



CUERPOS ALCALINOS BASICOS PALEOGENOS DEL SUR DE SOMUN CURA (ARGENTINA) Y SU MARCO ESTRATIGRAFICO ¹

A. ARDOLINO ², A. BUSTEROS ², R. CUCCHI ², M. FRANCHI ², H. LEMA ² y M. REMESAL ³

ABSTRACT: *PALEOGENE ALKALINE-BASIC INTRUSIVES FROM SOUTHERN SOMUN CURA (ARGENTINA). STRATIGRAPHIC SETTING.* Eocene alkaline-basic intrusives crop out at the southern border of Somún Cura Plateau, near Bajada del Diablo and Gan Gan. These intrusive bodies are included in the El Buitre Formation. It shows domical or tabular morphologies with diameters ranging from 1 to 3 km. El Buitre Formation shows intrusion relation with the Senonian sediments of La Colonia Formation, but the relations with other formations, such as Sarmiento tuff or Somún Cura basalts are unknown. The intrusives from Bajada del Diablo and Gan Gan show lithologic and morphologic similitudes with Eocene intrusives of other localities such as El Sombrero, Colonia Sarmiento and Ingeniero Jacobacci. Therefore, the intrusives could constitute a 350 km length discontinuous belt in Chubut Province, Argentina. The petrographic characteristics of these intrusive bodies show that they form a gabbro - foied gabbro - foied monzogabbro serie with rare syenitic compositions. Its grain size varies from very coarse to fine; granular, porphyric and subophitic textures are prevailing. Typical mineralogic association is plagioclase (An 48-56%) - clinopyroxene - olivine - opaque minerals and analcime. Minor components are alkali feldspar, feldspathoids, biotite and apatite. El Buitre Formation can be considered as a subvolcanic event of a subsaturated sodic alkaline magmatism that characterizes continental intraplate regions.

KEY WORDS: Patagonia, Paleogene, Volcanism, Intraplate.

PALABRAS CLAVE: Patagonia, Paleógeno, Volcanismo, Intraplaca.

INTRODUCCION

Los pioneros trabajos de Mórtola (1923) en la región de Colonia Sarmiento, revelaron la presencia de rocas alcalinas básicas terciarias en la Patagonia. Con posterioridad, Nullo (1978), Coira (1979), Busteros y Lapido (1983), Lema y Cortés (1987), entre otros, presentaron nuevos aportes en afloramientos extraandinos de las provincias de Santa Cruz, Chubut y Río Negro.

Los levantamientos geológicos regionales realizados en la comarca de la sierra de los Chacays llevaron al descubrimiento de numerosos cuerpos de naturaleza gábrica en localidades en las que estas rocas habían sido reconocidas hasta ese momento como basaltos terciarios (Ardolino, 1983).

En este trabajo se presentan los mapas geológicos de las áreas en las que afloran estos cuerpos, su marco regional y sus principales características petrogenéticas. Estos cuerpos han sido asignados a la Formación El Buitre (Ardolino y Franchi, 1993); se les otorga preliminarmente una edad eocena.

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS GENERALES

Las áreas de Bajada del Diablo - Bajada Moreno (figura 2) y la comprendida entre Gan Gan y Laguna Fría (figura 3), forman parte del sector sur de la Comarca Nordpatagónica o Macizo Nordpatagónico (figura 1). Muestran afinidades en su constitución geológica con el Chubut Extraandino (Lesta *et al.*, 1980).

Se han distinguido en ellas varias unidades litoestratigráficas, normalmente bien diferenciadas, constituidas por rocas sedimentarias y eruptivas comprendidas entre el Jurásico medio a superior y el Cuaternario. Se describirán las unidades previas y posteriores a la Formación El Buitre. Luego se tratarán las características físicas, petrográficas y químicas de esta unidad.

¹ Contribución al Proyecto IGCP 301 "Paleógeno de América del Sur".

² Servicio Geológico Nacional, Julio A. Roca 651, piso 10, (1322) Buenos Aires, Argentina.

³ Universidad de Buenos Aires - CONICET, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Departamento de Geología, (1428) Buenos Aires, Argentina.

UNIDADES PRE-FORMACION EL BUITRE

FORMACION SANTA ANITA (Ardolino y Franchi, 1995)

Ardolino y Franchi (1995) propusieron la denominación de Formación Santa Anita para sedimentitas que afloran en limitada extensión, y que hasta la fecha no habían sido mencionadas. Como localidad tipo se han elegido los asomos situados 3.000 metros al nor-noroeste de la estancia Santa Anita (Ardolino, 1983), situada 15 kilómetros al este de Bajada del Diablo. En la región mapeada, esta unidad aflora 2 kilómetros al sudeste de la estancia de Casimiro Sastre, en la localidad de Bajada Moreno, al sur de Bajada del Diablo y en las inmediaciones de la estancia La Paloma. Otros afloramientos están ubicados en las cabeceras del arroyo Mirasol Chico (figura 2).

Son rocas sedimentarias estratificadas, muy silicificadas, rojizas a rosadas. Prevalcen areniscas de grano fino a sabulíticas y conglomerados rosados, con restos de troncos. La estructura varía de inclinación suave a estratos con disposición vertical. Hay además afloramientos de calizas silicificadas amarillentas al sur de Bajada del Diablo. En Bajada Moreno afloran areniscas gris rosado violáceo, de grano fino.

Los clastos son de cuarzo subanguloso, plagioclasa, ortosa y microclino, con menor cantidad de biotita y hornblenda. En facies conglomerádica, los litoclastos son de volcanitas, metamorfitas y rocas graníticas. El cemento es calcedonia, en bandas adaptadas al contorno de los granos, que hacia el centro del espacio intergranular pasa a una variedad microgranosa.

Estas rocas están cubiertas, en discordancia angular que no supera los 10°, por la Formación Cerro Barcino en la localidad tipo y por las pelitas de la Formación La Colonia en la zona de Bajada Moreno y al sur de Bajada del Diablo. Como los afloramientos son aislados, provisoriamente se correlacionan con aquellos atribuidos a la Formación Cañadón Asfalto (Stipanovic *et al.*, 1968), de la zona de Carhué Niyeo (Nakayama, 1972), fundamentalmente sobre la base de la similitud litológica, presencia de cuerpos de caliza silicificadas y restos de vegetales, algunos de ellos carbonizados. La edad sería entonces calloviana-oxfordiana (Proserpio, 1978; Lesta *et al.*, 1980).

FORMACION CERRO BARCINO (Codignotto *et al.*, 1979)

Las rocas de esta unidad, integrante del Grupo Chubut, afloran en ambos márgenes del arroyo Mirasol Chico y en el área del cañadón Trapaluco. Son areniscas sabulíticas, areniscas con intercalaciones conglomerádicas, en general rosadas a rojizas, y areniscas limolíticas blanquecino amarillentas. Se hallan estratificadas, intercalándose capas muy deleznable con otras mejor aglutinadas.

Fueron originadas en un medio fluvial de energía mediana y alta. Hacia arriba, el predominio de areniscas finas limosas indican condiciones de baja energía.

La unidad pasa transicionalmente a las pelitas de la Formación La Colonia.

La edad de estos depósitos, de acuerdo con Codignotto *et al.* (1979), sería cenomaniana, quizás senoniana.

FORMACION LA COLONIA (Pesce, 1979; Ardolino y Delpino, 1987)

Se adopta el nombre Formación La Colonia propuesto por Pesce (1979), para agrupar a las pelitas verdes con yeso asignadas originalmente al Paleoceno, cuyas mejores exposiciones se hallan en la sierra de la Colonia. La reubicación temporal en el Senoniano se debe a Ardolino y Delpino (1987).

En la zona los afloramientos se disponen en el valle del arroyo Mirasol Chico en el faldeo austral de la sierra de la Colonia, en los alrededores de Bajada Moreno y Bajada del Diablo, y en el cañadón Trapaluco.

Su litología es bastante homogénea. En general son arcilitas plásticas montmorilloníticas gris verdosas, a veces pardas, y hasta moradas, con manchas ocráceas (Ardolino, 1983, 1987). Un manto terroso de 50 centímetros de espesor cubre casi siempre los afloramientos. Los bancos son laminados, físciles. El yeso rellena fisuras de unos dos centímetros de espesor término medio, y forma bolsones. Las fisuras rellenas se atraviesan formando una intrincada armazón, localizándose allí los tonos ocráceos.

Intercalados en la secuencia pelítica hay capas de areniscas muy finas con laminación entrecruzada y margas. Los mayores espesores de la unidad son de alrededor de 130 metros.

Esta Formación es la responsable de la mayoría de los asentamientos basálticos presentes en la región, cuya magnitud está en relación directa al espesor de las arcilitas.

Si bien la homogeneidad litológica no permite la separación de miembros, el contenido fosilífero determina un tramo inferior y medio de origen continental y uno superior netamente marino (Ardolino y Delpino, 1987).

El hallazgo de abundantes formas fósiles permitieron ajustar la edad de estos estratos y definir su ambiente de depósito. En los sectores superiores de la unidad, en las localidades de Bajada Moreno y Pocho José se halló una importante variedad de formas entre macro y microfauna; un plesiosaurio, vértebras de saurios, ostras, y abundantes ostrácodos y foraminíferos (Náñez, 1984; Echevarría, 1984 a,b; Levy de Caminos, 1984). Los sectores medios e inferiores, de origen continental, son mucho más pobres en cuanto al aporte de fósiles. Generalmente se hallan restos de tallos e improntas de folias muy carbonizadas y restos muy desmenuzados y alterados térmicamente de cutículas y leños. En este

sector fue hallado por una Comisión Geológica del Servicio Geológico Nacional (Ardolino y Delpino, 1987) el reptil *Carnotaurus sastrei*, (Bonaparte, 1985).

