

XIIº Congreso Geológico Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, 1993)
Geología y Recursos Naturales de Mendoza - V. A. Ramos (Ed.), Relatorio, I (8): 79-86

ESTANTE RIA COLEGIAL

CAPITULO I-8

EL MAGMATISMO TRIASICO-JURASICO DE INTRAPLACA

VICTOR A. RAMOS

Universidad de Buenos Aires

INTRODUCCION

El objetivo del presente capítulo es realizar una síntesis del magmatismo relacionado al desarrollo de los sistemas de rift mesozoicos de la provincia de Mendoza. Estas rocas volcánicas se asocian a las secuencias continentales que se preservan en los diferentes depocentros de la cuenca de Cuyo. Este magmatismo, descrito por primera vez como volcanismo submarino por Darwin (1846) en su travesía por Paramillos de Uspallata, ha sido mencionado por diversos autores en forma general al analizar la constitución geológica de los depósitos triásicos (Groeber y Stipanovic, 1953, Harrington, 1971, Stipanovic, 1983). Sin embargo, sólo localmente había recibido una atención más específica (Massabie, 1986 y Massabie *et al.*, 1986). La región de Paramillos de Uspallata ha sido analizada desde los puntos de vista tectónico y magmático en recientes contribuciones (Kay y Ramos, 1988; Ramos y Kay, 1991).

DISTRIBUCION Y EDAD

Estas secuencias se hallan asociadas a los depósitos de synrift de las cuencas extensionales triásicas y como tal su distribución se halla restringida a las mismas (véase figura 1). Es por ello que se pueden identificar dos grandes regiones de distribución. Al norte del río Mendoza, más específicamente en la región de los Paramillos de Uspallata, la cuenca triásica se halla invertida tectónicamente por la deformación andina, y es en ésta donde se observan los mejores afloramientos de estas

rocas ígneas en superficie. Hacia el sur se conocen volcánicas similares en el subsuelo del sector no invertido de la cuenca Cuyana, y en escasos afloramientos del Bloque de San Rafael, por lo que la información disponible es más escasa.

Sector norte

Las rocas basálticas de esta unidad han sido incluidas en el Grupo Uspallata por Stipanovic (1979: 721). A estas sedimentitas Rollerli y Fernández Garasino (1979: 777) proponen denominarlas como Grupo Cerro Cocodrilo, aunque por prioridad, dado que aparecen en la misma obra, en la literatura posterior se ha utilizado la denominación de Grupo Uspallata. Asoma entre la sierra de Cortaderas (Harrington, 1971) y el norte de la sierra de Uspallata (Strelkov y Alvarez, 1984), donde constituyen una serie de coladas basálticas y filones capas intercalados en la Formación Las Cabras. En este sector han sido estudiados por Massabie *et al.* (1986), quienes interpretan a estos basaltos como filones capa, reuniéndolos en la Formación Paramillo de Uspallata (Massabie, 1986). El examen detallado de estas secuencias permitió reconocer tanto mantos de basaltos efusivos, como filones capa que predominan en la parte superior de esta unidad. Los primeros están profundamente alterados, pero conservan amígdulas bien desarrolladas, características de rocas efusivas. A su vez se hallan intruidas por rocas andesíticas y dacíticas miocenas. Los filones capa son basaltos de grano más grueso y están constituidos por basaltos olivínicos alcalinos, con

