

LOS DESLIZAMIENTOS DE LA CORDILLERA NEUQUINA AL SUR DE LOS 38° S: SU INDUCCIÓN

Emilio F. GONZÁLEZ DÍAZ¹ y Andrés FOLGUERA^{1,2}

¹ Laboratorio de Tectónica Andina, FCEyN Universidad de Buenos Aires

² CONICET

RESUMEN

Las conclusiones sobre los deslizamientos individualizados en la cordillera neuquina (36°-38°S), (su inducción sísmica; rechazo de la consideración de sus depósitos como *till*), indujo a proyectar su estudio al sur de los 38°S. Se distinguieron inéditas zonas de deslizamientos, cuya promoción y contexto sismotectónico difieren de los reconocidos entre los 36°-38°S. Su estudio regional, que abarcó tres comarcas (Aluminé, Chapelco y Arroyo Limay Chico), se comprobó el predominio de las corrientes de tierra sobre los deslizamientos rotacionales, siendo la excepción tipológica la avalancha de rocas de Chapelco, definida por su magnitud y morfología. Se interpretó una íntima relación entre sus ocurrencias y la presencia del Miembro Arroyo Limay Chico (Formación Caleufú). Su litología (con matriz de arcillas expansivas), su particular comportamiento físico-mecánico ante su saturación por precipitaciones y su disposición subyacente a planicies estructurales lávicas o conglomerádicas, determinaron su carácter de factor intrínseco condicionante. El inductor de las prehistóricas corrientes de tierra (y aun de las actuales), han sido las precipitaciones intensas. La infiltración de sus aguas redujo la cohesión y fricción de los materiales, incrementó la presión del agua de los poros y la hidrostática normal a las pendientes, haciéndolas proclives a su desestabilización. Los deslizamientos rotacionales son genéticamente relacionados con el socavamiento basal en los valles por erosión lateral fluvial y adicionalmente con las precipitaciones. En ambos casos influyeron la orientación de las pendientes (>insolación), el debilitamiento de abruptas laderas (artesas) por esfuerzos horizontales (*lateral release*) y la pérdida postglaciaria del soporte o apoyo (*debutressing*) que brindaban las lenguas glaciarias. El desprendimiento de la avalancha de rocas del Chapelco, ha sido relacionado con intensas precipitaciones o prolongados períodos lluviosos. Se establece que la inducción de los deslizamientos reconocidos al sur de los 38°S, no se relaciona con un *shock sísmico*, como fuera propuesto para la región situada al norte de ese paralelo. Si bien se desconoce la edad concreta de estos deslizamientos, el análisis geomorfológico sugiere asignar su ocurrencia con posterioridad al englazamiento. Se carece de argumentos temporales para el caso de la comarca del arroyo Limay Chico, alejado de la cordillera. Las cartas geomorfológicas exponen las principales unidades geomórficas que caracterizan el paisaje de cada comarca examinada.

Palabras clave: *Andes neuquinos, Inducción, Deslizamientos, Avalancha de rocas, Formación Caleufú.*

ABSTRACT: *Mass wasting in the Neuquén Cordillera south of 38°: its trigger factors.* The previous analysis of the prehistoric slide phenomena in the main Andes of Neuquén Province in Argentina (36°-38°S), determined to study those located south of this latitude. Therefore a new set of mass wasting deposits have been identified, whose trigger factors and corresponding tectonic framework, where they are located, differ from the northern slides. Their study was performed in three specific areas: Aluminé, Chapelco and Arroyo Limay Chico. Earth flows predominate in relation to some slumps. The only exception is the Chapelco rock avalanche. Their occurrence seems to be related to the presence of Limay Chico member of the Caleufú Formation, whose lithology (expanding clays), particular rheology before water saturation, and particular disposition underlying basaltic lava and conglomeradic plains were conditioning factors. The trigger factor of the Present and prehistoric earth flows has been intense orographic precipitations. Water saturation reduced friction and cohesion in materials, incrementing water pore pressure and producing slope instabilities. Rotational slides are related to the slope basal erosion produced by lateral river migration and additionally because of precipitations. Slope orientation has been important in determining location of main slides. Lateral slope release through the flanks of glacial valleys due to debutressing because of the glacial retire in the area has produced instability and rock fracturation that led to slide phenomena. The Chapelco rock avalanche is particularly related to copious precipitations during postglacial times. Thus sliding main trigger factors south of 38°S differ from those proposed for the northern area where earthquakes dominated. The specific age is still unknown, although their geomorphologic analysis allow to constraint a postglacial age for all these occurrences. However, temporal relationships are lacking for the specific case of the arroyo Limay Chico, beyond the glaciated area.

Keywords: *Neuquén Andes, landslide induction, slides, rock avalanche, earth slopes, Slumps, Caleufú Formation.*

INTRODUCCIÓN

González Díaz *et al.* (2006) distinguieron un elevado número de deslizamientos prehistóricos en la cordillera neuquina entre los paralelos 36°S y 38°S y propusieron su inducción por un promotor sísmico, favorecido por el contexto morfológico y estructural (Neotectónica). Les asignan una provisoria edad postglaciaria, por hallarse sus acumulaciones en el interior de previas artesas glaciarias. Con el propósito de ampliar su desarrollo en la región, extendieron los estudios al sur del paralelo 38°S, tratando de determinar su tipología y su promotor, temas carentes de referencias específicas (Fig. 1).

La actual disparidad sismológica (Fig. 2) y las discrepancias estratigráficas, estructurales y actividad volcánica comprobada entre ambas regiones, condujo a no descartar la posibilidad de un distinto pro-

motor de los deslizamientos.

Para el estudio -de extensión regional- se seleccionaron dos comarcas en diferentes tramos de la cordillera neuquina, consideradas representativas y una alejada de ella.

Comprenden sectores de diversas cartas geológicas que a escala 1:200.000 realiza el ex- Servicio Geológico Nacional. Una -publicada- contaba con información parcial sobre el tema (Turner 1976) y las restantes eran de carácter inédito (González Díaz 1979b, 1983).

La más septentrional comprende un tramo del valle superior del río Aluminé (Hoja Geológica 36a, Aluminé; Turner 1976), la intermedia una zona al norte del Cordón del Chapelco (Hoja Geológica 38a, San Martín de los Andes (González Díaz 1983) y la última involucra al valle del arroyo Limay Chico (Hoja 39b, Lago Traful; González Díaz 1979b).

El específico objetivo de esta presenta-

ción, es complementado con las respectivas cartas geomorfológicas de las comarcas y las principales unidades de su relieve.

CONSIDERACIONES TECTÓNICAS SOBRE EL ÁREA DE ESTUDIO

El rasgo tectónico más sobresaliente en la cordillera neuquina al sur de los 38°S es la fosa de Bío Bío-Aluminé (Folguera *et al.* 2006). Esta cuenca de origen extensional está asociada a moderada sismicidad cortical. Sin embargo la densidad de la misma es notablemente menor que al norte de los 38°S, en donde se desarrolla un frente de levantamiento activo asociado a los Andes Principales (González Díaz *et al.* 2006). La actividad neotectónica de la cuenca de Bío Bío-Aluminé en territorio argentino (38°-40°S) está vagamente constatada por evidencias de fallamiento superficial en depósitos recientes (Fig. 3) dada la escasa cantidad de fallas fehacientemente identificadas.

La edad del volcanismo que esta fosa controla es en términos generales pleistocena, aunque son escasas las dataciones radimétricas realizadas en este sector de los Andes (Vattuone y Latorre 1998). Básicamente tres bases de datos de reciente adquisición han mostrado procesos sublitosféricos asociados a la generación de esta cuenca de retroarco.

La primera ha sido la adquisición de *receiver functions* a los 39°S (Yuan *et al.* 2006) que han mostrado la existencia de fenómenos de atenuamiento cortical en el retroarco neuquino.

La segunda es la realización de un perfil magnetotélúrico a las mismas latitudes (Brasse y Soyer 2001), que mostró dos bolsones de material de alta resistividad potencialmente asociados a magmas y/o volátiles por debajo de la fosa de Bío Bío-Aluminé. Uno de éstos se correlaciona directamente con la zona de potencial emplazamiento de magmas debajo de actual arco volcánico (Chile), mientras que el otro, de mayores dimensiones, se ubica por debajo del sector septentrional de la

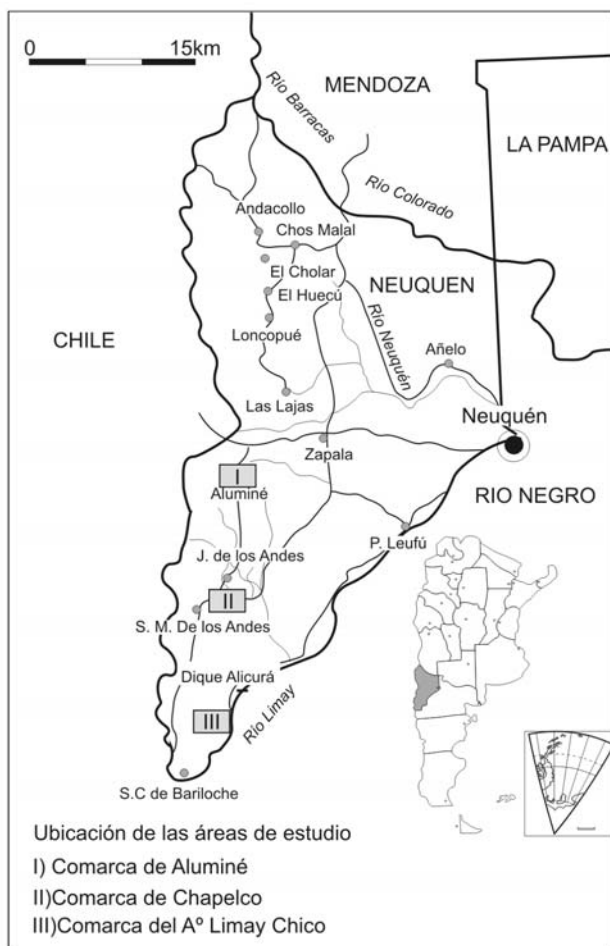


Figura 1: Ubicación del área de estudio.

fosa de Bío Bio-Aluminé (caldera de Pino Hachado y centros volcánicos adyacentes). El mayor complejo caldérico de la cordillera neuquina se desarrolla inmediatamente por encima de esta anomalía conductiva que posee edades comprendidas entre 4 y 1,6 Ma (Tunstall y Folguera 2005) transgrediendo los límites de la fosa.

Finalmente estudios gravimétricos realizados en el sector septentrional de la fosa de Bío Bio-Aluminé, han mostrado la existencia de amplias anomalías residuales positivas que estarían indicando un atenuamiento cortical por debajo de este área (Folguera *et al.* 2007).

La actividad recurrente de emplazamiento magmático desde el Plioceno inferior hasta la actualidad, la ocurrencia de fallamiento extensional en superficie y la existencia de fenómenos de atenuamiento litosférico y cortical, apuntan conjuntamente a la existencia de fenómenos activos a nivel del retroarco cuya expresión al sur de los 38°S, está constituida por la fosa de Bío Bio-Aluminé.

Si bien se ha mostrado que la neotectónica a nivel del retroarco en el sur de Neuquén existe y no es un rasgo menor, su naturaleza de índole extensional está asociada a escasa sismicidad cortical.

El caso al norte de los 38°S es claramente diferente, ya que si bien allí existen también rasgos extensionales en la zona del retroarco (Folguera *et al.* 2004), un sistema de fallas que acomodan desplazamientos dextrales y acortamiento, es el que aparentemente se asocia a la mayor densidad de sismos corticales.

