Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

**Petrologia do magmatismo básico do Cerro Morado na bacia triássica
Ischigualasto-Villa Unión (NW da Argentina)**

*Felipe Marcelo Alexandre, Carlos Augusto Sommer, Evandro Fernandes de Lima,
Farid Chemale, Claudia Alicia Marsicano, Adriana Mancuso, José Affonso Brod*
Pesquisas em Geociências, 36 (3): 295-313, set./dez., 2009.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/17843>

Publicado por

Instituto de Geociências

Portal de Periódicos
UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - set./dez., 2009.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Petrologia do magmatismo básico do Cerro Morado na bacia triássica Ischigualasto-Villa Unión (NW da Argentina)

Felipe Marcelo ALEXANDRE¹, Carlos Augusto SOMMER^{*2}, Evandro Fernandes de LIMA², Farid CHEMALE JR.³, Claudia Alicia MARSICANO⁴, Adriana C. MANCUSO⁴ & José Affonso BROD⁵

1. Programa de Pós-graduação em Geociências/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500 - Prédio 43126, Sala 102b - CEP: 91540-000; Porto Alegre, RS. E-mail: fmalexandre@pop.com.br
2. Instituto de Geociências/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500 - Prédio 43126, Sala 102b - CEP: 91540-000; Porto Alegre, RS. E-mail: evandro.lima@ufrgs.br; casommer@sinos.net.
3. Centro de Ciências Biológicas e da Saúde-Núcleo de Geologia/Universidade Federal de Sergipe, Av. Marechal Rondon, s/n - CEP: 49100-000; São Cristóvão, SE. E-mail: faridchemale@gmail.com.
4. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales/Universidad de Buenos Aires, Pabellón II- Ciudad Universitaria CP (1428), Ciudad Autónoma de Buenos Aires. E-mail: claumar@gl.fcen.uba.ar; amancu@yahoo.com.
5. Instituto de Estudos Sócio-Ambientais/Universidade Federal de Goiás, Campus Samambaia - CEP: 74001-970; Goiânia, GO. E-mail: brod@unb.br.

Recebido em 05/2009. Aceito para publicação em 12/2009.
Versão online publicada em 16/08/2010 (www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br)

Resumo - Estudos realizados no Cerro Morado, localizado no Parque Provincial Ischigualasto - Vale de la Luna (norte da Província de San Juan - Argentina), permitiram a identificação e a caracterização de rochas hipabissais básicas subsaturadas em sílica e de afinidade alcalina. Este magmatismo é provavelmente relacionado com a reativação extensional de estruturas paleozóicas decorrentes da ruptura do supercontinente *Gondwana*. As rochas hipabissais do Cerro Morado ocorrem como um corpo tabular e intrusivo concordantemente com as rochas sedimentares da Formação Chañares (Triássico Médio), correlacionada à bacia triássica Ischigualasto - Villa Unión. A porção basal da soleira é constituída por olivina diabásio, predominantemente porfírico, com fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio e, raramente, olivina, e uma matriz hipocristalina fina constituída pelos mesmos minerais, além de minerais opacos, apatita e vidro. As texturas traquítica, intergranular e ofítica também são comuns. As porções intermediária e de topo são caracterizadas principalmente por rochas tefríticas porfíricas, com fenocristais de plagioclásio, feldspatóide e clinopiroxênio, e matriz equigranular fina de mesma composição. A aplicação de classificações químicas para as rochas do Cerro Morado deve ser feita com cautela, devido aos altos valores de perda ao fogo das amostras analisadas. O comportamento dos elementos maiores e traços sugere que o fracionamento mineral foi o principal processo de diferenciação magmática. Os valores de *LILE*, *HFSE* e *ETR* são similares aos de basaltos alcalinos intraplaca. Os elevados conteúdos destes elementos, associados às razões entre os elementos incompatíveis, sugerem uma fonte mantélica enriquecida e heterogênea. O enriquecimento em Sr, K, Rb e Ba pode ser resultante da modificação de uma fonte mantélica por fluidos aquosos originados da subducção de uma crosta oceânica. Dados preliminares de Rb-Sr e Sm-Nd sugerem fontes mantélicas múltiplas, incluindo reservatórios isotópicos do tipo HIMU, com leve influência de componente mantélico enriquecido.

Palavras-chave: petrologia, rochas subsaturadas, soleira, NW Argentina.

Abstract - PETROLOGY OF THE CERRO MORADO BASIC MAGMATISM IN THE ISCHIGUALASTO-VILLA UNIÓN TRIASSIC BASIN (NW ARGENTINE). Studies carried out in Cerro Morado, situated in the Ischigualasto - Vale de la Luna Provincial Park (northernmost San Juan Province - Argentina), have allowed the identification and characterization of silica undersaturated hypabyssal alkaline basic rocks. This magmatism is probably related to an extensional reactivation of Paleozoic lineaments due to the breakup of the Gondwana supercontinent. The Cerro Morado hypabyssal rocks occur as a conformable body intrusive in sedimentary rocks of the Chañares Formation (Middle Triassic) of the Ischigualasto - Villa Unión Triassic Basin. The basal portion of the sill is formed by olivine-bearing, dominantly porphyritic diabase, where plagioclase, clinopyroxene, and rare olivine phenocrysts are set in a hypocrySTALLINE, fine-grained matrix of the same composition, plus opaque minerals, apatite and glass. Trachytic, intergranular and ophitic textures are also common. The intermediate and upper portions comprise mainly porphyritic tephritic rocks, with plagioclase, feldspathoid, and clino-pyroxene phenocrysts set in a fine-grained matrix of the same composition. Chemical classifications of the Cerro Morado rocks must be applied with care, due to their high L.O.I values. The behavior of major and trace elements suggests that mineral fractionation was the main magmatic differentiation process. The LILE, HFSE and REE contents are very similar to those of intra-plate alkaline basalts. The high LILE and HFSE contents, associated to incompatible element-ratios suggest a heterogeneous and enriched mantle source. The enrichment in Sr, K, Rb, and Ba may result from modification of a mantle source by aqueous fluids driven off the subducted oceanic crust. Rb-Sr and Sm-Nd preliminary data suggest mantle sources, including a HIMU isotopic reservoir, and minor influence of an enriched-mantle component.

Keywords: petrology, undersaturated rocks, sill, NW Argentina.

---

1. Introdução

A Bacia Ischigualasto-Villa Unión faz parte de um conjunto de bacias continentais geradas principalmente por componentes extensionais relacionados à ruptura do supercontinente *Gondwana*. Esta bacia corresponde a uma depressão alongada na direção NW-SE, sendo classificada como uma bacia do tipo *hemigabren* (Milana & Acober, 1995).

