

Geología de la zona del Cerro Fitz Roy, Provincia de Santa Cruz

Andrés KOSMAL¹ & Juan Pedro SPIKERMANN^{1,2}

¹Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Nuñez, 1428, Capital Federal. ²Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Av. A. Gallardo 470, C1405DJR Buenos Aires, Argentina.

Abstract: Geology of the Cerro Fitz Roy area, province of Santa Cruz. The surveyed Cerro Fitz Roy area (73°15'-72°50' W Long., 49°25'-49°17' S Lat., southernmost Andes) is located between the Electrico River to the north and the Tunel River to the south, and limited to the east by the Las Vueltas River and to the west by the Campo Sur del Hielo Patagónico. The stratigraphy record starts with Devonian-Carboniferous leptometamorphic sedimentary rocks of the Bahía La Lancha Formation, which are unconformably overlaid by conglomerates of the Arroyo de la Mina Formation, a basal unit of the Jurassic volcano-sedimentary El Quemado Complex. A low angle unconformity separates this Complex from the Early Cretaceous black pelites of the Río Mayer Formation. Miocene Fitz Roy Granite intrudes the whole column. Overthrusting of the Jurassic volcanics that acted like a rigid body over the Cretaceous pelites that deformed plastically with an intense folding, indicates a strong tectonic overprint. The later intrusion of the granites generates a contact aureole that attains amphibolite grade. A younger extensional tectonic is responsible for the gravitational faulting. An ill-defined sinistral E-W strike-slip faulting associated to the Mackena and Viedma megastructures is recognized.

Key words: Fitz Roy pluton, tectonics, petrography, stratigraphy, Argentina.

El estudio abarca la zona del cerro Fitz Roy en la área limitada al norte por el río Eléctrico, al sur por el río Túnel, al oeste por el campo sur del Hielo Patagónico y al este por el río de Las Vueltas entre los meridianos 73°15' y 72°50' oeste y los paralelos 49°25' y 49°17' sur (Fig. 1). Incluye en parte al Trabajo Final de Licenciatura del primero de los autores (Kosmal, 1997). Aporta conocimientos referentes a la estratigrafía, petrografía, efectos del metamorfismo de contacto en la caja del plutón del Fitz Roy y a la tectónica que afectó a las distintas unidades geológicas.

La geología de este sector de la Cordillera Patagónica Austral fue referida por diversos autores. Cabe destacar la de las expediciones científicas de Koelliker, Khün, Reichert y Witte en 1917 y la del padre De Agostini (1949). Posteriormente Lliboutry (1952) confecciona el primer mapa geológico de la zona con muy buena información topográfica y reconoce con bastante claridad las unidades geológicas locales sin abrir juicio respecto de la nomenclatura formacional de las mismas, planteando dudas sobre la ubicación estratigráfica de alguna de ellas. Este autor interpreta correctamente al plutón del Fitz Roy como un evento póstumo del batolito patagónico.

Nullo *et al.* (1978) hacen una descripción e interpretación moderna de la estratigrafía y

tectónica de la región. Previamente y en forma sincrónica a estos últimos estudios se avanza en el conocimiento estratigráfico regional, con especial atención a la evolución de la Cuenca Austral. Una síntesis de los avances en el conocimiento estratigráfico de la región se puede encontrar en Riccardi & Rolleri (1980). Spikermann & Quartino (1981) describen la geología del valle del cerro Torre y río Fitz Roy y señalan la presencia de molibdenita en el stock del Fitz Roy. Posteriormente, Camacho *et al.* (1993) realizan un trabajo de características semiregionales donde se amplía el conocimiento geológico y bioestratigráfico de la zona.

Otros aportes al conocimiento de la tectónica y estratigrafía de la región corresponden a Ramos (1979), referentes a la zona del lago Belgrano al norte del área de estudio, y los trabajos de Arbe (1988), Massabie (1990), Kraemer (1994) y Kraemer & Riccardi (1997), en el borde oriental cordillerano comprendido entre los lagos Viedma y Argentino, al sur del área que nos ocupa.

ESTRATIGRAFIA

En la Figura 2 se indican las unidades geológicas que fueron reconocidas en el área de estudio.

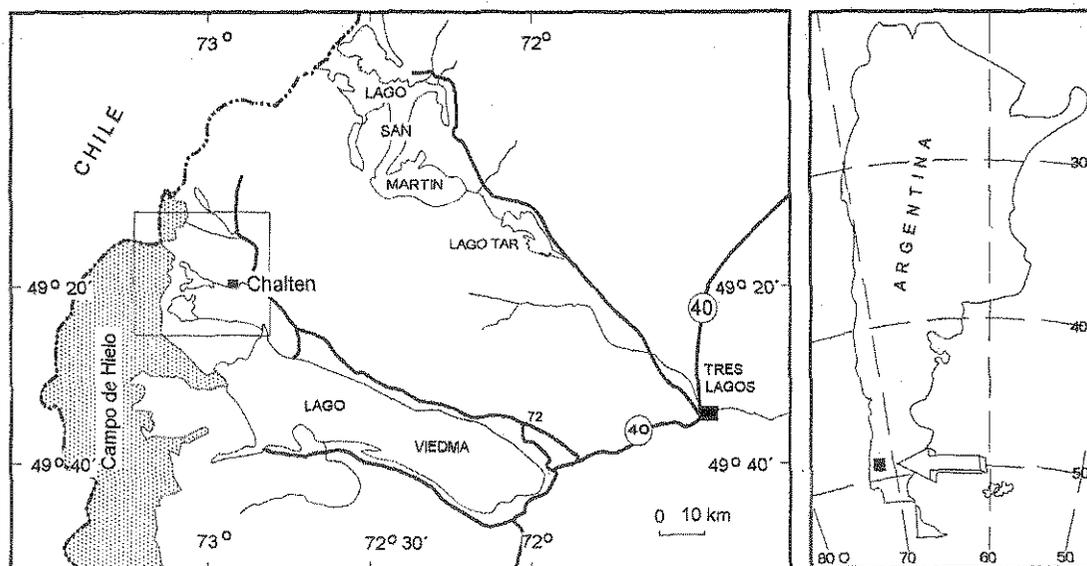


Fig. 1. Mapa de ubicación.

Paleozoico

Formación Bahía de la Lancha (Borrello, 1969; Riccardi, 1971)

Antecedentes

Diversos autores hacen referencias a estas rocas pero es Riccardi (1971) quién en la zona del Lago San Martín las describe como rocas pertenecientes a grauwacas feldespáticas y pelitas afectadas por un grado bajo metamórfico regional y las ubica temporalmente en el lapso Devónico tardío-Carbónico temprano; su base no es conocida y están cubiertas en discordancia por las rocas vulcanógenas jurásicas del Complejo El Quemado.

Nulló *et al.* (1978) reconocen dos facies sedimentarias en el sector comprendido entre el norte del lago San Martín (Sierra de Sangra) y el lago Viedma; una ubicada al noroeste, compuesta por un predominio de arenitas cuarcíticas y escasas pelitas, y otra ubicada al sudeste, compuesta por una mayor participación de lutitas alternando con grauwacas feldespáticas. Dentro del sector en estudio, estos autores indican que estas rocas afloran en ambas laderas del río Eléctrico, en el Cerro Polo y en la margen norte del lago Viedma.

