



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

CONDICIONES DEPOSITACIONALES DE LA FORMACIÓN PALOMARES, XII
REGIÓN DE MAGALLANES.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO.

ANÍBAL IGNACIO VELÁSQUEZ ARAUNA

PROFESOR GUÍA:
PATRICIO BRAVO ESPINOSA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
SOFÍA REBOLLEDO LEMUS
ANGELO CASTRUCCIO ALVAREZ

Este trabajo ha sido financiado por ENAP-SIPETROL

SANTIAGO DE CHILE

2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Aníbal Ignacio Velásquez Arauna
FECHA: 22/09/2016
PROFESOR GUÍA: Patricio Bravo Espinosa

CONDICIONES DEPOSITACIONALES DE LA FORMACIÓN PALOMARES, XII REGIÓN DE MAGALLANES.

El Terciario en el sector continental de la región de Magallanes, sur de Chile, consiste en una sucesión sedimentaria desarrollada en distintos ambientes, durante el desarrollo de la cuenca de antepaís. El evento cúlmine de la última etapa de cuenca corresponde a los depósitos continentales de la Formación Palomares, los cuales han sido descritos como una alternancia de areniscas y tobas, sin profundizar en los procesos de formación. Este trabajo describe los depósitos de la Formación Palomares en detalle, y realiza una interpretación de los procesos que llevaron a cabo su emplazamiento.

A partir del levantamiento estratigráfico en el sector se definen nueve litofacies, las cuales son mayoritariamente rocas volcánicas, lávicas y piroclásticas.

La interpretación genética de estas facies y su relación estratigráfica sugiere que los procesos formadores, se asocian a volcanismo efusivo básico (coladas de lava basáltica) y volcanismo explosivo silíceo en erupciones freatomágmatas multifocales en al menos 10 fases eruptivas (oleadas piroclásticas y flujos piroclásticos), con depósitos sedimentarios asociados a fases tempranas de este volcanismo (Flujos de detritos, lahares).

El análisis de la distribución de las litofacies, así como de la dirección de proveniencia a partir de estructuras sedimentarias de las oleadas piroclásticas, y un levantamiento aeromagnético en la zona indican que el volcanismo tiene su origen en el sector oeste del área de estudio, expresamente en Cordillera Pinto.

A partir de la correlación de afloramientos, e información sísmica, se ha redefinido en términos informales la Formación Palomares. Se postula en este trabajo que la sección superior de la subyacente Formación El Salto corresponden a las facies volcánicas distales de la Formación Palomares expuesta en afloramientos. Por lo tanto la clásica Formación Palomares descrita en pozos es un depósito epiclastico, definido como la Unidad superior de la formación. Esta interpretación sugiere que existe un alzamiento tardío por propagación de falla en el frente de la faja plegada. Por otra parte, se postula un sistema alineado de cámaras magmáticas de gran volumen, con un largo tiempo de permanencia que permite la zonación de los productos de esta, y se ubica a alrededor de 2000 metros de profundidad. Anomalías de maduración de querógenos en la secuencia sedimentaria marina podrían ser explicados por el aumento de gradiente asociado a la existencia de cámaras magmáticas

Finalmente, en base a los datos geoquímicos y dataciones, se postula que los productos efusivos del magmatismo calco-alcalino característico de la Formación Palomares es parte de un arco volcánico asociado a subducción que se implanta en el borde de Sudamérica entre 22–13 Ma.

“Felicidad es una forma de interpretar el mundo. Dado que es difícil cambiarlo, siempre es posible cambiar el cómo lo miramos.”

Matthieu Ricard.

Agradecimientos.

Agradecer sinceramente a mi profesor guía, Patricio Bravo, quien me brindó el apoyo y motivación, para que este trabajo tuviera el final esperado, y cuyas conversaciones fueron inspiración e ilusión en los momentos necesarios.

A Pablo Mella, quien propuso el tema de esta memoria y acompañó su desarrollo con valiosos aportes y sugerencias.

A Lisandro Rojas por su especial interés en apoyar la realización de este trabajo, y por su intermedio el soporte de ENAP- Sipetrol a las actividades y auspicio que soportan la formación profesional.

A los miembros que componen la empresa ENAP-SIPETROL, por la cálida recepción, la constante inclusión, y la voluntad de ayudar que siempre mostraron, agradecer especialmente a Loreto, “Checho”, Carlitos, Jesús, Tatiana, Aldo, Enrique, y muchos otros.

A las personas de ENAP MAGALLANES, quienes aportaron en este trabajo y prestaron todo su apoyo en terreno, en especial a Danilo, Alvaro y Jesús.

A la profesora Sofía y Ángelo, quienes estuvieron siempre dispuestos a ayudar, y fueron parte fundamental en mi formación, y motivación, en la geología.

A mis amigos y compañeros. Los del colegio, compañeros de numerosas pichangas. Los de plan común, Tomás, Tomasin, Barrera, Lucho, por hacer de un periodo estresante, al mismo tiempo, un periodo de mucha alegría. A los de geo, “los cabros”, por las innumerables risas, la simpatía en terreno, y las numerosas anécdotas compartidas, al José, Josesito, Gianfranco, la Javi, la Coni, la Pauli, el Sasha, la Andre, el “Coto”, el “Chalo”, y todos los que compartieron conmigo en este proceso.

Finalmente agradecer a mi familia, pilar fundamental en mi vida, y apoyo incondicional ante cualquier adversidad, además de ser quienes, a través de los años, me han inculcado los valores que me definen, hoy en día, como persona.

Tabla de contenido.

1. Capítulo I. Introducción.	1
1.1. Antecedentes Generales.	1
1.2. Ubicación Geográfica y vías de acceso.	3
1.3. Objetivos.	5
1.3.1. Objetivos Generales.	5
1.3.2. Objetivos Específicos.	5
1.4. Metodología.	6
2. Capítulo II. Marco Geológico.	8
2.1. Etapa de Cuenca de Antepaís.	11
2.1.1. Megasecuencia 1:	11
2.1.2. Megasecuencia 2.	13
2.1.3. Megasecuencia 3.	14
2.1.4. Megasecuencia 4.	15
3. Capítulo III. Marco Teórico.	19
3.1. Depósitos Piroclásticos.	19
3.1.1. Depósitos de Caída.	19
3.1.2. Flujos Piroclásticos.	19
3.1.3. Oleadas Piroclástica.	20
3.2. Registros directos en pozos.	21
3.2.1. Mud-Logging.	21
3.2.2. Petrofísica.	22
3.3. Sísmica de reflexión.	23
4. Capítulo IV. Resultados: Caracterización Lito-estratigráfica.	26
4.1. Estratigrafía de superficie.	26
4.1.1. Introducción.	26

4.1.2.	Descripción de afloramientos.....	27
4.1.3.	Columnas estratigráficas.....	35
4.2.	Información de pozos. Estratigrafía de sub-suelo.....	42
4.2.1.	Recopilación y correlación de marcadores en pozos.....	42
4.2.2.	Interpretación de perfiles sísmicos 2D.....	44
4.2.3.	Electro-facies de subsuelo.....	47
4.3.	Geoquímica de elementos mayores.....	49
4.4.	Definición de Litofacies.....	52
4.4.1.	Litofacies de toba de ceniza fina y masiva (F1).....	53
4.4.2.	Litofacies de toba cristalina en matriz vítrea, y masiva (F2).....	54
4.4.3.	Litofacies de toba lítica, con estratificación cruzada (F3).....	56
4.4.4.	Litofacies de toba lítica, tamaño lapilli grueso a bloque, estratificada (F4).....	58
4.4.5.	Litofacies de brecha piroclástica (F5).....	59
4.4.6.	Litofacies de brecha monomíctica (F6).....	60
4.4.7.	Litofacies de brecha polimíctica (F7).....	61
4.4.8.	Litofacies de brecha sedimentaria (F8).....	63
4.4.9.	Basalto (F9).....	64
5.	Capítulo V. Discusión.....	66
5.1.	Asociación de facies y ambiente depositacional.....	66
5.1.1.	Procesos depositacionales.....	66
5.1.2.	Evolución vertical de facies de superficie.....	70
5.1.3.	Facies y procesos en sub-suelo.....	72
5.1.4.	Correlación columnas de superficie y fases eruptivas.....	73
5.2.	Origen del fenómeno volcánico.....	75
5.2.1.	Distribución de facies.....	75

5.2.2. Proveniencia y dirección de flujos.	77
5.3. Cuantificación de volumen de depósitos.	81
5.4. Modelo de evolución geológica.....	85
6. Capítulo VI. Conclusiones.	92
7. Trabajos Futuros.	94
8. Bibliografía.	95

Índice de tablas.

Tabla 1: Relación de límites de formación.	46
Tabla 2: Litofacies definidas.....	52

Índice de figuras.

Figura 1: a) Ubicación regional del área de estudio; b) Ubicación dentro de la región de la zona de estudio; c) Estructuras morfológicas principales del sector de estudio.	3
Figura 2: Evolución geológica Cuenca de Magallanes (Modificado de Mpodozis et al., 2013).	8
Figura 3: Mapa geológico zona de estudio (ENAP); 1. DC4: Metamórfico (Devónico-Carbonífero); 2. J3a: Volcánico (Jurásico); 3. JK3o: Volcánico (Jurásico-Cretácico); 4. JK1m: Sedimentario (Jurásico Superior-Cretácico Inferior); 5. Kig: Intrusivo (Cretácico Inferior); 6. KTg: Intrusivo (Cretácico Superior- Terciario Inferior); 7. Ks1mp: Sedimentario (Campaniano- Maastrichtiano); 8. Ks2m: Volcanosedimentario (Cretácico Superior); 9. Ks1m: Sedimentario (Cretácico Superior); 10. Pa1m: Sedimentario (Paleoceno); 11. E1m: Sedimentario (Eoceno); 12. EM1m: Sedimentario (Eoceno-Mioceno); 13. OM1c: Sedimentario continental (Oligoceno-Mioceno); 14. OM1m: Sedimentario marino (Oligoceno-Mioceno); 15. Mg: Intrusivo (Mioceno); 16. MP3: Volcánico y Volcánico-sedimentario (Mioceno-Plioceno); 17. PPI3: Volcanico (Plioceno-Pleistoceno); 18. M2c: Volcanico-sedimentario (Mioceno Inferior-Medio); 19. M1c: Sedimentario (Mioceno Inferior-Medio); 20. Q1: Sedimentario (Pleistoceno-Holoceno); 21. Contactos geológico; 22. Falla; 23. Pliegue anticlinal; 24. Pliegue sinclinal; 25. Capital regional; 26. Ciudad o pueblo; 27. Cuerpo de agua.	9
Figura 4: Reconstrucción de las Columnas estratigráficas Piso San José (a) y Piso Penitente (b), según la descripción de González (1953).	17
Figura 5: Proceso de Sísmica de reflexión; a) La trayectoria del frente de ondas se modifica por reflexiones y refracciones, de modo que la impronta que arriba al geófono es diferente a la fuente. La propagación se registra como trayectoria hiperbólica; b) agrupamiento de las reflexiones de múltiples disparos en CDP; c) las trazas agrupadas forman la sección sísmica.	25
Figura 6: Mapa Ubicación zonas descritas; a) Área de estudio; b) Sector de Kerber, afloramientos rio Rubens; c) Afloramientos Cordillera Vidal, se muestra el sector de Cerro La Virgen y Cerro Mocho; d) Afloramientos rio Penitente y sector norte de rio San José; d) Afloramientos rio San José.	26
Figura 7: Cerro Mocho; a) Afloramientos vista hacia el Norte 80 metros aproximadamente; b) Afloramientos vista Sur, se muestra el contraste entre litologías de	

brecha (negras) y tobas de ceniza (blancas); c) Depósitos de tobas de ceniza; d) Depósitos de brecha con base erosiva (lápiz de escala).	27
Figura 8: Afloramientos Cerro La Virgen; a) Vista general de afloramientos; b) Vista en detalles de afloramientos, se muestra un nivel claro, que presentaría estratificación paralela; c) Brechas monomícticas características del sector de estudio.	28
Figura 9: Afloramientos sector de Kerber; a) Se presentan depósitos de brechas polimícticas color café claro y brechas monomícticas color gris oscuro en el fondo; b) Depósitos de brecha polimíctica en contacto erosivo sobre brechas monomícticas.	29
Figura 10: Afloramientos río Rubens; a) Tobas líticas con estratificación cruzada; b) Depósitos de toba de ceniza fina en contacto con rechas monomícticas; c) Depósitos de brechas monomícticas.	30
Figura 11: Afloramientos a orillas del río San José; a) Afloramiento del sector sur del río San José, potencia total de 116 metros; b) Afloramiento del sector central del río San José, potencia total de 45 metros, en la parte cercana se muestran tobas de ceniza; c) Sucesión de base a techo de tobas de ceniza blancas, tobas líticas con clastos basálticos, tobas líticas con estratificación cruzada y segregación de pómez, y tobas de ceniza blancas; d) Sucesión de tobas de ceniza blancas amarillentas, con tobas líticas color azulado.	32
Figura 12: a) Afloramientos cercanos a desembocadura de río San José en río Penitente, vista norte del valle; b) Afloramientos cercanos a desembocadura de río San José en río Penitente, vista sur del valle; c) Afloramientos cercanos a Villa Tehuelche Vista suroeste.....	33
Figura 13: Afloramientos Cerro Palomares; a) Vista noreste de afloramiento general, de color oscuro niveles de granulometría gruesa y blancos niveles de tobas finas; b) Afloramiento de tobas líticas con líticas basálticos estratificación cruzada, persona de escala; c) Afloramiento de tobas líticas; d) Afloramiento de tobas de ceniza con base erosiva sobre estas; e) Estructura de escape de fluidos, martillo de escala.	34
Figura 14: Mapa ubicación de columnas estratigráficas; a) Ubicación regional; b) Ubicación dentro de la región de Magallanes y la Antártida Chilena; c) Ubicación de columnas dentro del área de estudio.	35
Figura 15: Columna 2 (C2), ver ubicación en Figura 14.....	36

Figura 16 a) Afloramientos de Columna 4 y Columna 5, Cerro Palomares, se muestra el nivel de correlación entre ambas; b) Columnas levantadas en el sector de Cerro Palomares.	37
Figura 17: Columnas 9 y 10; a) Afloramiento de la columna 10 ubicado en la ladera norte del río Penitente; b) Representación gráfica de la columna 10; c) Afloramiento de la columna 9 ubicado en la ladera sur del río Penitente; d) Representación gráfica de la columna 9.....	38
Figura 18: Representación de columnas estratigráficas del sector oeste del área de estudio (C7, C15 y C6), las cuales representan los principales afloramientos con brechas monomícticas.	39
Figura 19: Columnas 1, 2 ,3 y 13, cuyos afloramientos se ubican en los acantilados del río San José.....	40
Figura 20: Columna 12 (C12); a) Vista de afloramiento, ubicado en sector este del área de estudio; b) Representación de la columna levantada.....	41
Figura 21: Mapa Isobático base Formación Palomares.....	42
Figura 22: Mapa Isobático techo Formación Palomares.	43
Figura 23: Ubicación pozos ES1-ES7 y afloramientos de Formación Palomares y El Salto.	44
Figura 24: Perfil sísmico del sector de estudio, se muestra en color rojo el techo de la Formación El Salto a partir de los pozos ES2-ES6, mientras con color rosa el techo de la Formación El Salto a partir de los pozos ES1 y ES7, la traza del perfil y ubicación de pozos se muestra en la imagen inferior izquierda.	45
Figura 25: Ubicación en profundidad de marcadores de TES1 y TES2 en pozo ES7, notar disminución de GR bajo TES2, y contrastes en la resistividad.	48
Figura 26: a) Mapa de ubicación regional; b) Ubicación zona de estudio en Región de Magallanes; c) Ubicación de muestras geoquímicas en zona de estudio.	49
Figura 27: Clasificación de muestras mediante diagrama TAS (Le Bas et al., 1986).	50
Figura 28: Diagrama AFM para muestras de toba (Irvin y Baragar, 1971).....	51
Figura 29: Piroclastos juveniles dentro de la Formación Palomares; a) Pómez altamente vesiculadas; b) Pómez de ~1 mm; c) Escorias redondeadas de ~6 cm; d) Escorias redondeadas de ~5 cm.....	52

Figura 30: Tobas de ceniza fina y masiva en el área de estudio; a) Depósitos masivos color blanco de 30 cm de espesor; b) Depósitos con laminación de 50 cm de espesor; c) Depósitos masivos, gruesos 50 cm de espesor.53

Figura 31: Toba cristalina en matriz vítrea, y masiva; a) Afloramiento de 3 metros aproximados, con presencia de moldes de vegetales; b) Estructuras de lapilli acorazado; c) Fósil de mamífero de 5 cm de diámetro d) Madera carbonizada en posición vertical; e) Pipas de segregación de fluidos; f) Concentración de clastos mayores en base erosiva, g) Corte delgado de muestra 370, nicoles paralelos, h) Corte delgado de muestra 370, nicoles cruzados.55

Figura 32: Toba lítica; a) Estructura interna con estratificación cruzada y segregación de pómez; b) Lapilli acrecional; c) Concentración de clastos en la base de las estratificaciones; d) Pipas de segregación de fluidos; e) Laminación convoluta, f) Corte delgado, nicoles paralelos, g) Corte delgado, nicoles cruzados.....57

Figura 33: Toba lítica tamaño lapilli medio a bloque; a) afloramiento en rio Penitente se observa base erosiva; b) Afloramiento rio Rubens, muestra clara estratificación cruzada; c) Carácter monomíctico del depósito; d) Afloramiento en cerro Palomares con estratificación cruzada.....58

Figura 34: Litofacies de brecha piroclástica, se observa el carácter monomíctico y la mala selección; a) Deposito de la litofacies en rio Rubens, aproximadamente 10 metros de espesor; b) Deposito de la litofacies en cerro La Virgen, aproximadamente 50 metros de espesor; c) Deposito en cerro la virgen, presenta nivel de aproximadamente 50 centímetros con estratificación paralela de régimen alto, entre los niveles masivos; d) Estratificación paralela de régimen alto (lápiz de escala).....59

Figura 35: Litofacies de brecha monomíctica; a) Depósito cercano a rio Rubens, da muestra de clastos angulosos y mala selección en un depósito monomíctico (martillo de escala); b) Afloramiento en mayor cota que a), da muestra de clastos de hasta 2 metros; c) Cristales de piroxeno de hasta 2 milímetros en clastos del depósito (cubre lente de escala); d) Cristales de piroxeno tanto en matriz como en clastos (martillo de escala). 60

Figura 36: Ubicación Litofacies F7; a) Ubicación dentro del área de estudio; b) Ubicación en relación a rio Rubens.....61

Figura 37: Litofacies de depósitos de brecha; a) Vista general de uno de los afloramientos en cercanías de rio Rubens; b) Clasto basáltico vesiculado, presenta

casaca por enfriamiento (martillo de escala); c) Contacto nítido erosivo lateral; d) Vista de afloramiento con presencia de clastos mayores basálticos angulosos de aproximadamente 1,5 metros y presencia de base erosiva (martillo de escala); e) Vista cercana a afloramiento, se observa el carácter polimíctica y la mala selección de la litofacies y la base erosiva que pone en contacto la litofacies con un nivel fino (martillo de escala).....62

Figura 38: Facies de brecha sedimentaria; a) Depósito de amplia extensión, presenta estructura lobular (martillo de escala); b) Depósito con extensión lateral limitada y estructura lobular (martillo de escala); c) madera carbonizada dentro del depósito (martillos de escala); d) madera carbonizada; e) Hueso de mamífero (martillo de escala).....63

Figura 39: Litofacies de basalto; a) Ubicación geográfica de afloramientos; b) Afloramiento sector Este (martillo de escala), c) Afloramientos Rio Rubens (martillo de escala), d) Corte delgado, nicoles paralelos, e) Corte delgado, nicoles cruzados.65

Figura 40: Facies de flujos piroclásticos; a) Litofacies F2 con base tractiva; b) Litofacies F2 sin clastos mayores.....67

Figura 41: Variaciones laterales de depósitos de oleada piroclástica (Modificado de Chough y Sohn, 1990); a) Depósito de Litofacies F5; b) Depósito de Litofacies F4; c) Depósito de Litofacies F3; d) Depósitos de Litofacies F2, afloramiento columna 12 (C12).68

Figura 42: Evolución vertical teórica de facies volcánicas.71

Figura 43: Distribución de facies en área de estudio.75

Figura 44: Distribución en subsuelo de Palomares inferior y Palomares superior. ...76

Figura 45: Estratificación cruzada con acumulación de clastos en un extremo; sector Cerro Palomares.77

Figura 46: Estratificaciones cruzadas indicando dirección de flujo de Oeste a Este; a) Diagrama de interpretación (Modificado de Cole, 1991); b) Estratificación tipo a; c)-f) Estratificaciones tipo b; g) Estratificación tipo e.78

Figura 47:a) Levantamiento aeromagnético realizado por ENAP; b) Interpretación geofísica (Johnson y Zietz, 1988).....80

Figura 48: Dimensiones del área seleccionada para el cálculo de volumen de la Unidad inferior de la Formación Palomares.82

Figura 49: a) Ubicación de pozos utilizados; b) Curva de Madurez vs Profundidad; c) Gradientes termales teoricos; todos los datos a partir de Pinto et al. (2016).	84
Figura 50: Esquema paleogeográfico del Eoceno (?).	86
Figura 51: Esquema paleogeográfico del Oligoceno-Mioceno inferior.	87
Figura 52: Mapa ubicación depósitos calco-alcálinos; Cuadros negros: Tobas intercaladas a Fm. Sta. Cruz; triángulos negros: Intrusivos y depósitos exclusivamente volcánicos.....	88
Figura 53: Esquema paleogeográfico del Mioceno inferior, NPMA: Arco volcánico calco-alcálico relacionado a subducción.	89
Figura 54: Esquema paleogeográfico del Mioceno superior, EGA: Estancia Gleencross Area.....	90

1. Capítulo I. Introducción.

1.1. Antecedentes Generales.

Desde la creación de la Empresa Nacional del Petróleo en el año 1950 se han realizado actividades de reconocimiento dirigidas a la descripción y entendimiento de la geología de Magallanes, en primer término, con el objetivo de explorar, y explotar, los recursos hidrocarburíferos descubiertos por Corfo en 1948 en areniscas transgresivas de la Formación Springhill, y en segundo lugar, orientadas a la búsqueda de oportunidades exploratorias en otros horizontes estratigráficos. Adicionalmente, numerosos estudios se han llevado a cabo con el fin de enriquecer el conocimiento geológico de la región. Basado en cartografía geológica, levantamiento estratigráfico, bioestratigrafía y modelamiento estructural acumulados en décadas de investigación se ha alcanzado una aceptable descripción cartográfica de Magallanes, volcada en la información difundida para consulta pública. Sin embargo, los nuevos desafíos de ENAP requieren la comprensión más detallada de los depósitos y los procesos involucrados en su emplazamiento.

En este ámbito, la Formación Palomares es considerada como un reservorio de agua debido a su posición estratigráfica somera, lo que permite que su recarga sea directa, y además, a la existencia de estratos con alta porosidad.

La actual definición de la Formación Palomares proviene de las descripciones realizadas por González (1953) en el marco del levantamiento regional de los afloramientos terciarios, trabajos sumados al aporte de varios profesionales contratados con el fin de reconocer la estratigrafía y caracterización de horizontes de interés exploratorio, como asimismo por el reconocimiento de las unidades identificadas en superficie en los recortes de los pozos perforados en la cuenca, donde aquellas unidades no afloran. Particularmente la descripción actual de la Formación Palomares está basada en la caracterización realizada en esa época, con pocas enmiendas y modificaciones. Para este estudio se dispone de las descripciones de “cutting” de los pozos perforados, además de registros eléctricos realizados en los mismos pozos, y perfiles sísmicos de reflexión 2D de la zona.

La formación ha sido descrita como la culminación continental de los depósitos terciarios que se ve representada por una sucesión de depósitos clásticos de origen fluvial, y depósitos volcánicos sedimentarios, con una potencia promedio de 225 metros, y asignada tentativamente al Mioceno.

Con el fin de modelar la distribución de facies características de la unidad, así como la descripción de los procesos genéticos, y la asignación de los límites estratigráficos, se propone la correlación de la información disponible con los datos obtenidos del análisis de afloramientos de la formación, con el objetivo de determinar los procesos que controlan la depositación de esta formación.

1.2. Ubicación Geográfica y vías de acceso.

El área de estudio se ubica en el sector Norte de la Provincia de Magallanes y sector Sur Este de la Provincia de Última Esperanza, específicamente entre los 295000 y 360000 metros Este y los 4154000 y 4229000 metros Sur (UTM, WGS84) (ver Figura 1-a y b), perteneciendo, de este modo, a las comunas de Laguna Blanca y Río Verde, ambas con una baja densidad poblacional (610 y 161 habitantes totales respectivamente según censo 2012 (INE)), concentrada en las localidades de Villa Tehuelches y Villa Renoval para la comuna de Laguna Blanca, y la localidad de Río Verde en la comuna homónima, siendo estos, los únicos asentamientos existentes en el sector.

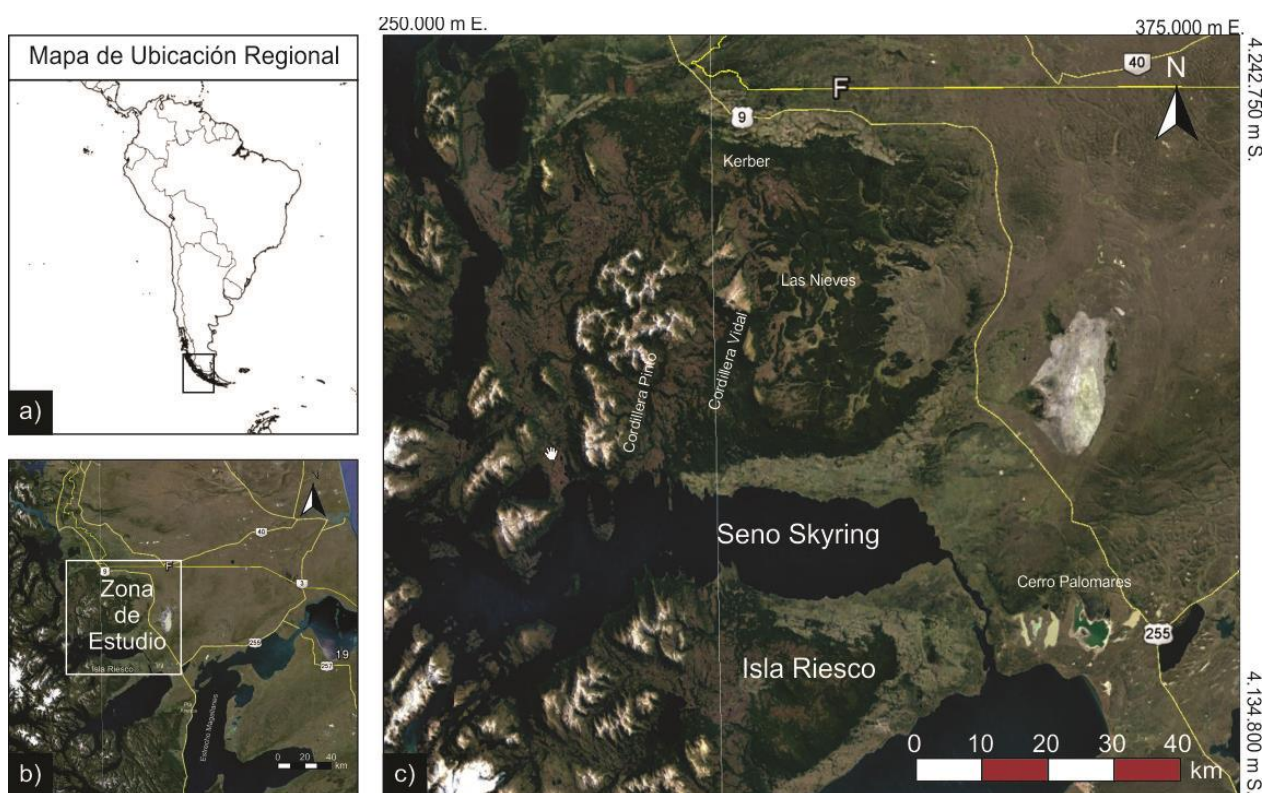


Figura 1: a) Ubicación regional del área de estudio; b) Ubicación dentro de la región de la zona de estudio; c) Estructuras morfológicas principales del sector de estudio.

La actividad económica dentro del sector se ve dividida en dos polos principales, por una parte la actividad maderera, desarrollada principalmente con la finalidad de abastecer de leña tanto a los sectores cercanos, como a la ciudad de Punta Arenas, mientras en segundo lugar, y no menos importante la crianza de bovinos y ovinos, desarrollada por las distintas estancias del sector, las que ocupan la mayor parte del

territorio, y además, representan la población que no se asienta en las villas anteriormente mencionadas.

El clima de la zona se puede dividir en dos, según la clasificación de Köppen (1936), el sector Este se caracteriza por un clima de estepa fría (BSk'c), caracterizada por una amplia variación térmica (entre -30°C y 0°C en invierno, y entre -11°C y 30°C en verano) y bajas precipitaciones (entre 200 mm/año y 400 mm/año), por su parte el sector Oeste presenta un clima trasandino con degeneración esteparia (Dfk'c), el cual se caracteriza por la reducción de las precipitaciones entre los 1000 mm/año y los 500 mm/año, disminuyendo rápidamente en dirección este y noreste. El promedio de temperatura del mes más frío fluctúa entre los 3°C y los -1°C, mientras que la amplitud térmica crece en la medida que la distancia al mar es mayor.

Las principales vías de acceso corresponden a la Ruta 9, ruta principal, pavimentada, que conecta las localidades de Punta Arenas y Puerto Natales, las rutas no asfaltadas Y-450 e Y-50, y caminos interiores pertenecientes a las estancias del sector (ver Figura 1-b).

Por su parte los afloramientos estudiados se ubican principalmente en los relieves positivos de mayor envergadura del sector (Cordillera Vidal y Cerro Palomares), además de en los acantilados producidos por la erosión de los ríos San José y Penitente, en el sector de las Nieves, además del río Rubens en el sector de Kerber (ver Figura 1-c).

1.3. Objetivos.

1.3.1. Objetivos Generales.

El objetivo principal del estudio es definir los procesos de generación y deposición de las rocas asignadas a la Formación Palomares, así como la definición y distribución de facies características, y contextualización en la evolución y entorno geológico.

Adicionalmente se pretende revisar las variaciones laterales y las relaciones de contacto con la unidad subyacente.

1.3.2. Objetivos Específicos.

Describir y caracterizar el desarrollo estratigráfico de la Formación Palomares en superficie, y sus variaciones laterales.

Definir las distintas facies que componen la Formación Palomares.

Definir la distribución y geometría en superficie y sub superficie de las facies de la Formación Palomares.

1.4. Metodología.

Para la realización de los objetivos propuestos se desarrolla la siguiente metodología:

- Selección de pozos en la cercanía del área de estudio: esta selección se realiza en base a la disponibilidad de datos de perfiles eléctricos y sínicos, y descripciones de “cutting” realizadas durante la perforación de los pozos. Además, con el fin de describir variaciones laterales de facies mediante el contraste de los depósitos proximales y distales, estos últimos reconocidos por pozos en sub-superficie, se seleccionan aquellos con buen control de la unidad de interés.
- Análisis petrofísico y de litofacies eléctrica: determinación de la base de la formación, y en consecuencia de la potencia de esta, basado en los contrastes observados en los perfiles eléctricos (principalmente perfiles de resistividad) en siete pozos a lo largo del sector continental de la Región de Magallanes, los registros utilizados dependerán de la disponibilidad en los pozos, según el objetivo que tuvo cada uno en su perforación.
- Realización de dos campañas de terreno con una duración de un total de veinte días, distribuidos en los meses de Diciembre de 2015 y Enero de 2016, durante estas se realiza la descripción detallada de afloramientos relevantes de la Formación Palomares, midiendo espesores, analizando la estructura interna y registrando la granulometría de los depósitos, para luego realizar el muestreo sistemático de estos, además se confecciona un total de quince columnas estratigráficas de la formación, y se definen y describen las litofacies características de esta.
- Descripción petrográfica de un total de dieciséis muestras mediante microscopía óptica de luz transmitida para la caracterización granulométrica y composicional detallada de las distintas litofacies presentes.
- Análisis geoquímico de elementos mayores en roca total de diez muestras, a partir de los cuales se realiza la clasificación de estas mediante los métodos propuestos por Irvin y Baragar (1971) y LeBas et al. (1986), para describir la evolución y origen de la formación.

- Dataciones radiométricas mediante el método de K-Ar para dos muestras obtenidas *in situ* en afloramientos del sector oeste del área de estudio, específicamente en el sector de Cerro Mocho y Kerber, las cuales se realizan en masa fundamental y en roca total respectivamente, determinándose, de esta forma, la edad de la formación, y realizándose la contextualización temporal de esta.
- Finalmente se realiza la correlación de las columnas estratigráficas levantadas en afloramientos, con las columnas de pozo, mediante la relación litológica entre estos y apoyado en perfiles de reflexión sísmica de dos dimensiones de carácter regional en orientación oeste-este, utilizando criterios sismo-estratigráficos, además, con esto se estima la distribución espacial de la formación, y además, se estima el volumen total de los depósitos mediante los espesores tanto de los afloramientos de superficie como los obtenidos a partir de los pozos y los perfiles sísmicos.

2. Capítulo II. Marco Geológico.

La evolución geológica del extremo sur de Sudamérica, todavía en el supercontinente de Godwana, al sur de los 42°, tiene como sustrato al complejo de rocas metamórficas de alta presión correspondientes al terreno acrosionado de Patagonia (Ramos, 1984). Esta evolución puede ser dividida en 4 etapas (Mpodozis et al., 2013); una etapa de synrift, una de subsidencia termal, una fase de transición y por último, una etapa de cuenca de antepaís (ver Figura 2), que generan depósitos a lo largo de toda la región (ver Figura 3).

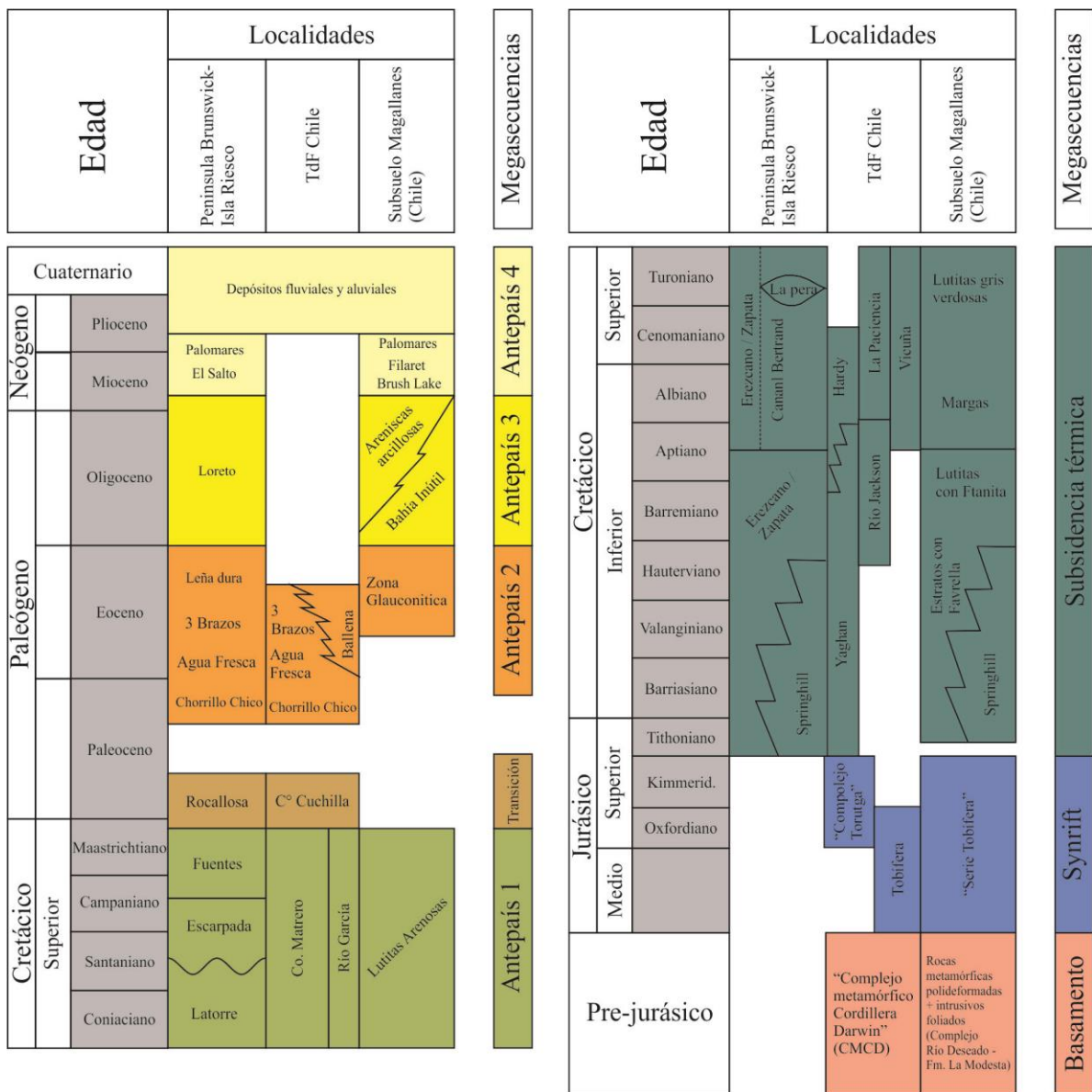
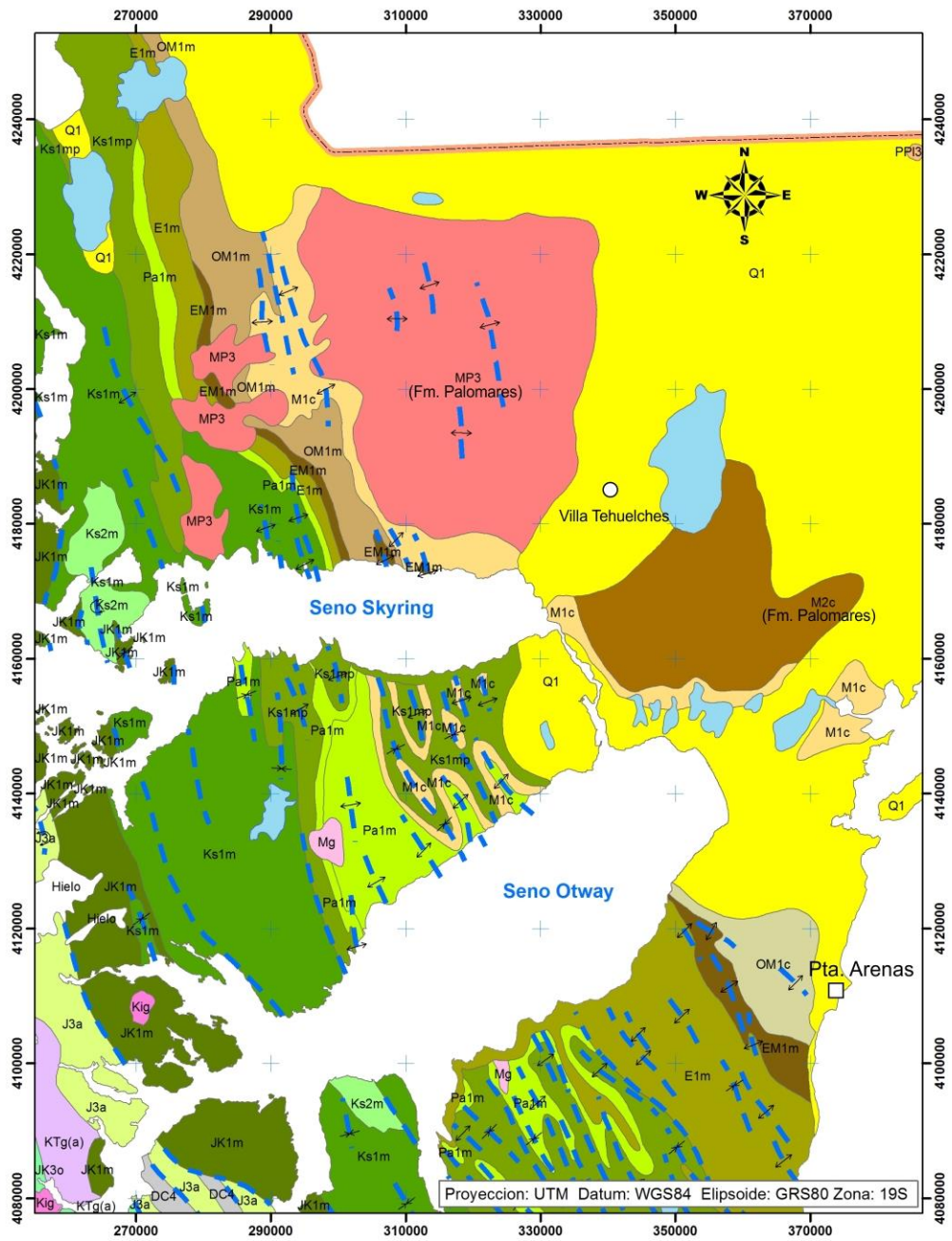


Figura 2: Evolución geológica Cuenca de Magallanes (Modificado de Mpodozis et al., 2013).



- | | | | | | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | |

Figura 3: Mapa geológico zona de estudio (ENAP); 1. DC4: Metamórfico (Devónico-Carbonífero); 2. J3a: Volcánico (Jurásico); 3. JK3o: Volcánico (Jurásico-Cretácico); 4. JK1m: Sedimentario (Jurásico Superior-Cretácico Inferior); 5. Kig: Intrusivo (Cretácico Inferior); 6. KTg: Intrusivo (Cretácico Superior-Terciario Inferior); 7. Ks1mp: Sedimentario (Campaniano- Maastrichtiano); 8. Ks2m: Volcanosedimentario (Cretácico Superior); 9. Ks1m: Sedimentario (Cretácico Superior); 10. Pa1m: Sedimentario (Paleoceno); 11. E1m: Sedimentario (Eoceno); 12. EM1m: Sedimentario (Eoceno-Mioceno); 13. OM1c: Sedimentario continental (Oligoceno-Mioceno); 14. OM1m: Sedimentario marino (Oligoceno-Mioceno); 15. Mg: Intrusivo (Mioceno); 16. MP3: Volcánico y Volcánico-sedimentario (Mioceno-Plioceno); 17. PPI3: Volcanico (Plioceno-Pleistoceno); 18. M2c: Volcanico-sedimentario (Mioceno Inferior-Medio); 19. M1c: Sedimentario (Mioceno Inferior-Medio); 20. Q1: Sedimentario (Pleistoceno-Holoceno); 21. Contactos geológico; 22. Falla; 23. Pliegue anticlinal; 24. Pliegue sinclinal; 25. Capital regional; 26. Ciudad o pueblo; 27. Cuerpo de agua.

El registro se inicia con la acumulación de extensos mantos de ignimbritas durante el Jurásico Medio a Superior (172-162 Ma. en U/Pb y $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Pankhurst et al., 2000; Féraud et al., 1999), pertenecientes a la provincia ácida de Chon-Aike, sobre el basamento metamórfico. La provincia de volcanismo ácido (LIP) tiene su origen en el aislamiento termal del manto litosférico bajo el supercontinente de Pangea y la consecuente fusión de la base de la corteza (anatexia cortical). La extensión cortical asociada es responsable de un amplio rift hasta la ruptura de la corteza, que genera la “Cuenca de Rocas Verdes” (Mpodozis y Kay, 1990). Posteriormente se depositan en el borde oriental de la Cordillera Patagónica rocas volcánicas con afinidad de arco representadas por un conjunto de series volcánicas, más jóvenes (157-153 Ma., Ramos, 1988), al Norte de los 49°S (Mpodozis, 2004), las cuales se conocen como Formación Ibáñez en Aysen y el Complejo El Quemado en Santa Cruz,

El rifting jurásico y volcanismo asociado en ambiente continental es la expresión de una larga etapa de adelgazamiento y calentamiento cortical. Al régimen extensivo con volcanismo agradacional asociado le sucede un régimen pasivo, de manera que la subsidencia post calentamiento cortical está marcado por la transgresión diacrónica que avanzó hacia el este y norte. Los depósitos transgresivos corresponden a una sucesión de sedimentos detríticos que representan de base a techo ambientes fluviales a estuarinos y de planicie aluvial, que evolucionan a planicie costera y en el techo a marino somero (Mpodozis et al., 2013) conjunto que se conoce como la Formación Springhill, depositados entre el Titoniano–Valanginiano (Riccardi, 1976). Engranado lateralmente a los depósitos detríticos gruesos de la Formación Springhill, una sucesión de limolitas transgresivas gris pardusca, con intercalaciones de calizas ricas en ammonites, y foraminíferos (Formación Estratos con Favrella), de ambiente marino de plataforma (Biddle et al., 1986). Concordantemente se depositan arcillolitas grises de ambiente marino profundo con abundante fauna de Radiolarios de la Formación Lutitas con Ftanitas asignadas al Barremiano–Aptiano (Gonzales, 1965).

La transición hacia la cuenca de antepaís ocurrida durante el Aptiano, se verifica por el aumento en la velocidad de expansión de la dorsal atlántica que derivó en la subducción de la “Cuenca de Rocas Verdes” hacia el Oeste, y una disminución en la velocidad de subsidencia termal. De este modo en ambiente marino de plataforma muy

somera se depositan sedimentos carbonatados (Mella, 2001), de las formaciones Margas correspondiente al Aptiano–Albiano (Ceccioni, 1955), y sobre esta una sucesión de “arcillolitas” gris verdosas con intercalaciones calcáreas ricas en bivalvos y foraminíferos de la Formación Lutitas gris verdosas del Cenomaniano–Turoniano (Mordojovich, 1948; González, 1965; Mella 2001), depositadas en un ambiente marino de plataforma externa (Rogers en Mobil, 1979). Por otra parte en Isla Riesco, se deposita la Formación Canal Bertrand (Aptiano-Albiano), consistente en 300 a 500 metros de areniscas y pelitas negras, interpretadas como turbiditas diluidas en la base, variando a turbiditas clásicas hacia el techo (Castelli, 1992). La profundización del ambiente depositacional se asocia al inicio de un régimen tectónico compresivo, y la consiguiente formación de la faja plegada y corrida de Magallanes y la cuenca de antepaís asociada.

Por su parte en el sector de Tierra del Fuego se postula que la etapa de alta generación de corteza oceánica se desarrolla durante el Aptiano–Albiano (Wilson, 1991), de este modo se genera el cierre de la Cuenca de Rocas de Verdes y da inicio a la fase de cuenca de antepaís compresiva (Mpodozis et al., 2013).

2.1. Etapa de Cuenca de Antepaís.

El desarrollo de la cuenca de antepaís de Magallanes se ha interpretado a partir del estudio de límites sismoestratigráficos, de modo que los depósitos se subdividen en 4 megasecuencias, las cuales representan eventos principales de la evolución sísmica secuencial (Mella, 2001; Mpodozis et al., 2007):

2.1.1. Megasecuencia 1.

Reúne depósitos entre el Coniaciano y el Maastrichtiano y se caracteriza en perfiles sísmicos por una discordancia regional, y un arreglo de “onlap” hacia el Este. Se relaciona al inicio de la subducción de la placa pacífica bajo la placa sudamericana y el consecuente inicio del régimen compresivo, aproximadamente a los 85 Ma., después del consumo de la cuenca de Rocas Verdes (Mpodozis et al., 2013). La megasecuencia 1 se ha dividido en dos características etapas:

2.1.1.1. *Megasecuencia 1a: Cuenca hambrienta.*

El periodo comprendido entre el Coniaciano y el Campaniano estuvo marcado por el desarrollo y sedimentación de abanicos turbidíticos que alimentaron la cuenca tanto axial como perpendicularmente, como consecuencia de una rápida profundización debido a la carga tectónica producida por el cabalgamiento del arco sobre el margen pasivo (Mpodozis et al., 2013). Depósitos representativos de este periodo se pueden encontrar en el sector de Isla Riesco - Península Brunswick, donde se encuentra la Formación Latorre compuesta por entre 300 y 500 metros de turbiditas (Mpodozis et al., 2007), sobreyaciendo a esta se encuentra la Formación Escarpada, compuesta por alrededor de 800 metros de conglomerados polimícticos, representando facies de relleno de cañones submarinos alimentados desde el Norte (Mpodozis et al., 2013).

En el subsuelo del sector extra andino chileno, las facies arenosas acumuladas entre el Coniaciano y el Campaniano se asignan a la Formación Lutitas Arenosas (Mordojovich, 1951), las cuales están compuestas de hasta 400 metros de arcillitas y lutitas con intercalaciones carbonáticas, cuyo ambiente se interpreta como plataforma somera (González, 1965; Mobil, 1979; Biddle et al., 1986).

2.1.1.2. *Megasecuencia 1b: Cuenca rellena.*

Durante el Campaniano-Maastrichtiano, una nueva elevación del nivel base relativo en la región precordillerana de Última Esperanza, Isla Riesco y Península Brunswick, permite la agradación en ambientes de plataforma somera (Mella, 2001) de potentes unidades clásticas. Este alzamiento y somerización de la cuenca, se puede deber al rebote flexural, isostático, que habría sufrido el eje de la cuenca, asociado a la ruptura, y colapso de la placa oceánica subductada dentro del manto (Mpodozis et al., 2007; Mpodozis et al., 2013). El proceso tectónico está representado, en Isla Riesco y Península Brunswick, por la Formación Fuentes de 2800 metros de espesor (Charrier y Lahsen, 1965), compuesto por areniscas finas glauconíticas, pelitas y margas, con estratificación planar y microestratificación cruzada, portadoras de una abundante fauna de ammonoideos del Campaniano (Covacevich, 1991), secuencia característica de la sedimentación en un ambiente de plataforma de muy poca profundidad afectado por tormentas (Castelli et al., 1992).

