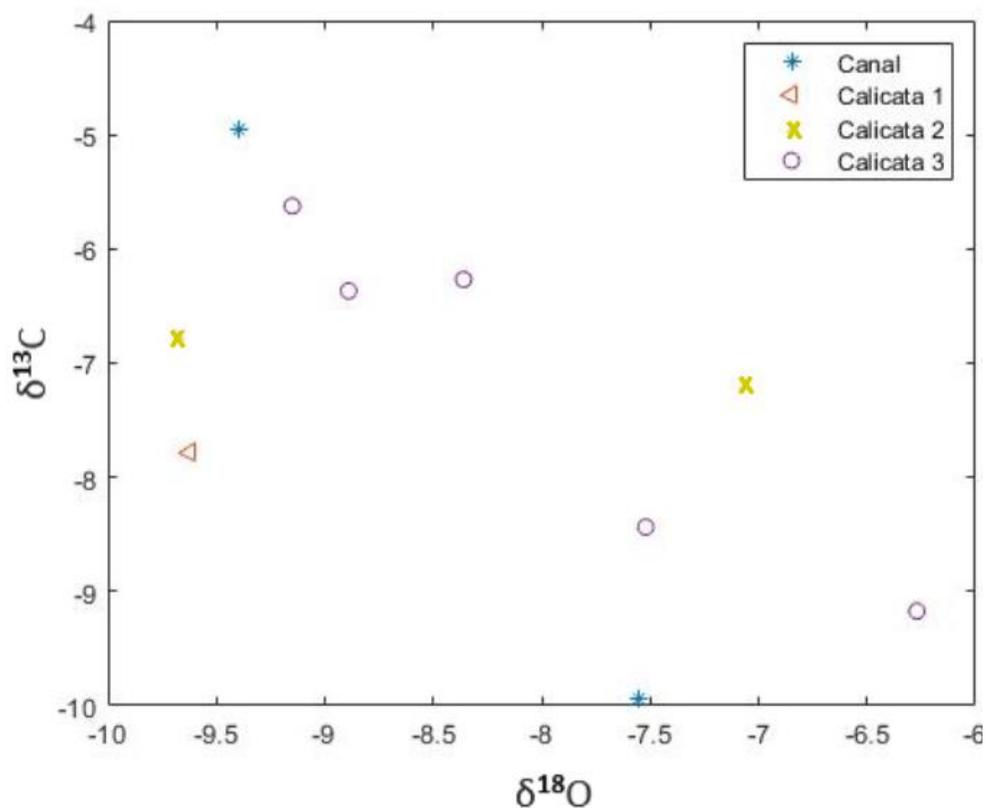


Figura 44: Firma isotópica en Fundo la Esperanza, separado por cada Calicata.

Al graficar sólo los datos obtenidos en Fundo la Esperanza (Fig. 44), se pueden hacer nuevas observaciones. Para los perfiles que poseen más de una medición, se repite el patrón que indica que a mayor profundidad estaría más deprimido en $\delta^{18}\text{O}$ y con valores menos negativos de $\delta^{13}\text{C}$. Esto indicaría una tendencia general de aumentar la cantidad de $\delta^{18}\text{O}$ a través del tiempo en la cuenca y disminuir el $\delta^{13}\text{C}$, si se consideran solo los puntos medidos. Es probable que exista un sesgo debido a la poca cantidad de muestras existentes, pero claramente se observan variaciones en la firma isotópica a través del tiempo.

En general, los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ reflejan (i) la composición isotópica de las aguas meteóricas la cual, a su vez, controlada por la temperatura, altitud, y la cantidad de precipitaciones, (ii) humedad relativa, (iii) evaporación efectiva de la superficie (iv) la entrada de agua superficial de escorrentía y arroyos, los que usualmente reflejan la composición isotópica de las precipitaciones y (v) La composición isotópica de las aguas subterráneas que ingresen, si es que existen. (Talbot, 1990). Por otro lado, los factores biogénicos (como la productividad orgánica) son los que controlan principalmente los valores de $\delta^{13}\text{C}$, sumados a los parámetros de pH, alcalinidad, oxidación de la materia orgánica, equilibrio con el CO_2 atmosférico.

Otros datos útiles en la interpretación de la firma isotópica es el coeficiente de regresión (r), el cual relaciona la covarianza entre la variación isotópica de Oxígeno y Carbono y la variación porcentual de cada variable, obtenida al dividir la variación estándar por el promedio de datos.

El valor de r es comúnmente utilizado para distinguir los carbonatos depositados en cuencas hidrológicamente abiertas o cerradas. Valores altos de r ($r \geq 0.7$) indicarían una covarianza estrecha entre isótopos de Carbono y Oxígeno que se asocia principalmente a Cuencas Cerradas (Talbot, 1990). Para todas las zonas de estudio, como se observa en las Tablas 3, 4 y 5, el valor de r no cumple el requisito para asociarse a una cuenca cerrada

2.5 Organismos y dataciones

Durante el terreno se encontraron organismos esqueléticos bien preservados en la Calicata 2, presentes en los horizontes 6 y 7 que corresponden a capas de carbonato y lentes de arena. Se identificaron dos morfologías distintas, las cuales se sometieron a identificación y datación de radiocarbono. Como se observa en la Tabla 6 se obtuvieron edades de 9 bioclastos que varían entre 21497 y 34484 años cal. yr BP, con excepción de una datación aislada que otorga una edad de 10232-9963 cal. yr BP. Las especies identificadas fueron dos: *Biomphalaria chilensis* (Anton, 1839) que se observa en la figura 45A y *Succinea Donetti* (Pfeiffer, 1853) en la figura 45B.

La primera de estos; *Biomphalaria chilensis* (Anton, 1839) es una especie de la clase Gastrópoda, de la familia Planorbidae, que habita entre Valparaíso y Río Puelo (Valdovinos, 2006). Es una especie acuática higrófila que puede habitar en muchos sistemas hidrológicos (ríos, lagos, salares, bofedales).

Por otro lado, *Succinea Donetti* (Pfeiffer, 1853), también es una especie de la clase Gastrópoda pero de la familia Succineidae, encontrada en la zona central de Chile. Es una especie terrestre, asociada a cercanías de cuerpos de agua.

Si bien ambas especies pueden habitar en múltiples ambientes, ambos convergen en que se asocian a sistemas hidrológicos con vegetación ribereña.

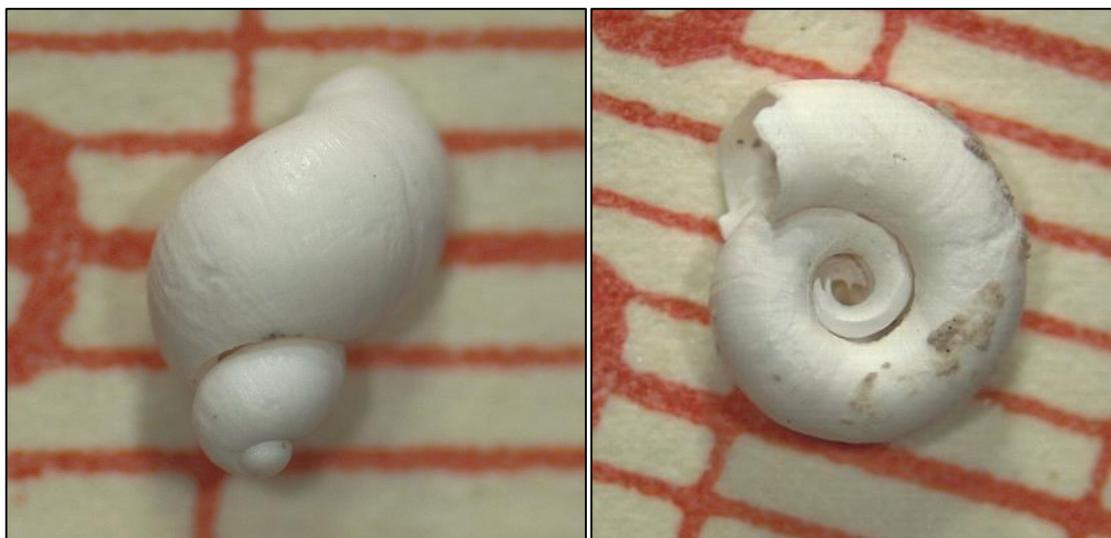


Figura 45: Organismos presentes en horizontes calcáreos de Calicata 2. (A) Especie *Succinea Donetti* (Pfeiffer 1853). (B) Especie *Biomphalaria chilensis* (Antón 1839).

Las edades entregadas por ambas especies nos permiten obtener una cota superior a la edad de formación del depósito calcáreo.

Dentro de las dataciones de ^{14}C realizadas (tabla 7) además de los organismos ya mencionados se dataron crotovinas encontradas en distintos horizontes de la Calicata 4 (muestreadas de los horizontes 5 y 9). Las crotovinas son galerías formadas por seres vivos que fueron rellenadas por materia orgánica o material de otro horizonte (Elorriaga&Visconti, 2002). Se Estas entregaron edades de 1255 y 3235 años, edad que sería posterior a las formaciones pedogénicas de cada capa.

Tabla 6: Datación e identificación biogénica. Edad calibrada según la curva SHCal 2020 con un 95.4% de probabilidad.