Esta situación es particularmente contrastante al visualizar un mapa de la sismicidad de retroarco a escala de la provincia neuquina (Fig.1), en donde las áreas que concentran rasgos neotectónicos de naturaleza transpresiva (al norte de los 38°S) se caracterizan por una marcada alta densidad de sismicidad cortical, en relación a aquellas áreas que están afectadas exclusivamente por neotectónica de carácter extensional (tanto al sur de los 38°S como en todo el sector ubicado hacia el este de la Cordillera del Viento y los

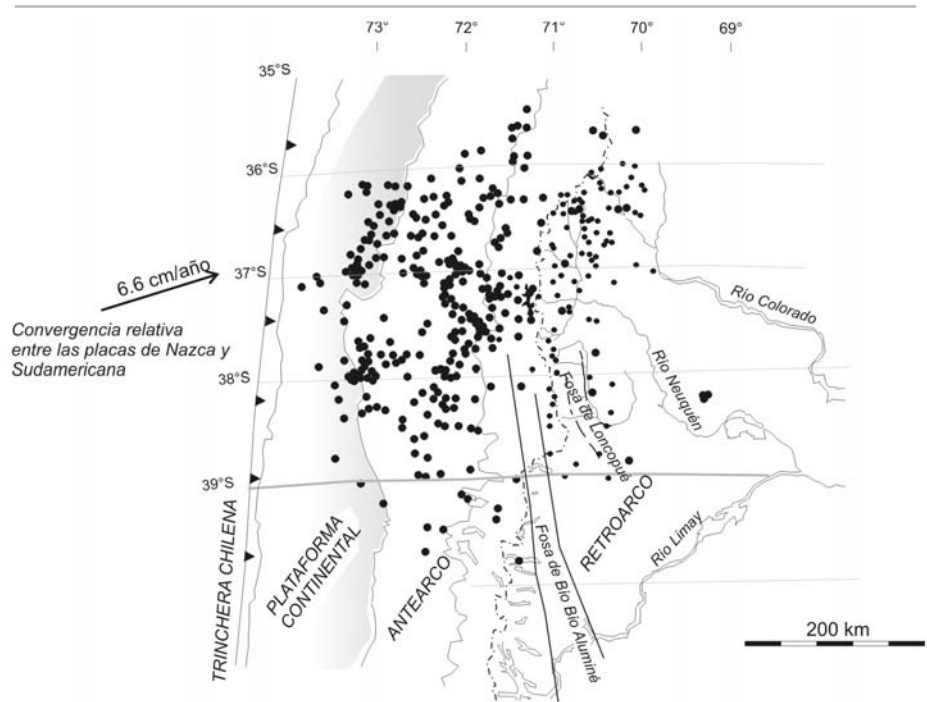


Figura 2 Distribución de los datos sísmicos instrumentales recientes al norte y al sur del paralelo 38°S. sectores internos de la faja plegada y corrida del Agrío).

UBICACIÓN DE LAS DISTINTAS ÁREAS DE ESTUDIO

Comarca de Aluminé: abarca un sector de la Hoja Geológica 36a „Aluminé, limitado por los paralelos 39°00’S y 39°23’S y los meridianos 70°52’O y 71°10’O. La población de Aluminé, situada en las adyacencias de la confluencia de los ríos Aluminé y Rucachoroi, dista unos 85 km al norte de la ciudad de Junín de los Andes. *Comarca del Cordón del Chapelco:* comprende el extremo septentrional del cordón homónimo, cercano a la afluencia del arroyo Quilquihue al río Chimehuin (Hoja Geológica San Martín de los Andes). Marginada por los paralelos 40°00’ y 40°10’S y los meridianos 71°05’ y 71°15’O, se halla a unos 25 km al sur de San Martín de los Andes.

Comarca del Arroyo Limay Chico: Se ubica en el sureste de la provincia, entre los paralelos 40°30’ y 40°40’S y los meridianos 70°50’ y 71°07’O (Hoja Geológica Lago Traful), entre Confluencia y Paso Flores. San Carlos de Bariloche se halla a

unos 95 km al sur. La represa de Alicurá se ubica unos 13 kms al este del arroyo Limay Chico (Fig. 2).

METODOLOGÍA

Se eligieron tres sectores al sur de los 38°S, con conocimiento de los autores de deslizamientos o alguna referencia previa de estos fenómenos (Aluminé) y una adecuada base de fotogramas e imágenes satelitales.

Los mapas adjuntos fueron realizados a partir de un previo y detallado análisis geomorfológico de fotogramas aéreos verticales a escala aproximada 1:60.000, lo que generó una excelente información inicial. Ello, asociado a previos estudios geológicos (década del 80), permitió el conocimiento y la correlación estratigráfica regional entre las comarcas, la distribución regional de los deslizamientos y su tipología.

Lo complementó un análisis de imágenes satelitales (escala 1: 100.000). La ampliación de sectores de las mismas, constituyó una excelente base para la confección de las cartas geomorfológicas adjuntas (Figs. 4, 5 y 6).

Se considera conveniente aclarar, que la

validez de la definición de la Formación Chimehuín (Turner 1973, 1976) ha sido descartada. González Díaz *et al.* (1990) demostraron que incluye tres formaciones previamente definidas y establecidas, las que enunciadas según un orden ascendente de edad son: Collón Cura, Río Negro y Alicurá.

Pese a lo antedicho, en la comarca de Aluminé se utilizará durante su análisis local, el término de Formación Chimehuín y para las comarcas de Chapelco y Arroyo Limay Chico, el de Formación Caleufu, subdivida en dos miembros (Arroyo Limay Chico y Alicurá), los que son equivalentes a las antiguas formaciones Río Negro y Alicurá, respectivamente.

COMARCA DE ALUMINÉ

Síntesis geológico-geomorfológica

Geología: Forma parte de la provincia geológica Cordillera Principal. Predominan unidades volcánicas neoterciarias: la Formación Rancahué (Turner 1973) equivalente al antiguo Basalto I (Groeber 1929) o Palaocolitense superior (Groeber 1946) de edad miocena y la Formación Tipilihuque (Turner 1973) de edad pliocena y correlacionable con aquellas previas e informales de Basalto II (Groeber 1929) o Coyochohitense (Groeber 1946).

La Formación Rancahué está integrada por coladas, brechas y aglomerados basálticos, con intercalaciones de tobas y ocasionales coladas de andesitas ácidas. La consideró coetánea con la Formación Chimehuín (Turner 1973), compuesta por tobas andesíticas (hasta dacíticas), tufitas, areniscas tobáceas, conglomerados e intercalaciones basálticas.

La principal exposición de la Formación Rancahué, la constituye el aparato volcánico del Cerro Negro. Sus componentes se disponen periclinalmente. Se halla suavemente perturbada por plegamiento, probablemente con relación a la fase principal y ascensos posteriores del tercer movimiento del ciclo Andico (Turner 1976). La Formación Tipilihuque -también suprayacente a la Formación Chimehuín- compone el paisaje de las extensas plani-

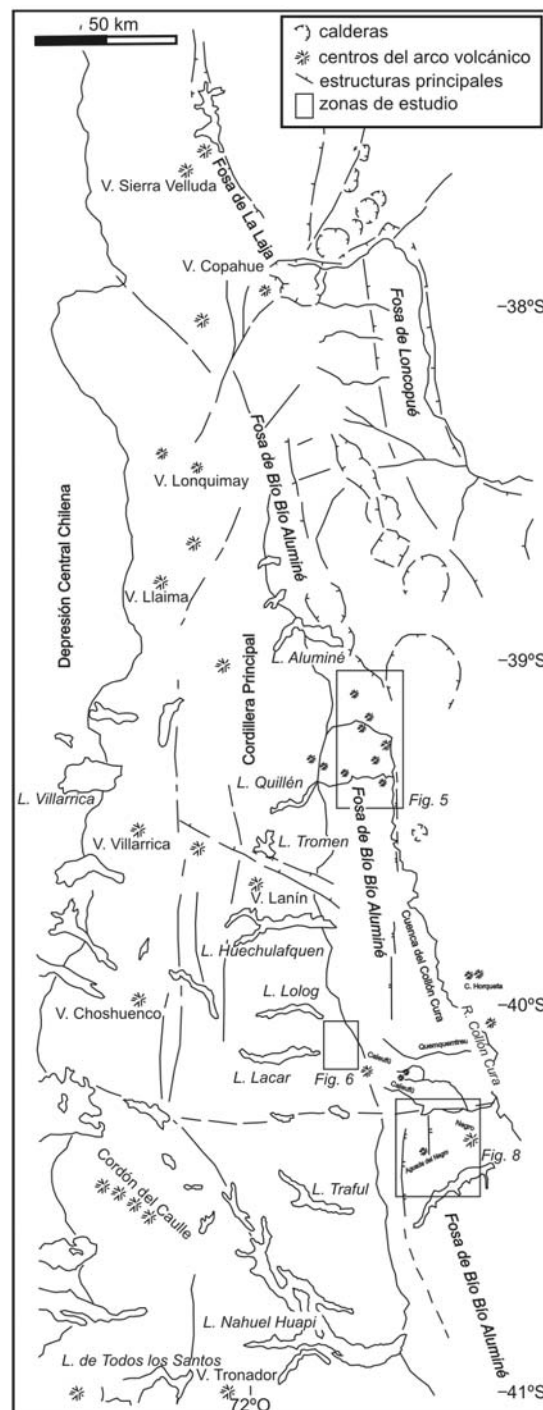


Figura 3: Esquema estructural de la Cordillera Principal entre los paralelos 37° y 41°S y zona de retroarco adyacente, en la cual se encuentra la depresión Bío-Bío-Aluminé.

cies estructurales lávicas adyacentes al valle del río Aluminé. Conforman las llamas pampas de los lugareños.

Antiguas formaciones integran el sustrato regional de la comarca (Turner 1976). Se interpreta que la presente exposición de las Formaciones Huechulafquen (granitoides de edad paleozoica) y Auca Pan (volcanitas mesosilíceas eoterciarias) en los fondos de los valles principales, se

relaciona con un proceso de exhumación relacionado con la profundización y expansión de la cuenca del río Aluminé, durante una fase erosiva fluvial cuaternaria (postglaciaria?).