En cuanto al ambiente de sedimentación, las condiciones sedimentarias de regímenes fluviales de baja energía que caracterizaban a los términos superiores del Grupo Chubut se mantuvieron en los sectores basales y medios de la secuencia pelítica de la Formación La Colonia. Los depósitos son clásticos de granometría fina, con intercalaciones limocálcneas, y margas, posiblemente correspondientes a una zona lacustre o litoral albuferica, con intervalos húmedos y áridos, con vegetación en los períodos húmedos. En los sectores más altos de la secuencia, los depósitos pasan gradualmente a marinos. Los sedimentos y la fauna indican un ambiente somero y marginal. La relativa buena conservación de la fauna brinda un buen grado de confiabilidad en la interpretación paleoecológica (Malumián, 1983).

La Formación La Colonia apoya en discordancia sobre la Formación Santa Anita, y en concordancia sobre la Formación Cerro Barcino, cuya edad llega al Cenomaniano. Pasa transicionalmente a sedimentitas depositadas en el Daniano en la margen norte de laguna Matías sin un cambio apreciable en su litología (Ardolino y Delpino, 1987). Areniscas calcáneas y coquinas típicas de la Formación Salamanca se disponen estratigráficamente más altas en la secuencia, en los alrededores de la estancia La Paloma y al este del puesto 25, pero su reducido tamaño impide el mapeo a esta escala.

Los abundantes fósiles marinos hallados permiten asignar una edad campaniana-maastrichtiana para el sector superior de la Formación. Una edad senoniana pre-campaniana es lo más probable para los sectores inferiores y medios de origen continental.

La Formación La Colonia se correlaciona con la Formación Puesto Escobar (Rossi de García y Proserpio, 1978); con las Formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Lesta y Ferello, 1972), definidas para la zona del río Chubut medio, con la Formación Los Alamitos (Bonaparte *et al.*, 1984), para la vertiente oriental de la meseta de Somún Curá, y con la Formación Puesto Manuel Arce, en el sentido de Cortés (1987), para la región central de Chubut.

UNIDADES POST-FORMACION EL BUITRE

GRUPO SARMIENTO (Simpson, 1941)

Se atribuyen al Grupo Sarmiento las rocas principalmente piroclásticas que asoman por debajo y por arriba de los basaltos que integran la meseta de Somún Curá en la zona de Bajada del Diablo, y que en Bajada Moreno forman una orla alrededor de la sierra de la Colonia.

Son tobas y tufitas blanquecinas, amarillentas, groseramente estratificadas. Tiene bancos silicificados, de

aparición opalescente, con fractura concoidea, e intercalaciones de bancos de cuarzo lechoso. Localmente hay intercalaciones de limos y areniscas finas laminadas, paleosuelos y bancos de conglomerados intraformacionales. Sobre el arroyo Mirasol Chico, aguas abajo del puesto de Sastre, en la parte superior del Grupo Sarmiento, inmediatamente por debajo de una colada traquibasáltica aparecen depósitos arcillosos laminados con estructuras de ondulitas, originadas en pequeños cuerpos de agua.

Una parte importante de los depósitos se habría originado como lluvia de cenizas provenientes de sectores aledaños a la cordillera, traducidas en estratos potentes y macizos de tobas (Mazzoni, 1985). Sin embargo, otra buena porción de los mismos tendría origen local, provenientes de las importantes erupciones acaecidas en el área de la meseta de Somún Curá, caracterizadas por un volcanismo recurrente de basaltos, traquitas y abundante material piroclástico mesosilíceo a ácido concomitante. El origen local de las tobas se vería apoyado por la granulometría presente en las capas piroclásticas, generalmente de grano grueso, lapillitas, tobas, y flujos ignimbríticos (Ardolino, 1983) en contraste con la granulometría del Grupo Sarmiento de otras regiones de Río Negro y Chubut donde ha resultado ser básicamente chonítica.

Contiene restos de tallos, celdas de gramíneas y nidios de escarabeidos, en niveles de paleosuelos. También fueron hallados gastrópodos y algunas diatomeas. En el sector occidental, cerca del paraje Chacay Oeste, fueron hallados por Lizuaín (en Ardolino y Lizuaín, 1983) maxilares con dientes pertenecientes a mamíferos fósiles de edad colhuehuapense (Pascual, com.verb.).

La actividad volcánica habría sido intermitente, dando tiempo a la remoción de parte del material depositado, su retrabajamiento e inmediato redepósito. Ello ha originado muchos bancos formados por tufitas y conglomerados con clastos intraformacionales y distintos niveles de paleosuelos que testifican períodos de exposición subaérea de los sedimentos, durante los cuales se desarrollaron una abundante flora y fauna. Podría aplicarse a la zona el cuadro ambiental señalado por Feruglio (1949). Según este autor "el área de sedimentación puede representarse como una vasta región llana o poco ondulada, de pendiente suave, surcada por cauces poco profundos", destacando además la presencia de cuerpos de agua o lagos de agua dulce. Las llanuras presentarían abundante vegetación herbácea y en parte arbórea.

El Grupo Sarmiento se apoya sobre las pelitas verdes de la Formación La Colonia (Ardolino 1983, 1987) y sobre rocas de edad daniana en laguna Matías, en los alrededores de la estancia La Paloma y al este del puesto 25. Los afloramientos son muy pequeños y no han sido marcados en el mapa. También se intercala en varios sectores con la Formación Somún Curá. Está cubierto por la Facies Básica de la Formación Quiñelaf,

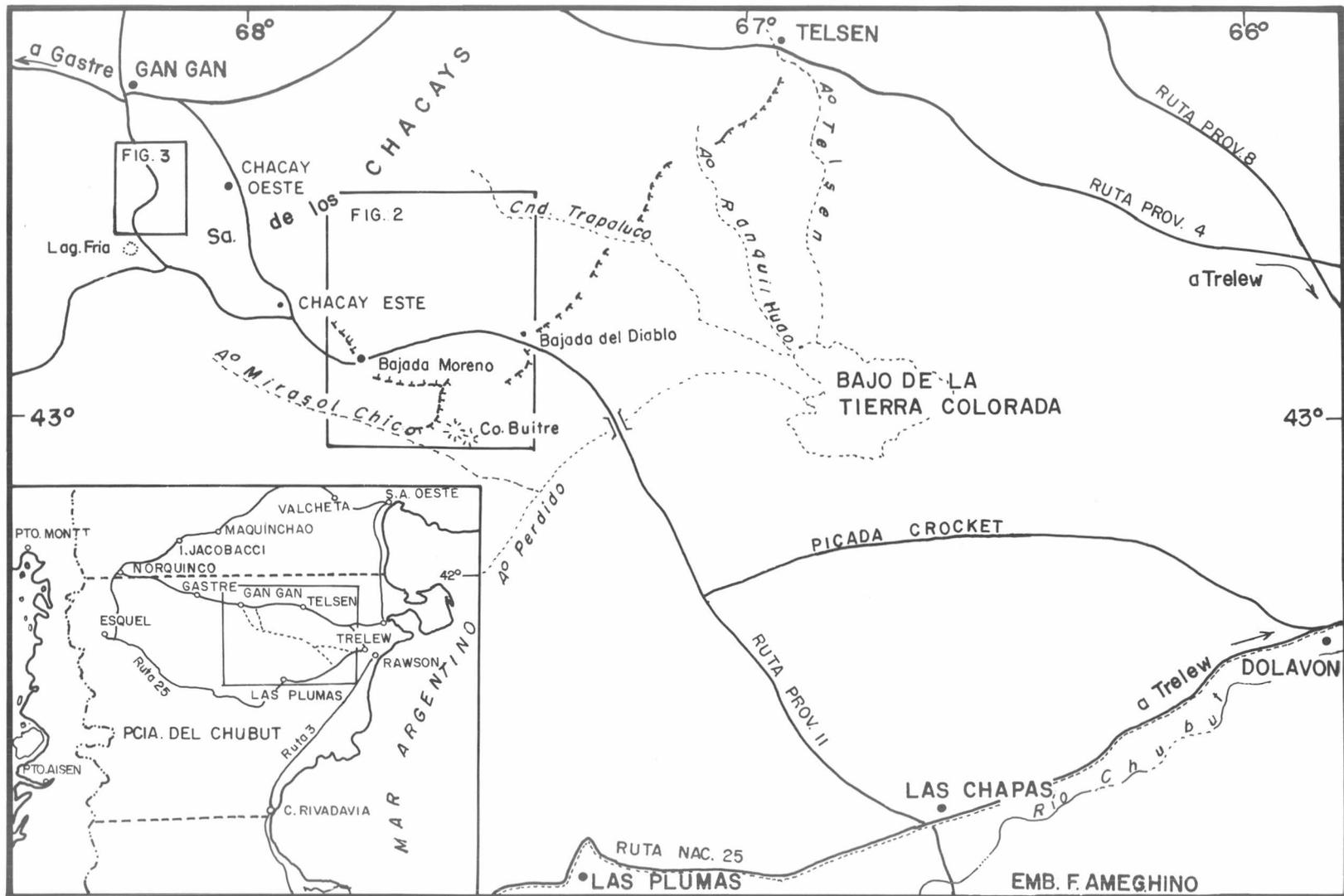


Figura 1. Mapa de ubicación del área estudiada.