Muestra	Edad ^{14}C cal BP	Identificación
CA2H6-01-1 shell .12mgC	34113-32300	<i>Biomphalaria chilensis</i> (Antón, 1839)
CA2H6-01-2 shell .15mgC	27880-27407	<i>Succinea donneti</i> (Pfeiffer, 1853)
CA2H6-01-3 shell .17mgC	22104-21497	<i>Biomphalaria chilensis</i> (Antón, 1839)
CA2H6-01-4 shell .26mgC	25070-24561	<i>Succinea donneti</i> (Pfeiffer, 1853)
CA2H6-01-5 shell .19mgC	25155-24666	<i>Succinea donneti</i> (Pfeiffer, 1853)
CA2H7-06-7 shell .046mgC	34484-31545	<i>Biomphalaria chilensis</i> (Antón, 1839)
CA2H7-06-8 shell .10mgC	29195-28645	<i>Biomphalaria chilensis</i> (Antón, 1839)
CA2H7-06-9 shell .025mgC	24640-22815	<i>Biomphalaria chilensis</i> (Antón, 1839)
CA4-H9-Crotovine-SOM .18mgC	1271-1128	
CA4-H5-Crotovine-SOM .28mgC	3481-3396	

3 DISCUSIÓN

Debido a la que la geomorfología local divide las áreas con cordones intrusivos generando distintos depocentros, las zonas de estudio se interpretan como dos cuencas de depositación distintas, correspondiendo una a la zona de Fundo la Esperanza, albergando a Canal y Calicatas 1-4 y la siguiente asociada al perfil Mallarauco. Debido a esto la discusión general de correlaciones se realizará por separado.

3.1 Interpretación de Microfacies

Los horizontes carbonatados de todos los perfiles comparten características micromorfológicas muy similares, correspondientes a texturas de *wackestone-packstone* de intraclastos y peloides asociados a removilización de sedimentos en la cuenca, evidencias de desecación (tales como grietas curvas y circumgranulares), remanentes biogénicos fúngicos y de algas, fragmentos de bivalvos y gasterópodos, una marcada textura de *pseudomicrokarst* asociada a la penetración y formación de una red de raíces y la presencia de nódulos de óxidos que según Freytet (1973) indican la removilización del hierro debido a cambios en el potencial redox (Eh) de las aguas cuando oscila el nivel freático. Esto ocurre cuando el contenido de hierro es superior al 2%. El Manganeseo y Calcio también pueden migrar con el hierro permitiendo la formación de nódulos ferromagnesianos, concreciones y cortezas de hierro.

El conjunto de estas características es indicador de cambios en el nivel freático producto de variaciones ambientales entre periodos saturados en agua y otros de exposición subaérea, Estas son las condiciones que definen un ambiente palustre en la formación de carbonatos.

Además, se observan en todas las columnas niveles siliciclásticos presentando distintas familias de tamaño que oscilan entre arcilla y limo. Dichos niveles terrígenos, se ven entremezclados con áreas más carbonáticas, con granos de menor tamaño en que la matriz está compuesta principalmente por barro micrítico. Estas transiciones no son lineales ni estrictamente delimitadas y se presentan de forma intermitente en cada perfil. Debido a su tamaño y ordenamiento, la presencia terrígena repetida puede relacionarse con escorrentía superficial asociado a aumentos ocasionales en la humedad del ambiente.

Debido a la alta variación dentro de cada horizonte y la presencia de la mayoría de las microfábricas en cada lámina observada, no es directo asociar cada nivel a algún evento particular, o correlacionarlos entre perfiles diferentes para el nivel de detalle de este estudio. No obstante, se observa una correlación de los niveles más carbonáticos con la presencia de remanentes biogénicos poco retrabajados, asociándose a procesos de menor energía en que se facilita su preservación.

Por otro lado, el perfil de Mallarauco, posee las mismas características que se asocian a ambientes palustres de formación, con evidencias de variaciones en el nivel freático. Se diferencia de la cuenca de Fundo la Esperanza que la presencia terrígena es mucho menor y se observa una mayor cantidad de bioclastos muy bien preservados. Se sugiere que el punto de muestreo en la cuenca de Mallarauco se representa un horizonte carbonatado asociado a eventos menos energéticos que los otros perfiles.

3.2 Correlación de horizontes

Como se puede observar en la descripción pedoestratigráfica, todos los perfiles presentan uno o más niveles carbonatados en su composición, con excepción de Calicata 4 (Fig. 46). Se pueden diferenciar tres tipos de horizontes calcáreos según lo observado en terreno: Carbonatos masivos, globulares y laminares, siendo el primero de estos el que más presente se encuentra en los distintos puntos.

Con respecto a los espesores, no es posible su medición en totalidad para Mallarauco, Canal, Calicata 1 y Calicata 2, ya que no se conoce si el horizonte de carbonatos continua en profundidad. Por lo tanto, se infiere que los datos obtenidos son una cota inferior de su potencia. Sólo en el caso de Calicata 3 se ve su espesor total (45 cm) ya que se observa su contacto inferior con el horizonte de gravas.

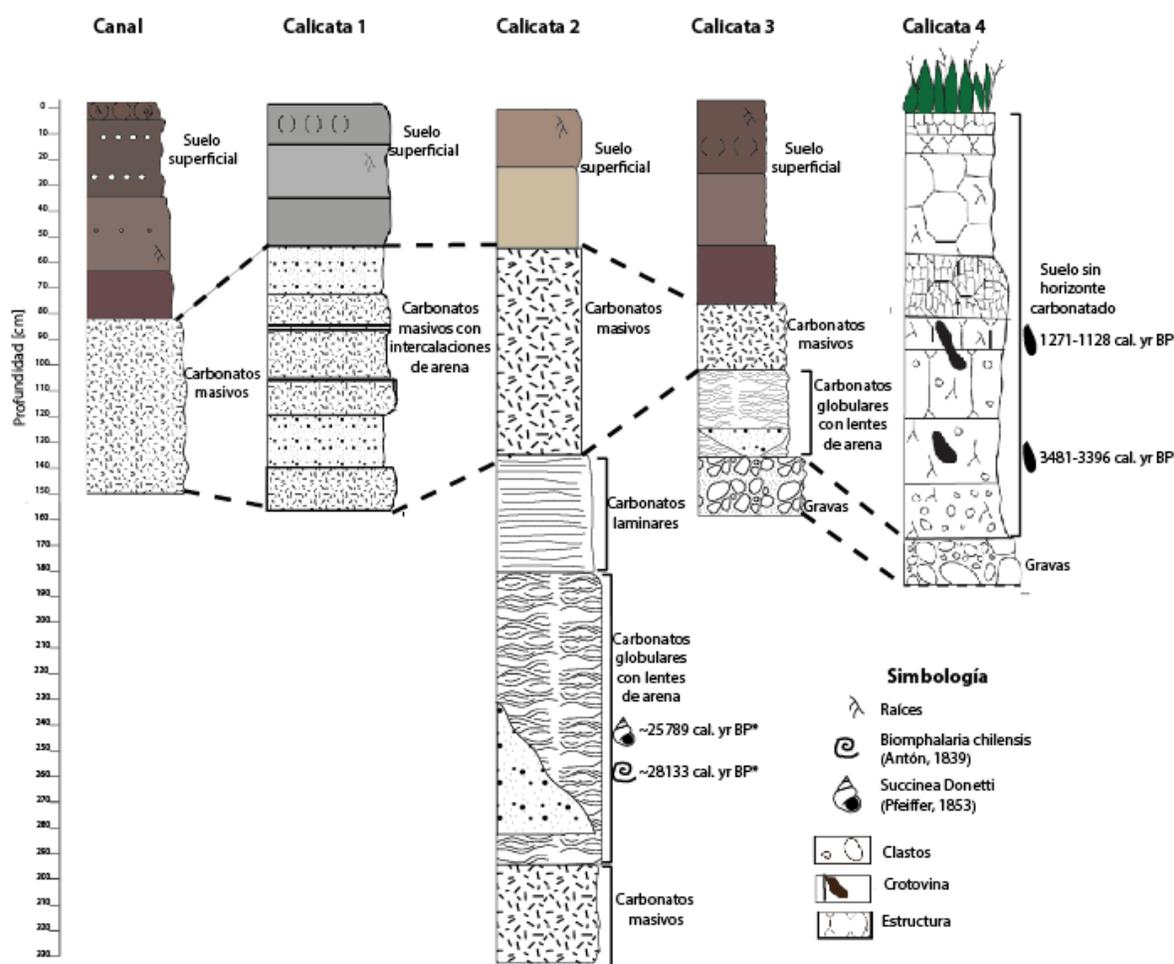


Figura 46: Comparación columnas estratigráficas de Fundo La Esperanza. Se correlacionan los horizontes de carbonatos masivos en Canal, Calicata 1, 2 y 3 y el horizonte de gravas de Calicatas 3 y 4.

* Edades promediadas entre cada especie.

En la cuenca de Fundo la Esperanza (Fig. 46) se pueden definir 5 Unidades generales:

- Unidad 1: corresponde a horizontes de suelo superficiales, que no se observen carbonatados ni cementados. Pueden o no presentar estructura y presencia de raíces. Se observa en la superficie de cada perfil.
- Unidad 2: nivel de carbonatos masivos no cementados, con eventual presencia de lentes de arena. Se observa en todos los perfiles con excepción de Calicata 4.
- Unidad 3: horizonte de carbonatos laminares con mayor estado de cementación, presente en Calicata 2.
- Unidad 4: carbonatos de textura globular, presenta lentes de arena. Se repite en Calicata 2 y 3.
- Unidad 4: nivel de gravas clastosoportado. Es el nivel inferior en Calicata 3 y 4.

En la figura 47 se presenta una simplificación de las columnas y sus unidades respectivas, para una visualización más sencilla de estas en las siguientes interpretaciones.

