



EVOLUCIÓN GEOLOGICA DE LA CORDILLERA NORPATAGÓNICA EN EL ÁREA DEL RÍO PALENA. XI REGIÓN DE AYSÉN. CHILE: NUEVOS ANTECEDENTES.

URBINA, O.

GEOGRAPHICA, Exequiel Fernández 499, Depto. 904 , Ñuñoa, Santiago.

INTRODUCCIÓN

El valle del río Palena fue explorado a fines del siglo XIX por el Dr. Hans Steffen. Sus trabajos (Steffen, 1909, 1944) permanecieron como referencia por casi 70 años. En la década de los 80, se retomaron los estudios de la zona (Bobenrieth *et al*, 1983) y se completaron aún más durante los 90 (Suárez y de la Cruz 1994, Sernageomín-BRGM,1995) en los entornos de Palena.

Dentro del área de estudio (Fig.1) se localiza, a escala regional, una traza de la Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Hervé *et al*, 1979). Se caracteriza por un ambiente tectónico de arco volcánico, que aparentemente desde el Cretácico, se ha mantenido oscilando en torno al eje de la Cordillera Principal (Pankhurst *et al*, 1999)

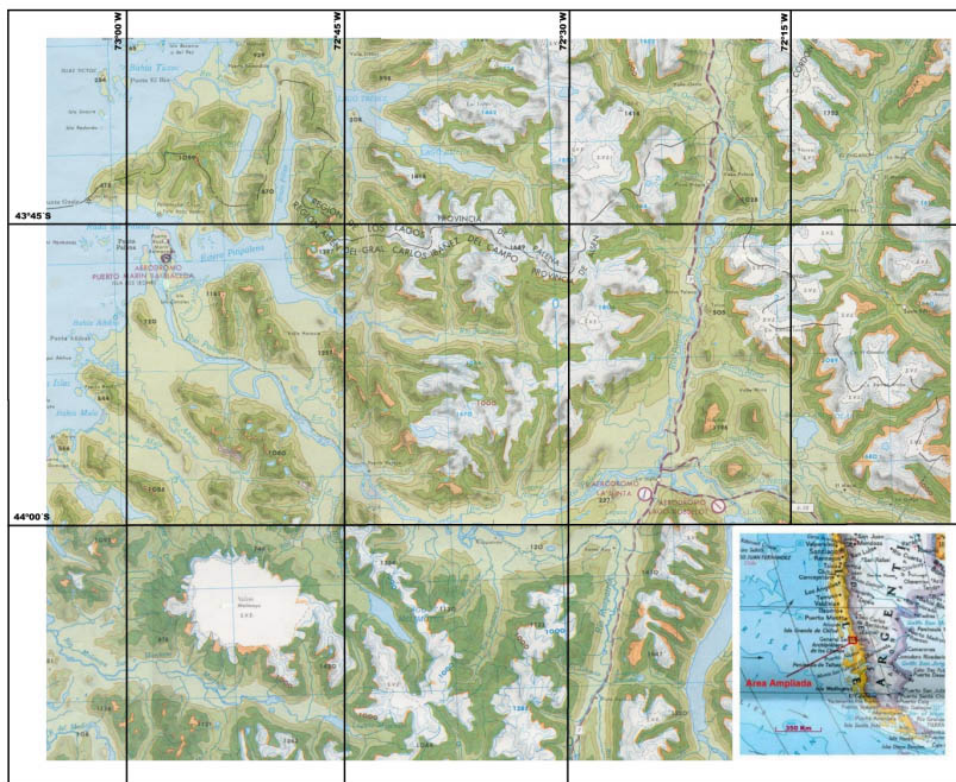


Fig.1: Mapa de localización y topografía del área del estudio.

MARCO GEOLÓGICO

La Cordillera Norpatagónica se asocia principalmente al Batolito Norpatagónico (BNP), que constituye un “núcleo” de rocas intrusivas de amplio rango de edades además de basamento alzado. Hacia el oriente del eje Norte-Sur de la Cordillera se desarrolla una secuencia de rocas volcano-sedimentarias del Jurásico-Cretácico que ha sido registrada en Chile en Futaleufú (Thiele *et.al.*, 1978; Ulloa,1980) y Palena (Hein, 1979; Romero, 1983) (**Grupo Futaleufú**) y sedimentarias Neocomianas (**Formación Alto Palena**). Además de rocas sedimentarias marinas de la transgresión Miocena de la Cuenca de Ñirihuau, (**Formación La Cascada**) (Castillo, 1983).