2.1.1.3. *Periodo de transición a la Cuenca Terciaria.*

A fines del cretácico un fenómeno eustático condiciona la sedimentación en un ciclo de rápida transgresión regresión, que se desarrolla durante el Maastrichtiano–Daniano, coincidiendo con el ascenso marino global en el Maastrichtiano tardío (Haq et al., 1987). Este proceso está bien documentado principalmente en las zonas de Ultima Esperanza (Formación Dorotea), Lago Argentino y Viedma (Formación Calafate), y Rio Turbio (Formación Monte Chico y Cerro Dorotea). Por su parte en la zona de Península Brunswick podría estar representado por la Formación Rocallosa, la que se compone de alrededor de 600 metros de depósitos principalmente arenosos, depositados en ambiente de plataforma somera durante el Campaniano superior–Maastrichtiano (Castelli et al., 1993). No se descarta, sin embargo, que esta formación sea la etapa final de la megasecuencia 1 debido a su contacto concordante con la Formación Fuentes (Mpodozis et al., 2013).

En el sector de Ultima Esperanza los depósitos de este periodo se encuentran en contacto discordante sobre los del Campaniano–Maastrichtiano, y presentando un hiato temporal hasta el Paleoceno tardío en el techo (Kraemer y Riccardi, 1997).

2.1.2. Megasecuencia 2.

Abarca depósitos entre el Paleoceno y Eoceno, limitado en su base por una discordancia erosiva, que hacia el este es no depositacional (“onlap”). Se caracteriza por potentes series pelítico arenosas de miles de metros de espesor (más de 6000) interpretados como depósitos en ambientes de plataforma externa a media, de baja profundidad, incluso costanero (Mella, 2001), sin cambios mayores en el ambiente de depositación, lo que indica una subsidencia constante y rápida, solo levemente superada por la velocidad de sedimentación (Mpodozis, 2004).

Estos depósitos están bien representados en Península Brunswick por 4 formaciones, de base a techo. La Formación Chorrillo Chico, correspondiente a 275 metros, de arcillolitas y areniscas con intercalaciones de areniscas finas glauconíticas, y niveles calcáreos delgados (Thomas, 1949), el cual corresponde al primer relleno de la cuenca Terciaria (Mella, 2001), con una edad de aproximadamente 58 Ma. en zircones

detríticos (Herve et al., 2004), existiría por tanto un hiato temporal de gran parte del Paleoceno. Sobre esta sobreyace concordantemente la Formación Agua Fresca, compuesta por 300 metros de limolitas y arcillolitas en parte glauconíticas, de edad eocena inferior a medio (Cañon y Ernst, 1975). Concordante sobre esta se dispone la Formación Tres Brazos de edad eocena medio (Cañon y Ernst, 1975), correspondiente a 1200 metros de areniscas finas a medias, glauconíticas, con intercalaciones de areniscas calcáreas y limolitas. Culmina la megasecuencia con los depósitos de la Formación Leña Dura, compuesta por 2500 metros de arcillolitas grises a glauconíticas, con intercalaciones calcáreas, la que es asignada al Eoceno medio (Cañon y Ernst, 1975) o bien al Eoceno superior (Natland et al., 1974), estas formaciones son interpretadas como sistemas deltaicos progradantes, depositados en ambiente de plataforma externa a media de baja profundidad (Mella, 2001).

Por otra parte, en el sector de plataforma, el límite inferior de este periodo transgresivo se ve representado sísmicamente por terminaciones de “onlap” sobre la discordancia basal. Hacia el este, en la “Zona glauconítica”, el depósito corresponde a areniscas mal seleccionadas, wackas y limolitas.

El avance del dominio marino del Eoceno medio no está restringido sólo a la cuenca de antepaís de Península Brunswick–Isla Riesco, y a la Plataforma Magallánica, ya que hacia el sector central, y occidental de la Provincia de Santa Cruz, extensas zonas que, probablemente, estuvieron emergidas durante el Paleoceno, y bastante alejadas del depocentro de Península Brunswick e Isla Riesco, fueron cubiertas por el mar (Mpodozis, 2004).

2.1.3. Megasecuencia 3.

Como consecuencia de una disminución de la flexura de carga, en el Oligoceno–Mioceno se desarrolla una tercera megasecuencia de antepaís, con menor asimetría en los depósitos (Mella, 2001). Se caracteriza por un arreglo de secuencias en general progradantes que varían a agradantes, con aportes desde el WSW (Mpodozis et al., 2013; Biddle et al., 1986).

El desarrollo de esta etapa tanto en Península Brunswick, como en Isla Riesco, y el sector de Última Esperanza, está representado por la Formación Loreto, que en su localidad tipo, en el río Las Minas, incluye más de 1000 metros de limolitas y areniscas fosilíferas de grano medio a grueso, los cuales serían asignados al Eoceno superior–Mioceno (Natland et al., 1974; Cañon y Ernst, 1975), e interpretados como sistemas deltaicos provenientes desde el oeste, a partir de las clinofomas presentes en perfiles sísmicos (Cortés, 1956).

En tanto, en el sector de plataforma, durante el mismo tiempo, se deposita la Formación Areniscas Arcillosas (Mordojovich, 1951), compuesta por entre 100 y 400 metros de areniscas arcillosas con intercalaciones calcáreas, las que presentan asociaciones de foraminíferos que se atribuyen al Oligoceno superior-Mioceno inferior (González, 1965), e indican condiciones de plataforma somera, que evolucionan a sistemas deltaicos con progradación hacia el Este (Rose, 1977; Marchant, 1992; Mella, 2001).

2.1.4. Megasecuencia 4.

Durante el Mioceno inferior se produce la reactivación de fallas antiguas de alto ángulo en posiciones internas del sector andino, y cesa la progradación de corrimientos hacia el antepaís no deformado, de manera que el alzamiento vertical y creación de relieve durante el Mioceno, no estuvo acompañado de subsidencia flexural en el antepaís (Mpodozis, 2004). De este modo, la megasecuencia miocena a holocena, tiene mínima variación de espesor en comparación con las unidades anteriores, y un arreglo interno agradante de estratificación concordante, condición que permite establecer una clara diferenciación en el arreglo sísmico entre esta megasecuencia y la infrayacente (Mpodozis et al 2013).

Posteriormente a la somerización progresiva, que genera la depositación de los primeros sistemas deltaicos ricos en arenas (Formación Areniscas Arcillosas) durante el Oligoceno-Mioceno inferior (Mella, 2001), el sector extra andino de la cuenca registra durante el Mioceno medio una ingresión atlántica. Ésta dio lugar al depósito de la Formación Brush Lake, descrita como una sección de lutitas con delgadas intercalaciones de calizas arcillosas de hasta 700 metros de espesor (Barwick, 1955),

acumulada en el Mioceno medio a tardío, y conocida en base a datos de subsuelo (Natland et al., 1974; Rose, 1977). La transgresión estuvo restringida al sector Este de la cuenca, ya que hacia el Oeste la Formación Brush Lake se interdigita con los términos basales de la Formación El Salto (González, 1952) (Continental), reconocida en Chile tanto en la zona de Península Brunswick – Isla Riesco, como hacia Última Esperanza. Allí yace en forma discordante sobre la Formación Loreto, y se describe como una sucesión de hasta 700 metros de areniscas y conglomerados con intercalaciones de arcillitas y lentes carbonosos acumulados en ambiente de planicie aluvial (Mella, 2001). Los términos medios y superiores de la Formación El Salto muestran variaciones de facies hacia el Este, en el ámbito donde se había producido la transgresión y depositación de la Formación Brush Lake. Allí se reconocen areniscas, areniscas conglomerádicas, mantos de carbón y niveles de coquinas, asignados a la Formación Filaret, e interpretados como ambiente marino litoral a plataforma somera, (Cortés y Céspedes, 1955; Mella, 2001), atribuida al Mioceno medio a superior por Cortés (1963) y González (1965) y que suprayace en forma concordante a la Formación Brush Lake.

La Formación Palomares.

Tanto la Formación El Salto como la Formación Filaret están cubiertas por la Formación Palomares (Keidel y Hemmer, 1931; González, 1953), asignada al Mioceno superior–Plioceno inferior. Ésta se describe como una sucesión de sedimentos continentales subdividida en 2 unidades litológicas o pisos, que en su localidad tipo (Cerro Palomares) se compone de 220 metros de sedimentos. En la base se define el piso San José (Figura 4-a), constituido por alrededor de 170 metros de bancos de conglomerados finos a areniscas conglomerádicas, areniscas de grano fino, color azul; de toba blanquizca fina y ceniza volcánica, las cuales hacia el Oeste presentan un cambio de facies a conglomerado brechoso, constituyendo el conglomerado Vidal (González y Tapia, 1952), con una potencia de aproximada de 350 metros en las cercanías de la Cordillera Vidal, y tiene en la base secciones finas de 15 a 20 metros de areniscas azules y tobas. Concordantemente sobre el piso San José, se deposita el Piso Penitente (Figura 4-b), el cual en la desembocadura del río San José tiene una potencia de 200 metros, y está constituido por bancos de tobas amarillentas a

blanquizas, de grano fino a grueso, formado por ceniza volcánica, gránulos de pómez, vidrio volcánico, granitos de zeolita, feldespato alcalino y cuarzo (González, 1953).

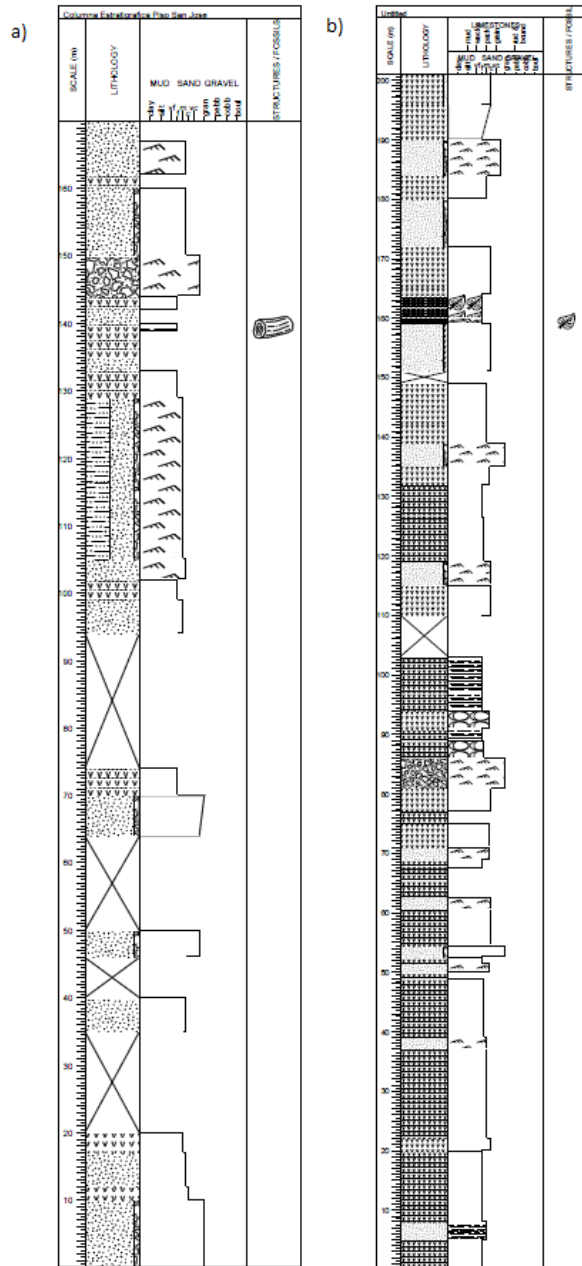


Figura 4: Reconstrucción de las Columnas estratigráficas Piso San José (a) y Piso Penitente (b), según la descripción de González (1953).

La Formación Palomares se interpreta como depósitos de ambiente continental (fluviales y volcanoclásticos), y es portadora de restos de vegetales (*Nothofagus*) y huesos fósiles de mamíferos (*Nematheriumbirdi*, *Astrapotherium magnum*), (González, 1953; Mella, 2001).

Los depósitos anteriormente descritos han sido correlacionados con la sección superior de la Formación Santa Cruz en el sector Argentino (Furque, 1973), la cual consiste en hasta 1500 metros de depósitos continentales fluviales, con presencia de numerosas intercalaciones de tobas de caída, las cuales han sido descritas en sectores como Rincón del Buque (Raigemborn et al., 2015), Calafate (Coutiño y Scasso, 2010), entre otros, y tienen una edad comprendida entre los 21 y 15 Ma. (Marshall et al., 1977), mientras, en Sierra Baguales se entrega una edad máxima de 18,23 Ma. Para la misma unidad, mediante circones detríticos (Bostelmann et al., 2013).

Si bien el volcanismo en el sector Argentino parece haber sido reducido en volumen al depositarse la Formación Santa Cruz, durante el Mioceno superior se produjo el emplazamiento de grandes volúmenes de plateaus basálticos entre los 45° y 50° de latitud Sur, con edades entre los 12 y 2 Ma. En discordancia sobre la Formación Santa Cruz (Mpodozis et al., 2013), y ocupando un área de más de 2500 km² (Haller et al., 2002).

3. Capítulo III. Marco Teórico.

3.1. Depósitos Piroclásticos.

Los depósitos piroclásticos se forman directamente de la fragmentación del magma y la roca durante erupciones de carácter explosivo, dentro de estos se pueden distinguir tres tipos de acuerdo a su génesis:

3.1.1. Depósitos de Caída.

Son depósitos formados a partir de la eyección explosiva de material durante una erupción, pudiendo depositarse en primer lugar los clastos mayores por eyección directa en la explosión y caída mediante trayectorias balísticas, en segundo lugar mediante la generación de una nube, a partir de la cual se puede producir el depósito mediante gravedad al alcanzar la velocidad de caída terminal, la cual dependerá de la densidad y tamaño de los clastos, por último la deposición se puede producir a partir de la pérdida de velocidad en la nube generada mediante un flujo piroclástico (Cas y Wright, 1987).

Estos depósitos se caracterizan por mantener la geometría de la superficie, ser relativamente bien seleccionados, pueden presentar estratificación planar interna o bien laminación, sin embargo nunca estratificación cruzada, y por último si presentara madera carbonizada esta estaría solo en las cercanías de la fuente (Cas y Wright, 1987).

3.1.2. Flujos Piroclásticos.

Son depósitos generados por flujos derivados de erupciones explosivas, gravitacionalmente controlados, y que respetan la topografía (rellenando valles y depresiones), son calientes, con alta concentración de partículas y, en algunas instancias, parcialmente fluidizados.

Internamente son depósitos en general masivos y de mala selección, ocasionalmente pueden presentar laminación difusa, además de pipas de segregación de gas (Cas y Wright, 1987).

La mala selección de estos flujos se asocia generalmente a la alta concentración de partículas, y no así a la turbulencia, siendo el mecanismo dominante de flujo, el de tipo laminar (Cas y Wright, 1987).

Los flujos piroclásticos se emplazan a altas temperaturas. Evidencias de estas altas temperaturas son esenciales para la distinción entre depósitos de flujo piroclástico y depósitos epiclásticos. Estas evidencias incluyen madera carbonizada, cambios en la coloración, zonas de tobas soldadas y magnetismo termal remanente (Cas y Wright, 1987).

3.1.3. Oleadas Piroclástica.

Una oleada piroclástica es un flujo expansivo, turbulento y con baja concentración de partículas, el cual mantiene la geometría de la superficie, a pesar de estar parcialmente controlados por la topografía, teniendo tendencia a aumentar su espesor en las depresiones (Cas y Wright, 1987).

Los depósitos dejados por este tipo de corriente de densidad piroclástica son característicamente delgados en espesor, estratificados, con estratificación cruzada o bien laminación planar. Capas masivas de hasta algunos metros de espesor son también comunes. La selección de este tipo de depósitos es variable, aunque comúnmente son pobremente seleccionados (Brown y Andrews, 2015).

Las principales características de estos depósitos son la presencia de estructuras sedimentarias unidireccionales como dunas, estructuras de “chute and pool”, pudiendo contener pipas de segregación de gas y madera carbonizada (Cas y Wright, 1987), además la generación de ceniza fina debido a la alta fragmentación, sumado a la incorporación de agua permite la formación de abundantes agregados de ceniza (Brown y Andrews, 2015).

La variación lateral de facies es pronunciada y variada, una secuencia común es, una estructura caótica , masiva y cruda para regiones proximales, que pasan a estructuras de megadunas en dirección de corriente, que pueden exhibir una variedad de morfologías (contra-corriente o en dirección de corriente), para luego presentar estructuras masivas y finas en los sectores distales (Brown y Andrews, 2015).

Las variaciones verticales difieren en detalles, sin embargo todas comparten una naturaleza de volverse más fina de grano y con capas más delgadas en la evolución estratigráfica , una secuencia común a ser seguida en la evolución vertical es la que sigue: una capa basal gruesa, empobrecida en finos y masiva sobreyacida por una capa de grano más fino, masiva con estratificación cruzada hacia el techo, y depósitos de caída en el límite superior (ejemplo es el depósito de “blast” del Mt. Santa Helena) (Valentine y Fisher, 2000).

La observación de los casos más comunes de depósitos de oleada piroclástica indica que, en la mayoría de los casos, las oleadas piroclásticas se extienden desde solo unos cientos de metros (e.g., anillos de toba y conos de ceniza) hasta alrededor de los 10 km (e.g. para erupciones sub-plinianas a plinianas) desde el cráter, sin embargo existen ejemplos de oleadas piroclásticas que recorren decenas, o incluso más de 100 km (Mt. Santa Helena (35 km), Krakatoa (80 km) y la toba “Peach Spring”, California y Arizona, EEUU (100 km)) (Valentine y Fisher, 2000).

3.2. Registros directos en pozos.

La obtención de datos a partir de pozos se puede llevar a cabo de distintas maneras, existe, en primer lugar, la obtención de datos litológicos por muestra, a partir de “mud-logging”, mientras por otra parte se encuentra la obtención de información mediante propiedades físicas de la formación.

3.2.1. Mud-Logging.

Este método consiste en la descripción de trozos de roca que ascienden con el barro de perforación durante ésta. Esta forma de descripción puede llegar a entregar información precisa sobre la litología y petrografía de las unidades que se van

atravesando, sin embargo, la obtención de este dato es de carácter discontinuo, en base al largo de las barras de perforación.

3.2.2. Petrofísica.

Existen dentro de este método una gran variedad de registros, los cuales se pueden agrupar en pasivos y activos, dependiendo si emiten o no señales a la formación como manera de estímulo. Los principales registros ocupados en este estudio se detallan a continuación:

3.2.2.1. *Potencial Espontaneo.*

Registro de fenómenos físicos que ocurren naturalmente en las rocas; da cuenta de la interacción del agua de formación, el fluido de perforación conductivo y ciertas rocas. Mide la diferencia de potencial entre un electrodo móvil y el potencial de un electrodo fijo en superficie.

La unidad de medida del potencial espontaneo es el milivoltio (mV), y se utiliza para la distinción litológica, principalmente entre arenas y lutitas (tomando dos líneas como referencia, siendo la de arenas la de menor valor), y además para determinar la presencia de agua de formación, la cual, si es salubre, produciría una disminución en el potencial medido.

3.2.2.2. *Rayos Gamma.*

Medición de la radiactividad natural de las formaciones, debido al decaimiento de elementos radiactivos (en general Potasio, Torio y Uranio), los cuales se encuentran en general en formaciones arcillosas.

La unidad de medida de los rayos gamma es el API. Mientras mayor sea el valor de este mayor es la emisión de radioactividad y por tanto se correlaciona a zonas arcillosas. Los rayos gamma se usan en conjunto con el potencial espontaneo para la determinación litológica.

3.2.2.3. Registros Resistivos.

Registro que indica el nivel de impedimento al flujo de corriente, el agua dulce y los hidrocarburos son fluidos que producen alta resistividad. En este tipo de registros se pueden tener diferentes curvas que dependerán de la distancia que separa los electrodos, a mayor distancia mayor es el área que cubre la medición.

La unidad de medida de los registros resistivos es ohm-m.

3.2.2.4. Registro Sónico.

Registros sónicos, o acústicos, miden el tiempo de viaje de una onda P a través de una formación, pudiendo medir a su vez el tiempo de viaje de la onda S, entregando información sobre las propiedades mecánicas de la roca.

Los registros acústicos dependen de diferentes factores, entre los que se encuentran, la litología, cementación, el contenido de arcillas, la textura y la porosidad, siendo esta última la principal propiedad que se desprende de estas mediciones.

3.3. Sísmica de reflexión.

La sísmica de reflexión es un método de exploración geofísica que usa los principios de la sismología para estimar las propiedades del subsuelo haciendo uso de ondas sísmicas reflejadas. El método requiere una fuente de energía sísmica controlada, dinamita, excitador sísmico o vibradores Vibroseis.

Las ondas sísmicas son perturbaciones mecánicas que viajan por la Tierra a una velocidad determinada por la impedancia acústica del medio por el cual viajan. La impedancia acústica (o sísmica), se encuentra definida por la siguiente ecuación:

$$Z = V\rho$$

Dónde:

Z: Impedancia sísmica [kg/m²s].

V: Velocidad de la onda sísmica [m/s].

ρ : Densidad de la roca [kg/m^3].

La onda sísmica compresiva se desplaza hasta una interfaz o contacto entre dos materiales con diferentes impedancias acústicas, dependiendo del ángulo de incidencia una porción de la energía se refleja en la interfaz y otra porción se refracta. En esencia, la técnica de reflexión sísmica consiste en generar ondas sísmicas y medir el tiempo en que la onda reflejada es registrada en superficie por un conjunto de detectores (o geófonos).

Ahora bien, cada traza sísmica es esencialmente una serie de valores de amplitud a lo largo del tiempo (de ida y vuelta sísmica).

Representa el resultado del arribo de señales, esto es sucesivas respuestas reflectivas provenientes de interfaces de muy variada magnitud (desde límites formacionales hasta laminación sedimentaria, tanto mayor su amplitud cuanto mayor sea el contraste de impedancias acústicas) que se interfieren entre sí y a la vez son interferidas por diversos tipos de ruidos, sean éstos superficiales o profundos.

Las señales sísmicas son el resultado de la convolución del frente de onda generado en la fuente con los sucesivos coeficientes de reflexión correspondientes a interfaces en el subsuelo. Puede pensarse la convolución como el proceso mediante el cual la forma de onda (ondícula) se modifica al reflejarse, modificación que es proporcional a la magnitud y signo del coeficiente de reflexión. La amplitud reflejada es directamente proporcional al módulo de dicho coeficiente. De modo que, como resultado de la convolución, la señal que llega trae en su impronta la información de los contrastes de impedancia acústica del subsuelo (ver Figura 5).

La etapa de procesamiento de la información registrada incluye la eliminación de ruidos, corrección estática por topografía y “weathering”, de-convolución, corrección dinámica o por retardo normal y finalmente el apilamiento de registros en puntos comunes de reflexión.

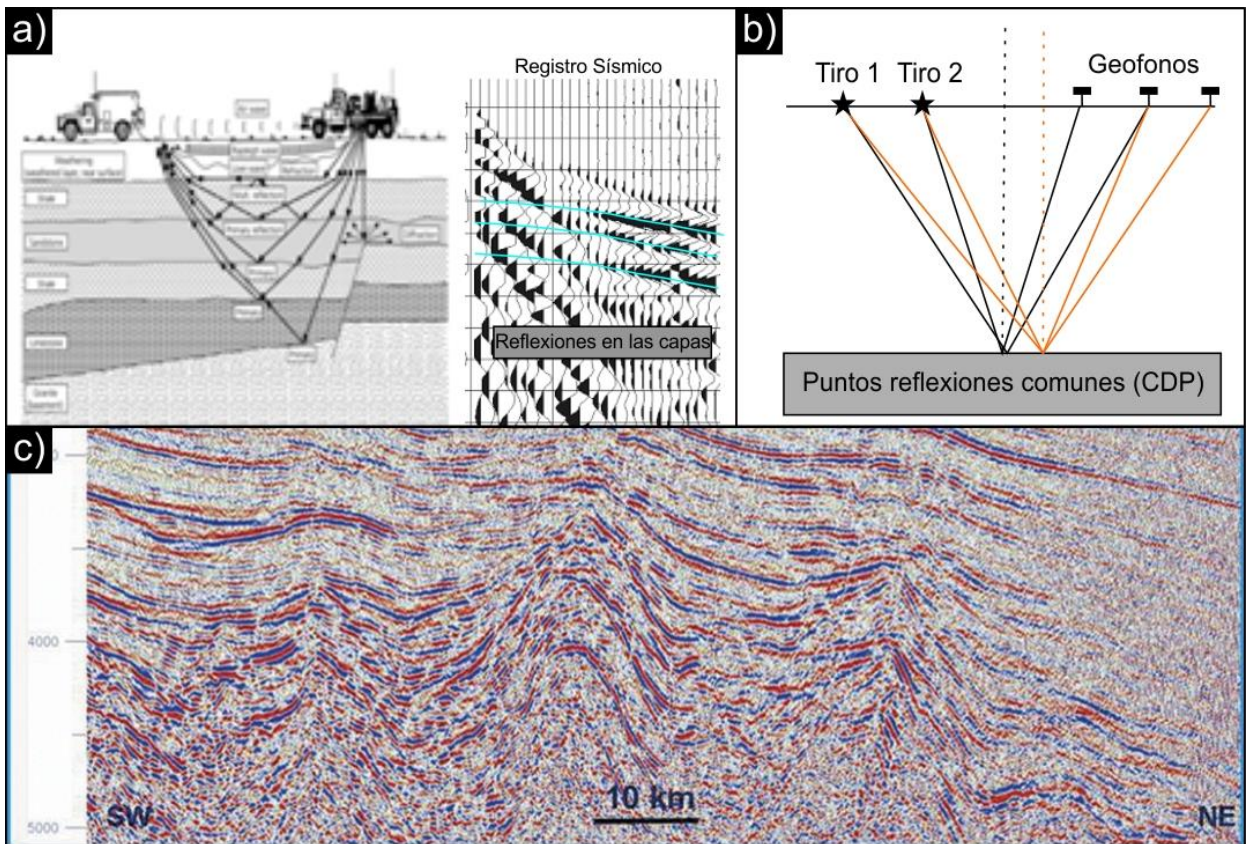


Figura 5: Proceso de Sísmica de reflexión; a) La trayectoria del frente de ondas se modifica por reflexiones y refracciones, de modo que la impronta que arriba al geófono es diferente a la fuente. La propagación se registra como trayectoria hiperbólica; b) agrupamiento de las reflexiones de múltiples disparos en CDP; c) las trazas agrupadas forman la sección sísmica.

4. Capítulo IV. Resultados: Caracterización Lito-estratigráfica.

4.1. Estratigrafía de superficie.

4.1.1. Introducción.

En el área de estudio se observa a niveles generales, una sucesión de carácter volcánico, consolidada y continua, ocupando un área de aproximadamente 2300 km² en superficie, con ligera deformación tectónica aparente, parcialmente erodada, y cubierta por depósitos glaciales.

La sucesión se distribuye homogéneamente en el área de estudio, aflorando principalmente en los acantilados generados por los diferentes ríos del sector (ríos Rubens, San José y Penitente), y en los relieves positivos de mayor envergadura de la zona (Cordillera Vidal y cerro Palomares) (Figura 6).

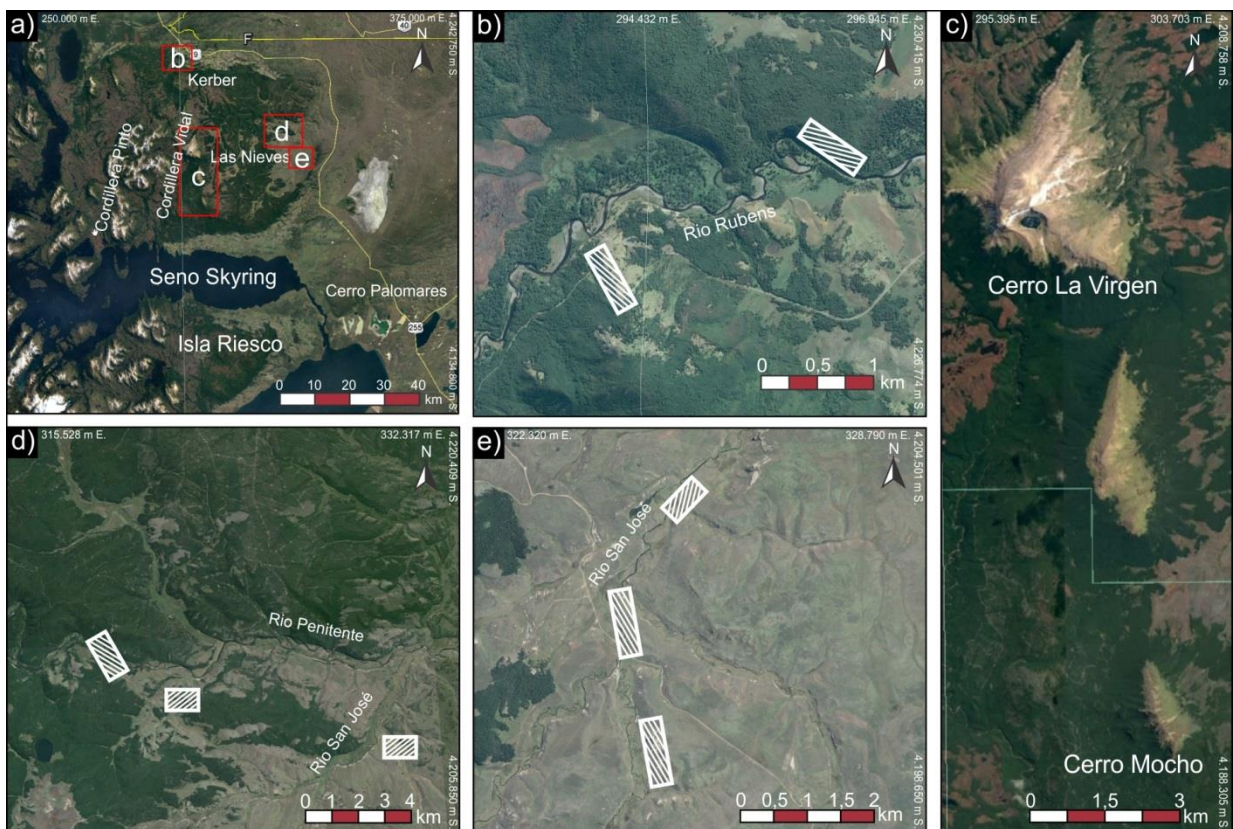


Figura 6: Mapa Ubicación zonas descritas; a) Área de estudio; b) Sector de Kerber, afloramientos rio Rubens; c) Afloramientos Cordillera Vidal, se muestra el sector de Cerro La Virgen y Cerro Mocho; d) Afloramientos rio Penitente y sector norte de rio San José; e) Afloramientos rio San José.

4.1.2. Descripción de afloramientos.

El desarrollo del trabajo de terreno dio como resultado el levantamiento de un total de 15 columnas estratigráficas, dentro las cuales los afloramientos más característicos se pueden dividir en 4 sectores preferentes; Cordillera Vidal, Kerber, río San José y Penitente, Cerro Palomares y el sector este, cercano a la ruta 9 (Figura 1).

De esta manera el sector de Cordillera Vidal se caracteriza por poseer depósitos de hasta 215 metros de espesor, mayoritariamente de granulometría gruesa, y un color gris a negro. En Cerro Mocho, en el extremo sur de Cordillera Vidal, se describe una sucesión compuesta por tobas de ceniza, con potencias de un mínimo de 2 metros y un máximo de 25 metros, color amarillento, en general masiva, en ocasiones, con clastos mayores en su base de hasta 20 centímetros, intercaladas con niveles de brecha de entre 7 y 25 metros de espesor, matriz soportadas, con mala selección, y clastos monomícticos basálticos de entre 5 y 70 centímetros, mientras hacia el techo, en los últimos 50 metros, se presenta una intercalación de niveles de entre 1 y 2 metros de tobas de lapilli con clastos escoraceos de hasta 7 centímetros, vesiculares, y tobas de ceniza con laminación paralela (ver Figura 7).

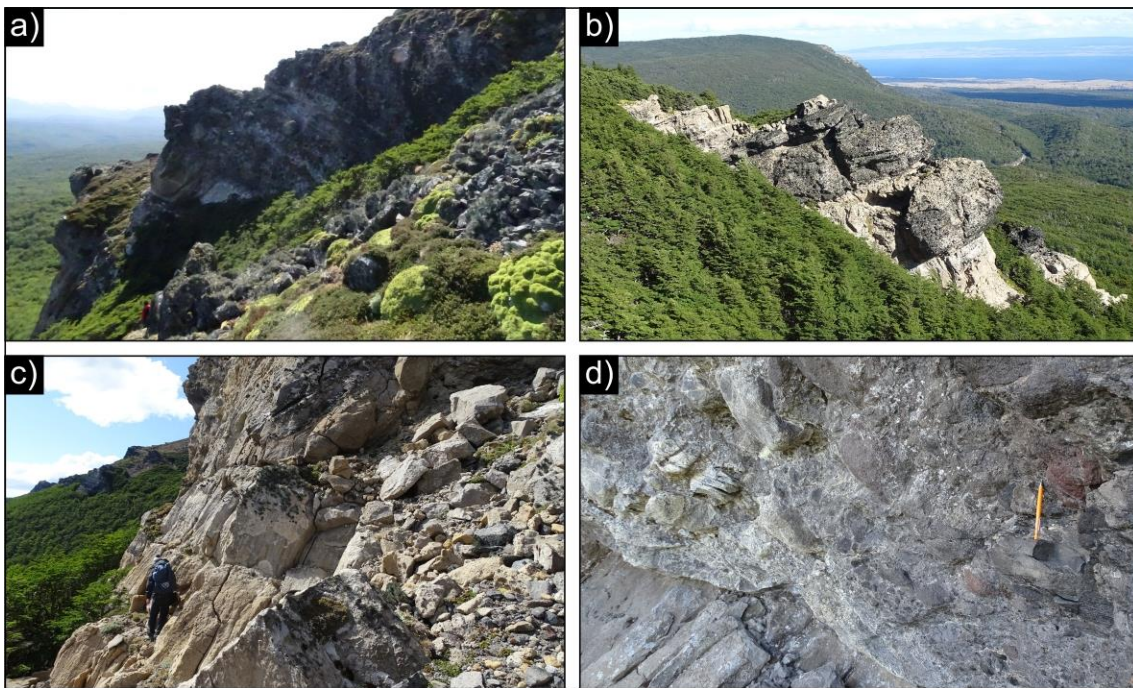


Figura 7: Cerro Mocho; a) Afloramientos vista hacia el Norte 80 metros aproximadamente; b) Afloramientos vista Sur, se muestra el contraste entre litologías de brecha (negras) y tobas de ceniza (blancas); c) Depósitos de tobas de ceniza; d) Depósitos de brecha con base erosiva (lápiz de escala).

Por su parte en el sector de Cerro La Virgen, hacia el centro de cordillera Vidal se presentan afloramientos en forma de acantilados, de al menos, 50 metros, de brechas, masivas, matriz soportado, monomíticas, con clastos basálticos angulosos de hasta 1,5 metros, con sectores de 1 metro de tobas de lapilli con estratificación paralela, estos afloramientos se ven en gran parte cubiertos por depósitos de origen glacial, y por nieve gran parte del año (ver Figura 8).

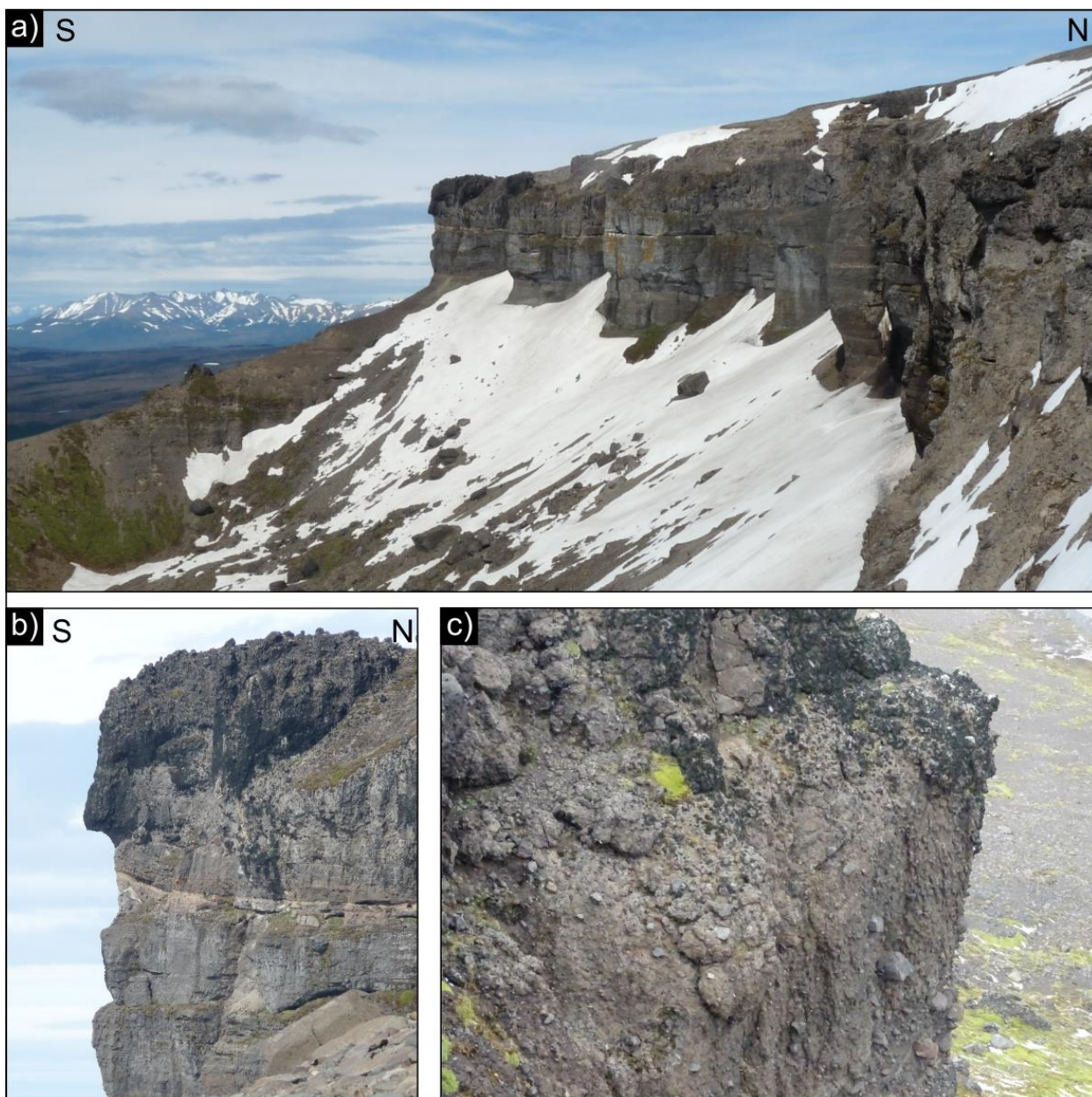


Figura 8: Afloramientos Cerro La Virgen; a) Vista general de afloramientos; b) Vista en detalles de afloramientos, se muestra un nivel claro, que presentaría estratificación paralela; c) Brechas monomíticas características del sector de estudio.

En el sector de Kerber, al norte del área de estudio se describen afloramientos aislados de basaltos porfídicos, además de brechas, con forma canalizada, bases erosivas, espesores de hasta 15 metros, color café claro, matriz soportadas, polimícticas, clastos basálticos, angulosos, de hasta 1,5 metros, y metamórficos, subredondeados, de hasta 6 centímetros, las cuales se encuentran generalmente en contacto con brechas monomícticas, con bases cubiertas, matriz soportadas y masivas, con clastos basálticos de hasta 1 metro y fenocristales de piroxeno, de hasta 4 milímetros, tanto en los clastos como en la matriz (ver Figura 9).



Figura 9: Afloramientos sector de Kerber; a) Se presentan depósitos de brechas polimícticas color café claro y brechas monomícticas color gris oscuro en el fondo; b) Depósitos de brecha polimíctica en contacto erosivo sobre brechas monomícticas.

Por su parte en los depósitos puestos al descubierto por el río Rubens se observa, hacia la base, una sucesión de tobas de lapilli, con potencias de entre 2 a 5 metros, en general base erosiva, matriz soportada, con estratificación cruzada, clastos mayores basálticos vesiculares de hasta 3 centímetros, intercaladas con niveles de 40 a 60 centímetros de depósitos color blancos y masivos de tobas de ceniza fina, mientras hacia el techo se ve una intercalación de brechas monomícticas con potencias de entre 6 a 20 metros, color pardo oscuro, con contactos netos o cubiertos, matriz soportadas, leve gradación normal, y clastos basálticos angulosos, con niveles de entre 6 a 10 metros de potencia, de tobas de ceniza blancas, con bases erosivas, masivas, altamente meteorizadas, con líticos y cristales de menos de 1 milímetro (ver Figura 10).

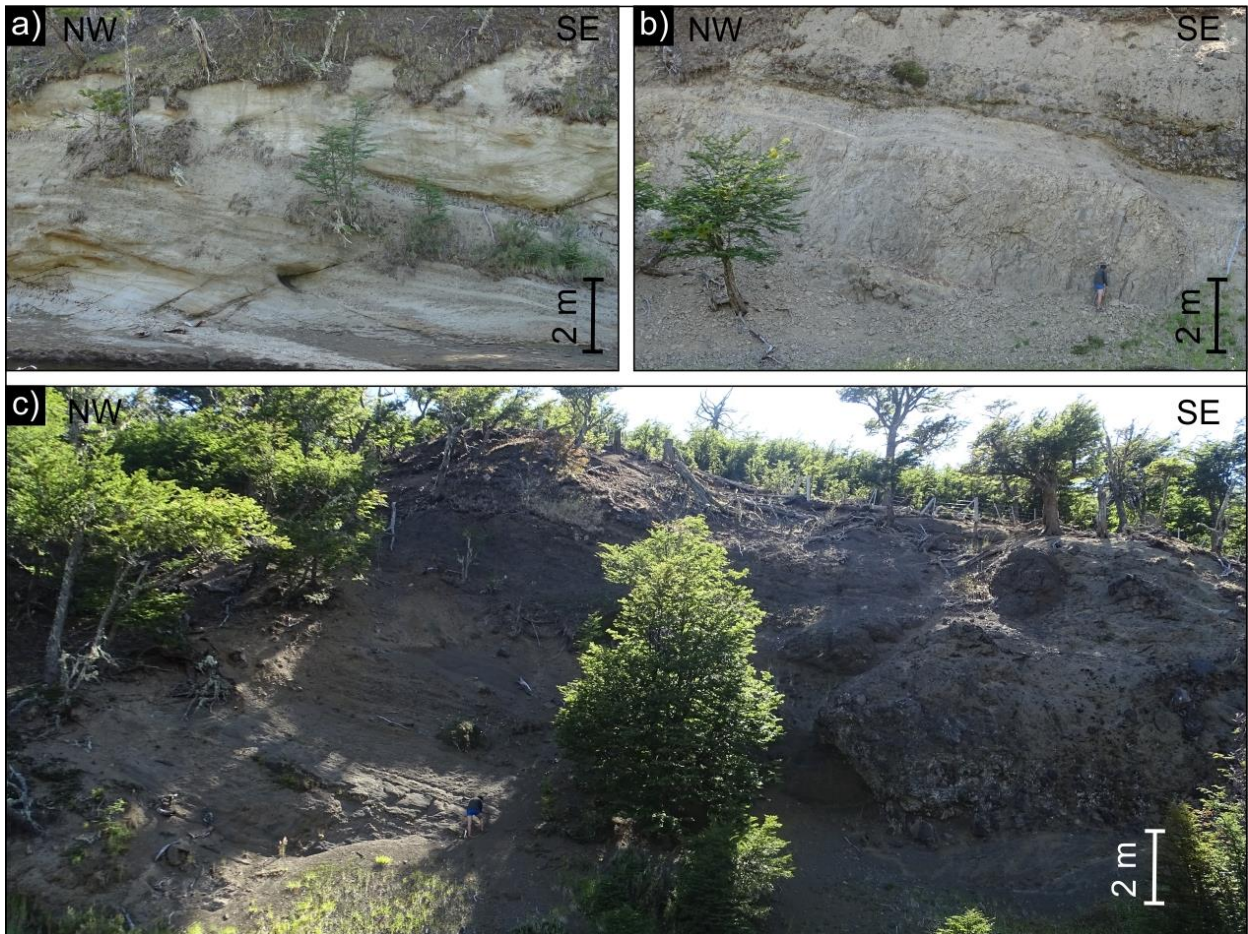


Figura 10: Afloramientos río Rubens; a) Tobas líticas con estratificación cruzada; b) Depósitos de toba de ceniza fina en contacto con rechas monomícticas; c) Depósitos de brechas monomícticas.

Los niveles expuestos por los acantilados de orillas del río San José se caracterizan por presentar, a grandes rasgos, intercalaciones de 5 tipos litológicos principales, dentro de los cuales se distinguen tobas de ceniza, con espesores que van desde 70 centímetros hasta 8,5 metros, amarillentas y de superficie rugosa, masivas, con presencia de agregados de ceniza de forma esférica, huesos de mamíferos, además de juveniles pumiceos vesiculares de, en promedio, 1 milímetro, y cristales transparentes de 1 milímetro; tobas de ceniza fina, continua lateralmente, con potencias de hasta 1 metro (en promedio 20 centímetros), blanca, sin presencia de líticos ni cristales; tobas líticas, tamaño lapilli, con potencias de hasta 6 metros de color azul a negro, continua lateralmente, en ocasiones el contacto entre las tobas líticas con las tobas de ceniza es de tipo gradacional, con estratificación cruzada en su estructura, y gran presencia de juveniles pumiceos, de aproximadamente 1 milímetro segregados dentro de estas, además de pipas de segregación de fluidos, los clastos son mayoritariamente oscuros recubiertos por una pátina que da el color azul; tobas líticas, de color café oscuro, hasta 6,6 metros de potencia, matriz soportadas, con estratificación cruzada y líticos basálticos vesiculares de hasta 5 centímetros, redondeados, en ocasiones en la base de las estratificaciones o bien homogéneamente distribuidas dentro de los niveles; por último, hacia la base de los afloramientos, existen niveles de brecha de hasta 4 metros de potencia y geometría lobular, mal seleccionada y monomíctica con clastos basálticos (ver Figura 11).

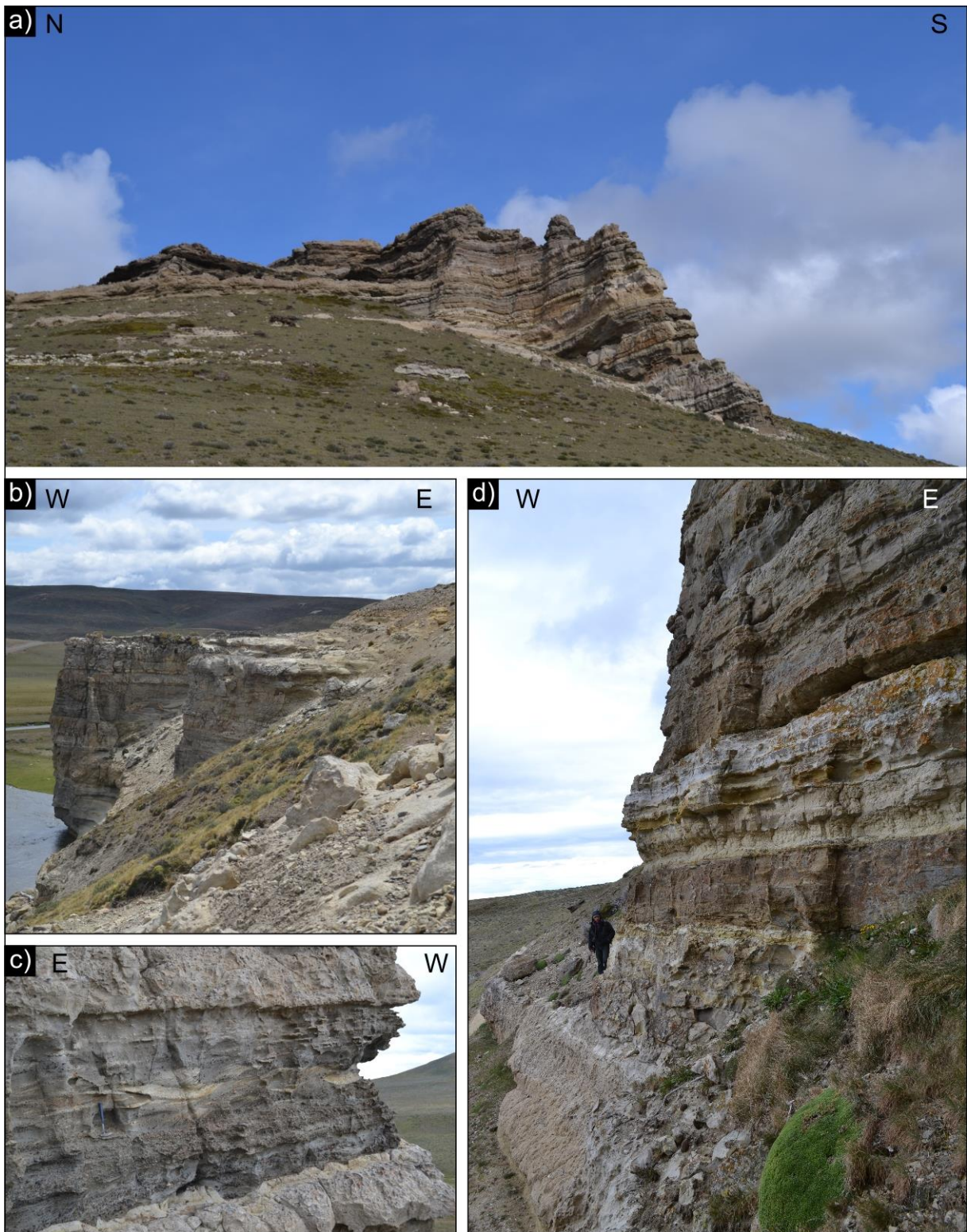


Figura 11: Afloramientos a orillas del río San José; a) Afloramiento del sector sur del río San José, potencia total de 116 metros; b) Afloramiento del sector central del río San José, potencia total de 45 metros, en la parte cercana se muestran tobas de ceniza; c) Sucesión de base a techo de tobas de ceniza blancas, tobas líticas con clastos basálticos, tobas líticas con estratificación cruzada y segregación de pómez, y tobas de ceniza blancas; d) Sucesión de tobas de ceniza blancas amarillentas, con tobas líticas color azulado.