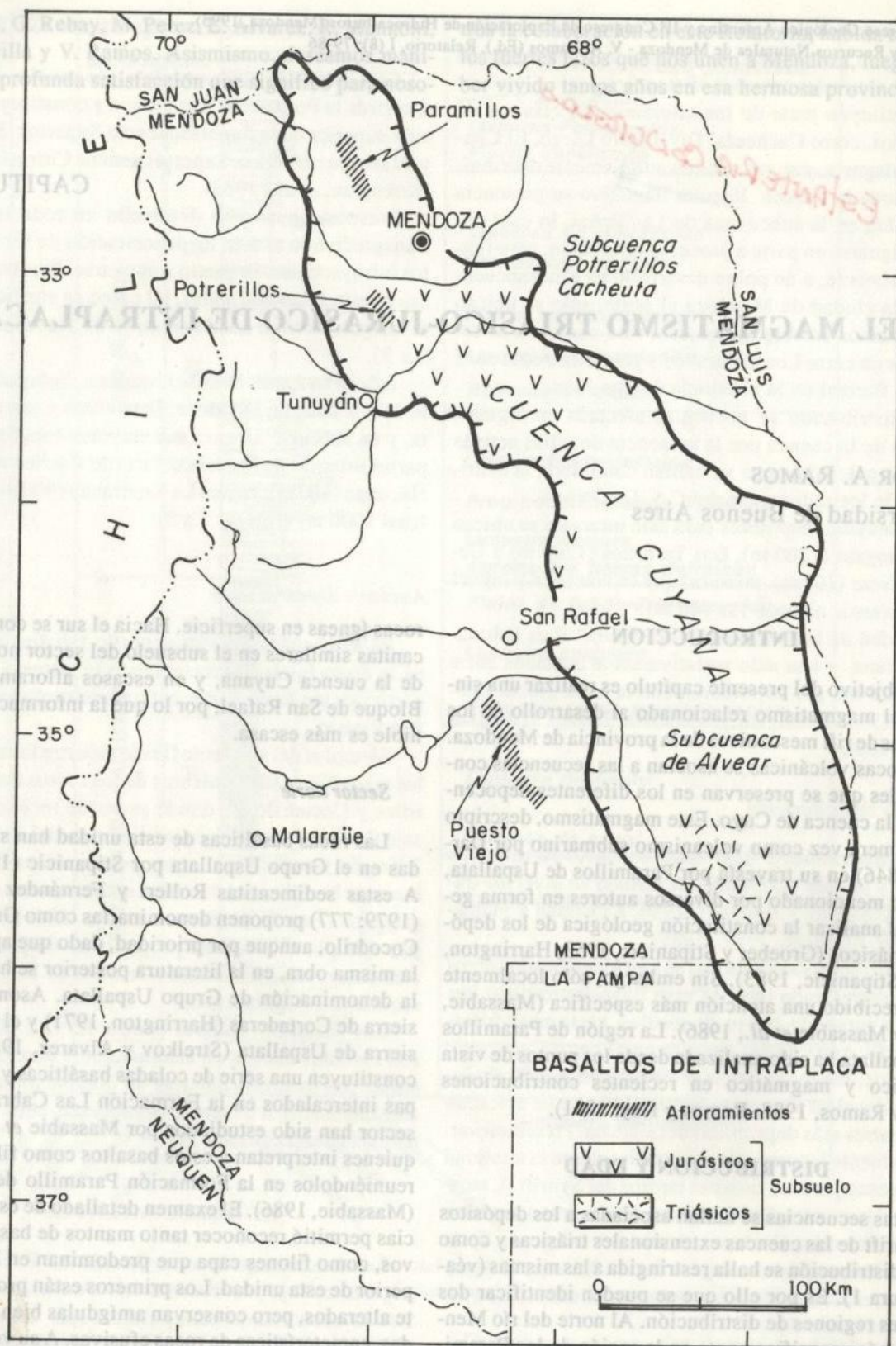


Figura 1: Mapa de distribución de los basaltos de intraplaca de la provincia de Mendoza (basado en González Díaz, 1972 a; Strelkov y Alvarez, 1984 y Kusiak, 1991).

augita y magnetita. Sus espesores varían entre 50 y 100 metros (Massabie, 1986).

Más al sur en la margen derecha del río Mendoza, Borrello (1942) y Frenguelli (1948) describen basaltos amigdaloides en el "Grupo de Las Cabras". Estas rocas han sido también identificadas al oeste del cerro Bayo como filones capa subalcalinos, emplazados en la Formación Potrerillos (Días y Massabie, 1974). Estos tienen un espesor de 25 metros, y se hallan restringidos al sector occidental de la cuenca. Son rocas de textura porfírica, y pasta intersertal, con plagioclasa, augita y olivina, parcialmente alteradas a albita, clorita, carbonato y serpentina.

La edad de estas rocas ha sido determinada tanto por el contenido paleontológico de las sedimentitas asociadas, como por medio de edades absolutas. Stipanovic (1979) sobre la base de su abundante taoflora asigna al Grupo Uspallata, y por ende a los basaltos en él contenidos, una edad triásica inferior alta a triásica superior baja. Sobre la base del grado evolutivo de sus vertebrados este grupo ha sido asignado como previo al Keuper, hasta Triásico inferior (Romer, 1966, Bonaparte, 1966a y 1970b).