Geomorfología: los rasgos más destacables de su relieve (Fig. 4) son:

a) Geoformas volcánicas: 1) Volcán del Cerro Negro: ha sido diferenciado durante el presente estudio. Asimétrico en planta,

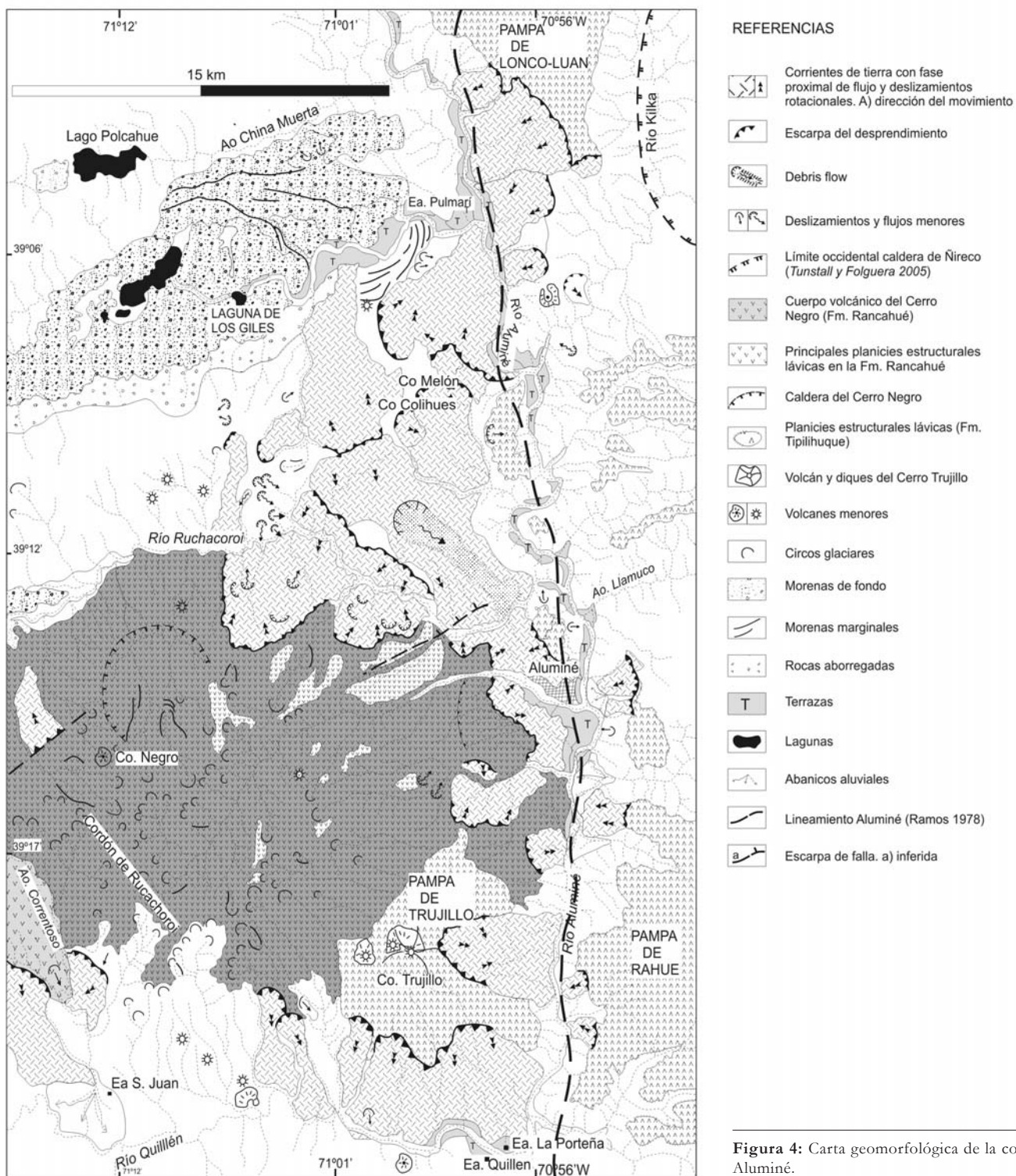


Figura 4: Carta geomorfológica de la comarca de Aluminé.

muestra un eje mayor este-oeste de unos 26 kms y el menor de 16 kms. Su degradación reducida, es principalmente marginal. Sus emisiones lávicas se disponen periclinalmente, alrededor de una amplia caldera de forma casi circular, cuyo diámetro ha sido estimado en 4,5 km. 2)

Volcán desmantelado de los cerros Colihues y Melón: la interpretación de dos profundas depresiones superiores (± 1 km de diámetro) como cráteres de emisión, llevó a diferenciar esta geoforma. Reiterados fenómenos de remoción en masa, han provocado la pérdida de su

morfología primaria. Sería contemporáneo con el volcán del cerro Negro (Turner 1976). 3) Aparatos volcánicos menores: sobresale aquel del cerro Trujillo, situado en la pampa homónima. El aportillamiento del cono, está orientado hacia el sur. Sus diques forman extensas pro-

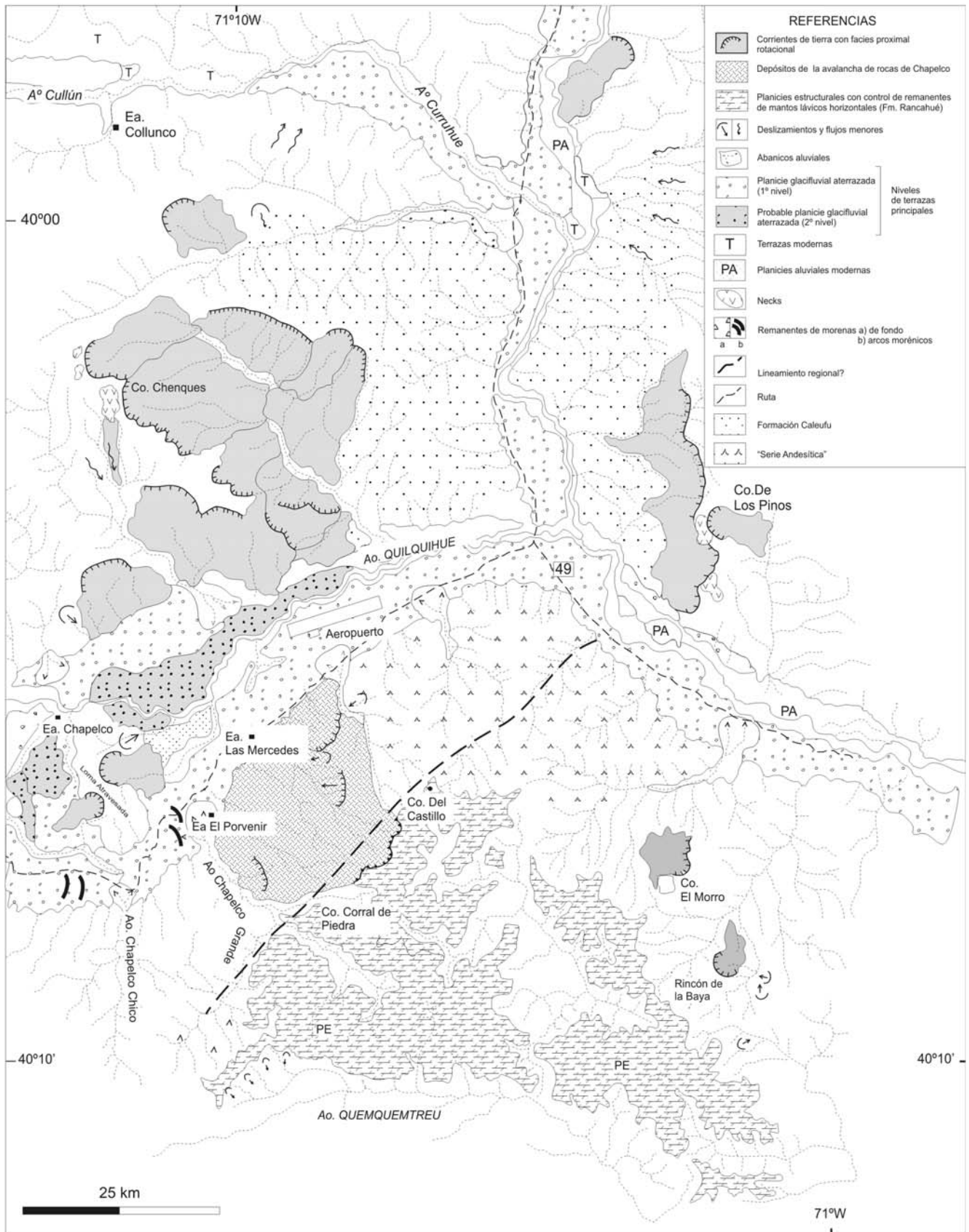


Figura 5: Carta geomorfológica de la comarca del Chapelco.

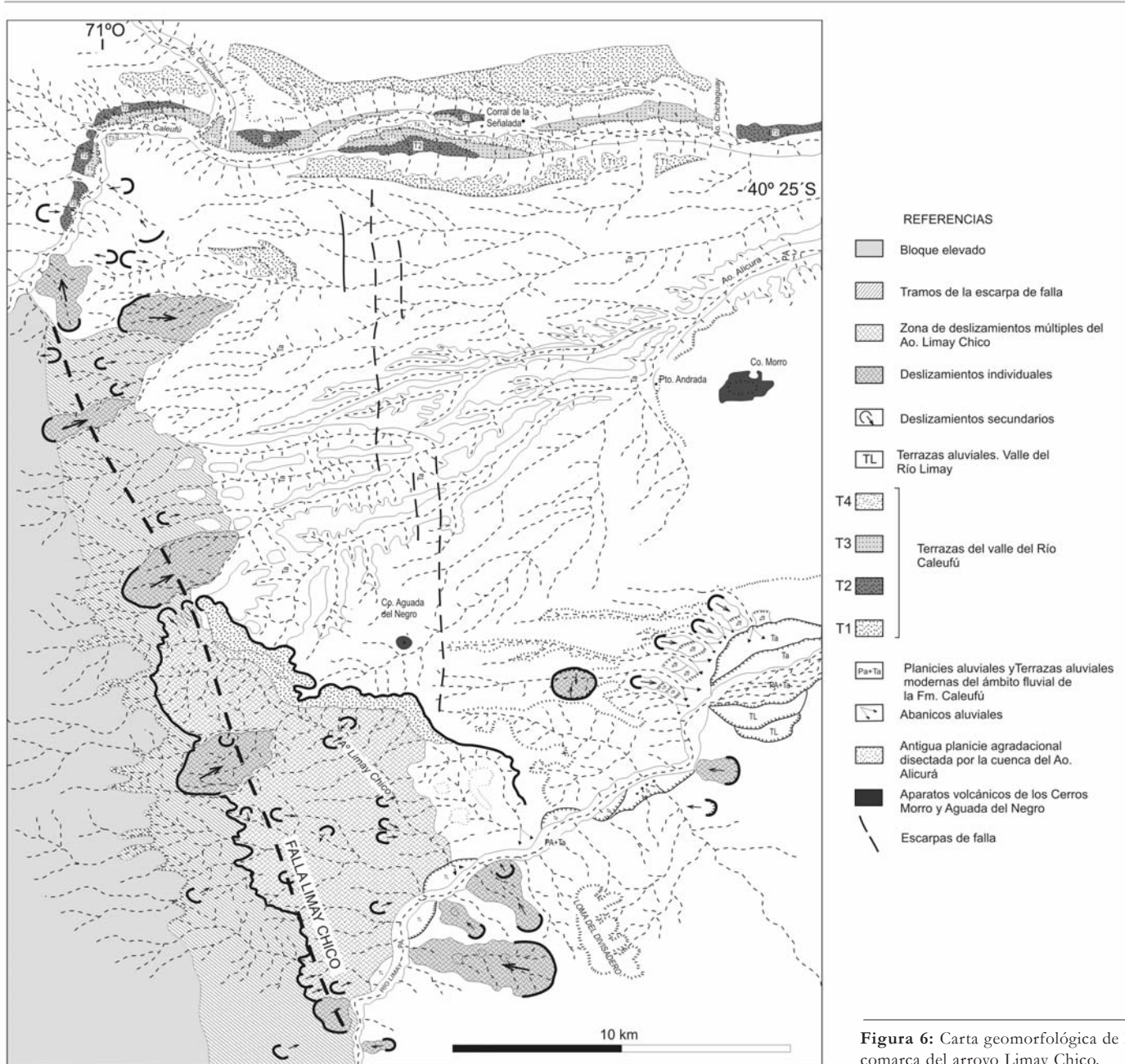


Figura 6: Carta geomorfológica de la comarca del arroyo Limay Chico.

yecciones (*devil walls*) hacia distintos cuadrantes. 4) Caldera volcánica: en la parte noreste de la figura 4 aparece un limitado tramo del borde occidental de la gran caldera de Ñireco, ya reconocida por Tunstall y Folguera (2005).

b) Geoformas con control estructural: 1) Planicies estructurales lávicas: son propias del ambiente de la Formación Tipi-lihuque y marginales al valle del río Aluminé. Morfológicamente están controladas por mantos basálticos resistentes, horizontales, que suprayacen y protegen a las fria-

bles tobas y tufitas de la Formación Chimehuin.

