



ESCUELA DE
GEOLOGÍA

**ESTRATIGRAFÍA DE LA TRANSICIÓN JURÁSICO-
CRETÁCICO EN LA FORMACIÓN LA LAJUELA, EN EL ÁREA
DE SAN VICENTE DE TAGUA TAGUA.
(34°20' - 34°30'S y 71°10'-71°60'O)**

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para
optar al Título de Geólogo/a

JORGE ANÍBAL GALLEGOS MONARDES

Profesor guía:

Dr. CRISTIAN ANDRÉS SALAZAR SOTO

Miembros de la Comisión Evaluadora de
Examen:

Dr. MATÍAS ALBERTO PEÑA GOMEZ

Dr. EDUARDO ESTEBAN MORGADO BRAVO

SANTIAGO, CHILE

AGOSTO, 2023

Resumen

El área de investigación abarca San Vicente de Tagua Tagua (SVTT) y sus alrededores, específicamente dentro de las coordenadas 34°20' - 34°30'S y 71°10' - 71°60'O. Geográficamente, esta zona se encuentra en la región central de Chile, situada entre la parte occidental de la Depresión Intermedia y la franja oriental de la Cordillera de la Costa. La geología del área se origina en el Jurásico Inferior como parte del ciclo tectónico Andino, que se caracteriza por evidenciar una subducción continua que da lugar a un arco magmático activo, así como a un ambiente extensional en el margen continental (por ejemplo, Charrier et al. 2007, Charrier et al. 2014).

El enfoque del estudio se centra en el análisis estratigráfico de las unidades pertenecientes a la Formación La Lajuela, estableciendo el ambiente de deposición de estas unidades y sus relaciones dentro de la cuenca.

En investigaciones previas, inicialmente Muñoz Cristi & Karzulovic (1958) identificaron rocas volcánicas y sedimentarias continentales y marinas como Estratos de La Lajuela. Luego, Bravo (2001) designó como Formación La Lajuela a una sección superior de esta unidad. Posteriormente fue descrita como Formación Lo Prado por Godoy et al. (2009) y Contreras & Schilling (2012). En esta investigación se identifican diversas facies durante el Jurásico-Cretácico, resultantes de transgresiones y regresiones marinas. Las cuales están acompañados por una actividad volcánica intensa, relacionada con el ciclo tectónico andino en la Cordillera de la Costa en Chile central (Vergara et al. 1995).

Sin embargo, los resultados obtenidos sugieren que la Formación Lo Prado se localiza más al norte y, las rocas de la zona de estudio corresponderían a La Formación La Lajuela, la cual se identifica como una sucesión volcano-sedimentaria con una abundante presencia de fósiles, que permiten asignarle una edad Titoniana inferior – Valanginiano, y definiendo un ambiente marino. El estudio proporciona valiosos conocimientos en el contexto tectónico y geológico de la región, contribuyendo a la comprensión de la evolución de la zona en el marco del Ciclo Tectónico Andino.

Abstract

The research area includes San Vicente de Tagua Tagua (SVTT) and its surroundings, specifically within the coordinates 34°20'- 34'30'S and 71°10'- 71°60'W. Geographically, this area is in the central region of Chile, situated between the western part of the Intermediate Depression and the eastern fringe of the Coastal Range. The geology of the area originates in the Lower Jurassic as part of the Andean tectonic cycle, which is characterized by evidence of continuous subduction resulting in an active magmatic arc, as well as an extensional environment at the continental margin (e.g. Charrier et al. 2007, Charrier et al. 2014).

The focus of the study is on the stratigraphic analysis of the units belonging to the La Lajuela Formation, establishing the depositional environment of these units and their relationships within the basin in which they were deposited. In previous investigations, initially Muñoz Cristi & Karzulovic (1958) identified continental and marine volcanic and sedimentary rocks as Estratos La Lajuela. Later, Bravo (2001) designated an upper section of this unit as La Lajuela Formation. It was later described as Lo Prado Formation by Godoy et al. (2009) and Contreras & Schilling (2012). This research identifies several facies during the Jurassic-Cretaceous, resulting from marine transgressions and regressions. These are accompanied by intense volcanic activity, related to the Andean tectonic cycle in the Cordillera de la Costa in central Chile (Vergara et al. 1995). However, the results obtained suggest that the Lo Prado Formation is located further north and the rocks in the study area correspond to the La Lajuela Formation, which is identified as a volcano-sedimentary succession with an abundant presence of fossils, which allows us to assign it a Lower Titonian - Valanginian age, defining environment as marine.

The study provides valuable insights in the tectonic and geological context of the region, contributing to the understanding of the evolution of the area within the framework of the Andean Tectonic Cycle.

SOLO USO ACADÉMICO

*“Con todo mi amor para mi familia,
mi tía Sofía Gallegos (Q.E.P.D),
mi Jane y la Masita (Q.E.P.D) ...”*

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a mi profesor guía, Dr. Christian Salazar por darme un lugar dentro de sus memoristas, por su orientación experta, apoyo constante y sabios consejos a lo largo de todo el proceso de investigación. Su dedicación y experiencia han sido fundamentales para el éxito de este trabajo y para brindarme diversidad herramientas que me servirán para el futuro. También agradecer a mis profesores guías Dr. Matías Peña y Dr. Eduardo Morgado por su tiempo y gran conocimiento en diversas áreas de la geología, además de sus asertivas correcciones que permitieron escribir de mejor manera esta investigación.

Agradezco también a mis compañeros de terreno, Toto, Mari, Fabián, Lukas, Juancho y Cata, por su compañía, buena onda, y por compartir sus conocimientos y experiencias, creando un entorno enriquecedor que ha fortalecido mi comprensión del tema. Además, agradecer a los miembros de la Fundación Añañuca, y los que integran el MELT, por el alojamiento en sus instalaciones, la comida y los buenos momentos que pasamos durante la campaña de terreno.

Mi gratitud se extiende a toda mi familia, en especial a mi madre por su paciencia, aliento y comprensión durante los momentos desafiantes de este viaje académico, También, a mi perrita Jane por el incommensurable amor que me entrega día a día para no decaer frente a la adversidad. Su apoyo inquebrantable ha sido mi fuente de motivación.

El paso por la vida universitaria hubiera sido muy difícil de no ser por las maravillosas personas que pude conocer, como mi pana Max quien siempre estuvo ahí, en las buenas y por sobre todo en las malas, y sus padres, quienes siempre me recibieron y hasta me dieron alojamiento en su casa sin ningún problema, para poder trabajar en la tesis y ordenar mi vida. Al Yaldo, a quien le debo mucho por salvarme de mi mismo, al enseñarme el arte del Taekwondo cuando mi cabeza se encontraba al borde del abismo. Al Feem, Diego, Cubano, Eli, Pipeño, Javi Soto y muchos más quienes compartí muchas experiencias, buenos y malos momentos, así como también risas y llantos.

Mención especial de agradecimiento para mis chatos (Nacholga, Alex, Nico, George, Apu, Homero, Slater) quienes han sido parte importante en mi vida desde hace más de 13 años. Ellos lo saben todo, no tengo más que decir. También quiero agradecer al Cesar de Criticas QIs, ya que sus videos tanto del canal principal como el de transmisiones fueron el sustento de las largas noches de estudio y desvelo.

Finalmente, quiero agradecer a quien ya no forma parte de mi vida, pero si fue parte de este proceso, a M. F., por ser compañera durante los años de universidad. Las adversidades que enfrentamos también han sido oportunidades para desarrollar resiliencia y comprensión.

Índice

1. Introducción	10
1.1 Antecedentes generales	10
1.2 Problemática	14
1.3 Hipótesis	14
1.4 Objetivos	15
1.4.1 Objetivo Principal	15
1.4.2 Objetivos Específicos	15
1.5 Metodología	16
1.5.1 Métodos generales	16
1.5.2 Métodos específicos	16
1.5.2.1 Columnas Estratigráficas	17
1.5.2.2 Descripción y clasificación petrográfica	17
1.5.2.3 Muestras paleontológicas	18
1.5.2.4 Facies y ambientes de depositación	19
1.5.2.5 Métodos geoquímicos	19
1.6 Ubicación y accesos	20
2. Marco Geológico	21
2.1 Marco Geotectónico	21
2.2 Geología Regional	25
2.3 Geología Local	32
2.4 Trabajos previos	37
3. Resultados	42
3.1 Formación La Lajuela	42
3.1.1 Estratigrafía	42
3.1.1.1 Descripción	42
3.1.2 Litofacies	59
3.1.2.1 Litofacies gravosas	61
3.1.2.1.1 Brecha piroclástica clasto soportado (vBr)	61
3.1.2.1.2 Brecha sedimentaria matriz soportado (sBrm)	61
3.1.2.1.3 Conglomerado lítico matriz soportado (sClm)(s3)	62
3.1.2.1.4 Conglomerado lítico clasto soportado (sClc)	62
3.1.2.2 Litofacies Arenosas	62
3.1.2.2.1 Areniscas finas - muy finas matriz soportado (sAfmf)	63

3.1.2.2.2 Areniscas calcáreas medias - finas matriz soportada (sAmf).....	64
3.1.2.2.3 Areniscas volcánicas muy gruesas – gruesas (sAv).....	64
3.1.2.2.4 Areniscas conglomerádicas (sAc).....	64
3.1.2.2.5 Areniscas medias (sAm).....	65
3.1.2.2.6 Areniscas gruesas – finas clasto soportado (sAgf)	66
3.1.2.2.7 Areniscas finas matriz soportada (sAfm).....	66
3.1.2.2.8 Areniscas medias con laminación plano-paralela (sAmlp).....	67
3.1.2.2.9 Areniscas finas fosilíferas (sAff).....	67
3.1.2.2.10 Areniscas medias fosilíferas matriz soportadas (sAmfm)	68
3.1.2.2.11 Meta-Arenisca matriz soportada (sMa).....	69
3.1.2.3 Litofacies fangosas.....	70
3.1.2.3.1 Lutitas con laminación planoparalela (sLpp).....	70
3.1.2.3.2 Meta-fangolita matriz soportada (sMf).....	70
3.1.2.4 Litofacies volcánicas	71
3.1.2.4.1 Andesitas porfídicas (vAp).....	71
3.1.2.4.2 Toba de lapilli lítica matriz soportado (vTlm).....	72
3.1.2.4.3 Toba vítrea matriz soportado (vTvm).....	72
3.1.2.4.4 Toba vítrea eutaxítica matriz soportado (vTem)	73
3.1.2.4.5 Toba de lapilli cristalina matriz soportado (vTcm)	73
3.1.2.5 Biofacies.....	74
3.1.2.5.1 Biofacies Bivalvos – Braquiópodos (bBvbr)	74
3.1.3 Asociación de facies y Ambiente deposicional.	75
3.1.3.1 Asociación de Facies marinas arenosas (FMA).....	76
3.1.3.2 Asociación de facies volcánica-fluvial (FVF)	76
3.1.3.3 Asociación de facies marinas arenosas calcáreas (FMAC)	77
3.1.3.4 Asociación de facies piroclásticas tobáceas (FPT).....	77
3.1.3.5 Asociación de facies marina-volcanica (FMV)	78
3.1.3.6 Asociación de facies marina continental (FMC)	78
3.1.3.7 Asociación de facies marina fluvial-volcanica (FMFV).....	79
3.1.4 Pillow lavas	79
4. Discusión	82
5. Conclusiones	86
Referencias	88

Indice de figuras

Figura 1. Separación del supercontinente Pangea en Laurasia (hemisferio norte) y Gondwana (hemisferio sur) respectivamente, a través del océano de Tethys. (Gradstein et al. 2020).	11
Figura 2. Tabla cronoestratigráfica del límite de los periodos Jurásico – Cretácico, con los eventos globales respectivos.	13
Figura 3. Simbología utilizada para litologías, tipos de contacto, estructuras y fósiles para la confección de columnas estratigráficas.	17
Figura 4. Mapa de ubicación y accesos a la zona de estudio, ubicado en la región del libertador General Bernardo O’Higgins (recuadro negro). Se observan las zonas de mayor importancia para este estudio y las principales rutas de acceso hacia San Vicente de Tagua Tagua (H-66 y H-76). 20	
Figura 5. Cuadro resumen del Ciclo tectónico andino con sus respectivas etapas y subdivisiones, que presenta los eventos principales que caracterizaron cada una de ellas. Extraído de Charrier et al., (2009).	22
Figura 6. Modelo conceptual que ilustra la subducción de retroceso negativa de la trinchera. A) Sistema arco - cuenca de tras arco, como se observa en el norte de Chile con el arco de La Negra y la cuenca de Tarapacá adyacente (basado en Mpodozis y Ramos 1990). B) Sistema de intra-arco a la latitud de los Andes Centrales del sur (basado en Ramos 1999). Este sistema iniciado en el Jurásico alcanza su máxima expresión durante el Titoneo-comiano, donde se pueden observar las cuencas de intra-arco, el arco externo y el volcanismo de retro arco. (Mpodozis y Ramos 2008).	24
Figura 7. Mapa de geología regional desde los 31°S a 37°S. Se delimita la zona de estudio en recuadro negro. (Charrier et al., 2014).	26
Figura 8. Columna estratigráfica de la Formación la Lajuela, en su localidad tipo. Modificado de (Bravo, 2001) y extraído de Carrizo (2017).	29
Figura 9. Columna generalizada de la Formación la Lajuela, en la zona de San Vicente de Tagua Tagua. Pincheira (2021), Arbea (2021).	30
Figura 10. Mapa de la geología de la zona de estudio. (Pincheira et. al, 2021).	31
Figura 11. Mapa geológico integrado en base a las cartas geológicas del área de Rancagua – San Vicente de Tagua Tagua de Godoy et al. (2009) y el área de San Fernando – Curicó de Contreras & Schilling (2012).	35
Figura 12. Nivel métrico de brecha sedimentaria, se observan líticos angulosos de 3 cm.	43
Figura 13. Intercalación de areniscas medias y areniscas finas con laminación plano paralela. .	44
Figura 14. Vista del techo del afloramiento de areniscas calcáreas fosilíferas.	45
Figura 15. Molde de ammonite centimétrico (2 – 3 cm de ancho, 8 cm aproximado de largo) sobre arenisca fina fosilífera.	46
Figura 16. Muestra de mano (LJ 38) correspondiente a una Arenisca media fosilífera, con presencia de Anopea cf. Callistoensis.	47
Figura 17. Vista general de la sección superior de El Salvador, donde se distingue la disposición general de los estratos (NW-SE) y un manteo de 20° SW.	48
Figura 18. Afloramiento de tobas violáceas en zona de abundante cubierta vegetal.	50
Figura 19. Vista NS de afloramiento de tobas de lapilli cristalinas gris verdosas.	51
Figura 20. A) y C) correspondientes a nivel de conglomerados polimicticos de líticos de hasta 10 cm aprox. B) y D) correspondientes a afloramiento de brecha sedimentaria mal seleccionada de líticos de hasta 8 cm aprox.	53

Figura 21. Nivel métrico de areniscas finas gris verdosas con laminación plano paralela.....	54
Figura 22. Afloramiento de areniscas con variaciones granulométricas de base a techo, pasando de areniscas medias a gruesas.	56
Figura 23. Tobas de lapilli líticas de tonalidades verdosas.	57
Figura 24. Columna generalizada de la Formación La Lajuela en la zona de estudio.....	58
Figura 25. Cortes transparentes de la muestra LJ 84 correspondientes a una arenisca fina con presencia de laminación, a la derecha a NX y a la izquierda a NP.	63
Figura 26. Cortes transparentes de la muestra LJ 34 correspondiente a una arenisca media, a la derecha a NX y a la izquierda a NP.....	65
Figura 27. Cortes transparentes de la muestra LJ 67 correspondientes a una arenisca media con presencia de fragmentos andesíticos centimétricos angulosos, a la derecha a NX y a la izquierda a NP.	67
Figura 28. Cortes transparentes de la muestra LJ 37 correspondientes a una arenisca de grano medio, a la derecha a NX y a la izquierda a NP.	69
Figura 29. Cortes transparentes de la muestra LJ 55 correspondientes a una andesita de hornblenda, a la derecha a NX y a la izquierda a NP.....	71
Figura 30. Corte transparente de la muestra LJ 108 correspondiente a toba de lapilli lítica, con texturas de flujo. A la izquierda a NX y a la derecha a NP.	72
Figura 31. Esquema de la representación de facies marinas con sus respectivos niveles.	75
Figura 32. Columna generalizada de la Formación La Lajuela en la zona de estudio, con sus respectivas facies y asociaciones de facies.....	81
Figura 33. Modelo paleogeográfico de la zona de estudio para el Titoniano medio – superior, de la Formación La Lajuela. Basado en (Zúñiga, 2017). (Tapia et. al, 2020). (Pincheira et. al, 2023).....	83
Figura 34. Modelo paleogeográfico de la zona de estudio para el Berrasiano medio – superior, de la Formación La Lajuela. Basado en (Zúñiga, 2017). (Tapia et. al, 2020). (Pincheira et. al, 2023).....	84
Figura 35. Comparación con estudios anteriores para la Formación La Lajuela en la zona de estudio. A) Columna estratigráfica de Soto (2018), sector El Salvador. B) Columna estratigráfica de Pincheira (2021) y Arbea (2021). Y a la derecha se presenta la columna estratigráfica de la presente investigación. Se puede observar y establecer una correlación de A con la base de B y la base de la columna del presente estudio. Además, se pueden correlacionar las secciones superiores de B y la columna generalizada de la derecha.	85

Indice de Tablas

Tabla 1. Resumen de facies, asociación de facies y su respectiva interpretación para la Formación La Lajuela.....	59
-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

1. Introducción

La zona de estudio de este trabajo comprende el área de San Vicente de Tagua Tagua (SVTT) ($34^{\circ}20'$ - $34^{\circ}30'S$ y $71^{\circ}10'$ - $71^{\circ}60'O$) y sus alrededores, abarcando localidades como Peumo, Almahue, El Niche, Cuchipuy, entre otras pertenecientes a la Provincia del Cachapoal, en la Región del Libertador General Bernardo O'Higgins.

Geográficamente este pueblo y localidades adyacentes forman parte de Chile central, específicamente entre la porción occidental de la Depresión intermedia y la franja oriental de la Cordillera de la Costa.

El estudio se enfocará en el análisis estratigráfico de las unidades presentes en la zona pertenecientes a la Formación La Lajuela, con el fin de establecer un ambiente de depositación y sus relaciones con respecto a la cuenca en la cual se depositó.

1.1 Antecedentes generales

La configuración geológica del área tiene inicio en el Jurásico Inferior, como parte del ciclo tectónico Andino el cual se extiende desde el Mesozoico hasta el presente. El inicio de este ciclo en el margen occidental sudamericano se caracterizó por tener registros que indican un proceso de subducción continuo el cual generó un arco magmático activo, además, de un ambiente extensional en el margen continental (e.g. Charrier *et al.* 2007, Charrier *et al.* 2014) el cual refleja la evolución del margen continental activo occidental de Gondwana y Sudamérica, durante el fracturamiento y posterior deriva continental de Sudamérica y África (figura 1). Este proceso es el responsable de controlar los regímenes tectónicos que afectan este margen, los que se alternan entre prolongados eventos extensionales y pulsos compresivos de menor duración, en donde se encuentran influenciados directamente por la tasa de generaciones de corteza oceánica en las dorsales, la velocidad de subducción y eventos mayores de colisión o fragmentación de masas continentales, entre otros.

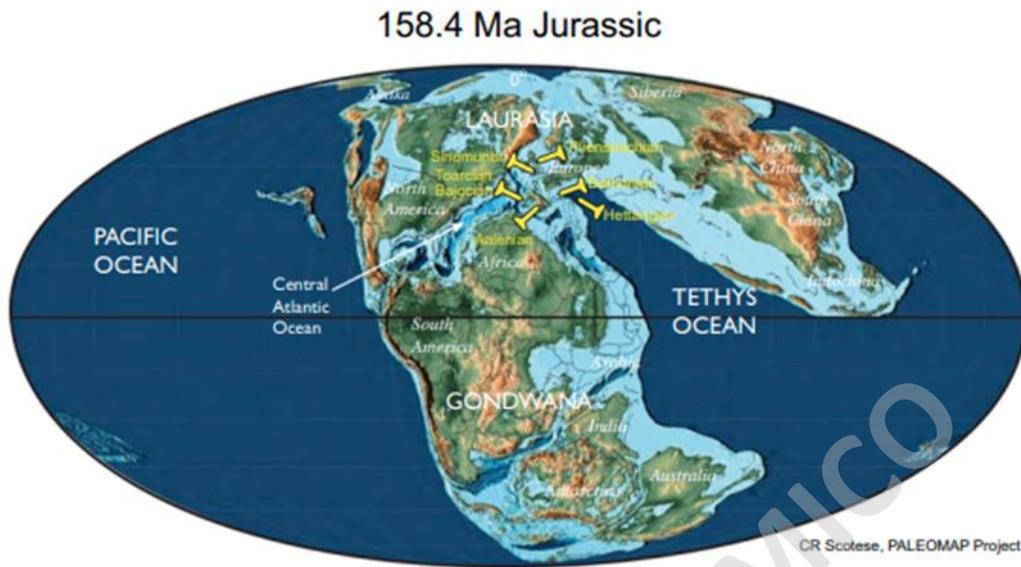


Figura 1. Separación del supercontinente Pangea en Laurasia (hemisferio norte) y Gondwana (hemisferio sur) respectivamente, a través del océano de Tethys. (Gradstein *et al.*, 2020).

La interpretación de los regímenes tectónicos que han afectado al sector de la Cordillera de la Costa en Chile central se basa principalmente en análisis geoquímicos y cronológicos a rocas volcánicas y plutónicas Mesozoicas y complejos metamórficos de edad Paleozoica Tardía a Cretácico Superior (e.g. Vergara *et al.* 1995, Parada *et al.* 1999, Vázquez *et al.* 2011, Rossel *et al.* 2020). A estas evidencias se suma el estudio de registros litológicos sedimentarios y volcánicos (Morel 1981, Bravo 2001), más aún, la presencia de estructuras sigue siendo inferida en la mayoría de los casos (Godoy *et al.* 2009).

Según los estudios geológicos en el área de Rancagua - San Vicente de Tagua Tagua (Godoy *et al.* 2009), y también, los realizados en el área de San Fernando - Curicó (Contreras & Schilling, 2012), se encuentra una variedad de facies durante el Jurásico-Cretácico, ocurriendo cada una de ellas en respuesta a los diversos procesos de sedimentación, donde destacan transgresiones y regresiones marinas, además de estar acompañados de una intensa actividad volcánica que surgieron como respuesta al ciclo tectónico andino en la Cordillera de la Costa del centro de Chile (Vergara *et al.* 1995). Estas unidades litoestratigráficas identificadas en esta zona como Formación lo Prado y Formación las Chilcas son intruidas posteriormente por cuerpos plutónicos del Cretácico

Inferior tardío a Cretácico Superior temprano, producto de la etapa compresiva en el cretácico superior (e, g. Godoy *et al.* 2009, Vásquez *et al.* 2011,).

Por otro lado, si bien en la zona de estudio se han identificado las unidades litoestratigráficas mencionadas anteriormente, estas presentan incongruencias en cuanto a sus determinaciones, interpretación de sus facies y ambientes. Un ejemplo de esto son las formaciones Lo Prado y La Lajuela, que son correlacionables cronoestratigráficamente, en la zona de SVTT, son diferentes litoestratigráficamente, aun así, la Formación Lo Prado ha sido asignada a esta zona (e.g. Godoy *et al.* 2009, Contreras y Schilling 2012). La Unidad La Lajuela fue descrita por primera vez por Muñoz Cristi & Karzulovic (1958), en la comuna de Santa Cruz, como Estratos la Lajuela. Posteriormente Charrier & Lillo definen informalmente esta formación dentro del área de San Vicente de Tagua Tagua en los cerros Piedra de la Bandera, La Muralla y Cerrillo de Tagua Tagua. También, en lo que respecta a la cartografía regional en la zona de estudio, las sucesiones estratificadas del Jurásico Superior – Cretácico inferior se han identificado como pertenecientes a la Formación Lo Prado (e.g. Godoy *et al.* 2009). Otros estudios como el de Bravo (2001), realiza un levantamiento geológico en el sector Cuesta La Lajuela con una potencia de 4100m aproximadamente Zúñiga (2017) realiza un estudio detallado en la localidad tipo de la Formación la Lajuela estimando 1600 metros de potencia, destacando un trabajo de detalle en la estratigrafía, paleontología y geoquímica de las rocas volcánicas, donde se destaca una predominancia de material sedimentario siliciclástico y calcáreo, con un restringido aporte volcánico, además de asignar una edad Titoniano superior al Valanginiano inferior (figura 2). Posteriormente en la zona de SVTT, Soto (2018), asigna a las unidades que representan la transición del Jurásico – Cretácico, pertenecientes a la Formación La Lajuela, correspondiendo a una sucesión sedimentaria clástica que presenta un aporte carbonatico y algunos niveles volcanoclásticos.

