



UNIVERSIDAD DE CHILE
Facultad de Arquitectura y Urbanismo
Escuela de Pregrado
Carrera de Geografía

**ANÁLISIS DE LAS AMENAZAS HIDROGEOMORFOLÓGICAS Y SU IMPACTO
POTENCIAL EN EL AYLLU DE SAN PEDRO, REGIÓN DE ANTOFAGASTA, CHILE.**

Memoria para optar al título de Geógrafa

LISSETTE JENNIFFER ORTIZ ZAMBRANO

Profesor Guía: María Victoria Soto

SANTIAGO – CHILE

2020

AGRADECIMIENTOS

Qué difícil es dar los agradecimientos de mi etapa de titulación, cuando el sueño de ir a la universidad ha estado durante toda mi vida. Primero que todo, quiero darle las gracias a Egnesia, mi madre y amiga, quien ha sido fiel en su apoyo y perseverancia durante toda mi vida. A mi hermano, por sus consejos y ejemplo, a Rodrigo por su orientación, y a mi Padre, porque sé que en el fondo está orgulloso de mi.

Mis sinceros agradecimientos a mi profesora guía, María Victoria Soto, quien con su carácter me motivo, orientó y comprendió en esta etapa. También quiero reconocer a Ignacio Ibarra y Rodrigo Rauld por su apoyo brindado durante la práctica profesional. Y a Misael Cabello, quien ha estado transversalmente durante todos estos años.

A mi grupo universitario, las geoniñas preciosas, por su compañía, paciencia y contención, por los recuerdos, los amigos secretos, y los viajes. Por ser mi compañía geográfica hasta el día de hoy. Especialmente a Javiera Mora y Fernando Huaquinir, en este proceso de memoria. Asimismo, también quiero reconocer a Tamsin Sepúlveda y Orlando Peralta por las infinitas conversaciones, onces y cervezas.

Al mundo salsero/bachatero y los amigos que han surgido de él, Luis, Joaquín, Francia, Camila, Nicole, Daniel, David, Alfredo, y más. Gracias por las risas, conversaciones, distracciones, el apañe, la locura, y el baile hasta no poder más. A Kevin por su inconmensurable amor.

No puedo dejar de mencionar a mi familia extendida, La Viña San Miguel, por proveerme de tantas personas que me han entregado su cuidado y orientación durante tantos años. A mis amigas de la vida Carla Carozzi, Javiera Martínez y Carolina Mateluna. A mi familia materna, mis tío/as Luisa, Elvecia, Sergio, Carlos, y primo/as Cathy, Ariel, Carlos, Jorge, Lidia y más, por su cuidado, apoyo, orientación y contención.

Finalmente agradezco a Dios, por mi familia, por mis amigos, y por mi carrera. Quien nunca me ha soltado, quien siempre me ha sostenido, cuidado y amado, desde antes de nacer. Y, quien eternamente lo hará, porque sabe los anhelos de mi corazón, desde antes que los pronuncie mi boca.

*“Puse en el Señor toda mi esperanza;
él se inclinó a mí y escucho mi clamor.*

*Me saco de la fosa de la muerte, del lodo y del pantano;
puso mis pies sobre roca,
y me plantó en terreno firme.*

*Puso en mis labios un cántico nuevo,
un himno de alabanza a nuestro Dios”.*

Salmo 40: 1-3ª NVI

RESUMEN

Se analizan las amenazas hidrogeomorfológicas y su potencial impacto en el ayllu San Pedro, ubicado en la Región de Antofagasta. El ayllu pertenece a una comuna que ha aumentado su población un 121,29% desde el 2002, debido al desarrollo exponencial de la actividad turística. Además, la zona no se encuentra exenta a la ocurrencia de fenómenos hidrogeomorfológicos, pues presentan una alta recurrencia a lo largo de la región. La metodología consistió en analizar y establecer el tipo de amenaza hidrogeomorfológica a la cual se encuentra expuesto el ayllu, a través del levantamiento geomorfológico y la aplicación de índices morfométricos que evalúan la actual hídrica del lugar. Los potenciales impactos fueron identificados de acuerdo a relación encontrada a partir de la superposición de la carta de amenazas y de usos del suelo. Los resultados dan cuenta de la morfodinámica actual de la zona y un alto modelamiento a causa de intensos períodos de precipitaciones, tales como las extensas superficies de pediments y abanicos aluviales, heredados de tiempos geológicos. Se elaboró un mapa de susceptibilidad, el cual demuestra que el fondo de la cuenca se encuentra altamente amenazadas por flujos de detritos, o inundación por desborde o mal drenaje del suelo, zona coincidente con el emplazamiento del ayllu. Se concluye que el ayllu San Pedro evidencia la posibilidad de sufrir pérdidas y/o daños, ante la latente correnencia de una amenaza hidrogeomorfológica asociada a algún evento de precipitaciones extremas.

Palabras clave: amenazas hidrogeomorfológicas, procesos aluviales, precipitaciones extremas.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

CAPITULO 1: PRESENTACIÓN	8
1.1 INTRODUCCIÓN Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA:	8
1.2 ÁREA DE ESTUDIO Y ANTECEDENTES:	12
1.3 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN:	15
1.3.1 Objetivo General	15
1.3.2 Objetivos Específicos.....	15
CAPITULO 2: ESTADO DEL ASUNTO	16
2.1 HISTORIA DE LAS INVESTIGACIONES EN SAN PEDRO DE ATACAMA.	16
2.2 EL DESIERTO DE ATACAMA Y LAS PRECIPITACIONES.	17
2.3 RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA DE LA PUNA DE ATACAMA.	19
2.4 RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA Y EL AYLLU SAN PEDRO ACTUALMENTE.....	23
CAPITULO 3: MARCO METODOLÓGICO	27
3.1 REVISIÓN Y RECOPIACIÓN DE ANTECEDENTES:.....	27
3.2 IDENTIFICACIÓN DE UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS:.....	28
3.3 CARACTERIZACIÓN DE AMENAZAS HIDROGEOMORFOLÓGICAS:	29
3.3.1 Identificación de la acción hídrica en el lugar:	30
3.3.2 Zonificación de amenazas integradas:	30
3.4 RECONOCIMIENTO DE LOS POTENCIALES IMPACTOS ASOCIADOS A LAS AMENAZAS HIDROGEOMORFOLÓGICAS:	32
3.5 TRABAJO EN TERRENO	34
CAPITULO 4: RESULTADOS	35
4.1 IDENTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DINÁMICA DEL SISTEMA DE CUENCA APORTANTE A SAN PEDRO DE ATACAMA: AYLLU SAN PEDRO Y SU ENTORNO.	35
4.1.1 Sistema de Laderas:	35
4.1.2 Formas Volcánicas:	38
4.1.3 Formas Depositacionales:.....	39
4.1.4 Formas Fluviales:.....	48
4.1.5 Otros Elementos del Paisaje Natural.....	51

4.2 CARACTERIZACIÓN DE LAS AMENAZAS HIDROGEOMORFOLOGICAS EN EL AYLLU SAN PEDRO Y SU ENTORNO.....	55
4.2.1 Identificación de la acción hídrica en el lugar:	55
4.2.2 Zonificación de amenazas integradas:	63
4.3 RECONOCIMIENTO DE LOS POTENCIALES IMPACTOS ASOCIADOS A LAS AMENAZAS HIDROGEOMORFOLÓGICAS EN EL AYLLU DE SAN PEDRO.	68
4.3.1 Ocupación del espacio y dinámica poblacional en el ayllu San Pedro:.....	68
4.3.2 Principales impactos potenciales en el ayllu San Pedro, asociados al desencadenamiento de una amenaza hidrogeomorfológica:	74
CAPITULO 5: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	79
5.1 DISCUSIÓN.....	79
5.2 CONCLUSIONES.....	82
BIBLIOGRAFÍA.....	84

INDICE DE FIGURAS

Figura 1: Cartografía del área de estudio. Fuente: Elaboración propia (2020)	13
Figura 2: Diagrama ombrotérmico sector norte del Salar de Atacama.	14
Figura 3: Desierto de Atacama y estaciones pluviométricas.	18
Figura 4: Reconstrucción paleoclimática de la Puna de Atacama durante el Cuaternario.	22
Figura 5: Distribución de la Formación Vilama.....	24
Figura 6: Mapa de tendencias de la precipitación del Norte Grande de Chile.	26
Figura 7: Sistemas de laderas modeladas en rocas sedimentarias del Oligoceno – Mioceno	37
Figura 8: Quebradas/talwegs formadas en la ladera modelada en rocas sedimentarias del Cretácico, con abanico aluvial en su base	38
Figura 9: Abanicos aluviales al Noreste del ayllu.	41
Figura 10: Zona proximal de abanico, modelado junto a la influencia del río Vilama.....	41
Figura 11: Margen Noreste del ayllu San Pedro.....	43
Figura 12: Vista panorámica del pediment piroclástico ignimbrítico	45
Figura 13: Quebrada/talwegs en terraza de pediment del Mioceno Superior.	47
Figura 14: Vista general del lecho mayor junto al río San Pedro.....	49
Figura 15: Quebrada del río Vilama.	49
Figura 16: Paleo drenaje intermitente en abanico aluvial del Pleistoceno – Holoceno.	50

Figura 17: Carta geomorfológica, en el área de estudio a escala 1:250.000.....	53
Figura 18: Carta geomorfológica, en el área de detalle a escala 1:35.000.....	54
Figura 19: Streams Power Index (SPI) en área de detalle a escala 1:35.000.....	56
Figura 20: Transport Capacity Index (TCI) en área de detalle a escala 1:35.000.....	58
Figura 21: Topographic Wetness Index (TWI) en área de detalle a escala 1:35.000.....	59
Figura 22 Enumeración de unidades geomorfológicas.....	60
Figura 23: Erosión lineal y laminar en terraza de pediment del Mioceno Superior.	64
Figura 24: Rama de árbol arrancada por desborde de río San Pedro, verano del 2018...	65
Figura 25: Casas inundadas por desborde de río San Pedro, verano del 2018	66
Figura 26: Susceptibilidad a amenazas hidrogeomorfológicas, a escala 1:35.000..	67
Figura 27: Población Lican Antay con evidencia de paleo drenaje.....	69
Figura 28 Población El Carmen con evidencia de paleo drenaje.	69
Figura 29: Suelos de uso agrícola en el ayllu San Pedro.	71
Figura 30: Uso de suelo mixto entre agrícola y hospedaje menor.....	72
Figura 31: Carta de usos de suelo en el ayllu San Pedro.....	73
Figura 32: Casco antiguo ayllu San Pedro.	74
Figura 33: Servicios turísticos ubicados en el centro del ayllu San Pedro.....	75
Figura 35: Muro de contención, entre la zona distal del abanico y la población El Carmen.	76
Figura 36: Muro de contención, entre la zona distal del abanico y la población Lican Antay.	76
Figura 37: Carta de impacto potencial en el ayllu San Pedro	78

INDICE DE TABLAS

Tabla 1: Ejemplos de eventos hidrogeomorfológicos a lo largo del país.	9
Tabla 2: Ejemplos de eventos hidrogeomorfológicos en zonas áridas y semiáridas del país	10
Tabla 3: Identificación de autores e insumos de referencias	27
Tabla 4: Resumen de metodología por objetivos.	28
Tabla 5: Tabla de valoración.....	31
Tabla 6: Niveles de susceptibilidad.....	32
Tabla 7: Tipos y subtipos de uso de suelo	33
Tabla 8: Tabla de valoración.....	61
Tabla 9: Tipos de usos de suelo en el ayllu San Pedro.....	70

CAPITULO 1: PRESENTACIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA:

Desde el año 1990, el riesgo por amenazas naturales ha ido aumentando considerablemente a nivel mundial, entre los cuales se consideran eventos como erupciones volcánicas, terremotos, tsunamis, huracanes e inundaciones (FAO, 2009). Específicamente, durante las últimas dos décadas, el 76% de los eventos catastróficos a nivel mundial están asociados a eventos hidrometeorológicos (EIRD 2008). De estos eventos, las inundaciones fueron el desastre natural que más frecuente y fuertemente afectaron a las personas en comparación con cualquier otro tipo de fenómeno natural registrado hasta el año 2013 (Banks *et al.*, 2014). Según la CEPAL y UNICEF (2017), en el mundo hubo 380 desastres socio-naturales durante el período 2005 y 2015, de los cuales el 6,4% se registraron en Oceanía, 7,2% en Europa, 16,5% en África, 25,5% en América y un 44,4% de los eventos en Asia, enmarcándose este último como el continente más golpeado por tales eventos.

En América Latina y el Caribe, la ocurrencia de desastres socio-naturales aumentó 3,6 veces en el último medio siglo, registrándose un promedio de 68 fenómenos naturales en la primera década del siglo XXI (CEPAL; UNICEF, 2017). También es importante mencionar que algunos de estos eventos naturales han generado grandes impactos en la población, como por ejemplo, el terremoto en Haití del año 2010, el cual dejó 222.570 víctimas fatales (CRED, 2018), otros cientos de heridos y 1.5 millones de damnificados (CET, 2011). Luego de este desastre socio-natural, los siguientes eventos más letales ocurrieron el año 2016 con el terremoto en Ecuador y el huracán Matthew en Haití, dejando a 677 y 546 víctimas fatales respectivamente (CEPAL; UNICEF, 2017).

En Chile, autores como Camus *et al.*, (2016) han catastrado la ocurrencia de eventos naturales desde el año 1906, nombrando entre ellos terremotos, tsunamis, remociones en masa e inundaciones, en general. Por su parte, el SERNAGEOMIN (2018) publica una línea de tiempo con las erupciones volcánicas e hitos más relevantes desde el año 1835 al 2018, dentro de los cuales menciona las erupciones del volcán Villarica (1964), Tupungatito (1987), Lonquimay (1989), Chaitén (2008), Villarica (2015) y Calbuco (2015). De igual modo, el Centro Sismológico Nacional (2019), reconoce los terremotos de Valparaíso (1902), Vallenar (1922), Chillán (1939), Ovalle-Limarí (1943), Valdivia (1960), San Antonio (1985), Antofagasta (1995), Maule (2010), Pisagua (2014) e Illapel (2015) como los eventos más fuertes registrados en la historia, indicando magnitudes desde los 8° a 9.5° de energía liberada por momento (MW).

En relación con lo anterior, a lo largo del territorio nacional se han evidenciado más de 70 desastres socio-naturales relacionados con peligros geológicos desde 1980 (SERNAGEOMIN, 2017a), los cuales traen consigo altos costos sociales, en donde se consideran al menos 1.000 personas fallecidas y/o desaparecidas. En otras palabras, son más de 28 personas las que mueren o desaparecen cada año a causa de estos eventos

aproximadamente (SERNAGEOMIN, 2017a). Además, los desastres socio-naturales también han significado importantes costos económicos, específicamente aquellos ocurridos en las ciudades de Antofagasta en 1991 y Copiapó-Chañaral en 2015, reportando daños valuados en US\$80.000.000 y US\$1.500.000.000, respectivamente. En relación a esto, entre los años 1980 y 2016, el costo total en bienes materiales afectados por desastres socio-naturales es de US\$32.000.000.000, infiriendo que cada año se ha perdido US\$914.285.714 en promedio (SERNAGEOMIN, 2017a).

La mayoría de los desastres socio-naturales están relacionados con eventos de origen hidrológico y meteorológico (CEPAL; UNICEF, 2017) y, a su vez, dichos eventos son algunas de las causas desencadenantes de fenómenos geomorfológicos (Harvey *et al.*, 2005; Lara, 2007; Thomas, 2011; Camus, *et al.*, 2016) como por ejemplo, las inundaciones y las remociones en masa (Goudie, 2004; Gutierrez, 2008; Albornoz, 2017). Cuando el comienzo del movimiento del material está asociado a condiciones de saturación hídrica del sustrato, se desarrollan fenómenos hidrogeomorfológicos. La saturación hídrica de un sustrato puede inducir el desarrollo de eventos naturales que, en algunos casos, terminan presentándose como una amenaza hidrogeomorfológica para la población (Harvey, 1997, 2002; Goudie, 2004; Harvey *et al.*, 2005; Thomas, 2011; Palma, 2018; Soto *et al.*, 2017a; 2017b; 2019).

Entonces, es posible decir que los fenómenos hidrológicos y meteorológicos pueden provocar amenazas hidrogeomorfológicas, específicamente del tipo flujo (Goudie, 2004; Gutierrez, 2008; Albornoz, 2017, Soto *et al.*, 2017a) e inundación (UNISDR, 2011; Camus, *et al.*, 2016), ya sea por desborde o mal drenaje del suelo (Ferrando, 2006). Es posible identificar las condiciones generadoras de amenazas hidrogeomorfológicas en diferentes dominios morfoclimáticos (Soto *et al.*, 2017a; 2017b; 2019). Con la existencia de los factores necesarios para su formación, estos fenómenos pueden ocurrir en cualquier contexto o región (UNISDR, 2011; CEPAL; UNICEF, 2017) (Tabla 1).

Tabla 1: Ejemplos de eventos hidrogeomorfológicos a lo largo del país.

	FLUJOS	INUNDACIONES
Norte	Copiapó-Chañaral en 2015, flujos de detritos que causó múltiples daños.	Lequeña en 1981, río Loa arrasó con un muro de contención que poseía 9 metros de altura.
Centro	Santiago en 1993, aluvión de la Quebrada de Macul.	Santiago en 1982, 15 escuelas quedaron anegadas tras intensas precipitaciones.
Sur	Concepción en 2006, murieron 10 personas por un deslizamiento de flujo y barro.	Concepción en 2006, desborde del río Biobío que causó la muerte de 12 personas.
		Araucanía en 1991, el desborde del río Cautín y Cruces deja a 1600 damnificados.
Sur Austral	Villa Santa en 2017, flujo arrasó con la localidad por completo.	Punta Arenas en 2012, registró la crecida del río Las Minas, inundando más de 860 propiedades.

Fuente: Adaptación en base a Martínez (2009), Garrido (2012), Elmes (2015), SERNAGEOMIN (2016), CITRID (2017), SERNAGEOMIN (2017b), González (2018), Corporación OSSO (2020).

Asimismo, las condiciones desencadenantes en amenazas de origen hidrogeomorfológicas también se cumplen en zonas áridas y semiáridas de Chile (Hauser, 2000; GEMMA, 2007, Thomas, 2011, Camus *et al.*, 2016) (Tabla 2).

Tabla 2: Ejemplos de eventos hidrogeomorfológicos en zonas áridas-semiáridas del país.

Flujos	Antofagasta en 1991, flujo ocasionó la muerte de 91 personas y 19 desaparecidos.
	Toconao en 2012, los flujos arrasaron con 15 casas
	Copiapó-Chañaral en 2015, se vieron afectados por los flujos de detrito
Inundaciones	Diversos poblados de la región de Atacama en los años 1932, 1934, 1940, 1969, 1980, 1983, 1992, 1997.
	Taltal en 2003, inundación dejó 28 viviendas damnificadas.

Fuente: Adaptación en base a Agüero (2012), Flores (2012), Elmes (2015), González (2018), Social Ediciones; Universidad de Chile (2018).

Estos antecedentes reflejan la importancia de agregar la variable de riesgo por amenazas naturales dentro de los análisis territoriales e instrumentos de planificación territorial, no sólo para reducir el riesgo de desastres de las grandes ciudades, sino que también en pequeñas localidades. De esta forma, actualmente los estudios de riesgo son un requisito para aprobar los planes reguladores comunales (Sarricolea, 2004; SEREMI MINVU, 2007) conforme la modificación en la Ordenanza General de Construcciones y Urbanización del año 1993 (Art.2.1.5) (BCN, 2019).

En Chile, existen casos donde se han desarrollado poblados que no consideran en su planificación territorial las amenazas naturales presentes en el territorio, como por ejemplo el emplazamiento del ayllu de San Pedro de Atacama, en la Región de Antofagasta (Munic. SPA, 2006; Munic. SPA; MINVU, 2010).

Según el Plan de Desarrollo Comunal (2006) la población de San Pedro aumentó inesperadamente un 50% desde el año 1992 al 2002, considerando 4.969 habitantes a fines de dicho período. Los resultados del CENSO 2017 indican que desde el 2002 la comuna ha crecido un 121,29% aproximadamente, al registrarse con 10.996 integrantes (INE, 2017).

De igual modo, la actividad económica productiva ha aumentado en los últimos años. En el año 2005 había 340 empresas inscritas, y para el 2015 ya se registraban 660 firmas. Para el 2016, la categoría de *hotelería y restaurants*, se posiciona como la actividad económica con mayor número de trabajadores dependientes informados y con la renta neta informada más alta (SII, 2016). Considerando lo anterior, el año 2019 la comuna de San Pedro de Atacama recibió 690.238 turistas, de los cuales el ayllu San Pedro alojó a

438.395 (EMAT, 2020), posicionándose como el tercer destino turístico más visitado del país (SERNATUR, 2020). Entonces, pese a ser una comuna compuesta por nueve poblados en total, la investigación se centra particularmente en el ayllu San Pedro, pues es el sector que concentra el mayor número de habitantes y turistas (Munic. SPA, 2006).

Así, la concentración de un importante número de turistas en el ayllu San Pedro durante la temporada alta, el desconocimiento de la población flotante, y la percepción que ellos poseen sobre los eventos naturales, constituye un problema frente a la potencial ocurrencia de un evento hidrogeomorfológico (Wyndham, 2013). Debido a esto, resulta necesaria la caracterización de tal evento natural para implementar las medidas preventivas que velen por el cuidado tanto de los turistas, como de los residentes y el patrimonio cultural del lugar (Wyndham, 2013).

En la actualidad, San Pedro de Atacama es normada por el Plan Regulador Comunal (PRC) de 1998, que se encuentra en modificación desde el 2010 (MINVU, 2017), y orientada por el Plan de Desarrollo Comunal (PLADECO) del año 2006 en vías de actualización desde el 2010, y por la Declaración de Impacto Ambiental (DIA) de la actualización del PRC desde el año 2010 (Munic. SPA, 2006). Junto a ellos, se encuentra en formulación el Plan Regulador Intercomunal Oasis Andinos desde el año 2011. Los primeros tres instrumentos, no consideran la variable de riesgos naturales o impactos, como tampoco un estudio de susceptibilidad de flujos e inundaciones; aun cuando en años anteriores, ya se ha registrado este tipo de evento natural en la comuna.

En vista de los antecedentes mencionados, es evidente la necesidad de actualizar los instrumentos de planificación territorial a nivel comunal, no solo para establecer el aumento de la población y los cambios en la dinámica espacial, sino que además para identificar la expansión urbana del ayllu debido al incremento de turistas y la infraestructura asociada.

En consecuencia, esta memoria de investigación plantea como interrogantes; cuáles son las amenazas hidrogeomorfológicas a las que se encuentra expuesto el ayllu, y cuál es el potencial impacto que experimentaría el ayllu San Pedro al desencadenarse alguna de estas amenazas, considerando el actual proceso de crecimiento asociado al desarrollo turístico.

1.2 ÁREA DE ESTUDIO Y ANTECEDENTES:

Esta investigación se enmarca en la comuna de San Pedro de Atacama, perteneciente a la ciudad de Calama de la Región de Antofagasta. Dicha comuna se encuentra compuesta por ocho localidades; San Pedro, Toconao, Peine, Socaire, Río Grande, Talabre, Camar y Machuca. A la vez, cada localidad se encuentra compuesta por diferentes ayllus. Específicamente, la localidad de San Pedro se conforma por nueve ayllus: San Pedro, Sequitor, Quitar, Solor, Coyo, Cucuter, Solcor, Catarpe y Larache (Munic. SPA, 2006).

La investigación se enfoca en el ayllu San Pedro, el cual se localiza en la zona norte de la comuna de San Pedro de Atacama, aproximadamente a 90 km al Suroriente de la ciudad de Calama. Específicamente, este poblado posee 6,5 km de longitud en sentido NE-SE, 2 km de ancho de Este a Oeste aproximadamente entre los 24° 30' y 24° 54' de latitud Sur y los 71° 27' y 72° 04' de longitud Oeste, a 2.450 m.s.n.m. aproximadamente (Figura 1).

Cabe mencionar que un *ayllu* es entendido como la unidad básica de organización social heredada desde las culturas andinas prehispánicas en América del Sur. Estas comunidades estaban basadas en el parentesco entre sus integrantes y en la relación que ellos mantienen con su entorno natural (De la Cadena, 2015), constituyendo la base organizacional de la comunidad en cuanto a la economía, la posesión de las tierras, los sistemas de autoridades, festividades o ceremonias (Muñoz, 2017).

Autores como Sepúlveda *et al.*, (2015) y Muñoz (2017) indican que, a lo largo de la historia, los ayllus se han visto transformados por influencias externas a ellos, como la llegada de inmigrantes del extranjero u otros lugares de Chile, originando que esta unidad no mantenga las mismas relaciones o el sistema organizacional interno original. Hoy en día, el cambio de uso de suelo, el traspaso de la propiedad y el aumento de turismo; son algunas de las amenazas que afectan a los ayllus (Bolados, 2014). Actualmente, el ayllu San Pedro se identifica principalmente por mantener, aunque en menor medida, el cultivo de las especies tradicionales y el sistema de riego artesanal abastecido con aguas del río San Pedro y Vilama (Sepúlveda *et al.*, 2015).

En términos morfológicos, el ayllu San Pedro se encuentra en la cuenca de San Pedro de Atacama, la cual se encuentra a 2.450 m.s.n.m. aproximadamente. Por el Oeste, dicha cuenca es delimitada por la Cordillera de Domeyko, de la cual se extiende un cordón cordillerano llamado Cordillera de Sal. En el centro, la cuenca hidrográfica forma una planicie alargada o fosa pre-altiplánica en donde se desarrolla el Salar de Atacama, el cual limita en el Este con la precordillera andina, que asciende en altitud casi constante hasta el altiplano, el cual se caracteriza por presentar alturas por sobre los 3.500 m.s.n.m. (DGA 2001; 2004; ICAS LTDA, 2014).

En el ámbito hidrológico, este poblado cuenta con dos ríos del tipo endorreico de régimen pluvial, el río San Pedro y el río Vilama. El río San Pedro nace de la confluencia entre el Río Grande (NE) y el río Salado (NO), 12 km aguas arriba del ayllu. Este cuerpo de agua drena por el límite Oeste de la localidad en sentido NS hasta desembocar en el Salar de Atacama. Por su parte, el río Vilama se origina de la confluencia de los ríos Purifica y Puritana a 22 km al norte del ayllu. Este río desarrolla su curso de agua paralelo al río San Pedro y desemboca en el Salar 5 km al Oriente de este (DGA 2001; 2004; CPH Consultores, 2011; ICAS LTDA, 2014).

Ambos ríos son alimentados por las lluvias provenientes del Norte y Este del área de estudio, por lo que presentan más de una estación lluviosa al año (DGA 2001; 2004). Registran su mayor caudal en los meses de febrero a marzo, coincidiendo con las lluvias altiplánicas. En los meses de junio y julio, transportan una menor cantidad de caudal hasta diciembre, donde vuelve a incrementar su aporte hídrico. Sin embargo, el río San Pedro se posiciona como el agente de mayor aporte hídrico superficial al Salar (Sepúlveda *et al.*, 2015).

El ayllu San Pedro se encuentra localizado en un clima del subtipo Desértico Marginal de Altura, es decir, un ambiente seco, árido y frío que se desarrolla entre los 2.000 y 3.000 m.s.n.m. Este tipo de clima se caracteriza por presentar temperaturas medias cercanas a 13°C y precipitaciones de 27,8 mm anuales promedio, lloviendo principalmente en los meses de verano (Figura 2), debido a la penetración del Frente Ecuatorial Este de bajas presiones que forma tormentas locales del tipo convectivas (DGA 2001; 2004; ICAS LTDA, 2014). Durante este período precipita aproximadamente el 87% de las lluvias anuales y solo en los meses de enero y febrero se concentra el 64% de las lluvias de todo el año (CPH Consultores, 2011).

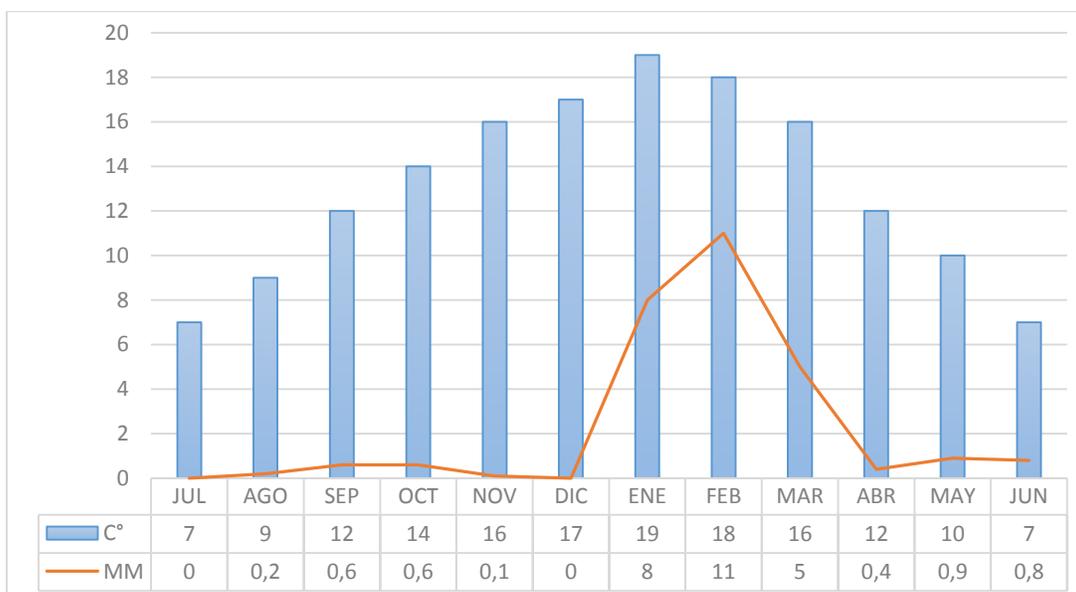


Figura 2: Diagrama ombrotérmico sector norte del Salar de Atacama.

Fuente: adaptación de la Dirección General de Aguas (2004).

1.3 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN:

1.3.1 Objetivo General

Analizar las amenazas hidrogeomorfológicas y su impacto en el ayllu de San Pedro de Atacama en la Región de Antofagasta, Chile.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Identificar las unidades geomorfológicas en la cuenca de San Pedro, junto con describir sus principales características dinámicas.
- Caracterizar las amenazas hidrogeomorfológicas en el ayllu de San Pedro de Atacama.
- Reconocer los potenciales impactos asociados a las amenazas hidrogeomorfológicas en el ayllu de San Pedro de Atacama.

