



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

ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO DE LA FORMACIÓN PUTANI Y SU POSIBLE RELACIÓN ESPACIAL CON EL BASAMENTO DEL VOLCÁN TACORA, XV REGIÓN DE ARICA Y PARINACOTA, CHILE

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

PABLO ANDRES ACEVEDO SALDIVIA

PROFESOR GUÍA:
JACOBUS LE ROUX

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MARCELO GARCÍA GODOY
LUISA PINTO LINCOÑIR

SANTIAGO DE CHILE
2013

RESUMEN

El presente trabajo aborda el estudio estratigráfico y sedimentológico de la Formación Putani y su posible relación espacial con el basamento del volcán Tacora.

La Formación Putani, de edad miocena, es de características continentales sedimentarias y aflora en una franja elongada con orientación NW-SE al este del volcán Tacora, en la decimoquinta región de Arica y Parinacota, Chile.

Si bien en las versiones preliminares de las cartas geológicas Visviri y Villa Industrial se decide considerar los afloramientos cercanos al poblado de Ancolacane como parte de la Formación Putani, en este trabajo dadas las diferencias litológicoambientales y a la obtención de una edad radiométrica Ar-Ar en sanidina de ~10.4 Ma se prefirió considerarlos como parte de la Formación Huaylas.

La descripción de litofacies permitió definir ambientes y subambientes de depositación para las formaciones Putani y Huaylas en el sector de estudio. La Formación Putani se asocia a ambientes de depositación lacustres, evaporíticos y principalmente fluviales trezados mientras que la Formación Huaylas se asocia a facies de abanico aluvial.

Los datos de terreno y bibliográficos parecen indicar que el volcán Tacora se emplazó sobre parte del bloque este del Sistema de Fallas Incapuquio, el cual corresponde al límite de las cuencas Moquegua o Azapa y Maure o Putani, y las respectivas unidades que se depositaron en ellas: Formación Oxaya y las formaciones Putani y Huaylas respectivamente. Sin embargo la gran cobertura cuaternario-volcánica hace difícil encontrar afloramientos que evidencien lo ya mencionado, haciendo necesaria la realización de sondajes para comprobar que las unidades ya mencionadas sean parte del basamento del volcán Tacora.

AGRADECIMIENTOS

A Serviland Minergy e Infinergeo SpA por haber financiado este trabajo. En particular a Diego Gaytan y Alejandro Arriagada.

A Jacobus Le Roux, mi profesor guía, por haberme acompañado a terreno y haber estado siempre dispuesto a responder mis inquietudes y consultas, su apoyo sin lugar a dudas fue fundamental para llevar a cabo este trabajo. A los profesores de mi comisión: Luisa Pinto y Marcelo García por todo su apoyo y consejos durante este trabajo.

A mi familia, quienes siempre han estado conmigo. Los quiero mucho.

A mis amigos Sebastian Bascuñan y Matias Peña por su enorme paciencia y buena voluntad para responder a mis dudas y consultas. A mis amigos y compañeros de geología: Vladito, Cata, Chicho, Yerko, Vale, Valeska, Mari, Joe, Guga, Carter, Tomás, Karen, Palmerita, Chino, Nico P. y Nico A.

A quienes considero los mentores del freestyle y rock & roll en Geología: Buho, Manfred, y Carcass.

A mis amigos de la vida José Veizaga y a su hermano Tomás, a Daniela, Ildefonso y Matías, Diego y Camila, Felipe, Alejandra, Werner y Soto.

A Blanca y María Rosa, por su enorme apoyo cada vez que necesité de su ayuda.

A todos ustedes, quienes me ayudaron de una u otra forma en la universidad o simplemente si compartimos algunos de los buenos o malos momentos de la vida, mis más profundos agradecimientos.

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	ANTECEDENTES GENERALES	1
1.2	UBICACIÓN GEOGRÁFICA	1
1.3	CLIMA, FLORA Y FAUNA	2
1.4	HIPÓTESIS DE TRABAJO	3
1.5	OBJETIVOS	3
	<i>Objetivos generales</i>	3
	<i>Objetivos específicos</i>	3
1.6	METODOLOGÍA Y ACTIVIDADES	4
1.7	ALCANCE Y LIMITACIONES	5
2	MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	6
2.1	ANTECEDENTES GENERALES	6
2.2	MARCO ESTRATIGRÁFICO	7
2.2.1	<i>Geología chilena</i>	7
	Unidades sedimentarias	7
	Rocas volcánicas e intrusivas	11
2.2.2	<i>Geología peruana</i>	12
	Rocas volcánicas e intrusivas	13
	Rocas sedimentarias	14
2.3	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	15
2.4	DISCUSIÓN BIBLIOGRÁFICA	16
2.4.1	<i>Formación Putani y Grupo Maure</i>	16
3	ESTRATIGRAFÍA	21
3.1	FORMACIÓN PUTANI	21
	<i>Definición, distribución y relaciones de contacto</i>	21
	<i>Litología, espesor</i>	21
	Miembro Inferior	25
	Miembro Medio o Ignimbrita Putani	25
	Miembro Superior	26
	<i>Edad y correlaciones</i>	28
3.2	FORMACIÓN HUAYLAS	29
	<i>Definición, distribución y relaciones de contacto</i>	30
	<i>Litología y espesor</i>	30
	Miembro Inferior	33
	Miembro Medio o Toba Ancolacane	34
	Unidad Superior	34
	<i>Edad y correlaciones</i>	36
4	SEDIMENTOLOGÍA	37
4.1	ANÁLISIS DE LITOFACIES	37
4.1.1	<i>Facies A</i>	37
4.1.2	<i>Facies B</i>	38
4.1.3	<i>Facies C</i>	39
4.1.4	<i>Facies D</i>	40
4.1.5	<i>Facies E</i>	41
4.1.6	<i>Facies F</i>	42
4.1.7	<i>Facies G</i>	43
4.1.8	<i>Facies H</i>	44
4.1.9	<i>Facies I</i>	45
4.1.10	<i>Facies J</i>	46
4.1.11	<i>Facies K</i>	47
4.1.12	<i>Facies L</i>	48
4.1.13	<i>Facies M</i>	49
4.1.14	<i>Facies N</i>	50

4.1.15	<i>Facies O</i>	51
4.2	ASOCIACIONES DE FACIES	52
4.2.1	<i>Asociaciones de rio trenzado</i>	53
4.2.2	<i>Asociaciones de llanuras de inundación</i>	55
4.2.3	<i>Asociaciones lacustres</i>	56
4.2.4	<i>Asociación de sabkhas del interior</i>	58
4.2.5	<i>Asociaciones de abanico aluvial</i>	59
4.3	AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN	60
5	SÍNTESIS, CONCLUSIONES Y DISCUSIONES	63
6	BIBLIOGRAFÍA	66
7	ANEXOS	70

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Rutas de acceso a la zona de estudio. En rosado se indica el área de la concesión geotérmica asociada al volcán Tacora y en verde se indican las zonas de trabajo. Modificado de Cartas Camineras 2010, MOP. Coordenadas en UTM, datum WGS84.	2
Figura 2. Unidades morfoestructurales: CC, Cordillera de la Costa; CD, Depresión Central; FP, Precordillera; WC, Cordillera Occidental. Modificado de Charrier <i>et al.</i> (2007).....	6
Figura 3. Imagen construida utilizando partes de las cartas Visviri – Villa Industrial y Cuadrángulos de Pachia y Palca. Se resalta la Formación Putani mapeada en tonos morados por García <i>et al.</i> (2012) y el Grupo Maure mapeado en color claro por Acosta <i>et al.</i> (2011).	8
Figura 4. Leyenda de la carta Visviri – Villa Industrial, Modificado de Garcia <i>et al.</i> (2012).....	9
Figura 5. Leyenda de las cartas Palca I, III y IV. Modificado de Acosta <i>et al.</i> (2011).....	10
Figura 6. Imagen del área mostrando los centros eruptivos del Pleistoceno en territorio chileno (color lila) y el sistema de fallas Incapuquio en territorio peruano. En amarillo se muestra la frontera chilena. Basado en García <i>et al.</i> (2012) y Acosta <i>et al.</i> (2011). Imagen base tomada de Google Earth ®.	16
Figura 7a. Perfil esquemático A-A'-A". Tomado de Garcia <i>et al.</i> (2012) Figura 8b. Perfil esquemático D-D' Tomado de Acosta <i>et al.</i> (2011). Las trazas de ambos perfiles se pueden observar en la Figura 3. Cabe mencionar que para una mejor visualización del perfil D-D', este se encuentra a una diferente escala horizontal que el perfil A-A'-A".	17
Figura 8. Esquema con la litocorrelación entre unidades litoestratigráficas chileno-peruanas. Basado en García <i>et al.</i> (2004, 2012), Charrier <i>et al.</i> (2007) y Acosta <i>et al.</i> (2011). Se utilizó como base la carta cronoestratigráfica internacional definida por la ICS (2012).	18
Figura 9. Columnas estratigráficas de la Formación Putani. Tomado de Muñoz (1991) y Henríquez (1963) respectivamente.	19
Figura 10. Columna estratigráfica del Grupo Maure. Tomado de Acosta <i>et al.</i> (2011).	20
Figura 11. Ubicación de las formaciones estudiadas y sus respectivos afloramientos basado en el trabajo de García <i>et al.</i> (2012). En el recuadro superior izquierdo se señala la Formación Putani y en el recuadro inferior la Formación Ancolacane. Se señala con líneas en rojo y azul las secciones de columnas estratigráficas construidas para la Formación Putani (trazas 1, 2 y 3) y Formación Ancolacane (trazas 4 y 5), respectivamente. Imagen base tomada de Google Earth ®.....	22
Figura 12. Columna estratigráfica 1, correspondiente al flanco oeste del anticlinal asociado a la Formación Putani. La traza correspondiente a esta columna se observa en la Figura 11. En números a los costados izquierdos de las columnas se señalan las asociaciones de facies: 1, río trezado; 2, llanura de inundación; 3, lacustres; 4, sabkhas y 5, abanico aluvial.	23
Figura 13. Columna estratigráfica 2, correspondiente al flanco este del anticlinal asociado a la Formación Putani. La traza correspondiente a esta columna se observa en la Figura 11.	24
Figura 14. Arenita lítica correspondiente a la Formación Putani. En la imagen se puede apreciar el bajo redondeamiento de los cristales de cuarzo. A izquierda se observa el corte a nicoles paralelos y a la derecha a nicoles cruzados. Corresponde a la muestra P24.	25
Figura 15. Sección delgada de muestra correspondiente a la Ignimbrita Putani. En la figura es posible observar cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbola en una matriz de características vítreas. A izquierda se observa el corte a nicoles paralelos y a la derecha a nicoles cruzados. Corresponde a la muestra P26.	26
Figura 16. Estructura de desmoronamiento o <i>slumping</i> , observada en el miembro superior de la Formación Putani.	27
Figura 17. Columna estratigráfica Putani 3. Correspondiente a otra sección del flanco este del anticlinal.	28

Figura 18. Areniscas pertenecientes a las formaciones Putani y Huaylas. Clasificación según Pettijohn (1975).	29
Figura 19. Columnas estratigráficas 4 y 5, respectivamente, correspondiente a la Formación Ancolacane. La traza correspondiente a esta columna se observa en la Figura 11.	31
Figura 20. En la imagen se aprecia un paraconglomerado correspondiente a la Formación Ancolacane. A izquierda se observa el corte a nicoles paralelos y a la derecha a nicoles cruzados. Corresponde a la muestra P06.	35
Figura 21. Corte transparente correspondiente a una arcillolita de la Formación Ancolacane. A izquierda se observa el corte a nicoles paralelos y a la derecha a nicoles cruzados. Corresponde a la muestra P05.	36
Figura 22. Diamictita de características polimicticas en el sector de Ancolacane. Esta figura corresponde a la facies A y se asocia a flujos plásticos de detritos.	38
Figura 23. Ortoconglomerado correspondiente a la facies B. En la foto se observa el bajo grado de esfericidad de los clastos. Se asocia a flujos pseudo-plásticos detríticos.	39
Figura 24. Fangolitas y limolitas en la base de la columna correspondiente al sector de Ancolacane. La facies C se asocian a flujos de detritos distales.	40
Figura 25. Areniscas de tamaño medio con estratificación cruzada en artesa correspondientes a la facies E. Este afloramiento corresponde al miembro superior de la Formación Putani.	41
Figura 26. Areniscas con estratificación cruzada planar correspondiente a la facies F. El afloramiento corresponde al miembro superior de la Formación Putani. Se interpreta como ondulas con crestas rectas y lunadas, formadas debido a la migración de dunas 3D.	43
Figura 27. Areniscas correspondientes a la facies E. En la figura se observa la laminación paralela.	44
Figura 28. Areniscas de tamaño medio con estratificación cruzada de bajo angulo correspondientes a la facies H. Este afloramiento corresponde al miembro superior de la Formación Putani.	45
Figura 29. Areniscas masivas correspondientes al miembro inferior de la Formación Putani. Fueron asignadas a la facies I.	46
Figura 30. Imagen de un cuerpo de fangolitas masivas con meteorización en bloques. Fueron asignadas a la facies K.	48
Figura 31. Planolites en limolitas de color verde claro correspondientes a la facies L, este cuerpo corresponde al miembro superior de la Formación Putani.	49
Figura 32. Lutitas correspondientes a la facies M. En ellas es posible encontrar improntas de hojas y ramas fosiles con un bajo grado de conservación.	50
Figura 33. Grietas de secación del tipo <i>snuff box</i> , observadas en el miembro inferior de la Formación Putani y correspondientes a la facies N. Se caracterizan por el alto contenido de carbonatos.	51
Figura 34. Nivel centimétrico de yeso con habito fibroso intercalado con areniscas grano grueso. Fue asignado a la facies O. El afloramiento correspondiente al miembro superior de la Formación Putani.	52
Figura 35. Improntas vegetales carbonosas observadas en el miembro superior de la Formación Putani. Dado el bajo nivel de conservación de estas no fue posible identificar a que especie correspondían.	57
Figura 36. Modelo de facies esquemático en el cual se representan los ambientes asociados a la depositación de las formaciones Putani y Huaylas.	61
Figura 37. Correlación entre las columnas de la Formación Putani. Las asociaciones de facies se indican con números: 1, fluvial; 2 llanura de inundación; 3, lacustre; 4, <i>sabkha</i> . La ubicación de cada una de ellas se encuentra en Figura 11.	62
Figura 38a, perfil estructural esquemático P-P' basado en el modelo propuesto por García et al (2012). Figura 38b, traza del perfil P-P' sobre parte de la hoja Visviri – Villa Industrial.	65

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Edades radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las formaciones Putani y Huaylas.	32
Tabla 2. Edades radiométricas K-Ar de la Formación Putani.	32
Tabla 3. Muestras descritas y sus correspondientes ubicaciones y litologías. Las descripciones completas se encuentran en el anexo.	33

1 INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES GENERALES

El volcán Tacora corresponde a un estratovolcán de edad pleistocena, ubicado en la Cordillera Occidental, al norte de la localidad de Villa Industrial, al sureste del poblado de Visviri y al noroeste de Putre, en la Decimoquinta Región de Arica y Parinacota, Chile. Asociado a él, existe un sistema geotermal que se manifiesta mediante actividad fumarólica en sus flancos noroeste y norte y también a través de manantiales de agua caliente en su flanco oeste.

Durante el año 2010, Infinergeo SpA obtuvo la concesión geotérmica del área asociada al volcán Tacora por lo cual se hizo necesario un estudio en detalle de la estratigrafía de la zona, para acercarse a la comprensión del reservorio asociado al sistema geotermal.

Es por esto que, basándose en modelos estructurales (Henriquez, 1963; Acosta *et al.*, 2011; Garcia *et al.*, 2012) cuya discusión se encuentra fuera del alcance de este trabajo, se estudiaron afloramientos cercanos al volcán y principalmente la Formación Putani (Henriquez 1963), la cual podría conformar el basamento del volcán.

1.2 UBICACIÓN GEOGRÁFICA

El volcán Tacora se ubica en la XV Región de Arica y Parinacota en el norte de Chile. Se puede acceder a él desde la ciudad de Arica, utilizando la ruta A-11 que lleva a Putre y posteriormente la ruta A-23 que lleva al poblado de Tacora, el cual se encuentra en la falda sur del volcán. Los principales lugares de estudio en este trabajo fueron las cercanías del poblado de Putani, al que se puede acceder, desde el poblado de Tacora, mediante la ruta A-23 y posteriormente la ruta A-109 y los alrededores de los poblados de Humapalca y Ancolacane, a los que se accede, también desde Tacora, por la ruta A-23 y luego la ruta A-121.



Figura 1. Rutas de acceso a la zona de estudio. En rosado se indica el área de la concesión geotérmica asociada al volcán Tacora y en verde se indican las zonas de trabajo. Modificado de Cartas Camineras 2010, MOP. Coordenadas en UTM, datum WGS84.

1.3 CLIMA, FLORA Y FAUNA

La zona de estudio se caracteriza por un clima estepario de altura donde predomina la ausencia absoluta de precipitaciones, a excepción de los meses estivales donde se produce el llamado invierno altiplánico. Las precipitaciones suelen alcanzar un promedio anual de aproximadamente 300 mm y la temperatura media anual oscila entre los -5°C y los 5°C , con una amplitud térmica de hasta 25°C entre el día y la noche (Gómez 2008).

La fauna presente en el lugar de trabajo se compone en su mayoría por aves de pradera, ñandú o suri, perdiz de la puna; aves de pantanos o bofedales, puco, queltehue de la puna; aves de ríos y lagunas, patos, jergón, tagua; aves predatoras o carroñeras, cóndor,

águila, aguilucho cordillerano; roedores, vizcachas, ratón, chinchilla de cola corta; herbívoros, llama, alpaca, vicuña y otros como quirquincho de la puna, puma, gato montés andino y quinque real. Cabe mencionar que muchas de las especies que se encuentran en la zona están en riesgo de extinción y, por lo tanto, en condición de protegidas (Gómez 2008).

La flora del sector está compuesta por tolas, llaretas, paja brava, chachacomas, bofedales y queñoas. Estas especies se caracterizan por crecer en zonas altas y resistir marcadas oscilaciones térmicas, además son la principal fuente de alimento para los diversos animales previamente mencionados (Gómez 2008).

1.4 HIPÓTESIS DE TRABAJO

La Formación Putani es de características sedimentario continental y aflora al este del volcán Tacora formando una franja de orientación NW-SE. Debido a las características estratigráficas y estructurales se piensa que se depositó en una cuenca intra-arco ya existente en el Mioceno y que posteriormente fue cubierta por depósitos volcánicos y sedimentarios durante el Mioceno-Holoceno. Actualmente la Formación Putani podría corresponder al basamento del volcán Tacora.

1.5 OBJETIVOS

Objetivos generales

Estudiar la estratigrafía y sedimentología de la Formación Putani y su posible relación espacial con el basamento del volcán Tacora, en el marco de la caracterización y estudio del sistema geotermal asociado al volcán.

Objetivos específicos

- Definir la litología, edad y el o los ambientes de depositación de la Formación Putani.

- Describir las relaciones estratigráficas de la Formación Putani.

- Determinar la posible relación entre la Formación Putani y el basamento del volcán Tacora.

1.6 METODOLOGÍA Y ACTIVIDADES

La metodología y actividades de este trabajo se resumen en los siguientes puntos:

- **Revisión bibliográfica:**

Consistió en recopilar y realizar una síntesis y discusión de los distintos trabajos que describieran la geología regional y local de la zona de estudio, así como de los estudios que establecen modelos estratigráficos y estructurales. Esta revisión se realizó antes, durante y posteriormente a las salidas a terreno

- **Trabajo de terreno**

Se efectuaron dos campañas de terreno durante el 2012. La primera se llevó a cabo entre los días 24 de marzo y 10 de abril y la segunda se realizó entre los días 28 de agosto y 6 de septiembre. Se utilizaron como herramientas de apoyo a estas campañas los siguientes elementos:

1. Imágenes satelitales QuickBird obtenidas mediante el programa Google Earth, escala 1:25.000.
2. Imágenes satelitales ASTER con la configuración de RGB: 7, 3, 1.
3. Mapas topográficos del Instituto Geográfico Militar, correspondientes a las hojas Aguas Calientes, General Lagos, Visviri, Cerro Tabajchuño, Villa Industrial y Cosapilla, a escala 1:50.000.

- **Trabajo de gabinete**

Trabajo previo y posterior a las campañas de terreno, en el cual se procesó la información obtenida en la recopilación bibliográfica y en terreno. Las actividades realizadas se describen a continuación:

1. Procesamiento de las imágenes satelitales para resaltar litologías, reconocer estructuras y definir puntos a visitar en terreno.
2. Procesamiento de imágenes satelitales y fotografías para la confección de figuras.
3. Descripción petrográfica de las muestras recolectadas.
4. Confección de columnas estratigráficas y la correlación de estas con las columnas estratigráficas levantadas previamente por otros autores.
5. Confección de perfil estructural esquemático.
6. Análisis de los datos magnetotelúricos existentes y revisión de la compatibilidad entre éstos, los obtenidos en terreno y la hipótesis propuesta.

1.7 ALCANCE Y LIMITACIONES

El estudio de la Formación Putani permitirá una aproximación a la caracterización de parte del Terciario en la zona de estudio, sin embargo, la escasez de afloramientos debido a la gran cobertura cuaternaria y volcánica reciente, impide una mayor obtención de datos estratigráficos y estructurales cercanos al volcán Tacora, dificultando la confección de perfiles estructurales en profundidad que pudiesen relacionar a la Formación Putani u otras con el basamento del volcán.

2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Los primeros trabajos en la zona de estudio fueron realizados por Henríquez (1963) y Salas (1967), quienes efectuaron una descripción preliminar del área. Muñoz (1991) realizó un marco geológico y estratigráfico de los sistemas fluvio-lacustres del Paleógeno en el extremo norte de Chile, incluyendo en este a la Formación Putani. Posteriormente se han realizado estudios geoquímicos asociados al volcán Tacora (Aguilera, 2008; Capaccioni, 2009) y si bien la zona suele ser incluida en trabajos regionales y estructurales debido a su cercanía al Oroclino Boliviano y codo de Arica, en ellos no se detalla la estratigrafía del sector.

2.1 ANTECEDENTES GENERALES

El segmento andino correspondiente al área de estudio, muestra 5 unidades morfoestructurales principales (Figura 2), dispuestas en franjas con orientación norte – sur. De oeste a este estas son: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera, Cordillera Occidental y Altiplano (Charrier *et al.*, 2007). El volcán Tacora se ubica en la cordillera Occidental, la cual corresponde al arco volcánico actual y al límite entre la Precordillera y el Altiplano mientras que la Formación Putani aflora al sureste de la localidad de Visviri.

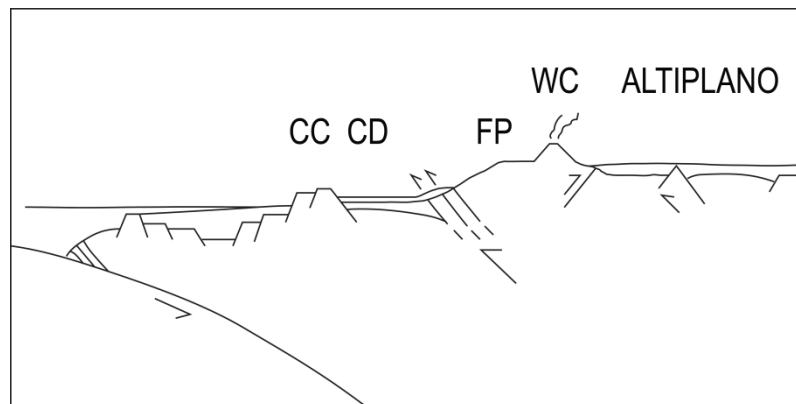


Figura 2. Unidades morfoestructurales: CC, Cordillera de la Costa; CD, Depresión Central; FP, Precordillera; WC, Cordillera Occidental. Modificado de Charrier *et al.* (2007)

A escala regional, el desarrollo paleogeográfico, la sedimentación y el alzamiento del altiplano están fuertemente relacionados con dos sistemas compresivos: un sistema de alto ángulo, orientación NW-SE y con vergencia oeste (WTS), desarrollado a lo largo de

la Precordillera y un sistema con vergencia este (ETS) desarrollado al este del WTS en el altiplano (Charrier *et al.*, 2007; 2012).