Las edades radimétricas K/Ar obtenidas corresponden generalmente a edades mínimas, dado el grado de alteración de los basaltos. Es así que al sur del río Mendoza, Días y Massabie (1974) obtienen de un filón capa una edad sobre roca total de 105 ± 10 Ma, la que debe considerarse como rejuvenecida por alteración. Varias edades obtenidas por el mismo método en la región de Paramillos, han arrojado valores de 160, 148 y 128 Ma los que fueron interpretados por Massabie (1986), como una edad jurásica - cretácica para la intrusión de los filones capa. A su vez este autor asigna una edad pérmica superior alta, al filón capa más alto, la que considera anómala. Sin embargo, si se deshechan las edades obtenidas de rocas basálticas alteradas por incongruentes con el control fosilífero disponible, y las supuestas edades pérmicas se cotejan con una división cronoestratigráfica más moderna para el Triásico, las edades más antiguas de 235 ± 5 Ma permiten asignar el evento eruptivo principal a la parte media del Triásico medio (Ramos y Kay, 1991). Una edad de 240 ± 10 Ma es citada en la región de Paramillos por Linares y González (1990). Estas edades triásicas medias obtenidas de las rocas más frescas de la secuencia, coinciden notablemente con la edad establecida por Kokogian *et al.* (1989) mediante análisis de estratigrafía secuencial, y con el rango propuesto por las evidencias paleoflorísticas y de vertebrados fósiles.

Sector sur

Se distinguen dos unidades formacionales portadoras de basaltos, una reconocida en superficie y la otra en el subsuelo.

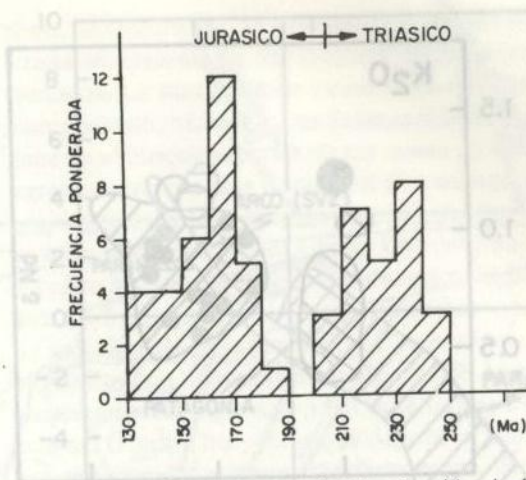


Figura 2: Diagrama de distribución de las edades de los basaltos de intraplaca mesozoicos obtenidas de las fuentes citadas en el texto.

a) Formación Punta de las Bardas

Esta unidad fue definida en el subsuelo por Rolleri y Criado Roque (1968) para incluir las coladas basálticas desarrolladas por más de 6.500 Km² en la subcuenca de Cacheuta-Potrerillos (Rolleri y Fernández Garrasino, 1979). Estos basaltos también reconocidos como meláfiro o intercalación morada corresponden a basaltos olivínicos con amígdulas rellenas de carbonato de calcio u otros productos de alteración. Existen varios niveles de coladas con espesores de hasta 180 metros. Las máximas potencias se observan en el sector sudoeste de la cuenca. En diversas perforaciones se ha podido constatar la existencia de un importante relieve previo que indica su efusión singenética o inmediatamente después del fallamiento de los depósitos previos. En sectores se asocian a filones capa. Dada su posición estratigráfica por encima de la Formación Barrancas, tradicionalmente se han asignado estas coladas al Jurásico y/o al Cretácico (Yrigoyen, 1975, Rolleri y Fernández Garrasino, 1979). En apoyo parcial a esta asignación existen algunas edades radimétricas de estos basaltos que oscilan entre 124 ± 5 y 134 ± 5 Ma que indicarían aparentemente una edad jurásica tardía o cretácica temprana. Sin embargo, teniendo en cuenta las características petrográficas de estos basaltos y su procedencia de muestras de subsuelo, se interpreta esto como una edad absolutamente mínima, no descartándose una edad triásica superior o jurásica más antigua. Su posición en la secuencia y sus características geométricas parecerían indicar una reactivación del sistema de rift.

En la subcuenca de Alvear estas rocas han sido descritas en el subsuelo por Criado Roque (1979). Se han constatado diversos niveles de basaltos olivínicos que alcanzan hasta 232 metros de potencia. Este autor presenta una serie de dataciones para la Forma-