Riccardi & Rolleri (1980) detallan que la sucesión estratigráfica comienza con un conjunto sedimentario afectado por metamorfismo de grado variable pero bajo (facies esquistos verdes

según González Bonorino y Aguirre, 1970, en Riccardi & Rolleri, 1980). Sus afloramientos se hallan típicamente desarrollados en el curso del río Lácteo en las proximidades del lago Belgrano y donde, según estos autores, fueran denominados por Bianchi (1967) y Leanza (1972), Formación Río Lácteo. Las capas poseen un rumbo general NO y están intensamente plegadas por lo cual es difícil calcular el espesor. La base de esta formación no se conoce en el sector objeto de este trabajo, sólo ha sido reconocida en territorio chileno a la latitud del lago Buenos Aires por Miller (1976, 1977, en Riccardi & Rolleri 1980).

Camacho *et al.* (1993) dicen, para la zona oriental del presente trabajo, que esta unidad comprende a un complejo sedimentario psamopelítico afectado parcialmente por metamorfismo regional de bajo grado que las transforma en esquistos y filitas con un cierto carácter hornfésico generado en la proximidades de plutones, como es el caso del granito Fitz Roy. Estas rocas suelen estar inyectadas por venillas de cuarzo y poseen estructuras de carga y de flujo y forman pliegues cerrados, casi verticales, de rumbo nordeste.

Litología

Las rocas de la Formación Bahía de La Lancha están constituidas por una secuencia monótona rítmica de pelitas y areniscas finas macizas; estas últimas generan resaltos por erosión

Era	Período	Epoca	Unidad geológica	Litología
Cenozoico	Cuartario	Holoceno-Pleistoceno	Depósitos de pie de monte-aluvio fluvial-drift glacial	Conglomerados, arenas, till
	Terciario	Mioceno	Granito Fitz Roy	diorita marginal rocas graníticas filones melanocráticos
Mesozoico	Cretácico	inferior	Fm. Río Mayer	Pelitas negras, areniscas finas, conglomerados finos
	Jurásico	Medio-superior	Complejo El Quemado	Piroclastitas y brechas ácidas, pelitas
	Jurásico	Inferior?	Fm. Arroyo de la Mina	conglomerado
Paleozoico	Carbónico-Devónico		Fm. Bahía de la Lancha	Metapelitas y metaareniscas

Fig. 2. Cuadro estratigráfico.

diferencial respecto de las pelitas. Poseen las pelitas, en general, un característico brillo sedoso, se trata, de acuerdo a Camacho *et al.* (1993) de rocas sedimentarias leptometamórficas que pueden ser definidas como esquistos cuarzo-clorítico-sericítico o como esquistos psamopelíticos de color gris oscuro verdoso. Los espesores de estos estratos oscilan entre 5 y 10 cm llegando en ciertos casos a los 60 cm. A veces predominan las pelitas mientras que en otros sectores hay predominio de psamitas. Las pelitas son de coloración verde oscuro y en las psamitas predomina el color castaño. Se reconocen además venas de cuarzo y fracturas sigmoides, lentes y deslizamientos de paquetes de estratos a través de despegues interestratales.

En el flanco occidental del Cerro Polo estas rocas afloran entre los 850 m s.n.m. y 1000 m s.n.m., replegadas, y constituyen una alternancia de pelitas y psamitas monótona. Las psamitas (areniscas finas cuarzo-feldespáticas) poseen una textura clasto sostén, mediana madurez, de mediana a baja selección; están compuestas por clastos angulosos de cuarzo y en menor proporción de plagioclasa, feldespato potásico y fragmentos líticos vulcanógenos acompañados por sericita-muscovita (originadas por los efectos dinamo-térmicos regionales), biotita cloritizada en es-

casa cantidad y turmalina, indicadora esta última, probablemente, del metamorfismo de contacto producido por el plutón del Fitz Roy. Completan escasos minerales opacos y venillas de calcita y sílice. Las pelitas están constituidas por un intercrecimiento de material argiláceo, sericita y clorita, donde las laminillas de sericita son las responsables del leve brillo sedoso que marca el carácter metamórfico regional y la incipiente esquistosidad que en general es concordante con la estratificación.

Relaciones estratigráficas

En la Figura 3 puede apreciarse la distribución de esta unidad que presenta las mismas características litológicas y estructurales señaladas por Riccardi (1971), por Nullo *et al.* (1978) y por Camacho *et al.* (1993).

A esta secuencia no se le pudo estimar el espesor, por el fuerte plegamiento que las afecta. La base no fue observada, mientras que la parte superior, tanto en la zona de la laguna Toro, en el valle del río Túnel, y en la zona del Cerro Polo, como ya fuera indicado por Nullo *et al.* (1978), está cubierta en discordancia angular por las vulcanitas jurásicas del Complejo El Quemado.

En la zona del Cerro Polo se interpone entre esta unidad y el complejo ígneo jurásico un ni-

vel conglomerádico atribuido, como se verá, a la Formación Arroyo de la Mina. Todo este conjunto a su vez cabalga tectónicamente sobre las rocas cretácicas de la Formación Río Mayer como se aprecia en el faldeo septentrional del Cerro Huemul sobre la margen derecha del río Túnel, en la zona de la laguna Toro.

Mesozoico

Formación Arroyo de la Mina (Riccardi, 1971)

Distribución

Esta unidad fue reconocida solamente en el borde nordoccidental del Cerro Polo (Fig. 3). Está constituida por un banco de conglomerado, de 10 a 15 m de espesor, que inclina al SE apoyado en discordancia angular sobre las metasedimentitas replegadas de la Formación Bahía de La Lancha e infrayace a las rocas vulcanógenas del Complejo El Quemado.

Antecedentes

En el lago San Martín, al este de la Bahía de La Lancha, se encuentra el arroyo de La Mina donde aparecen, de acuerdo con Bianchi (1967) y Riccardi (1971), conglomerados y psamitas que se apoyan discordantemente sobre la Formación Bahía de La Lancha.

Estos conglomerados fueron interpretados por diversos autores como la parte basal del Complejo El Quemado (Bonarelli y Nágera, 1921; Feruglio 1938, 1949, Fernández, 1957; Bianchi, 1967, y Nullo, Proserpio y Ramos, 1978; en Riccardi & Rolleri, 1980). Lliboutry (1952) describe la falda oeste del cerro Polo constituida por esquistos y pizarras pardos, sumamente replegados con una cobertura en posición discordante de vulcanitas; luego describe también el contacto entre ambas unidades donde "...hay una brecha de pórfiro cuarcífero. Las capas están a veces separadas por una pequeña capa de pizarra metamórfica morada"... Seguramente, esta unidad que describe Lliboutry (1952), se trata de la Formación Arroyo de la Mina y son los afloramientos a los que en el presente trabajo se hace referencia.

Leanza (1972, en Riccardi & Rolleri 1980) considera a estas rocas como una unidad aparte del Complejo El Quemado y le otorga edad triásica superior por consideraciones geológicas regionales.