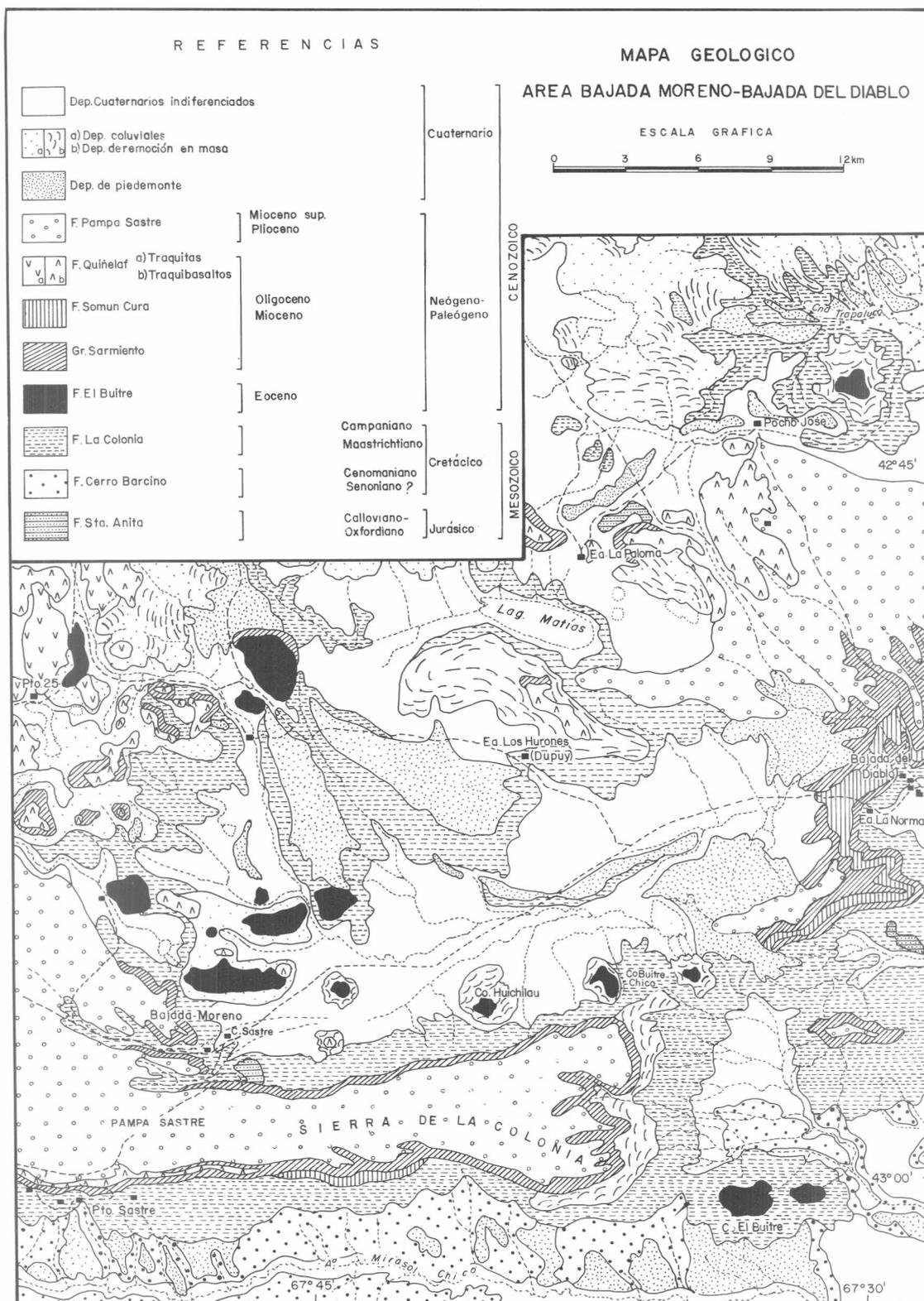


Figura 2. Mapa geológico del área Bajada Moreno-Bajada del Diablo.

de edad miocena. En la región estarían representados los dos términos superiores del Sarmientense, es decir los que se correlacionarían con aquellos de edad deseandense y colhuehuapense, teniendo en cuenta su relación con los mantos basálticos, tal como fuera establecido por Ardolino (1981, 1987) para la zona de Telsen y Chacras de Telsen, y para el área de Somún Curá por Ardolino y Franchi (1993).

FORMACION SOMUN CURA (Ardolino, 1981)

La denominación Formación Somún Curá es utilizada para agrupar a las rocas volcánicas oligocenas de composición basáltica que se derramaron ampliamente sobre el Macizo Nordpatagónico. Su mayor resistencia a la erosión hizo que cumpliera un rol protector de las rocas friables subyacentes, generando la más extensa planicie estructural lávica de la Patagonia, la meseta de Somún Curá. En la región, la Formación aflora intercalada entre tobas del Grupo Sarmiento en el borde de la meseta, al norte y sur de Bajada del Diablo, y en los alrededores del establecimiento La Paloma. En la zona de la sierra de La Colonia, sobre la vertiente del arroyo Mirasol Chico, aparece hasta el meridiano de Bajada Moreno. En rigor, justamente en este sector de la meseta, el banco duro protector está constituido por los mantos de rodados generados por la destrucción de las propias rocas volcánicas integrantes del volcanismo oligoceno-mioceno.

La meseta basáltica está formada por la superposición de varias coladas con un espesor total medio de unos 20 metros, aunque localmente puede llegar hasta 110 metros, como en el arroyo Ranquil-Huao.

Esta unidad está compuesta por rocas gris oscuras, aféricas, con olivina, piroxeno y plagioclasa.

Sobre la base de varias dataciones radimétricas, Ardolino (1981, 1987) le atribuyó una edad oligocena. Cabría estudiar la posibilidad que algunas lavas consideradas dentro de esta unidad, pertenezcan en realidad a otra, de mayor edad. En ésta incluimos los basaltos de 43 ± 3 Ma. que forman la caja a la intrusión traquítica del cerro Marabella, y a las lavas basales de Ranquil Huao, en las que Kay *et al.* (1993) determinaron características geoquímicas diferentes a las de la Formación Somún Curá.

FORMACION QUIÑELAF (Núñez *et al.*, 1975)

Originalmente se utilizó la denominación Formación Quiñelaf para las volcanitas, pórfiros, tobas e ignimbritas mesosilícicas, en general traquíticas, aflorantes en la Alta Sierra de Somún Curá. Ylláñez y Lema (1979) la emplearon para el conjunto de rocas de composición similar ubicadas en la zona de Telsen. Ardolino (1981) llamó así a los cuerpos en general traquíticos de sierra de Apas y los del extremo norte de la sierra de los Chacays, e igualmente Ardolino y Delpino (1986), extendieron la denominación a las efusiones

que provienen de los centros traquíticos de la sierra de Talagapa.

En esta región afloran rocas traquíticas y traquibasálticas. Las primeras están ubicadas en el margen oeste del área. Son lavas de textura porfírica, de colores grises y morados claros. Los fenocristales, blancos, son de feldespatos euhedrales. Varían desde pocos milímetros a centímetros y están inmersos en una pasta microcristalina gris clara con tonalidades que varían de rosadas a lilas. Son similares a los mantos lávicos que más se destacan en la sierra de los Chacays, fundamentalmente por consistir en coladas cortas de gran espesor, con desarrollo en sus extremos de grandes paredones verticales y crestas de flujo perpendiculares a la dirección de desplazamiento de la lava en su superficie.

Una colada traquibasáltica aflora sobre el cañadón del arroyo Mirasol Chico. Su centro de emisión se encuentra unos kilómetros a occidente de la región representada en la figura 2, en las proximidades del puesto viuda Ranquileo, desde donde desciende pronunciadamente hasta ser cubierta por la Formación Pampa Sastre. Así, aflorando sólo su perfil, continúa hasta el este del puesto Sastre. Allí, en la barranca izquierda, estas coladas yacen sobre sedimentos lagunares del Grupo Sarmiento, originándose estructuras de arrastre e incorporando fragmentos del subyacente. El espesor, en las proximidades al centro de emisión, llega a 60 metros. Son rocas frescas, de tonos oscuros, muy duras y tenaces, con fractura irregular a subconcoidea. Petrográficamente son traquibasaltos con grandes fenocristales de feldespato.

Sobre la base de varias dataciones radimétricas, Ardolino (1981) reconoció que los ciclos de actividad volcánica traquítica se distribuyeron en el lapso Oligoceno-Mioceno. Particularmente, la actividad póstuma del volcanismo traquítico, ejemplificada por los traquibasaltos, se produjo en el Mioceno.

FORMACION PAMPA SASTRE (Ardolino y Franchi, 1995)

Con este nombre, Ardolino (1983) denominó al conjunto psefítico-psammítico que tapiza, entre otros sectores, la parte superior de la sierra de la Colonia. Fue definida formalmente por Ardolino y Franchi (1995). En Bajada Moreno afloran conglomerados de bloques con clastos de hasta 75 centímetros de diámetro, con estratificación grosera. Posee intercalaciones de areniscas y areniscas conglomerádicas. Los clastos son principalmente de basaltos y traquitas. Son muy inmaduros composicional y texturalmente, reflejando un escaso transporte y rápido depósito. El espesor de esta unidad llega a 40 metros.

Son interpretados como depósitos de piedemonte, de talud y fluviales, provenientes de la erosión de los centros volcánicos que forman la sierra de los Chacays.