Este constante cambio en la definición de la Formación La Lajuela desde sus primeros autores, además de su correlación con la Formación Lo Prado presentan una complicación a la hora de definir unidades estratigráficas presentes en la zona de San Vicente de Tagua Tagua, que también conlleva a una dificultad en determinar la evolución geológica de esta área, que como se ha mencionado, ambas formaciones poseen diferencias en su litología y algunas estructuras presentes, lo que influye a su vez en sus ambientes de depositación y posibles cuencas de depositación/deposición.

Las complicaciones se mantienen en el área sur-oeste de San Vicente de Tagua Tagua, especialmente en las zonas de Loma La Muralla y Cerro Piedra de la Bandera, ya que Godoy *et al.* (2009), señalaron estas sucesiones volcano-sedimentarias a la Formación Lo Prado, mientras que Soto (2018), para dicho sector dada su litología y edad, le asigna a la zona de La Muralla la Formación Altos de Hualmapu (principalmente volcánica) y al sector de Cerro Piedra de La Bandera y El Salvador a la Formación La Lajuela.

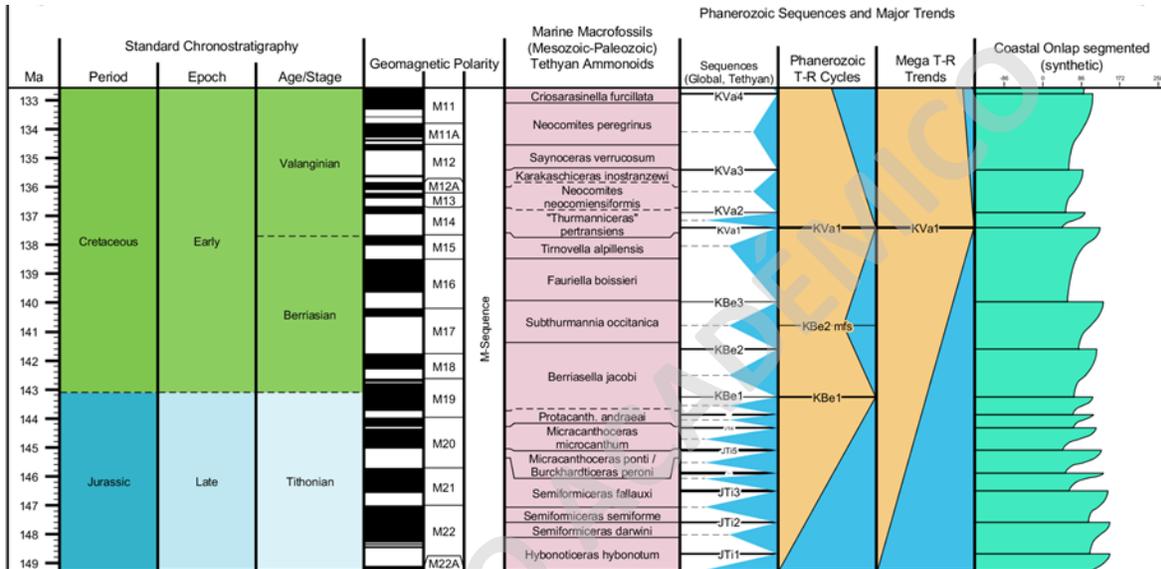


Figura 2. Tabla cronoestratigráfica del límite de los periodos Jurásico – Cretácico, con los eventos globales respectivos.

En la zona de estudio, la estratigrafía está en discusión abierta (Thomas, 1958; Muñoz Cristi & Karzulovic, 1958; Charrier & Lillo, 1973; Bravo, 2001; Zúñiga, 2017; Soto, 2018; Carrizo, 2021; Pincheira, 2021). En base a lo anterior, este estudio se enfocará en responder las condiciones de sedimentación, ambiente deposicional, dinámica, edad y distribución regional.

El estudio de la estratigrafía en Chile central ha sido ampliamente estudiado en sucesiones Jurásico – Cretácicas, especialmente para efectos de este trabajo, la Formación Lo Prado y la Formación la Lajuela (Thomas, 1958; Muñoz Cristi & Karzulovic, 1958; Charrier & Lillo, 1973; Bravo, 2001; Zúñiga, 2017; Soto, 2018; Carrizo, 2021; Pincheira, 2021). Estos estudios y sus análisis son el fundamento de este trabajo, en conjunto del análisis estratigráfico de correlación y procedencia sedimentaria, se espera que permitan la caracterización estratigráfica, como el tipo de cuenca en el cual se depositó esta formación.

1.2 Problemática

Dentro del contexto global sobre la transición Jurásico-Cretácico, este continúa presentando una amplia discusión a nivel internacional, sin haberse podido consensuar un estratotipo para él y tampoco tener una clara idea de los procesos que afectaron esta transición. Ya en el contexto de cuencas de intra - ante arco, la zona de san Vicente de Tagua Tagua es un laboratorio natural para analizar esta problemática. También, en base a la controversia que aún se tiene debido a la caracterización de la formación la cual ha variado desde sus primeras definiciones, estimaciones de potencia y correlaciones (Muñoz-Cristi & Karzulovic 1958, Vergara 1969, Charrier & Lillo 1973, Bravo 2001, Zúñiga 2017, Soto 2018, Carrizo 2021 y Pincheira 2021) y en lo que respecta a la presente investigación, aún siguen siendo difusos la extensión y los límites con otras formaciones aledañas dadas las complicaciones de acceso a los afloramientos y la vegetación abundante de la zona de estudio, además de discernir el tipo de cuenca en la cual se depositó, quedando en la incógnita de si corresponde a una cuenca de ante o intra- arco debido a las facies sedimentarias y niveles volcánicos – volcanoclásticos presentes y formaciones principalmente volcánicas que las sub- y sobreyacen.

1.3 Hipótesis

“En la zona de SVTT durante la transición del Jurásico Superior – Cretácico Inferior existieron dos eventos de depositación principales. El primer evento ocurriría durante el Titoniano a Valanginiano, estaría relacionado a etapas tardías de un evento tectónico extensional, generando las condiciones para un evento transgresivo, y un segundo evento regresivo durante el Valanginiano donde, además, hay una reactivación volcano-tectónica, propiciando un evento regresivo y la deposición de potentes niveles volcánicos”.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo Principal

El objetivo principal de este estudio es comprender el ambiente de depositación de la Formación La Lajuela y su relación con las estructuras de la cuenca, además de discernir sobre los procesos globales relacionados a regresión y transgresión marina, y aumentos en la actividad volcánica que afectaron el área de investigación.

1.4.2 Objetivos Específicos

- Recopilación, integración y nuevos análisis de los resultados de los estudios anteriores realizados por Zúñiga (2017), Soto (2018), Carrizo (2021) y Pincheira (2021).
- Caracterizar en detalle los miembros de la formación presentes en la zona.
- Realizar descripción petrográfica mediante un análisis macroscópico y microscópico.
- Recolección de material con contenido fósil presente en las unidades litoestratigráficas.
- Realizar un análisis de procedencia sedimentaria a muestras de areniscas representativas de las unidades presentes en la zona de estudio.
- Propuesta de facies sedimentarias y volcánicas, y descripción de relaciones de contacto con unidades adyacentes.
- Correlación de facies con procesos regionales y globales.

1.5 Metodología

1.5.1 Métodos generales

La realización de esta investigación se divide en 2 etapas, las cuales corresponden a una primera etapa de revisión bibliográfica y agrupación de datos recolectados en campañas previas, y una segunda etapa de análisis e interpretación de datos.

En la primera etapa se revisó la literatura disponible con el fin de identificar la zona de estudio para el terreno en el sector de San Vicente de Tagua Tagua, el cual se llevó a cabo durante el mes de enero del 2022, teniendo una cantidad de 18 días de terreno efectivo, donde se realizó una recopilación de datos y muestras de roca en diferentes puntos del área de estudio, junto con la toma de fotografías que avalan la información geológica obtenida en cada punto. Para apoyo de terreno, se utilizó como guía para el reconocimiento de afloramientos, la Carta Geológica de Rancagua - San Vicente de Tagua Tagua, 1:100.000 (Godoy *et al.* 2009) y la Carta Geológica de San Fernando – Curicó, 1:100.000 (Contreras & Schilling, 2012), además del confeccionado por Pincheira, Árbea, Parada & Salazar, (2023). En una segunda etapa se analizan los datos recolectados en terreno los que consisten en muestras de mano y cortes transparentes, también se realizan los análisis de procedencia sedimentaria, además de analizar los resultados de la química de elementos mayores, menores y traza y se relacionan con la información recopilada de bibliografía, para luego, llevar a cabo el análisis e integración de los datos que permitan cumplir los objetivos del presente estudio, a través de metodologías específicas que se detallan a continuación.

1.5.2 Métodos específicos

Para llevar a cabo un correcto análisis de las muestras de roca y de los datos obtenidos en terrenos, se utilizaron diferentes métodos y materiales como son la realización de columnas estratigráficas, descripción y clasificación de rocas, tratamiento y clasificación de muestras paleontológicas y métodos geoquímicos. Además, en base al análisis de facies poder determinar el ambiente de depositación de la Formación La Lajuela.

1.5.2.1 Columnas Estratigráficas

Son desarrolladas columnas que son representativas de las diferentes secciones que se llevaron a cabo considerando la potencia, continuidad y la disposición de los estratos, además de sus relaciones de contacto. Para su confección se utilizará la herramienta *SedLog* para la base de la columna y su posterior edición en *Adobe Illustrator*. En cuanto a la simbología de las litologías, estas se escogieron en base a las recomendaciones del Comité de Datos Federales Geográficos en lo establecido en el texto *FGDC Digital Cartographic Standard for Geologic Map Symbolization (2006)*. En la fig. 3 se presenta la leyenda utilizada para las columnas estratigráficas en este estudio.

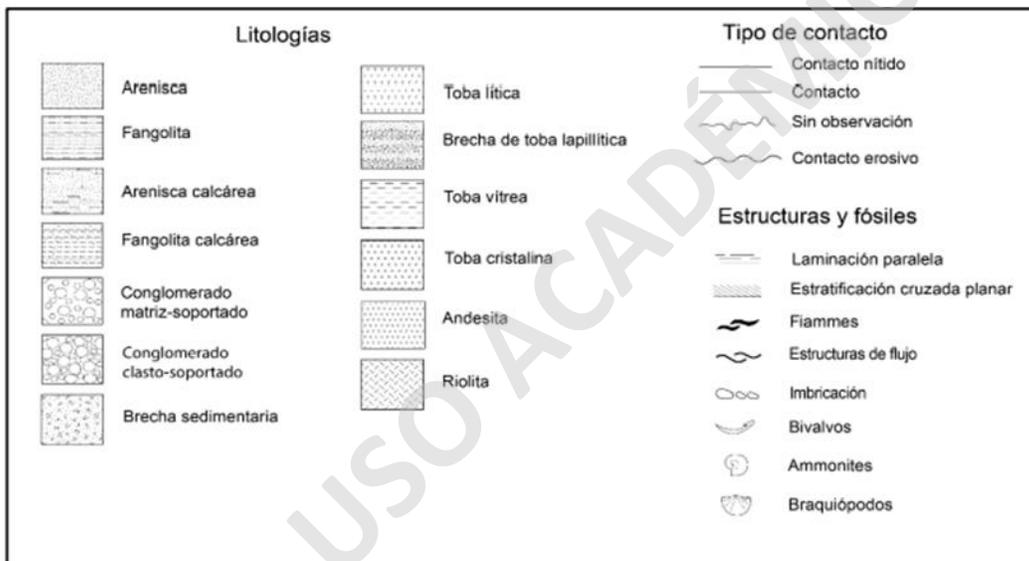


Figura 3. Simbología utilizada para litologías, tipos de contacto, estructuras y fósiles para la confección de columnas estratigráficas.

1.5.2.2 Descripción y clasificación petrográfica

Las muestras de mano fueron recolectadas de puntos donde había un cambio litológico, y en aquellos adecuados para la realización de secciones o columnas, en base a como se presentan los estratos, su potencia considerable y zonas donde los afloramientos se presentaban sin cubierta vegetal significativa.

Rocas sedimentarias

- Diagrama de clasificación según su composición, basado en Pettijohn *et al.* (1987)
- Tabla de clasificación según tamaño de granos de Wentworth (1922) y Blair & McPherson (1999).
- Clasificación para rocas carbonáticas según Dunham (1962) con modificaciones posteriores por Embry & Klovan (1971). Writh (1996).
- Clasificación de rocas del grupo de las areniscas según Folk (1974).
- Descripción y clasificación de granos según redondez y esfericidad de Powers (1953) con modificaciones posteriores por Pettijohn *et al.* (1987)
- Clasificación de rocas detríticas en función de su tamaño de clastos, basado en Compton (1985).

Rocas ígneas

- Diagrama de clasificación para rocas ígneas plutónicas, según Le Bas & Streckeisen (1991).
- Diagrama de clasificación para rocas ígneas volcánicas, según Streckeisen (1978).
- Diagrama de clasificación para rocas piroclásticas según recomendaciones de la subcomisión de rocas ígneas de la IUGS, basado en Schmid (1981).

Rocas metamórficas

- Descripción y clasificación de Spray (1969) para rocas asociadas a metamorfismo de contacto.

1.5.2.3 Muestras paleontológicas

Se reunirá información disponible de los fósiles y sus edades relativas asociados a la Formación La Lajuela, en base a las mencionadas cartas geológicas y también a datos obtenidos en memorias de título anteriores que se han realizado en el área de estudio.

1.5.2.4 Facies y ambientes de depositación

Para la definición e interpretación de las facies de las rocas estudiadas se organizarán en tres grupos principalmente, en relación con sus características litológicas, texturales, composicionales y genéticas. Donde se tienen las facies sedimentarias (clásticas) donde se utilizarán los trabajos de Folk, (1974), Compton (1985), Pettijohn *et al.* (1987), Einsele (1992), Reading (1996), Miall (2006) y de las de origen volcánico y piroclástico se ocuparán como referencia los trabajos de Vessel & Davies (1981), Fisher & Schmincke (1984), Cas & Wright (1988) y Branney & Kokelar (2002).

1.5.2.5 Métodos geoquímicos

Análisis Químico de Elementos Mayores, Menores y Traza

Para este análisis geoquímico, se analizarán seis muestras correspondientes a lavas provenientes de las Formaciones Altos de Hualmapu y Formación la Lajuela recolectadas en campaña de terreno de enero de 2022. Dichas muestras son preparadas en un laboratorio ubicado en Santiago de Chile, donde son chancadas y posteriormente pulverizadas. Por cada muestra se envían al menos 10 gramos de material pulverizado a los laboratorios de Actlabs en Ontario, Canadá para realizar el análisis químico de elementos mayores, menores y traza bajo los métodos de *Fusion-Inductively Coupled Plasma* (FUS-ICP) y *Fusion-Inductively Coupled Mass Spectrometry* (FUS-MS). Además de compararlos y correlacionarlos con los análisis químicos obtenidos por Pincheira (2021) y Arbea (2021).

1.6 Ubicación y accesos

La presente investigación se lleva a cabo en la comuna de San Vicente de Tagua Tagua y sus alrededores, abarcando principalmente las localidades de Peumo, Almahue, El Niche, Cuchipuy, entre otras. Se presenta formando parte de la Provincia del Cachapoal, en la VI Región del Libertador General Bernardo O'Higgins, comprendiendo las coordenadas 34°21' S - 71°15' O y 34°32' S - 70°57' O.

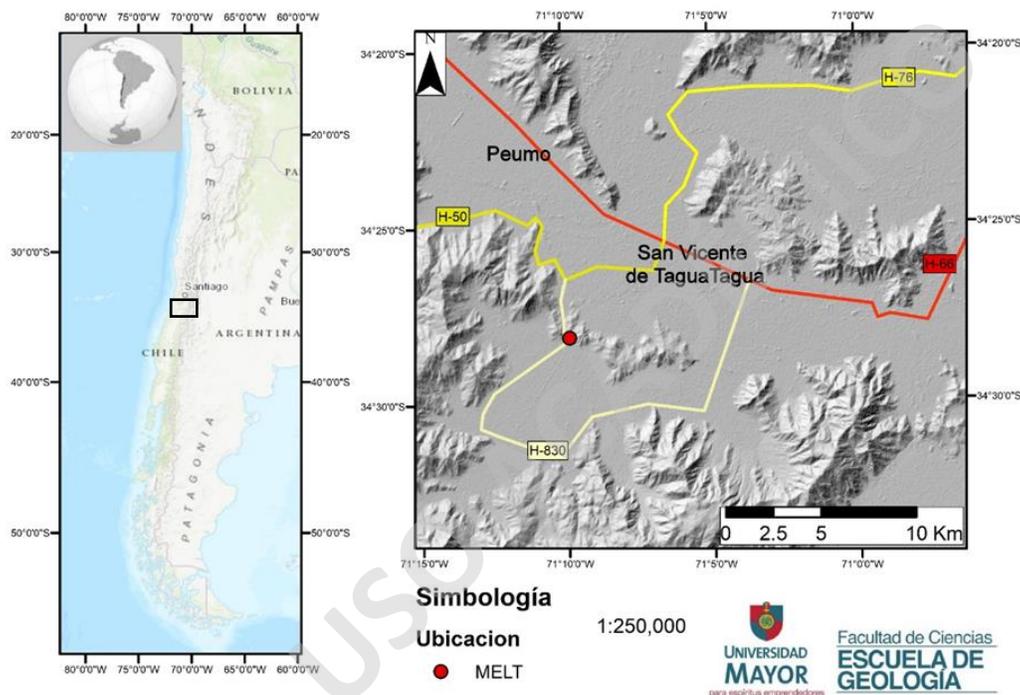


Figura 4. Mapa de ubicación y accesos a la zona de estudio, ubicado en la región del libertador General Bernardo O'Higgins (recuadro negro). Se observan las zonas de mayor importancia para este estudio y las principales rutas de acceso hacia San Vicente de Tagua Tagua (H-66 y H-76).

Para llegar la zona de estudio desde Santiago, específicamente de la Universidad Mayor, ubicada en la comuna de Providencia, se realiza por las principales vías de acceso correspondientes a la Ruta 5 Sur, a partir de la cual se debe recorrer 120km en dirección sur, realizando un desvío hacia San Antonio/Pelequén ingresando a la Ruta 66 dirección oeste recorriendo 19 km para llegar a la comuna de San Vicente de Tagua Tagua (figura 4). Desde este punto se encuentran múltiples vías secundarias pavimentadas y otros caminos locales que en general llevan a gran parte de los afloramientos, cordones

montañosos y cerros del área de estudio. Sin embargo, existen caminos privados y otras vías sin libre acceso que dificultan el desarrollo de la toma de muestras y datos en terreno en algunos sectores puntuales. Además, cabe destacar que los afloramientos presentes en el área están restringidos en gran parte, debido a una gran acumulación de material coluvial y aluvial en conjunto de una abundante presencia de vegetación.

2. Marco Geológico

2.1 Marco Geotectónico

Los eventos tectónicos que afectaron el área de estudio durante el Mesozoico tienen lugar en Chile Central entre los 24°S – 38° S, donde se presentan registros de una subducción activa de manera continua desde el Jurásico Inferior hasta el presente (Mpodosis & Ramos 1989, Charrier *et al.* 2007, Charrier *et al.* 2014). En este contexto, se establece que la región de estudio se encuentra en el marco del desarrollo del Ciclo Tectónico Andino (figura 5), que inicia en el Jurásico Inferior tardío y se caracteriza por presentar en un comienzo, el desarrollo de un arco magmático paralelo al margen occidental de Sudamérica, donde se encuentra la actual cordillera de la costa, y el desarrollo de extensas cuencas de tras arco con orientaciones NNW hacia el este del arco (Ramos, 2010; Charrier *et al.* 2014).

EDAD	ERA	PERIODO	CICLO TECTONICO	ETAPAS	SUBETAPAS	EVENTOS TECTONICOS
10	CENOZOICO	NEOGENO	A N D I N O	Tercera	Segunda	<i>Orogenia Pehuenche</i> Extensión
		PALEOGENO			Primera	
50	M E S O Z O I C O	CRETACICO		Segunda	Segunda	Transtensión <i>Orogenia K-T</i>
					Primera	Extensión <i>Orogenia Peruana</i>
100		JURASICO		Primera	Segunda	Extensión Subsidencia termal
150					Primera	Extensión Subsidencia tectónica Emersión de la cuenca
200					Extensión Subsidencia termal Subsidencia tectónica	

Figura 5. Cuadro resumen del Ciclo tectónico andino con sus respectivas etapas y subdivisiones, que presenta los eventos principales que caracterizaron cada una de ellas. Extraído de Charrier *et al.*, (2009).

Dentro del área de investigación, se encontraría enmarcada en la primera y segunda subetapa, que se caracterizan en un inicio por presentar un régimen extensional, lo que conlleva a un adelgazamiento cortical que se ve representada en las facies que se encuentran en la zona que, están marcadas por procesos de transgresión y regresión marina, en conjunto del desarrollo de fallas normales. Posteriormente, ocurre un evento compresivo que provoca la inversión de cuencas y permite el emplazamiento de cuerpos intrusivos (e. g. Charrier *et al.* 2014).

Ciclo Andino – Primera Etapa (Jurásico Inferior tardío – Cretácico Inferior tardío)

Esta etapa se extiende desde el Pliensbachiano al Albiano (180-100 Ma), y comienza con el desarrollo de un arco magmático en el sector de la cordillera de la Costa, con orientación N-S a N-NW, en conjunto del desarrollo de cuencas de tras arco con orientaciones similares al arco. En esta etapa predomina una tectónica extensiva, provocada probablemente debido al bajo grado de acoplamiento de la placa superior (sudamericana) e inferior (Phoenix), debido a la rigidez de la placa inferior durante el Ciclo Pre-Andino. Esto dio origen a un “Slab roll-back” o retroceso de la placa subductante, lo que permitió el desarrollo de una intensa actividad magmática en el arco.

Además, presenta dos subetapas definidas en relación con los registros sedimentarios del tras arco. La primera subetapa se extiende desde el Pleinsbachiano hasta el Kimmeridgiano y se caracteriza por una intensa actividad magmática en el arco y un ciclo de transgresión - regresión (R-T) en la cuenca de tras arco (figura 6). Por otra parte, la segunda subetapa se extiende desde el Kimmeridgiano al Albiano-Aptiano, y se caracteriza por presentar una menor actividad en el arco, en conjunto de un segundo ciclo de R-T en el tras arco.

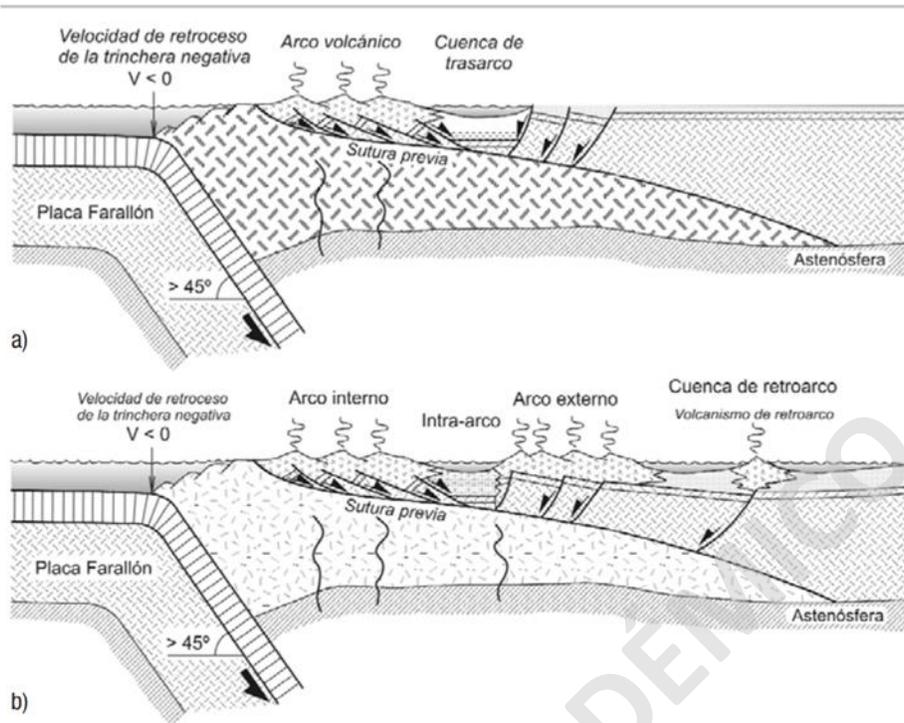


Figura 6. Modelo conceptual que ilustra la subducción de retroceso negativa de la trinchera. A) Sistema arco - cuenca de tras arco, como se observa en el norte de Chile con el arco de La Negra y la cuenca de Tarapacá adyacente (basado en Mpodozis y Ramos 1990). B) Sistema de intra-arco a la latitud de los Andes Centrales del sur (basado en Ramos 1999). Este sistema iniciado en el Jurásico alcanza su máxima expresión durante el Titoneo-comiano, donde se pueden observar las cuencas de intra-arco, el arco externo y el volcanismo de retro arco. (Mpodozis y Ramos 2008).