Litología

Los afloramientos de la ladera occidental del cerro Polo corresponden a un conglomerado mediano a grueso de coloración predominante

rojiza morada con capas de diferentes granometrías. Los clastos que dan el modo conglomerádico poseen tamaños variables entre 1 y 12 cm, son de mediana esfericidad, subredondeados y corresponden fundamentalmente a fragmentos líticos de areniscas y pelitas provenientes de la formación paleozoica. La estratificación es bien marcada y está dada por lentes conglomerádicos que alternan con estratos más psamíticos y/o sabulíticos. Esporádicamente se pueden hallar clastos de hasta 30 cm de diámetro.

Este conglomerado representa un evento geológico ubicado entre la época de la denudación parcial de la Formación Bahía de La Lancha, posterior a su deformación ocurrida durante la orogenia del Paleozoico superior y la depositación de las rocas vulcanógenas del Complejo El Quemado. Actúa como un conglomerado de base de la unidad vulcanógena que le sucede indicando la presencia de una discordancia angular entre las metasedimentitas paleozoicas y las rocas vulcanógenas jurásicas.

Complejo El Quemado (Riccardi, 1971)

Distribución

Estas rocas, generadas como consecuencia del desmembramiento del Gondwana, aparecen saltuariamente en toda el área estudiada; los afloramientos más desarrollados ocupan el sector oriental sobre ambas márgenes del río de Las Vueltas (Fig. 3). Los afloramientos centrales y occidentales, en el área estudiada, están recorridos tectónicamente tanto sobre las rocas pelíticas de la Formación Río Mayer de edad cretácica como sobre las metamorfitas paleozoicas de la Formación Bahía de La Lancha.

Antecedentes

Corresponde a un complejo volcánico-piroclástico llamado de diversas maneras por distintos autores, entre ellos Riccardi (1971), quien lo denomina Complejo El Quemado.

Feruglio (1938, en Camacho *et al.*, 1993) describe estas rocas como integradas por mantos de pórfiros cuarcíferos y de porfiritas con tobas, brechas y areniscas intercaladas y restos de madera carbonizada que se extienden desde la isla de Los Estados en el sur hasta por lo menos la zona del lago Fontana en el norte. Referente a la edad este autor dice que en su mayor parte es jurásico ya que su sección superior engrana o está cubierta en concordancia aparente por sedimentitas fosilíferas del Jurásico superior.

Nullo *et al.* (1978) reconocen, para la zona ubicada entre el lago Argentino al sur y la Sie-

rra de Sangra al norte, que esta unidad ígnea constituye una faja casi continua de litología uniforme y se inicia con un conglomerado basal (Formación Arroyo de la Mina, Riccardi, 1971). Reconocen en la secuencia dos entidades bien definidas, la inferior constituida por aglomerados volcánicos andesíticos, con intercalaciones de tobas mesosilíceas y coladas de andesita; la entidad superior se halla constituida por ignimbritas dacíticas y riolíticas con intercalaciones de areniscas tobáceas y fangolitas friables. En cuanto a la edad proporcionan un dato radiométrico de 158 ± 10 Ma (Caloviano) de una muestra obtenida de la unidad superior en la Sierra de Sangra, por lo cual la unidad inferior podría llegar a ser supratriásica.

Nullo *et al.* (1978), para la zona que ocupa el presente trabajo, dicen que estas rocas constituyen una faja que va desde del lago del Desierto y se continua hacia el sur hasta el ventisquero Viedma apoyadas en parte en discordancia tectónica sobre las sedimentitas cretácicas. Sobre la base de relaciones estratigráficas con la Formación Springhill de edad titoniana inferior a medio, que suprayace al complejo ígneo, señala que el Complejo El Quemado sería más antiguo que el titoniano inferior.

Ramos *et al.* (1982) determinan en la región que el complejo ígneo está constituido por flujos ignimbriticos riolíticos y andesitas en menor proporción, tobas silíceas y sedimentos volcánoclasticos que alcanzan hasta los 1000 m de espesor y que se hallan sobrepuestas en discordancia angular a sedimentitas paleozoicas.

Camacho *et al.* (1993) se refieren a esta unidad geológica, entre laguna del Desierto y el lago Viedma, como constituida por tobas e ignimbritas riolíticas y riolitas de coloraciones variables entre clara con tonalidades rosadas y celestes a gris oscuro verdoso y tintes castaños.

Litología

En el sector estudiado estas rocas corresponden a una secuencia ácida donde dominan las facies piroclásticas con intercalaciones sedimentarias pelíticas subácneas. La parte basal de esta sucesión fue observada en la margen occidental del cerro Polo; son tobas vitroclásticas riolítico-riolíticas, friables, de color verdoso claro a pardo levemente rojizo en superficie; se hallan constituidas por cuarzo corroído, feldespatos alcalinos reemplazados a veces totalmente por carbonatos y escasas laminillas de muscovita. La pasta la constituye un material fino argiláceo dentro del cual se aprecian «fantasmas» de trizas aglutinadas que le dan a la roca carácter ignimbritico. Como mineral accesorio fue halla-

da apatita.

En el cerro Solo (sector central de la Fig. 3) estas rocas corresponden a un pórfiro riolítico-riolítico donde es común observar estructuras deformacionales. En la parte media alta del cerro aparece un paquete de sedimentitas que se interpreta como una intercalación sedimentaria pelítica constituida por fangolitas en bancos alternantes de algunas decenas de centímetros de espesor de colores negro y castaño claro, con un espesor de la unidad sedimentaria que sobrepasa la decena de metros. Se observan niveles con ondulitas indicadoras de un ambiente álcico somero. El espesor aparente de las rocas vulcanógenas de este bloque que constituye el cerro Solo es de unos 1000 m pero probablemente existan fallas subsidiarias a las que limitan el bloque que puedan repetir paquetes de vulcanitas.

Características similares, tanto litológicas como estructurales se han observado en el faldeo septentrional del Cerro Huemul en el valle del río Túnel (sector sur de la Fig. 3).

Las rocas vulcanógenas del cerro Mojón Rojo, ubicado sobre la margen izquierda del Glaciar del Torre, por causas tectónicas han sobrecorrido sobre las sedimentitas cretácicas y fueron modificadas posteriormente por el efecto térmico de contacto del stock del Fitz Roy. Estas rocas constituyen una faja que bordea al plutón granítico que se extiende hacia el WNW en el Cerro Adela Norte y su continuación hacia el oeste por medio del Filo Rojo entrando en el Campo de Hielo Patagónico.

Formación Río Mayer (Riccardi, 1971)

Posteriormente al magmatismo correspondiente al Complejo El Quemado se desarrolla un evento tectono-sedimentario que da lugar a la Cuenca Austral o Magallánica, compuesta por unidades geológicas fundamentalmente de edad cretácica, y en menor proporción terciarias y cuaternarias. Esta cuenca se desarrolla entre el frente tectónico de la cordillera al oeste en la Provincia de Santa Cruz y sur en la Tierra del Fuego y el macizo del Deseado.