El Grupo Futaleufú está intruido por plutones de edades comprendidas entre 100 y 120 Ma, (Pankhurst *et.al.* 1992) (Sernageomin-BRGM,1995)

El BNP, sobre la base de información geocronológica y geoquímica, ha sido separado en 5 franjas que se identifican con un periodo característico de intrusión (Pankhurst *et.al.*,1999). En el área en estudio, se han identificado solo las franjas **Cretácica Media** en el margen oriental de la ZFLO (de 120 a 90 Ma) y **Miocena-Pliocena** en la costa de Aysén Continental y ZFLO (de 25 a 15 Ma). Además, en la costa de Chiloé Continental se ha determinado edades Rb/Sr de 4.7 Ma en plutones que intruyen directamente al basamento Paleozoico (Cembrano,1990), extendiendo ampliamente el rango de edad del Batolito en esta región.

Sobre el BNP se ha registrado evidencias de volcanismo basáltico (**Estratos de Silla del Diablo**) (Araya,1979), que se deposita sobre la traza principal de la ZFLO sin ser deformado por movimientos posteriores y datado en 1.2 ± 0.6 Ma. (K/Ar en roca total) (Pankhurst *et.al.*1992)

JURÁSICO- CRETÁCICO TEMPRANO

Originalmente se le asignó a la Formación Huemul (Thiele *et.al.*, 1978) una edad Jurásica temprana. Sin embargo, unidades equivalentes a la Formación Huemul están comprendidas entre el Toarciano y el Titoniano (Haller y Lapido, 1980). Localmente, se han registrado también, edades Berriasianas (Suárez y de la Cruz, 1997).

Las rocas de esta formación corresponden a un evento magmático ácido, Gondwánico, del Jurásico medio, documentado en la Patagonia, (Bruhn *et al.*, 1978) reconocidos como Formaciones Ibáñez (Niemeyer,1975), Tobífera en Chile y Chon Aike en Argentina y que se interpretan como producto de la anatexia cortical precedente a la abertura del océano Atlántico Sur (Bruhn *et al.*, 1978; Malumian y Ramos, 1984). Kay *et al.*, (1989) han generalizado este evento llamándolo **Provincia Mágica Ácida Chon Aike**.

Dentro del área en estudio, se registra una secuencia de rocas estratificadas en la costa oriental del curso medio del río Palena, a la altura del lago Yungue y colindantemente hacia el W de la cima del cerro Serrano. Estas rocas se encuentran intruidas por granodioritas Cretácicas, configurando un *roof pendant*. Los estratos tienen una actitud promedio $55^{\circ}\text{E}/35^{\circ}\text{N}$. Mientras, que al Sur del Estero Carnerazo, en un bloque limitado por fallas, la actitud promedio de las capas es $120^{\circ}\text{E}/35^{\circ}\text{S}$.

En la zona del puente del río Palena, se registra una potente secuencia de unos 100 m de riolitas con estructuras columnares, lavas riolíticas porfiríticas, andesitas y horizontes finos de lutitas negras y areniscas (señalados por Steffen (1944) como “*pórfidos cuarcísticos con estructuras*

columnares”). Petrográficamente, la riolitas porfíricas presenta cristales de cuarzo esférico recristalizado hasta 0.7 mm de diámetro (textura *pyromeride*). La masa fundamental es fluida de microcristales subredondeados de cuarzo aglomerado y recristalizado. En la base de cerro Serrano, se han reconocido tobas y brechas grises y verdosas de líticos, lavas dacíticas y horizontes de chert. La potencia se estima en torno a 2300 m y algunas capas podrían llegar a estar repetidas por falla (Urbina, 2001)

Dado que no hay mayores antecedentes para establecer la edad, se asume que estaría comprendida dentro del evento magmático Jurásico, que en el contexto regional ha sido establecido como Toarciano-Titoniano (Haller y Lapido, 1980).

En el área en estudio, se registra además una secuencia de rocas estratificadas hacia el SE de la cima del cerro Serrano y su prolongación de cumbres contiguas. Evidenciado por el material detrítico transportado por el Estero Carnerazo y la interpretación fotogeológica. Esta secuencia estratificada se compone de lutitas negras y pardas homogéneas y bien laminadas, limolitas calcáreas, caliza silicificada y conglomerados, con una potencia estimada de aproximadamente 300 m, que han sido asignadas a la Formación Alto Palena (Fuenzalida, R., 1963; Thiele *et al*, 1978) para consolidar en una unidad las formaciones marinas de edad Valanginiano-Hauteriviano que afloran en el sector fronterizo de la localidad de Palena.

