

Tesis de Licenciatura

Geología de los alrededores de la Aldea Epulef, Provincia de Chubut, Departamento de Languiño

Chávez, Silvia B.

Tesis presentada para obtener el grado de Licenciado en
Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis de licenciatura de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the Six-Year Bachelor's Theses Collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Chávez, Silvia B.. (). Geología de los alrededores de la Aldea Epulef, Provincia de Chubut, Departamento de Languiño. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO000769_Chavez

Cita tipo Chicago:

Chávez, Silvia B.. "Geología de los alrededores de la Aldea Epulef, Provincia de Chubut, Departamento de Languiño". Tesis de Licenciado. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. .
http://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO000769_Chavez

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

GEOLOGÍA DE LOS ALREDEDORES DE LA ALDEA EPULEF

Provincia del Chubut
Departamento de Languiño



Trabajo Final de Licenciatura de: Silvia B. Chavez
Director: Luis Fauqué

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. U.B.A.
Diciembre de 2001

769

INDICE

<u>1</u>	<u>INTRODUCCIÓN</u>	<u>4</u>
1.1	OBJETIVOS	4
1.2	UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	4
1.3	NATURALEZA DEL TRABAJO	7
1.4	INVESTIGACIONES ANTERIORES	7
<u>2</u>	<u>GEOGRAFÍA</u>	<u>10</u>
2.1	OROGRAFÍA	10
2.2	HIDROGRAFÍA	11
2.3	CLIMA	12
2.4	SUELOS, VEGETACIÓN Y FAUNA	14
2.5	POBLACIÓN	15
2.6	VÍAS DE COMUNICACIÓN Y TRANSPORTE	15
2.7	RECURSOS DE LA REGIÓN	16
<u>3</u>	<u>GEOLOGIA</u>	<u>17</u>
3.1	PRECÁMBRICO Y/O PALEOZOICO	17
3.1.1	FORMACIÓN CUSHAMEN (VOLKHEIMER, 1964). PRECÁMBRICO - PALEOZOICO INFERIOR	17
3.1.2	FORMACIÓN NOTAO (TURNER, 1983). PALEOZOICO INFERIOR	19
3.2	PALEOZOICO	23
3.2.1	GRUPO TEPUEL (SUERO, 1948). CARBONÍFERO – PÉRMICO	23
3.3	MESOZOICO	29
3.3.1	FOMACIÓN LONCO TRAPIAL (LESTA Y FERELLO, 1972). JURÁSICO MEDIO.	29
3.3.2	FORMACIÓN CAÑADÓN ASFALTO (STIPANICIC ET AL, 1968). JURÁSICO MEDIO-SUPERIOR	33

3.4	CENOZOICO. TERCIARIO	39
3.4.1	FORMACIÓN LA CAUTIVA (FRANCHI Y PAGE, 1980). PALEÓGENO	39
3.4.2	FORMACIÓN EL MIRADOR (VOLKHEIMER, 1964). MIOCENO SUPERIOR	43
3.4.3	FORMACIÓN EPULEF (TURNER, 1983). PLIOCENO	46
3.5	CENOZOICO. CUATERNARIO	49
3.5.1	DEPÓSITOS PEDEMONTANOS Y PEDEMONTANOS DISTALES. PLEISTOCENO- ACTUAL.	49
3.5.2	DEPÓSITOS SALINOS. HOLOCENO	51
3.5.3	CORDONES LITORALES PSEFÍTICOS. HOLOCENO	52
3.5.4	DEPÓSITOS DE REMOCIÓN EN MASA. HOLOCENO	53
3.5.5	DEPÓSITOS DEL ABANICO ALUVIAL DEL MALLÍN DE LA ALDEA EPULEF. HOLOCENO	54
3.5.6	DEPÓSITOS ALUVIALES. HOLOCENO	55
<u>4</u>	<u>TECTÓNICA</u>	<u>57</u>
4.1	ANTECEDENTES	57
4.2	RASGOS ESTRUCTURALES	58
4.3	EVOLUCIÓN TECTÓNICA	60
<u>5</u>	<u>GEOMORFOLOGÍA</u>	<u>62</u>
5.1	INTRODUCCIÓN	62
5.2	CADENAS SERRANAS	62
5.3	CUENCAS O DEPRESIONES TECTÓNICAS	66
<u>6</u>	<u>HISTORIA GEOLÓGICA</u>	<u>68</u>
<u>7</u>	<u>BIBLIOGRAFÍA</u>	<u>71</u>
<u>8</u>	<u>ANEXOS</u>	<u>83</u>
8.1	MUESTREO	83
8.1.1	DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA	83

8.1.2	DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA	97
8.2	FOTOS	105
8.3	MAPA GEOLÓGICO	116
9	<u>AGRADECIMIENTOS</u>	<u>117</u>

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivos

El objetivo del presente trabajo es dar cumplimiento a la disposición del 1° de octubre de 1973 "Reglamento de Trabajo Final de Licenciatura" del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, para optar por el título de Licenciada en Ciencias Geológicas.

1.2 Ubicación del área de estudio

La zona de estudio abarca un sector del Chubut central que incluye el tramo sur de las Sierras de Colán Conhué y Cutancunue, y el valle que las separa denominado Valle del Cacique o de Epulef.

El área de estudio se ubica en el centro-oeste de la provincia del Chubut, en el Departamento Languiño. Está delimitada por los paralelos 43°03' y 43°26' LS, y los meridianos 69°24' y 69°57' LO (Fig. 1), y cubre aproximadamente un área de 2.400 km².

Se enmarca en la Provincia Geológica de Los Patagónides, unidad morfoestructural que se extiende desde el río Limay hasta el codo del río Senguerr. La que posee dos subunidades: a) Precordillera Patagónica y b) Bernárdides. Como puede verse en la Figura 2, la zona de estudio se encuentra dentro de los límites de la subunidad de Precordillera Patagónica (Ramos, V. A. 1999).

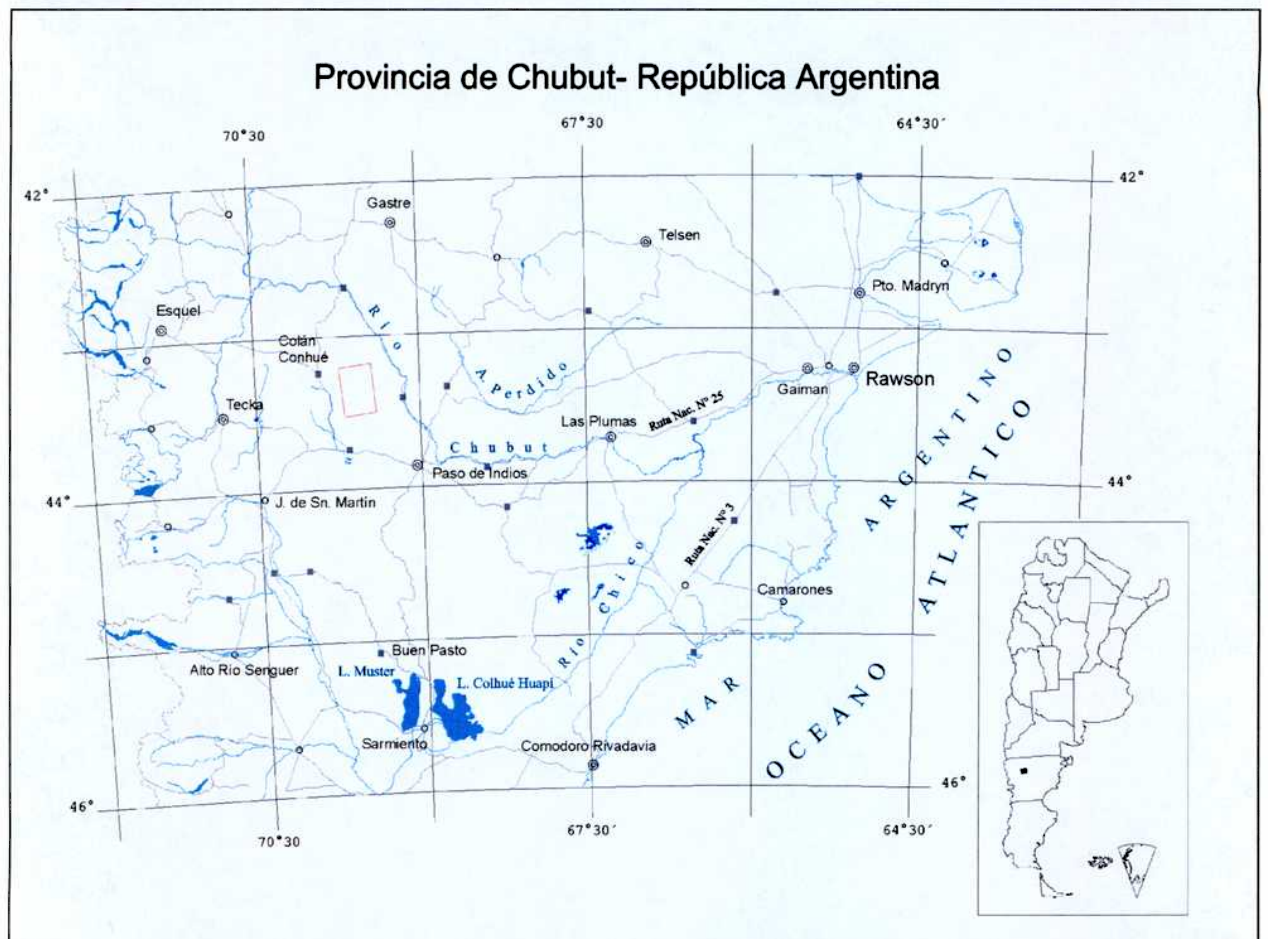
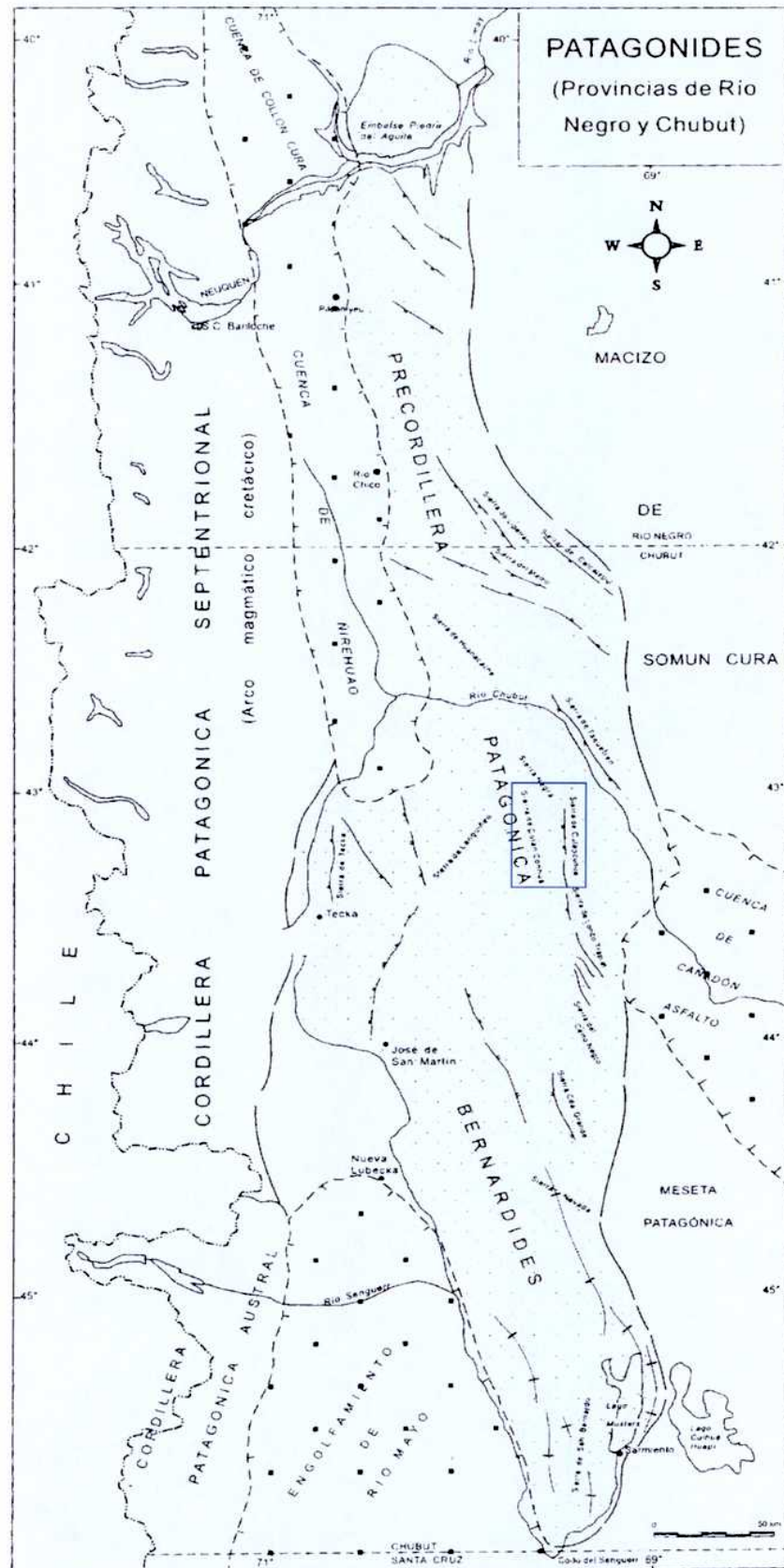


Figura 1



(Ramos, 1999)

Figura 2

1.3 Naturaleza del trabajo

La confección del presente trabajo involucró tres etapas:

a) Trabajo de gabinete inicial: consistió en la recopilación bibliográfica, material planimétrico, fotografías aéreas e imagen satelitaria. Síntesis estratigráfica y confección del mapa de recopilación previo. Para la elaboración del mapa previo, se contó con una imagen Landsat TM (bandas 7, 4) a escala 1:100.000, y fotos aéreas a escala 1:50.000.

b) Trabajo de campo: incluyó toma de muestras de las distintas unidades, notas y observaciones de campo, toma de fotografías, interpretación de paisaje y confección del mapa geológico.

El método de levantamiento fue el expeditivo; la mayor parte del recorrido fue realizado a pie, si bien para recorrer la Sierra de Cutuncunue se contó con caballos facilitados por el intendente de la Aldea Epulef.

c) Trabajo de gabinete final: la información obtenida en el campo, se volcó a un mapa a escala 1:75.000 y se confeccionó su memoria correspondiente. También se realizaron descripciones de 15 cortes petrográficos y de 38 muestras de mano.

1.4 Investigaciones anteriores

Desde principios de siglo se realizaron en la zona, estudios regionales o puntuales (de detalle), que brindaron importantes aportes estratigráficos y de interpretación estructural.

Una primera interpretación general de la geología y la estructura de la región de Patagonia ubicada entre los paralelos 41° a 44° LS y los meridianos 69° a 71° LO, fue realizada por Groeber (1942). Suero (1948,1952) describió sedimentitas carboníferas halladas en la Cuenca de Pampa de Agnia.

Con observaciones de la geología y estructura de la Sierra de Lonco Trapial, Díaz (1948) confeccionó un mapa a escala 1:100.000.

Feruglio (1949,1950) aportó datos en sus trabajos sobre geología de la Patagonia. Groeber (1954) se refiere a la Serie Andesítica Patagónica. En el departamento de Cushamen, Volkheimer (1964), describe a las rocas que conformarían la formación homónima.

En diferentes tramos del río Chubut, Petersen (1946), Volkheimer (1965) y Stipanovic et al. (1968) describieron ampliamente la geología presente.

Robbiano (1971) confeccionó un perfil de la sierra de Lonco Trapial. Lesta y Ferello (1972) realizaron una descripción general de la geología de la región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz.

En el sector occidental del Macizo Patagónico, Coira et al. (1975) interpretaron dos sistemas de fracturación dominantes: el "Sistema Gastre" y el "Sistema Comallo"

Detalles importantes para determinar elementos del carbonífero-pérmico fueron aportados por González, et al (1972) y Amos et al (1973).

Turner (1983) designa formalmente, de acuerdo al código de nomenclatura estratigráfica, al granito Notao como una unidad, y describe por primera vez los basaltos de Epulef. Cabe mencionar también los Trabajos Finales de Licenciatura de: Dubois (1974) y Vázquez (1974), cuyos aportes fueron incorporados al informe de la Hoja 44d, Colón Conhué.

Page et al (1984) redefinieron a las sedimentitas carboníferas del Grupo Tepuel, y la interpretación del ambiente deposicional de las mismas fue hecha por López Gamundi y Limarino (1984).

Lineamientos de la evolución tectónica de la cordillera patagónica y de la patagonia extraandina fueron dados por Ramos (1983).

Figari y Courtade (1993) caracterizaron la cuenca de depositación y evolución tectosedimentaria de los elementos que integran la Formación Cañadón Asfalto. En tanto, Cabaleri y Armella (1997) definieron las condiciones ambientales de esta asociación volcano – sedimentaria.

Nombrar a todos los autores que aportaron conocimientos en esta zona, sería muy extenso y cabe la posibilidad de olvidar alguno de ellos. Sin embargo, merecen una mención particular los trabajos realizados por el Servicio Geológico Minero Argentino (otrora Dirección Nacional del Servicio Geológico) por el levantamiento geológico realizado en sus programas de Cartas Geológicas a escala 1: 200.000 y, actualmente, 1: 250.000, de la provincia del Chubut.

2 GEOGRAFÍA

2.1 Orografía

En la zona estudiada dominan dos unidades orográficas, Sierra de Cutancunue, siendo esta la más extensa, y la Sierra de Colán Conhué; aproximadamente paralelas y dispuestas con dirección meridional.

La Sierra de Cutancunue posee un perfil asimétrico, cuya pendiente occidental es más abrupta que la oriental. En cambio la Sierra de Colán Conhué, igualmente asimétrica, presenta su pendiente occidental más tendida que la oriental.

Ambas están separadas por una depresión, que se ensancha hacia el sur, conocida como Valle del Cacique o de Epulef, con una altitud cercana a los 1.000 metros. Hacia el sur el Valle del Cacique confluye con otra depresión conocida como Mallín Blanco, ubicada entre la sierras de Languíneo y Cutancunue.

La máxima altura de la comarca se encuentra en la Sierra de Cutancunue, con una altitud de 1.885 metros en el Cerro Calfunquira. En el noroeste del Valle del Cacique se destaca dentro de la depresión una loma llamada Loma Guacha con 1.126 metros de altura.

En el Cerro Puntudo de Gendarmería, el más alto de la Sierra de Colán Conhué, se sitúa el Punto Trigonométrico, (I.G.M) I-1164, con una cota de 1236 metros.

2.2 Hidrografía

Los ríos y arroyos de la comarca en su mayoría de régimen estacional y torrencial, desaparecen por infiltración en las depresiones. Hay escasas vertientes, siendo estas más abundantes en la pendiente occidental de la Sierra de Cutancunue.

Al norte de la depresión del Valle del Cacique existe un par de lagunas salobres, denominadas "Dos Lagunas", que actúa como nivel de base de los cursos que desaguan: el sector norte de las laderas occidental de la Sierra de Cutancunue y oriental de la Sierra de Colán Conhué, y los que fluyen por la depresión homónima.

En el sureste de la zona de estudio se localiza la cuenca de Mallín Blanco, que recibe los aportes de los cursos de la ladera occidental de la Sierra de Colán Conhué, del Mallín Colán Conhué como del sector sur de la ladera occidental de la Sierra de Cutancunue.

La red fluvial que drena la zona, integraba inicialmente dos cuencas centrípetas independientes que tenían como niveles de base a las Dos Lagunas y a la laguna de Agnia (se encuentra al sur de la zona de estudio). La evolución posterior del paisaje integra el extremo sur de la cuenca de las Dos Lagunas a la cuenca de la laguna de Agnia, a través de la depresión del Mallín Blanco.

El curso principal, de carácter efímero, se localiza en el Valle del Cacique o Epulef, con cabeceras en las Sierras de Cutancunue y Colán Conhué, que fluye hacia el sur para unirse en la depresión Mallín Blanco, con el curso que por ella corre.

El río principal, de régimen permanente, más cercano a la zona de estudio, aunque fuera de esta, es el río Chubut, localizado a 3 km al este aproximadamente. El mismo es alóctono y de avenamiento atlántico.

2.3 Clima

La zona de estudio se enmarca en una región de clima continental semiárido patagónico.

El factor más importante que incide sobre las condiciones semiáridas de la región es el viento seco que sopla del oeste; el mismo lo hace durante todo el año y regula las escasas precipitaciones. La costa atlántica no ejerce influencia sensible, debido tal vez a la elevación de la meseta sobre el nivel del mar.

Las quebradas protegidas del viento presentan microclimas más benignos, que permiten el crecimiento de vegetación más variada.

En cuanto a la temperatura, sólo las estaciones de verano e invierno están bien definidas, en tanto que las de primavera y otoño son sumamente breves.