Relación estratigráfica

En el área que nos ocupa la cuenca está representada por las sedimentitas de la Formación Río Mayer que ocupan dos fajas meridiana en la parte central y oriental (Fig. 3). Se apoya sobre las vulcanitas jurásicas en suave discordancia angular y en el sector central están sobrepuestas, en contacto tectónico por las mismas vulcanitas en la zona de los cerros Mo-

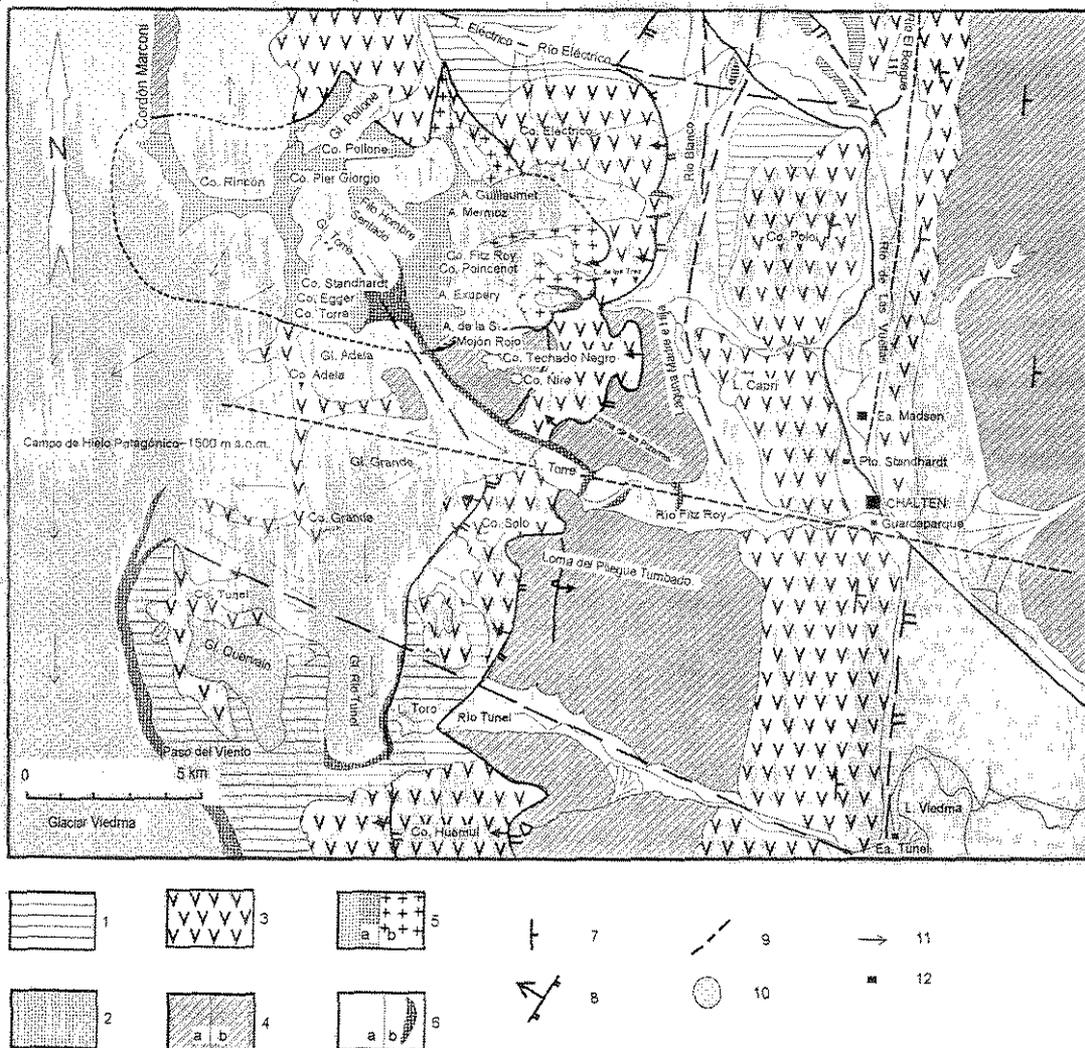


Fig. 3. Mapa Geológico. 1) Devónico-Carbónico, leptometamorfitas pelíticas y psamíticas de la Formación Bahía de la Lancha; 2) Jurásico-Triásico, psefitas, Formación Arroyo de la Mina; 3) Jurásico, piroclastitas ácidas, Complejo El Quemado; 4a) Cretácico, pelitas negras, Formación Río Mayer; 4b) Cretácico, pelitas, psamitas y psefitas, Formación Río Mayer en el Cerro Techado Negro; 5) Granito Fitz Roy, 5a) facies principal, 5b) facies de borde; 6a) aluvio reciente, 6b) morenas; 7) rumbo e inclinación; 8) falla inversa (sobrecorrimiento); 9) falla inferida; 10) glaciar; 11) flujo glaciar; 12) viviendas.

jón Rojo, Techado Negro, Lomas de las Pizarras y Huemul (Fig. 3).

Litología

Están integradas principalmente por un paquete de lutitas negras a pardo oscuro, bastante homogéneo, aunque en algunos sectores se aprecian intercalaciones menores carbonáticas y areniscosas finas. El comportamiento dúctil de éstas rocas hizo que ante el esfuerzo tectónico proveniente del oeste se plegaran intensamente

y que las vulcanitas del Complejo El Quemado, que actuaron como cuerpo rígido, sobrecorrieran por encima, ello hizo que las lutitas en ciertos sectores desarrollen brillo sedoso por los efectos de recrystalización sericítica provocada por el consecuente dinamometamorfismo.

En el cerro Techado Negro, ubicado en la zona central (Fig. 3), esta formación está representada por una sucesión sedimentaria de intercalaciones pelíticas, psamíticas finas y en menor abundancia sabulitas y conglomerados finos

afectadas por el metamorfismo de contacto generado por el plutón del Fitz Roy.

En los acarreos al pie de la pared oeste del cerro Techado Negro se hallaron pelitas con belemnites, conglomerados finos y areniscas.

Las areniscas presentan texturas clásticas de baja madurez, con abundante material ligante; los clastos son angulosos y corresponden a fragmentos líticos vulcanógenos, cuarzo corroído por el cemento carbonático y escasos clastos de feldespatos. Se observan, además, minerales opacos, apatita, circón y epidoto.

Las rocas pelíticas presentan saltuariamente fragmentos líticos constituidos por agregados de cuarzo de contactos rectos, con evidencias de deformación, mucho material opaco, principalmente materia orgánica, mientras que el material ligante está conformado por calcita y material pelítico sericitizado, se observa además circón.

Las sabulitas y conglomerados finos son de tipo lítico-cuarzo-feldespático, con un 10% de material carbonático; los fragmentos líticos corresponden a vulcanitas ácidas procedentes del Complejo El Quemado, psamitas finas y pelitas probablemente intraformacionales.

Nulló *et al.* (1978) citan, en la región, niveles sabulíticos en la parte superior de dicha formación; Godoy *et al.* (1997) citan conglomerados intercalados en la misma formación en afloramientos ubicados al norte del lago San Martín en la Sierra de La Concepción en territorio chileno.

Afloramientos de estas rocas se continúan hacia en norte, fuera de la zona de estudio, en el área del cerro Gorra Blanca y hacia el sur, dentro de la región cordillerana.

Fósiles

Rastros y restos de belemnites fueron hallados en los depósitos morénicos ubicados en la margen derecha del glaciar Torre citados previamente por el padre De Agostini (1949) y en los acarreos del cerro Techado Negro que caen a dicho glaciar, en ambos casos aparecen en lutitas negras, y en los afloramientos de la margen derecha, donde se encuentra el apoyo del puente del río Eléctrico.