CAPITULO 2: ESTADO DEL ASUNTO

2.1 HISTORIA DE LAS INVESTIGACIONES EN SAN PEDRO DE ATACAMA.

Durante el siglo XX San Pedro de Atacama fue altamente estudiado desde las ciencias físicas, primeramente, Brügger en el año 1942 publica su estudio de “Geología de la Puna de San Pedro de Atacama y sus formaciones de areniscas y arcillas rojas” (Ortuebi, 1995). Tiempo después, durante la segunda mitad del siglo XX, la Puna de Atacama fue altamente estudiada desde diferentes enfoques. Entre las décadas de los 1950 y 1960, se presentan los primeros estudios realizados por geólogos y paleontólogos referidos a la evolución climática durante el Cuaternario, relacionados con el mapeo geológico del territorio y el reconocimiento de las principales formaciones originadas en dicha época (Ortuebi, 1995). Algunos de estos autores son Brügger (1950), Vita Finzi, (1959), Weischet (1960; 1969), Fuenzalida (1965; 1966), Tricart (1966), Hollingworth & Guest (1967) y Galli-Olivier (1967).

En la década de 1970 se precisan datos e investigaciones enfocadas en la reconstrucción paleoclimática de la zona, pero esta vez, basados esencialmente en los procesos geomorfológicos del Altiplano. Paralelamente, varios climatólogos e hidrólogos comenzaron a caracterizar el ambiente actual del Altiplano (Ortuebi, 1995).

Si bien, durante la década del 1980 se redujo significativamente la investigación básica en Chile, el fenómeno de El Niño de los años 1982 y 1983 generó la necesidad de seguir con estudios oceanográficos y climatológicos. A su vez, estas investigaciones contribuyeron con nuevos aportes al trabajo de reconstrucción de los patrones paleoclimáticos (Ortuebi, 1995). Un ejemplo de ello son las publicaciones de Craig (1982; 1984), Tomicic (1985), Rutilant (1985), Fuenzalida (1985), Romero & Garrido (1985), Aceituno (1988; 1990), Romero & González (1989), entre otros.

Para finales del siglo XX, autores como Markgraf *et al.*, (1992), Grosjean (1992), Messerli *et al.*, (1993), Baied & Wheeler (1993), Veit (1993), Nuñez y Grosjean (1994) y Nuñez *et al.*, (1997) siguen manifestando su interés por profundizar y confirmar el conocimiento que poseen de las variaciones climáticas y el paleoclima en el norte de Chile. Sin embargo, para este tiempo los estudios están basados en el análisis de núcleos sedimentarios que abarquen la historia post-glacial del área (Ortuebi, 1995).

Asimismo, existen otras publicaciones aún más específicas sobre el Desierto de Atacama y su margen Este que colinda con el altiplano. Ejemplo de ello son los hallazgos palinológicos y botánicos de autores como Villagrán *et al.*, (1982), Kalin *et al.*, (1982; 1988), Dillon & Rundel (1989), Rundel *et al.*, (1991); el estudio de los ecosistemas y recursos del Desierto de Atacama y el área andina adyacente por Marquet *et al.*, (1998) y DGA/GCF Ingenieros (2010); sondeos y exploraciones de la hidrología, hidrogeología y estratigrafía que compone el sector realizados por Dalannais (1979), Bevacqua (1992),

Flint *et al.*, (1993), Grosjean (1994), EDRA (1997), Blanco *et al.*, (2000), Kampf (2002), Jordan *et al.*, (2007), Cornellá *et al.*, (2009) Fock (2009).

De igual modo, ya para esta época comienzan a publicarse investigaciones con una índole más social, como el caso de Nuñez (1992) en el estudio sobre ocupación arcaica en la Puna de Atacama, hablando sobre secuencia, movilidad y cambio, y Santoro *et al.*, (2004) con las ocupaciones humanas tempranas y condiciones paleoambientales en el Desierto de Atacama durante la transición Pleistoceno - Holoceno.

2.2 EL DESIERTO DE ATACAMA Y LAS PRECIPITACIONES.

EL ayllu San Pedro se emplaza dentro del Desierto de Atacama, el cual se localiza entre los 18° y 28° de latitud Sur aproximadamente (Ortuebi, 1995; Santoro *et al.*, 2004). Longitudinalmente hablando, este se extiende desde la línea de costa hasta la Cordillera de Los Andes. Específicamente, comienza a nivel del mar, luego abarca la Depresión Intermedia (entre los 900 y 2.200 metros de altitud) y la precordillera (de 2.200 a 3.500 m.s.n.m.) hasta las mesetas semiáridas sobre los 3.500 metros de altitud en la cordillera de Los Andes (Santoro *et al.*, 2004). Estas mesetas en conjunto, forman el denominado Altiplano o Puna de Atacama (Núñez & Grosjean, 1994; Núñez *et al.*, 1997; Sarricolea *et al.*, 2017).

Este desierto se caracteriza por ser uno de los más áridos del mundo (Ortuebi, 1995; Romero & Rivera, 1998; Sarricolea & Martín-Vide, 2012; Sarricolea & Romero, 2015; Sarricolea *et al.*, 2017), cuya característica es determinada por los factores geográficos de la zona tales como la latitud, la altitud, la influencia oceánica, el relieve, entre otros (Ortuebi, 1995; Santoro *et al.*, 2004; Sarricolea & Romero, 2015). Al mismo tiempo, estos factores son los responsables de la marcada distribución espacial de las precipitaciones.

El trabajo de Sarricolea *et al.*, (2017) identifica la tendencia que presentan las lluvias en base al registro de distintas estaciones pluviométricas ubicadas a lo largo del desierto (Figura 3). Se observa que la zona costera junto con la Depresión Intermedia posee precipitaciones inferiores a los 5 mm por año, mientras que sobre los 2.200 m.s.n.m. las precipitaciones se incrementan hasta los 300 mm anuales en Los Andes centrales a la latitud 18° Sur (Houston & Hartley, 2003; Santoro *et al.*, 2004; Sarricolea *et al.*, 2017).

Las precipitaciones del Desierto de Atacama se relacionan mayormente con las masas de aire húmedo provenientes del Este (Amazonia y dominio Atlántico) y, en menor medida, con los frentes provenientes de Chile central durante invierno. Debido a esto, el aporte hídrico se desarrolla principalmente en la zona Altiplánica del desierto (Ortuebi, 1995; Aceituno, 1996; Romero & Rivera, 1998; Sarricolea *et al.*, 2017). De igual manera, los autores Aceituno (1996), Romero & Rivera (1998) y Sarricolea *et al.*, (2017), indican que las lluvias se desencadenan en los meses estivales mayormente, aunque esta vez, estiman que se concentra entre el 65% a 90% del aporte anual.

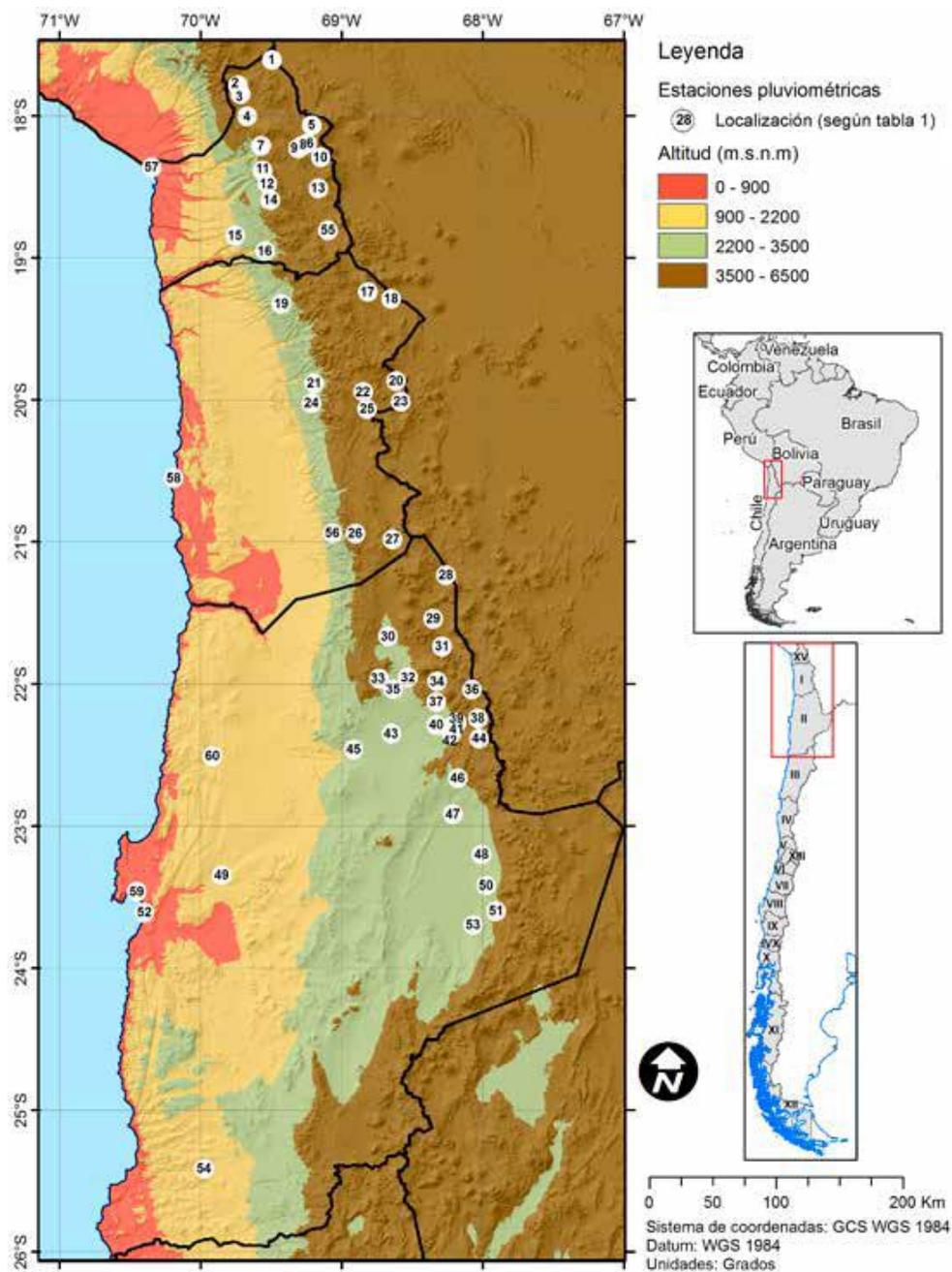


Figura 3: Desierto de Atacama y estaciones pluviométricas.

Fuente: Sarricolea et al., (2017).

Por su parte, la Puna de Atacama es el sector de tierras altas sobre los 3.500 m.s.n.m. en la región de Antofagasta, comprendido entre los 22° y 24° de latitud Sur aproximadamente (Núñez & Grosjean, 1994; Núñez et al., 1997; Santoro et al., 2004; Sarricolea et al., 2017). Es una zona altamente sensible a las variaciones climáticas, principalmente a las variaciones referidas con la presencia de humedad (Núñez & Grosjean, 1994; Núñez et al., 1997; Sarricolea & Martín-Vide, 2012; Sarricolea et al., 2017).

Esta zona del macro relieve cordillerano registra precipitaciones promedio de 150 mm al año, presentando un alto Índice de Concentración (CI del 100%) (Sarricolea & Martín-Vide, 2012; Sarricolea & Romero, 2015). Esto quiere decir que, de las lluvias caídas en todo el año, la mayor parte de ellas se concentra en unos pocos días. Estas precipitaciones no están directamente relacionadas con fenómeno ENOS (El Niño – Oscilación del Sur), sino que están asociadas a tormentas locales del tipo convectivas desarrolladas por las tardes (Sarricolea & Romero, 2015; Sarricolea *et al.*, 2017).

Estas tormentas se generan a raíz de las masas de vapor de aire de baja presión provenientes de la cuenca amazónica al Este. Específicamente, estas masas de aire son transportadas hacia el Oeste por la influencia del océano atlántico, calentadas por la radiación solar y la pérdida radiativa de la superficie durante el día. Cuando la masa de vapor de aire asciende y disminuye la radiación, la masa de aire se enfría, provocando su cambio de estado al condensar la humedad que transporta, generando las precipitaciones (Ortuebi, 1995; Aceituno, 1996; Romero & Rivera, 1998).

2.3 RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA DE LA PUNA DE ATACAMA.

Pese a lo anterior, a la presente investigación le son importantes los resultados sobre la reconstrucción climática en la Puna de Atacama y los posibles efectos generados por estas variaciones. Para los autores Latorre *et al.*, (2002), el altiplano chileno entre las latitudes 18° S y 24° Sur poseía un clima frío y seco entre los años 40.000 y 18.000 AP, según estudios en restos vegetales en paleomadrigueras de roedores. Para Grosjean *et al.*, (2001), estas características serían propias de los años 25.000 y 14.500 AP, según análisis sedimentológicos realizados en la Laguna Miscanti (23° latitud Sur aproximadamente). Si bien, no existe un acuerdo entre los diversos investigadores, sí es posible mencionar que la Puna de Atacama poseía un ambiente frío y seco durante la mayoría del Neógeno (Latorre *et al.*, 2002; Grosjean, 2001; Maldonado & Rozas, 2008).

En la Puna de Atacama, durante el Neógeno Tardío y el Cuaternario, se produce un incremento de la aridez que es interrumpido por eventuales períodos húmedos. Principalmente, entre el Pleistoceno y la transición al Holoceno se reconocieron dos importantes eventos hidroclimáticos positivos denominados fases lacustres (Figura 4) (Ortuebi, 1995; Núñez *et al.*, 1997; Romero & Rivera, 1998; Santoro *et al.*, 2004). Estudios en paleomadrigueras indican que en la primera fase lacustre se registra entre los años 17.000 y 15.000 AP donde existía un ambiente frío de hasta menos 7°C que los actuales, y ocurrían precipitaciones aproximadas de 300 mm al año con máximos de 400 mm. Era un ambiente de transporte y sedimentación de material que permitía entre 5 o 10 metros de acumulación (Ortuebi, 1995).

Posteriormente, en la transición del Pleistoceno al Holoceno se generó una nueva anomalía de humedad positiva nombrada Tauca (Figura 4). Esta fase lacustre se identifica entre los 13.000 y 9.700 AP, aunque entre los investigadores no existe un acuerdo en su edad, este período lacustre se caracteriza por ser más intenso que la fase anterior (Núñez

& Grosjean, 1994; Ortuebi, 1995; Núñez *et al.*, 1997; Romero & Rivera, 1998; Latorre *et al.*, 2002; Maldonado & Rozas, 2008). Estos mismos autores indican que dicho período presenta una humedad más intensa, constante y con menos frío, aunque aún por debajo de la temperatura actual. Comúnmente precipitaba entre 400 mm y 500 mm al año y se desarrollaron procesos de transporte y depositación que acumulaban entre 10 y 15 metros de material en promedio, presentando zonas con más de 25 metros de sedimentación.

Se plantea que la fase Tauca trajo como consecuencia el desarrollo de precipitaciones hasta los 2.000 m.s.n.m. entre los 18° - 25° latitud Sur, lo cual permitió la acumulación de grandes recursos de agua, formando espejos de agua dulce y un aumento en las dimensiones de las lagunas existentes (Núñez & Grosjean, 1994; Núñez *et al.*, 1997). Por ejemplo, la Laguna Lejía aumentó casi seis veces sus dimensiones en comparación a su tamaño actual (Núñez & Grosjean, 1994; Ortuebi, 1995). Así mismo, por la pendiente occidental del altiplano se formaron extensos desagües fluviales que llegaban hasta el fondo de la cuenca de San Pedro de Atacama, aportando en la recarga de las aguas subterráneas y a los cuerpos de agua presentes en el margen Este del salar (Núñez & Grosjean, 1994; Núñez *et al.*, 1997).

El Holoceno Medio, entre los años 9.500 y 4.500 AP, está asociado a un largo período de transición climática, desde una fase Tauca fría y húmeda a una intensa condición de sequía y aridez. Durante esta etapa, los niveles de aridez y la oscilación térmica comienzan a subir, y la humedad y precipitaciones llegan a escasear casi por completo (Núñez & Grosjean, 1994; Ortuebi, 1995; Núñez *et al.*, 1997). En consecuencia, el nivel de los lagos empezó a disminuir paulatinamente.

Los estudios sedimentarios indican que alrededor de los 8.400 AP, las cuencas se encontraban con niveles de humedad preocupantemente bajos, en consecuencia, los lagos altiplánicos se secaron dando paso a la formación de salares en altura (Santoro *et al.*, 2004). Para los 7.500 AP, se termina el desarrollo de suelo, lo que a la vez provoca poco control de la erosión y la ausencia de los recursos faunísticos (Romero & Rivera, 1998), llegando a condiciones de extrema aridez cerca de los 6.000 AP. Este período se caracteriza por presentar sedimentos destruidos o erosionados por la acción del viento y la resequedad (Nuñez, 1992; Núñez & Grosjean, 1994; Maldonado & Rozas, 2008). Debido a esto, varios autores concuerdan que entre los años 9.500 y 4.500 AP se produce un período de silencio arqueológico, denominado así por la carente evidencia de ocupación antrópica en la Puna (Nuñez, 1992; Núñez & Grosjean, 1994; Núñez *et al.*, 1997; Romero & Rivera, 1998).

El período de aridez fue interrumpido por grandes tormentas esporádicas (Figura 4). Las precipitaciones se presentaban como tormentas muy intensas con un período de retorno entre los 1.200 a 500 años (Núñez *et al.*, 1997). Nuñez & Grosjean (1994) realizaron un perfil de sedimentos entre San Pedro y Tular, en el cual encontraron restos de campamentos arcaicos incrustados en sedimentos fluvio/torrencial de arcilla aluvial en capas de arenas datadas a los 5605±65 años AP. Para dichos autores, estos datos

representan evidencia de eventos aislados y de crecidas extraordinarias que podrían hasta haber inundado el salar de Atacama.

En el Holoceno Medio, entre los 6.200 y los 5.100 años AP, no existe evidencia de grandes eventos torrenciales. Sin embargo, aproximadamente en los años 5.080 AP, 3.800 AP y 3.300 AP se identifican tres períodos de intensa sedimentación (Núñez, 1992; Núñez & Grosjean, 1994; Ortuebi, 1995; Núñez *et al.*, 1997). En primer lugar, los investigadores hablan de tormentas esporádicas ocurridas en los años 5.080 AP aproximadamente, este era un ambiente en donde los depósitos lacustres dominaban el lugar, ya que se encontraron evidencias de arena con transporte fluvial. No obstante, el grado de sedimento acumulado y los rasgos erosivos que presentan infieren que la energía liberada por el río no era extremadamente alta (Núñez *et al.*, 1997). Concretamente, en los sedimentos de la quebrada de Puripica (22° latitud Sur) se encontró una alternancia de períodos de sequías con eventos de depósitos fluviales de poca altura. Este rasgo es característico de climas áridos con tormentas esporádicas y es ocasionado por el material lacustre que se inmiscuye en el curso del río, provocando un régimen de sedimentación de poca intensidad (Núñez & Grosjean, 1994; Núñez *et al.*, 1997).

Según Núñez *et al.*, (1997) las precipitaciones generadas a través de las tormentas llegaron a su máximo entre los 5.100 y los 3.800 años AP. Si bien, las evidencias de depósitos lacustres y arenas con transporte fluvial escasean; los sedimentos provocados por episodios torrenciales son dominantes. Específicamente, se han encontrado sedimentos que demuestran el desarrollo de 12 tormentas pequeñas con un máximo de 10 cm de partículas; otras 20 tormentas de carácter moderado (con 10 a 20 cm de partículas) y entre 2 y 4 tormentas de gran intensidad con partículas de más de 20 cm (Núñez & Grosjean, 1994; Núñez *et al.*, 1997). Para los 3.800 y 3.100 AP se mantienen las condiciones secas con acumulación de sedimento, volviendo a dominar los depósitos lacustres a pesar de que este período es interrumpido por eventos torrenciales, episódicos, de pequeña, moderada o gran intensidad (Núñez & Grosjean, 1994; Ortuebi, 1995; Núñez *et al.*, 1997; Maldonado & Rozas, 2008).

En este período, la quebrada Puripica se inserta en un ambiente más húmedo con un clima que provoca un cambio en el régimen del río (Núñez & Grosjean, 1994; Núñez *et al.*, 1997), es decir, en el Holoceno Medio las condiciones de aridez propician la acumulación de sedimentos. Durante el Holoceno Tardío, a raíz del aumento de las precipitaciones surge un mayor desagüe del material saturado en el altiplano, y en consecuencia, el río actúa con una mayor energía liberada. Esto provoca un aumento en la fuerza de erosión y una mayor capacidad de transporte del río que, a la vez, ocasiona la erosión lineal en el lecho del mismo. Sin embargo, la formación de una densa vegetación resultante de la humedad preexistente entre el 5.100 y los 3.800 años AP genera un mejor control en la erosión de las laderas adyacentes (Núñez *et al.*, 1997; Latorre *et al.*, 2002).

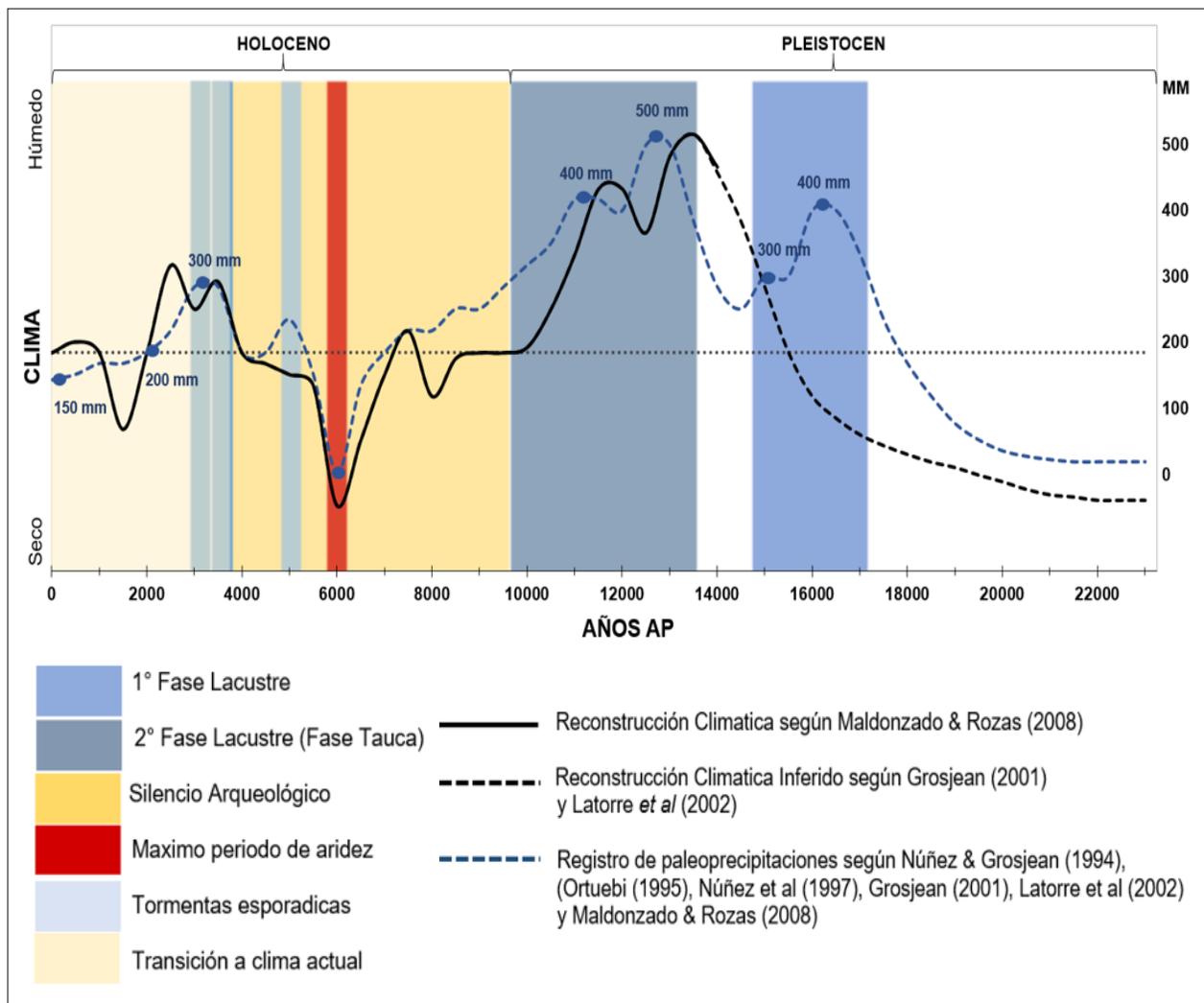


Figura 4: Reconstrucción paleoclimática de la Puna de Atacama durante el Cuaternario. Fuente: Adaptación en base a Núñez & Grosjean (1994), Ortuebi (1995), Núñez et al., (1997), Latorre et al., (2002) y Maldonado & Rozas (2008).

A partir de los 3.000 AP las precipitaciones anuales registradas son de aproximadamente 200 mm con una distribución más suave y un clima más húmedo a lo del largo año (Figura 4) (Núñez & Grosjean, 1994; Ortuebi, 1995; Núñez et al., 1997; Maldonado & Rozas, 2008). Desde este período se establecería el clima que actualmente caracteriza al Desierto de Atacama. Sin embargo, en los últimos 2.000 años, más de 16 metros de sedimentos fueron erosionados y depositados por el río Puripica, aun cuando el altiplano se encuentra en un contexto de estabilidad. Entonces, las precipitaciones y el desagüe actual son suficientes para lograr efectos de tal magnitud (Núñez et al., 1997).

Autores como Núñez et al., (1997) mencionan que las inferencias de eventos torrenciales aquí mencionados son de carácter conservador, pero cumplen la función de demostrar las dramáticas inundaciones y cambios morfodinámicos ocurridos en la Puna de Atacama durante el Holoceno.

2.4 RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA Y EL AYLLU SAN PEDRO ACTUALMENTE.

Se mencionan los resultados de la reconstrucción paleoclimática en la Puna de Atacama durante el Cuaternario, debido a que la variabilidad climática durante dicho período geológico generó consecuencias en las zonas de menor altitud al Oeste del altiplano (Núñez *et al.*, 1997; Latorre *et al.*, 2002), lugar donde actualmente se emplaza el ayllu de San Pedro de Atacama.

Durante la reconstrucción paleoclimática, se mencionó que desde la transición al Pleistoceno y hasta los 3.000 AP se registraron diferentes períodos húmedos de variable intensidad en la Puna de Atacama (Núñez & Grosjean, 1994; Ortuebi, 1995; Núñez *et al.*, 1997; Romero & Rivera, 1998; Latorre *et al.*, 2002; Maldonado & Rozas, 2008). Dichos episodios habrían generado condiciones de transporte y sedimentación del material disponible en el altiplano (Núñez *et al.*, 1997; Latorre *et al.*, 2002). Estos registros coinciden con la publicación de la Carta Geológica de San Pedro de Atacama a escala 1:100.000 de Henríquez *et al.*, (2014) en conjunto con SERNAGEOMIN. Tal documento menciona que el ayllu de San Pedro se ha desarrollado sobre depósitos fluviales de grava y arena depositados durante el Pleistoceno - Holoceno. También, en la carta mencionada se asocian dichos materiales a la sedimentación del río San Pedro, el cual surge de la convergencia de los ríos Salado y Grande provenientes de quebradas al Noreste sobre los 3.500 m.s.n.m.

Núñez *et al.*, (1997), identifican a la quebrada Puripica como una clara evidencia de los procesos de erosión y transporte del Holoceno, mencionando que, si en períodos normales de sedimentación se podría llegar a acumular más de 16 metros de material; en etapas de humedad, la sedimentación acumulada podría llegar a ser mucho mayor. La quebrada Puripica confluye con la quebrada y río Puritana en los 3.200 m.s.n.m. Al mismo tiempo, de la unión del río Puritana y Purifica nace el río Vilama, el cual intercepta la localidad de San Pedro en su margen Este (ICAS LTDA, 2014).

La carta geológica muestra una gran presencia de material aluvial depositado a lo largo de la precordillera, correspondiente a períodos entre el Pleistoceno y el Holoceno. Este sector coincide con el margen Oeste del Altiplano y el margen Este de San Pedro. Además, este mismo documento demarca aquellos sitios con depósitos aluviales y fluviales, compuestos por gravas, arenas y limos asociados a un drenaje activo del Holoceno (Henríquez *et al.*, 2014).

Es más, algunos autores indican que la Formación Vilama se encuentra en las zonas próximas ubicadas al Noreste y Noroeste del ayllu (Figura 5). Esta unidad de roca es compuesta por secuencias sedimentarias principalmente lacustres y en menor medida fluvial y aluvial de procesos originados durante el Mioceno Superior - Plioceno (Blanco *et al.*, 2000).

Los autores Blanco *et al.*, (2000) mencionan que, durante el Mioceno Superior se identifican rasgos que evidencian la existencia de aguas permanentes en el sector, como lagos o ríos asociados a condiciones climáticas de mayor humedad. Dichos ríos, probablemente se generaron cercanos a los edificios volcánicos de la cordillera principal, debido al tipo de material y la dirección de sedimentación que presentaban. Luego, en la transición al Plioceno se desarrollaron deltas y lagos someros a causa de condiciones climáticas más templadas y de la menor disponibilidad de humedad. Para el comienzo del Plioceno, se habrían producido llanuras aluviales y lagos efímeros a causa de condiciones climáticas cada vez más áridas.