En la Depresión Central es posible encontrar una sucesión continental casi horizontal de depósitos volcanoclásticos y sedimentarios de hasta 1000-1500 m de potencia, del Oligoceno Inferior al Holoceno. Estas sucesiones consisten en areniscas de facies aluviales y fluviales en la parte basal y gradan hacia el techo a conglomerados aluviales (Charrier *et al.*, 2007) mientras que en el Altiplano, se produce un sistema compresivo de vergencia este especialmente bien desarrollado en la región de Putani (García *et al.*, 2012). Las estructuras compresivas resultantes junto con los productos del volcanismo mioceno controlan la topografía NW-SE actual.

2.2 MARCO ESTRATIGRÁFICO

En el área de estudio afloran rocas volcánicas y sedimentarias continentales, que abarcan desde el Eoceno hasta la actualidad. Como se puede apreciar en la Figura 3, estas se distribuyen principalmente en franjas de orientación NW-SE, NNW-SSE.

2.2.1 Geología chilena

A continuación se presentan las formaciones en el área de trabajo descritas en trabajos previos.

Unidades sedimentarias

Formación Putani (Mioceno Inferior-Medio)

La Formación Putani fue definida informalmente por Henríquez (1963), como una sucesión predominantemente sedimentaria continental, plegada y fallada, expuesta en el río Putani, al suroeste del poblado de Visviri. La base de la unidad no aflora, subyace en discordancia angular a rocas volcánicas del Pleistoceno y a rocas sedimentarias de la Formación Visviri (Plio-Pleistoceno) y a la Ignimbrita Lauca (García *et al.*, 2004).

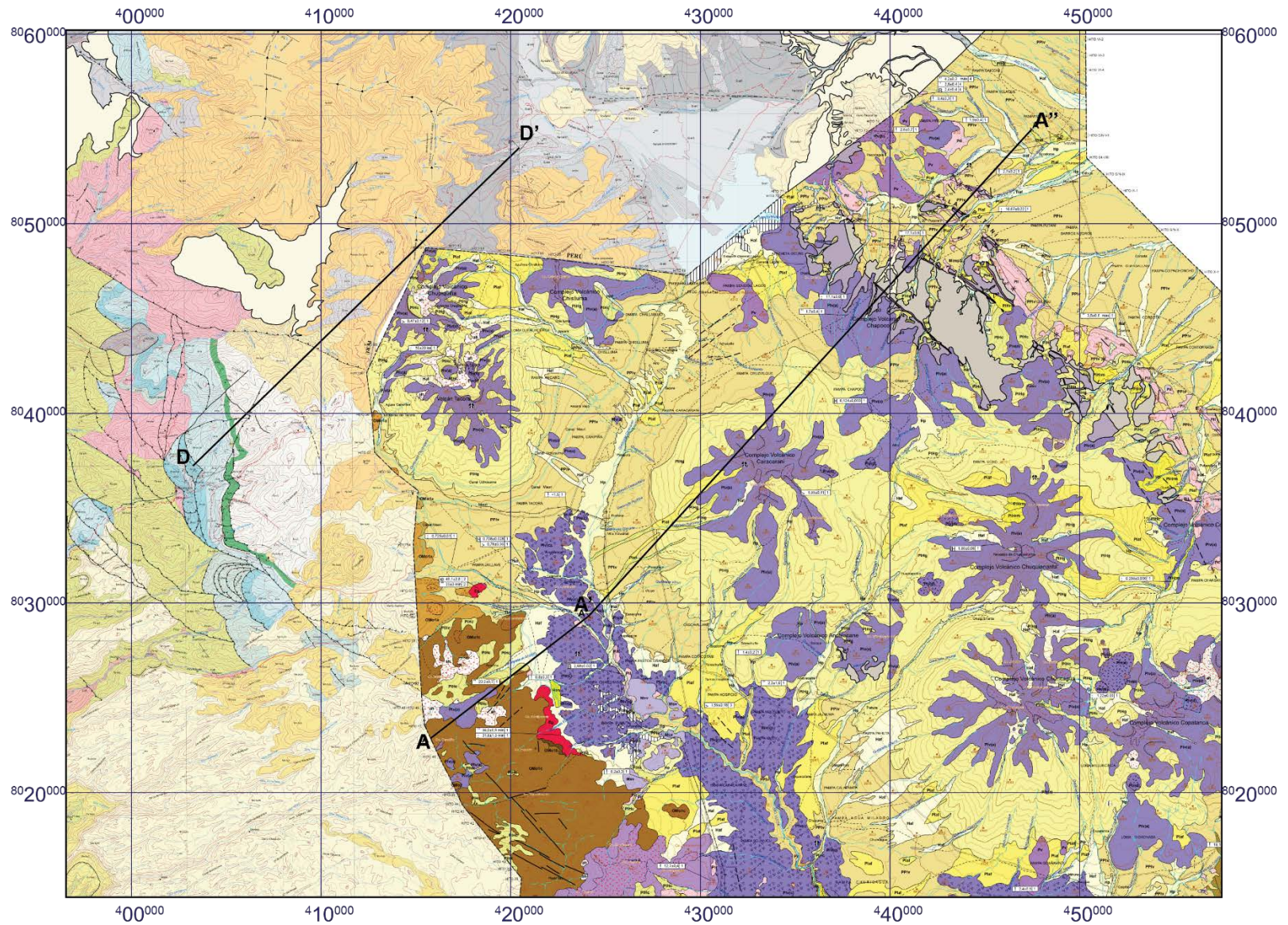


Figura 3. Imagen construida utilizando partes de las cartas Visviri – Villa Industrial y Cuadrángulos de Pachia y Palca. Se resalta la Formación Putani mapeada en tonos morados por García *et al.* (2012) y el Grupo Maure mapeado en color claro por Acosta *et al.* (2011).

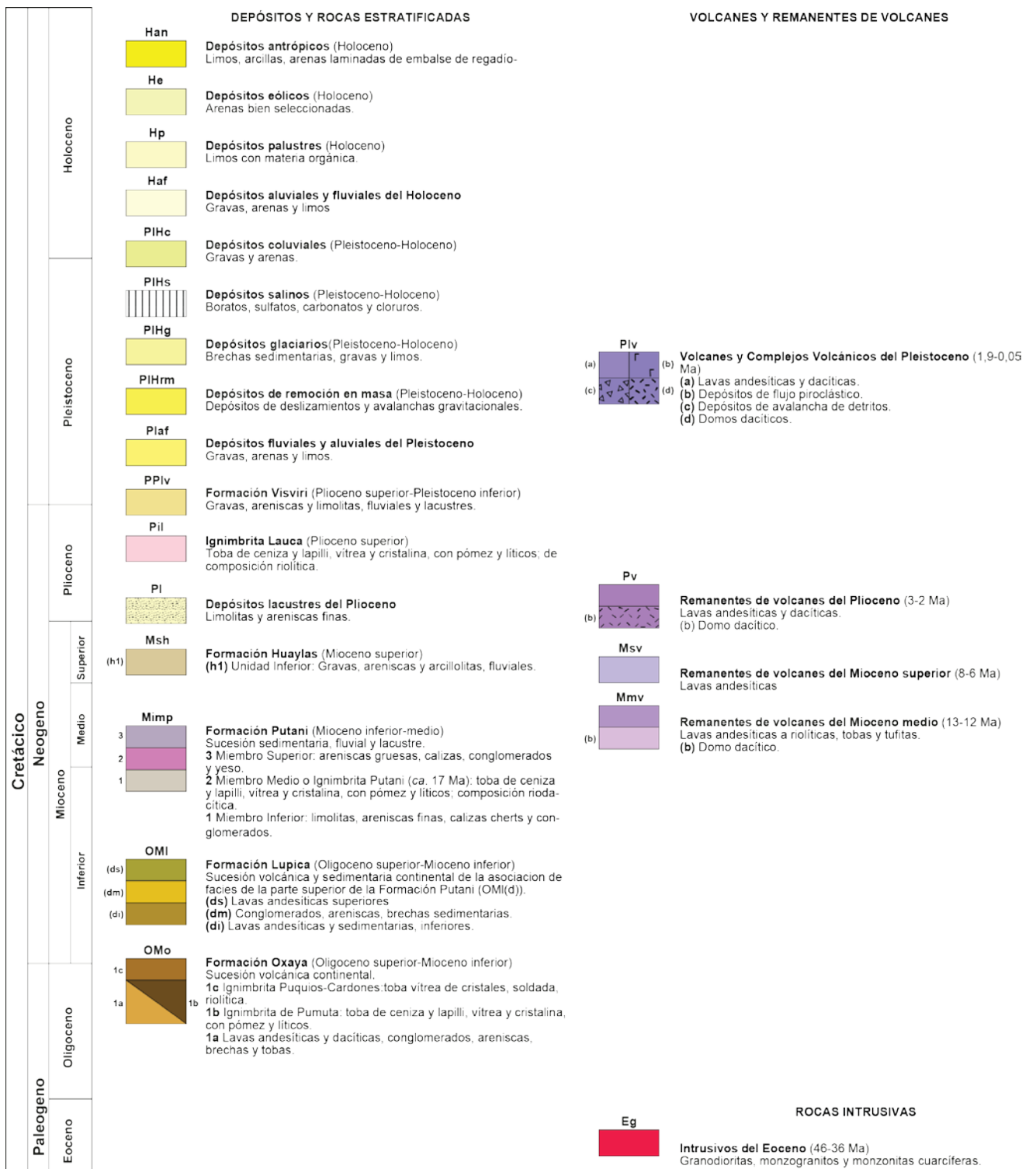


Figura 4. Leyenda de la carta Visviri – Villa Industrial, Modificado de Garcia et al. (2012)

UNIDADES LITOESTRATIFICADAS

- Nm-ma** **Grupo Maure**
A la base esta compuesta por una intercalación de lavas masivas, conglomerados, lodolitas amarillentas, brechas y areniscas de grano medio a grueso; seguido de calizas grises y sedimentos volcanogenicos, presenta escasa pómez y esporádicas brechas, a la parte superior contiene tobas gris blanquecinas con pómez
- Po-mo/s** **Formación Moquegua Superior**
Areniscas cuarzo feldespática de grano medio, intercalados con delgados canales, conglomeradicos y estratos delgados de tobas de color blanco con cristales de biotita algo alterados, hacia el techo esta conformado por areniscas cuarzo feldespática con canales conglomeradicos de rocas volcanicas en una matriz arenosa de color verde
- Ki-hu** **Formación Hualhuani**
Cuarzitas grises blanquecinas de grano mediano, matriz arcillosa, laminaciones oblicuas curvas de canal y rizaduras típicas de ambiente continental, seguido de una intercalacion de areniscas cuarzosas, limolitas y lutitas negras, y hacia el techo cuarcitas gris oscuras bien compactas de grano medio
- Js-gr** **Formación Gramadal**
Cuarzitas intercaladas con calizas grainstone negras, lutitas negras y niveles de areniscas blanquinias cuarzosa con rizaduras, huellas de gusano, restos de plantas hacia el techo cuarcitas claras de grano medio con laminaciones oblicuas curvas, rizaduras y plantas.
- Js-la** **Formación Labra**
Areniscas finas gris verdosas, cuarzosas y cuarzo feldespáticas con laminaciones oblicuas de bajo angulo intercaladas con limoarcillas negras con laminaciones paralelas y rizaduras orientadas al SSO. Las limolitas presentan pequeños paleocanales de areniscas.
- Jm-pu,ca** **Formación Puente-Cachios**
Arenisca cuarzosa y feldespáticas de grano fino a medio con laminaciones paralelas y oblicuas, con trazas de gusanos intercaladas con limolitas y lutitas negras con laminaciones paralelas, rizaduras y algunos slumps y pequeños canales de areniscas finas.
- Jim-so** **Formación Socosani**
Calcarenitas grises de grano medio con laminaciones oblicuas, curvas de canal y clastos, niveles de margas y calizas con ammonites hacia el techo, calizas mudstone gris oscuras con laminaciones horizontales, presentan algo de pirita diseminada y ocasionales slumps, intercaladas con lutitas negras con belemnites y areniscas calcareas
- Ji-cho/s** **Formación Chocolate Superior**
Conglomerados fluviales con matriz limosa, intercalados con limolitas, seguido de areniscas arcósicas con laminaciones oblicuas y nodulos de amonites, tornandose mas cuarzosa hacia el tope, con escasos canales conglomeradicos imbricados hacia el SSE y SE, hacia el techo areniscas calcareas, lutitas grises oscuras, con nodulos y amonites, intercalados con pequeños canales conglomeradicos y arenosos.
- Ci-a** **Grupo Ambo**
Canales conglomeradicos con clastos de cuarzo, gneis, areniscas y lutitas, imbricados al suroeste, que decrecen a areniscas y limolitas negras al tope. La parte superior presenta lutitas negras y algunas capas de calcarenitas, con conchillas fragmentadas y lumaquelas y canales conglomeradicos.

ROCAS VOLCANICAS

- Np-ba/s/l** **Barroso superior 1**
Flujos lavicos de andesita y latita porfirítica de color gris oscuro con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo; estratificados en capas delgadas e intercaladas con algunos niveles de ceniza y tobas
- Np-ba/i** **Barroso Inferior**
Complejo volcánico El Fraile
Flujos lavicos de composicion andesítica, de color gris oscuro microporfirítico, contiene minerales como plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo.
Complejo volcánico Barroso
Flujos lavicos gris claros de composicion andesítica, traquiandesítica y latita porfirítica con fenocristales de plagioclasa, biotita, hornblenda y cuarzo; los flujos estratificados en capas delgadas de 0,05 hasta 1 m de espesor con niveles de tobas cristalíticas de color gris claro a beige.
- Nm-hu/s** **Formación Huaylillas**
Miembro superior domo: Flujos piroclasticos con coladas de dacita y andesita porfirica.
- Nm/hu/m** **Formación Huaylillas**
Miembro medio: Tobas riolíticas y riolíticas, de color rosaceo, con fragmentos de pómez y liticos, intercalados con delgados niveles de areniscas masivas de color verde.
- Nm-hu/i** **Formación Huaylillas**
Miembro inferior: Tobas rosáceas con abundante fragmentos de liticos y fragmentos de pómez intercaladas con niveles de conglomerados en matriz de areniscas cuarzo-feldespáticas.
- Pp-que** **Formación Quellaveco**
Brechas y derrames de riolitas y andesitas de color gris oscuro y verdoso, en bancos gruesos, seguido de areniscas y conglomerados rojizos en capas de grosor medio, y hacia el techo brechas y aglomerado riolítico pardo amarillento, macizos o en bancos gruesos.
- Ks-chu** **Formación Chulluncane**
Coladas volcánicas gris claras con fenocristales de plagioclasa cuarzo, biotita, incluidos en matriz feldespática, seguido de potentes conglomerados que los erosionan, sobreyace una intercalacion de grauwacas feldespáticas de grano medio a fino, con laminaciones, rizaduras y canales conglomeradicos.

ROCAS MAGMÁTICAS

- Pe-cha** **Super Unidad Challaviento**
Monzodioritas, granodioritas y granitos. La textura de las granodioritas es porfirítica a granular, asociado a rocas intermedias en forma de diques

Figura 5. Leyenda de las cartas Palca I, III y IV. Modificado de Acosta et al. (2011).

Formación Huaylas (Mioceno superior)

Fue definida por Salas *et al.* (1966) como una sucesión sedimentaria y volcánica continental, subhorizontal. En el sector de la Quebrada Allane, ubicada al sur del área de estudio, aflora sin base expuesta (García, 2012) y en el sector de la Hoja Arica subyace en discordancia de erosión a la Ignimbrita Lauca del Plioceno Superior (García, 2004).

Formación Visviri (*Plioceno superior-Pleistoceno inferior*)

Fue definida informalmente por Henríquez (1963) como una sucesión sedimentaria continental, subhorizontal, semiconsolidada, expuesta alrededor de la localidad homónima. Sobreyace en discordancia angular a rocas de la Formación Putani y sobreyace en discordancia de erosión, a rocas volcánicas del Plioceno y a la Ignimbrita Lauca (García *et al.*, 2004). El techo de la formación es el nivel de erosión actual, el cual se encuentra disectado por quebradas que contienen depósitos sedimentarios asignados al Pleistoceno y Holoceno.

Rocas volcánicas e intrusivas

Intrusivos del Eoceno (Eoceno)

Esta unidad fue definida por García *et al.* (2012) y está compuesta por granodioritas, monzogranitos y monzonitas cuarcíferas. Aflora al sur del volcán Tacora en una pequeña franja con orientación NNW-SSE.

Formación Oxaya (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior)

Fue definida informalmente por Montecinos (1963) como una sucesión volcánica continental, expuesta al este de Arica, y compuesta por tobas ignimbríticas riolíticas, rocas sedimentarias y lavas andesíticas, subhorizontales a suavemente plegadas. Las rocas de esta unidad sobreyacen en discordancia angular a rocas de la Formación Livilcar (Jurásico Superior) y a los Intrusivos del Eoceno y subyacen, en discordancia angular y de erosión, a rocas volcánicas del Mioceno Medio, Mioceno Superior y Pleistoceno, a los depósitos de la Formación Visviri y a depósitos fluviales y aluviales del Pleistoceno.

Formación Lupica (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior)

La Formación Lupica fue definida informalmente en la localidad homónima por Montecinos (1963). Ha sido descrita por Salas *et al.* (1966), Muñoz (1991), Muñoz y

Charrier (1996, 2007), García (2002, 2004, 2012), Riquelme (1998) y Wörner *et al.* (2002). García (2004, 2012) define Lupica como una sucesión volcánica y sedimentaria continental de amplia distribución en la Alta Cordillera, compuesta por dos miembros: el inferior conformado por lavas andesíticas, areniscas, conglomerados, brechas, tobas y la Ignimbrita Pumuta; y el superior, conglomerados, areniscas y brechas sedimentarias.

Remanentes de volcanes del Plioceno (3-2 Ma)

Fue definido por García (2012) y está compuesto por lavas andesíticas y dacíticas de edad pliocena. Aflora en el sector de Pacocagua II y Pampa Piñuta al este del poblado de Visviri.

Ignimbrita Lauca (Plioceno superior)

Fue definida informalmente por Kött *et al.* (1995) y estudiada posteriormente por García *et al.* (2004). Consiste en una toba vítrea de cristales, pómez y líticos; de composición riolítica. Abarca una gran extensión en el norte de Chile.

Volcanes y complejos volcánicos del Pleistoceno (1,9-0,05 Ma)

Definida informalmente por García *et al.* (2012), agrupa a los depósitos de origen volcánico de edad pleistocena o inferior. Aflora en los edificios volcánicos y en franjas con orientación NW-SE y NNW-SSE.

2.2.2 Geología peruana

En esta sección se describe la geología peruana correlacionable con la estudiada en el área de trabajo. Si bien ha sido descrita previamente por numerosos autores, se toma como principal referencia el trabajo escrito por Acosta *et al.* (2011) y publicada por el INGEMMET como “Geología de los cuadrángulos de Pachia y Palca” (Figura 3 y Figura 5). El objetivo es detallar las características de las unidades definidas en el sur de Perú para así poder establecer una correlación litoestratigráfica con las unidades existentes en el área de estudio.

Rocas volcánicas e intrusivas

Grupo Toquepala (Cretácico Superior-Eoceno Inferior)

Fue descrito inicialmente por Bellido y Guevara (1963) como rocas volcánicas con algunas intercalaciones de rocas detríticas de grano grueso. Acosta et al. (2011) considera a las formaciones Quellaveco y Chulluncane como parte de este grupo. Está compuesto por diamictitas y flujos lávicos de andesitas.

Súper unidad Challaviento (Eoceno Medio)

Descrito inicialmente por Sánchez (1983) como Plutón de Tarata y Ataspaca; aflora al norte y NE de Palco a lo largo del Sistema de Fallas Incapuquio con dirección promedio NW-SE. Litológicamente está compuesta por granodioritas con cuarzo y feldespato con una textura porfírica a granular.

Formación Huaylillas (Mioceno Inferior)

Fue definida por Wilson & García (1962) como una formación volcánica continental. Sobreyace en discordancia angular a los Intrusivos de Yarabamba, a las rocas volcánicas del Grupo Toquepala y Grupo Yura mientras que se encuentra en discordancia paralela con la Formación Moquegua Superior. Esta compuesta principalmente por tobas, conglomerados y areniscas.

Grupo Barroso (Mioceno Superior-Pleistoceno inferior)

Estos depósitos fueron reconocidos por Wilson & García en 1962. Acosta *et al.* (2011) describe esta unidad como una secuencia de ignimbritas, tobas y lavas, las cuales clasifica según evento volcánico: Arco Barroso Inferior, Arco Barroso Superior y Volcánicos Sencca.

Rocas sedimentarias

Formación Moquegua Superior (Oligoceno)

Definida por Bellido & Guevara (1963), se compone principalmente por conglomerados, areniscas y lutitas. Sobreyace en discordancia angular a las rocas volcánicas del Grupo Toquepala.

Formación Millo (Mioceno Superior-Plioceno Inferior)

Fue definida por Acosta *et al.* (2011) al considerar como parte de una misma formación a los “Conglomerados Calientes”, descritos por Flores y Sempere (2002), y a la unidad Moquegua, descrita por Sempere *et al.* (2004). Está conformada por conglomerados los cuales afloran en los sectores de río Caplina, Sama y Chero. Sobreyace en contacto erosional a la Formación Moquegua Superior y al Grupo Yura.

Grupo Maure (Mioceno Inferior-Medio)

Wilson & Garcia (1962) utilizan por primera vez el término Maure para referirse a una agrupación de sucesiones de sedimentos y piroclastos. Posteriormente Mendivil (1965) atribuye el término Maure a una secuencia sedimentaria depositada anterior al Grupo Barroso. Palacios *et al.* (1993) eleva estas sucesiones a la categoría de Grupo Maure. Posteriormente, Monge & Cervantes (2000) dividen el grupo en dos unidades: una inferior, representada por una mayor cantidad de conglomerados y una superior, compuesta principalmente por areniscas y lutitas. Esta compuesta por areniscas intercaladas por tobas, conglomerados y tobas, sobreyace en discordancia erosiva a las rocas volcánicas del Grupo Toquepala y subyace en disconformidad al Grupo Barroso.

2.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Trabajos anteriores en el sureste de Perú, al noreste de la zona de estudio, trazan un amplio y complejo sistema de fallas con rumbo NW-SE, llamado Sistema de Fallas Incapuquio (S.F.I.), el cual abarca gran parte del extremo sur peruano y fue definido hasta la frontera chilena. Este sistema de fallas marca el límite entre los afloramientos de la Formación Moquegua y el Grupo Maure y las respectivas cuencas que las albergan (Acosta et al., 2011).

El entorno del volcán Tacora se caracteriza por la existencia de una cubierta volcánica cuaternaria y volcánica de gran extensión, lo cual dificulta la observación de unidades más antiguas, la obtención de datos estructurales y no permite la elaboración de modelos estructurales en profundidad del área.

Los datos estructurales obtenidos para este trabajo provienen en su mayoría del sector del Anticlinal Putani y del sector en el cual aflora la Formación Ancolacane. El anticlinal Putani tiene un eje con rumbo aproximado NW-SE, el cual varía a N-S en la parte norte de la zona de trabajo. En el flanco oeste del anticlinal se observan manteos que varían entre 90° y 65° mientras que en el flanco este se observan manteos entre 75° y 40°. En el sector de Ancolacane las rocas presentan un rumbo aproximado N20E y un manteo promedio de 45-50° al NW.

Cabe mencionar que mediante imágenes satelitales (Figura 6) es posible observar que los centros eruptivos en la zona de estudio presentan un alineamiento con un rumbo aproximado NW-SE, siguiendo la tendencia observada en el SFI. Cabe mencionar que solo se graficaron los centros eruptivos ubicados en territorio chileno.

Tanto en el perfil estructural realizado por García *et al.* (Figura 7a) como en el realizado por Acosta *et al.* (Figura 7b) es posible apreciar que la zona de trabajo se caracteriza por presentar solo deformación de escama delgada, que la Formación Putani correspondería al menos a parte del basamento del sector de trabajo y que la falla Challaviento tiene un manteo aproximado al NE.