O preenchimento da bacia é caracterizado por sedimentação clástica de origem continental, principalmente flúviolacustre, e por rochas vulcânicas e hipabissais de composição básica a intermediária, cujo vulcanismo é tradicionalmente relacionado a estruturas resultantes de uma reativação de lineamentos paleozóicos durante um período extensional. O Cerro Morado, objeto de estudo no presente trabalho, representa uma das principais ocorrências do magmatismo, sendo caracterizado pela presença de uma soleira de rochas básicas alcalinas insaturadas em sílica. Dados petrográficos, geoquímicos e de química mineral do magmatismo são escassos (Page *et al.*, 1997), sendo este fato explicado pela dificuldade de acesso, aliada aos trâmites legais exigidos para

investigação destes litotipos no Parque Provincial Ischigualasto Vale de la Luna.

Neste trabalho, são apresentados e discutidos novos dados de campo do Cerro Morado, bem como resultados de estudo petrográfico e de química mineral, geoquímica de elementos maiores, traços e terras raras, e isótopos dos sistemas Rb/Sr e Sm/Nd. O trabalho visa a discutir a origem e evolução do magmatismo básico e o ambiente geotectônico onde se instalou o magmatismo durante a formação das bacias triássicas argentinas.

2. Contexto geológico regional

A Bacia Ischigualasto-Villa Unión tem como embasamento um conjunto pré-cambriano constituído por rochas ígneas e metamórficas do Complexo Ígneo Metamórfico Valle Fértil (Bossi, 1971) e rochas sedimentares eopermianas da Formação Patquia, Grupo Paganzo. Limita-se a oeste pelo lineamento do Valle Fértil e a leste pela Sierra de los Tarjados (Stipanovic & Bonaparte, 1979) (Fig. 1).

Figura 1. Esboço geológico da Bacia Ischigualasto - Villa Unión (modificado de Caselli, 2000).

A Formação Talampaya é a unidade basal da bacia, assentada sobre o embasamento, sendo constituída por três sequências deposicionais predominantemente psamíticas (Lopez Gamundí *et al.*, 1989).

A Formação Tarjados é separada da Formação Talampaya por uma discordância ero-

siva e é dividida em dois membros, sendo o inferior constituído por conglomerados com transição para arenitos, e o superior composto principalmente por arenitos. A origem destas unidades é interpretada como fluvial com alguma participação eólica (Kokogain *et al.*, 1987; Caselli, 2000; Nucci & Caselli, 2000).

A Formação Chanãres ocorre sobre a Formação Tarjados, sendo separada desta por discordância. É composta por conglomerados vulcanogênicos com clastos vulcânicos e uma matriz tufácea, que transiciona para arenitos e pelitos cuja sequência é relacionada a eventos de fluxo de detritos (Milana & Alcober, 1995). Sobre esta unidade encontram-se, de forma concordante, as rochas hipabissais do Cerro Morado, correlacionáveis à Formação Los Baldecitos.

López Gamundí *et al.* (1989) definiram a Formação Ischichuca - Los Rastros como um conjunto de fácies representando diversas situações paleogeográficas de um mesmo sistema deposicional. Para Milana & Alcober (1995), estas duas unidades correspondem a eventos tectono-sedimentares distintos, onde a Formação Ischichuca representaria a etapa sinrifte e a Formação Los Ratros a etapa pós-ripte. A Formação Ischigualasto é composta por sedimentos finos, argilas e tufos intercalados com barras de arenitos de geometria lenticular e lentes de argilitos carbonosos e carvão (Stipanovic & Bonaparte, 1979). Esta formação é interpretada como uma segunda fase da etapa sinrifte (Milana & Alcober, 1995), a qual se encontra intercalada com derrames vulcânicos.

A Formação Los Colorados é compreendida por arenitos de coloração avermelhada e geometria tabular, com estratificação paralela. Em porções medianas, observam-se corpos conglomeráticos canalizados, e em sua parte superior é frequente a intercalação destes depósitos com finas camadas limoníticas (Kokogian *et al.*, 1987; López Gamundí *et al.*, 1989; Limarino *et al.*, 1990).

O magmatismo na bacia tem composição básica a intermediária e ocorre como lavas, soleiras e lacólitos intrusivos nos depósitos da Formação Chanãres. Estes litotipos são agrupados na Formação Los Baldecitos, cujos dados geocronológicos (sistemática Ar-Ar em rocha total) apontam idades de 228 ± 2 Ma (Chemale Jr. *et al.*, em prep.).

3. Procedimentos analíticos

No estudo geoquímico, utilizaram-se 8 amostras de rochas hipabissais, analisadas no Actlabs Ltd. (Canadá), através da rotina de litoquímica designada WRA + traços 4, cujos dados são apresentados na tabela 1. Para a obtenção de elementos maiores foi utilizado o método ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry*) e na análise dos elementos traços e

terras raras foi aplicada a metodologia ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). As análises isotópicas em rocha total de Rb-Sr e Sm-Nd foram realizadas no Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Tab. 2). As amostras de rocha para análise de Rb-Sr e Sm-Nd foram pulverizadas e pesadas junto com os traçadores isotópicos $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{84}\text{Sr}$. A seguir, foram dissolvidas em frasco de teflon com a adição de mistura de 7 ml de HF-HNO₃ com 7 ml de HCl 6N. Rb, Sr e ETR foram extraídos utilizando-se uma resina catiônica padrão AG-50W-X8. Sm e Nd foram extraídos dos ETR usando resinas catiônicas Politeflon HDEHP. As razões isotópicas foram medidas no modo estático no espectrômetro de massa multicoletor VG 54. Os valores isotópicos para Sr e Nd foram recalculados para uma idade de 228 Ma, considerada por Chemale Jr *et al.* (em prep.) como a idade de cristalização destas rochas.

Análises químicas de minerais foram realizadas em três amostras do Cerro Morado (TM 07B, TM11, TM12B) com microsonda eletrônica CAMECA SX 50 do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Brasília-UNB. As condições de operação da microsonda são de 15 kV para o potencial de aceleração, 10 nA de corrente e 5 mm para o diâmetro do feixe de elétrons.

4. Geologia do Cerro Morado

O Cerro Morado é constituído por duas unidades geológicas distintas, sendo a base formada por rochas sedimentares da Formação Chanãres (Triássico Médio) e o topo por rochas hipabissais básicas agrupadas na Formação Los Baldecitos (Fig. 1).

As rochas sedimentares da Formação Chanãres são arenitos de coloração bege com estratificação plano-paralela, transicionando para pelitos de coloração mais clara. Esta sequência sedimentar tem sido interpretada como um depósito formado por fluxo de detritos, onde a grão-decrescência é relacionada a uma queda de energia do sistema.

As rochas hipabissais básicas da Formação Los Baldecitos estão dispostas em um pacote de geometria tabular, subhorizontal e concordante com os depósitos da Formação Chanãres (Fig. 2a, b, c).