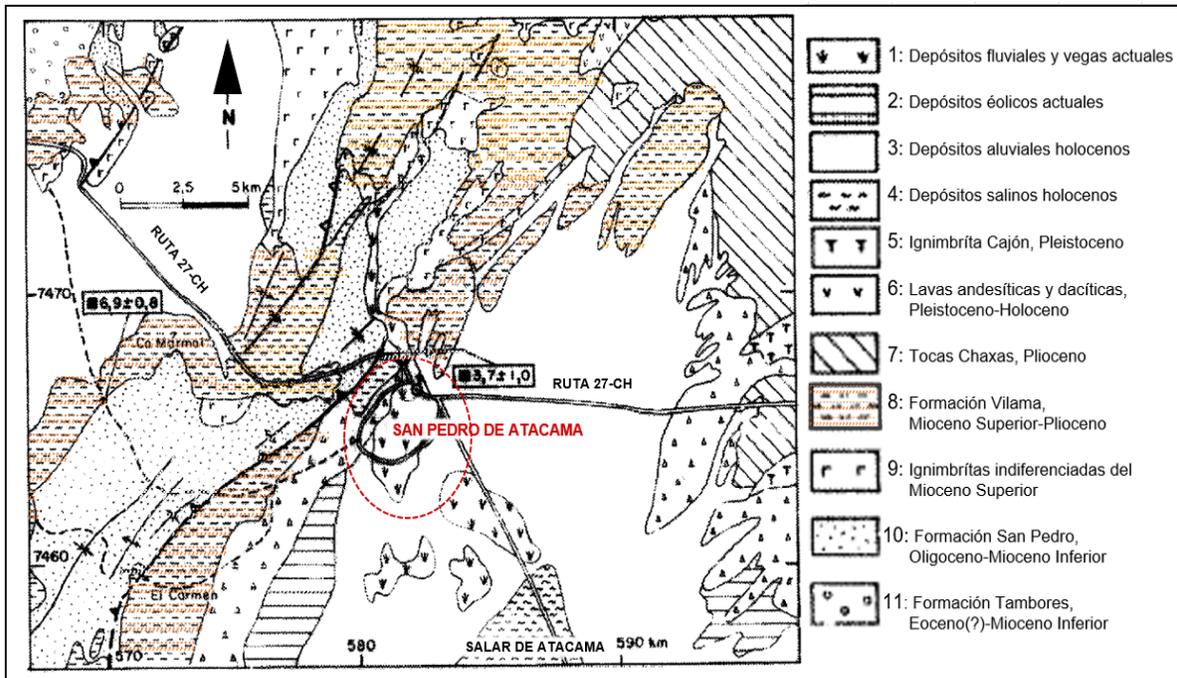


Figura 5: Distribución de la Formación Vilama.

Fuente: Blanco *et al.*, (2000).

Entonces, es factible decir que el ayllu San Pedro está emplazado en medio de un ambiente heredado asociado a la ocurrencia de numerosos fenómenos hidrogeomorfológicos (Lara, 2007; Thomas, 2011; Camus, *et al.*, 2016; Palma, 2018; Soto *et al.*, 2017a, 2019), mayormente registrados desde el Cuaternario en adelante (Núñez *et al.*, 1997; Romero & Rivera, 1998; Latorre *et al.*, 2002; Maldonado & Rozas, 2008).

Estos fenómenos hidrogeomorfológicos son entendidos como flujos de detritos o flujos hiperconcentrados (Soto *et al.*, 2017a), o genéricamente identificados como remociones en masa del tipo flujo (Lara, 2007; Thomas, 2011; Camus, *et al.*, 2016). No obstante, los eventos hidrogeomorfológicos abarcan una mayor diversidad de fenómenos como, por ejemplo, el desarrollo de zonas de infiltración, zonas de recarga de acuíferos, eventos de escurrimiento superficial, torrencial y subterráneo, inundaciones, erosión por agua, afloramiento de napas, procesos de cursos fluviales y aluviales, entre otros. Todos ellos asociados a condiciones meteorológicas y climatológicas (Antón & Díaz, 2002).

Dentro del área de estudio, las amenazas hidrogeomorfológicas están asociados particularmente al desencadenamiento de flujos e inundaciones por desborde o mal drenaje del suelo, en donde, la saturación hídrica que los provoca, se asocia específicamente a la ocurrencia de intensas lluvias en cortos períodos de tiempo (Soto *et al.*, 2017a).

Las inundaciones pueden ser de dos tipos. Por un lado, se encuentran las inundaciones por desbordos de lechos, causadas por el desequilibrio entre el volumen hídrico a evacuar y la capacidad de evacuación del cauce de manera temporal. Estos factores generan la salida de la masa del agua de su cauce y la depositación del material hídrico fuera de este. Por otro lado, están las inundaciones por mal drenaje del suelo, definidas como la acumulación de aguas de lluvia sobre el terreno, fenómeno originado por el desbalance entre el volumen de las precipitaciones y la capacidad de infiltración del suelo (Ferrando, 2006).

Según Ferrando (2006), ambos tipos de inundación son la suma de las condiciones propicias en un determinado tiempo y lugar. También, el autor detalla que cuando se desencadena dicho evento, interactúan la cantidad e intensidad de las precipitaciones con las características morfométricas del sector como, por ejemplo, la altura, forma, pendiente, permeabilidad de la superficie y/o la presencia constante o semi-constante de la napa en superficie, entre otros.

Por otra parte, si se considera que el ayllu San Pedro se emplaza en la precordillera andina, la cual ha evidenciado la ocurrencia de antiguos flujos e inundaciones (Núñez *et al.*, 1997; Blanco *et al.*, 2000; Latorre *et al.*, 2002; Maldonado & Rozas, 2008; Henríquez *et al.*, 2014), es posible decir que actualmente dichos eventos se comportan como amenazas hidrogeomorfológicas (Soto *et al.*, 2017a; 2019). Esto, considerando que un fenómeno natural se comporta como amenaza cuando puede llegar a ocasionar daños ambientales, trastornos económicos y sociales, pérdida de servicios y/o medios de sustento, perjuicio a la propiedad, a la salud, lesiones o hasta la muerte (UNISDR, 2009; ONEMI, 2016).

Por lo demás, las proyecciones de variabilidad climática en la zona, indican que el altiplano experimentará un progresivo aumento de las temperaturas y una fuerte disminución de las precipitaciones, desde el presente hasta fines del siglo XXI (IPCC, 2013; Sarricolea & Romero, 2015; Sarricolea *et al.*, 2017).

Sin embargo, dichas proyecciones se han catalogado como poco confiables, pues el Coeficiente de Variación (CV) aumenta más de un 50%. Es decir, la zona del Altiplano puede llegar a registrar intensos y largos períodos de sequías alternados por agudas precipitaciones desencadenadas en cortos períodos de tiempo y, aun así, seguir registrando una disminución del total de milímetros caídos (Sarricolea & Romero, 2015; Sarricolea *et al.*, 2017).

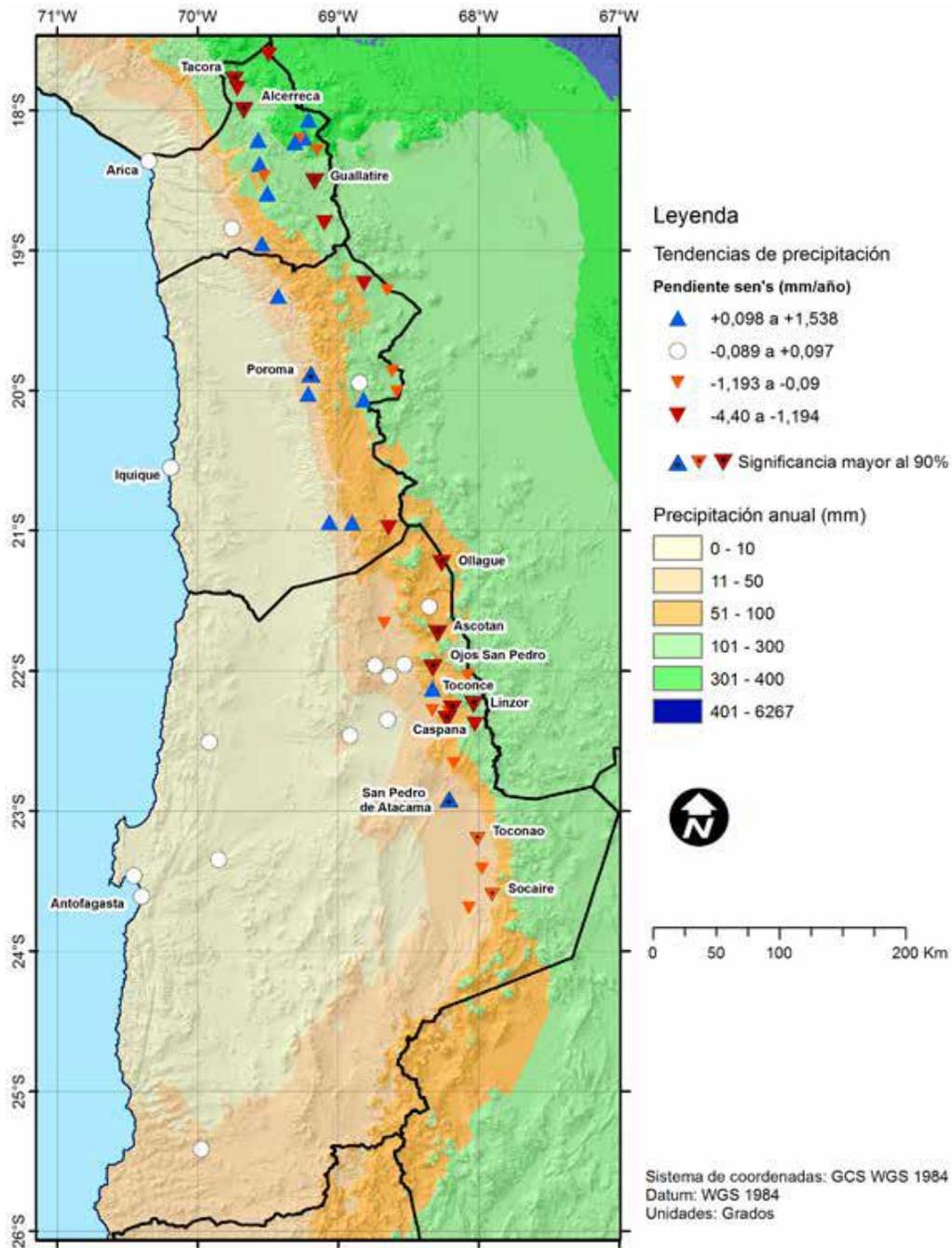


Figura 6: Mapa de tendencias de la precipitación del Norte Grande de Chile.

Fuente: Sarricolea et al., (2017).

También se prevé un aumento de precipitaciones en la precordillera. En el caso de la estación pluviométrica de San Pedro de Atacama, presenta una tendencia de aumento proyectado, el cual se considera como un cambio significativo en comparación con los demás resultados y los valores que ha registrado dicha estación anteriormente (Figura 6). Estas variaciones estarían asociadas y/o incrementadas por el fenómeno ENOS (El Niño, Oscilación del Sur), ya que existiría un debilitamiento de las masas de aire provenientes del Amazonas (IPCC, 2013; Sarricolea & Romero, 2015; Sarricolea et al., 2017).

CAPITULO 3: MARCO METODOLÓGICO

Se adoptó una metodología mixta mediante la consideración de cinco actividades principales; primero se realizó la revisión y recopilación de antecedentes (Tabla 3), luego se llevó a cabo el levantamiento geomorfológico del lugar, la determinación de los fenómenos hidrogeomorfológicos que amenazan el ayllu de San Pedro y la identificación del impacto potencial que tienen estas amenazas (Tabla 4), para finalmente corroborar en terreno la información anteriormente generada.

3.1 REVISIÓN Y RECOPIACIÓN DE ANTECEDENTES:

Con el objetivo de lograr una aproximación y contextualización del área a trabajar, se realizó una revisión y recopilación de información bibliográfica y publicaciones de entidades tanto públicas como privadas.

Tabla 3: Identificaron de autores e insumos de referencias

Titulo	Fuente	Año	Escala
Mapa Geológico de Chile	SERNAGEOMIN	2003	1:1.000.000
Carta Geológica: Hoja Toconao	Ramírez, C & Gardemeg, M.	1982	1:250.000
Geología del Área San Pedro de Atacama	Henríquez, <i>et al.</i> ,	2014	1:100.000
Geoquímica del Salar de Atacama, parte 1: origen de los componentes y balance salino.	Risacher, F. y Alonso, H.	1996	
Análisis de los Mecanismos de Evaporación y Evaluación de los Recursos Hídricos del Salar de Atacama	ICAS LTDA	2014	
Assesment of degradation susceptibility in the Chacabuco Province of central Chile using a morphometric based response units approach.	Marker, <i>et al.</i> ,	2008	
Assessment of hydro-geomorphological hazard potentials in the Chilean semiarid coastal range and its impacts on La Serena city, Coquimbo Region.	Soto <i>et al.</i> ,	2017	
Plan de Desarrollo Comunal	I. Municipalidad de San Pedro de Atacama	2006	
Declaración de Impacto Ambiental de la Actualización del PRC de 1998	I. Municipalidad de San Pedro de Atacama	2011	
Los aluviones del 18 de Junio de 1991 en Antofagasta: un análisis crítico, a 5 años del desastre	Hauser, A.	1997	
Guía metodológica en mapas de peligrosidad por avenidas e inundaciones	Díez, <i>et al.</i> ,	2008	
Guía para la descripción del uso del territorio en el Sistema de Evaluación de Impacto Ambiental	SEIA	2013	

Fuente: Elaboración propia (2020).

Tabla 4: Resumen de metodología por objetivos.

OBJETIVO	ESCALA	METODO	MATERIALES	PRODUCTO
Identificar las unidades geomorfológicas en la cuenca de San Pedro	1:250.000 1:35.000	Fotointerpretación y estudio del relieve	-DEM SRTM 30 m -ALOS PALSAR 12,5 m. -Imágenes LANDSAT-8 del 2011. -Imágenes de Google Earth del 2019	Cartas Geomorfológicas a nivel de cuenca y detalle.
Caracterizar las amenazas hidrogeomorfológicas en el ayllu San Pedro	1:35.000	Zonificación de amenazas integradas según: índices morfométricos y características geomorfológicas	-DEM ALOS PALSAR 12,5 m. -Carta Geomorfológica a nivel de detalle. -Carta de índice SPI, TCI y TWI. -Tabla de valoración.	Carta de Susceptibilidad a amenazas hidrogeomorfológicas
Reconocer los potenciales impactos asociados a las amenazas hidrogeomorfológicas	1:20.000	Superposición entre usos de suelo y niveles de susceptibilidad	-Imágenes de Google Earth 2019 -Guía para la descripción del uso del territorio en el SEIA (2013) -Carta de usos de suelo -Carta de susceptibilidad	Carta de Impactos Potenciales en el ayllu

Fuente: Elaboración propia (2020).

3.2 IDENTIFICACIÓN DE UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS:

Para que el levantamiento geomorfológico funcione como una herramienta de apoyo en el análisis de las amenazas hidrogeomorfológicas del área de estudio, es necesario trabajar con un área que comprenda su dinámica completa, es decir, un área de trabajo que abarque desde las cuencas aportantes, posibles zonas de transporte o quebradas existentes, y lugares propensos a la depositación de estos materiales.

Por esta razón, para la realización del primer objetivo *identificar las unidades geomorfológicas*, el área de estudio se trabajó a dos escalas diferentes. Primero, a nivel de cuenca a escala 1:250.000, pues comprende una mayor extensión que sólo el Ayllu San Pedro e incluye los procesos volcánicos. Y luego, un sector en detalle que abarca el ayllu de San Pedro y su contexto adyacente Este a escala 1:35.000 (Figura 1).

Como producto, se obtuvieron dos cartas geomorfológicas a escala 1:250.000 y 1:35.000. Dichos productos se trataron con una escala de trabajo cercana a 1:100.000 y 1:15.000, respectivamente para alcanzar una mejor determinación y detalle de las formas

identificadas. El levantamiento de la información geomorfológica se realizó a través de técnicas de fotointerpretación, como el estudio de color del relieve y sus componentes, apoyado con la información geológica del lugar (Ramírez y Gardeweg, 1982; SERNAGEOMIN, 2003; Hernandez *et al.*, 2014). Junto a ello, el trabajo de gabinete fue validado por trabajo de terreno realizado en febrero del año 2020.

Para el proceso de fotointerpretación y estudio del relieve, se contó con diversos materiales, los cuales serán mencionados según el área de trabajo. En primer lugar, en la carta geomorfológica a nivel de cuenca, se contó con un archivo ráster de Modelo de Elevación Digital (DEM) SRTM30 de resolución aproximada 30 m del sitio web del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), imágenes satelitales como LANDSAT-8 Color Natural (bandas 4, 3 y 2) del 2011, imágenes de Google Earth 2019 y cartografías base propuestas por el programa SIG.

De estos materiales se generaron nuevos datos digitales sobre los cuales fotointerpretar; un DEM perfeccionado con “*Simple Filter*” y “*Fill Sinks (Planchon/Daboux) 2001*” (algoritmos que permiten rellenar y corregir las depresiones de los DEM) y la delimitación de la cuenca a trabajar en SAGAGIS, un ráster *Hillshade* y archivos *shapefile* con curvas de nivel en un distanciamiento de 100 y 50 m entre sí, generadas desde la topografía SRTM30 y utilizados según el detalle que sea necesario en cada proceso.

Luego, en la carta geomorfológica a nivel de ayllu (1:35.000), se trabajó con un Modelo de Elevación Digital (DEM) ALOS PALSAR de resolución 12,5 m del sitio web Alaska Satellite Facility (ASF), imágenes satelitales ALOS PALSAR de resolución de 12,5 m 2011, imágenes Google Earth y las cartografías base propuestas por el software ARCGIS.

De estos materiales se generaron nuevos sets de datos, por ejemplo, un DEM de ALOS PALSAR perfeccionado con “*Simple Filter*” y “*Fill Sinks (Planchon/Daboux) 2001*”, un mosaico de imágenes Google Earth trabajado desde SAS Planet, un ráster de Sombreado y archivos *shapefile* con curvas de nivel a un distanciamiento de 20 y 5 m entre sí, generadas desde la topografía ALOS PALSAR.

3.3 CARACTERIZACIÓN DE AMENAZAS HIDROGEOMORFOLÓGICAS:

Para lograr caracterizar los fenómenos hidrogeomorfológicos que amenazan el ayllu de San Pedro y construir la carta de susceptibilidad de los mismos, primero se tuvo que determinar cuáles son dichas amenazas. Por ello, el segundo objetivo específico se centra en el área de detalle 1:35.000 (Figura 1). En esta área, se visualiza con mayor detalle el emplazamiento del ayllu San Pedro y su contexto colindante por el Este, además permite determinar cuál es la dinámica y características específicas que posee cada unidad geomorfológica cercana al ayllu, en relación a los procesos hidrogeomorfológicos que se comportan como una amenaza. Como producto de este objetivo se obtuvo una carta de susceptibilidad a amenazas hidrogeomorfológicas con

escala al 1:35.000, desarrollado a un nivel de detalle del 1:15.000 para alcanzar una mejor determinación y detalle de las formas identificadas.

Este procedimiento se llevó a cabo mediante dos metodologías complementarias, primero se identificó la acción hídrica en el lugar (Marker *et al.*, 2008; 2011) y, luego se desarrolló una zonificación de amenazas integradas por flujos e inundaciones (Díez *et al.*, 2008; Soto *et al.*, 2017a).

3.3.1 Identificación de la acción hídrica en el lugar:

La identificación de la acción hídrica se llevó a cabo mediante la modelación de tres índices morfométricos, los cuales proporcionan información de áreas con evidencia de erosión, flujos e inundaciones, entre otros (Maerker *et al.*, 2008, 2011). Posteriormente, los resultados de estos índices fueron representados en cartografías temáticas.

Streams Power Index (SPI): es un índice de modelación aplicada que identifica los niveles de erosión lineal resultante de la acción del flujo de agua sobre el relieve (Maerker *et al.*, 2011; Albornoz, 2017; Bustos & Bermúdez, 2017; Soto *et al.*, 2017a).

Transport Capacity Index (TCI): es un índice de capacidad topográfica y/o transporte, en otras palabras, es una modelación aplicada que identifica las áreas susceptibles a ser erosionadas de forma laminar y poseer transporte de sedimentos (Maerker *et al.*, 2011; Scopesi *et al.*, 2015; Albornoz, 2017; Soto *et al.*, 2017a, 2019).

Topographic Wetness Index (TWI): es un índice topográfico de humedad que indica la susceptibilidad de un área a ser inundada. Esta modelación se realiza bajo la premisa de que, el área de estudio posee un sustrato uniforme en cuanto a profundidad, ancho y composición litológica. Además, este índice se basa en que la topografía es el factor dominante, pues es en función de este factor que se definen las zonas susceptibles a ser saturadas por escorrentía, es decir, la acumulación de agua y una baja pendiente acrecienta la saturación del suelo (Maerker *et al.*, 2011; Scopesi *et al.*, 2015; Albornoz, 2017; Soto *et al.*, 2017a, 2019).

3.3.2 Zonificación de amenazas integradas:

Según Díaz *et al.*, (2008) la geomorfología posee un importante rol ante la potencial generación de una amenaza hidrogeomorfológica, ya que es un factor que influye tanto en el proceso, como en su expresión sobre el relieve. Por ello, es posible determinar una zonificación de amenazas integradas de flujos e inundaciones según las formas del relieve, y los procesos de erosión y depositación, identificados a través del mapeo fotointerpretativo. Estos resultados se representan en la carta geomorfológica a escala 1:250.000 y 1:35.000, pues muestra los elementos del relieve, y cómo estas unidades interactúan en los procesos morfodinámicos y morfoevolutivos del lugar.

Entonces, la zonificación de amenaza integrada fue definida según las características geomorfológicas que posee cada unidad fotointerpretada, junto con las zonas que evidencian erosión lineal (SPI), capacidad de transporte y depositación (TCI) y probabilidad de inundación (TWI). Para integrar dicha información, se crea una tabla de valoración compuesta por: las unidades del relieve enumeradas en la fila horizontal, y la variable de geomorfología y acción hídrica en la columna vertical (Tabla 5).

En las columnas, se encuentran las categorías de geomorfología, compuestas por el ámbito de formas y procesos. En formas, señala si la unidad geomorfológica tiene rasgos morfológicos que evidencien la acción del agua actualmente, como ríos, quebradas o paleo drenajes, pues al desencadenarse el evento natural, este utilizaría dichos canales como medio de transporte. Luego, el ámbito de procesos indica si la unidad fotointerpretada fue originada por saturación hídrica; es decir, flujo o inundación por mal drenaje del suelo y/o desborde. En otras palabras, este ámbito evalúa si se trata de una unidad del relieve heredada por dichos procesos o no.

Tabla 5: Tabla de valoración

Unidad Geomorfológica	Geomorfología					Acción Hídrica						TOTAL	
	Formas			Procesos			SPI		TCI		TWI		
	Ríos	Quebradas	Paleo Drenaje	Flujo	Desborde	Mal Drenaje	Medio	Alto	Medio	Alto	Medio		Alto
1													
2													
3													

Fuente: Elaboración propia (2020).

De igual modo, la categoría de acción hídrica comprende los índices de SPI, TCI y TWI que contengan un nivel medio o alto. Así, si la unidad geomorfológica fotointerpretada corresponde con los atributos mencionados (de la columna vertical), suma un punto de forma binaria (1), y si no, se mantiene en 0. En consecuencia, como resultado de la tabla de valoración, se pueden obtener unidades geomorfológicas con una evaluación mínima de 0, o resultados con máximos de 12 puntos.

Dentro de la técnica de zonificación de amenazas integradas, se pueden determinar tres de niveles de susceptibilidad según las características del evento y el área de estudio (Díez *et al.*, 2008; Maerker, 2011; Soto *et al.*, 2017a; 2019). En relación a esto, las puntuaciones resultantes en la tabla de valoración, son reclasificadas en tres niveles de susceptibilidad ante flujos e inundaciones (bajo, medio y alto), como es posible ver en la Tabla 6.

Según esta clasificación, los elementos del relieve que tuvieron entre 1 a 4 puntos, se les asigna un nivel bajo de susceptibilidad con color verde; las unidades entre 5 y 8 puntos, poseen un nivel de peligrosidad medio representados en amarillo; por último, los elementos geomorfológicos que obtuvieron entre 9 y 12 puntos, se les asigna un nivel de susceptibilidad alto en color rojo.

Tabla 6: Niveles de susceptibilidad

Valor	Nivel	Color
1 - 4	Bajo	Verde
5 - 8	Medio	Amarillo
9 - 12	Alto	Rojo

Fuente: Elaboración propia (2020).

Como materiales para este objetivo específico se contó con un Modelo de Elevación Digital (DEM) ALOS PALSAR de resolución 12,5 m desde el sitio web Alaska Satellite Facility (ASF) perfeccionado con “Simple Filter” y “Fill Sinks (Planchon/Daboux) 2001”, y de este archivo se generó la información de *slope* y *accumulation flow* para realizar el cálculo de cada índice como procedimientos derivados del software SAGA-GIS.

Además, se trabajó con los resultados de las unidades geomorfológicas en la cuenca de San Pedro de Atacama, los planos Geológicos de San Pedro a 1:100.000 (Henríquez *et al.*, 2014), Hoja Toconao a escala 1:250.000 (Ramírez & Gardeweg, 1982), el Mapa Geológico de Chile del SERNAGEOMIN (2003) a 1:1.000.000 y la Guía metodológica en mapas de peligrosidad por avenidas e inundaciones de Díaz *et al.*, (2008).

3.4 RECONOCIMIENTO DE LOS POTENCIALES IMPACTOS ASOCIADOS A LAS AMENAZAS HIDROGEOMORFOLÓGICAS:

Los fenómenos hidrogeomorfológicos se comportan como una amenaza para el ayllu, por lo que, el desencadenamiento de un evento de esta naturaleza puede llegar a causar diversos perjuicios para la localidad de San Pedro. Para reconocer los potenciales impactos asociados a esta condición, este objetivo se centra en el ayllu de San Pedro con escala 1:20.000 (Figura 1). En esta área, se visualiza con mayor detalle el emplazamiento antrópico, la distribución espacial que posee la población, e incluye la zona colindante al Este, la cual abarca los fenómenos hidrogeomorfológicos catalogados como amenazas. Como producto, se obtuvo una carta de impacto potencial con escala a 1:20.000, desarrollado a un nivel de detalle del 1:10.000.

Para reconocer cuáles son las posibles consecuencias que experimentaría el ayllu San Pedro al desencadenarse un evento hidrogeomorfológico; en primer lugar, se identificaron los tipos de usos de suelo que posee, con el objetivo de lograr una aproximación a la dinámica ocupacional y/o económica, junto con la distribución espacial de la población. La clasificación de tipos y subtipos de usos de suelo utilizado fue la guía para la descripción del uso del territorio en el Sistema de Evaluación de Impacto Ambiental (2013), tal como se aprecia en la Tabla 7.

La investigación utilizó como referencia la clasificación del SEIA (2013) adaptada al área de estudio, dado que este organismo estandariza la clasificación general del uso del suelo establecida en la Ordenanza General de Urbanismo y Construcciones (OGUC) (MINVU, 1993) al estado del área de influencia en cualquier proyecto.

Tabla 7: Tipos y subtipos de uso de suelo

Tipos de Usos de Suelo	Subtipo o clases	
A. Residencial	A.1	Vivienda
	A.2	Hogar de Acogida
	A.3	Edificación o local destinado al hospedaje
	A.4	Mixto
B. Actividades Productivas	B.1	Industria
	B.2	Agricultura
	B.3	Ganadería
	B.4	Silvicultura
	B.5	Pesca y Caza
	B.6	Explotación de minas y canteras
C. Equipamiento	C.1	Científico
	C.2	Comercio
	C.3	Culto
	C.4	Cultura
	C.5	Deporte
	C.6	Educación
	C.7	Esparcimiento
	C.8	Salud
	C.9	Seguridad
	C.10	Servicios administrativos y legales
	C.11	Servicios sociales y comunitarios
D. Infraestructura	D.1	Transporte
	D.2	Sanitaria
	D.3	Energética
	D.4	Telecomunicaciones
	D.5	Otro: _____
E. Área Verde	E.1	Parque
	E.2	Plaza
	E.3	Área libre
F. Espacio Público	F.1	Plaza pública
	F.2	Área verde pública
	F.3	Sistema vial

Fuente: Adaptación del SEIA (2013) en La guía para la descripción del uso del territorio en el Sistema de Evaluación de Impacto Ambiental.

El primer paso fue representado en una carta de usos de suelo por manzanas a escala 1:20.000. Este subproducto se realizó mediante el levantamiento de la información por fotointerpretación a nivel de detalle 1:10.000 y fue reforzado con las herramientas de *Street view* de Google Earth y la verificación en terreno durante febrero del 2020.

En segundo lugar, se integró el resultado de los tipos de usos de suelo con la información de susceptibilidad a amenazas hidrogeomorfológicas, para dar origen a la carta de impacto potencial. En otras palabras, los potenciales impactos se reconocieron en función de la coexistencia entre los niveles de amenaza y el tipo de ocupación que presenta el espacio.

Como materiales se contó con imágenes satelitales ALOS PALSAR de 12,5 m1, imágenes Google Earth 2019 y las cartografías base propuestas por el software arcgis. De estos materiales se generó un shape de manzanas a escala 1:10.000. Además, se trabajó con la carta de susceptibilidad a amenazas hidrogeomorfológicas del área de detalle y la guía para la descripción del uso del territorio en el SEIA (2013).

3.5 TRABAJO EN TERRENO

El trabajo en terreno consistió principalmente en la corroboración de la información fotointerpretada a escala 1:35.000. Dicha actividad fue llevada a cabo entre los días 16 y 22 de febrero del 2020.

Del segundo al cuarto día, se priorizó confirmar la identificación de las unidades geomorfológicas colindantes al ayllu, revalidando su forma, reconociendo evidencias de procesos anteriores y ratificando la delimitación de las mismas en cuanto a su contacto e incidencia en el ayllu San Pedro. Para esto, como materiales se contó con una carta preliminar de la geomorfología área de detalle con escala a 1:35.000, la geología del área de San Pedro de Atacama (Henríquez, *et al.*, 2014), y la aplicación de Google Earth, como apoyo de imágenes satelitales online y localización por gps.

Del quinto al séptimo día, se corroboró la información levantada previamente sobre la ocupación del suelo en el ayllu. Para ello se contó con un mapa preliminar con la fotointerpretación de los usos de suelo en el ayllu San Pedro, apoyados con la herramienta de *Street View*, además de portar la clasificación de tipos y subtipos de usos de suelo (SEIA, 2013), una cámara fotográfica, libreta de terreno y la aplicación de Google Earth, como apoyo de las imágenes satelitales online y localización por gps.

Todo ello, con el fin de revalidar y corregir la información generada durante el proceso de laboratorio, dando origen a los productos anteriormente mencionados.

CAPITULO 4: RESULTADOS

4.1 IDENTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DINÁMICA DEL SISTEMA DE CUENCA APORTANTE A SAN PEDRO DE ATACAMA: AYLLU SAN PEDRO Y SU ENTORNO.