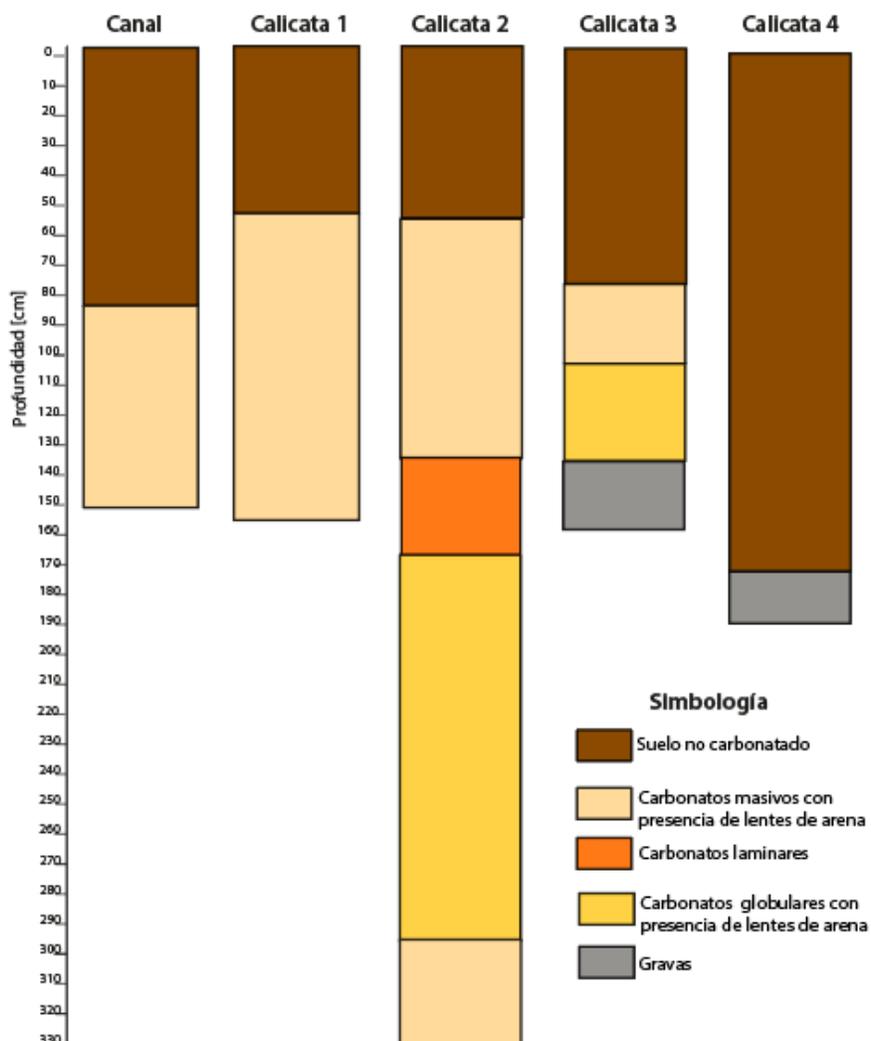


Figura 47: Columnas de Fundo la Esperanza simplificadas en Unidades.

Con respecto a la temporalidad de los horizontes, sólo existen dos puntos de datación que servirían de indicadores cronológicos, las dataciones de radiocarbono en gastrópodos del perfil Calicata 2 y en las crotovinas encontradas en Calicata 4.

La edad obtenida para las crotovinas representa una cota superior a la de los niveles de suelo superficial, ya que el material datado es un relleno posterior a la formación de los horizontes. Por otro lado, la edad obtenida en los gastrópodos debería representar una edad mayor a la del nivel carbonatado que los contiene, debido a que su formación fue posterior a la de dichos bioclastos. Estos se interpretan como formados *in situ*, debido a su buena preservación y la falta de evidencias de retrabajo.

Debido a que sólo existen estos dos indicadores, no es posible hacer una interpretación con seguridad de la cronología del resto de los horizontes, pero es posible sugerir una temporalidad y asociarlas a eventos climáticos que indica la bibliografía para la zona.

Siguiendo el orden estratigráfico, el horizonte observado más antiguo sería el de gravas, encontrado en los dos perfiles más distales de la cuenca. Se asocia a un periodo de mayor humedad y a eventos de mayor energía, posiblemente un curso fluvial debido a las características de sus clastos. No es posible asegurar que ambos niveles correspondan a un mismo evento, pero presentan características muy similares en sus clastos y matriz. Su formación se asociaría temporalmente a una edad previa a la datada en los gastrópodos (22815-34113 cal. yr BP, Pleistoceno tardío), relacionándose al periodo glacial, que correspondería según los estudios de Valero-Garcés (2005), a un periodo de alta humedad y baja evaporación.

Posterior a las gravas, estratigráficamente sobreyace el nivel de carbonatos globulares, en el que fueron datados los bioclastos. Como se mencionaba anteriormente, la edad de dichos gastrópodos sería superior a la formación del horizonte, entonces esta se asociaría a una edad posterior a 22815 cal. yr BP, asociada tal vez a la deglaciación o etapa post-glacial.

Los niveles de carbonatos laminares y masivos serían asociados también a eventos posteriores a la edad glacial, y se podrían correlacionar con los periodos de aridez y humedad definidos por Valero-Garcés (2005) para la etapa de deglaciación y Holoceno, justificando las variaciones en el nivel freático que se ven registradas en las características micromorfológicas y fisicoquímicas obtenidas para dichos horizontes. Nuevamente es imposible asegurar la coetaneidad de los niveles pertenecientes a la misma unidad con los datos obtenidos, pero debido a la similitud de sus características, se asocian a eventos similares.

Con respecto al perfil de Mallarauco, se observan condiciones similares a las ya mencionadas, diferenciándose en la mejor preservación de sus bioclastos a nivel microscópico y una menor presencia de clastos terrígenos, al comparar con el otro sector. Esto implica diferencias en la formación de dichos depósitos, pudiendo interpretarse como una facies más distal en la cuenca que implique un menor retrabajo, bioturbación y energía de transporte.

3.3 Ambiente de formación

Como ya se ha mencionado, las características micromorfológicas y fisicoquímicas se asocian a un ambiente palustre de formación. Por otro lado, no se observa ninguna facies de sedimentación de aguas profundas como laminitas, o sedimentos aluviales distales que indiquen un ambiente lacustre más profundo.

Se propone para estas columnas una laguna de baja altura y baja pendiente (Fig. 48), en la que una caída en el nivel de agua de solo unos metros pueda causar exposición en una vasta área, mientras aumentos comparables en el nivel de un lago, no permite el desarrollo de una columna de agua estratificada (Platt and Wright, 1992).

Alonso-Zarza (2003) sugiere que los depósitos palustres se forman principalmente durante periodos de subsidencia muy reducida, con espacio limitado de acomodación de las cuencas con más relleno, dando paso a la depositación de facies en sistemas más someros. Además, Platt and Wright (1992) sugiere que los depósitos palustres son comunes en cuencas relativamente estables, típicamente formadas durante periodos de quiescencia tectónica donde el suministro clástico de sistemas aluviales-fluviales es reducido.

Se sugiere entonces que la sedimentación tuvo lugar en acumulaciones de agua somera, donde se muestra clara evidencia de exposición y modificación pedogenética, indicando episodios húmedos y secos que se traducen en fluctuaciones estacionales del nivel freático. Se observan además intervalos de menor-mayor energía por la presencia de parches siliciclásticos asociados a un mayor suministro de sedimentos, en periodos probablemente más húmedos.

La disminución de tamaño de grano en el área Fundo la Esperanza en cierta dirección (obtenida en la clase textural) podría ser indicadora de ubicación con respecto a la cuenca, asociándose un vector de profundización del depocentro, es decir, una disminución en el tamaño de grano a medida que el perfil se ubica más cercano al fondo de la cuenca. De manera conjunta, si se realiza una revisión topográfica actual de la zona, se observa una disminución en el nivel desde la Calicata 1 a la Calicata 4, indicando posiciones cada vez más distales con respecto a la cuenca (Fig. 48). Esta información es coherente con que el conjunto de horizontes carbonatados sea de mayor potencia en C2 que en C3 ya que se ubicaría más cercano al margen de la cuenca, habría tenido mayor exposición subarérea y por tanto un mayor grado de pedogénesis. Siguiendo la misma línea, la falta de horizonte calcáreo en Calicata 4 hace referencia a que este perfil se encontraría en una zona más profunda de la cuenca, quizás sin exposición subarérea suficiente para generar un horizonte con carbonato pedogénico.

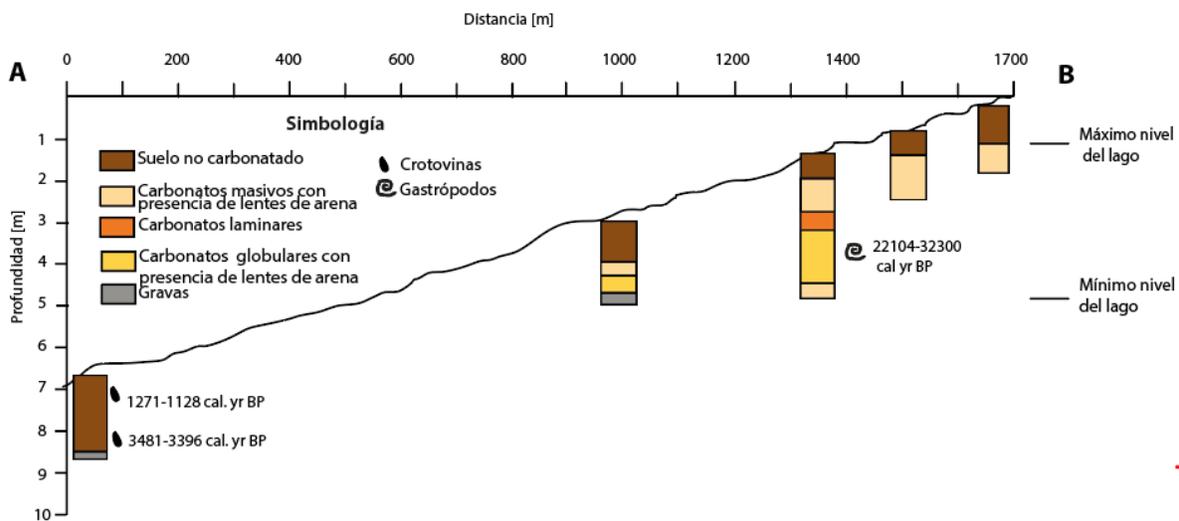
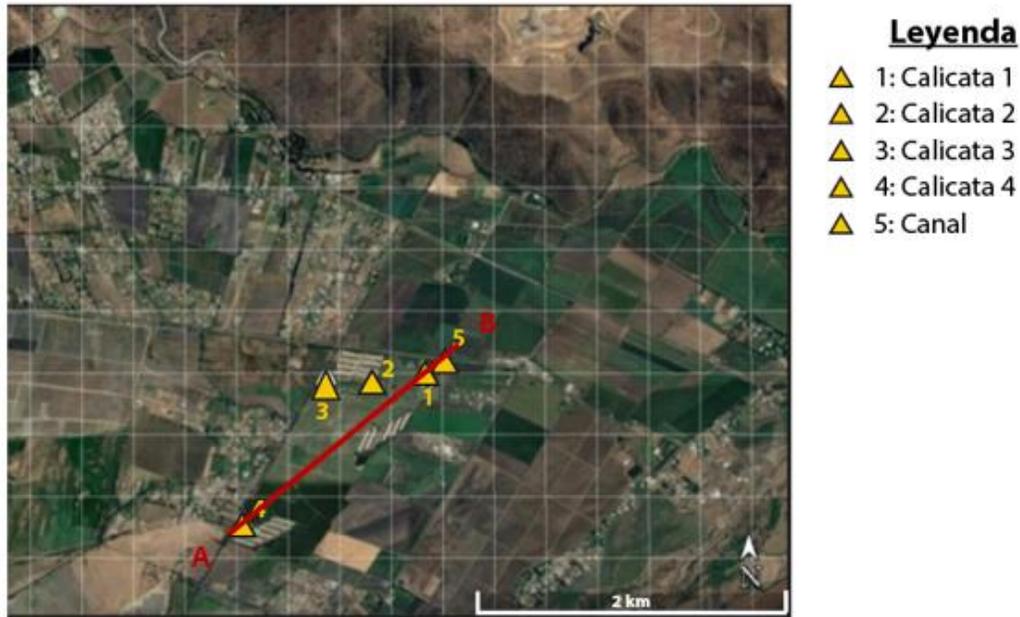