Son remanentes de un previo relieve volcánico de coladas, degradado por variados procesos subaéreos (fluvial y remoción en masa), descartándose una consideración de geoforma volcánica primaria. Componen las pampas de Lonco Huan, de Trujillo y de Rahué. La similitud de las dos últimas pampas a ambos lados del valle del río Aluminé, permite sugerir la posterioridad de éste al derrame de las lavas de la Formación Tipili-

huque.

c) Geoformas glaciarias: están localizadas en dos ambientes morfológicos sustancialmente diferentes: 1) los grandes valles glaciarios de general disposición este-oeste, con centro de alimentación a la más occidental cordillera; 2) de menor desarrollo, en la parte cumbral del volcán del cerro Negro, definido como un centro de alimentación glaciaria colectiva. La observada general distribución este-oeste de los valles glaciarios locales (y otros cordilleranos vecinos), estaría de-



Figura 7: Paisaje del relieve de las acumulaciones de la avalancha de rocas del Chapelco. En segundo plano el abrupto frente septentrional del Cordón de Chapelco.

terminada por el control estructural ejercido por lineamientos de carácter regional y de similar orientación. Corresponderían a viejas estructuras previas al englazamiento. Su origen aun no ha sido analizado. Esta disposición ya fue observada al norte del paralelo 38°S (González Díaz *et al.* 2006).

Como formas de erosión en el primer ambiente, se destacan las grandes artesas de los valles de Pulmarí, Rucachoroi y Quillén.

En la zona de la afluencia del arroyo Pulmarí al río Aluminé, se observa un excelente desarrollo de formas propias de la abrasión glaciaria (rocas aborregadas, lomos de ballena, surcos, etc), sobre los afloramientos granitoides de la Formación Huechulafquen.

En la cumbre del cerro Negro hay una llamativa concentración de circos glaciares, los que durante el englazamiento pleistoceno fueron las cabeceras de los numerosos glaciares de valle que irradian de su cumbre.

La agradación glaciaria, representada por discontinuas morenas marginales y de fondo (Turner 1976) se observa en el tramo inferior del valle del arroyo Pulmarí. Las morenas marginales del cerro Negro exponen buen grado de conservación.

2) Planicies glaci-fluviales: se distribuyen en las principales artesas de la región. Se interpretan como tales la terraza superior del valle del río Aluminé.

d) Geoformas fluviales: 1) Valle del río Aluminé: a diferencia de aquellos de los ríos Quillén, Pulmarí y Rucacharoi, carece de estructuras morfológicas que permitan asignar su génesis al proceso glaciario. De

origen fluvial (garganta), tiene las características genéticas de un valle subsecuente y longitudinal, controlado por un antiguo lineamiento regional de orientación norte-sur (Aluminé, Ramos 1978).

El curso del río Aluminé constituye un ejemplo de río desproporcionado (misfit river), un carácter que se manifiesta al comparar el tamaño de su curso con la magnitud del valle que lo aloja. La desproporción es atribuida a la incidencia de mayores caudales a partir del cambio climático del Cuaternario tardío.

La garganta del río Aluminé presenta algunos tramos con cierta asimetría en su perfil transversal, un rasgo que puede ser imputado a diversos factores: erosión lateral, dispar insolación de sus laterales (> en el izquierdo), la variada resistencia de la dispar litología aflorante en el valle y la participación de la remoción en masa. Otros valles menores también tienen características de garganta.

Distribución y tipología de sus deslizamientos principales

En la comarca se observa una distintiva concentración de los dos tipos principales de deslizamientos, que concuerda con dos ambientes formacionales locales diferentes. Se reconoce la preponderancia de las corrientes de tierra en el ámbito de la Formación Rancahué y de los deslizamientos rotacionales en la Formación Típilihuque.

Flujos densos menores, afines mecánica y morfológicamente a *debris flows* no fueron analizados, con excepción del individualizado al suroeste del cerro Colihues, por su magnitud.

Descripción de los deslizamientos

Corrientes de tierra: como se mencionara, su presencia es notoria en el ámbito de la Formación Rancahué, superpuesta a la objetada Formación Chimehuin. Sus principales manifestaciones se observan en el sector de los cerros Colihues y Melón, situados entre los valles de Rucachoroi (sur) y Pulmarí (norte).

Se reconocen sus típicos rasgos morfológicos: sus zonas proximales, las escarpas de sus desprendimientos con amplias y cóncavas muescas o cicatrices, que están limitadas en su parte superior por un resalto morfológico (escarpa), de reducido desnivel. Adyacentes a ellas se observan algunos bloques menores rotados. La zona de sus coronas carece de grietas, sin mayores evidencias de futuras reiteraciones.

Sus acumulaciones son extensas (de formas lobuladas o lengüiformes en planta), bien definidas, adaptadas al relieve preexistente. Distalmente sus tramos terminales suelen exhibir remates engrosados (*bulging*), romos y con cierta divergencia lateral. En general su degradación es reducida, salvo en el ingreso de sus acumulaciones a los valles.

No se distinguieron superficies basales de corte ni se estimaron espesores de los depósitos, por falta de un adecuado control de campo. Ocasionalmente, sus acumulaciones distales llegan a componer una compleja asociación de varias corrientes de tierra adyacentes. Carecen de terraplenes laterales. Sus irregularidades superficiales (*bummocky topography*), no son tan acentuadas como en los deslizamientos rotacionales locales.

La más extensa corriente de tierra del área, expone su desprendimiento al suroeste del cerro Colihues (1.209 m s.n.m.). Tiene una longitud aproximada a los 8,5 km y un ancho máximo de 3,6 km. Cubre una superficie estimada entre 35 y 40 km². En su desplazamiento hacia el suroeste, alcanzó las proximidades de la afluencia del río Rucachoroi al río Aluminé.

Se destaca sobre su superficie un sobresaliente rasgo morfológico secundario que bajo la forma de un amplio y elongado debris flow, se extiende a lo largo de su eje mediano. Fotogeológicamente se reconocieron en él los característicos albardones (*leveés*), dispuestos marginalmente a una alargada y algo deprimida zona central. Los terraplenes tienen irregular desarrollo longitudinal, pero son reconocibles a pesar de cierta discontinuidad debida a posterior erosión (Fig. 4). El trayecto del flujo es del orden de los 7,5 km, con un ancho máximo estimado en 1,5 km.

Una pequeña falla con labio bajo al oeste (directa?), se localiza en la parte distal derecha de la corriente de tierra (Fig. 4). No se proyecta al ámbito del *debris flow*.

Con cabeceras adyacentes a la anterior y con dirección opuesta se halla otra extensa corriente de tierra, que se movilizó hacia el valle del río Pulmarí. La interpretación fotogeológica presupone que su tramo distal alcanzó a expandirse de forma reducida, en el interior del valle glaciario del citado río.

Al norte del río Rucachoroi -entre el cerro Colihues y el arroyo Pulmarí- depósitos similares han sido interpretados como propios de un *till* glaciario (Turner 1976).

Otras dos importantes y coalescentes corrientes de tierra se hallan en la pendiente nornoreste del cerro Negro. El valle del arroyo Carlil -afluente del río Rucachoroi- está dispuesto en una alargada y natural depresión entre ambas acumulaciones. Sus irregulares superficies alojan numerosas y pequeñas lagunas y mallines. Se observan removilizaciones secundarias. En el valle del río Quillén, con escarpa de

desprendimiento situada entre los cerros Iglesias (este) y Rucachoroi (oeste), la extensa y delgada lengua detrítica que se observa al poniente del arroyo Correntoso, es interpretada como una corriente de tierra.

Deslizamientos rotacionales: a lo largo de las escarpas de sus desprendimientos, suele observarse la presencia de bloques secundarios rotados (cejas; Turner 1976), típicos para este tipo de movimientos gravitacionales.

Su distribución muestra una estrecha relación con los afloramientos locales de la Formación Tipilihuque. Al igual que en el caso de la Formación Rancahué, sus lavas y aglomerados basálticos sobreyacen a la Formación Chimehuin, situación ésta considerada determinante para el desarrollo de los deslizamientos de este tipo en la comarca.

Se concentran principalmente en el valle del río Aluminé, entre la Pampa de Lonco Huan (norte) y las de Trujillo y de Rahué, al sur. Apicalmente, los desprendimientos se definen con un único bloque o un conjunto de bloques menores, los que generan una irregular acumulación rocosa en la parte superior. Suelen rematar distalmente en forma de una corriente de tierra.

En general, sus rasgos primarios exponen marcadas modificaciones por degradación posterior. La excepción la constituye el hallado en el sector centro-oriental de la Pampa del Trujillo, en las cercanías de la estancia La Magdalena.

Este deslizamiento tiene una corta zona de desprendimiento, cuya muesca en planta se asemeja a una dentellada situada marginalmente a la pampa o planicie estructural del Trujillo. Su elevada escarpa, de traza muy curvada, remeda un estrecho anfiteatro. Representaría el modelo paradigmático del tipo rotacional para la comarca.

Marginando la escarpa, se disponen numerosos bloques menores rotados con una zona central de muy irregular superficie, integrada por bloques degradados. Carece de una fase distal de corriente de tierra.

Constituye un excelente ejemplo de múltiples desprendimientos rotacionales retrógrados (*retrogressive slope failures*). Su génesis es vinculada a la activa erosión lateral de un innominado curso, el que tributario del río Aluminé afluye en las vecindades de la estancia Santa Magdalena. Su escasa degradación, apunta a considerarla como la más moderna expresión de estos deslizamientos.

En la adyacente Pampa de Rahué situada al este del valle del río Aluminé y a la misma latitud que la anterior, los deslizamientos rotacionales alcanzan limitada expresión.

Esta situación se debería a las numerosas intercalaciones de mantos basálticos de la Formación Rancahué, que alojadas en la Formación Chimehuin (Turner 1976) han reducido el espesor y la continuidad litológica de ésta última en la pendiente y al generar en ella una marcada heterogeneidad litológica, ha moderado la influencia de la Formación Chimehuin para la inestabilización de las pendientes y la ocurrencia de deslizamientos.

La desaparición de la Formación Chimehuin en el borde oeste de la Pampa de Lonco Huan y al norte de los cerros de los Cipreses y Arenoso y su reemplazo por las tobas de la Formación Aluminé y el complejo granitoide de la Formación Huechulafquen, explicaría la drástica desaparición de los deslizamientos rotacionales a partir del extremo sur de dicha pampa.

Una situación similar se observa en el flanco occidental del valle del río Aluminé, en un sector comprendido entre la afluencia del arroyo Kilka y la localidad de Aluminé. Lo precedente resalta la importancia que alcanzara la composición litológica de la Formación Chimehuin y su disposición subyacente respecto de las volcanitas neoterciarias, para el proceso de desestabilización de las pendientes en la comarca de Aluminé.