Em trabalhos anteriores, as rochas ígneas do Cerro Morado foram interpretadas como sucessivos derrames básicos (Page *et al.*, 1997). Em bacias sedimentares, como a de Ischigualasto Villa - Unión, as soleiras podem ser confundidas com derrames devido às formas laminares de ambos os corpos. Dados de campo e de petrografia indicam que a porção ígnea do cerro é uma soleira com aproximadamente 200 m de espessura e 1200 m de extensão (N-S). Esta interpretação é baseada nas seguintes observações: (i) aspecto maciço de todo o corpo, com presença esparsa de vesículas; (ii) presença de texturas típicas de corpos intrusivos, tais como textura ofítica, subofítica, poiquilitica; fenocristais envoltos por matriz fanerítica fina a média; (iii) disjunções irregulares com padrão colunar, perpendiculares ao posicionamento da soleira (Fig. 2d); (iv) ausência de paleossolo no topo da soleira; e (v) ausência de estruturas típicas de derrames, tais como pahoehoe, a'a', tubo de lava, estruturas de fluxo, etc.

A soleira é caracterizada, na porção basal,

por um diabásio predominantemente porfirítico. Nas porções intermediárias e de topo, predominam rochas de composição tefrítica, com textura porfirítica e glomeroporfítica.

A soleira tem bordas resfriadas no topo e na base, sendo a da base mais pronunciada, com aproximadamente 30 m de espessura e coloração mais escura (Fig. 2a). Esta tonalidade escura é originada por uma redução na granulometria da matriz e dos fenocristais félsicos. Na porção de topo da soleira a borda de resfriamento está parcialmente erodida, tendo uma espessura centimétrica, e também é marcada por redução no tamanho dos fenocristais de plagioclásio e dos grãos da matriz.

Na porção intermediária da soleira foram observadas fraturas subverticais preenchidas por brecha hidráulica. Esta é constituída por fragmentos de tefritos moderadamente alterados, com dimensões que variam de 1 a 20 cm e predomínio de formas prismáticas. Os fragmentos estão envoltos por matriz composta por calcedônia bandada + carbonato + quartzo bipiramidado.

Figura 2. Feições geomorfológicas e relações de contato na região do Cerro Morado: A) vista frontal do Cerro Morado, onde se podem observar as duas unidades que constituem o cerro; B) vista lateral do cerro; C) contato inferior da soleira com a Formação Chañares; D) foto de afloramentos do topo da soleira onde se pode observar a regularidade das disjunções.

5. Petrografia das rochas hipabissais

Diabásios e tefritos são os litotipos dominantes no Cerro Morado. Os diabásios predominam na porção basal, sendo a porção intermediária e de topo caracterizadas por rochas tefríticas. Dados preliminares de química mineral são utilizados para classificar as fases minerais.

5.1. Diabásios

Os diabásios concentram-se na base da soleira, distinguindo-se das demais rochas por sua coloração mais escura, redução no tamanho e na quantidade de fenocristais félsicos, com aumento na quantidade de fenocristais máficos e redução na granulometria da matriz. Estes litotipos são porfiríticos, tendo uma proporção de 20% de fenocristais (plagioclásio, rara olivina e clinopiroxênio) e 80% de matriz, composta por plagioclásio + clinopiroxênio + minerais opacos + apatita (Fig. 3A, B, C, D).

A textura subofítica é subordinada e definida pela inclusão parcial de plagioclásio em piroxênio (Fig. 3E, F). Ocorre também a textura intergranular, caracterizada pelo crescimento de piroxênio preenchendo interstícios entre os cristais de plagioclásio. Conforme Lofgren (1980), as texturas intersticial e ofítica podem se formar em um líquido, sob a mesma taxa de resfriamento, dependendo apenas da densidade de núcleos de plagioclásio e da uniformidade na distribuição destes. Uma densidade elevada de núcleos de plagioclásio resulta, segundo este autor, em menor crescimento desta fase e, sob tais condições, o piroxênio poderá assumir uma posição intersticial. Já uma densidade relativamente menor de plagioclásio permitirá o maior crescimento deste mineral, que poderá ser englobado de maneira parcial ou total, caso o piroxênio já esteja cristalizando.

De forma subordinada, ocorrem domínios hipocristalinos, onde é comum a textura do tipo *branching*, caracterizada por um arqueamento dos micrólitos de plagioclásio envoltos por matriz vítrea. Estas feições são típicas de processos que envolvem alta taxa de resfriamento do líquido residual.

Os fenocristais de olivina são euédricos a subédricos, com fraturas preenchidas por óxido de ferro e dimensões médias de 1 mm (Fig. 3A).

Os grãos da matriz são subarredondados e têm uma fina película de óxido de ferro nas bordas. Os cristais de olivina são desprovidos de zonação.

O clinopiroxênio é a fase máfica dominante (Fig. 3B), tendo os fenocristais e microfenocristais a composição de diopsídio (Wo₄₅₋₄₆, En₃₄₋₃₆, Fs₁₈₋₂₀). Geralmente são subédricos a euédricos, límpidos, com fina película de óxido de ferro nas bordas e dimensões da ordem de 0,5 a 2,1 mm. As zonações, embora não muito frequentes, estão restritas aos fenocristais, e podem ser percebidas por uma diferença no pleocroísmo entre o núcleo e a borda do cristal. São comuns os cristais parcial a totalmente pseudomorfizados para epidoto + clorita + carbonato + bordas de mineral opaco. De forma rara, observam-se bordas de reação *subsolidus*, onde o clinopiroxênio foi substituído por anfibólio.

Os fenocristais de plagioclásio (An₅₀₋₅₂) são tabulares (Fig. 3C, D), com 1 a 3,5 mm e maclas polissintéticas. Bordas de reação e golfos de corrosão ocorrem em alguns fenocristais e, de forma subordinada, observa-se alteração pós-magmática dos fenocristais para argilominerais + epidoto + micas brancas. Na matriz, o plagioclásio (An₃₆₋₄₇) caracteriza-se também pelo hábito tabular, com maclas polissintéticas bem desenvolvidas e dimensões de 0,3 a 2 mm.

Os feldspatóides do grupo da nefelina ocorrem na matriz e são anédricos a subédricos, com 0,2 a 0,7 mm de tamanho.

Apatita é a fase acessória mais abundante nas rochas ígneas do Cerro Morado. Geralmente os cristais são euédricos (hexagonais ou prismáticos), com dimensão média de 0,6 mm.

Os minerais opacos são geralmente subédricos a euédricos, mas podem ser também arredondados ou formar as bordas de minerais pseudomorfizados. As dimensões médias dos grãos são de 0,5 mm, chegando a 2,3 mm. Os grãos parecem suceder o aparecimento da olivina e progredir até os estágios finais de cristalização, ocorrendo como pequenas inclusões euédricas em cristais de clinopiroxênio e plagioclásio.

A clorita geralmente ocorre associada com óxido de Fe e/ou anfibólio (bordas de reação), sendo um produto de alteração de minerais máficos. As micas brancas preenchem fraturas do plagioclásio ou ocorrem como pequenos cristais sobre o mesmo mineral.