Figura 48: Modelo esquemático de Fundo la Esperanza. La imagen superior representa la ubicación espacial del perfil AB, en la parte inferior se desarrolla un modelo esquemático de este perfil y las ubicaciones de los perfiles en la cuenca.

Los datos isotópicos obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ también evidencian procesos pedogenéticos, en particular los valores de $\delta^{18}\text{O}$ deprimidos en ambas zonas de estudio indican mayor modificación pedogénica, generalmente evidenciada por abundante pseudomicrokarst y texturas microesparíticas (Dunagan and Turner, 2004). Los valores más disminuidos de $\delta^{18}\text{O}$ se concentran en Fundo la Esperanza, lo que sugiere que estos perfiles representan facies más marginales y de mayor exposición subaérea con respecto al perfil de Mallarauco.

A medida que se profundiza en cada perfil, también se pueden observar variaciones isotópicas, lo que indicaría variaciones ambientales dentro de la cuenca a través del tiempo.

3.4 Condiciones climáticas:

En ambientes palustres el clima juega un rol fundamental en los cambios freáticos y en la sedimentación, la cual es típicamente de composición siliciclástica.

Los perfiles se asocian a carbonatos palustres formados por períodos saturados en agua y de exposición subaérea, esto indica fluctuaciones considerables en respuesta a cambios climáticos estacionales o de largo plazo. La presencia de estos depósitos provee evidencia de precipitación de carbonato pedogénico, proceso que sugiere saturación de calcita en los fluidos de la zona vadosa.

Platt and Wright (1982), propone un modelo en que existen tres climas distintos (Fig. 49) que se asocian a características específicas de ciclos palustres, estos son: (i)Semi-árido, que se asocia a altas tasas de evaporación, que se la presencia de nódulos, calcretas laminares, evidencias de desecación y evaporitas, (ii)Intermedio, que se caracteriza por presencia de cavidades de pseudomicrokarst, bioclastos más abundantes que el clima anterior, nódulos y rizolitos, y finalmente (iii)Sub-húmedo, que se relaciona con épocas de alta humedad ambiental que se representa con niveles de carbón y lignito, bioclastos muy abundantes, guijarros negros que se asocia a la presencia de materia orgánica.

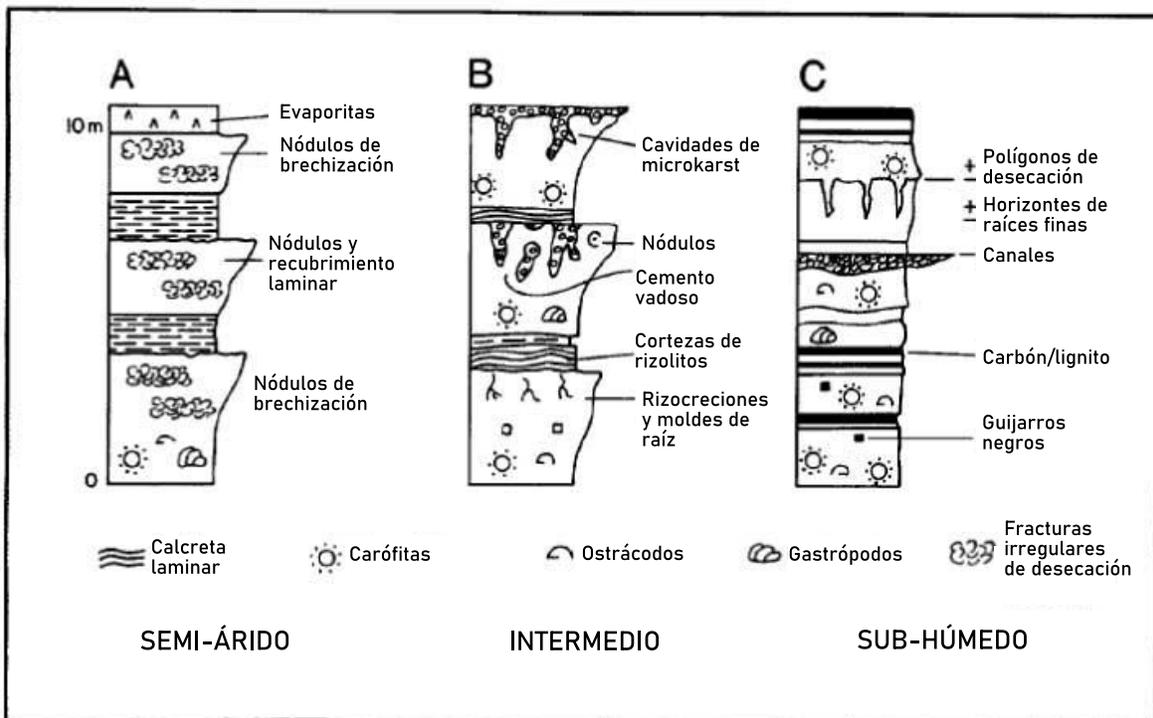


Figura 49: Modelo de facies para carbonatos palustres desarrollados bajo diferentes climas según Platt and Wright. 1982. A) Semi-árido B) Intermedio C) Sub-húmedo

Los depósitos de este estudio presentan características de los tres climas en toda su potencia, pero la ausencia de evaporitas y de lignito, carbón y guijarros negros sitúa la cuenca principalmente en un clima intermedio, reafirmado por la evidencia de actividad biológica en el suelo en forma de estructuras de raíces, rizolitos, gastrópodos. Además, presenta cavidades de pseudomicrokarst con relleno de peloides e intraclastos y evidencia de desecación.

Como se mencionaba anteriormente, al integrar las dataciones de radiocarbono con los estudios paleoclimáticos de la zona de Valero-Garcés (2005), se relacionan los depósitos carbonáticos con variaciones climáticas post-glaciales, posteriores al Pleistoceno tardío. Las oscilaciones en el nivel freático por tanto se asocian a intervalos de humedad y aridez presentes en el periodo de deglaciación y Holoceno, sugiriéndose un clima intermedio dominante.

4 CONCLUSIONES

En la zona oriental de la cuenca de Santiago, hacia las estribaciones de la Cordillera de la Costa, se observan depósitos palustres carbonatados y siliciclásticos. Esta investigación se basa en el análisis de seis perfiles asociados a las series de suelo Agua de Gato y Valdivia de Paine.

La integración de análisis fisicoquímicos, pedostratigráficos y micromorfológicos indica eventos húmedos y secos posteriores al Pleistoceno tardío, que se corresponden con fluctuaciones del nivel freático. Los cambios del nivel de agua de la cuenca deposicional se plasman en la microfábrica de los sedimentos, correspondiente a evidencias de desecación (tales como grietas curvas y circumgranulares), presencia de nódulos de óxidos de hierro, texturas de *wackestones-packstones* de intraclastos y peloides, remanentes biogénicos fúngicos y algas, fragmentos de bivalvos y gastrópodos, extraclastos y una marcada textura de *pseudomicrokarst* asociada a la penetración y formación de una red de raíces.

La presencia de parches siliciclásticos indica periodos de mayor energía, indicando por su pequeño tamaño y distribución probablemente depósitos de escorrentía superficial, más que un origen fluvial o aluvial.

Observando la correlación de facies y la morfología de la zona, se sugieren dos cuencas distintas para las dos zonas de estudio. Estas corresponderían a cuerpos de agua someros con márgenes de baja pendiente, eventualmente sometidos a periodos exposición subaérea, pero sin quedar drenada en su totalidad, evidenciado en el perfil más distal, por la ausencia de desarrollo del horizonte carbonatado palustre.

La presencia de bioclastos altamente preservados y menor expresión terrígena en el perfil de Mallarauco, indicaría facies más distales y/o de menor energía en comparación a Fundo la Esperanza.

El conjunto de macro y microestructuras indican la predominancia de un clima intermedio, aunque se sugieren oscilaciones climáticas con periodos de humedad y aridez.

Se sugieren más análisis para la continuación de esta investigación, como la recopilación de más dataciones de radiocarbono, tanto en la misma columna pedostratigráfica como en el resto, para así poder establecer correlaciones más claras.