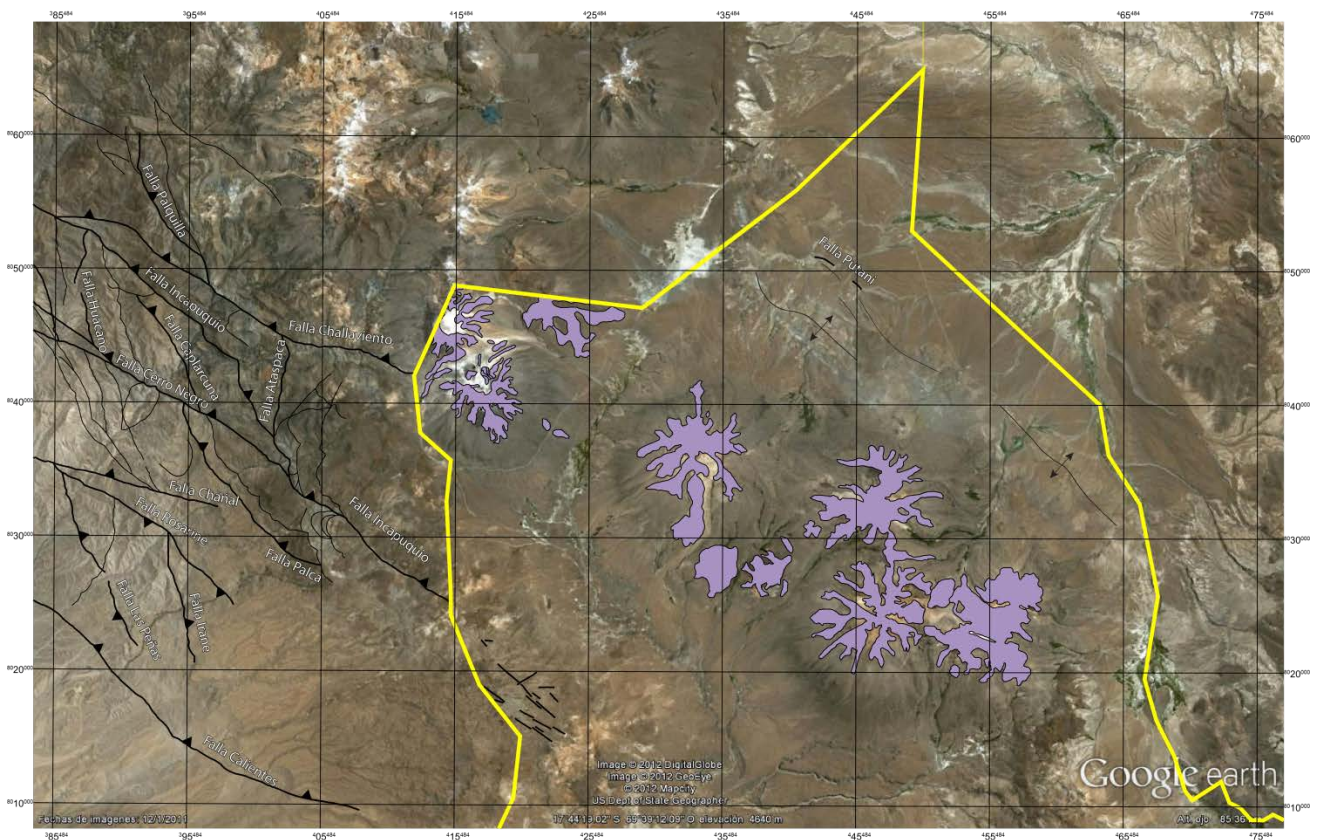


Figura 6. Imagen del área mostrando los centros eruptivos del Pleistoceno en territorio chileno (color lila) y el sistema de fallas Incahuasi en territorio peruano. En amarillo se muestra la frontera chilena. Basado en García *et al.* (2012) y Acosta *et al.* (2011). Imagen base tomada de Google Earth®.

2.4 DISCUSIÓN BIBLIOGRÁFICA

Tomando en cuenta los rangos de edad y descripciones litológicas en trabajos anteriores (García *et al.* 2004, 2012; Charrier *et al.* 2007; Acosta *et al.* 2011) es posible realizar algunas correlaciones entre las unidades litoestratigráficas peruanas y chilenas (Figura 8).

2.4.1 Formación Putani y Grupo Maure

Henríquez (1963), al definir la Formación Putani, construyó una columna representativa la cual se muestra en la Figura 9. Muñoz (1991) realizó una descripción del área de trabajo, incluyendo una columna estratigráfica de la Formación Putani (Figura 9). De lo anterior es posible inferir que la columna construida por Henríquez (1963) (Figura 9) solo consideró dos miembros de la Formación Putani: la Ignimbrita Putani y el miembro inferior o superior, el cual a priori, no se puede identificar.

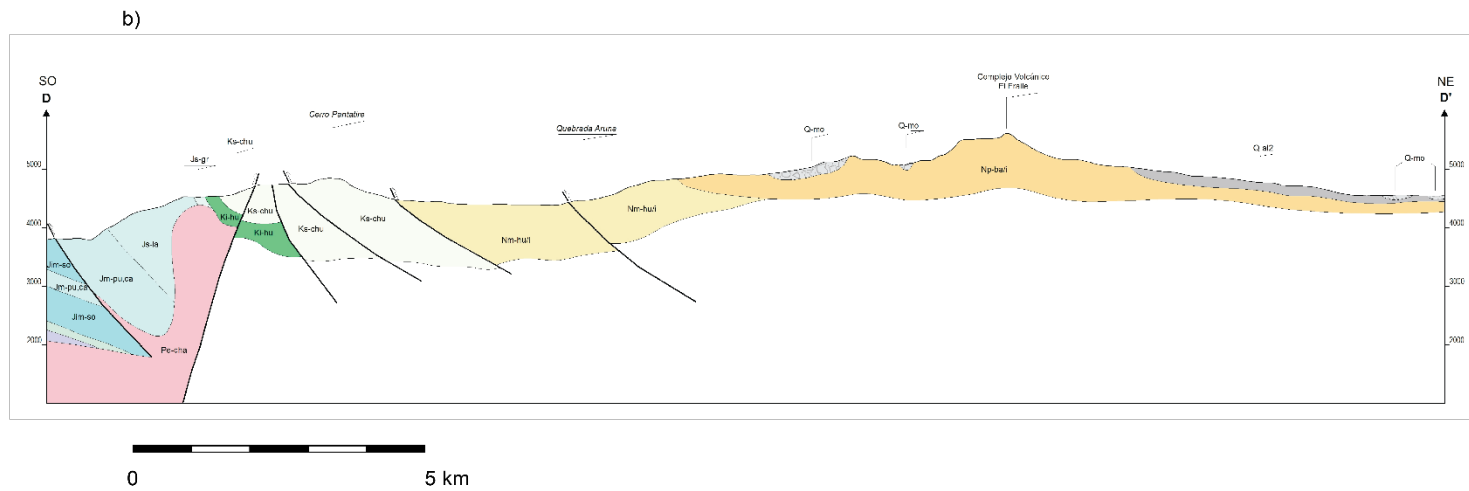
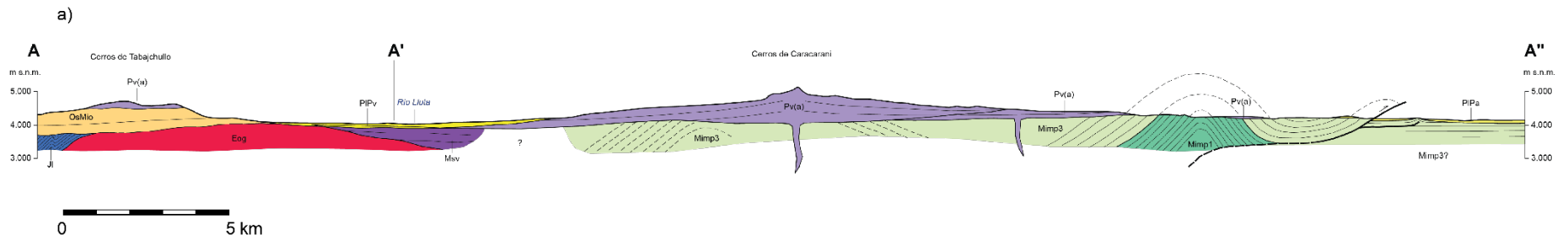


Figura 7a. Perfil esquemático A-A'-A''. Tomado de Garcia *et al.* (2012) Figura 8b. Perfil esquemático D-D' Tomado de Acosta *et al.* (2011). Las trazas de ambos perfiles se pueden observar en la Figura 3. Cabe mencionar que para una mejor visualización del perfil D-D', este se encuentra a una diferente escala horizontal que el perfil A-A'-A''.

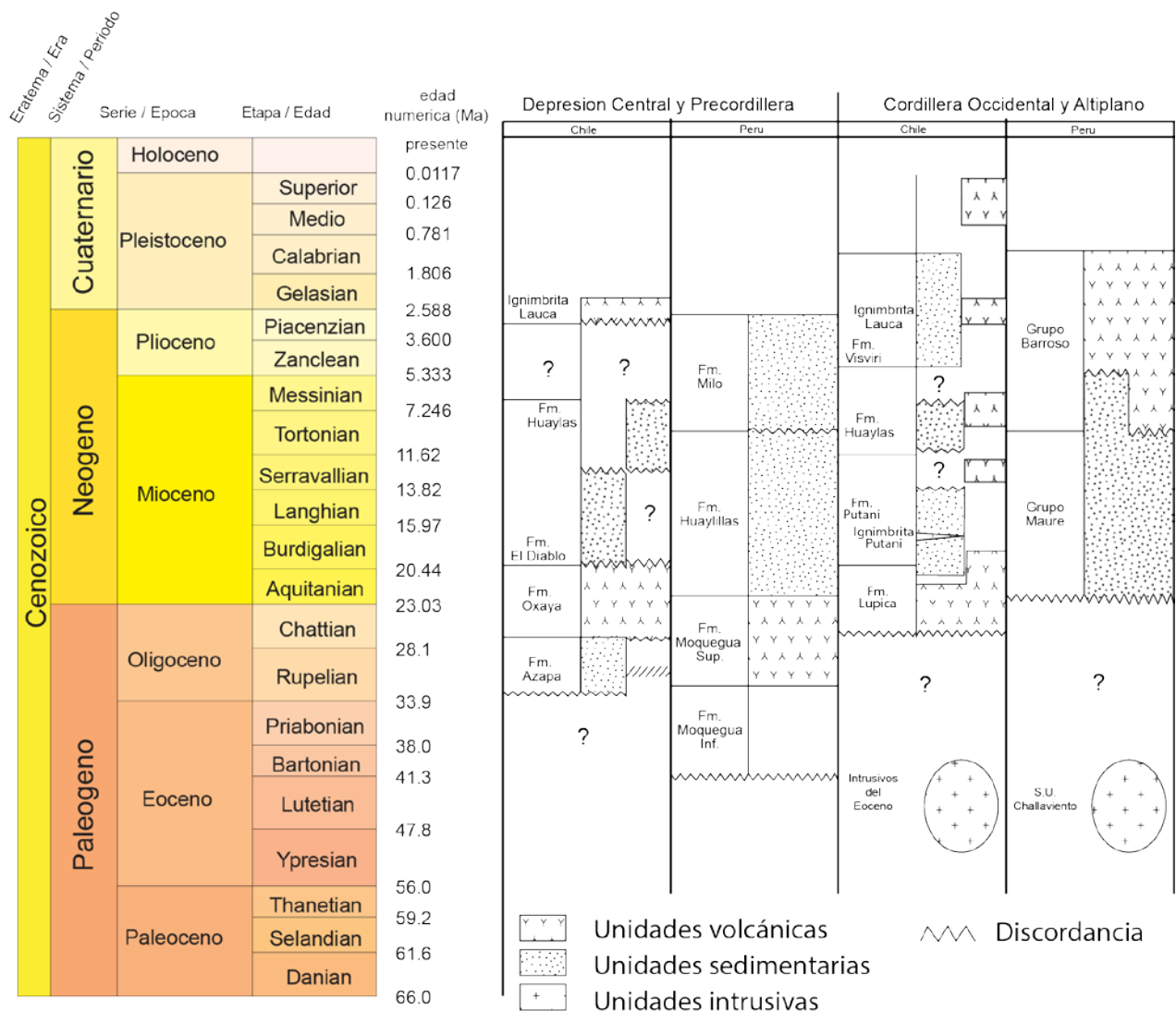


Figura 8. Esquema con la litocorrelación entre unidades litoestratigráficas chileno-peruanas. Basado en García *et al.* (2004, 2012), Charrier *et al.* (2007) y Acosta *et al.* (2011). Se utilizó como base la carta cronoestratigráfica internacional definida por la ICS (2012).

La columna construida por Muñoz (1991) no identifica con claridad la Ignimbrita Putani, por lo que se piensa que pudo haber obviado la existencia de los pliegues anticlinales y sinclinales en la zona, con la implicancia de la medición reiterativa de la misma unidad.

Monge & Cervantes (2000, en Acosta *et al.* 2011) construyeron una columna tipo del Grupo Maure (Figura 10) con una potencia aproximada de 1400 m, la cual está compuesta principalmente por areniscas y limolitas. Se asocia a un ambiente de sedimentación de tipo fluvio-lacustre.

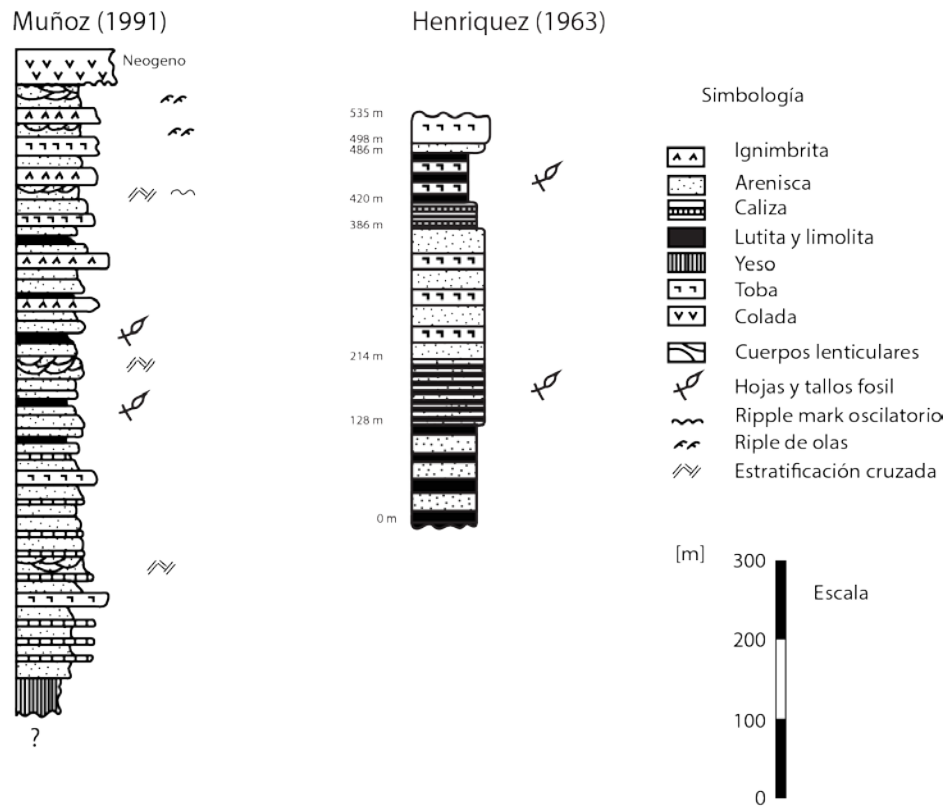


Figura 9. Columnas estratigráficas de la Formación Putani. Tomado de Muñoz (1991) y Henríquez (1963) respectivamente.

Es importante señalar que la sección media (aproximadamente entre los 200 y los 1150m) de la columna estratigráfica tipo del Grupo Maure presenta características litológicas que se corresponden con las descritas en este trabajo para la Formación Putani.

Cabe mencionar que en la hoja geológica Palca IV (Acosta *et al.*, 2011), se indica el afloramiento del Grupo Maure, 10 km al NW de la cumbre del volcán Tacora, en las quebradas Piscullane y Chillahuani, a altitudes que varían entre los 4500 y los 3700 m.s.n.m. Lo anterior hace suponer que el Grupo Maure, correlacionado en este trabajo con la Formación Putani, podría efectivamente subyacer al volcán Tacora.

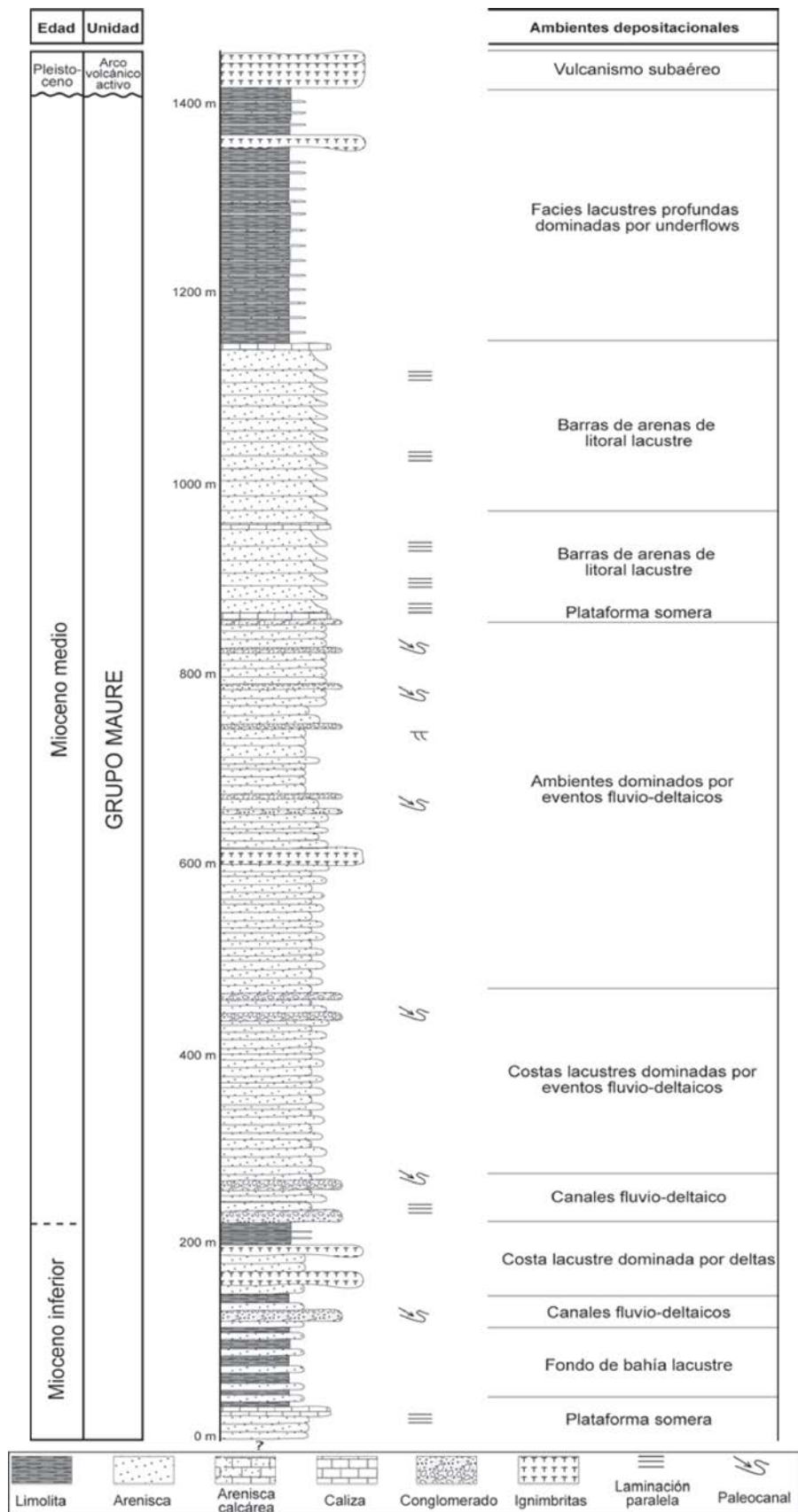


Figura 10. Columna estratigráfica del Grupo Maure. Tomado de Acosta *et al.* (2011).

3 ESTRATIGRAFÍA

A continuación se describen las características estratigráficas de los afloramientos estudiados en este trabajo.

3.1 FORMACIÓN PUTANI

Definición, distribución y relaciones de contacto

La Formación Putani fue definida informalmente por Henríquez (1963) como una sucesión sedimentaria continental, compuesta principalmente por rocas sedimentarias y tobas. Ha sido descrita además, por Salas *et al.* (1966), Muñoz (1991) y García *et al.* (2012). Su localidad tipo se encuentra en la ribera del río Putani, además se distribuye en el Altiplano en franjas con orientación NW-SE/NNW-SSE, encontrándose además plegada y fallada. Si bien su base y techo no afloran en el área de trabajo, esta se encuentra subyaciendo en discordancia angular a rocas volcánicas del Pleistoceno (García *et al.*, 2012; este trabajo), a rocas sedimentarias de la Formación Visviri (Henríquez, 1963; García *et al.*, 2012; este trabajo) y a la Ignimbrita Lauca (García *et al.*, 2012; este trabajo). En el sector de estudio, la Formación Putani aflora como parte de un sistema de pliegues anticlinal-sinclinal con rumbo NW-SE. Para este estudio se construyeron 3 columnas de la Formación Putani (Figura 11, trazas 1, 2 y 3 en el recuadro superior izquierdo). La columna 1 se ubica en el flanco oeste del Anticlinal Putani, la columna 2 en el flanco este y la columna 3 en una pequeña sección en otra ubicación del flanco este.

Litología, espesor

La Formación Putani tiene una potencia mínima de 900 m, estando estos constituidos principalmente por fangolitas, limolitas, areniscas, areniscas conglomerádicas, tobas, calcretas, cherts y yeso. Otros autores (García *et al.*, 2012) reportan la presencia de conglomerados finos. Se describieron cortes transparentes representativos de algunas de las litologías (Figura 18, Tabla 3 y anexos). García *et al.* (2012) separa la formación en tres miembros y en este trabajo se decide utilizar la misma clasificación.