No QAPF, o índice feldspático ((P/P+A)x 100) varia em torno de 96, e o conteúdo de feldspatóides entre 3 e 5%, o que permite classificar os litotipos da base da soleira como olivina diabásios.

5.2. Tefritos

Os tefritos predominam volumetricamente e ocorrem nas porções intermediária e de topo da soleira, tendo contato difuso com o olivina diabásio. Este litotipo é caracterizado por uma textura porfirítica definida por fenocristais de plagioclásio e feldspatóides. A matriz é fanerítica fina a média, composta essencialmente por plagioclásio + feldspatóide + clinopiroxênio + minerais opacos + apatita, com proporção média de 35% de fenocristais e 65% de matriz.

Na porção intermediária da soleira é possível identificar textura glomeroporfirítica e entelhamento dos cristais de plagioclásio, sugerindo processos cumuláticos localizados (Fig. 3G). Na base da porção intermediária ocorre, de forma localizada, textura traquítica como resultado de fluxo magmático na base da soleira.

Textura do tipo *branching*, marcada por micrólitos de plagioclásios arqueados, envolvidos por vidro, ocorrem em todas as amostras e indicam, provavelmente, uma alta taxa de resfriamento do líquido residual.

O clinopiroxênio é a fase máfica dominante, como fenocristais ou como microfenocristais. Ambos foram opticamente classificados como augitas. Geralmente são subédricos a euédricos, límpidos, com fina película de óxido de ferro nas bordas e dimensões da ordem de 0,8 a 2,3 mm. As zonações, embora não muito frequentes, estão restritas aos fenocristais e podem ser percebidas pela diferença no pleocroísmo entre o núcleo e a borda do cristal (Fig. 3H).

É comum encontrar cristais parcialmente pseudomorfizados para epidoto + clorita + carbonato + bordas de mineral opaco. De forma rara, observam-se bordas de reação *subsolidus*, onde o clinopiroxênio foi substituído por anfibólio (Fig. 3I).

A presença de textura poiquilítica, dada por grânulos de clinopiroxênio opticamente contínuos inclusos em cristais de plagioclásio, demonstra o caráter precoce daquela fase.

O plagioclásio é a fase mais abundante,

tanto como fenocristal como na matriz. No primeiro caso, os grãos são euédricos a subédricos, de composição An_{50-52} , com hábito tabular alongado (Fig. 3J). Os fenocristais tabulares possuem dimensões que variam desde 1,1 mm até 9,0 cm. Alguns fenocristais apresentam alteração pós-magmática para argilominerais + micas brancas.

É comum a presença de irregularidades com diferentes formas, concentradas na maior parte dos casos ao longo das clivagens. Estas são ocupadas por material da matriz, demarcando assim uma textura do tipo *quench*, que sugere um estágio principal de crescimento dos grãos sob condições de baixa taxa de resfriamento, seguido de um rápido resfriamento.

Os fenocristais de plagioclásio com forma arredondada são subordinados, restritos a algumas seções delgadas. Têm dimensão média de 2,5 mm, zonação moderada e fraturas preenchidas por produtos de alteração pós-magmática, em geral carbonato + micas brancas + minerais opacos. As bordas mostram as mesmas feições de reabsorção descritas no diabásio. Observa-se também a presença de um anel de plagioclásio límpido envolvendo os grãos arredondados, que parece indicar uma etapa posterior à de reabsorção, onde o grão atinge novo equilíbrio com a matriz.

O plagioclásio da matriz tem 0,4 a 4,2 mm de tamanho, é mais sódico (An_{35}) e é acompanhado por micrólitos de feldspato alcalino ($Or_{45}Ab_{52}An_3$). As alterações predominantes neste tipo de plagioclásio são illitização e formação de micas brancas.

O grupo dos feldspatóides é representado por nefelina e analcita, que ocorrem como microfenocristais e como constituintes da matriz. Os microfenocristais de nefelina são subédricos a euédricos, de seções basais hexagonais, com 0,6 a 2,1 mm de tamanho. É comum, em cristais de nefelina, a presença de inclusões de apatita. Os cristais de nefelina da matriz são anédricos a subédricos, com dimensões de 0,15 a 0,73 mm.

A analcita é uma fase tardia, pois predominam grãos anédricos a subédricos, preenchendo os espaços finais (Fig. 3K). Apresenta dimensão média de 0,7 mm, sendo normalmente isotrópica, embora em alguns casos apresente uma fraca birrefringência.

A cancrinita substitui parcial ou totalmente os feldspatóides (Fig. 3L), e possivelmente é produto da reação entre o feldspatóide e a calcita. A sequência feldspatóide - cancrinita - calcita é interpretada como uma série normal de reações magmáticas, nas quais a cancrinita se formou por reação entre a nefelina primitiva e o líquido magmático residual rico em CO₂. A cancrinita ocorre como cristais individuais, gerados pela substituição total de grãos de feldspatóides, ou como auréolas de reação entre nefelina e calcita. Os cristais individuais são geralmente anédricos a subédricos, incolores e com birrefringência média. É comum a associação cancrinita + carbonato + mineral opaco + clorita.

Os cristais de apatita geralmente são euédricos, com dimensão média de 0,4 mm. Ocorrem dispersos na matriz e, raramente, inclusive nos fenocristais de feldspatóides e plagioclásio. De forma localizada, há um aumento considerável na quantidade e tamanho dos cristais de apatita, sendo possível observar a formação de aglomerados.

Os minerais opacos são geralmente subédricos a euédricos, mas podem ter formas arredondados ou ocorrer como bordas de minerais totalmente pseudomorfizados. As dimensões médias dos grãos de minerais opacos são de 0,3 mm, chegando a 2,7 mm.

O carbonato, classificado opticamente como calcita, geralmente ocorre associado à paragênese de alteração (cancrinita + goethita + esmectita), substituindo a mineralogia original da rocha. A presença de cristais anédricos a subédricos isolados também é observada.

A goethita ocorre em diversas amostras, geralmente com hábito coloidal e associada a uma paragênese de alteração (calcita + esmectita + cancrinita) (Fig. 3M, N). Os grãos de goethita possuem coloração vermelha a castanha.

A clorita está associada a zeólita (?) + quartzo microcristalino + esmectita preenchendo amídalas, ou como produto de alteração de minerais máficos, juntamente com óxido de Fe e anfibólio.

As micas brancas preenchem fraturas no plagioclásio, ocorrendo ainda como pequenos cristais sobre o mesmo mineral. O epidoto é

provavelmente produto da alteração pós-magmática de plagioclásio e piroxênio.

Microvesículas são restritas a algumas amostras, geralmente preenchidas por quartzo ou clorita, esmectita e carbonato (Fig. 3O).

No QAPF, o índice feldspático ((P/P+A) x 100) varia em torno de 85% e o conteúdo de feldspatóides entre 12% e 16%, sendo as rochas classificadas como tefritos.