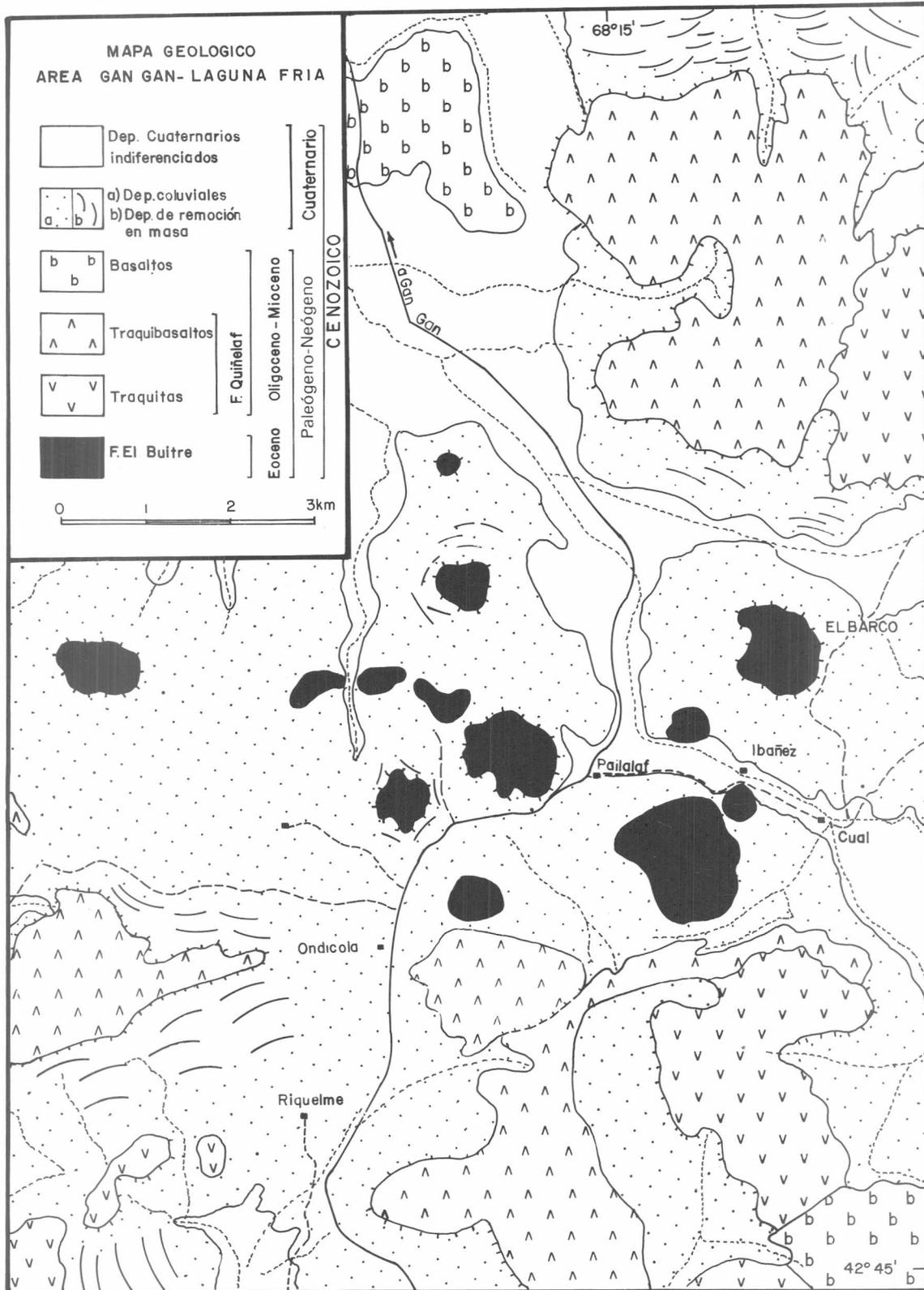


Figura 3. Mapa geológico del área comprendida entre Gan Gan y Laguna Fria.

La edad es posterior al Mioceno medio, posiblemente Mioceno superior-Plioceno.

BASALTOS

Se incluyen aquí basaltos porfíricos, que representan las erupciones cenozoicas más recientes ocurridas en este sector de la sierra de los Chacays (figura 3). Estas efusiones han sido reconocidas en otros sectores de la meseta de Somún Curá y han sido asignadas tentativamente al Plioceno. (Ardolino y Franchi, 1993).

DEPOSITOS CUATERNARIOS

Se describen sucintamente los depósitos de remoción en masa, coluviales y aluviales de la región estudiada.

Como ya se adelantó en el capítulo referente a la Formación La Colonia, es característico en esta región la presencia de fenómenos de remoción en masa en los bordes de las mesetas. Estos depósitos se producen por deslizamientos rotacionales de los mantos basálticos o gábricos y las sedimentitas subyacentes, a favor de superficies de despegue que, en la comarca la ejercen las pelitas de la citada Formación La Colonia. Se forman así típicas terrazuelas. Lateral y distalmente, estos depósitos pasan gradualmente a sedimentos coluviales. Se trata en ambos casos de bloques angulosos dispuestos desordenadamente sobre las pendientes que descienden de las mesetas.

Los depósitos aluviales se ubican siguiendo los cursos de los arroyos, constituidos por bancos estratificados de arenas y limos arenosos color pardo claro. También se incorporan los depósitos de bajos y lagunas, de granulometría fina, limo a limo arenosos, con cierto tenor salino.

LOS CUERPOS SUBVOLCANICOS DE LA FORMACION EL BUITRE

DENOMINACION, ANTECEDENTES Y DESCRIPCION

La Formación El Buitre fue propuesta por Ardolino y Franchi (1993) para los cuerpos subvolcánicos de composición en general gábrica, emplazados al sur de la sierra de los Chacays, en el cañadón Trapaluco (Ardolino, 1983) y a ambos lados del camino que sale de Gan Gan y pasa por laguna Fría, en los alrededores de los puestos de Pailalaf y Ondícola (Ardolino y Lizuaín, 1983). La denominación proviene del cerro El Buitre, que es uno de sus más conspicuos representantes, situado al sur de Bajada del Diablo.

En la Patagonia este tipo de rocas se conocieron a partir del trabajo de Mórtoła (1923) en la zona de Colonia Sarmiento. Posteriormente fueron estudiadas por Viviers (1970), Villar y Pezzutti (1976), Pezzutti y Villar (1978) y Bitschene *et al.* (1991). Al norte de la

meseta del Canquel (Lema y Cortés, 1987), en la región de Lipetrén y sur de Ingeniero Jacobacci (Nullo, 1978; Coira, 1979) y, en la provincia de Santa Cruz, al norte de la meseta del lago Buenos Aires (Busteros y Lapido, 1983) y en la zona del lago San Martín (Riccardi, 1971), se hallan cuerpos de similar composición.

En la región aquí estudiada constituyen afloramientos aislados, casi todos representados por cuerpos equidimensionales. Adoptan dos formas de emplazamiento, constituyendo domos o bien lacolitos, en el sentido de Corry (1988). Ambos tipos de intrusivos afectan a las sedimentitas senonianas de la Formación La Colonia; los cuerpos lacolíticos tienen una relación pseudoconcordante con su caja, por lo que han sido a menudo confundidos con coladas basálticas. Forman pequeños cerros aislados como El Buitre, Buitre Chico, El Barco, Huichilau y otros innominados. La estructura interna de varios de estos cuerpos consiste en mantos o capas subhorizontales superpuestas, con límites generalmente bien definidos.

El fuerte diaclasamiento de algunas de estas capas les confiere un aspecto lajoso. Menos común es la disyunción columnar (cuyo mejor ejemplo está en el paredón vertical que corona el cerro El Buitre) o la de tipo catafilar.

Pequeños diques comagmáticos, con 0,5 m de potencia máxima, intruyen a los gabros en los alrededores del cerro León. Sin embargo, tales diques son excepcionales en el resto de los afloramientos. En algunos gabros se hallan xenolitos de rocas pelíticas provenientes de las sedimentitas senonianas.

En el ámbito de Somún Curá no se ha observado que estos cuerpos afecten a unidades del Grupo Sarmiento, por lo que su edad estaría acotada al lapso post Senoniano - pre Oligoceno.

Se cuenta con una aceptable cantidad de dataciones radimétricas de cuerpos correlacionables con los de la Formación El Buitre de las áreas apuntadas anteriormente. Para los asomos del norte de la meseta del Canquel se tienen los valores siguientes: 40 ± 5 , 46 ± 5 , 47 ± 5 y 51 ± 5 Ma (Linares, 1979; Lema y Cortés, 1987). La diabasa del cerro Bororó tiene una antigüedad de 52 ± 5 Ma (Linares, 1977). Las teschenitas de la Formación Cerro Cortado, de la región al norte de Lipetrén tienen una edad de 45 ± 5 Ma. (Nullo, 1978; Coira, 1979). Para los asomos de la región de Colonia Sarmiento, en el sur de Chubut, se han determinado valores de 24 ± 10 Ma. en el cerro Trompette (Linares, 1979). Asimismo, en Linares (1981) figura una datación de 17 ± 2 Ma. de una teschenita proveniente de la zona de Sarmiento, aunque no se aportan datos precisos de su proveniencia. En el noroeste de Santa Cruz, la Teschenita Jeinemeni tiene una antigüedad de 46 ± 3 Ma., mientras que la Teschenita Los Antiguos es de edad mio-pliocena, al intruir rocas del Mioceno *s.l.* (Busteros y Lapido, 1983). Las essexitas del río Carbón, en la región del lago San Martín, han dado 46 ± 5 y 35 ± 5 Ma. (Riccardi, 1971). Una teschenita de la cuenca

Cuadro I. Análisis químicos de doce muestras de la Formación El Buitre.