El verano es caluroso a fresco y se caracteriza por la extensa duración del día. La temperatura media de enero, el mes más caluroso, es de 19° C.

En invierno, a los días muchos más cortos se le suma un importante descenso de la temperatura. La temperatura media en julio es de 4,3° C.

Es marcada la amplitud térmica diaria que se registra tanto en invierno como en verano, cuyos rangos oscilan en 27° C en verano y 25° C en invierno, aproximadamente.

Los vientos húmedos, que se originan en el Océano Pacífico, cuando llegan a la cordillera (que hace de barrera orográfica) descargan su humedad en ella (del lado chileno) pasando al lado argentino como vientos secos y cálidos ya que se calientan adiabáticamente. La poca humedad que logran conservar, se traduce en escasas precipitaciones.

Son frecuentes también vientos que soplan del noroeste y sudoeste.

Las precipitaciones, en general escasas, son del tipo estacional. Pobres en verano y abundantes a fines de otoño e invierno.

Las nevadas están presentes desde marzo a fines de agosto. El deshielo comienza generalmente de manera súbita en septiembre, en los sectores que se hallan por encima de los 1000 metros, coincidiendo así con las primeras lluvias originando el escurrimiento superficial esperado por los pobladores.

Tabla 1. Precipitación total (en mm).

Mes / Año	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
Enero	1,1	s/d	12	3	10	1	10
Febrero	7	s/d	41	8	4	s/d	0
Marzo	8	s/d	76	13	38,1	s/d	8
Abril	6	s/d	42	12,7	24,1	0,9	7,1
Mayo	11	s/d	23	36		20,1	23
Junio	21	s/d	59	15,3	20,2	43,1	2
Julio	10	11	9	0	0,1	s/d	s/d
Agosto	s/d	13	28	4	12,1	17,3	16,6
Setiembre	s/d	2	23	0		55,5	s/d
Octubre	s/d	14	44	0,8	13,8	27	s/d
Noviembre	s/d	0	8	12	32,7	0,6	s/t
Diciembre	s/d	16	6	0,9	0,5	0	s/t
Anual	64,1	56	371	105,7	155,6	165,5	66,7

S/d = sin datos s/t = sin toma

Las lluvias se producen en los meses de septiembre y octubre y las heladas casi diarias entre mayo y septiembre.

Como puede verse en la Tabla 1, las precipitaciones son escasas, no superando los 200 mm anuales. Lo común es la gran deficiencia que llega, a veces, a 600 mm anuales (Chiozza et al, 1958).

La Estación Meteorológica más cercana es la de Paso del Indios, de la cual se obtuvieron datos de precipitaciones y temperaturas del período 1995-2001(Tabla 1).

2.4 Suelos, Vegetación y Fauna

Según Vitulich (1975) los suelos, en el sector de estudio, se caracterizan por la falta de horizontes genéticos; producto del bajo régimen de precipitaciones. Los mismos se generaron por aporte de material autóctono, liberado in situ por efecto de la meteorización, y de material alóctono proveniente de cenizas de los últimos eventos volcánicos de la zona. Estos materiales varían en su granulometría desde arena hasta grava, siendo principalmente de composición volcánica.

El autor antes citado determinó 5 grupos de suelos, a saber: Litosoles, Regosoles, Aluviales, Orgánicos y Solonchaks. Siendo los Aluviales los más importantes ya que en ellos se encuentran la totalidad de los pastos naturales, necesarios para la actividad ganadera.

El tipo de vegetación predominante es el de la estepa patagónica. Una vegetación fuertemente xerófila, rala, baja y arbustiva (Cabrera A., 1958).

En los sectores altos el arbusto ampliamente distribuido es el "Neneo" (*Milinum spinosum*), también se encuentra "Leña de piedra" y "Coirón" (gramínea que representa el principal alimento del ganado lanar).

En los valles y bajos reparados prospera el "Calafate" junto con el "Molle" y la "Algarrobilla".

Se encuentran además Mamuel Choique, Charcas, Colapiche, Quilimbay y Bérberis entre otras especies.

En los mallines, bajos con humedad y en los bordes de los ríos se desenvuelve una comunidad integrada por ciperáceas, juncáceas y gramíneas.

La fauna es la típica de la Patagonia, restringida por la altura y los factores humanos. Hay zorros colorados, guanacos, choique (avestruz petiso de la Patagonia), piches y lechuzas (Gollan J. S., 1958).

2.5 Población

En general los habitantes se hallan dispersos ocupando puestos o viviendas transitorias, dedicados al cuidado del ganado ovino y caprino durante la estación de clima favorable (veranadas).

Dos centros escasamente poblados nuclean el mayor porcentaje de la población de la zona, Colán Conhué y Aldea Mariano Epulef.

La localidad más importante es la de Colán Conhué; ubicada sobre la ruta nacional N° 25, a 8 km al oeste de la sierra homónima. Cuenta con intendencia, comisaría, escuela, almacén y puesto sanitario.

En el Valle del Cacique, en el extremo sureste del faldeo oriental de la Sierra de Colán Conhué, se encuentra la Aldea Mariano Epulef. Poblado que se formó alrededor de la escuela “Mariano Epulef”, compuesto por aborígenes Mapuches, Puelches y Tehuelches desplazados del valle del río Neuquén alrededor de 1924, y a quienes se les otorgó un área de 28 leguas cuadradas en la Sierra de Colán Conhué e inmediaciones.

La Aldea Mariano Epulef tiene luz eléctrica (por generadores), y se pueden encontrar pequeños almacenes.

2.6 Vías de comunicación y transporte

A la localidad de Colán Conhué se accede por la ruta nacional N° 25, la cual une Rawson con la ruta nacional N° 40 que lleva a Esquel. Se ubica a 129 km de la localidad de Paso de Indios y a 82 km del cruce de las rutas nacionales N° 40 y 25. Se puede llegar hasta allí con ómnibus de larga distancia, que une Trelew-Rawson con Esquel.

A la zona de estudio se accede por un camino de tierra que se empalma a la ruta nacional N° 25 y lleva a la aldea Epulef. El acceso debe hacerse con movilidad propia.

En las zonas bajas hay varios caminos secundarios y huellas, algunos pueden ser transitados con vehículos.

En las sierras hay numerosas sendas, las que mayoritariamente sólo se pueden recorrer a caballo o a pie.

2.7 Recursos de la región

Las condiciones semiáridas son el factor limitante para las condiciones de vida de los habitantes de la región, ya que como consecuencia de ello sus recursos son pobres y limitados.

La principal actividad humana se basa en la cría de ganado ovino, el que se alimenta de pastos duros de calidad regular a mala. Las pasturas son más abundantes en la ladera occidental de la Sierra de Cutancunue, por la mayor precipitación y presencia de mejores pastos.

También se cría ganado caprino, pero en mucha menor proporción. El ganado vacuno es muy escaso, al igual que el equino.

El medio de subsistencia se basa en la comercialización de la lana, y en menor medida de cueros. Otro de los productos de la zona son los tejidos artesanales que realizan principalmente las mujeres.

Se realizan además cultivos de hortalizas en reparo de árboles, como álamos y mimbres, por las heladas.

Los recursos mineros, son muy escasos. En la Sierra de Colán Conhué existen canteras de lajas, que en la actualidad no son explotadas.

3 GEOLOGIA

3.1 Precámbrico y/o Paleozoico

3.1.1 Formación Cushamen (Volkheimer, 1964). Precámbrico - Paleozoico inferior

Antecedentes

El primero en describir estas rocas fue Volkheimer (1964) en la zona extrandina del departamento de Cushamen, a 7 km al oeste de la confluencia de los arroyos Ñorquincó y Cushamen, como un complejo de metasedimentitas compuesto de micacitas, filitas cuarzosas y metacuarcitas que pueden presentar zonas migmatizadas.

En trabajos de tipo regional o de síntesis muchos autores hicieron importantes aportes en relación a esta unidad, pueden citarse entre otros: Feruglio (1949), Dessanti (1972), Ravazzoli y Sesana (1977), González Bonorino (1979), González Díaz y Nullo (1980), Caminos y Llambias (1984), Dalla Salda et al. (1990, 1992, 1994).

Distribución areal

La Formación Cushamen constituye la entidad más antigua de la comarca, aflora en el extremo austral de la ladera occidental de la Sierra de Cutuncunue, a la latitud de Aldea Epulef, en dos fajas meridianas, la más oriental tiene 5 km de longitud y 1 km de ancho mientras que la occidental, ubicada casi en el borde de la sierra, tiene una longitud de 3 km y un ancho similar al anterior.

Litología

Está compuesta por rocas metamórficas: esquistos, filitas y transiciones entre ellas; en general de color verdoso.

Los esquistos son de grano mediano a fino, dispuestos en camadas de pocos centímetros de espesor, poco foliados. En rasgos generales a medida que se acerca al granito Notao, disminuye la foliación pasando gradualmente a textura granoblástica de grano fino.

En corte se observa textura semibandeada con porfiroblastos de cuarzo y feldespatos que presentan colas de presión asimétricas. Los feldespatos, parcialmente sericitizados, poseen maclas de Carlsbad y zonación, lo que indicaría un posible protolito ígneo. En tanto el cuarzo con extinciones ondulosas y estructura de manto y corona, indica recrystalización dinámica. La matriz de grano fino, compuesta por laminas flexuradas de micas, se amoldan a la forma de los porfiroblastos o se ubican en las colas de presión. Epidoto, apatita, biotita con pasaje a clorita y titanita, representan los accesorios.

Las filitas son de tonalidad algo más oscura que los esquistos, macizas y de grano muy fino, predominantemente micáceas con cuarzo subordinado y con foliación.

Los afloramientos presentan un denso diaclamamiento (foto 1), y cerca del contacto con la roca granítica (Granito Notao) las metamorfitas están atravesadas por venas y venillas de cuarzo que no superan los 10 cm de ancho, productos del emplazamiento del granito Notao.

En el área de estudio el grado de metamorfismo observado, facies de esquistos verdes alta (muestra 32), es mayor al que presentan los afloramientos de la Formación Cushamen en el Macizo Nordpatagónico.

Relación estratigráfica

Esta unidad está intruida por el Granito Notao (en principio eo/paleozoico).

Edad y correlaciones

Muchos de los autores que mencionan esta unidad en sus trabajos, entre ellos: Groeber (1942), Petersen (1946), Feruglio (1949), Volkheimer (1964), Stipanovic et al (1968), Proserpio (1978), Volkheimer y Lage (1981), Turner (1983) y Silva Nieto (1999) la ubican desde el Precámbrico hasta el Paleozoico inferior.

Una datación radimétrica K- Ar, hecha por Ravazzoli (1977) sobre una micacita, da un valor de 300 M.a (Carbonífero inferior). Esta edad no coincide con las relaciones estratigráficas presentes y se interpreta como producto del recalentamiento sufrido por esta unidad durante el emplazamiento del Granito Notao.

Según las relaciones estratigráficas observadas en la zona se coincide con los autores antes citados. Las metamorfitas representan la roca de caja de los granitos, pudiendo ser su edad desde Precámbrica hasta Paleozoica inferior.

3.1.2 Formación Notao (Turner, 1983). Paleozoico inferior

Antecedentes

El Granito Notao fue definido formalmente por Turner (1983). Robiano (1971) definió un granito similar al sureste de la zona de estudio, en la quebrada de El Córdoba (al sur de Cajón de Ginebra Chico), como Granito Catreleo.

Distribución areal

Asoma como un intrusivo granítico con orientación meridiana en dos afloramientos en la ladera occidental de la Sierra de Cutancunue. El más septentrional frente a la Loma Guacha de 7 km de largo y 5 km de ancho, el más austral ubicado 4 km más al sur se extiende hasta el límite sur del área de estudio con un ancho máximo de 6 km.

Litología

El plutón es esencialmente granítico, predominando los granitos rosados con textura granosa gruesa a mediana, seguidos por los granitos porfirídeos de color rosado a blanquecino; en menor proporción los de textura granosa fina y está escasamente representada la variedad pegmatítica.

En los de textura gruesa se pueden observar cristales de: feldespato potásico de hasta 2cm de longitud, biotita agrupadas en nidos de 1cm y cuarzo en menor tamaño.

El plutón presenta efectos de deformación. Se pudo diferenciar una deformación dúctil evidenciada por redondeamientos y flexuras de los cristales de feldespatos y maclas de albita que culminan en punta (muestra 25) asociadas a fajas de cizallas discontinuas producidas al momento del emplazamiento del plutón. La deformación frágil, producto del fallamiento que elevó la Sierra de Cutancunue y que generó zonas de cataclásis se evidencia por ruptura y deformación de cristales de cuarzo, como por el denso diaclasamiento presente.

Todo el granito está muy alterado, es difícil obtener muestras frescas ya que las mismas se deshacen fácilmente.

La unidad está atravesada por diques, de escasa potencia y longitud, de: pegmatitas, aplitas y cuarzo lechoso. Se han observado dentro del granito, colgajos de la Formación Cushamen (roca de caja) con sus bordes parcialmente granitizados.

Relación estratigráfica

En la Sierra de Cutancunue el Granito Notao intruye a los esquistos y filitas de la Formación Cushamen y es cubierto discordantemente por las vulcanitas de la Formación Lonco Trapial (Jurásico medio) y por la Formación El Mirador (Mioceno superior).

Sin embargo, al suroeste de la zona de estudio, en la quebrada del El Córdoba, se observa que sobre el granito apoyan discordantemente las sedimentitas del Grupo Tepuel de edad carbonífera-pérmica (Nullo, 1983).

Edad y correlaciones

Al granito Notao se le asignaron distintas edades, según los diferentes autores. Díaz (1948) lo consideró basamento y de edad anterior al Carbonífero. Feruglio (1949) y Stipanovic (1968) lo ubicaron en el Precámbrico. Luego Ugarte (1966) asignó a estas rocas una edad pérmica superior.

Herbst (1966) le asignó edad prepaleozoica y Lesta (1969) la ubicó en el Paleozoico inferior. Esta última edad es compartida por Robiano (1971), Lesta y Ferello (1972), Nullo (1983), Turner (1983) y Silva Nieto (1999).

Lesta y Ferello (1972) y Turner (1973) correlacionaron al Granito Notao con el Granito Catreleo.

Algunos autores proponen un criterio basado en la deformación, para separar los granitos del Paleozoico inferior de los del superior. Caminos et al. (1984) en base a los fenómenos de cataclásis que presentan rocas de la Formación Mamil Choique en la Sierra del Medio, al norte de área de estudio y correlacionables a la Formación Notao, infirieron que son pre-carboníferas pues las comparan con rocas de edad carbonífera del Macizo Norpatagónico que no presentan, en general, texturas cataclásticas.

Existe en la bibliografía un amplio rango de edades radimétricas comprendidas entre el Ordovícico y el Mesozoico temprano.

Una datación radimétrica hecha por Silva Nieto (1999) sobre una muestra de granito porfiroide de la Formación Notao obtenida en proximidades al Puesto Palquipán, da un valor de 340 +/- 20 Ma, Carbonífero inferior.

Dalla Salda et al. (1999) por una datación Rb-Sr de la granodiorita de Mamil Choique menciona un valor de 439 ± 10 Ma. (Ordovícico-Silúrico).

González et al. (1999) sugieren para la Formación Mamil Choique una edad ordovícica, interpretando que edades más jóvenes obtenidas por dataciones radimétricas no indicarían edad de cristalización sino recalentamiento sufrido por efectos de intrusión de granitoides del Paleozoico superior.

De acuerdo a las relaciones estratigráficas observadas en la zona de estudio, el granito Notao es posterior a las metamorfitas de la Formación Cushamen, que actúa como roca de caja del granito. Por otro lado, si consideramos que el granito Notao es correlacionable con el granito Catreleo, se habría emplazado con anterioridad al Grupo Tepuel; pues éste cubre discordantemente al último granito citado.

Por lo antes expuesto y coincidiendo con los autores antes mencionados, se considera al Granito Notao de edad paleozoica inferior, posiblemente ordovícico-silúrica.

3.2 Paleozoico

3.2.1 Grupo Tepuel (Suero, 1948). Carbonífero – Pérmico

Antecedentes:

Estos depósitos fueron reconocidos por Pianitzky (1933, 1936). También fueron descriptos por otros autores en diferentes áreas de la Cuenca Patagónica: Suero (1948) los denominó como Sistema de Tepuel, Perrot (1960) mantuvo la denominación y los dividió en parte Inferior y Superior. Freytes (1971). Lesta y Ferello (1972) le asignaron a las divisiones de Perrot los nombres de Formación Pampa de Tepuel y Formación Mojón de Hierro respectivamente, utilizando la presencia de niveles tilloides como criterio de separación. López Gamundi y Limarino (1984) realizaron una interpretación del ambiente sedimentario deposicional.

Suero (1948)	Freytes (1971)	Lesta y Ferello (1972)	Franchi y Page (1980)	Page et al (1984)
Parte superior	Formación Mojón de Hierro	Formación Mojón de Hierro	Sección superior	Formación Mojón de Hierro
			Sección media	Formación Pampa de Tepuel
Parte inferior	Formación Pampa de Tepuel	Formación Pampa de Tepuel	Sección inferior	Formación Jaramillo

Page et al (1984)

Cuadro 1

Page et al. (1984) dividieron al Grupo en tres formaciones: a) Jaramillo, b) Pampa de Tepuel y c) Mojón de Hierro, utilizando como base las características litológicas ambientales del conjunto.

Las equivalencias de las distintas divisiones estratigráficas se detallan en el Cuadro 1 (Page et al, 1984).

Distribución areal

El Grupo Tepuel aflora en el extremo septentrional de la ladera oriental de la Sierra de Colán Conhué, al suroeste de Dos Lagunas, como un cuerpo de 6,5 km de largo y 5 km de ancho.

Litología

En el área de estudio no se ha podido encontrar elementos que permitan distinguir las diferentes formaciones en que ha sido dividido el grupo, por ello se designa a los afloramientos como Grupo Tepuel.

El Grupo Tepuel es una secuencia clástica, de granulometría variada y en general de color gris verdoso. Las areniscas presentan granulometría gruesa a fina, con pobre selección, como estructuras sedimentarias poseen ondulitas y laminación entrecruzada. Los conglomerados son polimícticos con clastos de hasta 20 cm de diámetro, angulosos a subangulosos. Las pelitas y lutitas poseen tonalidades más oscuras.

El perfil tipo de la secuencia se encuentra fuera del área de estudio, en la Sierra de Tepuel; las características de cada sección, se muestran en el siguiente cuadro (Page et al, 1984):

SECCION	LITOLOGÍA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	CONTENIDO PALEONTOLOGICO	ESPEJOR
SUPERIOR	Areniscas (pelitas) (pelitas)	Entrecruzamiento Ondulitas Laminación	Restos de invertebrados Y vegetales	500 m
MEDIA	Pelitas Fangolitas guijarrosas Diamictitas Areniscas (conglomerado s) (calizas)	Laminación Macizas Masas de arena deformadas Ondulitas	Abundantes restos de invertebrados e intensa bioturbación.	2900 m
INFERIOR	Areniscas (pelitas)	Macizas	Vegetales mal conservados	1000 m

Page et al (1984)

Cuadro 2

La sección inferior se caracteriza por el predominio de las areniscas medianas a gruesas macizas, y por el bajo porcentaje de conglomerados (orto y/o paraconglomerados). Es pobre en estructuras sedimentarias.

La sección media presenta gran heterogeneidad granulométrica, se compone de: pelitas, fangolitas, diamictitas, areniscas finas a medianas, ortoconglomerados y algunas calizas. Estas litologías se distribuyen en determinados arreglos que se repiten verticalmente en forma cíclica.

En tanto la sección superior está formada por areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada y ondulitas, presenta algunos niveles de calizas en la parte basal.

Al oeste de las Dos Lagunas afloran areniscas cuarcíticas de grano grueso a mediano de color blanquecino a amarillento, compactas y macizas, bien estratificadas en bancos de 0,50 cm de potencia, que se asimilaran a la sección superior del Grupo Tepuel.

Estructura

Tanto en la sección superior como en la media se presentan estructuras sedimentarias, como ser: maciza, entrecruzamiento, laminación y ondulitas.

Ambiente sedimentario y/o volcánico

Los diferentes autores coinciden en que la secuencia se depositó en un ambiente marino con influencia continental.

López Gamundi y Limarino (1984), por estudios de interpretación de ambientes sedimentarios, y Page et al (1984) llegaron a la conclusión del predominio del ambiente marino y la evolución hacia la continentalización expresado en el carácter granocreciente de la secuencia.

La Formación Pampa de Tepuel representa los términos de mayor profundidad, depósitos de un ambiente de abanico submarino donde los niveles psefíticos serían las facies de canal. La Formación Jaramillo representa el ambiente litoral y la Formación Mojón de Hierro indicaría la culminación de la progradación con indicios de depósitos continentales con restos de plantas.

Los depósitos diamictíticos son interpretados, por los autores antes mencionados, como productos de flujos de detritos. Y sugieren que la presencia de clastos estriados en estos depósitos y la contemporaneidad de los mismos con otros depósitos de origen glaciario indican que la glaciación gondwánica influyó en forma indirecta sobre los depósitos del Grupo Tepuel.