Los niveles descritos hacia la desembocadura del río San José en el río penitente, y también en el extremo este del área de estudio, cercano a la localidad de Villa Tehuelche, se describieron depósitos únicamente de tobas de ceniza, subdivididos en niveles de hasta 15 metros, llegando a potencias totales de 64 y 100 metros respectivamente, blancas y masivas con agregados de ceniza, la composición consta de cristales de plagioclasa de menos de 1 milímetros y líticos oscuros de hasta 1 milímetro (ver Figura 12).

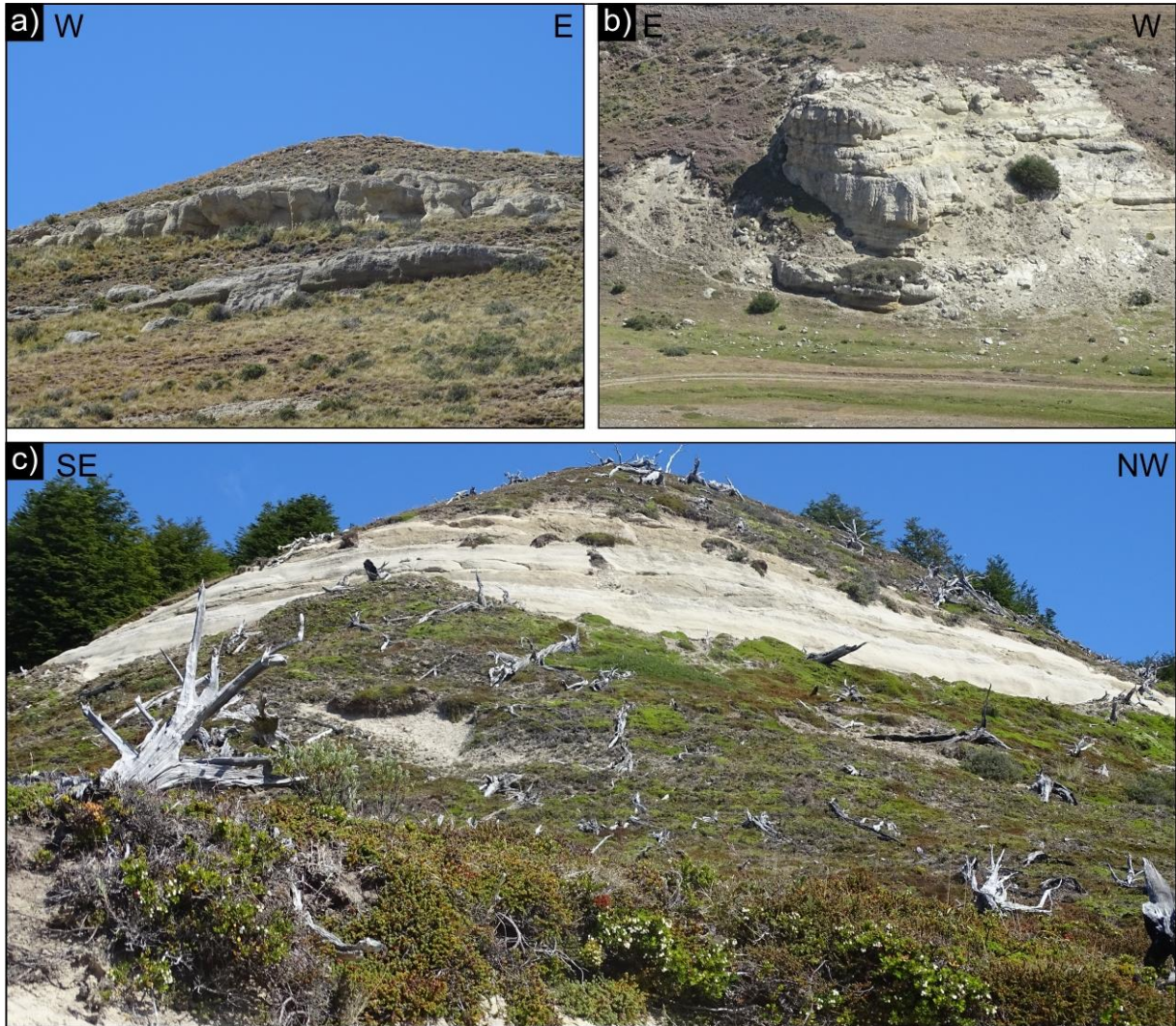


Figura 12: a) Afloramientos cercanos a desembocadura de río San José en río Penitente, vista norte del valle; b) Afloramientos cercanos a desembocadura de río San José en río Penitente, vista sur del valle; c) Afloramientos cercanos a Villa Tehuelche Vista suroeste.

Finalmente, la última localidad descrita corresponde a la de Cerro Palomares, la cual presenta intercalaciones de tobas líticas gruesas, continuas lateralmente, con bases erosivas o contactos netos, espesores desde 1,5 metros hasta 23 metros, mala selección, matriz soportada, estratificación cruzada, laminación convoluta, y clastos mayores basálticos subredondeados vesiculares en general de alrededor 5 cm pero llegan hasta 20 cm; tobas líticas tamaño lapilli, continuas lateralmente, con bases erosivas o netas, potencias de entre 50 centímetros hasta 5 metros, de color azuladas, buena selección, con estratificación cruzada, pueden presentar segregación de pómez, composicionalmente son líticos oscuros cubiertos por una pátina azulosa; tobas de ceniza, continuas lateralmente, contactos netos o bien gradacionales, espesores de entre 2 y 10 metros, masiva, con pipas de segregación de fluidos, la composición es mayoritariamente ceniza, con cristales de hasta 1 milímetro, y líticos negros, y por ultimo niveles de hasta 1 metro de tobas ceniza blanca masivas, sin líticos ni cristales (ver Figura 13).

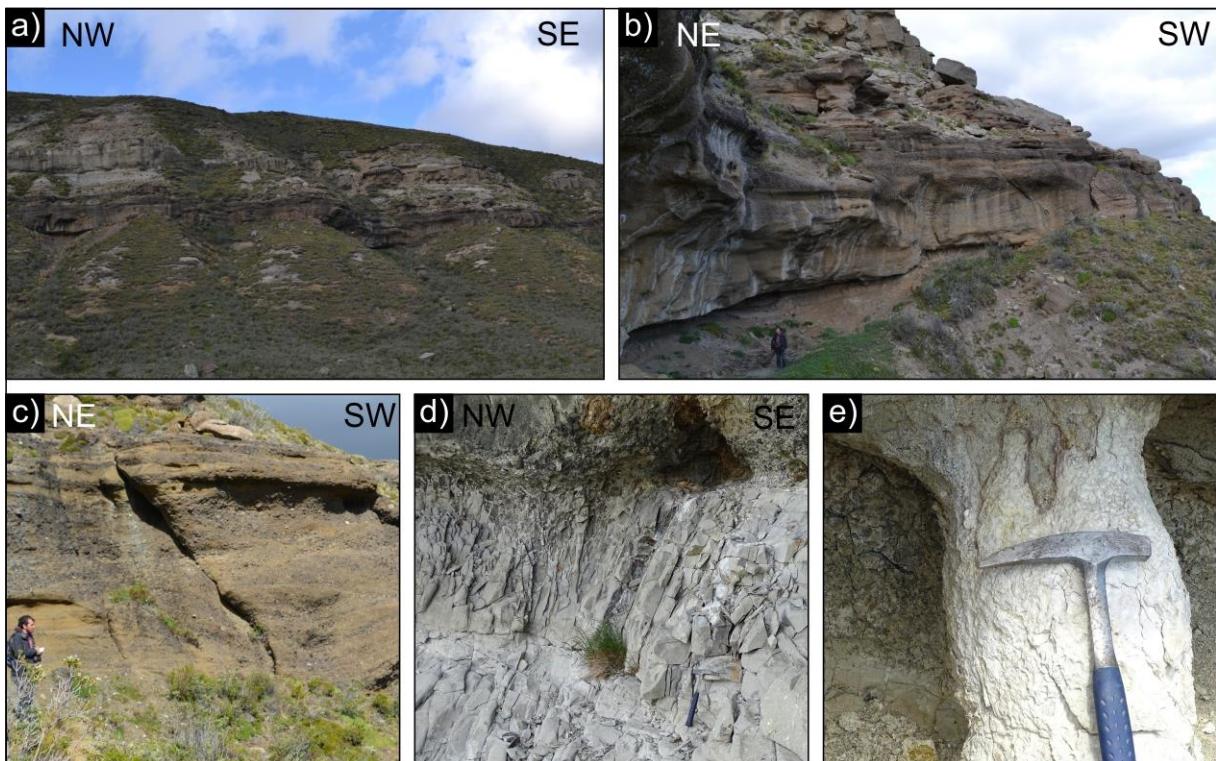


Figura 13: Afloramientos Cerro Palomares; a) Vista noreste de afloramiento general, de color oscuro niveles de granulometría gruesa y blancos niveles de tobas finas; b) Afloramiento de tobas líticas con líticos basálticos estratificación cruzada, persona de escala; c) Afloramiento de tobas líticas; d) Afloramiento de tobas de ceniza con base erosiva sobre estas; e) Estructura de escape de fluidos, martillo de escala.

4.1.3. Columnas estratigráficas.

Durante el transcurso de este trabajo se levantaron un total de 15 columnas estratigráficas correspondientes a afloramientos en superficie (ver Figura 14 para ubicación).

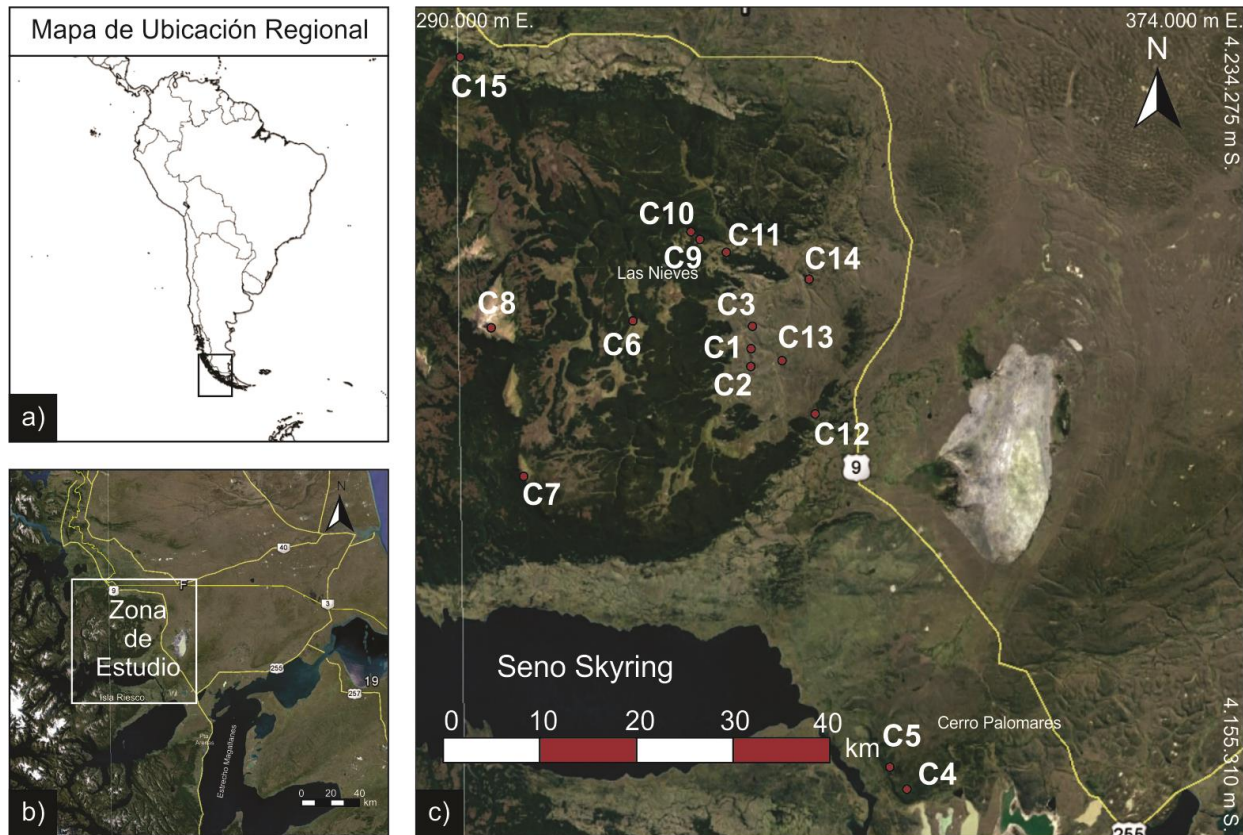
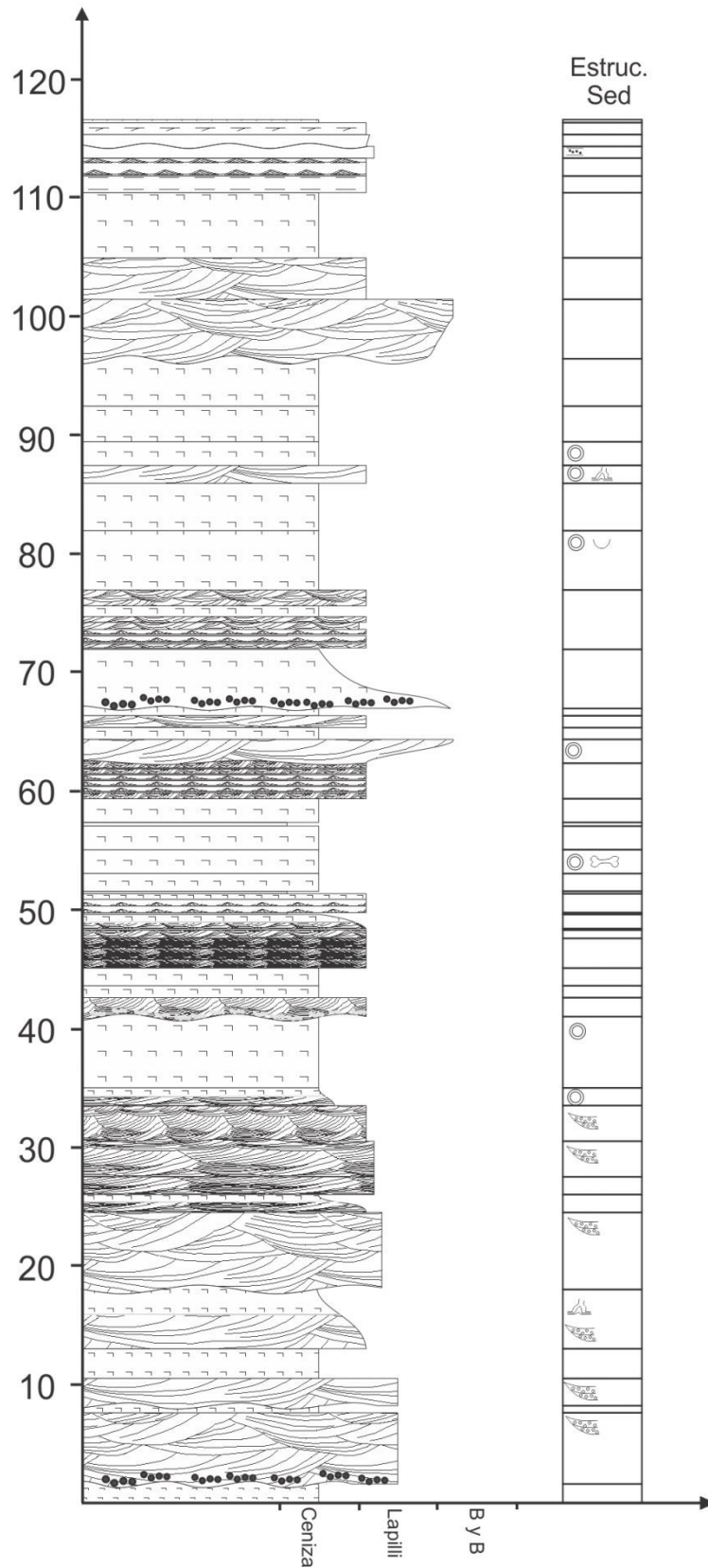


Figura 14: Mapa ubicación de columnas estratigráficas; a) Ubicación regional; b) Ubicación dentro de la región de Magallanes y la Antártida Chilena; c) Ubicación de columnas dentro del área de estudio.

Dentro de estas, la Columna 2, con 116 metros de espesor total, es la que mejor representa las distintas litologías presentes en el sector en estudio, esto debido a su gran exposición debido a la erosión glacial y la producida por el río San José, además de presentar 4 de las litologías más abundantes dentro de esta (tobas líticas tanto bien seleccionadas, como con clastos mayores, tobas cristalinas y tobas de ceniza), así mismo los niveles de estas presentan gran parte de las estructuras a partir de las cuales fue posible diferenciarlas. El análisis de esta columna es la base para entender el desarrollo vertical en la asociación de litofacies piroclásticas (ver Figura 15) (no existiendo ninguna columna que contenga todas las litologías reconocidas).

Potencia [m]



Leyenda

Estructura interna

- Masivo en matriz de ceniza
- Laminación paralela
- Estratificación paralela
- Estratificación antiduna
- Estratificación cruzada
- Estratificación cruzada con clastos mayores en la base

Estructuras

- Crater de impacto
- Concentración de líticos basálticos en nivel horizontal
- Segregación de juveniles pumíceos en estratificación
- Agregados de ceniza
- Pipas de elutriación
- Fosil de mamifero

Figura 15: Columna 2 (C2), ver ubicación en Figura 14.

Además, es posible realizar correlaciones directas de algunas columnas en base a observaciones de terreno, de este modo la Columna 5 se encuentra estratigráficamente sobre la Columna 4, esto basado en la continuidad a través de ambos afloramientos del ultimo nivel descrito en la Columna 4, el cual corresponde al nivel base de la Columna 5, y que no se representa gráficamente en esta (ver Figura 16).

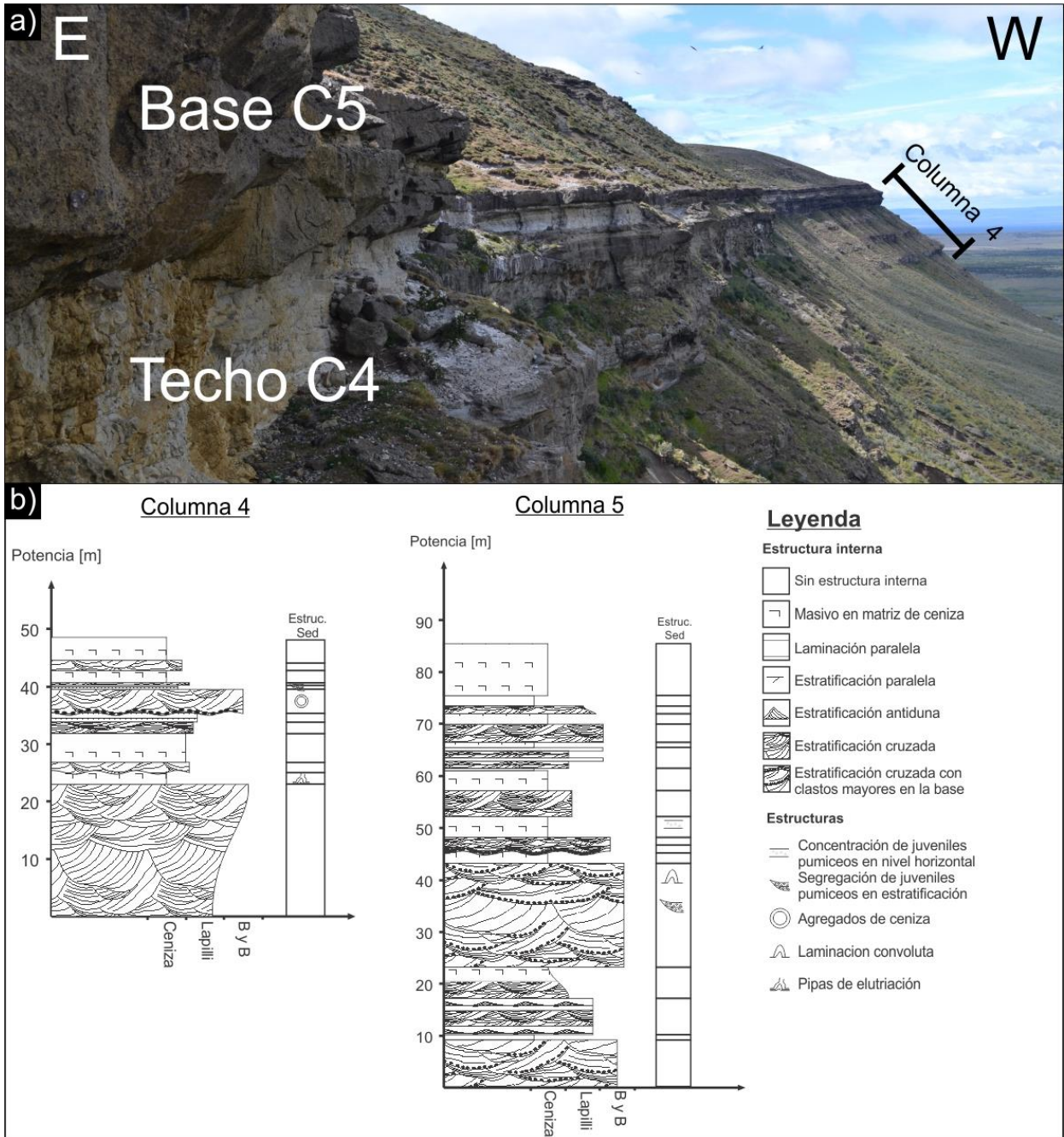


Figura 16 a) Afloramientos de Columna 4 y Columna 5, Cerro Palomares, se muestra el nivel de correlación entre ambas; b) Columnas levantadas en el sector de Cerro Palomares.

Por su parte las Columnas 9 y 10 se ordenan estratigráficamente de base a techo respectivamente, debido a su ubicación (ver Figura 14), en laderas opuestas del río Penitente se proyectan en una posición de continuidad estratigráfica, estando la columna 10, ubicada en la ladera norte, en una cota mayor a la del techo de la columna 9, ubicada en la ladera sur, sin poder calcular exactamente la diferencia entre el techo de una y la base de la otra (ver Figura 17).

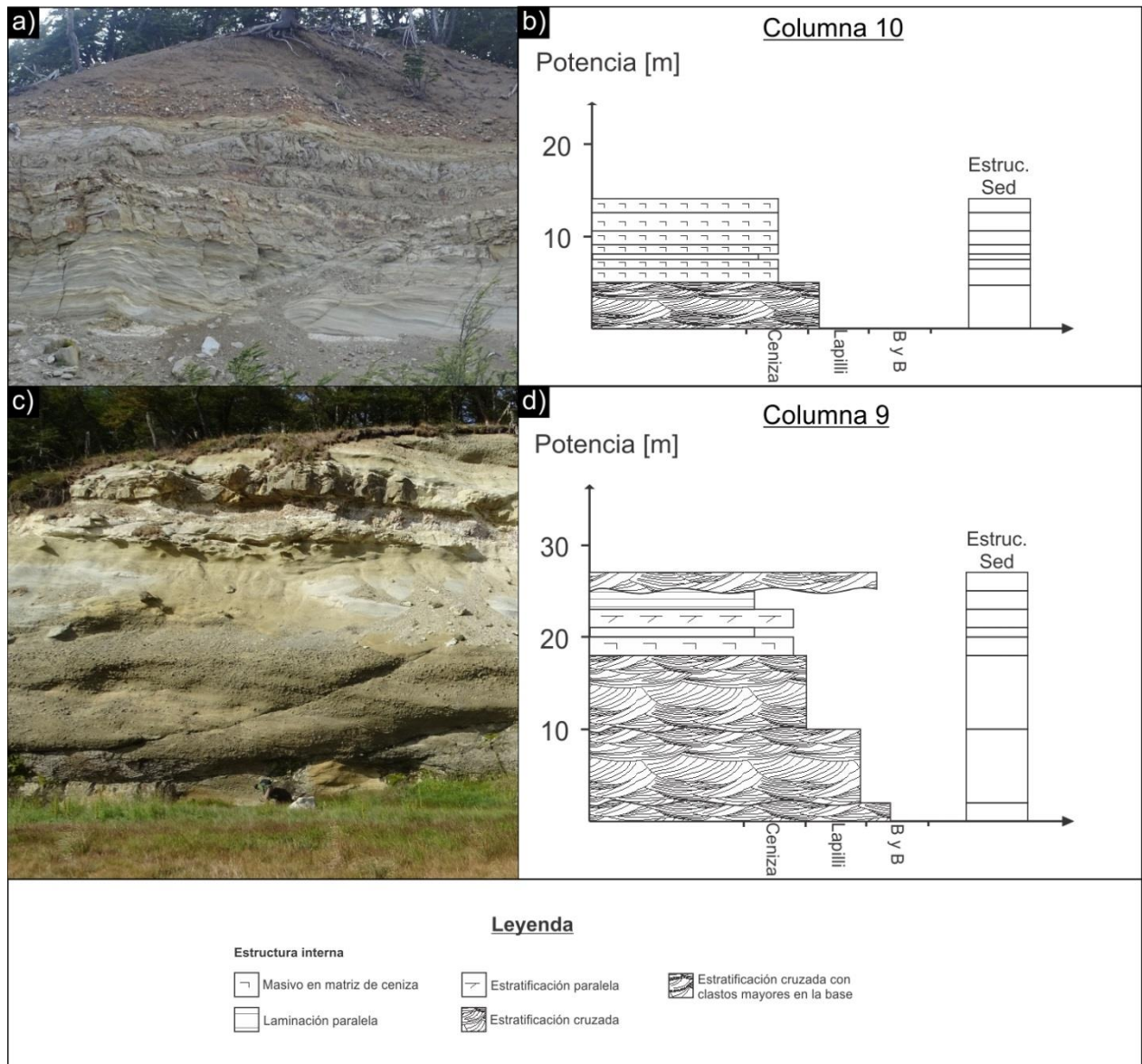


Figura 17: Columnas 9 y 10; a) Afloramiento de la columna 10 ubicado en la ladera norte del río Penitente; b) Representación gráfica de la columna 10; c) Afloramiento de la columna 9 ubicado en la ladera sur del río Penitente; d) Representación gráfica de la columna 9.

Por otro lado, a partir del análisis de todas las columnas, se determinaron relaciones entre las distintas litologías, tomando en cuenta un carácter grano decreciente entre ellas, siempre que no exista una superficie de erosión que las separe, o bien, si es grano creciente, que se haya observado directamente la continuidad entre estas.

De este modo, a partir del análisis de las columnas 6, 7 y 15 (C6, C7 y C15), todas ubicadas en el sector oeste del área de estudio (ver Figura 14 para ubicación) se determina que las brechas monomícticas se encuentra en contacto, en su techo, con las tobas líticas y tobas cristalinas mayoritariamente, mostrando un carácter grano decreciente en su contacto superior, además se presenta en contacto con basaltos exclusivamente en la columna 6 (ver Figura 18 para contactos).

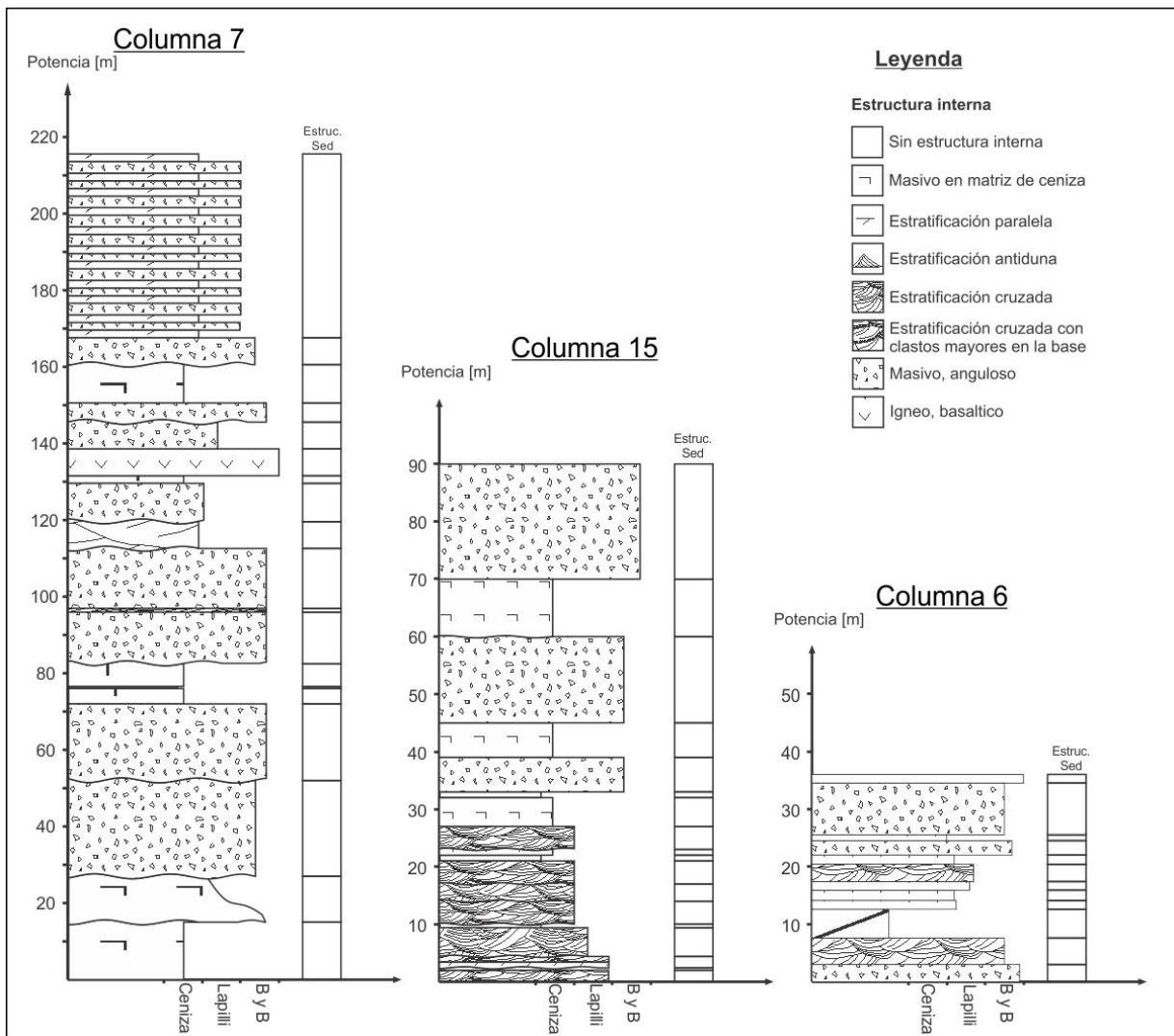


Figura 18: Representación de columnas estratigráficas del sector oeste del área de estudio (C7, C15 y C6), las cuales representan los principales afloramientos con brechas monomícticas.

Las tobas líticas tamaño lapilli subyace recurrentemente a las tobas líticas con estratificación cruzada y toba cristalina, de este modo dentro de las columnas 1 y 3 (C1 y C3), existe solo el contacto entre las tobas líticas tamaño lapilli y las tobas cristalinas (ver Figura 19), mientras en las columnas 2, 4, 5, 6 y 9 (C2, C4, C5, C6 y C9) se observa tanto el contacto de tobas líticas tamaño lapilli con las tobas líticas con estratificación cruzada, como con las tobas cristalinas (ver Figura 16, Figura 17, Figura 18 y Figura 19), mostrando de esta manera la relación de contactos de carácter grano decreciente que han mostrado las litologías anteriores.

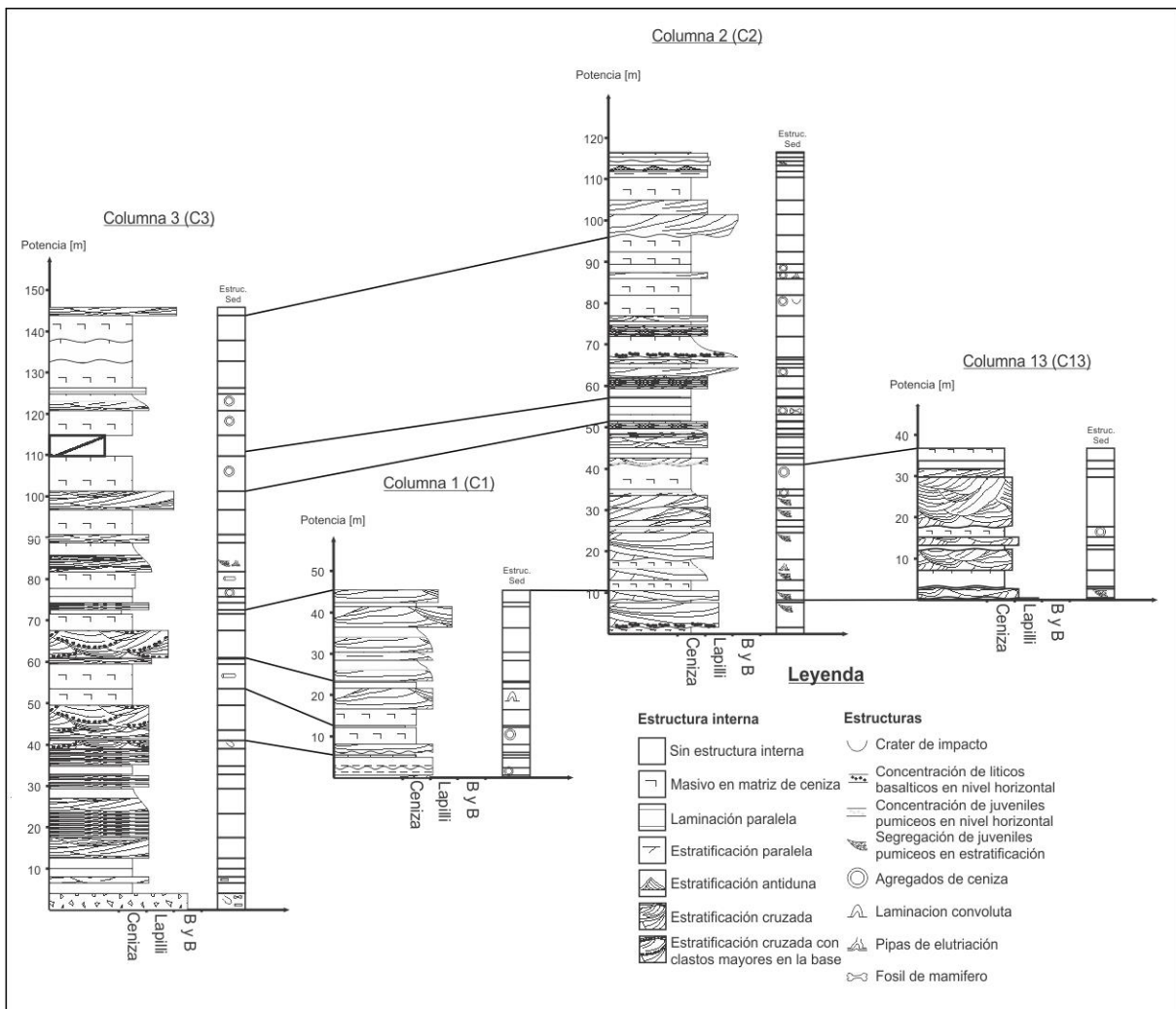


Figura 19: Columnas 1, 2, 3 y 13, cuyos afloramientos se ubican en los acantilados del río San José.

Las tobas líticas con estratificación cruzada se encuentra, comúnmente, subyacente a las tobas cristalinas, esta relación se observa en gran parte de las columnas estratigráficas (C1, C2, C3, C4, C5, C9, C10, C11, C13, C14 y C15), siendo esta relación la más común dentro de los niveles descritos, cabe mencionar que las columnas que no presentan esta relación son las columnas del extremo Oeste (C6 y C7), además de la columna 12 (C12) que solo presentan tobas cristalinas (ver Figura 20).

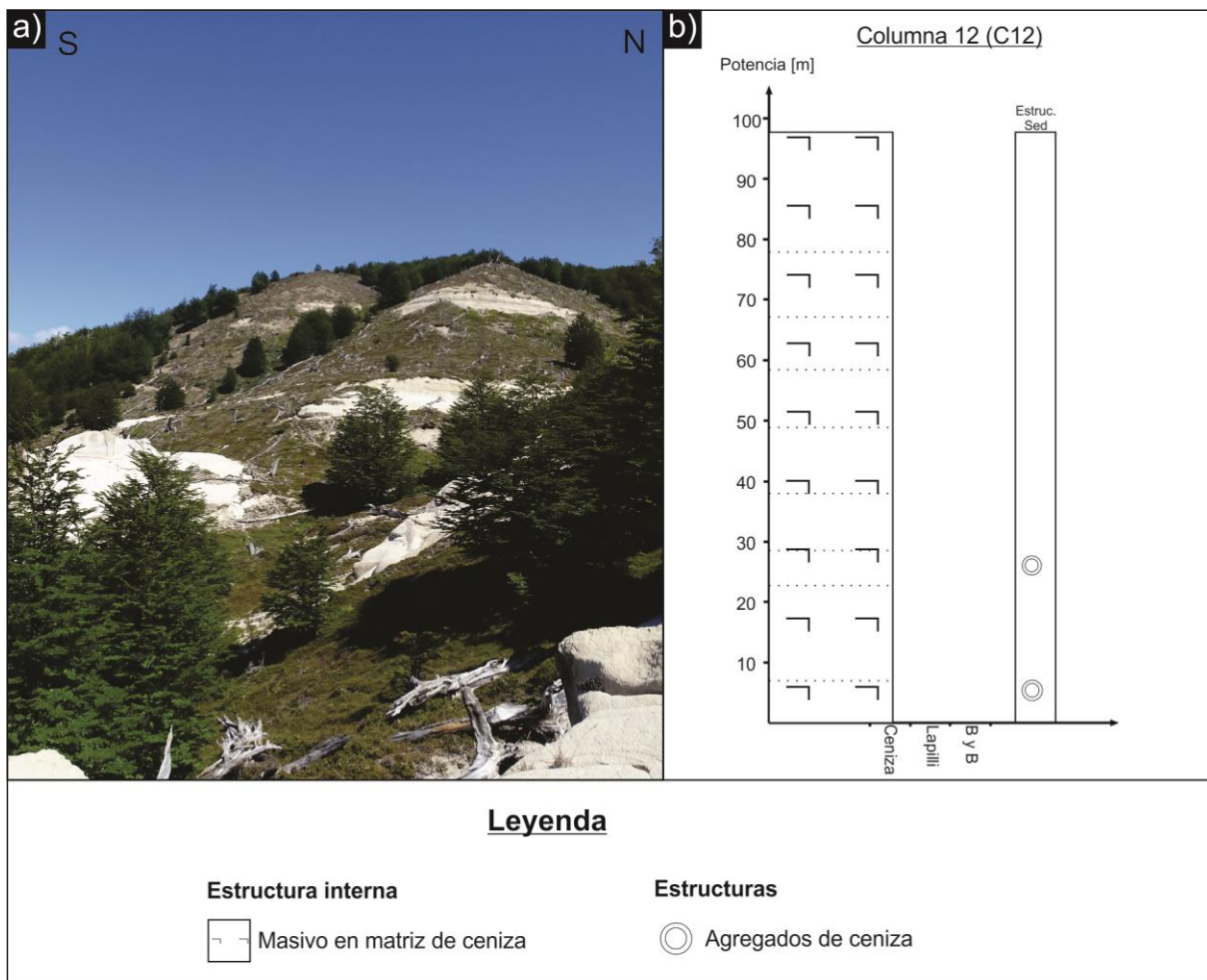


Figura 20: Columna 12 (C12); a) Vista de afloramiento, ubicado en sector este del área de estudio; b) Representación de la columna levantada.

Por último, las tobas de ceniza se presentan en general sobre las tobas cristalinas (C1, C2, C3, C7, C9, C10, C14 y C15), aunque ocasionalmente se observa sobre las tobas líticas (C5 y C15).

4.2. Información de pozos. Estratigrafía de sub-suelo.

4.2.1. Recopilación y correlación de marcadores en pozos.

En base a los criterios planteados en la metodología, se seleccionaron 125 pozos, tanto cercanos como lejanos al área de afloramientos, tomando como principal parámetro de filtro la presencia de marcadores que indiquen los límites, tanto superiores, como inferiores, de la Formación Palomares, además de la presencia de perfiles petrofísicos que permitan realizar interpretaciones petrofísicas.

La correlación en los datos referentes a la base de la formación, permitió la construcción de un mapa isobático en la región (ver Figura 21).

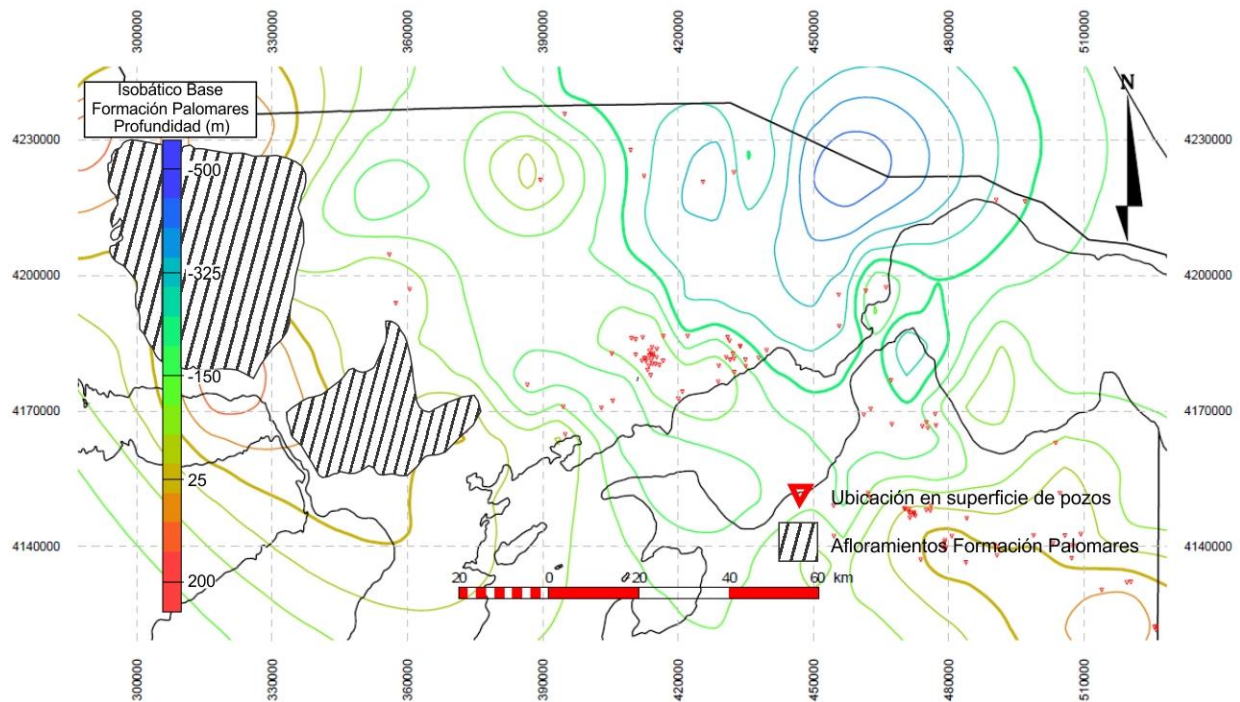


Figura 21: Mapa Isobático base Formación Palomares.

De este mismo modo, al correlacionar los marcadores referentes al techo de la Formación Palomares, se construyó el mapa isobático presente en la Figura 22.

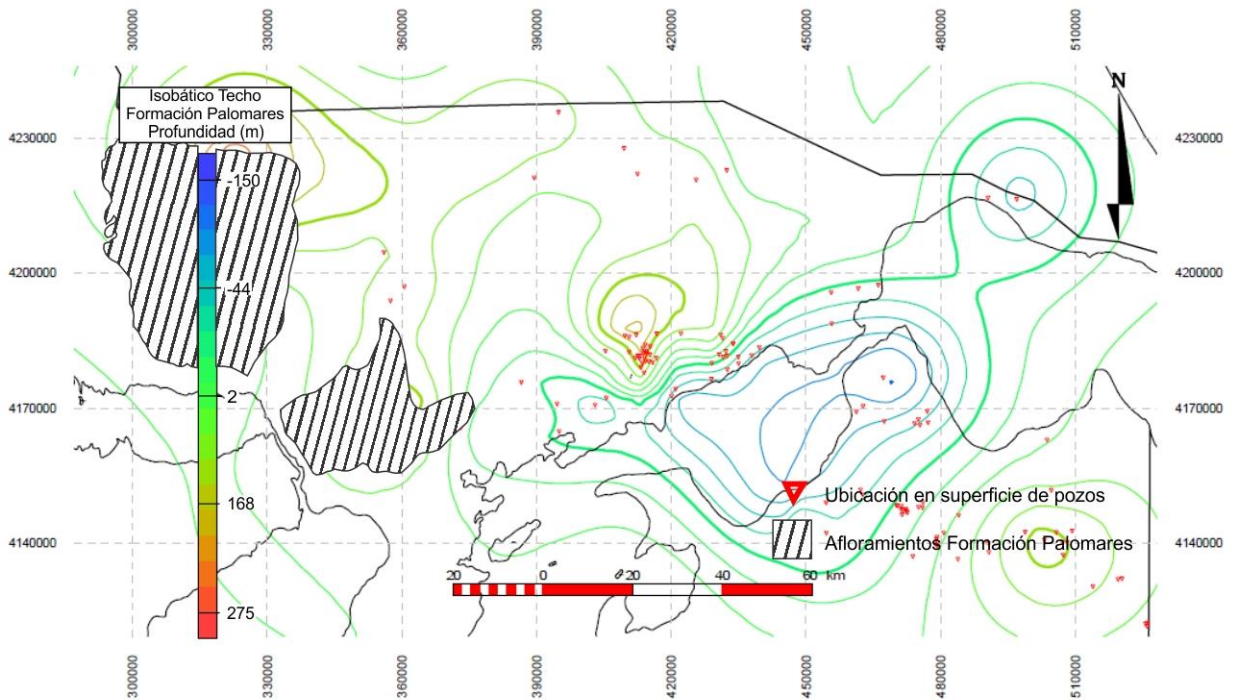


Figura 22: Mapa Isobático techo Formación Palomares.

A partir de la Figura 21, se desprende que la base de la formación aumenta su profundidad en dirección Noreste, hasta un máximo de 480 metros bajo el nivel del mar, presentando además las menores profundidades en las direcciones Oeste y Sur del mapa, con valores extremos de 153 metros sobre el nivel del mar, medidos en pozo. Por su parte a partir de la Figura 22 se puede observar que las menores profundidades para el techo de la Formación Palomares se encuentran en los extremos Noroeste y Sureste del área presentada, alcanzando niveles de hasta 241 metros sobre el nivel del mar, medidos en pozo, así mismo las mayores profundidades para este límite se encuentra en el sector del Estrecho de Magallanes, con una dirección preferente Noreste, alcanzo una profundidad máxima de 131 metros bajo el nivel del mar.

4.2.2. Interpretación de perfiles sísmicos 2D.

La determinación de la base de la Formación Palomares, en sub-suelo, se llevó a cabo mediante la interpretación de perfiles sísmicos 2D, esto tomando como referencia marcadores que representan el techo de la Formación El Salto (formación infrayacente), presentes en 7 pozos cercanos a la traza del perfil utilizado (desde ahora ES1 a ES7) (Ubicación de pozos en Figura 23) (ver perfil en Figura 24).