La población de Aluminé se halla edificada sobre acumulaciones detríticas provenientes de un deslizamiento rotacional local, cuyo desprendimiento se observa en la margen sur de una pequeña mesilla

ubicada al norte de esa localidad.

A lo largo de las sobresalientes escarpas semicirculares de la interpretada boca de emisión del volcán Colihues-Melón, hay un corto tramo de deslizamientos rotacionales, con una sucesión de bloques menores rotados con escasa degradación. En los laterales septentrionales del valle glaciario del río Quillén entre las estancias Quillén y San Juan, aparecen algunos deslizamientos rotacionales. Al sur de la pampa del Trujillo, sus acumulaciones distales han invadido parcialmente el piso de la artesa. Inmediatamente al oeste (estancia San Juan), otros deslizamientos rotacionales tienen sus muescas de desprendimiento sobre las pendientes australes del cerro Negro.

Turner (1976) distinguió como derrumbes y deslizamientos algunos sectores de deslizamientos rotacionales y sus acumulaciones en la comarca. Interpretó aquellos depósitos de las pendientes del extremo sur de la pampa de Lonco Huan, como correspondientes a niveles de pie de monte e integrantes de su propuesta Formación Quilachanquil (Holoceno). Los autores los asignan a deslizamientos rotacionales.

COMARCA DEL CORDÓN DEL CHAPELCO

Síntesis geológico-geomorfológica

Geología: volcanitas (tobas predominantes) de composición riolítica hasta andesítica, constituyen la unidad más antigua de la comarca. Aflorantes al norte del cordón del Chapelco, corresponden a la Serie Andesítica (Groeber 1954) o a las Formaciones Ventana (González Bonorino 1973) y Auca Pan (Turner 1965) del Eoceno-Oligoceno. Las lomas Redonda y Atravesada, son ejemplos locales de esta unidad.

González Díaz *et al.* (1986), merced a un detallado análisis estratigráfico-sedimentológico, definieron la Formación Caleufu, englobando las previas Formaciones Río Negro Alicurá. En ella diferencian un miembro inferior (Arroyo Limay Chico) y otro superior (Alicurá). El pasaje

entre ambos es gradual, sin mediar hiato o discordancia reconocible.

Ambos miembros sustituyen respectivamente, a las Formaciones Río Negro o rionegrense (Roth 1899) o de las areniscas azuladas (Galli 1969) y a la Formación Alicurá (Dessanti 1972).

La Formación Caleufu y la infrayacente Formación Collon Cura componen un episodio volcánoclastico neoterciario, que colmó la depresión tectónica (hemigraben) del Collon Cura. La Formación Caleufu representa un ciclo depositacional granocreciente del Mioceno medio-alto, posterior a la Formación Collon Cura. Una discordancia de erosión las separa. El Miembro Arroyo Limay Chico está compuesto por tufitas, (orto- y para-), tobas biotíticas de composición mesosilíceas (hasta ácida), areniscas, conglomerados e intercalaciones ignimbríticas. Tramos menores de ignimbríticas de escasa soldadura han sido descritas por González Díaz *et al.* (1986) en la zona de pasaje entre el miembro inferior y superior de la Formación Caleufu.

Las tufitas y las areniscas se disgregan con facilidad, particularmente aquellas de colores grises claros, moderados, (ortotufitas), con un tinte azulino. Esta tonalidad se debe a una delgada película de montmorillonita orientada, que engloba y une parcialmente los granos entre sí.

También en la matriz de las tufitas y otras sedimentitas tobáceas, se hallan arcillas y arcillas tobáceas. La distribución de clastos de pumitas -fácilmente desagregables contribuye a que las sedimentitas opongan escasa resistencia a los agentes erosivos, excepto cuando una cementación cálcarea las hace más tenaces.

En el Miembro Alicurá predominan las psefitas, con intercalaciones psamíticas y algunas capas piroclásticas basales (ignimbríticas de escasa soldadura) y de reducido espesor.

En la matriz de las gravas de este miembro también participan arcillas (montmorillonita, illita y halloysita subordinada), que unen el material intersticial arenoso formado por granos angulosos. La fracción gruesa proviene de granitoides cor-

dilleranos y en especial de las volcanitas eocenas. Los rodados suelen mostrar notable meteorización, al extremo de ser desmenuzados por la simple presión de los dedos.

La citada participación de minerales arcillosos en la composición de la Formación Caleufu, explicaría su particular comportamiento reológico o físico-mecánico (expansión, desagregación, fluidez), ante su saturación por el agua de precipitaciones. La abundante cantidad de material piroclástico reconocido en la Formación Caleufu y la contemporaneidad de su edad con erupciones transandinas (de dominante composición mesosilíceas) que alcanzaron su climax durante el Mioceno (Vergara 1972, Vergara y Munizaga 1974), deja planteada la alternativa de no descartar la posibilidad de una relación genético-temporal.

Análisis isotópicos K-Ar (14 ± 1 Ma y 8 ± 2 Ma) en sus tobas primarias, le asignan a la Formación Caleufu una edad miocena media a tardía (González Díaz *et al.* 1990).

En la comarca, la Formación Caleufu no expone su regional suprayacencia a la Formación Collon Cura, disposición corrientemente observada más al este, en pleno ámbito de la depresión tectónica del Collon Cura.

Intercalaciones basálticas coetáneas con el tramo basal del Miembro Arroyo Limay Chico -posteriores a la Formación Collon Cura - han sido reconocidas por González Díaz *et al.* (1988), en el paraje del puesto El Alamo, en el valle del río Collon Cura.

Sus edades han sido estimadas en 13 Ma (Ostera *com. pers.*). Dicha disposición conduce al remplazo de aquella propuesta de Groeber (1929), que consideraba que los mantos basálticos constituían el límite estratigráfico entre las formaciones Collon Cura y Río Negro, separándolas.

La Formación Caleufu cubre discordantemente a las volcanitas paléogenas al norte de la amplia curva del valle del arroyo Quilquihue, en la zona de su afluencia al río Chimehuín y también en el borde norte del cordón del Chapelco.

Al sur del valle del arroyo Quilquihue, constituye el sustrato de un espeso complejo de lavas basálticas (hasta andesíticas) y piroclásticas (brechas, aglomerados y tobas), con disposición estructural levemente perturbada, el que ha sido correlacionado con la Formación Rancahué (Martínez 1958).

Un dato isotópico del citado complejo (24 Ma; Ostera *com. verb.*), avalaría su asignación al límite Oligoceno-Mioceno, dato coincidente con la edad de la Formación Rancahué (Turner 1965). Su intrusividad en forma de diques en las tobas ácidas de la Formación Auca Pan, se observa en la ruta San Martín de los Andes-Junín de los Andes, antes del paraje de la curva de Pío Proto.

Un excelente y extenso perfil del propuesto y nuevo ordenamiento estratigráfico del Terciario superior en la región, se puede observar en la pendiente del faldeo norte del lago Huechulafquen, en un tramo situado entre los cerros de la Virgen, Santa Julia y Tipilihuque (39°45' S y 71°12' O).

Pequeños cuerpos intrusivos de composición traqui-andesítica (cerro de los Pinos) y basáltico-andesítica (cerro del Perro), ubicados al norte de la estancia de los Pinos, se emplazan en la Formación Calefú (González Díaz 1983). Sus respectivas e imprecisas edades son referidas al Plioceno y al Oligoceno-Mioceno. El Cuaternario está representado por remanentes aislados de depósitos de *till* (morenas), reconocidos en el valle del arroyo Quilquihue. Correspondientes depósitos glaciales, integran los niveles superiores de las terrazas locales de los valles del arroyo Quilquihue y del adyacente río Chimehuín. Los acopios de los niveles inferiores y de la planicie aluvial actual, son genéricamente relacionados con la acción fluvial en tiempos holocenos.

Geomorfología: exceptuando los deslizamientos que serán descritos en detalle, las principales geoformas del paisaje local (Fig. 5) tienen relación genética con el proceso fluvial.

a) **Geoformas con control estructural:** 1) Planicies estructurales lávicas: Fuertemente di-

sectadas por la acción fluvial, conforman el paisaje más elevado del extremo norte del cordón del Chapelco. El relieve de mesas y mesillas, es una secuela del control morfológico ejercido por los mantos resistentes de coladas y aglomerados basálticos del complejo de la Formación Rancahué, dispuestos de forma horizontal o levemente dislocados.

Marginalmente a este principal paisaje estructural, se hallan algunos aislados montes testigos, que testifican una previa y mayor extensión del complejo volcánico.

2) **Planicies estructurales sedimentarias:** Otro tipo de planicies estructurales son aquellas situadas en posiciones topográficas inferiores a las anteriores y cuyo control morfológico es ejercido por la espesa cubierta pefítica del Miembro Alicurá. Su capacidad de infiltración demora la incisión linear del escurrimiento superficial y por consiguiente limita su degradación.

Un material aglutinante arcilloso -con baja proporción de carbonato de calcio- compone un irregular cemento que brinda tenacidad a las pefitas del Miembro Alicurá (González Díaz *et al.* 1986) y protege al más débil e inferior Miembro Arroyo Limay Chico de la erosión.

Más al naciente, en el ámbito de la depresión tectónica de Collon Cura, este tipo de planicies estructurales componen tramos extensos y regulares de su paisaje general mesetiforme (pampas; Fig. 6), recortado por profundos y anchos cañadones, de fondo plano y ocasionales niveles de terrazas.

b) **Geoformas volcánicas:** Aisladamente sobresalen en el paisaje mesetiforme de la Formación Calefú algunos cuerpos intrusivos bajo la forma de necks o stocks. Buenos ejemplos son los cerros Los Pinos, del Perro, Bayo, de los Chenques y del Morro.

c) **Geoformas glaciales:** Limitados remanentes de morenas marginales y de fondo aparecen dispersos en el valle del arroyo Quilquihue a la latitud de la Loma Atravesada de Taylor y en la afluencia del arroyo Chapelco Grande.

Diversos niveles de terrazas aparecen en

el citado valle, de los cuales el superior es interpretado como correspondiendo a una planicie glaciafluvial primaria agradacional (*filltop*). Este concepto es provisoriamente extendido al segundo nivel del valle. Los niveles más inferiores son vinculados genéticamente al proceso fluvial postglaciaro.

Hacia el sur del cordón de Chapelco y ya alejados de la comarca, se observó un excelente desarrollo de los típicos rasgos morfológicos del englazamiento cuaternario bajo la forma de artesas, circos y morenas marginales. Estas últimas aguas abajo del circo que aloja el lago Azul, conservan su morfología primaria.

Al sur de las canchas de sky del Chapelco, se halla una zona cuya morfología permitió reconocer una pequeña calota de hielo, la que se comportó un centro de alimentación y dispersión glaciaria secundaria.

En el regular sustrato basáltico resaltan las lomadas de las roches moutonneés, los lomos de ballena (*whalebacks*), junto a reducidos tramos de pavimento glaciario con delgada cubierta de *till*. Una densa distribución de estrías, surcos y marcas semilunares (*crescentic marks*), avalan allí un general movimiento del hielo hacia el sur.

Distribución y tipología de los deslizamientos principales

A excepción de la reconocida avalancha de rocas del Chapelco, la comarca también se caracteriza por deslizamientos del tipo corriente de tierra. Más ocasionalmente se observan formas propias de deslizamientos rotacionales y *debris flows*.

En la actualidad y durante un período de intensas lluvias, la generación de una corriente de tierra o un *debris flows* a partir de la removilización de previos depósitos de corrientes de tierra o como culminación de su fase distal, es un fenómeno común que suele causar inconvenientes.