Espesor y distribución

En la ladera nordoriental el paquete sedimentario presenta un espesor del orden de los 300 m, valor que se debe tomar con reservas pues la zona está afectada por sobrecorrimientos que disponen por encima a las vulcanitas del Complejo El Quemado, las cuales conforman así las últimas decenas de metros de las cumbres del

cerro Techado Negro. Estas mismas rocas sedimentarias cretácicas también afloran sobre la margen occidental del glaciar del Torre entre los cerros Adela sur y Grande (Fig. 3) en un nivel topográfico más bajo, por efectos de falla, y también allí están sobrepuestas por las vulcanitas jurásicas que conforman las partes elevadas de los cerros Adela y Grande los que poseen una gran cubierta glaciaria. Debido a la lejanía de las observaciones realizadas, se infiere también la presencia de estas rocas en el sector norte incluido en la Figura 3. Tanto el cerro Adela como el cerro Huemul tienen en sus cumbres sectores donde se aprecia niveles estratificados por encima de rocas vulcanógenas jurásicas que probablemente correspondan a esta unidad geológica.

Cenozoico

Granito Fitz Roy (Nulló *et al.*, 1978)

Tiene una superficie aflorante de 45 km², es de forma elíptica con un eje mayor E-O, de 12 km de largo y uno menor de 5 km de orientación meridiana. Es circunscripto de acuerdo a Raguin (1957) y epizonal en el sentido de Buddington (1959); presenta una aureola de coloración más oscura y grano más fino de composición diorítica (Lliboutry, 1952) (Fig. 3). La edad según Nulló *et al.* (1978) es de 18 ± 3 Ma (Mioceno). Posee carácter compuesto ya que, además, se reconocen intrusiones de diques básicos, aptitas graníticas, facies pegmatíticas graníticas no muy desarrolladas y miarolas.

El interior del plutón puede ser observado aprovechando la profunda erosión vertical glaciaria, que expone paredones verticales de más de 2 km, de muy difícil acceso, que permiten reconocer las inhomogeneidades composicionales.

Nulló *et al.* (1978) caracterizan al plutón como compuesto por granitos a leucogranitos en el sector superior y granodioritas a tonalitas en el sector inferior lo cual interpretan como una diferenciación ocurrida en el momento del emplazamiento. Según estos autores esta diferenciación se manifiesta a través de un contraste de coloración, castaño claro en las partes altas del plutón y grisáceo en las partes bajas.

El contraste de coloración citado por los autores antes mencionados se aprecia con claridad en el cerro Fitz Roy y en su cortejo de agujas y es probable que esté vinculado a meteorización diferencial. Una mayor oxidación de la piritita y de la biotita por exposición aérea en la parte superior y una menor oxidación de los

mismos minerales en la parte inferior debido a la protección a la exposición atmosférica que realizó la cobertura glaciaria en épocas de mayor espesor del hielo, combinado con los efectos de sheeting. Michael (1984) nota una diferencia de coloración similar en el plutón del Paine, ubicado 250 km más al sur en territorio chileno, y no observa diferencia composicional entre el granito "red" y el "white".

Además de este cambio de color, aproximadamente en la mitad de las paredes sur y este del cerro Torre, se aprecian bandas decamétricas subhorizontales de coloración rojiza. En la pared occidental del cerro Fitz Roy y en el cortejo de agujas que se extienden hacia el sur, se aprecia también una banda rojiza decamétrica que inclina hacia el sur aproximadamente 10 grados. Estas últimas inhomogeneidades podrían ser evidencias de derivaciones tardías plutónicas o planos de corrimientos tectónicos a favor de los cuales actuó en forma más intensa la meteorización tiñendo con óxidos e hidróxidos de hierro a la roca.

Estas diferenciaciones contrastan por su posición con los diques básicos melanocráticos subverticales que son posteriores.

Las rocas de caja y el metamorfismo de contacto

Las rocas de caja del Granito Fitz Roy están constituidas por leptometamorfitas paleozoicas de la Formación Bahía de La Lancha, vulcanitas jurásicas del Complejo El Quemado y sedimentitas cretácicas de la Formación Río Mayer. El ancho de la aureola, generada por los efectos del metamorfismo de contacto, es difícil de estimar ya que disminuye gradualmente. Los efectos más notorios sobrepasan los 500 metros en el sector del valle del Torre y se han observado fenómenos de neomineralización atribuidos a la intrusión en las metapelitas de la Formación Bahía de la Lancha en la ladera occidental del cerro Polo, 3 km al oeste del contacto más próximo.

El contacto del plutón con su caja se puede observar, por ejemplo, en el valle del Torre en la zona del cerro Mojón Rojo donde la facies diorítica fina y el granito del plutón contrastan con las sedimentitas cretácicas y las vulcanitas jurásicas que actúan de caja. En este lugar se pueden apreciar innumerables filones leucocráticos subhorizontales emitidos por el granito y que intruyen dicha caja. En la otra margen del mismo valle las rocas vulcanógenas jurásicas contactan con el granito en la faz sur del cerro Torre. Diques leucocráticos se han observado también en la pared oeste del cerro Rincón en el Cordón Marconi intruyendo sedimentitas cretácicas y a las leptometamorfitas de la For-

mación Bahía de La Lancha sobre la margen septentrional del río Túnel a la altura de la laguna Toro. Estos filones no pudieron ser muestreados debido a la dificultad que presenta el acceso a los afloramientos. Al norte de la zona estudiada (Fig. 3) el granito está en contacto con la Formación Bahía de La Lancha.

Las rocas vulcanógenas del cerro Mojón Rojo, como así también la del cerro Adela, corresponden al Complejo El Quemado y han sido afectadas por fenómenos de contacto. La textura de estas rocas es porfiroblástica en la que aún se reconocen las características porfíricas originales obliteradas (especialmente la pasta) por la recrystalización y la neomineralización. La pasta quizás haya sido vítrea, en grado avanzado de argilización. El efecto térmico generó mosaicos microgranosos cuarzo-feldespáticos, mientras que los porfiroblastos corresponden a cordierita, andalucita, sillimanita acicular y biotita.

En las rocas sedimentarias de la Formación Río Mayer del cerro Techado Negro la silicificación, feldespaticización y biotitización representan la granoblastesis modificadora. El efecto térmico no enmascara la textura clástica original aunque la recrystalización y la neomineralización en ciertos casos es bastante marcada, lo que se evidencia por biotitización, silicificación y recrystalización del cemento carbonático de ciertos niveles y por la presencia de turmalina. El desarrollo de la textura tipo "sal y pimienta" es claramente reconocible en estas rocas.

En los clastos, correspondientes a vulcanitas jurásicas, de los depósitos morénicos provenientes de las rocas que constituyen la pared oriental del cerro Adela los cambios que se observan corresponden a recrystalización de los fenocristales de feldespatos hacia formas ameboides, sericitización, desarrollo de intercrecimientos cuarzo-feldespáticos con cristaloblastos de andalucita a los que se suman efectos cataclásticos por deformación tectónica ocurrida con posterioridad al emplazamiento plutónico.