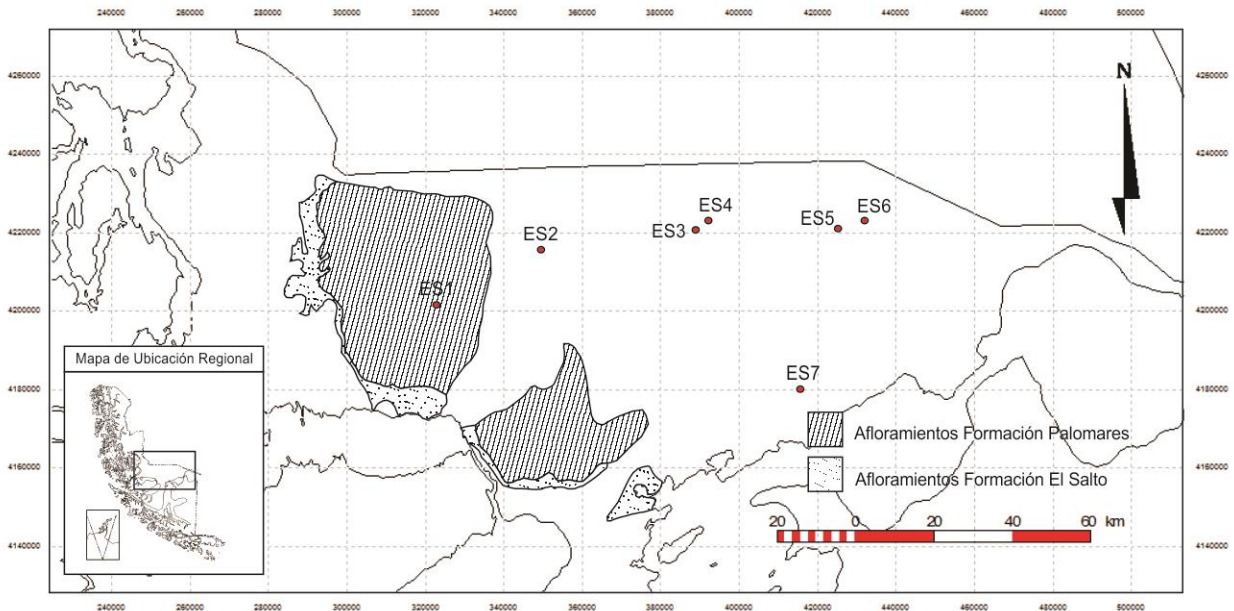


Figura 23: Ubicación pozos ES1-ES7 y afloramientos de Formación Palomares y El Salto.

Dentro de estos pozos, el pozo ES7 presenta dos valores de profundidad para el nivel de interés, el primero obtenido a partir de la columna de pozo, y cuyo criterio responde a la aparición de carbones, mientras el segundo se obtuvo con la descripción de “cutting”, siguiendo el criterio de la disminución del porcentaje de tobas en esta. De esta manera, siguiendo ambos criterios de definición del techo de la Formación El Salto, se generaron los horizontes presentes en la Figura 24, siendo los tres inferiores horizontes de referencia (debido a que presentan reflectores con mayor energía), y los dos superiores los generados para este estudio (TES1 de color rojo y TES2 de color rosa), de estos últimos TES1 fue generado a partir de la correlación de los marcadores presentes en los pozos ES2 a ES6, además del marcador superior en el pozo ES7, mientras por su parte TES2 se generó en base al marcador presente en ES1, y el marcador inferior de ES7.

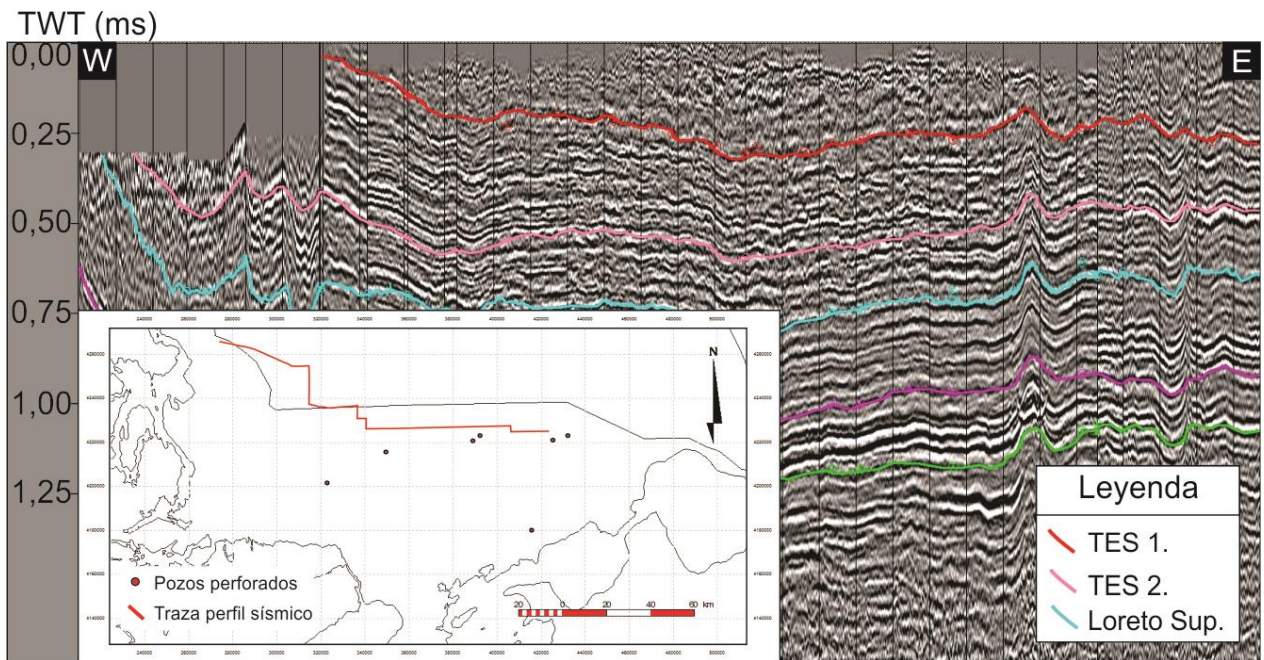


Figura 24: Perfil sísmico del sector de estudio, se muestra en color rojo el techo de la Formación El Salto a partir de los pozos ES2-ES6, mientras con color rosa el techo de la Formación El Salto a partir de los pozos ES1 y ES7, la traza del perfil y ubicación de pozos se muestra en la imagen inferior izquierda.

En la Figura 24 se observan la relación de contacto concordante entre las unidades superiores de acuerdo a la geometría de los horizontes interpretados, TES1 y TES2. Por otra parte de acuerdo a la distribución geométrica de los niveles delimitados, se observa un ligero adelgazamiento hacia el Este, de los estratos ubicados entre TES1 y TES2, (en términos formales corresponde a la sección superior de la Formación El Salto) mientras, por otra parte, los estratos suprayacentes a TES1 (Estratos de la formación de acuerdo a la descripción de pozos) pierden calidad hacia la superficie, por lo cual no se puede dilucidar la geometría de su contacto superior, y por ende tampoco las variaciones de espesor de este paquete, al menos a partir de este perfil, además se observa un aumento en el manto de la formación en el avance hacia el Oeste del área de estudio.

Finalmente se precisa destacar, que el horizonte TES1 se proyecta en superficie aproximadamente 7 kilómetros al Este de los afloramientos analizados en este estudio para la Formación Palomares, no coincidiendo los depósitos sobre este marcador en ningún lugar con los depósitos de afloramiento.

La definición tradicional en subsuelo del techo de la Formación El Salto se hace en base a criterios litológicos, con la aparición de los niveles continentales con carbón y

otras características. Sin embargo se destaca que la sección superior de la Formación El Salto es principalmente de carácter volcanoclástico, compuesta principalmente de piroclastos tamaño ceniza y pumiceos, los cuales producto de distintos procesos de alteración han sido descritos principalmente como arcillolitas y limoarcillolitas, con intercalaciones de areniscas hacia el sector este.

De este modo la relación que se propone en este trabajo es la expuesta en la siguiente tabla (ver Tabla 1):

Tabla 1: Relación de límites de formación.

Base Glaciar	=	Techo Palomares
Techo El Salto	=	Base tradicional Palomares (TES1)
Base miembro superior El Salto	=	Base Palomares según nueva interpretación (TES2)

4.2.3. Electro-facies de subsuelo.

Como consecuencia del resultado dispar en cuanto a la interpretación de horizontes, a partir de marcadores de un mismo límite de formación, es que se realizó un análisis de los perfiles, principalmente eléctricos, de los pozos ES1 a ES7, de manera de generar un criterio único para la base de la Formación Palomares y techo de la Formación El Salto.

De esta manera, ya que para el horizonte TES1 todos los pozos, salvo ES1, mostraban correlación en base al perfil sísmico (en la ubicación de ES1 el reflector correspondiente a TES1 desaparecía en superficie), es que se considera como un marcador validado, sin necesidad de realizar un análisis exhaustivo de este.

Por su parte se analizaron los perfiles eléctricos de los pozos ES1 y ES7, de manera de determinar si existe algún criterio, a partir de estos, para validar, o bien refutar, la existencia del límite evidenciado por el marcador TES2, que sea a su vez aplicable a la totalidad de pozos en estudio.

Así, al intersectar a partir del perfil sísmico el reflector correspondiente al marcador TES2 con los cinco pozos restantes, atravesando lo que anteriormente ha sido interpretado como los niveles superiores de la Formación El Salto, se evidencia un contraste en el perfil eléctrico resistivo, más específicamente, un aumento sustancial de la resistividad en los pozos ES1, ES2, ES3 y ES4, y por su parte, la disminución abrupta de esta medición en los pozos ES5, ES6 y ES7, los cuales están ubicados en el extremo Este, dentro de los pozos seleccionados (ver Anexo V para perfiles). Este contraste evidenciado en el perfil resistivo se ve apoyado, además, en la disminución de los valores de “Gamma Ray” en el pozo ES7 (ver Figura 25) (este análisis no se pudo realizar en el resto de los pozos debido a la inexistencia del perfil de “Gamma Ray” en estos).

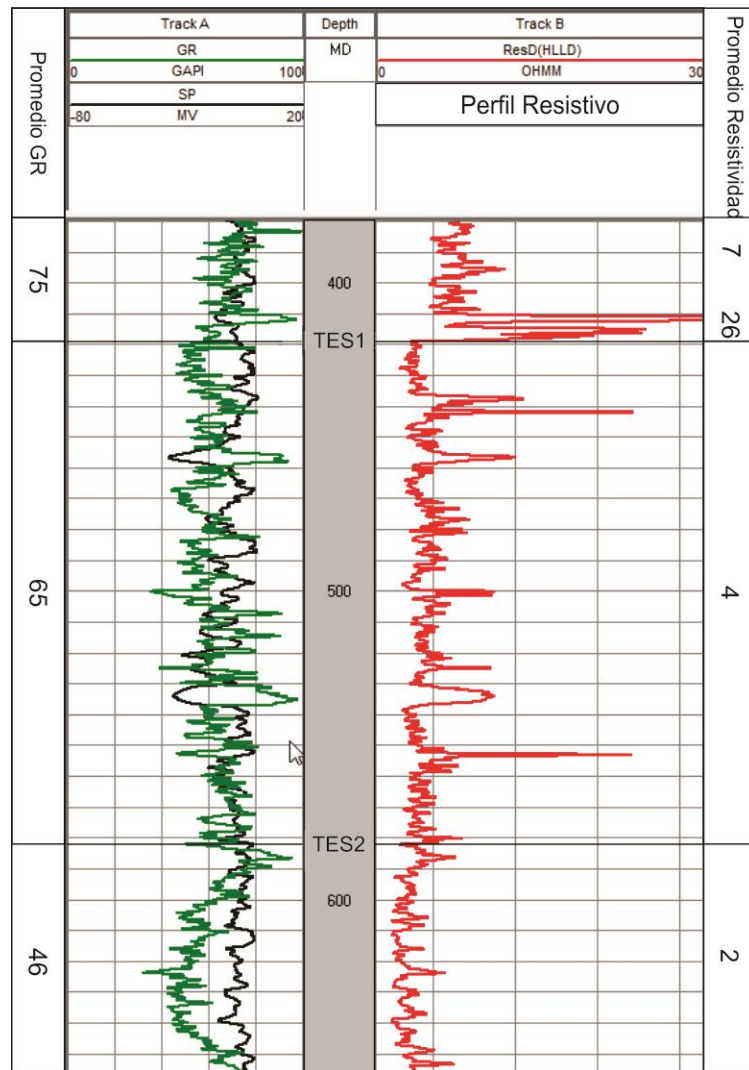


Figura 25: Ubicación en profundidad de marcadores de TES1 y TES2 en pozo ES7, notar disminución de GR bajo TES2, y contrastes en la resistividad.

Cabe además destacar que las descripciones de “cutting”, para los niveles suprayacentes a TES1 describen principalmente “Tobas Arenosas”, “Limoarcillolitas Tobaceas” y “Arcillolitas Limosas”, por su parte el intervalo acotado entre TES1 y TES2, señalan una litología primordialmente de “Arcillolitas Tobaceas”, con pequeñas intercalaciones de areniscas, mientras los niveles inmediatamente inferiores a TES2 se caracterizan por la reaparición de abundantes “Arcillolitas Limosas”. Con todo lo anterior es que se considera como válido, a su vez el marcador TES2, como límite litológico para la base de la formación.

4.3. Geoquímica de elementos mayores.

La realización de análisis geoquímicos para elementos mayores se llevó a cabo en un total de 10 muestras, de las cuales 3 corresponden a basaltos (muestras 381, T2M1, T2M8-1), mientras las 7 muestras restantes se describen como tobas principalmente cristalinas (muestras 371, 375, 376, 377, 380, 383, T2M7-1), obtenidas de diferentes afloramientos a lo largo del área de estudio (ver Figura 26 para ubicación de muestras).

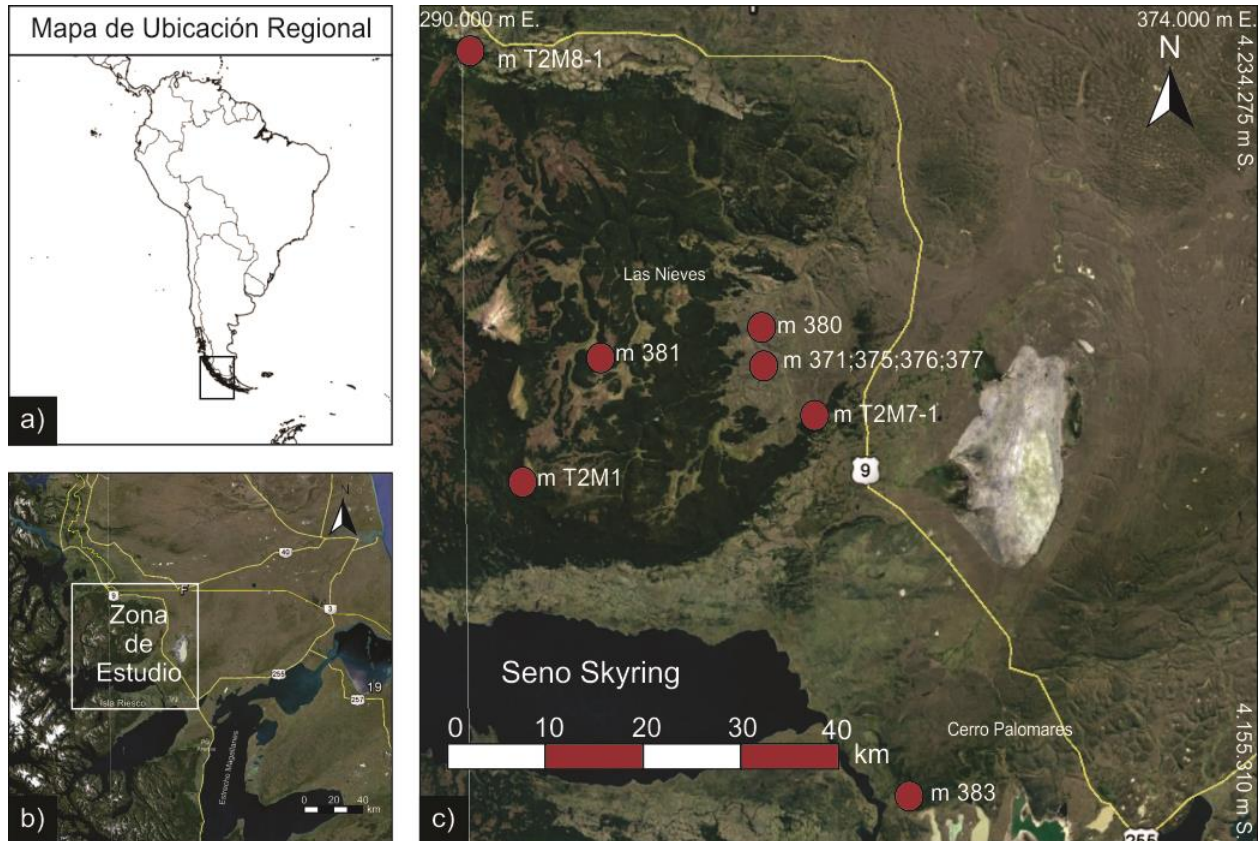


Figura 26: a) Mapa de ubicación regional; b) Ubicación zona de estudio en Región de Magallanes; c) Ubicación de muestras geoquímicas en zona de estudio.

A partir de los resultados obtenidos de estos (ver Anexo IV para datos), se clasifican bajo los criterios propuestos por Irvin y Baragar (1971) y Le Bas et al. (1986).

De este modo, a partir del diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) se obtiene que las muestras descritas como basaltos son clasificadas como basaltos a traqui-andesitas basálticas estando siempre cercano al límite entre sub-alcalino y alcalino, aunque marcando una leve preferencia hacia la tendencia sub-alcalina, mientras por su parte

las muestras descritas como tobas cristalinas, se encuentran claramente en la tendencia sub-alcalina siendo clasificadas como andesitas a dacitas (ver Figura 27).

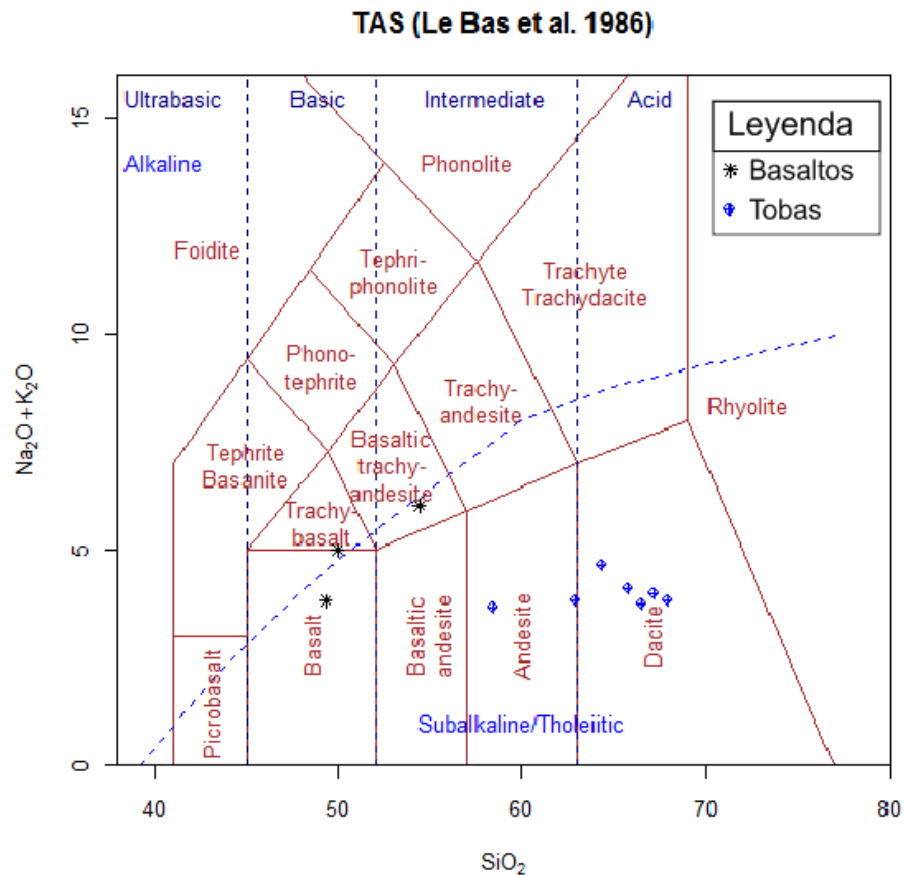


Figura 27: Clasificación de muestras mediante diagrama TAS (Le Bas et al., 1986).

De este modo, mediante la tendencia general mostrada, se considera que el volcanismo es de tipo sub-alcálido.

Posteriormente las muestras de tobas se proceden a clasificar mediante el diagrama AFM (Irvin y Baragar, 1971), a partir del cual se observa que todas las muestras de esta litología se encuentran agrupadas, presentando una signatura calco-alcálina (ver Figura 28).

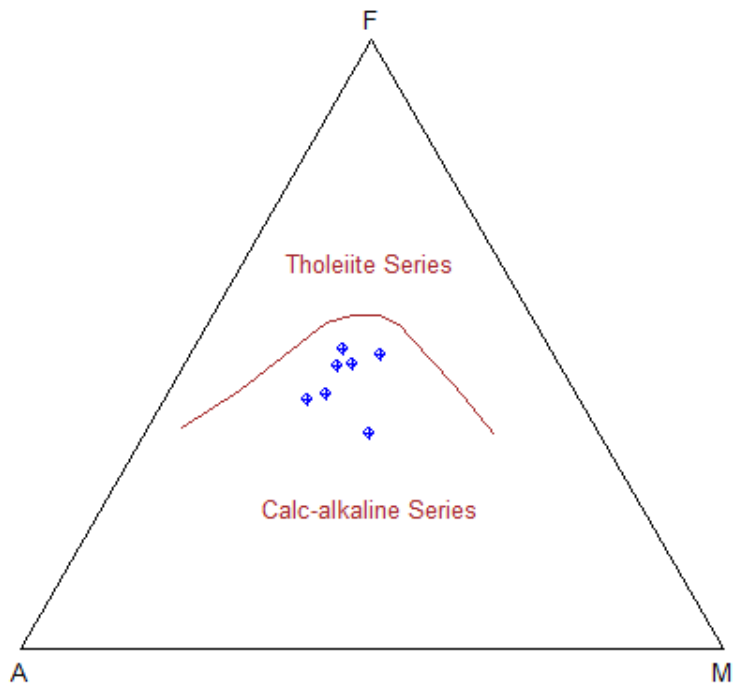


Figura 28: Diagrama AFM para muestras de toba (Irvin y Baragar, 1971).

Así, finalmente, las rocas de la Formación Palomares son clasificadas como basaltos calco-alcalinos, y tobas andesíticas y dacíticas calco-alcalinas.

4.4. Definición de Litofacies.

A partir del levantamiento de 15 columnas (ver Anexo I) y de la revisión de los afloramientos de mayor relevancia en el área de estudio se definieron 9 litofacies. Se consideró para esto sus características litológicas, particularmente en las rocas piroclásticas, la proporción de piroclastos juveniles, accidentales y matriz así como también la composición de los piroclastos vesiculados, pumiceos o escoraceos (ver Figura 29). Otra variable discriminante en la definición de litofacies es la estructuración interna.

Las litofacies definidas se listan en la tabla a continuación:

Tabla 2: Litofacies definidas.

Código	Clasificación
F1	Litofacies de toba de ceniza fina y masiva.
F2	Litofacies de toba cristalina en matriz vítrea, y masiva.
F3	Litofacies de toba lítica, con estratificación cruzada.
F4	Litofacies de toba lítica, tamaño lapilli grueso a bloque, estratificada.
F5	Litofacies de brecha piroclástica.
F6	Litofacies de brecha monomíctica.
F7	Litofacies de brecha polimíctica.
F8	Litofacies de brecha sedimentaria.
F9	Basalto.

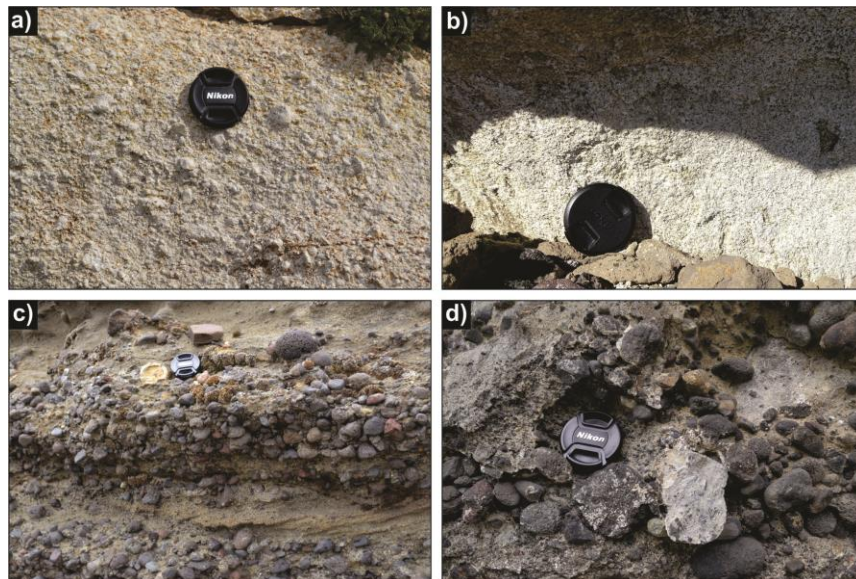


Figura 29: Piroclastos juveniles dentro de la Formación Palomares; a) Pómez altamente vesiculadas; b) Pómez de ~1 mm; c) Escorias redondeadas de ~6 cm; d) Escorias redondeadas de ~5 cm.

4.4.1. Litofacies de toba de ceniza fina y masiva (F1).

Esta litofacies se reconoce en la mayor parte del área de estudio y en múltiples y finos niveles dentro de la sucesión estratigráfica, con la excepción de los depósitos de la zona Noroccidental. Se caracterizan por su color blanco a blanco grisáceo, baja consolidación, en estratos con gran continuidad lateral y espesor variable entre los 15 centímetros y 1 metro (ver Figura 30-a), masivos y ocasionalmente con laminación paralela (ver Figura 30-a y c) lo que se ve expresado en cambios de color (ver Figura 30-b). La base de los estratos tiene contactos netos. Presenta una composición homogénea de ceniza fina a media vítrea no soldada, en partes con fragmentos menores vesiculados en muestra de mano.

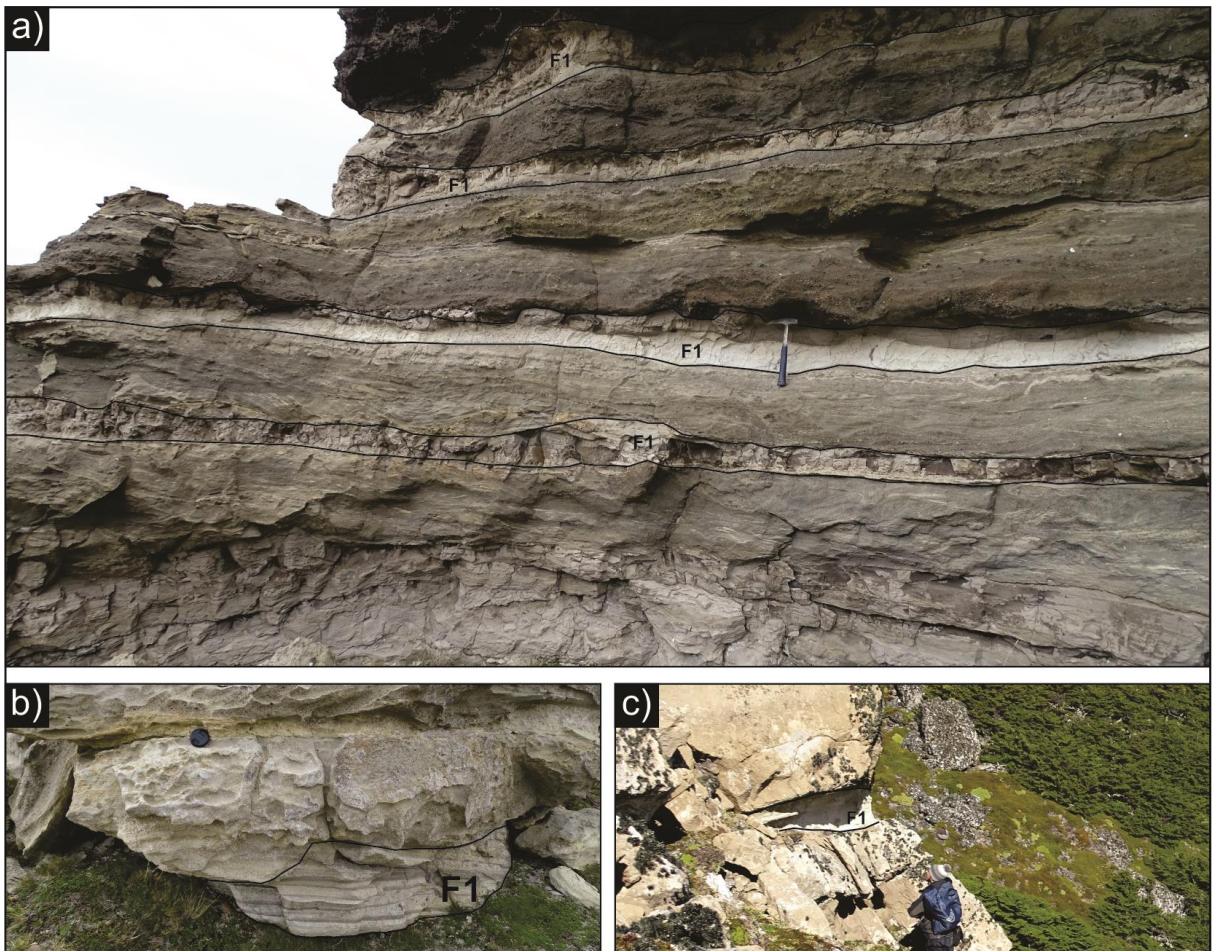


Figura 30: Tobas de ceniza fina y masiva en el área de estudio; a) Depósitos masivos color blanco de 30 cm de espesor; b) Depósitos con laminación de 50 cm de espesor; c) Depósitos masivos, gruesos 50 cm de espesor.

4.4.2. Litofacies de toba cristalina en matriz vítrea, y masiva (F2).

Los depósitos de esta litofacies se observan a lo largo de toda el área estudiada, en general intercalada con las otras litofacies. En el sector de afloramientos del extremo Este del área de estudio se encuentra como única litofacies, se presentan de color generalmente amarillo grisáceo, con superficies lisas o rugosas, espesores que varían entre 1 y 10 metros (cuando no es la única litofacies), y continuidad lateral con pequeños cambios en los espesores, mala selección, además, esta litofacies, se presenta con contacto erosivo en la base, ocasionalmente con concentración de clastos mayores (de hasta 6 cm) en los contactos (ver Figura 31-f).

Asociado a esta litofacies se pueden encontrar estructuras de lapilli acorazado de hasta 5 cm de diámetro, las cuales presentan una anillo de aproximadamente 0,5 cm de material tamaño lapilli, similar al del núcleo, comparables a los “Core-Type” (Schumacher y Schmincke, 1991), o bien al tipo “Lacc” (Van Eaton y Wilson, 2013), que se encuentran cubriendo entre un 50 y 60% de la superficie (ver Figura 31-b), ocasionalmente pipas de segregación de fluidos verticales o bien levemente oblicuas (ver Figura 31-e), moldes de ramas de menos de 5mm de diámetro (ver Figura 31-a) y madera carbonizada de aproximadamente 40 a 50 cm de largo, en general en una forma vertical (ver Figura 31-d) y ocasionalmente fósiles de mamíferos de hasta 5 cm de diámetro (ver Figura 31-c).

Litológicamente corresponde, en un 80% de los casos, a tobas cristalinas, con matriz de ceniza fina a media en general cubriendo un 40% de la superficie, presentando cristales principalmente plagioclasas y secundariamente máficos (piroxenos o bien olivinos), en menor proporción pueden corresponder a su vez a tobas líticas (con líticos de tobas cristalinas) o bien tobas vítreas (con líticos juveniles pumicieos bien vesiculados) (ver Figura 31-g y h).

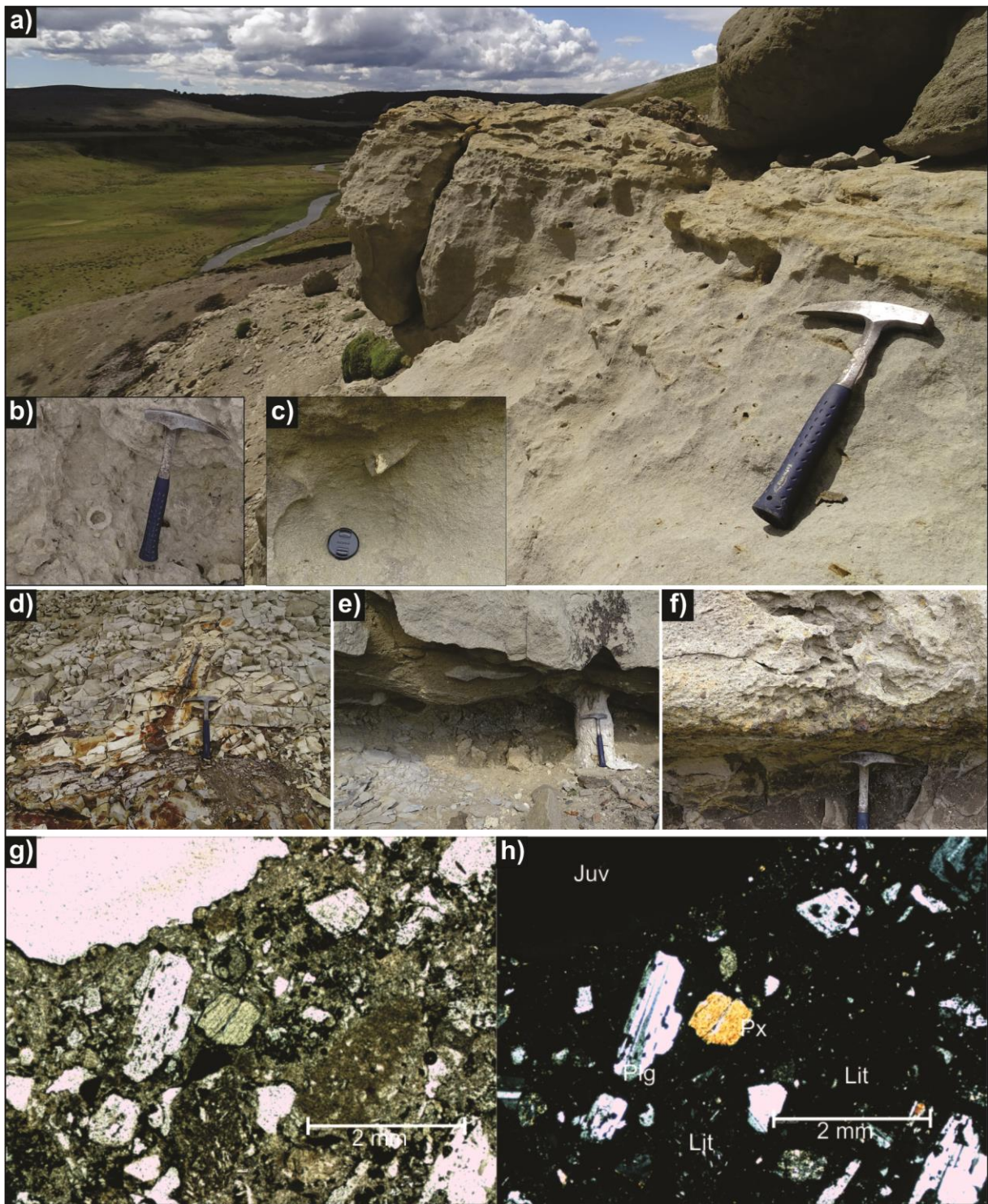


Figura 31: Toba cristalina en matriz vítrea, y masiva; a) Afloramiento de 3 metros aproximados, con presencia de moldes de vegetales; b) Estructuras de lapilli acorazado; c) Fósil de mamífero de 5 cm de diámetro d) Madera carbonizada en posición vertical; e) Pipas de segregación de fluidos; f) Concentración de clastos mayores en base erosiva, g) Corte delgado de muestra 370, nicols paralelos, h) Corte delgado de muestra 370, nicols cruzados.

4.4.3. Litofacies de toba lítica, con estratificación cruzada (F3).

Los depósitos de esta litofacies se ubican principalmente en el sector central del área de estudio, presentándose principalmente de color azul moderado o amarillo verdoso pálido, generalmente con una relación de contacto erosivo con las litofacies subyacentes, con espesores que varían entre los 40 centímetros y los 15 metros, cuya continuidad lateral varía dependiendo del afloramiento.

La estructura interna de esta litofacies se presenta, en general, bien estratificada (Figura 32-a), siendo la estratificación, principalmente, cruzada de alto ángulo, pudiendo presentar, dentro de esta, segregación de juveniles (Figura 32-a), laminación convoluta con tamaños del orden de 50 centímetros (Figura 32-e), pipas de segregación de fluidos (Figura 32-d) y en algunos casos concentración de clastos mayores, basálticos con vesículas, y tamaños de hasta 10 centímetros, en las bases de las estratificaciones (Figura 32-c).

Litológicamente corresponde a una toba lítica, cuyo contenido principal, es de líticos monocristalinos (entre un 60% y 80%), siendo estos principalmente minerales opacos, plagioclasas, y minoritariamente olivinos, todos los cuales se presentan angulosos, y de un tamaño promedio de 0,5 milímetros (presentando buena selección), y unidos entre sí mediante una pátina cristalina de un mineral no identificado (ver Figura 32-f y g), por su parte el contenido secundario de esta facies corresponde a líticos juveniles pumiceos de tamaños inferiores a 2 mm, y en general con alto contenido de vesículas.

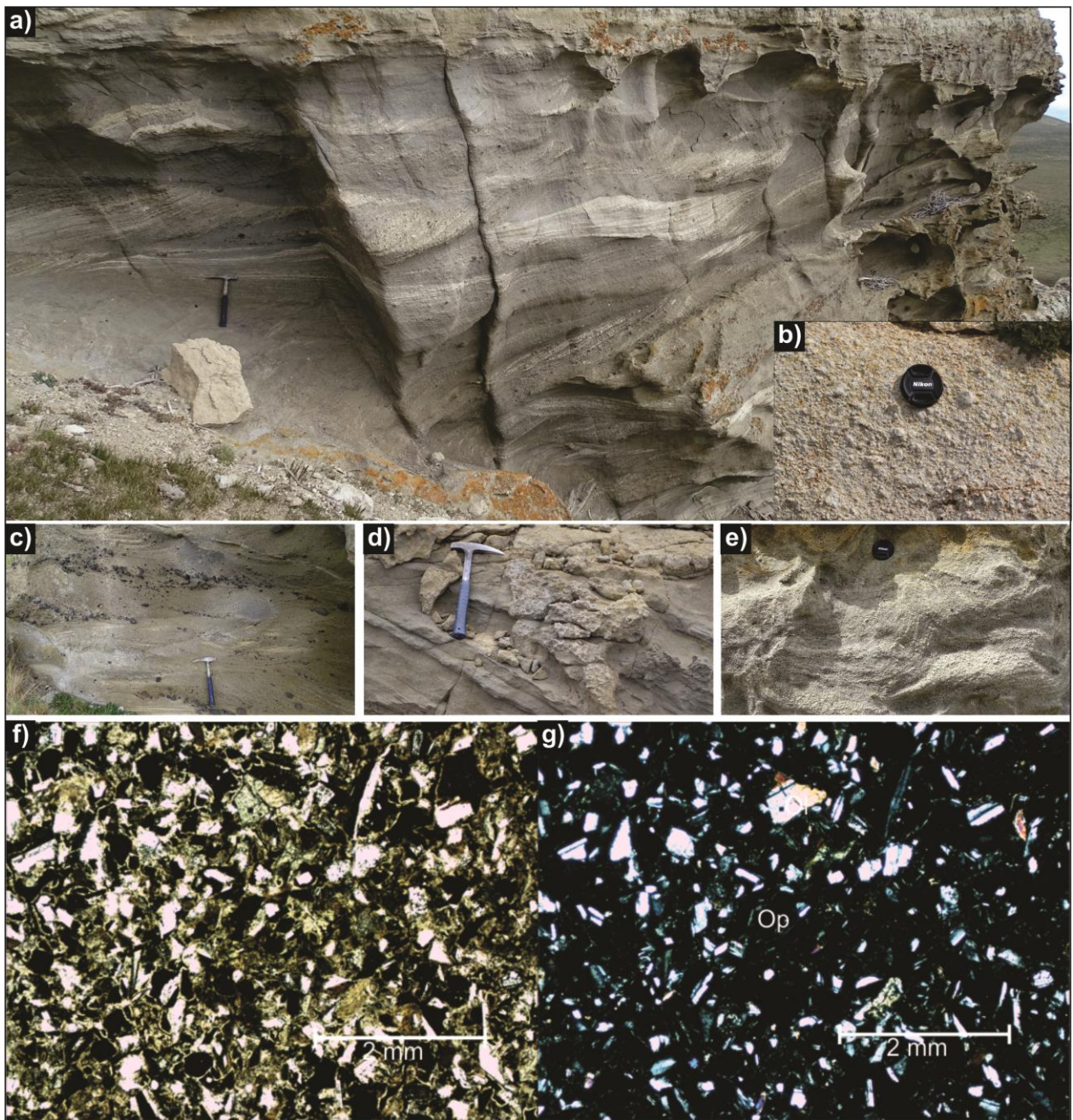


Figura 32: Toba lítica; a) Estructura interna con estratificación cruzada y segregación de pómez; b) Lapilli acrecional; c) Concentración de clastos en la base de las estratificaciones; d) Pipas de segregación de fluidos; e) Laminación convoluta, f) Corte delgado, nicols paralelos, g) Corte delgado, nicols cruzados.

4.4.4. Litofacies de toba lítica, tamaño lapilli grueso a bloque, estratificada (F4).

Esta litofacies se puede reconocer en los sectores centrales y orientales del área de estudio, además de los depósitos del sector de cerro Palomares. Se presenta de color púrpura muy oscuro, con visible continuidad lateral, y espesores de entre un par de metros, hasta aproximadamente 20 metros en Cerro Palomares. Su estructura interna se presenta principalmente con estratificación cruzada (ver Figura 33-a, b y d), o bien masiva (ver Figura 33-c), siendo su contacto inferior transicional desde la litofacies F3, o bien presentando base erosiva (ver Figura 33-a). Se clasifica como una toba lítica, matriz soportada, cuya matriz corresponde a líticos oscuros angulosos, y clastos mayores variables entre los 4 centímetros, hasta 15 centímetros, generalmente monomícticos, basálticos, vesiculados, subángulosos a subredondeados.

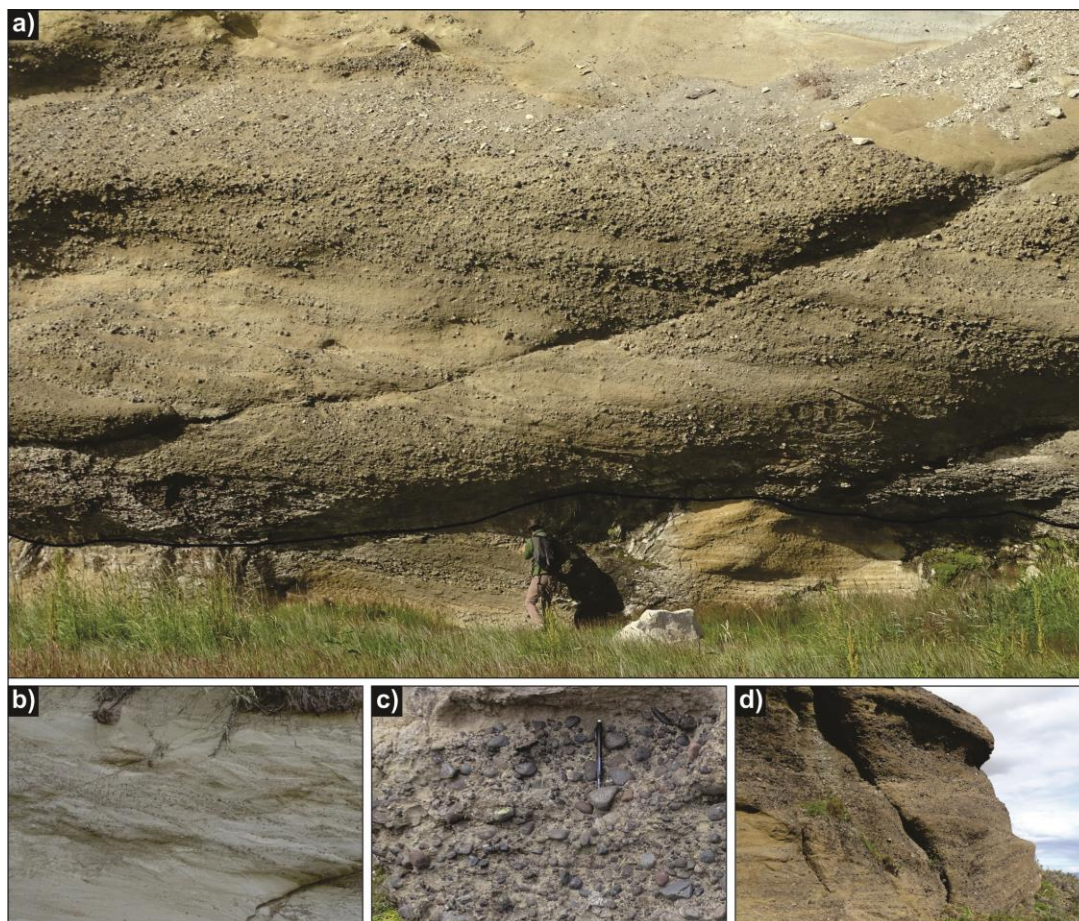


Figura 33: Toba lítica tamaño lapilli medio a bloque; a) afloramiento en río Penitente se observa base erosiva; b) Afloramiento río Rubens, muestra clara estratificación cruzada; c) Carácter monomíctico del depósito; d) Afloramiento en cerro Palomares con estratificación cruzada.

4.4.5. Litofacies de brecha piroclástica (F5).

Esta litofacies se reconoce en el sector Oeste del área de estudio, de color generalmente gris oscuro a pardo, continua lateralmente, y de espesores superiores a los 15 metros (en sectores alcanza hasta los 50 metros) (ver Figura 34-a y b). La estructura interna se presenta masiva, aunque en ocasiones se puede observar estratificación paralela de régimen alto (ver Figura 34-c y d). Litológicamente corresponde a brecha piroclástica, matriz soportada, de mala selección, y monomítica, con clastos basálticos de hasta 1 metro, angulosos a subangulosos, los cuales cubren aproximadamente el 70% de la superficie.

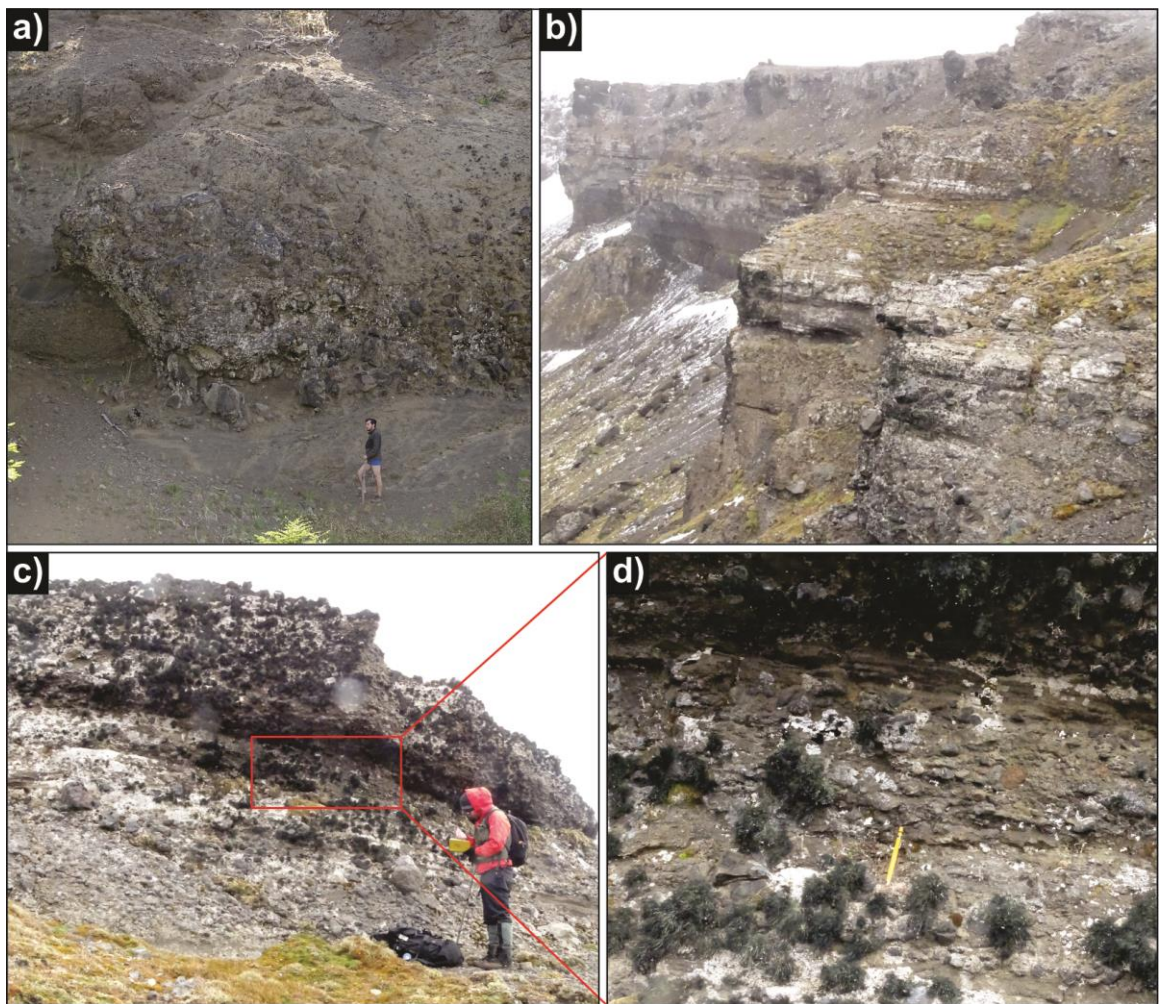


Figura 34: Litofacies de brecha piroclástica, se observa el carácter monomítico y la mala selección; a) Deposito de la litofacies en rio Rubens, aproximadamente 10 metros de espesor; b) Deposito de la litofacies en cerro La Virgen, aproximadamente 50 metros de espesor; c) Deposito en cerro la virgen, presenta nivel de aproximadamente 50 centímetros con estratificación paralela de régimen alto, entre los niveles masivos; d) Estratificación paralela de régimen alto (lápiz de escala).