Ciclo Andino – Segunda Etapa (Cretácico Superior temprano -Eoceno medio)

El inicio de esta segunda etapa se encuentra definido por una reorganización regional en las placas a lo largo del margen continental occidental sudamericano, dado que se produce un notable aumento en la producción de corteza oceánica en las dorsales, generando un aumento en la tasa de subducción entre las placas Phoenix y Sudamericana, permitiendo una disminución en el ángulo de subducción entre estas, que se manifiesta con la evolución de la subducción de tipo mariana a una de tipo chilena. Dadas estas variaciones ocurre un pulso compresivo denominado como Fase Peruana, la cual genera alzamiento y deformación del material depositado en el tras arco durante la primera etapa. Esto conlleva una discordancia regional cambiando la paleogeografía, pasando de una cuenca de tras arco a una cuenca de antepaís de retro arco, esto

también provocó una nueva migración del arco magmático hacia el este y una regresión marina.

Esta etapa se divide en dos subetapas dada la presencia de una discordancia regional entre ellas. La primera subetapa se extiende desde el Cretácico Superior temprano hasta el Cretácico Superior tardío, finalizando con una discordancia generada por un pulso compresivo en el límite Cretácico-Paleógeno. La segunda subetapa se extiende desde el Paleógeno temprano al Eoceno Medio, finalizando con un fuerte evento compresivo denominado Fase Incaica.

2.2 Geología Regional

La geología regional asociada al área de estudio se encuentra compuesta por unidades que comprenden edades desde el paleozoico tardío al Cenozoico temprano (figura 7), y que se distribuyen en franjas de orientación NNE a N-S dependiendo de la latitud, aparentemente continuas entre los 33° 50' y 35° 00' S (Charrier *et al.* 2007). En orden cronológico, desde el oeste, en el sector occidental de la Cordillera de la Costa se presentan las unidades más antiguas, correspondientes a complejos acrecionarios del Paleozoico tardío y cuerpos intrusivos de edad similar. Sobre estos se depositan sucesiones sedimentarias siliciclásticas y volcánicas de edad Triásica Superior a Jurásica Superior temprana, las cuales según los autores mencionados anteriormente se encontrarían cubiertas o ausentes en la latitud de la zona de estudio. Sobre estos, ahora en el margen oriental de la Cordillera de la Costa se disponen principalmente de manera discordante, sucesiones sedimentarias siliciclásticas y volcánicas de edad Jurásico Superior tardío a Cretácico Inferior tardío. Estas se encuentran subyaciendo de manera discordante a las unidades volcánicas del Cretácico Superior a Neógeno medio, en el sector occidental de la Cordillera Principal. A las unidades Jurásicas y Cretácicas mencionadas anteriormente, intruyen cuerpos magmáticos mayores y menores de edad Cretácica Inferior tardía a Superior temprana, sobre yaciendo a las unidades previamente mencionadas. Se presentan depósitos de material semi a no consolidados de origen coluvial, fluvial y aluvial, de edad Pleistocena a Holocena, con predominio en las laderas de las montañas y fondo de valle (Charrier *et al.* 2007, Godoy *et al.* 2009, Contreras & Schilling 2012).

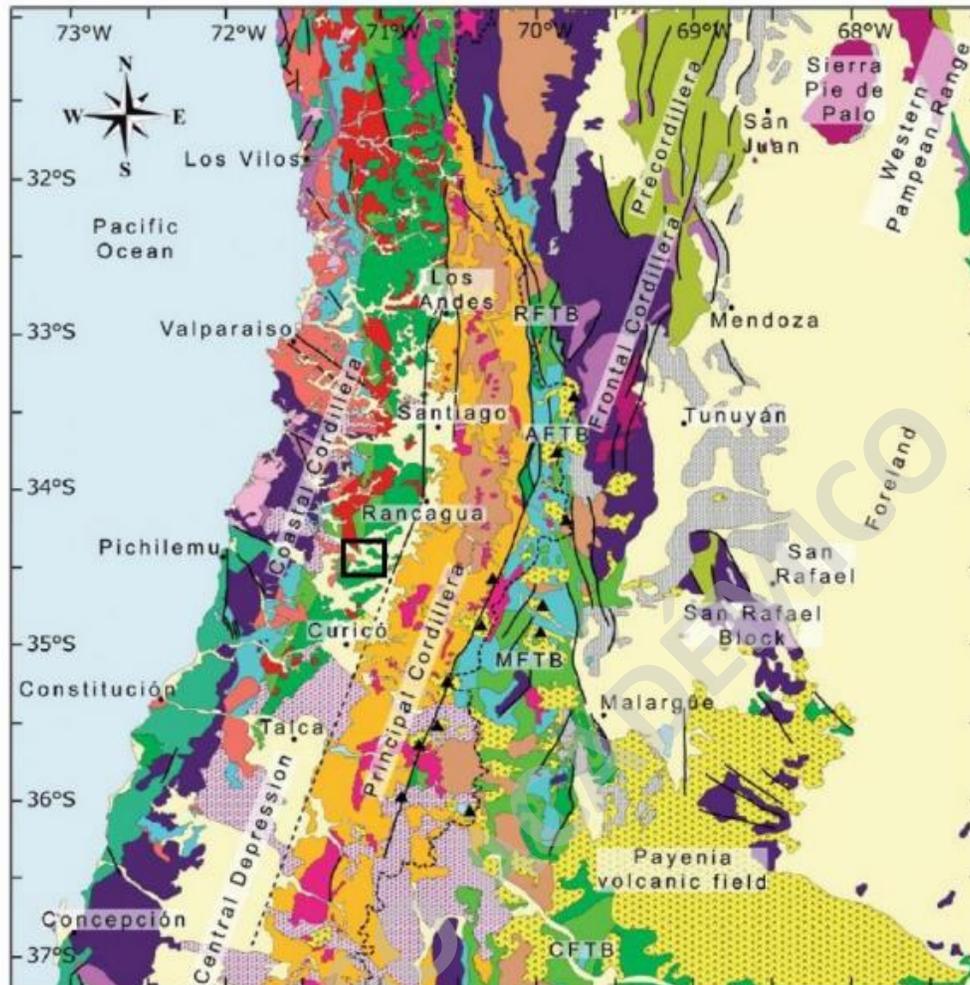


Figura 7. Mapa de geología regional desde los 31°S a 37°S. Se delimita la zona de estudio en recuadro negro. (Charrier et al., 2014).

Dentro de las unidades litoestratigráficas que se pueden identificar en las cercanías a la zona de estudio, y que son de interés para esta investigación de acuerdo con lo propuesto por Zúñiga (2017), Soto (2018), Rossel *et al.* (2020), Carrizo (2021), Pincheira (2021), se presentan:

Formación Rincón de Núñez: Definida inicialmente por Corvalán (1976) en la localidad de Hualañé y posteriormente enmendada por Morel (1981), de edad estimada Hettangiano – Toarciano de acuerdo con su contenido fósil de ammonites y bivalvos, posición estratigráfica y dataciones radiométricas de U-Pb (Morel 1981, Rossel *et al.* 2020). Se encuentra infra yaciendo aparentemente concordante con la Formación Altos de Hualmapu Morel (1981). Corresponde a una unidad sedimentaria marina compuesta principalmente por lutitas y areniscas micáceas con intercalaciones de areniscas cuarcíferas y escasos niveles volcánicos. Es correlacionable en base a su litología y cronoestratigrafía con la Formación Laguna de Tilicura, definida también por Corvalán (1976) en el sector de Vichuquén – Tilicura.

Formación Alto de Hualmapu: Definida por Morel (1981) hacia el este de Curepto, de edad Bajociano medio a superior – Kimmeridgiano de acuerdo con su posición estratigráfica, dataciones radiométricas a rocas volcánicas (Bravo 2001, Rossel *et al.* 2020). Se encuentra en aparente discordancia por erosión a pseudoconcordante sobre la Formación Rincón de Núñez, y subyace de manera aparentemente discordante erosiva a pseudoconcordante a la Formación La Lajuela (Bravo, 2001), aunque en su localidad tipo el techo no se encuentra definido u observado. Corresponde a litologías volcánicas y volcanoclásticas con escasas intercalaciones de niveles sedimentarios clásticos, donde destacan principalmente andesitas y brechas volcánicas andesíticas de color gris verdoso, con escasos conglomerados y areniscas, que evidencian un ambiente volcánico continental activo, proximal a medio. Presenta una potencia de al menos 2.280m en su lugar de definición y se correlaciona cronoestratigráficamente y parcialmente de manera litoestratigráfica con la Formación Horqueta enmendada por Piracés (1976) en la Cordillera de la Costa en la Región de Valparaíso (Bravo 2001).

Formación La Lajuela: Definida informalmente por Muñoz Cristi & Karzulovic (1958) en la Cuesta la Lajuela donde se le denominó Estratos de la Lajuela. Posteriormente, Charrier & Lillo (1973) realizan definiciones “formales” de esta unidad. Luego, Bravo (2001) divide la sección superior de la unidad asignándola como Formación La Lajuela. Su edad inicialmente es propuesta como Titoniano – Hauteriviano, en base a fósiles de ammonites y bivalvos, relaciones de contacto y posición estratigráfica (Charrier & Lillo, 1973), sin embargo, en estudios posteriores (e.g. Bravo, 2001) (figura 8) se ha considerado solo hasta el Valanginiano superior. Se presenta aparentemente concordante con rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Altos de Hualmapu (Bravo 2001) y de la misma manera subyace a la unidad Estratos de Corcolén. Corresponde a un conjunto de rocas sedimentarias clásticas y en menor medida rocas volcánicas y volcanoclásticas en su localidad tipo (Bravo 2001, Zúñiga 2017, Carrizo 2021) evidenciando un ambiente marino somero y continental volcánico activo proximal. Su espesor inicial estimado era de 13.000 m (Vergara, 1969 in Charrier & Lillo, 1973), la cual se ve reducida considerablemente a 1600 m por Zúñiga (2017) aproximadamente. Se correlaciona cronoestratigráficamente y parcialmente de manera litoestratigráfica con la Formación Lo Prado.

Estratos de Corcolén: Definida de manera informal por Pincheira (2021) (¿), correspondiente a una unidad litoestratigráfica volcánica y volcanoclástica correspondiente a una sucesión de lavas andesíticas porfídicas que se intercalan con riolitas fluidales, tobas cristalinas riolíticas y tobas líticas con escasos niveles de brechas de toba de lapilli. Se exhibe, además, escasas intercalaciones sedimentarias de conglomerados y arcosas líticas tanto en la base como hacia el techo de la formación. También, hay distribuida en el sector NE de la zona de estudio donde se expone en contacto pseudoconcordante con la Formación La Lajuela. A su vez, aflora en menor medida en el sector SE en los cerros al oeste de la localidad El Tambo y en los cerros de Loma Larga, donde se encuentra en contacto con el Complejo Hipabisal La Leona. En la parte sur del área, afloran de oeste a este, abarcando las localidades de Los Mayos y zona oeste de Las Pataguas, bordeando la antigua Laguna de Tagua Tagua por el sureste.

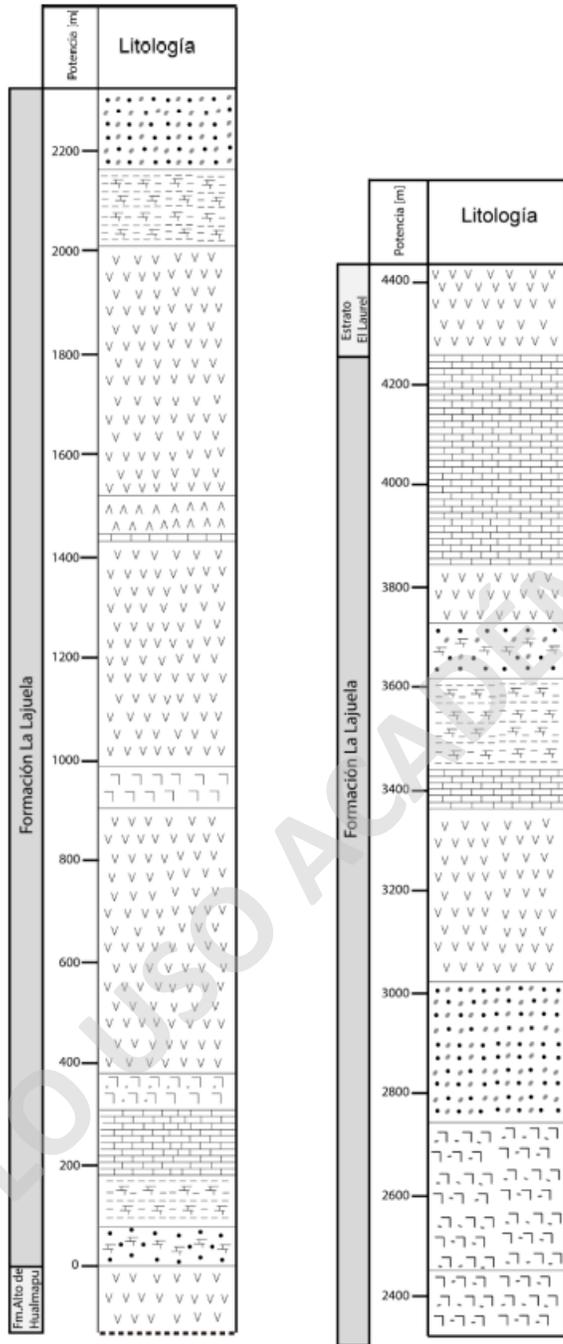


Figura 8. Columna estratigráfica de la Formación la Lajuela, en su localidad tipo. Modificado de (Bravo, 2001) y extraído de Carrizo (2017).

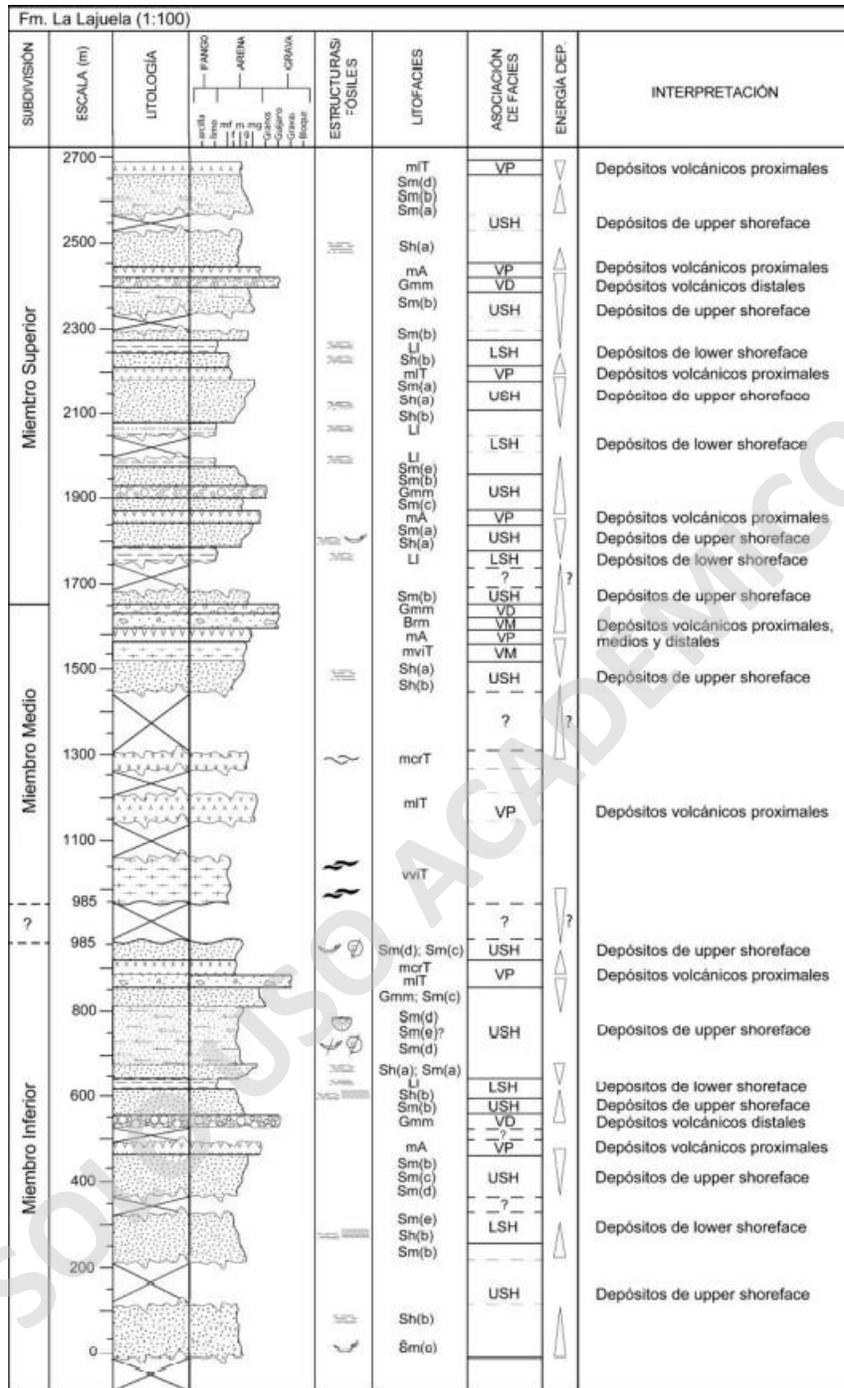


Figura 9. Columna generalizada de la Formación la Lajuela, en la zona de San Vicente de Tagua Tagua. Pincheira (2021), Arbea (2021)

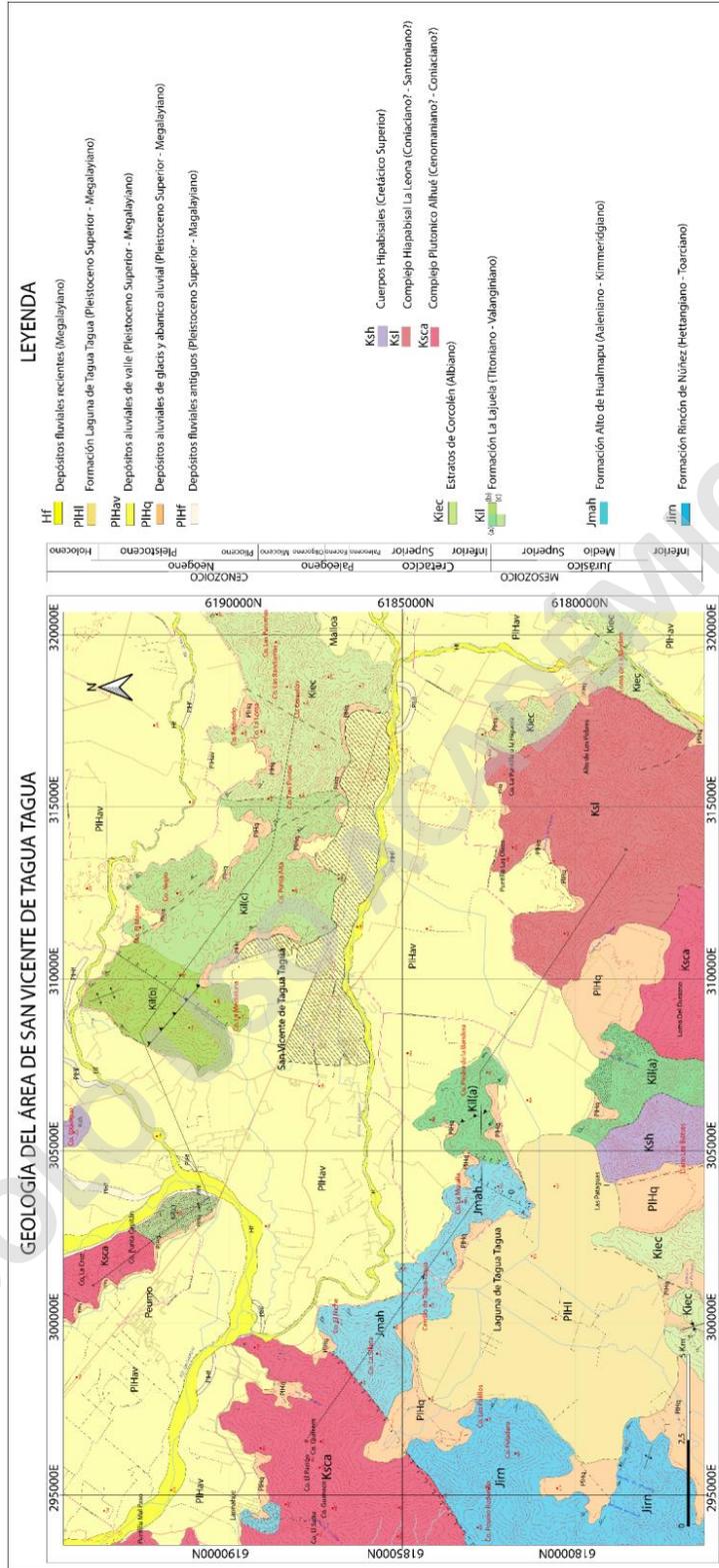


Figura 10. Mapa de la geología de la zona de estudio. (Pincheira et. al, 2021)

2.3 Geología Local

Formación Lo Prado (Titoniano – Hauteriviano)

En primera instancia se define esta formación de potencia 1050 m por Thomas (1958) en la Cuesta Lo Prado/El Melón, luego, Piracés (1976) la divide en 2 miembros y para ser redefinida en 3 miembros por Wall *et al.* (1996). Esta formación se encuentra en discordancia con la Formación Las Chilcas que la sobre yace y no se observa la base (Godoy *et al.* 2009) Esta se le señala la edad del Titoniano al Hauteriviano (Tavera 1952, 1958, Pérez y Rubilar 2006 in Godoy *et al.* 2009) debido al contenido fósil presente, y se caracteriza por tener sucesiones sedimentarias químicas como calizas, clásticas como lutitas y areniscas, además de, secuencias volcánicas como tobas y lavas, las cuales se definieron como 5 facies a partir de la litología (Godoy *et al.* 2009) (figura 11)

a.-**Andesitas y tobas:** Andesitas de piroxeno, tobas brechizadas con clastos inmersos de andesita de piroxeno. Andesitas basálticas porfíricas de piroxeno y olivino. Tobas eutaxíticas.

b.-**Tobas, areniscas y lavas:** Tobas brechizadas y areniscas con líticos andesíticos verdes, intercalados con lavas andesíticas a basálticas.

c.-**Areniscas y lutitas:** Conglomerados con clastos andesíticos angulosos, litoarenitas andesíticas, sub angulosas con plagioclasas ± feldespato alcalino y cuarzo. Areniscas tobáceas con lentes carbonaticos con intercalación de lutitas. Hay presencia en las areniscas de contenido fósil correspondiente a bivalvos y braquiópodos.

d.-**Volcanoarenitas verdes:** Areniscas con gran presencia de plagioclasa epidotizada y líticos andesíticos en intercalación con limolitas verdes subordinadas. Existe contenido fósil presente sin una edad establecida (Bonilla *et al.*, 1998 in Godoy *et al.*, 2009).

e.-**Ignimbritas y tobas:** Tobas líticas con alteración a calcita y sericita.

A partir de la información anterior el ambiente de formación más probable es marino litoral con eventos volcánicos explosivos de composiciones intermedias, con eventos de turbiditas a más profundidad que se depositan en una cuenca marina de proveniencia antearco durante el evento de extensión cortical (Charrier *et al.* 2007 in Godoy *et al.* 2009).