Descripción de los deslizamientos

Corrientes de tierra: Están concentradas al norte del valle del arroyo Quilquihue, en las vecindades del cerro Los Chenques. Su marco geológico de ocurrencia al igual

que sus magnitudes, son diferentes a las observadas en la comarca de Aluminé.

Sus muescas de desprendimiento tienen bajas escarpas con la típica forma cóncava pendiente abajo y alargadas y extensas zonas de acumulación, de relieve compuesto por bajas, estrechas y suaves lomadas irregularmente distribuidas.

Las cicatrices del arranque suelen disponerse coalescentes, unidas lateralmente, lo que origina una sucesión de concavidades que configuran dentelladas sobre las márgenes de las planas superficies cumbreles de la Formación Caleufu. Entre la estancia vieja de El Porvenir y el cerro de los Chenques, es donde mejor se exponen tales características. Otras corrientes de tierra de menor extensión, se hallan en el sector occidental de los cerros de los Pinos y del Perro.

Avalancha de rocas del Chapelco: Su desprendimiento se localiza en el extremo septentrional del cordón del Chapelco. Su movimiento general tuvo rumbo al noroeste, hacia el valle del arroyo Quilquihue, al que no alcanzó a obstruir.

Sus depósitos configuran en planta, una corta y ancha lengua de unos 5 km de largo por otros 4,5 km de ancho. Cubren un área aproximada de 22 km². Las estancias de El Porvenir y La Mercedes se hallan en sus extremos distales oeste y este, respectivamente.

En el sector del desprendimiento la secuencia estratigráfica está compuesta por un sustrato integrado por la Formación Caleufu, cubierto por las lavas y piroclásticas de la Formación Rancahué. Esta disposición estratigráfica es solamente discernible en el tramo oriental del abrupto frente norte del cerro del Castillo. En su extensión hacia el oeste, no expone afloramientos de la Formación Caleufu al estar las pendientes cubiertas por taludes.

También sólo en el este del citado frente, se reconoce la escarpa de su desprendimiento. Ubicada en la parte media e inferior de la pendiente del cerro del Castillo (± 200 m de desnivel), es de configuración suavemente cóncava, con contorno regular. Está desarrollada aproximadamente entre las curvas de nivel de los

1050 y 1150 m s.n.m. del empinado frente. Se acepta la probable continuidad de la escarpa del desprendimiento hasta el cerro Corral de Piedra. La indefinición del tramo occidental se relacionaría con su ocultamiento por depósitos de taludes modernos, principalmente alimentados por caídas de rocas o por deslizamientos menores.

Una baja depresión paralela al frente, se halla entre éste y los depósitos más proximales de la avalancha de rocas. ¿Corresponde a una garganta interna (inner gorge) de Kelsey (1988, en Densmore y Hovious 2000)?

Los depósitos de la avalancha componen una suerte de pie de monte local entre los cerros del Castillo (este) y el Corral de Piedra (oeste) y las curvas de nivel de los 1050 m s.n.m. y los 800 m s.n.m., que se proyecta hacia el norte hasta las proximidades de la ruta nacional complementaria d.

Su paisaje no expone las marcadas irregularidades observadas en las avalanchas de rocas al norte del paralelo 38°S (González Díaz *et al.* 2006). Compone un relieve de bajas y suaves lomadas (Fig. 6) disectado por una red fluvial dendrítica, bien organizada, aunque de escasa densidad, un rasgo que podría adjudicarse a lo reciente de su desarrollo.

Se observan algunas pequeñas depresiones (de su relieve original?), con drenaje centrípeto. Vistas las características estructurales del complejo basáltico de la Formación Rancahué (denso fracturamiento), no se descarta que caídas de rocas contemporáneas -asociadas a una movilización de taludes- hayan incrementado el volumen movilizado por la avalancha. El deslizamiento mostraría una fase inicial afín a un deslizamiento rotacional o caída, con su muesca de desprendimiento situada en la parte inferior de la abrupta pendiente del extremo norte del cordón del Chapelco. Continuó con una fase posterior, de carácter deformativo (flujo), cuyos detritos se desplazaron hacia el valle del arroyo Quilquihue. No se observaron evidencias morfológicas de pulsos o detenciones efímeras. El deslizamiento ro-

tacional reconocido en el noreste distal de la avalancha de rocas, aparenta ser una movilización posterior (lluvias) de los previos depósitos de la avalancha de rocas.

COMARCA DEL ARROYO LIMAY CHICO

Síntesis geológico-geomorfológica

Hace varias décadas y durante el relevamiento de la Hoja Geológica 39b Lago Traful (González Díaz 1979b), se reconoció en el valle del epígrafe una amplia zona de deslizamientos que carecía de antecedentes, además del fenómeno de la captura fluvial de un sector de las cabecezas de la cuenca del arroyo Alicurá, por el arroyo Limay Chico (González Díaz y Castro Godoy 2007).

Geología: la comarca comprende la pequeña cuenca del arroyo homónimo, situada en el extremo sur de la Depresión o Fosa del Collon-Cura (Ramos 1978). Su confín morfoestructural occidental, lo constituye una elevada escarpa de falla resecente de extenso desarrollo regional norte-sur, cuyo resalto morfológico se hace progresivamente menos evidente hacia el norte.

Este importante rasgo estructural -que ha determinado el neto límite entre el ambiente cordillerano y la depresión- ha sido distinguido como Falla Limay Chico (González Díaz y Castro Godoy 2007).

En la depresión e inmediatamente al sur del valle del río Caleufu y al este de la citada escarpa, se halla un estrecho sector caracterizado por unos bajos resaltos discontinuos, de similar orientación (Fig. 6). Son adjudicados a pequeñas fallas directas, con labio bajo oriental y se les asigna una indeterminada edad postmiocena. Es probable su relación con la neotectónica cuaternaria.

Sus escarpas orientadas al este, sobresalen particularmente a la latitud del codo del río Caleufu, en el regular paisaje de la Fosa de Collon Cura. Hacia el sur los resaltos se diluyen, siendo reemplazados una sucesión de cortos lineamientos norte-sur. Esta interpretación se sustenta en el excluyente diseño rectangular con que

allí se disponen los cursos tributarios de la cuenca superior del arroyo Alicurá (Aguada del Negro, Mallín Grande).

Al labio elevado de la Falla Limay Chico, lo integra el complejo volcánico (lavas y piroclastitas) de la Formación Ventana (González Bonorino 1973), caracterizado por su discontinuidad litológica y estructural, en sentido vertical y lateral. Mediante un estudio multidisciplinario, González Díaz (1979a), le adjudicó a la formación una edad eocena.

La disposición estructural de la Formación Ventana es horizontal o con una leve inclinación al poniente. Sus rocas se hallan marcadamente fracturadas por varios sistemas de fracturas.

Al este de la escarpa y en situación topográfica inferior, se extiende una antigua y regional planicie de carácter agradacional -de una edad general miocena- con amplios tramos de regular superficie (pampas de Alicurá, de Anchimayin), recortadas por amplios y chatos cañadones.

En la desembocadura del arroyo Limay Chico al río Limay, un manto basáltico se interpone entre las formaciones Collon Cura y Caleufu. Es correlacionado con la Formación Cerro Petiso (Rolleri *et al.* 1966) y con los hallazgos en el paraje del puesto El Alamo, situado en las cercanías de la estancia Putkamer (González Díaz *et al.* 1988).

Un volcanismo básico de inciertos tiempos cuaternarios, completa la secuencia estratigráfica general de la zona estudiada. Se lo halla en la pampa de Alicurá, al este de la cuenca del arroyo Limay Chico, siendo sus representantes los cerros Aguada del Negro (1.104 m s.n.m.) y Morro (996 m s.n.m.), cuyas coladas -cubiertas por arenas y gravas modernas- se extienden hasta las proximidades de la presa de Alicurá.

Geomorfología: un marcado contraste topográfico caracteriza la comarca: un abrupto frente montañoso occidental y una extensa planicie adosada al naciente. Sus rasgos geomorfológicos principales son:

- una elevada escarpa de falla resecente de rumbo general norte-sur (Falla Limay

Chico), regionalmente reconocible entre el valle del río Limay al sur y el codo del río Caleufu (estancia Meliquina), por el norte.

- una adyacente depresión tectónica (de Collon Cura; Ramos 1978), con drenaje regional hacia el naciente y nivel de base en el río Collon Cura. La construcción y llenado del embalse de Piedra del Aguila (cuya cola invade el valle del río Collon Cura hasta las proximidades de la afluencia del arroyo Quemquemtreu), ha modificado sustancialmente esa previa condición natural.

- Valle del arroyo Limay Chico: su curso de pendiente hacia el sur, tiene como nivel de base al río Limay. Genéticamente definido como del tipo longitudinal o de falla, está desarrollado en el límite estructural de ambos labios de la falla. Su disposición transversal al drenaje regional de la fosa tectónica de Collon Cura, resultó determinante para una captura fluvial (González Díaz y Castro Godoy 2007), un proceso que se vio facilitado por una zona de debilidad estructural previa (Falla Limay Chico).

Sucesivas capturas derivaron las aguas de un sector de las nacientes del arroyo Alicurá (Aguada del Negro, Mallín Grande), hacia el curso del arroyo Limay Chico.

Abras (del tipo *wind gap*) aparecen en la parte superior de la baja divisoria de aguas que separa la cuenca del arroyo Limay Chico de aquella del arroyo Alicurá. Se han propuesto dos probables codos de captura (*elbow of capture*).

En el valle del río Limay -previamente al embalse de Alicurá- se reconocieron varios niveles de terrazas superiores, definidas como glaciafluviales (González Díaz 1979b). La génesis de otras terrazas inferiores - actualmente cubiertas por las aguas del embalse de Alicurá- ha sido vinculada a fluctuaciones postglaciarias del caudal del río Limay.

Distribución y tipología de los principales deslizamientos

El valle del arroyo Limay Chico, expone una notable asimetría altimétrica sus laderas. La occidental, representada por la

escarpa de falla y las volcanitas de la Formación Ventana, constituye un resalto morfológico de 425-450 m. La oriental integrada por las sedimentitas neoterciarias de la depresión, alcanza unos 100 metros.

Descripción de los deslizamientos

Deslizamientos rotacionales: sobre la vertiente oeste (escarpa de falla), integran una continua faja que se extiende entre el valle del río Limay y las nacientes de la cuenca del arroyo Alicurá. Interferencias durante sus movimientos por el limitado espacio entre desprendimientos adyacentes, generaron un relieve de acumulación muy irregular y áspero en la parte media y basal de la ladera. El denso fracturamiento de las rocas de la Formación Ventana, no descarta la ocurrencia asociada de caídas de rocas.

La singular coalescencia lateral de las cicatrices de los desprendimientos, ha generado una única muesca general. De formas irregulares y gran extensión, se extiende aproximadamente entre las curvas de nivel de los 1250-1350 m s.n.m., a lo largo de un tramo densamente fracturado del frente montañoso (Fig. 7). Individualmente las muescas asemejan dentelladas en la parte superior de la escarpa de falla. También se observaron algunas aisladas, correspondientes a movimientos secundarios y tal vez internos.

El cauce medio e inferior del arroyo Limay Chico aparece recostado hacia el faldeo este. Este desplazamiento es relacionado con el movimiento que en tal dirección se desplazaron las acumulaciones distales de estos deslizamientos occidentales. También habría favorecido el socavamiento fluvial y consecuente migración del lateral este del valle y una contemporánea inducción de algunos deslizamientos.