4.4.6. Litofacies de brecha monomítica (F6).

Los depósitos de esta litofacies se observaron únicamente en los sectores cercanos a río Rubens. Estructuralmente corresponden a depósitos sin una dirección de manto aparente, y con una potencia que se puede estimar en los 30 metros para el total del depósito, sin poder determinar si corresponde a más de una unidad debido a la discontinuidad de los afloramientos, siendo su estructura interna masiva. Litológicamente corresponde a una brecha monomítica, de mala selección y matriz soportada, con clastos basálticos sub angulosos de hasta 2 metros (ver Figura 35-b), los cuales cubren aproximadamente el 80% de la superficie (Figura 35-a). Además se presentan cristales de piroxeno de hasta 4 milímetros tanto en los clastos (Figura 35-c) como en la matriz (Figura 35-d).

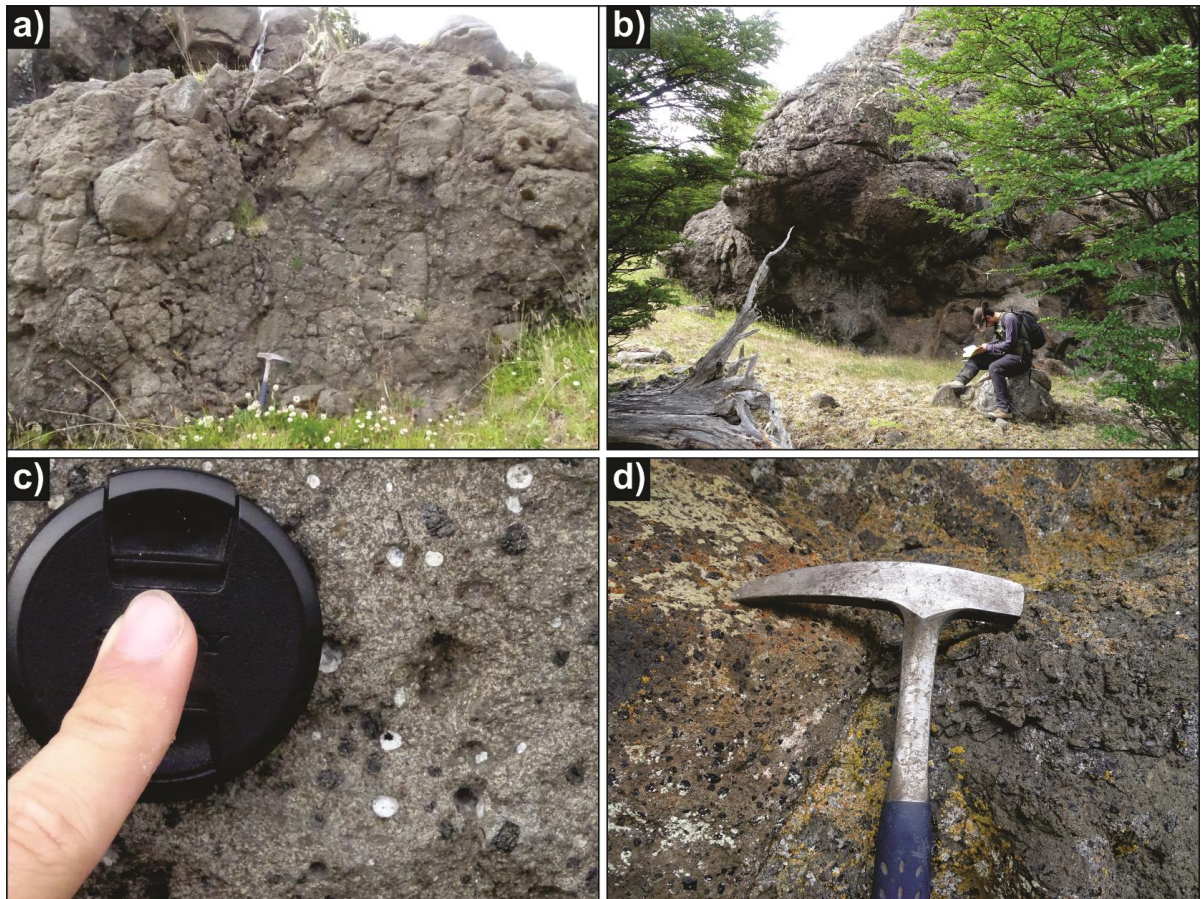


Figura 35: Litofacies de brecha monomítica; a) Depósito cercano a río Rubens, da muestra de clastos angulosos y mala selección en un depósito monomítico (martillo de escala); b) Afloramiento en mayor cota que a), da muestra de clastos de hasta 2 metros; c) Cristales de piroxeno de hasta 2 milímetros en clastos del depósito (cubre lente de escala); d) Cristales de piroxeno tanto en matriz como en clastos (martillo de escala).

4.4.7. Litofacies de brecha polimíctica (F7).

Los depósitos de esta litofacies se encuentran principalmente en los sectores cercanos a río Rubens (ver Figura 36), son depósitos de gran envergadura, con potencias de hasta 15 Metros, generalmente limitados lateralmente, con contactos erosivos en su base (ver Figura 37-c, d y e), formando geometría de canal, su estructura interna se presenta masiva con lentes de material fino. Litológicamente se puede clasificar como una brecha polimíctica de mala selección (ver Figura 37-e), con clastos principalmente basálticos angulosos a subangulosos, y metamórficos, en general subredondeados, de tamaños entre 2 a 3 centímetros, hasta aproximadamente 1,5 metros (los metamórficos no superan los 6 centímetros, mientras los basálticos ocupan todo el espectro de tamaños), ocupando un 30% de la superficie aproximadamente, los clastos de mayor tamaño se encuentran principalmente cerca del contacto basal erosivo (ver Figura 37-a y d), además se presentan clastos basálticos de tamaños de hasta 1 metro, con alto porcentaje de vesículas, y que presentan bordes de enfriamiento (ver Figura 37-b).



Figura 36: Ubicación Litofacies F7; a) Ubicación dentro del área de estudio; b) Ubicación en relación a río Rubens.

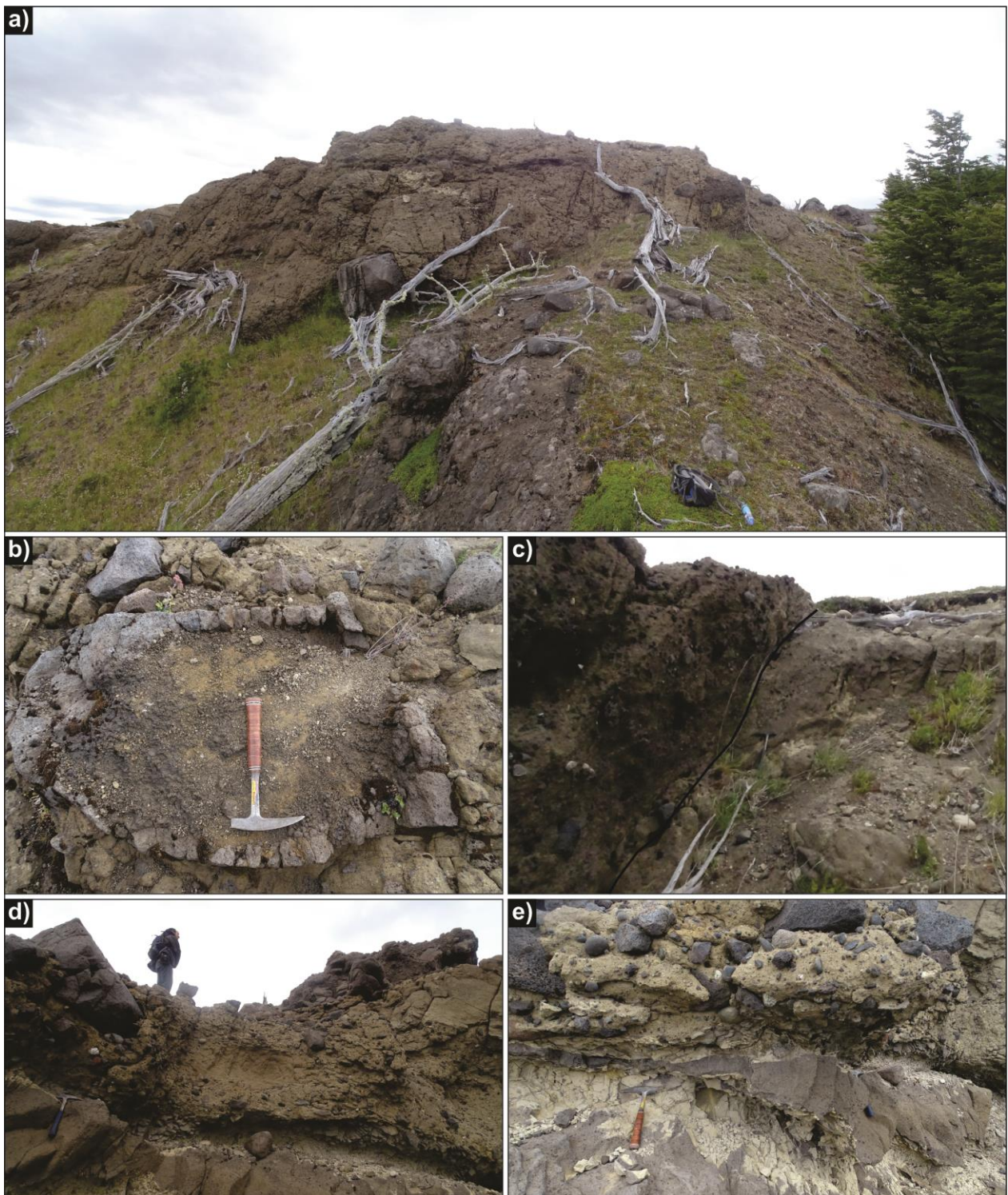


Figura 37: Litofacies de depósitos de brecha; a) Vista general de uno de los afloramientos en cercanías de río Rubens; b) Clasto basáltico vesiculado, presenta cascara por enfriamiento (martillo de escala); c) Contacto nítido erosivo lateral; d) Vista de afloramiento con presencia de clastos mayores basálticos angulosos de aproximadamente 1,5 metros y presencia de base erosiva (martillo de escala); e) Vista cercana a afloramiento, se observa el carácter polimíctica y la mala selección de la litofacies y la base erosiva que pone en contacto la litofacies con un nivel fino (martillo de escala).

4.4.8. Litofacies de brecha sedimentaria (F8).

Los depósitos de esta litofacies se observan en el sector de Rio San José. En los sectores observados son depósitos de pequeña envergadura, generalmente de color marrón oscuro, con extensión lateral no mayor a 5 metros visibles, y potencia menor a 4 metros, y cuya estructura se caracteriza por tener geometría lobular (ver Figura 38-a y b), con estructura interna masiva, dentro de esta facies se encuentran restos de madera carbonizada (ver Figura 38-c y d) y fósiles de mamíferos de 40 centímetros de largo, recristalizados (ver Figura 38-e). Litológicamente corresponde a una brecha matriz soportada, de mala selección, monomictica, con clastos entre los 2 y 30 centímetros, angulosos a subangulosos, basálticos.

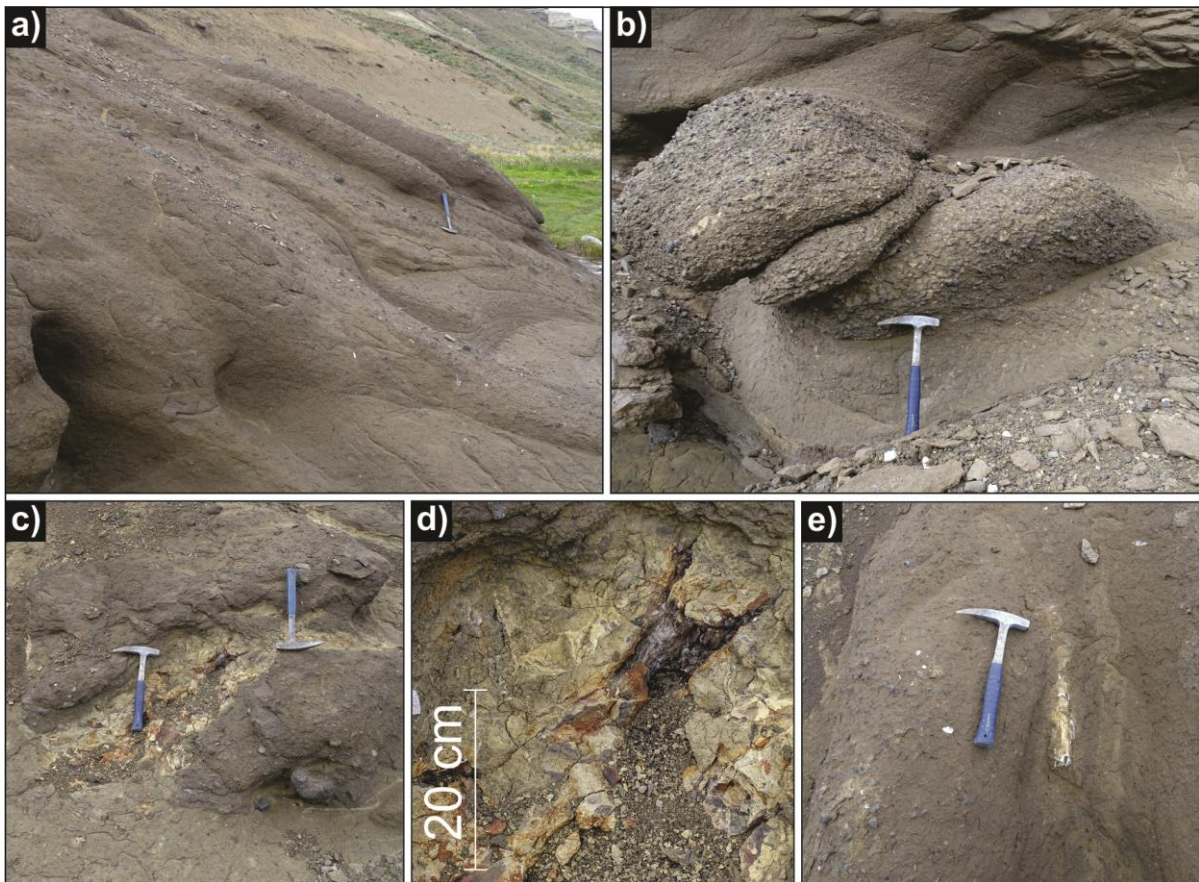


Figura 38: Facies de brecha sedimentaria; a) Depósito de amplia extensión, presenta estructura lobular (martillo de escala); b) Depósito con extensión lateral limitada y estructura lobular (martillo de escala); c) madera carbonizada dentro del depósito (martillos de escala); d) madera carbonizada; e) Hueso de mamífero (martillo de escala).

4.4.9. Basalto (F9).

Los depósitos de esta litofacies se encuentran en el sector Oeste de la zona de estudio, evidenciados en las zonas de Cerro Mocho y cercanías de Cerro la Virgen como niveles dentro de columnas estratigráficas (Columnas 6 y 7, ver en Anexo I), presentando un espesor de hasta 7 metros en Cerro Mocho. En el sector de Kerber se presenta como afloramientos aislados, sin poder generar una relación estratigráfica con los depósitos de su alrededor (ver Figura 39-a).

En los afloramientos se presenta con estructura interna masiva, y levemente fracturado, las cuales no presentan orientación preferente (ver Figura 39- b y c).

Corresponde litológicamente a basaltos porfídicos de olivino, con un 40% de fenocristales, principalmente de plagioclasas, y secundariamente olivino y piroxeno, los cuales se presentan altamente fracturados, los olivinos alterados a iddingsita, y ocasionalmente con inclusiones de plagioclasas (textura poiquilítica), la masa fundamental se compone principalmente de microlitos de plagioclasas y una gran proporción de minerales opacos (ver Figura 39-d y e) (ver Anexo II para descripciones detalladas).

Además presentan signatura geoquímica calco-alcalina y una edad de $19,3 \pm 0,8$ Ma., a partir de una datación K-Ar en roca total, y $19,8 \pm 0,9$ Ma., a partir de una datación K-Ar en masa fundamental, ambas realizadas durante este estudio (ver Anexo III para datos), siendo así asignados al Mioceno inferior (Burdigaliano).

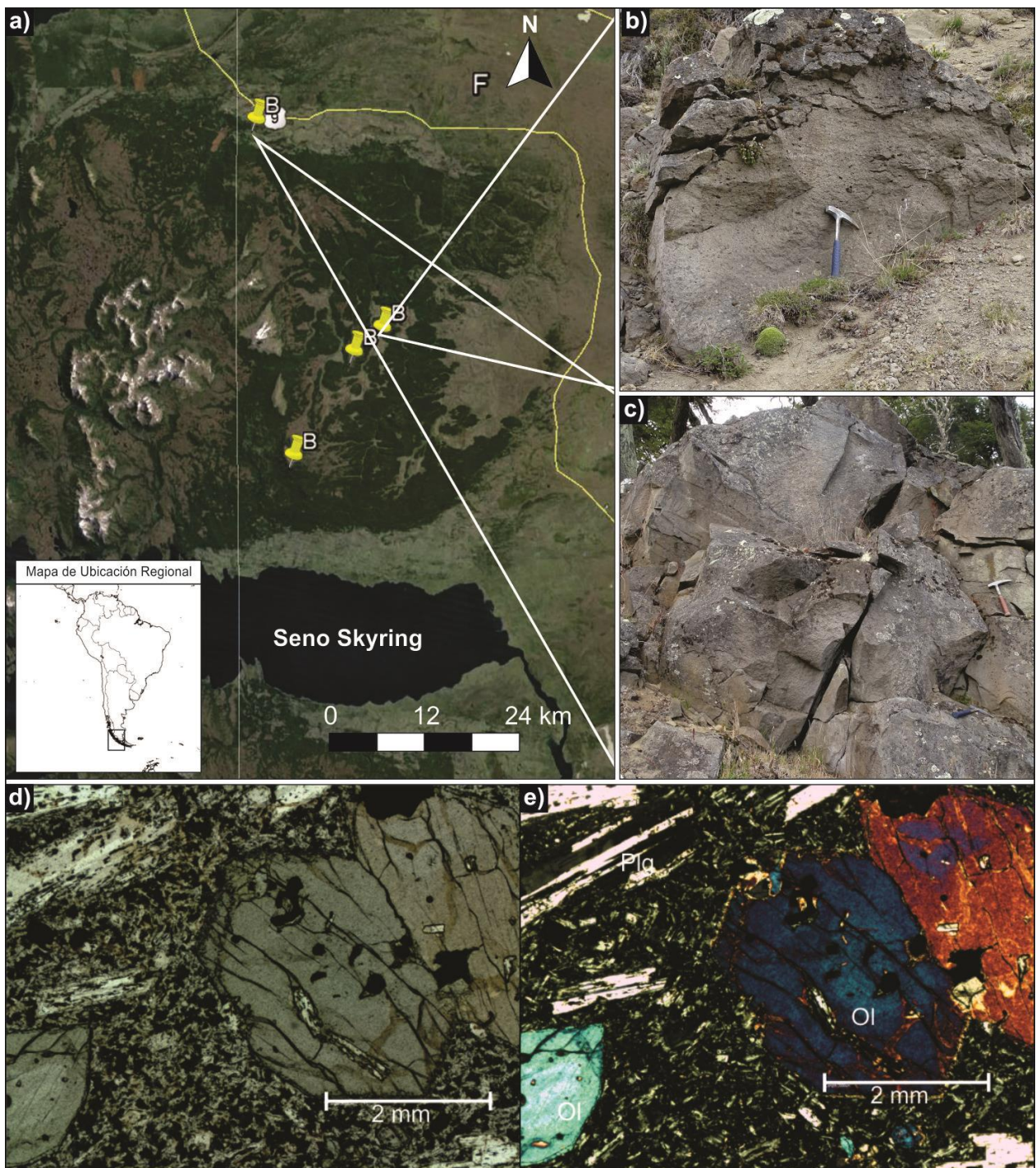


Figura 39: Litofacies de basalto; a) Ubicación geográfica de afloramientos; b) Afloramiento sector Este (martillo de escala), c) Afloramientos Río Rubens (martillo de escala), d) Corte delgado, nicoles paralelos, e) Corte delgado, nicoles cruzados.

5. Capítulo V. Discusión.

5.1. Asociación de facies y ambiente depositacional.

La Formación Palomares corresponde, en los afloramientos del área de estudio, a depósitos volcánicos, con manifestaciones tanto efusivas como explosivas, además de leves manifestaciones de eventos sedimentarios gatillados por el volcanismo explosivo, los que, en base a la dimensión del depósito, se determina que corresponde a un evento generado por más de una fuente emisora.

5.1.1. Procesos depositacionales.

Existen diversos procesos que generan la deposición de la formación, dentro de estos se cuentan flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas, flujos de bloques y ceniza, lahares, flujos de lava, depósitos de caída y flujos de detritos.

5.1.1.1. *Flujo piroclástico.*

Representados por las litofacies F5 y F2, reconocidos en base a su estructura interna en general masiva, y mala selección, indicativo de flujos con alta concentración de partículas (Wilson y Houghton, 2000), o con estratificación paralela, que indicarían estado supercrítico de flujo, generando en su base superficies de erosión sobre los depósitos infrayacentes. Los depósitos de la litofacies F5 se asocian a sectores proximales del evento debido al tamaño de los clastos que transporta, mientras los de la litofacies F2 se consideran de carácter proximal a medio cuando presentan superficies tractivas (ver Figura 40-a), o bien distal cuando no hay presencia de clastos mayores en la estructura (ver Figura 40-b).

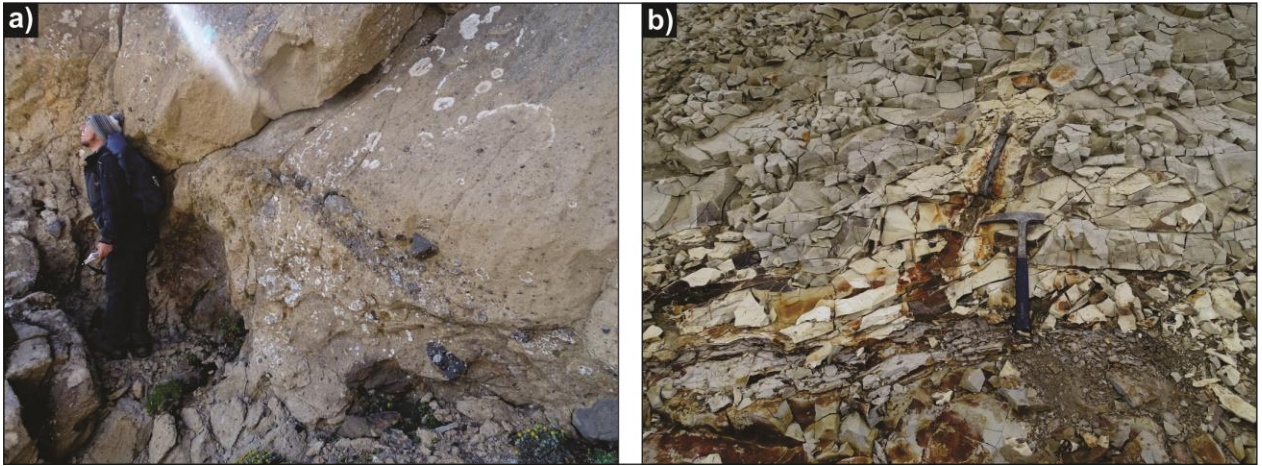


Figura 40: Facies de flujos piroclásticos; a) Litofacies F2 con base tractiva; b) Litofacies F2 sin clastos mayores.

5.1.1.2. *Oleada piroclástica.*

Representada por las litofacies F5, F4, F3 y F2, son reconocibles en base a su composición litológica, con abundancia de líticos accidentales, monocristalinos, y estructura interna con estratificación cruzada, características de depósitos de oleada (Schmincke, 1973, Cole, 1991), además de la presencia de estructuras de lapilli acorazado (armoured lapilli según Waters y Fisher, 1971) en depósitos de las litofacies F3 y F2, que pueden ser asociadas a condiciones subsaturadas (<10-15 wt.% de líquido) (Van Eaton y Wilson, 2013), pipas de elutriación, y laminación convoluta, esta última pudiendo ser provocada por (1) deslizamiento gravitacional de tefras saturadas de agua e inclinadas (Heiken, 1971) o (2) deformación de corte causada por una oleada piroclástica preponderante (Fisher y Waters, 1970; Schmincke, 1970).

En cuanto a la distribución lateral de facies, se observa una evolución similar a la presentada en la Figura 41 (Chough y Sohn, 1990).

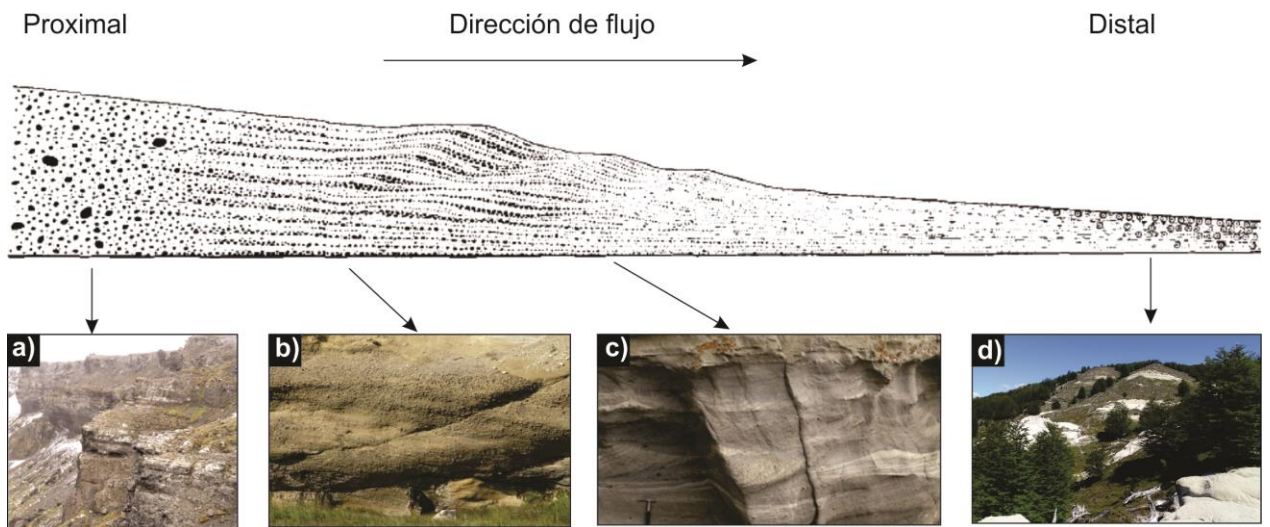


Figura 41: Variaciones laterales de depósitos de oleada piroclástica (Modificado de Chough y Sohn, 1990); a) Depósito de Litofacies F5; b) Depósito de Litofacies F4; c) Depósito de Litofacies F3; d) Depósitos de Litofacies F2, afloramiento columna 12 (C12).

Dentro de esta distribución se estima que la litofacies F5 es la de mayor proximidad debido al tamaño de los clastos y la angulosidad de estos, lo cual es indicativo de altos niveles de energía, la litofacies F4 es interpretada como depósitos de proximidad media asociados a estos flujos debido al tamaño de sus clastos y su mala selección, características que sugieren altos niveles de energía, sin embargo el mayor redondeamiento de los clastos indica un mayor tiempo de transporte en el flujo, generando erosión en las paredes de los clastos. Por su parte se interpreta los depósitos de la litofacies F3 como partes medias a distales del flujo en base a la presencia de estratificaciones cruzadas, y la disminución en el tamaño de los clastos. Finalmente la litofacies F2 que presenta estructuras de agregados de ceniza (estructuras de lapilli armado principalmente) son interpretadas, en base a este modelo, como parte distal de los flujos de oleada piroclástica. El proceso de agregación de cenizas puede ser explicado debido a la interacción de las corrientes de densidad con las nubes con alto contenido de agua (debido a la interacción con aguas superficiales que generan la explosividad) (Van Eaton y Wilson, 2013), o bien por la condensación del vapor de las erupciones freatomagmáticas debido a la desaceleración, enfriamiento y reducción en la turbulencia del flujo, lo que aumenta la cohesión de las partículas (Chough y Sohn, 1990).

5.1.1.3. *Flujo de bloques y ceniza.*

Este tipo de flujos se ve representado por la litofacies F6, caracterizado por ser matriz soportado, masivo, monomíctico, y mal seleccionado, además se diferencia del resto de los flujos debido a la presencia de cristales de piroxeno tanto en la matriz como en los clastos, finalmente otra característica de este tipo de flujo es su gran espesor y su poca extensión lateral (Freundt et al., 2000), cabe mencionar que dentro de este tipo de flujos se podría considerar también a la litofacies F5, siendo difícil realizar una separación clara entre los niveles.

5.1.1.4. *Lahar.*

Representada por la litofacies F7, reconocible en base a la estructura interna masiva, baja concentración de clastos, polimíctica de mala selección. Los depósitos asociados a esta facies tienen además base erosiva y geometría canalizada, poseen clastos de gran tamaño que sugiere un flujo denso hiperconcentrado, y además modela superficies de erosión a su paso. Por otra parte, la existencia de líticos metamórficos redondeados dentro de esta facies se interpreta como clastos derivados de la infrayacente Formación El Salto, correspondiente a depósitos de planicie aluvial, y por tanto se puede considerar esta facies como un depósito temprano dentro de los niveles que componen la Formación Palomares, y además su existencia es indicativa de un ambiente continental con presencia de morfologías fluviales durante el periodo temprano de desarrollo del volcanismo.

5.1.1.5. *Flujo de lava.*

Representada por la litofacies F8, se interpreta como depósitos efusivos de baja viscosidad, de carácter basáltico y con baja concentración de cristales mayores, lo que permite su flujo hasta varios kilómetros desde las posibles fuentes.

5.1.1.6. *Caída de ceniza.*

Representado por la litofacies F1, se caracteriza por ser depósitos ya sea masivo o bien con laminación horizontal, en general con alto contenido pumiceos y de ceniza, y

deposición respetando la forma infrayacente indican bajas velocidades de acumulación en trayectorias casi verticales (Wilson y Houghton, 2000), que representan procesos de caída a partir de una nube de ceniza, mediante gravedad. Debido a la distribución de estas cenizas, se estima que la nube eruptiva representa un evento de alta explosividad.

5.1.1.7. Flujo de detrito.

Representado por la litofacies F8, Se caracteriza por su estructura interna masiva y mala selección, pero principalmente por su geometría lobular, el proceso se interpreta como la generación de remociones de pequeña envergadura, caracterizadas en terreno por su limitación lateral en los depósitos, desencadenadas por el aumento en la disponibilidad de agua y sedimentos, generada por los procesos anteriormente expuestos, además se consideran como eventos tempranos durante la actividad volcánica, esto debido a su ubicación, cercana a la base, dentro de la columna 3 (ver Anexo I).

5.1.2. Evolución vertical de facies de superficie.

El desarrollo vertical de facies, dentro de los afloramientos revisados para este trabajo, puede ser condensado en la columna expuesta en la Figura 42, esta secuencia teórica se encuentra representada, ya sea completa, o parcialmente, en gran parte de las columnas expuestas anteriormente (ver punto 4.1.3), y se asocia a la evolución de una oleada piroclástica durante su avance, en la cual las variaciones particulares se asocian a la posición en referencia al origen, la condensación de la fase vapor o incorporación externa de agua.

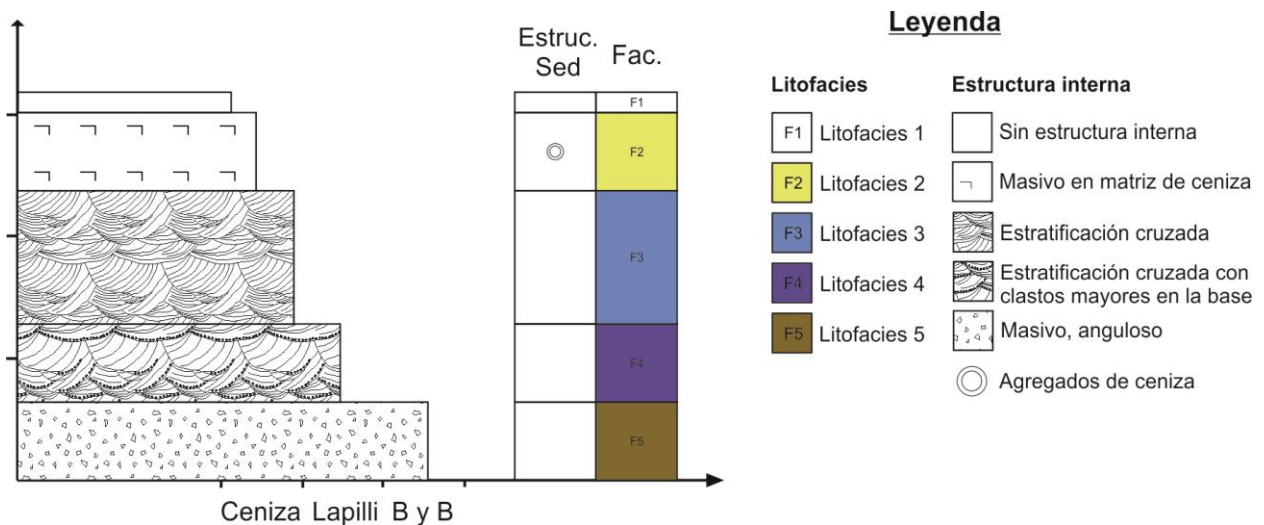


Figura 42: Evolución vertical teórica de facies volcánicas.

De este modo, en la base de cada unidad de oleada piroclástica se reconocen brechas (F5; flujos de ceniza y bloques), que gradan vertical o lateralmente, aunque también en contactos netos, a litofacies como F4, o bien F3, se explica en base a la disolución de la fase inicial, producido por la pérdida de carga de sedimentos e incorporación de aire ambiental, que resulta en un aumento de la turbulencia (Fisher, 1983), cabe mencionar que esta transición se da principalmente de manera lateral, y de manera interpretativa, mientras que verticalmente se observa raramente.

Por su parte la transición vertical a la litofacies F3 a F2, se puede explicar por el enfriamiento del flujo debido a la mezcla continua con aire ambiental, produciendo un aumento de la densidad de partículas y la condensación del vapor en la fase gaseosa (Chough y Sohn, 1990), de este modo, esta tercera fase en la evolución de una oleada piroclástica genera un aumento en la cohesión de las partículas finas, produciendo las estructuras de acreción de cenizas anteriormente descritas.

Finalmente, puede llegar a producirse la deposición de litofacies F1, como producto de depósitos de caída desde la nube de cenizas, representando un proceso de baja energía.

Cabe mencionar que el desarrollo vertical de los depósitos relacionados a oleadas piroclásticas individuales de la Formación Palomares, es comparable a la descrita para los depósitos de la secuencia piroclástica Suwolbong, en Corea del Sur, y que es interpretada como una oleada piroclástica seca (Sohn y Cough, 1989).

5.1.3. Facies y procesos en sub-suelo.

Tomando en cuenta la distinción hecha en el punto 4.2.3, se considera que, a partir del marcador TAS2, hasta el límite con los depósitos glaciares, corresponden a depósitos asignables a la Formación Palomares

De este modo, los depósitos comprendidos entre los marcadores TAS1 y TAS2, se asignan, en base a la correlación por continuidad realizada mediante la sección sísmica, a los afloramientos de superficie. Por lo tanto esta unidad expuesta en afloramientos y descrita en los capítulos anteriores se asocia a la sección superior de la Formación El Salto y se sugiere de modo informal en este trabajo describirlo como la Unidad inferior de la Formación Palomares, esto apoyado además por las columnas de pozo construidas a partir de la descripción de los “cutting” recuperados en la perforación, los cuales reseñan la litología principalmente como “Arcillolitas tobaceas”, las cuales es posible interpretarla como un análogo a las litofacies de tobas de ceniza o tobas cristalinas (litofacies F1 o F2) descritas en superficie, y representando, de este modo, una continuación lateral, y en subsuelo, del volcanismo evidenciado en los afloramientos de superficie, mientras los sectores descritos como “Areniscas tobaceas” dentro de este intervalo podrían corresponder a depósitos de similar origen a los interpretados para la litofacies F3, o bien a un re-trabajo producto de procesos sedimentarios de pequeña magnitud.

Por su parte los depósitos ubicados sobre el marcador TAS1, descritos mayoritariamente como una agradación de “Areniscas Tobaceas”, “Arcillolitas Tobaceas”, y “Limoarcillolitas”, y que además son los contenedores de los acuíferos representativos de esta formación, se designa informalmente en este trabajo como la Unidad superior de la Formación Palomares, apoyada en contacto concordante sobre la Unidad inferior anteriormente definida. Se define como una secuencia epiclástica continental compuesta de areniscas inmaduras arcillosas, limolitas y arcillolita provenientes de la erosión de las rocas pertenecientes a las rocas piroclásticas de la Unidad inferior. Tectónicamente se asocia este evento sedimentario a una etapa tardía de la cuenca de antepaís relacionado al último evento de alzamiento compresivo por propagación de fallas inversas que afecta a la Unidad inferior de la Formación Palomares.

5.1.4. Correlación columnas de superficie y fases eruptivas.

Con el afán de determinar el número de fases eruptivas que componen la Unidad inferior de la Formación Palomares, es que se correlacionan cuatro columnas estratigráficas dentro del sector de estudio, las cuales fueron seleccionadas por poseer un gran desarrollo vertical de facies, en base a la evolución teórica antes expuesta.

Las columnas seleccionadas corresponden a las columnas 1, 2, 3 y 13 (C1, C2, C3 y C13), las cuales se encuentran a una distancia menor a 3 kilómetros una de otra (ver Figura 14 para ubicación), y se ubican, las tres primeras alineadas Norte-Sur, mientras la última 2,5 kilómetros al Este de la Columna 2.

De este modo se reconocieron un total de 10 fases eruptivas (FE1-FE10) dentro de la correlación de columnas (ver Anexo VI para cuadro de correlación), estando mayormente representadas en la columna 3 (C3) y siendo FE7 y FE9 las de mayor potencia y probablemente de mayor volumen eyectado.

La diferenciación entre fases eruptivas se realiza en base, principalmente, a la presencia y posible correlación de la litofacies F1, esto debido a que se interpretan como depósitos de lluvia de ceniza con baja cohesión y por lo tanto baja resistencia a la erosión. Sin embargo la preservación de estos estratos fáciles de erodar son indicativos de límites de eventos de flujo piroclástico, ya sea en la base como en el techo de oleadas de flujo individual, y por lo tanto, al producirse un evento eruptivo en intervalos de tiempo muy cercanos al inicio de la deposición de esta, se considera indicativo de periodos de pasividad volcánica.

Por otra parte las asociaciones de facies toman en consideración las variaciones granulométricas que existirían debido a los cambios de energía que se puedan producir en un flujo a través de un corte transversal. Además se toma en consideración la opción de que exista más de una fuente emisora, por tanto no se considera necesario la existencia de la misma cantidad de secuencias en todas las columnas.

Por último, cabe mencionar, que el número antes mencionado de fases eruptivas, se propone como un mínimo de fases existentes, esto debido a que no se encontró, en

afloramientos, el contacto con la formación infrayacente (El Salto), por lo tanto, es posible de que existan un mayor número de fases bajo las reconocidas.

Además, al comparar las columnas ubicadas en los sectores Este y Oeste, es posible definir, en particular para esta zona de estudio, facies de carácter proximal, las cuales incluyen las facies de flujos de lava, caracterizadas por su mayor limitación espacial en el desplazamiento desde una fuente, debido a su alta viscosidad, y además facies que poseen los mayores tamaños de clastos, indicativos de una mayor energía de transporte y características de los flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas, en sus sectores de mayor proximidad a la fuente. De este mismo modo se definen como facies de mediana proximidad a las descritas en la evolución de las oleadas piroclásticas como niveles intermedios, caracterizadas por su mejor selección y presencia de juveniles pumiceos en su estructura, además de líticos accidentales de tamaños, en promedio, de 2 mm, además se incluye dentro de estos los niveles definidos como flujos de detritos, esto ya que en sector cercanos serian erosionados por los flujos de alta energía. Finalmente la definición de las facies distales dentro de los depósitos descritos se caracteriza por ser los niveles verticalmente homogéneos, y de granulometría menor dentro de todos los afloramientos, representando de este modo los niveles de menor energía dentro de tanto los flujos piroclásticos, como las oleadas piroclásticas, y correspondiendo principalmente a la litofacies de toba cristalina (F2).

5.2. Origen del fenómeno volcánico.

5.2.1. Distribución de facies.

La distribución espacial de las facies en afloramientos de superficie, anteriormente expuestas, se puede observar en la Figura 43.

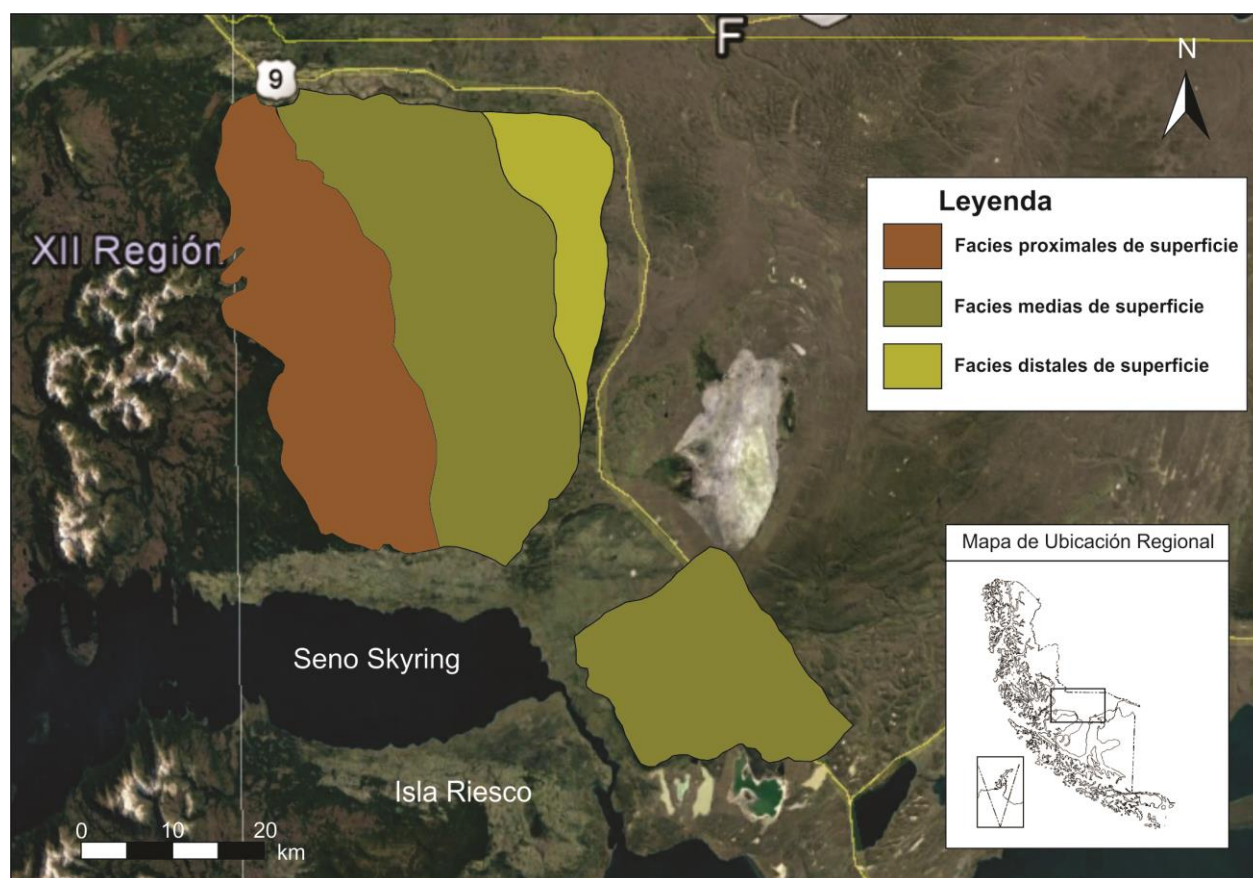


Figura 43: Distribución de facies en área de estudio.

En esta se observa una distribución desde el Oeste (sector de cordillera Vidal) hacia el Este desde facies proximales a distales respectivamente.

De este modo las facies correspondientes a flujos de lava, lahares, y facies asociadas a las zonas proximales de los distintos tipos de flujo piroclástico se encuentran geográficamente en el extremo Oeste del área de estudio. La amplia distribución hacia el este de las litofacies F5 puede ser explicada debido a la generación de estas a partir del contacto de flujos de lava con substrato saturado en agua o hielo (Belousov et al. 2011).

El sector central del área de estudio comprende las facies definidas como proximidad media de los distintos flujos, además de la presencia de la facies definida como flujos de detritos.

Por su parte el sector demarcado como distal, en superficie, se caracteriza por presentar únicamente depósitos de la litofacies F2, con presencia de agregados de ceniza, lo cual representa las facies distales de las oleadas piroclásticas (Chough y Sohn, 1990) (Figura 41-d).

Las facies interpretadas como depósitos de caída se encuentran principalmente en el sector central del área de estudio, mostrando su mayor potencia en los afloramientos del río Penitente y San José (1 metro), incluyendo además un depósito de aproximadamente 50 centímetros en cerro mocho, lugar en que se encuentran los depósitos de granulometría mayor, y que, por ende, dan cuenta de mayor cercanía a la fuente.

Si a la distribución anteriormente expuesta, sumamos los depósitos descritos en subsuelo, cabe mencionar que las facies volcánicas distales, descritas en superficie tienen su continuación a lo largo del sector de plataforma bajo el nivel definido informalmente para este trabajo como Palomares inferior, y que se interpreta, a su vez, como litofacies probablemente similares a F2 (Tobas masivas) (ver Figura 44).

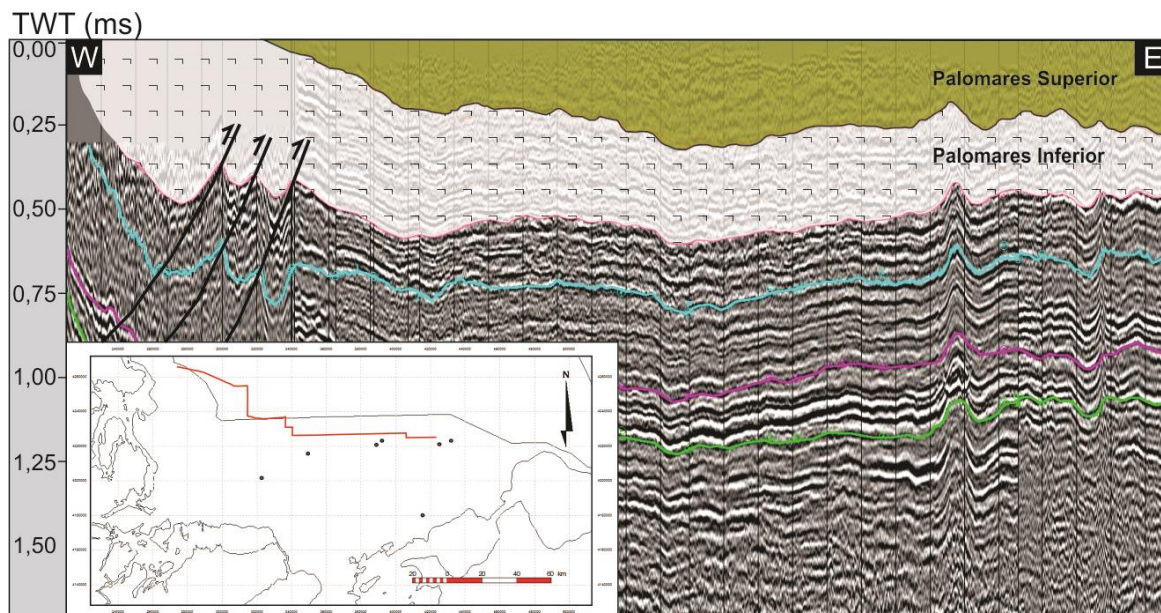


Figura 44: Distribución en subsuelo de Palomares inferior y Palomares superior.

Mientras, a su vez, se considera como un ambiente distal, y posterior temporalmente, a los depósitos epiclásticos, de ambiente sedimentario, definidos informalmente como Palomares superior.

5.2.2. Proveniencia y dirección de flujos.

A partir del análisis de la estratificación cruzada en los depósitos de la litofacies F3 es posible estimar la dirección de las oleadas piroclásticas.

De este modo se puede estimar, que en el sector de Cerro Palomares, la dirección de flujo es aproximadamente de Oeste a Este, esto en base a la acumulación de líticos accidentales basálticos en un extremo de la estructura (ver Figura 45).