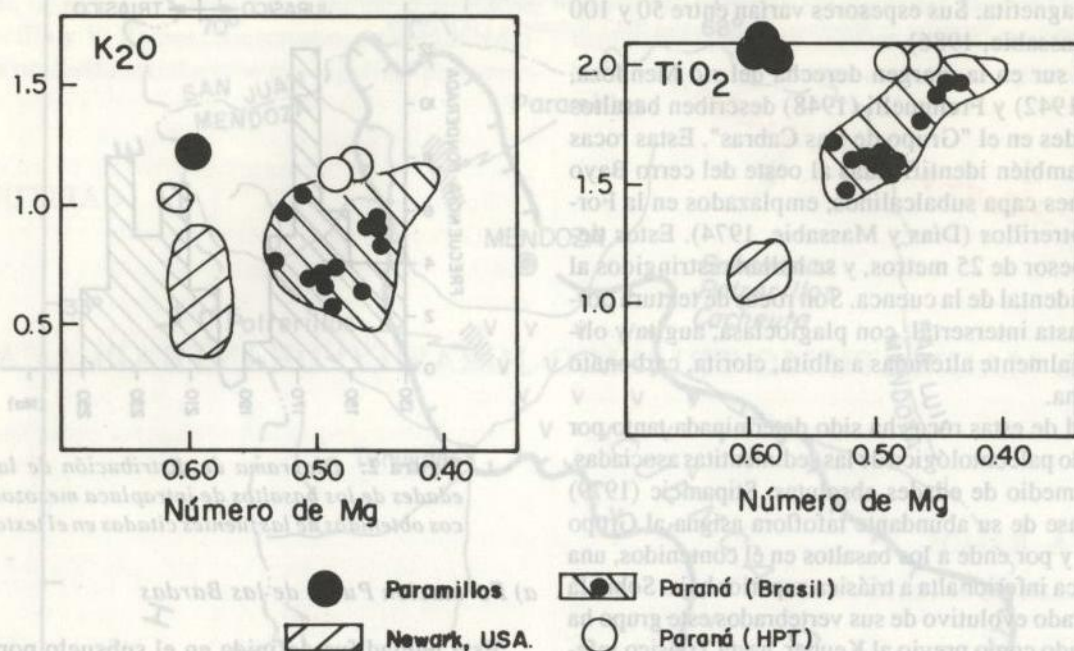


Figura 3: Relación entre K_2O y TiO_2 versus el número de Mg, mostrando el enriquecimiento relativo de los basaltos de Paramillos en relación a los basaltos triásicos de Newark y los eocretácicos de Paraná (Ramos y Kay, 1991).

ción Punta de las Bardas entre 171 y 149 Ma (figura 2) (edades del Geochron Laboratories Inc., Cambridge, Estados Unidos). Las edades radiométricas más jóvenes, por debajo de otras más antiguas, fueron consideradas anómalas. Estas fueron interpretadas como edades mínimas, por lo que fueron descartadas. Sobre esta base, en la subcuenca de Alvear, la Formación

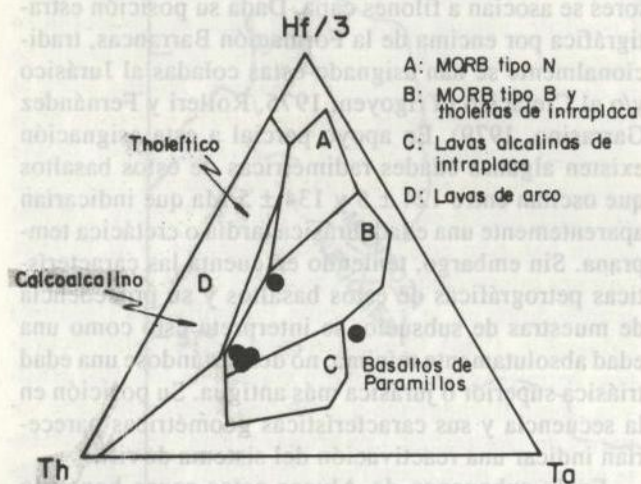


Figura 4: Diagrama de discriminación tectónica mostrando la naturaleza tholeiítica de intraplaca de los basaltos de Paramillos (Ramos y Kay, 1991).

Punta de las Bardas tendría una edad mínima bayociana-oxfordiana.

Es interesante destacar que Criado Roque (1979) menciona también basaltos en la Formación Las Cabras, cuyas edades varían entre 211 y 222 Ma. Estos basaltos de la Formación Las Cabras serían como mínimo carniano-norianos, y podrían ser equivalentes en el subsuelo de los aflorantes más al oeste en la Formación Puesto Viejo.