Más al norte (Fig. 6) y a lo largo de la escarpa de falla se distribuyen algunos aislados deslizamientos rotacionales. Se observan en el área adyacente al cerro Leones, en las cabeceras más septentrionales de los arroyos Alicurá y Pantanoso y en las vecindades de la afluencia del arroyo Chimehuin al río Caleufu (estancia Me-

iquina).

En el faldeo opuesto (este) del valle del arroyo Limay Chico, afloran las formaciones Collon Cura y Caleufu, dispuestas horizontalmente. Afectando exclusivamente a la Formación Caleufu (sin participación de la infrayacente Formación Collon Cura), se observan deslizamientos rotacionales de reducidas proporciones, con estrechas y cerradas muescas de desprendimiento individuales. Asociados hay pequeños flujos del tipo *debris flows* y corrientes de tierra.

La Formación Collon Cura se caracteriza por caídas de rocas, desprendidas de sus resistentes intercalaciones ignimbríticas.

INDUCCION DE LOS DESLIZAMIENTOS EN LAS COMARCAS ANALIZADAS

Los deslizamientos son normalmente procesos erosivos breves, episódicos, que saben ser inducidos de modo diferente. Responden a la pérdida de estabilidad de los materiales de una pendiente, debido al desarrollo de una superficie de corte en su base o en su frente y también por una modificación de las previas condiciones físico-químicas del material que la compone.

El promotor sugerido para los deslizamientos descriptos tiene un carácter muy diferente al que fuera propuesto para la ocurrencia de los grandes deslizamientos de región cordillerana neuquina situada al norte del paralelo 38°S, un rol que fuera adjudicado a *shocks sísmicos* (González Díaz *et al.* 2006).

Característicamente la región muestra escasa actividad sísmica histórica, diferenciándose de aquella situada al norte del paralelo 38°S (González Díaz *et al.* 2006). La figura 2 expresa en forma concreta, la gran disparidad observada en los registros instrumentales de la presente actividad sísmica entre ambas regiones, la que se manifiesta por una notable concentración al norte de los 38°S. Dicha disparidad es tentativamente interpretada como una expresión moderna del modelo previo de las condiciones sísmicas que exis-

tieron en los indeterminados tiempos prehistóricos de ocurrencia de los deslizamientos analizados.

Además se reconoce la marcada incidencia de las características litológicas de la Formación Caleufu (o Chimehuin) y su comportamiento físico-mecánico en estado de saturación, como un factor intrínseco para el desarrollo de los procesos gravitacionales. Compuesta por tufitas y tobas alteradas con matriz de arcillas expansivas, mantos ignimbríticos de escasa soldadura con clastos fácilmente desagregables y su cubierta de conglomerados permeables, constituyó una sustancial condición previa para los deslizamientos en las comarcas de Aluminé y Chapelco.

Se señala que en la comarca de Aluminé la disposición estructural de la Formación Tipilihuque, su suprayacencia a la Formación Chimehuin y su actitud geomorfológica, determinaron condiciones para la génesis de deslizamientos del tipo rotacional.

De forma sintética y general se expondrá por tipología y sin considerar su distribución en cada comarca, las principales causales que indujeron los distintos deslizamientos diferenciados.

Los factores que influyen en la citada estabilidad son de carácter intrínseco: litología, estructura, marco geomorfológico y ambiental (clima, grado de humedad), topografía, tasas de los declives de las pendientes, su orientación, etc. Mayor importancia tienen los extrínsecos o independientes, considerados como inductores o desencadenantes (*triggering factors*): sismos, excesivas precipitaciones y la acción antrópica.

Se asume que los numerosos deslizamientos distinguidos en las tres comarcas analizadas, han tenido como principal factor inductor a precipitaciones excesivas o prolongados períodos lluviosos relacionados con las fluctuaciones climáticas del Cuaternario tardío, presumiblemente a finales de la glaciación cuaternaria Hay un consenso general en relacionar la inducción de flujos del tipo corriente de tierra con tormentas (excesivas

precipitaciones) o con un prolongado período de lluvias (Keefer y Johnson 1983), asociado a una coetánea saturación de un complejo rocoso por el agua infiltrada.

Las variaciones en la susceptibilidad potencial de las pendientes a un deslizamiento depende de variables topográficas, geológicas e hidrológicas y se halla gobernada particularmente por las presiones que desarrolla el agua infiltrada (subterránea) en respuesta directa a intensas precipitaciones o período de ellas. La infiltración en los materiales de una ladera, conduce a un incremento en la presión hidrostática del fluido entre sus componentes (tensión del agua capilar entre los granos o *pore water pressure*) y cambios en las condiciones físico-químicas y su consecuente comportamiento reológico. Provoca una reducción de la cohesión, de la fricción interna (adicional a la anterior) y del esfuerzo vertical (normal stress). Además, la incorporación del agua infiltrada acrecienta el peso o carga de los materiales en la pendiente.

Por otro lado, la participación en la matriz de la Formación Caleufu de elementos arcillosos expansivos (montmorillonita, illita) y consiguiente humedecimiento, incrementa el volumen y facilita la desagregación de sus componentes.

Lo expresado es válido en términos generales para la interpretación de la ocurrencia de las numerosas corrientes de tierra presumiblemente prehistóricas (y aún actuales), observadas en las comarcas de Aluminé y Chapelco y en menor proporción en la de Limay Chico. A las mismas causales es adjudicado el desarrollo de *debris flows* y removilizaciones secundarias comprobadas en acumulaciones de deslizamientos previos.

Respecto de los deslizamientos rotacionales, si bien la saturación de los materiales de las laderas pudo alcanzar cierta incidencia, los autores consideran que el principal inductor de este tipo de deslizamientos -particularmente en el ámbito del valle del río Aluminé- lo constituyó la profundización y el socavamiento basal de las pendientes por la erosión lateral, fluvial, durante períodos de mayor des-

carga (postglaciaros?).

En los valles glaciarios -como el del río Quillén- la remoción postglaciaría del soporte lateral brindado por la masa glaciaria, condujo a una reducción de la estabilidad de sus pendientes y contribuyó a la promoción de deslizamientos rotacionales, probablemente durante períodos de intensas precipitaciones.

La avalancha de rocas del Chapelco constituye un caso específico no sólo por su magnitud, sino también por la disposición y características de su escarpa de desprendimiento de distintivos rasgos topográficos.

El reconocido tramo oriental de su muesca, aparece localizado en la parte media-inferior de la abrupta pendiente norte del complejo volcánico de la Formación Rancahué, una distribución diferente a la observada en las avalanchas de rocas reconocidas al norte del paralelo 38°S, donde las cicatrices de sus desprendimientos se encuentran en la parte alta de las pendientes (González Díaz *et al.* 2006).

Densmore y Hovious (2000), han propuesto un método empírico -basado en rasgos topográficos- para diferenciar un deslizamiento promovido por tormentas, del que desencadenara un sismo. Toman en cuenta la ubicación de la muesca del desprendimiento en una ladera, asumiendo que cada uno de esos inductores deja en ella una huella o señal tan distintiva, que permite una práctica interpretación del mecanismo genético.

Evitan la aplicación de este método práctico en ambientes morfológicos con fuerte modelado erosivo glaciario, debido a la general tendencia de los deslizamientos a ubicarse sobre los abruptos laterales de los valles glaciarios.

Hallándose la cicatriz en la parte superior de una pendiente, el deslizamiento habría sido inducido por un sismo, en tanto que si estuviera localizada en su zona inferior, el desencadenante sería una tormenta (precipitaciones). Destacan para esto último, la importancia que tiene que la ladera tenga un fuerte declive fuerte en su parte basal y haya alcanzado un elevado

grado de saturación hídrica en dicho sector. Lo mencionado permite sugerir que la avalancha de rocas del Chapelco estaría vinculada genéticamente con la ocurrencia de precipitaciones excesivas o un prolongado período lluvioso, por mostrar una similar disposición de su cicatriz.

Sumada al marcado declive de la pendiente del extremo norte del cordón del Chapelco (Fig. 7), la situación basal de la muesca del desprendimiento, conforma un cuadro general afín al expuesto por los citados autores.

En párrafos previos se ha mencionado la incidencia de ciertas propiedades litológicas internas del Miembro Limay Chico de la Formación Caleufu, las que son aplicables en el caso de la avalancha de rocas del Chapelco.

Accesoriamente se interpretó un lineamiento local de rumbo NNE (Fig. 5), cuya traza coincidiría con la zona marginal de la empinada escarpa del extremo norte del cordón del Chapelco. Contribuyó como una debilidad estructural previa al desprendimiento de la avalancha de rocas. El lineamiento se extendería desde el flanco sur del cerro Puntudo, marginaría el frente norte de los cerros del Castillo y Corral de Piedra y se prolongaría hacia al oeste, por el valle superior del arroyo Chapelco Grande.

El deslizamiento rotacional, que aparece en el borde noreste de la avalancha, es conceptualizado como una removilización interna de las acumulaciones de la avalancha. Por su parte, el desencadenamiento de los deslizamientos en la comarca del valle del arroyo Limay Chico tuvo distintos promotores, con resultados que muestran valores diferentes en cada faldeo.

El mecanismo inductor coincidiría con fases de mayores o prolongados períodos de precipitaciones -probablemente regidas por las nuevas condiciones climáticas postglaciarías- a las que se sumó una activa y contemporánea erosión lateral y profundización del arroyo Limay Chico, favorecida además por las sucesivas capturas.

El elevado frente montañoso o flanco occidental del valle, se distingue por fuer-

tes pendientes ($\pm 50^\circ$), denso fracturamiento de las rocas, marcada disparidad estructural y litológica de la Formación Ventana, fuerte grado de alteración de sus tobas y las múltiples superficies de ruptura que intersectan con diversos ángulos las pendientes, probablemente relacionadas con el desarrollo de la Falla Limay Chico.

Estos diversos factores internos contribuyeron al ingreso del agua durante intensas precipitaciones, a la saturación de las rocas integrantes y al colapso gravitacional de tramos de la escarpa de falla.

El proceso de la erosión fluvial en la base de la escarpa (socavamiento), alcanzó cierta incidencia en los estados iniciales del proceso gravitacional, coetáneamente con el incremento de la descarga del arroyo Limay Chico.

Aquellos deslizamientos rotacionales y caídas de rocas comprobados en el flanco oriental del valle del arroyo Limay Chico, son esencialmente atribuidos al citado acrecentamiento de la descarga y a la erosión fluvial lateral (socavamiento), acentuada por el citado desplazamiento local del curso hacia el este.

Movimientos menores del tipo caídas de rocas y rotacional han sido reconocidos sobre la abrupta pendiente oeste de las coladas básicas del volcán Negro. Durante los estudios realizados en la década de los 80 (González Díaz 1979b; 1983), se observó en tiempos previos a la inundación del valle del río Limay por las aguas de la presa de Alicura, que en tramos de la antigua traza de la Ruta Nacional N° 237 y como una común respuesta contemporánea o algo posterior a fuertes precipitaciones, la ocurrencia de flujos densos (tipo corrientes de tierra y *debris flows*), los que esencialmente compuestos por rodados y arenas de la Formación Caleufu, solían interrumpir el tránsito por la citada ruta.

Otros movimientos menores debidos al mismo inductor, fueron observados sobre las márgenes del embalse, en zonas de relleno o de acumulación, durante la construcción del nuevo tramo de la ruta a mayor altura.