MAGMATISMO CRETACICO MEDIO

En la región oriental del área en estudio, se han distinguido dos unidades de rocas intrusivas calcoalcalinas; Granitos y granodioritas de biotita y hornblenda de grano grueso, color rosado y blanco que se han denominado **Granodiorita Río Rosselot (GdR)** y Dioritas mesocráticas de anfíbola y piroxeno y eventualmente gabros melanocráticos de anfíbola de grano grueso a medio **Diorita Gallardo (DtG)** (Urbina, 2001).

Las rocas de la GdR se localizan en ambos lados del curso medio del río Palena e intruyen a rocas volcano-sedimentarias del Jurásico-Cretácico temprano. Son de grano grueso a medio, eventualmente se identifican texturas microcristalinas. Su índice de color promedio es 7. Hacia el oriente del valle del curso medio del río Palena, las rocas de esta unidad se presentan muy poco deformadas, recristalizadas y alteradas en contraposición a las rocas de esta misma unidad encontradas al occidente del curso medio del río Palena. Se obtuvieron dos edades Ar/Ar, una en biotita registró **90.2±10.15 Ma** y otra en anfíbola **106±0.8 Ma** (se sitúan entre el Albiano-Turoniano) y se enmarcan dentro de los resultados obtenidos para los granitoides rosados de Futaleufú y Palena, similares a la GdR, con edades comprendidas en 100 y 120 Ma (Rb/Sr) (Pankhurst *et al.* 1992).

Las rocas de la DtG se han reconocido solo en la cordillera occidental al curso medio del río Palena. En sector de las nacientes del río Rodríguez, se encuentran rocas de la DtG que varían desde un alto grado de cataclasis a indeformadas e intruida por diques melanocráticos dioríticos y gabroicos, además de remanentes de cuellos volcánicos. Hacia el Sur, en los lomajes aledaños a La Junta, la DtG está fuertemente alterada. Mientras que en el curso inferior del río Palena, ocurre en una zona de mezcla (diques en algunos sectores) por la intrusión de tonalitas miocenas y granodioritas de GdR. Petrográficamente, son de grano grueso a medio aunque se pueden dar algunas variedades dioríticas de grano fino y textura ofítica. El índice de color promedio es 42. La plagioclasa tiende a presentarse zonada y con evidencias de cataclasis, entre las cuales están

las maclas tipo “tablero de ajedrez”, bordes corroídos, extinción ondulosa y microbrechas de falla. En casi toda la unidad, los piroxenos están rodeados por estructuras coroníticas con sobrecrecimiento de anfíbolos aciculares, biotita, opacos, clorita y epidotas. En muchos casos, el piroxeno ha sido fuertemente obliterado, y solo permanecen algunos relictos. Una edad Ar/Ar en anfíbola registró **88.5±8.9 Ma** (Coniaciano), algo más joven que los granitoides de la GdR. La muestra se tomó unos 6 km al Oeste la traza principal de la ZFLO.

CRETÁCICO TARDIO.

Tras el emplazamiento de los plutones Cretácicos, en el valle del curso medio del río Palena, se generó una cuenca debido a la posible activación de la Falla Liquiñe-Ofqui.

Se propuso el nombre de **Formación La Junta** para designar un conjunto de rocas clásticas gruesas continentales con interdigitación y acuñamientos de rocas volcánicas, que se desarrolla en la ladera oriental del valle del curso medio del río Palena desde el puente del Palena hasta La Junta, que se prolonga inmediatamente por el valle del río Risopatrón hacia el Sur (Urbina, 2001). Previamente, Bobenrieth *et al.*, (1983) habían denominado Estratos de Las Juntas, a todas las rocas comprendidas en ambas costas del curso medio del río Palena y les asignó edad Paleógena.

En su localidad tipo, La Junta aflora un conglomerado grueso que sobreyace en discordancia a granodioritas rosadas (GdR) (Albiano-Turoniano). Su techo es desconocido. No está intruido ni cortado por diques. Los estratos de esta formación, están afectados por una tectónica de bloques basculados lo que ocasiona la repetición de capas y continuos cambios de actitud. El límite Norte de la formación corresponde al contacto por falla con rocas volcánicas clásticas Jurásicas.