Estos efectos térmicos se van atenuando con el aumento de la distancia al plutón. Como se dijo, en la zona del cerro Polo, en las leptometamorfitas de la Formación Bahía de la Lancha, el fenómeno se evidencia solamente por granoblastesis de turmalina.

De tal manera que el metamorfismo de contacto, dada la paragénesis hallada (biotita-sillimanita-andalucita-cordierita), pertenece a la facies hornbléndica, similar al observado en la caja del plutón del cerro San Lorenzo (Ramos & Palma, 1981).

Petrografía

Se reconocen dos facies:

La *facies marginal diorítica-tonalítica* (Fig. 3) fue referida anteriormente por Lliboutry (1952). Ramos & Palma (1981) citan para el cercano y coetáneo batolito de San Lorenzo (Mioceno) una facies similar lo mismo que Michael (1984) para el granito del Paine (12 ± 2 Ma, Mioceno). Según Lliboutry (1952) el stock del Fitz Roy está constituida por una diorita cuarcífera con granates, la roca en partes es brechosa y posee numerosas vetas de feldespatos.

El contacto con el granito es neto, se aprecia al este y al norte, bordeando al plutón (Fig. 3). Lliboutry (1952) señala en su mapa geológico que una de las cumbres del cerro Eléctrico estaría conformada por esta roca.

Esta diorita fina se interpreta como una diferenciación de la masa principal del plutón emplazada previamente, ya que se halla intruída por filones y venas generadas por el plutón mayor. Actúa como borde de enfriamiento dada su fina granometría y posición espacial en el borde del stock.

La *facies principal granítica-granodiorítica* (Fig. 3) corresponde a granodioritas biotíticas hornblendíferas y granitos biotíticos pasando por tipos adamelíticos, con texturas granosas medianas subhipidiomorfas, a veces algo porfiroide dada por el desarrollo mayor de los feldespatos, con crecimientos de hasta dos veces mayor que el valor medio de los granos.

Fueron reconocidas formas poco abundantes de apaitas y pegmatitas graníticas y variaciones texturales miarolíticas. En las fases miarolítica y pegmatítica Spikermann & Quartino (1982) hallaron mineralización de molibdenita. La clasificación de tipo modal propuesta por Streckeisen modificada por Lameyre & Bowden (1982) (Fig. 4) muestra que la masa principal plutónica corresponde a términos petrográficos que evolucionan desde monzodiorita, monzonita cuarzoza hasta granito, mientras que la fase marginal microdiorítica evoluciona de diorita a tonalita.

El cuarzo en general posee extinción ondulosa; la plagioclasa es oligoclasa media a básica con desarrollo de zonación directa de andesina ácida a oligoclasa media; la ortosa es a veces algo pertítica y la hornblenda con pleocroismo castaño a verde presenta circón como inclusión y se halla alterada a clorita, epidoto y calcita; mientras que la biotita alterada a clorita y epidoto presenta halos pleocroicos poco desarrollados generados por pequeños cristales de circón. Los minerales accesorios de es-

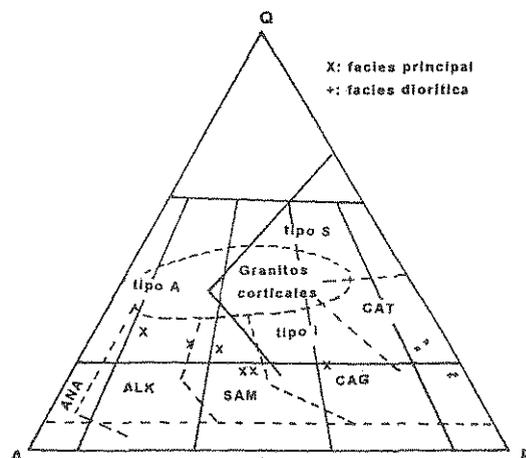


Fig. 4. Gráfico modal QAP de Streckeisen (1976) modificado por Lameyre y Bowden (1982). ANA: granito alcalino sódico; ALK: granito potásico aluminoso; SAM: monzodiorita subalcalina; CAG: granodiorita calcoalcalina; CAT: tonalita calcoalcalina.

tas rocas corresponden a circón, apatita, allanita, magnetita y titanita.

El gráfico modal QAP de Streckeisen (1967) modificado por Lameyre & Bowden (1982) (Fig. 4) muestra a la *fase diorítica marginal* con una evolución tonalítica calcoalcalina, mientras que para la *fase principal granítica* se aprecia una evolución desde granodiorita calcoalcalina a monzonita hasta granito. Estas características indican un claro enriquecimiento alcalino durante el proceso de diferenciación.

Los enclaves, de composición diorítica, son escasos, de formas redondeadas, con tamaños variables entre 5 y 20 cm y textura microgranosa y composición diorítica; probablemente se trate de fragmentos incorporados mecánicamente pertenecientes a la facies diorítica.

Los diques melanocráticos (Spikermann & Quartino, 1981) son lamprofíricos o bien andesíticos, donde la hornblenda y la biotita se hallan alteradas a penninita, epidoto y calcita; los minerales accesorios corresponden a apatita y circón, además de minerales opacos relativamente abundantes. Se los interpreta como pertenecientes al mismo magmatismo plutónico pero correspondiente a una etapa tardía.

ESTRUCTURA

La estructura tectónica de la zona es de bloques definidos por fallas, las cuales, por efectos de arrastre, han además generado plegamientos

en rocas sedimentarias. Otras estructuras notables son la que representa el emplazamiento del granito Fitz Roy con su cortejo filoniano y las discordancias que separan las rocas paleozoicas de las rocas vulcanógenas jurásicas y a éstas de las sedimentitas cretácicas.

La caracterización tectónica de la región fue referida por Nullo *et al.* (1978) quienes reconocen dos deformaciones superpuestas. Una, de edad paleozoica superior, que afectó a las rocas de la Formación Bahía de La Lancha replegándolas en forma isoclinal con planos axiales submeridianos con leve orientación al NE que solamente son desviados, en un ancho de 15 km, por las fajas de deformación transversales Mackena (lago San Martín) y Viedma (lago Viedma); la otra, de edad mesozoica - cenozoica, hace que la cubierta mesozoica posea un estilo diferente y discordante al de las rocas paleozoicas.

Los lineamientos Mackena y Viedma, según estos autores, dividen la región en tres bloques yuxtapuestos. El presente estudio se ubica en el bloque central limitado por los lagos San Martín y Viedma con un estilo tectónico distinto al de los otros dos bloques. Este bloque central está compuesto a su vez por bloques menores alargados de rumbo N10°-20°E delimitados por fallas inversas. Según estos autores la estructura de estos bloques fue producida por una compresión tangencial premiocénica media que aprovechó viejas líneas de debilidad. Posteriormente a estos movimientos se intruyeron pequeños plutones postorogénicos como el Granito Fitz Roy.

Kraemer (1994) se refiere a los ambientes tectónicos entre los 49° y 51° de latitud sur en la zona cordillerana. Divide la Cordillera Patagónica en cuatro zonas morfoestructurales paralelas al eje cordillerano. De acuerdo al esquema de este autor, la zona objeto de este estudio se halla ubicada dentro del cinturón alóctono y la faja plegada y corrida interna.