Formación Las Chilcas (Barremiano – Albiano)

Sobre yaciendo a la Formación lo Prado se encuentra la Formación Las Chilcas, definida por Thomas (1958), en el sector homónimo 150 km al Norte del área de estudio. Su espesor máximo alcanza 7000 m. Dentro de la zona de estudio se encuentra sobre yaciendo en discordancia a la Formación Lo Prado y hacia el norte, fuera de la zona de estudio, se encuentra en contacto levemente discordante sobre la Formación Veta Negra del Barremiano – Aptiano (Sellés & Gana, 2001 in Godoy *et al.* 2009). Su edad se ha determinado en base a dataciones de lavas mediante el método U - Pb entregando una edad entre 110 y 106 Ma (Sellés & Gana, 2001 in Godoy *et al.* 2009) y dado sus relaciones de contacto se ha determinado una edad Barremiano – Albiano. Dentro de la zona de estudio, su litología corresponde a rocas volcánicas y piroclásticas de composición intermedia a acida con calizas subordinadas (Godoy *et al.* 2009), donde se definen las siguientes unidades:

a.- **Ignimbritas:** Tobas ignimbríticas de biotita, de composición dacítica a riodacítica. Presentan fiammes con amígdalas de zeolitas, calcedonia, hematita, epidota y sericita.

b.-**Tobas dacíticas líticas y de cristales:** tobas con abundantes líticos subredondeados andesíticos y tobáceos y tobas ricas en cristales de plagioclasa y en menor cantidad de anfíbol. Presenta tonalidades verdosas por presencia de epidota.

c.-**Tobas riolíticas cristalinas:** Tobas cristalinas, tobas líticas con clastos andesíticos, rica en cuarzo.

d.-**Domos riodacíticos:** Corresponden a domos subvolcánicos a extrusivos de rocas porfídicas con masa fundamental vítrea con diversos grados de desvitrificación, y presencia de cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita.

e.- **Andesitas:** Lavas andesíticas porfídicas, con presencia de amígdalas. Frecuentemente alteradas a calcita, sericita, epidota, clorita, cuarzo y zeolita. Se pueden presentar intercaladas con tobas brechosas ricas en sílice, con clastos de pórfidos cuarcíferos. Presenta también intercalaciones de lavas andesíticas afaníticas y porfídicas, con variable grado de alteración propilítica.

f.- **Calizas nodulares silíceas:** Calizas esparíticas nodulares, con niveles centimétricos de calcedonia.

Dadas las presentes características se le asigna un ambiente de formación continental asociado a un volcanismo de composición intermedia a ácida (Wall *et al.* 1999; Sellés & Gana, 2001 in Godoy *et al.* 2009).

Complejo Hipabisal La Leona (Cretácico Superior)

Intruyendo a las formaciones anteriormente nombradas, se encuentra el Complejo Hipabisal La Leona, definida por Godoy *et al.* (2009) y que corresponde a una serie de diques y cuerpos irregulares de composición diorítica, con textura porfirica, gabros de clinopiroxeno y olivino. Se propone una edad de Cretácico Superior por datación K-Ar en una correspondiente a 100 ± 3 Ma, lo que marcaría la edad mínima para esta unidad (Godoy *et al.*, 2009). Sin embargo, se ha determinado una edad más joven entre 90 – 83 Ma en la carta de San Fernando – Curicó, mediante dataciones radiométricas K-Ar y $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ (Contreras & Schilling, 2012).

Complejo Plutónico Alhué (Cretácico superior)

Intruyendo de igual manera a las formaciones mesozoicas dejando muchas veces cornificadas las rocas por las cuales se emplazó, se presenta el Complejo Plutónico Alhue, definido por Wall *et al.* (1996). Está compuesto por tonalitas, granodioritas, dioritas y monzogranitos. Se presenta en el área en contacto por falla intruyendo a la Formación Lo Prado. Su edad es determinada mediante dataciones radiométricas de K-Ar y Ar-Ar realizadas en el área de estudio y alrededores entregan un rango de edades de entre 98 y 83 Ma (Godoy *et al.* 2009, Contreras & Schilling 2012).

Unidad de Rocas Intrusivas Hipabisales (Cretácico Superior)

Se presenta una unidad de pequeños cuerpos intrusivos que intruyen a la Formación Las Chilcas según Godoy *et al.* (2009), emplazados en la zona noreste del área de estudio y en las afueras de esta. Presentan una composición dacítica a diorítica, con una fuerte alteración rica en clorita y epidota. Edad Cretácico Superior propuesta en base a relaciones de contacto.

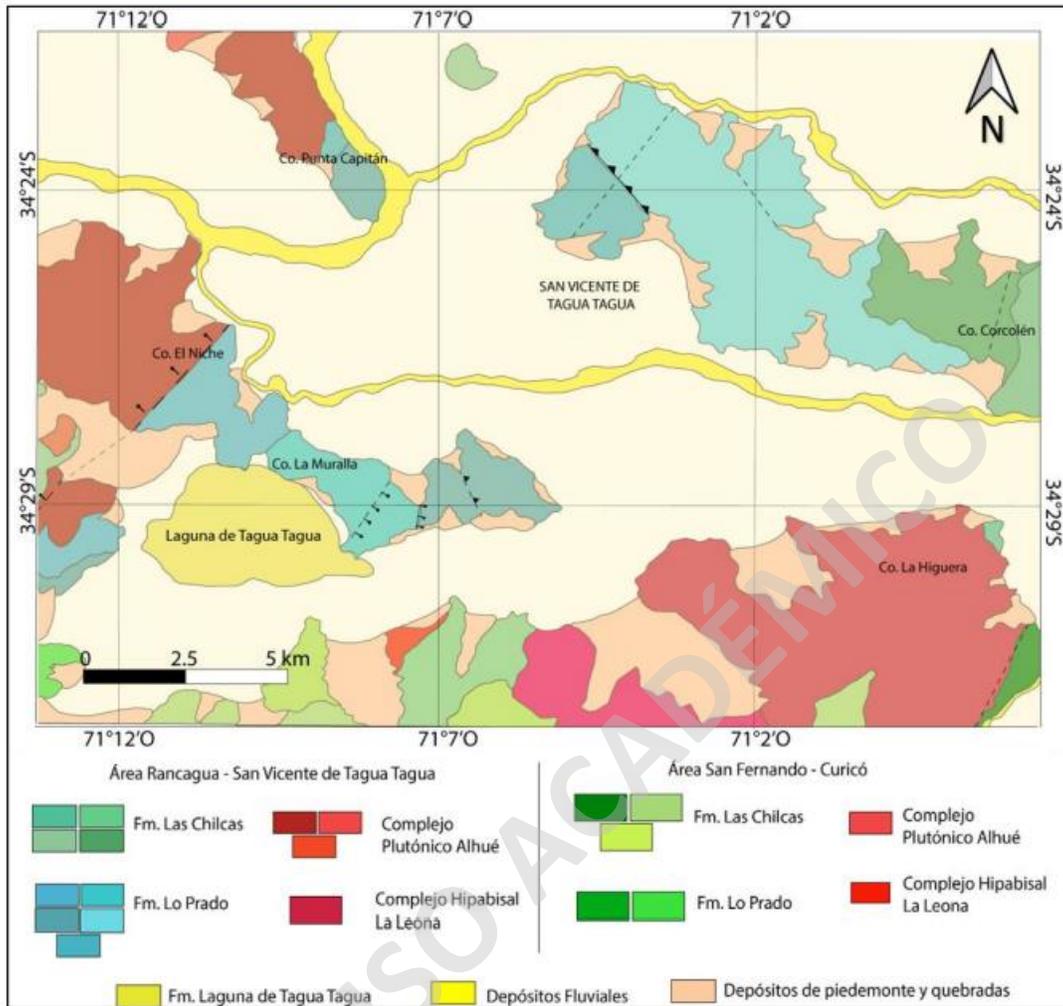


Figura 11. Mapa geológico integrado en base a las cartas geológicas del área de Rancagua – San Vicente de Tagua Tagua de Godoy *et al.* (2009) y el área de San Fernando – Curicó de Contreras & Schilling (2012)

Depósitos Fluviales Antiguos

Concierne a gravas imbricadas, granodecipientes, clastosoportadas depositados en los niveles de terrazas del Río Cachapoal y arenas en depósitos de barras, con aumento de la proporción de éstos hacia el oeste (Godoy *et al.* 2009).

Formación Laguna Tagua Tagua

Ubicada en la cuenca de la drenada laguna de Tagua Tagua. Definida por Varela (1976), corresponde a una sucesión sedimentaria semiconsolidada, compuesta de base a techo por gravas arenosas, limos carbonosos, arcillas y arenas de grano fino, que representan un ambiente lacustre con variadas litologías. Presenta contenido fósil de moluscos en sus niveles inferiores (Varela 1976 in Godoy *et al.* 2009) y de gonfotéridos, además, de otros restos animales hacia los niveles superiores (Covacevich 1971, Casamiquela 1976 in Godoy *et al.* 2009).

Depósitos aluviales de Piedemonte y Quebradas

Son depósitos semiconsolidados de clastos tamaño gravas, bloques, arenas ± limos con escasa estratificación. Además, hay depósitos de carácter matriz soportados de flujos de detritos (Godoy *et al.* 2009). Estos se alojan en las zonas basales de las laderas en la parte distal de las quebradas y se forman conos de deyección que son altamente frecuentes en la Cordillera de la Costa.

Depósitos Aluviales

Sedimentos clastosoportados, poco consolidados compuestos de gravas, arenas y limo-arcillas, que se depositan en abanicos aluviales en el cambio de pendiente ocurrido desde la Cordillera de Los Andes y la Cordillera de la Costa (Godoy *et al.* 2009).

Depósitos Aluviales de Valle

Sedimentos muy poco consolidados de gravas, arenas y limo-arcillas ubicados en las zonas de bajos topográficos (Godoy *et al.* 2009).

Depósitos de Remoción en Masa

Sedimentos con baja consolidación y mal seleccionados comprendidos por maicillo, se depositan en los cursos fluviales y a los pies de las laderas (Godoy *et al.* 2009).

Depósitos Fluviales

Correspondientes a depósitos no consolidados situados en las llanuras de inundación (Godoy *et al.* 2009). Se componen por gravas redondeadas, polimicticas y de baja esfericidad, lentes arenosos con estratificación planar y cruzada. Además de escasos limos con fina laminación.

2.4 Trabajos previos.

Estudios en la zona de investigación y sus alrededores que caracterizan tanto la Formación La Lajuela como la Formación Lo Prado (e.g. Muñoz Cristi y Karzulovic, 1958; Corvalán y Dávila, 1969; Vergara, 1969; Charrier, 1973; Bravo, 2001; Rojas, 2003; Godoy *et al.*, 2009; Zúñiga, 2017; Soto, 2018; Arbea, 2021; Pincheira, 2021).

El primer estudio realizado fue llevado a cabo por Muñoz Cristi y Karzulovic (1958). En este trabajo, se investigaron los afloramientos situados al oeste de la comuna de Santa Cruz. Estos afloramientos consisten en rocas volcánicas y sedimentarias, abarcando tanto formaciones marinas como continentales. Los autores designaron estas capas como los Estratos La Lajuela. Sin embargo, en relación con el primer análisis efectuado en la zona de investigación, se encuentra el trabajo de Corvalán y Dávila (1964). En esta investigación, se describen las rocas presentes como parte de la Formación Lo Prado. Además, se establece una correlación basada en la similitud litológica con la propuesta realizada por Thomas (1958) en la Cuesta Lo Prado en la región metropolitana, aproximadamente a 110 km al norte de San Vicente de Tagua Tagua.

En una etapa posterior, Vergara (1969) realiza un estudio de las rocas volcánicas y sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico en la latitud 34°30'S. En esta investigación, se describe la litología y los espesores de las unidades ubicadas tanto en la Cordillera de la Costa como en la Cordillera de los Andes. Dentro del área de la Cordillera de la Costa, se identifican las unidades correspondientes a la Formación Farellones y Estratos La Lajuela. De acuerdo con las propuestas realizadas por Vergara (1969), estas unidades que

emergen en la Cuesta La Lajuela presentan similitudes estratigráficas y litológicas con la Formación Lo Prado. Con el propósito de distinguir las de la Formación Lo Prado, se mantiene provisionalmente el nombre de Estratos La Lajuela (sensu Vergara, 1969).

En lo descrito por Vergara (1969), se define un espesor total de aproximadamente 13.000 m para los Estratos La Lajuela, compuestos por lentes de areniscas y lutitas de 4 km de extensión aproximados y 500 m de espesor, los cuales se intercalan con rocas volcánicas principalmente lavas andesíticas y tobas con fragmentos líticos.

Luego, Charrier (1973) realiza una investigación de la geología regional en la región de O'Higgins, provincia de Colchagua. Donde describe la Formación La Lajuela en base a trabajos anteriores realizados por Muñoz Cristi & Karzulovic (1958), Corvalán & Dávila (1964) y Vergara (1969), y la define como una unidad compuesta principalmente por volcanitas queratofiricas y andesíticas, niveles de carácter riolíticos constituidos por coladas y brechas, intercalados por rocas sedimentarias continentales y marinas, principalmente calizas, lutitas, areniscas y conglomerados.

Posteriormente, Bravo (2001) lleva a cabo un estudio relacionado con la geología en el margen Este de la Cordillera de la Costa, ubicado entre el río Mataquito y el río Maule. En este trabajo, se identifican rocas que muestran correlación con la Formación La Lajuela. Además, el autor elabora un mapa geológico de la zona occidental de Santa Cruz con el propósito de respaldar la idea de una correlación entre estas rocas y dicha formación. Mediante la distinción litológica, en el mapa, clasifica los Estratos La Lajuela (según la interpretación de Vergara, 1969) en dos subunidades informales. La primera subunidad, perteneciente a la sección inferior, es comparable a la Formación Altos de Hualmapu, tal como la describió Morel (1981). Esta formación se caracteriza por su composición volcánica mayormente constituida por andesitas porfídicas y brechas volcánicas andesíticas. En contraste, la sección superior corresponde a la Formación La Lajuela. Esta última formación se compone de secuencias volcánicas y sedimentarias, que abarcan tanto componentes continentales como marinos. Dentro de la descripción realizada por Bravo, se detalla que en la localidad tipo, la sucesión de la Formación La Lajuela abarca aproximadamente 4.100 metros. Esta sucesión se compone principalmente de andesitas porfídicas con tonalidades gris violáceas, tobas cristalinas y brechas andesíticas en proporción menor. Intercaladas en esta sucesión volcánica se encuentran capas sedimentarias lenticulares, cuyos espesores varían entre 1 y 200 metros. Estas capas consisten en gran medida de areniscas calcáreas y calizas, además

de presentar lutitas calcáreas y lutitas negras fosilíferas. Es importante destacar que, según el autor, sobre estas dos secciones se ubican los Estratos de El Laurel.

También, en la región de la Laguna de Tagua Tagua, Rojas (2003) procede a una subdivisión en dos nuevas unidades de lo propuesto por Charrier (1973), las cuales designa como Estratos La Laguna y Estratos El Salto. Inicialmente, los Estratos La Laguna (Rojas, 2003) se componen principalmente de tobas con texturas de flujo, brechas tobáceas, andesitas, con intercalaciones de areniscas conglomerádicas, areniscas, lutitas y areniscas fosilíferas. Estas últimas presentan la presencia de bivalvos, *Pterotrigonia aliformis*, que es característico del Berriasiano inferior (Reyes y Pérez, 1994), y ammonites, como *Paradontoceras* sp., que representa el intervalo Titoniano – Neocomiano (Moore, 1969). Estos restos se encuentran en el área de El Niche y Millahue. Parte de los Estratos La Laguna podría considerarse como una sección incompleta de la Formación La Lajuela, mientras que la otra parte correspondiente al sector norte se correlacionaría con la Formación Lo Prado. Por consiguiente, Los Estratos El Salto correspondería a rocas volcánicas andesíticas porfídicas y afanítica, brechas volcánicas e intercalaciones de tobas y rocas sedimentarias continentales subordinadas (Rojas, 2003), las que se encuentran en el sector de El Salto hasta El Niche. La unidad de Estratos El Salto se correlacionaría con la Formación Veta Negra. Sin embargo, no existen pruebas suficientes para diferenciar entre las subdivisiones propuestas por Thomas (1958) y las establecidas hacia el sur por Bravo (2001).

Adicionalmente, Godoy *et al.* (2009) realizan un levantamiento geológico regional de la zona de estudio, donde asigna las unidades a la Formación Lo Prado, y las definen como una sucesión sedimentaria marina y con intercalaciones de rocas volcánicas continentales compuestas principalmente por areniscas, lutitas, calizas, tobas y lavas andesíticas – basálticas. Cabe destacar que Covacevich (en Varela, 1976) menciona la presencia de *Windhauniceras* (?) sp, *Subteuroceas* cf. *fasciatum*, *Argentiniceras* sp. y *Pseudolissoceras* sp., que asignan una edad Titoniano medio – Berriasiano, además del registro de *Berriasella* (?) sp. para el mismo sector, confirman la edad Titoniana (Pérez y Rubilar, 2006).

Estudios posteriores de Zuñiga (2017) divide en tres miembros a la Formación La Lajuela, en el sector de la cuesta homónima. El miembro inferior corresponde a calizas, lutitas, lutitas calcáreas, areniscas lutíticas, wackestone, packstone y areniscas calcáreas que a su vez presentan *Substeuroceras* sp., *Cylindroteuthis* sp., *¿Rhaphibelus?* sp. y *Anopea* cf.

Callistoensis. El miembro intermedio corresponde a rocas volcánicas, las que consisten en brechas andesíticas, tobas vítreas, tobas líticas, andesitas porfídicas, andesitas de piroxeno y arenisca calcárea, con fósiles escasos. Y el miembro superior, corresponde a una sucesión sedimentaria marina con intercalación de rocas volcánicas subordinadas, se definen principalmente por wackestone, packstone, areniscas, lutitas calcáreas, areniscas lutíticas, y andesitas porfídicas. El registro fósil de este miembro es amplio, y destacan la presencia de *Rynchonellidae*, fragmentos de braquiópodos, ostras, bivalvos, algas, equinodermos, además de escasos corales y radiolarios.

Luego, Soto (2018) realiza un levantamiento estratigráfico y paleontológico detallado de los sectores El Salvador y Lomas la Muralla, agrupados en el cordón norte de la Laguna Tagua Tagua, basándose en el trabajo de Godoy *et al.* (2009). En este estudio describe las rocas de este sector como rocas volcánicas y sedimentarias, que se pueden dividir en dos grandes grupos distribuidos en dos áreas distintas. El primero distribuido en el sector occidente correspondería a la sección Lomas La Muralla, y el otro hacia el oriente correspondiente a la sección El Salvador. Las rocas volcánicas de la zona de estudio las describe como andesitas de clinopiroxeno, tobas de lapilli brechosa y tobas de lapilli. Por otra parte, las rocas sedimentarias corresponden a wackstone arenoso, areniscas subfeldespáticas, y areniscas feldespáticas, de granulometría muy fina a media. Con relación a los fósiles encontrados, Soto (2018) destaca el abundante hallazgo de bivalvos juveniles, ammonites y braquiópodos secundarios, cuyos registros se limitan a moldes internos y externos. Entre las especies reconocidas, se resaltan *Anopea cf. callistoensis*, *Virgatosphinctes mexicanus* y *Argentiniceras sp.* Estos fósiles indican una edad Titoniana inferior – Berriasiano para la sección El Salvador, y se asignan a la Formación La Lajuela. En cambio, para la sección Lomas La Muralla, su litología presenta similitudes con la Formación Altos de Hualmapu.

Otro estudio desarrollado en la zona de la localidad de Santa Cruz y en San Vicente de Tagua Tagua es el realizado por Carrizo (2021), donde analiza e identifica las variaciones mineralógicas que son indicadores de metamorfismo de bajo grado (metamorfismo de enterramiento), presentes en las secciones propuestas por Zúñiga (2017) y Soto (2018), además de generar una correlación entre las secciones.

Finalmente, Pincheira (2021) determina las distintas unidades litoestratigráficas que se exponen en la zona y sus respectivos ambientes de depositación, mediante el análisis de facies y de los factores que controlaron la depositación y ocurrencia de éstas. Para la

Formación La Lajuela, se le interpreta un ambiente marino – continental, con una dominancia de rocas sedimentarias marinas con rocas volcánicas y volcanoclásticas subordinadas, además, según los fósiles aquí expuestos, le asignan una edad relativa de Titoniano inferior – Berrasiano (Salazar, 2012; Salazar & Stinnesbeck, 2015), sin embargo, en otros estudios la edad para esta unidad incluiría el Valanginiano superior (e.g. Bravo, 2001). Por otra parte, Árbea (2021) realiza un modelo de evolución tectono-estratigráfica durante el Mesozoico para las unidades estratificadas. Aquí identifica los contactos litológicos, realiza un análisis de asociación de facies y ambientes de depositación entre las unidades presentes. Además de realizar un análisis de procedencia sedimentaria, y análisis químico de elementos mayores, menores y traza de las formaciones presentes.

SOLO USO ACADÉMICO

3. Resultados.

3.1 Formación La Lajuela

3.1.1 Estratigrafía

Con la idea de representar de una manera detallada la sucesión estratigráfica correspondiente a la Formación La Lajuela, donde se levantaron columnas estratigráficas de orientación E-W.

Cabe destacar que las columnas estratigráficas se realizaron por tramos a lo largo de las transectas, debido a los escasos afloramientos presentes, la vegetación y la dificultad para acceder a los distintos sectores, y luego se unificaron en la columna generalizada de la Formación La Lajuela (Fig. 24)

3.1.1.1 Descripción

0 – 207 m: Desde la base de la unidad, comprende un nivel de gran espesor correspondiente a areniscas que presentan una variación granulométrica hacia el techo, la cual va desde areniscas gruesas a areniscas finas/muy finas. Además, existe el desarrollo de laminación plano-paralela en las areniscas finas/muy finas. La disposición general de los estratos corresponde a N15°W/22°NE. Cabe destacar que existe un nivel de pocos metros de brecha sedimentaria, con presencia de líticos alrededor de 3 cm, como se observa en la figura 12.



Figura 12. Nivel métrico de brecha sedimentaria, se observan líticos angulosos de 3 cm.

207 – 340 m: Tramo cubierto



Figura 13. Intercalación de areniscas medias y areniscas finas con laminación plano paralela.

340 – 639 m: Correspondiente a un potente nivel de areniscas calcáreas que varían granulométricamente hacia los niveles superiores de esta unidad, pasando de areniscas medias en la base a areniscas finas (figura 13), lo que evidencia una gradación normal de base a techo, además de estar intercaladas con niveles centimétricos de fangolitas hacia la parte superior los que presentan laminación paralela. El nivel basal presenta tanto en el afloramiento como en rodados, contenido fósil pertenecientes a ammonites identificados como *Virgatosphinctes mexicanus* y bivalvos, los cuales se ausentan hacia el techo (figura 14). La disposición general de los estratos corresponde a N16°W/20°NE.

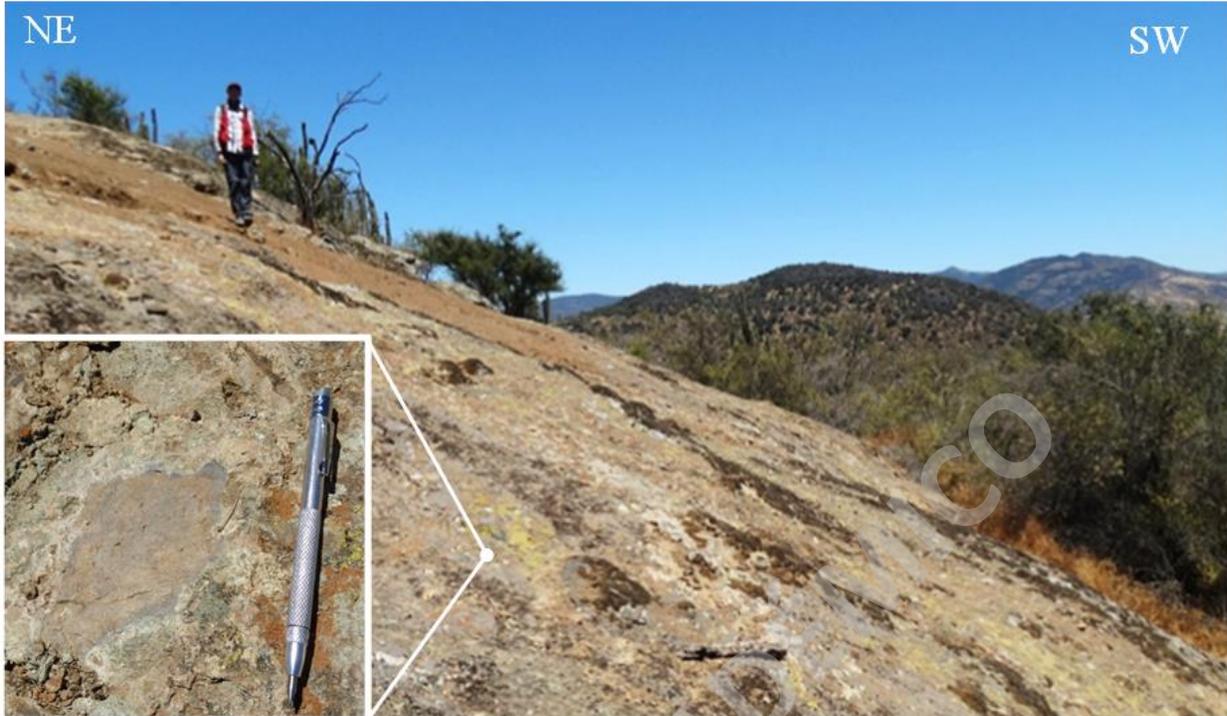


Figura 14. Vista del techo del afloramiento de areniscas calcáreas fosilíferas.