Espesor

El perfil tipo ubicado en la Sierra de Tepuel tiene 4.500 m, aproximadamente.

En la zona de estudio Turner (1983) estimó una potencia de 1.200 m.

Paleontología

Es importante el contenido paleontológico que posee las sedimentitas del Grupo Tepuel, tanto desde el punto de vista sistemático, como cronológico y de correlación con otras cuencas.

Aportes importantes fueron realizados por muchos autores, entre los que se pueden mencionar a Amos et al. (1973), González et al. (1972), etc.

Fueron encontradas faunas de: *Cnidaria*, *Bryozoa*, *Brachiopoda*, *Calypstomatida*, *Bivalvia*, *Gastropoda*, *Cephalopoda*, *Trilobita* y *Ostracoda*. Como así también, flora de: *Archaeosigilaria*, *Lepidophlois*, *Glossoptoris*, *Gangamopteris*, *Asterotheca*, etc. (Amos et al., 1973).

Relación estratigráfica

En el área de estudio el Grupo Tepuel es cubierto discordantemente por vulcanitas de la Formación La Cautiva al oeste de Dos Lagunas, en la Sierra de Colán Conhué.

Su base puede observarse al sur del área de estudio, en la Quebrada de El Córdoba, (Sierra de Lonco Trapial), donde yace sobre granitos eopaleozoicos equivalentes a la Formación Notao. Al oeste del área estudiada, en el flanco occidental de la Sierra de Languiño, es intruido por granitos de edad terciaria, Formación Tapera de Burgos (Spikerman et al., 1994).

Edad y correlaciones

La fauna carbonífero-pérmica de la Argentina es tema de varios estudios en diferentes cuencas del país. Así se determinó la base del Carbonífero por la presencia de Protocanites en la Cuenca del Río Blanco (Scalabrini Ortiz, 1972), y el techo por presencia de fauna en Pampa de Agnia y su transición al Pérmico continental en la Región de Nueva Lubecka.

La edad del Grupo Tepuel, ha sido determinada por su contenido paleontológico.

La Zona de *Levipustula* determina la base, caracterizada por *Levipustula levis* Max, de edad Westphaliana (Carbónífero superior); y la Zona de *Cancrinella*, el techo, con *C. cf. Farleyensis*, que indica edad Pérmico inferior. Amos et al. (1973).

Se considera que toda la pila sedimentaria, en el área de estudio, abarca desde el Carbonífero superior hasta el Pérmico inferior.

3.3 Mesozoico

3.3.1 Formación Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972). Jurásico medio.

Antecedentes

Piatnitzky (1936) en su descripción geológica de la región del río Chubut y del río Genoa, menciona elementos de esta unidad. Feruglio (1949) consideró a sus componentes como la parte inferior del Complejo de la Sierra de Olte.

Lesta y Ferello (1972) definieron al Grupo Lonco Trapial, compuesto por tres formaciones: Cañadón Puelman, Cajón de Ginebra y Cerro Carnerero; coincidiendo con las descripciones hechas por Robbiano (1971), que consideró a la primera como exponente de una facies volcánicas y a las restantes como facies clásticas, de un mismo ciclo efusivo y sedimentario.

Nullo y Proserpio (1975), por criterios litoestratigráficos, recategorizaron las unidades considerando al Grupo como Formación y a las Formaciones como Miembros.

Quedando así la Formación Lonco Trapial compuesta por 3 miembros: Pampa de Agnia, Cerro Carnerero y Cajón de Ginebra. Este criterio fue seguido por Turner (1983) en la Hoja Colán Conhué y Silva Nieto (1999).

Distribución areal

En el área de estudio, la Formación Lonco Trapial se presenta como un amplio afloramiento, desde el Cerro Boquete hasta los límites este y sur de la zona de estudio, constituyendo el cuerpo principal del sector austral de la Sierra de Cutancunue.

Litología

La Formación Lonco Trapial constituye una potente secuencia de volcanitas mesosilíceas compuestas por una facies efusiva y otra piroclástica. En el presente trabajo no se han separado las diferentes facies, mapeándose a este conjunto de volcanitas como una sola entidad.

La base se observa en la ladera occidental de la Sierra Lonco Trapial y al este de Aldea Epulef en las márgenes del cañadón homónimo (foto 2). Está integrada por una brecha de composición andesítica, que aflora en paquetes de 1-2 m, de color morado a grisáceo con 75% de clastos angulosos que varían en tamaño desde gruesos (15-40 cm) a finos 2 a 6 cm (aislados). La brecha que constituye estos tramos presenta líticos volcánicos (andesíticos) gruesos y matriz piroclástica (retrabajada) rica en cristales de plagioclasa y como cemento óxido de hierro.

Las facies lávicas, de composición predominantemente mesosilícea y en menor proporción ácida, está representada por andesitas de color gris claro, verde, rojizo o morado, de textura porfírica con fenocristales de feldespato y máficos en una pasta afanítica. Se han observado también coladas de riolita de color rosado, que muestran algo de fluidalidad.

Los depósitos piroclásticos están constituidos principalmente por potentes bancos de aglomerados volcánicos de color rojizo morado a morado, con litoclastos subangulares de andesitas, y en menor proporción tobas primarias y tobas retrabajadas.

Potentes bancos de conglomerados y brechas, representarían a las sedimentitas. Son de color gris a gris verdoso, con estratificación grosera; pueden contener bloques angulosos de andesita y basalto, de hasta un metro de diámetro, en una matriz arcillosa tobácea.

La formación es atravesada por diques y en menor medida por filones capas, de composición básica a mesosilícea. Los diques tienen en general

orientación NO-SE e inclinaciones cercanas a la vertical. Se considera que representan la facies póstuma de este volcanismo.

Una característica de la Formación Lonco Trapial es la presencia de celadonita, rellenando vesículas y recubriendo clastos de los aglomerados y brechas, que le confiere un tinte verdoso a los afloramientos.

En el flanco oriental de la Sierra de Lonco Trapial en las cabeceras de Cañadón Bagual, al sureste de la zona de estudio, Silva Nieto et al. (2001) describieron para esta unidad aglomerados, coladas y tobas. Los aglomerados tienen color rojizo a verdoso, con matriz arenosa fina, sus clastos son de composición andesítica, tiene una potencia de hasta 20 m y alternan con coladas de andesitas de hasta 10 m de potencia y en menor proporción con tobas de color verdoso a pardo rojizo. El espesor de toda esta secuencia se calculó, aproximadamente, en 450 metros.

Ambiente sedimentario y/o volcánico

La asociación de vulcanitas, piroclastitas y sedimentitas epiclásticas, nos indica un ambiente continental donde coexistían una importante actividad magmática con sedimentación clástica contemporánea.

Ramos (1983) considera estos depósitos como producto del arco magmático instalado en la Cordillera Patagónica que se extendió hacia el área extrandina, en el inicio del Ciclo Patagonídico.

Page et al. (1993) señalaron que son producto de un volcanismo generado en cámaras magmáticas de escasa profundidad con bajo porcentaje de agua y permanencia prolongada. Consideraron a estas rocas como típicas de facies de estrato volcanes de arco magmático.

Espesor

En el perfil que atraviesa la Sierra de Lonco Trapial, "El Bagual- Puesto Torres", Turner (1983) calculó un espesor de 2.000 metros.

Para Silva Nieto (1999) el espesor de toda esta secuencia es de, aproximadamente, 450 metros.

Paleontología

En tobas y tobas arenosas aflorantes en la Sierra de Taquetrén, que se encuentra al norte del área de estudio, Lizuaín y Silva Nieto (1996) hallaron restos de tallos y fragmentos de pínulas determinadas como: *Otozamites sanctas-crucis* (Feruglio), *Traumatopteris sp*, *Cladophlebis sp*, *Zamites gigas* (Lindley y Hutton), cf. *Sagenoteris sp*.

Relaciones estratigráficas

En el sector sudeste de la zona de estudio (Sierra de Cutancunue) la Formación Lonco Trapial apoya discordantemente sobre el granito de la Formación Notao (Paleozoico inferior); e infrayace en relación de discordancia angular a la Formación Cañadón Asfalto (Calloviano-Oxfordiano) y a la Formación El Mirador (Mioceno).

Fuera del área de estudio, al suroeste de la misma, en la quebrada de El Córdoba la Formación Lonco Trapial yace discordantemente sobre el Grupo Tepuel (Carbonífero-Pérmico).

Edad y correlaciones

Estratigráficamente la Formación Lonco Trapial se encuentra por encima del Carbonífero-Pérmico y por debajo del Calloviano (Jurásico medio).

No existen dudas por parte de diversos autores en ubicar a esta unidad en el Jurásico, coincidiendo muchos en que sería de edad Bathoniana- Bajocianana (Dogger).

Nullo (1983) sobre la base de correlaciones con otras unidades y de datos radimétricos, considera que la edad de su piso sería Aaleniano alto-Bajociano inferior, mientras que el techo llegaría al Oxfordiano.

Es probable que los episodios volcánicos hayan perdurado hasta el Oxfordiano por los menos.

En este trabajo se adhiere a la idea que estas rocas tienen una edad entre Aaleniano-Calloviano (Jurásico Medio) lo que es coherente con las relaciones estratigráficas observadas en la zona.

3.3.2 Formación Cañadón Asfalto (Stipanovic et al, 1968). Jurásico medio-superior

Antecedentes

Piatnitzky (1936) fue el primero en hacer descripciones parciales de la unidad al mencionar capas con presencia de Estheria. Flores (1948) las definió como Sección Esquistosa en la Serie Porfirítica. Feruglio (1949) las describió en la sección inferior del Complejo de la Sierra de Olte, compuesta por mantos de basaltos con vetas de asfaltita en la base, seguido por tobas, esquistos bituminosos y tobas finas, culminando con bancos brechosos conglomerádicos.

Stipanovic et al (1968) propusieron la denominación de Formación Cañadón Asfalto, pero sólo para los elementos sedimentarios.

Volkheimer (1969) es el primero en mencionar la presencia de calizas algáceas y algas en esta unidad.

Nullo (1983) coincidió con Feruglio (1949) e integró a la Formación Cañadón Asfalto a las rocas basálticas que están por debajo de las sedimentitas que engranan lateralmente con ellas.

Fígare y Courtade (1993) y Cortiñas (1996) caracterizaron la cuenca de depositación y su evolución tectosedimentaria.

Cabaleri y Armella (1997) y Cabaleri et al. (1999) definieron las condiciones ambientales de esta asociación volcano-sedimentaria.

Distribución areal

En el sureste de la zona de estudio, en el flanco occidental de la Sierra de Cutuncunue, en proximidades del Cerro Calavera, se observan pequeños afloramientos que en conjunto tienen una extensión de 6 km por 1,5 km de ancho.

Litología

La Formación Cañadón Asfalto es una secuencia volcanica-sedimentaria, compuesta por: limolitas calcáreas con estherias, areniscas calcáreas medianas a gruesas, areniscas medianas a gruesas con estratificación cruzada en artesa areniscas medianas con intercalación de conglomerados generalmente matriz sostén, areniscas tobáceas finas a medias con laminación, tobas finas a medias laminadas o masivas. También se encuentran calizas con laminación algal, calizas homogéneas silicificadas, calizas laminadas con escasas ondulitas y niveles pisolíticos. Las calizas son de origen continental lagunar. En algunos pueden presentarse intercalaciones de basaltos.

En general las secciones con mayor aporte carbonático poseen colores claros, grises o blanquecinos; mientras que en donde predomina el aporte piroclástico muestran colores rojizos.

El perfil tipo, descrito por Nullo (1983) sobre el río Chubut, en el Cañadón Asfalto, se compone de dos secciones: a) sección inferior, compuesta por

espesos mantos basálticos, de color verde oscuro a negro, que hacia el techo comienzan a intercalarse con tobas y tufitas de color pardo claro a amarillento; y b) sección superior, predominantemente sedimentaria que comienza con conglomerados oscuros, seguidos de basaltos de composición similar a la primera sección, lutitas y limolitas de color gris verdosas a negras finamente laminadas, con importante material fosilífero, culminando con calizas silicificadas de color amarillento a pardo amarillento.

Los afloramientos próximos al Cerro Calavera, están integrados por areniscas calcáreas de grano grueso a mediano, macizas, blanco amarillentas bien estratificadas en bancos de 1 m de potencia. También se observa una alternancia de areniscas, areniscas tobáceas y tobas, que hacia el techo pasan a areniscas finas a medianas de color rojizo.

Estructuras

En las secciones sedimentarias se observan estratificación laminar, cruzada en arteza, ondulitas y laminación algal en bancos de calizas.

Ambiente sedimentario y/o volcánico

Estudios realizados por Cabaleri y Armella (1997) en el área de Cerro Cóndor al este de la zona de estudio, permitieron interpretar la existencia de sedimentación lagunar, de climas templados, semiáridos, de relativa profundidad donde se depositaron bancos de calizas algales. Sugieren períodos de exposición subaérea (láminas rotas y grietas de desecación) con desarrollo de plataformas y formación de niveles pizolíticos, a partir de la progradación de la zona costera. El sistema lagunar recibió aportes fluviales de diferente energía (areniscas finas a gruesas y conglomerados) vinculados con la evolución tectónica de la cuenca, acompañado por episodios volcánicos (tobas y lavas) ubicados en diferentes tramos de la unidad. La secuencia muestra ciclicidad, evidenciada por la repetición de tramos calcáreos, con laminación algal y presencia de Estherias.

Por las facies carbonáticas y la fauna presente, las condiciones climáticas habrían sido cálidas a semiáridas (Tasch y Volkeimer, 1970).

Ramos (1983) asoció estos depósitos a una cuenca de intraarco implantada en contrapartida al arco magmático de Cordillera Patagónica.

Figari y Courtade (1993) señalaron que la Formación Cañadón Asfalto representa diferentes etapas en la evolución de un sistema de rift. Los depósitos de la misma se habrían producido en un conjunto de subcuencas (hemigrabens), elongadas con sentido NE-SE con umbrales transversales, que se integran a un sistema de rift a mayor escala.

Silva Nieto (2001) (comunic. verbal) la vinculó a cuencas transtensionales de tipo pull-apart relacionadas a la megaestructura transcurrente del Sistema Gastre (Coira et al., 1975).

Espesor

Nakayama (1972) estimó un espesor máximo de 400 m, en el área del Gorro Frigio al norte del área de estudio, advirtiendo una disminución del espesor de norte a sur, y de este a oeste, habiéndose reconocido próximo al cerro Calavera un espesor aflorante de aproximadamente 50 m.

Paleontología

Es abundante el contenido paleontológico en esta formación y los principales hallazgos se realizaron sobre ambos márgenes del río Chubut, fuera del área de estudio del presente trabajo.

Los primeros hallazgos fueron de Piatnizky (1936), quien halló restos bien conservados de peces en lutitas y tobas finamente laminadas, al norte de la Aldea Cerro Cóndor. Bordas (1942) estudió restos fósiles recolectados por Groeber y los determinó como *Tharrias feruglioi* y *Oligopleura groeberi*. Bochino (1967) determinó otros ejemplares como *Luisella inexcusata*.

Frenguelli (1949) estudió flora recolectada por Flores al sur del Cerro Cóndor.

Tash y Volkheimer (1970) describen varias especies de conchostracos de *Cyzicus sp.* y gastrópodos del género *Potamolithus*.

Mussachio (1995) señaló la presencia de ostrácodos dulceacuícolas de *Darwinula sp.* y *Diplodon sp.* en el miembro inferior; y fauna de *Tharrias feruglioi* y ostrácodos del Jurásico tardío como *Bisulcoypris barrancalensis* y *Darwinula sritymanensi*, en el miembro superior.

Bonaparte (1986) estudió asociaciones típicas de reptiles terrestres hallados en las proximidades del Cerro Cóndor, restos que fueron reportados por Flores (1948), determinando: *Patagosaurus fariasi*, *Piarniskysaurus floresi* y *Volkheimeria chubutensis*.

Rich et al. (1999) reconocieron restos de saurópodos (*Theulchesaurus*), junto con piñas y troncos.

Relación estratigráfica

Las rocas de la Formación Cañadón Asfalto están cubriendo en discordancia angular a las volcanitas de la Formación Lonco Trapial, asimismo son cubiertas por el Grupo Chubut (inmediatamente al este de la zona de estudio) en una marcada discordancia angular (Nullo 1983, Silva Nieto et al. 2001).

Edad y correlaciones

Sobre la base florística fósil, Stipanovic et al. (1968) opinan que los sedimentos de la Formación Cañadón Asfalto son del Jurásico superior (Oxfordiano al Kimmeridgiano).

En general por elementos paleontológicos autores previos como Bochino (1967), Stipanovic et al (1968), Tash y Volkheimer (1970), Nullo y Proserpio

(1975), Turner (1983), Nullo (1983), Musacchio et al. (1986), y Cortes (1990), le asignan edad Calloviana-Oxfordiana hasta el Kimmeridgiano.

Musacchio (1995) por la presencia de ostrácodos dulceacuícolas del género *Darwinula sp.*, le asigna edad más tardía - dogger.

Bonaparte (1986) por las asociaciones de reptiles terrestres le asigna edad calloviana.

Fígari y Courtade (1993) postulan que la etapa de la formación de la cuenca se extiende desde el Triásico superior-Jurásico inferior hasta fines del Cretácico.

Las relaciones estratigráficas observadas en la zona de estudio coinciden con las consideraciones de autores previos, por lo tanto en coincidencia con ellos se asigna la unidad al Calloviano-Oxfordiano (Jurásico Tardío).

3.4 Cenozoico. Terciario

3.4.1 Formación La Cautiva (Franchi y Page,1980). Paleógeno

Antecedentes

Petersen (1946) dividió a esta asociación de rocas volcánicas en dos unidades: a) Laguna del Hunco, la inferior, y b) Serie Liparítica, la superior; ambas separadas por una discordancia.

Díaz (1948) destacó la complejidad del conjunto de volcanitas y piroclastitas, en la comarca de Languiño; clasificó a las rocas principalmente como andesitas y mencionó la presencia de basaltos y rocas más ácidas.

Feruglio (1949) definió a la secuencia como "Serie Andesítica" y Groeber (1954) como "Cautivalense". Suero (en Groeber, 1954) continuó los afloramientos de la Serie Andesítica desde la Cordillera hasta la localidad de Languiño, y estableció así la continuidad física de dicha entidad.

Volkheimer (1965) describió una sucesión de riolitas a andesitas para la comarca de Lipetrén-Gastre. Y en Volkheimer (1973) denominó Formación Huitrera a la Serie Andesítica extraandina que se encuentra debajo de la Serie El Mirador, en el área de Gualjaina hasta Ing. Jacobacci. Criterio seguido por Lizuaín y Silva Nieto (1993) para las volcanitas equivalentes en la Hoja Gastre, 4369-I, a escala 1:250.000.

Page (1980) postuló replantear la edad terciaria para este complejo. Franchi y Page (1980) le asignaron a estas volcanitas el carácter formacional y una edad cretácica.

Turner (1983) denominó a esta asociación Complejo La Cautiva, dándole carácter formal a las series propuestas por Petersen (op. cit.).

Distribución areal

La Formación La Cautiva se presenta como un extenso afloramiento en el extremo norte de la Sierra de Colán Conhué y en la ladera occidental de la Sierra de Cutancunue. También aflora como pequeñas elevaciones al oeste de las Dos Lagunas y en el centro del Valle del Cacique, en la Loma Guacha.

Litología

Esta unidad está compuesta por una asociación de rocas volcánicas y piroclásticas. Las rocas volcánicas de composición predominantemente mesosilícica, y en menor proporción variedades ácidas y básicas; constituyen un complejo compuesto por toda la gama de transición entre riolitas y basaltos. Los elementos piroclásticos representados por tobas, brechas e ignimbritas, se intercalan con las volcanitas. También se encuentran diques, filones capas y vitrófiros.

En el sector norte de la Sierra de Colán Conhué afloran ignimbritas de color amarillento a rosado, que en ocasiones presentan fluidalidad muy marcada; riodacitas cuyas tonalidades varían desde las moradas y rosadas hasta las grises y verdosas, producto de la meteorización, con texturas porfírica a glómerulo - porfírica en una matriz vítrea con marcada fluidalidad y traquitas blancas a rosadas. Hacia el sur de la sierra se reconocen lavas de composición riodacítica, de color rosado pálido las que presentan abundantes fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa; también afloran fenobasaltos y fenoandesitas basálticas de color negro a gris verdoso, con textura porfírica y pasta afanítica y que pueden presentar fluidalidad (foto 3 y 4). (muestras 6, 7, 16, 17, 18). Ocasionalmente pueden encontrarse bombas volcánicas de hasta 20 cm de diámetro, puestas en evidencia por efectos de erosión diferencial.