6. Caracterização geoquímica das rochas hipabissais

Os valores de perda ao fogo (P.F.) obtidos nas amostras da soleira (Tab. 1) não permitem utilizar o sistema de classificação TAS (Le Maitre, 1989) como recomendado pela IUGS. O elevado conteúdo de P.F. ocorre nas rochas tefríticas e está relacionado principalmente à carbonatação dos feldspatóides pelo líquido magmático residual rico em CO₂. No entanto, os conteúdos de álcalis *versus* SiO₂, mantendo-se os valores de P.F., posicionam as amostras entre os campos de basaltos alcalinos e tefritos.

No sistema de classificação de basaltos proposto por Thompson (1984), as amostras da soleira ocupam o campo dos olivina toleítos, passando a basaltos alcalinos com olivina até o campo dos tefritos. Esta classificação deve ser tomada com certa cautela, pois algumas amostras encontram-se moderadamente oxidadas, podendo assim influenciar na presença e/ou a quantidade de nefelina normativa e distorcer os resultados no diagrama Ne, Ol, Di, Hy e Q.

Winchester & Floyd (1977) propõem uma classificação com base na relação de elementos maiores e traços com baixo grau de mobilidade, utilizando o diagrama binário Nb *versus* Zr/TiO₂* 0,0001 (Fig. 4). Neste diagrama, as rochas ígneas do Cerro Morado ocupam o campo dos álcali-basaltos. Esta classificação é coerente com a sugerida por Page *et al.* (1997), que discute a existência de uma série alcalina na Bacia de Ischigualasto-Villa Unión, compreendendo traqui-basaltos, tefritos, fono-tefritos, traquiandesitos basálticos e basaltos em menor quantidade.

Figura 3. Feições petrográficas dos diabásios (A a F) e tefrits (G a O) do Cerro Morado: A) fenocristal euédrico de olivina em matriz equigranular fina; B) microfenocristal de augita com bordas pseudomorfisadas por clorita; C-D) fenocristal euédrico de plagioclásio em matriz equigranular fina; E-F) textura subofítica, com a inclusão parcial de cristais de plagioclásio em piroxênio; G) entelhamento de cristais de plagioclásio da matriz, demarcando feição cumulática; H-I) fenocristal zonado de augita com bordas alteradas para clorita e oxidados de ferro; J) fenocristal euédrico de plagioclásio em matriz equigranular fina; K) fenocristal de analcita com hábito anédrico em matriz com textura do tipo *branching*, marcada por micrólitos de plagioclásios arqueados, envolvidos por vidro; L) fenocristal de analcita parcialmente substituído por cancrinita; M) goethita com hábito coloidal e associada a cancrinita + esmectita + carbonato; N) goethita com hábito coloidal e associada a esmectita; O) vesícula preenchida por carbonato.

Tabela 1. Composição química das rochas do Cerro Morado. Elementos maiores e menores em peso%; traços e ETR em ppm.

	TM-04a	TM-06b	TM-07a	TM-08b	TM-09a	TM-10	TM-11	TM-12a
SiO₂	47,88	48,4	49,29	47,60	48,25	46,74	49,35	48,97
TiO₂	2,51	2,33	2,16	2,14	2,31	2,15	1,68	2,15
Al₂O₃	13,91	16,46	14,30	17,04	15,75	17,25	19,66	17,36
Fe₂O₃	10,88	8,77	11,20	10,01	10,87	9,35	7,07	11,13
MnO	0,18	0,17	0,16	0,16	0,19	0,20	0,12	0,17
MgO	1,72	1,34	1,58	1,23	1,55	1,00	0,75	2,62
CaO	6,84	7,83	5,26	7,24	6,20	8,11	8,84	7,05
Na₂O	4,26	3,96	4,34	4,31	4,12	4,48	4,48	4,52
K₂O	2,63	1,92	3,28	1,86	2,42	2,32	1,70	1,95
P₂O₅	0,90	0,96	0,72	0,86	0,95	0,86	1,68	0,78
P.F.	7,21	6,58	6,61	6,19	6,49	6,46	4,80	2,59
Total	98,92	98,72	98,90	98,64	99,10	98,92	100,13	99,29
Rb	26,511	28,077	33,432	25,943	33,095	24,498	18,372	18,566
Ba	635	533	859	542	597	543	368	480
Sr	460	670	418	684	578	713	932	772
Nb	46,433	36,157	52,920	34,003	45,176	34,755	26,042	35,210
Zr	378,302	278,333	440,700	254,862	359,430	287,971	204,832	279,024
Y	44,117	35,301	44,392	31,298	41,165	35,158	23,544	31,549
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	28,733	20,838	n. d.
Co	16,163	16,992	14,563	15,929	16,687	12,505	12,498	21,294
Hf	8,636	6,360	9,795	5,727	7,822	6,484	4,636	6,080
Ta	3,015	2,312	3,296	1,967	2,733	2,374	1,636	2,108
Th	3,665	2,492	3,964	2,224	3,162	2,737	1,867	2,621
U	1,174	0,852	1,374	0,794	1,054	0,943	0,703	0,908
La	40,064	34,671	41,867	29,350	38,410	31,838	23,801	31,107
Ce	88,573	76,274	90,017	64,901	83,314	69,122	52,180	68,081
Nd	46,052	39,597	45,646	35,337	44,451	36,169	27,883	35,810
Sm	10,866	9,365	10,407	8,083	10,057	8,294	6,129	8,092
Eu	3,427	3,163	3,265	2,864	3,387	2,979	2,377	2,827
Gd	10,530	8,789	9,891	7,639	9,619	7,988	5,942	7,575
Dy	9,186	7,169	9,025	6,527	8,314	6,863	4,887	6,474
Ho	1,762	1,345	1,724	1,210	1,535	1,273	0,883	1,187
Er	4,998	3,741	4,941	3,338	4,441	3,580	2,476	3,318
Yb	4,218	3,148	4,469	2,894	3,789	3,184	2,201	2,940
Lu	0,614	0,445	0,624	0,410	0,537	0,451	0,310	0,42

P.F. - perda ao fogo; n.d. - não determinado

Figura 4. Diagrama de Winchester & Floyd (1977), onde as amostras do Cerro Morado ocupam o campo dos basaltos alcalinos. Legenda: triângulos = diabásio; círculos = tefritos.

O estudo da evolução do magmatismo que deu origem à soleira por meio dos diagramas binários do tipo *Harker*, relacionando as porcentagens em peso entre os óxidos e SiO₂, MgO e IS (Índice de Solidificação de Kuno) não se mostrou adequado na interpretação geoquímica das amostras do Cerro Morado, pois a variabilidade química dos óxidos não é ressaltada quando correlacionados com estes índices de diferenciação. Em função deste dado, foi utilizado o Índice de Diferenciação (ID = Ab + Or + Q + Ne, normativos) de Thornton & Tuttle (1960), como índice de diferenciação das rochas do Cerro Morado. As vantagens do ID em relação aos demais índices compreendem a sua variação maior, a boa correlação com os elementos maiores e traços e o fato de ser considerada no cálculo a variação de elementos normativos significativos na evolução das rochas da soleira.