639 – 675 m: Nivel de lavas de composición andesítica de tonalidades verdosas, con textura porfirica y presencia de fenocristales de plagioclasa de hasta 9 mm (Soto, 2018)

675 – 705 m: Tramo cubierto

705 – 735 m: Tramo conformado por un nivel de conglomerados clasto-soportados de carácter polimictico, de granulometría media y con selección moderada. Los clastos son mayoritariamente de tamaño guijarro.

735 – 757 m: Nivel de areniscas feldespáticas de granulometría media, que en sus niveles superiores existe la presencia de laminación paralela. El nivel basal presenta tanto en el afloramiento como en rodados, contenido fósil pertenecientes a fragmentos y moldes de ammonites (figura 15) y bivalvos, los cuales se ausentan hacia el techo. La disposición general de los estratos corresponde a N25°W/20°NE.

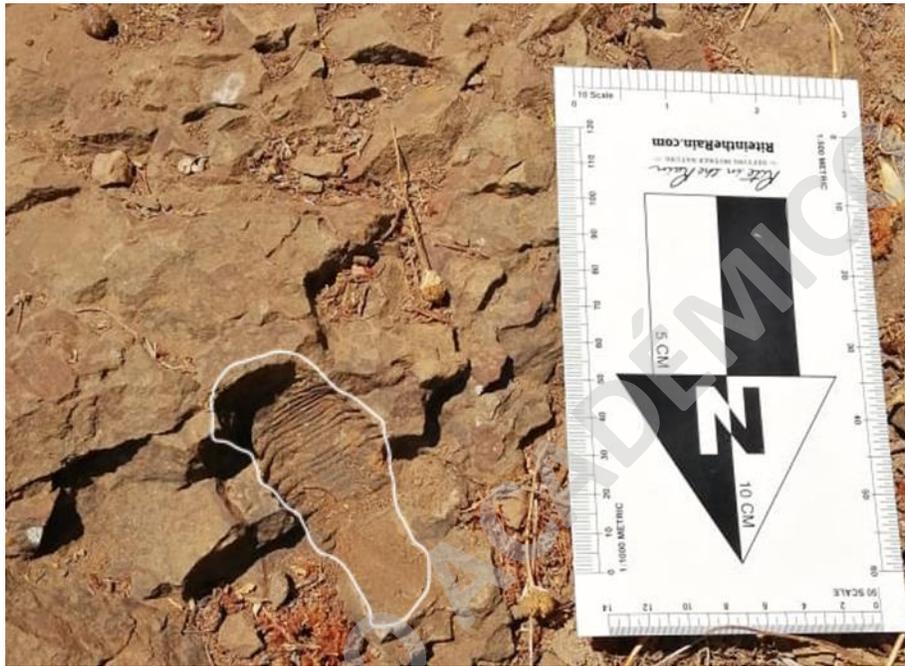


Figura 15. Molde de ammonite centimétrico (2 – 3 cm de ancho, 8 cm aproximado de largo) sobre arenisca fina fosilífera.

757 – 767 m: Sobreyaciendo al nivel anterior, se exponen lutitas arenosas calcáreas que poseen una tonalidad verdosa y que presentan laminación paralela.

767 – 778 m: En el nivel anterior, se expone un nivel de areniscas finas calcáreas de tonalidades verdeazuladas. Estas se componen principalmente de feldespatos subredondeados, con líticos andesíticos subordinados y que presenta moldes de bivalvos de tamaño menor a 10 cm.

778 – 806 m: Se exhiben areniscas calcáreas de granulometría media, que presentan una disminución del aporte carbonatico hacia el techo. En la parte media del presente nivel, se intercalan niveles centimétricos de lutitas que presentan laminación planoparalela. Existe

la presencia de moldes externos e internos de ammonites y bivalvos, algunos de ellos identificados como *Virgatosphinctes mexicanus*, *Aulacosphinctes proximus* y *Argentiniceras (?) proximus* y *Anopea cf. Callistoensis*. (figura 16) (Soto, 2018).



Figura 16. Muestra de mano (LJ 38) correspondiente a una Arenisca media fosilífera, con presencia de *Anopea cf. Callistoensis*.

806 – 835 m: Nivel que se constituye principalmente por areniscas calcáreas de granulometría gruesa con matriz tamaño arena muy fina. Dentro de sus fragmentos mayores existe una predominancia de líticos de composición andesítica.



Figura 17. Vista general de la sección superior de El Salvador, donde se distingue la disposición general de los estratos (NW-SE) y un manto de 20° SW.

835 – 856 m: Compuesto por areniscas finas calcáreas. Dentro de este, se exhibe un nivel métrico de espesor que posee una alta concentración de moldes externos e internos de braquiópodos.

856 – 901 m: Correspondiente a areniscas calcáreas de granulometría fina y de tonalidades verdosas. Existe la presencia de moldes internos y externos de bivalvos.

901 – 923 m: Nivel de areniscas finas que presentan intercalación de areniscas conglomerádicas centimétricas, ambas de tonalidades verdosas.

923– 934 m: Brecha piroclástica lítica, de tonalidades verdosa con mala selección. Dentro de los fragmentos mayores, los líticos presentan una composición andesítica, y se encuentran de subanguloso a subredondeado.

934 – 956 m: Sobreyaciendo a la brecha piroclástica, se exhiben areniscas medias de tonalidades verdeazuladas, con una matriz fangosa. Existe la presencia de moldes externos de ammonites y bivalvos fragmentados.

956 – 977 m: El techo de esta sección se compone principalmente de areniscas finas de tonalidades verdosas, la cual presenta un alto contenido de moldes externos e internos tanto de bivalvos, braquiópodos y ammonites, todos de diámetro menor a 10 cm, y algunos identificados como *Virgatosphinctes mexicanus*, *Aulacosphinctes proximus*, *Argentiniceras (?) proximus* y *Anopea cf. Calliestoensis*.

977 – 1027 m: Tramo cubierto

1027 – 1120 m: Tramo correspondiente a tobas líticas que varían la cantidad de fragmentos líticos, disminuyendo hacia el Este siendo principalmente líticos de lavas andesíticas. Presenta tonalidades moradas y violáceos claros

1120 – 1147 m: Nivel de lavas de composición andesítica de tonalidades grisáceas, con textura porfirica y presencia de fenocristales de plagioclasa y hornblenda menores a 1 mm.

1147 – 1187 m: Tramo cubierto

1187 – 1215 m: Correspondiente a un nivel de metafangolitas de tonalidades grisáceas, la cual preserva su protolito, identificándose granulometrías limosas.

1215 – 1248 m: Tramo de metareniscas de tonalidades gris oscuras, que preserva su protolito, permitiendo reconocer granulometrías muy finas.

1248 – 1300 m: Tramo cubierto

1300 – 1385 m: Rocas volcanoclásticas correspondientes a tobas vítreas que presentan una variación en su composición desde la base al techo, que van desde composiciones riolíticas a andesíticas-dacíticas. Posee tonalidades rojizas y violáceas, en conjunto de una gran cantidad de fiammes, caracterizándola como toba vítrea eutaxítica.

1385 – 1430 m: Tramo cubierto



Figura 18. Afloramiento de tobas violáceas en zona de abundante cubierta vegetal.

1430 – 1497 m: Este nivel está caracterizado por tobas de lapilli cristalinas de tonalidades gris violáceos (figura 18). Posee fragmentos líticos subredondeados de composición andesítica, de colores morados, grisáceos y rojizos.



Figura 19. Vista NS de afloramiento de tobas de lapilli cristalinas gris verdosas.

1497 – 1536 m: Tramo cubierto

1536 – 1584 m: Nivel correspondiente a tobas de lapilli cristalinas de tonalidades gris verdosas (figura 19). Posee fragmentos líticos de composición andesítica y existe el desarrollo de estructuras de flujo.

1584 –1606 m: Tramo cubierto

1606 – 1689 m: Arcosas de tonalidades verdosas, que presentan una variación en su granulometría de base a techo, que va desde areniscas medias a gruesas. Existe el desarrollo de laminación paralela en los niveles superiores.

1689 – 1725 m: Nivel caracterizado por tobas vítreas de lapilli de tonalidades gris azuladas. Exhibe una predominancia de fragmentos líticos andesíticos de tamaños hasta los 2 mm.

1725 – 1755 m: Tramo correspondiente a lavas andesíticas de hornblenda, con textura porfirica y de tonalidades violáceas oscuras. Posee fenocristales de plagioclasa que alcanzan los 4 mm y de hornblenda menores a 1 mm.

1755 – 1775 m: Acotado nivel de brechas sedimentarias, mal seleccionadas con líticos que alcanzan los 40 mm.

1775 – 1808 m: Sobreyaciendo el nivel anterior, se encuentran conglomerados arenosos matriz soportados, que presentan fragmentos líticos predominantemente andesíticos de colores grises y verdes.

1808 – 1857 m: Corresponde a litarenitas que presentan una variación en su granulometría de base a techo, que va desde areniscas muy gruesas a medias. Exhibe una tonalidad verdosa y presenta fragmentos líticos andesíticos y tobáceos de hasta 1,5 mm.

1857 – 1902 m: Tramo cubierto

1902 – 1947 m: Este tramo posee un acotado nivel de lavas andesíticas de tonalidades gris azuladas y que presenta textura porfirica. Presenta unos fenocristales de plagioclasa subredondeados a redondeados, y presencia de amígdalas.

1947 – 1977 m: Correspondiente a fangolitas de tonalidades negras oscuras, que presentan el desarrollo de laminación planoparalela.

1977 – 2030 m: Sobreyaciendo al nivel anterior y generando una gradación inversa de base a techo, se presentan areniscas de granulometrías finas a medias, que exhiben el desarrollo de laminación planoparalela.

2030 – 2075 m: Tramo acotado correspondiente a brechas sedimentarias, mal seleccionada y con líticos de tamaño hasta los 8 cm.

2075 – 2115 m: Correspondiente a nivel de conglomerados (figura 20 A y C), matriz soportados de matriz tamaño arena media. Sus clastos son subredondeados a subangulosos y alcanzan hasta los 5 mm de diámetro.

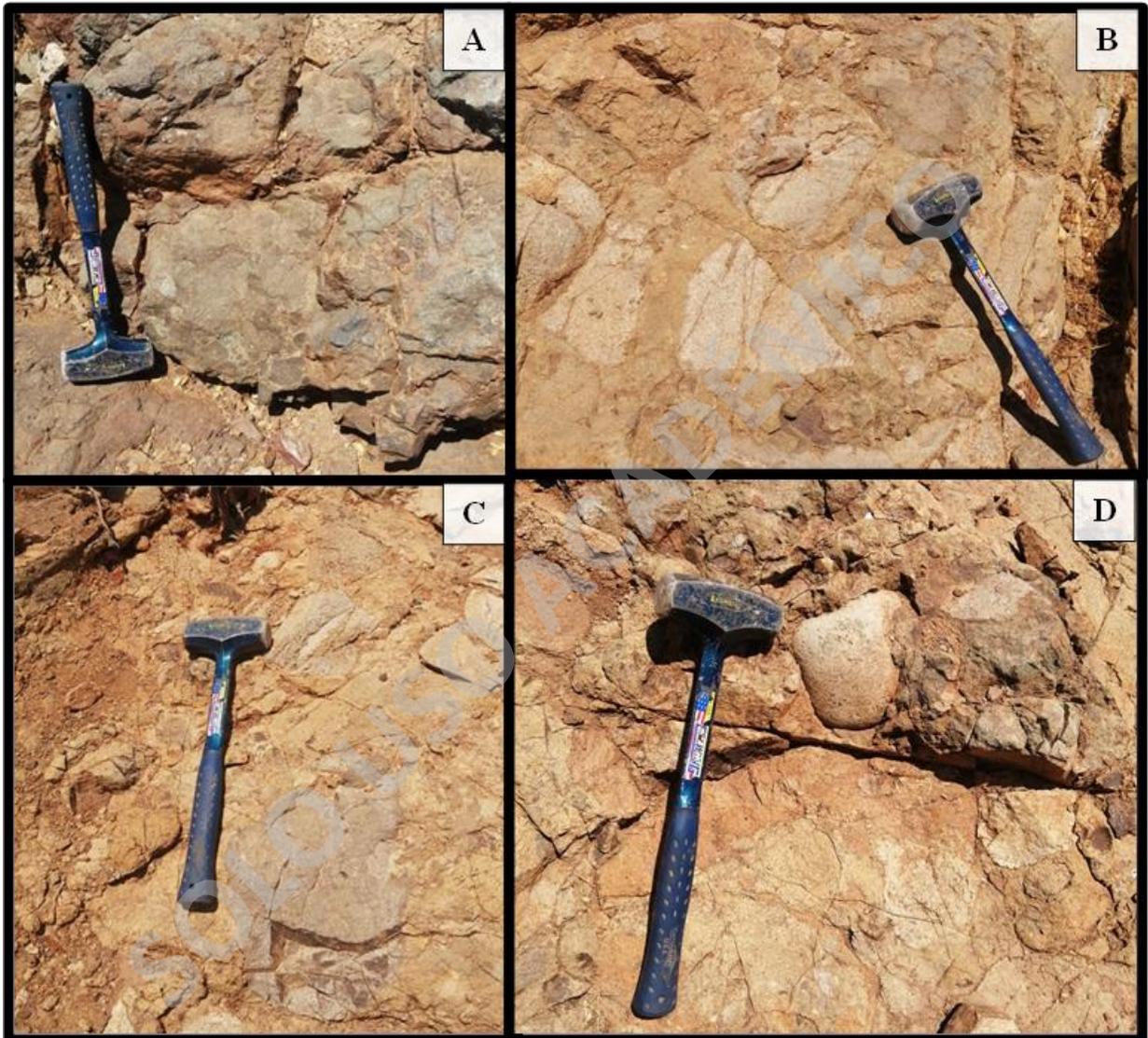


Figura 20. A) y C) correspondientes a nivel de conglomerados polimicticos de líticos de hasta 10 cm aprox. B) y D) correspondientes a afloramiento de brecha sedimentaria mal seleccionada de líticos de hasta 8 cm aprox.

2115 – 2189 m: Tramo que presenta una gradación normal de base a techo. En la base, exhibe un acotado nivel de arcosas de granulometría media de tonalidades gris verdosas. Hacia el techo, se expone un nivel de fangolitas negras que poseen laminación paralela.

2189 – 2220 m: Tramo cubierto

2220 – 2254 m: Acotado nivel correspondiente a brechas sedimentarias (figura 20 B y D), mal seleccionada y con líticos de tamaño hasta los 3 cm.

2254 – 2289 m: Tramo cubierto



Figura 21. Nivel métrico de areniscas finas gris verdosas con laminación plano paralela.

2289 – 2319 m: Este nivel corresponde a litarenitas de tonalidades verdosas (figura 21), que presentan una variación en su granulometría de base a techo, que va desde

areniscas gruesas a muy gruesas. Los fragmentos líticos son mayoritariamente de lavas andesíticas, subredondeados a redondeados y de diámetro menor a 1,5 mm.

2319 – 2340 m: Este tramo posee un acotado nivel de lavas andesíticas de tonalidades gris azuladas y que presenta textura porfirica. Presenta fenocristales de plagioclasa subredondeados a redondeados hasta los 2.5 mm de diámetro, y fenocristales de hornblenda subredondeados de hasta 1.5 mm de diámetro.

2340 – 2510 m: Presenta una gradación inversa de base a techo. En la base, exhibe un acotado nivel de fangolitas negras que poseen laminación paralela. Hacia el techo, se expone un nivel de arcosas de granulometría variable de base a techo, que va desde media a muy gruesa, de tonalidades gris verdosas. Presenta el desarrollo de laminación paralela en los niveles más finos, y la presencia de fósiles de bivalvos fragmentados.

2510 – 2542 m: Tramo correspondiente a un acotado nivel de lavas andesíticas, con textura porfirica y de tonalidades violáceas oscuras. Posee fenocristales de plagioclasa que alcanzan los 4 mm y de hornblenda menores a 1 mm.

2542 – 2607 m: Caracterizado por la alternancia de areniscas finas con fangolitas negras. Las areniscas pertenecen a las arcosas y presentan tonalidades grises y pardos.

2607 – 2632 m: Este acotado nivel corresponde a litarenitas de tonalidades pardo grisáceas, que presentan una granulometría de arena gruesas. Los fragmentos líticos son mayoritariamente de lavas andesíticas, subredondeados a redondeados y de diámetro menor a 1,5 mm.

2632 – 2680 m: Correspondiente a un limitado nivel de tobas de lapilli líticas, de tonalidades verdosas. Presenta fragmentos líticos de tonalidades grises que en su mayoría pertenecen a lavas andesíticas, son subredondeados de hasta 3 mm.

2680 – 2732 m: Tramo compuesto por conglomerados arenosos, matriz soportados de tonalidades verdosas. Presenta clastos subredondeados a redondeados que alcanzan hasta los 2 cm de diámetros.

2732 – 2765 m: Tramo cubierto

2765 – 2819 m: Tramo correspondiente a un acotado nivel de lavas andesíticas, con textura porfirica y de tonalidades violáceas oscuras. Posee fenocristales de plagioclasa que alcanzan los 4 mm y de hornblenda menores a 1 mm.

2819 – 2972 m: Arcosas de tonalidades verdes (figura 22), que presentan una variación en su granulometría de base a techo, que va desde areniscas medias a gruesas. Existe el desarrollo de laminación paralela en los niveles superiores, y la presencia de calcos de carga.



Figura 22. Afloramiento de areniscas con variaciones granulométricas de base a techo, pasando de areniscas medias a gruesas.

2972 – 3034 m: Correspondiente a un limitado nivel de tobas de lapilli líticas, de tonalidades verdosas (figura 23). Presenta fragmentos líticos de tonalidades grises que en su mayoría pertenecen a lavas andesíticas, son subredondeados de hasta 4 mm.



Figura 23. Tobas de lapilli líticas de tonalidades verdosas.

3034 – 3103 m: Arcosas de tonalidades verdosas, que presentan una variación en su granulometría de base a techo, que va desde areniscas medias a gruesas.

3103 – 3170 m: Correspondiente al techo de la unidad de estudio, compuesto por un limitado nivel de tobas de lapilli líticas. Presenta fragmentos líticos de tonalidades grises que en su mayoría pertenecen a lavas andesíticas, son subredondeados a subangulosos de hasta 4 mm.

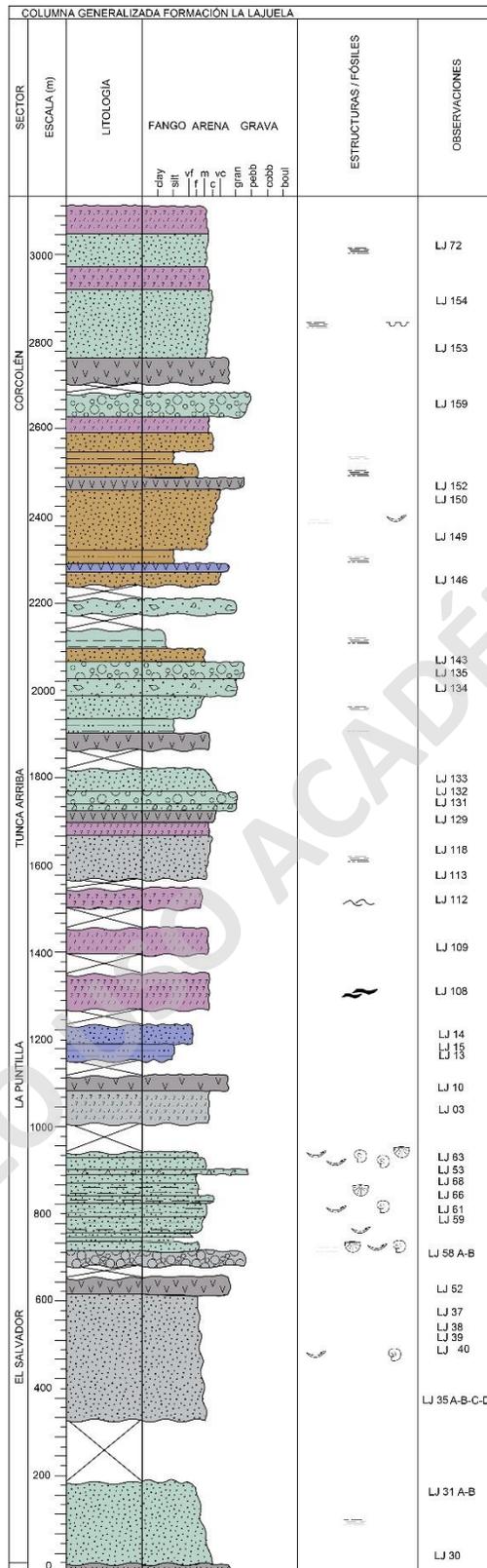


Figura 24. Columna generalizada de la Formación La Lajuela en la zona de estudio.

3.1.2 Litofacies

Basándose en su composición, se agruparon en cuatro categorías principales: Guijarrosos/gravosos, Arenosos, Fangosos y litofacies volcánicas.

Dentro de las siguientes descripciones, el termino volcaniclástico se utiliza como un término no genético que comprende a material volcánico clástico independiente de su proceso de fragmentación, agente transportador, ambiente deposicional y grado de mezcla con sedimentos no volcánicos (Fisher, 1961; Fisher y Schmincke, 1984). En cambio, si los clastos muestran evidencias de una fragmentación piroclástica, se utiliza en su lugar el adjetivo tobáceo (Cas y Wright, 1987). Cabe destacar que estos sedimentos volcaniclásticos se interpretan como resedimentados cuando no hay evidencias de transporte piroclástico primario (McPhie *et al.*, 1993; Fisher y Schmincke, 1994).

Tabla 1. Resumen de facies, asociación de facies y su respectiva interpretación para la Formación La Lajuela.

Categoría	Litofacies	Litología	Tamaño de grano/clastos	Asociación de facies	Interpretación
Litofacies Gravosas	vBr	Brecha piroclástica	Guijarro	FPT	Facies volcánicas proximales al foco eruptivo
	sBrm	Brecha sedimentaria	Gravilla	FMAC - FMV - FMC	Facies de rampa media y costa afuera, con facies volcánicas proximales al foco eruptivo
	sClm	Conglomerado lítico matriz soportado	Guijarro	FPT - FMV - FMFV	Correspondiente a frente de playa y rampa interna de plataforma marina
	sClc	Conglomerado lítico clasto soportado	Guijarro a grava	FVF	Facies volcánicas proximales a foco eruptivo
Litofacies Arenosas	sAfmf	Arenisca matriz soportado	Fina - muy fina	FMV	Correspondiente a rampa media y rampa interna de plataforma marina
	sAmf	Arenisca calcárea matriz soportado	Media	FMAC	Transición de costa a rampa media
	sAv	Arenisca volcánica	Muy gruesos - grueso	FMV - FMV - FMC	Ambiente volcánico proximal al foco, y frente de playa.
	sAc	Arenisca conglomerada	Muy grueso - gravilla	FMAC	Frente de playa y transición de rampa media

	sAm	Arenisca	Media	FMAC - FMC	Frente de playa y transición de costa a rampa media, con facies volcánicas proximales al foco
	sAg	Arenisca clasto soportado	Grueso	FMA - FMC - FMFV	Facies de frente de playa a costa, facies continentales y volcánicas proximales
	sAfm	Arenisca matriz soportado	Fina	FMAC	Frente de playa y transición de rampa media
	sAmp	Arenisca con laminación plano-paralela	Media	FMFV	Facies de frente de playa, continentales y volcánicas proximales
	sAff	Arenisca fosilífera	Fina	FMAC	Frente de playa y transición a rampa media
	sAmfm	Arenisca fosilífera	Media	FMA - FMC	Facies de frente de playa a rampa de plataforma interna y volcánicas proximales
	sMa	Meta-Arenisca	Media	FPT	Facies volcánicas proximales al foco eruptivo
Litofacies Fangosas	sLpp	Lutitas con laminación plano-paralela	Limo	FMAC - FMV - FMC	Facies de frente de playa a rampa interna, y facies volcánicas proximales
	sMf	Meta-fangolita	Limo	FPT	Facies volcánicas proximales al foco eruptivo
Litofacies Volcánicas	vAp	Andesitas porfídicas	Grano fino a medio	FVF - FPT - FMV - FMC - FMFV	Facies volcánicas proximales y distales al foco eruptivo
	vTlm	Toba lítica	Lapilli	FPT - FMFV	Facies de frente de playa, continentales y volcánicas proximales
	vTvm	Toba vítrea	ceniza	FPT	Facies volcánicas proximales al foco eruptivo
	vTem	Toba vítrea eutaxíticas	lapilli	FPT	Facies volcánicas proximales al foco eruptivo
	vTcm	Toba cristalina	Lapilli	FPT	Facies volcánicas proximales al foco eruptivo

3.1.2.1 Litofacies gravosas

Estas litofacies presentan un empaquetamiento de matriz a clasto soportado, tanto mono como oligomictica, y se encuentran formadas principalmente por clastos de tamaño guijarro a grava. Los clastos corresponden a líticos volcánicos principalmente porfiricos, afaníticos subordinados, y juveniles interpretados como accesorios. (Rivas *et al.* 2021)

3.1.2.1.1 Brecha piroclástica clasto soportado (vBr)

Esta litofacies vBr comprende principalmente brechas clasto soportadas, que se encuentran dispuestas en niveles métricos. Su estructura está formada por clastos subredondeados a angulosos de tamaño guijarro (hasta 40 mm de diámetro) de composición andesítica. La matriz es principalmente vítrea y cristalina de tamaño ceniza.