A continuación, se presentan los principales resultados del levantamiento geomorfológico. Las unidades encontradas fueron representadas en la Figura 17 y Figura 18.

4.1.1 Sistema de Laderas:

Se identificaron sistemas de laderas asociados a modelamientos en rocas sedimentarias con distintas edades geológicas, sistemas de laderas con complejos volcánicos y laderas en sustrato volcánico degradado.

Laderas modeladas en rocas sedimentarias del Pleistoceno – Holoceno

Estas unidades del relieve se aprecian a nivel de cuenca a escala 1:250.000 (Figura 17). Se desarrollan en la zona centro-norte del área de estudio y al Norte del ayllu, entre las terrazas de pediment piroclástico del Plioceno y el Mioceno Superior. Estas laderas están compuestas por bloques, gravas, arenas gruesas a finas, y limos del Pleistoceno - Holoceno (Henríquez *et al.*, 2014). Su origen se asocia a la activación de las fallas presentes en sector, ya que la fuerza tectónica genera el desplazamiento vertical entre los bloques, originando unas laderas intermedias modeladas por la posterior acción fluvial del río Grande (SERNAGEOMIN, 2003). En consecuencia, estas formas se caracterizan por poseer pendientes sobre los 60° y escarpes que oscilan entre los 200 y 300 m de altitud.

La geodinámica del sector, potenciada por la aridez del área de estudio, provoca el desencadenamiento de importantes deslizamientos rotacionales y traslacionales ante eventos pluviométricos intensos, deslizamientos ubicados a lo largo de las laderas de las quebradas de los ríos Grande y Salado (Henríquez *et al.*, 2014). Entonces, estas laderas actúan como una posible zona de exportación de material, mientras que el material deslizado se comporta como un aporte potencial de masa para nuevos procesos de morfologías aguas abajo. El material puede llegar a ser transportado por una inminente crecida del río, desde el cual posteriormente nace el río San Pedro.

Laderas de complejos volcánicos del Cuaternario

Las laderas de complejos volcánicos se encuentran en el margen Este del área de estudio a nivel de cuenca (Figura 17). En estas laderas, se identifican los complejos volcánicos de Cerros de Tocorpuri, Complejo Sairecabur y Purico, en sentido NS (SERNAGEOMIN, 2018). Concretamente, son unidades del relieve compuestos por edificios volcánicos coalescentes, estratovolcanes, lavas basálticas a riolíticas, y depósitos piroclásticos andesítico-basálticos a dacíticos del Cuaternario (SERNAGEOMIN, 2003) sin una clara

delimitación aparente, los cuales originan elevaciones del terreno con pendientes muy variadas.

Se identificó que las laderas de complejos volcánicos se encuentran rodeadas por extensas áreas de coladas de lava. Entonces, en relación a su dinámica dentro del área de estudio, son unidades generadoras de nuevas formas del relieve, directa e indirectamente. Por un lado, de forma directa cuando su dinámica interna genera condiciones morfodinámicas, es decir, provoca la formación de coladas de lava y cráteres. Por otro lado, aporta de manera indirecta a una condición dinámica cuando, a través del retrabajo y la transferencia de sedimentos (y de masa), hacia otros sistemas morfológicos asociados, como por ejemplo los abanicos aluviales basales.

Laderas en sustrato volcánico degradado del Plioceno

Dentro del área de estudio a escala 1:250.000 (Figura 17), las laderas en sustrato volcánico degradado se encuentran en la zona Noreste del ayllu San Pedro. Estas unidades geomorfológicas están conformadas por un relieve de sedimento volcánico que carece de una forma superficial definida. Es decir, los procesos que dieron origen a estos materiales se asocian con la actividad volcánica, sin embargo, actualmente no logran ser atribuibles a una morfología volcánica en particular, formando sólo elevaciones remanentes en el terreno (Figura 11). Su composición corresponde a depósitos piroclásticos dacíticos a riolíticos parcialmente soldados, y lavas basálticas a andesítica-basálticas del período del Plioceno (SERNAGEOMIN, 2003; Henríquez *et al.*, 2014).

Se puede establecer que, dado a su origen y edad, estas laderas deben su morfología actual a los intensos procesos erosivos y de denudación, asociados al período Mioceno y Pleistoceno en la región. En consecuencia, las laderas de sustrato volcánico degradado se consideran como una fuente de material y como una zona de exportación y aporte potencial de masa, a través de, los procesos de erosión laminar y lineal presentes en el área de estudio.

Laderas modeladas en rocas sedimentarias del Oligoceno – Mioceno

Estas unidades geomorfológicas se encuentran a lo largo del margen Noroeste del ayllu San Pedro, concordando (en su mayoría) con la denominada Cordillera de la Sal y el atractivo turístico Valle de la Luna (Figura 17). Concretamente, pertenecen a la Formación San Pedro, la cual está compuesta por secuencias de material sedimentario continental parálico y aluvial. Específicamente por conglomerados, areniscas finas a medias, lutitas, yeso y limolitas bien estratificadas del Oligoceno Superior – Mioceno Superior (Ramírez & Gardeweg, 1984; SERNAGEOMIN, 2003; Henríquez *et al.*, 2014).

Estos materiales han sido modelados por la acción de una serie de fallas normales en sentido SO-NE (SERNAGEOMIN, 2003). Estas estructuras geológicas generan el desarrollo de pliegues sinclinales en sus estratos, provocando sinuosidad en el relieve,

realizando las pendientes y la formación de escarpes. En relación con esto, se originan laderas de forma irregular modelada en rocas sedimentarias del Oligoceno – Mioceno, que desarrollan una importante altura aun cuando se extienden por el fondo de la cuenca (Figura 7). En consecuencia, actúan como una barrera natural entre el ayllu San Pedro y la zona de depositación distal de los abanicos aluviales, ubicados en el margen Oeste del área de estudio.



Figura 7: Sistemas de laderas modeladas en rocas sedimentarias del Oligoceno – Mioceno. Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020.

Laderas modeladas en rocas sedimentarias del Cretácico

Dentro del área de estudio a escala 1:250.000 (Figura 17), los sistemas de laderas modeladas en rocas sedimentarias del Cretácico se encuentran a lo largo del margen Oeste. Estos sistemas corresponden a la *Formación Tambores*, el cual está compuesto de secuencias de material sedimentario continental, aluvial y lacustre con pendientes sobre 45°. Estas elevaciones son ocasionadas por la acción de una serie de fallas inversas identificadas en su límite Oeste. Específicamente, poseen conglomerados, brechas, areniscas de tamaño medio a muy fino con laminación horizontal y limolitas, con intercalación de tobas riolíticas y lavas andesíticas del Cretácico Superior, específicamente del período Campaniano – Maastrichtiano (Ramirez & Gardeweg, 1984; SERNAGEOMIN, 2003; Henríquez *et al.*, 2014).

En relación a sus características morfodinámicas, estos sistemas son una geomorfología dinámica episódica, atribuida a la acción del agua, pues poseen una marcada disección superficial de quebradas/talwegs. Así mismo, estas laderas evidencian una acción dinámica constante de denudación en sus talwegs (Figura 8). La denudación de sus rocas se asocia a la caída gravitacional de estas y a los procesos de meteorización propios del ambiente desértico en donde se encuentran. Todo ello, implica que los fondos de estas

quebradas presenten una acumulación de material en curso, que es potencialmente transportable por estos mismos canales, cuando ocurran eventos pluviométricos intensos.



Figura 8: Quebradas/talwegs formadas en la ladera modelada en rocas sedimentarias del Cretácico, con abanico aluvial en su base. Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020.

4.1.2 Formas Volcánicas:

Son las unidades conformadas por materiales y/o procesos volcánicos que se logró delimitar como un sistema independiente. Sin embargo, es necesario mencionar que estos elementos del relieve se presentan solo en el análisis del área de estudio a nivel de cuenca, es decir, a escala 1:250.000. Por ende, las formas volcánicas se desarrollan fuera del área de detalle específica que comprende al ayllu. Dentro de las formas volcánicas se encuentran los cráteres, volcanes del tipo estratovolcán y un domo volcánico.

Cráter

Durante el levantamiento geomorfológico se identificó una serie de cráteres en el sector Este del área de estudio, mayormente sobre los 5.000 m.s.n.m. (Figura 17) Los cráteres, se presentan en las laderas de complejos volcánicos y estratovolcanes, elementos que a su vez, han desarrollado más de un cráter en su estructura (Schmincke, 2005; SERNAGEOMIN, 2018). Entonces, si bien los cráteres no son propiamente generadores de lava o nuevo material, sí se comportan como un canal de expulsión de este, facilitando el proceso de identificación de zonas con dinámicas y/o morfologías volcánicas.

Estratovolcán

Los estratovolcanes se desarrollan a lo largo del sector Este de la cuenca, coincidiendo con la zona de mayor altura y el comienzo del altiplano (Figura 1 y Figura 17). En sentido NS se encuentra el volcán Tocarporí, Putana, Colorados, Curiquinca, Escalante, Sairecabur, Licancabur, Juriques, Cerro Toco y Cerro Negro (SERNAGEOMIN, 2018). Los estratovolcanes son un tipo de volcán compuesto por múltiples capas de material volcánico sedimentado, que fue emitido desde su cráter principal. Por ende, su morfología se caracteriza por poseer una cima pronunciada en el centro y flancos gradualmente inclinados que terminan por desarrollar una forma radial (Schmincke, 2005).

Aunque los estratovolcanes reconocidos en el área de estudio no se encuentran en estado activo (Venzke, 2013), son responsables de grandes erupciones volcánicas y extensas áreas con depositaciones de coladas de lava y flujos piroclásticos del Cuaternario (Henríquez *et al.*, 2014). En relación a esto, los estratovolcanes son considerados como una unidad geomorfológica que aporta directamente en la generación de nuevo material susceptible a ser fragmentado e influye en la dinámica general de formación del relieve.

Domo volcánico

El domo volcánico del área de estudio es conocido como Cerro La Torta (SERNAGEOMIN, 2018), y se localiza en la zona más al Noreste de la cuenca (Figura 17). Generalmente, los domos se presentan como una unidad geomorfológica independiente al margen de otras unidades volcánicas más complejas. Su formación proviene principalmente por la acumulación de lava riolítica a andesítica extruida fuera de la chimenea, de composición altamente viscosa. Debido a esta característica, la lava no es capaz de fluir a mayores distancias y termina por acumularse sobre la chimenea verticalmente, generando así, un cuerpo en forma de cúpula característico por poseer paredes de lava solidificada (Schmincke, 2005; Tarbuck & Lutgens, 2005; Cannatelli, 2017).

Si bien, los domos volcánicos no se caracterizan por desencadenar erupciones de gran envergadura, evidencian el carácter volcánico activo de la zona.

4.1.3 Formas Depositacionales:

En esta sección del estudio se identificaron y caracterizaron aquellas unidades originadas por procesos depositacionales, los cuales corresponden a abanicos aluviales en sus distintas generaciones, depósitos piroclásticos, pediment piroclástico, terrazas de pediment piroclástico según sus edades geológicas, terrazas modeladas en rocas sedimentarias con diferentes años, coladas de lava y dunas. De todas las formas depositacionales mencionadas, los abanicos aluviales y las dunas componen las unidades más relevantes durante el trabajo en el área de detalle (Figura 18).

Abanico aluvial del río San Pedro.

Este abanico aluvial se encuentra en el centro del área de estudio a nivel de cuenca (Figura 17) y en la zona centro-oeste del área de detalle (Figura 18). Específicamente, es material del tipo gravas y arenas, parcialmente cementadas por depósitos evaporíticos durante el Pleistoceno - Holoceno (Ramírez & Gardeweg, 1984; SERNAGEOMIN, 2003).

Esta geoforma se caracteriza por formar un fondo de valle sutilmente cóncavo, resultante del modelamiento fluvial del río San Pedro (CPH Consultores, 2011; Henríquez *et al.*, 2014; ICAS LTDA, 2014). Comienza en el límite Norte del ayllu y se extiende en forma radial hasta fusionarse con al salar de atacama por el Sur, abarcando una superficie de 2.300 km² aproximadamente. Su baja pendiente y altitud lo posiciona como una zona de depositación de las inundaciones por desborde de dicho río. De igual manera, su ubicación le permite recibir los flujos aluviales provenientes de la zona noreste y, en menor medida, evaporitas asociadas a la dinámica del salar. Además, la vegetación desarrollada en su superficie actúa como una barrera natural con capacidad de retener material eólico sobre él.

En otras palabras, el abanico aluvial del río San Pedro es una unidad geomorfológica que presenta un carácter potencialmente activo. Su importancia radica en que el ayllu San Pedro se ha desarrollado sobre él, aun cuando en la zona confluyen procesos aluviales, fluviales y eólicos.

Abanico aluvial del Pleistoceno - Holoceno

Los abanicos aluviales del Pleistoceno - Holoceno se presentan en los márgenes Este y Oeste del Ayllu San Pedro (Figura 18) y al Oeste de la ladera modelada en rocas sedimentarias del Oligoceno - Mioceno (Figura 8). Se conforman por material aluvial del tipo grava de mala selección, arena y limo, provenientes de depósitos poco potentes transportados por corrientes de barro y flujos (Ramírez & Gardeweg, 1984; SERNAGEOMIN, 2003; Henríquez *et al.*, 2014).

Específicamente, los abanicos al Este del ayllu están compuestos por material fragmentado desde la ladera de sustrato volcánico degradado, el abanico aluvial ignimbrítico y el pediment piroclástico (Figura 9). Este material es desprendido por saturación hídrica y transportado ladera abajo a través de las quebradas o talwegs (Igsa Consultores; S.Q.M. Salar, 2005). Los sedimentos terminan por depositarse en las zonas de menor pendiente, tales como la superficie y el entorno de San Pedro, formando geomorfologías radiales.

Este elemento del relieve se caracterizó por ser la unidad geomorfológica que más superficie abarca en el área de detalle, presentándose en dimensiones muy variadas y contando con canales de activación intermitentes. Por ejemplo, el abanico aluvial de mayor tamaño se encuentra al Este del ayllu, posee 38 km² aproximadamente y múltiples



Figura 9: Abanicos aluviales al Noreste del ayllu. Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020. P.P.P: Pediment piroclástico del Pleistoceno; A.A.P.H: Abanico aluvial del Pleistoceno – Holoceno.

canales de paleo drenaje, mientras que los cuerpos de menor tamaño oscilan entre los 0,24 km² a 0,03 km² (Figura 18). Por otra parte, el ayllu San Pedro limita en el Este con otros 10 abanicos aluviales de dinámica actual, y de un área entre los 4 km² a 40 km². No obstante, también se identificó un abanico aluvial con un área sobre los 1.000 km², ya que es complementado por los procesos depositacionales del río Vilama (Figura 10).

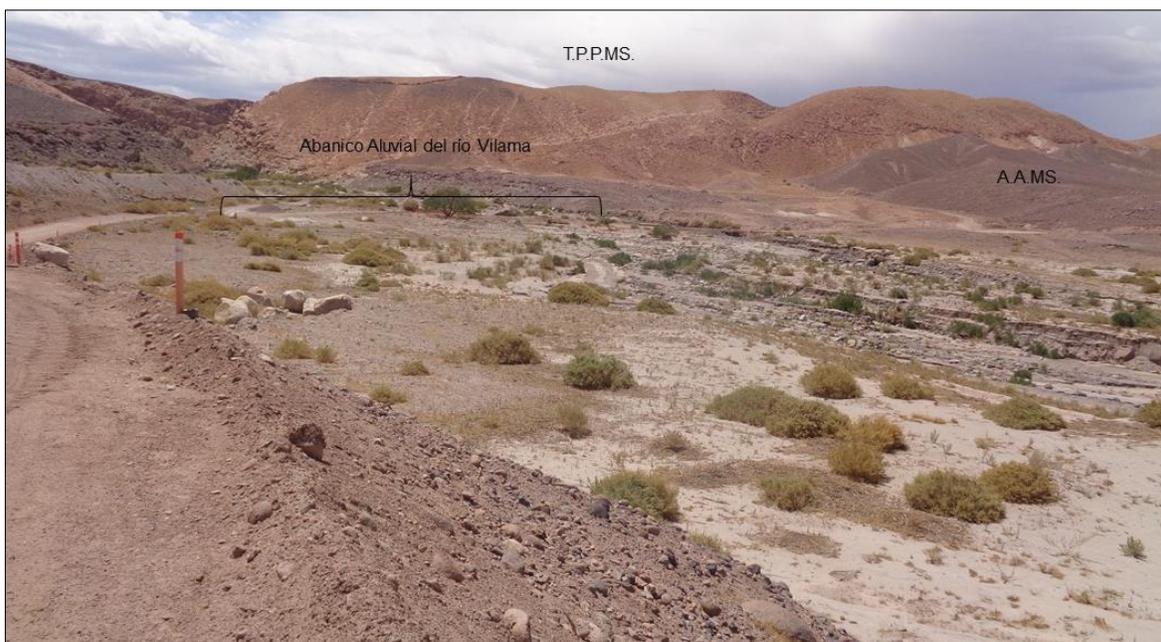


Figura 10: Zona proximal de abanico, modelado junto a la influencia del río Vilama. Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020. T.P.MS: Terraza de pediment piroclástico del Mioceno Superior; A.A.MS: Abanico aluvial del Mioceno Superior

Los abanicos aluviales del Pleistoceno y Holoceno, poseen cierto grado de actividad intermitente ante eventos precipitacionales extremos. Son estas formas del relieve actual las que interactúan directamente con el suelo ocupado por los habitantes del ayllu San Pedro. El reconocer zonas con flujos recientes y la evidencia de paleo drenaje en la superficie, ayudan con la interpretación de la dirección y difusión del flujo. Al mismo tiempo, permite deducir períodos de actividad, puntos de intersección, abanicos en formación y/o desarrollo de conos aluviales modernos (hasta de tercera generación, distales y/o telescópicos).

Abanico aluvial del Plioceno - Pleistoceno

Estos abanicos aluviales del Plioceno - Pleistoceno se presentan en el margen Este del ayllu San Pedro (Figura 18), entre los abanicos aluviales recientes (en su límite Oeste) y el abanico aluvial ignimbrítico y el pediment piroclástico al Este. Estas formas aluviales están compuestas por conglomerados, areniscas, limolitas y arcillolitas generalmente consolidados, generados por facies principalmente aluviales y subordinadamente lacustres y eólicas (Ramirez & Gardeweg, 1984; SERNAGEOMIN, 2003; Henríquez *et al.*, 2014).

Al igual que la unidad geomorfológica anterior, gran parte de estos abanicos aluviales son el resultado de los procesos de saturación hídrica en las subcuencas visualizadas en el sector Este del área de estudio (aguas arriba). Sin embargo, estos abanicos actualmente se encuentran inactivos, pues los eventos aluviales que los originaron se desencadenaron durante el Plioceno - Pleistoceno. En relación a ello, estas geoformas exhiben rasgos de erosión actual en su superficie, como las quebradas/talwegs de régimen intermitente.

Una de las causas de pérdida de su morfología original (lobulada y radial) puede estar relacionada con el desarrollo de nuevos ápices durante el período Pleistoceno - Holoceno. Los nuevos ápices que sobre yacen al abanico anterior reciben el material proveniente de las quebradas y determinan la zona de depositación proximal de los nuevos cuerpos aluviales del Pleistoceno - Holoceno. Así, los abanicos del Plioceno - Pleistoceno quedan altamente erosionados y enmascarados por los nuevos procesos de formación.

Abanico aluvial ignimbrítico del Plioceno

A nivel de cuenca (Figura 17) el abanico aluvial ignimbrítico se encuentra al Noreste del ayllu San Pedro, entre los abanicos aluviales del Plioceno - Pleistoceno y la ladera en sustrato volcánico degradado. Como su nombre lo indica, esta geoforma corresponde a un abanico aluvial, pero cuyos depósitos son de ignimbrita Chaxas dacítica a riolítica parcialmente soldadas, del tipo tobas dacíticas, lapilli, con fragmentos y pómez del Plioceno Superior (SERNAGEOMIN, 2003; Henríquez *et al.*, 2014). Su origen podría estar relacionado con dos distintos procesos, ya sea por la existencia de un período o actividad pluviométrica anormal que desencadenó procesos aluviales en sectores no convencionales o por el solevantamiento de la Cordillera de los Andes.

Los materiales que conforman el abanico ignimbrítico provienen de una notoria cuenca aportante dentro de la ladera en sustrato volcánico degradado (Figura 11). Cabe mencionar que la morfología de la zona de arranque provoca una mayor concentración y encausamiento unidireccional del aporte hídrico. Debido a la suma de flujos y depósitos posteriores, el abanico termina por formar un límite radial y levemente convexo o lobulado de sedimentos ignimbríticos durante el Plioceno (Harvey, 1997; Gutierrez, 2008; Thomas, 2011).

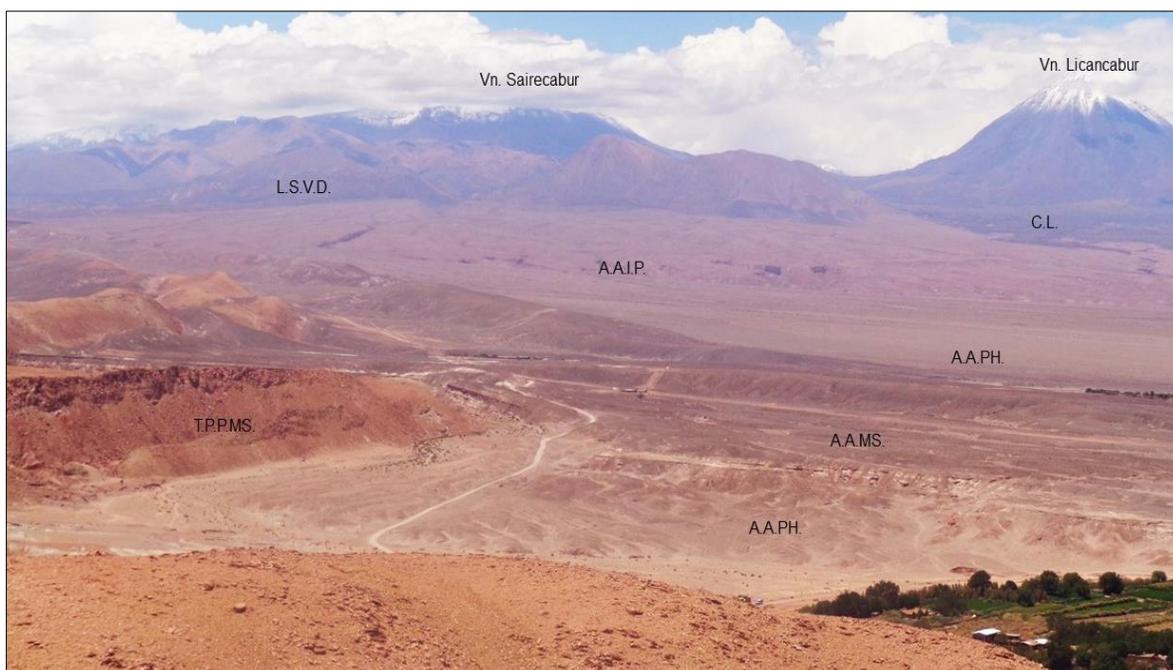


Figura 11: Margen Noreste del ayllu San Pedro. Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020. L.S.V.D: Ladera en sustrato volcánico degradado; C.L: Coladas de lava; T.P.MS: Terraza de pediment piroclástico del Mioceno Superior; A.A.MS: Abanico aluvial del Mioceno Superior; A.A.I.P: Abanico aluvial ignimbrítico del Plioceno; A.A.PH: Abanico aluvial del Pleistoceno – Holoceno.

Si bien, esta forma actualmente no se encuentra en un proceso aluvial activo, sí actúa como un canal de transporte para el material proveniente desde la ladera en sustrato volcánico degradado y como fuente de material potencialmente disgregado por erosión laminar y denudación de sus talwegs.

Abanico aluvial del Mioceno Superior

Los abanicos aluviales del Mioceno Superior se encuentran en el sector centro de la cuenca, al Norte y Oeste del ayllu. Al Norte, están delimitados por los abanicos aluviales del Pleistoceno - Holoceno en su margen Sureste, y la terraza de pediment piroclástico del Mioceno Superior al Norte (Figura 11). En su extensión Oeste, esta unidad geomorfológica se encuentra delimitada por la ladera modelada en rocas sedimentarias del Oligoceno - Mioceno al Oeste y los abanicos aluviales del Pleistoceno - Holoceno y el salar al Este (Figura 17). Esta geofoma se caracteriza por estar compuesta de material

sedimentado de origen continental, específicamente posee calizas y areniscas calcáreas con intercalaciones de areniscas de grano medio, cenizas volcánicas, conglomerados y gravas poco consolidadas del Mioceno Superior (Ramirez & Gardeweg, 1984; SERNAGEOMIN, 2003; Henríquez *et al.*, 2014).

Los abanicos aluviales del Mioceno Superior no se encuentran en morfogénesis actualmente y tampoco poseen forma de abanico (ICASS, 2014). Como se mencionó anteriormente, los cambios en las condiciones que desencadenan procesos aluviales pueden generar variaciones en su dinámica e intensidad, generando un desplazamiento o retroceso de las zonas que experimentan depositación (Harvey, 1997; Boggs, 2006; Thomas, 2011; Garrido, 2012). En consecuencia, estos sedimentos quedan susceptibles a ser erosionados laminarmente, y propensos a ser utilizados en la generación de nuevos fenómenos geomorfológicos, a través del retrabajo y la transferencia de sedimentos (masa).

Depósitos piroclásticos del Pleistoceno

Los depósitos piroclásticos se encuentran al Este del ayllu San Pedro (Figura 17) y se presentan insertos en medio del pediment piroclástico entre los 3.300 y 4.100 m.s.n.m. Específicamente, este tipo de depósito piroclástico está compuesto por escoria volcánica, flujo de cenizas dacíticas y andesíticas, débilmente soldado con abundantes fragmentos de pómez y cenizas recientes del Pleistoceno, que sobre yacen la superficie conformada por Ignimbrita Cajón (el pediment) (Ramirez & Gardeweg, 1984; SERNAGEOMIN, 2003; Henríquez *et al.*, 2014).

En relación a ello, los depósitos piroclásticos del Pleistoceno evidencian la dinámica volcánica activa en la zona. También demuestran el impacto que genera la acción hídrica en el lugar, ya que el accionar de los procesos hídricos y/o aluviales posteriores a la decantación del material volcánico ha incidido fuertemente su relieve, generando fuertes quebradas/talwegs intermitentes producto de la erosión lineal. Estas incisiones, en algunos casos llegaron a medir 150 m de ancho, 20 m de profundidad y más de 9 km de largo, cruzando toda la superficie de los depósitos piroclásticos en sentido EO.

Pediment piroclástico del Pleistoceno

El pediment piroclástico se visualiza a nivel de cuenca, al SE del ayllu San Pedro (Figura 17). Está compuesto por depósitos de flujo piroclástico, dacítico y andesítico localmente soldados y, en su mayoría, ignimbrita Cajón del Pleistoceno (SERNAGEOMIN, 2003; Henríquez *et al.*, 2014). Su principal punto de emisión es el Complejo Volcánico de Purico desde el cual se distribuyen radialmente (Ramírez & Gardeweg, 1982). Aquí el material es labrado y transportado en forma laminar o de manto pendiente abajo, formando un pediment o planicie inclinada con pendiente no mayor a 10° constituida por material piroclástico sobre la roca base (Kuhn, 2002) (Figura 12).

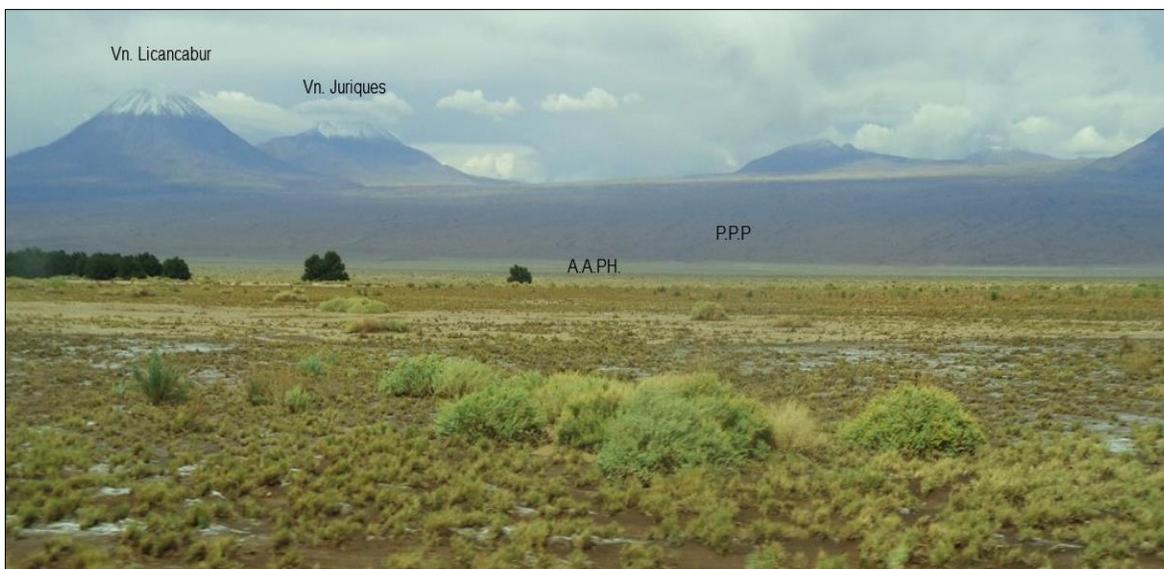


Figura 12: Vista panorámica del pediment piroclástico ignimbrítico. Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020. P.P.P: Pediment piroclástico del Pleistoceno; A.A.P.H: Abanico aluvial del Pleistoceno – Holoceno.

En este caso, el pediment piroclástico se presenta principalmente como una estructura consolidada, la cual funciona como canal de transporte para la escorrentía superficial. El material disgregado se desprende desde las cabeceras de erosión (o zonas de arranque) y se transporta por esta unidad geomorfológica hasta las zonas de depositación, dando forma a los abanicos aluviales (Igsa Consultores; S.Q.M. Salar, 2005).