O comportamento dos elementos maiores e traços, quando correlacionados com este índice, sugere um processo de diferenciação na evolução magmática do Cerro Morado através de fracionamento mineral (Fig. 5). Este fato é sugerido pelas correlações inversas de Al₂O₃ e CaO com ID, e pela correlação positiva entre ID e K₂O, que pode ser interpretada como reflexo de uma maior participação do plagioclásio em direção aos olivina diabásios. Esta hipótese é também coerente com

a correlação entre Sr e ID. Os valores de FeO e Fe₂O₃, reunidos em FeO_t, e, em parte, o TiO₂, mostram uma dispersão que pode estar refletindo a combinação de processos primários, como fracionamento e acumulação de fases máficas, com os processos tardios, representados pela concentração de um resíduo de cristalização rico em oxidados de ferro. Os teores de MgO são muito baixos e variam de 0,75% a 2,62%, sugerindo que as rochas do Cerro Morado foram geradas a partir de líquidos evoluídos, que devem ter fracionado precocemente fases ricas em MgO (olivina + piroxênio). Esta hipótese explica também os conteúdos muito baixos de Ni, Cr e Co.

Os valores de Ba são moderados, variando de 480 a 859 ppm, e demonstram um comportamento incompatível em relação ao ID (Fig. 6). Os dados obtidos para Sr são da ordem de 418 a 932 ppm e mostram um acentuado decréscimo em direção às rochas mais diferenciadas (Fig. 6). Observa-se que na amostra TM11 o plagioclásio ocorre em um arranjo textural glomeroporfirítico, sendo, portanto, os elevados valores de Sr, CaO e Al₂O₃ decorrentes, provavelmente, da acumulação localizada de plagioclásio.

Os teores de Rb variam de 19 a 33 ppm e mostram uma correlação positiva com ID (Fig. 6). Este comportamento é coerente com o do K₂O, o que sugere menor participação de uma fase

potássica na evolução magmática destas rochas. Zr mostra caráter incompatível, com intervalo de 255 a 378 ppm, coerente com a ausência de fracionamento de zircão nestas rochas. Nb varia

de 35 a 53 ppm e Y entre 31 e 44 ppm, com tendência de correlação positiva com o ID (Fig. 6).

Figura 5. Diagramas de variação entre o índice de diferenciação (ID) e os óxidos (peso%) dos elementos maiores e menores das rochas do Cerro Morado. Legenda como na figura 4.

As concentrações dos principais elementos traço das rochas básicas do Cerro Morado, quando normalizadas pelo padrão MORB (Pearce, 1983), apresentam enriquecimento dos elementos entre Sr e Ti, sendo Y e Yb próximo ou abaixo da unidade (Fig. 7A). Este padrão geoquímico, conforme discutido por White & Schilling (1978), está relacionado à incompatibilidade de cada elemento em relação ao manto lherzólítico, sendo este aumento nos conteúdos de Ba, Th, Ta e Nb típico de basaltos alcalinos intraplaca.

As amostras, quando normalizadas pelo condrito (Thompson, 1982), apresentam um enri-

quecimento em elementos incompatíveis, principalmente Nb e Ta (Fig. 7B). A anomalia negativa de Sr cresce em direção aos termos mais evoluídos, (exceto a amostra TM 11, cuja textura glomeroporfírica sugere acumulações de plagioclásio), indicando a cristalização fracionada de plagioclásio na evolução da soleira do Cerro Morado. Os padrões observados nestes diagramas multi-elementares e o comportamento dos LILE e dos HFSE são típicos de fontes mantélicas enriquecidas e muito semelhantes aos de basaltos alcalinos intraplaca.

Figura 6. Diagramas de variação entre o ID e os teores de Ba, Sr, Rb, Zr, Nb e Y (ppm) das rochas da soleira. Legenda como na figura 4.

As amostras, quando normalizadas pelo padrão OIB de Sun & McDonough (1989), mostram maiores conteúdos de Rb, Ba e K em relação a U e Th (Fig. 7C). Este padrão geoquímico sugere a remobilização dos elementos de baixo potencial iônico em fluidos aquosos. A origem destes fluidos em geral está relacionada à alteração da porção superior de crosta ocênica e à desidratação desta durante a subducção, sendo, portanto, o padrão geoquímico interpretado como um registro de subducção que o manto não conseguiu homogeneizar (Saunders & Tarney, 1979).

Os teores de ETR (Fig. 8) das amostras do Cerro Morado, quando normalizados com o padrão condritico (Nakamura, 1974), mostram um suave enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP ($La/Yb = 9,4 - 11,1$), comum em basaltos alcalinos intraplaca (Cullers & Graf, 1984; Wilson, 1989). A pequena variação da razão Eu/Sm (0,313 a 0,387) nas amostras da soleira pode ser atribuída a variações no conteúdo de plagioclásio, sugerindo acumulações glomeroporfíricas localizadas.

No diagrama $Zr/4-Y-Nb*2$ (Fig. 9A), que separa os basaltos alcalinos intraplaca de toleitos intraplaca, P-MORB, N-MORB e de arco de ilhas, as amostras da soleira ocupam o campo dos basaltos alcalinos intraplaca, ocorrendo o mesmo nos diagramas $Th-Hf/3-Nb$, de Wood (1980), e $Zr-Zr/Y$, de Pearce & Cann (1973), conforme

figuras 9A e B.

As razões entre elementos incompatíveis são também úteis na investigação de fontes magmáticas. A comparação entre as razões destes elementos em diferentes fontes mantélicas (Weaver, 1991) e as calculadas para as rochas hipabissais do Cerro Morado indica que estas são do tipo OIB e foram originadas a partir de um magma extraído de um manto enriquecido (Quadro 1).

As rochas hipabissais do Cerro Morado têm razões isotópicas baixas para $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70314-0,70386) e intermediárias para $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,5127-0,5128) (Tab. 2), que são similares às registradas para rochas relacionadas a reservatórios do tipo HIMU tanto em ambientes oceânicos como continentais (Zindler & Hart, 1986; Wilson, 1993). Na figura 10, observa-se que os resultados colocam-se muito próximos ao campo HIMU, com um leve deslocamento das amostras em direção ao campo dos reservatórios do tipo EMI. As razões baixas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ e os valores negativos de ϵSr sugerem que o magmatismo do Cerro Morado não envolveu contaminação crustal.

O padrão de elementos-traço e as características isotópicas são típicos de associações alcalinas geradas a partir de fonte mantélica litosférica modificada por processos metassomáticos relacionados à subducção.

Figura 7. Diagramas multielementares mostrando o padrão dos elementos traços normalizados: (A) MORB (Pearce, 1983), (B) condrito (Thompson, 1982) e (C) OIB (Sun & McDonough, 1989). Legenda como na figura 4.