En la Sierra de Cutancunue, afloran traquiandesitas de color pardo moradas con textura porfírica y pasta afanítica. En proximidades al Cerro Neira, en las traquiandesitas, se intercalan basaltos olivínicos de color gris oscuros a morados, macizos, en parte vesiculares, con fenocristales de plagioclasa y olivina

bien desarrollados. También se encuentran ignimbríticas de color pardo, de textura vitrofírica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y fragmentos líticos, en una matriz halohialina de vidrio color pardo, el que presenta bandas de flujo.

Marco tectónico

Page (1980) interpretó a los elementos de la Formación La Cautiva como representantes, a estas latitudes, de la última etapa del vulcanismo calcoalcalino de la Cordillera Patagónica y del área subandina adyacente.

Ardolino et al. (1999) relacionan los elementos de esta Formación con una faja extraandina o externa, de edad paleocena-eocena, del arco volcánico ensiálico implantado a partir del Paleoceno en la Patagonia noroccidental, comenzando así a definirse la Provincia Volcánica Andino- Patagónica.

Espesor

El espesor estimado por Turner (1982) en la sierra de Languiño, al oeste de la zona de estudio, es de 1.200 m.

Para Petersen (1946) en el sector del río Chubut medio, todo el complejo tiene un espesor mínimo de 450 m.

En la zona de estudio se calcula un espesor mínimo de 1.000 m.

Paleontología

Suero (1947) reconoció en la región de La Cautiva, al suroeste de la zona de estudio, abundantes elementos plantíferos. En ellos reconoció: *Bulimulus* y *Streptocheilus* y con *Periphragnis Harmeri Roth del Mustersense* (Astraponotus).

Archangelsky (1974) halló flora fósil en la zona del río Chubut medio, semejante a la recolectada en la zona de La Cautiva.

Relaciones estratigráficas

Estas rocas, en la Sierra de Colán Conhué, yacen en discordancia sobre el Grupo Tepuel (Carbonífero-Pérmico), al oeste de las Dos Lagunas; y hacia el sur de la sierra son cubiertas por los basaltos de la Formación Epulef (Plioceno) (fotos 5 y 6).

En la Sierra de Cutancunue, son cubiertas por los basaltos de la Formación El Mirador (Mioceno) y yacen en discordancia sobre el Granito Notao.

Edad

Sobre la base de la flora hallada por Burton Clake en las proximidades del cerro El Mirador (flora de "*Miroja*"), al norte del área de estudio, estudiada por Berry (1925) y reubicada por Petersen (1946) se le asignó una edad miocena. En tanto que los peces encontrados por Piatnitzky y estudiados por Cabrera (en Petersen, 1946) le atribuyen edad eocena.

Feruglio (1949) consideró que son del Eoceno-Oligoceno. Casamiquela (1961, 1965) sobre la base de pipoideos fósiles encontrados en las inmediaciones de Piedra Parada, en el río Chubut medio, y elementos de la flora de la Laguna del Hunco, concluyó que estas rocas son de edad eocena inferior o quizás paleocena.

Lesta y Ferello (1972) atribuyeron a estas litologías una edad eoceno-oligocena.

La mayoría de los autores ubicaron a esta Formación en el Terciario temprano, si bien otros no coinciden con esto, entre ellos: Archangelsky (1974) quien sobre la base de flora fósil y contando con una datación radimétrica K – Ar sobre una riolita que arrojó una edad absoluta de 57 Ma +/- 5, la asignó al Paleoceno superior; en tanto que Franchi y Page (1980) por relaciones estratigráficas le asignaron a esta Formación una edad Cretácica superior, ya que en la zona de La Cautiva observaron que la misma se apoya sobre volcanitas de

la Formación Don Juan (Cretácico inferior) y es cubierta por los basaltos de la Formación Tres Picos Prieto (Cretácico superior).

Este último criterio no es compartido por Silva Nieto (1999) ya que el mismo interpretó que en el área de La Cautiva esta unidad yace sobre la Formación Don Juan y no es cubierta por la Formación Tres Picos Prieto, hallando asimismo una profusa flora asimilable a la de la Laguna de Hunco de edad terciaria.

Turner (1982) le asignó una edad eocena temprano, en base a una datación radimétrica de basaltos correspondientes a esta unidad que arrojó una edad de 52 ± 2 Ma.

Lizuaín y Silva Nieto (1994) en base a consideraciones estratigráficas asignaron a rocas equivalentes una edad paleocena superior - eocena.

En el presente trabajo, por relaciones estratigráficas y en base a los antecedentes antes expuestos, se considera a la Formación La Cautiva de edad paleocena superior- oligocena.

3.4.2 Formación El Mirador (Volkheimer, 1964). Mioceno superior

Antecedentes

Las rocas volcánicas que componen esta Formación fueron inicialmente reconocidas por Petersen (1946) quien las denominó "Serie del Mirador"; ya que afloran en el cerro homónimo que se encuentra dentro de los límites de la Hoja 42c, Cerro Mirador, de escala 1:200.000.

Volkheimer (1964) luego denominó formalmente a esta unidad utilizando el término dado por Petersen (op. cit.).

Turner (1983) reconoció rocas de esta Formación en la Sierra de Cutancunue y en el sector sudeste de la Hoja 44c, Tecka, de escala 1:200.000.

Distribución areal

La Formación El Mirador aflora ampliamente extendiéndose a lo largo de la sierra de Cutancunue; desde el Cerro Boquete, por el sur, hasta los límites norte y este de la zona de estudio.

Litología

Los elementos de la Formación El Mirador son la respuesta a un evento volcánico, compuesto por rocas lávicas, depósitos piroclásticos y volcanoclásticos de composición basáltico-andesítica.

Los basaltos son de color gris oscuro a verdosos, de grano fino a mediano. Presentan textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (generalmente alterados), olivina y piroxenos. Los mismos tienen por lo general disposición mantiforme, con una potencia individual de 8 a 12 metros, y pueden presentar disyunción columnar.

Las andesitas son de color gris pardusca a gris claro verdoso y presentan textura porfírica. Los fenocristales son de plagioclasa, reemplazada por ceolitas, y piroxenos (hipersteno y augita). Estos fenocristales están inmersos en una pasta traquítica compuesta por plagioclasa suborientada, que le confieren a la roca un aspecto fluidal, piroxeno, biotita y opacos (muestra 29).

Intercalándose con los basaltos y andesitas se encuentran las tobas vitrocrystalinas de color rojizo a morado, en general de grano fino, con litoclastos de composición andesítica y tobácea. La matriz es afanítica de composición similar a los litoclastos con un agregado muy fino cuarzofelsítico desvitrificado y opacos, en menor proporción (muestras 30-31).

Los afloramientos presentan una inclinación hacia el este como consecuencia del fallamiento que elevó la Sierra de Cutancunue (foto 7).

Marco volcánico

Fígari y Courtade (1993) interpretaron que son respuesta a la imposición de un evento extensional que afectó a toda la comarca, durante el Mioceno inferior a medio.

Espesor

En la Sierra de Cutancunue se estima un espesor de 600 metros.

Relaciones estratigráficas

En proximidades al Cerro Neira, al noreste de la zona de estudio, apoya discordantemente sobre Formación La Cautiva (Paleoceno superior - Oligoceno).

Hacia el sur de la Sierra de Cutancunue, apoya en contacto discordante sobre el granito Notao (Paleozoico inferior) y las volcanitas de Lonco Trapial (Jurásico medio).

Edad y correlaciones

Diferentes autores coinciden en asignarle a esta unidad edad miocena.

Petersen (1946) le asignó edad miocena ya que consideró que las efusiones son anteriores a la prefase del Tercer Movimiento del ciclo Andico; y las correlacionó, con reservas, al Basalto I de Groeber (1929) al que posteriormente denominó Palaocolitense superior (Groeber, 1946).

Feruglio (1949) opinó en cambio que la Formación El Mirador correspondería al Huincalicense de Groeber (1946), lo que se conocía como Andesita II.

Volkheimer (1964), Turner (1975, 1978, 1982, 1983), Volkheimer y Lage (1981) y Lage (1982) asignaron la Formación al Mioceno.

Volkheimer y Lage (1981) le asignaron edad mioceno superior por observar relación de suprayacencia con la Formación Collón Curá (Mioceno), en la zona del Cerro Mirador, en la Hoja Gualjaina de escala 1:200.000.

En base a los antecedentes antes expuestos y coincidiendo con Volkheimer y Lage (1981), en este informe se asigna a la Formación El Mirador edad mioceno superior.

3.4.3 Formación Epulef (Turner, 1983). Plioceno

Antecedentes

Turner (1983) denominó como Formación Epulef a los basaltos y piroclastitas que afloran al sur de la Sierra de Colán Conhué, correlacionándolos a los Basaltos II de Groeber (1929), y los que posteriormente se llamó Coyocholitense (Groeber, 1946).

Distribucion area!

Los elementos de la Formación Epulef conforman el extremo austral de la Sierra de Colán Conhué. Los afloramientos comienzan a la latitud de la Loma Guacha y se extienden hacia el sur, sobre ambas laderas.

Litología

Basaltos que constituyen sucesiones de coladas de pocos metros de espesor individual, e intercalaciones de piroclastitas representan la litología de esta Formación.

Los basaltos son de color gris verdoso a negro, en general olivínicos, de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, piroxenos y olivina, inmersos en una pasta microlítica de plagioclasas suborientadas confiriéndole a la roca textura fluidal. Como accesorios se encuentran piroxenos, opacos y a veces vidrio incoloro (muestras 8, 13, 20, 21).

Las coladas presentan diferentes estructuras dependiendo de su profundidad; así se encuentran, en mayor medida, rocas de tipo vesículo-fluidal en la parte inferior, en el tramo medio macizas y escoriácea o amigdaloides en la parte superior. En ocasiones se observa disyunción columnar (fotos 8 y 9).

Al sur de la Sierra de Colán Conhué afloran basaltos negros, microcristalinos de textura porfírica, con fenocristales de piroxenos en una pasta pilotáctica de plagioclasa, vidrio y opacos.

Por debajo de las coladas se disponen tobas de color castaño claro a blanquecina, deleznable, conformando bancos delgados. Estos afloramientos pueden observarse en varias quebradas y se ubican generalmente a la misma cota (muestra 2, 3a y b) (foto 10).

Fuera del área de estudio, hacia el oeste, en proximidades del puesto La Escondida; se reconoce un centro efusivo desde donde fluyeron coladas encausadas en el relieve preexistente, con dirección sudeste. Las mismas fueron asignada a esta unidad (Silva Nieto, 1999).

Espesor

Se calculó un espesor máximo de la entidad de 200 metros, en la Sierra de Colán Conhué.

Relaciones estratigráficas

Las rocas de la Formación Epulef se apoyan discordantemente sobre el complejo volcánico de la Formación La Cautiva (Paleoceno superior- Oligoceno),

en la Sierra de Colán Conhué (fotos 5 y 6). También se observa esta relación en la Sierra de Languiño, al oeste de la zona de estudio (Turner, 1983; Silva Nieto, 1999).

Al sureste de la Sierra de Colán Conhué, en proximidades a la Aldea Epulef, apoya discordantemente sobre elementos de la Formación Lonco Trapial (Jurásico medio).

Edad

Groeber (1929) le asignó una edad pleistocena, criterio que compartió Volkheimer (1965).

Lesta y Ferello (1972) lo homologan al Basalto II de Groeber, asignándole edad pliocena.

Por relaciones estratigráficas, Turner (1983) y Silva Nieto (1999) consideraron edad pliocena superior.

De acuerdo a las relaciones estratigráficas observadas en la zona de estudio, la Formación Epulef es posterior a las volcanitas de la Formación La Cautiva, entonces su edad sería con seguridad post-oligocena. Sin embargo, la morfología desmembrada que presenta este afloramiento no coincide demasiado con la edad sugerida por los autores previos, ya que debería estar mejor conservado.

Por ello, en el presente trabajo se presume una edad pliocena superior con dudas, dejando abierta la posibilidad que sea más antiguo.

3.5 Cenozoico. Cuaternario

3.5.1 Depósitos pedemontanos y pedemontanos distales. Pleistoceno-actual.

En general se trata de depósitos de material proveniente de los abanicos aluviales que son generados por el drenaje transitorio de las áreas serranas de la comarca, los que coalescen lateralmente dando origen a extensas bajadas.

Amplios piedemontes forman parte del área de estudio. Los mismos están constituidos por extensos depósitos de bajadas que cubren la depresión del Valle del Cacique, la de Colán Conhué y aquella que continua al sur de las anteriores y se extiende hasta la Pampa de Agnia (fotos 11, 12 y 13).

Litología

Debido a las características climáticas imperantes en la región, los cursos fluviales son de tipo efímero y de régimen estacional. Estos proveen material clástico, cuya granulometría varía desde grava, arena gruesa, arena fina hasta sedimentos limo arcillosos, rellenando las depresiones intermontanas.

Los clastos son redondeados a subangulosos, como es característico del piedemonte. En general son de color gris a pardo, de litología variada hallándose clastos de composición granítica, andesítica y basáltica, reflejando directamente la litología del área de aporte. Hacia el norte, en el Valle del Cacique, existe un predominio de clastos de volcánicas provenientes de la Formación La Cautiva y hacia el sur de granitos de la Formación Notao y de volcánicas de las formaciones El Mirador y Epulef. En los depósitos que se encuentran cercanos al Mallín de Colán Conhué predominan clastos de basaltos provenientes de la Formación Epulef y en la bajada que culmina en el Mallín Blanco predominan clastos andesíticos provenientes de la Formación Lonco Trapial.

El piedemonte es asimétrico debido a la mayor altitud de la sierra de Cutancunue, y como consecuencia del mayor poder erosivo y tamaño de las

cuencas de los cursos que desaguan la misma. Por lo tanto, el piedemonte es más tendido que el de la sierra de Colán Conhué. Este último es muy empinado y de reducida extensión. Los depósitos presentan un ángulo de inclinación que varía entre los 5° y 7°. La unión de ambos piedemontes determina la parte más deprimida del valle, por donde se ha trazado el camino que lleva a las Dos Lagunas.

En el extremo suroccidental de la Sierra de Cutancunue los depósitos presentan un marcado carcavamiento, evidenciando un rejuvenecimiento de la zona por cambios en el nivel de base. Dicho nivel de base está representado por la laguna de Agnia (laguna que se ubica al sur de la zona de estudio), la retracción de la misma ha generado la onda de rejuvenecimiento que afecta a los depósitos pedemontanos.

Esta onda de rejuvenecimiento alcanza a los depósitos ubicados al sur del Valle del Cacique, debido al cambio de nivel de base producto de la integración de las cuencas. Esta integración es consecuencia de una captura, que es explicada en el capítulo de geomorfología.

Hacia la parte distal del piedemonte, se observan depósitos de interacción eólico-fluvial. Los mismos están compuestos por material de granulometría fina, representados por limos con eflorescencias salinas.

Espesor

Se estimó para el área de estudio un espesor mínimo de 30 m.

Edad

Estos depósitos se habrían desarrollado con posterioridad a la estructuración del sector que generó los bloques elevados, que constituyen las sierras, y los bloques deprimidos donde se hallan las cuencas. El desarrollo de esta estructura de bloques es consecuencia del proceso de inversión tectónica

iniciada en el Mioceno y continuando en el Plio-Pleistoceno, donde alcanzó su mayor relieve.

Los materiales que forman estos depósitos habrían comenzado a acumularse desde el Pleistoceno superior, siendo actualmente erosionadas en las partes más altas de estas cuencas intermontanas y redepositados en las zonas centrales más deprimidas.

3.5.2 Depósitos salinos. Holoceno

Son numerosas las depresiones endorreicas que se observan en la zona de estudio, teniendo muchas de ellas acumulaciones de depósitos evaporíticos salinos. La de mayores dimensiones son las Dos Lagunas ubicadas en el centro norte del Valle de Cacique.

Litología

En general constituyen importantes costras salinas que se localizan en el centro de las depresiones, las que son originadas como consecuencia de la precipitación de sales debido a la alta evaporación que se registra en la zona. El principal componente de estas costras es cloruro de sodio y en menor proporción carbonatos de potasio, calcio y cloruro de magnesio (Turner, 1983). Rodeando estas costras, las depresiones se rellenan con sedimentos de granulometría fina, limo arcillosos con alto contenido en sales.

Estos bajos son alimentados principalmente por los cursos fluviales efímeros que descargan sus aguas y materiales clásticos finos durante la temporada de precipitaciones y de deshielo, formándose "barreales" en las temporadas húmedas.

En las Dos Lagunas es posible observar varios niveles de paleocostas, que son indicadores de variaciones del nivel del espejo de agua de las lagunas, en respuesta a variaciones climáticas.

Se estimó un espesor máximo de 5 metros en este tipo de depósitos.

Los depósitos salinos que constituyen la parte más distal del piedemonte, se estima que pudieron llegar a depositarse desde el Pleistoceno alto. Pero, se ha preferido ubicarlos desde la base del Holoceno hasta el actual, dado que continúa su formación.

3.5.3 Cordones litorales psefíticos. Holoceno

Nullo (1983) en la Hoja 45c, Pampa de Agnia, de escala 1:200.000, reconoció seis cordones psefíticos al este de la Laguna de Agnia ubicada al sur del área de estudio. Ubicando a los más jóvenes topográficamente más abajo que los más antiguos, estando algunos de ellos muy bien desarrollados.

Al este de las Dos Lagunas se han reconocido cuatro cordones y son consecuencia directa de las variaciones del nivel de agua en las mismas, por variaciones climáticas a lo largo del tiempo.

Litología

Estos cordones están constituidos por gravas y areniscas gruesas con alternancia de limolitas, en menor proporción.

Se observa una disminución de la granulometría en los cordones ubicados más próximos al nivel de costa actual de las lagunas. Esto estaría indicando una disminución en la energía del oleaje a través del tiempo, asociada a la retracción de las lagunas.

El material que conforma los cordones proviene ya sea por el aporte directo de los cursos que bajan de la sierra como, por el retrabajo de los depósitos pedemontanos integrados principalmente, en este sector, por clastos de la Formación La Cautiva.

Los conglomerados que presentan tonalidades pardas claras a grisáceas, se encuentran poco cementados y su matriz es preferentemente areno-limosa.

En los cordones que presentan granulometría más fina, el material varía de arenas gruesas a gravas finas en forma subordinada, pasando gradualmente a material más fino.

Edad

Estos depósitos podrían correlacionarse con los cordones descritos por Nullo (1983) en proximidades a la Laguna de Agnia.

Se los ubica desde el Pleistoceno medio hasta el Holoceno.

Los cordones más antiguos podrían ser coetáneos con el comienzo de los depósitos pedemontanos pleistocenos, y los más modernos de edad holocena.

3.5.4 Depósitos de remoción en masa. Holoceno

El borde oriental de los depósitos de la Formación El Mirador, presenta una escarpa de erosión irregular, en donde predominan los depósitos de remoción en masa. Estos se observan muy bien fuera del área de estudio, hacia el este, en dirección al río Chubut.

La composición litológica de esta Formación, rocas lávicas con intercalación de depósitos piroclásticos y volcaniclásticos, sumada a la presencia

de sedimentos friables subyacentes del Grupo Sarmiento; dan las condiciones óptimas para la generación de estos movimientos.

En el sector sureste de la zona de estudio, se reconoce un gran movimiento de rocas, que dejó una importante cicatriz en la zona de arranque de forma semicircular; el mismo puede interpretarse como producto de movimientos retrogradantes complejos (foto 14). En él se pueden identificar bloques de basaltos ubicados en los sectores proximales (ceranos a las cicatrices de arranques) los que han sufrido movimientos rotacionales; y flujos distales donde se mezclan antiguos bloques deslizados muy desdibujados por la erosión, con sedimentitas desagregadas subyacentes.

El movimiento está limitado por lineamientos, que en principio pudieron tener una importante participación en la generación del mismo actuando como superficie de deslizamiento.

En cuanto a su edad se los considera holocenos, ya que estos depósitos son acumulaciones recientes a actuales, todavía en formación.

3.5.5 Depósitos del abanico aluvial del Mallín de la Aldea Epulef. Holoceno

Al sur de la Sierra de Colán Conhué se encuentra un abanico aluvial, el cual tiene su ápice en el Mallín de la Aldea Epulef y se desarrolla en dirección al Mallín Blanco, donde descarga las aguas y el aluvio que por él circulan.

Está compuesto de material clástico, que proviene del sur de la Sierra de Cutancunue y del retrabajo del material que se ubica en el Valle del Cacique. Presenta granulometría que varía desde arena gruesa a fina hasta sedimentos limo arcillosos que rellenan las depresiones, de color gris blanquecino.

La formación de este abanico aluvial se relaciona con la integración de las cuencas del Valle del Cacique con la de Pampa de Agnia. La retracción de la

Laguna de Agnia (se encuentra fuera del área de estudio y es nivel de base del Mallín Blanco) generó una onda de erosión retrocedente, la cual integró las cuencas por capturas fluviales. El material aportado encuentra un cambio de gradiente luego de atravesar el Mallín de Epulef (Valle del Cacique) y penetran en la cuenca de la Pampa de Agnia (de menor altura), donde se deposita el aluvio.