No obstante, el pediment piroclástico también contribuye con una porción del aporte potencial de masa depositado en los abanicos. Es decir, dentro de la geodinámica del área, el proceso de transporte del material también funciona como un mecanismo de erosión lineal y, en menor medida, laminar. Como evidencia de ello, esta planicie presenta en su relieve quebradas/talwegs intermitentes originadas por los procesos de transporte del material que, a la vez, son denudados y/o acentuados por el desencadenamiento reiterativo de este mismo tipo de evento. Algunos de estos talwegs intermitentes llegan a medir más de 15 km de largo en sentido EO.

Terraza de pediment piroclástico del Plioceno

Esta forma se desarrolla en el extremo centro-norte del área de estudio a nivel de cuenca (Figura 17). Específicamente, la terraza se encuentra compuesta por depósitos de ignimbrita Puripicar dacítica a riolítica con tobas generalmente bien soldada, cristales de biotita, cuarzo, pómez y fragmentos de andesita del Plioceno (SERNAGEOMIN, 2003; Henríquez *et al.*, 2014). Estos materiales se asocian a la actividad volcánica existente al Noreste del área de estudio y son depósitos que fueron labrados y removidos en forma de manto, generando un pediment piroclástico con sedimentos parcialmente soldados.

Sin embargo, la posterior activación de las fallas normales en sentido SE-NE presentes en esta unidad, junto con la acción fluvial del río Grande y las quebradas tributarias del río Salado, modelan el anterior pediment en una forma aterrezada con importantes escarpes de hasta 250 metros de altura. Formando así, una terraza compuesta por un pediment de materiales piroclásticos del Plioceno.

Con relación a sus características morfodinámicas, esta forma exhibe prominentes quebradas originadas por la actividad de sus fallas, las cuales son denudadas y acentuadas por la erosión lineal en la zona. Además, estos talwegs encausan el aporte hídrico (y detrítico) que va a dar formación al río Salado; la confluencia de este cauce con el Río Grande conforma el río San Pedro. Por otra parte, esta terraza también exhibe rasgos de erosión laminar de menor intensidad en su superficie, asociados a condiciones climáticas propias de ambientes desérticos.

Terrazas de pediment piroclástico del Mioceno Superior

Esta unidad geomorfológica se encuentra al Norte del ayllu San Pedro, entre los abanicos aluviales del Mioceno Superior y la terraza de pediment piroclástico del Plioceno (Figura 17). Se encuentra compuesta por depósitos de ignimbrita Pelón dacíticas a riolíticas y, en menor medida, por depósitos piroclásticos de tobas, cristales de biotita, cuarzo, plagioclasas y algunos fragmentos líticos de débil a fuertemente soldados.

Al igual que la unidad geomorfológica anterior, estos materiales volcánicos están asociados a las erupciones desde los estratovolcanes al Este, sedimentos que fueron labrados y removidos en forma de manto hasta formar un gran pediment piroclástico. La posterior activación de las fallas normales dio origen a la terraza de pediment piroclástico del Plioceno. De esta manera, el gran pediment piroclástico queda aislado y abandonado en relación a sus procesos de morfogénesis, siendo propenso al modelamiento de la acción fluvial del río Grande y río Salado. Formando así, terrazas compuestas por pediment de materiales piroclásticos originados en el Mioceno Superior.

Es importante mencionar que estas terrazas de pediment piroclástico presentan una serie de fallas normales e inversas en sentido SO-NE, lo que genera una sinuosidad en su relieve y escarpes de hasta 100 metros de altura, delimitando el cauce del río Salado en las zonas de menor altitud. En relación a sus características dinámicas, presentan rasgos de erosión lineal en su superficie, como las quebradas/talwegs intermitentes con menor altura (Figura 13). En otras palabras, estas terrazas se presentan principalmente como una unidad transportadora del material disgregado desde las zonas de exportación o desprendimiento.



Figura 13: Quebrada/talwegs en terraza de pediment del Mioceno Superior.

Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020.

Terrazas modeladas en rocas sedimentas del Oligoceno – Mioceno

Esta formación se identificó al Oeste y Norte del ayllu San Pedro, intercalándose con la zona donde se desarrolla la ladera modelada en rocas sedimentarias de la misma edad (Figura 17). Dichas terrazas están compuestas por materiales de la Formación San Pedro, la cual es una secuencia de material sedimentario de origen continental con algunos aportes aluviales y fluviales, específicamente del tipo limo, arena, conglomerados, calizas y cenizas volcánicas del Oligoceno Superior - Mioceno Superior (Ramírez & Gardeweg, 1984; SERNAGEOMIN, 2003; Henríquez *et al.*, 2014).

Esta unidad geomorfológica se presenta solo como vestigios remanentes, al no estar en un proceso de morfogénesis o geodinámica actual. Además, ha sido fracturada por una serie de fallas normales presentes en la ladera de rocas sedimentarias del Oligoceno - Mioceno. Estas deformaciones estructurales generan sinuosidad en el relieve de la terraza, provocando el desarrollo de escarpes de hasta 50 m de altitud y discontinuidad en su forma.

Coladas de lava

Las coladas de lava se desarrollan a lo largo del margen Este de la cuenca, en el límite con el altiplano por sobre los 3.000 m.s.n.m. (Figura 17). Dichos depósitos se encuentran asociados a la actividad de las laderas de complejos volcánicos, los estratovolcanes y el domo volcánico. Estas unidades geomorfológicas se forman cuando el magma líquido de un volcán alcanza la superficie del relieve, fluyendo a través de él según la pendiente del lugar (Gutiérrez, 2008; Schmincke, 2005) y están compuestas por lavas andesíticas del Pleistoceno cubiertas por depósitos cuaternarios no consolidados. (Ramírez & Gardeweg, 1984; SERNAGEOMIN, 2003; Henríquez *et al.*, 2014).

Dentro de las características dinámicas del área de estudio, las coladas de lava se destacan por dos razones; por un lado, presentan un aporte potencial de masa, ya que son una de las posibles zonas de exportación de material a disgregarse por saturación hídrica que, posteriormente, va a ser retrabajado, transportado y depositado durante la formación de abanicos aluviales. Mientras que, por otro lado, la alteración en la composición de las coladas de lava genera minerales salinos que son disueltos y removidos por las precipitaciones hasta formar parte del salar (ICAS LTDA, 2014).

Dunas

Las dunas se localizan principalmente en tres sectores; al Sur del ayllu sobre el abanico aluvial del Río San Pedro, en el límite Este del salar, y al final del pediment piroclástico entre los ápices de los abanicos aluviales actuales (Figura 17). Están compuestas por depósitos eólicos del tipo arenas finas a medias, con intercalaciones bioclásticas del período Pleistoceno - Holoceno (Ramírez & Gardeweg, 1984; SERNAGEOMIN, 2003).

Entre los ápices de los abanicos aluviales actuales existen rocas de mayor altura y en algunos sectores hasta se ha desarrollado vegetación, condiciones que contribuyen en la captación de arena. A medida que continúe la acumulación de arena, estos sectores se irán convirtiendo en una barrera más imponente para el viento y, en consecuencia, aumentarán su capacidad de retención de material eólico, formando un foco de acumulación de material disgregado susceptible a ser removido.

4.1.4 Formas Fluviales:

Se identificaron los lechos mayores, quebradas/talwegs y el paleo drenaje intermitente, como unidades geomorfológicas formadas por procesos fluviales.

Lecho mayor

Esta unidad del relieve se aprecia en la Figura 18 y se desarrolla al Norte del ayllu, en el río San Pedro. El lecho mayor está compuesto por depósitos aluviales y fluviales recientes de gravas, arenas y limos, asociados al drenaje activo y esporádico que favorece la formación de bancos cuando el caudal pierde su fuerza de transporte (Ramírez & Gardeweg, 1984; Alonso & Risacher, 1996; Henríquez *et al.*, 2014).

Durante el levantamiento geomorfológico se logró identificar que el lecho mayor abarca superficies con dimensiones importantes en ancho y alto, alcanzando hasta 100 m de ancho con alturas entre los 4 y 8 m aproximadamente. Su expresión en el relieve se encuentra modelada y/o restringida por la morfología estructural de base, pues se inserta en un valle encajonado por escarpes cercanos a los 80 m de altura y laderas con pendientes de 45° (Figura 14).



Figura 14: Vista general del lecho mayor. Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020.

Quebradas/talwegs (intermitentes)

Las quebradas o talwegs, principalmente se desarrollan en las zonas de mayor altitud al Norte y Este de la cuenca (Figura 17). En el Norte, su formación se asocia a la acción de fallas y, en el Este, al transporte de material aluvial disgregado desde las cabeceras de arranque. Esta unidad geomorfológica encauza y facilita el movimiento descendiente del sedimento (Boggs, 2006) hasta desembocar en su nivel de base local, y dar paso al desarrollo de abanicos aluviales (Figura 9).



Figura 15: Quebrada del río Vilama. Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020.

Estos cursos son de dinámica intermitente. Aunque su formación provenga de procesos aluviales heredados, actualmente solo se activan ante eventos de precipitaciones extremas. Un ejemplo de ello, es la quebrada del río Vilama, curso que se activa esporádicamente, y se encuentra encausado por una quebrada de 5 m de ancho y 20 m de alto, aproximadamente (Figura 15).

Paleo drenaje intermitente

El paleo drenaje intermitente se presenta principalmente en el margen Este, Sur y Oeste del ayllu San Pedro (Figura 18) y en los abanicos aluviales actuales al Oeste de la ladera modelada en rocas sedimentarias del Oligoceno - Mioceno (Figura 17). Son formas esculpidas en los abanicos aluviales activos del Pleistoceno – Holoceno (Figura 16).



Figura 16: Paleo drenaje intermitente en abanico aluvial del Pleistoceno – Holoceno.

Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020.

El canal de desagüe que continua dentro del abanico (luego del ápice) como un canal de incisión que, en el caso de estudio, constituye un paleo drenaje. Por lo general, este canal llega a las zonas proximales o medias del abanico aluvial, sin embargo, en el área de estudio se presentan casos donde esta forma se extiende más allá del límite distal. La sección final del paleo drenaje se puede ampliar y/o dividir en varios conductos, donde los depósitos dejan de ser drenados confinadamente para fluir radialmente, expandiéndose así en forma cónica, como lóbulos de derrame (Gerrard, 1990; Gutiérrez, 2001; Goudie, 2004). Es por esto que la mayoría de los depósitos finos fluyen y alcanzan mayores distancias, pues necesitan una menor capacidad de transporte en su movimiento.

Si bien, se identificó que los paleo drenajes son de carácter intermitente, también presentan una dinámica actual. Dicha condición se encuentra asociada a los eventos pluviométricos intensos, pues el paleo drenaje, junto con las quebradas/talwegs son las primeras unidades geomorfológicas que se activan ante la presencia de nuevas pulsaciones de flujo. De esta manera, se evidencian y delimitan los lugares por donde este puede llegar a fluir.

4.1.5 Otros Elementos del Paisaje Natural

En esta sección se identificaron y caracterizaron aquellas unidades geomorfológicas que no pertenecen a un mismo y único proceso de formación. Dentro de ellas se encuentran los suelos palustres, los escarpes, el salar y los lagos.

Suelos palustres

Los suelos palustres se localizan en los terrenos semi-planos de baja altitud en el fondo de la cuenca, al Norte del salar (Figura 17). Se encuentran compuestos por arenas, limos y evaporitas que, al mismo tiempo, sobre yacen la superficie del abanico aluvial del río San Pedro (Henríquez *et al.*, 2014),

Este tipo de suelo es mayormente alimentado por el flujo capilar de los niveles freáticos más bajos, desbordes, pequeños cursos de agua o aguas minerales provenientes de las laderas (Contreras, 2007). Son terrenos planos capaces de almacenar agua al punto de saturar su superficie y promover procesos típicos de humedales, debido al mal drenaje del suelo. Por lo mismo, presentan una actividad biológica propia de ambientes húmedos, con una cobertura vegetal de baja a mediana altura, capaz de resistir períodos con menor disponibilidad de agua.

Se identificó que, gran parte de la superficie en donde se emplaza el ayllu San Pedro, corresponde al suelo palustre (Figura 18). Los suelos palustres se convierten en sectores propicios para el desarrollo de actividades antrópicas, pues se comportan como fuentes de abastecimiento de humedad, sombra, vegetación y suelos factibles para siembra los que, a su vez, son componentes necesarios para el desarrollo de la vida humana en ambientes áridos, como la cuenca de San Pedro de Atacama.

Escarpes

Los escarpes se presentan principalmente en la zona centro-norte de la cuenca de San Pedro de Atacama (Figura 17) y al Oeste del ayllu (Figura 18). Su formación se encuentra asociada a la activación de la serie de fallas normales e inversas que se desarrollan en el mismo sector (SERNAGEOMIN, 2003; Henríquez *et al.*, 2014), que luego son acentuados por la acción fluvial. Debido a esto, sus dimensiones en altura varían desde 30 m hasta más de 250 m de altura, modelando el curso de la mayoría de los ríos de la cuenca.

Salar

El salar de Atacama se localiza en el centro de la cuenca, zona correspondiente con el fondo de valle de la hoya hidrográfica en estudio (Figura 17). El núcleo del salar está compuesto por depósitos evaporíticos identificados como cloruros, sulfatos y limos; mientras que el margen se constituye por limos salinos y arenas gruesas a finas, parcialmente cementadas por evaporitas. Estos materiales corresponden a un ambiente transicional entre los depósitos distales de los abanicos y materiales evaporíticos del Salar, originados desde el Mioceno al Holoceno (Ramírez & Gardeweg, 1984; Alonso & Risacher, 1996; Henríquez *et al.*, 2014).

Su formación proviene de un proceso cíclico construido por fases de desecación, inundación y evaporación. La desecación (cuando su superficie se encuentra dura y seca) es interrumpida por eventos de inundación. Las inundaciones y aportes hídricos que saturan el estado sólido del Salar de Atacama provienen principalmente de dos fuentes; de aportes de agua descendientes de las cuencas de drenaje del sector Este y de la sobre recarga del acuífero salino por desbordamiento de los cuerpos de agua localizados en su margen (ICASS, 2014). Los recursos hídricos que no alcanzan a ser evaporados fluyen al centro de la cuenca e infiltran agua al salar (ICASS, 2014; IDAEA; CSIC, 2017).

En relación a sus características dinámicas, entender el desarrollo del salar ayuda a comprender la evolución del paisaje que da origen al relieve del área de estudio. Desde otra perspectiva, el corroborar la ausencia de materiales sedimentarios lacustres indica que la cuenca del salar de Atacama nunca fue recubierta por un extenso lago permanente (Morrison, 1968; Alonso & Risacher, 1996; Risacher, Alonso & Salazar, 1998), sino que se origina netamente por los procesos de depositación y evaporación de material. Se evidencia así que, los procesos aluviales con transporte y depositación de materiales provenientes del Este, han participado desde los tiempos de formación del salar.

Lagos

Dentro del área de estudio se encuentran aquellos lagos o manantiales altiplánicos presentes en medio de las terrazas de pediment piroclástico, en el sector norte (Figura 17). Este tipo de lago es originado por la concentración de recurso hídrico, drenado desde las napas subterráneas de la cuenca hacia depresiones o llanos topográficos (Alonso & Risacher, 1996; Risacher, Alonso, & Salazar, 1998).

Por otra parte, se identifican los cuerpos de agua del tipo someros, los que se desarrollan en el centro-sur del área de estudio, dentro del salar de Atacama. Son reconocidos por desarrollarse sobre superficies salinas y tener variadas formas de alimentación. Por ejemplo, concentración de aguas subterráneas, riachuelos resultantes de la unión de vertientes, escorrentía superficial difusa, entre otros. Su tamaño va desde centímetros a metros y por períodos pueden secarse para luego reaparecer (Risacher *et al.*, 1998).

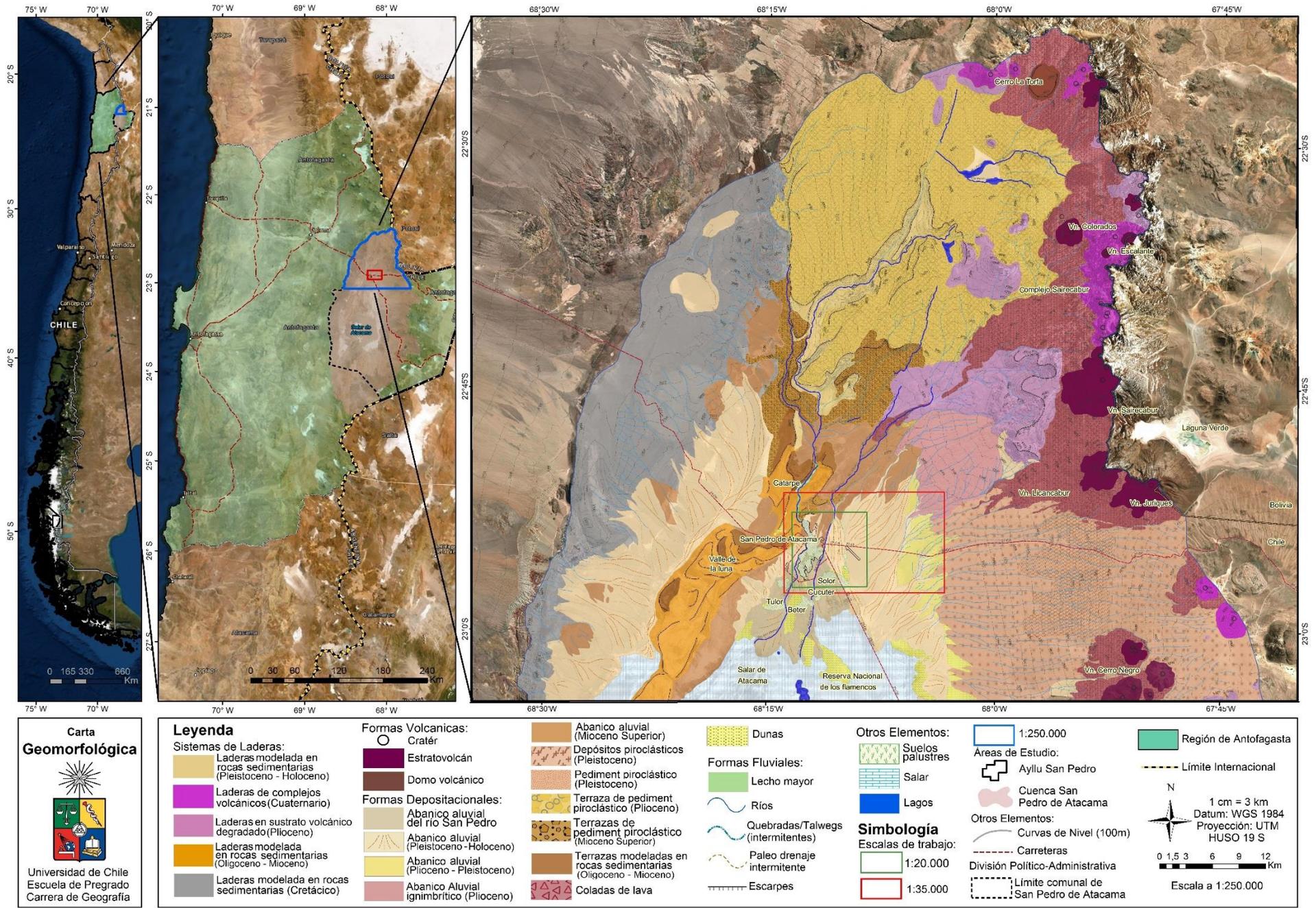


Figura 17: Carta geomorfológica, en el área de estudio a escala 1:250.000. Fuente: *Elaboración propia* (2020).

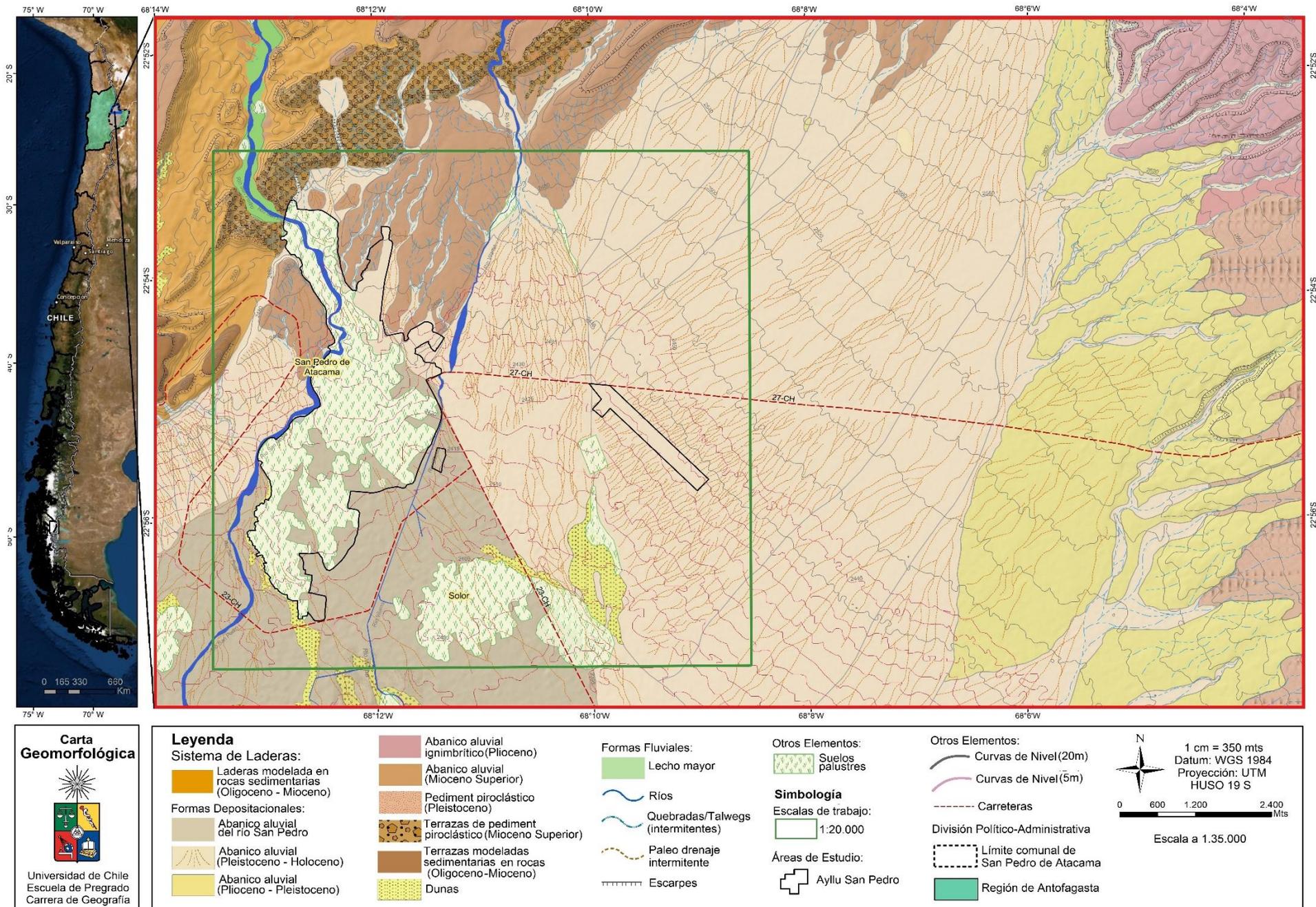


Figura 18: Carta geomorfológica, en el área de detalle a escala 1:35.000. Fuente: *Elaboración propia* (2020).

4.2 CARACTERIZACIÓN DE LAS AMENAZAS HIDROGEOMORFOLOGICAS EN EL AYLLU SAN PEDRO Y SU ENTORNO.

A continuación, se presentan los resultados de la caracterización de las amenazas hidrogeomorfológicas, obtenidos a través de la acción hídrica y la zonificación de amenazas integradas.

4.2.1 Identificación de la acción hídrica en el lugar:

Para realizar la caracterización de las amenazas hidrogeomorfológicas que afectan al ayllu San Pedro, se trabajó en la identificación de la actual acción hídrica en escala 1:35.000, mediante la modelación de los índices morfométricos SPI, TCI y TWI.

En el índice *Streams Power Index* (SPI) se obtuvo como resultado que la mayor parte del área de estudio posee un bajo índice de erosión lineal, representado en color azul (Figura 19). El sector azul corresponde a zonas llanas con pendientes no mayores a los 10° (Kuhn, 2002) que, en mayor medida, coinciden con las unidades geomorfológicas de suelos palustres, dunas, el abanico aluvial del río San Pedro, y a los abanicos del Pleistoceno - Holoceno, Plioceno - Pleistoceno y Mioceno Superior.

Luego, se encuentran los sectores de color calipso a verde, los cuales representan las zonas que poseen una moderada erosión lineal. Coincidentemente, son superficies con mayor pendiente, como por ejemplo las quebradas presentes en el abanico aluvial ignimbrítico, evidenciando diferencias de altura de hasta 60 metros. También, se encuentran los escarpes de hasta 100 metros en las terrazas de pediment piroclástico del Mioceno Superior, o de hasta 150 metros de altura en las laderas modeladas en rocas sedimentarias durante el Oligoceno - Mioceno.

Así mismo, se representa de color naranja a rojo aquellos sectores que en su superficie muestran una intensa erosión lineal, los cuales coinciden con el curso del río San Pedro, el lecho mayor, el canal natural del río Vilama, los fondos de las quebradas que alimentan los abanicos aluviales actuales y los principales paleo drenajes. Si bien estas zonas poseen poca pendiente y no abarcan gran parte del área de estudio, son unidades geomorfológicas que se activan ante los flujos de masa, desencadenados en zonas a mayor altitud.

En cierto sentido, el *Transport Capacity Index* (TCI) es concordante con el índice anterior. En este caso, los sectores de color verde abarcan la mayor superficie del área de detalle, correspondiendo a zonas de poca pendiente, con un bajo índice de erosión laminar y/o capacidad de transporte (Figura 20). Concretamente, son los suelos palustres, dunas, lecho mayor y los abanicos aluviales en sus distintos procesos de formación y edades. Es decir, la geodinámica de este sector se relaciona con procesos depositacionales.

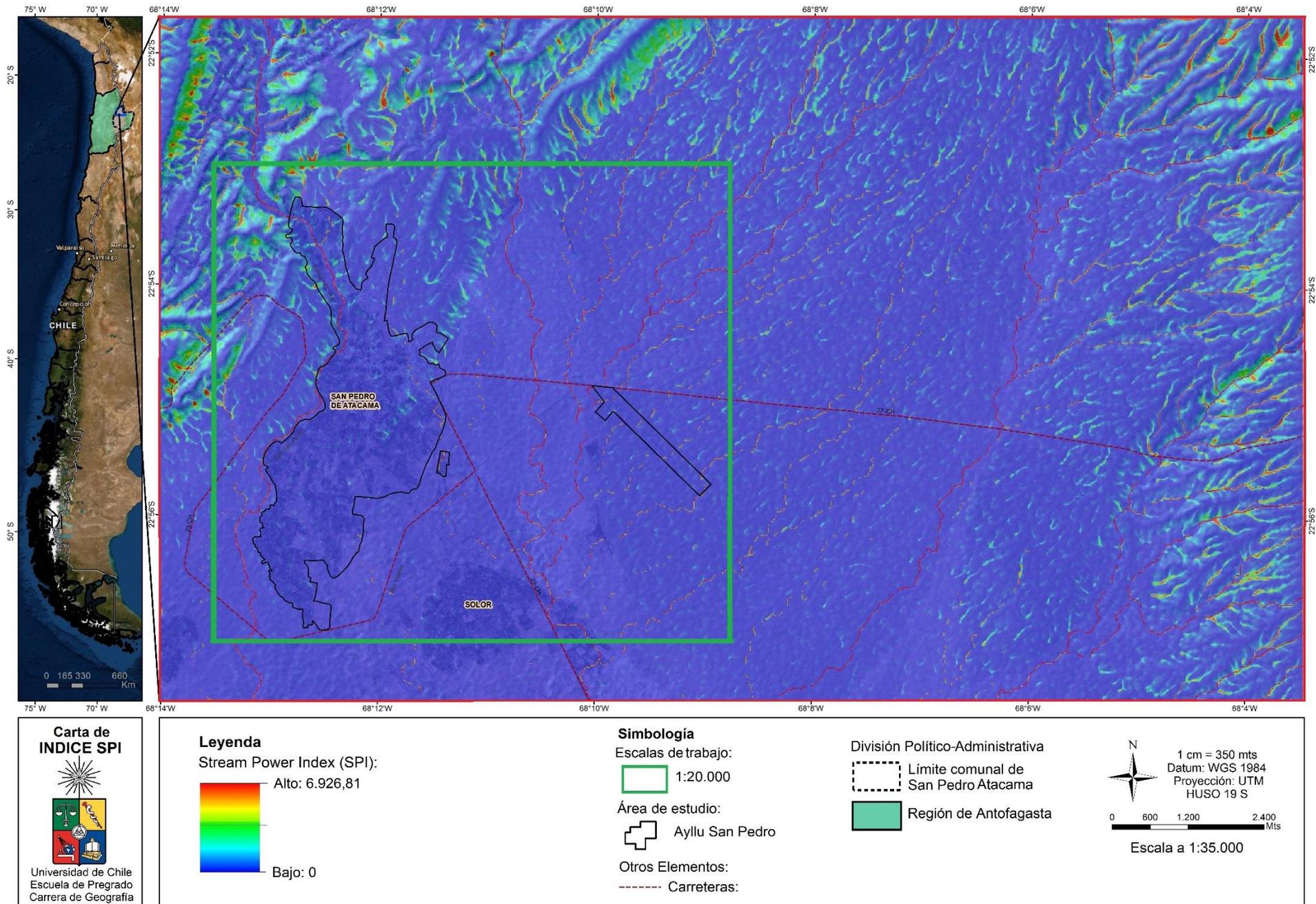


Figura 19: *Streams Power Index (SPI)* en área de detalle a escala 1:35.000. Fuente: *Elaboración propia (2020)*.

Paralelamente, se encuentran las superficies con una moderada capacidad de transporte y erosión laminar, representados en el índice TCI con color amarillo (Figura 20). En su mayoría, corresponden a sectores de mayor pendiente, como las quebradas que alimentan los abanicos aluviales, los escarpes de las laderas, las terrazas modeladas en rocas sedimentarias del Oligoceno - Mioceno y la terraza de pediment piroclástica del Mioceno Superior (Figura 13).