	46	48	56a	57	511	112a	113a	103	95H	94	93	91
SiO ₂	48,37	44,47	43,44	46,82	45,01	45,02	46,36	48,06	49,96	45,96	47,44	45,98
TiO ₂	2,20	3,82	1,74	2,27	1,32	1,69	1,66	1,55	2,21	1,72	1,64	1,80
Al ₂ O ₂	15,58	15,12	13,92	15,24	13,98	17,84	17,47	15,04	12,47	18,25	18,19	17,16
Fe ₂ O ₃	3,85	4,66	8,46	10,92	0,88	2,21	1,08	1,12	1,93	5,40	0,93	1,12
FeO	6,35	7,71	3,79	0,30	10,00	7,13	7,96	9,07	9,08	3,30	8,06	7,89
MnO	0,16	0,17	0,22	0,23	0,17	0,15	0,14	0,12	0,18	0,11	0,28	0,16
MgO	4,53	3,50	10,80	3,91	6,85	6,73	5,46	9,37	7,65	5,27	8,70	7,73
CaO	10,05	9,34	10,79	7,89	12,14	10,20	11,12	9,45	8,83	11,28	7,40	10,94
Na ₂ O	4,13	4,26	2,22	4,99	6,35	4,09	4,31	2,99	1,98	4,20	2,98	4,23
K ₂ O	1,34	2,04	1,06	2,72	1,80	1,92	1,72	1,04	1,35	1,02	1,53	0,87
P ₂ O ₅	0,63	0,80	0,32	0,70	0,27	0,20	0,24	0,48	0,58	0,23	1,61	0,24
H ₂ O ⁻	-	-	0,82	1,56	0,35	0,63	0,46	0,03	0,29	0,40	0,23	0,41
H ₂ O ⁺	1,77	0,97	0,90	2,56	0,95	2,20	2,04	1,25	1,92	2,14	1,31	0,46
Total	98,96	96,86	98,48	100,11	100,07	100,01	100,02	99,57	98,43	99,28	100,30	98,99
Mg#	45,13	34,38	62,80	40,76	53,08	56,81	52,14	62,36	55,76	53,51	63,54	60,76
Rb	17	29										
Sr	566	700										
Y	21	27										
Zr	152	192										
Nb	35	49										
Pb	3	6										
Th	1	6										
Cu	64	92										
Zn	95	89										
Ga	17	22										
Ni	217	42										

del río Mayer fue datada en 5 ± 2 Ma. (Linares *et al.*, 1987).

Como se puede apreciar, la edad de este tipo de rocas en Patagonia es variable y abarca desde el Paleoceno al Plioceno. Sin embargo, hay una importante concentración de valores en el Eoceno. Para el caso de los cuerpos de la Formación El Buitre, originadas en tiempos pre-deseadenses de acuerdo con las relaciones estratigráficas, se estima como más probable una edad eocena.

PETROGRAFIA

Las rocas de la Formación El Buitre son de color gris oscuro, muy duras y tenaces. Corresponden a la serie gabro-gabro foidífero-monzogabro foidífero, con variedades sieníticas pobremente representadas. Poseen una amplia variación granulométrica, correspondiendo a los gabros el tamaño mediano a fino, y a los términos más ricos en feldespato alcalino el grano mediano, grueso y muy grueso.

En muchos cuerpos, y desde la base al techo, se alternan y repiten las distintas variedades, formando los mantos o capas arriba mencionados. En otros, son de grano fino los sectores basales y externos del cuer-

po, y de grano grueso los sectores centrales actualmente descubiertos por la erosión.

La textura granosa hipidiomorfa es la más característica, pero hay variedades granosas anisométricas, subofíticas, porfíricas y, en algunos casos, pobremente fluidales. Remesal (1988) menciona la existencia de estructuras bandeadas, con alternancia de bandas félsicas y máficas de pocos centímetros de espesor. Tal diversidad textural es uno de los rasgos repetidamente mencionados en la literatura referida a estos cuerpos (Wilkinson, 1958; Villar y Pezzutti, 1976; Pezzutti y Villar, 1978).

Las rocas gábricas, gris oscuras, son las predominantes. Hay excepcionales variedades leucogábricas (Índice de color 35).

Los niveles monzogábricos son más abundantes en el tramo superior de los cerros, destacándose por su color más claro y mayor grado de alteración. En algunos casos aparecen como filones acuñados y/o mal definidos en los gabros. En otros, forman parches de pocos centímetros o sectores mayores de formas esferoidales y bordes irregulares.

El cuerpo que aflora en las inmediaciones del pue- to de Pocho José presenta características peculiares que

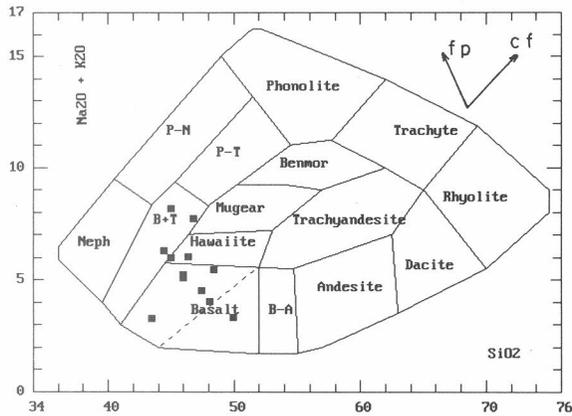


Figura 4. Diagrama de clasificación según la propuesta de Cox *et al.* (1979). Las muestras se distribuyen en los campos del basalto hasta basanita demostrando una amplia distribución de los álcalis con poca dispersión de sílice.

lo diferencian del resto, particularmente porque aquí los tipos litológicos predominantes caen en el campo de las sienitas y melasienitas alcalifeldespáticas. En la base, la fracción félsica se dispone en bandas discontinuas, lentiformes y generalmente paralelas, cuyo espesor oscila entre 3 cm y pocos milímetros, sugiriendo una autoinyección sinmagmática. Inmediatamente por arriba, abundan autolitos ovoidales de grano fino cuyo índice de color asciende a 55 y que pueden llegar a constituir el 50% de la roca. En varios casos están rodeados por una aureola de hibridación. El cuerpo culmina con litologías macroscópicamente similares a las descriptas para el resto de los afloramientos. Diferenciados leucocráticos póstumos adoptan la forma de venas que atraviesan a todo lo anterior, a excepción de los autolitos.

La mineralogía de la serie gabro-gabro foidífero-monzogabro foidífero es cualitativamente homogénea. Los minerales siempre presentes son: clinopiroxeno, opacos, olivina, plagioclasa (An₅₆-An₄₇) y zeolitas, además del feldespato alcalino en los términos monzo-sieníticos.

A esa mineralogía esencial se añaden -en porcentajes menores y variables- nefelina, biotita, apatita, y menos usualmente sodalita, aenigmatita y circón; la mayoría de ellos de la etapa póstuma de cristalización.

El feldespato alcalino en los gabros es intersticial, y en los monzogabros ha sufrido un importante reemplazo ceolítico que afecta también a los otros minerales félsicos. En las sienitas y melasienitas alcalifeldespáticas forma una base de grandes cristales xenomorfos que en los autolitos engloban a los pequeños cristales de minerales melanocráticos.

La nefelina es más común en las rocas que también contienen feldespato alcalino. No supera el 5% y apa-

rece en pequeños cristales subhedrales ceolitizados y/o con abundantes inclusiones.

La sodalita se encuentra solamente en las variedades sieníticas de las cercanías del puesto Pocho José.

En los piroxenos y desde los términos gábricos a los monzogábricos se desarrolla la serie augita/augita titanífera/aegirina-augita/aegirina. El representante más característico es la titanoaugita, en grandes cristales cuyos bordes están comúnmente enriquecidos en sodio e incluso en titanio. Los tipos aegirínicos, en cambio, sólo forman cristales muy pequeños.

La olivina puede estar levemente alterada o totalmente reemplazada por bowlingita e iddingsita. El diseño textural sugiere que comenzó a cristalizar antes y terminó de cristalizar primero que el piroxeno. En los cuerpos cercanos a Gan Gan muchos cristales están rodeados por una capa de clinopiroxeno.

Los minerales opacos tienen en varios casos crecimiento esquelético y/o reborde leucoxénico. La ilmunita y la titanomagnetita son las más abundantes.

La biotita es siempre escasa y de color rojizo por su contenido en titanio. Puede formar rebordes en la olivina.

La aenigmatita forma individuos escasos y de pequeño tamaño.

La analcima ha ocupado los intersticios presuntamente durante la etapa deutérica. De carácter posterior son en cambio las venillas y guías anastomosadas de ceolitas varias (natrolita, analcima, thompsonita?), como también los agregados granulares y fibrosoradiados que a modo de parches son reconocibles a ojo desnudo.

La apatita desarrolló abundantes cristalitos aciculares o largos cristales cuyos ejes mayores alcanzan los 3 mm.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

El estudio geoquímico se basa en el análisis de elementos mayoritarios de doce muestras (Cuadro I). Aunque las mismas no cubren todo el espectro composicional de la Formación El Buitre, permiten una caracterización del comportamiento químico de estos cuerpos válida para su utilización en estudios comparativos de carácter regional.

