



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**Geocronologia das sub-bacias triássicas Rincón Blanco e Cerro
Pontudo, Argentina: Combinação de metodologia U-Pb e Lu-Hf em
zircão.**

Dayvisson Justino

ORIENTADOR – Prof. Dr. Leo Afraneo Hartmann

CO-ORIENTADOR – Prof. Dr. Farid Chemale Júnior

Porto Alegre – 2016

Programa de Pós-Graduação em Geociências - UFRGS
Av. Bento Gonçalves 9500 – Agronomia - Cx. P. 15.001 – Prédio 43.113 S-207B
91509-900 – Porto Alegre – RS - Tel.: (051) 316-6340 Ramais 6340/6332
E-mail: ppggeo@ufrgs.br



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**Geocronologia das sub-bacias triássicas Rincón Blanco e Cerro
Pontudo, Argentina: Combinação de metodologia U-Pb e Lu-Hf em
zircão.**

Dayvisson Justino

ORIENTADOR – Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann
CO-ORIENTADOR – Prof. Dr. Farid Chemale Junior

Dissertação de Mestrado
apresentada como requisito
parcial para a obtenção do
Título de Mestre em Ciências.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Ruy Paulo Phillip – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Márcio M. Pimentel – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de Brasília

Prof. Dr. Miguel Angelo S. Basei – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

Porto Alegre – 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Justino, Dayvisson

Geocronologia das sub-bacias triássicas Rincón Blanco e Cerro Pontudo, Argentina: combinação de metodologia U-Pb e Lu-Hf em zircão. / Dayvisson Justino. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016. [57 f. f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geografia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es): Leo Afraneo Hartmann
Coorientador(es): Farid Chemale Júnior

1. Bacia do Cuio triássica 2. Isótopos de U-Pb e Lu-Hf 3. Terreno Cuiana 4. Andes Centrais I. Título.

CDU 550.4

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun

CRB 10/1113

Agradecimentos

Agradeço a todos que, de alguma forma, contribuíram para a realização desse trabalho.

Aos meus familiares pelo apoio incondicional em todas as etapas de minha vida. Em especial aos meus pais que sempre me incentivaram a seguir a diante.

Aos orientadores Farid Chemale Jr e Léo Afrâneo Hartmann pela oportunidade de realizar esse trabalho e confiança durante os anos que estive trabalhando no laboratório LGI-UFRGS.

Um agradecimento especial ao Prof. Dr. Ivo Dussin que depositou grande confiança na minha ida à UFRGS, e amizade em todos os momentos.

A Dra. Anelise Bertotti pela ajuda nesse trabalho. Prof. Dr. Koji Kawashita pelos ensinamentos e a Dra. Márcia Machado pela amizade e paciência durante os 2 anos de trabalho no LGI.

Por fim, a todos meus amigos e funcionários do LGI que ajudaram nesta caminhada: Eduardo Guadagnin, Felipe Guadagnin, Elison, Maurício de Souza, Fabrício Fernandes, Sandrinha, Gisela.

Resumo

As sub-bacias Rincón Blanco e Cerro Puntudo são depocentros pertencente à parte norte da Bacia de Cuyo, que está exposta em um terreno alóctone da Pre-Cordilheira, Andes Centrais, Argentina. Este terreno é descrito como parte do Supercontinente Laurentia, que foi adicionado ao protomargin Gondwana durante o Oroviciano. A bacia, que é um rifte Triássico, foi preenchida predominantemente de sedimentos clásticos e material vulcânico, vulcanoclástico e piroclástico em ambiente continental, e é composta de vários meio-grabens assimétricos conectados por zonas de acomodação. Análises isotópicas de U-Pb e Lu-Hf em zircão foram realizadas nas unidades do embasamento, rochas vulcanoclásticas rochas e tufo de ambas as sub-bacias triássicas. O embasamento, representado por rochas vulcânicas andesíticas, foi datado em $269,9 \pm 2,9$ Ma com idades modelo de Hf de 1,34 a 1,60 bilhões de anos (Ga). As rochas vulcanoclásticas são compostas por zircões com idades de 238 a 1433 milhões de anos (Ma), com moda principal no Permiano-Triássico e Esteniano (1,0 a 1,2 Ga). Riolito e tufo triássicos formaram-se entre 246 e 230 Ma e têm idades modelo Hf variando de 1,02 a 1,50 Ga. Assim, as rochas vulcanoclásticas presentes apresentam predominantemente idades mesoproterozóicas, as quais são correlacionados ao Evento Grenviliano. Alguns grãos de zircão mostram idades modelo Hf paleoproterozóicas, que são interpretadas como sugestiva proveniência do Supercontinente Gondwana. A presença de idades mesoproterozoica dominante sugere que o magmatismo ácido associado a Bacia do Cuyo e o próprio Terreno Alóctono Cuyano tenha um embasamento Grenviliano.