5 BIBLIOGRAFÍA

- Adams, A., MacKenzie, W.S. A Colour Atlas of Carbonate Sediments and Rocks Under the Microscope. 180 pp. London: Manson Publishing.
- Agnon, A. M. (2006). Intraclast breccias in laminated sequences reviewed: recorders of paleo-earthquakes. *Geological Society of America Special Paper*, 195-214.
- Alonso-Zarza, A.-M., Calvo, J. P., & García del Cura, M. A. (1992). Palustrine sedimentation and associated features - grainification and pseudo-microkarst - in the Middle Miocene (Intermediate Unit) of the Madrid Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, 43-61.
- Alonso-Zarza, A.M., 2003, Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record: *Earth-Science Reviews*, v. 60, p. 261-298
- Alonso-Zarza, A.-M., & Wright, V. P. (2010a). Calcretes, Continental Carbonates. *Developments in Sedimentology*, 225-268.
- Alonso-Zarza, A.-M., & Wright, V. P. (2010b). Palustrine Carbonates. In *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes* (pp. 103-113).
- Baumhardt, R. L., & Lascano, R. J. (1993). Physical and hydraulic properties of a calcic horizon. *Soil Science Society of America Journal*, 155(6).
- Chevallier, T., Hamdi, S., Tahar, G., Brahim, N., Cardinael, R., Zohra, B., Cournac, L., Chenu, C., & Bernoux, M. (2016). Soil carbon as an indicator of Mediterranean soil quality (pp. 627-636).
- CNR (1981). Estudio de suelos del proyecto Maipo, Tomo I. Secretaría ejecutiva.
- CNR (1984). Proyecto Maipo. Estudio hidrológico e hidrogeológico, Calidad de aguas.
- De Geer, R. (1912). A geochronology of the last 12000 years: *Compt. Rend. 11e Congr. Géol. Internat.*, 1, 432-440.
- Dec, Dorota & Dörner, José & Bekcer-Fazekas, (2008). Effect of bulk density on hydraulic properties of homogenized and structured soils. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition*. 8. 1-13.
- Dunagan, Stan & Turner, Christine. (2004). Regional paleohydrologic and paleoclimatic settings of wetland/lacustrine depositional systems in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA. *Sedimentary Geology*. 167. 269-296.
- Elorriaga, Elena & Visconti, Graciela. (2002). Crotoninas atribuibles a grandes mamíferos del Cenozoico en el sureste de la Provincia de La Pampa. 9° Reunión Argentina de Sedimentología.
- Esteban, M., & Klappa, C. F. (1983). Subaerial exposure environments. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (Eds), *Carbonate Depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1-96.
- Eswaran, H., Reich, P., Kimble, J. M., & Beinroth, F. H. (2000). Global carbon stocks. *Global Climate Change and Pedogenic Carbonates*, 15-25.
- Freytet, P. (1965). Sedimentation microcyclothématique avec croûtes algues dans le Calcaire de Veauce de Chauffour-Ethrechy. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 7, 309-313.
- Freytet, P. (1973). Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France). *Sedimentary Geology*, 10, 25-60.
- Freytet, P. & J.-C. Plaziat, 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis-

- Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. In Purser, B. H. (ed.), *Contrib. Sedimentology*, Schweizerbart'sche Verlag, Stuttgart, 12, 217 pp
- Freytet, Pierre & Verrecchia, Eric. (2002). Lacustrine and palustrine carbonate petrography: An overview. *Journal of Paleolimnology*, 27.
- Fuentes, J., M. Flury and D. D. Bezdicsek. 2004. Hydraulic properties in a silt loam soil under natural prairie, conventional till, and no-till. *Soil Science Society of America Journal*, 68: 1679-1688.
- Gao, Y., Tian, J., Pang, Y., & Liu, J. (2017). Soil Inorganic Carbon Sequestration Following Afforestation Is Probably Induced by Pedogenic Carbonate Formation in Northwest China. *Front. Plant Sc.*
- Gierlowski-Kordesch, E. H. (2010). Lacustrine Carbonates. In *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes* (Vol. 61, Issue C, pp. 1–101).
- Glenn, C., & Kelts, K. (1991). *Sedimentary Rhythms in Lake Deposits*.
- Groebke, I., 2001, Sedimentologie und Paläoökologie der oberen Kreide und Kreide/Tertiärgrenze des Haute Vallée de l'Aude Südwestfrankreich [M.S. thesis]: Switzerland, University of Basel, 68 p.
- Grossman, R.B. and Reinsch, T.G. (2002) Bulk Density and Linear Extensibility: Core Method. In: Dane, J.H. and Topp, G.C., Eds., *Methods of Soil Analysis. Part 4, Physical Methods*, SSSA, Incorporated, Madison, 208-228.
- Hartge, R., Horn, R., 2009. Die physikalische Untersuchung von Böden. Praxis Messmethoden Auswertung. 4. vollst. Überarbeitete Auflage. Schweizerbart Vorlage, Stuttgart
- Hogg, A., Hua, Q., Blackwell, P., Niu, M., Buck, C., Guilderson, T., Zimmerman, S. (2020). SHCal20 Southern Hemisphere Calibration, 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1889-1903.
- Indoria, Ashok & Sharma, Kishori & Reddy, Kotha. (2020). Hydraulic properties of soil under warming climate.
- Jackson, M.L., 1964. Análisis químico de suelos (Traducido por J. Bertrán). *Ediciones Omega*, S. A. Barcelona, España. 662 p.
- Lal, R., & Kimble, J. (2000). *Inorganic Carbon and the Global C Cycle: Research and Development Priorities. Global Climate Change and Pedogenic Carbonates*.
- Lambert, A. & Hsü, K. (2006). Non-annual cycles of varve-like sedimentation in Walensee, Switzerland*. *Sedimentology*, 26. 453 - 461.
- Méndez-Bedia, Isabel, Gallastegui, Gloria, Busquets, Pedro, Césari, Silvia N., Limarino, Carlos O., Prats, Eva, Cardó, Raúl, & Colombo, Ferran. (2020). Pedogenic and subaerial exposure microfabrics in a late Carboniferous-early Permian carbonate-volcanic lacustrine-palustrine system (San Ignacio Formation, Frontal Cordillera, Argentina). *Andean geology*, 47(2), 275-294.
- Monecke, K., Anselmetti, F. S., Becker, A., Schnellman, M., Sturm, M., Giardini, D., 2006. Earthquake-induced deformation structures in lake deposits: a Late Pleistocene to Holocene paleoseismic record for central Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 99, 343-362.
- Monty, C., & Mas, J. R. (1981). Lower Cretaceous (Wealden) bluegreen algal deposits of the province of Valencia, eastern Spain. *MONTY, C. (Ed): Phanerozoic Stromatolites*, 85–120.

- Mount, J. F., & Cohen, A. S. (1984). Petrology and geochemistry of rhizoliths from Plio-Pleistocene fluvial and marginal lacustrine deposits, east Lake Turkana, Kenya. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 263–275.
- Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T., & Krumbein, W. (2001). Microbially induced sedimentary structures—a new category within the classification of primary sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Research*, 71, 649–656.
- Pédro, G. 1968, Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe: Présentation d'une esquisse géographique: Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, v. 10, no. 5, p. 457–470.
- Platt, N. H. (1989). Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology*, 665–684.
- Platt, N. H & Wright, V. P. (1992). Palustrine Carbonates and the Florida Everglades: Towards an Exposure Index for the Fresh-Water Environment?. *Journal of Sedimentary Petrology*. 62. 1058-1071.
- Plaziat, J. C., & Freytet, P. (1978). Le pseudo-microkarst pédologique: un aspect particulier des paléo-pédogènes développés sur les dépôts calcaires lacustres dans le Tertiaire du Languedoc. *Comptes Rendus Del'Academie Des Sciences*, 268, 1661–1664.
- Post, W. M., Peng, T.-H., Emanuel, W. R., King, A. W., Dale, V., & DeAngelis, D. (1990). The global carbon cycle. *American Scientist*, 78(4), 310–326.
- Rasmussen, C. (2006). Distribution of Soil Organic and Inorganic Carbon Pools by Biome and Soil Taxa in Arizona. *Soil Science Society of American Journal*, 70(1), 256–265.
- Rauld, R.A. 2011. Deformación Cortical y Peligro Sísmico Asociado a la Falla San Ramón en el Frente Cordillerano de Santiago, Chile Central (33° S). Tesis de grado para optar al grado de doctor en ciencias mención geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 311 pp.
- Ringrose, P.S., 1989a. Palaeoseismic (?) liquefaction event in late Quaternary lake sediments at Glen Roy, Scotland. *Terra Nova* 1, 57-62
- Sadzawka R., A., G. Romeny K. y H. Flores P. 2014. Ronda normal Interlaboratorios de tejidos vegetales. Comisión de Normalización y Acreditación de laboratorios, Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo, 43p
- Sandoval, M.A, Celis, J.E, & Morales, P. (2011). Structural remediation of an alfisol by means of sewage sludge amendments in association with yellow serradela (*Ornithopus compressus* L.). *Journal of soil science and plant nutrition*, 11(1), 68-78.
- Schoeneberger, P & Wysocki, D & Benham, E & Broderson, W. (2002). Field Book for Describing and Sampling Soils, Version 2.0. Natural Resources Conservation Service.
- Schoeneberger, P., Wysocki, D., & Benham, E. (2012). Field book for describing and sampling soils version 3.0. *Natural Resources Conservation Service*.
- SERNAGEOMIN (2001) Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal. Regiones metropolitana de Santiago y del Libertador general Bernardo O'higgins. Escala 1:100000. Carta geológica de Chile, Serie Geología básica, No. 74.
- SERNAGEOMIN (2003) Mapa Geológico de Chile: Versión digital. Base Geológica escala 1:1000000. Publicación geológica digital, No. 4.
- SGA S.A, (2016). Diagnóstico de calidad de aguas subterráneas en la región metropolitana- Complementario diagnóstico plan maestro de recursos hídricos Región Metropolitana de Santiago. Dirección general de aguas, Ministerio de Obras Públicas.