Interpretación: La presencia de líticos volcánicos monomícticos indican flujos cercanos del cráter volcánico, además de la mayor cantidad de fragmentos mayores angulosos sobre la matriz, también da indicios de una cercanía a la fuente (Cas y Wright, 1987).

3.1.2.1.2 Brecha sedimentaria matriz soportado (sBrm)

Se define la litofacies sBrm como una roca de textura clástica con fabrica matriz soportada, fuertemente alterada y con presencia de vetillas de cuarzo diente de perro. Se compone de fragmentos líticos de tamaño predominantemente de composición andesítica con esfericidad baja, redondeados; cristales de plagioclasas de baja esfericidad, angulosos; y cristales de hornblenda con esfericidad media, sub redondeados.

Interpretación: Dado el desarrollo de una mayor cantidad de matriz sobre los fragmentos mayores que además están de subredondeados a redondeados, indicaría un retrabajo de éstos correspondiendo a zonas más distales de la fuente. (Blair & McPherson, 1999).

3.1.2.1.3 Conglomerado lítico matriz soportado (sClm)

Esta litofacies sClm se caracteriza por rocas de textura clástica de moderada selección, fabrica matriz soportada y sub maduras tanto textural como composicionalmente. Sus componentes son fragmentos líticos de tamaño guijarro que comprenden de 1 a 5 mm con esfericidad media, sub redondeados compuestos principalmente de fragmentos de lavas andesíticas.

Interpretación: Según las características provistas, al tener granulometrías de grandes tamaños indicaría un ambiente de alta energía, y al estar compuesto en su mayoría por líticos volcánicos andesíticos, estaría asociado a un paleocanal fluvio-volcanico (Vessel & Davies, 1981). (Blair & McPherson, 1999).

3.1.2.1.4 Conglomerado lítico clasto soportado (sClc)

Esta litofacies sClc se caracteriza por rocas de textura clástica de moderada selección, fabrica clasto soportada y sub maduras tanto textural como composicionalmente. Sus componentes son fragmentos líticos de tamaños guijarro a grava que comprenden de 1 a 8 mm con esfericidad media, sub angulosos

Interpretación: Al estar compuesto en gran parte por líticos volcánicos andesíticos, sub angulosos y esfericidad media, indicaría facies medias del foco eruptivo generadas producto de la influencia de canales fluvio-volcanicos, asociados probablemente a abanicos aluviales (Vessel & Davies, 1981) (Blair & McPherson, 1999).

3.1.2.2 Litofacies Arenosas

En este macro grupo de litofacies se consideran todas las rocas sedimentarias de tamaño arena muy fina a muy gruesa, las cuales son matriz o clasto soportadas subordinadas. Su composición varía entre arcosa lítica y litoarenita feldespática (revisar). En algunas muestras la composición de la matriz es similar a la de los fragmentos mayores, lo que dificulta su diferenciación.

Dentro de estas litofacies, es posible encontrar rocas siliciclásticas donde su estructura está dominada por clastos líticos volcánicos y tobáceos, y cristales anhedrales a euhedrales de plagioclasa. Los clastos líticos volcánicos son tanto mono como oligomicticos, con selección moderada a mala selección y de sub-redondeados a sub-angulosos.

3.1.2.2.1 Areniscas finas - muy finas matriz soportado (sAfmf)

La presente litofacies corresponde principalmente a areniscas finas-muy finas (figura 25) matriz soportada de tonalidades verdosas, que se encuentran dispuestas en grandes niveles métricos. Su estructura está conformada por clastos sub-redondeados a sub-angulosos de tamaño arena fina, en algunos casos llegando a arena media. Presentan laminación plano-paralela y posibles intercalaciones centimétricas de lutitas.

Interpretación: Zonas donde la energía es de moderada a baja con un mayor aporte clástico, en donde tienden a dominar clastos de tamaño fino y estructuras laminares. Folk, (1974). Pettijohn *et al.* (1987)

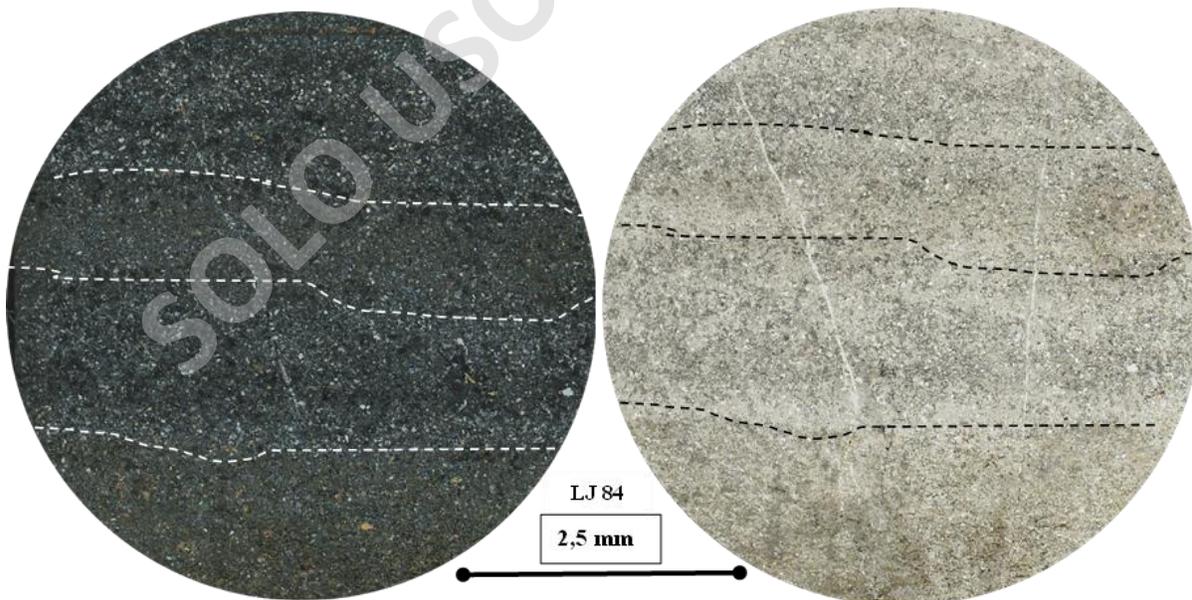


Figura 25. Cortes transparentes de la muestra LJ 84 correspondientes a una arenisca fina con presencia de laminación, a la derecha a NX y a la izquierda a NP.

3.1.2.2 Areniscas calcáreas medias - finas matriz soportada (sAmf)

La litofacies sAmf comprende litologías correspondientes a areniscas calcáreas medias – fina matriz soportada de tonalidades verdosas, que se disponen en niveles métricos. Su estructura está conformada por clastos sub-angulosos a sub-redondeados, de tamaño arena media y su matriz es limosa.

Interpretación: Existen 2 hipótesis válidas para el aumento en la producción del carbonato, las cuales serían el aumento en la población de fauna marina productora de carbonatos, o la disminución en el aporte epiclástico. La granulometría y la presencia de material fangoso indicaría energías moderadas a bajas. (Flügel, 2004).

3.1.2.3 Areniscas volcánicas muy gruesas – gruesas (sAv)

Esta litofacies sAv corresponde a areniscas volcánicas muy gruesas de mala selección, de grandes potencias de decenas de metros. Su estructura está compuesta por clastos líticos volcánicos angulosos a sub-redondeados de tamaño muy grueso, con un alto contenido cristalino (cuarzo y feldespato), su matriz es principalmente fina.

Interpretación: Correspondería a un aumento en el aporte sedimentario junto a una alta actividad volcánica, la que generó el material volcanogénico. Los clastos de gran tamaño (muy grueso) y el porcentaje de matriz junto a su composición podría indicar un retrabajo producto de zonas de arrastre (avalanchas o arrastre de sedimentos). Folk, (1974). Compton (1985).

3.1.2.4 Areniscas conglomerádicas (sAc)

La litofacies sAc se constituye por areniscas conglomerádicas mal seleccionadas, las que se presentan como nivel independiente o intercalaciones métricas. Su estructura se compone por clastos líticos sub-angulosos a sub-redondeados de tamaño muy grueso a gravilla, líticos volcánicos subordinados, con una matriz de arena fina a media.

Interpretación: Correspondería a ciclos de alta energía dado el tamaño de los fragmentos mayores y matriz, con un mayor aporte sedimentario. Compton (1985). Pettijohn *et al.* (1987)

3.1.2.2.5 Areniscas medias (sAm)

La presente litofacies sAm está compuesta por areniscas medias moderadamente seleccionadas y de matriz soportada, de tonalidades verde grisáceas. Los fragmentos mayores están compuestos por clastos líticos redondeados a sub-angulosos, de tamaño predominantemente medio llegando algunos casos puntuales a tamaño grueso, y su matriz es fangosa (Figura 26).

Interpretación: Dado el tipo de litología y su granulometría, correspondería a zonas donde la energía es moderada y que presenta un alto aporte sedimentario. Folk, (1974). Pettijohn *et al.* (1987).

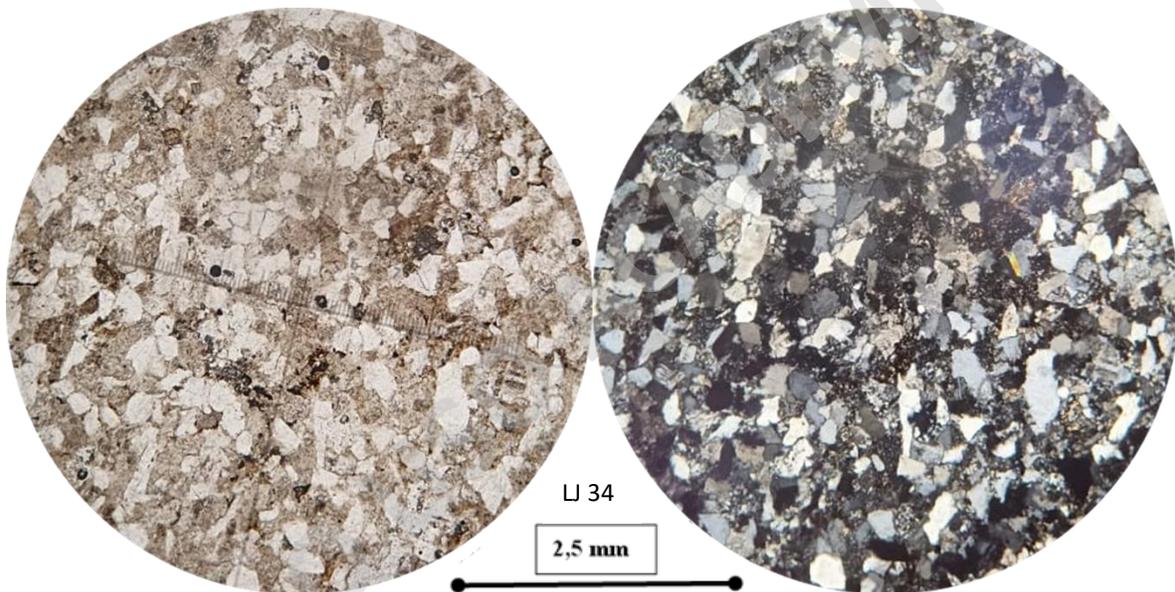


Figura 26. Cortes transparentes de la muestra LJ 34 correspondiente a una arenisca media, a la derecha a NX y a la izquierda a NP.

3.1.2.2.6 Areniscas gruesas clasto soportado (sAg)

La siguiente litofacies se compone de rocas verdosas de textura clástica, clasto soportadas, con mala selección, madurez textural media, mala madurez composicional y presenta estructuras sedimentarias de tipo laminación plano-paralela. Sus elementos son fragmentos líticos de tamaño hasta 1.4 mm, con esfericidad baja, sub angulosos; cristales de cuarzo de hasta 1 mm de esfericidad media baja, sub redondeados; cristales de feldespatos alcalinos menores a 1 mm, esfericidad media, sub redondeados; cristales máficos, principalmente hornblendas menores a 0.5 mm de baja esfericidad, sub angulosos (figura 27)

Interpretación: Dada las características, correspondería a un aumento en el aporte sedimentario junto a una leve actividad volcánica por los líticos volcánicos subordinados. Clastos de gran tamaño junto a sus componentes, podría indicar un retrabajo generado por zonas de arrastre. (Compton, 1985). (Pettijohn *et al.* 1987)

3.1.2.2.7 Areniscas finas matriz soportada (sAfm)

Esta litofacies sAfm se describe como rocas parcialmente alteradas de textura clástica de buena a mala selección, con media madurez textural y composicional, matriz soportada, laminación paralela y presencia de bivalvos. Sus elementos son líticos menores a 5 mm con esfericidad media a baja, sub redondeados y sub angulosos; cristales de cuarzo menores a 1 mm de esfericidad media, sub redondeados; feldespatos alcalinos menores a 2 mm, esfericidad baja - media, sub redondeados y sub angulosos; cristales máficos, principalmente hornblendas menores a 0.5 mm, esfericidad media - baja, sub redondeados.

Interpretación: La gradación inversa en conjunto de la disminución del material fangoso, indicarían un aumento de la energía en la zona. Folk, (1974). Pettijohn *et al.* (1987)

3.1.2.2.8 Areniscas medias con laminación plano-paralela (sAmlp)

La siguiente litofacies se describe como rocas de textura clástica con leve magnetismo, alteración selectiva en feldespatos alcalinos, estructuras como laminación plano-paralela y calcos de carga. Además, tiene fabrica matriz soportada, buena selección y madura tanto textural como composicionalmente. Se constituye por líticas menores a 1 mm con esfericidad media, sub angulosos; cristales como cuarzo menor a 1 mm de alta esfericidad, sub redondeados; feldespatos alcalinos menores a 1 mm de esfericidad alta, sub redondeados.

Interpretación: Se interpretaría como zonas de energía moderadas dada la granulometría, y con un alto aporte continental dado sus fragmentos mayores, y calcos de carga que indicarían el techo en este caso de la formación. Folk, (1974). Pettijohn *et al.* (1987).

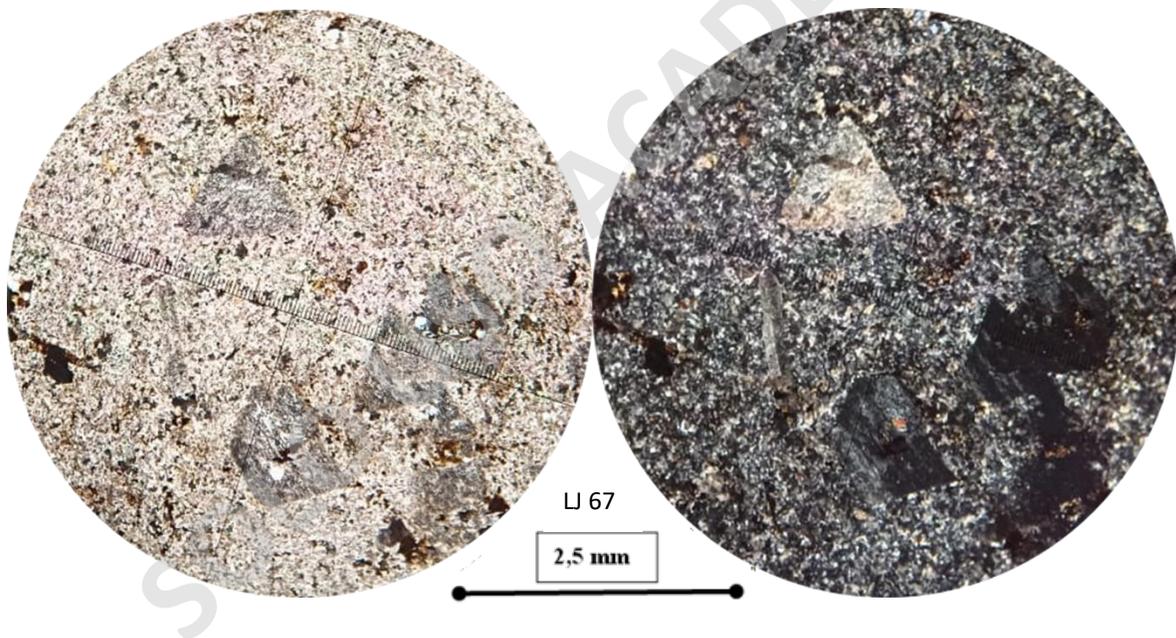


Figura 27. Cortes transparentes de la muestra LJ 67 correspondientes a una arenisca media con presencia de fragmentos andesíticos centimétricos angulosos, a la derecha a NX y a la izquierda a NP.

3.1.2.2.9 Areniscas finas fosilíferas (sAff)

Esta litofacies sAff se describe como rocas de textura clástica de buena a mala selección, con media madurez textural y composicional, matriz soportada, laminación paralela y presencia moldes externos e internos de bivalvos y fragmentos de braquiópodos. Sus elementos son líticos menores a 5 mm con esfericidad media a baja, sub redondeados y sub angulosos; cristales de cuarzo menores a 1 mm de esfericidad media, sub redondeados; feldespatos alcalinos menores a 1 mm, esfericidad baja - media, sub redondeados y sub angulosos.

Interpretación: Correspondiente a zonas de baja energía en base a la granulometría, con un bajo aporte sedimentario. (Flügel, 2004)

3.1.2.2.10 Areniscas medias fosilíferas matriz soportadas (sAmfm)

La siguiente litofacies se describe como rocas de textura clástica con estructuras como laminación plano-paralela y presencia de contenido fósil perteneciente a fragmentos de bivalvos menores a 3 cm. Además, tiene fabrica matriz soportada, buena selección y madura tanto textural como composicionalmente. Se constituye por líticos menores a 2 mm con esfericidad media, sub angulosos; cristales como cuarzo menor a 1 mm de alta esfericidad, sub redondeados (figura 28).

Interpretación: Se interpretaría como zonas de energía moderadas dada la granulometría, y con un bajo aporte sedimentario, con presencia de material carbonatico. (Flügel, 2004)

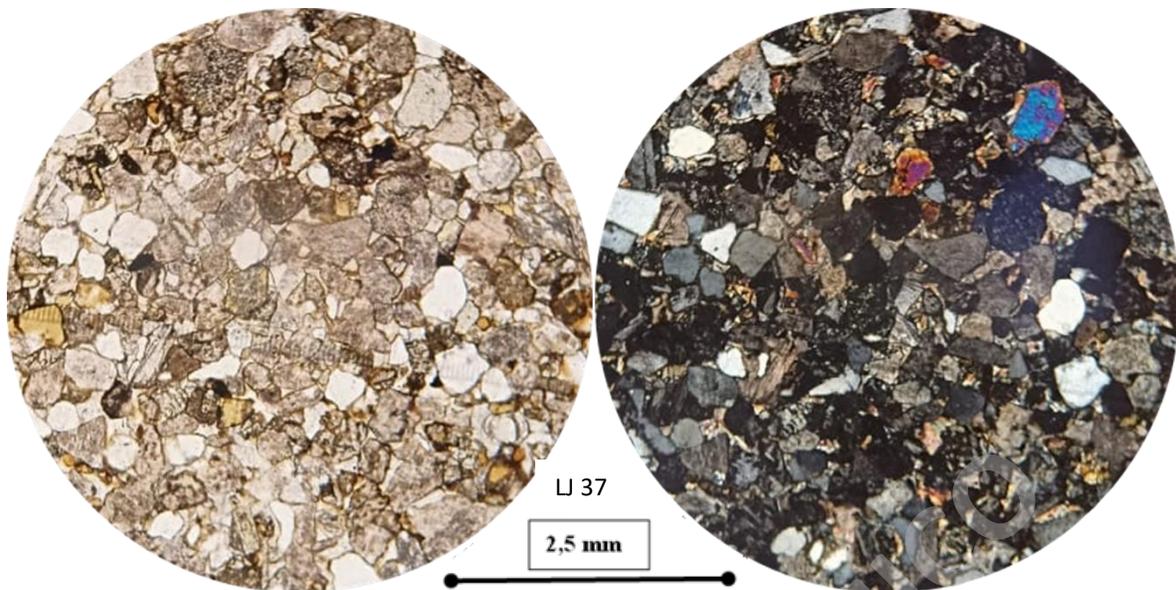


Figura 28. Cortes transparentes de la muestra LJ 37 correspondientes a una arenisca de grano medio, a la derecha a NX y a la izquierda a NP.

3.1.2.2.11 Meta-Arenisca matriz soportada (sMa)

La siguiente litofacies sMa se caracteriza por meta-areniscas con textura clástica relictas de buena selección, madurez textural y composicional media, fabrica matriz soportada. Se compone de fragmentos líticos menores a 0.5 mm, esfericidad media; cristales de cuarzo menores a 0.5 mm, esfericidad media, sub redondeados; cristales de feldespatos alcalinos menores a 0.5 mm, con esfericidad media y sub angulosos; cristales de hornblenda menores a 0.5 mm, esfericidad media, angulosos.

Interpretación: Generada inicialmente producto de la deposición de material clástico, con un bajo aporte sedimentario. Por lo que se relaciona a zonas de energía moderadas a baja y la que posteriormente se ve afectada por condiciones de altas temperaturas, producto de la intrusión del complejo plutónico Alhué, generando una leve recrystalización de sus componentes conservando el protolito.

3.1.2.3 Litofacies fangosas

La fangolita puede incluir arcillas tobáceas y arcillas limosas/arenosas (Rivas *et al.* 2021). Son en su mayoría masivas y presentan laminación planoparalela, evidenciada por los cambios en las tonalidades, alteración o composición. Algunas litofacies fangosas ubicadas en áreas adyacentes a los complejos plutónicos e Hipabisales se encuentran endurecidas y silicificadas representadas en hornfels.

3.1.2.3.1 Lutitas con laminación plano-paralela (sLpp)

Esta litofacies sLpp corresponde a lutitas de tonalidades gris verdosas con textura clástica, de buena a muy buena selección, presentan laminación planoparalela. Se disponen de forma tabular en niveles centimétricos a métricos.

Interpretación: Corresponde principalmente a la deposición de material en suspensión, con un bajo aporte sedimentario. Es por esto, por lo que se relaciona a zonas de baja energía y más profundas dentro de la zona nerítica. Folk, (1974) Pettijohn *et al.* (1987)

3.1.2.3.2 Meta-fangolita matriz soportada (sMf)

La siguiente litofacies sMf se caracteriza por meta-fangolitas con textura clástica relictas de buena selección, madurez textural y composicional media, fabrica matriz soportada y laminación plano-paralela. Se compone de fragmentos líticos menores a 0.5 mm, esfericidad media; cristales de cuarzo menores a 0.5 mm, esfericidad media, sub redondeados; cristales de feldspatos alcalinos menores a 0.5 mm, con esfericidad media y sub angulosos; cristales de hornblenda menores a 0.5 mm, esfericidad media, angulosos.

Interpretación: Generada inicialmente producto de la deposición de material en suspensión, con un leve aporte sedimentario. Por lo que se relaciona a zona de baja energía y más profundas dentro de la zona nerítica, la que posteriormente se ve afectada por condiciones de altas temperaturas, producto de la intrusión del complejo plutónico Alhué, generando una leve recristalización de sus componentes conservando el protolito.

3.1.2.4 Litofacies volcánicas

Dentro de este macro grupo se encuentran las lavas y rocas piroclásticas, donde estas últimas se entienden como rocas generadas a partir de agregados fragmentados de parentesco volcánico que tiene origen exclusivamente por actividad volcánica explosiva y depositada por procesos derivados de esta misma actividad explosiva (Cas & Wriqh, 1987. Fisher & Schmincke, 1984).

3.1.2.4.1 Andesitas porfídicas (vAp)

La presente litofacies vAp corresponde a andesitas de hornblenda porfídicas de tonalidades grisáceas, masivas con alto contenido de fenocristales de hornblenda y plagioclasa subhedrales a anhedrales menores a 2 mm, piroxenos subordinados y de tamaños menores a 1 mm. Se disponen de forma tabular en niveles métricos (figura 29).