Figura 8. Distribuição dos Elementos Terras Raras das rochas do Cerro Morado normalizados pelo padrão condrito (Nakamura, 1974). Legenda como na figura 4.

Figura 9. Amostras do Cerro Morado plotadas em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos (dados em ppm): A) diagrama Zr/4-Y-Nb*2 (Meschede, 1986), Legenda: AI-AII = basaltos alcalinos intraplacas, AII-C = toleito intraplaca, B = P-MORB, D = N-MORB, C-D = basaltos de arcos vulcânicos. B) Diagrama Th-Hf/3-Nb (Wood, 1980), C) diagrama Zr-Zr/Y (Pearce & Cann, 1973). Legenda como na figura 4.

Quadro 1. Quadro comparativo das razões entre elementos traços incompatíveis nas amostras do Cerro Morado e nos principais reservatórios mantélicos (modificado a partir de Saunders *et al.*, 1988 e Weaver, 1991). PM = Manto Primitivo.

	EMI OIB	EMII OIB	HIMU OIB	PM	N-MORB	Cerro Morado (média)
Zr/Nb	4,2 - 11,5	4,5 - 7,3	3,2 - 5,0	14,8	30	8,14
La/Nb	0,86 - 1,19	0,89 - 1,09	0,66 - 0,77	0,94	1,07	0,89
Ba/Nb	11,4 - 17,8	7,3 - 13,3	4,9 - 6,9	9,0	1,7-8,0	14,39
Ba/Th	103 - 154	67 - 84	49 - 77	77	60	198,95
Rb/Nb	0,88 - 1,17	0,59 - 0,85	0,35 - 0,38	0,91	0,36	0,66
K/Nb	213 - 432	248 - 378	77 - 179	323	210-350	484,61
Th/Nb	0,105 - 0,122	0,111 - 0,157	0,078 - 0,101	0,117	0,025 - 0,071	0,07
Th/La	0,107 - 0,128	0,122 - 0,163	0,107 - 0,133	0,125	0,067	0,08
Ba/La	13,2 - 16,9	8,3 - 11,3	6,8 - 8,7	9,6	4,0	16,3

Tabela 2. Dados isotópicos de Sm, Nd e Sr obtidos para as amostras do Cerro Morado. Dados recalculados para a idade de 228 ± 2 Ma (Chemale Jr. *et al.*, em prep.).

Amostra	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	erro	ε Nd (0)	t	ε Nd _(t)	TDM	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(t)
	(ppm)	(ppm)			(ppm)		(Ma)		(Ma)	
TM-04	10,484	46,555	0,1361	0,5129	8	+ 5,8	228	+ 7,6	254	0,5127
TM-06	9,029	40,729	0,1340	0,5130	19	+ 7,5	228	+ 9,3	93	0,5128
TM-07	10,131	45,568	0,1344	0,5129	17	+ 5,6	228	+ 7,4	264	0,5127
TM-08	7,920	35,536	0,1347	0,5130	16	+ 7,2	228	+ 9,0	119	0,5128
TM-09	9,742	43,687	0,1348	0,5129	6	+ 5,3	228	+ 7,1	295	0,5127
TM-10	8,357	37,526	0,1346	0,5129	7	+ 5,7	228	+ 7,6	253	0,5127
TM-11	6,015	27,468	0,1324	0,5130	44	+ 7,4	228	+ 9,2	102	0,5128
TM-12	7,946	36,108	0,1330	0,5129	16	+ 5,3	228	+ 7,1	293	0,51
Amostra	Rb	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	erro	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	t	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(t)			
	(ppm)	(ppm)		(%)		(Ma)				
TM-04	26,511	462,768	0,70437	0,003	0,167	228	0,70383			
TM-06	28,077	668,404	0,70381	0,002	0,121	228	0,70343			
TM-07	33,432	422,985	0,70461	0,002	0,231	228	0,70386			
TM-08	25,943	693,277	0,70366	0,002	0,110	228	0,70330			
TM-09	33,095	597,608	0,70385	0,003	0,116	228	0,70332			
TM-10	24,498	711,787	0,70363	0,003	0,099	228	0,70331			
TM-11	18,372	926,698	0,70345	0,002	0,057	228	0,70327			
TM-12	18,566	769,854	0,70336	0,002	0,070	228	0,70314			

Figura 10. Diagrama Sr vs. Nd com os valores obtidos para as rochas hipabissais do Cerro Morado Reservatórios mantélicos identificados por Zindler & Hart (1986) e Rollinson (1996) (modificado de Rollinson, 1996). Legenda como na figura 4.

7. Conclusões

A evolução da bacia triássica de Ischigualasto - Villa Unión está diretamente relacionada a um marco tectônico regional entre o Triássico Inferior e o Triássico Médio, onde os eventos foram controlados por um regime marcadamente extensional, ocasionado por adelgaçamento da crosta e colapso do orógeno do Carbonífero-Permiano Inferior, vinculado a uma posição relativamente estacionária do supercontinente Gondwana. No Triássico Superior, no entanto, estes eventos são relacionados com uma margem continental protopacífica complexa, existindo evidências de transcorrência associada com processos de subducção em áreas patagônicas. Em consequência destes processos, foi gerado um sistema de riftes passivos, onde os esforços trativos produziram uma desestabilização litosférica continental, facilitando assim a ascensão de magmas mantélicos de alta temperatura (Allen & Allen, 1990).

O estudo do magmatismo na bacia permitiu a identificação de rochas alcalinas básicas posicionadas em estruturas de direção NW-SE. Os litotipos ocorrem como derrames e intrusões rasas, intercalados com depósitos sedimen-

tares continentais triássicos.

Dados de campo permitiram concluir que o Cerro Morado constitui uma soleira, com aproximadamente 200 m de espessura e 1500 m de extensão (N-S). Identificaram-se, na base, diabásios com fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio (diopsídio) e, subordinadamente, olivina, com matriz composta essencialmente por plagioclásio (andesina) + piroxênio + opacos + apatita + vidro. Os tefritos ocorrem acima dos olivina diabásios, com fenocristais de plagioclásio (labradorita), clinopiroxênio e nefelina envoltos por uma matriz hemicristalina fina a média, composta essencialmente por plagioclásio (andesina sódica) + feldspato alcalino ($\text{Or}_{45}\text{Ab}_{52}\text{An}_3$) + feldspatóide (analcima) + opacos + apatita + vidro.

A composição básica evoluiu para a composição tefrítica por cristalização fracionada. Os elementos maiores e traço, quando correlacionados com o ID, sugerem como processo de diferenciação magmática para as rochas do Cerro Morado o fracionamento de plagioclásio + fases máficas.

Os conteúdos elevados da perda ao fogo (P.F.) das amostras da soleira foram originados no final da cristalização, pelo crescimento

acentuado de CO₂ no líquido magmático final, com a substituição da fase silicatada (feldspatóide) por cancrinita e, finalmente, calcita.