- Smith, S. & Anderson, R.. (1995). A method for impregnating soft sediment cores for thin-section microscopy. *Journal of Sedimentary Research*. 65.
- Smith, J.L. and Doran, J.W. (1996) Measurement and Use of pH and Electrical Conductivity for Soil Quality Analysis. In: Doran, J.W and Jones, A.J., Eds., *Methods For assessing Soil Quality, Soil Science Society of America Journal*, SSSA, Madison, 49.
- Stoops, Georges & Marcelino, Vera & Mees, Florias. (2010). Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths.
- Syuver, M., & Polach, H. (1977). Discussion Reporting of 14C Data. *Radiocarbon*, 19(3), 355-363.
- Tanveera A, Kanth TA, Tali PA and Naikoo M (2016): Relation of soil bulk density with texture, total organic matter content and porosity in the soils of Kandi Area of Kashmir valley, India. *Int. Res. J. Earth Sci* 4(1): 1-6.
- Varela, J. (1996). Mapa geológico-geomorfológico de los rellenos cuaternarios de la cuenca de Santiago. *Servicio Nacional de Geología y Minería*.
- Wall, R.; Gana, P.; Gutierrez, P., 1996. Area San Antonio-Melipilla, Regiones de Valparaiso y Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 11, escala 1:100.000, 1 anexo. Santiago
- Wall, R.; Sellés, G.; Gana, P. 1999. Area Tiltil-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 11, escala 1:100.000, 1 anexo. Santiago
- Yáñez, G., Muñoz, M., Flores-Aqueveque, V., & Bosch, A. (2015). Gravity derived depth to basement in Santiago Basin, Chile: implications for its geological evolution, hydrogeology, low enthalpy geothermal, soil characterization and geo-hazards. *Andean Geology*, 147–172.
- Zamanian, K., Pustovoytov, K., & Kuzyakov, Y. (2016). Pedogenic carbonates: Forms and formation processes. *Earth Science*.

6 ANEXO I: Láminas delgadas

6.1 Perfil Mallarauco:

Principalmente se observan cavidades irregulares de pseudomicrokarst e intraclastos en una matriz micrítica.

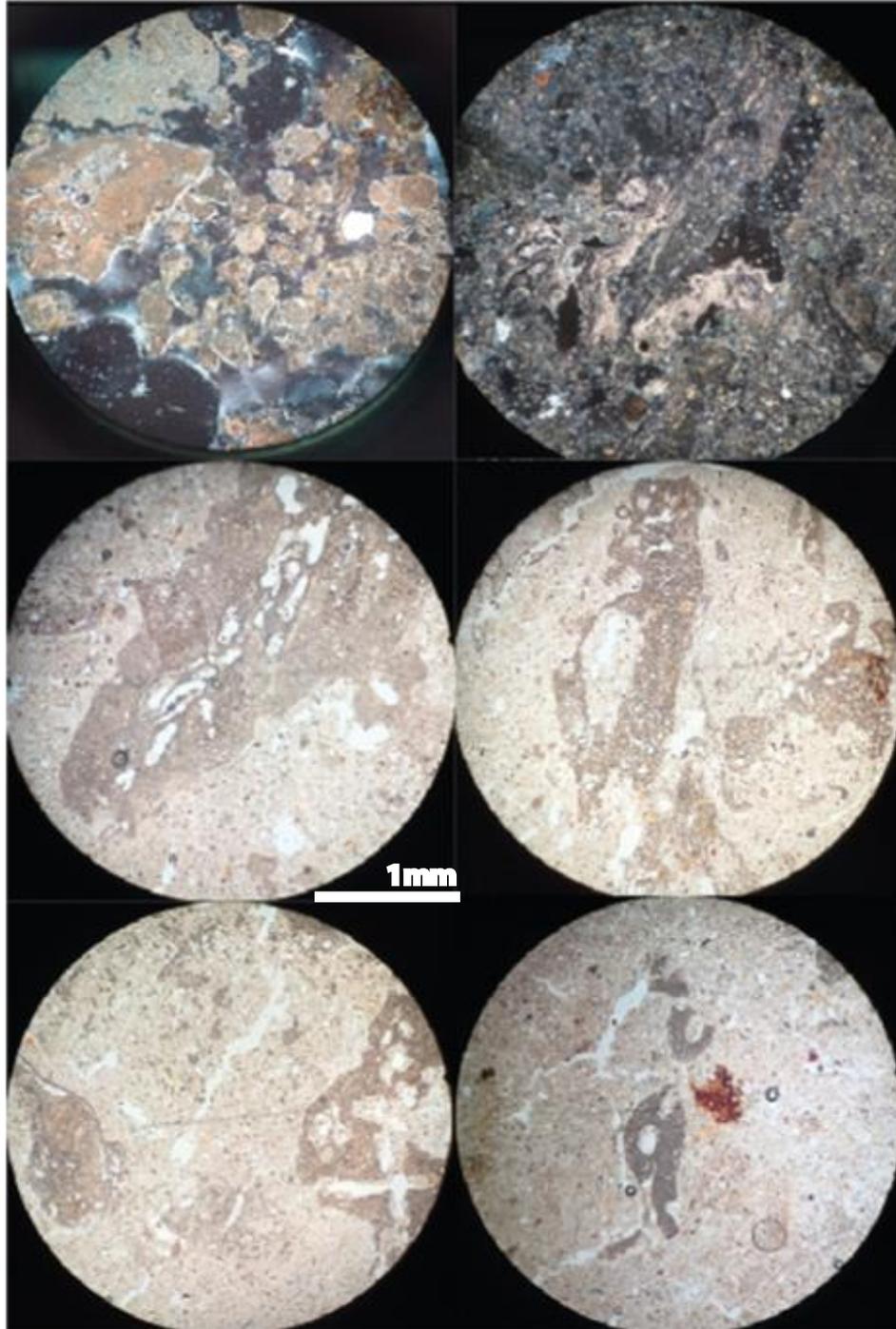


Figura 50: Láminas delgadas del perfil Mallarauco.

6.2 Perfil Canal

Se observa la presencia de relleno de las cavidades con carbonatos en forma de intraclastos además de la presencia de siliciclastos.

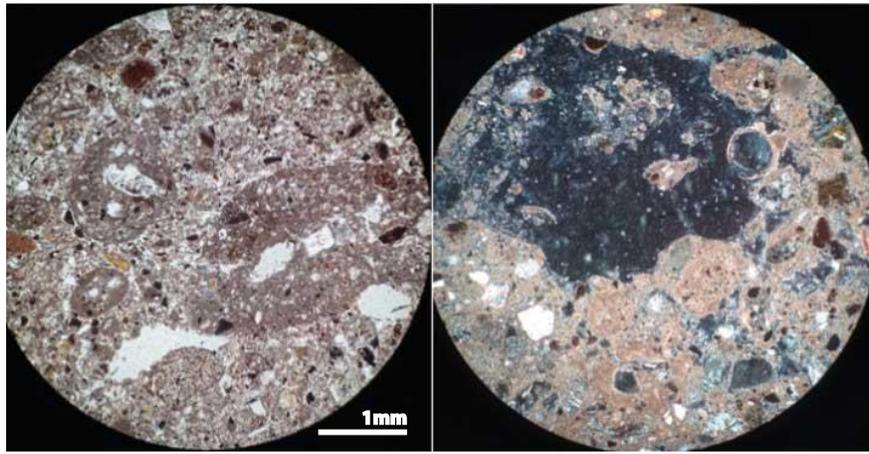


Figura 51: Micromorfología de Canal, ambas comparten la escala 1mm.

6.3 Perfil Calicata 1

Mezcla de parches siliciclásticos y áreas más micríticas. Se observan abundantes cavidades e intraclastos.

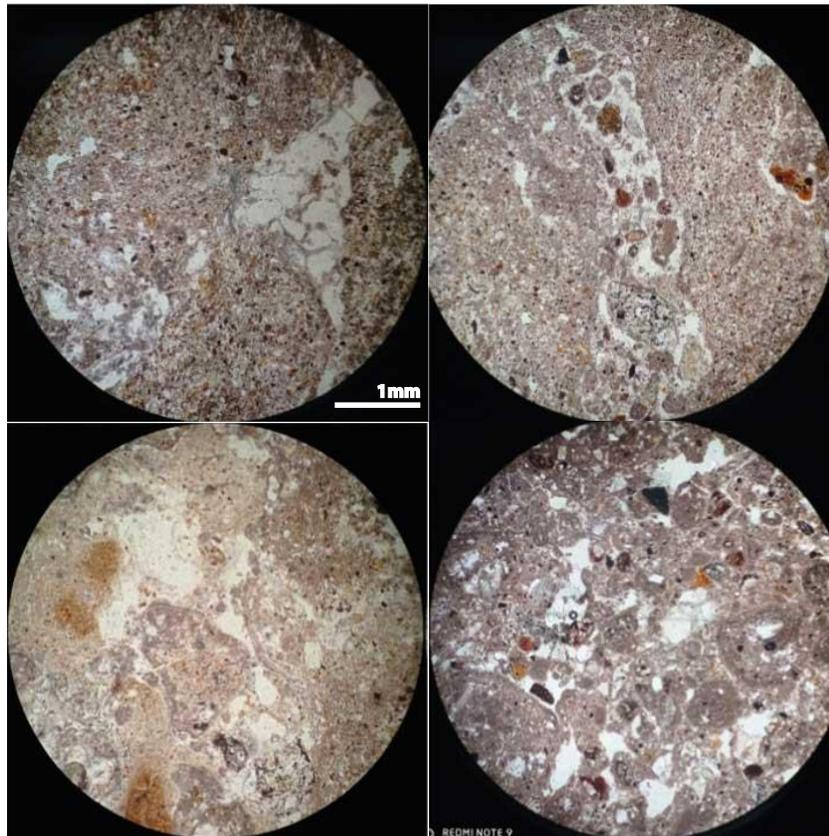


Figura 52: Láminas delgadas de Calicata 1, comparten escala de 1mm.