La clasificación petrográfica fue complementada con la aplicación del diagrama químico de Cox *et al.* (1979) modificado por Wilson (1989). El gráfico (figura 4) muestra una transición continua desde composiciones levemente subalcalinas hacia tipos cada vez más alcalinos y subsaturados, ampliando el campo determinado para estas rocas por Kay *et al.* (1993). Esto podría reflejar grados de fusión parcial sucesivamente decrecientes sobre los cuales podrían estar sobrepuestos otros procesos tales como cristalización fraccionada, separación gravitacional, transferencia de volátiles y fenómenos de asimilación. Sin embargo, esta hipótesis solamente podrá ser evaluada a la luz de datos analíticos más específicos. Las muestras clasifican co-

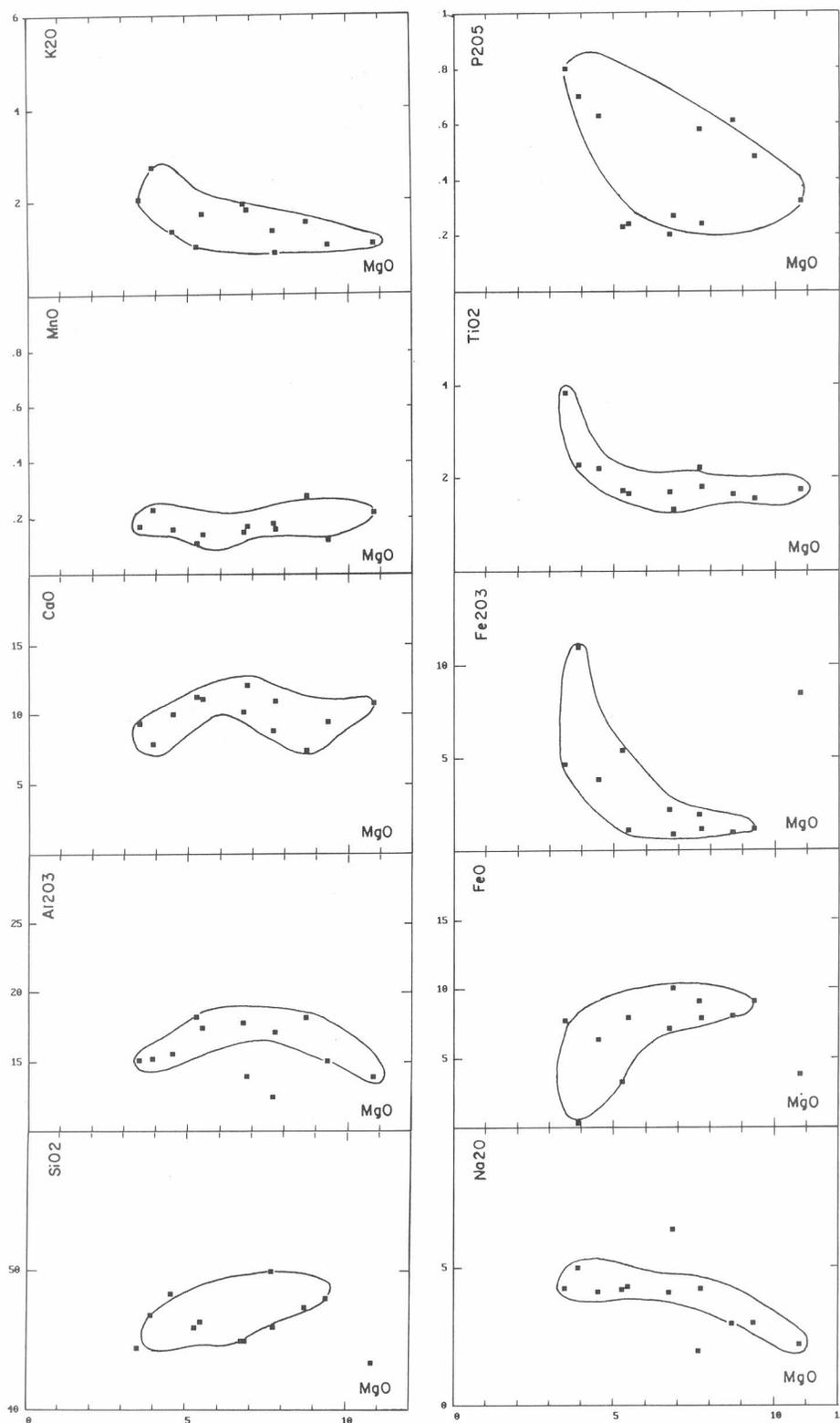


Figura 5. Diagramas de variación de los óxidos de elementos mayores y menores. Se han delineado áreas que engloban las muestras con las tendencias más importantes.

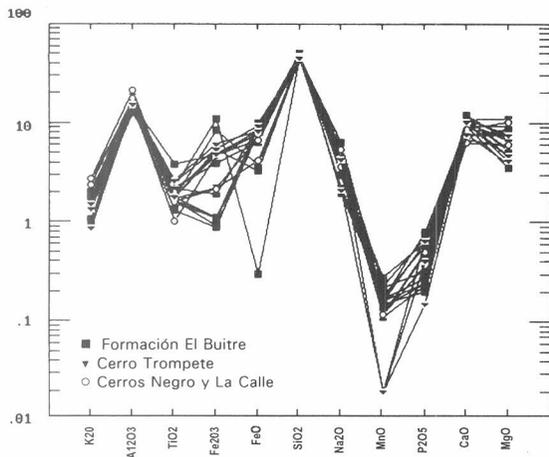


Figura 6. Patrónes multicomponentes que indican los rangos de variación de los óxidos de elementos mayores y menores. Se comparan las muestras de la Formación El Buitre con rocas petrográficamente semejantes de los cerros Trompete (Villar y Pezzutti, 1976) y Negro y La Calle (Busteros y Lapido, 1983).

mo basaltos alcalinos o basanitas con 50% de SiO₂ como máximo. La alcalinidad tiene un marcado predominio de Na₂O con relaciones Na₂O/K₂O entre 4,86 y 1,46. Otros elementos, que suelen marcar la tendencia alcalina también presentan valores altos, el TiO₂ > 1,3ppm y el P₂O₅ > 0,2ppm.

El amplio rango de variación del MgO, resulta un buen discriminante y fue utilizado como índice de diferenciación para la representación en diagramas ortogonales (figura 5). Las relaciones de Mg# oscilan entre 34 y 63. Los valores más altos (> 60) corresponden a

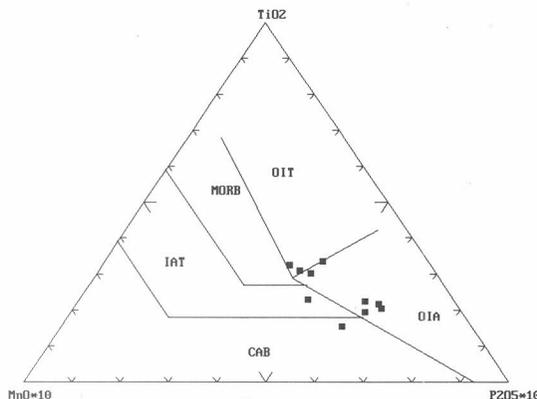


Figura 7. Representación triangular de TiO₂-P₂O₅-MnO para rocas con 45-54% de SiO₂ propuesta por Mullen (1983). Las rocas de la Formación El Buitre quedan comprendidas dentro del campo de los basaltos alcalinos de islas oceánicas, probablemente como respuesta a condiciones particulares de cristalización.

las mesetas de cerro León y cerro Los Hurones los cuales son próximos a los esperados para mineralogías en equilibrio con condiciones profundas (manto), el resto en cambio se corresponde con composiciones evolucionadas.

A pesar de la dispersión aleatoria que se registra en muchos de los diagramas, y que en primera instancia se atribuye al tamaño de grano relativamente grueso e inhomogéneo de las muestras de la Formación El Buitre, se pueden hacer algunas consideraciones evolutivas sobre estos cuerpos. Los óxidos que tienen menor alineamiento son los de SiO₂, CaO, Al₂O₃ y FeO; y particularmente el P₂O₅ que muestra un diseño muy disperso y difícil de explicar como tendencia de una misma serie de rocas. Las concentraciones de Na₂O, K₂O y TiO₂ son las que muestran menor dispersión.

En términos generales se pueden describir cambios de tendencia en torno del rango de 7% de MgO. Así, las muestras con contenidos de MgO inferiores a 7% concentran K₂O, TiO₂ y Fe₂O₃ en forma progresiva. En cambio los contenidos de CaO y FeO disminuyen con la variación del magnesio hacia los términos más diferenciados. Acompañando el cambio de pendiente en el CaO, se observa una inflexión en Al₂O₃ el cual pasa de un patrón de acumulación a uno de empobrecimiento que demostraría la entrada de plagioclasa en el conjunto de fraccionamiento y una postergación relativa del piroxeno. A partir de ese punto el Na₂O tiende a permanecer constante después de haber presentado un moderado enriquecimiento en las rocas más máficas. El aumento del potasio, hierro férrico y titanio con la disminución del MgO registran la presencia de una mineralogía más alcalina y una fase volátil importante. Por otro lado, es probable que una acumulación diferencial de apatita pudiera causar el dispar comportamiento del fósforo.

Dentro del marco regional, es interesante la comparación de estos resultados con los de rocas petrológicamente equivalentes como las teschenitas del cerro Trompete de la zona de Sarmiento, en el sudeste de Chubut (Villar y Pezzutti, 1976) y, aunque probablemente miocenas, las teschenitas de los cerros Negro y La Calle emplazadas en el noroeste de Santa Cruz (Busteros y Lapido, 1983). Las concentraciones de los óxidos mayoritarios en las muestras de la Formación El Buitre son muy coincidentes con los valores publicados para las rocas de las otras dos localidades. Tal como puede observarse en el gráfico comparativo (figura 6) ambas asociaciones tienen el mismo patrón con una importante dispersión en el Fe₂O₃.