El sector central, correspondiente al bloque central de Nullo *et al.*, (1978), ubicado entre el cerro Huemul y las nacientes del río Blanco (Fig. 3) se halla caracterizado por el volcamiento de pliegues producto del arrastre debido a un sistema de fallas inversas de bajo ángulo ocurrido durante el alzamiento cordillerano. Estas rocas plegadas corresponden a las pelitas cretácicas de la Formación Río Mayer que se deformaron plásticamente al producirse el sobrecojamiento de las vulcanitas jurásicas de comportamiento rígido. El intenso plegamiento de estas sedimentitas cretácicas puede ser apreciado tanto en la Loma de Las Pizarras como en la Loma del Plie-

gue Tumbado (Fig. 3) donde el rumbo general de la estructura es aproximadamente NS a NNE, y los pliegues mayores determinan un sinclinal volcado con vergencia este, con diversas variaciones locales tanto del rumbo como de la inclinación dependiente tanto del diseño del plegamiento como de los efectos de diversos juegos de fallas. El plegamiento se atenúa hacia el naciente. Este corrimiento ha sido reconocido en el área por Nullo *et al.* (1978), Ramos (1979) al norte de la zona de estudio, Spikermann & Quartino (1981) y al sur de la zona de estudio por Kraemer (1993).

El estilo estructural de la Formación Bahía de La Lancha presenta una mayor complejidad que las secuencias posteriores. Estas rocas aparecen intensamente plegadas, los pliegues poseen un rumbo aproximado NNE y suelen estar volcados hacia el oeste como en el borde occidental del cerro Polo.

En esta zona es difícil distinguir la tectónica paleozoica de la tectónica andina que afectó, además, a las sedimentitas pelíticas cretácicas. En las zonas de sobrecojamiento las pelitas cretácicas se hallan intensamente plegadas con desarrollo de brillo sedoso característico producido por los efectos de la recristalización de sericita de tal manera que se asemejan a las del Paleozoico.

En el área de laguna Toro, en el valle del río Túnel, afloran las sedimentitas paleozoicas muy plegadas, con venas de cuarzo, fracturas sigmoides, lentes y deslizamientos de paquetes rocosos por medio de despegues interestrales (flexodeslizamientos); mientras que las estructuras pertenecientes a la tectónica andina se reconocen principalmente por el sobrecojamiento de rumbo aproximado NS, con inclinación de unos 30° hacia el oeste que dispone rocas vulcanógenas jurásicas sobre las sedimentitas cretácicas, fenómeno observado en los cerros Huemul, Solo y Techado Negro (Fig. 3). El cerro Solo constituye un bloque homoclinal que inclina unos 20° al SE y está marginado al este y al oeste por dos fallas inversas.

El fracturamiento de rumbo NS, a favor del cual fue labrado el valle del Torre, segmenta al plutón en los cordones occidental (Cerro Pier Giorgio-Cordón Cerro Torre-Adelas) y oriental (Cordón del Fitz Roy). Otros fallamientos de rumbo similar al mencionado son los recorridos por los ríos Blanco y de Las Vueltas. Este fracturamiento, parecería ser de tipo gravitacional con bloques hundidos al occidente; producidos en un período extensional posterior al compresional que generó los sobrecojimientos. La falla del río Blanco expone, en su bloque orien-

tal, en el Cerro Polo, los esquistos paleozoicos que están cubiertos por el conglomerado de la Formación Arroyo de La Mina y las rocas vulcanógenas jurásicas que inclinan aproximadamente 30° al ESE. En proximidades a la desembocadura del río Blanco en el río Eléctrico hay un afloramiento de pelitas cretácicas sobrepuestas en contacto tectónico por las vulcanitas jurásicas (Fig. 3). Se interpreta dicho afloramiento como perteneciente a un bloque limitado por dos fracturas de alto ángulo escalonadas, con bloques orientales más elevados. Ramos (1989) describe una zona triangular para el área del río Eléctrico-Cerro Polo con despegue en las leptometamorfitas paleozoicas.

Otros lineamientos estructurales son los que controlan los drenajes de los ríos Eléctrico, Fitz Roy y Túnel (Fig. 3). Son fallas de rumbo (levógiras?) acompañantes de los lineamientos mayores Mackena y Viedma.

Al oriente del río de Las Vueltas las estructuras se van atenuando y se puede apreciar la actitud homoclinal de inclinación hacia el este de la secuencia mesozoica.

Los movimientos tectónicos corresponden por lo menos a tres episodios principales:

El **primero**, Paleozoico superior con un esfuerzo de rumbo N70°O como fuera señalado por Nullo (inédito).

El **segundo**, Cretácico temprano alto, cuando comienza a estructurarse la Cordillera Patagónica Austral, restringido entre la discordancia que separa a las sedimentitas paleozoicas del Complejo El Quemado y los 70-80 millones de años; esta fase está representada por los cambios en la sedimentación observados en el pasaje de la Formación Río Mayer a la Formación Puesto El Alamo (Nullo, inédito) (aflorante fuera de la zona de estudio), con el comienzo del retiro del mar de la cuenca hacia el SO como también lo indican las areniscas y conglomerados presentes en la parte superior del cerro Techado Negro.

El **tercero** ocurrió durante el Terciario con los movimientos andinos, a los que acompaña la intrusión del plutón Fitz Roy y son responsables de los sobrecorrimientos principalmente anteriores al emplazamiento del granito Fitz Roy, provocados por esfuerzos de dirección principalmente Este.

A estos episodios hay que agregar, al menos, el desarrollo de un prominente sistema de fracturas subhorizontales en el plutón Fitz Roy (zona del filo del Hombre Sentado y acceso al Paso Superior del Fitz Roy) que se van verticalizando hacia el SE, con inclinación hacia el NO y que hacen desplazar al borde austral del plutón, en

la zona de la Aguja de la Ese, por encima de las sedimentitas cretácicas del cerro Techado Negro. Este esfuerzo al mismo tiempo debe de haber ayudado a elevar a la masa que constituye el Cerro Fitz Roy. Estos esfuerzos de dirección NO posiblemente sean consecuencia de los movimientos de las megafacturas Mackena a la que acompañan las fracturas de rumbo subsidiarias de los ríos Eléctrico, Fitz Roy y Túnel de rumbos WNW.

También hay diques subhorizontales emitidos por el plutón que intruyen tanto a las vulcanitas jurásicas como a las sedimentitas cretácicas, denotando la posterioridad del emplazamiento plutónico.

Caben mencionar también la presencia de diques melanocráticos (Spikermann & Quartino 1982), en posición vertical y subvertical, con corridas de varios cientos de metros, algunos, y espesores de hasta dos metros. Se los puede observar en los contrafuertes del cerro Mocho, en las agujas Poincenot, Saint Exupery y Guillaumet. Estos filones se interpretan como correspondientes a la etapa póstuma de formación del stock Fitz Roy.

CONCLUSIONES

Fueron reconocidas las siguientes unidades geológicas: Las sedimentitas leptometamórficas de la Formación Bahía de La Lancha de edad devónica-carbónica, el conglomerado de la Formación Arroyo de La Mina, indicador de la discordancia que separa las leptometamorfitas paleozoicas de las vulcanitas, piroclastitas y sedimentitas que constituyen el Complejo El Quemado de edad jurásica, las pelitas negras pertenecientes a la Formación Río Mayer del Cretácico inferior que se sobreponen a las vulcanitas en discordancia de bajo ángulo, y el granito Fitz Roy de edad Mioceno que intruye a las unidades geológicas antes mencionadas.