6.4 Perfil Calicata 2

Se observa recristalización de carbonatos alrededor de cavidades irregulares, además de presencia de siliciclastos.

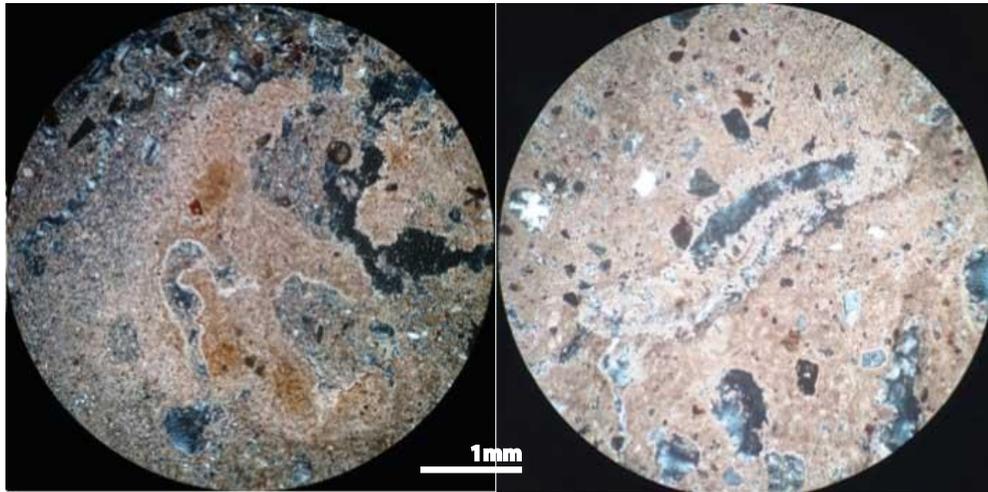


Figura 53: Láminas delgadas de Calicata 2

6.5 Perfil Calicata 3

Presencia de una matriz más carbonática, con menor influencia terrígena. Se observan cavidades y grietas. La imagen de la derecha presenta además contenidos de arcilla e intraclastos.

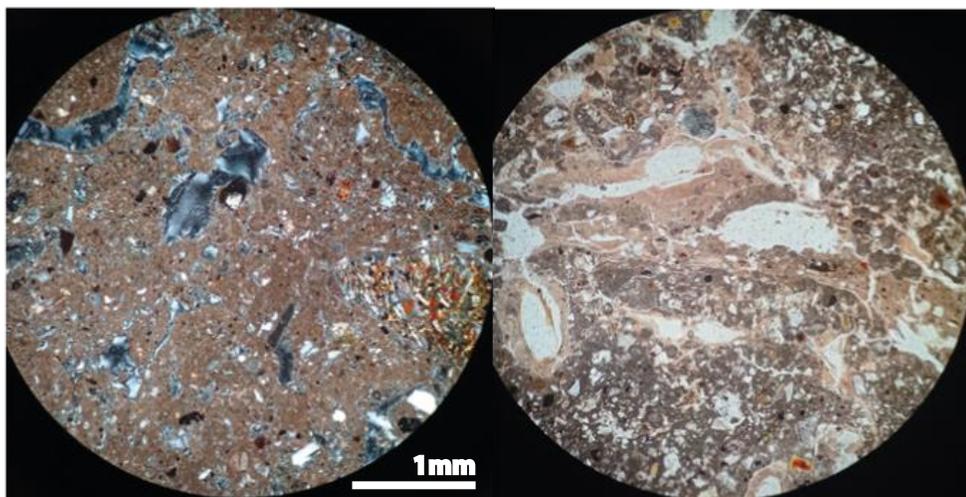


Figura 54: Láminas delgadas para Calicata 3

7 ANEXO II: Propiedades fisicoquímicas

7.1 Tablas de datos

Prof: Profundidad

Hor: Horizonte

Ce: Conductividad eléctrica

MO: Materia orgánica

Nitrógeno disponible

Pd: Fósforo disponible

Kd: Potasio disponible

Ca: Calcio meq/100g

CaC: Ca %CIC

Mg: Magnesio: meq/100g

MgC: Mg %CIC

K: Potasio meq/100g

KC: K %CIC

Na: Sodio meq/100g

NaC: Na %CIC

S: Suma de bases (Ca+Mg+K+Na)

CIC: Capacidad de intercambio catiónico

da: Densidad

Muestra	Prof	pH	Ce	MO	Nd	Pd	Kd	Ca	CaC	Mg	MgC	K	KC	Na	NaC	S	CIC
07CA1H5	80	8,2	2,2	0,77	25	2	38	9,1	78	1,6	13	0,09	0,83	0,68	5,8	11,4	11,6
08CA2H1-8	12	8	6,3	6,1	47	30	107	16,5	67	4	16	0,27	1,1	2,6	10,5	23,4	24,7
08CA2H2-9	45	8	11,9	4,3	38	11	46	12	62	4,4	23	0,12	0,6	3,1	15,9	19,6	19,5
08CA2H3-10	70	8,5	2,5	2	25	6	38	10,4	68	3,3	22	0,1	0,64	1,5	9,8	15,3	15,3
08CA2H3-4-11	100	8,5	1,7	2,3	27	3	35	98	72	3	22	0,09	0,66	0,96	7,1	13,8	13,6
08CA2H4-12	122	8,4	1,6	0,95	16	3	23	9,2	74	2,3	18	0,06	0,47	0,76	6,1	12,3	12,5
08CA2H5-13	158	8,6	1,6	0,95	16	3	23	9,2	74	2,3	18	0,06	0,47	0,76	6,1	12,3	12,5
08CA2H6-14	205	8,7	1,4	1,1	21	1	31	9,3	78	2,2	18	0,08	0,66	0,58	4,8	12,2	12
08CA2H7-15	245	8,7	1,5	0,24	16	1	34	9,7	81	1,8	15	0,09	0,72	0,55	1,6	12,1	12
08CA2H8-16	315	8,4	1,5	0,82	19	4	64	37,4	90	2,2	5	0,16	0,39	0,77	1,9	40,5	41,5
08CA3H1-1	12	7,3	1,6	6	69	128	499	15,5	75	3,1	15	1,3	6,1	0,51	2,5	20,4	20,7
08CA3H2-02	44	7,9	1,7	6,1	8	34	371	15	77	2,7	14	0,95	4,9	0,93	4,8	19,6	19,4
08CA3H3-01	60	7,8	1,2	2,6	38	42	266	14	76	3,3	18	0,68	3,7	0,56	3	18,5	18,5
08CA3H4-01	82	8,3	3,9	1,1	28	35	133	9,5	67	2,9	21	0,34	2,4	1,5	10,6	14,2	14,1
08CA3H5-01	105	8,8	1,1	0,73	20	14	101	9,2	77	1,9	16	0,26	2,2	0,51	4,2	11,9	12
08CA3H6-01	120	8,7	1,2	0,62	18	7	48	7,5	81	1,3	14	0,12	1,3	0,39	4,2	9,3	9,3
08CA3H7-01	130	8,8	1,2	0,47	15	8	68	7,9	79	1,4	14	0,17	1,7	0,38	3,8	9,9	10
CA4H1	5	8,2	1	6,5	45	34	433	9,2	66	2,7	19	1,1	7,9	0,88	6,3	13,9	14
CA4H2	14	8	1,3	6,1	43	29	375	9,8	64	2,9	19	0,96	6,3	0,77	5	14,4	15,3
CA4H3-03	40	8	0,93	5,6	41	29	369	10	67	3,2	21	0,94	6,3	0,84	5,6	15	15
08CA4H4-04	78	8,2	1,3	2,9	33	1	266	10,4	60	5,1	29	0,58	3,3	1,1	6,4	17,2	17,3
08CA4H5-05	95	7,8	1,6	1,5	27	2	187	12,6	70	3,9	22	0,48	2,7	0,98	5,4	18	18
08CA4H6-06	117	7,8	2,1	1,1	24	3	228	14	67	4,9	23	0,58	2,8	1,3	6,2	20,8	21
08CA4H7-07	148	8,2	1,9	0,89	22	2	258	13,4	64	5,7	27	0,66	3,1	1,4	6,7	21,2	21
08CA4H8-08	170	8,1	1,3	0,57	20	3	190	18,6	75	4	16	0,49	2	0,96	3,9	24	24,8

Muestra	Hor	Arcilla	Limo	Arena	Total	Perfil	da	Prof
52	H3	19,7	25,4	54,9	100	CA1	1,59	40
79	H3	23,2	25,9	50,9	100	CA1	1,59	45
511	H3	24,9	24,5	50,6	100	CA1	1,57	48
64	H4	16,7	20,4	62,9	100	CA1	1,52	60
167	H4	12,3	20,5	67,2	100	CA1	1,52	65
179	H4	16,7	24,4	58,9	100	CA1	1,6	67
1	H5	11,6	26,5	61,9	100	CA1	1,59	74
40	H5	7,5	16,2	76,3	100	CA1	1,48	77
436	H5	7,5	17,2	75,3	100	CA1	1,6	79
1	H6	11,6	34,7	53,7	100	CA1	1,55	83
97	H6	10,6	36,6	52,8	100	CA1	1,54	84
530	H6	8,5	26,4	65,1	100	CA1	1,48	85
50	H7	15,7	39,6	44,7	100	CA1	1,32	89
120	H7	7,5	23,4	69,1	100	CA1	1,52	94
539	H7	12,6	44,8	42,6	100	CA1	1,51	99
08Ca2H1-08		32,20	38,39	29,4	100	CA2	1,58	15
08Ca2H2-09		21,75	34,06	44,2	100	CA2	1,54	35
08Ca2H3-10		15,57	27,86	56,6	100	CA2	1,61	65
99	H4	12,7	26,7	60,6	100	CA2	1,45	120
537	H4	10,7	24,6	64,7	100	CA2	1,43	128
181	H5	24,9	36,8	38,3	100	CA2	1,39	145
488	H5	10,6	26,6	62,8	100	CA2	1,47	155
500	H5	24,9	34,7	40,4	100	CA2	1,38	165
126	H6	12,6	32,6	54,8	100	CA2	1,43	190
151	H6	12,6	30,5	56,9	100	CA2	1,43	210
19	H7	4,4	12,1	83,5	100	CA2	1,76	240
538	H7	6,4	31,4	62,2	100	CA2	1,63	250
08Ca2H8-16		29,96	25,86	44,2	100	CA2	1,7	315
460	H2 i	35,4	37,1	27,5	100	CA3	1,42	40
11	H3 i	30,2	33,8	36	100	CA3	1,58	55
170	H3	32	33,6	34,4	100	CA3	1,51	65
59	H4	37,6	28,9	33,5	100	CA3	1,51	76
131	H4 i	36,6	29,9	33,5	100	CA3	1,62	84
496	H5	20,8	28,6	50,6	100	CA3	1,56	100