Sin embargo, en este índice, las zonas que demuestran una intensa erosión laminar y mayor capacidad de transporte (en rojo), coinciden con los valores de moderada erosión en amarillo. Es más, el resultado del TCI muestra esta categoría como sectores específicos dentro de las zonas en color amarillo, representando la intensificación de la erosión en estos sectores en particular. Por ejemplo, la ladera modelada en roca sedimentaria del Oligoceno - Mioceno presenta color amarillo y rojo en las zonas con escarpes de hasta 150 metros de altura. Según SERNAGEOMIN (2003), esta unidad se caracteriza por poseer importantes fallas normales que generan pliegues sinclinales y una alta sinuosidad del relieve. Si bien, dicho autor no detalla la ubicación específica de las deformaciones, dichos pliegues podrían estar relacionados con las zonas de intensa erosión.

En la Figura 21, el Topographic Wetness Index (TWI) muestran en rojo los sectores con bajos niveles de humedad, o poca posibilidad de inundación por escorrentía superficial o acumulación, coincidiendo con las zonas de mayor altitud y pendiente, como la terraza de pediment piroclástica del Mioceno Superior, y las terrazas y laderas modeladas en rocas sedimentarias del Oligoceno - Mioceno. Asimismo, se representan en color amarillo claro las zonas con una moderada presencia de humedad y/o posibilidad de inundación que, en su mayoría, bordean y se conectan con las zonas ilustradas en azul.

Las zonas de color celeste a azul son aquellas que presentan más humedad, y poseen un potencial mayor a inundarse por escorrentía y/o acumulación. Dentro del área de detalle, corresponden con el lecho mayor, los fondos de las quebradas, la mayoría de paleo drenajes intermitentes, las zonas distales de los abanicos aluviales del Pleistoceno – Holoceno, los suelos palustres y el abanico aluvial del río San Pedro. Estos elementos se caracterizan por necesitar de la presencia de agua durante su proceso de formación, poseer una baja pendiente, ser zonas depositacionales y tener un sustrato relativamente actual o del Holoceno, pues su dinámica se activa ante la presencia del aporte hídrico.

Entonces, considerando el régimen hídrico, las zonas propensas a procesos de erosión lineal o laminar, la capacidad de transporte, la potencial acumulación de agua y/o presencia de humedad en el sustrato, junto con su ubicación espacial respecto al ayllu y la cuenca: se puede establecer que, dentro del área de detalle, las amenazas hidrogeomorfológicas que podrían llegar a afectar el ayllu San Pedro son flujos e inundaciones por desborde o mal drenaje del suelo. Fenómenos desencadenados por saturación hídrica, la cual es generada por la ocurrencia de intensas lluvias convectivas en los meses estivales.

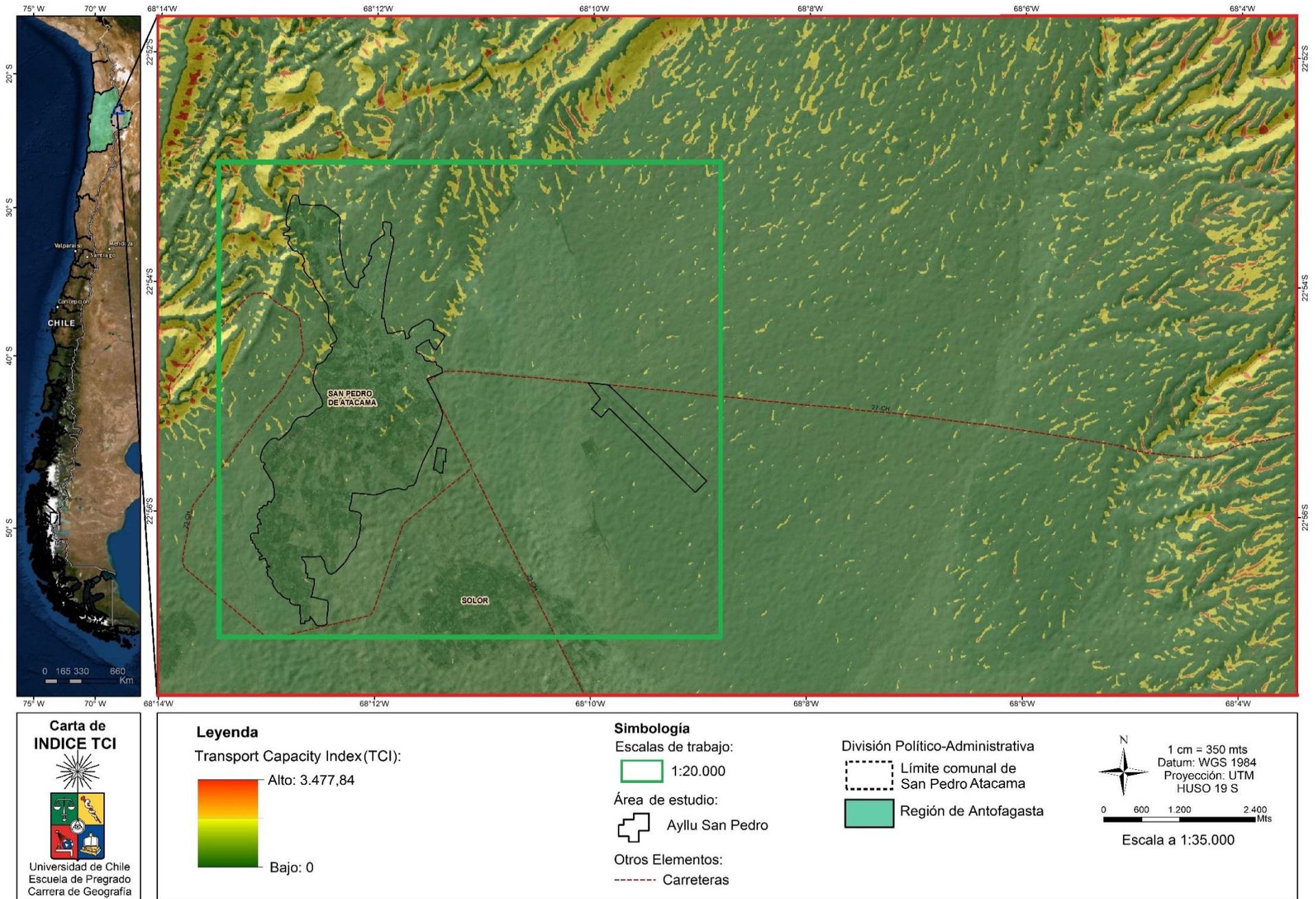


Figura 20: *Transport Capacity Index* (TCI) en área de detalle a escala 1:35.000. *Elaboración propia* (2020).

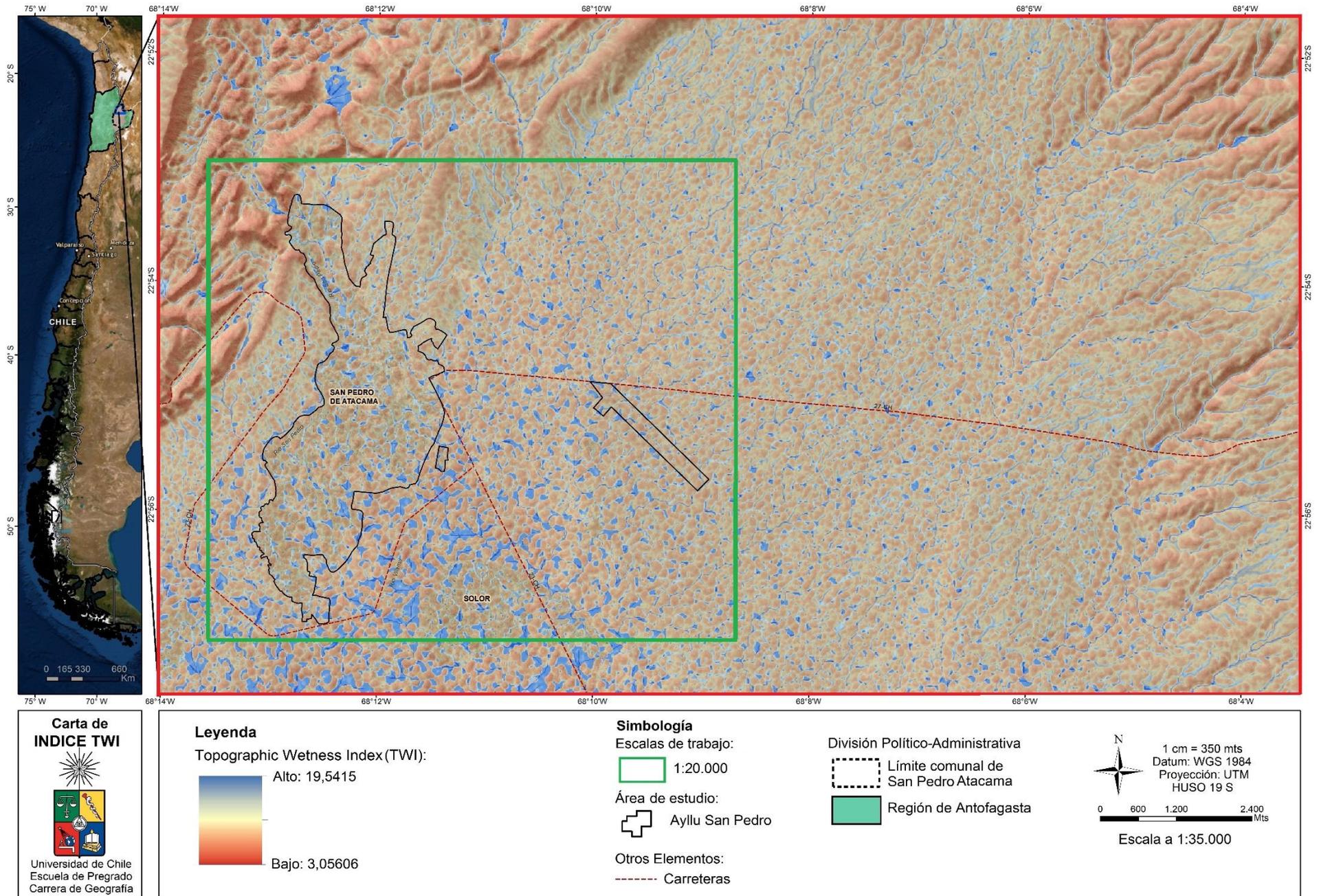
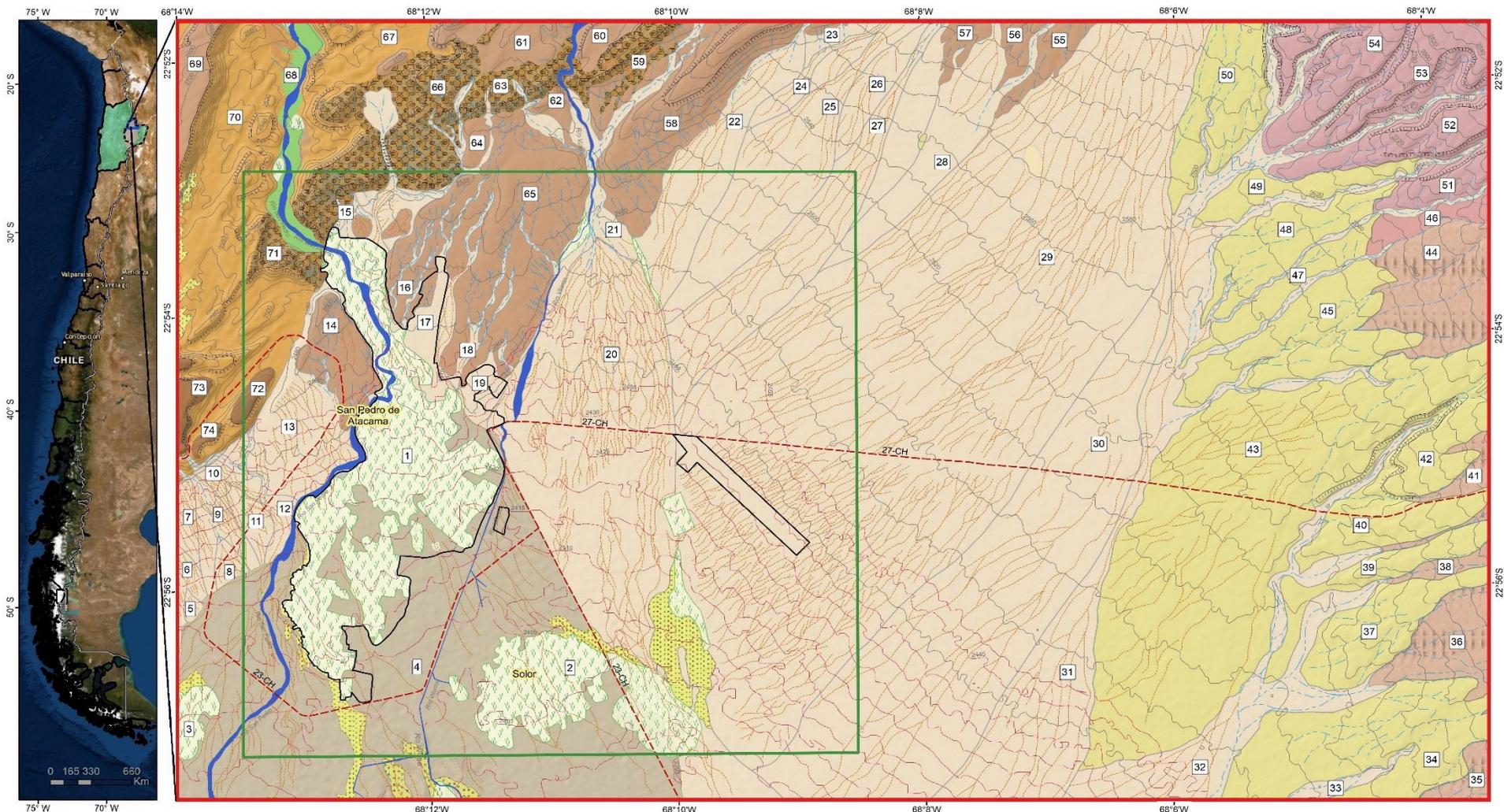


Figura 21: *Topographic Wetness Index* (TWI) en área de detalle a escala 1:35.000. Fuente: *Elaboración propia* (2020).



Carta Geomorfológica

Universidad de Chile
Escuela de Pregrado
Carrera de Geografía

Leyenda

Sistema de Laderas:

Laderas modelada en rocas sedimentarias (Oligoceno - Mioceno)

Formas Depositacionales:

Abanico aluvial del río San Pedro

Abanico aluvial (Pleistoceno - Holoceno)

Abanico aluvial (Plioceno - Pleistoceno)

Abanico aluvial ignimbrítico (Plioceno)

Abanico aluvial (Mioceno Superior)

Pediment piroclástico (Pleistoceno)

Terrazas de pediment piroclástico (Mioceno Superior)

Terrazas modeladas sedimentarias en rocas (Oligoceno-Mioceno)

Dunas

Formas Fluviales:

Lecho mayor

Ríos

Quebradas/Talwegs (intermitentes)

Paleo drenaje intermitente

Escarpes

Otros Elementos:

Suelos palústris

Simbología

Escalas de trabajo:

1:20.000

Áreas de Estudio:

Ayllu San Pedro

Enumeración de unidades geomorfológicas

Otros Elementos:

Curvas de Nivel (20m)

Curvas de Nivel (5m)

Carreteras

División Político-Administrativa

Límite comunal de San Pedro de Atacama

Región de Antofagasta



1 cm = 350 mts
Datum: WGS 1984
Proyección: UTM
HUSO 19 S



Escala a 1.35.000

Figura 22 Enumeración de unidades geomorfológicas. Fuente: Elaboración propia (2020).

Tabla 8: Tabla de valoración

Unidad Geomorfológica	Geomorfología						Acción Hídrica						TOTAL
	Formas			Procesos			SPI		TCI		TWI		
	Ríos	Quebradas	Paleo Drenaje	Flujo	Mal Drenaje	Desborde	Medio	Alto	Medio	Alto	Medio	Alto	
1	1	0	1	1	1	1	1	1	0	0	1	1	9
2	1	0	1	1	1	1	1	1	0	0	1	1	9
3	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	1	1	6
4	1	0	1	1	1	1	1	1	0	0	1	1	9
5	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	4
6	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	4
7	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	4
8	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	1	0	5
9	0	1	1	1	0	1	1	0	1	0	1	0	7
10	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	4
11	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	4
12	0	1	1	1	0	1	1	0	1	1	1	0	8
13	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	4
14	0	1	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	6
15	0	1	1	1	0	0	1	1	1	0	1	1	8
16	0	1	1	1	0	0	1	0	1	0	1	0	6
17	0	1	1	1	0	0	1	1	0	0	1	0	6
18	0	1	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	5
19	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	1	0	5
20	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1	1	10
21	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	11
22	0	1	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	7
23	0	1	1	1	0	0	1	1	1	0	1	0	7
24	0	0	1	1	0	0	1	1	1	0	1	0	6
25	0	0	1	1	0	0	1	1	1	0	1	0	6
26	0	0	1	1	0	0	1	1	1	0	1	1	7
27	0	1	0	1	0	0	1	1	1	0	1	1	7
28	0	1	1	1	0	0	1	1	1	0	1	1	8
29	0	0	1	1	0	0	1	1	1	0	1	0	6
30	0	0	1	1	0	0	1	1	1	0	1	0	6
31	0	1	1	1	0	0	1	1	1	1	1	1	9
32	0	1	1	1	0	0	1	1	1	0	1	1	8
33	0	1	0	1	0	0	1	1	1	0	1	1	7
34	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	4
35	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	4
36	0	1	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	5
37	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	4

Unidad Geomorfológica	Geomorfología						Acción Hídrica						TOTAL
	Formas			Procesos			SPI		TCI		TWI		
	Ríos	Quebradas	Paleo Drenaje	Flujo	Mal Drenaje	Desborde	Medio	Alto	Medio	Alto	Medio	Alto	
38	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	4
39	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	3
40	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	4
41	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	4
42	0	0	0	1	0	0	1	0	1	0	1	0	4
43	0	1	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	5
45	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	4
47	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	4
44	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	4
48	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	4
46	0	0	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0	3
51	0	1	0	1	0	0	1	1	1	1	0	0	6
49	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	3
52	0	1	0	1	0	0	1	1	1	1	0	0	6
53	0	1	0	1	0	0	1	1	1	1	0	0	6
54	0	1	0	1	0	0	1	1	1	1	0	0	6
50	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	4
55	0	1	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0	4
56	0	1	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0	4
57	0	1	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0	4
58	0	1	0	1	0	0	1	1	1	1	1	0	7
59	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	4
60	0	0	0	1	0	0	1	0	1	0	0	1	4
61	0	0	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0	3
62	0	0	0	1	0	0	1	0	1	0	1	0	4
63	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	4
64	0	0	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0	3
64	0	0	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0	3
65	0	1	0	1	0	0	1	1	1	0	1	0	6
66	0	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	4
67	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	1	0	4
68	1	0	0	1	1	1	1	1	1	0	1	1	9
69	0	0	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0	3
70	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	1	0	4
71	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	4
72	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	4
73	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	4
74	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	4

Fuente: Elaboración propia (2020).

4.2.2 Zonificación de amenazas integradas:

Es posible determinar una zonificación de amenazas integradas de flujos e inundaciones según las formas del relieve, los procesos de erosión, depositación y el mapeo fotointerpretativo (Díez *et al.*, 2008). Entonces, para integrar la información del levantamiento geomorfológico y la acción hídrica, se generó una tabla de valoración compuesta por: las unidades del relieve enumeradas (Figura 22), en la fila horizontal, y la variable de geomorfología y acción hídrica, en la columna vertical (Tabla 8). Así, si la unidad geomorfológica fotointerpretada corresponde con los atributos mencionados (de la columna vertical), suma un punto de forma binaria (1), y si no, se mantiene en 0. Se obtuvo un total de 74 unidades enumeradas, en donde sus resultados fluctuaron entre 3 y 11 puntos. Luego, los valores resultantes son reclasificados en tres niveles (bajo, medio y alto), dando origen a la carta de susceptibilidad a amenazas hidrogeomorfológicas (Figura 26).

En primer lugar, se encuentran las zonas con un bajo nivel de susceptibilidad ante flujos e inundaciones, los cuales presentaron valores entre 3 y 4 puntos (Tabla 8) y son representados en color verde (Figura 26). Aquí se reconocen los elementos que no fueron formados por un proceso de saturación hídrica, como las terrazas de pediment piroclástico del Mioceno Superior, junto con la ladera y terrazas modeladas en rocas sedimentarias del Oligoceno – Mioceno.

Por otra parte, se consideran algunas unidades del relieve que sí experimentaron dichos procesos en su formación, pero que actualmente no presentan evidencia superficial de ello. Por ejemplo, el pediment piroclástico del Pleistoceno, los abanicos del Plioceno – Pleistoceno sobre los 2.500 m.s.n.m., y los abanicos del Mioceno Superior desarrollados tras la ladera y terrazas de pediment anteriormente mencionados. De igual manera, se incluyen los abanicos aluviales del Pleistoceno - Holoceno localizados al Oeste del ayllu, aunque fueron formados por procesos aluviales más cercanos en el tiempo, actualmente presentan casi nula capacidad de transporte y erosión laminar, junto con moderados a bajos índices de erosión lineal y acumulación de humedad.

Según Díez *et al.*, (2008), estas zonas se verían afectadas por fenómenos hidrogeomorfológicos de carácter muy extraordinario, con períodos de retorno superiores a 500 años y se activarían por eventos precipitaciones de carácter torrencial. La mayoría de estas unidades no poseen una morfología asociada a procesos dinámicos actuales, como ríos, quebradas y paleo drenaje y, según los índices morfométricos, poseen una importante ausencia de humedad y escasa posibilidad de ser inundados por escorrentía o acumulación. Particularmente, la ladera y terraza del Oligoceno - Mioceno poseen una alta erosión lineal, laminar y/o capacidad de transporte, sin embargo, sus características geomorfológicas no facilitan la ocurrencia de un evento del tipo flujo o inundación en su superficie. Por lo que, su existencia se relaciona a ser potenciales fuentes de detrito que aportan material ante el desencadenamiento de un evento hidrogeomorfológico.



Figura 23: Erosión lineal y laminar en terraza de pediment del Mioceno Superior.

Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020.

En segundo lugar, se encuentra la clasificación de moderada susceptibilidad ante flujos e inundaciones, conjunto que exhibe valores entre 5 y 8 puntos (Tabla 8) y son representados en color amarillo (Figura 26). Esta categoría se identifica en el margen Norte y Este del ayllu, e igualmente agrupa dos tipos de unidades geomorfológicas. Primero, se encuentran las unidades formadas completamente por procesos de saturación hídrica y que presentan rasgos de geodinámica actual, como quebradas y paleo drenaje. No obstante, sus índices morfométricos reflejan una moderada erosión laminar, capacidad de transporte, o poca posibilidad de inundación por escorrentía superficial y/o acumulación. Corresponden a los abanicos del Pleistoceno – Holoceno desarrollados al Este del ayllu. En este nivel de detalle, las quebradas son de menor tamaño y, actualmente su paleo drenaje se muestra como líneas de drenaje difuso, divagante, de baja profundidad y delimitación. Dichas características, concuerdan con la moderada presencia de humedad y/o posibilidad de ser inundadas por mal drenaje o saturación del suelo.

De esta forma, también se cataloga con moderada susceptibilidad algunas unidades del relieve que no fueron formados por procesos hidrogeomorfológicos recientes, pese a que poseen importantes quebradas y altos índices de erosión lineal, laminar y capacidad de transporte. En consecuencia, no serían zonas susceptibles a ser afectadas por flujos o inundaciones, pero podrían llegar a actuar como canales de transporte de material detrítico, ya que, en su mayoría se conectan con los abanicos de dinámica actual. Estos elementos son, una parte del pediment piroclástico del Pleistoceno, una porción del abanico del Plioceno, el abanico ignimbrítico y los abanicos del Mioceno Superior restantes.

En tercer lugar, la zona de alta susceptibilidad es representada en rojo y se encuentran en el centro del área de detalle, abarcando el ayllu San Pedro. Dicha zona ha sido formada por la intercalación entre eventos de flujo e inundaciones, ya sea por mal drenaje de suelo o desborde. En otras palabras, las unidades geomorfológicas que comprenden esta categoría, son heredadas de procesos aluviales/fluviales. Concretamente, se considera el lecho mayor, los suelos palustres, el abanico del río San Pedro, el abanico del Pleistoceno – Holoceno modelado junto a la influencia del río Vilama, y un abanico aluvial en el extremo Sureste del área de detalle.

Como se mencionó, el lecho mayor, los suelos palustres y el abanico río San Pedro, son el resultado de procesos hidrogeomorfológicos. Sin embargo, en los índices morfométricos, también se destacan por presentar una intensa erosión lineal, un claro direccionamiento del flujo y una importante acumulación de humedad provocada por intensos períodos de lluvias locales, lo que se suma la probabilidad de inundación asociada al desborde del río San Pedro. Condición corroborada en terreno, según testimonios de residentes (*Figura 24* y *Figura 25*). Asimismo, cabe recordar que se encuentran compuestos por depósitos no consolidados de gravas, arenas, limos y, en menor medida, evaporitas (CPH Consultores, 2011; Henríquez *et al.*, 2014; ICAS LTDA, 2014).

Dichos materiales poseen un tamaño textural que potenciaría los procesos de inundación por mal drenaje del suelo, generado tras extremos períodos de precipitaciones locales. Por ejemplo, el abanico del río San Pedro posee los materiales granulométricos más finos del área de detalle y el mayor índice de acumulación de humedad y/o probabilidad de inundación (*Figura 21*).



Figura 24: Rama de árbol arrancada por desborde de río San Pedro en verano del 2018.
Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020, testimonio de residentes.

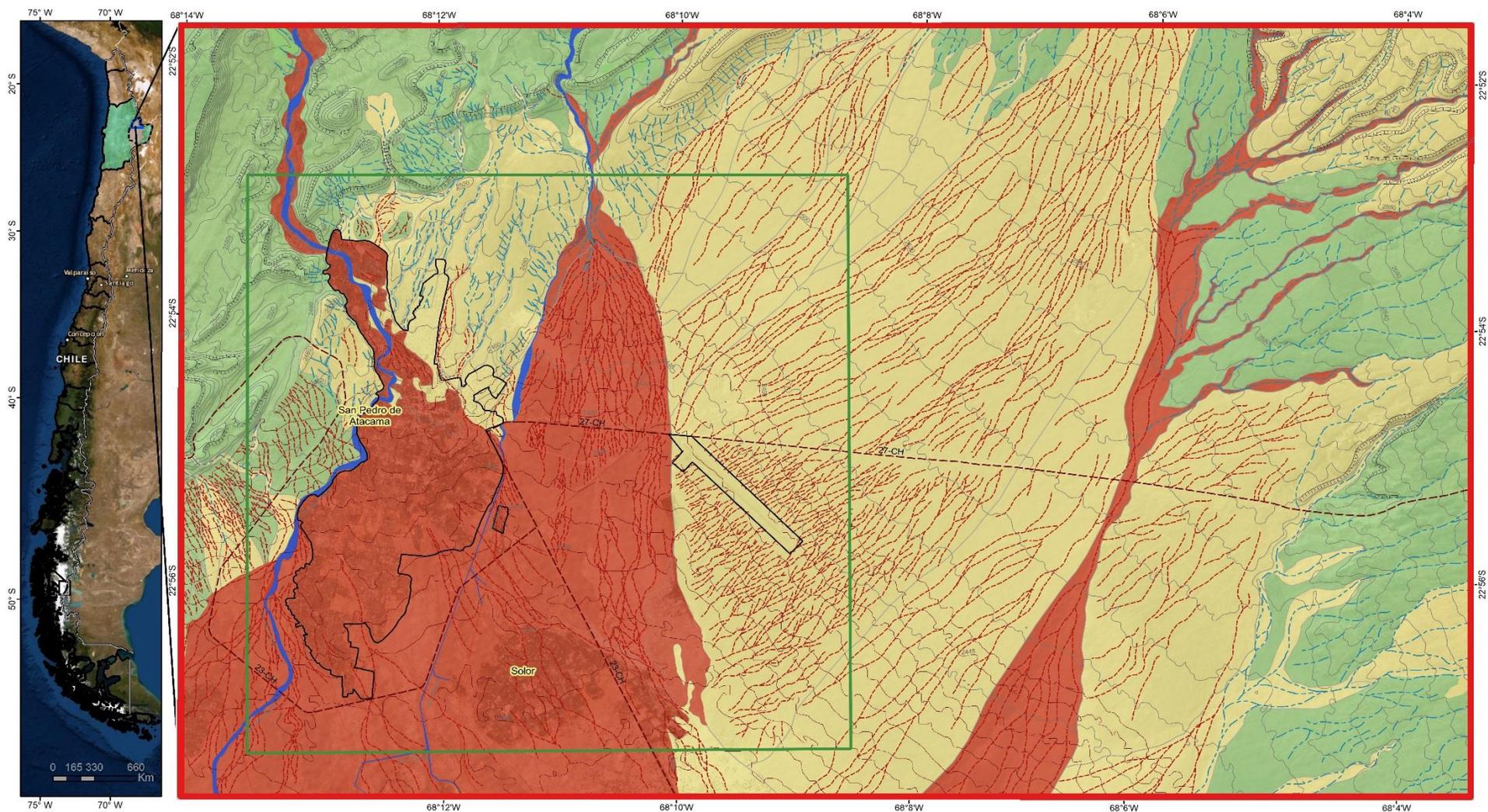


Figura 25: Casas inundadas por desborde de río San Pedro en verano del 2018.
Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020, testimonio de residentes.

Dentro de la zona altamente susceptible, también se identifica un abanico aluvial del Pleistoceno – Holoceno en el límite Este del ayllu San Pedro, el cual resalta por presentar prominentes quebradas, altos índices de erosión lineal, y una considerable acumulación de humedad y mayor probabilidad de inundación en su zona distal. Estas condiciones están relacionadas con el accionar del río Vilama, ya que dicho cono se desarrolla en la zona depositacional del curso fluvial.

Por otra parte, si se tiene en consideración la evidente capacidad de transporte desde las quebradas (TCI), junto con los altos índices de erosión lineal (SPI), es concordante que la acumulación de humedad y probabilidad de inundación (TWI) se concentre en las partes de menor pendiente y altitud de la cuenca. Se comporta como un sector de acumulación o recepción del material transportado desde sectores a mayor altura.

De igual manera, se debe mencionar que el paleo drenaje es considerado como una alta amenaza, aun sin haber sido evaluado por sus atributos geomorfológicos o hidromorfométricos, en la tabla de valoración. Se realiza esta consideración, porque el paleo drenaje es la condición dinámica efectiva del abanico. Cuando se activan las unidades geomorfológicas aluviales, sus canales entran en acción, actuando como conductos de drenaje ante el nuevo flujo. Al mismo tiempo, dejan en evidencia la actual geodinámica del sector. Si bien, el paleo drenaje es una forma heredada de procesos aluviales anteriores, tiene un funcionamiento esporádico actual, corroborando la condición dinámica de las zonas morena y altamente susceptibles a eventos hidrogeomorfológicos.