En la secuencia estratigráfica se distinguen dos secciones. Entre La Junta y el Estero Mirta, predomina una secuencia de rocas clásticas gruesas con horizontes con estratificación gradada de conglomerados medios y areniscas hacia las capas superiores. Se estima una potencia mínima de 185 m al Norte de La Junta. Entre el Estero Mirta y el Cerro La Tolva la secuencia de rocas clásticas sobreyace e interdigita horizontes y lentes de andesitas traquíticas verdes que sobreyacerían a granodioritas rosadas (GdR) (Fig.2)

En La Junta, aflora un conglomerado grueso, matriz-soportante, verde oscuro, bien litificado, con clastos de buen redondeamiento y esfericidad, cuyo diámetro promedio es de unos 7 cm, aunque eventualmente se registran casos de hasta 90 cm. Los clastos de mayor diámetro (50-15 cm) son andesitas porfíricas con desarrollo de megacristales (Φ 0.5 mm) de feldespatos y granitos rosados grano grueso. La matriz, clasto-soportante, está constituida por areniscas de clastos de buen redondeamiento y moderada esfericidad de origen idéntico a la componente clástica gruesa, cristales de cuarzo subredondeados y embahados y microcristales esferulíticos. La roca se aprecia alterada con sobrecrecimiento pervasivo de clorita, vesículas rellenas de clorita y prehnita acicular radial, epidota masiva y granular en fracturas. Se ha identificado la presencia de pumpellita, como agregados granulares en asociación con clorita y epidota en la matriz.

La formación sobreyace granodioritas de la GdR, lo que establece una edad máxima Turoniana. Lo que es consecuente con la presencia de importantes unidades sedimentarias continentales, lacustre, fluviales y aluviales dentro de la Formación Divisadero a partir del Aptiano (Suárez y de la Cruz, 1994).

TRANSGRESION MARINA MIOCENA.

Se propuso el nombre de **Formación Vargas** para designar a un conjunto de rocas sedimentarias clásticas marinas, integrado por lutitas negras, fangolitas fosilíferas, areniscas finas y limos cuyas base y techo son desconocidas, desarrolladas como una franja en la costa occidental del curso medio del río Palena desde el puente del Palena hacia el Sur, por unos 9 kilómetros, sin alcanzar hasta La Junta (Urbina, 2001). Esta formación no está intruida ni cortada por diques. La localidad tipo se ubica en el terreno informalmente conocido como “*Campos de Vargas*”. Los estratos de esta formación fueron indicados por Steffen (1944) como “esquistos arcillosos”, debido a las capas de limos disgregables que afloran a orillas del curso medio del río Palena. Estudios posteriores a escala regional (Bobenrieth *et al.*, 1983) los consideraron como parte de los Estratos de La Junta, pero no se indicó su origen marino.

Los estratos de la Formación Vargas, se encuentran inclinados entre 55° y 80°, al norte del estero Pampita mantean hacia el W, mientras que los estratos que se localizan hacia el sur lo hacen hacia el E y el W (Fig.2). Se estima la potencia de la secuencia entre 360 y 550 metros. El contenido paleontológico corresponde en un 90% aprox. a especies de *Turritella. sp* y el resto a especies de pelecípodos (*Venus. sp* ??), gastrópodos y tetracorales indeterminados. Fauna comparable a la de la Formación La Cascada (Thiele *et al.*, 1978; Castillo, 1983) que aflora al SW de Futaleufú y que ha sido asignada la Eoceno. Sin embargo, ambos afloramientos se enmarcan como las prolongaciones más australes de la transgresión marina Pacífica dentro del esquema regional de la Cuenca de Ñirihuau, desarrollada en territorio argentino, cuya edad se ha establecido entre el Oligoceno tardío y Mioceno medio (Cazau *et al.*, 1989) siendo más favorable esta última. La Formación Vargas además puede haber sido el enlace contemporáneo entre la transgresión marina de las pampas y el ambiente volcánico submarino desarrollado hacia el Fiordo Puyuhuapi.