Palavras-chave: Bacia do Cuyo triássica, Isótopos de U-Pb e Lu-Hf, Terreno Cuyana, Sub-bacia Rincon Blanco, Sub-bacia Pontudo, Andes Centrais.

Abstract

The sub-basins Rincón Blanco and Cerro Puntudo are depocenter belonging to the northern part of the Cuyo Basin, exposed in an allochthonous terrane of Laurentia that was added to the Gondwana protomargin and now exposed in the Precordillera Argentina. The rift basin was filled predominantly of pyroclastic and continental clastic sediments, and is composed of many asymmetric grabens half-linked by accommodation zones. U-Pb and Lu-Hf zircon isotope analyses were carried out in the basement units and volcanoclastic rocks and tuffs of both Triassic sub-basins. Basement rocks were dated at 269.9 ± 2.9 Ma with Hf model ages 1.34 to 1.60 Ga. The volcanoclastic rocks contain zircons crystallized from 238 Ma to 1433 Ma with main peak at Permian-Triassic and Stenian (1.0 to 1.2 Ga). The Triassic rhyolite and tuffs formed between 246 and 230 Ma and have Hf model ages ranging from 1.02 to 1.50 Ga. Indeed, the volcanoclastic rocks present dominant Mesoproterozoic ages, mostly correlated to the Grenvillian. Some zircon grains show Hf Paleoproterozoic model ages which are interpreted to be part of Gondwana cratonic areas. The presence of dominant Mesoproterozoic favored the hypotheses of a Grenvillian basement for the related acid magmatism of the Cuyo Basin and allochthonous Cuyan Terrane.

Keywords: Triassic Cuyo Basin, U-Pb and Lu-Hf isotopes, Cuyana Terrane, Rincón Blanco sub-basin, Cerro Pontudo sub-basin, Central Andes

SUMÁRIO

Agradecimentos	i
Resumo	ii
Abstract	iii
TEXTO EXPLICATIVO DA ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	01
CAPÍTULO I	02
1.1. Introdução	03
1.1.1. Objetivos	03
1.1.2. Localização da Área	04
1.2. Geologia Regional das Bacias Triássicas Argentinas.	05
1.2.1. Geologia Local: Sub-Bacia de Rincón Blanco Erro! Indicador não definido.	
1.2.2. Geologia Local: Sub-Bacia de Cerro Puntudo	14
1.3. Métodos e Técnicas Analíticas	16
1.3.1. Preparação de Amostras	16
1.3.2. Datação de U-Pb em zircão	17
1.3.3. Datação de Lu-Hf em zircão	Erro! Indicador não definido.
1.4. Referências Bibliográficas	23
CAPÍTULO II	28
2.1 Artigo submetido aos Anais da Academia de Ciências Brasileiras.	29
Abstract	30
Resumo	31
Introduction	
Local Geology	Erro! Indicador não definido.
Rincón Blanco Sub-Basin	Erro! Indicador não definido.
Rincón Blanco Sub-Basin	Erro! Indicador não definido.
Analytical Procedures	Erro! Indicador não definido.

U-Pb Isotope Analysis	Erro! Indicador não definido.
Hafnium Isotope Analysis	40
Results	41
U-Pb zircon dating	41
Lu-Hf isotope data	47
Discussion and Conclusion	Erro! Indicador não definido.
Aknowlodgements	52
References	52

ANEXO I:

Carta de aceite de submissão do manuscrito aos Anais da Academia Brasileira de Ciências

Índice de Figuras

Figura 1: Mapa de localização dos depocentros Rincón Blanco e Cerro Puntudo.....	04
Figura 2: Principais terrenos alóctones e suturas relacionadas. As idades em milhões de anos (Ma) indicam as idades aproximadas das suturas. Modificado de Ramos (1995).....	05
Figura 3: Esquema de evolução tectônica do setor central da Argentina (protomargem do Gondwana) durante o ciclo tectono-sedimentar Famatiniano (Ramos, 1999).....	07
Figura 4: Principais bacias extencionais geradas durante o Triássico com suas respectivas bordas ativas, que se caracterizam pelos principais lineamentos crustais pré-existentes na região. Modificado de Spalletti (2001).	09
Figura 5: Depocentros pertencentes a Bacia de Cuyo, com destaque para área de estudo .Modificado de Barredo et al. 2011.....	10
Figura 6: Mapa geológico da margem ativa de Rincón Blanco. Imagem de satélite da região onde aflora os sedimentos do hemigraben com a margem ativa a leste e a rampa para oeste, limitada por um traço do rio (Modificado de de Barredo, 2004).	12
Figura 7: Sequência litoestratigráfica da sub-bacia Cerro Puntudo (F: lamito; Sf: arenito fino; Sm: arenito médio; Sc: arenito grosso; G: cascalho). Modificado de Mancuso et al., (2010).....	14
Figura 8: Imagens da seção com zircões e padrão. A) Seção com zircões das diferentes famílias em fileiras verticais; B) Detalhe do padrão embutido em um cilindro 8mm de diâmetro; C) Seção da amostra e padrão GJ-1 separados; D) Seção da amostra com o padrão GJ-1 prontos para análises.....	17
Figura 9: Ilustração do MC-ICP-MS Neptune (ThermoFinnigan) com a microsonda a laser UP213 (New Wave) acoplada, utilizados para as análises <i>in situ</i> de U-Pb em zircão no LGI-UFRGS.	19