Carta de Susceptibilidad

Universidad de Chile
Escuela de Pregrado
Carrera de Geografía

Leyenda

Susceptibilidad a Amenazas Hidrogeomorfológicas:

- Alto
- Medio
- Bajo

Otros Elementos:

- Ríos
- Quebradas/Talwegs (intermitentes)
- Paleo drenaje intermitente
- Escarpes

Simbología

Escalas según trabajo:

- 1:20.000

Áreas de estudio:

- Ayllu San Pedro

Otros Elementos:

- Carreteras:
- División Político-Administrativa:
- Límite comunal de San Pedro Atacama
- Región de Antofagasta



1 cm = 350 mts
Datum: WGS 1984
Proyección: UTM
HUSO 19 S



Escala a 1:35.000

Figura 26: Susceptibilidad a amenazas hidrogeomorfológicas, a escala 1:35.000. Fuente: *Elaboración propia* (2020).

Según Díez *et al.*, (2008), dichos sectores se presentan como un peligro para las personas, ya que poseen un período de retorno que varía entre 2 a 9 años, según el contexto y su ubicación. Además, tales eventos pueden llegar a desarrollar una profunda lámina de agua, zonas de acumulación/depositación, o un flujo de considerable velocidad.

En consecuencia, es posible reconocer la ocurrencia de anteriores fenómenos hidrogeomorfológicos, junto con la coexistencia de los componentes y formas necesarias en su acontecimiento. Por lo tanto, es imprescindible destacar el potencial desencadenamiento de un nuevo evento de inundación a causa del desborde del río San Pedro, o por la acumulación de agua a causa del mal drenaje de suelo provocado por intensas las lluvias locales. Junto a ello, también se podrían generar flujos de material aluvial desde el Noreste y Este del ayllu, ocasionados por agudos períodos de precipitación en el altiplano andino.

4.3 RECONOCIMIENTO DE LOS POTENCIALES IMPACTOS ASOCIADOS A LAS AMENAZAS HIDROGEOMORFOLÓGICAS EN EL AYLLU DE SAN PEDRO.

A continuación, se determinaron las dinámicas laborales, económicas y de distribución espacial de la población, mediante la identificación de los usos de suelo:

4.3.1 Ocupación del espacio y dinámica poblacional en el ayllu San Pedro:

Empezando por el área urbana, el uso de suelo residencial abarca un 36,15% del área total del ayllu (Tabla 9). De ello, solo un 7.07% de la superficie está destinada únicamente a viviendas, el resto se presenta como suelos residenciales de uso mixto. Estas zonas se localizan principalmente en el límite Este del ayllu (Figura 31), y concentran la mayor cantidad de densidad poblacional residente en el área de estudio (Munic. SPA, 2006).

Para el 2017, el 56% de los habitantes de la comuna se encontraban carentes de servicios básicos, y el 24% de ellos vivían en condiciones de hacinamiento (INE, 2017). Una parte de esta población se localiza en el ayllu San Pedro, pues la categoría residencial incluye la ocupación de tomas de terreno en extensión de las poblaciones Lican Antay y El Carmen (Figura 27 y Figura 28). Dichas viviendas son construidas a base de materiales ligeros y carentes de servicios básicos esenciales, como red de luz eléctrica, agua potable y alcantarillado. Actualmente, estas poblaciones se desarrollan fuera del límite urbano vigente (PRC de 1998), y solo una parte de la población Lican Antay es considerada en la ampliación propuesta por el DIA (Munic. SPA; MINVU, 2010).

Asimismo, se encuentra el uso de suelo residencial del tipo mixto, constituido por manzanas destinadas al hospedaje menor y la vivienda. Esta subcategoría ocupa el 2,84% de la superficie total del área (Tabla 9), y se emplaza al Este y Noreste del centro del ayllu. Según el DIA (2010), estos suelos están ocupados por viviendas pertenecientes a pobladores locales, que actualmente son adaptadas completa o parcialmente al hospedaje de turistas. En algunos casos, los propietarios se trasladan a vivir a otras

localidades, o a nuevas poblaciones desarrolladas en la periferia, contratando a personal inmigrante a cargo de la supervisión de la hostel (Munic. SPA; MINVU, 2010). El 2020, aproximadamente el 50% de los visitantes se alojaron en este tipo de establecimiento (EMAT, 2020).



Figura 27: Población Lican Antay con evidencia de paleo drenaje.

Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020.



Figura 28 Población El Carmen con evidencia de paleo drenaje.

Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020.

Los suelos de uso mixto para hospedaje menor y comercio presentan tan solo el 1,7% de la superficie del ayllu, se concentran en el centro del área de estudio dentro del primer límite urbano establecido (Figura 31), y se desarrollan en función de la actividad turística que desarrolla la comuna (Munic. SPA; MINVU, 2010).

La categoría residencial también comprende las manzanas destinadas completamente al hospedaje de turismo, las cuales concentran el 4,84% de la superficie (Tabla 9) y se visualizan dispersas por todo el ayllu, sin una ubicación únicamente urbana o rural. Los subtipos de uso de suelo relacionados al hospedaje, concentran el 65% de la población flotante que llega a la comuna (Munic. SPA, 2006), de las cuales el 31,8% de estancias para alojamiento son en hoteles, y un 68,2% en hospedaje menor, como hostales, hosterías, residenciales, piezas, entre otros.

En el área urbana también se identificaron manzanas equipadas para otro tipo de dinámicas, concentradas en el centro y Este de San Pedro (Figura 31), abarcando un 4,09% de la superficie total del ayllu (Tabla 9). En algunos casos, son usos que responden a las necesidades de los habitantes de toda la comuna, como es el liceo técnico, el consultorio y los servicios administrativos/legales (Munic. SPA; MINVU, 2010).

Tabla 9: Tipos de usos de suelo en el ayllu San Pedro.

Tipos de Usos de Suelo	Superficie (%)
Residencial	36,15%
A1 Vivienda	6,60%
A3 Edificación o local destinado al hospedaje	4,84%
A4 Mixto 1: Vivienda y hospedaje menor	2,84%
A4 Mixto 2: Hospedaje menor y agricultura	20,17%
A4 Mixto 3: Hospedaje menor y comercio	1,70%
Actividades Productivas	45,36%
B1 Industria	2,03%
B2 Agricultura	43,33%
Equipamiento	4,09%
C2 Comercio	1,07%
C3 Culto	0,29%
C5 Deporte	0,50%
C6 Educación	0,97%
C8 Salud	0,06%
C10 Servicios administrativos y legales	0,73%
C11 Social y Comunitario	0,47%
Infraestructura	7,26%
D1 Transporte	6,41%
D5 Otro: Obra de contención hídrica	0,85%
Áreas Verdes	6,71%
E3 Área libre	6,71%
Espacio Público	0,42%
F1 Plaza Pública	0,42%

Fuente: Elaboración propia en base al SEIA (2013) en la guía para la descripción del uso del territorio.

Concretamente, el comercio se presenta a través de restaurantes, agencias de tours, bazares, minimarket, farmacias y ferias artesanales, todo ello en función del turismo. En los suelos destinados al culto, se encuentra la iglesia de San Pedro de Atacama declarada monumento histórico el año 1951. En equipamiento para deporte, hay un polideportivo municipal y dos multicanchas. En espacios destinados a la educación se identificaron dos jardines infantiles, un liceo técnico, el campus San Pedro del instituto del Antropología y Arqueología de la Universidad Católica del Norte, el museo Gustavo Le Paige y el museo del Meteorito. Asimismo, en el ámbito de salud se encuentra el consultorio comunal, en servicios administrativos y/o legales esta la municipalidad, bancos, notaría, carabineros, bomberos, policía de investigaciones y aduana. Por último, en espacios sociales y comunitarios están las juntas de vecinos y sedes barriales.

Por otra parte, la zona rural del ayllu San Pedro es destinada mayormente a las actividades productivas (Figura 29), ya que estas abarcan el 45,36% del área (Tabla 9). De ellas, la agricultura destaca con un 43,33% de la superficie total del ayllu y se caracteriza por ser una actividad productiva de subsistencia con una participación de comercial a nivel local, siendo una dinámica ocupacional y económica propia de los ayllus (Munic.SPA - MINVU, 2010; Sepúlveda *et al.*, 2015).



Figura 29: Suelos de uso agrícola en el ayllu San Pedro.

Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020

El segundo uso de suelo residencial que más superficie abarca, es el residencial mixto que combina la actividad agrícola con edificaciones de hospedaje para el turismo, pues comprende el 20,17% de la superficie total del ayllu (Tabla 9). Estos sectores presentan predios intercalados entre ambas actividades, sin un aparente orden preliminar (Figura 30), o apuntan a ofrecer un turismo sustentable, ecoturismo o agroturismo ligado a las tradiciones agrícolas locales (Munic. SPA, 2006). Por lo mismo, se identifican en suelos

rurales fuera de los límites urbanos. Esta dinámica ocupacional se localiza dispersa al Norte y Sur del casco antiguo, por el Norte se visualizan cercanos al curso del río San Pedro, y por el Sur se concentran al margen del centro del ayllu, debido a su interdependencia con los servicios que este ofrece (Figura 31).



Figura 30: Uso de suelo mixto entre agrícola y hospedaje menor.

Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020.

Asimismo, solo el 2,03% de la superficie del ayllu es destinada evidentemente a una actividad industrial, la cual también actúa en función de la producción y transporte de los bienes agrícolas de la zona. En términos espaciales, originalmente las zonas agrícolas se encontraban dispersas dentro de toda el área de estudio, sin embargo, actualmente las actividades agrícolas e industriales han sido mayormente desplazadas a los sectores limítrofes rurales, tanto al Norte y Sur del casco antiguo (Figura 31). Este fenómeno es causado por el intenso crecimiento de la actividad turística y la construcción de infraestructura que esta conlleva (Munic. SPA, 2006; Bolados, 2014).

Hasta el año 2002, la principal economía desarrollada por los ayllus era la agricultura y ganadería de subsistencia. Sin embargo, desde ese año San Pedro está en un proceso de cambio en las dinámicas laborales de su población (Munic. SPA, 2006). Actualmente, la hotelería y restaurants se posicionan como las actividades económicas con el mayor número de trabajadores dependientes, la renta neta informada más alta, y el segundo rubro con más firmas registradas. Luego se encuentra el ámbito de comercio al por mayor y menor, con la mayor cantidad de empresas registradas, y la segunda categoría con más número de trabajadores dependientes (SII, 2016). Para este mismo año, el rubro de agricultura, ganadería, caza, pesca y silvicultura se posiciona como la quinta actividad económica con mayor número de empresas, y la octava con más trabajadores dependientes informados. Condición que evidencia el cambio en las dinámicas laborales del territorio, y en consecuencia, la diversificación en la ocupación del espacio y suelo (Munic. SPA, 2006).

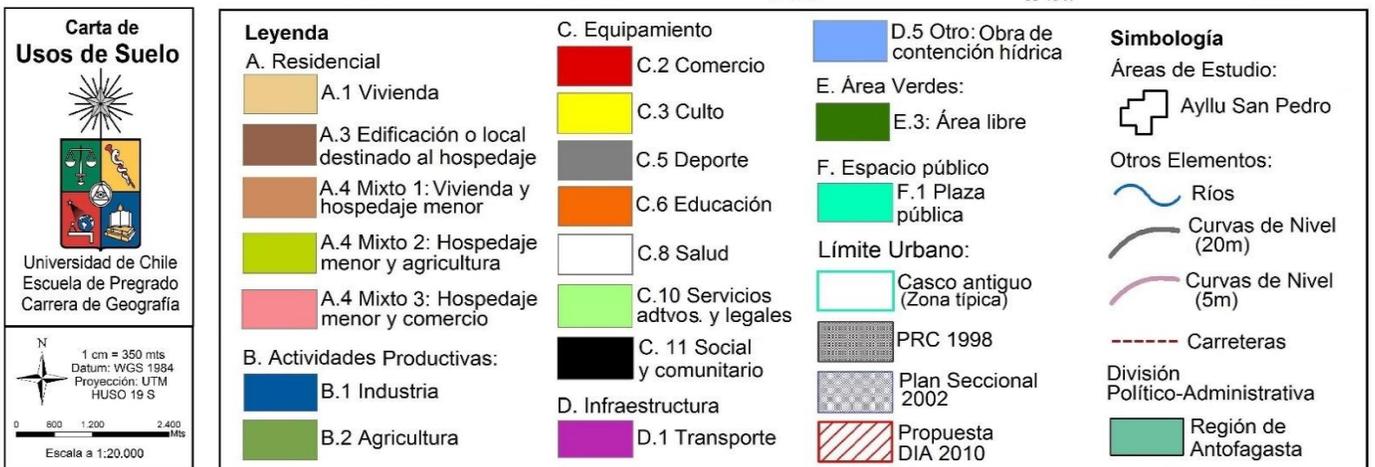
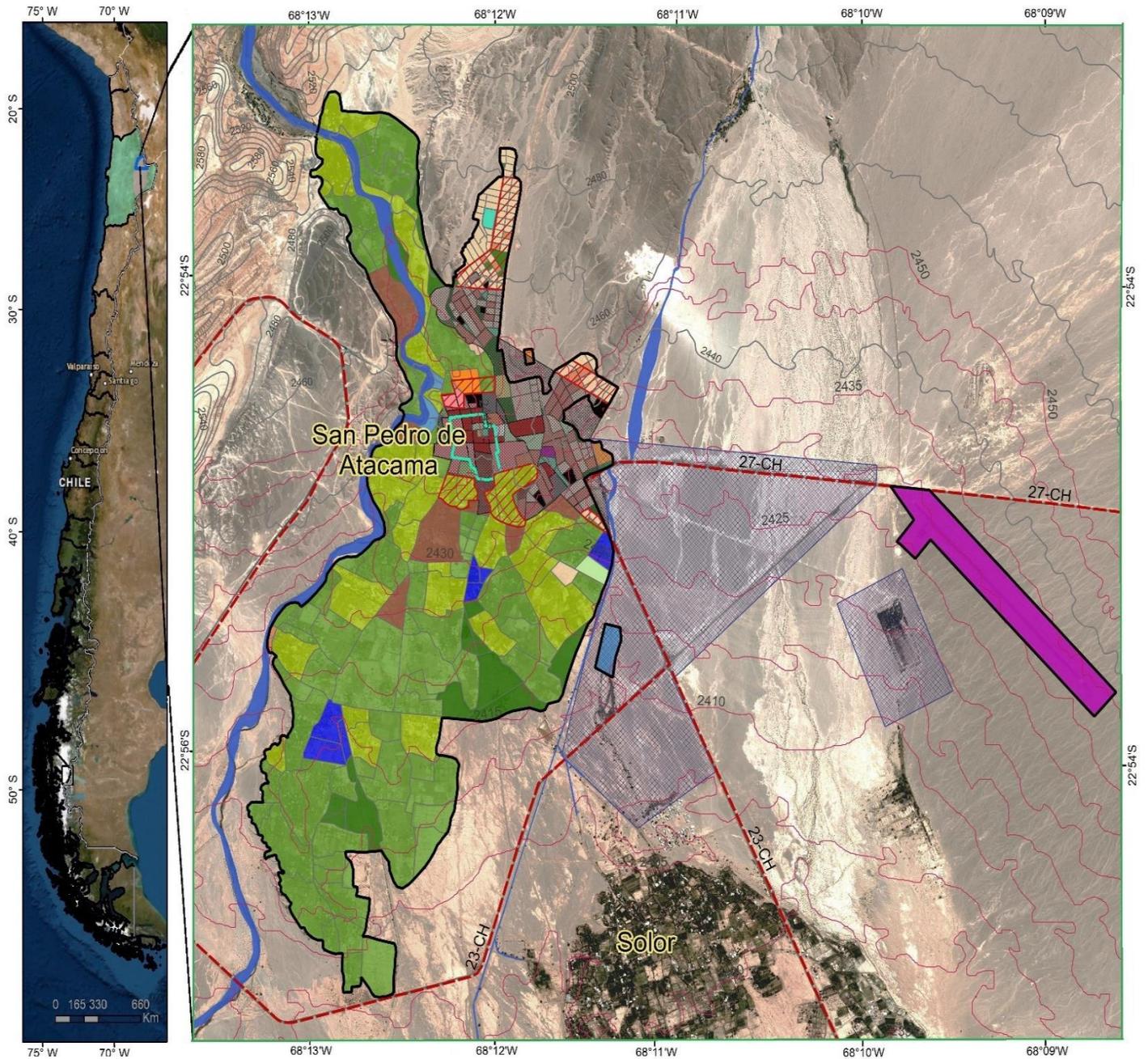


Figura 31: Carta de usos de suelo en el ayllu San Pedro. Fuente: Elaboración propia (2020).

4.3.2 Principales impactos potenciales en el ayllu San Pedro, asociados al desencadenamiento de una amenaza hidrogeomorfológica:

Se identificó las dinámicas laborales, económicas y de distribución espacial de la población, son diferentes entre áreas urbanas y rurales. Por ende, los potenciales impactos asociados a una amenaza hidrogeomorfológica también serán disimiles. En relación a los potenciales impactos del área urbana, se verían afectadas una gran cantidad de viviendas, hoteles, hostales, bienes y servicios, locales comerciales y fuentes de empleos, debido a que se encuentran ubicados sobre suelos altamente amenazados por eventos hidrogeomorfológicos (Figura 36).

De igual manera, es importante destacar el emplazamiento del casco antiguo, pues en 1980 fue catalogado como una zona típica protegida, conservando sus cortas y angostas calles de tierra, que actualmente son incapaces de contener el tránsito vehicular turístico y residencial, ciclistas, y peatones turísticos y residenciales (Figura 32) (Munic. SPA, 2006). Este lugar, junto a la iglesia de San Pedro, actualmente se encuentran dentro del listado de propiedades tentativas a ser declaradas como *Patrimonio de la humanidad* por la UNESCO (CMN, 2020).



Figura 32: Casco antiguo ayllu San Pedro.
Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020.



Figura 33: Servicios turísticos ubicados en el centro del ayllu San Pedro.

Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020.

Al mismo tiempo, el casco antiguo y su contorno concentran la mayor actividad comercial, además de servicios administrativos/legales comunales, convirtiéndose en un centro intensamente poblado durante el día, tanto por turistas como por residentes (Figura 32 y Figura 33). Dichos usos son incompatibles con el material que compone el suelo, pues un intenso período de precipitaciones podría ocasionar un evento de inundación por desborde del río San Pedro, o la acumulación de agua a causa del mal drenaje del suelo.

Según la DIA (2010), el turismo se comporta como amenaza para la cultura tradicional del ayllu. Dicha actividad económica modifica las costumbres de los habitantes, y al mismo tiempo, demanda un aumento en la cantidad de establecimientos, y personas dedicadas al comercio y los servicios relacionados. Su crecimiento solo se encuentra condicionado por la existencia del soporte físico y/o infraestructura, capaz de responder a la demanda de los visitantes (Munic. SPA; MINVU, 2010).

También se reconocen las poblaciones ubicadas en el límite Este y Noreste del ayllu. Si bien, en este caso es moderada la probabilidad de ocurrir un evento hidrogeomorfológico, se evidencia la ocurrencia de flujos aluviales pasados mediante el desarrollo de paleo drenaje (Figura 27 y Figura 28) y la construcción de muros de contención (Figura 34 y

Figura 35). Además, esta zona posee un uso de suelo netamente residencial (Figura 36), que presenta la mayor densidad poblacional de la comuna y a los habitantes de mayor vulnerabilidad en el ayllu (Munic. SPA, 2006; Munic. SPA; MINVU, 2010).



Figura 34: Muro de contención, entre la zona distal del abanico y la población El Carmen.
Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020.



Figura 35: Muro de contención, entre la zona distal del abanico y la población Lican Antay.
Fuente: Registro propio, trabajo de terreno febrero 2020.

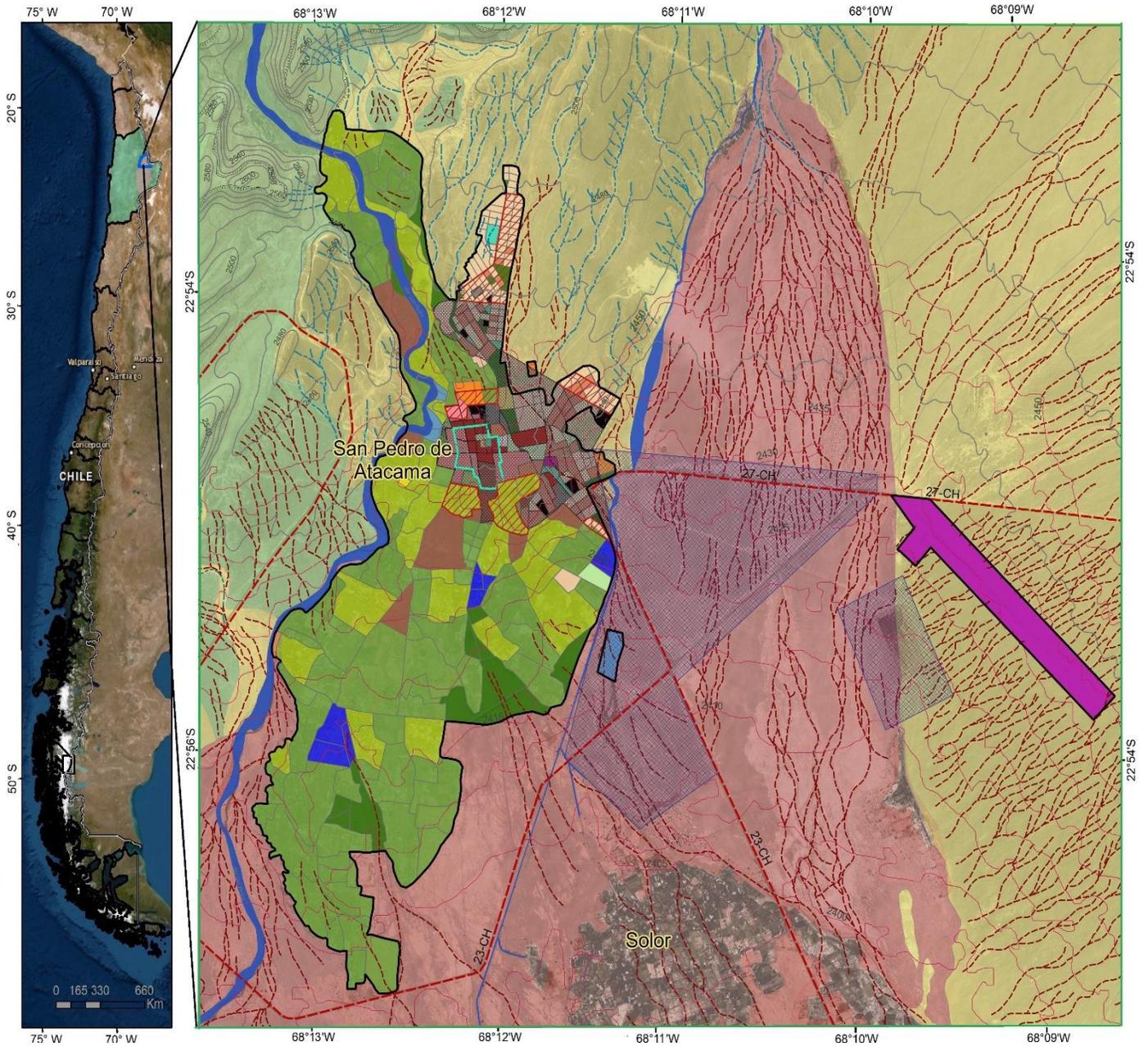
Las zonas rurales se caracterizan por desarrollar viviendas aisladas dependientes de la agricultura que, en algunas ocasiones, complementan sus ingresos con servicios de hospedaje, aunque en esta ocasión la densidad poblacional, la edificación, los servicios y el flujo de la población flotante asociada al turismo se presentan en menor intensidad que el área urbana. Además, se desarrolla sobre suelos palustres altamente amenazados por la ocurrencia de fenómenos aluviales, el desborde del río San Pedro o la inundación por mal drenaje del suelo (Figura 36). Por lo tanto, los impactos potenciales de esta zona se reconocen en relación a la actividad agrícola y el posible perjuicio de esta.

Como dicha actividad productiva es una economía de subsistencia, para sus propietarios los eventos hidrogeomorfológicos se comportan como una amenaza que podrían ocasionar la pérdida de materia prima, materiales e infraestructura menor, como canales de regadío y piscinas de acumulación de agua, que se traduce en la pérdida de ingresos y/o fuentes de empleos (Munic. SPA, 2006).

De igual manera, un potencial daño en la actividad agrícola afectaría en el modo de organización de las zonas rurales y la forma de regar la tierra, pudiendo ocasionar un menoscabo en la identidad y tradición del lugar. El modo de organización en las zonas rurales es la principal práctica y característica económica, ocupacional y cultural que define y perpetúa la dinámica y carácter del ayllu en San Pedro (Munic. SPA; MINVU, 2010; Sepúlveda *et al.*, 2015). En relación a esto, algunos propietarios han aprovechado dicha virtud al innovar y ofrecer otro tipo de servicios, como hospedaje en camping, turismo sustentable, ecoturismo o agroturismo ligado a las tradiciones agrícolas locales.

Por último, como la mayor parte del ayllu presenta una alta probabilidad de ocurrir un evento hidrogeomorfológico, las zonas libres de esta amenaza son solo el 6,71% de la superficie total del ayllu, ya que son suelos catalogados como áreas libres al no presentar una aparente ocupación. Junto a ello, se presenta la superficie agregada por el plan seccional del 2002. Aunque actualmente no se considera dentro del área abarcada por el ayllu San Pedro, debido a que no presenta una ocupación del suelo.

El DIA (2010) lo considera como una zona apta para la construcción de viviendas, un nuevo cementerio, equipamiento acorde a un área consolidada e infraestructura en apoyo al transporte internacional. No obstante, los resultados de esta investigación, considera este espacio, como una zona altamente amenazada por la potencial ocurrencia de eventos hidrogeomorfológicos, del tipo flujos o inundaciones por desborde o mal drenaje del suelo. Entonces, el real impacto potencial estaría relacionado al posible uso que se le dé a este espacio, una vez ocupado.



Carta de Usos de Suelo

Universidad de Chile
Escuela de Pregrado
Carrera de Geografía

1 cm = 350 mts
Datum: WGS 1984
Proyección: UTM
HUSO 19 S

0 600 1.200 2.400
Mts

Escala a 1:20.000

Leyenda		Simbología		
Clasificación de Usos de Suelo:		Áreas de Estudio:		
A. Residencial		Ayllu San Pedro		
A.1 Vivienda	C.3 Culto	Otros Elementos:		
A.3 Edificación o local destinado al hospedaje	C.5 Deporte	Ríos		
A.4 Mixto 1: Vivienda y hospedaje menor	C.6 Educación	Quebradas/Talwegs (intermitentes)		
A.4 Mixto 2: Hospedaje menor y agricultura	C.8 Salud	Paleo drenaje intermitente		
A.4 Mixto 3: Hospedaje menor y comercio	C.10 Servicios advtos. y legale	Escarpes		
B. Actividades Productivas:		Curvas de Nivel (20m)		
B.1 Industria	C.11 Social y comunitario	Curvas de Nivel (5m)		
B.2 Agricultura	D. Infraestructura		Carreteras	
C. Equipamiento		Susceptibilidad a Amenazas Hidrogeomorfológicas:		
C.2 Comercio	D.1 Transporte	Alto		
	D.5 Otro: Obra de contención hídrica	Medio		
	E. Área Verdes:	Bajo		
	E.3: Área libre			
F. Espacio público		Región de Antofagasta		
F.1 Plaza pública		Región de Antofagasta		
Límite Urbano:				
Casco antiguo (Zona Típica)				
PRC 1998				
Plan Seccional 2002				
Propuesta DIA 2010				

Figura 36: Carta de impacto potencial en el ayllu San Pedro. Fuente: Elaboración propia (2020).

CAPITULO 5: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

5.1 DISCUSIÓN

Generalmente, el tipo de metodología adoptada por la investigación define la escala de trabajo en la cual proceder. En este caso, el método cualitativo recomienda utilizar dimensiones entre 1:50.000 y 1:100.000 para el análisis de fenómenos geomorfológicos locales (Soeters & Van Westen, 1996). Sin embargo, también existen líneas de investigación que exponen que, el levantamiento geomorfológico funciona como una herramienta de apoyo en el análisis de amenazas hidrogeomorfológicas, siempre y cuando, el trabajo analítico se realice en un área que comprenda la geodinámica completa del lugar (Díaz *et al.*, 2008). Debido a esto, más las dimensiones de la cuenca de San Pedro de Atacama, la localización del ayllu respecto a ella, y el nivel de detalle necesario para la identificación morfodinámica, el primer análisis geomorfológico se realizó a nivel de cuenca, en una escala del 1:250.000.

No obstante, las dimensiones del ayllu demandaron un segundo análisis geomorfológico a mayor escala, a 1:35.000. Si bien, este paso metodológico se realizó de igual forma que su semejante a nivel de cuenca, las dificultades se presentaron en cuanto a la disponibilidad de la información a este nivel de detalle. Por ejemplo, la información geológica de San Pedro disponible de manera gratuita, es el mapa geológico de Chile a 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2003). Los antecedentes geológicos a mayor escala (1:250.000 y 1:100.000), referenciados durante la investigación, fueron facilitados a través de otros medios particulares. De igual manera, la información geoespacial nacional y/o gubernamental no cuenta con archivos del área de estudio a este nivel de detalle. El Modelo de Elevación Digital (DEM) ALOS PALSAR fue adquirido del sitio web Alaska Satellite Facility (ASF), con una resolución de 12,5 m. Si bien, es un nivel de detalle óptimo, se deben considerar posibles distorsiones espaciales en las curvas de nivel cada 5 metros de distancia, las cuales aportaron durante la identificación de las unidades geomorfológicas, y la determinación de la actual geodinámica del fondo de la cuenca.