El plutón Fitz Roy, de tipo compuesto, epizonal y circunscripto, está integrado por una facies de borde diorítica de grano más fino y color más oscuro que el plutón mayor, de evolución tonalítica calcoalcalina, mientras que el plutón mayor presenta una evolución desde granodiorita calcoalcalina a monzonita, y granito, con apatita, circón, allanita como minerales accesorios. El metamorfismo de contacto generado en su emplazamiento sobre rocas argiláceas pertenecientes al Complejo El Quemado alcanzó el grado anfíbolita (biotita-sillimanita-andalucita-cordierita).

El sector está caracterizado por los efectos de una fuerte tectónica que determinó el

sobrecorrimiento de las vulcanitas jurásicas de comportamiento rígido sobre las pelitas cretácicas que se comportaron plásticamente deformándose por medio de intensos plegamientos. Una tectónica posterior de tipo distensiva genera un fracturamiento gravitacional de rumbo N. Finalmente estas estructuras fueron cortadas por un fracturamiento transcurrente de rumbo ONO (levógiro) asociado a los movimientos de las megaestructuras Mackena y Viedma.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue realizado con fondos correspondientes al PID 303 otorgado por la Secretaría de Ciencias y Técnicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. En su desarrollo el primer autor realizó el Trabajo Final de Licenciatura. Se agradece al Licenciado Francisco Alberto Medina la confección digitalizada de los mapas, a la Dra. Mónica López por la paciente revisión e importantes sugerencias aportadas. Al Dr. Massabie por las importantes observaciones realizadas y a los árbitros anónimos quienes sugirieron correcciones que ayudaron a mejorar el trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- Arbe, H.A. 1988. El Cretácico de la Cuenca Austral, Sus ciclos de sedimentación. *Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires*. Inédito.
- Bianchi, J. 1967. Informe preliminar acerca de los perfiles estratigráficos realizados en el sector occidental de la Cuenca Austral durante las campañas 1964-6 y 1965-6. Informe inédito de YPF, Buenos Aires.
- Borrello, A.V. 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. *An. Direc. Nac. Geol. y Min.*, Buenos Aires 14, 188 pp.
- Buddington, A.F. 1959. Granite emplacement with special reference to North America. *Bull. Geol. Soc. Am.* 70, 6: 671-747.
- Camacho, H., J.P. Spikermann & F. Medina. 1993. Observaciones geológicas en el área del Lago del Desierto (Provincia de Santa Cruz). *An. Soc. Científ. Argentina* 223 (1): 7-31.
- De Agostini, A.M. 1949. Prima spedizione nella Cordigliera Patagonica meridionale (Estate 1930-1931), en *Ande Patagoniche*, pp. 803-813. *Società Cartografica G. De Agostini*, Milano.
- Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. *Dir. Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, Buenos Aires I-III: 1-334.
- Fossa Mancini, J., E. Feruglio. & J. Yussen De Campana. 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la nomenclatura Estratigráfica. *Bol. de Informaciones Petroleras*, Buenos Aires 171: 31-95.
- Godoy, E., D. Quiroz & V. Sepulveda. 1997. La Formación Río Mayer (Neocomiano) y el basamento reactivado en la Sierra de la Concepción, Aysen. *Actas 8° Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta I: 75-79.
- Kosmal, A. 1997. Geología de la zona del Cerro Fitz Roy, Provincia de Santa Cruz. Trabajo Final de Licenciatura. *Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires*, inédito.
- Kraemer, P. E. 1993. Perfil estructural de la Cordillera Patagónica Austral a los 50°L.S., Santa Cruz. *Actas XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos* 3: 119-125.
- 1994. Segmentación geológica y geofísica en la Cordillera patagónica Austral. Consecuencias de discontinuidades en el rift jurásico? 49-51°S. Argentina y Chile. *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, Concepción 1: 71-75.
- Kraemer, P.E. & A.C. Riccardi. 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49°40' - 50° 10' lat.S), Provincia de Santa Cruz. *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 52 (3): 333-360.
- Lameyre, J. & P. Bowden. 1982. Plutonic rock types series: discriminations of various granitic series by their modal composition. *J. Volcanology and Geothermal Res.* 14: 169-186.
- Leanza, A.F. 1972. Andes Patagónicos Australes. En Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia nacional de Ciencias, Córdoba pp. 689-706.
- Lliboutry, L. 1952. Estudio cartográfico, geológico y glaciológico de la zona del Fitz Roy. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Filosofía y Letras, Instituto de Geografía*. Serie A (17): 1-62.
- Massabie, A.C. 1990. La faja de corrimiento río Turbio-La Leona y estructuras menores asociadas. Valle río La Leona, Santa Cruz. *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 45 (1-2): 29-36.
- Michael, P.J. 1984. Chemical differentiation of the Cordillera Paine granite (southern Chile) by in situ fractional crystallization. *Contrib. Mineral. Petrol.* 87: 179-195.
- Nullo, F., C. Proserpio & V. Ramos. 1978. Estratigrafía y Tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile. *Actas 7° Congreso Geológico Argentino*, Neuquén. Actas I: 455-470.
- Nullo, F., inédito. Descripción geológica de la hoja 56 a-b, Cerro Fitz Roy. *Servicio Geológico Nacional*.
- Ploszkiewicz, J.V. & V. Ramos. 1978. Geología de la Sierra de Payaniyen, provincia del Chubut. *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 32 (3):209-226.
- Raguin, E. 1957. *Géologie du granite*. Masson et Cie., Paris, 2da. Ed., 211 pp.
- Ramos, V. 1979. Tectónica de la región del río y lago Belgrano, Cordillera Patagónica, Argentina. *Actas Segundo Congreso Geológico Chileno* I: B1-B32.
- 1989. La faja plegada y corrida de la Cordillera Patagónica Austral, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Actas I Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos*, Mar del Plata II: 951-970.
- Ramos, V. & M. A. Palma. 1981. El batolito granítico del Monte San Lorenzo-Cordillera Patagónica, provincia de Santa Cruz. *Actas VIII Congreso Geológico Argentino*, San Luis III: 257-260.
- Ramos, V., H Niemeyer, J. Skarmeta & J. Muñoz. 1982.

- Magmatic Evolution of the Austral Andes. *Earth Sc. Rev.* 18 (1982): 411-443.
- Riccardi, A. C. 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de La Lancha, lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Rev. Mus. La Plata 7 Geol.* (61): 245-318.
- Riccardi A. & E. Rolleri. 1980. Cordillera Patagónica Austral. *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba Vol. II, pp. 1173-1306.
- Spikermann, J.P. & B.J. Quartino. 1981. Algunas características de las plutonitas del Fitz Roy, y la presencia de mineralización, provincia de Santa Cruz. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino, San Luis* 3: 319-329.
- Streckeisen, A. 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. *Neues Jahrb. Miner. Abh.* 107: 144-240.

Recibido: 25-X-2000
Aceptado: 18-XII-2000