En cuanto a su edad, es posterior a la formación de los niveles pedemontanos y anterior a los depósitos aluviales actuales. Sin embargo no hay elementos que permitan determinar las relaciones que guarda con los depósitos litorales o las salinas.

En el presente trabajo se los considera holocenos.

3.5.6 Depósitos aluviales. Holoceno

Se ubican a lo largo de los cauces y de las planicies aluviales de los cursos fluviales efímeros que recorren las sierras de Colán Conhué y Cutancunue y cañadones que disectan los depósitos pedemontanos.

Corresponden a depósitos no consolidados cuya génesis está vinculada a la extracción y transporte (erosión) llevada a cabo por las aguas de los cursos que labran el paisaje.

Su composición es variada dominando la fracción arena, de color gris blanquecino.

En los fondos de los cañadones se observa un predominio de la fracción grava con arena y limos subordinados. En el material clástico anterior se intercalan lentes de arcillas plásticas arenosas, de color gris a pardo, y delgadas costras evaporíticas. Ambos elementos indicarían niveles de encharcamiento formados en las planicies aluviales de los cursos.

Los depósitos son de escasa potencia, pudiendo alcanzar los 10 metros.

Estos depósitos constituyen los sedimentos más modernos del área de estudio.

4 Tectónica

4.1 Antecedentes

El rasgo estructural más característico en el área de estudio, es el fallamiento.

Ya Grober en 1942, en un estudio general de la Patagonia, mencionó la presencia de tres juegos de fallas: norte-sur, noroeste-sureste y noreste-sursureste. Interpretó que las mismas ejercen un fuerte control estructural sobre la red de drenaje, como por ejemplo el curso medio del río Chubut; y además interpretó que el relieve es producto de estructuras en bloques, de rumbo meridiano, asociados a descenso y ascenso diferencial de cordones y depresiones.

La continuación austral de la Sierra de Cutuncunue fue descrita por Piatnitzky (1936) como una sierra de plegamiento. Sin embargo, Turner y Nullo (1983) no coincidieron con esta teoría, sosteniendo que las mismas fueron levantadas por efecto de fallamiento tal como pensaba Groeber (1942).

Según Turner (1983) el límite occidental de la Sierra de Cutuncunue es la expresión de un fallamiento que se extiende desde Paso del Sapo (límite norte) hasta la Quebrada del Córdoba (límite sur) y que se manifiesta por afloramientos de rocas graníticas (Formación Notao).

En sectores aledaños a la zona de estudio, dentro del ámbito del Macizo Patagónico, Feruglio (1949) y Volkheimer (1965, 1972 y 1973) reconocieron otros sistemas de fracturas conjugadas o lineamientos.

En el sector occidental del Macizo Patagónico, Coira et al. (1975) interpretaron dos sistemas de fracturación dominantes: el "Sistema Gastre" con

direcciones N 55° O y N 55° E, y el “Sistema Comallo” con direcciones N 15° O y N 35° E.

Más recientemente Silva Nieto (2001) interpretó que las cuencas transtensionales en donde se depositaron los elementos de la Formación Cañadón Asfalto, están relacionadas con la megaestructura transcurrente del Sistema Gastre. Coincide así, con lo postulado por Figari y Courtade (1993), en relación a las fallas de dirección noroeste-sureste que limitan dichas cuencas.

4.2 Rasgos estructurales

En el área de estudio se pudieron definir los siguientes elementos estructurales:

- La estructura más importante del área es la falla inversa de alto ángulo, de rumbo norte-sur y con inclinación al este, que se encuentra en el pie occidental de la sierra de Cutancunue. En el texto nos referiremos a esta estructura como “Falla de Cutancunue”.

Esta falla que comienza en el límite norte del área de estudio, se extiende con rumbo meridiano hacia el extremo sur de la misma. A la altura del cañadón Epulef tuerce su dirección, orientándose hacia el noreste-sudoeste, y a la latitud de la Aldea Epulef vuelve a cambiar su rumbo, orientándose aproximadamente al N 26° O, poniendo en contacto al granito Notao (este) con las volcanitas de la Formación Lonco Trapial (oeste).

Hacia el este se encuentra otro fallamiento similar, asociado a la estructura anterior, de rumbo norte-sur, inclinación este y escaso rechazo.

El amplio Valle del Cacique (depresión tectónica), que se extiende con dirección norte-sur en el centro de la comarca, está delimitado por dos importantes fallamientos.

El límite oriental corresponde a la "Falla de Cutancunue", y el occidental a la "Falla de Colán Conhué". Esta falla subvertical de rumbo aproximado norte-sur, genera un descenso relativo del bloque oriental con respecto al occidental; dicho rasgo se encuentra cubierto por depósitos cuaternarios.

- Un sistema de fallamiento de rumbo aproximado N 50° O, que afecta a la sierra de Cutancunue. Estos presentan desplazamientos de rumbo sinistral, los que cortan y desplazan la "Falla de Cutancunue" produciendo el escalonamiento del frente de la sierra (foto 15).
- Otro sistema de fallamiento de rumbo aproximado N 30°-50° E afecta a las sierras de Cutancunue y Colán Conhué. Hacia el norte de la Aldea Epulef presentan desplazamiento sinistral y al este de Puesto Calquipán, se evidencia que este sistema se desarrolló con posterioridad al fallamiento de rumbo N 50° O, ya que las desplazan. Cercano al Cerro Calavera el desplazamiento es de tipo dextral, y afecta a la "Falla de Cutancunue" escalonando el frente de la sierra.
- Como sistema subordinado se observan lineamientos de rumbo aproximado oeste – este, en el área estudiada.
- Las sedimentitas del Grupo Tepuel se presentan plegadas formando un anticlinal de orientación aproximadamente paralela.

Los sistemas de fallamiento N 50° O y N 30°-50° E, representarían al "Sistema Gastre" definido por Coira et al. (1975). Si bien en la zona, este sistema, predomina sobre los otros lineamientos; en realidad, las estructuras más importante son aquellas que generaron las serranías, la "Falla de Cutancunue" y

la “Falla de Colán Conhué”. Como ya se ha mencionado, las sierras de Cutancunue y de Colán Conhué, son productos de una estructura en bloque, de rumbo meridiano, asociados a descensos y ascensos diferenciales.

La sierra de Cutancunue es un bloque de orientación meridiana, generado por esfuerzos compresionales que reactivaron estructuras previas; por lo que, está limitada en su flanco occidental por un sistema de fallas inversas de alto ángulo (falla de Cutancunue) que deja expuesto al granito eopaleozoico de la Formación Notao.

4.3 Evolución tectónica

Las características estructurales del área de estudio, son consecuencia de la superposición de eventos diastróficos que han actuado a lo largo de su evolución geológica.

Los movimientos producidos durante el Paleozoico inferior, relacionados con el orógeno colisional gestado en ese momento, serían los responsables de la intrusión del granito Notao (Dalla Salda et al., 1999).

A finales del Paleozoico se produjo el relleno paulatino de una cuenca de sumersión, donde imperó el régimen marino con influencia continental, representado por el Grupo Tepuel (López Gamundi y Limarino, 1984).

Durante el Triásico - Jurásico se habría implantado una etapa extensional, representada por un pre-rift, relacionada con la apertura del Atlántico meridional (Ramos, 1983); produciendo una importante actividad magmática, representada por la Formación Lonco Trapial.

Luego la subsidencia de los hemigrábenes extensionales generó las condiciones para la depositación de los sedimentos de la Formación Cañadón Asfalto (Figari y Courtade, 1993).

A partir del Paleoceno inferior comienza un período de convergencia activa entre las placas de Nazca y Sudamericana. Esto se traduce en un arco volcánico ensiálico, que genera un intenso vulcanismo calcoalcalino (Formación La Cautiva) y que continúa durante el Oligoceno (Page, 1980; Ardolino et al., 1999).

Durante el Oligoceno superior- Mioceno inferior, esfuerzos compresivos se superponen a las estructuras extensionales producidas en el Mesozoico, que generaron inversión tectónica del relieve preexistente (Figari y Courtade, 1993). Esto provocó el ascenso de la Sierra de Cutancunue, la exposición del Granito Notao e inclinación de los afloramientos de la Formación El Mirador hacia el este (foto 7).

En el Mioceno inferior a medio, el área estuvo sometida a esfuerzos extensionales que favorecieron la fracturación profunda y la efusión de lavas basálticas alcalinas de la Formación El Mirador (Figare y Courtade 1993) . En el Plio-Pleistoceno, un nuevo ciclo tectomagmático se instala en el área y sería el responsable de los basaltos de la Formación Epulef (Silva Nieto, 1999).

El ascenso general del área que comenzó al final del Plioceno y continuó durante el Cuaternario, es el responsable de los niveles pedemontanos observados en las depresiones del Valle del Cacique, Pampa de Agnia y Colán Conhué.

5 GEOMORFOLOGÍA

5.1 Introducción

El área de estudio muestra un paisaje tectónico, resultado del hundimiento de la fosa de Agnia y su prolongación al norte en las depresiones de Colán Conhué y Valle del Cacique. Este hundimiento se habría producido en el Pleistoceno inferior (Nullo, 1983), y como consecuencia del mismo, el paisaje quedó integrado principalmente por dos unidades morfológicas principales: cuencas y cadenas serranas.

La unidad morfológica de cadenas serranas se halla representada por las sierras de Cutancunue y de Colán Conhué; mientras que dentro de la unidad morfológica de cuencas se hallan: el extremo norte de la depresión de Pampa de Agnia, la depresión de Colán Conhué y el valle del Cacique.

En algunos casos las áreas deprimidas habrían actuado como cuencas cerradas. Así por ejemplo la Pampa de Agnia y la depresión de Colán Conhué fueron inicialmente una cuenca independiente. Posteriormente se une a ellas la depresión tectónica que lleva el nombre de Valle del Cacique, como consecuencia de la evolución del paisaje, que produce la integración de esta depresión a las cuencas anteriores a favor de capturas asociadas al rejuvenecimiento de la red fluvial.

5.2 Cadenas Serranas

a) Sierra de Cutancunue

Ocupa el sector oriental de la zona de estudio, alcanzando alturas que varían desde los 1000 metros hasta aproximadamente los 1900 metros. Es un

bloque serrano levantado, a favor de la falla que se ubica en su borde occidental (Falla de Cutancunue), y alabeado hacia el este. Esta situación determina la asimetría del bloque que tiene su parte cumbral desplazada hacia el occidente. De este modo la vertiente occidental es estrecha y empinada, mientras que la vertiente oriental más tendida tiene quebradas más largas y de menor gradiente.

En ella se pueden distinguir tres subunidades, las que coinciden aproximadamente con las litologías que la conforman. Es probable que estas unidades al tener diferentes edades, hayan sufrido diferentes procesos o hayan estado expuestas durante más tiempo a los mismos procesos; configurándose así rasgos geomorfológicos propios.

- Zona norte y este, coincidente con los afloramientos de la Formación El Mirador.

El alabamiento del bloque, la Sierra de Cutancunue, ha provocado la inclinación hacia el este de los estratos de la Formación El Mirador, cuyos afloramientos conforman de este modo una secuencia homoclinal (foto 7). En este sector de la sierra se sobreimpone una red de drenaje de diseño dendrítico a subdendrítico.

En el frente oriental, donde aflora la Formación El Mirador, así como el extremo austral de los afloramientos de esta unidad, en el área de estudio, sufren importantes procesos de remoción en masa.

En los laterales de los valles profundizados en la secuencia volcánica sobresalen cornisas de volcanitas debido a la alternancia de bancos que presentan distintos grados de resistencia a la erosión (alternancia de tobas con basaltos y andesitas), esta característica favorece los movimientos de ladera. Evidencias de estos procesos de remoción en masa son las cicatrices de arranques y los bloques de material que han sufrido deslizamiento rotacional. En el extremo austral de estos afloramientos se observa un gran movimiento del tipo complejo, que se caracteriza por comenzar como deslizamiento rotacional (en la parte proximal) pasando luego a flujo (en la parte distal).

- Zona sur, donde afloran las volcanitas de la Formación Lonco Trapial.

En la zona sur de la sierra, dentro del área de estudio, afloran las volcanitas de la Formación Lonco Trapial. Sobre ellas se ha labrado una peneplanicie probablemente anterior a la depositación de la Formación El Mirador y desde ya al ascenso y alabeamiento de la sierra. Esto último determina que la superficie de la peneplanicie se halle inclinada hacia el este. La misma tiene una red de drenaje subdendrítica más densa que la que se halla labrada en la Formación El Mirador, debido a que la peneplanicie representa un paisaje maduro, más evolucionado.

El diseño subdendrítico que presenta es consecuencia del control ejercido sobre la red fluvial por innumerables fallas y fracturas que afectan al macizo rocoso.

Es posible observar abundante material detrítico que cubre este sector de la sierra. El mismo (producto de la intensa meteorización física) puede estar indicando un tiempo prolongado de exposición subaérea durante el cual se produjo la degradación del material.

- Zona centro, en los afloramientos de la Formación Notao.

Los granitos afloran principalmente en el centro – sur de la sierra, en el área de estudio, hacia la ladera occidental.

Sobre ellos se impone una red de drenaje de diseño subdendrítico que responde al alto diaclasamiento que presenta esta litología.

b) Sierra de Colán Conhué

La sierra de Colán Conhué ubicada al occidente del área de estudio, presenta alturas desde los 1000 metros hasta los 1300 metros, aproximadamente.

Al igual que la sierra de Cutancunue, presenta una configuración asimétrica, siendo su flanco occidental el más tendido y el oriental más abrupto. Ello es debido a que la sierra fue levantada y alabeada hacia el oeste a favor de la falla que corre en su pie oriental (Falla de Colán Conhué).

Sobre esta sierra se impone una red de drenaje de diseño dendrítico, cuya densidad aumenta hacia el norte.

Morfológicamente hay diferencia apreciable entre el paisaje labrado sobre los basaltos de la Formación Epulef y aquel desarrollado sobre las volcanitas de la Formación La Cautiva. El último es un paisaje más irregular, en apariencia refleja un mayor grado de erosión. Esta circunstancia puede deberse a:

- La mayor antigüedad de las rocas de la Formación La Cautiva.
- La presencia de una sucesión piroclástica en la base de esta secuencia, la cual determina por su mayor grado de erodabilidad un paisaje más irregular.

Sea cual fuera la causa, los valles labrados sobre la Formación La Cautiva son amplios. En las partes bajas de los interfluvios afloran las piroclastitas, mientras que las crestas de los mismos se hallan coronadas por coladas.

Sobre las sedimentitas del Grupo Tepuel se desarrolla una red de drenaje de diseño dendrítico. Los valles que se labran en areniscas, son amplios y poco profundos.

En el extremo sur de la sierra donde aflora la Formación Epulef, los valles son más estrechos y profundos presentando perfiles transversales asimilables a cañones.

Sobre el piedemonte occidental de la sierra hay superficies de pedimentación labradas sobre estas secuencias, algunas de las cuales coinciden con la posición de los bancos, como si se tratara de planicies estructurales por arrasamiento. Ante la dificultad de definir estas superficies se prefirió mapearlas

con el nombre de la unidad geológica correspondiente, agregándose el calificativo de parcialmente cubierto.

5.3 Cuencas o depresiones tectónicas

Como se ha dicho antes, se pueden distinguir tres cuencas o depresiones, la del Valle del Cacique, la de Colán Conhué y la de Pampa de Agnia.

En ellas se han acumulado los detritos provenientes de la erosión de las sierras, conformando amplios piedemontes. Una característica destacable de los mismos es su asimetría, la cual se desarrolla principalmente en la depresión de Pampa de Agnia y en la conocida como Valle del Cacique.

Existe una relación directa entre las cuencas fluviales y la extensión del piedemonte. Las cuencas fluviales que se hallan sobre las sierras de Cutancunue y Lonco Trapial son mayores que las que se ubican sobre las sierras de Colán Conhué. Por lo tanto, la asimetría de los piedemontes resulta, tanto en el Valle del Cacique como en la depresión de Pampa de Agnia, del mayor aporte de material clástico proveniente de las sierras de Cutancunue y su continuación al sur en la de Lonco Trapial.

En un principio las cuencas respondían a diferentes niveles de base; las Dos Lagunas era el nivel de base de la depresión del Valle de Cacique, y la Laguna de Agnia la de las otras dos cuencas.

Como se comentó en la introducción, las cuencas desarrolladas sobre los bloques tectónicos deprimidos fueron integrándose a medida que evolucionaba el paisaje. Tratándose de cuencas endorreicas, esta integración, puede ser explicada como resultado de pulsos de ascenso de las sierras o bien como consecuencia de cambios climáticos.

En este caso el último argumento es el que permite explicar la profundización que han sufrido los depósitos pedemontanos. Ello es consecuencia del descenso del nivel de base de las lagunas como consecuencia de la retracción de las mismas acaecida por cambios climáticos.

La disminución del tamaño y nivel de las lagunas queda reflejado en la sucesión de cordones litorales psefíticos ubicados al naciente de las lagunas (debido a la dirección de los vientos, que controla el oleaje en las mismas).

Las similitudes en las características litológicas observadas en estas diferentes cuencas y sus relaciones topográficas, el Valle del Cacique tiene cota mayor que la cuenca de Pampa de Agnia y Colán Conhué, hacen suponer que las mismas se desarrollaron en forma aislada pero coetáneamente.

El descenso del nivel de base (retracción de la Laguna de Agnia) generó una onda de erosión retrocedente que profundizó los depósitos pedemontanos llegando en algunos casos a producir fenómenos de integración de cuencas, como sucedió con el Valle del Cacique. El desarrollo del abanico aluvial que se encuentra al sur de la Sierra de Colán Conhué indicaría la integración de las cuencas del Valle de Cacique con la de Pampa de Agnia, como consecuencia de capturas fluviales.

En la actualidad, el extremo norte del Valle del Cacique drena hacia las Dos Lagunas (nivel de base), su extremo sur hacia la laguna de Agnia, debido a la integración de cuencas. La constante retracción de la laguna de Agnia, por ende descenso de su nivel, genera el rejuvenecimiento del paisaje. Esto último se expresa por el marcado carcavamiento que se observa al sur del Valle del Cacique, como así también por el atrincheramiento del ápice de los abanicos en el sector pedemontano.

6 HISTORIA GEOLÓGICA

El registro geológico, en el área de estudio, comienza con una cubierta sedimentaria (posiblemente Precámbrica) que durante el Paleozoico inferior fue intruida por un magma granítico, el cual produjo metamorfismo y deformación a la misma. Es posible que estos sedimentos metamorfizados representen el borde occidental del Macizo Nordpatagónico.

Posteriormente la zona fue ascendida implantándose un ciclo erosivo que exhuma el basamento. Sobre parte de esta superficie, durante el Carbonífero, invade el mar que ingresa del oeste y deposita los elementos que conforman el Grupo Tepuel. Este evento perdura hasta el Pérmico inferior, momento en el cual comienza a retirarse el mar y la zona evoluciona hacia la continentalización.

De aquí en adelante el área permaneció como terreno positivo, siendo cubierta localmente y en lapsos cortos por mares epicontinentales de poca profundidad. A comienzos del Mesozoico se implanta una etapa extensional, relacionada con la apertura del Atlántico, que genera el comienzo de una importante actividad magmática. La presencia de pliegues en el Grupo Tepuel señala que en sectores actuaron fuerzas compresivas, tal vez en respuesta a las extensionales.

Durante el Jurásico medio se depositan los elementos de la Formación Lonco Trapial, los cuales evidencian un ambiente continental donde coexistía actividad magmática con sedimentación clástica.

El proceso extensional prosiguió a favor de las megaestructuras del Sistema Gastre formando hemigrábenes. En estas cuencas transtensionales se generaron las condiciones necesarias para la depositación de los sedimentos de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico medio a superior); en un ambiente de

sedimentación lagunar, de clima templado y relativa profundidad con períodos de exposición subaérea.

En contraposición a las cuencas, en las zonas elevadas se implanta un proceso erosivo, aunque pudo haber comenzado antes. Este labra una peneplanicie sobre los elementos de la Formación Lonco Trapial, que posiblemente continuó hasta el ascenso de la Sierra de Cutancunue.

En lo que resta del Mesozoico la sedimentación es interrumpida, nuevos esfuerzos tensionales producen reactivación en la fracturación preexistente y nueva subsidencia del basamento. En el área se pasa de una etapa de sedimentación a una de erosión, la sedimentación se desplaza hacia el este (Grupo Chubut, fuera del área de estudio).

Sobre este terreno erosionado, a partir del Paleoceno inferior y como consecuencia del arco volcánico generado por la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, se depositan las volcanitas calcoalcalinas de la Formación La Cautiva. Este evento volcánico perdura hasta el Oligoceno.

Durante el Oligoceno superior- Mioceno inferior se produce inversión tectónica del relieve preexistente, el mismo se desarrolló por esfuerzos compresivos que actuaron a favor de las estructuras extensionales del Mesozoico. Este evento es el responsable del levantamiento y ladeo hacia el este de la Sierra de Cutancunue, y de la exposición de los elementos eopaleozoicos (Formación Cushamen y Granito Notao).