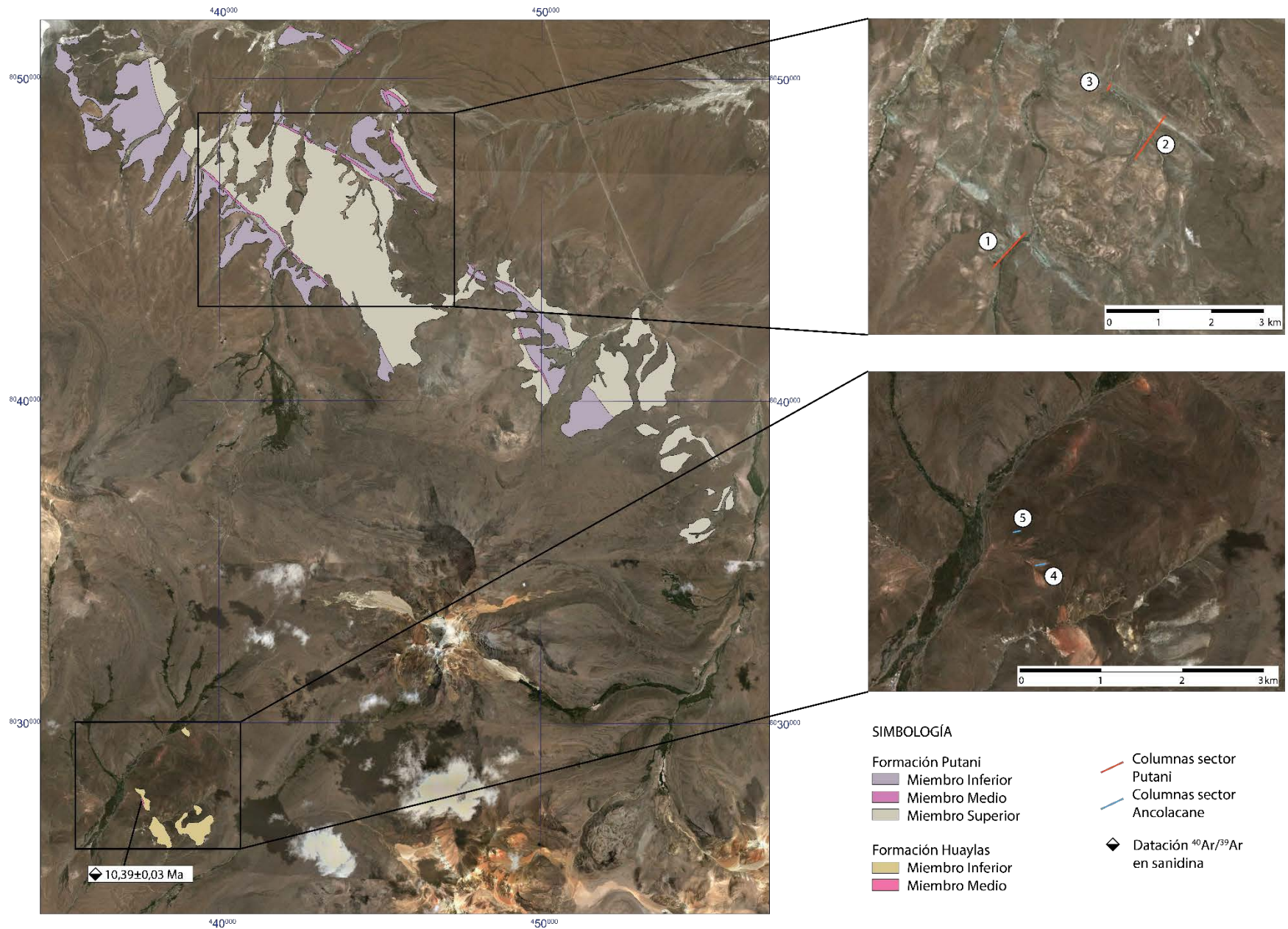


Figura 11. Ubicación de las formaciones estudiadas y sus respectivos afloramientos basado en el trabajo de García *et al.* (2012). En el recuadro superior izquierdo se señala la Formación Putani y en el recuadro inferior la Formación Ancolacane. Se señala con líneas en rojo y azul las secciones de columnas estratigráficas construidas para la Formación Putani (trazas 1, 2 y 3) y Formación Ancolacane (trazas 4 y 5), respectivamente. Imagen base tomada de Google Earth®.

Columna Putani flanco oeste

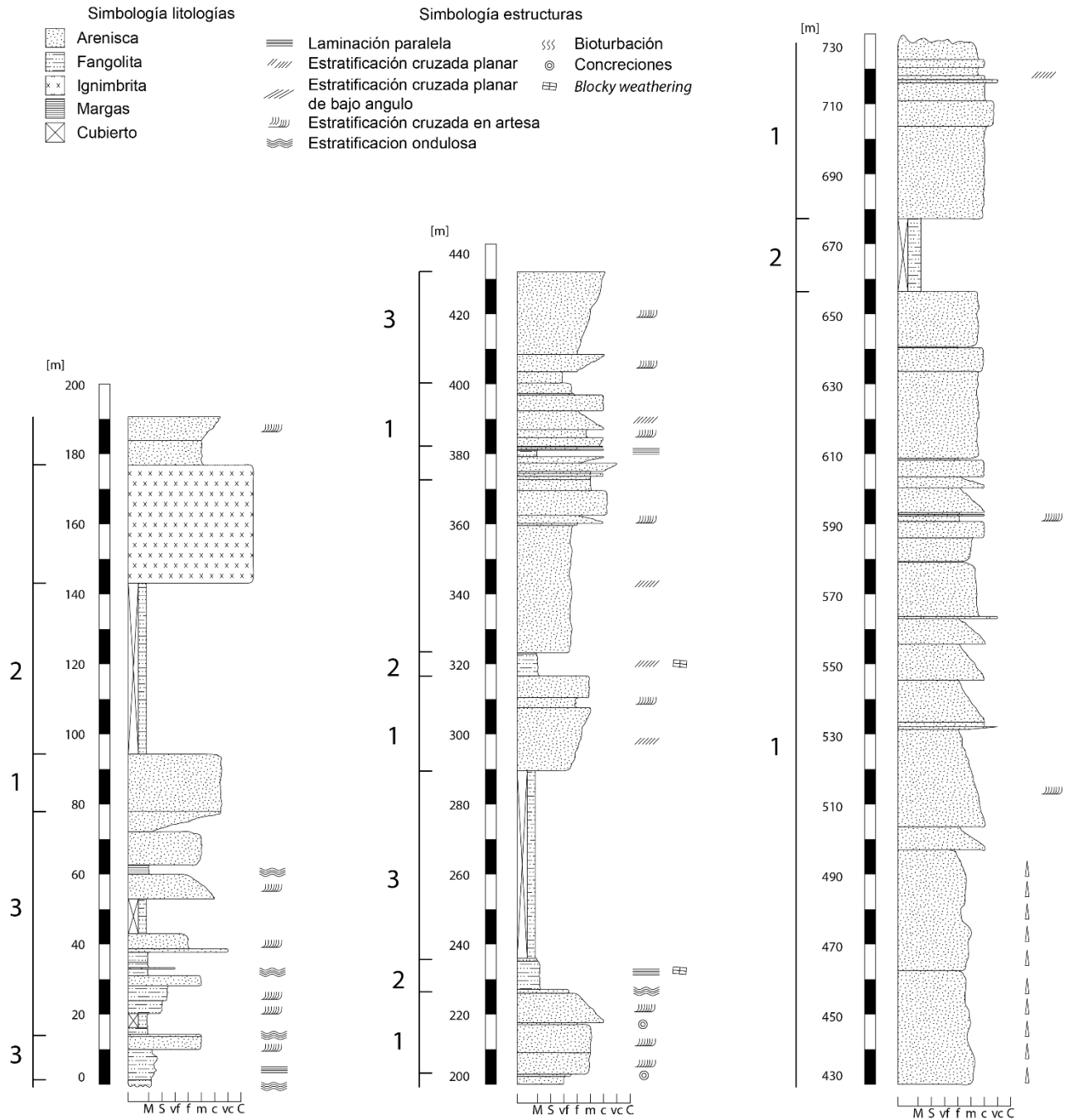


Figura 12. Columna estratigráfica 1, correspondiente al flanco oeste del anticlinal asociado a la Formación Putani. La traza correspondiente a esta columna se observa en la Figura 11. En números a los costados izquierdos de las columnas se señalan las asociaciones de facies: 1, río trenzado; 2, llanura de inundación; 3, lacustres; 4, sabkhas y 5, abanico aluvial.

Columna 2, Putani flanco este

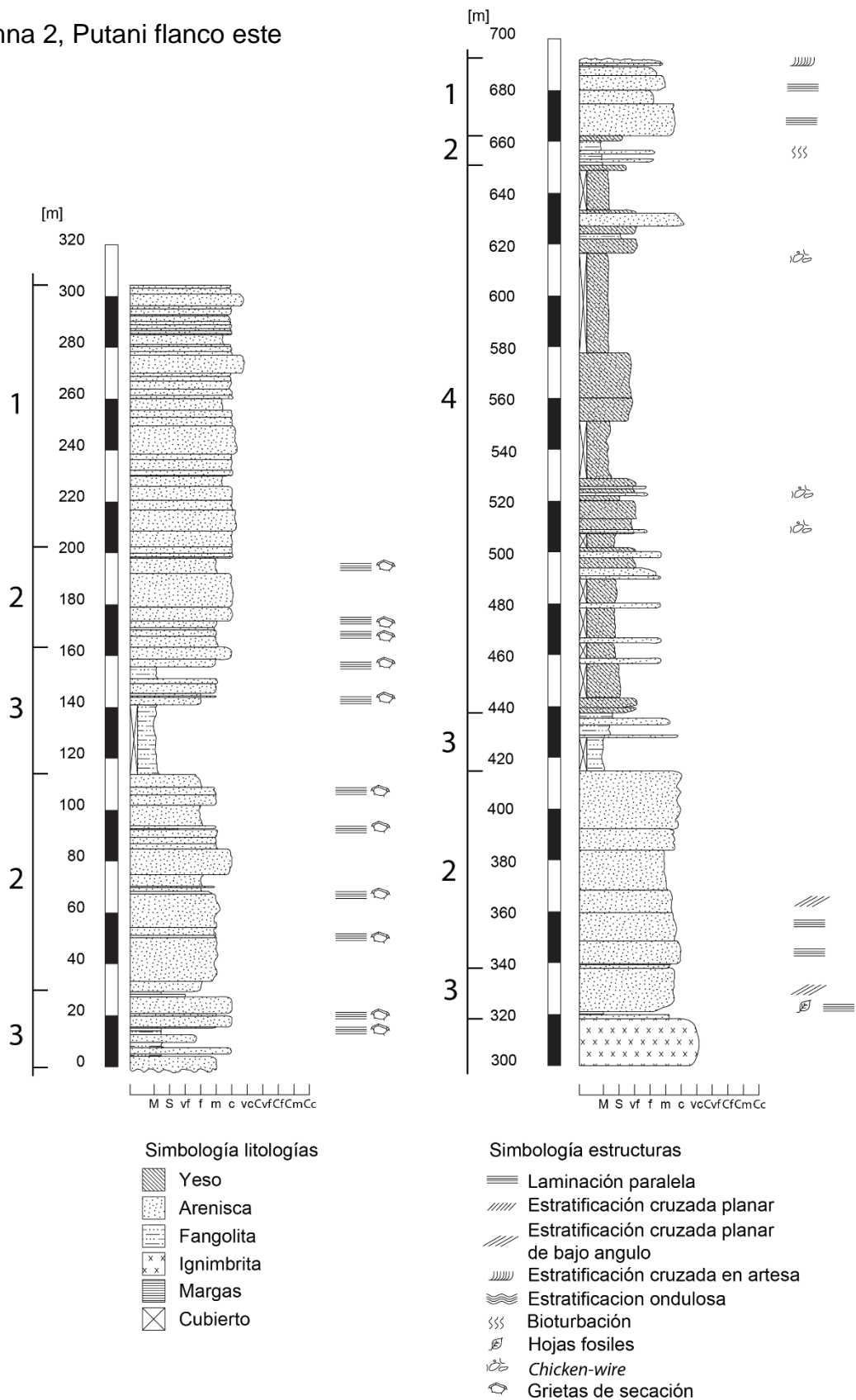


Figura 13. Columna estratigráfica 2, correspondiente al flanco este del anticlinal asociado a la Formación Putani. La traza correspondiente a esta columna se observa en la Figura 11.

Miembro Inferior

Corresponde a una sucesión de areniscas, limolitas, fangolitas, lutitas y calcretas de colores verde, amarillo y pardo y de a lo menos 320 m de potencia. Subyace de forma concordante a la Ignimbrita Putani y su base no aflora en el área de trabajo.

Las areniscas se presentan tanto de forma masiva como con estratificación planar, cruzada en artesa y planar. Presentan selección buena a regular y están formadas por clastos de redondeamiento bueno a regular y esfericidad regular a mala. Es posible observar localmente pequeños lentes de arenisca (centimétrico a decimétrico) de mayor tamaño de grano que los cuerpos en los que se encuentran.

Asociadas a las calcretas y areniscas calcáreas se distinguieron grietas de secación como estructuras del tipo *snuff-box*.

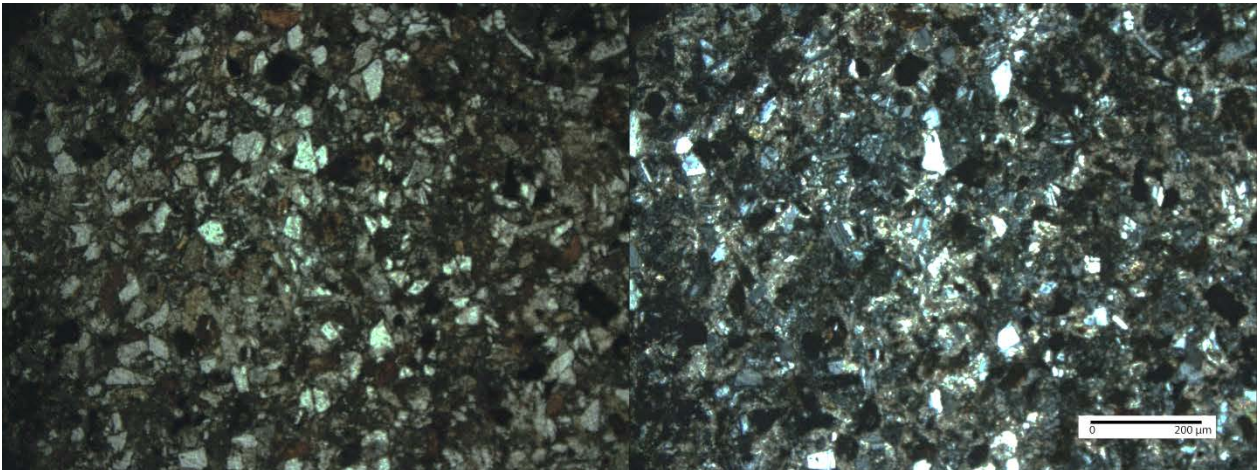


Figura 14. Arenita lítica correspondiente a la Formación Putani. En la imagen se puede apreciar el bajo redondeamiento de los cristales de cuarzo. A izquierda se observa el corte a nicoles paralelos y a la derecha a nicoles cruzados. Corresponde a la muestra P24.

Miembro Medio o Ignimbrita Putani

Este miembro consiste en una toba vítrea riodacítica de color verde. Se encuentra entre los miembros inferior y superior yaciendo de forma concordante entre ellos. Presenta una potencia máxima de aproximadamente 30 m, la cual no es constante en terreno ni en las distintas mediciones observables en las columnas 1, 2 y 3. Los cristales de la Ignimbrita Putani son de plagioclasa, cuarzo, anfíbola y biotita, sus tamaños promedio no superan los 0,1 mm y se encuentran inmersos en una matriz vítrea (Figura 15).

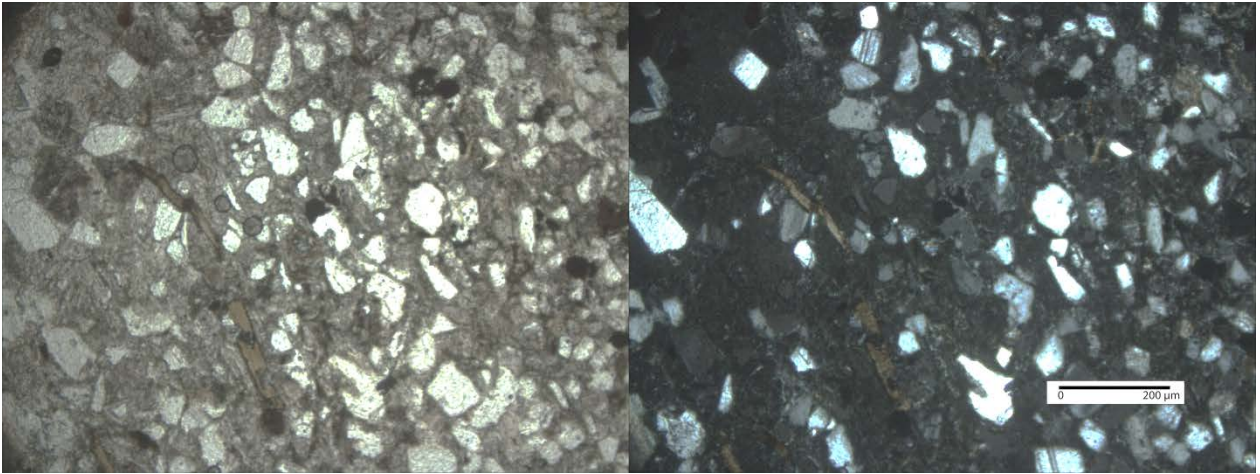


Figura 15. Sección delgada de muestra correspondiente a la Ignimbrita Putani. En la figura es posible observar cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbola en una matriz de características vítreas. A izquierda se observa el corte a nicols paralelos y a la derecha a nicols cruzados. Corresponde a la muestra P26.

Miembro Superior

El miembro superior está constituido por un mínimo de 560 m de areniscas conglomerádicas, areniscas, limolitas/fangolitas, calcretas y cherts, de colores verde, gris claro, pardo y amarillo. La estratificación es de espesor decimétrico a centimétrico. Las areniscas suelen presentar buena selección y están formadas por clastos bien redondeados, de esfericidad regular a buena y de origen volcánico, observándose incluso en algunos de los afloramientos cristales de biotita en las areniscas, se presentan de forma masiva y con estratificación planar y cruzada en artesa y simple. Es importante mencionar que a nivel de corte transparente se observa una mayor madurez textural en las rocas correspondientes al flanco este del Anticlinal Putani.

Las margas son calcáreas carbonosas. Se distinguen restos de hojas fósiles muy mal conservadas en un nivel de lutitas ubicado estratigráficamente pocos metros sobre la Ignimbrita Putani (apreciable en la columna 2). También es posible encontrar improntas de ramas fósiles en areniscas.

Algunas de las margas y fangolitas descritas en este miembro se caracterizan por presentar estructuras de características biogénicas como rizocreciones y planolites.

Se observan zonas con un alto contenido de yeso, encontrándose este intercalado con areniscas o limolitas. Asociado al yeso es posible observar estructuras del tipo *chicken-wire*.

Cabe mencionar la existencia de estructuras de desmoronamiento o *slumping* en este miembro de la Formación Putani (Figura 16). La presencia de este tipo de estructuras indica que la depositación de esta unidad ocurrió en condiciones sin-tectónicas, por lo que es posible asumir que al menos uno de los eventos responsables de la deformación observada en la Formación Putani, en caso de ser un único evento, fue posterior a la depositación de la Ignimbrita Putani (~17 Ma, García *et al*, 2012).



Figura 16. Estructura de desmoronamiento o *slumping*, observada en el miembro superior de la Formación Putani.

Columna 3, Putani flanco este

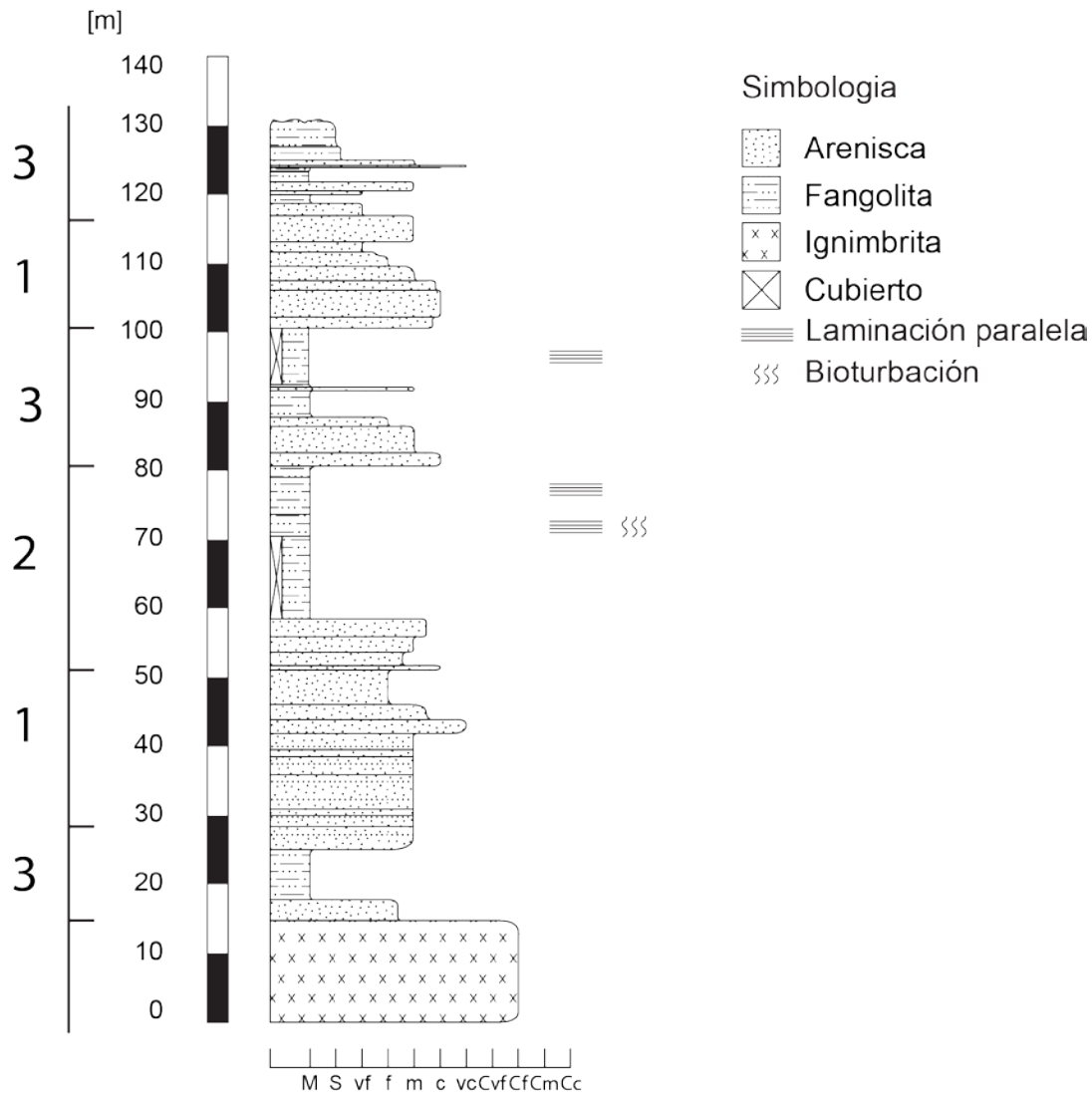


Figura 17. Columna estratigráfica Putani 3. Correspondiente a otra sección del flanco este del anticlinal.

Edad y correlaciones

García *et al.* (2012) data la Ignimbrita Putani en aproximadamente 17 Ma (Tabla 1 y Tabla 2) lo cual sitúa a la Formación Putani en el Mioceno Temprano, además, dado que esta se encuentra subyaciendo en discordancia angular a la Ignimbrita Lauca, es posible acotar superiormente la edad de depositación de la formación y decir que esta es como mínimo pliocena.

France *et al.* (1984, en Acosta *et al.* 2011) y Bellon & Lefèvre (1976, en Acosta *et al.* 2011) dataron las ignimbritas Huaylillas entre $23,8 \pm 0.8$ Ma y 18 Ma, las cuales se encuentran interdigitadas con la parte basal de Grupo Maure. Fornari *et al.* (2002, en Acosta *et al.* 2011), data un nivel de tobas dispuesto en discordancia angular sobre los sedimentos correspondientes a la parte superior del Grupo Maure en $4,92 \pm 0,16$ Ma. Todos estos antecedentes permitirían constreñir la edad de la Formación Putani al Mioceno.

Tomando en cuenta los datos previamente mencionados, es posible correlacionar litológica y estratigráficamente a la Formación Putani con las formaciones Chucal y la parte inferior de la Formación Macusa (García *et al.* 2012), las cuales afloran al sur del área de estudio del presente trabajo, y con el Grupo Maure, el cual aflora en el sur del Perú, al norte del área estudiada en el presente trabajo.

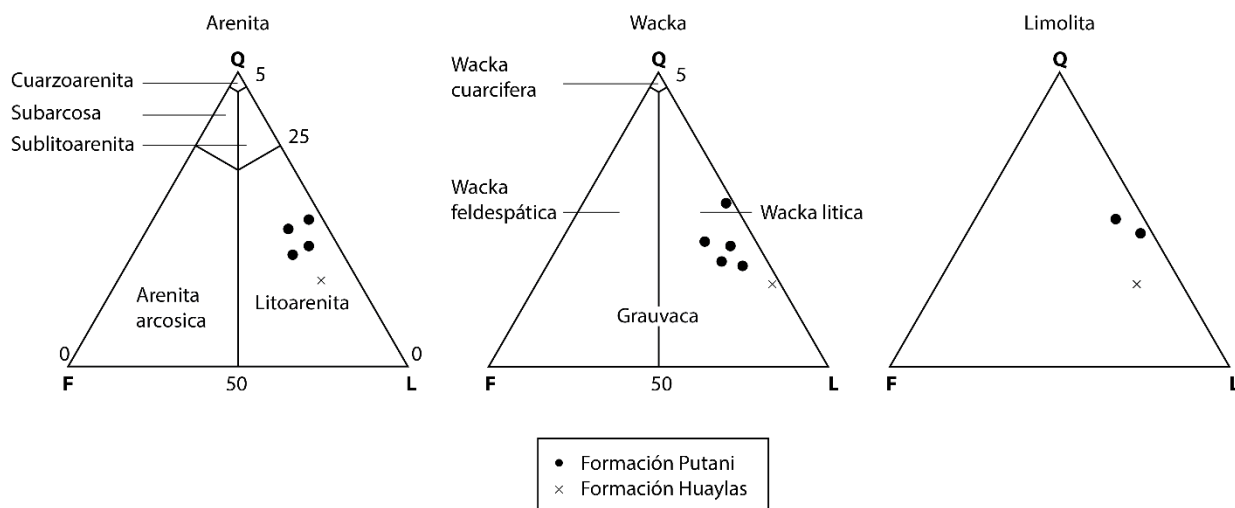


Figura 18. Areniscas pertenecientes a las formaciones Putani y Huaylas. Clasificación según Pettijohn (1975).