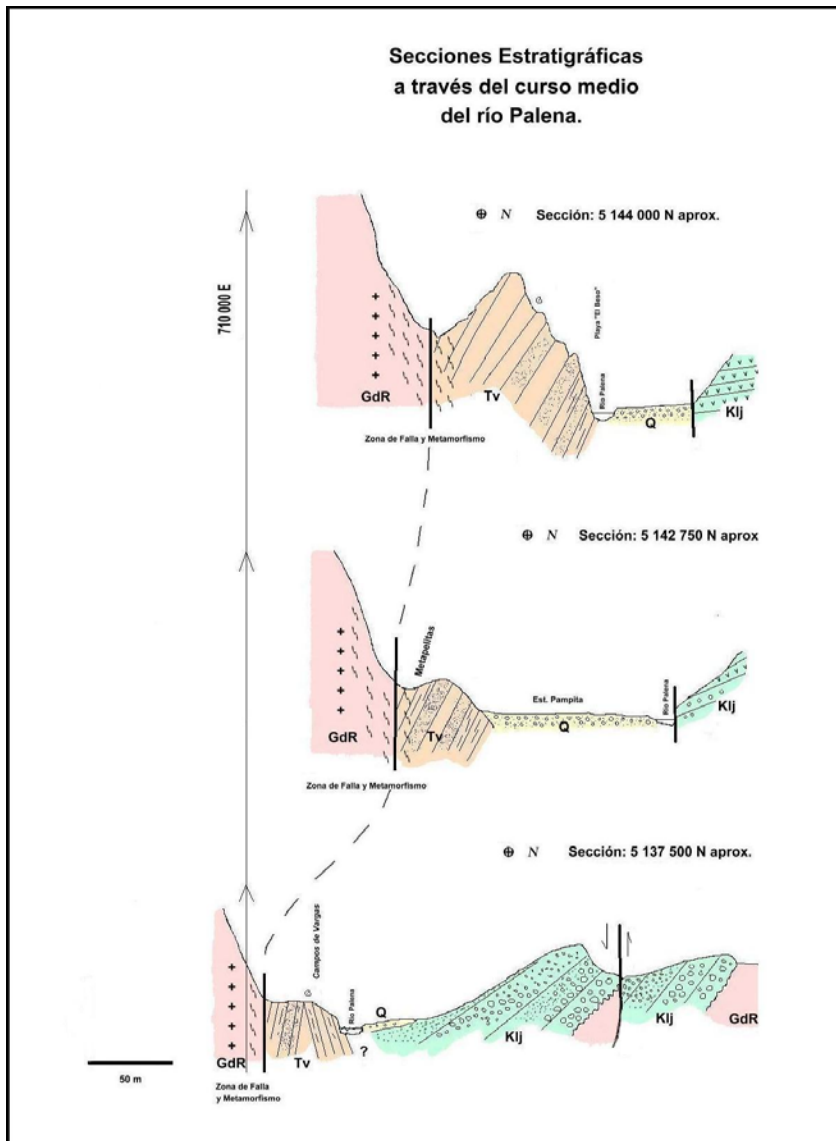


Fig.2 Secciones geológicas a través del curso medio del río Palena.
GdR: Granodiorita Río Rosselot (Albiano-Turoniano); Klj: Formación La Junta (K tardío); Tv: formación Vargas (Mioceno medio); Q: Sedimentos Cuaternarios

MAGMATISMO NEÓGENO.

A partir del Mioceno temprano hasta el Plioceno se registra un nuevo periodo de magmatismo calcoalcalino que se localiza solamente hacia el Oeste del valle del curso medio del río Palena. Se han distinguido 4 unidades de rocas intrusivas; Dioritas cuarcíferas de biotita y anfíbola, tonalitas de biotita y monzodioritas cuarcíferas de biotita de grano medio y leucocráticas que se denomina **Unidad Berger (DcB)**, Dioritas y dioritas cuarcíferas, mesocráticas de anfíbola y piroxeno denominada **Diorita El Encajonado (DtE)**, Gabros mesocráticos de anfíbola y piroxeno y gabros cuarcíticos de piroxeno de grano medio y cristales máficos poligonales a sacaroidales incluye además una troctolita y un gabro de hornblenda y olivino de grano medio, que afloran en la costa Norte de la boca del río Rodríguez y en la desembocadura el río Palena y que se agrupan bajo el nombre de **Gabro Brazo Pillán (Gbp)** y Tonalitas y granodioritas de anfíbola y biotita,

grano grueso, homogéneo y con foliación magmática, además de diques tonalíticos microcristalinos aislados denominado **Tonalita Estero Pitipalena (TnEP)** (Urbina, 2001).

Las rocas de la DcB son de textura equigranular, de grano grueso a medio, eventualmente intrafasciculada y poco alteradas, las anfíbolas y biotitas se conservan frescas. El índice de color promedio de 27. Sus afloramientos se registran en el sector de la confluencia del curso inferior del río Palena y el río Risopatrón, 15 km al W de La Junta. La DcB intruye a rocas de la GdR y DtG, o se encuentra en contacto por falla con estas unidades.

Las rocas de la DtE poseen plagioclasas y anfíbolas de grano grueso, aunque hay algunas facies microcristalinas. Mesoscópicamente tienen texturas agmatíticas y a escala microscópica poseen fracturamiento, deformación dúctil y evidencias de recristalización posterior. El índice de color promedio es 51. Se registran afloramientos en el curso inferior del río Palena (El Encajonado y Pto. Bonito) y hacia el norte en la boca del río Rodríguez.

Las rocas de la GbP son rocas gabroicas de grano grueso con variedades microcristalinas. No contiene feldespato potásico, presentan piroxenos frescos o reemplazados por hornblenda. Su índice de color promedio es 38. Sus afloramientos se distribuyen en las costas del Bzo. Pillán, en el curso inferior del río Palena, al SE de Ba. Martín y en la desembocadura del río Palena. Los límites de esta unidad con la DtE pueden corresponder a nítidos lineamientos observables en el Est. Pitipalena y en curso inferior del río Palena.