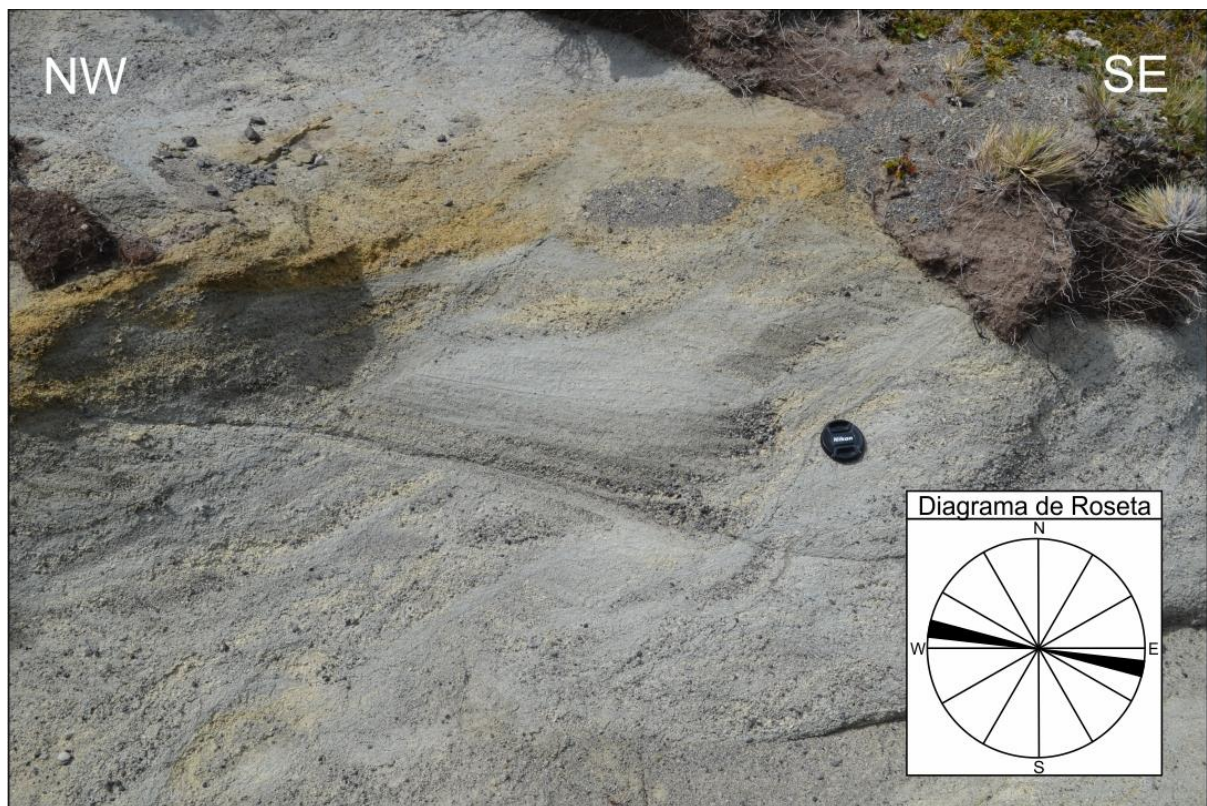


Figura 45: Estratificación cruzada con acumulación de clastos en un extremo; sector Cerro Palomares.

Mientras, por otra parte, se determina, a partir de los perfiles longitudinales de las estratificaciones cruzadas para seis afloramientos, de proximidad media, ubicados en los acantilados del río San José, una dirección de flujo de Oeste a Este, esto en base a los criterios propuestos en Schmincke, 1973 y Cole, 1991 (ver Figura 46-a).

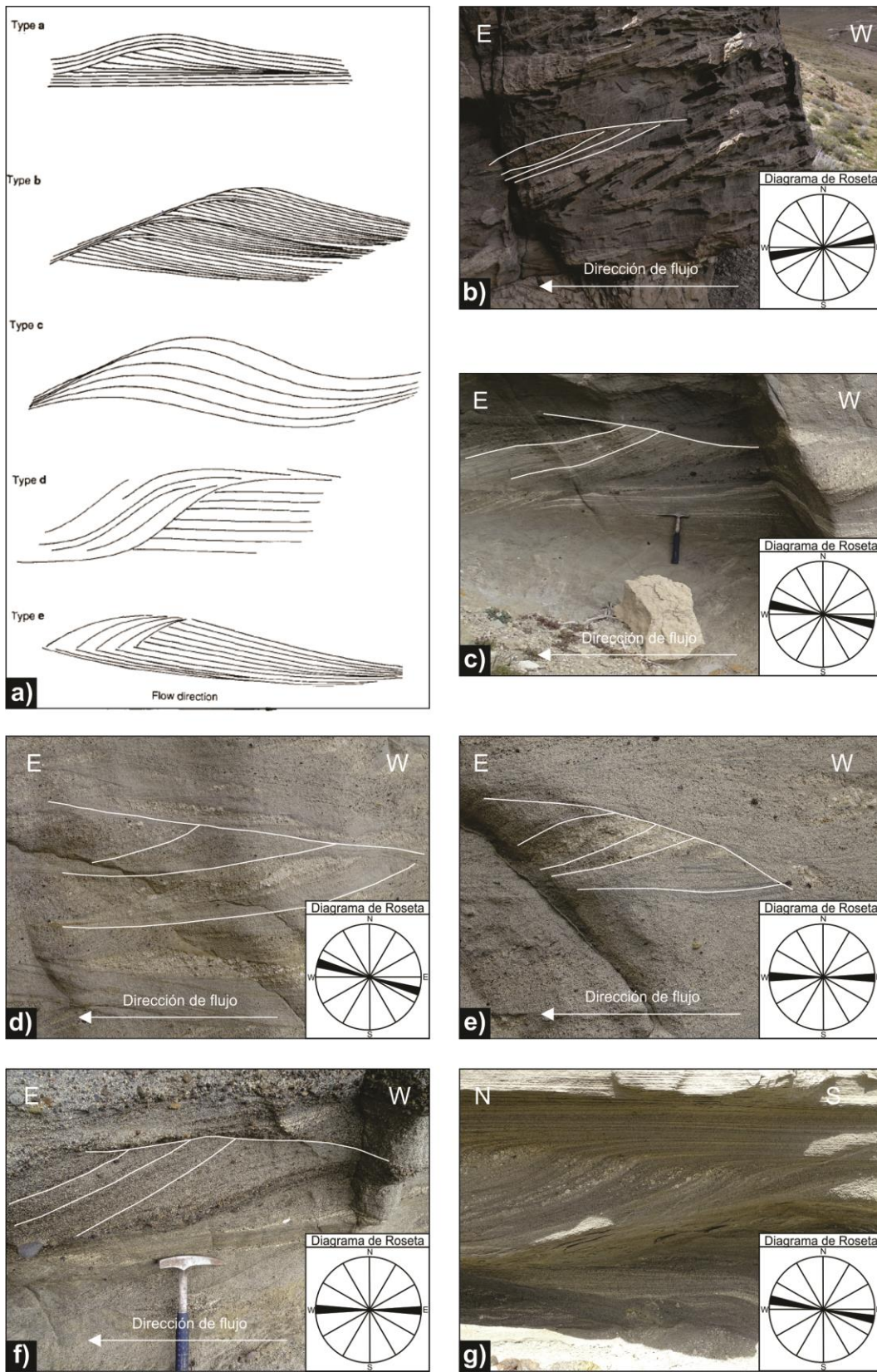


Figura 46: Estratificaciones cruzadas indicando dirección de flujo de Oeste a Este; a) Diagrama de interpretación (Modificado de Cole, 1991); b) Estratificación tipo a; c)-f) Estratificaciones tipo b; g) Estratificación tipo e.

Por su parte si se toma en cuenta la distribución de facies anteriormente expuesta se puede determinar una relación de facies proximales (Lahares, Flujos de lava, Flujos tamaño bloque) concentradas al Oeste del área de estudio, mientras, al distribuirse hacia el Este, las facies se vuelven cada vez más distales (disminución del tamaño de líticos en los flujos, mayor abundancia de depósitos de caída, y abundancia de pómez).

Por otra parte, tomando en consideración los estudios aeromagnéticos realizados por ENAP (ver Figura 47-a), se puede observar una anomalía negativa en la Intensidad de campo total para el sector de Cordillera Vidal, anomalía que se presenta con una dirección preferente Norte-Sur, y que no tiene continuidad hacia el sector de Seno Skyring, mientras el sector de los afloramientos en estudio se presentan como una anomalía positiva de gran dimensión de Intensidad de Campo Total, la cual tiene una extensión hacia el Este, aproximadamente hasta el sector de Laguna Blanca, hacia el Sur, hasta los afloramientos de Cerro Palomares, y hacia el Norte no se tiene información del límite político con Argentina debido a que el estudio aeromagnético no supera este límite.

Las interpretaciones realizadas del estudio aeromagnético (Johnson y Zietz, 1988) indican que la anomalía negativa anteriormente mencionada podría corresponder a plutones someros o intrusivos compuestos, lo cual se interpreta, en el contexto de este trabajo, como el anidamiento en un cordón de cámaras magmáticas, raíces no expuestas del cinturón volcánico que dio origen a los depósitos estudiados (Figura 47-b).

Por su parte, la anomalía positiva anteriormente expuesta fue interpretada como posibles terrenos máficos, lo cual correspondería, geográficamente, a los afloramientos con las litofacies y distribuciones expuestas en este trabajo (ver Figura 47-b), y respalda a su vez el carácter principalmente basáltico de las erupciones que dieron lugar a los depósitos descritos durante este trabajo. Este antecedente por otra parte, sugiere como hipótesis que el origen de los piroclastos juveniles pumiceos serían los productos efusivos de la segregación magmática, los cuales tienen escaso contenido de cristales característicos de magmas máficos y alto contenido de sílice (ver análisis de tobas en punto 4.3 y Anexo II).

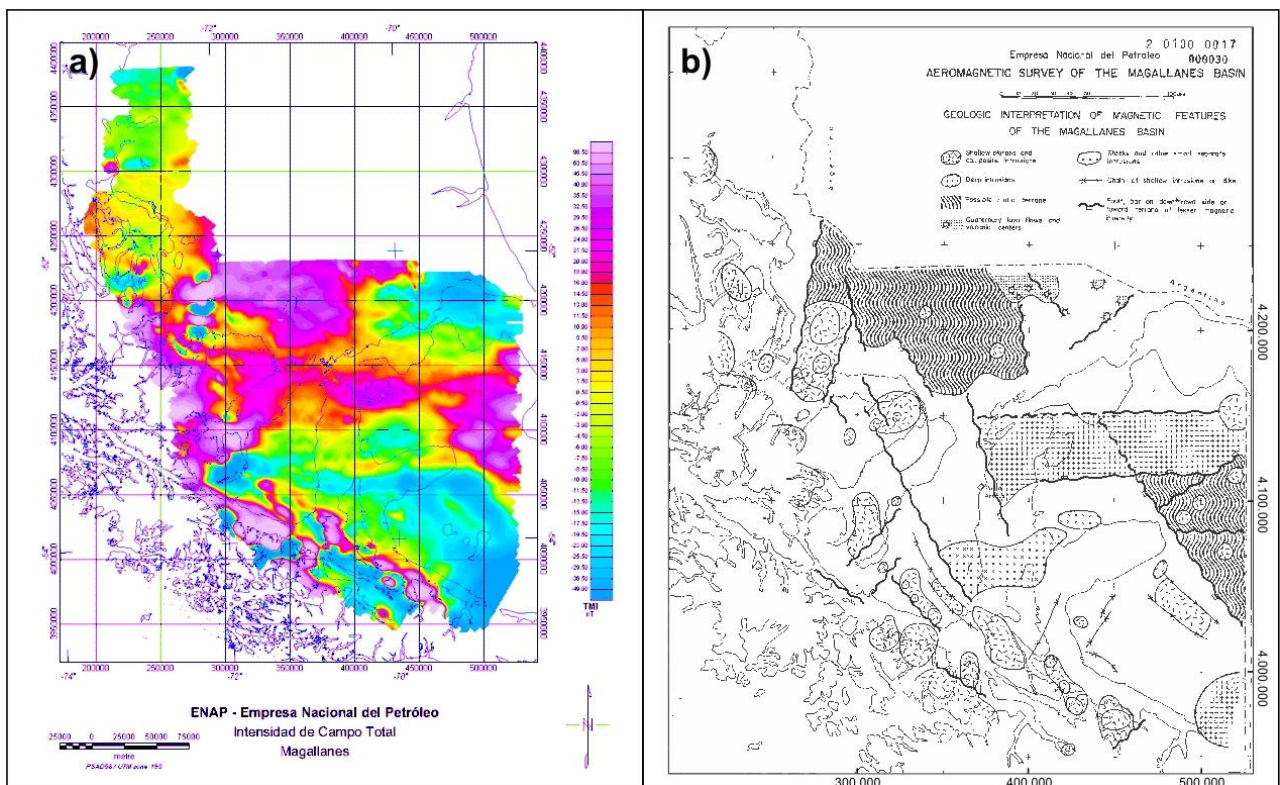


Figura 47: a) Levantamiento aeromagnético realizado por ENAP; b) Interpretación geofísica (Johnson y Zietz, 1988).

En base a todo lo anteriormente expuesto, se plantea que el origen del evento volcánico, implicado en la deposición de la Formación Palomares, se origina al Oeste del área de estudio, en el sector de Cordillera Vidal, con erupciones que generan flujos en dirección aproximadamente Este, además, se propone que la generación de estos depósitos son producidos por más de un centro eruptivo, debido a la distribución lineal (y no radial) de las estructuras que indican dirección de flujo, los cuales se encuentran alineadas aproximadamente Norte-Sur. La evolución magmática sugiere la segregación del magma en cámaras con larga residencia.

5.3. Cuantificación de volumen de depósitos.

La realización de una estimación del volumen de los depósitos se desarrolla considerando una distribución heterogénea, presentando una anisotropía aproximadamente Este-Oeste, y distribución solo en dirección Este a partir del área propuesta como de emisión, y la dirección de flujo obtenida a partir de estructuras sedimentarias.

De este modo se consideró como espesor máximo de depósitos los afloramientos más cercanos al origen propuesto del evento, y que a su vez corresponde a la columna de mayor potencia con 215 metros y ubicada en Cerro Mocho, mientras como valor mínimo se consideró el espesor del pozos más lejano, para el sector definido como Palomares inferior, dentro del cual se consideran solo los niveles interpretables como tobas, sin tomar en consideración los niveles que son descritos como areniscas, los cuales corresponderían a interdigitaciones de niveles continentales con los eventos volcánicos, así, se considera un total de 55 metros de potencia distalmente.

Además, el área considerada para el cálculo del volumen corresponde a los sectores en los cuales existen afloramientos reconocidos en este trabajo, delimitado por los afloramientos de Cordillera Vidal, Cerro Palomares, y Kerber, o bien se encuentra cubierta por los pozos utilizados para este trabajo, considerando una distancia de 41,6 kilómetros en sentido norte-sur para los sectores cercanos al origen propuesto del evento, mientras para el sector lejano se estima una distancia de aproximadamente 60,2 kilómetros en sentido norte-sur, además se considera un máximo de 130 kilómetros de recorrido de los flujos que definen la formación. De este modo se considera un área total, en superficie, de 7027 km² (ver Figura 48 para geometría).

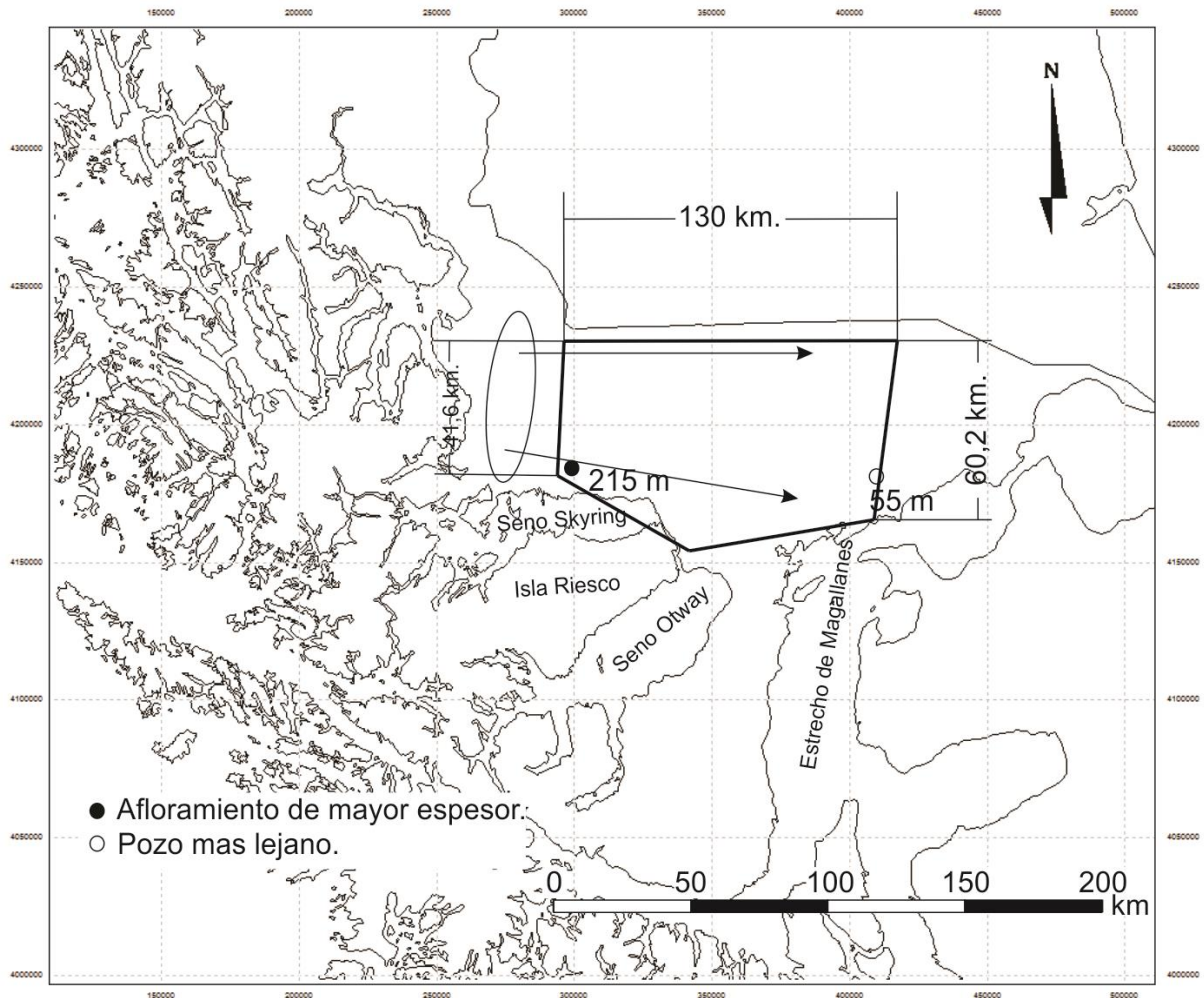


Figura 48: Dimensiones del área seleccionada para el cálculo de volumen de la Unidad inferior de la Formación Palomares.

Así, y considerando los factores anteriormente mencionados, se estima el volumen preliminar de la Unidad inferior de la Formación Palomares en un total de $948,7 \text{ km}^3$ de depósitos volcánicos tanto efusivos como explosivos.

La magnitud en volumen de estos depósitos sería mayor a la estimada para los depósitos del Tambora, en Indonesia ($100\text{-}300 \text{ km}^3$), como a su vez de la toba Bishop, en California, EEUU (500 km^3), y menor al volumen estimado para la erupción del Toba, en Indonesia (2000 km^3) (Izett, 1981).

Los estudios de madurez de querógenos terciarios realizados en pozos cercanos al área de estudio realizados por Pinto et al. (2016), en el sector comprendido entre Seno Skyring y Seno Otway, (ver Figura 49-a, para ubicación) indican un aumento gradual de la madurez de acuerdo a un gradiente normal entre los 0 y 2000 metros de profundidad aproximadamente, y posteriormente un incremento en la madurez en la sección arcillosa de la Formación Agua Fresca a partir de los 2000 metros, el cual se mantiene constante hasta las limolitas de la Formación Chorrillo Chico a los 4900 metros de profundidad (ver Figura 49-b). El aumento de gradiente termal desde $2,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ como gradiente normal, hasta un gradiente de $5,5$ a $6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ en la sección sedimentaria terciaria, depositada previamente al período de emplazamiento de las cámaras magmáticas (ver Figura 49-c). El quiebre de tendencia de gradiente en el tiempo de la depositación de la Formación Palomares, sugiere que el efecto termal regional provocado por magmatismo de gran volumen sería el causante de aumento anómalo de gradiente, hipótesis válida a falta de evidencias de pérdidas en la sección sedimentaria.

La hipótesis planteada se fundamenta en los volúmenes magmáticos calculados en este trabajo, de modo que la variación en el gradiente se produce debido a la existencia, a una profundidad mayor a los 2000 metros, de una cámara magmática de gran volumen, con una distribución elongada en dirección Norte-Sur y un tiempo de residencia de larga duración para el magma contenido, la cual representaría, para los sectores alrededor de esta, una fuente de calor importante, que sería capaz de generar las diferencias en los gradientes termales observados.

Otra interpretación posible se relaciona con la característica sobrepresión que se observa en algunas potentes secciones arcillosas de la Formación Agua Fresca, condición que generaría cambios en la conductividad térmica, por lo tanto el contraste litológico con la sobreyacente Formación Leña Dura podría ser también una explicación a la diferencia de madurez termal en dichas rocas (Pinto et al., 2016).

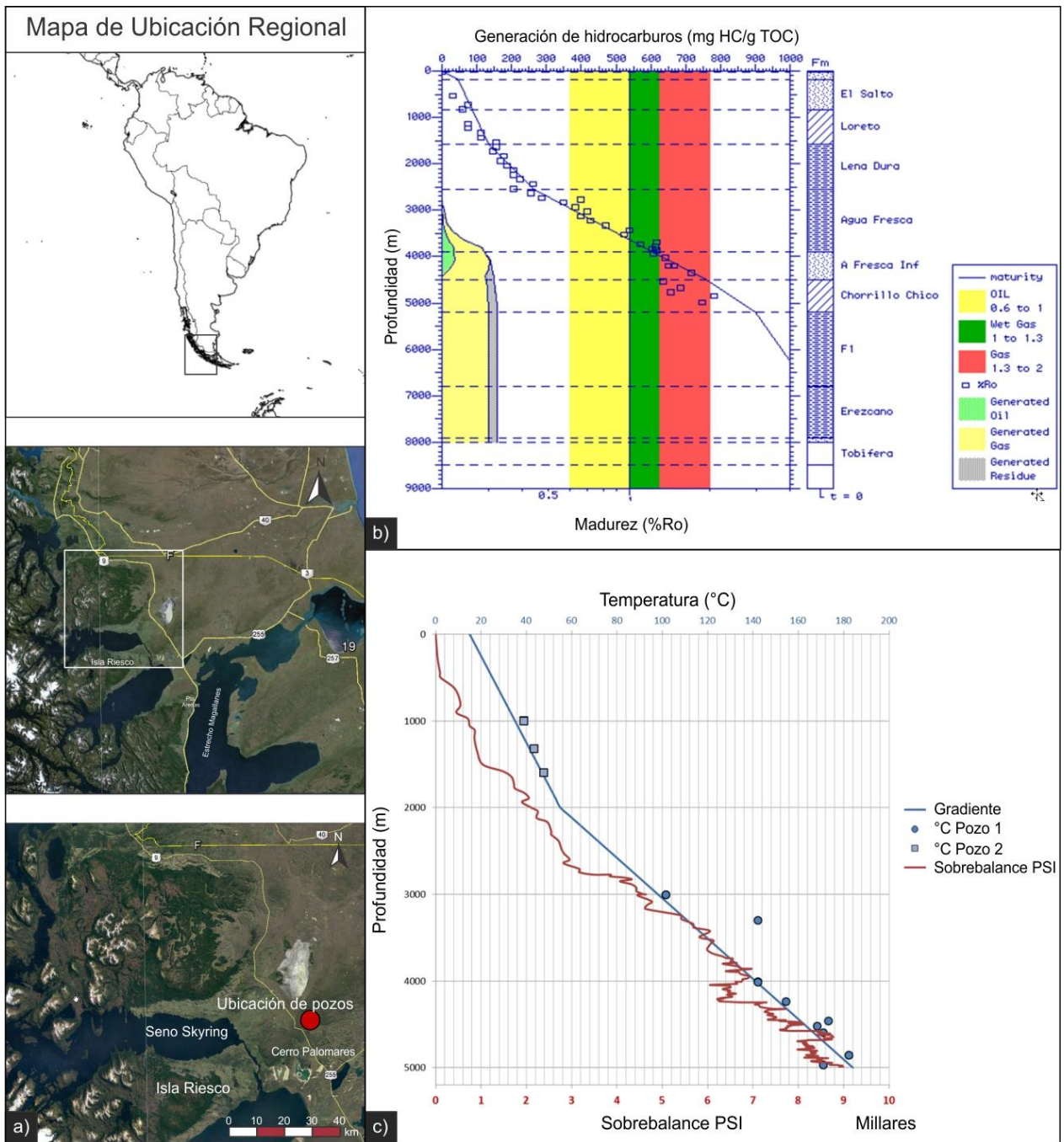


Figura 49: a) Ubicación de pozos utilizados; b) Curva de Madurez vs Profundidad; c) Gradientes termales teóricos; todos los datos a partir de Pinto et al. (2016).

5.4. Modelo de evolución geológica.

La evolución geológica de la región de Magallanes, en base a los datos aportados por este trabajo se ve reestructurada, en cuando a las edades contempladas, para las distintas Formaciones asociadas hasta el día de hoy al Mioceno (Formación El Salto, Brush Lake, Filaret), esto debido a la asignación, mediante dataciones radiométricas de la Formación Palomares (suprayacente a las anteriores) al Mioceno inferior, de este modo a falta de nuevos datos para las formaciones infrayacentes se propone una asignación preliminar de estas a partir del Eoceno superior considerando que las tasas de sedimentación hacen que tomen el mismo tiempo en depositarse, que en la asignación temporal anterior.

La paleogeografía de la región, de este modo, se encuentra caracterizada por una somerización del ambiente sedimentario, además de actividad volcánica de diversos caracteres, modificada en su origen por la subducción del “ridge” a los 14 Ma. (Cande y Leslie, 1986), generando de esta manera una paleogeografía dinámica, con grandes variaciones en los procesos comprometidos.

Así, la evolución a partir del Eoceno (?) se ve inmediatamente afectada por la transgresión atlántica, que produce la deposición de la Formación Brush Lake hacia el sector de plataforma (Mpodozis et al., 2013), mientras, hacia el Oeste, se genera la acumulación de los depósitos continentales, de planicie aluvial de la Formación El Salto (Mella, 2001), los cuales cubren el sector continental de la región hasta el límite con la faja plegada y corrida (ver Figura 50).

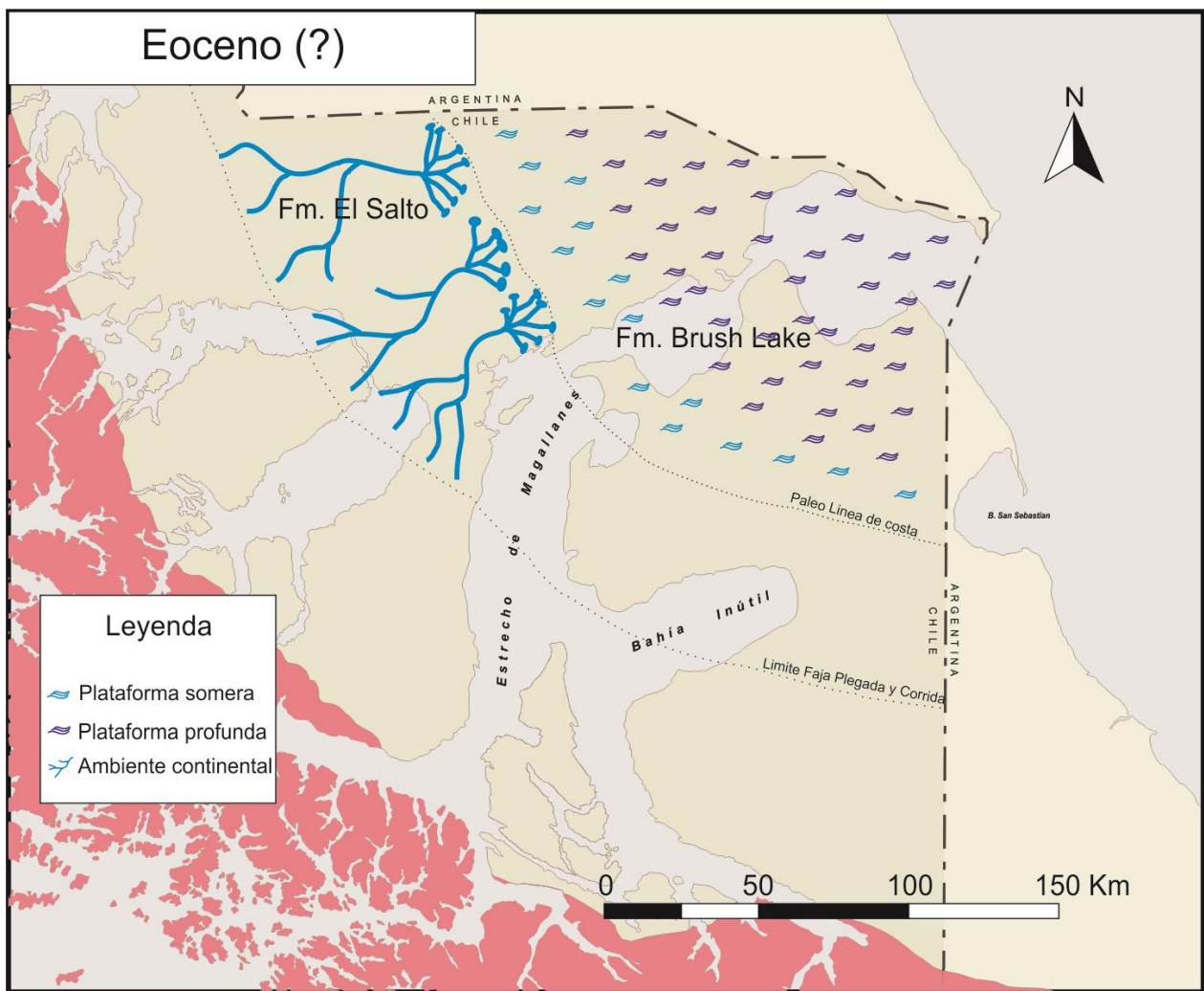


Figura 50: Esquema paleogeográfico del Eoceno (?).

Posteriormente, durante el Oligoceno (?), se produce una regresión en el sector Este, generando depósitos de plataforma somera asociados a la Formación Filaret (Cortés y Céspedes, 1955; Mella, 2001), mientras, por su parte, hacia el Oeste, amplía, debido a esto, su área de influencia, los depósitos continentales de la Formación El Salto, los que abarcan de esta forma gran parte de la superficie continental (ver Figura 51).

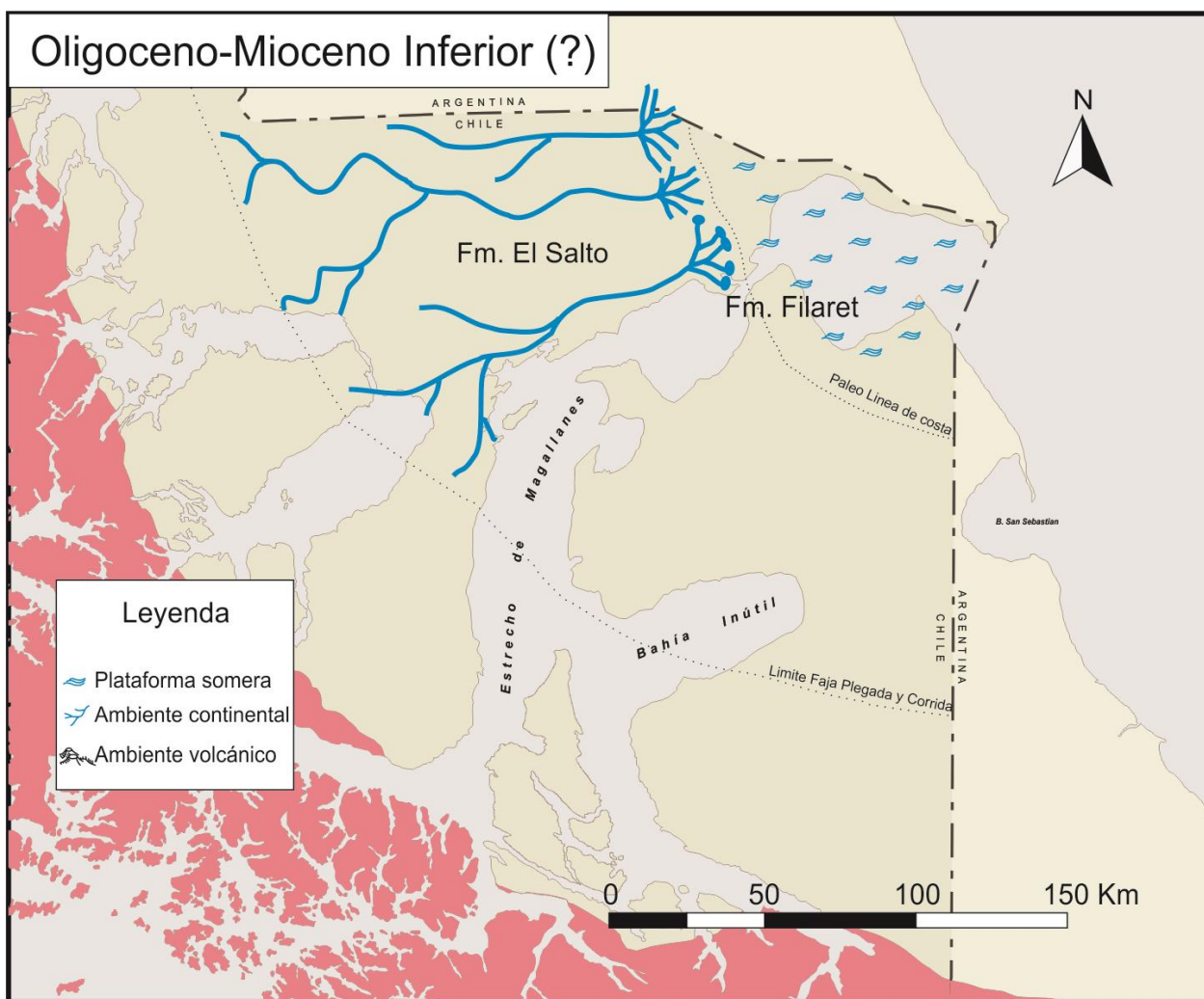


Figura 51: Esquema paleogeográfico del Oligoceno-Mioceno inferior.

A partir del Mioceno inferior se desarrolla lo que se ha propuesto como un arco volcánico de carácter calco-alcalino, asociado a subducción (D’Orazio et al., 2001; Espinoza et al., 2010). De este arco forman parte, la secuencia volcánica Zeballos, 16-14 Ma. (Espinoza et al., 2010), las dioritas Indio y Negro, 18-13 Ma. (Ramos, 2002), las tobas intercaladas a la Formación Sta. Cruz, 22-14 Ma. (Blisniuk et al., 2005), las dacitas Puesto Nuevo, 13 Ma. (Kay et al, 1994; Ramos et al, 2004), el Granito del Monte Fitz Roy, 18-16 Ma. (Nullo et al., 1978; Ramírez de Arellano et al., 2012), la dacita Chaltén, 14,5 Ma. (Kay et al, 1994; Ramos et al, 2004), las andesitas Moyano y Elefante, 16 Ma. (Furque, 1973; Linares y González, 1990), el Monte Balmaceda, 15,53 Ma. (Sanchez et al., 2008), Punto Bajo y Cerro Caleta (Morello et al., 2001), y a partir de este trabajo, los depósitos volcánicos de la Unidad inferior de la Formación Palomares, 20-19 Ma. (Ver Figura 52 para ubicación).

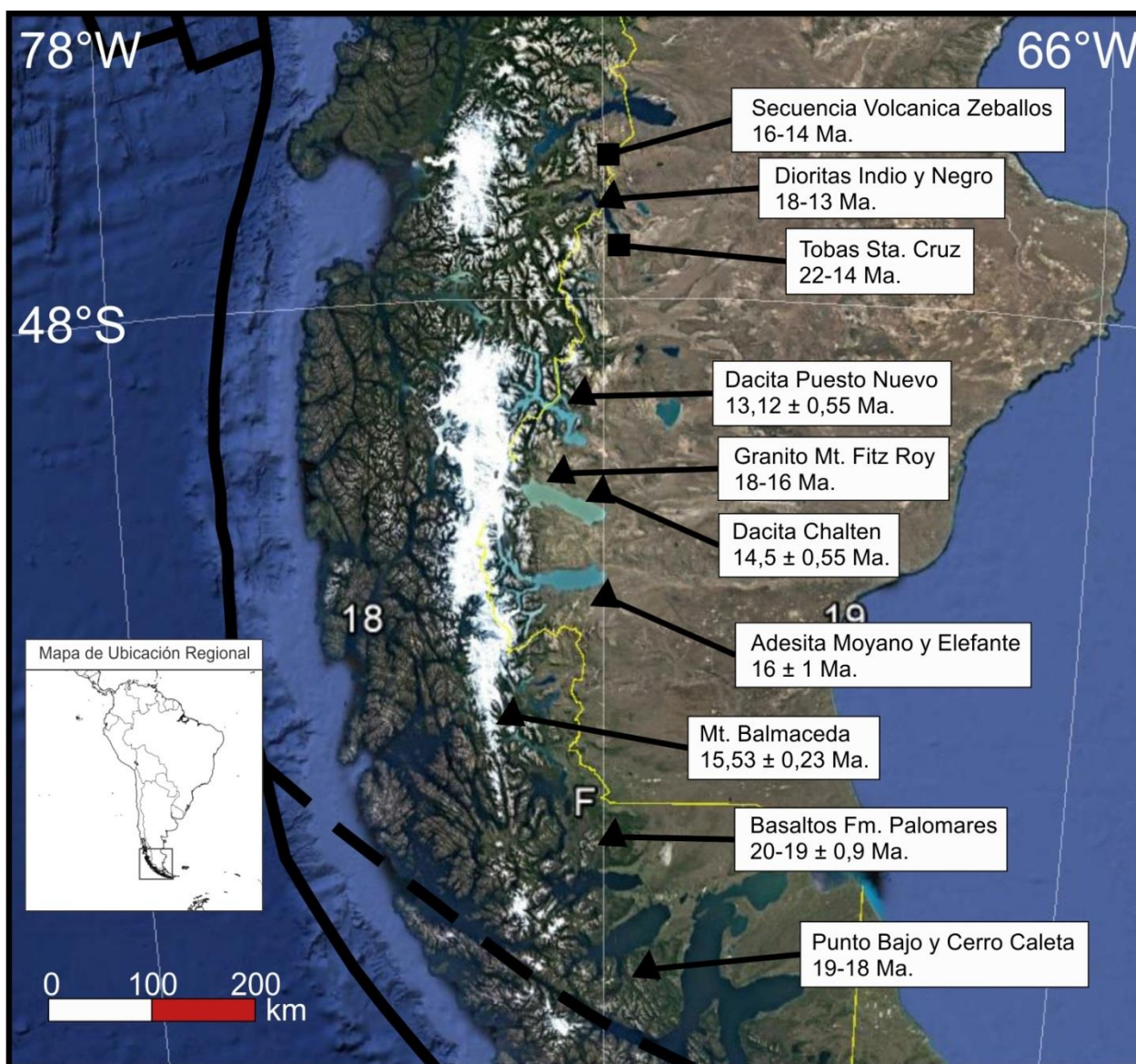


Figura 52: Mapa ubicación depósitos calco-alcalinos; Cuadros negros: Tobas intercaladas a Fm. Sta. Cruz; triángulos negros: Intrusivos y depósitos exclusivamente volcánicos.

Estos depósitos se caracterizan por ser un evento volcánico (al menos para la Unidad inferior) que se genera a partir de una cámara magmática de gran volumen, ubicada en el sector de Cordillera Pinto, y a alrededor de 2000 metros de profundidad, cuyo tiempo de residencia del magma permite la zonación de esta, y que, a partir de al menos 10 fases eruptivas genera procesos volcánicos, principalmente de alta explosividad, caracterizados por la presencia de oleadas piroclásticas, producto del contacto del magma en ascenso con aguas superficiales, las cuales generan una distribución a lo largo de, al menos, el sector continental de la Región de Magallanes (ver Figura 53).

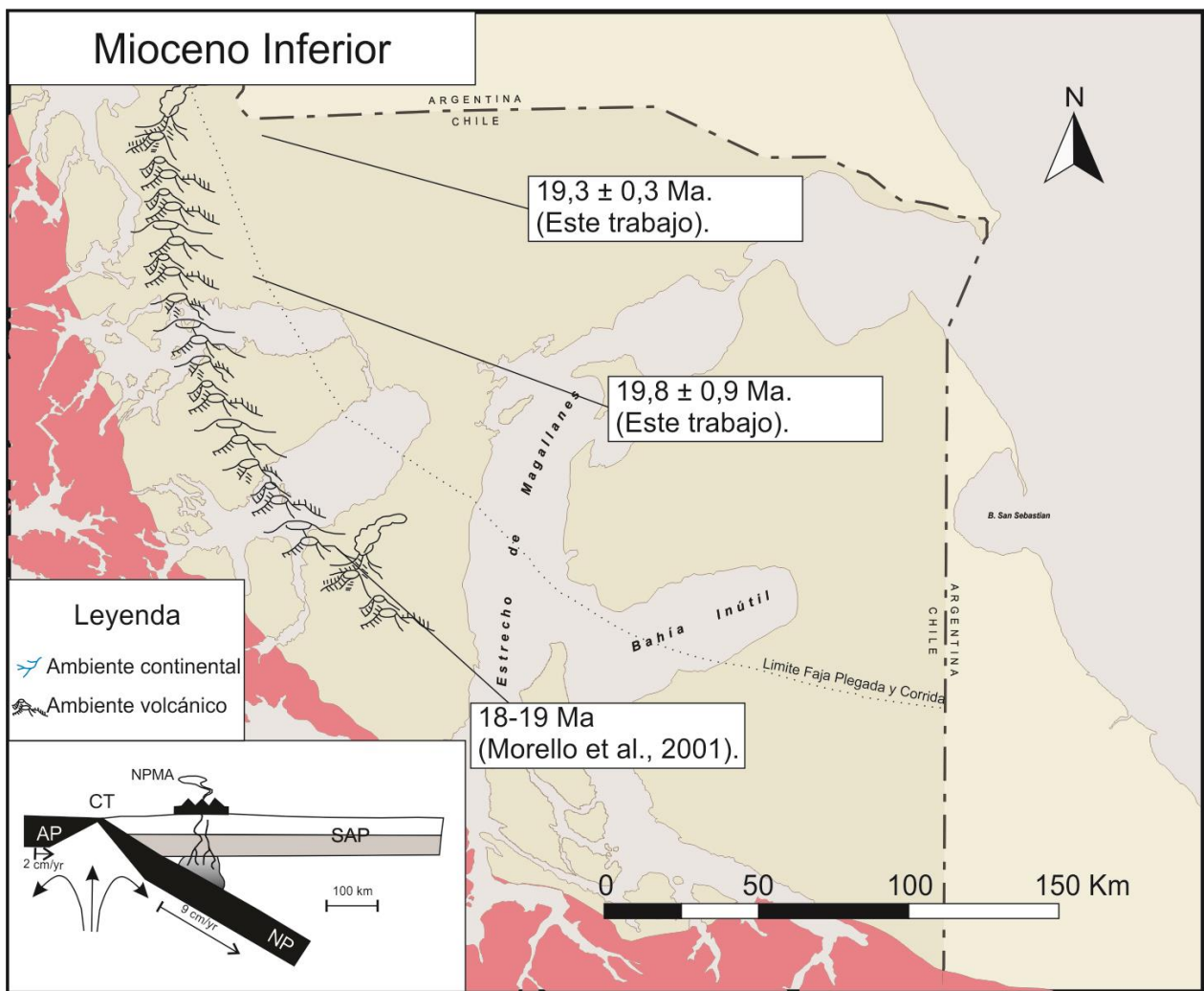


Figura 53: Esquema paleogeográfico del Mioceno inferior, NPMA: Arco volcánico calco-alcalino relacionado a subducción.

Posteriormente, y como producto de eventos erosivos pre-glaciales, ligados probablemente a la última actividad compresiva asociada a la Faja Plegada y Corrida de Magallanes, que lleva a la deformación del sector Oeste del área de estudio, y alzamiento de este, y la correspondiente subsidencia de antepaís que modela una cubeta depositacional hacia el sector Este, es que se produce la depositación, de la Unidad superior de la Formación Palomares, que se distribuye a lo largo de toda la región, y que se asocia a eventos depositacionales sedimentarios similares a los que dan origen a la infrayacente Formación El Salto.

El magmatismo del sector de Magallanes se ve modificado a partir de los 14 Ma., debido a la subducción del “ridge” bajo la placa sudamericana (Biddle et al. 1986), a partir de ese momento se comienza a desplazar hacia el Este, generando una ventana astenosférica, que hacia los 8 Ma., produce el ascenso de magmas primitivos de carácter toleítico, el cual se ve representado en la actualidad por los cuellos volcánicos de la Estancia Glenn Cross, cuya expresión en Chile es limitada, y corresponde a las columnas basálticas de Morro Chico (ver Figura 54).

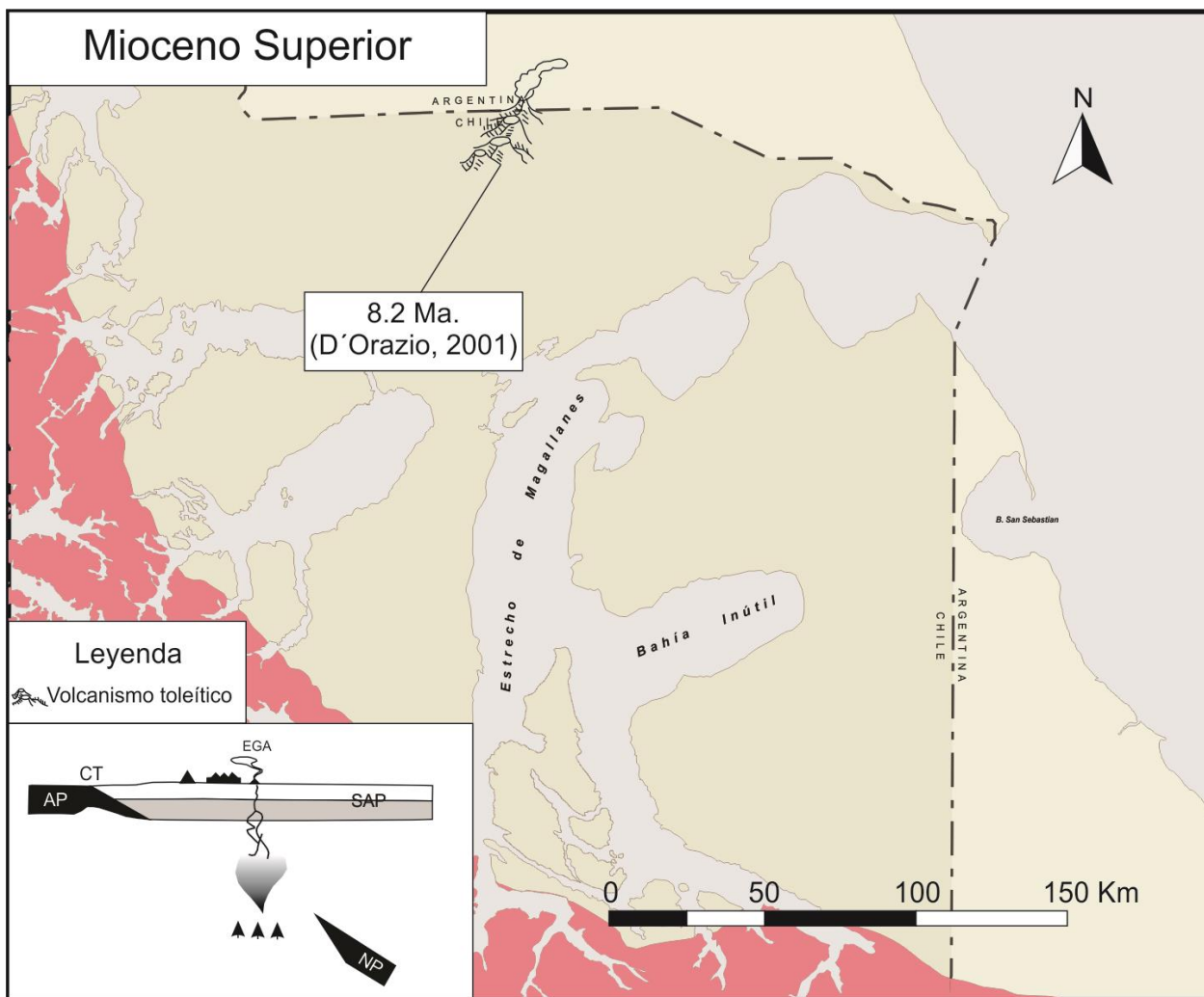


Figura 54: Esquema paleogeográfico del Mioceno superior, EGA: Estancia Gleencross Area.

Finalmente todos los depósitos se ven afectados por los eventos erosivos producidos por las glaciaciones del Cuaternario, las cuales afectan a toda la región, moldeando la superficie, generando las morfologías de acantilados características del sector de Las Nieves, y Cordillera Vidal, que dan vida a los afloramientos de la Unidad inferior, a las grandes planicies, y depósitos de drumlin que recubren los afloramientos hacia el sector Este, y a las morfologías características de la zona como son Seno Skyring y Seno Otway.

6. Capítulo VI. Conclusiones.

Sobre la base de los resultados y nuevos antecedentes aportados en este trabajo, se propone redefinir informalmente la Formación Palomares, la cual de acuerdo a esta interpretación se compone por dos unidades, denominadas respectivamente; Palomares inferior y Palomares superior, determinado a partir del control litológico y petrofísico en pozos.

La unidad Palomares inferior se compone por una sucesión de amplia distribución, y manteos de hasta 5° en dirección Este, con espesores en superficie de hasta 250 metros, de brechas monomícticas y basaltos, que varían hacia el Este a tobas líticas y de ceniza, con abundante presencia de juveniles, tanto pumiceos como escoraceos, las cuales, a su vez, se continúan en sub-superficie como depósitos de hasta 120 metros de tobas de ceniza y “Arcillolitas Tobaceas”.