b) Formación Puesto Viejo

En la margen oriental del Bloque de San Rafael, al sur de la desembocadura del río Atuel, en la localidad de Aguada de Los Burros ha sido definida esta unidad por González Díaz (1966). Allí aflora una secuencia clástica con abundantes niveles de tobas ácidas en la base y basaltos en los términos superiores (González Díaz, 1972 a) que se pueden correlacionar con los basaltos triásicos encontrados en la Formación Las Cabras de la subcuenca de Alvear. Estos basaltos reconocidos como meláfiro en los estudios anteriores se continúan en la llamada Serie Volcánica del Cerro Colorado por Dessanti (1956), hasta el sur de la localidad de 25 de Mayo. Sus afloramientos son saltuarios y están truncados por un complejo sistema de fallas. Kusiak (1991) en la margen sur del embalse Valle Grande, describe basaltos en los términos superiores de la Formación

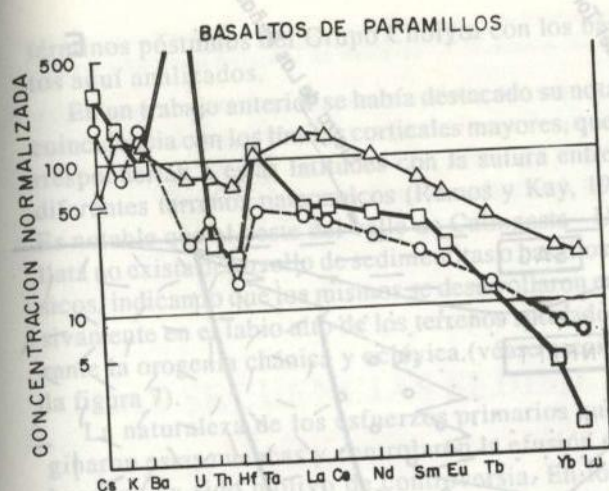


Figura 5: Diagrama de tierras raras normalizadas a un condrito de los basaltos de Paramillos (Ramos y Kay, 1991).

Puesto Viejo. Los describe como basaltos de pasta interstertal con plagioclasa y augita, en parte alterados a carbonato y óxidos de hierro.

Sobre la base de restos de reptiles encontrados por debajo de los niveles basálticos de la Formación Puesto Viejo, González Díaz (1966) le atribuye a esta unidad en Aguada de Los Burros una edad scythiana superior a ladiniana inclusive (véase Bonaparte, 1966a). A pesar de que actualmente no se considera el valor cronológico de estos reptiles tan preciso (véase discusión en Báez *et al.*, 1993, este volumen), existe coincidencia con las edades radiométricas presentadas en esa localidad por Valencio *et al.* (1975). Estos autores describen basaltos en la Aguada de Los Burros con edades de 232 ± 4 y 232 ± 10 Ma. A estos valores se asocia una edad 238 ± 10 Ma para un basalto de la Formación Puesto Viejo en Valle Grande del río Atuel, correspondiente a datos inéditos de González Díaz (en Linares y González, 1990).

Lo expuesto permite concluir como edad más probable para estos basaltos el Triásico medio (Anisiano - Ladiniano), remarcándose su sincroneidad con los de la región de Paramillos, y con las edades mínimas obtenidas de basaltos alojados en la Formación Las Cabras en perforaciones de la subcuenca de Alvear.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

Los primeros datos químicos son de la región de Paramillos y fueron presentados por Massabie (1986), quien destacó la presencia de nefelina normativa en algunos de estos basaltos, indicando su carácter alcalino a subalcalino. Con posterioridad fueron analizados los elementos mayoritarios y minoritarios, sus elementos

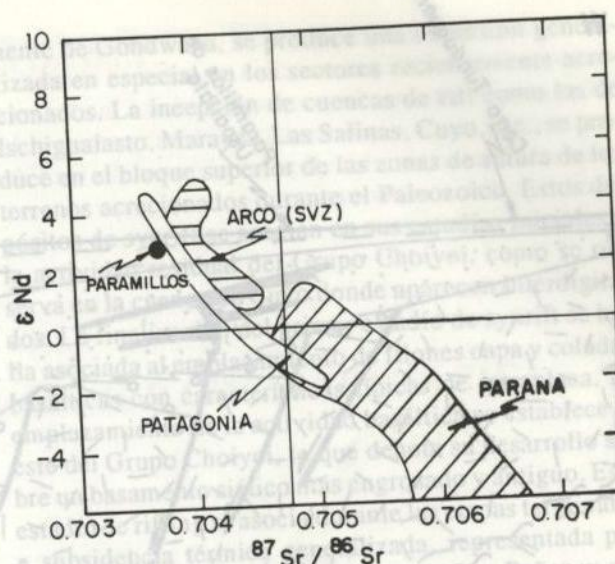


Figura 6: Relaciones isotópicas de los basaltos de Paramillos comparadas con basaltos de intraplaca (Paraná), volcanismo de arco (SVZ) y de retroarco (meseta patagónica) (según Ramos y Kay, 1991).

trazas y tierras raras por Kay y Ramos (1988) y Ramos y Kay (1991).