Interpretación: Dada sus características, correspondería a la parte interna del flujo debido al alto contenido de cristales con relación al vidrio y vesículas. Se puede asociar al enfriamiento en condiciones subaéreas.

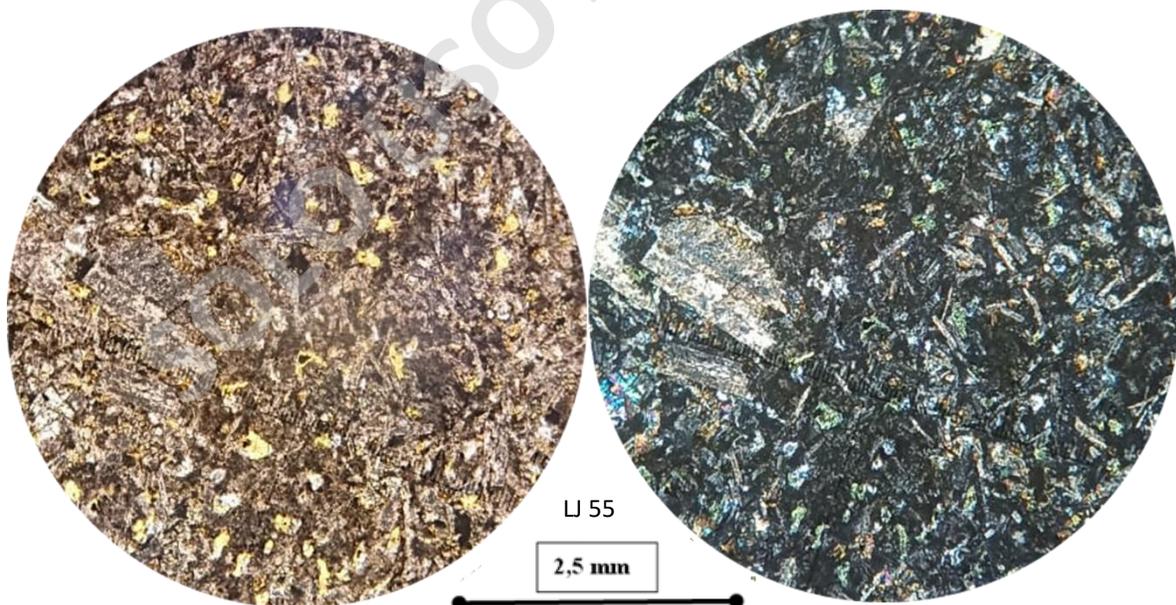


Figura 29. Cortes transparentes de la muestra LJ 55 correspondientes a una andesita de hornblenda, a la derecha a NX y a la izquierda a NP.

3.1.2.4.2 Toba de lapilli lítica matriz soportado (vTIm)

La correspondiente litofacies vTIm describe rocas de textura piroclástica con matriz vítrea y fabrica matriz soportada (figura 26). Sus componentes son líticos andesíticos de 2-40 mm con baja esfericidad; y fragmentos del intrusivo Complejo Plutónico Alhué, con presencia de hornblendas y plagioclasas angulosas a sub redondeada, menores a 1mm y esfericidad de media a baja (figura 30).

Interpretación: Al ser una toba lítica, donde su predominancia de los componentes corresponde a fragmentos líticos, indicaría una cercanía relativa al foco volcánico (Vessel & Davies, 1981).

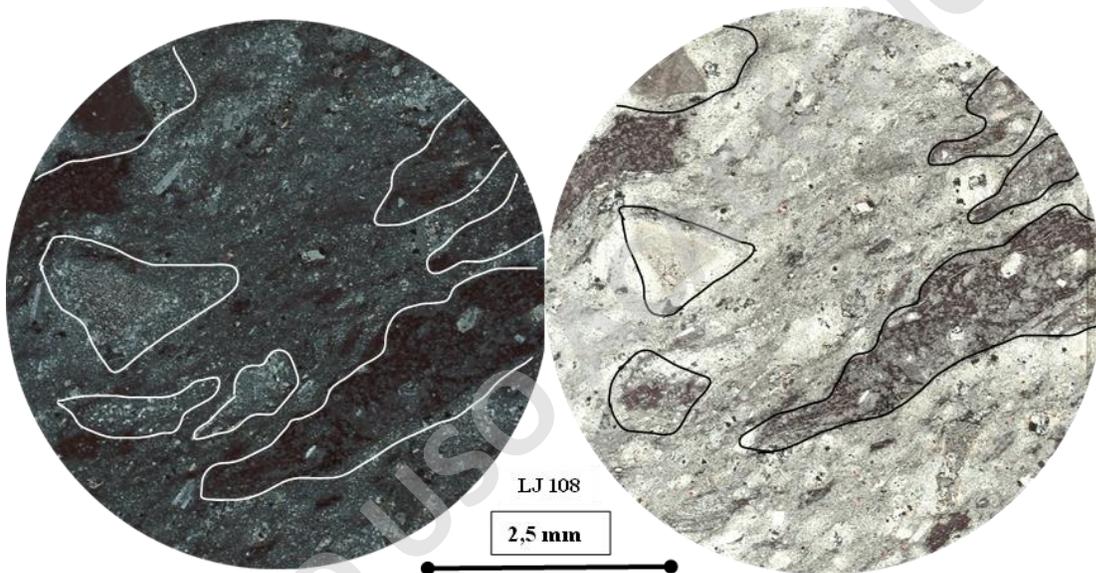


Figura 30. Corte transparente de la muestra LJ 108 correspondiente a toba de lapilli lítica, con texturas de flujo. A la izquierda a NX y a la derecha a NP.

3.1.2.4.3 Toba vítrea matriz soportado (vTvm)

Se caracteriza la litofacies vTvm como una roca piroclástica de matriz vítrea con fabrica matriz soportada. Dentro de sus componentes se destaca la presencia de líticos principalmente andesíticos menores a 2 mm, sub angulosos y baja esfericidad; cristales de plagioclasas menores a 0.5 mm, cristales de hornblenda menores a 1mm, ambos angulosos.

Interpretación: El alto contenido de cristales y líticos subangulosos, en conjunto del vidrio, sería indicativos de depósitos cercanos al foco volcánico (Vessel & Davies, 1981).

3.1.2.4.4 Toba vítrea eutaxítica matriz soportado (vTem)

La siguiente litofacies vTem define como una roca con textura piroclástica y eutaxítica, matriz vítrea, fabrica matriz soportada, evidencia de estructuras de flujo y levemente silisificada. Se compone por líticos andesíticos principalmente de diámetro de 2-15 mm, subredondeados y de baja esfericidad; cristales de plagioclasas menor a 3mm, angulosos; cristales de hornblenda menores a 1 mm sub angulosos y cristales de cuarzo menores a 2 mm sub redondeados.

Interpretación: Las características tales como un alto contenido de líticos y cristales angulosos y vesiculados, junto a la presencia de texturas de flujo y fiammes, indicarían depósitos cercanos al foco volcánico (Vessel & Davies, 1981).

3.1.2.4.5 Toba de lapilli cristalina matriz soportado (vTcm)

Esta litofacies vTcm se explica como una roca de textura piroclástica con matriz cristalina y fabrica matriz soportada. Se conforma con líticos principalmente andesíticos con predominancia de cristales de plagioclasas de diámetro hasta 3 mm, angulosos; cristales de hornblenda de hasta 1 mm sub redondeados y cristales de cuarzo con diámetro de hasta 1 mm, sub redondeados.

Interpretación: Según sus componentes que en su mayoría se encuentran de subangulosos a angulosos, indicarían depósitos medios del foco eruptivo. (Vessel & Davies, 1981).

3.1.2.5 Biofacies

Para definir el presente macro grupo, las clasificaciones se basan en la presencia de moldes internos y externos de los diferentes organismos predominantes en las secciones estratigráficas. Las clasificaciones consideran principalmente organismos bentónicos debido a sus características en cuanto a determinación de profundidad y posición en la plataforma marina.

Estas biofacies son consideradas como complementarias a las litofacies anteriormente mencionadas, ya que el conjunto de ambas proporciona una clasificación con mayor detalle para la determinación del ambiente deposicional.

3.1.2.5.1 Biofacies Bivalvos – Braquiópodos (bBvbr)

La presente biofacies bBvbr corresponde a moldes tanto internos como externos de bivalvos y braquiópodos, en algunos casos en abundancia en litologías de granulometrías de arena media a muy fina. En su mayoría bien preservados y de tamaños menores a 6 cm de diámetro.

Interpretación: La presencia de ambas especies son indicativas de zonas de rampa interna. Al estar bien preservados y no fragmentados, se atribuye a zonas de una baja energía, asociable a facies de rampa interna. (Damborenea, S.E & Manceñido, M.O, 2005).

3.1.3 Asociación de facies y Ambiente deposicional.

En base a las distintas y marcadas variaciones litológicas observadas a lo largo del registro sedimentario de los escasos afloramientos en el área de San Vicente de Tagua Tagua y sus alrededores, las litofacies y biofacies fueron ordenadas en asociaciones de facies (AF) (Tabla x). Estas asociaciones están relacionadas según los diferentes procesos y ambientes deposicionales, y se presentan en su respectivo orden estratigráfico. (Rivas *et al.* 2021). Cabe destacar que la realización de estas asociaciones es fundamental para definir el ambiente deposicional de los distintos estratos presentes y así generar la columna estratigráfica generalizada de la Formación La Lajuela (figura 32).

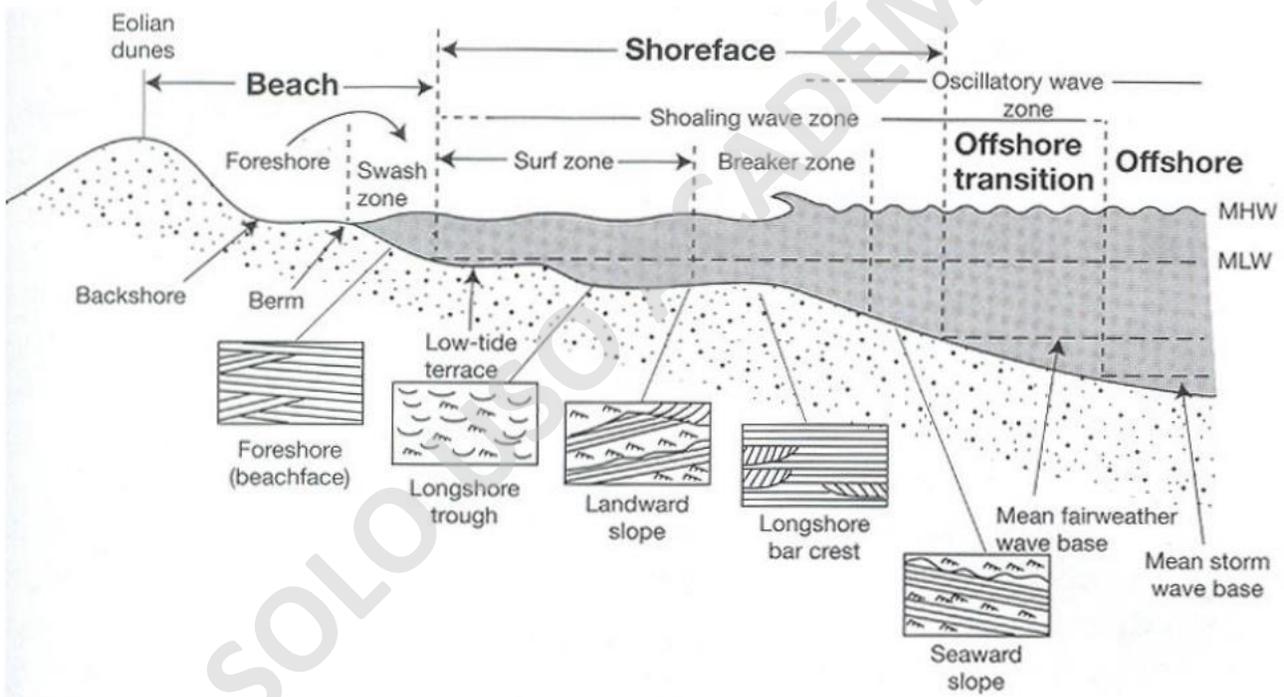


Figura 31. Esquema de la representación de facies marinas con sus respectivos niveles. (Extraído de Pettijohn *et al.* (1987).

3.1.3.1 Asociación de Facies marinas arenosas (FMA)

La asociación de Facies marinas arenosas corresponde a los tramos basales de la unidad, que comprende las facies sAcf, sAgf, y poseen un espesor de al menos 600 m aproximados, donde se presentan fósiles de bivalvos acompañados de estructuras sedimentarias como laminación planoparalela, y una disminución del tamaño de grano de las areniscas, pasando de areniscas gruesas y medias, a areniscas de grano fino. Es posible identificar materia orgánica en las areniscas más finas. Hacia el techo predominan las areniscas con un contenido fangoso.

Interpretación: Debido a la presencia de fósiles de bivalvos y las estructuras sedimentarias mencionadas, es posible interpretar un ambiente marino somero, y con la materia orgánica, dado el contexto es posible inferir un ambiente marino de poca profundidad. Con la disminución del tamaño de grano es posible identificar una disminución de la energía en el medio. Por lo tanto, se define principalmente como un ambiente marino somero de rampa media y frente de playa, con una escasa diversidad de fauna. Folk, (1974). Pettijohn *et al.* (1987). (Flügel, 2004).

3.1.3.2 Asociación de facies volcánica-fluvial (FVF)

La presente asociación de facies volcánica-fluvial comprende las facies vAp y sClc, presenta un espesor de 110 m aproximados y se caracteriza por presentar lavas andesíticas porfídicas, en conjunto de conglomerados clasto soportados, que sus fragmentos mayores corresponden a fragmentos líticos andesíticos, de tamaño guijarro, redondeados y una escasa matriz arenosa.

Interpretación: Producto de la escasa predominancia de estas litologías en este tramo de la columna, es posible interpretar un ambiente volcánico activo, pero con una leve actividad. Además, las lavas corresponden a facies volcánicas proximales al foco eruptivo, por lo que su fuente es cercana. Por otra parte, la presencia de conglomerados con predominancia de líticos volcánicos correspondería un ambiente volcánico asociado a un

paleocanal fluvio-volcanico. Folk, (1974). (Vessel & Davies, 1981). Pettijohn *et al.* (1987). (Flügel, 2004).

3.1.3.3 Asociación de facies marinas arenosas calcáreas (FMAC)

La asociación de facies marinas arenosas calcáreas comprende las facies sAff, sLpp, sAfm, sAc, sAmf, sAm, sBrm, sAcf, sAgf, y posee 275 m aproximados de espesor. Consta principalmente de potentes niveles carbonaticos, correspondientes a areniscas calcáreas de granulometrías medias y finas con contenido fosilífero de bivalvos, ammonites y braquiópodos. Además, presenta acotados niveles de fangolitas con estructuras sedimentarias de tipo laminación planoparalela. Existe además un acotado nivel correspondiente a facies sedimentarias brechosas polimicticas.

Interpretación: Se interpreta un ambiente marino somero, correspondiente a un ambiente de rampa media dado los potentes niveles carbonaticos, la amplia variabilidad de fósiles marinos, indica una mayor diversidad faunística en este caso. Comprende zonas con altas y bajas energías, dada la presencia de areniscas gruesas y fangolitas respectivamente. Por otra parte, dada las estructuras sedimentarias mencionadas en la litología presente, es posible asociarlas a un ambiente de frente de playa a una transición de rampa media a interna. La presencia de las facies sedimentarias brechosas polimicticas, indicaría una facies de abanico aluvial medio cercano a la línea de costa o, por otro lado, un origen laharico dada la predominancia de clastos volcánicos. Folk, (1974). Pettijohn *et al.* (1987). (Flügel, 2004).

3.1.3.4 Asociación de facies piroclásticas tobáceas (FPT)

Se asocian las facies vTlm, vAp, sMf, sMa, vTem, vTcm, vAfmf, vTvm, vBr, sClm, correspondientes a la asociación de facies piroclásticas tobáceas, que poseen un espesor de 850 m aproximados. Presenta tobas de lapilli cristalinas y tobas vítreas de ceniza, que en algunos niveles presenta fiammes aplastadas, la que se denomina soldada. Es posible observar acotados niveles subordinados de lavas andesíticas, y en menor medida, facies sedimentarias.

Interpretación; Producto de la predominancia de tobas cristalinas y tobas vítreas, indicaría un ambiente volcánico activo en conjunto de facies medias del foco eruptivo. Por otro lado, existen facies volcánicas proximales al foco eruptivo como lo son las lavas andesíticas, las que en conjunto indicarían un ambiente volcánico activo, con una mayor actividad volcánica. La presencia de escasas facies sedimentarias, intercaladas con las facies volcánicas anteriormente mencionadas, también corresponderían a facies medias del foco eruptivo generadas producto de la influencia de los canales fluvio-volcánicos asociados a probables abanicos aluviales. (Vessel & Davies, 1981). (Fisher & Schmincke, 1984). (Cas & Wrigth, 1987).

3.1.3.5 Asociación de facies marina-volcanica (FMV)

La asociación de facies FMV, comprenden las facies sAv, vAp, sLpp, sAfmf, sBrm, sCIm, y poseen casi 300 m de espesor aproximados. Presenta niveles de areniscas que van desde arcosas a litarenitas, con presencia de fósiles de bivalvos fragmentados, en conjunto de estructuras sedimentarias como laminación paralela. Además, existe la presencia de facies volcánicas vAp en la zona media y en el techo de esta asociación.

Interpretación: Se interpreta como un ambiente marino somero producto de los fósiles de bivalvos presentes y las estructuras sedimentarias que los acompañan. Es posible identificar un ambiente de media a alta energía producto de los fósiles fragmentados. Según estas características, se puede inferir un ambiente de plataforma marina que pasó de frente de playa a rampa interna. Folk, (1974). Pettijohn *et al.* (1987). (Flügel, 2004).

3.1.3.6 Asociación de facies marina continental (FMC)

La asociación de facies FMC, corresponde a las facies sBrm, sAm, vAp, sLpp, sAfmf, sAgf, sAv, y poseen un espesor de 450 m aproximados. Presenta fangolitas en la base, y hacia el techo una gradación inversa de areniscas finas a gruesas, que en algunos niveles desarrollan laminación planoparalela. Además, exhibe facies volcánicas de tobas líticas de lapilli, con fragmentos líticos subangulosos a subredondeados.

Interpretación: Es posible interpretar un ambiente marino poco profundo que va aumentando la energía en el medio, producto de la gradación inversa presente. Hacia el

techo, producto de las estructuras sedimentarias es posible inferir un ambiente marino más somero o de frente de playa. Por otro lado, la baja presencia de facies volcánicas, indicarían un ambiente volcánico activo de baja actividad, correspondientes a facies medias del foco eruptivo. Los fragmentos líticos subangulosos a subredondeados indicarían escaso retrabajo. Por lo que, el ambiente correspondería a un ambiente marino somero transicional a continental. Folk, (1974). Pettijohn *et al.* (1987). (Flügel, 2004).

3.1.3.7 Asociación de facies marina fluvial-volcanica (FMFV)

La asociación de facies FMFV, exhibe las facies vTlm, sCIm, vAp, sAmp, sAgf y presentan un espesor de 500 m. Presenta Tobas líticas y conglomerados matriz soportados con clastos bien redondeados. Hacia el techo, exhibe una secuencia de areniscas gruesas y tobas líticas, de fragmentos líticos predominantemente volcánicos. Los niveles de areniscas presentan el desarrollo de estructuras sedimentarias de tipo laminación paralela.

Interpretación: Se puede determinar un ambiente transicional, de marino somero a continental, producto de las facies presentes. En el caso del ambiente marino estaría asociado a ambientes de media a baja energía, correspondientes a facies de frente de playa. Por su parte, las facies volcánicas presentes indicarían un arco volcánico cercano con actividad media y la presencia de facies de conglomerados, proporciona la influencia de probables cursos fluviales, evidenciándose en el paso progresivo a ambiente continental. Folk, (1974). Pettijohn *et al.* (1987).

3.1.4 "Pillow lavas"

Adicionalmente a las rocas y facies que se han determinado para esta formación, se ha identificado un área con afloramientos correspondientes a pillow lavas, las cuales se han asignado a la Formación La Lajuela en este estudio. Dichos afloramientos, que se pueden ver en la figura x, se encuentran sobreyacidos por rocas sedimentarias correspondientes a areniscas finas y medias, y fangolitas. En algunos casos, presentan estructuras sedimentarias tipo flaser y se pueden interpretar para este estudio como un ambiente marino somero, coincidente con el ambiente depositacional que se ha asignado para gran parte de esta formación.

Las pillow lavas que se exponen en la zona de estudio corresponden a andesitas con textura porfídica y son de color gris oscuro. Los componentes principales de las pillow lavas corresponden a fenocristales de plagioclasa (25% - 30%), las cuales presentan formas ramificadas en algunos casos y tienen un tamaño de 0,3 mm, alcanzando diámetros máximos de hasta 0,5 mm. Hay presencia de anfíboles (5% - 7%) con un tamaño de 0,5 mm y alcanzan diámetros de hasta 1 mm. La masa fundamental (50% - 60%) está compuesta por vidrio y pequeños cristales de plagioclasa. A partir de la presencia de este tipo de rocas, las cuales, se han asociado en la literatura a la presencia de volcanes submarinos y dado al ambiente depositacional que se ha determinado para la Formación La Lajueta, es que se propone que las pillow lavas expuestas son parte de las facies que se pueden encontrar dentro del modelo de facies para un *apron* volcánico-clástico submarino propuesto en Allen et al. (2007), donde se puede interpretar a las pillow lavas como facies medias, y las lutitas y areniscas finas como facies medias a distales.

SOLO USO ACADÉMICO

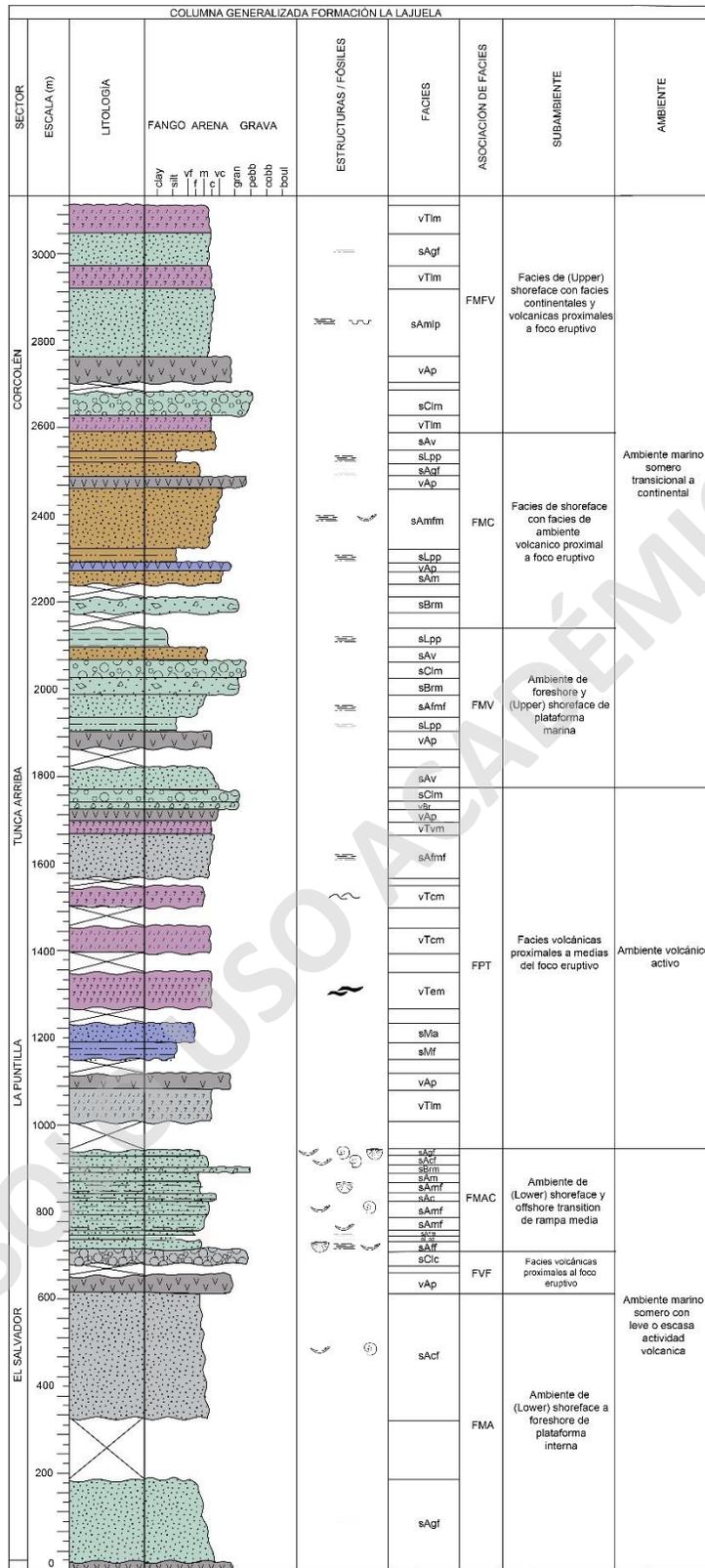


Figura 32. Columna generalizada de la Formación La Lajuela en la zona de estudio, con sus respectivas facies y asociaciones de facies.