De este modo la Unidad inferior de la Formación Palomares, se interpreta depositada por fenómenos de carácter principalmente volcánico, con expresiones tanto efusivas como explosivas, en contraste a lo planteado históricamente, en que se ha interpretado, en la década del 50, como depósitos de carácter exclusivamente fluvial, principalmente debido a la carencia en la época de la caracterización de esta unidad, de modelos alternativos para explicar el redondeamiento de clastos y la estratificación cruzada.

Los procesos reconocidos dentro de esta corresponden a flujos de lava, flujos piroclásticos, lahares, depósitos de caída, flujos de detritos, y principalmente oleadas piroclásticas. En este proceso de caracterización se ha descrito dentro de las facies de flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas, las distintas litofacies que representan variaciones laterales características de estos procesos.

Se interpreta, además, a partir de la distribución de facies, y las estructuras sedimentarias presentes en las facies de oleadas piroclásticas, una procedencia de los depósitos a partir del extremo Oeste del área estudiada, lo cual, además, se ve respaldado por una interpretación del origen del evento magmático, mediante mediciones aeromagnéticas, para el sector de Cordillera Pinto, el cual sería generado por más de una fuente emisora, las cuales tendrían una orientación preferente

aproximadamente Norte-Sur, y cuyos edificios volcánicos no se conservaron debido a la erosión producida por los eventos glaciares ocurridos posteriormente.

Este volcanismo se interpreta como el producto de erupciones freatomagmáticas de alta explosividad, sin poder determinar exactamente el tipo de fuente de agua que generó la fragmentación del magma en ascenso, ya sea agua infiltrada o hielo en superficie.

El evento en cuestión se desarrollado a partir de, al menos, 10 fases eruptivas, reconocidas a partir de la correlación de columnas de proximidad media, generadoras de depósitos de gran volumen, los que pueden alcanzar, con una distribución preferencial hacia el Este, hasta 948,7 km³.

La fuente se interpreta de este modo como una cadena de cámaras magmáticas de gran volumen, y con un alto tiempo de permanencia, lo cual produciría la zonación interna de esta y segregación magmática, que explicaría el carácter bimodal de los fragmentos juveniles. Estas cámaras se ubicarían a una profundidad aproximada de al menos 2000 metros, derivado de las variaciones en el gradiente termal interpretado a partir de la madurez de querógenos.

El origen del magmatismo, a partir de los datos geoquímicos, se interpreta como el producto de una zona de subducción activa, asociada a un arco magmático calco-alcalino de extensión regional, desarrollado previo a la subducción del "ridge", y se correlaciona con distintos depósitos a lo largo de este.

Por su parte la unidad denominada como Palomares superior se deposita posterior a la última actividad de la faja plegada y corrida, la que genera la activación de fallas inversas, al oeste del área de estudio, produciendo el alzamiento del sector de afloramientos, y por consiguiente la erosión de estos, desarrollando hacia el este la última cubeta de antepaís, la cual se rellena con los depósitos epiclásticos derivados de la Unidad inferior, y que se depositarían probablemente en un ambiente de carácter continental.

7. Trabajos Futuros.

A partir de los datos obtenidos en el trabajo presentado se recomienda realizar una reinterpretación de las edades de las Formaciones infrayacentes a la Formación Palomares (El Salto, Filaret y Brush Lake), las cuales se han asignado al Mioceno en base a criterios Bioestratigraficos.

Además se propone la realización de un estudio petrológico en profundidad, para la definición en mayor detalle de los procesos en subsuelo que llevaron a la deposición de la Unidad inferior de la formación.

Por otra parte, se propone el análisis sistemático de las litofacies de tobas cristalinas (F2), mediante granulometría, para la definición en mayor detalle, de los tipos de flujos que representa cada nivel.

Finalmente se propone una estimación más detallada del volumen total del depósito a partir de la definición de superficies generadas a partir de la integración de las distintas líneas sísmicas existentes en la zona.

8. Bibliografía.

Barwick, J., 1955, The surface stratigraphy of portions of Magallanes Province, Chile. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP, Santiago.

Belousov, A., Behncke, B., Belousova, M., 2011, Generation of pyroclastic flows by explosive interaction of lava flows with ice/water-saturated substrate: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 202, p. 60-72.

Biddle, K. T., Uliana, M. A., Mitchum, R. M., Fitzgerald, M. G., Wright, R. C., 1986, The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America: Special Publication 8, Association of Sedimentologists, p. 41-61.

Blisniuk, P.M., Stern, L.A., Chamberlain, C.R., Idleman, B., Zeitler, P.K., 2005, Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the southern Patagonian Andes: Earth and Planetary Science Letters, v. 230, p. 125-142.

Bostelmann, J. E., Le Roux, J. P., Vásquez, A., Gutiérrez, N. M., Oyarzún, J. L., Carreño, C., Torres, T., Otero, R., Llanos, A., Fanning, C. M., Hervé, F., 2013, Burdigalian deposits of the Santa Cruz Formation in the Sierra Baguales, Austral (Magallanes) Basin: Age, depositional environment and vertebrate fossils: Andean Geology, v. 40 (3), p. 458-489.

Brown, R. J., Andrews, G. D. M., 2015, Deposits of Pyroclastic Density Currents: The Encyclopedia of Volcanoes.

Bruhn, R.L., 1979, Rock structures formed during back-arc basin deformation in the Andes of Tierra del Fuego: Geological Society of America Bulletin, v. 90, p. 998-1012.

Cande, S. C., Leslie, R. B., 1986, Late Cenozoic tectonics of southern Chile trench: Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 471-496.

Cañón, A., Ernst, M., 1975, Cuadro de correlaciones estratigráficas de la Provincia de Magallanes. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP, Santiago.

Cas, R. A., Wright, J. V., 1987, Volcanic Successions – Modern and Ancient. Allen and Unwin, London.

Castelli, J. C., Robertson, R., Harambour, 1992, Evaluación Geológica y Petrolera, bloques Ultima Esperanza Sur e Isla Riesco. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP, Santiago.

Castelli, J. C., Rojas, L., Robertson, R., 1993, Evaluación Geológica y Petrolera, Bloque Península Brunswick. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP, Santiago.

Cecioni, G., 1955, Distribuzione verticale di alcune Kossmaticertatida enella Patagonia Chilena: Bulletin Societa Geologica d'Italia, v.74, p. 141-149.

Charrier, R., Lahsen, A., 1965, El Límite Cretácico-Terciario entre el Seno Skyring y el Estrecho de Magallanes, Universidad de Chile, Escuela de Geología, Memoria para optar al Título de Geólogo, Santiago.

Chough, S. K., Sohn, Y. K., 1990, Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea: *Sedimentology*, v. 37, p. 1115-1135.

Cole, P. D., 1991, Migration direction of sand-wave structures in pyroclastic-surge deposits: Implications for depositional processes: *Geology*, v. 19, p. 1108-1111.

Cortés, R., 1956, Perspectivas petrolíferas del Distrito Terciario al N y NE de Península Brunswick (área del Seno Skyring-Laguna Blanca-Río Rubens): Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP, Santiago.

Cortés, R., 1963, Sección Geológica del Terciario entre San José y Vania. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP.

Cortés, R., Céspedes, S., 1955, Levantamiento geológico del área Filaret – Río Chico. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP.

Covacevich, V., 1991, Estudio paleontológicos y biostratigráficos en la costa norte de Isla Riesco e interior de Seno Skyring, Región de Magallanes. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP, Santiago.

Cuitiño, J.I., Scasso, R.A., 2010, Sedimentología y paleoambientes del Patagoniano y su transición a la formación Santa Cruz al sur del Lago Argentino, Patagonia Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 406-417.

D'Orazio, M., Agostini, S., Innocenti, F., Haller, M. J., Manetti, P., Mazzarini, F., 2001, Slab window-related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Gleencross Area (52°S, Argentina-Chile): *Lithos*, v. 57, p. 67-89.

Espinoza, F., Morata, D., Polvé, M., Lagabrielle, Y., Maury, R. C., de la Rupelle, A., Guivel, C., Cotten, J., Bellon, H., Suárez, M., 2010, Middle Miocene calc-alkaline volcanism in Central Patagonia (47°S): petrogenesis and implications for slab dynamics: *Andean Geology*, v. 37 (2), p. 300-328.

Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., Haller, M. J., 1999, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction: *Earth and Planetary Science Letters*, (172):83-96.

Fisher, R. V., 1983, Flow transformations in sediment gravity flows: *Geology*, v. 11, p. 273-274

Fisher, R. V., Waters, A. C., 1970, Base surge bed forms in maar volcanoes: *American Journal of Science*, v. 268, p. 157-180.

Freundt, A., Wilson, C. J. N., Carey, S. N., 2000, Ignimbrites and Block-and-Ash Flow Deposits: *Encyclopedia of Volcanoes*, p. 581-599.

Furque, G., 1973, Descripción Geológica de la Hoja 58b, Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz: Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 140, 51 p., Buenos Aires.

González, E., 1952, Levantamiento geológico estructural en el área de Estancia El Salto-Sección Las Coles. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP, Santiago.

González, E., 1953, Estratigrafía y distribución de los grupos El Salto y Palomares en gran parte de la Cuenca de Magallanes. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP.

González, E., 1965, La Cuenca Petrolífera de Magallanes: Revista Minerales, Instituto de Ingenieros de Minas, v. 91, p. 1-15, Santiago.

González, E., Tapia, G., 1952, Levantamiento Geológico en el área Cordillera Vidal – Río Pérez. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP.

Haller, M. J., D’Orazio, M. D., Innocenti, J., Manetti, P., Mazzarini, F., 2002, Late Cenozoic plateau and post plateau basalts from southwestern Santa Cruz, Argentina: an example of transition from subduction-influenced to intraplate magmatism: Congreso Geológico Argentino N°15, Actas, v.3, p.47-52.

Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: Science, v. 4(23), p. 327-354.

Heiken, G. H., 1971, Tuff rings: examples from Fort Rock Christmas Lake Valley, south-central Oregon: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 76, p. 5615-5626.

Hervé, F., Godoy, E., Mpodozis, C., Fanning, M., 2004, Monitoring magmatism of the Patagonian Batholith through the U-Pb shrimp dating of detrital zircons in sedimentary units of the Magallanes basin: *Boletino di geofisica teorica ed applicata*, v. 45, p. 113-117.

Irvine, T. N., Baragar, R. A., 1971, A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.

Izett, G. A., 1981, Volcanic ash beds: recorders of Upper Cenozoic silicic pyroclastic volcanism in the western United States: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10200-10222.

Johnson, P. R., Zietz, I., 1988, Preliminary qualitative interpretation of aeromagnetic data from the Magallanes basin. Informe inédito, Archivo Técnico, ENAP.

Kay, S. M., Gordillo, C. E., 1994, Pocho volcanic rocks and the melting of depleted continental lithosphere above a shallowly dipping subduction zone in the Central Andes: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 117, p. 25-44.

Keidel, I., Hemmer, A., 1931, Informe preliminar sobre las investigaciones efectuadas en la región petrolífera de Magallanes en los meses de verano de 1928-1929 (12-XII-1929): *Boletín Minero, Sociedad Nacional de Minería*, año 47, v. 48(388), p. 706-717, Santiago.

Köppen, W., 1936, Das geographische System der Klimate. En: Köppen, W., Geiger, R., Handbuch der Klimatologie, Gebrüder Borntraeger, Berlin, p. 1-44.

Kraemer, P. E., Riccardi, A. C., 1997, Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49° 40' - 50° 10' lat. S), Provincia de Santa Cruz: Revista Asociación Geológica Argentina, v. 52(3), p. 333-360.

LeBas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, v. 27, p. 745-750.

Linares, E., González, R. R., 1990, Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina: Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales Serie B, Didáctica y Complementaria, v. 19, p. 1-628.

Marchant, M., 1992, Edad y paleoecología de las formaciones terciarias en el área de Dorado Sur-Kimiri-Aike sur, Magallanes, Chile mediante el estudio de foraminíferos (Protozoa-Foraminífera): Universidad de Concepción, Departamento de Zoología, Tesis de Magister en Ciencias (mención Zoología), Concepción.

Marshall, L. G., Cifelli, R. L., Drake, R. E., Curtis, G. H., 1986, Vertebrate paleontology, geology, and geochronology of the Tapera de López and Scarritt Pocket, Chubut Province, Argentina: Journal of Paleontology, v. 60 (4), p. 920-951.

Mella, P., 2001, Control Tectónico en la Evolución de la Cuenca de Antepaís de Magallanes, XII Región, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 149 pp. Concepción.

Mobil., 1979, Hydrocarbon Potential of the Magallanes Basin, Chile. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP, Santiago.

Mordojovich, C., 1948, Descripción de Testigos. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP, Santiago.

Mordojovich, C., 1951, Informe preliminar sobre los levantamientos geológicos de la costa sur de Tierra del Fuego. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP, Santiago.

Morello, R., San Ramón, M., Prieto, A., Stern, C. R., 2001, Nuevos antecedentes para una discusión arqueológica en torno a la obsidiana verde en Patagonia meridional: Anales del Instituto de la Patagonia, v. 29, p. 129-148.

Mpodozis, C., 2004, Evolución tectónica de la Patagonia Austral y Cuenca de Antepaís de Magallanes. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP.

Mpodozis, C., MahlburgKay, S., 1990, Provincias magmáticas acidas, "Singularidad Triásica" y ruptura de Gondwana: La Superunidad Ingaguás y la Provincia Choiyoi (Cordillera Frontal Chilena, 28°-31°S). Revista Geológica de Chile, v 17, p. 153-180.

Mpodozis, C., Mella, P., Briceño, M., Álvarez, P., Elgueta, S., Vieytes, H., Radic, J. P., 2007, Proyecto Tranquilo-Otway, Informe Final. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP.

Mpodozis, C., Mella, P., Padva, D., 2013, Estratigrafía y Megasecuencias Sedimentarias en la Cuenca Austral – Magallanes, Argentina y Chile. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Argentina: 35 pp, Mar del Plata.

Natland, M. L., González, E., Cañon, A., Ernst, M., 1974, A system of stages for correlation of Magallanes Basin sediments: Geological Society of America, Memoir 139, p. 1-126.

Nullo, F., Proserpio, C., Ramos, V., Rabassa, J., 1978, Estratigrafía y Tectónica de la vertiente este del hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile: Actas VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, v. 1, p. 455–470.

Pankhurst, R. J., Riley, T.R., Fanning, C. M., Kelley, S. P., 2000, Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the breakup of Gondwana: Journal of Petrology, v. 41, p. 605-625.

Peccerillo, A., Taylor, S. R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonuárea, northern Turkey: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 58, p. 63-81.

Pinto, J., Mella, P., Aguirre, G., 2016, Revisión del Potencial Petrolífero del Distrito Terciario, Cuenca de Magallanes: Faja Tranquilo-Peninsula Brunswick, Reporte Interno, Informe Inédito, ENAP.

Raigemborn, M. S., Matheos, S. D., Krapovickas, V., Vizcaíno, S. F., Bargo, M. S., Kay, R. F., Fernicola, J. C., Zapata, L., 2015, Paleoenvironmental reconstruction of the coastal Monte León and Santa Cruz formations (Early Miocene) at Rincón del Buque, Southern Patagonia: A revisited locality. *Journal of South American Earth Sciences* 60: 31-55.

Ramírez de Arellano, C., Putlitz, B., Müntener, O., Ovtcharova, M., 2012, High precision U/Pb zircon dating of the Chaltén Plutonic Complex (Cerro Fitz Roy, Patagonia) and its relationship to arc migration in the southernmost Andes: *Tectonics*, v. 31.

Ramos, V. A., 1984, Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva?: Congreso Geológico Argentino N° 9, Actas, v. 2, p. 311-325, San Carlos de Bariloche.

Ramos, V. A., 1988, La Estructura de la Cordillera Patagónica (47°-49°S) de Argentina y Chile, Congreso Geológico Chileno N° 5, Actas, v. 1(A), p. 101-114.

Ramos, V. A., 2002, El magmatismo neógeno de la Cordillera Patagónica: Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Congreso Geológico Argentino No. 15, Velatorio I (13), p. 187-199.

Ramos, V., Kay, S. M., Singer, B. S., 2004, Las adakitas de la cordillera Patagónica: Nuevas evidencias geoquímicas y geocronológicas: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 59, p. 693-706.

Riccardi, A. C., 1976, Paleontología y edad de la Formación Springhill: Congreso Geológico Chileno N° 1, Actas, p. C41 – C54, Santiago.

Rose, J. F., 1977, The Upper Cretaceous and Tertiary marine cytherean ostracods of the Magallanes Basin, southern Chile: Phd Thesis, University of Hull, U. K.

Sánchez, A., Herve, F., Saint Blanquat, M., 2008, Relations between plutonism in the back-arc region in southern Patagonia and Chile Rise subduction: A geochronological review: 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts, p. 485–488.

Schmincke, H. U., 1970, Base surge – Ablagerungen des Laacher See-Vulkans: Aufschluss, v. 21, p. 350-364.

Schmincke, H. U., Fisher, R.V., and Waters, A.C., 1973, Antidune and chute and pool structures in base surge deposits of the Laacher See area, Germany: Sedimentology, v. 20, p. 553-574.

Schumacher, R., Schmincke, H. U., 1991, Internal structure and occurrence of accretionary lapilli – a case study at Laacher See Volcano: Bulletin of Volcanology, v. 53, p. 612-634.

Sohn, Y. K., Cough, S. K., 1989, Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea): Sedimentology, v. 36, p. 837-855.

Thomas, C. R., 1949, Geology and Petroleum Exploration in Magallanes Province, Chile: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 33(9), p. 1553-1578.

Valentine, G. A., Fisher, R. V., 2000, Pyroclastic Surges and Blasts: Encyclopedia of Volcanoes, p. 571-580.

Van Eaton, A. R., Wilson, C. J. N., 2013, The nature, origins and distribution of ash aggregates in a large-scale wet eruption deposit: Oruanui, New Zealand: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 250, p. 129-154.

Waters, A. C., Fisher, R. V., 1971, Base surge and their deposits: Capelinhos and Taal Volcanoes: Journal of Geophysical Research, v. 76(23), p. 5596-5614.

Wilson, T. J., 1991, Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from Última Esperanza District, Chile: Geological society of America bulletin, v. 103, p. 98-111.










Wilson, C. J., Houghton, B. F., 2000, Pyroclast transport and deposition: Encyclopedia of Volcanoes, p.545-554.

Anexos.









Anexo I: Columnas estratigráficas.

Leyenda

Estructura interna

	Sin estructura interna
	Masivo en matriz de ceniza
	Laminación paralela
	Estratificación paralela
	Estratificación antiduna
	Estratificación cruzada
	Estratificación cruzada con clastos mayores en la base
	Masivo, anguloso
	Igneo, basáltico

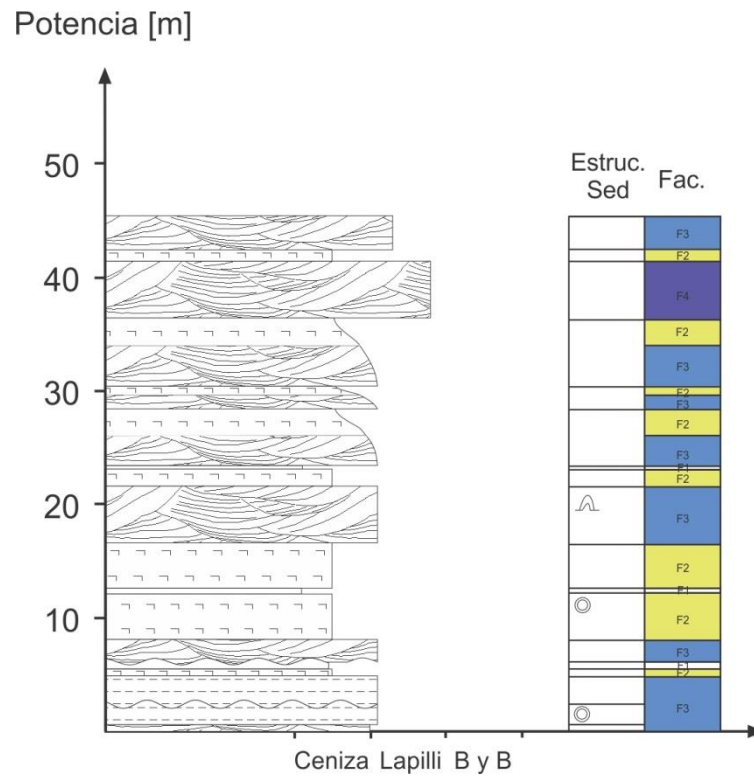
Estructuras

	Crater de impacto
	Concentración de liticos basálticos en nivel horizontal
	Concentración de juveniles pumiceos en nivel horizontal
	Segregación de juveniles pumiceos en estratificación
	Agregados de ceniza
	Laminacion convoluta
	Pipas de elutriación
	Fosil de mamifero

Litofacies

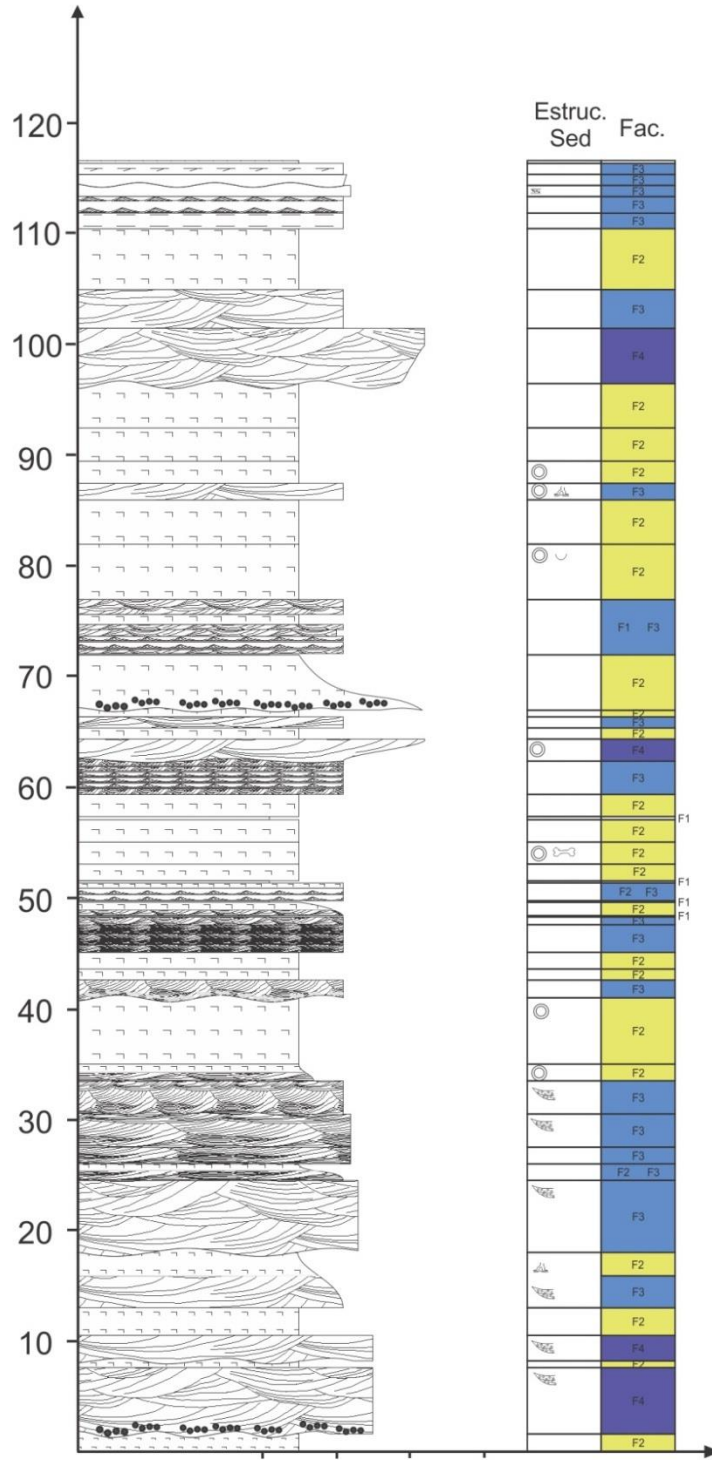
	Litofacies 1		Litofacies 4		Litofacies 9
	Litofacies 2		Litofacies 5		
	Litofacies 3		Litofacies 8		

Nombre	Columna 1	
Código	UTM Este	UTM Sur
C1	324500	4201483



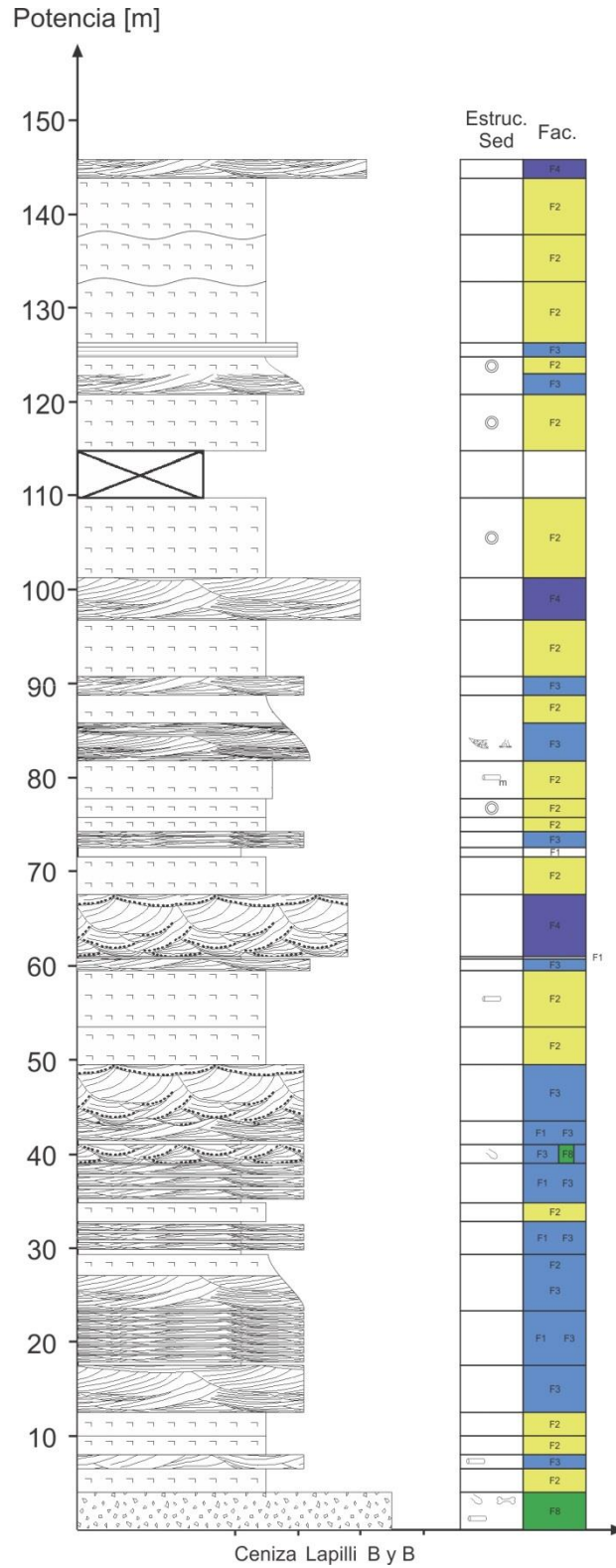
Nombre	Columna 2	
Código	UTM Este	UTM Sur
C2	325219	4199708

Potencia [m]



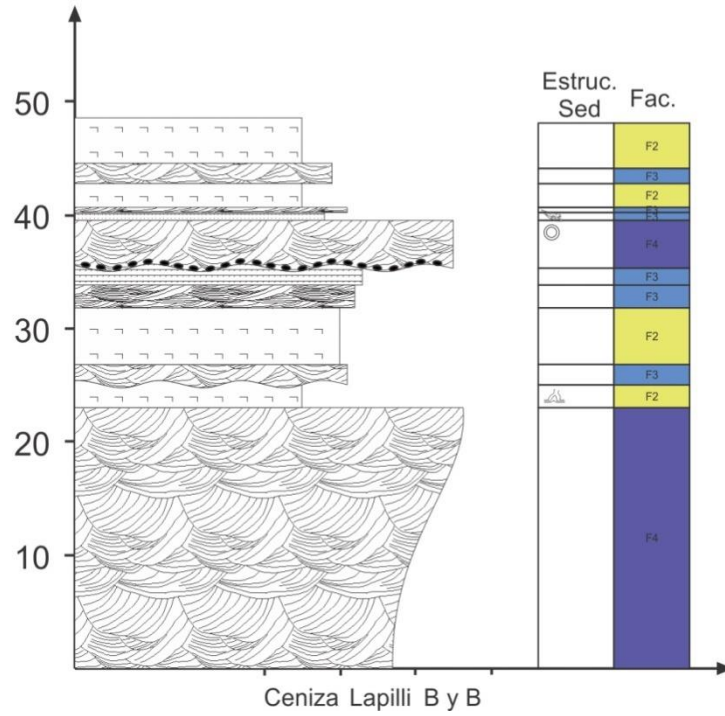
Ceniza Lapilli B y B

Nombre	Columna 3	
Código	UTM Este	UTM Sur
C3	324855	4202822



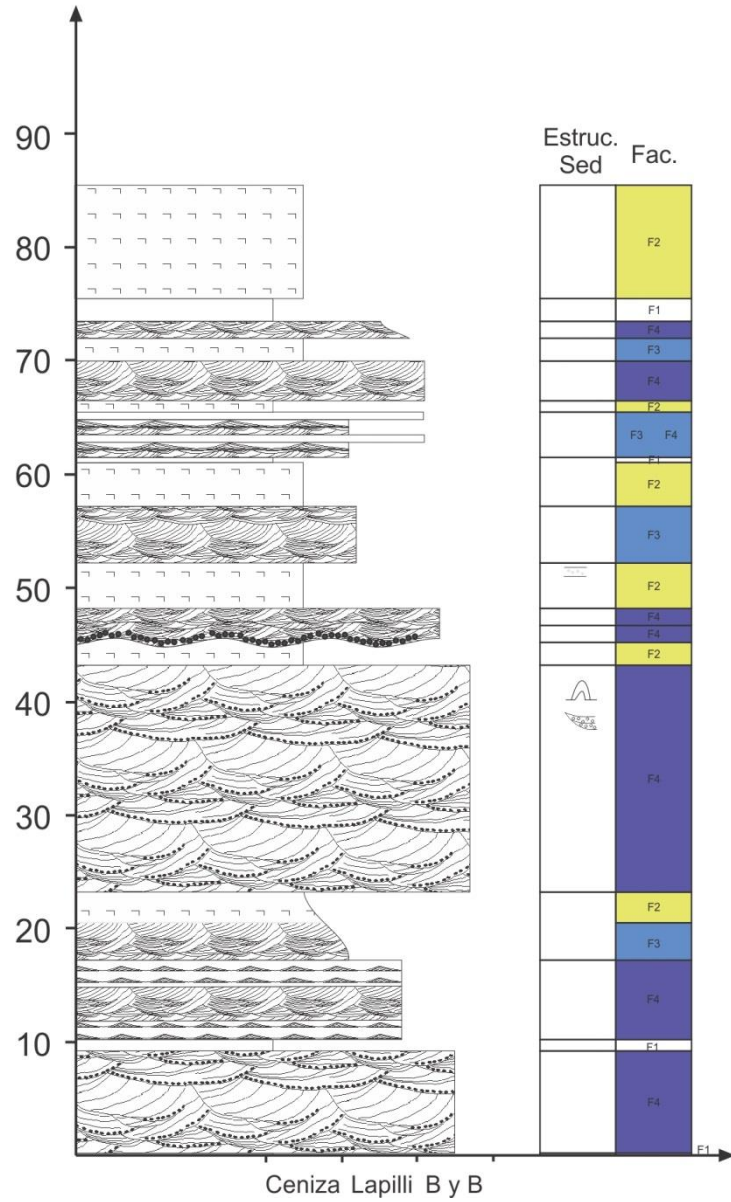
Nombre	Columna 4	
Código	UTM Este	UTM Sur
C4	341790	4156190

Potencia [m]



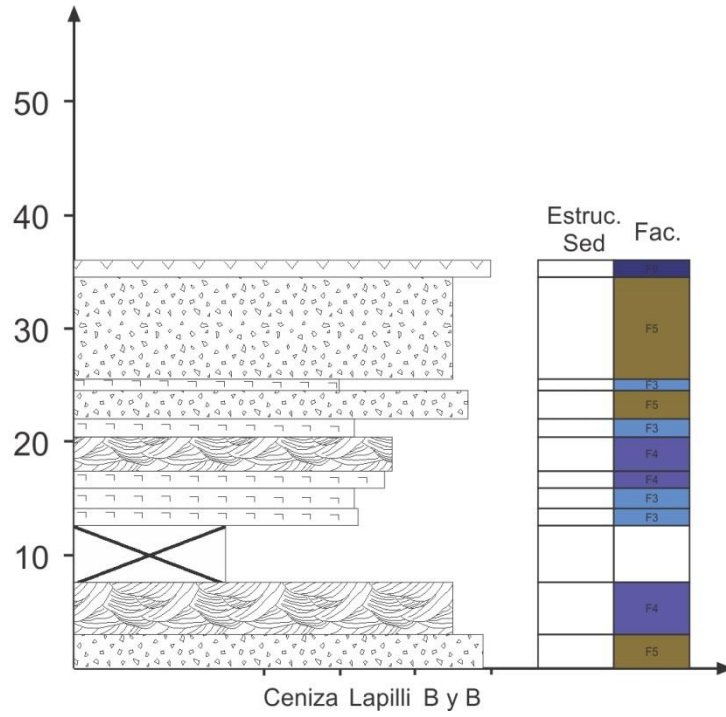
Nombre	Columna 5	
Código	UTM Este	UTM Sur
C5	340397	4158174

Potencia [m]



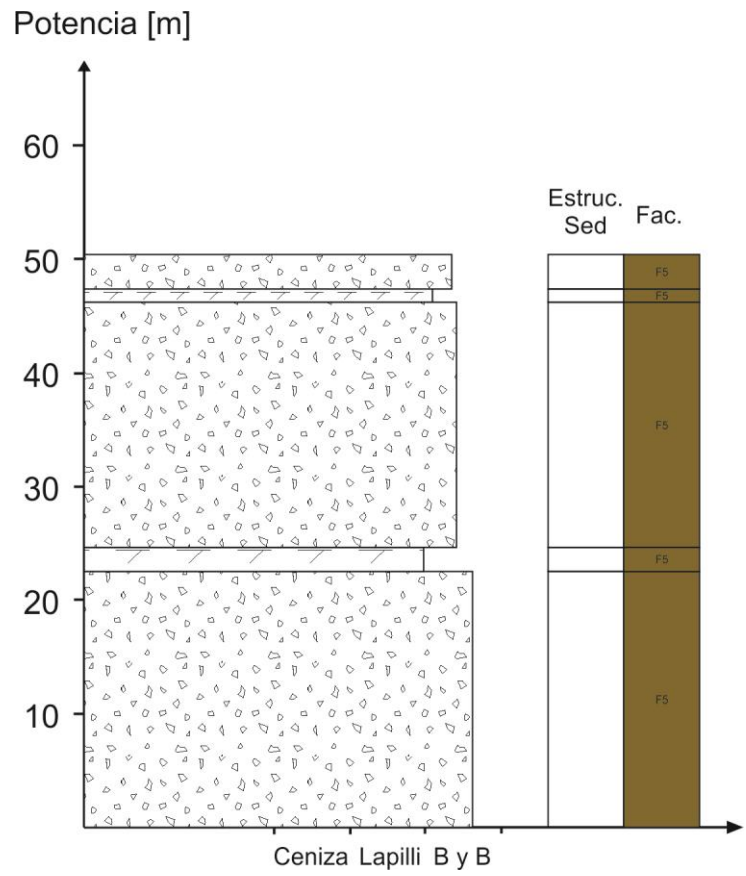
Nombre	Columna 6	
Código	UTM Este	UTM Sur
C6	313043	4203258

Potencia [m]



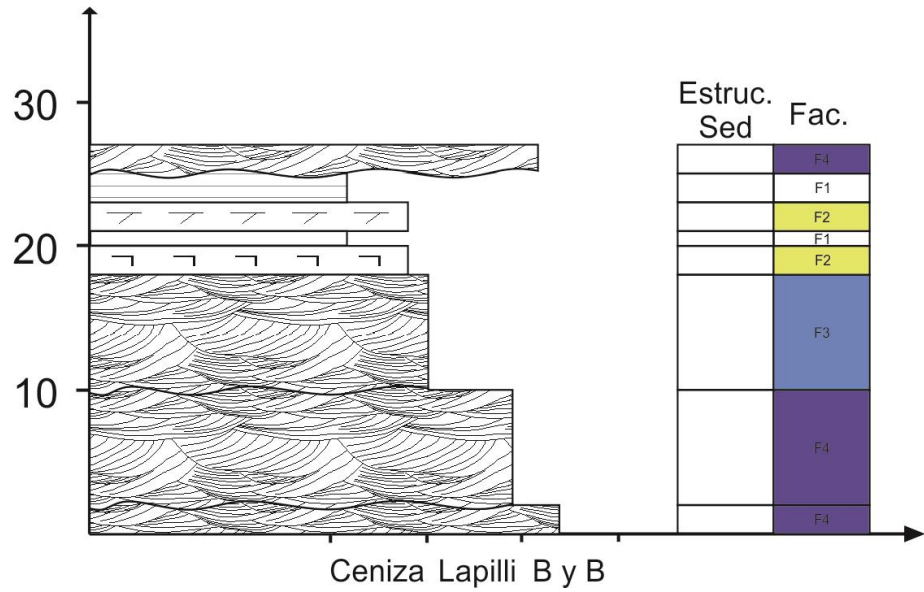
Ceniza Lapilli B y B

Nombre	Columna 8	
Código	UTM Este	UTM Sur
C8	298670	4202289



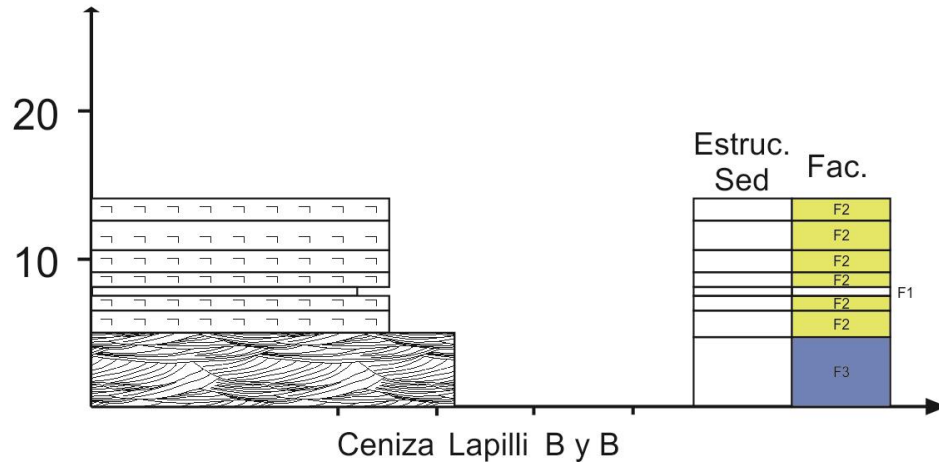
Nombre	Columna 9	
Código	UTM Este	UTM Sur
C9	319129	4211891

Potencia [m]



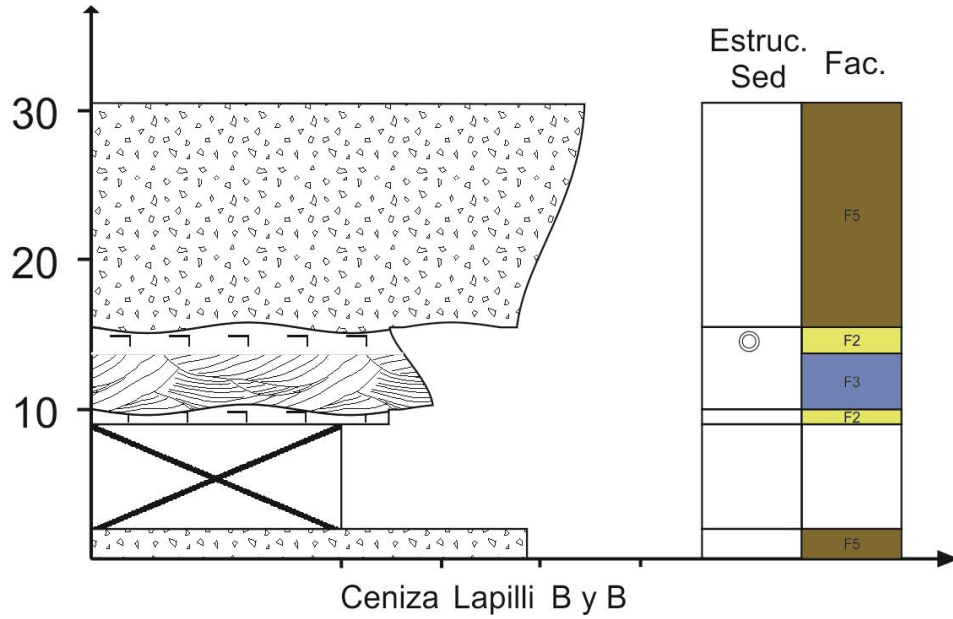
Nombre	Columna 10	
Código	UTM Este	UTM Sur
C10	318769	4212545

Potencia [m]

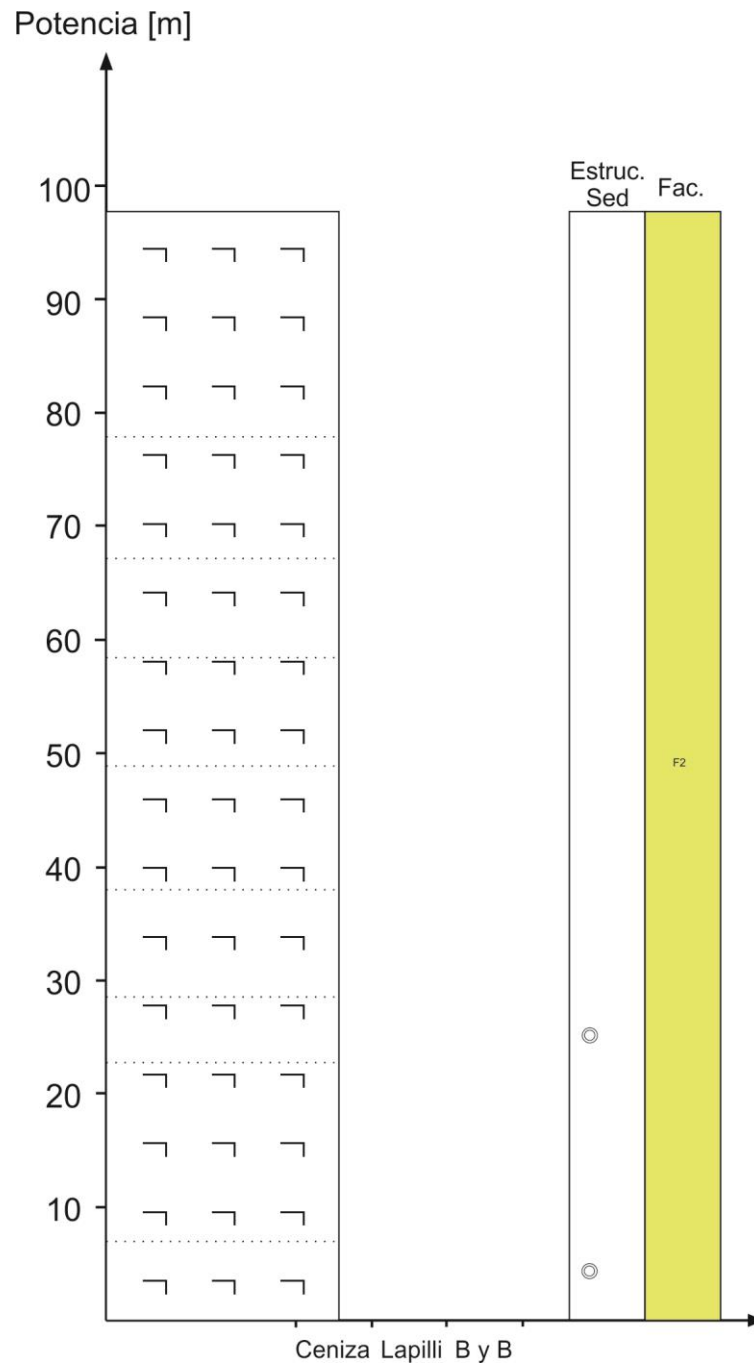


Nombre	Columna 11	
Código	UTM Este	UTM Sur
C11	321835	4210410

Potencia [m]

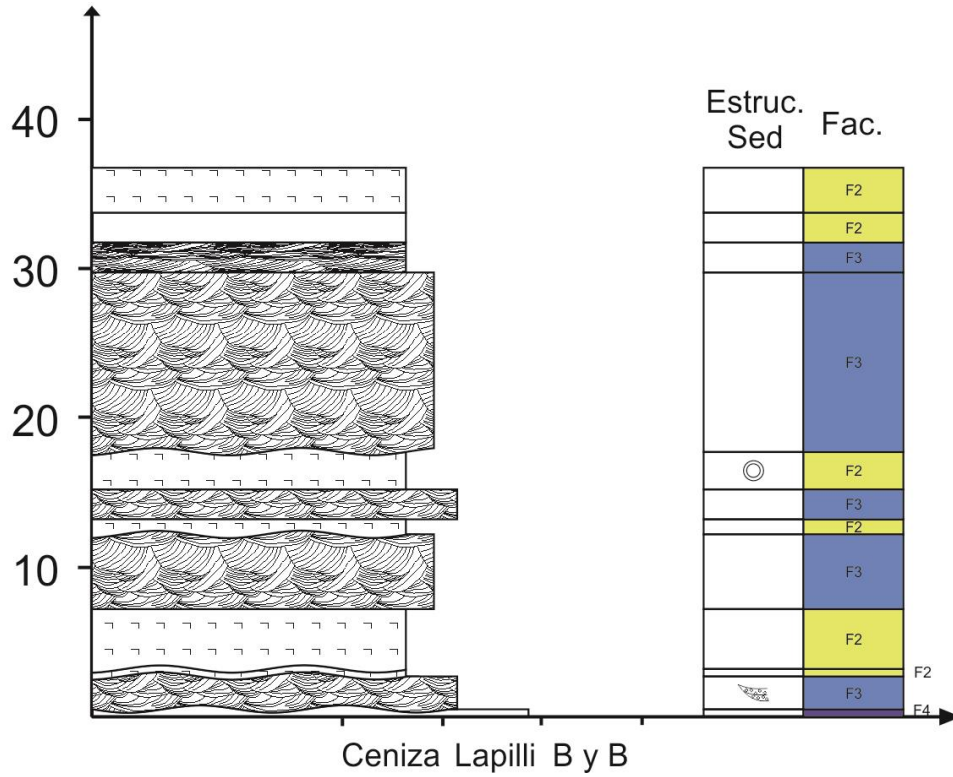


Nombre	Columna 12	
Código	UTM Este	UTM Sur
C12	331385	4194153



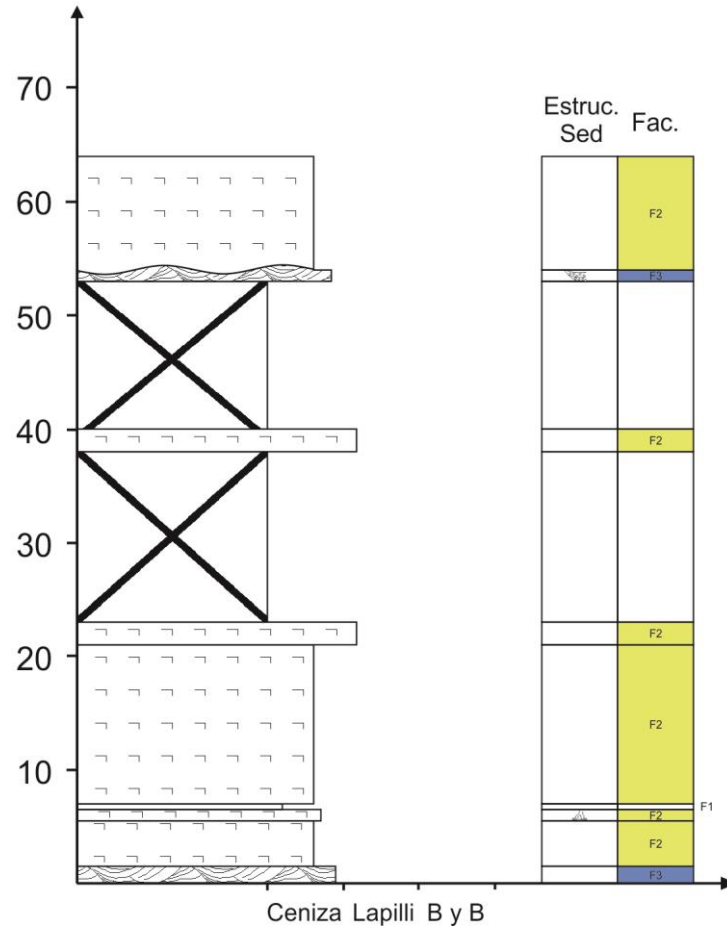
Nombre	Columna 13	
Código	UTM Este	UTM Sur
C13	327822	4199887

Potencia [m]



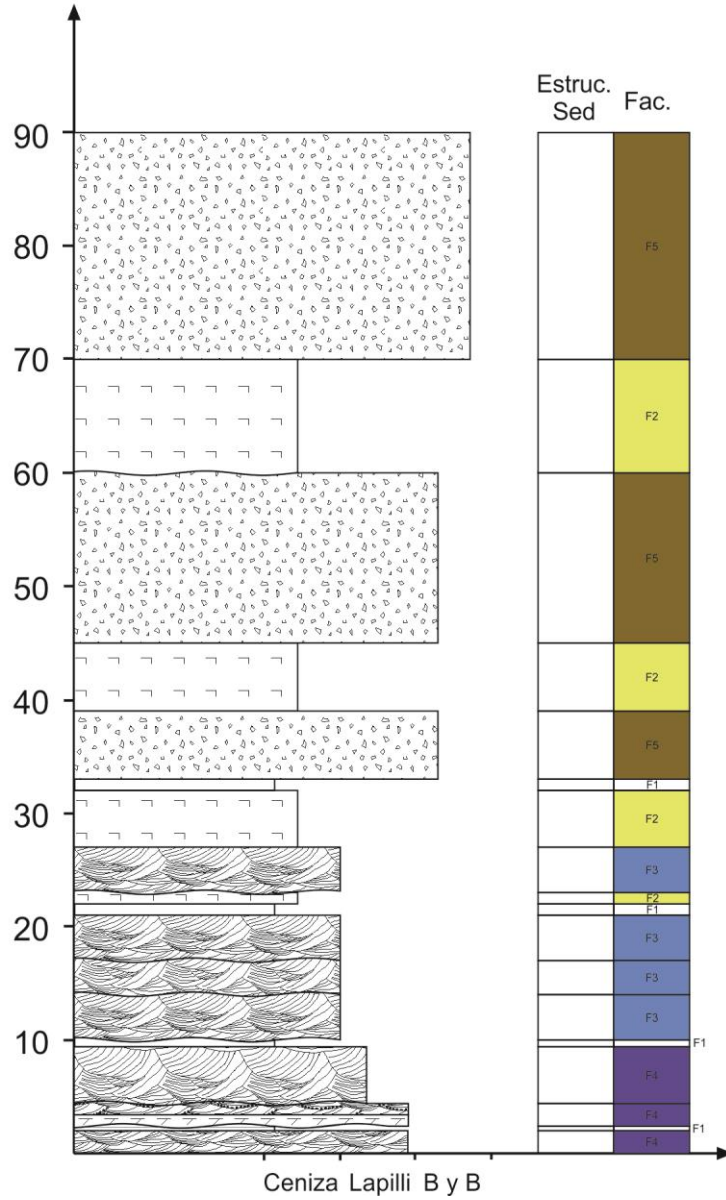
Nombre	Columna 14	
Código	UTM Este	UTM Sur
C14	330150	4208319

Potencia [m]



Nombre	Columna 15	
Código	UTM Este	UTM Sur
C15	295688	4229358

Potencia [m]



Anexo II: Descripción de cortes delgados.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
362	4201483	324500	WGS84-19S	Rio San José

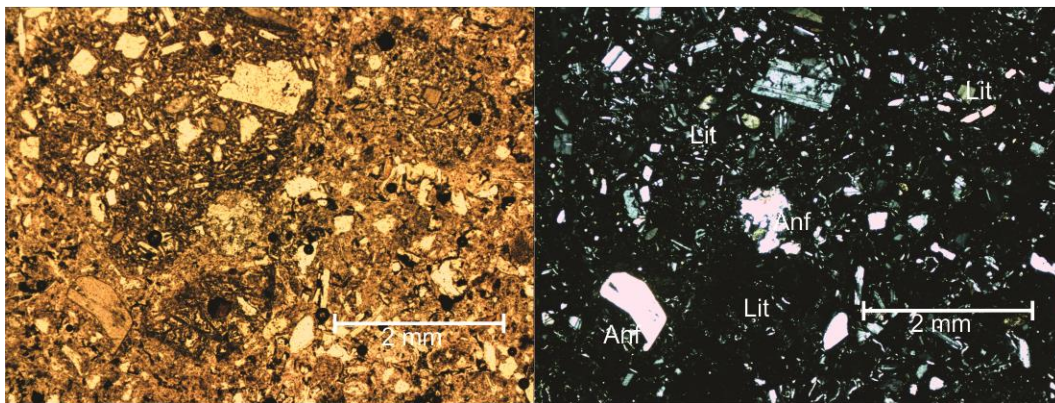
Clasificación	Toba cristalina
---------------	-----------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Matriz: Compuesta principalmente por ceniza levemente alterada, presentando colores pardo café (15%), además dentro de esta se observan microlitos de plagioclasas y minerales ferromagnesianos, acompañando a estos se presentan minerales opacos sin forma definida (5%).