Estos basaltos varían entre un 47 y un 48 % de sílice, correspondiendo los análisis tanto a coladas como filones capa, prefiriéndose estos últimos por su naturaleza más fresca. Están caracterizados por contenidos moderadamente altos de TiO_2 (2 a 2,1 %) y K_2O (1 a 1,2 %), como se ilustra en la figura 3. La relación alta de FeO/MgO (1,3 a 1,4) sugieren que ellos han experimentado cierto grado de cristalización fraccionada en los fenocristales, aunque los altos contenidos de Cr (240-334 ppm) y Ni (124-182 ppm) atestiguan su naturaleza primitiva.

Como se ilustra en el diagrama Hf-Th-Ta de Wood (1980) de la figura 4, estos basaltos olivínicos corresponderían a lavas de intraplaca. Los diseños de tierras raras son moderadamente empinados (La/Yb de 8 a 9) indicando la presencia de granate en la fuente, mientras que la pequeña anomalía de europio ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,96-0,98$) es consistente con el fraccionamiento de plagioclasa. Las concentraciones normalizadas de La (41-46) y Th (40-46) son aproximadamente iguales, mientras que las de Ta son algo más altas (44-54), consistentes con su clasificación como basaltos de intraplaca tholeíticos a ligeramente alcalinos (figura 5). Las concentraciones altas de elementos alcalinos y de tierras raras alcalinas están enriquecidas con respecto al La, pero han sido modificadas probablemente por efectos de la alteración secundaria que relacionados al magmatismo mioceno (Ramos y Kay, 1991).