La relación TiO₂-P₂O₅-MnO (Mullen, 1983), es típica de los basaltos alcalinos de islas oceánicas (figura 7). La ubicación de la mayoría de las muestras en este campo podría reflejar una alta *f*O₂ durante la evolución del líquido magmático. Esta característica tiende a inhibir la cristalización de plagioclasa en relación a olivina y clinopiroxeno que, al separarse, empobrecen el líquido en MnO y TiO₂ respecto a P₂O₅. Esta secuencia

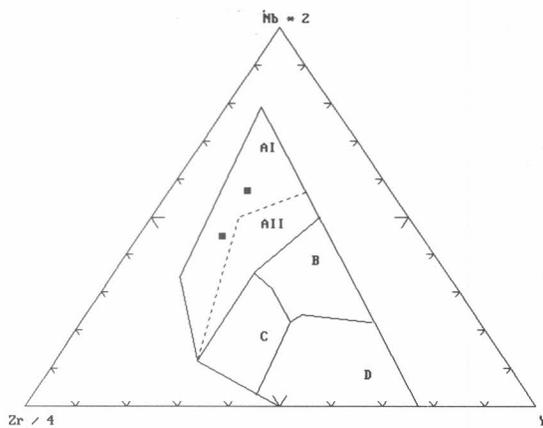


Figura 8. Campos de discriminación de ambientes tectónicos según Zr-Nb-Y (Meschede, 1986). AI, AII: alcalinos de intraplaca; AIII, C: toleíticos de intraplaca; B: MORB tipo P; D: MORB tipo N; C, D: basaltos de arco. Los datos disponibles corroboran el emplazamiento en intraplaca.

de cristalización es muy frecuente en magmas alcalinos de ambientes extensionales de intraplaca y se refleja también en los elementos trazas. Así, los altos contenidos relativos de Nb en el diagrama de discriminación de Meschede (1986), como se puede observar en la figura 8, corroboran este ambiente.

Las consideraciones geoquímicas sobre la Formación El Buitre fueron reforzadas con los datos de elementos menores y traza para dos muestras: 46 cerro El Buitre y 48 cerro León. El análisis de estos elementos ha permitido aportar nuevas evidencias sobre la filiación alcalina de estos cuerpos y su posible relación con ambientes extensionales. El diseño de los elementos menores y traza normalizados (figura 9) según Thompson *et al.* (1984) es perfectamente comparable con el patrón de basaltos alcalinos (OIB) y dentro de estos presenta importantes semejanzas con las tendencias encontradas en muestras del rift de África Oriental. Los valores de Sr indican su escaso fraccionamiento, el Nb (al menos en estas dos muestras) no se destaca como una anomalía marcada, pero la tendencia general del patrón con enriquecimiento selectivo en Th y Nb en relación a Y puede ser interpretado como aporte mantélico.

La similitud de estas rocas con los OIB había sido mencionada por Kay *et al.* (1993) al establecer las bajas relaciones Ba/La (< 14) y La/Ta (< 14); asimismo, estos autores señalaron la semejanza de los diseños, enriquecidos en tierras raras, de la Formación El Buitre con los de rocas continentales alcalinas y con los flujos post-escudo en Hawaii. Un análisis adicional que surge de los datos presentados por Kay *et al.* (1993), es el empobrecimiento en tierras raras pesadas, que sería compatible con una fuente lherzolítica-granatífera. La presencia de granate en equilibrio con el magma tam-

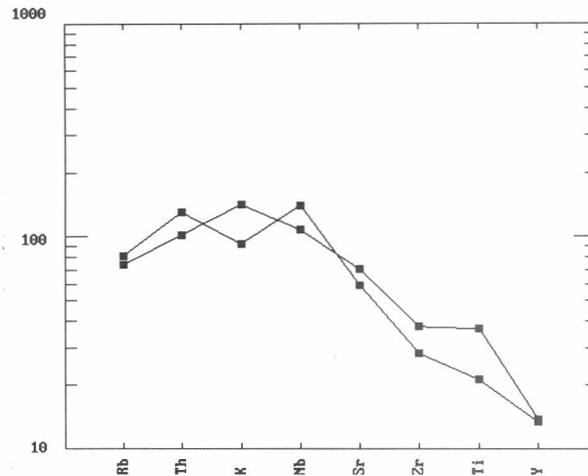


Figura 9. Diagrama normalizado de elementos menores y traza (según los valores propuestos por Thompson *et al.*, 1984). El diseño de las dos muestras es comparable al de basaltos alcalinos (OIB).

bién se puede predecir con el diseño de elementos traza el cual muestra empobrecimiento en Y. La falta de anomalía negativa de Eu confirma la ausencia de plagioclasa en el conjunto mineralógico fraccionado.

DISCUSION

Las formas tabulares de algunos de estos cuerpos, sus relativamente reducidas dimensiones y sus cambios texturales y granulométricos (en algunos casos a distancias no mayores que el decímetro) son todos indicios de un emplazamiento a niveles corticales altos. Al respecto, Bitschene *et al.* (1991) postulan una profundidad inferior a los 1000 metros para cuerpos semejantes de la zona de Colonia Sarmiento, en Chubut.

La serie tiene una clara filiación alcalina sódica ligeramente infrasaturada en sílice.

La evolución magmática conduce hacia fundidos de composición sienítica (*s.l.*) con importante concentración en volátiles, favoreciendo la aparición de fases mineralógicas hidratadas e hidatogénicas, la ceolitización de feldespatos y feldespatoideos y el aumento en el tamaño de grano. Un aumento significativo de potasio, hierro férrico, titanio, fósforo y sodio en rocas con bajo contenido de Mg se correspondería con esta etapa.

En dicha evolución han operado distintos procesos, pero es difícil cuantificar su eficacia relativa. Por ejemplo, allí donde se registra bandeo composicional se puede inferir un asentamiento gravitacional de minerales máficos. En otros cuerpos se han registrado coronas de reacción en xenocristales de cuarzo, y estadios más avanzados donde el xenocristal ya ha desaparecido, lo que revelaría cierto grado de asimilación de materiales corticales.

Por último, la diferenciación magmática ha tenido en el caso del cuerpo de Pocho José una historia diferente, en la que deberá evaluarse la influencia de los autolitos en el proceso de cristalización fraccionada.

En algunos afloramientos la existencia de contactos bien definidos entre capas de diferente granulometría podría interpretarse como debida a inyecciones múltiples, adicionando el efecto combinado de concentración de volátiles y zonas de enfriamiento rápido.

En otros casos, esa misma riqueza en volátiles ha favorecido la movilización de los fundidos resultantes de la diferenciación, que al desplazarse producen contactos netos.

El ambiente geológico y la petrografía de la serie corresponden a un magmatismo vinculado a procesos extensionales. Merece destacarse en tal sentido, la similitud mineralógica con los términos menos alcalinos de la suite de Nyambeni Range, Kenya (Wilson, 1989). Desde el punto de vista de la distribución de elementos químicos mayores y menores se corrobora esta tendencia y se destacan semejanzas con patrones típicos de basaltos alcalinos relacionados a rifts de intraplaca.

Estudios geoquímicos iniciales llevados a cabo por Kay *et al.* (1990) en muestras de basaltos eocenos de El Sombrero, al norte de la meseta del Canquel, y asociados a los cuerpos básicos alcalinos de esa región, indican una afinidad con los basaltos de intraplaca, sin influencias de magmatismo de arco.

El estudio geoquímico de la Formación El Buitre permite comprobar similitudes con intrusivos básicos alcalinos emplazados en otros sectores de la Patagonia Extraandina, como los del lago Buenos Aires (Busteros y Lapido, 1983) o los de Colonia Sarmiento (Villar y Pezzutti, 1976).

CONCLUSIONES

1. Se distinguen y caracterizan por primera vez cuerpos gábricos en la zona de Bajada Moreno-Gan Gan, diferenciándolos de los basaltos de Somún Curá, e indicando su marco geológico y ubicación estratigráfica.

2. Se reconocen dos formas de emplazamiento intrusivo, cuerpos dómicos y lacolitos, en general formados a pequeñas profundidades y por lo tanto de carácter hipabisal. El emplazamiento de los cuerpos estaría vinculado a procesos extensionales y se habría localizado en niveles muy altos de la corteza.

3. Las rocas analizadas representan un magmatismo moderadamente alcalino e infrasaturado en sílice. La serie evoluciona desde términos gábricos a sieníticos; en estos últimos ha habido una concentración significativa de volátiles.

4. Las características mineralógicas y la distribución de OMg de las muestras analizadas permiten establecer el equilibrio de la olivina con el líquido durante toda la etapa de cristalización.