Clastos: Se distinguen litoclastos (20%) y cristaloclastos (60%). Los litoclastos corresponden a tobas de cristales con abundantes plagioclasas tabulares, bien macladas, con tamaños de hasta 3 mm (el clastos), dentro de estos se observan algunos clastos cuya matriz se ve reemplazada totalmente por opacos. Por su parte los cristaloclastos corresponden principalmente a plagioclasas subhedrales de hasta 1 mm, bien macladas, y en segundo orden piroxenos de hasta 1 mm, donde una parte de estos ven reemplazados su bordes por óxidos de hierro.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección delgada representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
366-a	4201483	324500	WGS84-19S	Rio San José

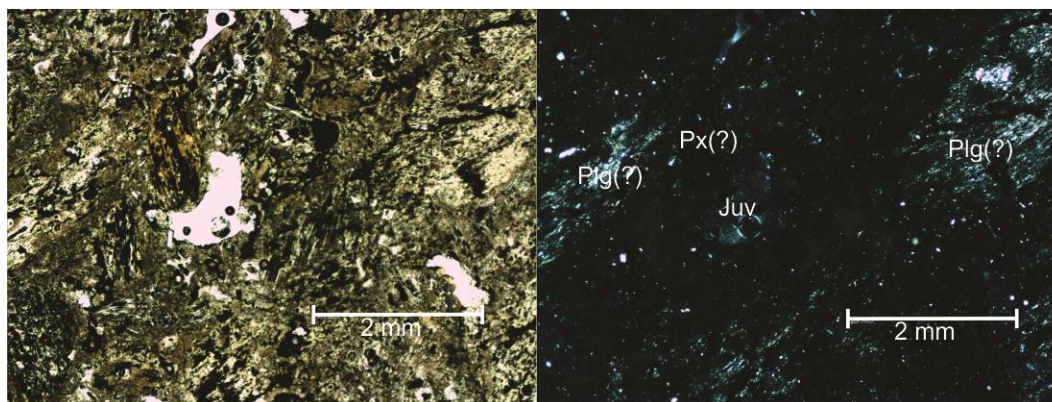
Clasificación	Toba cristalina
---------------	-----------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Matriz: Compuesta principalmente por ceniza (25%), con abundantes minerales opacos creciendo entre esta (10%), además de microlitos de plagioclasas diseminados.

Clastos: Se presentan cristaloclastos (40%) y vitroclastos (25%), dentro de los cristaloclastos se distinguen plagioclasas de hasta 3 mm, y minerales ferromagnesianos de hasta 2 mm, todos estos altamente alterados y siendo reemplazados por minerales opacos, y ceniza. Los vitroclastos corresponden a juveniles pumíceos, sin forma definida.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección delgada representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
366 b	4201483	324500	WGS84-19S	Rio San José

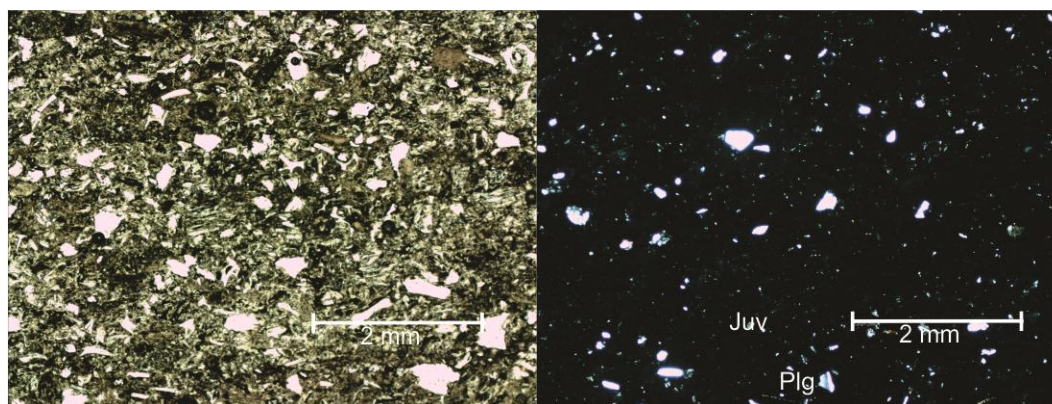
Clasificación	Toba vítrea
---------------	-------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Matriz: Compuesta principalmente por ceniza (25%), con presencia de microlitos de plagioclasas.

Clastos: Se presentan tanto vitroclastos (40%), como cristaloclastos (35%) bien seleccionados. Los vitroclastos corresponde a juveniles pumicieos de en promedio 0,4 mm distribuidos homogéneamente, mientras los cristaloclastos se presentan principalmente como plagioclasas y minerales opacos, mientras en menor proporción minerales máficos, como anfíboles.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección delgada representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
370	4201483	324500	WGS84-19S	Rio San José

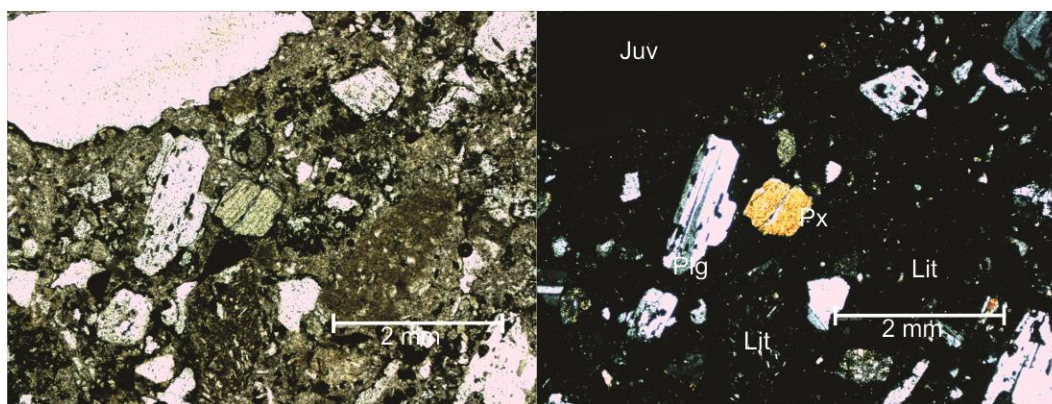
Clasificación	Toba cristalina
---------------	-----------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Matriz: Compuesta principalmente por ceniza alterada color café verdoso (35%), incluye dentro de esta cristales de minerales opacos de menos de 0,2 mm.

Clastos: Se caracterizan por presentar tanto cristaloclastos (45%), vitroclastos (10%) como litoclastos (10%); los cristaloclastos presentes corresponden a plagioclasas tabulares, subhedrales, de hasta 2 mm, con texturas de disolución en su interior, las cuales se ven rellenas por minerales opacos, además se observan en menor proporción minerales ferromagnesianos (principalmente piroxenos) los cuales se ven reemplazados por óxidos de hierro. Los vitroclastos correspondientes a juveniles pumíceos de hasta 3 mm. Por último los litoclastos corresponden a líticos de pumíceos con abundante ceniza y plagioclasas tabulares de menor tamaño, el tamaño de los líticos no supera los 2 mm.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección delgada representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

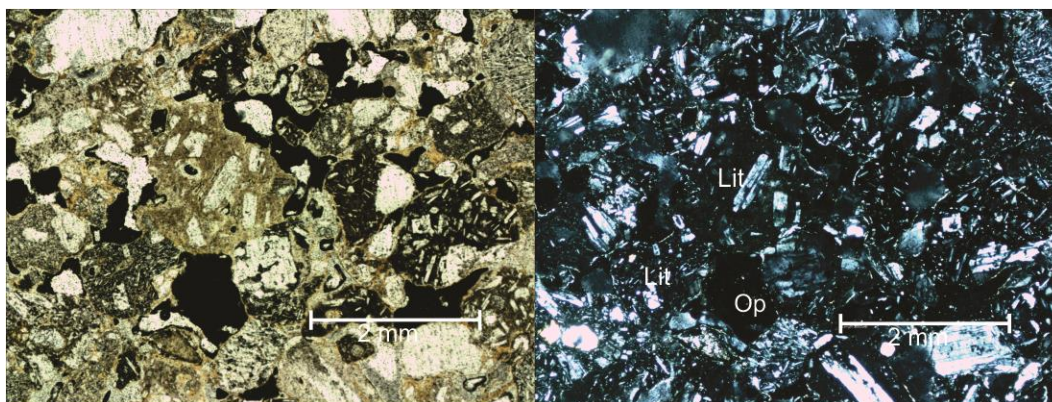
Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
373	4199708	325219	WGS84-19S	Rio San José

Clasificación	Toba Lítica
---------------	-------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Clastos: Representando el 95% de la superficie se componen de litoclastos (60%) y cristaloclastos (40%). Los litoclastos corresponden a tobas de ceniza con plagioclasas y minerales opacos, y otras en las cuales la ceniza ha sido reemplazada completamente por minerales opacos, cuyos tamaños varían entre 1,5 y 3 mm. Por su parte los cristaloclastos corresponden a minerales opacos de hasta 1 mm, y plagioclasas anhedrales con extinción ondulosa de hasta 2 mm. Cabe mencionar que los clastos se ven recubiertos por un mineral no identificado.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección delgada representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
374	4199708	325219	WGS84-19S	Rio San José

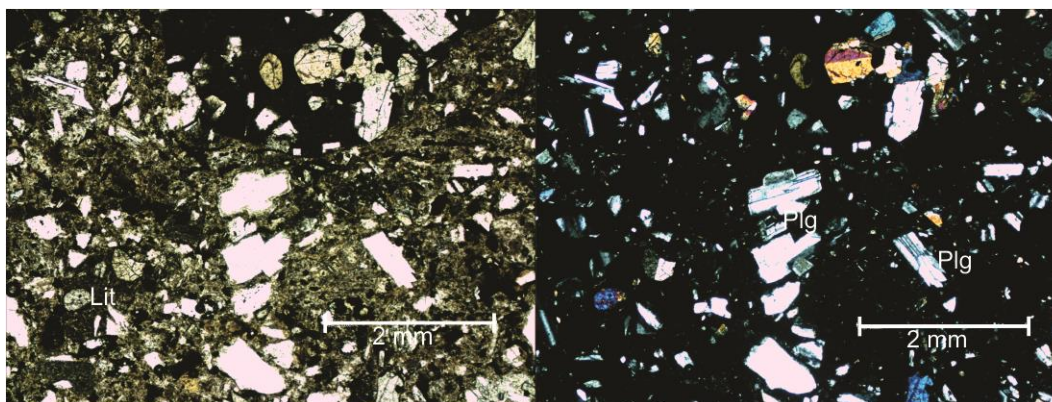
Clasificación	Toba lítica
---------------	-------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Matriz: Principalmente ceniza alterada, color gris verdoso, con minerales opacos ocupando los espacios (30%), además de microlitos de plagioclasas.

Clastos: Se presentan litoclastos (40%), y cristaloclastos (30%). Los litoclastos corresponden a tobas cristalinas de hasta 1 cm, con cristales de plagioclasas y piroxenos, y minerales opacos reemplazando la matriz. Por su parte los cristaloclastos son principalmente plagioclasas subhedrales macladas de hasta 1 mm, y en segundo orden piroxenosanhedrales de hasta 0,4 mm.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección delgada representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
376	4199708	325219	WGS84-19S	Rio San José

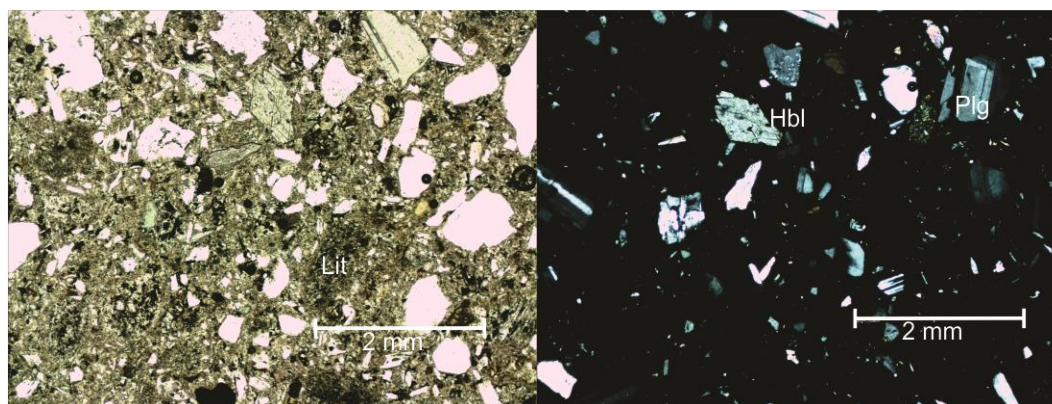
Clasificación	Toba cristalina
---------------	-----------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Matriz: Compuesta principalmente por ceniza (30%) gris verdosa, con microlitos diseminados de plagioclasas principalmente, y minerales opacos relleno de espacios.

Clastos: Compuesto por cristaloclastos (40%) y litoclastos (20%). Los cristaloclastos corresponden principalmente a plagioclasas subhedrales de entre 1 a 1,5 mm con texturas de disolución, mientras en segundo orden se presentan cristales de hornblenda de similar tamaño con textura de disolución en los bordes. Por su parte los litoclastos son en su totalidad litológicamente tobas cristalinas, de 1,5 mm aproximadamente, con abundantes minerales opacos.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección delgada representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
377	4199708	325219	WGS84-19S	Rio San José

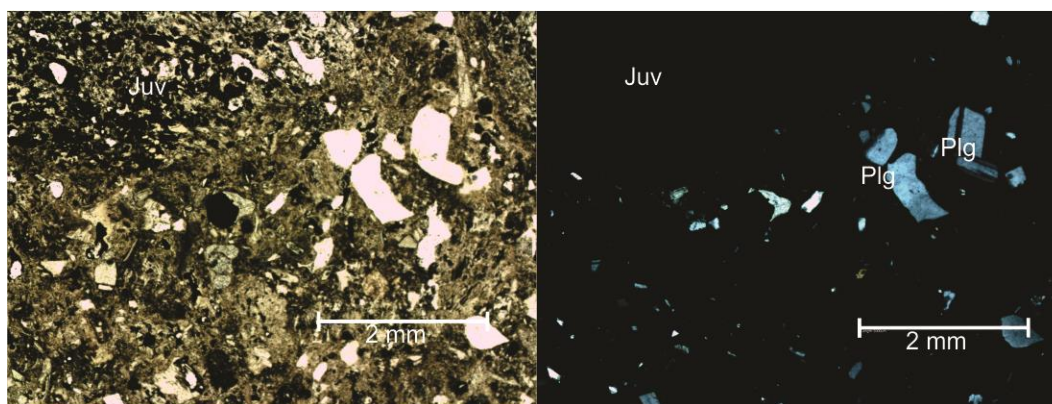
Clasificación	Toba cristalina
---------------	-----------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Matriz (40%): Compuesta principalmente por ceniza (70%) gris verdosa, y minerales opacos (30%), además de microlitos homogéneamente distribuidos.

Clastos (60%): Se presentan tanto cristaloclastos (30%), vitroclastos (20%) y litoclastos (10%). Los cristaloclastos son principalmente plagioclasas subhedrales (80%) de hasta 1,5 mm, ocasionalmente con extinción oblicua, y secundariamente hornblendas subhedrales (20%). Los vitroclastos son juveniles vesiculados de hasta 3 mm, cuyas vesículas se ven rellenas por minerales opacos. Los litoclastos por su parte son tobas cristalinas de hasta 2 mm, con abundantes plagioclasas.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección delgada representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
378	4156542	341408	WGS84-19S	Cerro Palomares

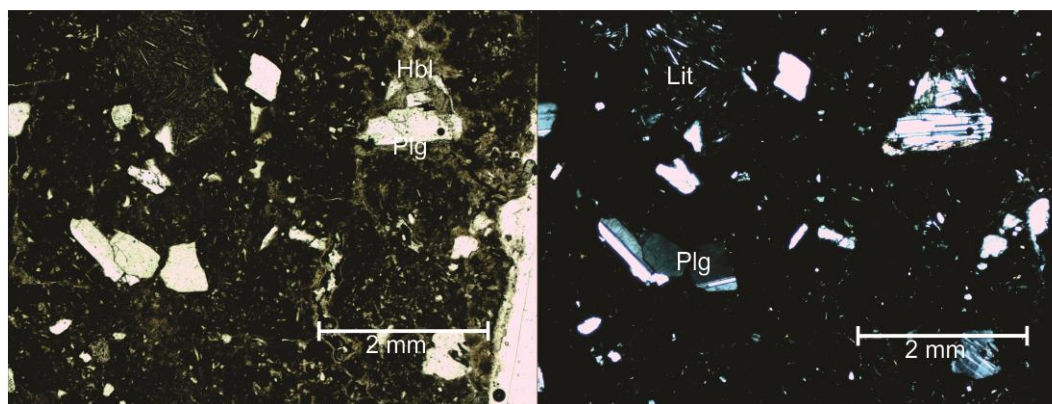
Clasificación	Toba cristalina
---------------	-----------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Matriz: Compuesta principalmente por ceniza (30%) gris verdosa, y abundantes minerales opacos (35%).

Clastos: Se presentan tanto cristaloclastos (20%), como litoclastos (15%). Los cristaloclastos corresponden principalmente a plagioclasas subhedrales, macladas, de entre 1 y 1,5 mm, en ocasiones intercrecidas con hornblendas, se observan además texturas de disolución en las plagioclasas. Por su parte los litoclastos corresponden a tobas cristalinas con abundante ceniza y minerales opacos.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección delgada representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
379	4205307	326425	WGS84-19S	Rio San José

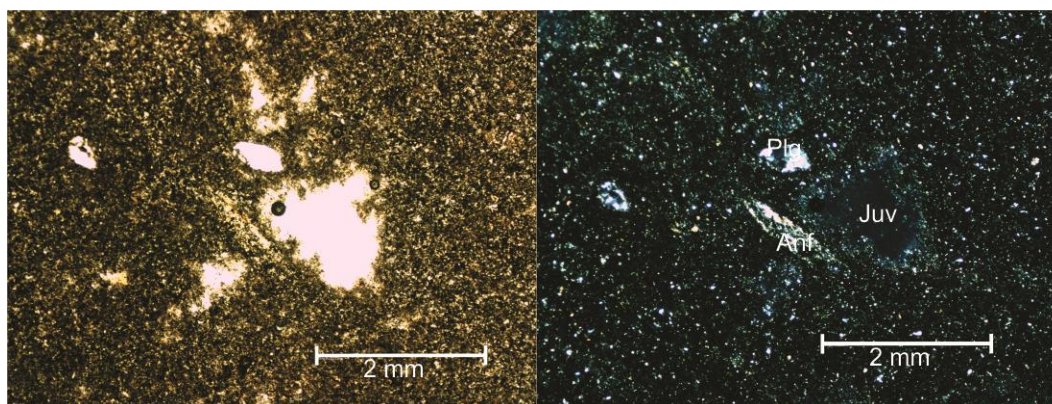
Clasificación	Toba cristalina
---------------	-----------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Matriz: Ceniza altamente alterada, con cristales de plagioclasas y piroxenos en forma de microlitos, sin orientación preferente (50% de la superficie), además de minerales opacos (20%).

Clastos: Se presentan cristaloclastos de plagioclasa (15%) con extinción ondulosa, presentándose en ocasiones con textura glomeroporfirica, en tamaños de 0,3 mm c/u, además presentan cristales de anfíbol (5%) alargados de hasta 1mm altamente alterados, por otra parte se presentan cavidades que se interpretan como la saltación dentro del corte de juveniles pumiceos (10% de vitroclastos).

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección delgada representativa de la muestra. Imagen a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha)

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
380	4205307	326425	WGS84-19S	Rio San José

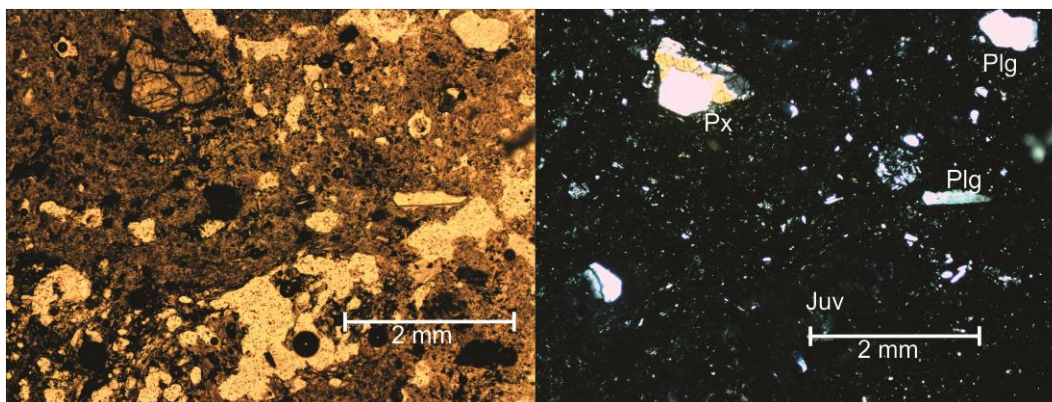
Clasificación	Toba vítrea
---------------	-------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Matriz: Principalmente ceniza volcánica, alterada color amarillento, con microlitos de plagioclasas (50%), además se observan minerales opacos en la matriz (8%).

Clastos: Se observan principalmente vitroclastos correspondientes a juveniles pumiceos bien vesiculados(22%), y como segunda mayoría cristaloclastos (20 %) correspondientes principalmente a plagioclasas subhedrales de hasta 0,8 mm con extinción ondulosa y textura de disolución en los bordes, además, piroxenos con textura glomeroporfirica de hasta 1 mm, los cuales se ven alterados en los bordes a minerales opacos.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección delgada representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
381	4200115	309697	WGS84-19S	Las Nieves

Clasificación	Basalto Porfídico de olivino.
---------------	-------------------------------

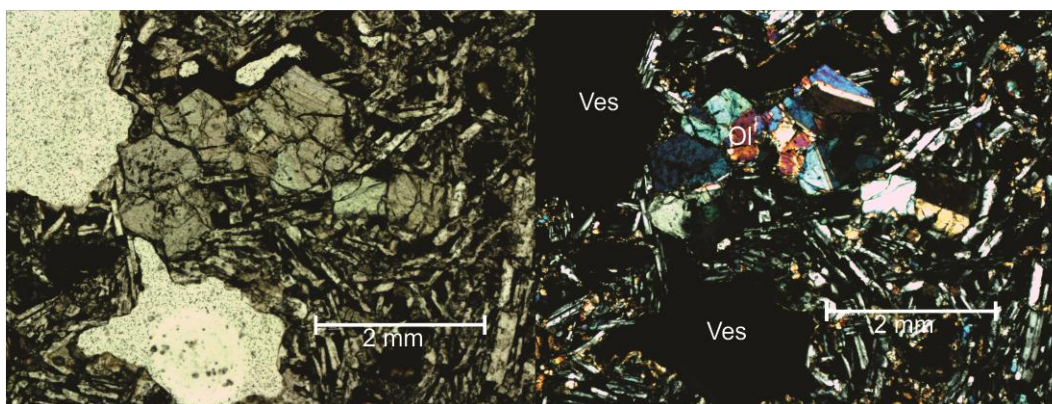
DESCRIPCIÓN GENERAL

Roca texturalmente porfídica, con fenocristales de principalmente de olivino de hasta 1,5 mm, pudiendo presentar estos, también, textura glomeroporfídica, o bien poiquilítica con cristales de plagioclasas, además se observa gran cantidad de cristales alterados a opacos, con presencia en los bordes de óxidos de Fe.

Por su parte la matriz se compone principalmente por cristales de plagioclasas tabulares (70%), maclados, de hasta 1 mm, además de minerales opacos y microlitos de olivino.

Adicionalmente se presentan vesículas de hasta 3mm.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección delgada representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
384	4157284	340742	WGS84-19S	Cerro Palomares

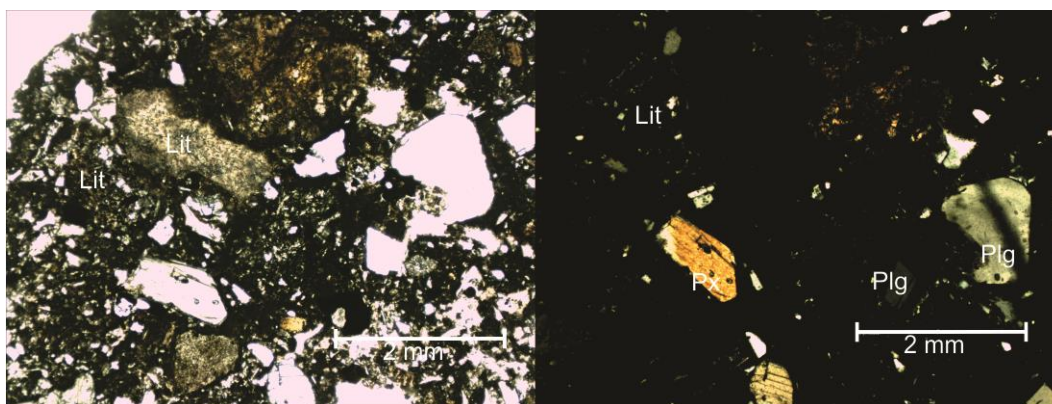
Clasificación	Toba cristalina
---------------	-----------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Matriz (40%): Compuesta por ceniza gris oscura (15%) y abundantes opacos (25%) homogéneamente distribuidos, además de microlitos de plagioclasas.

Clastos (60%): Se compone tanto de cristaloclastos (40%) como de litoclastos (20%). Los cristaloclastos son principalmente plagioclasas anhedrales de hasta 1,2 mm (30%), ocasionalmente macladas, secundariamente son piroxenos y hornblendas de menos de 1 mm (en general 0,7 mm) subhedrales, algunos altamente alterados a óxidos de hierro. Por su parte los litoclastos corresponden a tobas cristalinas de hasta 1,2 mm, con plagioclasas de no más de 0,4 mm en una matriz de ceniza.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección delgada representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
T2M1	4186808	302693	WGS84-19S	Cerro Mocho

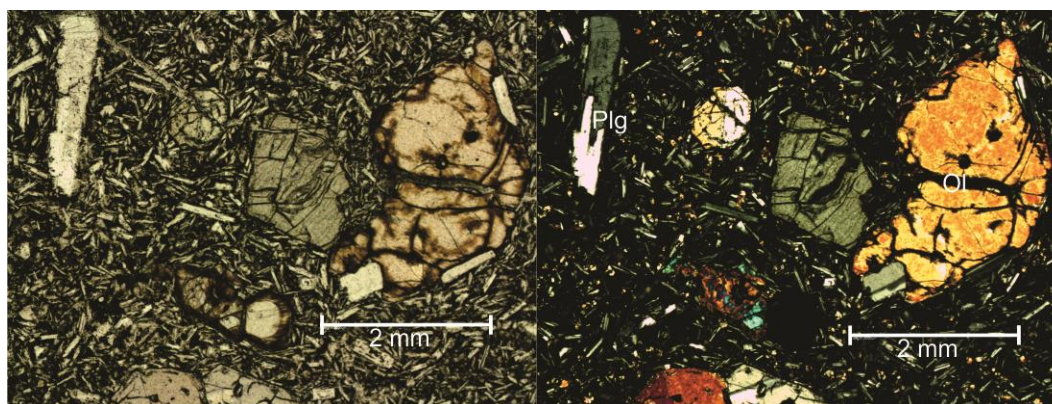
Clasificación	Basalto glomeroporfídico de olivino
---------------	-------------------------------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Masa fundamental (60%): Compuesta por plagioclasas tabulares y subhedrales de hasta 0,2 mm (85%), minerales opacos (15%) y microlitos de minerales máficos homogéneamente distribuidos.

Fenocristales (40%): Principalmente olivinos (60%) de hasta 4 mm, subhedrales y fracturados, ocasionalmente con texturas de disolución rellenas de opacos o bien de plagioclasas (textura poiquilítica), además también presentan textura glomeroporfídica, o, inclusive, intercrecimiento con plagioclasas, además de poder presentarse con bordes de alteración a óxidos de hierro. En segundo orden se presentan plagioclasas de hasta 3 mm subhedrales, tabulares, macladas, con textura de disolución rellena por opacos.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección delgada representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
T2M8-1	4228891	296177	WGS84-19S	Rio Rubens

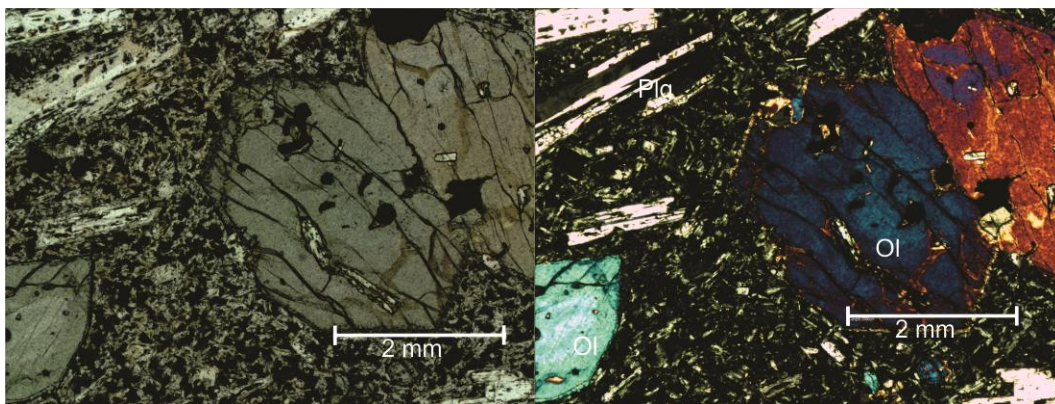
Clasificación	Basalto porfídico de olivino
---------------	------------------------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Masa fundamental (60%): Compuesta por plagioclasas subhedrales de no más de 0,2 mm (50%), junto con minerales opacos (50%) homogéneamente distribuidos.

Fenocristales (40%): Se presentan principalmente plagioclasas (80%) euhedrales a subhedrales, tabulares de hasta 3 mm con texturas de disolución rellenas por opacos, mientras en segundo orden se presentan olivinos (20%) subhedrales de hasta 3 mm con texturas de disolución y crecimiento en estas de opacos y plagioclasas (textura poiquilítica).

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección delgada representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

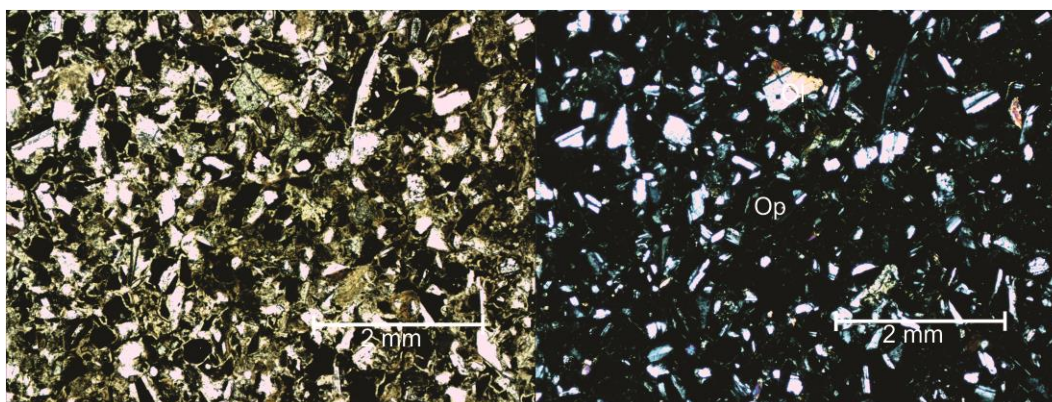
Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
T2M7-2	4199893	327829	WGS84-19S	Quebrada afluente Rio San José

Clasificación	Toba lítica
---------------	-------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Toba de buena selección, compuesta por líticos monocristalinos de plagioclasas subhedrales bien macladas (30%), olivino (5%), y, mayoritariamente, opacos (60%), todos los cuales se presentan angulosos a subangulosos, de aproximadamente 0,5 mm, y se ven cubiertos por una pátina cristalina de un mineral no identificado, además, los espacios entre granos, se ven rellenos por ceniza (5%).

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección delgada representativa de la muestra. Imágenes a nicol paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

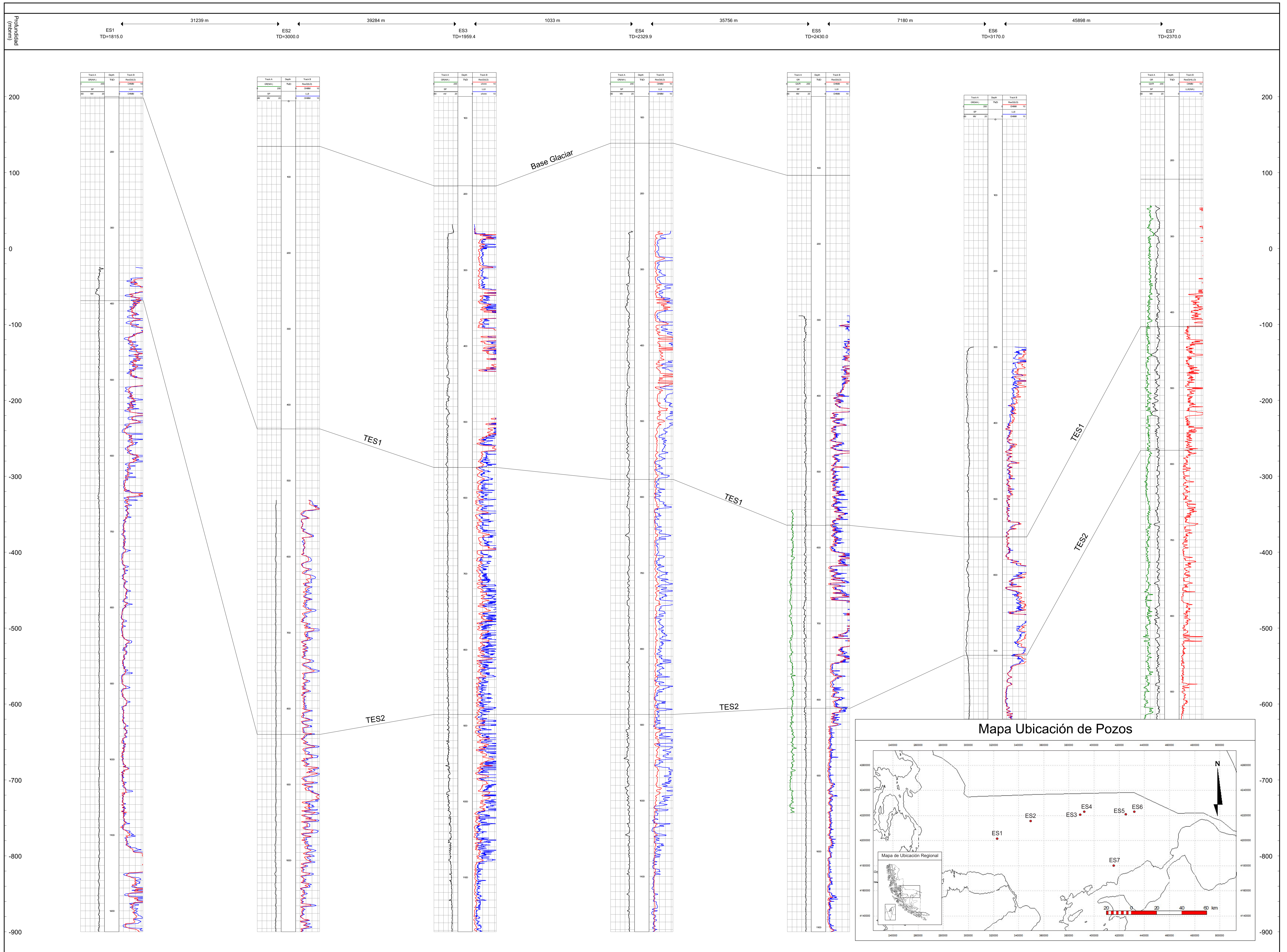
Anexo III. Dataciones radiométricas.

N° muestra	Material	%K	Ar. Rad. NI/g	% Ar. Atmosférico	Edad Ma.	Error 2 Sigma
T2M8-1	Roca Total	1,690	1,2776	22,6	19,3	± 0,8
T2M1	Masa Fundamental	1,884	1,4590	50,8	19,8	± 0,9

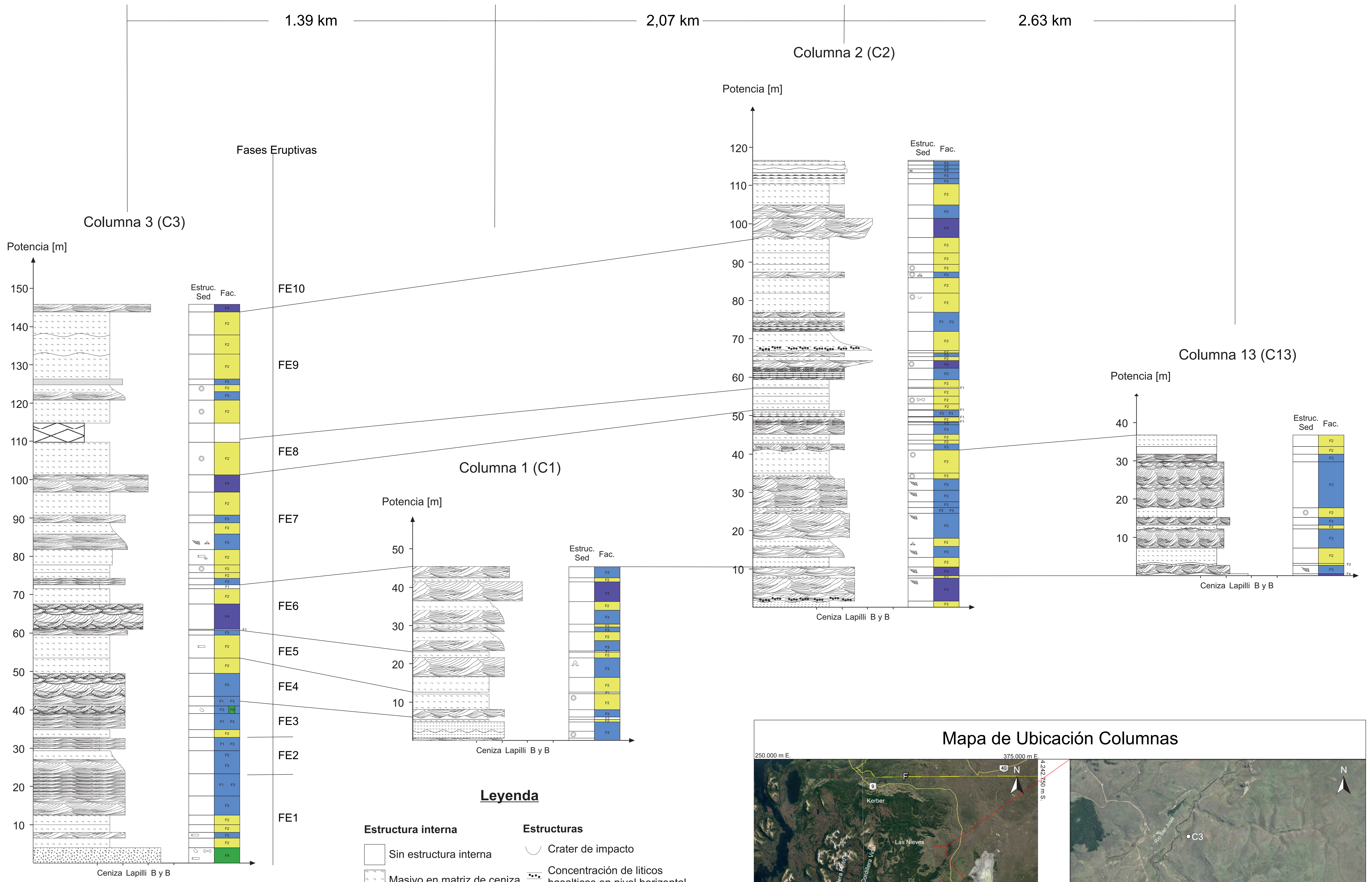
Anexo IV: Geoquímica de elementos mayores.

Muestra	371	375	376	377	380	381	383	T2M1	T2M8-1	T2M7-1
Edad [Ma]								19,8±0,9	19,3±0,8	
Clasf.	Toba	Toba	Toba	Toba	Toba	Basalto	Toba	Basalto	Basalto	Toba
SiO ₂	56,2	59,51	62,42	62,42	61,3	48,74	59,47	49,82	54,16	62,71
TiO ₂	0,98	0,82	0,72	0,71	0,81	1,97	0,82	0,91	0,89	0,8
Al ₂ O ₃	15,69	15,61	16,33	14,91	14,28	15,67	14,38	14,4	17,47	13,81
Fe ₂ O ₃	5,53	4,09	3,07	3,22	4,2	6,4	3,58	3,52	5,47	5,05
FeO	1,89	2,07	1,31	1,41	1,97	5	1,41	5,63	2,6	0,6
MnO	0,26	0,12	0,06	0,08	0,12	0,15	0,09	0,16	0,13	0,19
MgO	3,86	2,92	2,03	2,31	2,51	8,34	4,21	10,37	3,7	2,42
CaO	7,87	5,57	4,97	3,99	3,45	8,35	4,18	9,47	8,57	3,16
Na ₂ O	1,94	1,81	2,13	1,71	1,19	3,47	2,54	2,92	3,6	1,21
K ₂ O	1,57	1,81	1,74	1,97	2,26	0,3	1,75	2,06	2,41	2,31
P ₂ O ₅	0,47	0,21	0,13	0,16	0,11	0,33	0,07	0,35	0,48	0,1
PPC	3,35	5,08	4,64	6,8	7,48	0,86	7,08	0,01	0,33	7,23
Total	99,61	99,62	99,55	99,69	99,68	99,58	99,58	99,62	99,81	99,59
Norma CIPW										
Cuarzo (Q)	19,02	26,36	30,06	33,39	34,90	0,40	22,96		4,71	36,73
Corindon (C)		1,05	2,22	3,09	3,87		0,87			3,81
Ortoclasa (Or)	9,28	10,70	10,28	11,64	13,36	1,77	10,34	12,17	14,24	13,65
Albita (Ab)	16,42	15,32	18,02	14,47	10,07	29,36	21,49	22,86	30,46	10,24
Anortita (An)	29,47	26,26	23,81	18,75	16,40	26,29	20,28	20,10	24,39	15,02
Nefelina (Ne)								1,00		
Diopsido (Di)	5,08					10,17		19,61	11,69	
Hiperstena (Hy)	7,27	7,27	5,06	5,75	6,25	16,96	10,49		3,81	6,03
Olivino (Ol)								16,26		
Magnetita (Mt)	4,10	4,69	2,33	2,75	4,39	9,28	2,46	5,10	6,22	0,23
Ilmenita (Il)	1,86	1,56	1,37	1,35	1,54	3,74	1,56	1,73	1,69	1,52
Apatito (Ap)	1,09	0,49	0,30	0,37	0,25	0,76	0,16	0,81	1,11	0,23
Acmita (Ac)										
Leucita (Lc)										
K-Metasilicatos (Ks)										
Na-Metasilicatos (Ns)										
CaDiSilicato (Cs)										
Kaliophilita (Kp)										
Wollastonita (Wo)										
Hematita (Hm)	2,70	0,86	1,46	1,33	1,17		1,88		1,18	4,89
Titanita (Tn)										
Rutilo (Ru)										
Perovskita (Pf)										
Calcita (Cc)										
Total										
Ind. Solidificación	41,86	36,29	37,59	32,44	26,40	35,50	31,05	40,13	37,84	25,63
Ind. Diferenciación	44,71	52,37	58,37	59,50	58,33	31,53	54,80	36,04	49,41	60,62
Ind. Color	21,01	14,37	10,22	11,17	13,35	40,15	16,39	42,70	24,59	12,67
Ind. Aqpaitic	0,31	0,32	0,33	0,33	0,31	0,39	0,42	0,49	0,49	0,33
Mg#	68,71	63,51	64,40	65,86	60,55	69,78	77,21	74,22	63,26	71,31

Anexo V: Correlación de marcadores TES1 y TES2 en pozos



Anexo VI: Correlación de Columnas Estratigráficas



- Litofacies**
- F1 Litofacies 1: Depósitos de caída de ceniza.
 - F2 Litofacies 2: Oleada piroclástica distal.
 - F3 Litofacies 3: Oleada piroclástica media.
 - F4 Litofacies 4: Oleada piroclástica proximal-media.
 - F8 Litofacies 8: Flujo de detritos.

- Leyenda**
- | | |
|--|---|
| Estructura interna | Estructuras |
| [Blank] Sin estructura interna | Crater de impacto |
| [Dotted] Masivo en matriz de ceniza | Concentración de líticos basálticos en nivel horizontal |
| [Horizontal lines] Laminación paralela | Concentración de juveniles pumiceos en nivel horizontal |
| [Vertical lines] Estratificación paralela | Segregación de juveniles pumiceos en estratificación |
| [Wavy lines] Estratificación antiduna | Agregados de ceniza |
| [Cross-hatched] Estratificación cruzada | Laminacion convoluta |
| [Cross-hatched with dots] Estratificación cruzada con clastos mayores en la base | Pipas de elutriación |
| [Angular dots] Masivo, anguloso | Fosil de mamífero |
| [Vertical lines with dots] Igneo, basáltico | |