Las rocas de la TnEP son de textura hipidiomórfica, de grano grueso, predominantemente equigranulares y de índice de color promedio 25. Las texturas más finas evidencian deformación y recristalización que mesoscópicamente se asocian con textura de *gneiss*. La deformación cataclástica se manifiesta como dislocaciones, pliegues *kink*, maclas tipo “tablero de ajedrez” y bordes corroídos que tiende a aumentar de Este a Oeste. Esta unidad aflora en toda la costa NW y Sur el Estero Pitipalena, desembocadura del río Palena y posiblemente en Ba. Martín. En la localidad tipo, se ha datado por el método Rb/Sr, en roca total en 4.8 ± 0.1 Ma. En Isla Colocla se registró una edad de 18.3 ± 0.2 Ma (Pankhurst *et al.* 1999). Rocas petrográficamente semejantes a la TnEP como la unidad Cholgo (Cembrano, 1990) en Chiloé Continental (42° Lat.S), entregó una isócrona Rb/Sr en roca total incluyendo una aplita, cuya edad es de 4.7 ± 0.6 Ma (Pankhurst *et al.* 1992), concordante con la edad de 4.8 ± 0.1 Ma obtenida en el Est. Pitipalena.

Geoquímicamente, las unidades DtE y GbP son de preferencia básicas y localizadas al occidente de la traza principal de la ZFLO, están claramente empobrecidas en REE con respecto al resto de las unidades intrusivas, sus valores de $(La/Yb)_N$ son 2.99 para GbP y 1.61 para DtE y la anomalía de Eu es positiva, 1.29 y 1.01 respectivamente. Lo que se interpreta como resultado del fraccionamiento de hornblenda y piroxenos.

En las partes más altas de la cordillera del borde occidental del curso medio del río Palena, se han localizado relictos de volcanismo y aparatos volcánicos. En el cerro denominado informalmente como “*Canicura*” (10 km al NW de La Junta) y en las nacientes del río Rodríguez se expone una secuencia de rocas piroclásticas, tobas porfíricas dacíticas y andesíticas, cuerpos microdioríticos y rocas volcanoclásticas indiferenciados, sugerido como unidad informal con el nombre de **Estratos del “Cerro Canicura”** (Urbina, 2001). Estas capas están ligeramente inclinadas hacia el Sur o dispuestas subhorizontalmente. Estos estratos podrían correlacionarse con la unidad

superior de los Estratos de la Silla del Diablo (Araya, 1979), la cual, siendo predominantemente clástica sedimentaria terrígena presenta niveles de andesitas comparables. El techo de esta última secuencia a sido datado en 1.2 ± 0.6 Ma (Pankhurst, *et al* 1992).

Por otro lado, dada su semejanza química y su disposición tectónica puede sugerirse que estos estratos pueden a la expresión extrusiva de la DcB, constituyendo un solo evento magmático en torno a 1.2 Ma.

El volcanismo Cuaternario, ha sido diferenciado tanto en estratovolcanes monogénicos y lavas sin evidencias de erosión (Q1) y estratovolcanes y lavas erosionadas (Q2).

Los aparatos volcánicos pertenecientes a la unidad Q1 (Ferrando, 1980) son principalmente conos monogénicos de piroclastos efusivos, se sitúan sobre depósitos fluvioglaciales y laderas de valles glaciales siguiendo un lineamiento lateral al curso medio del río Palena y asociados al cruce con lineamientos E-W. Se agregan, además, los existentes entre el Bzo. Pillán y la desembocadura del río Palena. El aparato de composición basáltica en la confluencia del río Oeste y el Frío presenta similitud geoquímica con los basaltos del volcán Cay (localizado 150 km al Sur) . El aparato dacítico próximo a la desembocadura del río Palena, presenta similitud con las dacitas del volcán Michinmahuida (120 km al Norte).

La unidad Q3, corresponde a restos de conos cineríticos no consolidados, colapsados y/o erosionados por la acción glacial y nivopluvial. En la ladera Sur del Estero Laura (6 km al NWW del puente Palena), permanecen relictos de dos conos de piroclastos y lavas de bloques, próximos a diques radiales y una zona de alteración hidrotermal. La acción glacial ha erosionado el edificio volcánico dejando expuesto el cuello. Las morrenas de dichas laderas están compuestas de depósitos de escorias, bloques y bombas.

CONCLUSIONES Y DISCUSIÓN.

En la Cordillera Norpatagónica circundada por los cursos medio e inferior del río Palena, se ha reconocido una secuencia de eventos volcano-sedimentarios e intrusivos a partir de Toarciano y que se han extendido hasta el presente.