3.2 FORMACIÓN HUAYLAS

Si bien preliminarmente García *et al.* (2012) decide considerar los afloramientos ubicados al este del poblado de Ancolacane como parte de la Formación Putani (Figura 3), dadas las características litológicas y de ambiente deposicional observadas e inferidas respectivamente, y considerando una edad radiométrica Ar/Ar en sanidina de

aproximadamente 10,4 Ma (Tabla 1) obtenida en el presente estudio, en este trabajo se prefiere asociarlos a la Formación Huaylas.

Definición, distribución y relaciones de contacto

La Formación Huaylas fue definida por Salas et al. (1966) como una sucesión de características sedimentarias y volcánicas, la cual rellena depresiones en la Precordillera y Alta Cordillera del extremo norte chileno, y cuya localidad tipo se ubica en la quebrada homónima al noreste de Putre, al sur del área de estudio del presente trabajo. Ha sido estudiada y descrita por numerosos autores (Viteri, 1979; Wörner *et al.*, 2000; García *et al.*, 2004, 2012; entre otros) sin embargo, previamente solo se habían documentado afloramientos en la Quebrada Allane, ubicada aproximadamente a los 17°58'S, y al sur de los 18°S, en el área cubierta por la Hoja Arica.

Estas unidades consisten en sucesiones sedimentarias continentales intercaladas por un nivel de tobas. Se encuentran plegadas, falladas y expuestas restringidamente (~1,2 km² de extensión) 2-4 km al E-NE del poblado de Ancolacane. La base y el techo no afloran en el área cubierta por el presente estudio, sin embargo esta unidad se encuentra subyaciendo en discordancia angular a las rocas pertenecientes a los Depósitos y complejos volcánicos del Pleistoceno (García et al., 2012; este trabajo) y a Depósitos glaciares (García et al., 2012; este trabajo).

Se construyeron 2 columnas estratigráficas (Figura 11, trazas 4 y 5 en el recuadro inferior izquierdo) representativas de esta unidad. La columna 4 cubre el Miembro Inferior y la Toba Ancolacane mientras que la columna 5 cubre la Unidad Superior.

Litología y espesor

La Formación Huaylas presenta una potencia de a lo menos 180 m (Figura 19). Está constituida por una sucesión de areniscas, diamictitas, paraconglomerados y una unidad tobacea, las cuales se encuentran hematizadas presentando colores rosados a rojos.

Se decidió separar la formación en tres unidades, una de ellas no mapeable (Unidad Superior), debido a la existencia de una unidad de características volcánicas y potencia decimétrica, denominada Toba Ancolacane, entre las unidades de características sedimentarias (Miembro Inferior y Unidad Superior).

Columnas Formación Ancolacane

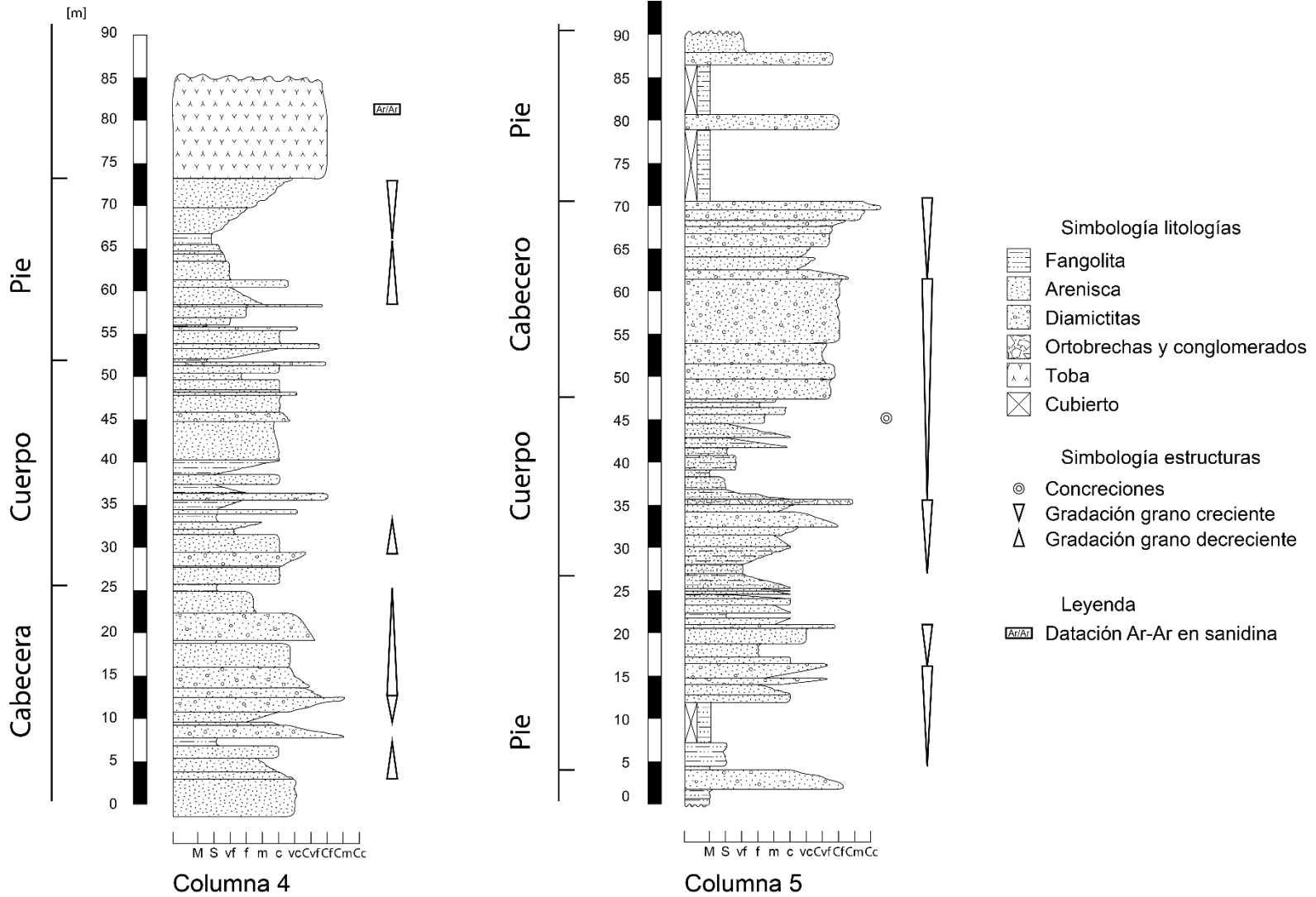


Figura 19. Columnas estratigráficas 4 y 5, respectivamente, correspondiente a la Formación Ancolacane. La traza correspondiente a esta columna se observa en la Figura 11.

Tabla 1. Edades radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las formaciones Putani y Huaylas.

Muestra	Unidad / Subunidad	UTM		Litología	Material	Edad Integrada	Plateau		Edad	Isócrona Inversa			Observación	Referencia
		N	E				Pasos	% ^{39}Ar		Pasos	MSWD	Intercepto		
MG-01	Toba Ancolacane	8027310	437442	Toba	Sanidina	10,37±0,03	6/7	99,8	10,39±0,03	6/7	0,34	297±19	-	Este trabajo
-	Ignimbrita Putani	-	-	Toba	Biotita	-	-	-	17,1±0,6	-	-	-	-	García <i>et al.</i> (2012)
-	Ignimbrita Putani	-	-	Toba	Biotita	-	-	-	16,67±0,22	-	-	-	-	García <i>et al.</i> (2012)

Tabla 2. Edades radiométricas K-Ar de la Formación Putani.

Muestra	Subunidad	UTM		Litología	Material	Edad	Referencia
		N	E				
-	Ignimbrita Putani	-	-	Toba	Biotita	17,1±0,6	García <i>et al.</i> (2012)

“-“ Indica dato no disponible.

Nota: Por sugerencia de laboratorio, se prefirió utilizar la edad *plateau* para la datación correspondiente a la Toba Ancolacane. Esta se destaca en negrita por ser la edad preferida.

Tabla 3. Muestras descritas y sus correspondientes ubicaciones y litologías. Las descripciones completas se encuentran en el anexo.

Muestra	Formación	Subunidad	UTM		Litología
			N	E	
P05	Fm. Huaylas	Unidad Superior	8027526	437400	Limolita
P06	Fm. Huaylas	Unidad Superior	8027523	437381	Paraconglomerado
P07	Fm. Huaylas	Unidad Superior	8027519	437383	Arenisca
P08	Fm. Huaylas	Unidad Superior	8027530	437389	Arenisca
P09	Fm. Huaylas	Unidad Superior	8027535	437388	Diamictita
P15	Fm. Putani	Ignimbrita Putani	8050742	443899	Toba
P18	Fm. Putani	M. Superior	8046499	445838	Limolita
P19	Fm. Putani	M. Superior	8046499	445838	Arenisca
P20	Fm. Putani	M. Superior	8046489	445811	Yeso
P21	Fm. Putani	M. Superior	8046568	445125	Arenisca
P22	Fm. Putani	M. Superior	8046767	444704	Arenisca
P23	Fm. Putani	M. Inferior	8046527	444664	Marga
P24	Fm. Putani	M. Inferior	8046362	444606	Arenisca
P25	Fm. Putani	M. Inferior	8046235	444588	Yeso
P26	Fm. Putani	Ignimbrita Putani	8046401	444878	Toba
P27	Fm. Putani	M. Inferior	8045899	444880	Limolita
P28	Fm. Putani	M. Inferior	8045729	444883	Arenisca
P29	Fm. Putani	M. Inferior	8045705	444783	Arenisca
P33	Fm. Putani	M. Superior	8043921	441377	Arenisca
P34	Fm. Putani	M. Superior	8043921	441377	Arenisca
P35	Fm. Putani	M. Inferior	8046867	442059	Arenisca
P36	Fm. Putani	M. Inferior	8046867	442059	Caliza
P103	Fm. Huaylas	Toba Ancolacane	8027181	437525	Toba
P104	Fm. Huaylas	Toba Ancolacane	8027203	437522	Toba

Miembro Inferior

Este miembro se encuentra subyaciendo de forma concordante al Miembro Medio de la formación o Toba Ancolacane y su base no aflora en el área de trabajo. Tiene una potencia de al menos 80 m y está compuesto principalmente por areniscas, areniscas conglomerádicas, fangolitas, diamictitas y paraconglomerados. Texturalmente a nivel de muestra de mano, las rocas de este miembro se caracterizan por tener un grado de selección muy pobre, clastos polimícticos: volcánicos y sedimentarios, de redondeamiento medio a bajo, esfericidad regular a muy baja, formas equidimensionales y por presentar un mayor contenido de matriz y un menor tamaño máximo de clastos (<10 cm) en relación a la Unidad Superior de la formación. No fue posible apreciar una

orientación evidente en los clastos de las rocas de este miembro. Las rocas pertenecientes a este miembro presentan una hematización intensa caracterizada por un color rojo.

Miembro Medio o Toba Ancolacane

Está compuesta por una toba de color blanco a rosado, potencia decimétrica, dispuesta de forma concordante con la unidad subyacente (Miembro Inferior) su techo no aflora en el área de trabajo pero dada la cercanía espacial y similitud en datos de rumbo y manteo, se asume que esta se encuentra en contacto concordante con la Unidad Superior de la formación.

A nivel de corte transparente es posible distinguir relictos de fragmentos de cristales de feldespatos, cuarzo, ferromagnesianos oxidados y sanidina en una matriz de características isótropas de color propio pardo. Fue descrita como una toba vítrea de ceniza.

Unidad Superior

Es posible distinguir esta unidad en afloramientos asociados a pequeñas quebradas ubicadas centenas de metros al NE de la toba perteneciente al Miembro Medio de la formación. Tanto su base como su techo no afloran en el área de trabajo, sin embargo, por proximidad espacial y similitud en datos estructurales, se asume que esta se halla en contacto concordante con el Miembro Medio de la formación. Se encuentra subyaciendo en discordancia angular a la unidad denominada por García *et al.* (2012) Volcanes y Complejos Volcánicos del Pleistoceno. Se compone por areniscas, fangolitas, paraconglomerados y diamictitas, tiene una potencia de al menos 95 m y se estima que esta podría ser mayor. Es posible distinguir secuencias grano-crecientes de escala métrica a decimétrica las cuales se pueden observar en la columna 4 (Figura 19). La estratificación es planar y masiva, con potencias centimétricas a decimétricas, observándose paleocanales de ancho métrico. Al igual que en el Miembro Inferior, no fue posible distinguir una orientación evidente de los clastos en esta unidad.

Texturalmente a nivel de muestra de mano, las rocas pertenecientes a esta unidad, se caracterizan por un grado de selección pobre a muy pobre, por presentar un alto contenido de matriz y por la presencia de clastos polimícticos, con un redondeamiento medio a bajo, esfericidad regular a muy baja, formas tabulares y equidimensionales y tamaños centimétricos a decimétricos (0,5 m), encontrándose los clastos de mayor tamaño en la parte superior de esta unidad. Resalta la existencia de concreciones de tamaño centimétrico (1-3 cm). A nivel microscópico en los paraconglomerados y diamictitas (Figura 20) de esta unidad, se observa una predominancia de fragmentos líticos y cristales de cuarzo, estos últimos de pequeño tamaño ($< 0,1$ cm), los cuales se caracterizan por presentar un redondeamiento moderado a malo, una esfericidad regular a muy baja y estar inmersos en una matriz notoriamente hematitizada. Las limolitas y arcillolitas (Figura 21) presentan un alto nivel de alteración, lo cual hace difícil una descripción en detalle de las muestras pertenecientes a esta unidad.

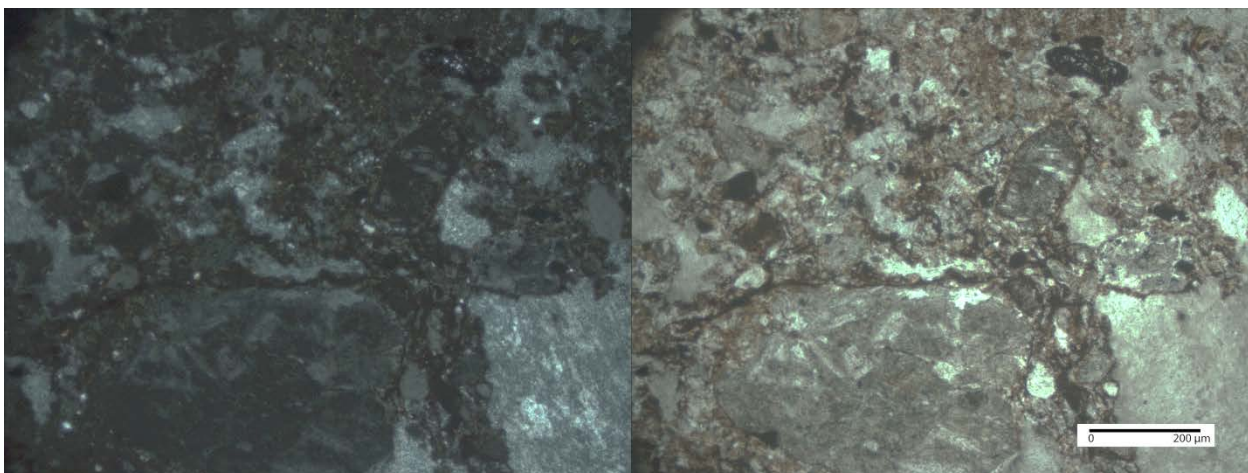


Figura 20. En la imagen se aprecia un paraconglomerado correspondiente a la Formación Ancolacane. A izquierda se observa el corte a nicoles paralelos y a la derecha a nicoles cruzados. Corresponde a la muestra P06.

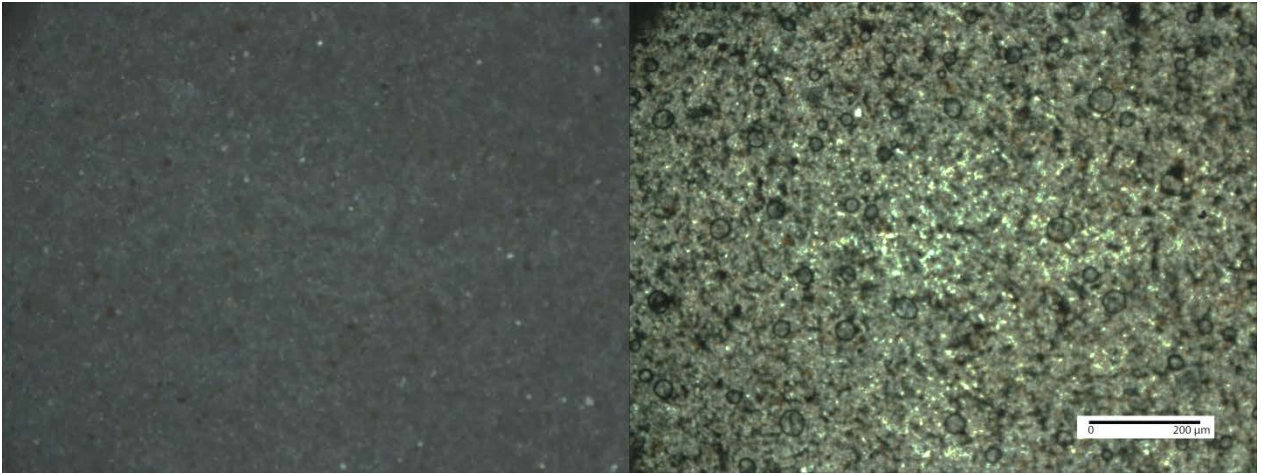


Figura 21. Corte transparente correspondiente a una arcillolita de la Formación Ancolacane. A izquierda se observa el corte a nicoles paralelos y a la derecha a nicoles cruzados. Corresponde a la muestra P05.

Edad y correlaciones

Se realizó una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina en una muestra obtenida de la Toba Ancolacane, la cual arrojó una edad *plateau* de $10,39 \pm 0,03$ Ma (Tabla 1). Este dato permite asignar los afloramientos descritos al Mioceno Superior.

Considerando las características litológicas y la datación mencionada, es posible efectuar una correlación con los miembros de la Formación Huaylas correspondientes a la Cuenca Copaquilla descritos por García *et al.* (2004). También es posible correlacionar estos afloramientos con la parte superior del Grupo Maure, los cuales afloran al norte del área de trabajo, en el extremo sur peruano.

4 SEDIMENTOLOGÍA

4.1 ANÁLISIS DE LITOFACIES

La descripción estratigráfica de los afloramientos permitió definir 15 litofacies para la Formación Putani y Formación Huaylas. Se utilizó como criterio base la clasificación de litofacies propuesta por Miall (2006) para sistemas fluviales.

A continuación se presentan las facies definidas acorde a la litología y a las estructuras sedimentarias presentes.

4.1.1 Facies A

Esta facies corresponde a paraconglomerados y parabrechas sedimentarias de color blanco y rojo (Figura 22), los cuales se caracterizan por ser polimícticos y por presentar una gradación débil o nula. Se observan en los miembros superior e inferior de la Formación Ancolacane y su espesor promedio es de 5 metros.

La matriz está constituida principalmente por arcillas y los clastos, de composición riolítica y dacítica, tienen tamaños que varían entre gravilla y bloques de hasta 0,5 m. El grado de selección es pobre. Los clastos tienen esfericidad media a baja y redondeamiento regular a bajo, encontrándose en ocasiones esfericidad y redondeamientos muy bajos.

El tamaño de grano, la baja madurez de los clastos y la gradación nula o débil observada en estos cuerpos, permite asociar esta facies a flujos pseudo-plásticos de detritos (Miall, 2006).

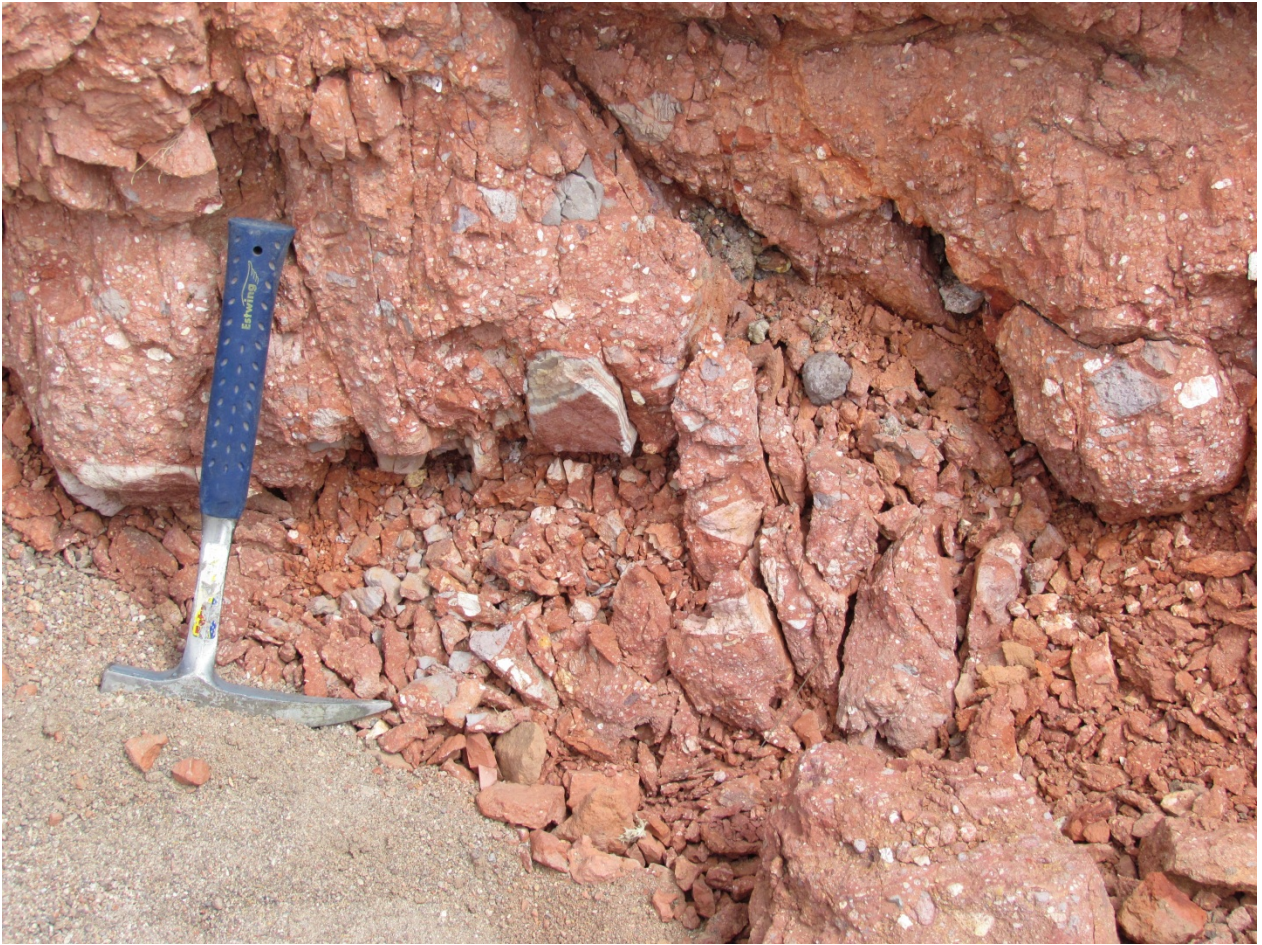


Figura 22. Diamictita de características polimícticas en el sector de Ancolacane. Esta figura corresponde a la facies A y se asocia a flujos plásticos de detritos.