También y más ocasionalmente, las fluctuaciones del nivel de las aguas del embalse promovían pequeños deslizamientos sobre sus laterales, particularmente sobre la banda norte (modificaciones en la presión del agua de los poros o en el nivel hidrostático) en el complejo rocoso circundante.

Actualmente más regionalmente y fuera del ámbito del estudio, los deslizamientos del tipo corriente de tierra o rotacional, son fenómenos comunes en sectores cubiertos por la Formación Ventana o Auca Pan (Valle Encantado del río Limay).

Procesos de esta índole son reconocibles en diversos y más alejados lugares de la Patagonia: en Chubut al sur del El Maitén y en los cordones de Esquel y Leleque. Otros similares han sido observados en acumulaciones de *till* (morenas del lago Huechulafquen, Neuquén) o en aquellas de las zonas de Gualjaina-Cushamen en Chubut (Gonzalez Díaz 1993).

Durante el relevamiento de la Hoja Geológica Lago Triful (González Díaz 1979 b), hubo la oportunidad de observar una extensa avalancha de suelos (*soil avalanche*) en el trayecto de acceso al cerro Crespo, cuyo promotor fue una intensa precipitación.

EDAD DE LOS DESLIZAMIENTOS RECONOCIDOS

Pese a carecer de datos de valor absoluto en tal sentido, los autores proponen una general edad prehistórica postglaciaria, respecto de sus ocurrencias. Para ello se valen de ciertos argumentos relativos, principalmente geomorfológicos.

- Tomando en cuenta la expansión de las acumulaciones de los deslizamientos en el interior del valle glaciario del Quillén (sin alcanzar a obstruirlo), es válido proponer sus ocurrencias en tiempos postglaciarios. Una disposición análoga de los depósitos de las numerosas avalanchas de rocas reconocidas en abandonados valles glaciarios de la cordillera neuquina al norte del los 38°00'S (González Díaz *et al.* 2006), promovió una similar y

relativa asignación temporal.

- La técnica fotogeológica que permitió presuponer que la corriente de tierra situada al norte del cerro Colihues, invadido en forma limitada el valle glaciario del arroyo Pulmarí, también avalaría la hipótesis de su desarrollo con posterioridad al englazamiento pleistoceno o al previo retiro del frente glaciario a esas latitudes.

- Las acumulaciones distales de la avalancha de rocas del Chapelco cubren los depósitos del nivel superior de la planicie glaciifluvial del valle del río Quilquihue. Respecto de las corrientes de tierra prehistóricas septentrionales, sus materiales también suelen cubrir tramos marginales de esa planicie glaciifluvial.

- En cuanto a la comarca del Limay Chico, su lejanía de la región del englazamiento cuaternario establece incertidumbres insuperables hasta ahora. En el cordillerano noroeste de nuestro país, Trauth *et al.* (2000), han relacionado la ocurrencia de deslizamientos a lo largo de los frentes montañosos y los laterales de los valles principales, a períodos más húmedos y de mayor escurrimiento generados por un cambio climático acontecido entre el Cuaternario tardío y el Holoceno.

CONCLUSIONES

Los deslizamientos en las comarcas estudiadas demuestran un marcado predominio del tipo corrientes de tierra sobre los rotacionales, ni alcanzan grandes volúmenes. La excepción a esta consideración general la constituye la avalancha de rocas del Chapaleco.

El análisis de los deslizamientos en la cordillera neuquina al sur de los 38°S, ha determinado como causal de su ocurrencia a intensas precipitaciones o prolongados períodos lluviosos, es decir un disparador diferente al propuesto para los grandes deslizamientos reconocidos al norte de ese paralelo, los que han sido genéticamente relacionados con *shocks sísmicos* (González Díaz *et al.* 2006).

La regionalidad de los deslizamientos en las comarcas de Aluminé y Chapelco, tie-

ne estrecha relación con la distribución de la Formación Caleufu (o Chimehuin) debido al carácter condicionante que alcanzara un factor intrínseco (su litología). Su particular comportamiento físico-mecánico a favor de una matriz compuesta por arcillas expansivas (montmorillonita, illita) durante precipitaciones intensas y una coetánea saturación, se expresa mediante un incremento de volumen y consiguiente desintegración de sus componentes rocosos y movilización bajo las condiciones de un flujo denso.

A ello se suma en el caso de los rotacionales, una estratégica situación subyacente respecto de unidades compuestas por rocas resistentes fuertemente fracturadas (mantos basálticos). Las características citadas integran un marco constitutivo que promovió la inestabilidad de las pendientes. Ciertos caracteres topográficos (Densmore y Hovious 2000), han permitido avalar de forma empírica, una similar propuesta inductora para la avalancha de rocas del Chapelco.

Diversas consideraciones relativas de carácter geomorfológico, abogan por la ocurrencia de los deslizamientos en tiempos postglaciarios.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a las autoridades del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), el haber facilitado la consulta y uso de fotogramas e imágenes satelitales que cubren las zonas de estudio.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Brasse, H. y Soyer, W. 2001. A magnetotelluric study in the Southern Chilean Andes. *Geophysical Research Letters* 28(19): 3757-3760.
- Densmore, A.L. y Hovious, N. 2000. Topographic fingerprints of bedrock landslides. *Geology* 28(4): 371-374.
- Dessanti, R.N. 1972. Andes Patagónicos. En Leanza, A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 655-687, Córdoba.
- Folguera, A., Zapata, T. y Ramos, V.A. 2006. Late Cenozoic Extension and the evolution of the Neuquén Andes. En Kay, S.M. y Ramos, V.A.

- (eds.) Late Cretaceous to Recent magmatism and tectonism of the Southern Andean margin at the latitude of the Neuquén Basin (36-39°S). Geological Society of America, Special Paper 407: 267-285.
- Folguera, A., Introcaso, A., Giménez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Tunstall, C., García Morabito, E. y Ramos V.A. 2007. Crustal attenuation in the Southern Andean retroarc determined from gravimetric studies (38°-39°30'S): The Lonco-Luán asthenospheric anomaly. Tectonophysics. doi: 10.1016/j.tecto.2007.04.001.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Hermanns, R., Naranjo, J. 2004. Neotectonics in the foothills of the Southernmost Central Andes (37°-38°S). Evidence of the strike-slip displacement along the Antifaz-Copahue fault zone. Tectonics 23 (TC 5008): 1-23.
- Galli, C.A. 1969. Descripción Geológica de la Hoja 38h, Piedra del Aguila (Provincias del Neuquén y Río Negro). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 111, 67 p., Buenos Aires.
- González Bonorino, F. 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao Llao, provincia de Río Negro. Fundación Bariloche, Departamento de Recursos Naturales y Económicos, Publicación 10, 57 p., San Carlos de Bariloche.
- González Díaz, E.F. 1979 a. La edad de la Formación Ventana al norte y este del lago Nahuel Huapi. Revista de la Asociación Geológica Argentina 34(2): 113-124.
- González Díaz, E.F. 1979 b. Cartas geológicas de las Hojas Geológicas 39a (Portezuelo de Puyehue) y 39b (Lago Traftul), Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. (mapa inédito), Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. 1983. Cartas geológicas parciales de las Hojas Geológicas 38a (Hua Hum) y 38b (San Martín de los Andes), Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional (mapa inédito), Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. 1993. Mapa Geomorfológico del sector de Cushamen (NO del Chubut). Interpretación genética y secuencial de sus principales geoformas. 12° Congreso Argentino de Geología (Mendoza), 6: 56-65, Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. y Castro Godoy, S. 2008. Arroyo Limay Chico: un ejemplo de captura fluvial en la cuenca superior del río Limay (SE del Neuquén). Revista de la Asociación Geológica Argentina 63(1): 76-83.
- González Díaz, E.F., Riggi, J.C. y Fauque, L. 1986. Formación Caleufu (nov. nom.): Reinterpretación de las formaciones Río Negro y Alicurá, en el área de Collon Cura, sur del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 41(1-2): 81-105.
- González Díaz, E.F., Riggi, J.C. y Ostera, H.A. 1988. Reinterpretación estratigráfica del Basalto I en el valle del río Collon Cura (puesto El Alamo), sureste del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 43(2): 269-272.
- González Díaz, E.F., Ostera, H.A., Riggi, J.C. y Fauque, L. 1990. Una propuesta temporal acerca del Miembro Limay Chico (ex-Rionegrense) de la Formación Caleufu, en el valle del río Collon Cura y adyacencias (SE del Neuquén). 11° Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 2: 243-246, Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., Folguera, A., Costa, C., Wright, E. y Ellisondo, M. 2006. Los grandes deslizamientos de la región septentrional neuquina entre los 36° - 38°S: una propuesta de su inducción por un mecanismo sísmico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61(2): 197-217.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 58: 1-109, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina 1(3): 177-208.
- Groeber, P. 1954. La Serie Andesítica Patagónica: sus relaciones, posición y edad. Revista de la Asociación Geológica Argentina 9(1): 39-42.
- Keefer, D.K. y Johnson, A.M. 1983. Earth Flows: Morphology, Mobilization and Movement. U.S. Geological Survey Professional Paper 1264: 1-56.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén). En Roller, E.O. (ed.) Geología y Recursos Naturales del Neuquén, 7° Congreso geológico Argentino, Relatorio 99-118, Buenos Aires.
- Roller, E.O., Guichon, M.A., Rabassa, J.A., Scannavino, R.A. 1976. Estudio geológico del valle del río Limay entre Piedra del Aguila y Paso Limay (provincias del Neuquén y Río Negro). 6° Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Actas 1: 257-266, Buenos Aires.
- Roth, S., 1899. Apuntes sobre la geología y la paleontología de los territorios de Río Negro y Neuquén. Revista del Museo de La Plata 9: 143-197, La Plata.
- Trauth, M.H., Alonso, R.A., Haselton, K.R., Hermanns, R.L. y Strecker, M.R. 2000. Climate change and mass movements in the NW Argentine Andes. Earth and Planetary Science Letters 179: 243-256.
- Tunstall, C. y Folguera A. 2005. Control estructural en el desarrollo de una concentración anómala de calderas en los Andes de Neuquén: Complejo Volcánico Pino Hachado (38°30'S-71°O). Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(4): 731-741.
- Turner, J.C.M. 1965. Estructura de Aluminé y adyacencias (provincia del Neuquén). Revista de la Asociación Geológica Argentina 20(2): 153-184.
- Turner, J.C.M. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 37a-b, Junín de los Andes, Provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 138, 86 p., Buenos Aires.
- Turner, J.C.M. 1976. Descripción Geológica de la Hoja 36a, Aluminé, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 145, 83 p., Buenos Aires.
- Vattuone, M. y Latorre, C. 1998. Caracterización geoquímica y edad K/Ar de basaltos del Terciario superior de Aluminé, Neuquén. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Proceedings 2, 184-190, Buenos Aires
- Vergara, M. 1972. Note on the zonation of Upper Cenozoic Volcanism on the Andean area of Central-South Chile and Argentine. Upper Mantle Symposium, 381-397, Buenos Aires.
- Vergara, M. y Munizaga, F. 1974. Age and evolution of Upper Cenozoic Andesitic Volcanism in Central-South Chile. Geological Society American Bulletin 85: 603-606. Boulder.
- Yuan, X., Asch, G., Bataile, K., Bohm, M., Echter, H., Kind, R., Onchen y O., Wölbern, I., 2006. Deep seismic images of the Southern Andes. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) Late Cretaceous to Recent magmatism and tectonism of the Southern Andean margin at the latitude of the Neuquén Basin (36-39°S). Geological Society of America, Special Paper 407: 61-72.

Recibido: , 2009

Aceptado: , 2009