Las rocas más antiguas reconocidas en el área, corresponden a rocas volcanoclásticas de composición ácida depositadas en ambiente subacuático de la Formación Huemul (Toarciano-Titoniano). Estas rocas se habrían depositado en una cuenca extensional, cuyos límite occidental no está determinado. La potencia de los estratos se estima en aproximadamente 2000 m en la base del Cerro Serrano. Le sobreyacen en concordancia, preferentemente lutitas negras de la Formación Alto Palena, las que evidencian el desarrollo de un ambiente marino que tuvo lugar durante el Neocomiano.

La presencia de estos depósitos sugiere el desarrollo que habrían alcanzado durante el Mesozoico las cuencas de tras-arco. Si bien, durante el Jurásico es difícil precisar la localización del arco, ya en el Cretácico inferior este se encontraba en el actual Archipiélago de Los Chonos. La posterior actividad intrusiva y particularmente la ZFLO habría, eficazmente, “mutilado” una porción importante de estas cuencas, de las cuales no se tiene un registro al occidente de la traza principal de ZFLO.

Entre los 121 y 88 Ma el arco magmático migró y se localizó inmediatamente al oriente del actual curso medio del río Palena, intruyendo a las rocas volcano-sedimentarias Jurásicas. En el área de La Junta se ha obtenido edades comprendidas entre los 106 y 88.5 Ma en una *suite* cogenética granodiorita-diorita, que aflora a ambos lados del valle del curso medio del río Palena. Sobre el batolito se depositaron sedimentos clásticos gruesos y rocas volcánicas en ambiente continental (Formación La Junta), los que podrían ser contemporáneos a las unidades sedimentarias continentales, lacustre, fluviales y aluviales indicadas para la Formación Divisadero a partir del Aptiano. Los estratos inferiores presentan asociaciones prehnita-pumpellita que indican facies de metamorfismo de muy bajo grado, que se interpreta como resultado de un soterramiento posterior.

Durante el Mioceno medio, en el valle del curso medio del río Palena se registra una transgresión marina Pacífica, que depositó sedimentos pelíticos fosilíferos (Formación Vargas), que se extendió hasta las actuales Pampas y que puede haber conectado posiblemente la Cuenca de Ñirehuau con los eventos volcánicos extrusivos en la Depresión Central de Chile. Contemporáneamente, se conoce el desarrollo de un importante pulso magmático próximo a la traza de ZFLO. Lo que en la zona de río Palena, se manifiesta como el emplazamiento de plutones intermedios y máficos.

El emplazamiento de los plutones dioríticos Miocenos, habría sido favorecido por la formación cuencas de tipo "gash extensionales" asociadas a la ZFLO, y habrían contribuido al rápido alzamiento posterior. La presencia de rocas volcánicas dacíticas y andesíticas correlacionables con la Formación La Silla (del Diablo), datada en 1.2 Ma, en las cimas del cordón montañoso oriental del valle del curso medio del río Palena sugiere la continuidad en el tiempo del magmatismo. El volcanismo bimodal, además indicaría un ambiente tectónico extensional durante este período.

En tanto que, para el sector occidental costero, los plutones gabro-dioríticos se habrían emplazado en una zona de corteza delgada que además estaría favorecida por la presencia de una importante zona de fallas (Melimoyu-Yanteles). El magmatismo se prolongó durante el Mioceno tardío-Plioceno, consignada como una *suite* cogenética tonalítica-gabroica.

Durante el Cuaternario, la actividad volcánica, sin considerar a los grandes aparatos Melimoyu y Yanteles, se ha evidenciado por la presencia de pequeños conos monogénicos, principalmente cineríticos, que se localizan próximos a las trazas de falla. La composición de estos conos varía desde basáltica a dacítica.

AGRADECIMIENTOS.

Este estudio fue financiado con recursos del proyecto Fondecyt 1181-90 liderado por Francisco Hervé. Algunas ideas fueron discutidas con C.Mpodosis, M.Beck, R.Drake J.Cembrano, R.Fuenzalida y P.Duhart. Las dataciones Ar/Ar fueron realizadas por R.Drake.

REFERENCIAS.