La limitación anteriormente mencionada, fue compensada durante la caracterización de los fenómenos hidrogeomorfológicos que amenazan al ayllu San Pedro, pues dicho análisis geomorfológico fue complementado con la aplicación de índices morfométricos, los cuales determinan la actual acción hídrica del lugar. Dichos índices proporcionan información sobre superficies que evidencian erosión laminar o lineal, junto con zonas propensas a la acumulación de humedad y/o con probabilidad de inundación (Maerker *et al.*, 2008, 2011; Scopesi *et al.*, 2015; Soto *et al.*, 2017a, 2019).

Particularmente, el *Topographic Wetness Index* (TWI) es un índice topográfico de humedad, que indica la susceptibilidad de un área a ser inundada. Esta modelación se realiza bajo la premisa de que, el área de estudio posee un sustrato uniforme, basándose en que la topografía es el factor dominante (Maerker *et al.*, 2011; Scopesi *et al.*, 2015; Albornoz, 2017; Soto *et al.*, 2017a, 2019). Utilizar este índice en el caso de San Pedro, también podría ser considerado como una desventaja, ya que el sustrato base no posee

una composición litológica uniforme en toda el área de estudio. Es más, el abanico aluvial del río San Pedro, y los suelos palustres sobre los cuales se emplaza el ayllu, contienen el material granulométrico más fino del área de detalle (Henríquez *et al.*, 2014). Condición que potencia aún más los procesos de saturación hídrica y acumulación de agua en esta zona, sin mencionar otras causas como su posición y altitud respecto a la cuenca.

Un desafío que presentan las técnicas de susceptibilidad, es la selección de los factores y la preponderancia entre ellos (Díaz, 2018). Para determinar la probabilidad de ocurrencia de un evento hidrogeomorfológico, se propuso complementar la información geomorfológica con la hidromorfométrica, ya que ambos factores revelan el comportamiento geodinámico actual del relieve, considerados con igual relevancia.

Si bien, esta metodología logró determinar zonas altamente susceptibles a amenazas hidrogeomorfológicas, es necesario mencionar que dichos resultados no son totalmente absolutos. Primero, en la tabla de valoración (Tabla 8), ninguna unidad geomorfológica obtuvo la calificación máxima de 12 puntos, es decir, ningún elemento del relieve reúne todas las condiciones, consideradas por esta investigación, como fundamentales para el desarrollo de dicho evento. Recalcando su carácter de potencial o de probable ocurrencia.

Por otra parte, el nivel de detalle utilizado, la información geológica disponible, la resolución de las imágenes satelitales en los *software* libres y el posterior desarrollo del ayllu sobre las unidades geomorfológicas, no permiten demarcar detalladamente el límite distal de cada abanico aluvial, y por ende, las zonas susceptibles a ser inundadas o impactadas por el flujo. Debido a esto, en la tabla de valoración, las unidades aluviales se evalúan como un elemento uniforme. Es decir, se calificó el polígono completo, sin diferenciar las zonas que efectivamente se activan ante la ocurrencia de los eventos hidrogeomorfológicos. Esto se traduce en que los niveles de probabilidad de amenaza, también abarquen los abanicos aluviales y suelos palustres completos. Por esta razón, durante el análisis de las zonas altamente amenazadas por flujos o inundaciones, se realizó la distinción del paleo drenaje intermitente.

Si los fenómenos hidrogeomorfológicos se caracterizan por ser desencadenados a causa de intensas precipitaciones en cortos períodos de tiempo (Soto *et al.*, 2017a), no cualquier evento precipitacional sería responsable de originar este tipo de fenómeno natural. Como se mencionó, la presente investigación solo consideró la variable geomorfológica y la acción hídrica en su evaluación, por lo que, el factor de precipitaciones, intensidad y/o cantidad de lluvia caída por período de tiempo, no fue considerado dentro de la investigación. Por lo mismo, no es posible afirmar completamente la ocurrencia de un evento hidrogeomorfológico en el área de detalle. No obstante, el factor precipitaciones también se comporta como una variable interesante de agregar en futuros estudios, orientados a estimar la intensidad de las lluvias capaces de provocar un evento hidrogeomorfológico, junto con sus potenciales períodos de retorno.

Asimismo, se podría reforzar la tabla de valoración al agregar condiciones edafogeomorfológicas idóneas para acumular aguas *in situ* (Varni *et al.*, 2006). Esta metodología, propone el mapeo de áreas anteriormente anegadas, utilizando escenarios hidrológicos cuantificables. Considera la frecuencia y el método de almacenamiento hídrico, basado en técnicas de percepción remota y estadística de precipitaciones mediante el balance hídrico diario.

Por otra parte, el reconocimiento de los potenciales impactos que experimentaría el ayllu San Pedro, se realizó a escala 1:20.000, por sobre las dimensiones recomendadas por los métodos cualitativos tradicionales (Soeters & Van Westen, 1996). Debido a esto, dicho análisis fue representando a nivel de manzanas, ya que el nivel de detalle no permite visualizar la información por loteo, aun cuando se contó con el reconocimiento en terreno. Visita que permitirían levantar la información a nivel predial, obteniendo una mayor precisión de su distribución espacial y de su porcentaje en superficie.

La confiabilidad de la geomorfología aplicada por levantamiento fotointerpretativo, también se basa en la corroboración en terreno de la información previamente generada (Díaz *et al.*, 2008; Díaz, 2018). En relación a esto, la visita en terreno verificó positivamente el análisis preliminar geomorfológico a escala 1:35.000. En consecuencia, se revalida la aplicación de métodos mixtos en los análisis geomorfológicos locales, y se reconoce su eficiencia al implementarse en áreas de estudio de menor tamaño.

Actualmente, las condiciones de cambio climático proyectan una variabilidad climática en el área de estudio. Concretamente, para fines del siglo XXI el altiplano andino experimentaría un progresivo aumento de las temperaturas y una fuerte disminución de sus precipitaciones, con un CV de más del 50 % (IPCC, 2013; Sarricolea & Romero, 2015; Sarricolea *et al.*, 2017). Es decir, la zona del altiplano puede llegar a registrar intensos y largos períodos de sequías, alternados por agudas precipitaciones desencadenadas en cortos períodos de tiempo. Aun así, dicha zona podría seguir registrando una disminución del total de milímetros caídos (Sarricolea & Romero, 2015; Sarricolea *et al.*, 2017). Escenario que originaría potenciales nuevos eventos de flujos de detritos provenientes del Este y Noreste del ayllu.

No obstante, también se prevé un aumento de precipitaciones en la precordillera andina (Figura 6). Específicamente, la estación pluviométrica de San Pedro de Atacama, presenta una tendencia proyectada al aumento de 7,18 mm/década, lo cual se considera como un cambio significativo en comparación con las demás estaciones, los valores que ha registrado dicha estación anteriormente (Sarricolea *et al.*, 2017) y el total de milímetros que podrían haber aumentado al finalizar el siglo. Variabilidad climática que favorecería los potenciales desbordes del río San Pedro y las inundaciones por mal drenaje del suelo.

En este sentido, el ayllu San Pedro se caracteriza por mantener, aunque en menor medida, el cultivo de las especies tradicionales, y el sistema de riego artesanal abastecido con aguas del río San Pedro y Vilama (Sepúlveda *et al.*, 2015). Medios de subsistencia

que se verían impactados ante el desencadenamiento de una amenaza hidrogeomorfológica. Debido a esto, la investigación se enmarca particularmente en el ayllu San Pedro, y no en toda la comuna de San Pedro de Atacama. También busca comprender el impacto que ocasionaría un fenómeno hidrogeomorfológico en el sistema básico de organización social de un ayllu, heredado desde las culturas andinas prehispánicas (Muñoz, 2017)

Los actuales documentos normativos del ayllu, y el Plan de Desarrollo Comunal, no consideran la variable de amenazas de origen natural en su proceso de planificación territorial. Resulta necesaria la caracterización de los eventos hidrogeomorfológicos para implementar medidas preventivas que velen por el cuidado, tanto de los turistas, como de los residentes y del patrimonio cultural del lugar.

Por lo tanto, este trabajo contribuye con los estudios de amenazas, y actúa como un punto de partida hacia el análisis de riesgo en el área de estudio. De igual manera, invita a la reflexión sobre las medidas preventivas que reducirían la probabilidad de riesgo de desastre, considerando los niveles de exposición y la vulnerabilidad de la población del ayllu, junto con el robustecimiento de la gobernabilidad local y el cuidado patrimonial.

5.2 CONCLUSIONES.

Respecto a la geodinámica de la cuenca de San Pedro de Atacama, se concluye que está conformada por antiguas unidades geomorfológicas, datadas desde el período Cretácico en adelante. De igual manera, se reconoce que las precipitaciones han tenido un importante rol en el modelamiento de la cuenca al generar la denudación de las laderas, formando grandes extensiones de pediment sobre la precordillera andina, y en las zonas de menor altura que presentan abanicos aluviales desde el Mioceno Superior. En cuanto al ayllu San Pedro y su entorno, se localizan en unidades geomorfológicas heredadas principalmente de procesos aluviales, en donde, la geodinámica actual está asociada a los abanicos aluviales del Pleistoceno – Holoceno, y particularmente, a la activación intermitente de su paleo drenaje.

En relación a la caracterización de las amenazas hidrogeomorfológicas del ayllu y su entorno, se confirma la existencia de potenciales fenómenos naturales originados por intensos períodos de precipitación, junto con la coexistencia de las formas y componentes necesarios para su acontecimiento, asociados a la dinámica hidrogeomorfológica actual. Asimismo, se deduce que los procesos más recurrentes pueden ser del tipo flujo, provenientes de las zonas a mayor altura al Noreste y Este de la cuenca, e inundaciones asociadas al desborde del río San Pedro, o por la acumulación de agua debido al mal drenaje del suelo, de origen palustre. Por lo tanto, es factible decir que el suelo en el cual se emplaza el ayllu San Pedro es altamente susceptible a futuros eventos hidrogeomorfológicos.

Se reconoce que los potenciales impactos que experimentaría el ayllu San Pedro al desencadenarse una amenaza hidrogeomorfológica, serían distintos tanto para la zona urbana, como para la rural. El área urbana vería perjudicada la subsistencia de los servicios que responden a las necesidades de los residentes locales y comunales. Sin embargo, también se deduce que sería afectada la economía local y comunal, ante la posible disminución de los servicios y flujo turístico del ayllu. Mientras que, en la zona rural los impactos potenciales se reconocen en relación a la actividad agrícola. Al ser una economía de subsistencia, los eventos hidrogeomorfológicos se comportan como una amenaza que podría ocasionar la pérdida de los medios de sustento de sus propietarios, además del impacto patrimonial por el perjuicio al modo de riesgo y cultivo tradicional.

El análisis de las amenazas hidrogeomorfológicas y su impacto potencial en el ayllu San Pedro, ha evidenciado una alta condición morfodinámica heredada y actual, asociada a extremos períodos de precipitaciones tanto en el altiplano andino, como a través de lluvias locales. En consecuencia, es posible concluir que existen las condiciones de amenaza de origen natural, así como el riesgo para la población del ayllu San Pedro.

BIBLIOGRAFÍA

ACEITUNO, P. (1996). *Elementos de clima en el Atiplano Sudamericano*. Revista Geofísica, N° 44, pags 39 - 55.

AGUERO, B. (2012). *Cerca de 15 viviendas dañadas dejó aluvión en San Pedro de Atacama*. La Tercera, Disponible en: <https://www.latercera.com/noticia/cerca-de-15-viviendas-danadas-dejo-aluvion-en-san-pedro-de-atacama/>

ALBORNOZ, F. (2017). *Geodinámica de laderas en el Fiordo Comau, Región de los Lagos, Chile*. Santiago: Universidad de Chile.

ALONSO, H., & RISACHER, F. (1996). *Geoquímica del Salar de Atacama, parte 1: origen de los componentes y balance salino*. Revista Geológica de Chile N° 115.

ANTÓN, D., & DÍAZ, C. (2002). *Sequía en un mundo de agua*. Mexico: CIRA-UAMEX.

BCN. (2019). Biblioteca del Congreso Nacional. Obtenido de Ley Chile: Disponible en: <https://www.leychile.cl/Navegar?idNorma=8201&idParte=&idVersion=2019-09-30>

BLANCO, N., MPODOZIS, C., GARDEWEG, M., & JORDAN, T. (2000). *Sedimentación del Mioceno Superior-Plioceno en la cuenca del Salar de Atacama: Estratigrafía de la formación Vilama, II Región de Antofagasta*. IX Congreso Geológico Chileno, (págs. 466 - 450). Puerto Varas, Chile.

BOGGS, S. (2006). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Portland, USA: Pearson Education Inc.

BOLADOS, P. (2014). *Los conflictos etnoambientales de "Pampa Colorada" y "El Tatio" en el Salar de Atacama, Norte de Chile: Procesos étnicos en un contexto minero y turístico transnacional*. Estudios Atacameños N°48 , 228-248.

BUSTOS, X., & BERMÚDEZ, M. (2017). *Determinación y comparación de índices de erosión teóricos en cuencas del flanco surandino venezolano, apoyado en sistemas de información geográfica y programación Python*. Terra Nueva Etapa, vol. XXXIII, 105 - 122.

CAMUS, P., ARENAS, F., LAGOS, M., & ROMERO, A. (2016). *Visión histórica de la respuesta a las amenazas naturales en Chile y oportunidades de gestión del riesgo de desastre*. Revista de geografía Norte Grande, N° 64.

CANNATELLI, C. (2017). *Evolución geoquímica del domo cerro La Torta, El Tatio, a través de inclusiones vítreas*. Santiago de Chile.

CEPAL; UNICEF. (2017). *Boletín Desafíos N°20: Niñez y desastres en América Latina y el Caribe*. Brasilia: CEPAL.

CET. (2011). *Más de 800.000 personas siguen desplazadas en Haití a un año del terremoto*. El País: Central European Time. Disponible en: https://elpais.com/internacional/2011/01/11/actualidad/1294700409_850215.html.

CITRID. (2017). *Geólogo de CITRID advierte que Villa Santa Lucía estaba emplazada en "zona de depósito de aluviones"*. Programa de Reducción de Riesgos y Desastres. Disponible en EMOL.CL

CMN. (2020). Consejo de Monumentos Nacionales de Chile (CMN). Disponible en: <https://www.monumentos.gob.cl/buscador?query=san+pedro>

CONTRERAS, R. (2007). *Uso de vegas y bofedales de la zona cordillerana y precordillerana de la Región de Atacama*. Santiago: Universidad de Chile.

CORPORACIÓN OSSO. (2020). DesInventar. *Obtenido de Sistema de inventario de efectos de desastres*. CO. OSSO; LA RED; UNDRR: <https://www.desinventar.org/>

CPH CONSULTORES. (2011). *Informe: Hidrología y Hidrogeología del Salar de Atacama*. Santiago de Chile: CPH Consultores Limitada.

CRED. (2018). *Natural Disasters*. Belgica: Centre for Research on the Epidemiology of Disasters. Disponible en: <https://www.cred.be/natural-disasters-2018>

CSN. (2019). Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Obtenido de : <https://www.csn.uchile.cl/sismologia/grandes-terremotos-en-chile/>

DE LA CADENA, M. (2015). *Earth Beings. Ecologies of Practice across Andean Worlds*. Durham and London: Duke University Press.

DGA. (2001). *Actualización y delimitación de acuíferos que alimentan vegas y bofedales, Región de Antofagasta*. Gobierno de Chile: Santiago: MOP, DGA. Vol 1.

DGA. (2004). *Cuenca Salar de Atacama*, Dirección General de Aguas. Gobierno de Chile: Santiago: MOP - CADE IDEPE .

DÍAZ, G. (2018). *Evaluación de la susceptibilidad de remoción en masa en la localidad de El Ingenio, comuna de San José de Maipo, Chile*. Santiago de Chile: Memoria para optar al título profesional de Geógrafa, Universidad de Chile.

EMAT. (2020). Encuesta Mensual de Alojamiento Turístico. Instituto Nacional de Estadísticas. Santiago de Chile.

ELMES, M. (2015). *Amenaza debido a eventos de precipitación máxima entre los 21° y 34° latitud Sur de Chile Continental: Análisis de umbrales hidrometeorológicos, gatillantes de remoción en masa por flujos en la Cuenca del Río Copiapó*. Santiago: Universidad de Chile.

FAO. (2009). *Análisis de Sistemas de Gestión del Riesgo de Desastres*: Roma: L'Encyclopédie Diderot et D' Alembert.

FERRANDO, F. (2006). *Sobre inundaciones y Anegamientos*. Obtenido de Revista de Urbanismo N° 15: https://web.uchile.cl/vignette/revistaurbanismo/CDA/urb_completa/0,1313,ISID%253D668%2526IDG%253D2%2526ACT%253D0%2526PRT%253D19141,00.html

FLORES, J. (2012). *Consecuencias devastadoras de aluvión en Toconao causan conmoción entre habitantes damnificados.* Bio bio Chile. Disponible en: <https://www.biobiochile.cl/noticias/2012/02/13/consecuencias-devastadoras-del-aluvion-de-toconao-conmociona-a-los-habitantes-mas-damnificados.shtml>

GARRIDO, N. (2012). *Determinación de peligro de flujos de detritos en la Quebrada de Macul, Cuenca de Santiago.* Santiago: Universidad de Chile.

GEMMA. (2007). *Movimientos en masa en la Región Andina: una guía para la evaluación de amenazas.* Canadá: Servicio Nacional de Geología y Minería.

GERRARD, A. (1990). *Mountain Environments: An Examination of the Physieal Geography of Mountains.* Paris, Londres: Belhaven Press.

GONZÁLEZ, F. (2018). *Estudio y Modelación 2D del aluvión de marzo de 2015 en Chañral, Atacama.* Santiago: Universidad de Chile.

GOUDIE, A. (2004). *Encyclopedia of Geomorphology.* London, New York: Routledge Ltd.

GROSJEAN, M. (2001). *Mid-Holocene Climate in the South-Central Andes: Humid for dry Science, 292.*

GUTIERREZ, M. (2008). *Geomorfología.* Madrid: Pearson Educación S.A.

HARVEY. (1997). *The role of alluvial fans in arid zone fluvial systems, in Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands.* Chichester, Inglaterra: John Wiley & Sons, Ltd.

HARVEY, A. M. (2002). *Factors influencing the geomorplolofy of alluvial fans: a riview in Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio.* Madrid, España: Insituto Geologico y Minero de España.

HARVEY, A. M., MATHER, A. E., & STOKES, M. (2005). *Alluvial fans: Geomorphology, Sedimentology & Dynamics.* Londres: Geological Society, Special Publications 251.

HAUSER, H. (2000). *Remociones en masa en Chile.* Servicio Nacional de Geología y Minería, N°59, 89 pag.

HENRÍQUEZ, S., BECERRA, J., & ARRIAGADA, C. (2014). *Geología del Área San Pedro de Atacama.* Carta Geologica de Chile: Serie Geología. Escala 1:100.000.

HOUSTON, J., & HARTLEY, A. (2003). *The Central Andean West-Slope Rainshadow and its Potential Contribution to the Origin of Hyper-Aridity in the Atacama Desert.* International Journal of Climatology , Vol.23 (12), 1453-1464.

ICAS LTDA. (2014). *Análisis de los Mecanismos de Evaporación y Evaluación de los Recursos Hídricos del Salar de Atacama.*

IDAEA; CSIC. (2017). *Cuarta actualización del Modelo Hidrogeológico del Salar de Atacama.* Departamento de Geo Ciencias del Instituto de Diagnostico y Estudios del Agua - Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Barcelona.

IGSA CONSULTORES; S.Q.M SALAR. (2005). *Resumen Ejecutivo*, Biblioteca digital CEDOC-CIREN.

INE. (2017). *Primera entrega de resultados definitivos: cantidad de personas por sexo y edad*. Santiago: Gobierno de Chile: Instituto Nacional de Estadísticas.

IPCC. (2013). *Climatic Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. New York: Cambridge University Press.

KUHN, D. (2002). *Fold and thrust belt structures and strike-slip faulting at the SE margin of the Salar de Atacama basin, Chilean Andes*. *Tectonics*, N° 21, pag 4-10.

LARA, M. (2007). *Metodología para la evaluación y zonificación de Peligro de Remociones en Masa con Aplicación en la quebrada San Ramón, Santiago Oriente, Región Metropolitana*. Santiago: Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología.

LATORRE, C., BETANCOURT, J., QUADE, J., RECH, J., HOMGREN, C., PLACZEK, C., RYLANDER, K. (2002). *Late Quaternary History of the Atacama Desert*. M. Smith & P. Hess Eds, N° 23.

MALDONADO, A. R. (2008). *Clima y Paleoambientes durante el Cuaternario Tardío en la Región de Atacama. En E. U. Serena, Rojo de la Flora Nativa y de los Sitios Prioritarios para su Conservación: Región de Atacama*. La Serena: F.A. Squeo, G. Arancio & J.R. Gutierrez, eds. N° 16, 293-304.

MARKER, M., CASTRO, C., PELANI, S., & SOTO, M. (2008). *Assesment of degradation susceptibility in the Chacabuco Province of central Chile using a morphometric based response units approach*. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 31, 47-53.

MARKER, M., PELACANI, S., & SCHRODER, B. (2011). *A functional entity approach to predict soil erosion processes in a small Plio-Pleistocene Mediterranean catchment in Northern Chianti, Italy*. *Geomorphology*, 125 (4), 530-540.

MARTÍNEZ, B. (2009). *Susceptibilidad de remociones en masa en la Quebrada de Macul, Región Metropolitana*. Santiago: Universidad de Chile.

MINVU. (1993). *Nuevo texto de la Ordenanza General de la Ley General de Urbanismo y Construcciones*. Art 1.1.2. Santiago de Chile: Ministerio de Vivienda y Urbanismo.

MINVU. (2017). Observatorios. Obtenido de Ministerio de Vivienda y Urbanismo: <http://observatorios.minvu.cl/esplanurba/main.php?module=pri#>

MORAGA, A., CHONG, G., FORTT, M., & HENRIQUEZ, H. (1974). *Estudio geológico del Salar de Atacama, provincia de Antofagasta*. Instituto de Investigaciones Geológicas: Boletín N° 29, 56 pág.

MORRISON, R. (1968). *Pluvial lakes*. *The Encyclopedia of Geomorphology*. U.S.: Fairbridge, R.W.

MUNIC. SPA. (2006). *Plan de Desarrollo Comunal comuna de San Pedro de Atacama 2006-2010.* Antofagasta: San Pedro de Atacama.

MUNIC. SPA; MINVU. (2010). *Declaración de Impacto de Ambiental (DIA) San Pedro de Atacama.* Ministerio de Vivienda y Urbanismo - Municipalidad de San Pedro de Atacama.

MUÑOZ, O. (2017). *Todos los Santos: Tradición y Ayllu Andino.* Revista de Antropología Chilena, Chungara. Vol 49, 227-239.

NUÑEZ, L. (1992). *Ocupación arcaica en la Puna de Atacama: Secuencia, Movilidad y Cambio.* Prehistoria sudamericana. Nuevas perspectivas, B. Meggers (Ed.), 83-307.

NÚÑEZ, L., & M, G. (1994). *Cambios ambientales Pleistoceno-Holocénicos: Ocupación humana y uso de recursos en la Puna de Atacama (norte de Chile).* Estudios Atacameños, N° 11, pp. 7-20.

NÚÑEZ, L., GROSJEAN, M., MESSERLI, B., & SCHRELIER, H. (1997). *Cambios ambientales holocénicos en la Puna de Atacama y sus implicancias paleoclimáticas.* Estudios Atacameños, N° 12, pp. 25-33.

ONEMI. (2016). *Grupo de Trabajo a cargo del desarrollo de la acción estratégica.* Plan Estratégico Nacional para la Gestión del Riesgo de Desastres. Santiago de Chile.

ORTUEBI, L. (1995). *Paleoclimas Cuaternarios en el Norte Grande de Chile.* Cambios cuaternarios en América del Sur, J. Argollo & Ph. Mourguiart (eds.). 225-246.

PALMA, V. (2018). *Geodinámica de laderas en la sección distal de la cuenca de Vodudahue, X Región de Los Lagos.* Santiago: Universidad de Chile.

PEDRAZA, J. (1996). *Geomorfología; Principios, Métodos y Aplicaciones.* Madrid, España: Editorial Rueda.

RAMIREZ, C., & GARDEWEG, M. (1982). *Hoja Toconao, Región de Antofagasta.* Gobierno de Chile: Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N°58. Obtenido de Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta .

RISACHER, F., ALONSO, H., & SALAZAR, C. (1998). *Geoquímica de Aguas en cuencas cerradas: I,II y III Regiones - Chile.* Santiago de Chile: Volumen III. DGA - UCN.

ROMERO, H., & RIVERA, A. (1998). *Antecedentes paleoambientales para el desarrollo sustentable de la Región de Antofagasta, Chile.* Bamberger Geographische Schriften Bd., N° 15, 335 - 349.

SANTORO, C., OSORIO, D., STANDEN, V., UGALDE, P., HERRERA, K., GAYÓ, E., LATORREE, C. (2004). *Ocupaciones humanas tempranas y condiciones paleoambientales en el Desierto de Atacama durante la transición Pleistoceno - Holoceno.* Arqueología PUCP, Boletín N°15, 1 - 20 pags.

SARRICOLEA, P. (2004). *Niveles de vulnerabilidad a amenazas naturales en una ciudad intermedia y sus áreas de expansión. El caso de La Serena. IV Región de Coquimbo.* Santiago de Chile: Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo.

SARRICOLEA, P., & MARTÍN-VIDE, J. (2012). *Distribución espacial de las precipitaciones diarias en Chile mediante el Índice de Concentración a resolución de 1 mm, entre 1965-2005.* Santiago de Chile.

SARRICOLEA, P., & ROMERO, H. (2015). *Variabilidad y cambios climáticos observados y esperados en el Altiplano del norte de Chile.* Revista de Geografía Norte Grande, N° 62: 169-183.

SARRICOLEA, P., MESEGUER, O., & ROMERO, H. (2017). *Tendencias de la precipitación en el Norte Grande de Chile y su relación con las proyecciones de Cambio Climático.* Diálogo Andino, N° 54, pags 41 - 50.

SCHMINCKE, H. (2005). *Volcanism.* Berlin, Alemania.: Springe.

SCOPESE, C. R., FIRPO, M., MAERKER, M., SCHMARLTZ, E., & OLIVARI, S. (2015). *Assessment of an extreme flood event using rainfallrunoff simulation based on terrain analysis in a small Mediterranean catchment.* Geomorphometry for Geosciences, 63 - 66.

SEIA. (2013). *La guía para la descripción del uso del territorio en el Sistema de Evaluación de Impacto Ambiental.* Santiago: Servicio de Evaluación de Impacto Ambiental, Gobierno de Chile.

SEREMI MINVU. (2007). *Ordenanza: Plan Regulador Metropolitano de Santiago.* Santiago, Gobierno de Chile: Unidad de Desarrollo Urbano.

SERNAGEOMIN. (2003). *Mapa Geológico de Chile.* Santiago de Chile: Gobierno de Chile: Subdirección Nacional de Geología.

SERNAGEOMIN. (2016). *Registro de los principales desastres de origen geológico en Chile y efectos sobre la población y bienes públicos y privados desde 1980.* Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería.

SERNAGEOMIN. (2017a). *Principales desastres ocurridos desde 1980 en Chile.* Servicio Nacional de Geología y Minería. Gobierno de Chile.

SERNAGEOMIN. (2017b). Servicio Nacional de Geología y Minería. Obtenido de Gobierno de Chile: <https://www.sernageomin.cl/aluvion-villa-santa-lucia/>

SERNAGEOMIN. (2018). *Chile: Territorio Volcánico.* Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería.

SERNATUR. (2020). *Anuario de Turismo.* Santiago de Chile: Subsecretaría de Turismo - Servicio Nacional de Turismo.

SII. (2016). *Estadísticas de Empresas por Región, Comuna y Rubro.* Santiago: Gobierno de Chile: Departamento de Estudios Económicos y Tributarios de la Subdirección de Gestión Estratégica y Estudios Tributarios del Servicio de Impuestos Internos.

SOCIAL EDICIONES; UNIVERSIDAD DE CHILE. (2018). *Aluviones y Resiliencia en Atacama.* Santiago de Chile: Gabriel Vargas Easton.

- SOETERS, R., & VAN WESTEN, C. (1996).** *Slope instability, recognition, analysis, and zonation*. Landslides: Investigation and Mitigation. (A. S. Turner, Ed.), 247, 129-177.
- SOTO, M., ARRIATA, P., CABELLO, M., MORENO, R., WHYNDAM, K., (2019).** *Amenazas de origen natural y exposición de obras de conectividad estratégica en territorios extremos*. Fiordo Comau, Norpatagonia de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, 73: 57-75.
- SOTO, M., SARRICOLEA, P., SEPULVEDA, S., RODOLFI, G., CABELLO, M., & MAERKER, M. (2017B).** *Assessment of hydro-geomorphological hazard potentials in the Chilean semiarid coastal range and its impacts on La Serena city*. *Natural Hazards*, N° 88, 431 - 452.
- SOTO, V., ARRIAGADA, J., ARRIATA, P., CABELLO, M., GALLEGOS, A., & WYNDHAM, W. (2017B).** *Conductores de geoamenazas y construcción potencial del riesgo en territorios extremos: Fiordo Comau, Norpatagonia de Chile*. *Gestión Ambiental y Desarrollo Sustentable: Experiencias Comparadas.*, Editorial Thomson Reuters.
- TARBUCK, E. J., & LUTGENS, F. K. (2005).** *Ciencias de la Tierra; introducción a la geología física*. Madrid: España: Pearson Educación S.A.
- THOMAS, D. (2011).** *Arid Zone Geomorphology Process, Form and Change in Drylands*. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd.
- UNISDR. (2009).** *Terminología sobre Reducción del Riesgo de Desastres*. Ginebra, Suiza: Naciones Unidas.
- UNISDR. (2011).** *United Nations International strategy for disaster reduction*. Ginebra: Naciones Unidas: Global Assesment Report on Disaster Risk Reducción.
- VARNI, M., ENTRAIGAS, I., & GANDINI, M. (2006).** *Dos métodos para el mapeo de áreas anegadas utilizando condiciones hidrológicas cuantificables*. *Internacional de Ciencia y Tecnología de la Información Geográfica.*, 6, 33-46.
- VENZKE, E. (2013).** *Global Volcanism*. Program. Obtenido de Volcanes of the World. Institución Smithsonian: http://volcano.si.edu/list_volcano_holocene.cfm
- WYNDHAM, K. (2013).** *Análisis de vulnerabilidad y riesgo del sector turístico y la población flotante en la comuna de La Serena frente a la ocurrencia de una amenaza de origen natural*. Universidad de Chile, Santiago.