4.1.2 Facies B

Corresponde a ortoconglomerados y ortobrechas sedimentarias de color blanco y rojo (Figura 23). El espesor de este cuerpo es de 0,5 metros, el cual es observable en el miembro inferior de la Formación Ancolacane.

La matriz de estas rocas está constituida principalmente por arcillas. Los clastos, de composición riolítica y dacítica, tienen tamaños que varían entre gravilla y grava gruesa. La selección es regular, los clastos tienen esfericidad media y redondeamiento muy bajo.

Se interpreta como flujo de detritos rico en clastos o flujo pseudo-plástico de detritos (Miall, 2006), parcialmente retrabajados por corrientes.



Figura 23. Ortoconglomerado correspondiente a la facies B. En la foto se observa el bajo grado de esfericidad de los clastos. Se asocia a flujos pseudo-plásticos detriticos.

4.1.3 Facies C

Las facies C están compuestas por fangolitas y limolitas de colores blanco y rojo y con clastos esparcidos (Figura 24). Estos cuerpos tienen un espesor promedio de 1 m y es posible observarlos en las cercanías del poblado de Ancolacane.

La matriz de estas rocas está compuesta principalmente por arcillas. Los clastos tienen una esfericidad promedio media, un redondeamiento bajo, una selección regular a buena. Estos cuerpos carecen de gradación.

Esta facies se interpreta como flujo de detritos de características distales.



Figura 24. Fangolitas y limolitas en la base de la columna correspondiente al sector de Ancolacane. La facies C se asocian a flujos de detritos distales.

4.1.4 Facies D

Estas facies representan areniscas medias, gruesas y conglomerádicas de colores rojo y blanco ubicadas en el sector de Ancolacane. El espesor promedio de estos cuerpos es de 2 m.

La matriz está compuesta principalmente por arcillas y cuarzo. La selección es media a mala. La esfericidad es media a alta y el redondeamiento medio a bajo. En uno de los cuerpos clasificados bajo esta litofacies es posible distinguir concreciones de tamaño centimétrico.

Esta facies se interpreta como parte distal de flujos detríticos.

4.1.5 Facies E

Estas facies corresponden a areniscas de color verde y pardo. El espesor promedio de estas unidades es de 2 m, siendo estos observables en ambos miembros de la Formación Putani.

El tamaño de grano de estas areniscas varía entre medio y conglomerádico. La matriz está compuesta principalmente por feldespatos y presenta cemento calcáreo. Son areniscas de texturas maduras con redondeamiento medio a malo y esfericidad baja. Presenta estratificación cruzada en artesa (Figura 25).

La madurez de los granos y la estratificación cruzada en artesa indican un ambiente de mediana energía. Es posible interpretarlos como dunas de cresta sinuosa o lunada (Miall, 2006) o rellenos de canales (Miall, 2006; Roddaz *et al.*, 2006).



Figura 25. Areniscas de tamaño medio con estratificación cruzada en artesa correspondientes a la facies E. Este afloramiento corresponde al miembro superior de la Formación Putani.

4.1.6 **Facies F**

Estas facies están compuestas por areniscas de color verde, gris y pardo. El espesor promedio de estos cuerpos es de 2 metros. Se presentan en el miembro superior de la Formación Putani.

Los tamaños de grano varían entre arena fina y arena muy gruesa. La matriz presenta cemento calcáreo y está compuesta por líticas y cuarzo. Corresponden a areniscas maduras con buen redondeamiento y esfericidad. Se observa estratificación cruzada planar y en artesa somera (Figura 26).

La madurez textural de las areniscas y la estratificación cruzada planar y en artesa indica un ambiente de mediana energía. Estas areniscas se interpretan como onduladas con crestas rectas y lunadas (Roddaz *et al.*, 2006). Esta facies podría haberse formado debido a la migración de dunas 3D.



Figura 26. Areniscas con estratificación cruzada planar correspondiente a la facies F. El afloramiento corresponde al miembro superior de la Formación Putani. Se interpreta como onduladas con crestas rectas y lunadas, formadas debido a la migración de dunas 3D.

4.1.7 Facies G

Estas facies corresponden a areniscas de color verde, gris y pardo. La potencia promedio de estos cuerpos es de 1 a 2 metros, los cuales se observan en ambos miembros de la Formación Putani, en el sector del río homónimo.

Los tamaños de grano varían de arena muy fina a gruesa. Tienen una madurez textural alta, con buen redondeamiento y esfericidad. Presentan cemento calcáreo y se observa estratificación paralela de régimen alto (Figura 27).

La laminación de régimen alto permite asociar esta facies a un ambiente de alta energía. Se interpreta como flujos no canalizados, rápidos y someros en condiciones supercríticas (Miall, 2006).



Figura 27. Areniscas correspondientes a la facies E. En la figura se observa la laminación paralela.

4.1.8 Facies H

Las facies F se componen por areniscas de color verde, gris y pardo. Se encuentran en ambos miembros de la Formación Putani. Presentan una potencia promedio de 3 m.

El tamaño de grano corresponde a arena fina a gruesa, presentan una buena selección, un alto grado de esfericidad y redondeamiento. Se observa estratificación cruzada de bajo ángulo ($<15^\circ$) (Figura 28).

Se interpreta como flujos de alta a media energía, pero podría corresponder a estratificación cruzada en artesa con cortes longitudinales.



Figura 28. Areniscas de tamaño medio con estratificación cruzada de bajo angulo correspondientes a la facies H. Este afloramiento corresponde al miembro superior de la Formación Putani.

4.1.9 Facies I

Corresponden a cuerpos de arenisca masiva (Figura 29). La potencia de estos cuerpos alcanza hasta decenas de metros y es posible observarlos en ambos miembros de la Formación Putani.

Está compuesta por areniscas de tamaño medio a conglomerádico, tienen colores café y verde, presentan una selección buena, con redondeamiento regular y esfericidad media a alta.

En algunos de los afloramientos, ubicados en el miembro inferior de la Formación Putani, es posible observar diques sedimentarios de espesores que varían entre 5 mm y 15 cm, los que en algunos casos, se disponen de manera perpendicular al eje del Anticlinal Putani.

Se interpreta como depósitos de sedimentos asociados a flujos densos (Miall, 2006).

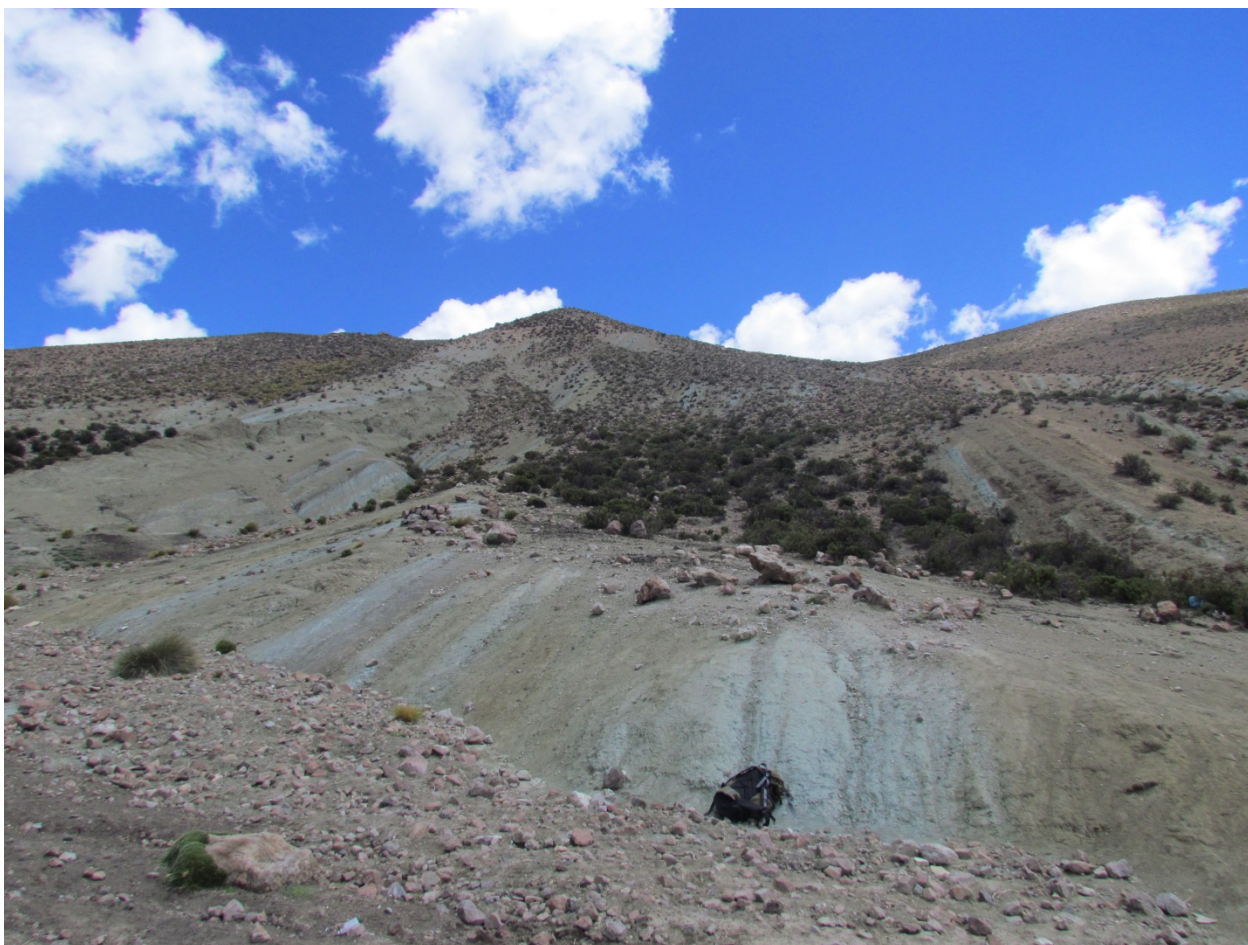


Figura 29. Areniscas masivas correspondientes al miembro inferior de la Formación Putani. Fueron asignadas a la facies I.

4.1.10 Facies J

La facies J corresponde a areniscas, limolitas y fangolitas de color verde y café. El espesor de estas unidades varía entre 30 cm y 1 m. Es posible encontrar estos cuerpos en ambos miembros de la Formación Putani.

El tamaño de las areniscas varía entre grano grueso y fino. Presentan cemento calcáreo. Se observa laminación fina en las fangolitas y areniscas finas y ondulitas muy pequeñas en las areniscas finas y gruesas.

Se interpretan como llanuras de inundación o desbordes de río.

4.1.11 Facies K

Estas facies se componen por fangolitas y limolitas masivas, las cuales se caracterizan por tener un color verde claro. El espesor promedio es de aproximadamente 9 a 10 m y los cuales se observan en el Miembro Superior de la Formación Putani

En algunos de los cuerpos es posible apreciar estructuras erosivas del tipo *blocky weathering* o meteorización en bloques (Figura 30).

Se interpretan como depósitos de llanura de inundación y canales abandonados.



Figura 30. Imagen de un cuerpo de fangolitas masivas con meteorización en bloques. Fueron asignadas a la facies K.

4.1.12 Facies L

Esta facies se compone por fangolitas y limolitas de color verde. El espesor promedio de estos cuerpos es de 1 m, los cuales se observan en ambos miembros de la Formación Putani, en el sector asociado a la ribera del río del mismo nombre.

En algunos de estos cuerpos es posible observar rizocreaciones y planolites (Figura 31). Se caracterizan por tener una selección muy buena, alta madurez textural, color verde y en algunos casos, laminación paralela. Contienen un bajo nivel de carbonatos.

La presencia de bioturbación y raíces permite asociar esta litofacies a suelos incipientes (Miall, 2006), sin embargo también es posible asociarla a depósitos de llanuras de inundación (Roddaz *et al.*, 2006).



Figura 31. Planolites en limolitas de color verde claro correspondientes a la facies L, este cuerpo corresponde al miembro superior de la Formación Putani.

4.1.13 Facies M

Esta facies está compuesta por lutitas negras con laminación paralela (Figura 32), láminas de carbón y restos vegetales. La potencia promedio de estos cuerpos es menor a 0,5 m y se encuentran en la parte alta del miembro inferior y la parte baja del miembro inferior de la Formación Putani, en las cercanías a la ribera del río homónimo.

Dado el bajo grado de conservación de los restos vegetales, no fue posible realizar una identificación de estos.

Estas arcillolitas se interpretan como zonas de muy baja energía, donde la depositación se efectúa mecánicamente mediante decantación en zonas pantanosas (Miall, 2006).



Figura 32. Lutitas correspondientes a la facies M. En ellas es posible encontrar improntas de hojas y ramas fosiles con un bajo grado de conservación.

4.1.14 Facies N

Estas facies están compuestas principalmente por areniscas calcáreas y calcretas. Se observan grietas de secamiento (Figura 33), existen características pedogénicas como nódulos, y filamentos. El espesor promedio de estos cuerpos es de aproximadamente 2 a 3 m, los cuales se encuentran en el miembro inferior de la Formación Putani, en particular, en la zona cercana al flanco este del Anticlinal Putani. La granulometría es tamaño menor o igual a arena fina.

El tipo de estructuras presentes y el alto contenido de carbonatos permiten asociar esta facies a paleosuelos con precipitación química (Miall, 2006).



Figura 33. Grietas de secación del tipo *snuff box*, observadas en el miembro inferior de la Formación Putani y correspondientes a la facies N. Se caracterizan por el alto contenido de carbonatos.

4.1.15 Facies O

Esta facies consiste en intercalaciones centimétricas de areniscas, yeso y anhidrita. Se midieron potencias de hasta 18 m, las cuales pueden ser observadas en la zona asociada al miembro superior de la Formación Putani, en particular en el sector asociado al flanco este del anticlinal.

Se observan estructuras del tipo *chicken wire* en niveles de espesor centimétrico a decimétrico. También es posible apreciar yeso con hábito fibroso en cuerpos con una potencia promedio de 3 cm (Figura 34).

La presencia de yeso y anhidrita, junto con la existencia de estructuras diagenéticas del tipo *chicken wire*, permiten asociar esta facies a *sabkhas* del interior.



Figura 34. Nivel centimétrico de yeso con habito fibroso intercalado con areniscas grano grueso. Fue asignado a la facies O. El afloramiento correspondiente al miembro superior de la Formación Putani.

4.2 ASOCIACIONES DE FACIES

Tomando en cuenta los subambientes y procesos asociados a la formación y deposición de las litofacies sedimentarias descritas en la sección anterior, es posible agruparlas en 6 asociaciones de facies. Cabe mencionar que al costado izquierdo de las columnas construidas (Figuras Figura 12, Figura 13, Figura 17, Figura 19 y Figura 37) se señala la asociación de facies a la cual se asigna cada segmento estratigráfico: 1, río trezado; 2, llanura de inundación; 3, lacustres; 4, sabkhas y 5, abanico aluvial.

4.2.1 Asociaciones de río trenzado

Esta asociación se presenta en la Formación Putani y en ella se agrupan las facies de dunas lunadas (Facies E), onduladas con crestas rectas (Facies F), canales anchos y someros de flujo supercrítico (Facies G), flujos de alta a media energía (Facies H) y areniscas masivas (Facies I) como parte de un extenso sistema areniscas tabulares pertenecientes a ríos trenzados. Litológicamente esta asociación está compuesta por cuerpos de areniscas muy finas a gruesas con estratificación planar de régimen alto, estratificación cruzada en artesa y planar de alto y bajo ángulo. Estas unidades presentan contactos nítidos entre ellas.

Los principales elementos de arquitectura fluvial presentes en las litofacies mencionadas, son los canales y las macroformas de acreción como barras, siendo estas últimas los productos más representativos de la acreción en los sistemas fluviales con lechos arenosos (Miall, 2006). Se identifican principalmente dos tipos de barras: transversales y lingüoidales, las cuales se caracterizan por presentar estratificación cruzada planar de alto ángulo, perpendicular y paralela al río respectivamente. Las barras transversales se asocian a granulometrías finas y sedimentos bien seleccionados mientras que las barras lingüoidales, comunes en ríos arenosos, suelen tener techos planos y se caracterizan por la presencia de estratificación cruzada planar de alto ángulo.

La ausencia de superficies cóncavas de erosión en el sector de estudio dificulta la identificación de paleocanales, sin embargo, esto permite inferir que la extensión lateral de estos era alta ya que la pendiente de los bordes disminuye a medida que su ancho es mayor. De igual forma y tomando en cuenta lo ya mencionado, también es posible inferir una alta relación entre el ancho y la profundidad de los canales y que estos presentaban una baja estabilidad. Cabe mencionar que la gradación inversa o normal observada en algunos cuerpos, se interpreta como barras longitudinales, procesos de abandono de canal, eventos de inundación y/o aumentos del cauce fluvial los cuales serían representativos de la baja estabilidad de los paleocanales.

Las superficies de erosión abruptas se asocian por lo general a derrames de llanura, sin embargo y de forma similar a lo ocurrido con las superficies cóncavas de erosión, la

ausencia de estas en el área de trabajo sugiere una baja ocurrencia de fluctuaciones intensas en el caudal (Cant & Walker, 1978; Buck *et al.* 1983). Cabe mencionar que los derrames de llanura suelen asociarse a sistemas fluviales meándricos y en pocas ocasiones se observan en ríos trenzados. Tomando en cuenta lo anterior, la estratificación cruzada planar de alto ángulo se interpreta como parte de dunas fluviales con crestas rectas, las cuales habrían formado láminas que cubrían las zonas someras de los canales y las partes superiores de algunas barras.

Dado que los paleosuelos cementados y calcretas suelen ofrecer una resistencia mayor a la erosión con la resultante generación de bordes abruptos (Allen & Williams, 1982), se interpreta que en el presente caso los canales podrían haber atravesado cuerpos de arena no consolidados, los cuales habrían sido fácilmente erosionados, provocando la alternancia de terrazas formadas por complejos de barras y pequeños canales como propone Miall (2006).

Los ríos trenzados asociados a la depositación de la Formación Putani se caracterizan con un índice de alto trenzamiento, una carga de material en suspensión baja a media, una alta movilidad de sus canales y una baja estabilidad de estos. Los ríos trenzados suelen asociarse a relieves con pendientes medias a altas, sin embargo, la coexistencia con ambientes del tipo lacustre y evaporíticos hace pensar que estos se desarrollaron en una zona con pendientes medias a bajas. Si bien los datos de paleocorrientes muestran cierta tendencia SW-NE, estos no son suficientes para caracterizar el sistema con un índice de sinuosidad.

Tomando en cuenta lo ya mencionado, se decidió clasificar el estilo fluvial asociado a la depositación de la Formación Putani como una mezcla entre algunos estilos característicos ya conocidos y bien definidos, previamente por otros autores: tipo Platte (Blodgett y Stanley 1980, Smith y Smith 1984, Miall, *Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits* 1985, J. R. Allen 1983), tipo Bijou Creek (Langford y Bracken 1987, Miall, *Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits* 1985, Mertz, Jr. y Hubert 1990, McKee, Crosby y Berryhill, Jr. 1967) y *Sheetflood distal braided* (Langford y Bracken

1987, Miall, Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits 1985).

4.2.2 Asociaciones de llanuras de inundación

Esta asociación se observa en la Formación Putani y agrupa a las litofacies I, J, K, L, M y N y representa los sub-ambientes de depositación fluvial cuya sedimentación ocurre fuera de los canales principales. Se caracteriza por incluir unidades con morfología laminar y con granulometría fina a muy fina, presentando en algunos casos areniscas y limolitas con laminación planar de régimen alto o unidades no estratificadas con meteorización en bloques.

Las llanuras de inundación son formadas por una compleja interacción de procesos fluviales pero están principalmente controladas por la intensidad del flujo y los sedimentos acarreados en este. Nanson y Croke (1992) describen seis procesos formadores de llanuras de inundación: acreción lateral de barras de punta; acreción vertical de desbordamiento, acreción asociada a los ríos trenzados; acreción de contra punto y acreción de canales abandonados.

En algunas de las litofacies pertenecientes a esta asociación es posible observar bioturbación como *planolites* y rizocreaciones. Los *planolites*, trazas fósiles asociadas a los procesos de alimentación de gusanos y organismos similares, se observan en la parte alta del Miembro Superior de la Formación Putani (Figura 31). Las rizocreaciones, raíces de plantas fósiles, se observan en el sector inferior del miembro superior de la Formación Putani. La conservación de este tipo de estructuras biogénicas, implica la baja ocurrencia de eventos de inundación extremos de alta energía.

La presencia de carbonatos pedogénicos (Facies N) puede ser interpretada como llanuras de inundación que fueron sometidas a condiciones de meteorización superficial por periodos prolongados de tiempo (miles de años) (Miall, 2006) y al igual que la conservación de las estructuras biogénicas depende principalmente del clima.

Es posible relacionar la estratificación planar de régimen alto con condiciones de media-alta energía, las cuales son compatibles con la alta variabilidad lateral de los sistemas fluviales mencionada en la sección anterior.

Utilizando la clasificación propuesta por Nanson & Croke (1992), estos depósitos pueden ser interpretados como de llanuras de inundación no cohesivas de media energía. Este tipo de llanura de inundación se considera en equilibrio dinámico con el régimen de flujo observable en un rango entre 1 y 10 años en los canales y no son afectadas usualmente por eventos extremos (Nanson & Croke, 1992).

4.2.3 Asociaciones lacustres

Esta asociación comprende las litofacies L, M y N las cuales se caracterizan por presentar una laminación o estratificación centimétrica a milimétrica y tener una granulometría tamaño arena muy fina o menor.

Los ambientes lacustres se caracterizan por una ausencia de mareas, olas pequeñas y una baja presencia de oxígeno en las zonas profundas debido a la poca circulación de agua, ya que las corrientes se asocian principalmente al viento y no a diferencias de temperatura y al efecto Coriolis como ocurre en los océanos.

En cuanto a la química, los depósitos lacustres suelen estar dominados por cuatro cationes principales: calcio, magnesio, sodio y potasio, y tres aniones dominantes: bicarbonatos, sulfatos y cloruros (Reading, 1996). En particular, los sedimentos calcáreos pueden ser formados por varios procesos: precipitación inorgánica asociada a la fotosíntesis o evaporación; producción de costras calcáreas por depositación de esqueletos de animales; incorporación de partículas clásticas carbonatadas alóctonas derivadas del drenaje de una cuenca; y por precipitación postdeposicional o diagenética.

En ocasiones los lagos pueden ser importantes sitios de acumulación de material orgánico, pudiéndose observar incluso restos vegetales completos o parcialmente completos. La materia orgánica puede tener tres fuentes principales (Reading, 1998):

vegetación terrestre, pantanos marginales de macrófitos y fitoplancton. Considerando las características de los restos vegetales observados en el Miembro Superior de la Formación Putani (Figura 32 y Figura 35), se presume que estos corresponden a vegetación terrestre acarreada mediante transporte fluvial y/o a pantanos asociados a la fase de cierre lacustre, pudiendo esta última corresponder a una etapa transitoria entre un ambiente del tipo lacustre y uno del tipo *sabkha* interior. Es importante mencionar que para preservar la materia orgánica es necesario contar con condiciones de anoxia, la cual depende del suministro de oxígeno y el consumo de este mediante los procesos de descomposición, y se alcanza cuando la tasa de incorporación de materia orgánica excede la de reposición de oxígeno.



Figura 35. Improntas vegetales carbonosas observadas en el miembro superior de la Formación Putani. Dado el bajo nivel de conservación de estas no fue posible identificar a que especie correspondían.

Esta asociación se interpreta como lagos someros desarrollados en un sector de llanuras o poca pendiente. Estos lagos habrían tenido características perennes en un comienzo y posteriormente habrían migrado a características efímeras, lo cual queda evidenciado por la presencia de evaporitas en el miembro superior de la Formación Putani.

4.2.4 Asociación de *sabkhas* del interior

En esta asociación se agrupan los paleosuelos con precipitación química (Facies N), y las facies de depósitos evaporíticos (Facies O). En general predomina la granulometría media a fina, caracterizada por arenitas arcósicas y arcillolitas, también es posible destacar las estructuras tipo *chicken-wire*, nódulos de yeso/anhidrita, y grietas de secamiento como representativas de esta asociación.