Araya,E. 1979. Estudio Geológico preliminar del área ubicada entre los 42°30' y 42°30' L.S y los 72°30' y 73°00' LW, Comuna de Chaitén, Prov. de Chiloé, X Región. *Depto. de Geología, U. de Chile. Inédito.* 175 p.
Bobenrieth,L.; Diaz,F.; Davidson,J.; Portigliati,C. 1983. Complemento del Mapa Metalogénico XI Región, Sector Norte Continental comprendido entre 45°Lat.Sur y el límite con la X Región. *CORFO. Informe Inédito. SERNAGEOMÍM.*

- Bruhn,R.L.; Stern.C.R.; de Witt, M.J. 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southern South America. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.41, p.32-46.
- Castillo,J.C. 1983. Geología del Sector Occidental de la Comuna de Futaleufú, Prov. de Palena. X Región. *Depto. de Geología, U. de Chile. Inédito*. 137 p.
- Cazau,L., Mancini.D., Cangini.J., Spalletti.L. 1989. Cuenca de Ñirihuau. *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. p.299-318.
- Cembrano,J. 1990. Geología del Batolito Norpatagónico y rocas metamórficas del margen Occidental. *Depto. de Geología, U. de Chile. Inédito*. 64 p.
- Ferrando,F. 1980. Nuevos centros volcánicos en el curso medio del Río Palena. *Comunicaciones*. Nº28. p 27-30.
- Fuenzalida,R. 1963. Reconocimiento geológico de Alto Palena (Chiloé Continental). *Depto. de Geología, U. de Chile. Inédito*. 129 p.
- Haller, M.J.; Lapido, O.R. 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, XXXV (2), P.230-247.
- Hein,R. 1979. Geología del Valle California y de las áreas mineralizadas de la región de Alto Palena, Chiloé Continental. *Depto. de Geología, U. de Chile. Inédito*. 185 p.
- Hervé,F.; Fuenzalida,J.; Araya,E.; Solano,A. 1979. Edades radiométricas y tectónica Neógena en el sector costero de Chiloé Continental, X Región. *II Congreso Geológico Chileno, Actas*, Tomo I, p.F1-F18. Arica, Chile.
- Kay, S.M.; Ramos, V.A.; Mpodozis, C.; Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*, Vol.17, P.324-328.
- Malumián,N.; Ramos, V.A. 1984. Magmatic intervals, transgression-regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of southern South America. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.67, p.228-237.
- Niemeyer,H. 1975. Geología de la región central del Lago Gral. Carrera y el río Chacabuco. Prov. de Aysén. *Depto. de Geología, U. de Chile. Inédito*. 309 p.
- Pankhurst,R.J.; Hervé,F.; Rojas.L.; Cembrano,J. 1992. Magmatism and Tectonics in Continental Chiloé, Chile (42°-42°30'S). In R.A.Oliver, N.Vatin-Perignon and G.Laubacher (Editors), *Andean Geodynamics, Tectonophysics*. Vol.205, p.283-294.
- Pankhurst,R.J.; Weaver,S.D.; Hervé,F.; Larrondo,P. 1999. Mesozic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, Southern Chile, *Journal of Geological Society, London*. Vol.156, p.673-694.
- Romero,G. 1983. Geología del sector Costero de Alto Palena , Puerto Ramírez, Chiloé Continental. *Depto. de Geología, U. de Chile. Inédito*. 131 p.
- Sernageomín-BRGM. 1995. Proyecto Carta Metalogénica X Región Sur de Chile. Informe Final. Escala 1:250.000. Santiago. Tomos 1y 2.
- Suárez, M.; de la Cruz, R. 1994. Estratigrafía y Paleogeografía Mesozoica de Aysén Nororiental (45°-46° LS). Chile. *Actas, VII Congreso Geológico Chileno, Vol.I*, p. 538-542.
- Suárez, M.; de la Cruz, R. 1997. Edades K-Ar del Grupo Ibáñez en la parte oriental del Lago General Carrera (46°-47° LS), Aysén. Chile. *Actas, VIII Congreso Geológico Chileno, Vol. II*, p.1548-1551.
- Steffen,H. 1909. Viajes de Exploración i estudio en la Patagonia Occidental, 1892-1902. *Imprenta Cervantes*, Tomo I, Santiago, Chile.
- Steffen.H. 1944. Patagonia Occidental; las cordilleras patagónicas y sus Regiones circundantes. *Ediciones de la Universidad de Chile*. Santiago, Chile.
- Thiele,R.; Castillo,J.; Hein,R.; Ulloa,M. 1978. Geología del sector fronterizo de Chiloé Continental entre los 43°00' y 43°45' L.S., Chile. *Resúmenes VII Congreso Geológico Argentino*, Neuquen, Argentina.
- Ulloa,M. 1980. Geología del Sector Suroriental de la Comuna de Futaleufú. X Región. *Depto. de Geología, U. de Chile. Inédito*. 139 p.
- Urbina,O. 2001. Geología de la Cordillera Norpatagónica en el área del río Palena. XI Región de Aysén. *Memoria de Título, Depto. de Geología. U. De Chile*. 120 p.