Luego, en el Mioceno superior, deviene una etapa extensiva que favoreció una fracturación profunda y la efusión de lavas, depósitos piroclásticos y volcaniclásticos de composición basáltica-andesítica, que componen a la Formación El Mirador. A fines del Neógeno un nuevo ciclo tectomagmático sería el responsable de las efusiones basálticas de la Formación Epulef (con reservas).

En el Pleistoceno comienzan a depositarse los sedimentos que dieron origen a los depósitos pedemontanos, al mismo tiempo que continua el ascenso

de las sierras. Coetáneamente se desarrollan los depósitos salinos y los cordones litorales psefíticos en Dos Lagunas.

El ascenso general del área continua hasta el Cuaternario, y por cambios climáticos existe retracción en las lagunas y por ende descenso en el nivel de base.

La retracción de las lagunas queda evidenciada por la sucesión de cordones litorales, y el descenso del nivel de base genera una onda de rejuvenecimiento en el relieve preexistente. Producto de la onda de rejuvenecimiento se integran las cuencas o depresiones tectónicas, profundizando los depósitos pedemontanos y generando un gran abanico aluvial.

Durante el Holoceno se alcanza a configurar el paisaje actual, estando representados los depósitos actuales por la continuidad de los depósitos salinos, depósitos de remoción en masa y depósitos aluviales.

7 BIBLIOGRAFÍA

- Amos, A. J., Antello B., González, C. R., De Marriñelarena, M. P. y N. Sabattini. 1973.** Síntesis sobre el conocimiento estratigráfico del Carbónico y Pérmico de Argentina. V Congreso Geológico Argentino, 3: 3-20. Buenos Aires.
- Archangelsky. 1974.** Sobre la edad de la taoflora de la laguna del Hunco, provincia del Chubut. *Ameghiniana*, XI (4): 413 / 417. Buenos Aires,
- Ardolino, A., Franchi, M., Remesal, M. y F. Salani. 1999.** La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia Extraandina. El volcanismo en la Patagonia Extraandina. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Geología Argentina. Anales* 29 (18-2): 579-612. Buenos Aires.
- Berry, E. W. 1925.** Miocene flora from Patagonia. *The Johns Hopkins University Studies in Geology*, N° 6: 183 – 252. Baltimore.
- Bocchino, R. A. 1967.** *Luisiella inexcitata* gen. et sp. nov (Pisces, Clupeiformes, Dussumieriidae) del Jurásico superior de la provincia de Chubut, Argentina. *Ameghiniana, Revista Asociación Paleontológica Argentina.*, V (2): 91-100. Buenos Aires.
- Bonaparte, J. F. 1986.** Les Dinosaurés (Carnosaures, Allosauridés, Saurópodes, Xétosauridés) du Jurassique Moyen de Cerro Cándor (Chubut, Argentine). *Annales de Paléontologie (Vert – Invert.)*, 72 (3): 247 – 289 y (4): 325 – 289. Masson, Paris.
- Bordas, A. 1942.** Peces del Cretácico del Río Chubut (Patagonia). *Physica*, XIX: 313 – 318. Buenos Aires.

- Cabaleri, N. G. y C. Armella. 1997.** Facies lacustres de la Formación Cañadón Asfalto (Caloviano-Oxfordiano), en la quebrada Las Chacritas, Cerro Cóndor, provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 54 (4): 375-388.
- Cabaleri, N. G., Salani, F. y C. Armella. 1999.** Genesis of the siliceous stromatolites in the Jurassic Cañadón Asfalto Basin, Chubut, Argentina. VII International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystem. Buenos Aires.
- Cabrera, A. L. 1958.** Fitogeografía. En: La Argentina, Suma de Geografía. Editor: De Aparicio, F. Tomo III (2): 176 - 181.
- Caminos, R. y E. J. Llambías. 1984.** El Basamento Cristalino. IX Congreso Geológico Argentino, Relatorio I: 37 - 63. San Carlos de Bariloche.
- Casamiquella, R. M. 1961.** Un pipoideo fósil de Patagonia. Universidad Nacional La Plata, Facultad Ciencias Naturales y Museo, Revista (N. S.), IV, Palinología. 22: 71 – 123. La Plata.
- Casamiquella, R. M. 1965.** Nuevos ejemplares de "Shelania pascuali" (Anura, Pipoidea) del Eoterciario de la Patagonia. Ameghiniana, Revista Asociación Argentina Paleontológica, IV, 2: 41 – 51. Buenos Aires.
- Coira, B., Nullo, F. E., Proserpio, C. A. y V. A. Ramos, 1975.** Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (Provincias de Río Negro y del Chubut). Asociación Geológica Argentina. Revista 3, 4: 361 – 383. Buenos Aires.
- Cortes, J. M. 1990.** Estratigrafía de las sucesiones volcano – sedimentarias jurasicas del Chubut central, entre Paso de Indios y El Sombrero. Asociación Geológica Argentina. Revista, XLV (1 – 2): 69 – 84. Buenos Aires.

- Cortiñas, J. S. 1996.** La Cuenca Somuncurá – Cañadón Asfalto: sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. XXI Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas I: 147 – 163. Buenos Aires.
- Chiozza, E. M. y G. Z. Van Donsellar. 1958.** Clima. En: La Argentina, Suma de Geografía. Editor: De Aparicio, F. Tomo II: 138 - 142.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y R. Varela. 1990.** El basamento de la región occidental del Macizo Norpatagónico Argentina. XI Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 11-14. San Juan.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y R. Varela. 1992.** Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision?. *Geology*, 20: 617-620.
- Dalla Salda, L., Cingolani C. y R. Varela. 1992.** Did the Taconic Appalachians continue into South America?. *Geology*, 20: 1059-1062.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C., Varela, R. y E. Aragón. 1994.** The Río Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of North Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7 (3 - 4): 377-386.
- Dalla Salda, L., Varela, R. y Carlos Cingolani. 1999.** El basamento precámbrico – paleozoico inferior de la Patagonia, Islas Malvinas y Antártida. El Basamento Pre-Gondwánico del centro-oeste del Macizo Nordpatagónico. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Geología Argentina. Anales* 29 (5 - 1): 107-132. Buenos Aires.
- Dessanti, R. N. 1972.** Andes Patagónicos Septentrionales. En *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias Córdoba: 655-687.

- Díaz, H. 1948.** Comentario al levantamiento geológico de la Sierra de Lonco Trapial e inmediaciones, en el territorio nacional del Chubut, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Inédito.
- Dubois, R. 1974.** Estudio geológico de la mesa Cayulef y alrededores. Universidad Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento Ciencias Geológicas Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura. Inédito.
- Feruglio, E. 1949-50.** Descripción geológica de la Patagonia, I-II-III, Dirección General Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- Figari, E. G. y Courtade, S. F. 1993.** Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 1: 66 – 77. Buenos Aires.
- Flores, M. A. 1948.** Investigaciones geológicas en el río Chubut medio entre los cerros Cóndor y Pavada. Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Inédito. Buenos Aires.
- Franchi M. R. y R. F. N. Page. 1980.** Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del chubut occidental. Asociación Geológica Argentina, Revista XXXV (2): 208-229. Buenos Aires.
- Franchi M. R. y R. F. N. Page. 1990.** El arco magmático jurásico – cretácico de la Precordillera del Chubut en el curso superior del arroyo Genoa. XI Congreso Geológico Argentino. Actas II: 19 -22. San Juan.
- Frenguelli, J. 1949.** Los estratos de "Estheria" en el Chubut (Patagonia). Asociación Geológica Argentina, Revista IV, 1: 11 – 24. Buenos Aires.
- Freytes, E. A. 1971.** Informe geológico preliminary sobre la sierra de Tepuel. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Inédito. Buenos Aires.

- Gabaldón, V. y A. Lizuaín. 1982.** Estratigrafía y sedimentología del liásico del noroeste del Chubut, Argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina. Actas II: 509 – 526.
- Geuna, S. E., H. Vizan y R. Somoza. 1993.** Paleomagnetismo de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico superior) en el curso medio del río Chubut: implicancias tectónicas. XII Congreso Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas "I" III: 429-435. Mendoza.
- Giacosa, R. E. Y M. J. Márquez. 1999.** El Jurásico y Cretácico de la Patagonia y Antártida. Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica septentrional de Precordillera Patagónica. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina. Anales 29 (17 – 2): 444 - 450. Buenos Aires.
- Gollan, J. A. 1958.** Zoografía. En: La Argentina, Suma de Geografía. Editor: De Aparicio, F. Tomo III (3): 300 - 304.
- González, P., Coluccia, A. y M. Franchi. 1999.** Geología y Recursos Minerales de la Hoja 4169-III, Ingeniero Jacobacci (1:250.000). Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.
- González Bonorino, F. 1979.** Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Norpatagónica. Revista Asociación Geológica Argentina, 3: 184-202.
- González Díaz, E. y F. Nullo. 1980.** Cordillera Neuquina. Segundo Simposio de Geología Argentina, 2: 1099-1147.
- González, C. F. 1972.** La Formación Las Salinas, Paleozoico superior de Chubut (República Argentina). Parte I. Estratigrafía, facies y ambientes de sedimentación. Asociación Geológica Argentina, Revista XXVII, 1:95-115. Parte II. Bivalvia: taxinomia y paleoecología. Asociación Geológica Argentina, Revista, XXVII (2): 180-205. Buenos Aires.

- Groeber, P. 1929.** Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología. Publicación 58. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1942.** Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41° a 44° y entre los meridianos 69° y 71°. Primer Congreso Panamericano Ingeniería de Minas y Geología, Geología, Primera Parte, II: 368-379. Santiago de Chile.
- Groeber, P. 1946.** Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal. Sociedad Geológica Argentina. Revista I, 3: 177 – 208. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1954.** La Serie Andesítica patagónica: relaciones, posición y edad. Asociación Geológica Argentina, Revista IX (2): 39-41. Buenos Aires.
- Gutierrez, M. A. 1975.** Geología del extremo superior septentrional de la Sierra de Colán Conhué (ó Loma de Vázquez), departamento de Languiño, provincia del Chubut. Universidad Bs. As., Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Trabajo Final de Licenciatura. Inédito.
- Herbst, R. 1966.** La flora liásica de Pampa de Agnia, Chubut. Patagonia. Ameghiniana, Revista Asociación Paleontológica Argentina, IV (9): 337 – 349. Buenos Aires.
- Lage, J. 1982.** Descripción Geológica de la Hoja 43c, Gualjaina. Provincia de Chubut. Escala 1: 200000. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.
- Lesta, P. J. 1969.** Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia. Actas Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, II : 187 – 194. Mendoza.

- Lesta , P. J. y R. Ferello. 1972.** Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz, en A. F. Leanza, Dirección, Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias : 601-653. Córdoba.
- Lizuaín, A. y D. Silva Nieto. 1996.** Estratigrafía mesozoica del río Chubut medio (Sierra de Taquetrén). Provincia del Chubut. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas I: 479 – 493. Buenos Aires.
- López Gamundi, O. y C. O Limarino.1984.** Facies de abanicos submarinos en el Grupo Tepuel (Paleozoico superior), provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista, XXXIX (3-4): 251-261. Buenos Aires.
- Limarino, C. O., Massabie, A., Rosello, E., López Gamundi, O., Page, R. Y G. Jalfin. 1999.** El paleozoico de Ventania, Patagonia e Islas Malvinas. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina. Anales 29 (13): 319 - 347. Buenos Aires.
- Llambías, E. J., Llano, J. A., Rossa, N., Castro, C. E., y H. H. Puigdomenech. 1984.** Petrografía de la Formación Mamil Choique en la Sierra del Medio. Departamento Cushamen, Provincia del Chubut. IX Congreso Geológico Argentino. Actas II: 554-567. San Carlos de Bariloche.
- Mussachio, E. A., Berros, C. y Pujana, E. I. 1986.** Microfósiles continentals del Jurásico y Cretácico del Chubut y su contribución a la biostratigráfica de la Cuenca del Golfo de San Jorge. Argentina. En: biostratigrafía de los sistema regionales del Jurásico y Cretácico y Jurásico de América del Sur. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico. Mendoza.
- Mussachio, E. A. 1995.** Estratigrafía y micropaleontología del Jurásico y el Cretácico en la comarca del valle medio del río Chubut, Argentina. VI Congreso de Paleontología y Biostratigrafía, Actas: 179 – 187. Trelew.

- Nakayama, C. 1972.** Informa geológico de la región comprendida entre la sierra de Taquetrén y los cerros Los Chivos y Negro de Marrauf, Provincia del Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Inédito.
- Nullo, F. y C. Proserpio. 1975.** La Formación Taquetrén del cañadón del Zaino y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 30 (2): 133 – 150. Buenos Aires.
- Nullo, F. 1983.** Descripción geológica de la Hoja 45c, Pampa de Agnia. Provincia del Chubut. Escala 1: 200.000. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.
- Page, R. F. N. 1980.** La edad del Cautivalitense en su área tipo. Provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista XXXV (1): 151 – 155. Buenos Aires.
- Page, R. F. N., Limarino, C. O., López Gamundi, O. y S. Page. 1984.** Estratigrafía del Grupo Tepuel en su perfil tipo y en la región de El Molle, provincia del Chubut. IX Congreso Geológico Argentino. Actas, I: 619-632. San Carlos de Bariloche.
- Page, S. y R. F. N. Page. 1990.** Magmatismo toleítico en el intra – arco jurásico de la Precordillera del Chubut. XI Congreso Geológico Argentino. Actas II: 98 - 100. San Juan.
- Page, R. F. y Page, S. 1993.** Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central. Asociación Geológica Argentina. Revista 48 (I): 41 – 58. Buenos Aires.
- Petersen, C. S. 1946.** Estudios geológicos en la región del río Chubut medio. Dirección General Minas y Geología, Boletín 59. Buenos Aires.

- Perrot, C. J. 1960.** Estudio geológico de las inmediaciones del paraje "El Molle", departamento Tehuelches, Provincia de Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista XV, 1 – 2 : 53 – 79. Buenos Aires.
- Pianitzky, A. D. 1933.** Rético y Liásico de los valles del río Genoa y Tecka y sedimentos continentales de la Sierra de San Bernardo. Boletín de Informaciones Petroleras, X, 103: 151 – 182. Buenos Aires.
- Pianitzky, A. D. 1936.** Estudio geológico de la región del río Chubut y del río Genua. Boletín Informaciones Petroleras, XIII, 137: 83-118. Buenos Aires.
- Proserpio, C. 1978.** Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre. Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 159. Buenos Aires.
- Ramos, V. A. 1983.** Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. II Congreso Nacional Geología Económica. Actas I: 108 – 124. San Juan.
- Ramos, V. A. 1999.** Las provincias geológicas del territorio argentino. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina. Anales 29 (3): 41-96. Buenos Aires.
- Ramos, V. A. 1999.** Rasgos estructurales del territorio argentino. Evolución tectónica de la Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina. Anales 29 (24): 715-784. Buenos Aires.
- Rapela, C. W. 1999.** Rocas ígneas gondwánicas. El Plutonismo Triásico – Jurásico de la Patagonia. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina. Anales 29 (14 – 2): 364 - 372. Buenos Aires.

- Ravazzoli, I. y F. L. Sesana. 1977.** Descripción geológica de la Hoja 41c, Río Chico, provincia de Río Negro (Escala 1: 200.000). Servicio Geológico Nacional. Boletín N° 148. Buenos Aires.
- Rich, T. H., Rich, P. V., Giménez, O., Cúneo, R., Puerta, P. Y R. Vacca. 1999.** (en prensa). A Cetiosaurid from South America. Alchering.
- Robbiano, J. A. 1971.** Estratigrafía de las Sierras de Lonco Trapial, Olte y río Chubut medio, provincia del Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Inédito.
- Scalabrini Ortiz, J. 1972.** El Carbonífero en el Sector Septentrional de la Precordillera Sanjuanina. Revista Asociación Geológica. Tomo XXVII (4): 351 / 377. Buenos Aires.
- Silva Nieto, D. 1999.** Descripción geológica de la Hoja 4369-III, Paso de Indios, provincia de Chubut (Escala 1: 250.000). Servicio Geológico Minero Argentino. Inédito. Buenos Aires.
- Silva Nieto, D., Cabaleri N., Coluccia A., González Díaz E., Marquez M. y F. Salani. 2001.** Descripción geológica de la Hoja 4369-27, Cerro Cóndor, Provincia de Chubut (Escala 1:100.000). Servicio Geológico Minero Argentino. Inédito. Buenos Aires.
- Spikerman, J. P., Lagorio S., Massaferró G., López de Lucci M. G. y A. P. Radoszta. 1994.** La eruptividad de un sector del borde occidental de la Sierra de Languiño, Departamento Languiño, Provincia de Chubut. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas "I" II: 108-118. Mendoza.
- Stipanovic, P. N; Rodrigo F.; Bulíes O. L. y C. G. Martinez. 1968.** Las formaciones presenonianas en el denominado macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Asociación. Geológica Argentina, Revista, XXIII (2): 67-98. Buenos Aires.

- Suero, T. 1947.** Reconocimiento geológico de la zona comprendida entre cordón Cherque, cordón Putrachoique, río Tecka y Sierra de Languiño, Departamentos Tehuelches y Languiño. Territorio Nacional del Chubut. Yacimiento Petrolíferos Fiscales. Inédito.
- Suero, T. 1948.** Descubrimiento de Paleozoico superior en la zona extraandina de Chubut. Boletín De Informaciones Petroleras, XXV, 287: 31-48. Buenos Aires.
- Suero, T. 1952.** Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina de Chubut (Patagonia austral, República Argentina). XIX Congreso Geológico Internacional, Symp sur series Gondwana (Argel),: 373-384, y en 1953, Asociación Geológica Argentina, Revista, VIII, 1: 37-53. Buenos Aires.
- Tasch, P. y W. Volkheimer. 1970.** Jurassic Conchostracans from Patagonia. Universidad Kansas, Paleontology. Contr., Paper 50. Kansas. E.U.A.
- Turner, J. C. 1982.** Descripción geológica de la Hoja 44c, Tecka. Provincia del Chubut. Escala 1: 200.000. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.
- Turner, J. C. 1983.** Descripción geológica de la Hoja 44d, Colán Conhué. Provincia del Chubut. Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.
- Ugarte, F. R. E. 1966.** La cuenca compuesta carbonífera – jurásica de la Patagonia meridional. Anales Universidad Patagonia "San Juan Bosco", 2, Ciencias Geológicas, I, 1: 37 – 68. Comodoro Rivadavia.
- Vásquez, J. R. 1974.** Contribución al conocimiento del complejo volcánico del sur de la Sierra de Colán Conhué. Universidad Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Trabajo Final de Licenciatura. Inédito.

- Vitulich, E. 1975.** Descripción de los suelos presentes en la Hoja 44d, Colán Conhué. Universidad Buenos Aires., Facultad Ciencias Exactas y Naturales. Inédito. Buenos Aires.
- Volkheimer, W. 1964.** Estratigrafía de la zona extrandina del departamento de Cushamén (Chubut), entre los paralelos 42° y 42°30' y los meridianos 70° y 71°, Asociación Geológica Argentina, Revista XIX, 2: 85-107. Buenos Aires.
- Volkheimer, W. 1965.** Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extrandino (Zona de Gastre – Gualjaina). Asociación Geológica Argentina, Revista, XX (1965), 3: 326-350. Buenos Aires.
- Volkheimer, W. 1969.** Esporas y granos de polen del Jurásico de Neuquén (República Argentina). II Asociaciones microflorísticas, aspectos paleoecológicos y paleoclima. Ameghiniana, Revista Asociación Paleontológica Argentina, VI, 2: 127-145. Buenos Aires.
- Volkheimer, W. y E. Ott. 1973.** Esponjas de agua dulce del Cretácico de la Patagonia. Nuevos datos acerca de su posición sistemática y su importancia paleobiogeográfica y paleoclimatológica. Actas Quinto Congreso Geológico Argentino, III : 455 – 461. Buenos Aires.
- Volkheimer, W. y J. Lage. 1981.** Descripción Geológica de la Hoja 42c, Cerro Mirador. Provincia de Chubut. Escala 1: 200.000. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.

8 ANEXOS

8.1 Muestreo

8.1.1 Descripción microscópica

Muestra N° 6:

Lugar de toma: Norte de la Sierra de Colán Conhué, en la ladera oriental, a la altura de Loma Guacha. Formación la Cautiva.

Descripción macroscópica:

Roca de color negro versosa, porfírica, en la que se observa un 10% de fenocristales blanquesinos de plagioclasa de hasta 0,3 cm y minerales máficos aciculares y prismáticos de color verdosos y de hasta 0,3 cm en una pasta afanítica (90%).

Descripción microscópica:

Roca con textura porfírica y pasta polotámica muy fluidal. Presenta fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa y piroxenos.