Los ambientes tipo *sabkha* de interior o *sabkha* supramareales se caracterizan por presentar superficies o costras salinas. Estas suelen desarrollarse en condiciones climáticas áridas o semiáridas, con un aporte de adecuado de agua con alto contenido salino, protegidas de los vientos y dominadas por una alta tasa de evaporación (Flügel, 2010).

Esta asociación se desarrolla localmente en zonas de pendiente baja o nula y con un aporte esporádico, tal vez estacional, de agua y sedimentos. Dado que es posible encontrar estos cuerpos en el sector alto del Miembro Superior de la Formación Putani, se asocia a las etapas tardías de la depositación de esta formación.

La formación de las estructuras *chicken-wire* podría estar relacionada a la disminución del nivel de agua en lagunas con la consiguiente exposición de sedimentos profundos y la posterior introducción de aguas subterráneas poco salinas, lo cual lleva a la disolución parcial del yeso preexistente (Aref y Attia 1997).

Las sales en las aguas afluentes a estos depósitos pueden tener dos orígenes: la alteración de rocas volcánicas, lo cual produce aguas saladas diluidas, y/o el reciclaje de salmueras, lo cual lleva a la formación de aguas salobres (Risacher y Fritz 2009). El drenaje de cuencas con un gran aporte de material volcánico solo puede producir aguas alcalinas o ricas en sulfatos, sin embargo el alto contenido de azufre asociado a las rocas

volcánicas chilenas, como por ejemplo se puede observar en el volcán Tacora (Capaccioni *et al.*, 2011; GeothermEx, informe inédito) tiende a producir salares ricos en sulfatos. De acuerdo con lo anterior, la presencia de carbonatos debería estar asociada al reciclaje de salmueras cálcicas presentes en paleosalares de cuencas sedimentarias previas (Risacher y Fritz 2009).

4.2.5 Asociaciones de abanico aluvial

Esta asociación comprende las litofacies Facies A, Facies B, Facies C y Facies D compuestas principalmente por fangolitas, limolitas, areniscas, conglomerados y diamictitas, los cuales se disponen de forma intercalada y con contactos nítidos o graduales. Se observa en las rocas expuestas al este del poblado de Ancolacane y asignadas a la Formación Huaylas.

Las asociaciones descritas difieren entre ellas en la cantidad y tamaño de clastos: la parte superior de estas unidades se caracteriza por presentar un mayor contenido de clastos y un mayor tamaño de estos hacia su techo mientras que la ubicada bajo la toba presenta un mayor porcentaje de matriz y los clastos presentes tienen un menor tamaño relativo.

El alto contenido de matriz observado en las rocas pertenecientes a esta asociación junto con la casi nula presencia de superficies notorias de erosión, sugieren que estos depósitos corresponden a flujos de detritos que habrían ocurrido en condiciones de alta pendiente y alto contenido de agua.

Es posible separar los abanicos aluviales en 3 subambientes: cabecera, cuerpo y pie.

Si se toman en cuenta las características ya mencionadas junto con la presencia de gradientes normales e inversos, de acuerdo con la clasificación propuesta por Craig Kochel & Johnson (1984), es posible decir que el abanico aluvial descrito se depositó en condiciones húmedas-tropicales, lo cual coincide con los datos de paleo temperaturas y paleoprecipitaciones entregados por Gregory-Wodzicki (2001) para una zona cercana al área del presente estudio.

La presencia de clastos de tamaños de hasta 0,5 m en la parte superior de la columna 4 (Figura 19) puede indicar eventos de mayor energía. Su tamaño sugiere que la fuente de origen de estos era cercana y se encontraba a una mayor altitud relativa. Lo anterior hace pensar en que estos depósitos podrían ser sin- o post-tectónicos al alzamiento de la Cordillera Occidental.

4.3 AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN

Las asociaciones descritas anteriormente, pueden interpretarse como parte de una cuenca sedimentaria, Cuenca Putani (nombre designado en este trabajo) o Cuenca Maure (nombre utilizado en Perú), cuya formación habría ocurrido en el Oligoceno, asociada al alzamiento de la Cordillera Occidental (Acosta, 2011; Acosta *et al.*, 2011).

En la parte más proximal a la Cordillera Occidental, se habrían ubicado las facies de abanico aluvial, cuya formación estaría intrínsecamente ligada al alzamiento del orógeno ya mencionado. Las asociaciones de facies de río trenzado y de llanura de inundación se habrían dispuesto en un sector intermedio a distal de la cuenca, caracterizado por una pendiente media a baja. Cabe mencionar que las unidades asociadas a facies de llanura de inundación son de una potencia pequeña (métrica) y, si bien en este trabajo se relacionan a pequeños eventos de inundación de los ríos trezados, estas por lo general se asocian a ríos meándricos. No se distinguieron estructuras asociables a sistemas de río meándrico, sin embargo, no se descarta su existencia en el paleo ambiente descrito.

Las asociaciones lacustre y de *sabkha* del interior se habrían ubicado en un sector central o distal de la cuenca, caracterizado por una pendiente baja a nula y con un aporte de agua esporádico a nulo en las fases tardías de la depositación de las unidades.

En la Figura 36 se muestra una representación esquemática de las facies y ambientes de depositación observados en el sector de estudio mientras que en la Figura 37 se muestra una correlación entre las columnas estratigráficas 1, 2 y 3. En esta última imagen es posible distinguir la continuidad lateral de las asociaciones de facies 1, 2 y 3, así como también la nula continuidad de la asociación 4, correspondiente a *sabkhas* de interior.

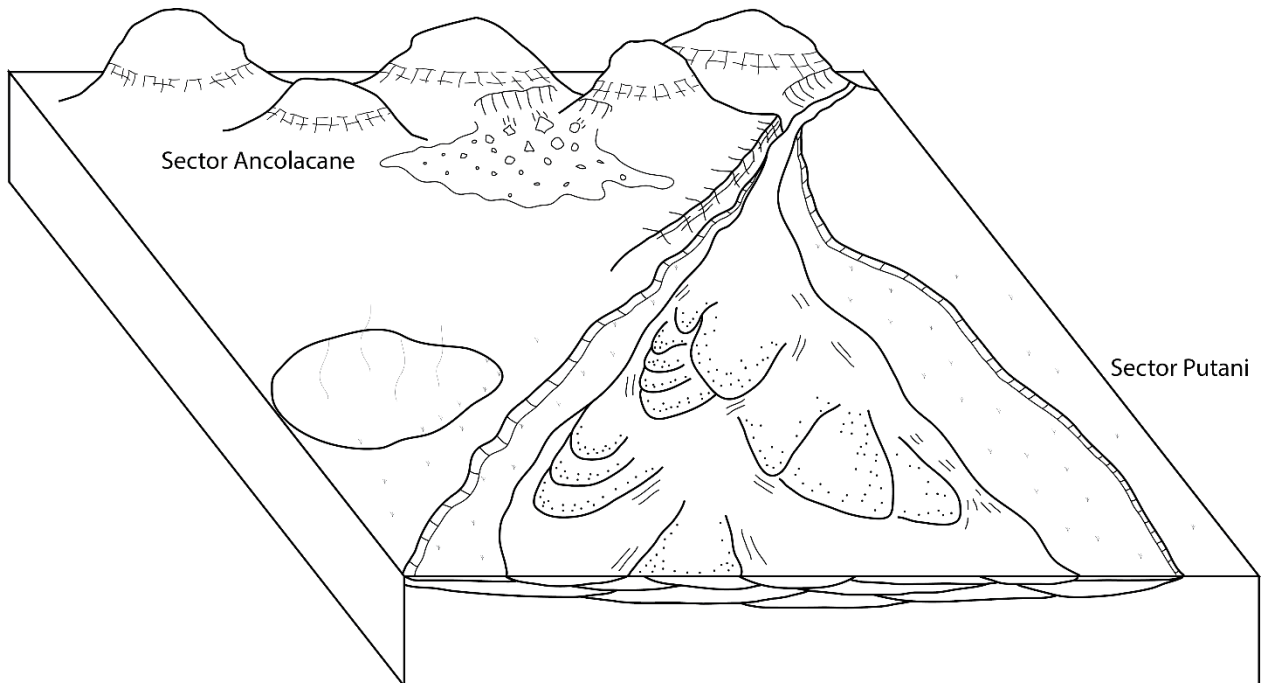


Figura 36. Modelo de facies esquemático en el cual se representan los ambientes asociados a la deposición de las formaciones Putani y Huaylas.

Se ha documentado en Bolivia (García-Duarte y García-Medina, 2002) el desarrollo de cauces fluviales poco tractivos de media a baja pendiente (con paleocorrientes de sentido NW-NE), asociado a los cuales se observa una preservación de barras y pulsos efímeros de inundación así como la existencia de ríos entrelazados dominados por arenas y con pendientes altas a medias (Mioceno tardío) en las cuencas bolivianas ubicadas al este y noreste de la zona de estudio, lo cual sería concordante con lo observado en este trabajo.

Gregory-Wodzicki (1998) estimó mediante el estudio de hojas de Jakokkota, datadas en $10,66 \pm 0,66$ Ma, en el Altiplano Boliviano cercano al área de estudio, temperaturas medias anuales de $18,6 - 21,0 \pm 2,5$ °C, paleoprecipitaciones para la estación de crecimiento de aproximadamente 50 ± 43 cm y una elevación aproximada de $590 - 1610 \pm 1000$ m, caracterizando con estos datos un paleoclima paratropical seco para la zona. Estos resultados, así como los obtenidos por Hartley (2003) son compatibles con el desarrollo de *sabkhas* y estructuras evaporíticas tipo *chicken-wire* observadas en la parte superior de la Formación Putani.

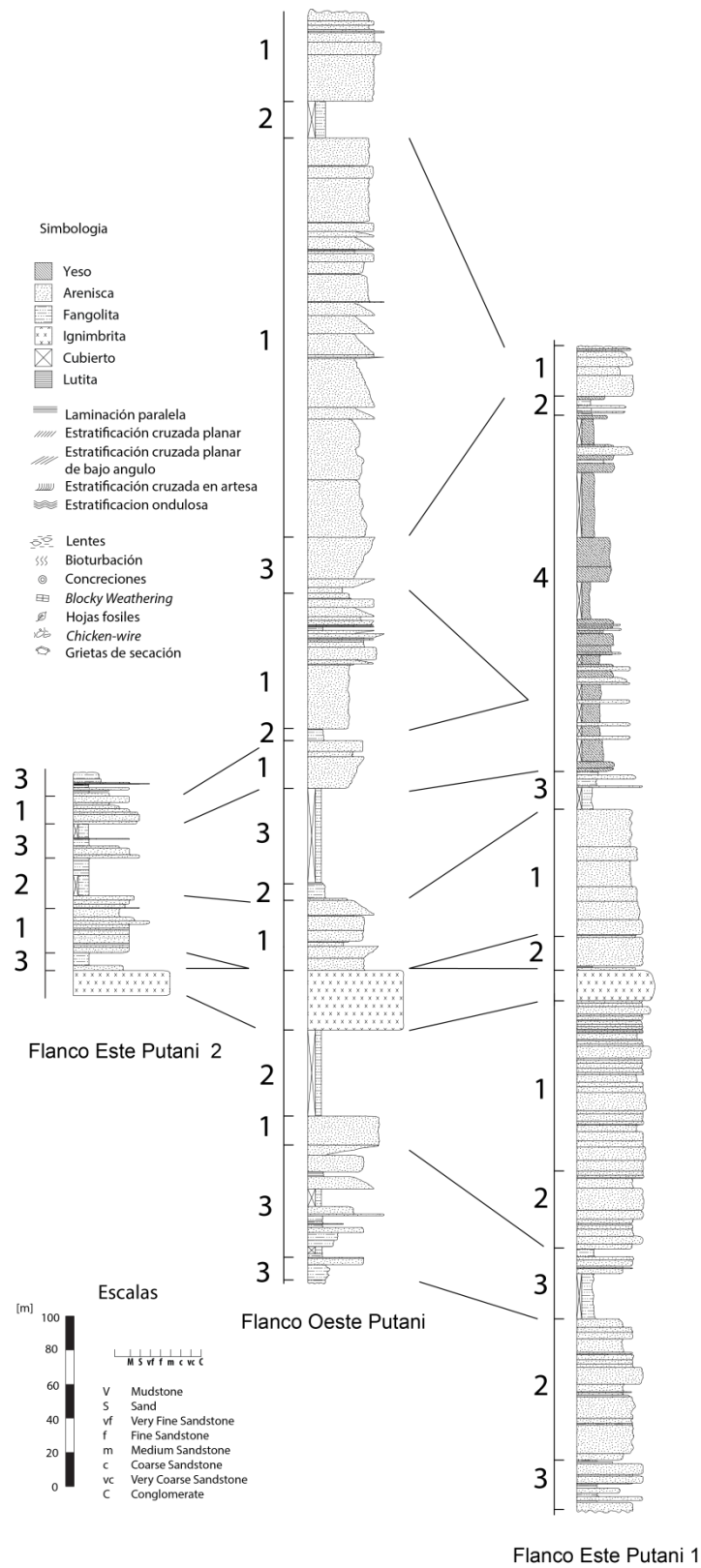


Figura 37. Correlación entre las columnas de la Formación Putani. Las asociaciones de facies se indican con números: 1, fluvial; 2 llanura de inundación; 3, lacustre; 4, *sabkha*. La ubicación de cada una de ellas se encuentra en Figura 11.

5 SÍNTESIS, CONCLUSIONES Y DISCUSIONES

La Formación Putani, definida por Henríquez (1963) aflora al este del volcán Tacora, en la XV región de Arica y Parinacota, y es de características sedimentario continentales. Se separa en tres miembros, estando el primero y el tercero compuestos principalmente por areniscas y el segundo por una ignimbrita riodacítica, datada en 17,01 Ma por García *et al.* (2012). La depositación de los sedimentos mencionados se habría dado en un ambiente con una alta variabilidad lateral, siendo predominado por un sistema fluvial trezado y lacustre, existiendo de manera paralela y local en las etapas tardías de la depositación, un ambiente del tipo *sabkha* de interior. Puesto que tanto la base como el techo de la Formación Putani no afloran en la zona de estudio, solo se tiene una estimación de su potencia mínima en la localidad tipo: ~940, lo cual sería concordante con la potencia señalada para el Grupo Maure en Perú, con el cual se correlaciona.

Al este del poblado de Ancolacane se encuentran expuestas rocas cuyas características litológicoambientales y edad radiométrica Ar/Ar en sanidina de ~10,4 Ma permiten asignarlas a la Formación Huaylas. Esta unidad está compuesta litológicamente por rocas sedimentarias como limolitas, areniscas y conglomerados, intercaladas por un nivel volcánico de potencia decimétrica. Tanto su base como el techo no afloran en el área de estudio por lo que no se puede estimar su potencia máxima en el área de trabajo. El ambiente de depositación de esta unidad se asocia a flujos detríticos aluviales.

La falla inversa Challaviento, perteneciente al Sistema de Fallas Incapuquio, presenta en la zona fronteriza junto al volcán Tacora un rumbo NWW-SEE, manteo al NE y vergencia al oeste. Si bien Acosta *et al.* (2011) la definió hasta la frontera chilena, e incluso en su tramo final, esta solo se encuentra inferida, tanto su traza como su manteo coinciden con la información geofísica disponible, por lo que la falla podría extenderse hacia territorio chileno, con un rumbo aproximado NW-SE por a lo menos 10 km. Utilizando esta información, se construyó un perfil estructural esquemático e interpretativo (Figura 38). Cabe mencionar que el sector este del perfil P-P' se realizó utilizando como base el modelo propuesto por García *et al.* (2012), mostrado en la Figura 7. Para el sector oeste, se consideró principalmente información geofísica de carácter privado y la información bibliográfica correspondiente a la Geología de los Cuadrángulos de Pachia y Palca

(Acosta *et al.*, 2011). Mediante los resultados del modelo proveniente de la inversión 3D de los datos magnetotélúricos, se delimitó, a grandes rasgos, un cuerpo intrusivo bajo el volcán Tacora y los depósitos de lavas del Pleistoceno asociados al edificio volcánico. La falla bajo el volcán, sería la extensión hacia Chile de la falla Challaviento mapeada en Perú, esta fue inferida tomando en cuenta los altos contrastes de resistividad observados en los perfiles de la inversión 3D.

El modelo estructural y datos geofísicos no publicables parecen indicar que el volcán Tacora se habría emplazado sobre el flanco este del Sistema de Fallas Incapuquio, el cual actuaría como límite entre las formaciones Huaylas y Putani, en el flanco este, y Oxaya, en el flanco oeste, así como entre las cuencas que las albergan. Tomando en cuenta la existencia de afloramientos del Grupo Maure al noroeste del volcán Tacora los cuales se encuentran subyaciendo a la cobertura volcánica cuaternaria se piensa que el basamento del volcán Tacora podría estar compuesto por las formaciones Huaylas y Putani. Sin embargo, la escasez de afloramientos debido a la gran cobertura volcánica cuaternaria en la zona impide contar con los antecedentes suficientes para confirmar esta conclusión, haciendo necesaria la realización de sondajes para dilucidar esta problemática.

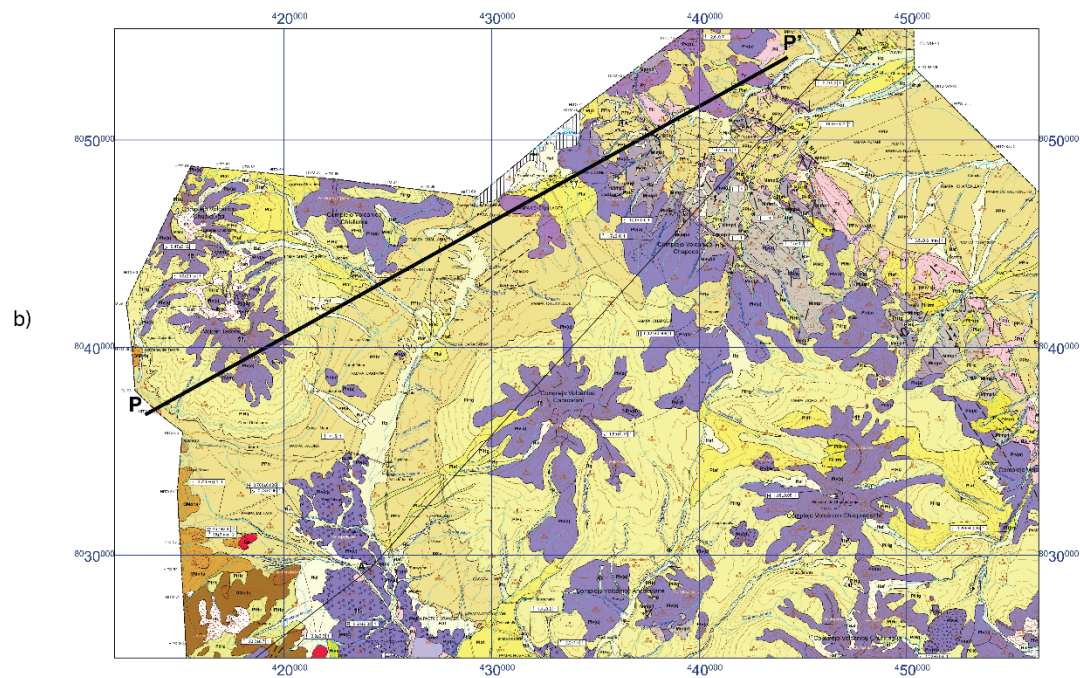
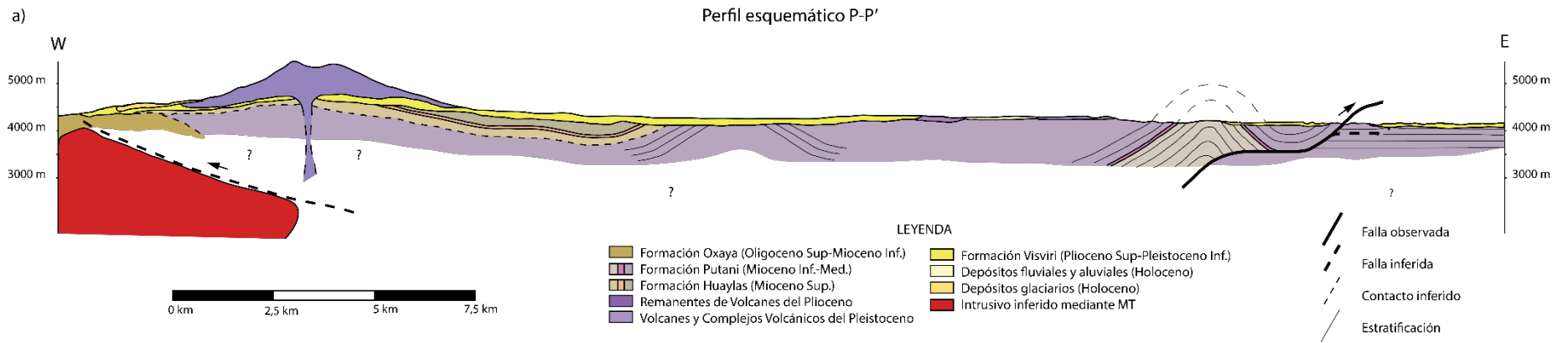


Figura 38a, perfil estructural esquemático P-P' basado en el modelo propuesto por García et al (2012). Figura 38b, traza del perfil P-P' sobre parte de la hoja Visviri – Villa Industrial.