5. La roca de caja de los cuerpos son pelitas de edad senoniana de la Formación La Colonia.

6. Se establece una edad eocena pre-Grupo Sarmiento para la Formación El Buitre.

BIBLIOGRAFIA

- ARDOLINO, A.A. 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroccidental de la meseta de Somún Curá, provincia del Chubut. *VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III*: 7-23. Buenos Aires.
- _____ 1983. *Informe geológico de la Hoja 43f, Sierra de los Chacays, provincia del Chubut*. Dirección Nacional de Geología y Minería. Inédito. Buenos Aires.
- _____ 1987. Descripción geológica de la Hoja 42f, Sierra de Apas, provincia del Chubut. *Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín 203*: 1-91. Buenos Aires.
- _____ y DELPINO, D. 1986. El Bajo Hondo: una caldera basáltica en el borde sur de la meseta de Somuncurá, provincia de Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista XLI (3-4)*: 386-396. Buenos Aires.
- _____ y _____ 1987. Senoniano (continental-marino). Comarca Nordpatagónica - provincia del Chubut, Argentina. *X Congreso Geológico Argentino, Actas III*: 193-196. San Miguel de Tucumán.
- _____ y FRANCHI, M. 1993. El Vulcanismo cenozoico de la Meseta de Somún Curá - Provincias de Río Negro y Chubut. *XII Congreso Geológico Argentino, Actas IV*: 225-235. Buenos Aires.
- _____ y _____ 1995. Hoja Geológica 4366-I, Telsen. Provincia del Chubut, República Argentina. *Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín N° 217 (Nueva Serie)*: 1-63. Buenos Aires.
- _____ y LIZUAÍN, A. 1983. *Mapa geológico preliminar de la Hoja 43e, Gan Gan, provincia del Chubut*. Dirección Nacional de Minería y Geología. Inédito. Buenos Aires.
- BITSCHENE, P.R., GIACOSA, R.E. y MÁRQUEZ, M.J. 1991. Geologic and mineralogic aspects of the Sarmiento Alkaline Province in Central Eastern Patagonia, Argentina. *6º Congreso Geológico Chileno. Resúmenes expandidos*: 328-331. Santiago.
- BONAPARTE, J. 1985. A horned Cretaceous carnosaur from Patagonia. *National Geographic Winter*: 149-151.
- _____, FRANCHI, M., POWELL, J. y SEPÚLVEDA, E. 1984. La Formación Los Alamitos (Campaniano-Maastrichtiano) del sureste de Río Negro, con descripción de *Kritosaurus australis* n. sp. (Hadrosauridae). Significado paleogeográfico de los vertebrados. *Asociación Geológica Argentina, Revista XXXIX (3-4)*: 284-299. Buenos Aires.
- BUSTEROS, A.G. y LAPIDO, O.R. 1983. Rocas básicas en la vertiente noroccidental de la meseta del Lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina Revista XXXVIII (3-4)*: 427-436. Buenos Aires.
- CODIGNOTTO, J., NULLO, F., PANZA, J. y PROSERPIO, C. 1979. Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, Provincia del Chubut, Argentina. *VII Congreso Geológico Argentino, Actas I*: 471-480. Buenos Aires.
- COIRA, B.L. 1979. Descripción geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro. *Servicio Geológico Nacional, Boletín 168*: 1-94. Buenos Aires.

- CORRY, Ch.E. 1988. Laccoliths, mechanics of emplacement and growth. *Geological Society of America. Special Paper* 220: 1-110. Boulder.
- CORTÉS, J.M. 1987. Estratigrafía del Cretácico entre el arroyo de las Víboras y la sierra del Guanaco, región central del Chubut, Argentina. *PICG-Proyecto 242 Cretácico de América Latina - Tercer Simposio - Tucumán, 1987. X Congreso Geológico Argentino*. San Miguel de Tucumán.
- COX, K.G., BELL, J.D. y PANKHURST, R.J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen and Unwin, 455 pp. London.
- ECHEVARRÍA, A. 1984a. *Estudio micropaleontológico (ostrácodos) de las muestras 245, Cañadón Trapaluco y Bajada Moreno*. Servicio Geológico Nacional. Inédito. Buenos Aires.
- _____ 1984b. *Estudio micropaleontológico (ostrácodos) de las muestras Carhué Niyeo, Puesto Almonacid, P.J. 1 y Bajada Moreno*. Servicio Geológico Nacional. Inédito. Buenos Aires.
- FERUGLIO, E. 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF), 3t. Buenos Aires.
- KAY, M.S., ARDOLINO, A.A., CORTÉS, J.M., FRANCHI, M.R. y RAMOS, V.A. 1990. Tectonic and geochemical significance of Tertiary Patagonian basalt (40°-50° S) Argentina. En *Symposium International Geodinámique Andine, Editions de l'ORSTOM*: 297-300. Grenoble.
- _____, _____, FRANCHI, M.R. y RAMOS, V.A. 1993. Restricciones al origen de la meseta de Somún Curá: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. *XII Congreso Geológico Argentino, Actas IV*: 236-248. Buenos Aires.
- LEMA, H. y CORTÉS, J.M. 1987. El vulcanismo eoceno del flanco oriental de la meseta del Canquel, Chubut, Argentina. *X Congreso Geológico Argentino, Actas IV*: 188-191. San Miguel de Tucumán.
- LESTA, P. y FERELLO, R. 1972. Región extraandina del Chubut y Norte de Santa Cruz. En *Geología Regional Argentina (Dir. y Ed. A. F. Leanza)*. Academia Nacional de Ciencias: 601-653. Córdoba.
- _____, _____ y CHEBLI, G.A. 1980. Chubut Extraandino. En *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias*. II: 1307-1387. Córdoba.
- LEVY DE CAMINOS, R. 1984. *Estudio de la megafauna correspondiente a la Hoja 43f, Sierra de los Chacays*. Servicio Geológico Nacional. Inédito. Buenos Aires.
- LINARES, E. 1977. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina II) años 1974 - 1976, realizados por INGEIS sin publicar I) años 1972 - 1974. *Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales, serie B (Didáctica y Complementaria)* 4: 1-38. Buenos Aires.
- _____ 1979. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina III- años 1977 - 1978. Catálogo de edades radimétricas realizadas por INGEIS y sin publicar II- años 1975 - 1976. *Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales, serie B (Didáctica y Complementaria)* 6: 1-32. Buenos Aires.
- _____ 1981. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina IV- años 1979 - 1980. Catálogo de edades radimétricas realizadas por INGEIS y sin publicar III- años 1977 - 1978. *Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales, serie B (Didáctica y Complementaria)* 9: 1-63. Buenos Aires.
- _____, PARICA, C.A. y PARICA, P.D. 1987. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina V- años 1981 - 1982. Catálogo de edades radimétricas realizadas por INGEIS y sin publicar IV- años 1979 - 1980. *Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales, serie B (Didáctica y Complementaria)* 15: 1-49. Buenos Aires.
- MALUMIÁN, N. 1983. *Foraminíferos cretácicos de la Hoja 43 f-Chubut*. Servicio Geológico Nacional. Inédito. Buenos Aires.
- MAZZONI, M.M. 1985. La Formación Sarmiento y el vulcanismo paleógeno. *Asociación Geológica Argentina, Revista XL (1-2)*: 60-68. Buenos Aires.
- MESCHEDÉ, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56: 207-218. Amsterdam.
- MÓRTOLA, E. 1923. Rocas alcalinas básicas del sur del Chubut. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Serie B, Boletín B* 34: 1-55. Buenos Aires.
- MULLEN, E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62: 53-62. Amsterdam.
- NAKAYAMA, C. 1972. *Informe geológico preliminar de la región comprendida entre Lagunita Salada y Carhué Niyeo al norte y arroyo Perdido y sierra Rosada al sur. Provincia del Chubut*. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF). Inédito. Buenos Aires.
- NÁÑEZ, C. 1984. *Informe micropaleontológico de muestras de la hoja 43 f. Chubut*. Servicio Geológico Nacional. Inédito. Buenos Aires.
- NULLO, F.E. 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipe-trén, provincia de Río Negro. *Servicio Geológico Nacional, Boletín* 158: 1-88. Buenos Aires.
- NÚÑEZ, E., BACHMANN, E.W., RAVAZZOLI, I., BRITOS, A., FRANCHI, M., LIZUAÍN, A. y SEPÚLVEDA, E. 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncura. Provincia Río Negro. *II Congreso Iberoamericano de Geología Económica IV*: 247-266. Buenos Aires.
- PESCE, A.H. 1979. Estratigrafía del arroyo Perdido en su tramo medio e inferior, provincia del Chubut. *VII Congreso Geológico Argentino, Actas I*: 315-333. Buenos Aires.
- PEZZUTTI, N. y VILLAR, L. 1978. Los complejos alcalinos en la zona de Sarmiento, provincia del Chubut. *VII Congreso Geológico Argentino, Actas II*: 511-520. Buenos Aires.
- PROSERPIO, C. A. 1978. Descripción geológica de la Hoja 42 d, Gastre, provincia del Chubut. *Servicio Geológico Nacional, Boletín* 159: 1-75. Buenos Aires.
- REMESAL, M. 1988. *Geología y petrología de los basaltos de la Meseta del Somuncura*. Tesis de doctorado, Universidad de Buenos Aires. Inédita. Buenos Aires.
- RICCARDI, A. C. 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de La Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Revista Museo La Plata. Nueva Serie, Sección Geología VII*: 245-318. La Plata.
- ROSSI DE GARCÍA, E. y PROSERPIO, C. 1978. Ostrácodos del Cretácico superior de Patagonia. Chubut. República Argentina. *II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología II*: 15-34. Buenos Aires.

- SIMPSON, G. G. 1941. The Eocene of Patagonia. *American Museum Novitates* 1120: 1-15. New York.
- STIPANICIC, P. N., RODRIGO, F., BAULIES, O. y MARTÍNEZ, C. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Asociación Geológica Argentina, Revista XXIII* (2): 67-98. Buenos Aires.
- THOMPSON, R. N., MORRISON, M. A., HENDRY, G. L. y SPARRY, S. J. 1984. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions Royal Society London* A310: 540-590. London.
- VILLAR, L. y PEZZUTTI, N. 1976. Contribución a la petrología de las rocas alcalinas básicas de la zona de Sarmiento, República Argentina. *I Congreso Geológico Chileno, Actas II*: 59-72. Santiago.
- VIVIERS, M. C. 1970. Rocas básicas de los cerros Pastel y Puricelli, provincia del Chubut, República Argentina y los fenómenos de diferenciación. *Asociación Geológica Argentina, Revista XXV* (3): 329-346. Buenos Aires.
- WILKINSON, J. F. G. 1958. The petrology of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, New South Wales. *American Journal of Science* 256: 1-39. New Haven.
- WILSON, M. 1989. Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. Unwin Hyman, 466 pp. London.
- YLLÁÑEZ, E. y LEMA, H. 1979. Estructuras anulares y geología del noreste de Telsen (prov. del Chubut). *VII Congreso Geológico Argentino, Actas I*: 445-454. Buenos Aires.