La plagioclasa se presenta cribada según zonas, maclada según albita y fue determinada mediante el método de Michel Levy como labradorita (An_{62}). Entre los piroxenos se identificó hipersteno (moderadamente alterado a carbonatos y cloritas) y augita. Los minerales accesorios son minerales opacos y apatitos.

La pasta (95%) está compuesta por microlitas de plagioclasa muy apretados y orientados los que le da a la roca un aspecto muy fluidal, entre ellas se

disponen cristalitas de piroxeno reemplazados en parte por minerales opacos y con coloraciones rosadas por tinción de óxidos de hierro.

Se observaron venas delgadas compuestas por cuarzo y tridimita.

Clasificación: Fenobasalto.

Muestra N° 7:

Lugar de toma: Norte de la Sierra de Colán Conhué, en la ladera oriental, a la altura de Loma Guacha. Formación La Cautiva.

Descripción macroscópica:

Roca de color negro versosa, porfírica, en la que se observa un 10% de fenocristales blanquesinos de plagioclasa de hasta 0,3 cm y minerales máficos aciculares y prismáticos de color verdosos y de hasta 0,3 cm en una pasta afanítica (90%).

Descripción microscópica:

Roca con textura porfírica y pasta hialopilitica. Compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de labradorita (An₆₂), hipersteno y augita. La plagioclasa se encuentra parcialmente reemplazada por zeolitas y presentan zonación múltiple oscilatoria.

La pasta está compuesta por microlitas de plagioclasas, cristalitas de piroxeno, minerales opacos y vidrio incoloro. Se observaron escasas y pequeñísimas laminillas de biotita.

Clasificación: Fenobasalto.

Muestra N° 8:

Lugar de toma: Norte de la Sierra de Colán Conhué, en la cima, al sureste de Loma Guacha. Formación Epulef.

Descripción macroscópica:

Roca de color gris verdoso en la que se distinguen pequeñas microlitas de plagioclasa de hasta 0,1 cm en una pasta afanítica.

Descripción microscópica:

Roca con textura porfírica y pasta traquítica. Se destacan fenocristales (1%) euhedrales a subhedrales de hipersteno.

La pasta está formada por microlitas de labradorita-andesina (An_{50}), muy apretadas entre sí y suborientadas, lo que le confiere a la roca una textura de gran fluidalidad. Entre las microlitas se alojan pequeños cristales prismáticos de augita e hipersteno, y gránulos de minerales opacos.

Clasificación: Fenoandesita basáltica.

Muestra N° 13:

Lugar de toma: En loma que se encuentra al oeste del extremo sur de la Sierra de Colán Conhué. Formación Epulef.

Descripción macroscópica:

Roca porfírica de color gris verdoso. Compuesta por un 5% de fenocristales tabulares, muy alterados y por un 95% de pasta afanítica.

Descripción microscópica:

Roca con textura porfírica y pasta subofítica. Se destacan fenocristales subhedrales de olivina muy teñidas por óxidos de hierro y en parte reemplazadas por antigorita.

La pasta está compuesta por microlitas divergentes de labradorita (An_{56}) de gran tamaño, entre las que se alojan cristales de augita, minerales opacos y en menor proporción cristales de olivina. Se observaron vesículas irregulares.

Clasificación: Fenobasalto.

Muestra N° 16:

Lugar de toma: En el centro de la Sierra de Colán Conhué, paralelamente a Puntudo Gendarmería. Formación La Cautiva.

Descripción macroscópica:

Roca de color negro, porfírica, en la que se destacan fenocristales (10%), blanquecinos de plagioclasa de hasta 0,3 cm en una pasta afanítica (90%).

Descripción microscópica:

Roca con textura porfírica y pasta hialopilítica. Compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de andesina (An_{36}), hipersteno y augita. La plagioclasa está cribada, maclada según albita y Carlsbad, presenta zonación múltiple oscilatoria y relictos de vidrios castaños. Es común que las plagioclasas y piroxenos se encuentren formando cumulos.

En forma accesoria se determinó la presencia de hornblenda castaña reemplazada por minerales opacos y con anillos de reacción compuestos por cristalitas de piroxeno.

La pasta está formada por microlitas de plagioclasa, algo orientadas, cristalitas de piroxeno y minerales opacos inmersos en vidrio castaño. Se observaron escasas vesículas irregulares.

Clasificación: Fenoandesita basáltica.

Muestra N° 17:

Lugar de toma: En el centro de la Sierra de Colán Conhué, paralelamente a Puntudo Gendarmería. Formación La Cautiva.

Descripción macroscópica:

Roca de color negro, con vesículas de hasta 0,2 cm de forma irregular.

Descripción microscópica:

Roca con textura porfírica y pasta hialopilitica. Presenta un 1% de fenocristales euhedrales a subhedrales de hipersteno y escasos fenocristales anhedrales de olivina con anillos de reacción compuesto por cristalitas de piroxeno.

La pasta está formada por microlitas de plagioclasa cálcica suborientadas, evidenciando fluidalidad, abundante vidrio castaño, cristalitas de piroxeno y minerales opacos.

Clasificación: Fenobasalto.

Muestra N° 18:

Lugar de toma: En el centro de la Sierra de Colán Conhué, paralelamente a Puntudo Gendarmería. Formación La Cautiva.

Descripción macroscópica:

Roca de color gris, porfírica en la que se observa un 30% de fenocristales tabulares y blanquecinos de plagioclasa de hasta 0,4 cm en una pasta afanítica (70%). Se observaron vesículas de hasta 0,2 cm, irregulares y suborientadas.

Descripción microscópica:

Roca con textura porfírica y pasta hialopilitica. Compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de andesina (An_{40}) augita e hipersteno. La plagioclasa presenta zonación múltiple directa, está cribada y con relictos de vidrios castaño pálidos e inclusiones de minerales opacos, es común encontrarla parcialmente reemplazada por ceolitas.

Como minerales accesorios se determinó la presencia de minerales opacos y de fenocristales completamente reemplazados por augita, agregados carbonáticos y minerales opacos, a juzgar por la forma y hábito se trataría de anfíboles, también se encontró circón.

La pasta está compuesta por microlitas de plagioclasa suborientadas, que le confieren a la roca fluidalidad, cristalitos de piroxeno, minerales opacos, vidrio incoloro, feldespatos alcalinos. Se observaron vesículas irregulares.

Clasificación: Fenoandesita.

Muestra N° 20:

Lugar de toma: En loma al sureste de la Aldea Epulef. Formación Epulef.

Descripción macroscópica:

Roca porfírica de color gris oscuro. Presenta 10 % de fenocristales blanquecinos y tabulares de plagioclasa de hasta 0,2 cm y mafitos prismáticos, alterados de hasta 0,2 cm en un 90% de pasta afanítica.

Descripción microscópica:

Roca de textura porfírica y pasta pilotáxica. Presenta fenocristales euhedrales a subhedrales de andesina, olivina, augita escasa hornblenda. Los fenocristales de andesina (An_{33}) presentan zonación múltiple directa, los fenocristales de olivina se encuentran teñidos por óxidos de hierro y con anillos de reacción formados por un agregado compuesto por cristalitos de augita y de plagioclasa, los fenocristales de hornblenda se encuentran reemplazados por cloritas.

La pasta está formada por microlitas suborientadas de plagioclasa, cristalitos de augita y minerales opacos.

Se observaron escasas vesículas irregulares tapizadas con tridimita.

Clasificación: Fenoandesita basáltica.

Muestra N° 21:

Lugar de toma: En loma al sureste de la Aldea Epulef. Formación Epulef.

Descripción macroscópica:

Roca porfírica de color morado oscuro. Compuesta por un 10% de fenocristales blanquesinos y tabulares de feldespatos de hasta 0,2 cm y mafitos oscuros de hasta 0,1 cm en una pasta afanítica que representa el 90%.

Descripción microscópica:

Roca de textura porfírica y pasta intersertal. Presenta fenocristales de andesina, olivina y de escasa augita. Los fenocristales de andesina (An_{46}) son euhedrales, maclados según Carlsbad y albita, con zonación múltiple oscilatoria y con relictos de vidrios castaños; los fenocristales de olivina están totalmente reemplazados por antigorita y minerales opacos, estos últimos también forman gruesos rebordes.

La pasta está formada por microlitas de plagioclasa suborientadas entre las que se alojan gránulos de minerales opacos, cristalitos de piroxeno y vidrio castaño.

Se observaron escasas vesículas irregulares tapizadas por cristobalita.

Clasificación: Fenobasalto.

Muestra N° 25:

Lugar de toma: En la Quebrada del Puesto, en la ladera occidental de la Sierra de Cutancunue. Formación Notao.

Descripción macroscópica:

Roca con textura granosa media y color rosado claro. En ella se distinguen cristales de feldespato rosados, cuarzo blanquecino y mafitos oscuros.

Descripción microscópica:

Roca con textura hipidiomorfa e inequigranular. Está compuesta por cristales de microclino y de ortoclasa, este último con texturas de desmezclas; cristales de cuarzo anhedral con inclusiones; cristales de oligoclasa con macla de Carlsbad y de albita y pequeñas micas cloritizadas.

Los feldespatos presentan escasa alteración sericítica y arcillosa; y muestra de posible deformación, como ser cristales flexurados y maclas de albita que culmina en punta.

En forma accesoria se determinó la presencia de augita; de hornblenda, en parte reemplazada por clorita y por escaso epidoto; de minerales opacos y de apatito.

Se observaron delgadas venillas de minerales opacos.

Composición estimativa:

Feldespato alcalino: 60%

Plagioclasa: 15%

Cuarzo: 25%

QAP: 3

Clasificación: Granito.

Muestra N° 28:

Lugar de toma: En el Valle del Cacique, en el curso del río, frente a la Aldea Epulef. Formación Lonco Trapial.

Descripción macroscópica:

Roca porfírica de color gris verdoso. Presenta 15 % de fenocristales compuestos por cristales tabulares y blanquecinos de plagioclasa de hasta 0,3 cm y mafitos negros, prismáticos y aciculares de hasta 0,2 cm en una 85% de pasta afanítica.

Descripción microscópica:

Roca con textura porfírica y pasta pilotáxica. Está compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de andesina, augita, hipersteno y anfíbol. Los fenocristales de andesina (An_{44}) presentan zonación múltiple oscilatoria y los fenocristales de anfíbol se encuentran totalmente oxidados, se los reconoce por el clivaje y hábito.

La pasta está formada por microlitas de plagioclasa, cristalitos de piroxeno y minerales opacos en una microfelsita.

Se observaron delgadas venillas de óxidos de hierro asociadas a cristobalita y ceolitas. Estas últimas también forman pequeñas amígdalas.

Clasificación: Fenoandesita.

Muestra N° 29:

Lugar de toma: En la ladera oriental de la Sierra de Cutancunue, una quebrada antes de la Quebrada de la Horqueta. Formación El Mirador.

Descripción macroscópica:

Roca de color gris claro verdoso, porfírica, en la que se distinguen un 3% de fenocristales blanquecinos, de hasta 0,3 cm, de plagioclasas zonadas y alteradas. El 97% restante de la roca es una pasta afanítica.

Descripción microscópica:

Roca con textura porfírica y pasta traquítica. Compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, hipersteno y augita. La plagioclasa es zonada y se encuentra totalmente reemplazada por zeolitas.

Se determinó la presencia de anfíbol, en menor proporción, que se encuentran reemplazados por agregados cloríticos.

La pasta está formada por microlitas de plagioclasa suborientadas y muy apretadas entre sí, lo que le confiere a la roca un aspecto muy fluidal. Éstas se encuentran acompañadas por cristalitos de piroxeno, minerales opacos, feldespato alcalino y escasas laminillas de biotita.

Clasificación: Fenoandesita.

Muestra N° 30:

Lugar de toma: En la ladera oriental de la Sierra de Cutancunue, una quebrada antes de la Quebrada de la Horqueta. Formación El Mirador.

Descripción macroscópica:

Roca brechosa, compuesta por litoclastos subangulares. La mayoría de éstos son porfíricos, de color morado y de hasta 2 cm y en ellos se distinguen fenocristales de plagioclasa blanquecina de hasta 0,2 cm en una pasta afanítica

de color morado. Los menos representativos, tienen formas subredondeadas, son de color blanquecino y de hasta 0,5 cm, posiblemente se trate de vitroclastos pumíceos. La matriz es de color morado, similar a los litoclastos mayores, es muy fina y afanítica.

Descripción microscópica:

Roca con textura litoclástica. Compuesta por litoclástos fundamentalmente de dos tipos:

Tipo 1: litoclastos andesíticos, con pasta hialopilítica en la que se distinguen microlitas de plagioclasa, minerales máficos totalmente oxidados, cristaltos de piroxeno y minerales opacos. En ellos también se identificaron vesículas y amígdalas irregulares de cuarzo.

Tipo 2: litoclastos tobáceos, formados por trizas y matriz afanítica desvitrificada a agregados felsíticos.

La matriz está compuesta por pequeños litoclastos de similar composición a los mayores acompañados por gránulos de minerales opacos y por un agregado muy fino cuarzofelsítico, probablemente producto de desvitrificación.

Clasificación: Toba litoclástica andesítica.

Muestra N° 31:

Lugar de toma: En la ladera oriental de la Sierra de Cutancunue, una quebrada antes de la Quebrada de la Horqueta. Formación El Mirador.

Descripción macroscópica:

Roca brechosa de color rojizo morado. Compuesta por litoclastos subangulares de hasta 1 cm, afaníticos. Se distinguen fenocristales de hasta 0,2 cm, rojizos y aparentemente alterados. La matriz es afanítica.

Descripción microscópica:

Roca con textura litoclástica, compuesta por litoclastos de dos tipos:

Tipo 1: litoclastos andesíticos, compuestos por pastas hialopiliticas. En ellos se distinguen microlitas de plagioclasa, minerales máficos totalmente reemplazados por minerales opacos y cristalitos de piroxeno.

Tipo 2: litoclastos tobáceos, formados por trizas y matriz afanítica desvitrificadas a agregados felsíticos.

La matriz es un agregado cuarzofeldespático donde se distinguen contornos de trizas desvitrificadas, pequeños litoclastos y gránulos de minerales opacos.

Clasificación: Toba litoclástica andesítica.

Muestra N° 32:

Lugar de toma: En la ladera occidental de la Sierra de Cutancunue, quebrada frente a la Aldea Epulef. Formación Cushamen.

Descripción macroscópica:

Roca de color verde claro y de textura esquistosa muy fina. En ella se destacan cristales de cuarzo, blanquecinos de hasta 0,2 centímetros.

Descripción microscópica:

Roca con textura semibandeada con pórfiroblastos de cuarzo y de feldespatos que presentan colas de presión asimétricas.

El feldespato con bordes definidos esta parcialmente sericitizado (feldespatos alcalinos y plagioclasa) y alterándose a epidoto. Posee macla de Carlsbad y zonación.

El cuarzo presenta extinción en bandas, ondulosa, subgranos y estructura de manto y corona; que indicarían recristalización dinámica.

La matriz es esquistosa de grano fino y está formada por laminillas flexuradas de clorita, moscovita y sericita que se amoldan a la forma de los porfiroblastos o depositandose en las colas de presión. También se determinó la presencia en la matriz, de gránulos de cuarzo y feldespatos.

Como accesorios se observa epidoto, apatita, biotita con pasaje a clorita y titanita.

Según lo observado la roca protolito pudo haber sido:

a) Ígnea, posiblemente afectada por zona de deformación. Por zonación en feldespato tal vez subvolcánica.

b) Metaígneia (en Cushamen).

c) Metarcosa (en Cushamen) con poco transporte, en este caso la roca mantiene bastante las características originales.

Clasificación: Milonita, por superficies "s" y superficie de cizalla.

Facies: Esquistos verdes alta, por presencia de epidoto y muscovita.

8.1.2 Descripción macroscópica

Muestra N° 1:

Lugar de toma: Sur de la Sierra de Colán Conhué, en la cima. Formación Epulef.

Roca de color gris verdoso y textura afanítica. Externamente presenta coloración castaño por tinción con óxidos. Fenobasalto

Muestra N° 2:

Lugar de toma: Sur de la Sierra de Colán Conhué, en la cima. Formación Epulef.

Roca de color castaño amarillento muy claro. Presenta cristaloclastos de plagioclasa blanquecina de hasta 0,2 cm y mafitos oscuros prismáticos. Se observaron escasos litoclastos oscuros y otros de color rosado claro (posiblemente se trate de pumicitas). La muestra es extremadamente liviana. Toba

Muestra N° 3a y b:

Lugar de toma: Sur de la Sierra de Colán Conhué, en la cima. Formación Epulef.

a) Roca de color castaño verdoso claro. Presenta cristaloclastos de plagioclasa blanquecina de hasta 0,2 cm y mafitos oscuros prismáticos. Se observaron pequeños litoclastos oscuros. La muestra es extremadamente liviana. Toba

b) Ídem a la anterior pero de color rosa

Muestra N° 4:

Lugar de toma: Norte de la Sierra de Colán Conhué, en la ladera oriental, a la altura de Loma Guacha. Formación La Cautiva.

Roca de color negro grisáceo y textura porfírica. Presenta cristales blanquecinos (10%), de hasta 0,3 cm, de plagioclasa en una pasta (90%) afanítica. Se observan pequeñas vesículas irregulares de hasta 0,2 cm. Externamente su coloración es castaño-rojiza por tinción con óxidos de hierro. Fenoandesita

Muestra N° 5:

Lugar de toma: Norte de la Sierra de Colán Conhué, en la ladera oriental, a la altura de Loma Guacha. Formación La Cautiva.

Roca de color negro grisáceo y textura porfírica. Presenta cristales blanquecinos (10%), de hábito tabular, de hasta 0,4 cm, de plagioclasa en una pasta (90%) afanítica. Se observan pequeñas vesículas irregulares de hasta 0,4 cm. Externamente su coloración es castaño-rojiza por tinción con óxidos de hierro. Fenoandesita

Muestra N° 9:

Lugar de toma: Centro de la Sierra de Colán Conhué, a la altura de Bardita Negra. Formación Epulef.

Roca de color gris verdoso oscuro. Presenta cristales de color verdoso, de hasta 0,1 cm, de olivina (0,5 %) en una pasta afanítica. Es muy maciza y no se observa vesiculación. Fenobasalto

Muestra N° 10:

Lugar de toma: Centro de la Sierra de Colán Conhué, a la altura de Bardita Negra. Formación Epulef.

Roca de color gris verdoso oscuro. Presenta fenocristales de color blanquecino, de hábito tabular corto, de hasta 0,2 cm, de plagioclasa y pequeños mafitos de hasta 0,1 cm en una pasta afanítica. Presenta gran cantidad de vesículas irregulares orientadas muchas de las cuales están tapizadas por un precipitado de color blanco algunas llegan a formar amígdalas. Externamente presenta tinción por óxidos de hierro. Fenobasalto

Muestra N° 11:

Lugar de toma: Centro de la Sierra de Colán Conhué, a la altura de Bardita Negra. Formación Epulef.

Roca de color negro y textura afanítica. Externamente presenta coloración castaño por tinción con óxidos. Fenobasalto.

Muestra N° 12:

Lugar de toma: En loma que se encuentra al oeste del extremo sur de la Sierra de Colán Conhué. Formación Epulef.

Roca de color gris verdoso. Presenta cristales de color oscuro, tabulares, de hasta 0,2 cm, de plagioclasa; pequeños cristales de piroxeno y fenocristales de olivina de hasta 0,3 cm alterados a óxidos de hierro. Es muy maciza y no se observa vesiculación. Fenobasalto

Muestra N° 14:

Lugar de toma: En loma que se encuentra al oeste del extremo sur de la Sierra de Colán Conhué. Formación Epulef.

Roca de color gris verdoso. Presenta cristales de color blanquecino, tabulares, de hasta 0,1 cm, de plagioclasa; pequeños cristales verdosos de piroxeno y fenocristales de olivina de hasta 0,3 cm alterados a óxidos de hierro. Se observan vesículas subredondeadas de hasta 0,2 cm. Externamente presenta coloración castaño por tinción con óxidos. Fenobasalto

Muestra N° 15:

Lugar de toma: En el centro de la Sierra de Colán Conhué, paralelamente a Puntudo Gendarmería. Formación La Cautiva.

Roca de color negro grisáceo y textura porfírica. Presenta cristales blanquecinos (5%), de hábito tabular, de hasta 0,5 cm, de plagioclasa y mafitos prismáticos de color verde, de hasta 0,2 cm, en una pasta (95%) afanítica. Se observan pequeñas vesículas irregulares de hasta 0,3 cm. Externamente su coloración es castaño-rojiza por tinción con óxidos de hierro. Fenoandesita

Muestra N° 19:

Lugar de toma: En el centro de la Sierra de Colán Conhué, paralelamente a Puntudo Gendarmería. Formación La Cautiva.