6 BIBLIOGRAFÍA

- Acosta, Armuth, Aldo Alván, Mirian Mamani, Martín Oviedo, y Juan Rodriguez. 2011. «Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca.» INGEMMET.
- Acosta, Harmuth. 2011. «Medios sedimentarios para la interpretación de la evolución de los Andes peruanos.» *Encuentro Científico Internacional*.
- Aguilera Barraza, Felipe Andres. 2008. «Origen y naturaleza de los fluidos en los sistemas volcánicos, geotermales y termales de baja entalpía de la zona volcanica central (ZVC) entre los 17°43'S y 25°10'S.» Tesis de Doctorado, Facultad de Ingenieria y Ciencias Geologicas, Universidad Catolica del Norte.
- Allen, J. R. L. 1983. «Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh borders.» *Sedimentary Geology* 33: 237-293.
- Allen, J. R. L., y B. P. J. Williams. 1982. «The architecture of an alluvial suite: rocks between the Townsend and Pickard Bay Tuff Beds (Early Devonian). Southwest Wales.» *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 297: 51-89.
- Ammann, Caspar, Bettina Jenny, Klaus Kammer, y Bruno Messerli. 2001. «Late Quaternary Glacier responde to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29°S).» *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172: 313-326.
- Aref, M., y A. Attia. 1997. «Facies and depositional environment of the Holocene evaporites in the Ras Shukeir area, Guld of Suez, Egypt.» *Sedimentary Geology* 110: 123-145.
- Ashley, Gail M. 1990. «Classification of large scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem.» *Journal of Sedimentary Research* 60 (1): 160-172.
- Barnes, J. B., y T. A. Ehlers. 2009. «End member models for Andean Plateau uplift.» *Earth-Science Reviews* 97 (1-4): 105-132.
- Berger, I. A., y R. U. Cooke. 1997. «The origin and distribution of salts on alluvial fans in the atacama desert, northern Chile.» *Earth Surface processes and landforms* 22: 581-600.
- Blodgett, Robert H., y K. O. Stanley. 1980. «Stratification, bedforms, and discharge relations of the Platte braided river system, Nebraska.» *Journal of Sedimentary Petrology* 50: 139-148.
- Buck, S. G., J. D. Collinson, y J. Lewin. 1978. «The Saiplaas Quarzite Member: a braided system of gold and uranium bearing channels placers within the Proterozoic Witwatersrand Supergroup of South Africa.» *Modern and Ancient Fluvial Systems*.
- Camoin, Gilbert, Joël Casanova, Jean-Marie Rouchy, Marie-Madeleine Blanc-Valleron, y Jean-Francois Deconinck. 1997. «Environmental controls on perennial and ephemeral carbonate lakes: the central palaeo-Andean Basin of Bolivia during Late Cretaceous to early Tertiary times.» *Sedimentary Geology* 113: 1-23.
- Cant, Douglas J., y Roger G. Walker. 1978. «Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada.» *Sedimentology* 25: 625-648.
- Capaccioni, B., F. Aguilera, F. Tassi, T. Darrach, R. J. Poreda, y O. Vaselli. 2011. «Geochemical and isotopic evidences of magmatic inputs in the hydrothermal reservoir feeding the fumarolic discharges of Tacora volcano (northern Chile).» *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 208: 77-85.
- Charrier, Reynaldo, Alvaro N. Chavez, Sara Elgueta, Gérard Hérail, John J. Flynn, Darin A. Croft, André R. Wyss, Rodrigo Riquelme, y Marcelo Garcia. 2005. «Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the Chucal anticline and the Chucal-Lauca Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile.» *Journal of South American Earth Sciences* 19: 35-54.
- Charrier, Reynaldo, Gerard Hérail, Luisa Pinto, Marcelo Garcia, Rodrigo Riquelme, Marcelo Farias, y Nelson Muñoz. 2012. «Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west

- central Bolivia: implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution.» *International Journal of Earth Sciences* 102 (1): 235-264.
- Charrier, Reynaldo, Luisa Pinto, Maria Pia Rodriguez, Francisco Hervé, Miguel Angel Parada, Gabriel Vargas, Marcelo Garcia, y otros. 2007. *The Geology of Chile*. London: The Geological Society.
- Cortes Hernandez, Javier Ignacio. 2011. «Evolucion Depositacional y tectonica neogena del altiplano chileno entre los 19°22'S y 19°42'S.» Memoria de Titulo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Ege, H., E. R. Sobel, E. Scheuber, y V. Jacobshagen. 2007. «Exhumation history of the southern Altiplano plateau (southern Bolivia) constrained by apatite fission track thermochronology.» *Tectonics* 26 (1).
- Einsele, Gerhard. 2000. *Sedimentary Basins*. Springer.
- Flügel, Erik. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks*. Springer.
- Garcia, Marcelo. Informe Inédito. «Reconocimiento geológico preliminar del area del volcán Tacora, región de Arica y Parinacota.» Santiago.
- Garcia, Marcelo, Jorge Clavero, y Moyra Gardeweg. 2012. *Cartas Visviri y Villa Industrial. Región de Arica y Parinacota. Escala 1:100.00. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica Nros. 135 y 136*. Santiago, Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Garcia, Marcelo, Moyra Gardeweg, Jorge Clavero, y Gérard Héral. 2004. *Hoja Arica. Región de Tarapacá. Escala 1:250.00. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Basica, N° 84*. Santiago, Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- García-Duarte, Raúl, y Hugo García-Medina. 2002. «Ámbitos de depósito y cronoestratigrafía del paleogeno-neogeno en un segmento del altiplano norte de Bolivia.» *Revista tecnica de YPF* 20: 25-30.
- Gaupp, Reinhard, Anne Kött, y Gerhard Wörner. 1999. «Palaeoclimatic implications of Mio-Pliocene sedimentation in the high-altitude intra-arc Lauca Basin of northern Chile.» *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151: 79-100.
- GeothermEx. Informe Inédito. «Fluids Chemistry of the Tacora Prospect Area, Chile.»
- Gibling, Martin R. 2006. «Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification.» *Journal of Sedimentary Research* 76: 731-770.
- Gibling, Martin R., y Brian R. Rust. 1990. «Ribbon sandstones in the Pennsylvanian Waddens Cover Formation, Sydney Basin, Atlantic Canada: the influence of siliceous duricrusts on channel-body geometry.» *Sedimentology* 37: 45-65.
- Gómez, Francisca. 2008. «Plan de desarrollo comunal 2008-2012.»
- Gregory-Wodzicki, Kathryn M. 2002. «A late Miocene subtropical-dry flora from the northern Altiplano, Bolivia.» *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 180: 331-348.
- Gregory-Wodzicki, Kathryn M. 2000. «Uplift history of the Central and Northern Andes: A review.» *Geological Society of America Bulletin* 112 (7): 1091-1105.
- Gregory-Wodzicki, Kathryn M., W. C. McIntosh, y Kattia Velazquez. 1998. «Climatic and tectonic implications of the late Miocene Jakokkota flora, Bolivian Altiplano.» *Journal of South American Earth Sciences* 11 (6): 533-560.
- Hartley, Adrian J. 2003. «Andean uplift and climate change.» *Journal of the Geological Society, London* 160: 7-10.
- Hartley, Adrian J., y Geoffrey May. 1998. «Miocene Gypcretes from the Calama Basin, northern Chile.» *Sedimentology* 45: 351-364.
- Hartley, Adrian J., y Laura Evenstar. 2010. «Cenozoic stratigraphic development in the north Chilean forearc: Implications for basin development and uplift history of the Central Andean margin.» *Tectonophysics* 495: 67-77.

- Harvey, A. M. 1984. «Aggradation and dissection sequences on Spanish alluvial fans.» *Catena* 11: 289-304.
- Harvey, A. M. 1978. «Dissected alluvial fans in southeast Spain.» *Catena* 5: 177-211.
- Henriquez, Hugo. 1963. «Reconocimiento geológico del extremo norte del Departamento de Arica.» Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Karátson, D., y T. Telbisz. 2012. «Erosion rates and erosion patterns of Neogene to Quaternary stratovolcanoes in the Western Cordillera of the Central Andes: An SRTM DEM based analysis.» *Geomorphology* 139: 122-135.
- Kochel, R. C., y R. A. Johnson. 1984. «Geomorphology, sedimentology, and depositional processes of humid-temperate alluvial fans in central Virginia.» En *Gravels and Conglomerates*, de E. Koster y R. Steel, 109-122. Canadian Society of Petroleum Geologists.
- Langford, Richard, y Bryan Bracken. 1987. «Medano Creek, Colorado, a model for upper-flow-regime fluvial deposition.» *Journal of Sedimentary Petrology* 57 (5): 863-870.
- Mamani, Mirian, Gerhard Wörner, y Thierry Sempere. 2010. «Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space.» *Geological Society of America Bulletin* 122 (1-2): 162-182.
- McKee, E. D., E. J. Crosby, y H. L. Berryhill, Jr. 1967. «Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965.» *Journal of Sedimentary Petrology* 37 (3): 829-851.
- Mertz, Jr., Karl A., y John F. Hubert. 1990. «Cycles of sand-flat sandstone and playa-lacustrine mudstone in the Triassic-Jurassic Blomidon redbed, Fundy rift basin, Nova Scotia: implications for tectonic and climatic controls.» *Canadian Journal of Earth-Sciences* 27: 442-451.
- Miall, Andrew D. 1985. «Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits.» *Earth-Science Reviews* 22: 261-308.
- Miall, Andrew D. 2006. *The Geology of Fluvial Deposits*. Cuarta edición. Springer.
- Montecinos, P. F. 1963. «Observaciones de la Geología en el Cuadrángulo Campanani, Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá.» Escuela de Geología, Universidad de Chile.
- Muñoz, N. 1991. «Marco geológico y estratigrafía de un sistema fluvio-lacustre, paleogeno. Altiplano de arica, norte de Chile.» *VI Congreso Geológico Chileno*. 201-204.
- Muñoz, Nelson, y Reynaldo Charrier. 1996. «Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile.» *Journal of South American Earth Sciences* 9 (3/4): 171-181.
- Nanson, G. C., y J. C. Croke. 1992. «A genetic classification of floodplains.» *Geomorphology* 4: 149-486.
- Nemec, W., y R. J. Steel. 1984. «Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits.» En *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologist.
- Reading, H. G. 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell.
- Rech, Jason A., Jay Quade, y William S. Hart. 2003. «Isotopic evidencia for the source of Ca and S in soil gypsum, anhydrite and calcite in the Atacama Desert, Chile.» *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67 (4): 575-586.
- Risacher, François, y Bertrand Fritz. 2009. «Origin of Salts and Brine Evolution of Bolivian and Chilean Salars.» *Aquat geochem* 15 (1-2): 123-157.
- Roddaz, Martin, Stéphane Brusset, Patrice Baby, y Gérard Hérial. 2006. «Miocene tidal-influenced sedimentation to continental Pliocene sedimentation in the forebulge-backbulge depozones of the Beni-Mamore foreland Basin (northern Bolivia).» *Journal of South American Earth Sciences* 20: 351-368.
- Salas, Raul, Rene Kast, Francisco Montecinos, y Ivan Salas. 1966. *Geología y recursos minerales del Departamento de Arica*. Santiago: Instituto de Investigaciones Geológicas.

- Schlunegger, Fritz, Gerold Zeilinger, Alexandre Kunov, Florian Kober, y Bernice Hüsser. 2006. «Scale relief growth in the forearc of the Andes of Northern Chile (Arica latitude, 18°S).» *Terra Nova* 18: 271-223.
- Smith, Norman D., y Derald G. Smith. 1984. «Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada.» *Geology* 12: 78-82.
- Steel, R. J. 1974. «New Red Sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridean province, Scotland.» *Journal of Sedimentary Petrology* 44: 336-357.
- Tosdal, R. M., E. Farrar, y A. H. Clark. 1984. «³⁹K–⁴⁰Ar geochronology of the Late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Peru.» *Journal of Volcanology and geothermal research* 10: 157-173.
- Victor, Pia, Johannes Glodny, y Onno Oncken. 2004. «Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21° (northern Chile).» *Tectonics* 23 (4).
- Viteri, Enrique. 1979. «Geología y recursos minerales de la Formación Huaylas en el Altiplano de Arica.» Instituto de Investigaciones Geológicas.
- Wörner, Gerhard, Konrad Hammerschmidt, Friedhelm Henjes-Kunst, Judith Lezaun, y Hans Wilke. 2000. «Geochronology (⁴⁰Ar/³⁹Ar, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from Northern Chile (18-22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes.» *Revista Geológica de Chile* 27 (2).

7 ANEXOS

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P05	8027526	437400

Tamaño de Grano: Tamaño limo arcilla.

Selección: Buena a muy buena.

Redondeamiento: Bueno a muy bueno.

Esfericidad: Alta a muy alta.

Tipo de contacto entre granos: Granos flotantes.

Madurez (textural y composicional): Inmadura.

Estructuras: No se aprecian estructuras a nivel microscópico.

Composición

Cemento (% , tipo, composición): 20% Pelicular.

Matriz (% , tipo): 80% Arcillosa.

Granos (% , composición): 0%.

Clasificación: Limolita hematizada.

Observaciones: La hematización observada tanto a nivel microscópico como a nivel de muestra de mano es intensa.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P06	8027523	437381

Tamaño de Grano: Matriz tamaño limo, clastos tamaño grava.

Selección: Mala a muy mala.

Redondeamiento: Bajo a muy bajo.

Esfericidad: Regular a mala.

Tipo de contacto entre granos: Granos flotantes.

Madurez (textural y composicional): Submadura.

Estructuras: No se aprecian estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Cemento (% , tipo, composición): 20% Pelicular.

Matriz (% , tipo): 35% Arcillosa.

Granos (% , composición): 45% Granos de cuarzo y clastos polimícticos: volcánicos y sedimentarios.

Clasificación: Paraconglomerado polimíctico hematizado.

Observaciones: La hematización observada tanto a nivel microscópico como a nivel de muestra de mano es intensa.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P07	8027519	437383

Tamaño de Grano: Matriz tamaño limo a arcilla, clastos tamaño arena a grava.

Selección: Mala

Redondeamiento: Bajo.

Esfericidad: Regular a baja.

Tipo de contacto entre granos: Granos flotantes.

Madurez (textural y composicional): Submadura.

Estructuras: No se aprecian estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Cemento (% , tipo, composición): 10% Pelicular.

Matriz (% , tipo): 80% Arcillosa.

Granos (% , composición): 10% Clastos polimícticos y granos de cuarzo.

Clasificación: Litoarenita.

Observaciones: La hematización observada tanto a nivel microscópico como a nivel de muestra de mano es intensa.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P08	8027530	438389

Tamaño de Grano: Matriz tamaño limo arcilla, clastos tamaño arena media a muy gruesa.

Selección: Regular.

Redondeamiento: Regular a bajo.

Esfericidad: Media.

Tipo de contacto entre granos: Granos flotantes.

Madurez (textural y composicional): Submadura.

Estructuras: No se aprecian estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Cemento (% , tipo, composición): 15% Pelicular.

Matriz (% , tipo): 25% Arcillosa.

Granos (% , composición): 60% Granos de cuarzo y subordinadamente clastos polimícticos.

Clasificación: Grauvaca lítica hematizada.

Observaciones: La hematización observada tanto a nivel microscópico como a nivel de muestra de mano es intensa.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P09	8027535	438388

Tamaño de Grano: Matriz tamaño limo arcilla, clastos tamaño grava arena gruesa.

Selección: Regular a mala.

Redondeamiento: Regular a bajo.

Esfericidad: Baja.

Tipo de contacto entre granos: Granos flotantes.

Madurez (textural y composicional): Submadura.

Estructuras: No se aprecian estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Cemento (% , tipo, composición): 15% Pelicular.

Matriz (% , tipo): 45% Arcillosa.

Granos (% , composición): 40% Granos de cuarzo y clastos polimícticos de origen sedimentario y volcánico.

Clasificación: Paraconglomerado polimíctico hematizado.

Observaciones: La hematización observada tanto a nivel microscópico como a nivel de muestra de mano es intensa.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P15	8050742	443899

Textura: Piroclástica.

Juveniles: 10% Pómez de tamaño milimétrico.

Líticos: 10%.

Cristales: 20%.

Matriz: 60% de características vítreas.

Mineralogía primaria: Se observan los siguientes minerales a corte transparente:

Cuarzo: 5%.

Feldespatos: 3%.

Biotita: 5%.

Anfibola: 2%.

Plagioclasa: 5%.

Clasificación: Toba vítrea de ceniza.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P18	8046499	445838

Tamaño de Grano: Matriz tamaño limo arcilla.

Selección: Buena a muy buena.

Redondeamiento: Regular a bajo.

Esfericidad: Moderada a alta.

Tipo de contacto entre granos: Granos flotantes.

Madurez (textural y composicional): Inmadura.

Estructuras: No se observan estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Cemento (% , tipo, composición): 15% micrita.

Matriz (% , composición): 80% compuesta por cuarzo y arcillas.

Granos (% , composición): 5% compuestos principalmente por granos de cuarzo.

Clasificación: Limolita calcárea.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P19	8046499	445838

Tamaño de Grano: Arena fina a media.

Selección: Regular a buena.

Redondeamiento: Regular a bajo.

Esfericidad: Media a alta.

Tipo de contacto entre granos: Granos flotantes.

Madurez (textural y composicional): Inmadura.

Estructuras: No se observan estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Cemento (% , tipo, composición): 10% micrita.

Matriz (% , composición): 85% compuesta por cuarzo y arcillas.

Granos (% , composición): 5% compuestos principalmente por granos de cuarzo.

Clasificación: Litoarenita calcárea.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P20	8046489	445811

Tamaño de grano: Arenisca tamaño arena fina a muy fina.

Selección: Buena.

Textura: Yeso en forma cristalina.

Tipo de contacto entre granos: Granos flotantes.

Madurez (textural y composicional): Submadura.

Estructuras: No se observan estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Carbonatos (% , composición): 0%.

Sulfatos (% , composición): 20% Yeso.

Cloruros (% , composición): 0%.

Ambiente de formación: Evaporítico tipo *sabkha*.

Clasificación: Grauvaca lítica yesífera.

Observaciones: Esta roca corresponde a una arenisca grano fino con yeso intercalado y formando estructuras tipo *chicken-wire* a nivel de muestra de mano.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P21	8046568	445125

Tamaño de Grano: matriz tamaño arena fina a muy fina, clastos tamaño arena gruesa a muy gruesa.

Selección: Regular a buena.

Redondeamiento: Bueno.

Esfericidad: Regular a buena.

Tipo de contacto entre granos: Granos flotantes.

Madurez (textural y composicional): Madura.

Estructuras: No se observan estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Cemento (% , tipo, composición): 15% micrita.

Matriz (% , composición): 10% cuarzo y arcillas.

Granos (% , composición): 75% compuestos por granos de cuarzo y líticos de características volcánicas y sedimentarias.

Clasificación: Arenita lítica calcárea.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P22	8046767	444704

Tamaño de Grano: Arena muy fina a limo grueso.

Selección: Moderada a buena.

Redondeamiento: Regular a bajo.

Esfericidad: Regular a buena.

Tipo de contacto entre granos: Granos flotantes.

Madurez (textural y composicional): Submadura.

Estructuras: No se observan estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Cemento (% , tipo, composición): 15% micrita.

Matriz (% , composición): 65% principalmente compuesta por arcillas y cuarzo fino.

Granos (% , composición): 20% líticos de características volcánicas.

Clasificación: Grauvaca lítica calcárea.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P23	8046527	444664

Tamaño de Grano: granos tamaño arena fina a muy fina, matriz tamaño limo arcilla.

Selección: Regular a buena.

Redondeamiento: Bajo.

Esfericidad: Alta.

Tipo de contacto entre granos: Granos flotantes.

Madurez (textural y composicional): Inmadura.

Estructuras: No se observan estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Cemento (% , tipo, composición): 0%.

Matriz (% , composición): 100%.

Granos (% , composición): 0%.

Clasificación: Lutita calcárea carbonosa.

Observaciones: A nivel de muestra de mano se observaron restos vegetales fósiles.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P24	8046362	444606

Tamaño de Grano: matriz tamaño limo arcilla, clastos tamaño arena media a gruesa.

Selección: Regular a buena.

Redondeamiento: Bajo.

Esfericidad: Regular a buena.

Tipo de contacto entre granos: Granos flotantes.

Madurez (textural y composicional): Madura.

Estructuras: No se observan estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Cemento (% , tipo, composición): 15% micrita.

Matriz (% , composición): 10%

Granos (% , composición): 75% compuestos principalmente por cuarzo y subordinadamente feldspatos y líticos volcánicos.

Clasificación: Litoarenita calcárea.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P25	8046235	444588

Tamaño de grano: Arena muy fina a limo.

Selección: Buena.

Textura: Cristalina.

Tipo de contacto entre granos: Puntual.

Estructuras: No se observan estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Carbonatos (% , composición): 0%.

Sulfatos (% , composición): 70% yeso.

Cloruros (% , composición): 0%.

Ambiente de formación: Evaporítico tipo *sabkha*.

Clasificación: Arenisca yesífera.

Observaciones: A nivel de muestra mano fue posible observar estructuras tipo *chicken-wire* y yeso con hábito fibroso.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P26	8046401	444878

Textura: Piroclástica.

Juveniles: 10% Pómez de tamaño milimétrico a centimétrico.

Líticos: 5%.

Cristales: 30%, compuestos por cuarzo, feldespatos y biotita.

Matriz: 55%

Mineralogía primaria: Se observan los siguientes minerales a corte transparente:

Cuarzo: 10 %.

Feldespatos: 5%.

Biotita: 5%.

Anfibola: 5%.

Plagioclasa: 5%.

Clasificación: Toba vítrea de ceniza.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P27	8045899	444880

Tamaño de Grano: limo arcilla.

Selección: Buena a muy buena.

Redondeamiento: Medio a bueno.

Esfericidad: Alta.

Tipo de contacto entre granos: Puntual.

Madurez (textural y composicional). Alta.

Estructuras: No se observan estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Cemento (% , tipo, composición): 60% compuesto por esparita.

Matriz (% , composición): 30 %

Granos (% , composición): 10% principalmente granos de cuarzo y en menor medida líticos volcánicos.

Clasificación: Limolita calcárea.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P28	8045729	444883

Tamaño de Grano: matriz tamaño limo arcilla, granos tamaño arena fina a media

Selección: Regular a mala.

Redondeamiento: Bajo.

Esfericidad: Mala.

Tipo de contacto entre granos. Granos flotantes.

Madurez (textural y composicional): Inmadura.

Estructuras: No se observan estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Cemento (% , tipo, composición): 20% matriz de micrita.

Matriz (% , composición): 70% compuesta por principalmente por arcillas. Se observa un pequeño porcentaje (<5%) de yeso.

Granos (% , composición): 10% granos de cuarzo y feldespatos.

Clasificación: Grauvaca lítica.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P29	8045705	444783

Tamaño de Grano: matriz tamaño limo arcilla, granos tamaño arena media a gruesa.

Selección: Regular a mala.

Redondeamiento: Malo a muy malo.

Esfericidad: Regular a mala.

Tipo de contacto entre granos. Granos flotantes.

Madurez (textural y composicional): Inmadura.

Estructuras: Se observa entrecrecimiento de ceolitas en algunos cristales de cuarzo.

Composición:

Cemento (% , tipo, composición): 5% micrita.

Matriz (% , composición): 25% arcillas.

Granos (% , composición): 70% compuestos principalmente por granos de cuarzo y subordinadamente por líticos volcánicos, cristales de piroxeno y plagioclasas.

Clasificación: Grauvaca lítica.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P33	8043921	441377

Tamaño de Grano: matriz tamaño limo arcilla, granos tamaño arena media gruesa.

Selección: Regular a mala.

Redondeamiento: Bajo.

Esfericidad: Mala.

Tipo de contacto entre granos: Granos flotantes.

Madurez (textural y composicional): Submadura.

Estructuras: No se observan estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Cemento (% , tipo, composición): 5% micrita.

Matriz (% , composición): 10% arcillas.

Granos (% , composición): 85% granos de cuarzo, subordinadamente plagioclasas, piroxenos, feldespatos y fragmentos volcánicos.

Clasificación: Litoarenita.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P34	8043921	441377

Tamaño de Grano: matriz tamaño limo arcilla, granos tamaño arena media gruesa.

Selección: Regular a mala.

Redondeamiento: Bajo a muy bajo.

Esfericidad: Mala.

Tipo de contacto entre granos: Granos flotantes.

Madurez (textural y composicional): Submadura.

Estructuras: No se observan estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Cemento (% , tipo, composición): 15% micrita.

Matriz (% , composición): 15% compuesta principalmente por cuarzo.

Granos (% , composición): 70% principalmente granos de plagioclasa y feldespato, subordinadamente se observan granos de cuarzo, piroxenos y fragmentos volcánicos.

Clasificación: Grauvaca lítica.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P35	8046867	442059

Tamaño de Grano: Matriz tamaño limo arcilla, granos tamaño arena media a muy gruesa.

Selección: Mala.

Redondeamiento: Malo.

Esfericidad: Regular a mala.

Tipo de contacto entre granos: Puntual.

Madurez (textural y composicional): Submadura.

Estructuras: No se observan estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Cemento (% , tipo, composición): 15% micrita.

Matriz (% , composición): 20% compuesta por cuarzo y subordinadamente arcillas.

Granos (% , composición): 65% compuestos principalmente por granos de cuarzo y plagioclasa, subordinadamente se observan feldespatos y biotitas.

Clasificación: Grauvaca lítica.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P36	8046867	442059

Tamaño de grano: Arena muy fina.

Selección: Buena.

Textura: Cristalina.

Tipo de contacto entre granos: Puntual.

Estructuras: No se observan estructuras a nivel microscópico.

Composición:

Carbonatos (% , composición):100% calcita, cemento esparítico.

Sulfatos (% , composición): 0%.

Cloruros (% , composición): 0%.

Ambiente de formación: Evaporítico tipo *sabkha*.

Clasificación: Caliza arenosa.

Observaciones: Esta muestra fue recogida en un área correspondiente al Miembro Inferior de la Formación Putani y no cubierta por las columnas estratigráficas construidas.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P103	8027181	437525

Textura: Piroclástica.

Juveniles: 15% de tamaño milimétrico.

Líticos: 10% de tamaño milimétrico a centimétrico.

Cristales: 20%.

Matriz: 55%, de características isotropas.

Mineralogía primaria: Se observan los siguientes minerales en el corte transparente:

Cuarzo: 9%

Clorita: 5 %

Feldespatos: 5%

Sanidina: 1%

Clasificación: Toba vítrea de ceniza.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MUESTRA	COORD. NORTE	COORD. ESTE
P104	8027203	437522

Textura: Piroclástica.

Juveniles: 15% de tamaño milimétrico.

Líticos: 10% de tamaño milimétrico a centimétrico.

Cristales: 15%.

Matriz: 60%, de características isótropas.

Mineralogía primaria: Se observan los siguientes minerales en el corte transparente:

Cuarzo: 5%

Clorita: 5 %.

Feldespatos: 5%

Clasificación: Toba vítrea de ceniza.