4. Discusión

En estudios anteriores, a la zona de estudio en específico a la Formación La Lajuela, ha sido asignado como la Formación Lo Prado por Godoy *et al.* (2009) y Contreras & Schilling (2012). Por otra parte, según los resultados de este estudio, la Formación Lo Prado estaría limitada más al norte de la zona de estudio, y en la zona de San Vicente de Tagua Tagua, corresponderían a la Formación La Lajuela en base a los siguientes antecedentes:

- La Formación La Lajuela, según las descripciones petrográficas, estratigrafía, contenido fosilífero y el análisis de facies que se ha realizado en la presente investigación, se interpreta un ambiente marino – continental, con una predominancia de rocas sedimentarias marinas en comparación con las rocas volcanoclásticas presentes.
- Cabe destacar que, en sus inicios, Muñoz Cristi & Karzulovic (1958) definieron como Estratos de La Lajuela a un conjunto de rocas volcánicas y sedimentarias continentales y marinas, pertenecientes a la cordillera de la costa, al oeste de la localidad de Santa Cruz, siendo su localidad tipo la Cuesta de la Lajuela (Charrier & Lillo, 1973). Posteriormente, Bravo (2001) denomina Formación La Lajuela a la sección superior de la unidad definida por Muñoz Cristi & Karzulovic (1958), presentando una potencia superior a 4100 m. Por otra parte, en esta investigación la potencia mínima estimada alcanzaría los 3150 m, lo que le agregarían unos 500 m de espesor a lo propuesto por Pincheira (2021), y teniendo en cuenta las consideraciones propuestas por Soto (2018) en el sector del Salvador, se establece que por relaciones cronoestratigráficas y por predominancia de rocas sedimentarias sobre rocas volcánicas, corresponderían a depósitos más someros, relacionados a la Formación la Lajuela.
- Además, es importante mencionar que la comparación litológica y la comparación faunística que se presentan en esta formación, son ampliamente relacionables con la Formación La Lajuela en el sector de Santa Cruz, dado el estudio realizado por Zuñiga (2017), donde los fósiles expuestos proponen una edad relativa correspondiente al Titoniano inferior – Berrasiano inferior (Salazar, 2012; Salazar & Stinnesbeck, 2015). Asimismo, en la Formación Baños del Flaco se registra el ammonites *Virgatosphinctes mexicanus* (Salazar & Stinnesbeck, 2017), mismo espécimen documentado en la Formación La Lajuela, en las localidades de Santa

Cruz y San Vicente de Tagua Tagua (Soto 2018), por lo que serían coetáneas en su tiempo de deposición. En base a esto y a la recopilación bibliográfica de las zonas es posible proponer una abertura o canal, que conecta las zonas de Santa Cruz y San Vicente de Tagua Tagua con la zona de las Termas del Flaco y que, a su vez fue responsable de transportar y posteriormente depositar estos especímenes hacia la zona de trasarco, ya que se encuentran cercanos (115 Km).

TITONIANO MEDIO - SUPERIOR

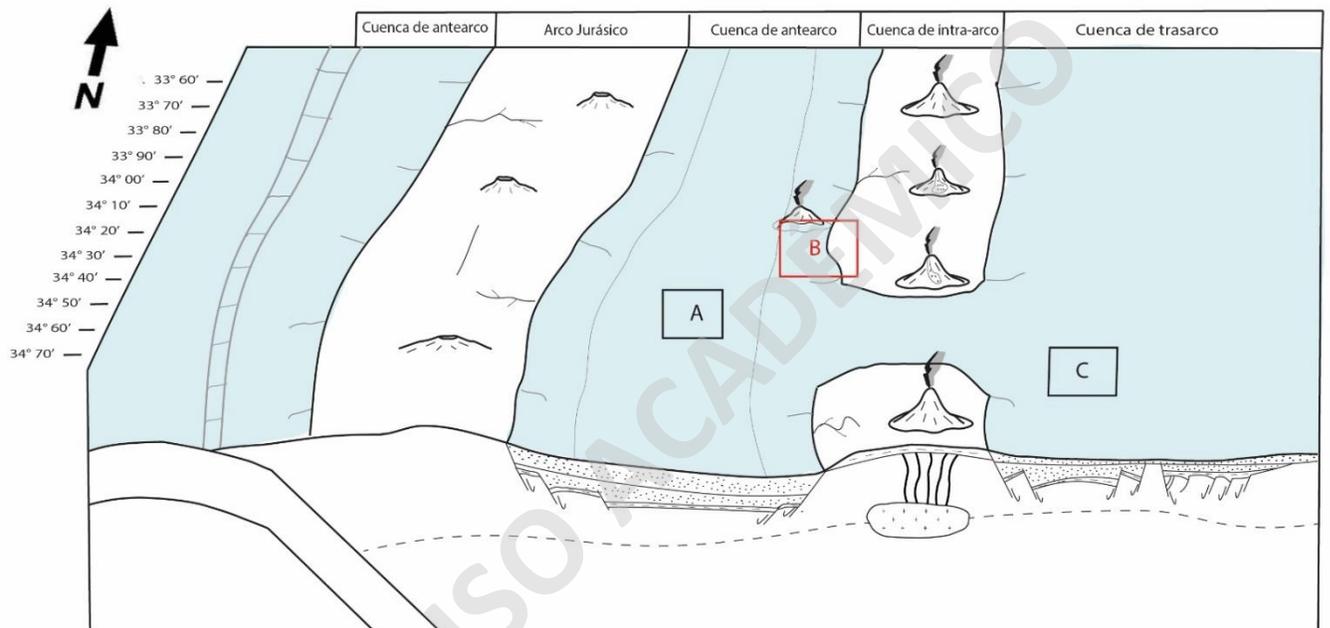


Figura 33. Modelo paleogeográfico de la zona de estudio para el Titoniano medio – superior, de la Formación La Lajuela. A) Santa cruz, B) San Vicente de Tagua Tagua y C) Termas del Flaco. Basado en (Zúñiga, 2017). (Tapia *et. al*, 2020). (Pincheira, 2021)

- Como se observa en la figura 33, para la Formación La Lajuela, se establece un ambiente caracterizado por ser marino somero, específicamente de frente de playa/rampa media. En este escenario del Jurásico Superior tardío, se comienza a desarrollar un proceso de subsidencia, producto de la carga generada por el arco volcánico jurásico inactivo en conjunto del régimen tectónico extensional dominante, que tenía lugar entre el trasarco y parte del arco (Charrier *et al.* 2014). Esto generó una nueva cuenca al este del arco Jurásico, facilitando la depositación de potentes sucesiones marinas clásticas como la Formación Baños del Flaco. También, se evidencia procesos de transgresiones y regresiones

marinas, las cuales han quedado registradas en las gradaciones inversas y normales presentes en la columna estratigráfica generalizada de esta unidad en el presente estudio. La presencia de fósiles de bivalvos, ammonites y braquiópodos en las areniscas respalda también esta interpretación del ambiente. Además, la deposición inicial de sedimentos marinos en la cuenca sugiere un período de disminución en la actividad volcánica durante el Valanginiano, posiblemente debido a la progresiva migración hacia el este del arco volcánico en esa época.

- Finalmente, en las partes intermedias y superiores de esta unidad se identifican productos volcánicos que indican la existencia de un ambiente volcánico activo (figura 34), aunque con una intensidad moderada durante dicho período, con una intercalación de estos productos volcánicos con rocas sedimentarias clásticas, que describirían un ambiente transicional. Además, el desarrollo de *pillow lavas* señala la presencia de un ambiente volcánico submarino durante esa época, lo que da pie a la propuesta de una cuenca de intra-arco. La deposición de esta unidad transcurre durante la segunda subetapa del Ciclo Tectónico Andino, en la cual el arco volcánico migra hacia una posición más cercana a la depresión central en Chile Central, en simultáneo con la generación de cuencas sedimentarias.

BERRASIANO INFERIOR - SUPERIOR

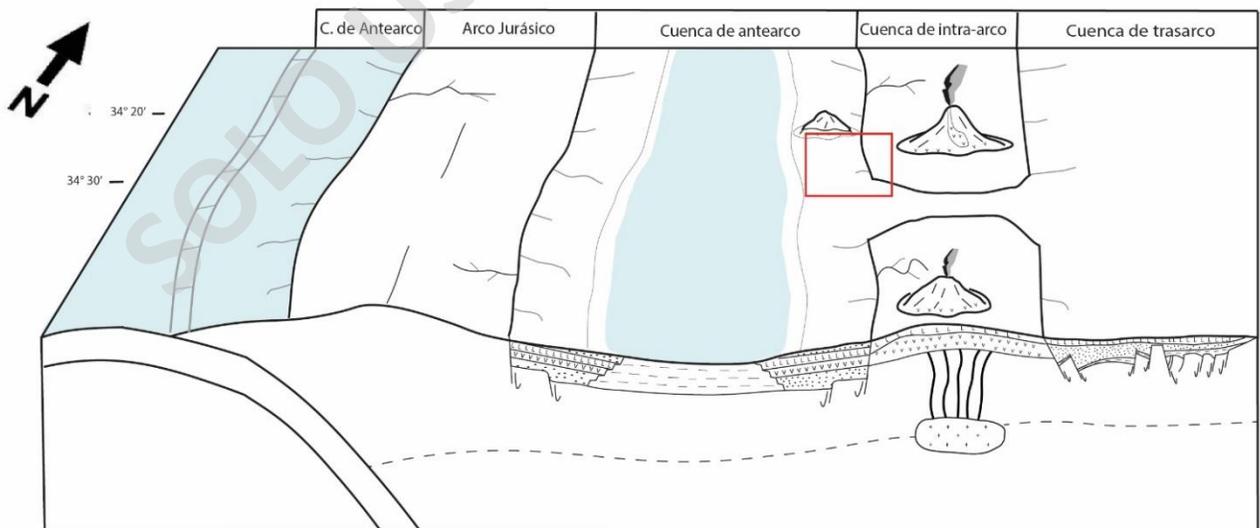


Figura 34. Modelo paleogeográfico de la zona de estudio (en rojo) para el Berrasiano medio – superior, de la Formación La Lajuela,. Basado en (Zúñiga, 2017). (Tapia *et. al*, 2020). (Pincheira, 2021).

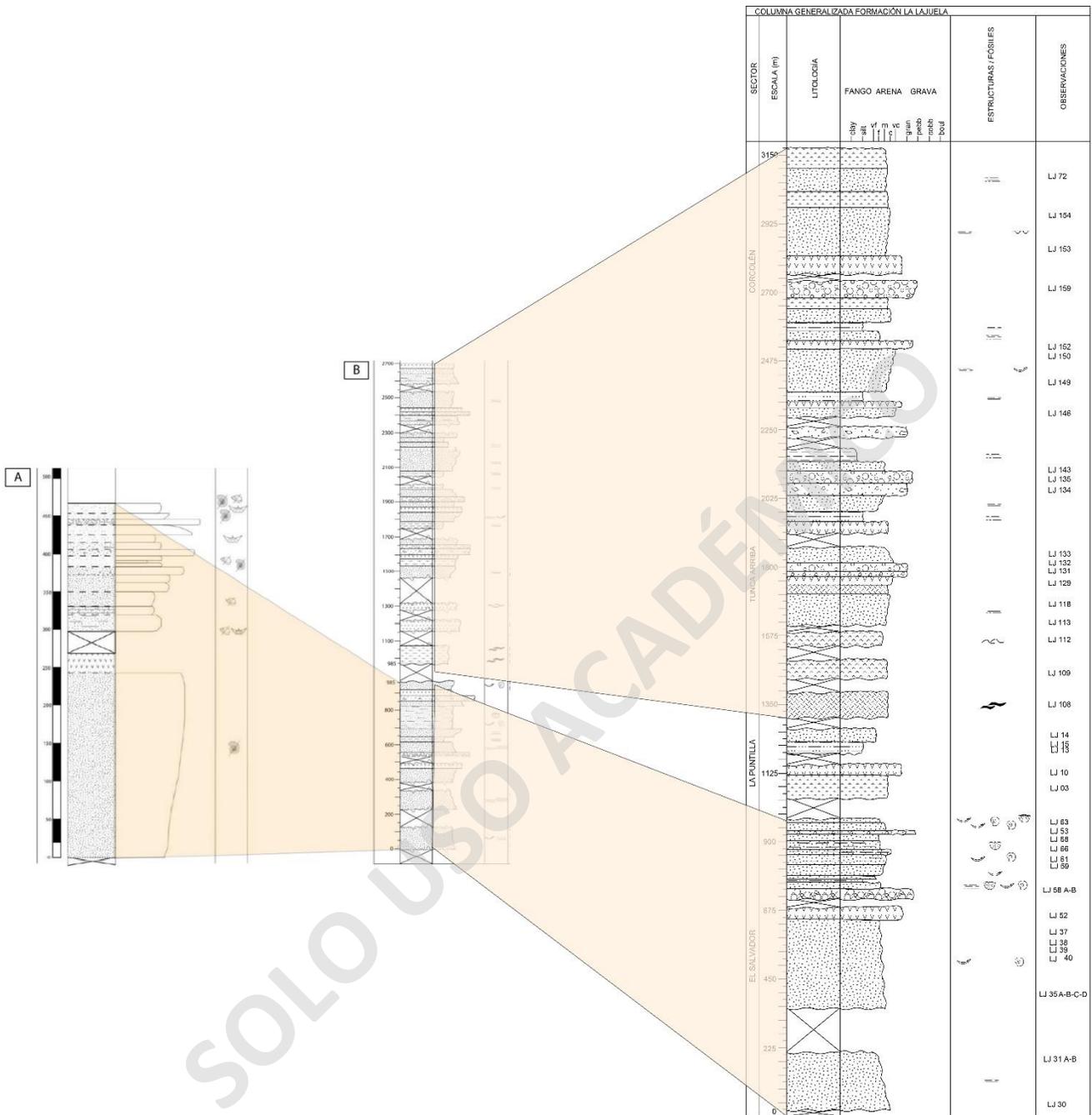


Figura 35. Comparación con estudios anteriores para la Formación La Lajuela en la zona de estudio. A) Columna estratigráfica de Soto (2018), sector El Salvador. B) Columna estratigráfica de Pincheira (2021) y Arbea (2021). Y a la derecha se presenta la columna estratigráfica de la presente investigación. Se puede observar y establecer una correlación de A con la base de B y la base de la columna del presente estudio. Además, se pueden correlacionar las secciones superiores de B y la columna generalizada de la derecha.

En correlación con los estudios previos en la zona de estudio (e.g. Soto, 2018; Pincheira, 2021; Arbea, 2021), se sustenta la idea de formalización de los tres miembros para la Formación La Lajuela (Figura 31), ya que se pueden correlacionar con los resultados obtenidos petrográfica y estratigráficamente expuestos en la columna generalizada de la presente investigación. Además, la litología, el ambiente y gran parte de la columna realizada por Pincheira (2021) y Arbea (2021), además de la base de las columnas de Soto (2018), son correlacionables con los resultados obtenidos (Figura 35). La diferencia entre la totalidad del metraje es principalmente debido a la inclusión del sector de La Puntilla, correspondiente principalmente a rocas volcánicas descritas como tobas cristalinas*, tobas líticas y andesitas de hornblenda, y unidades sedimentarias de grano fino – muy fino, con evidencia de un leve metamorfismo de contacto clasificándose como metareniscas y metafangolitas.

5. Conclusiones

La Formación La Lajuela corresponde a una sucesión volcano-sedimentaria, con presencia de contenido fósil donde se pueden reconocer la presencia de *Anopea* cf. *callistoensis*, *Virgatosphinctes mexicanus* y *Argentiniceras* sp., los cuales asignan una edad Titoniana inferior – Berrasiano inferior?.

Al generar una comparación de la fauna descrita en la presente investigación con otras formaciones coetáneas, es posible establecer que los especímenes nombrados anteriormente se reconocen en formaciones como Baños del Flaco (Salazar & Stinnesbeck 2017). Además, por relaciones cronoestratigráficas, y la mayor cantidad de facies sedimentarias sobre facies volcánicas principalmente en niveles basales, debería corresponder a depósitos más someros relacionados a la Formación La Lajuela, ya que los depósitos marinos de la Formación Lo Prado, según Soto *et al.* (2016), comenzarían desde el Titoniano superior.

Si bien en el presente estudio, el ambiente depositacional y parte de la columna estratigráfica realizada por Soto (2018) correspondiente al sector de El Salvador, se correlacionan con los resultados obtenidos, específicamente con los niveles más basales de la columna generalizada, la diferencia entre los espesores se da principalmente por la

actitud de los estratos documentada por Soto (2018), que varían con respecto a los datos estructurales obtenidos en la presente investigación (N15°W/22°NE).

Finalmente, se establece que inicialmente durante el Titoniano nos encontraríamos en un ambiente marino somero de frente de playa a rampa media, producto de las características litológicas encontradas, que además tienen gran influencia del mar producto de los grandes eventos de transgresiones y regresiones marinas, que se registran en las gradaciones normales e inversas documentadas en la columna generalizada para esta unidad, esto también es sustentado con la presencia de contenido fosilífero correspondiente a bivalvos, ammonites y braquiópodos. Dada la depositación inicial de sedimentos marinos en la base, indicaría un cese en la actividad volcánica, provocada por la paulatina migración del arco hacia el este en este periodo. Luego, con el cambio en el régimen tectónico dominante a uno de carácter compresivo, se genera un aumento en la actividad volcánica, evidenciado en el material volcánico en el miembro medio, lo que permite inferir la existencia de un ambiente volcánico activo, de media a baja actividad durante el Berrasiano - Valanginiano, además de otro ciclo de regresión y transgresión marina dada la intercalación de estas rocas volcánicas con rocas sedimentarias marinas. Siguiendo con lo anterior, y con el desarrollo de *pillow lavas* que corresponden a un ambiente volcánico submarino, soportarían la idea a lo propuesto inicialmente de una depositación en una cuenca de intra-arco, dentro del contexto de la segunda subetapa del Ciclo Tectónico Andino, que es donde el arco volcánico migra paulatinamente a una posición cercana a la depresión central en Chile.

Referencias

Arbea (2021). Tectono-estratigrafía de Mesozoico en el área de San Vicente de Tagua Tagua (Entre 34°21' S – 71°15' O y 34°32' S – 70°57' O), Chile central. (Memoria de Título, Universidad del Desarrollo, Facultad de Ingeniería. Santiago)

Blair, T. & McPherson, J. (1999). Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 6-19.

Bravo, P. (2001). Geología del Borde Oriental de la cordillera de la costa entre los Ríos Mataquito y Maule, VII región. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Carrizo, A. (2021). Estratigrafía y metamorfismo de bajo grado en las sucesiones del Jurásico Superior – Cretácico Inferior, Formación La Lajuela (Chile Central): análisis de las variaciones mineralógicas y patrones de enterramiento. Memoria de Título, Universidad del Desarrollo, Facultad de Ingeniería, 177p. Santiago.

Cas, R., Wright, J. (1988). *Volcanic Successions, Modern and Ancient*. London, Chapman & Hall. P. 528.

Charrier, R. & Lillo, F. (1973). Geología regional y geoquímica del drenaje de las provincias de O'higgins y Colchagua. Instituto de Investigaciones de Recursos Naturales. 83 pp.

Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The geology of Chile* (Moreno, T. & Gibbons, W.; editors). The Geological Society, 21-114

Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., & Sagripanti, L. (2014). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37 S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 13-61

Compton, R. (1985). *Geology in the Field*. Estados Unidos: John Wiley & Sons, 398 pp.

Contreras, J.P. & Schillig, M. (2012). Geología del área San Fernando - Curicó. Carta Geológica de Chile. Escala 1:100.000. Serie Geológica Básica N° X, 50 pp.

Corvalán, J., & Dávila, A. (1964). Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa entre los ríos Aconcagua y Mataquito. Sociedad Geológica de Chile, 9, 1-4.

Corvalán, J. (1976). El Triásico y Jurásico de Vichuquén-Tilicura y de Hualañe, Prov. de Curicó. Implicaciones paleogeográficas. Primer Congreso Geológico Chileno. Santiago de Chile, 138-154.

Damborenea, S. E. & M. O. Mancenido, (2005). Biofacies analysis of Hettangian-Sinemurian bivalve/brachiopod associations from the Neuquén Basin (Argentina). *Geologica Acta*, 3 (2): 163-138

Dunham, R. (1962). Classification of Carbonate Rocks according to Depositional Texture, in W. E. Ham. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, 108-121.

Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F. & Fock, A., (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean Mountain building, *Tectonics*, 29.

Flügel, E. (2004). *Microfacies Data: Fabrics*. In: *Microfacies of Carbonate Rocks*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-08726-8_5

Folk, R. (1974). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, 182 pp.

Godoy, P. B., Schilling, M., Solari, C., Fock, K. (2009). Geología del área Rancagua-San Vicente de Tagua Tagua, región del Libertador General Bernardo O'Higgins, Escala 1: 100.000.

Le Bas, M. & Streckeisen, A. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, 148, 825-833.

Miall, A. (1996). *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer-Verlag, 582 p.

Muñoz Cristi, J., & Karzúlovic, J. (1958). *Geología de la Región de Santa Cruz*: Instituto de Geología, Universidad de Chile, informe inédito, Santiago.

Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, 432 pp.

Pettijohn, F., Potter, P. & Sierver, R. (1987). *Sand and Sandstone*. Nueva York: Springer-Verlag. 553 pp.

Piracés, R. (1976). *Estratigrafía de la Cordillera de la Costa entre la cuesta El Melón y Limache, Provincia de Valparaíso, Chile*. Primer Congreso Geológico Chileno, Santiago de Chile, A65-A82.

Pincheira, C. (2021). *Estratigrafía y evolución de cuerpos intrusivos del Mesozoico en el área de San Vicente de Tagua Tagua (34°22'S – 34°32'S y 71°14'O – 70°57'O)* (Memoria de Título, Universidad del Desarrollo, Facultad de Ingeniería. Santiago).

Ramos, V. A. 2010. The tectonic regime along the Andes: present settings as a key for the Mesozoic regimes. *Geological Journal*, 45, 2–25.

Reading, H. (1996). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, 704 pp.

Rossel, P., Echaurren, A., Ducea, M., Maldonado, P. & Llanos, K. (2020) Jurassic segmentation of the early Andean magmatic Province in southern central Chile (35–39°S): Petrological constrains and tectonic drivers. *Lithos*, 364-365.

Salazar, C. (2012). *The Jurassic-Cretaceous Boundary (Tithonian – Hauterivian) in the Andean Basin, Central Chile: Ammonite fauna, Bio-and Sequence Stratigraphy and Palaeobiogeography*. Inaugural Dissertation. Universität Heidelberg, Germany.

Salazar, C. & Stinnesbeck, W. (2015). Tithonian – Berriasian ammonites from the Baños del Flaco Formation, Central Chile. *Journal of Systematic Palaeontology*, 14, 149-182.

Soto, P. (2018). Estratigrafía y paleontología del Jurásico Superior - Cretácico Inferior del cordón norte de la Laguna Tagua Tagua (entre 34°16'-71°10 y 34°30'-71°05'). comuna de San Vicente de Tagua Tagua, Región del Libertador General Bernardo O'Higgins. Tesis de Título, Universidad Andrés Bello, Facultad de Ingeniería, 122 pp

Tapia, F. C., Muñoz, M. J., Farías, M., Charrier, R., & Astaburuaga, D. (2020). Middle Jurassic-Late Cretaceous paleogeography of the western margin of the Neuquén Basin (34° 30'–36° S). En Springer earth system sciences (pp. 269-301).

Thomas, H. (1958). Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín N°2, 1-80.

Vergara, M. (1969). Rocas volcánicas y sedimentario-volcánicas, mesozoicas y cenozoicas, en la latitud 34°30' S, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, No. 32, 36 pp.

Vergara, M., Levi, B., Nyström, J. & Cancino, A. (1995). Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension and subsidence in the Coast Range of central Chile. GSA Bulletin, 107, 1427-1440.

Vessel, R. & Davies, D. (1981). Nonmarine sedimentation in an active forearc basin. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 31, 31-45.

Zúñiga Molina, F. I. (2017). Estratigrafía del jurásico superior-cretácico inferior, en la cordillera de la costa (entre 34 37'S-34 41'S): La Lajuela-Santa Cruz (Memoria de Título, Universidad Nacional Andrés Bello, Facultad de Ingeniería: 160p. Santiago)