Os conteúdos de MgO, assim como os de Ni, Cr e Co, são baixos, indicando que as rochas do Cerro Morado constituem composições magmáticas evoluídas. O leve enriquecimento de ETRL em relação a ETRP pode ser atribuído à herança geoquímica de um líquido primitivo extraído possivelmente de um manto do tipo granada lherzolito. O paralelismo dos padrões de ETR sugerem uma cogeneticidade entre as rochas do Cerro Morado.

Os padrões geoquímicos obtidos para os elementos-traço das amostras do Cerro Morado, quando normalizados pelo MORB e condrito mostram um enriquecimento em elementos incompatíveis em relação aos compatíveis, comuns em basaltos alcalinos intraplaca. Os dados, quando normalizados pelo padrão OIB, indicam maior enriquecimento de Rb, Ba e K, relativo a U e Th, sugerindo que a fonte mantélica do magmatismo na região sofreu metassomatismo promovido por fluidos aquosos.

Os resultados isotópicos preliminares (sistemática Rb/Sr e Sm/Nd) sugerem que o magmatismo do Cerro Morado teve como reservatório o tipo HIMU. A origem deste reservatório mantélico é atribuída à mistura do manto com crosta oceânica alterada e à atuação de fluidos metassomáticos. Os resultados de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e εSr negativos indicam que o magmatismo do Cerro Morado não envolveu contaminação crustal.

Finalmente, se consideradas as razões entre elementos incompatíveis obtidas nos litotipos do Cerro Morado como indicativas de fontes mantélicas, não se descarta a participação, ainda que pequena, de um componente mantélico enriquecido.

Agradecimentos - Ao editor responsável e aos revisores; ao CNPq pelas bolsas de produtividade e pelo apoio financeiro (CNPq: 471584/2001-0, 304541/2003-6, 306142/2006-6, 306616/2006-8, 473683/2007-5). Ao IGEO/UFRGS pela logística.

Referências

- Allen, P. & Allen, J. 1990. *Basin Analysis. Principles and Applications*. Blackwell, 451 pp. Oxford.
- Bossi, G. E. 1971. Análisis de la Cuenca de Ischigualasto - Ischichuca. In: CONGRESO HISPANO - LUSO - AMERICANO DE GEOLOGÍA ECONÓMICA, 1., 1971, Madri-Lisboa. *Actas...Lisboa*. v.2 (1), p. 611-626.
- Caselli, A.T. 2000. Estudio sedimentológico de las formaciones Talampaya y Tarjados (Triásico Inferior) en el flanco occidental de la Sierra de Sanôgasta, provincia de La Rioja (Argentina). In: REUNIÓN SOBRE EL TRIÁSICO DEL CONO SUR, 4, 2000, San Luis. *Resúmenes...San Luis*, 6.
- Chemale Jr., F.; Guadagnin, E.; Caselli, A.T.; Mancuso, A.; Marsicano, C. & Dussin, I.A. (em preparação). Age constrains on Ischigualasto Basin, Argentina.
- Cullers, R.L. & Graf, J.L. 1984. Rare Earth Elements in Igneous Rocks of the Continental Crust: Intermediate and Silicic Rocks - Ore Petrogenesis. In: Paul Henderson (ed.): *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier Science Publishers, p. 275-316.
- Kokogian, D. A.; Fernandes Seveso, F. & Lagarreta, L. 1987. *Cuenca de Ischigualasto - Villa Union: Análisis estratigráfico y caracterización paleoambiental*. Y.P.F (inédito). Buenos Aires.
- Le Maitre, R.W. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 193 p.
- Limarino, C. O.; Fauqué, L. & Caminos, R. 1990. Fácies y evolución paleoambiental de los bancos rojos triásicos Del norte de la Precordillera riojana. In: REUNIÓN ARGENTINA DE SEDIMENTOLOGIA, 3., 1990, San Juan. *Actas...San Juan*, v.1, p. 169-174.
- Lofgren, G. 1980. Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. In: R.B. Hargraves (ed.). *Physics of Magma Processes*. Princeton: University Press, p. 487-549.
- Lopez Gamundí, O.; Alvarez, L.; Andreis, R.; Bossi, G. E.; Espejo, I.; Fernández Seveso, F.; Legarreta, I.; Kokogian, D. A.; Limarino, C. O. & Sessarego, H. L. 1989. Cuenca intermontanas. In: Chebli, G. A. y Spalletti, L. A.(eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán, *Serie Correlación Geológica*, 6: 123-167.
- Meschede, M. 1986. A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56: 208-218.
- Milana, J.P. & Alcober, O.A. 1995. Modelo tectosedimentar de la cuenca Triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3-4): 217-235.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- Nucci, M. & Caselli A.T. 2000. Análisis paleoambiental y petrográfico de la Formación Tarjados (Triásico Inferior) en el área comprendida entre los ríos Talampaya e Chañares, provincia de La Rioja. In: REUNIÓN SOBRE EL TRIÁSICO DEL CONO SUR, 4, 2000, San Luis. *Resúmenes...San Luis*, 6.

- Page, S.; Limarino, C.O. & Caselli A. 1997. Basaltos alcalinos en el Triásico de la Cuenca Ischigualasto - Villa Union, provincias de La Rioja y San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(2): 202-208.
- Pearce, J.A. 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Nurry, Ed. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publ., Nantwich. p. 230-249.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined by using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300.
- Rollinson, H. 1996. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Singapore Publishers Ltd. 352 pp.
- Saunders, A.D. & Tarney, J. 1979. The geochemistry of basalts from a back-basin spreading centre in the East Scotia Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43: 555-572.
- Stipanovic, P.N. & Bonaparte, J.F. 1979. Cuenca Triásica de Ischigualasto - Villa Union (Provincias de La Rioja y San Juan) In: Tuner, J. C. M. (eds.), SIMPOSIO DE GEOLOGÍA REGIONAL ARGENTINA, CÓRDOBA, 2., 1979. *Actas...* Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, v.1: 523-575.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. 1989. Magmatism in ocean basins (A.D. Saunders y M.J. Norry Eds.). *Geological Society of London Special Publication*, 42: 313-345.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Geology*, 18: 49-107.
- Thompson, R. N. 1984. Dispatches from the basalt front. 1. Experiments. *Proceedings of the Geology Association*, 95: 249-262.
- Thornton, C. P. & Tuttle, O. F. 1960. Chemistry of igneous rocks. Differentiation index. *American Journal of Science*, 258: 84-664.
- Weaver, B.L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 381-197.
- White, W.M. & Schilling, J.G. 1978. The nature and origin of geochemical variation in Mid-Atlantic Ridge basalts from the Central North Atlantic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 1501-1516.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466 p.
- Wilson, M. 1993. Geochemical signatures of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics? *Journal of the Geological Society of London*, 150: 977-990.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing to nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11-30.
- Zindler, A. & Hart, S. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493-571.