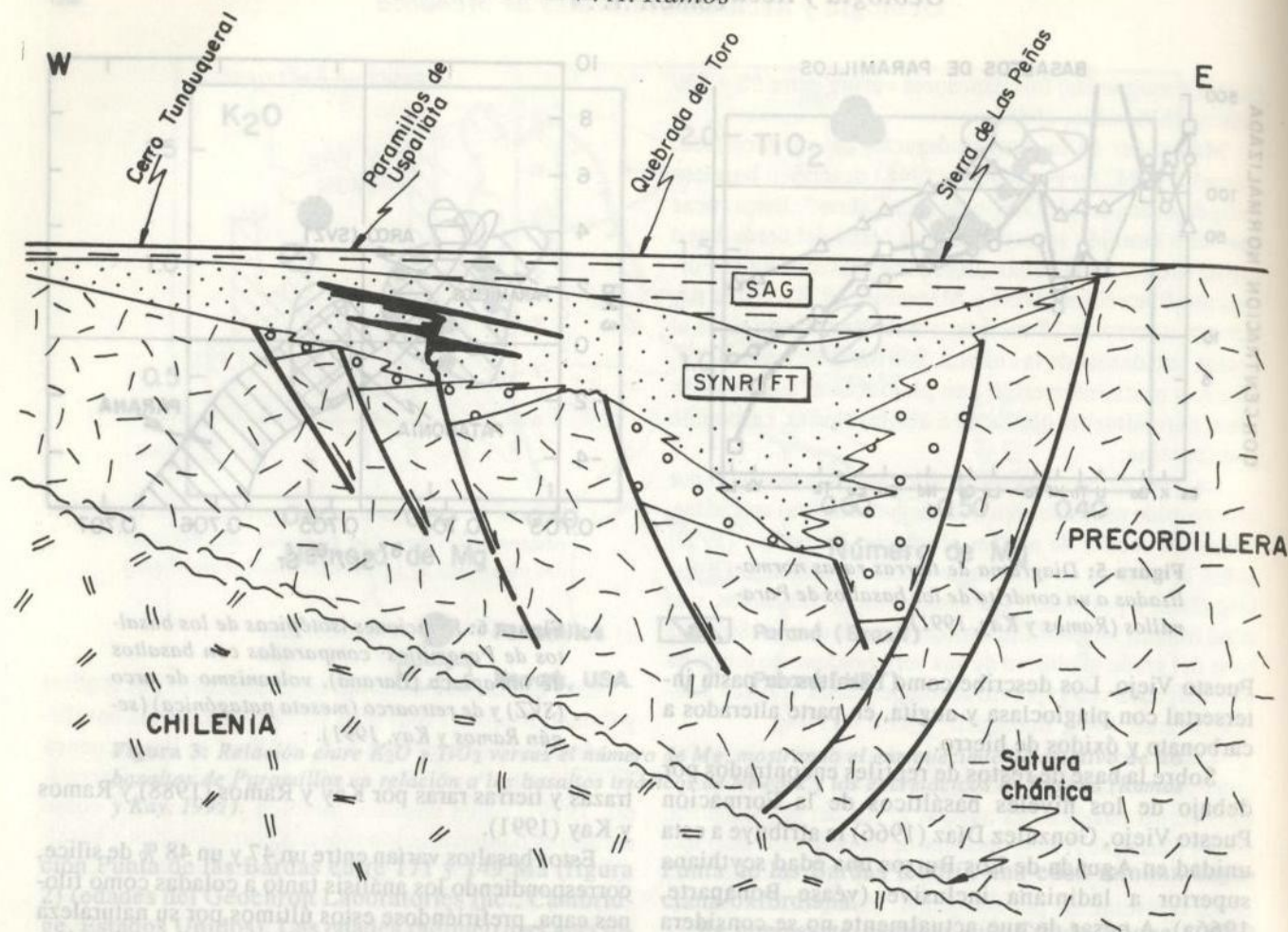


Figura 7: Reconstrucción palinspástica conceptual del sector norte del rift triásico mostrando el posible control de la sutura chónica que actuaría como cizalla maestra de despegue.

Algunas características de los basaltos de Paramillos han sido comparadas con los de la cuenca de Newark, una cuenca de rift en el sector de los Apalaches de los Estados Unidos y con basaltos tholeiíticos de la cuenca de Paraná en Brasil, como se ilustra en las figuras 3 y 6. Los basaltos de Paramillos tienen más alto contenido de TiO_2 y FeO para un mismo número de Mg que cualquiera de los otros basaltos de rift analizados. Estas características, junto con el tenor de K_2O , pueden ser interpretadas como porcentajes menores de fusión parcial en la fuente estimados en 4 a 5 %, o por fusión de un manto de diferente composición. Son similares a los basaltos enriquecidos en fósforo y titanio de Paraná, los que han sido interpretados como el resultado de porcentajes pequeños de fusión parcial (Ramos y Kay, 1991).

Los filones capa de Paramillos difieren de los basaltos de Paraná por tener actualmente relaciones isotópicas menores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (0,704038) y mayores de Nd (1,9) valor indicativo de un manto menos enriquecido o de una menor contaminación cortical (figura 6).

Estas características geoquímicas e isotópicas son consistentes con su efusión en un sistema dominado bajo un régimen extensional, como los que corresponden a ambientes de rift. Su asociación con sedimentitas de synrift y las evidencias de fallamiento normal asociado a estos depósitos confirmarían su origen tafrogénico extensional.

DISCUSION

El desarrollo de estos basaltos en el Triásico medio, con posterioridad al Grupo Choiyoi, indicarían un acentuamiento de las condiciones extensionales de intraplaca. Cuando se analiza su distribución regional es evidente que las fracturas que controlaron su efusión se ubican hacia el este de los depocentros del Grupo Choiyoi, cercanas al límite del basamento precámbrico. Es interesante destacar que mientras en la Cordillera Frontal persistía la actividad volcánica ácida en posibles domos resurgentes (véase Pérez *et al.* 1987), en el sector más cratónico se desarrollaban estos basaltos, indicando una sincronización entre los

términos póstumos del Grupo Choiyoi con los basaltos aquí analizados.

En un trabajo anterior se había destacado su notable coincidencia con los límites corticales mayores, que corresponderían a estas latitudes con la sutura entre los diferentes terrenos paleozoicos (Ramos y Kay, 1991). Es notable que al oeste del valle de Calingasta - Uspallata no exista desarrollo de sedimentitas o basaltos triásicos, indicando que los mismos se desarrollaron exclusivamente en el labio alto de los terrenos suturados durante la orogenia chánica y oclóyica (véase sección de la figura 7).