Roca de color negro grisáceo y textura porfírica. Presenta cristales blanquecinos (15%), de hábito tabular, de hasta 0,5 cm, de plagioclasa y escasos mafitos de color verde, de hasta 0,1 cm, en una pasta (85%) afanítica. Externamente su coloración es castaño-rojiza por tinción con óxidos de hierro. Fenoandesita

Muestra N° 22:

Lugar de toma: En la Quebrada del Puesto, en la ladera occidental de la Sierra de Cutancunue. Formación Cushamen.

Roca de color castaño, algo brillante por la presencia de minerales micáceos muy pequeños orientados. Presenta fenoblastos de feldespato blanquecino, cuarzo traslúcido y líticos. Metasedimentita

Muestra N° 23:

Lugar de toma: En la Quebrada del Puesto, en la ladera occidental de la Sierra de Cutancunue. Formación Cushamen.

Roca de color castaño verdoso. Presenta porfiroblastos de feldespato rosado y de cuarzo traslúcido. También se observan laminillas de micas algo orientadas. Externamente presenta tinción con óxidos de hierro. Metagranito

Muestra N° 24:

Lugar de toma: En la Quebrada del Puesto, en la ladera occidental de la Sierra de Cutancunue. Formación Cushamen.

Roca de color castaño verdoso. Presenta porfiroblastos de feldespato rosado y de cuarzo traslúcido. Se observan laminillas de micas algo orientadas que le confieren cierto brillo. Externamente presenta tinción con óxidos de hierro. Metagranito

Muestra N° 26:

Lugar de toma: En la Quebrada del Puesto, en la ladera occidental de la Sierra de Cutancunue. Formación Cushamen.

Roca de color verdoso. Presenta porfiroblastos de plagioclasa blanquecina y de mafitos oscuros. Se observan laminillas de micas doradas que le confieren cierto brillo. Externamente presenta tinción con óxidos de hierro. Metatonalita

Muestra N° 27:

Lugar de toma: Al sur de la Quebrada del Puesto, en la ladera occidental de la Sierra de Cutancunue. Formación Lonco Trapial.

Roca de color gris verdoso. Presenta cristales de color blanquecino, tabulares, de hasta 0,1 cm, de plagioclasa y pequeños mafitos verdosos en una pasta afanítica. Externamente presenta coloración castaño por tinción con óxidos. Fenobasalto

Muestra N° 33:

Lugar de toma: En la quebrada frente a la Aldea Epulef, en la ladera occidental de la Sierra de Cutancunue. Formación Notao.

Roca de color rosado y grano muy grueso con textura hipidiomórfica. Presenta cristales de feldespato rosado, cuarzo traslúcido, mafitos oscuros y óxidos de hierro. Granito

Muestra N° 34:

Lugar de toma: En la quebrada frente a la Aldea Epulef, en la ladera occidental de la Sierra de Cutancunue. Formación Cushamen.

Roca de color verdoso y brillo satinado. Presenta pequeños cristales blanquecinos en una pasta afanítica. Metavolcanita

Muestra N° 35:

Lugar de toma: En la quebrada frente a la Aldea Epulef, en la ladera occidental de la Sierra de Cutancunue. Formación Notao.

Roca de color rosado y grano mediano con textura hipidiomórfica. Presenta cristales de feldespato rosado, cuarzo traslúcido y mafitos oscuros. Granito

Muestra N° 36:

Lugar de toma: En la bajada frente a la Aldea Epulef. Formación Lonco Trapial.

Roca de color verde oscuro y brillo satinado. Presenta porfiroblastos blanquecinos feldespáticos de hasta 0,4 cm. Metavolcanita

Muestra N° 37:

Lugar de toma: En la Quebrada del Puesto, en la ladera occidental de la Sierra de Cutancunue. Formación Notao.

Roca de color gris rosado y grano grueso con textura hipidiomorfa. Presenta cristales de plagioclasa blanquecina y cuarzo traslúcido de hasta 0,5 cm y pequeños cristallitos de mafitos oscuros y alterados. La muestra se presenta alterada por meteorización. Granito.

8.3 Fotos

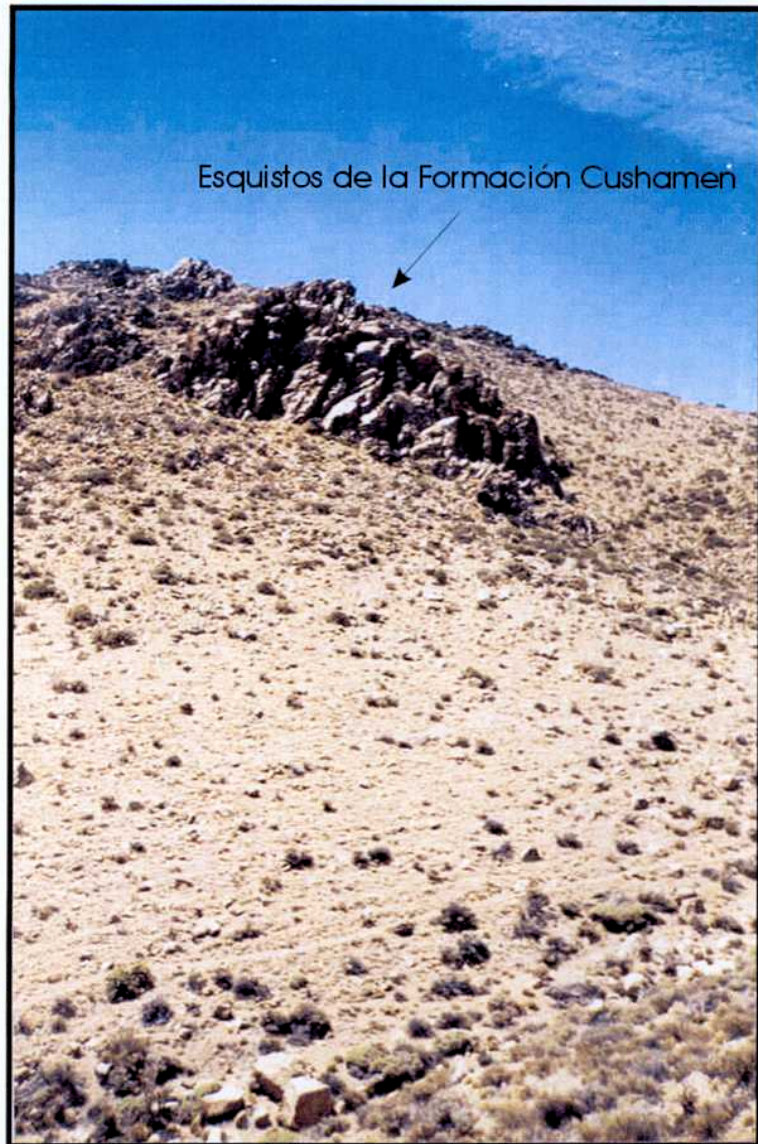


Foto 1: Juegos de diaclasas en la Formación Cushamen. Quebrada del Puesto.



Foto 2: Brecha andesítica, en curso seco del Mallín de Epulef, de la Formación Lonco Trapial.



Foto 3: Lajas de Formación La Cautiva.



Foto 4: Formación La Cautiva.



Foto 5: Relación de Formación La Cautiva con Formación Epulef, a la altura de Loma Guacha, vista desde el Valle del Cacique.

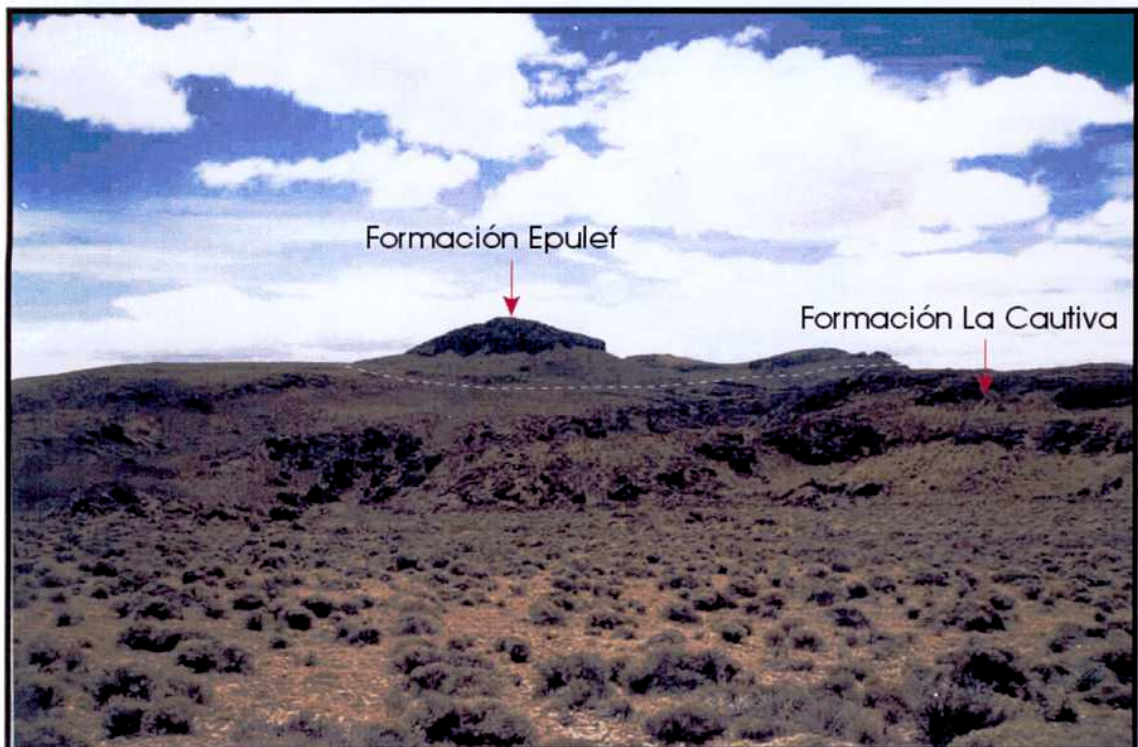


Foto 6: Relación de Formación La Cautiva con Formación Epulef.



Foto 7: Inclínación de estratos de Formación El Mirador, Sierra de Cutancunue.



Foto 8: Basalto Formación Epulef, Sierra de Colán Conhué.



Foto 9: Basalto Formación Epulef, aspecto lajoso, Sierra de Colán Conhué.



Foto 10: Tobas por debajo de los basaltos Epulef, Sierras de Colán Conhué.



Foto 11: Vista del Mallín de Epulef, al oeste la Sierra de Colán Conhué.



Foto 12: Depósitos pedemontanos de la depresión de Colán Conhué. En segundo plano, perfil de la Sierra de Colán Conhué.

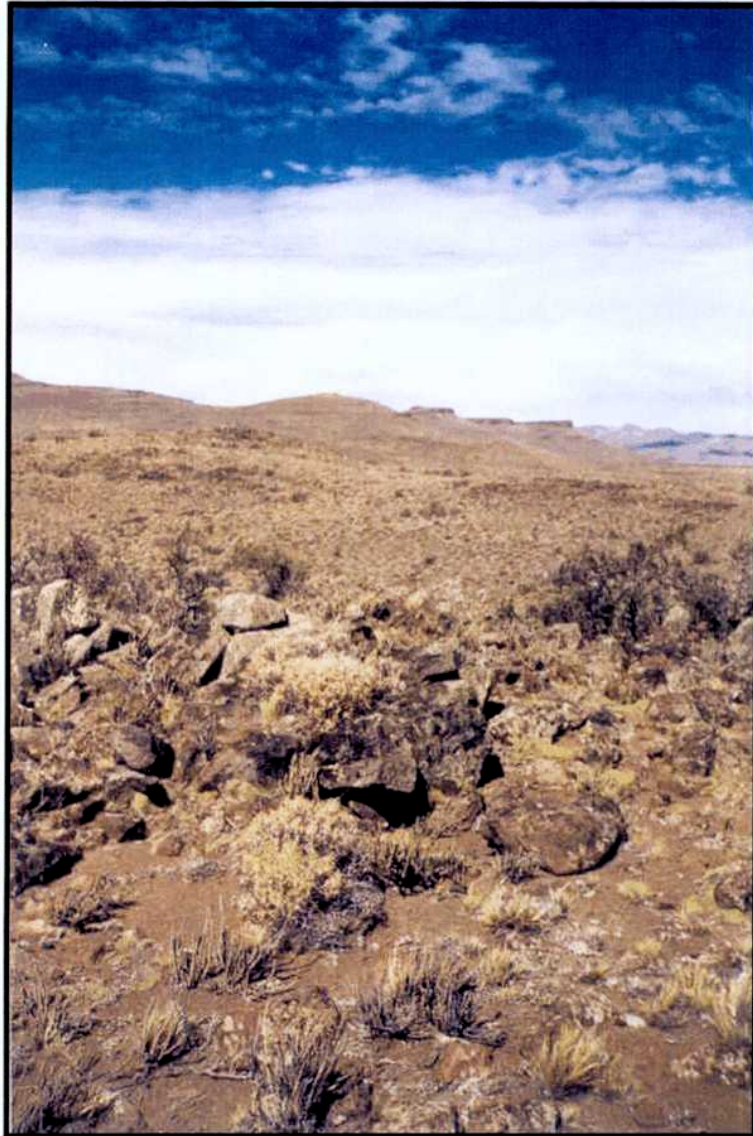


Foto 13: Vista de la depresión Colán Conhué desde el norte.

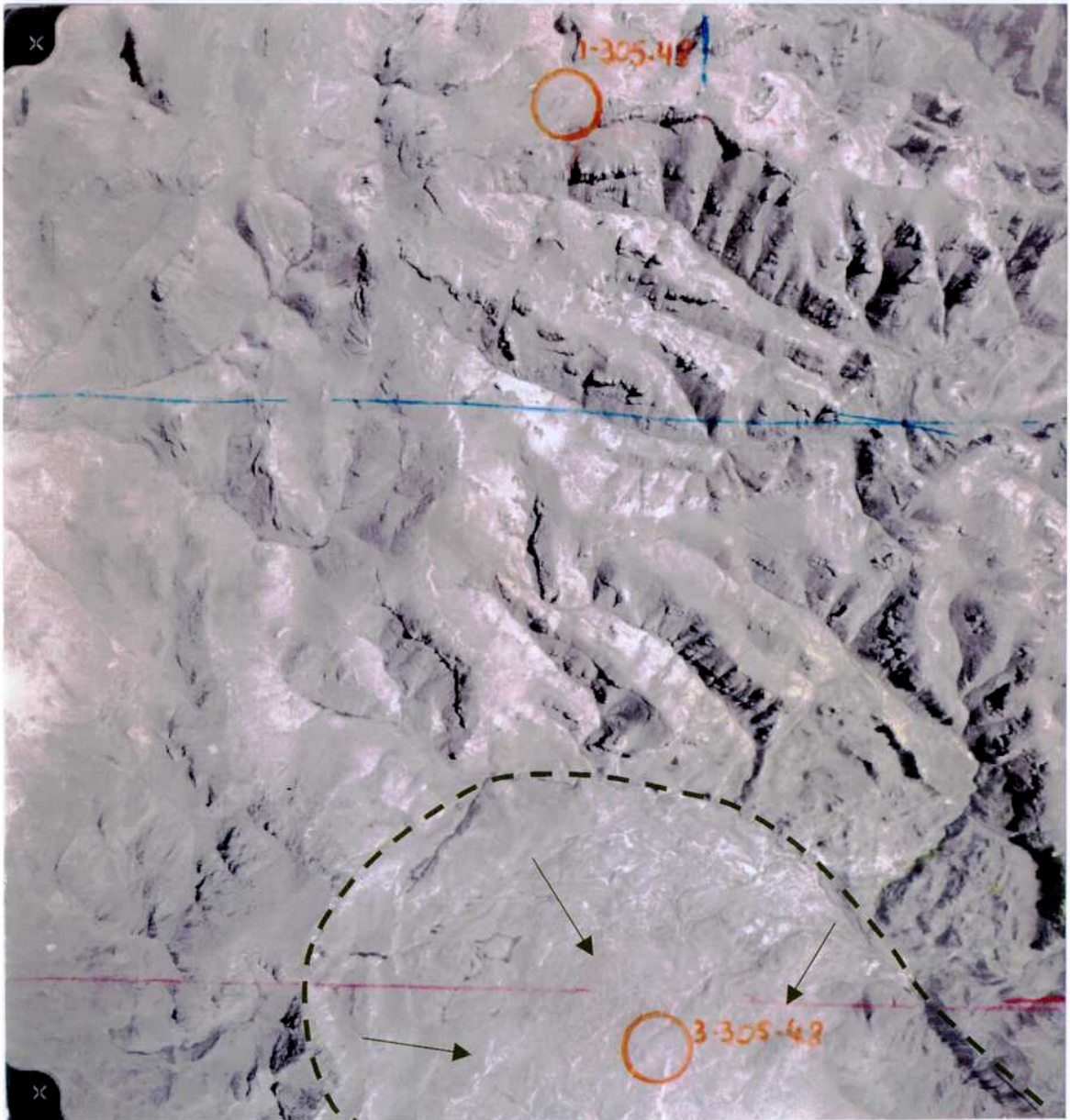


Foto 14: Depósitos de remoción en masa.

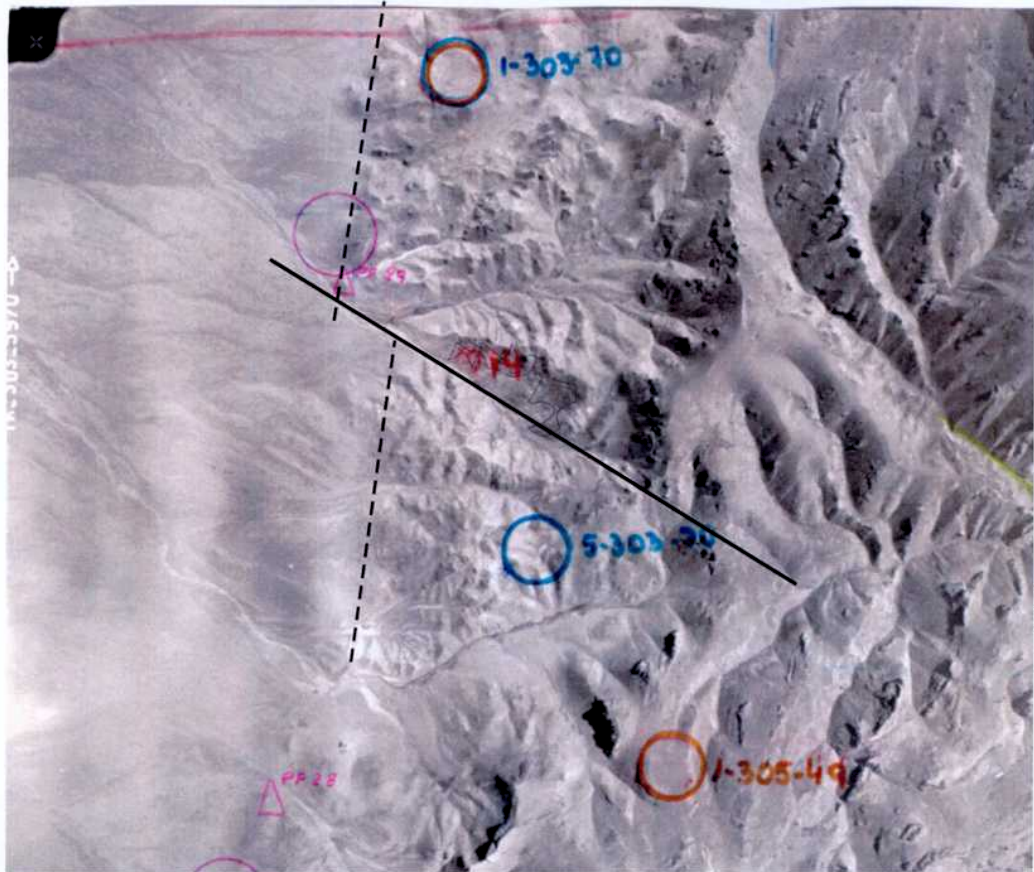


Foto 15: Desplazamiento del frente de la Sierra de Cutancunue por fallamiento.

8.3 Mapa Geológico

9 AGRADECIMIENTOS

Quisiera hacer una mención especial a la memoria del Dr. Roberto Caminos, con el que comencé este trabajo final de licenciatura y a quien considero fué un excelente profesor y ser humano.

Agradezco al Licenciado Luis Fauqué, por continuar la dirección de este trabajo, su dedicación y paciencia.

Debo también mi agradecimiento al Lic. Diego Silva Nieto, que además de permitirme cumplir con la tarea de campo en la zona de la Hoja Paso de Indios (a su cargo), compartió conmigo sus conocimientos geológicos de la zona.

A mi familia, que me apoyó en la elección de esta profesión y que siempre estuvo cerca.

A mis queridos amigos, especialmente a la flaca con la que compartí toda la carrera, muchas horas cátedras y muchas horas vida!

A todos mis compañeros del SEGEMAR; especialmente a la barra de Sensores Remotos y SIG, que soportaron mis nervios y me dieron estímulo para culminar este trabajo final de licenciatura.

Y a todos aquellos que en mayor o menor medida tuvieron que ver con la realización de esta meta.