Muestra	Hor	Arcilla	Limo	Arena	Total	Perfil	da	Prof
438	H5	19,8	30,6	49,6	100	CA3	1,6	110
42	H6	10,5	32,4	57,1	100	CA3	1,54	120
3	X	33,7	37,4	28,9	100	CA3		
412	H4	51,3	23,4	25,3	100	CA4	1,38	72
487	H4	48,5	22,4	29,1	100	CA4	1,4	80
32	H5	38,3	21	40,7	100	CA4	1,52	95
62	H5	41,6	20,1	38,3	100	CA4	1,59	97
429	H6	41,4	18,9	39,7	100	CA4	1,6	112
451	H6	46,1	18	35,9	100	CA4	1,13	122
458	H7	44,1	15,9	40	100	CA4	1,52	142
110	H7	44	14,9	41,1	100	CA4	1,5	152
20	H8	30	21,1	48,9	100	CA4	1,5	170
Ca4H2		40,85	30,43	28,7	100	CA4	1,66	14
08Ca4H3-3		47,27	28,45	24,3	100	CA4	1,64	45
Ca4H1		38,73	32,49	28,8	100	CA4	1,77	5
528	H8	30	25,4	44,6	100	CA4	1,58	165

7.2 Gráfico conductividad eléctrica

Se observa una tendencia similar para Calicata 2, 3 y 4, con excepción de los datos analizados en la superficie de Calicata 2. Es posible que esta variación sea producida por el retrabajo del suelo y algún tipo de contaminación superficial.

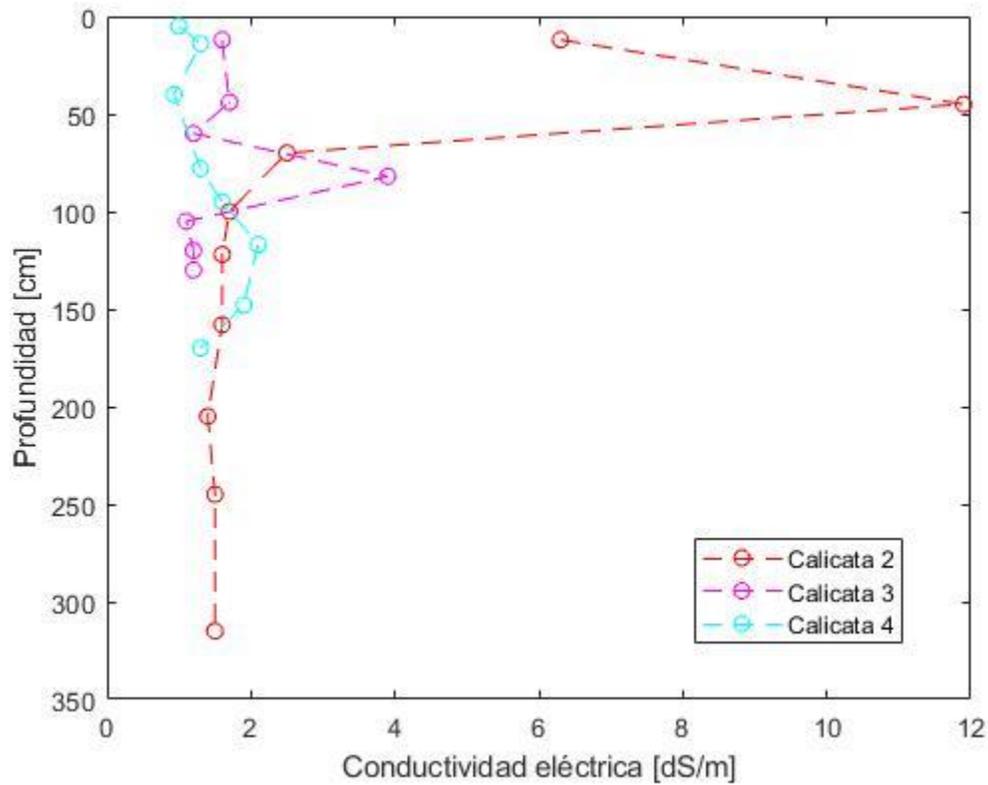


Figura 55: Conductividad eléctrica para Calicatas 2, 3 y 4.

8 ANEXO III: Descripción gravas Calicata 3

N: Número de muestra

E: Esfericidad

M: Medidas en cm

R: Redondeamiento

N	M	E	R	Litología	Nombre	Observaciones
1	20x13	baja	medio	Toba de matriz burdeo con plagioclasas tabulares, cuarzo y fragmentos líticos. 60% matriz.	Toba lítica	Cemento en una cara, efervesce
2	11x7	baja	alto	Afanítica, plagioclasas tabulares, cuarzo	Toba cristalina	Cemento en una cara, efervesce
3	13x9	baja-media	alto	Color gris oscuro, presenta carbonato	Arenisca fina calcárea	Cemento todo alrededor que efervesce.
4	16x12	media-alta	alto	Toba de matriz burdeo con plagioclasas tabulares, cuarzo y fragmentos líticos. 70% matriz.	Toba lítica	Cemento en una cara, efervesce
5	11x6	muy baja	medio	Fangolita de grano fino, limo-arcilla color marrón-burdeo	Fangolita	Cemento repartido en las dos caras
6	11x7	baja	alto	Presenta anfíboles, plagioclasas, cuarzo de textura faneríticas. Posible roca hipabisal.	Microdiorita	Cemento en una cara, efervesce
7	9x6	baja	medio	Andesita, de plagioclasas orientadas. Cuarzo rellenando cavidades, presenta anfíboles.	Andesita de anfíboles	Cemento en todas las caras
8	11x7	baja	alto	Arenisca con familias de tamaño por sector, fina-media	Arenisca fina-media calcárea	Cemento en una cara, efervesce
9	8x4	baja	alto	Arena fina-limo, efervesce.	Limolita calcárea	Cemento en todas las caras
10	6x5	baja	medio	Arena fina, no efervesce	Arenisca fina	Cemento en todas las caras
11	8x4	baja	alto	Muy alterada, fanerítica, presencia de máficos	Granitoide	Cemento en una cara, efervesce
12	12x9	media-alta	alto	Toba, matriz oscura gris-marrón, tiene leve magnetismo.	Toba lítica	Cemento en una cara, efervesce

13	12x8	baja	medio	Toba, matriz gris grano fino, con fragmento líticos y plagioclasa. Magnetismo semi alto	Toba lítica	Cemento leve sectorizado
14	5x6	media-alta	medio	Toba muy alterada, con fragmentos líticos y plagioclasas. Muy leve magnetismo	Toba lítica	Cemento en todas las caras
15	6x4,5	baja	alto	Lava porfírica, matriz burdeo. Abundantes plagioclasas pequeña. Leve magnetismo	Andesita	Cemento en todas las caras
16	8x6	baja	alto	Muy alterada, fanerítica, presencia de máficos	Granito	Cemento en una cara, efervesce
17	6x5	baja	medio	Grano fino, plagioclasas muy pequeñas, máficos	Lava afanítica	Cemento en una cara, efervesce
19	10x6	baja	medio	Lava porfirica masa burdeo, con plagioclasas y máficos	Andesita de anfíboles	Cemento en una cara, efervesce
20	9x6	media-alta	alto	Wacka, arenisca con granos mucho más grandes. Polimictico	Wacka	Cemento en todas las caras
21	9x5	baja	alto	Arena media gris-burdeo	Arenisca media-gruesa calcárea	Cemento en todas las caras
22	6x5	media-alta	alto	Muy alterada, fanerítica, plg, qz y maficos.	Granito	Cemento en una cara
21	6x4,5	baja	alto	Color gris, presenta efervescencia	Limolita calcárea	Cemento en una cara
22	8x5	baja	medio	Grano fino, color gris, sin efervescencia	Limolita no calcárea	Cemento en una cara
23	6x4,5	baja	alto	Color gris, tamaño fino en la matriz, fenocristales de plagioclasa.	Lava porfírica	Cemento en una cara
24	7x3	baja	alto	Fenocristales de plagioclasa en matriz de grano fino.	Andesita	Cemento en una cara
25	6x6	alta	alto	Grano muy fino de color burdeo	Fangolita calcárea	Cemento en todas las caras

26	8x6	baja	alto	Roca intrusiva, alta presencia de cristales máficos, preferentemente de biotita, se observa cuarzo y plagioclasa.	Granito de biotita	Cemento en una cara
27	6x5	baja	medio	Abundantes plagioclasas alteradas, matriz gris oscura.	Andesita	Cemento en una cara
28	4x3,5	baja	alto	Color verde, no efervesce	Toba lítica	Cemento en una cara
29	6x3	baja	alto	Matriz gris, plagioclasas pequeñas abundantes, máficos	Toba cristalina	Carbonato alrededor
30	5x4	baja	alto	Matriz gris-burdeo, mucha alteración clorita	Arenisca fina calcárea	No tiene carbonatos
31	5x4	media	alto	Presenta mucha alteración de clorita-epidota, se observa masa fundamental y fenocristales de plagioclasa.	Toba lítica	Cemento en una cara