La naturaleza de los esfuerzos primarios que originaron estas cuencas y controlaron la efusión de los basaltos ha sido motivo de controversia. En los primeros trabajos el autor los había interpretado como cuencas trastensionales, asociadas a fallamiento transcurrente (Criado Roque *et al.*, 1981), basado en la geometría de la cuenca, y en la frecuente asociación en sus fallas de borde con indicadores cinemáticos de desplazamiento de rumbo. Con posterioridad, siguiendo lo propuesto por Rolleri y Criado Roque (1968), se vuelve a proponer un origen extensional como colapso de la compresión paleozoica (Uliana y Biddle, 1987, 1988). La alternancia de depocentros, en un corte longitudinal de una cuenca en un sistema extensional, muestra que el desplazamiento de rumbo se concentra en las zonas de transferencia de rechazos, tal como lo demostraron Legarreta *et al.* (1993) para la cuenca Cuyana. Además, gran parte del fallamiento de rumbo es más joven que el rifting y se debe a la ubicación oblicua de las fallas extensionales con respecto a la compresión andina. Sobre esta base Ramos y Kay (1991) y Ramos (1992) propusieron nuevamente un origen primario extensional para estas cuencas. La orientación oblicua de estos depocentros con respecto a los esfuerzos andinos produce inversión tectónica con importante transcurrancia como se observa en las proximidades de los Altos de Paramillos y en la sierra de Las Peñas.

Sobre esta base se considera que la transcurrancia es un fenómeno secundario asociado en primer lugar al fallamiento extensional triásico, mientras que posteriormente está vinculada a la inversión tectónica cenozoica de la cuenca, como ha sido oportunamente propuesto por Vicente (1975) a través del análisis geométrico de las estructuras de la subcuenca de Alvear.

CONCLUSIONES

A principio del Triásico, cuando se obtiene la amalgamación de los distintos bloques continentales, y cesa la subducción en los márgenes externos del superconti-

nente de Gondwana, se produce una extensión generalizada en especial en los sectores recientemente acrecionados. La inyección de cuencas de rift como las de Ischigualasto, Marayes, Las Salinas, Cuyo, etc., se produce en el bloque superior de las zonas de sutura de los terrenos acrecionados durante el Paleozoico. Estos depósitos de synrift se asocian en sus estadíos iniciales a la actividad residual del Grupo Choiyoi, como se observa en la cuenca de Cuyo donde aparecen interdigitados. La finalización del primer estadío de synrift se halla asociada al emplazamiento de filones capa y coladas basálticas con características típicas de intraplaca. El emplazamiento de la actividad basáltica se establece en este del Grupo Choiyoi, lo que denota su desarrollo sobre un basamento siálico más engrosado y antiguo. Este estadío de rifting se asocia durante las etapas terminales a subsidencia térmica generalizada, representada por los depósitos lacustres de la sierra de Las Peñas, y sus homólogos más al sur.

Las características de la evolución sedimentaria de la cuenca de Cuyo, analizadas por Kokogian *et al.* (1993) en este volumen, permiten reconocer un segundo estadío de fallamiento, con el nuevo desarrollo de facies de synrift. Este en opinión del autor está representado por las Formaciones Río Blanco y Barrancas, que culminarían con una nueva actividad basáltica asociada a fallamiento extensional. Esta corresponde a la Formación Punta de Las Bardas, de edad mínima bayociana - oxfordiana. Si bien no hay datos geoquímicos de estos basaltos, por sus características similares a los de Paramillos, se los interpreta como representantes de un volcanismo de intraplaca asociados a la reactivación de un sistema de rift.

Como lo destacaran Uliana y Biddle (1988) y Uliana *et al.* (1989), en la cuenca Neuquina los depocentros de los rift jurásicos se hallan más hacia el oeste de los triásicos, mostrando una extensión generalizada, que lleva a la fragmentación de la Pangea de Wegener.

Cuando se compara esta actividad magmática con lo que ocurre en territorio chileno a la latitud de 32°S, en la localidad de Los Vilos, se observa que el magmatismo triásico está desarrollado en afloramientos aislados de sedimentitas marinas intercaladas con basaltos tholeíticos pobres en potasio, andesitas basálticas y riolitas. Estas rocas posiblemente representen los estadíos iniciales de un arco volcánico desarrollado en un margen andino de corteza atenuada o cuasioceánica, como lo propusieran Vergara *et al.* (1991). Sin embargo, es aún incierto si esta región de la Cordillera de La Costa chilena era ya parte del continente, o era un terreno de arco islándico de naturaleza oceánica acrecionado con posterioridad al Triásico (Forsythe *et al.*, 1987).



En el territorio de la provincia de Mendoza el magmatismo de intraplaca asociado a un régimen extensional perduró hasta por lo menos el Jurásico medio, encontrándose las primeras evidencias de magmatismo de arco en las andesitas y basaltos de la Formación Tordillo de edad jurásica superior.

AGRADECIMIENTOS

Las investigaciones correspondientes a este trabajo fueron financiadas parcialmente por los subsidios UBA CYT Ex-066 y PIB CONICET 5029/89. La Fundación Antorchas brindó apoyo logístico.