Índice de Tabelas

Tabela 1: Configuração dos coletores Faraday e MIC's adotada para as análises de U-Th-Pb.....	18
Tabela 2: Parâmetros analíticos adotados para as análises de U-Pb e Lu-Hf.....	20
Tabela 3: Configuração dos coletores Faraday adotada para as análises de Lu_hf.	23.

TEXTO EXPLICATIVO DA ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de artigos publicados em periódicos. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

Capítulo I – formado pela introdução, na qual é feita uma caracterização da problemática envolvida no desenvolvimento da dissertação; Objetivos; Localização da área; Estado da Arte formado por uma revisão sobre a Geologia Regional; Métodos e Técnicas Analíticas; e por fim as Referências utilizadas.

Capítulo II – consiste no corpo principal da dissertação onde é apresentado um artigo submetido aos Anais da Academia de Ciências Brasileiras, desenvolvido pelo autor em colaboração com os orientadores e co-autores.

TEXTO EXPLICATIVO DA ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de artigos publicados em periódicos. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

Capítulo I – formado pela introdução, na qual é feita uma caracterização da problemática envolvida no desenvolvimento da dissertação; Objetivos; Localização da área; Estado da Arte formado por uma revisão sobre a Geologia Regional; Métodos e Técnicas Analíticas; e por fim as Referências utilizadas.

Capítulo II – consiste no corpo principal da dissertação onde é apresentado um artigo submetido aos Anais da Academia de Ciências Brasileiras , desenvolvido pelo autor em colaboração com os orientadores e co-autores.

CAPÍTULO I

1.1. Introdução

A natureza do embasamento da região estudada registra uma história complexa de acreções e colisões, sendo seus estágios finais desenvolvidos durante o Proterozóico Superior e o Paleozóico Inferior (Ramos, 1988). As suturas entre os distintos blocos e suas características têm controlado a evolução geológica de muitas bacias sedimentares desenvolvidas na Argentina no Mesozóico.

A acreção do microcontinente Cuyania à protomargem do Gondwana deu-se entre 460 e 440 Ma. Esse microcontinente é interpretado por Ramos (1996) como um bloco composto, uma vez que se reconhecem suturas internas ao bloco, identificadas em campo como uma grande faixa ofiolítica de possível idade Grenvilliana.

A orogenia Gondwana afetou a margem sudoeste da América do Sul durante o Mississipiano até o Neo-triássico, como parte final do amalgamento do supercontinente Pangea (Gregori et al., 2008; e Ramos, 2008). Logo após a formação desse supercontinente, uma série de riftes alongados com *trend* NW foram desenvolvidos na margem relacionada a fragmentação do Pangea durante o Triássico – Neo Jurássico (Ramos e Kay, 1991, Brito Neves et al., 2002; Veevers, 2005).

A inserção desses riftes foi controlada por suturas paleozoicas com *trend* NW relacionadas a orogenias Paleo-paleozóicas e a extensão foi concentrada nas capas dessas antigas zonas de falhas (Ramos, 2009). As bacias riftes foram preenchidas, predominantemente, por sedimentos piroclásticos e clásticos continentais. Essas bacias são compostas de muitos semi-grábens assimétricos ligados por zonas de acomodação. Essa geometria e a atividade tectônica combinada são os fatores mais importantes no controle da evolução das sequências sedimentares (Barredo 2005).

1.1.1. Objetivos

A escolha da área de estudo deve-se a carência de dados isotópicos das rochas e o posicionamento estratigráfico mais preciso. Isso permitirá um avanço nos estudos geocronológicos e estratigráficos da região.

O objetivo do trabalho é complementar o estudo geocronológico da sub-bacia Rincón Blanco descrito em Barredo (2010). Assim, estabelecer idades mais precisas para a deposição das unidades, e empregar a combinação das técnicas de análise *in*

situ U-Pb e Lu-Hf com LA-MC-ICP-MS em zircões das amostras das sub-bacias Rincón Blanco e Cerro Pontudo para o entendimento sobre a evolução da Bacia de Cuyo, Argentina.

1.1.2. Localização da Área

A área de estudo está localizada na Cordilheira dos Andes – Argentina, mais precisamente na província de San Juan. Sendo as sub-bacias mais ao norte do conjunto de depocentros da Bacia de Cuyo.

A sub-bacia Rincón Blanco está situada nos arredores da cidade de Barreal e o acesso é feito saindo da capital San Juan pela rodovia nacional 40, e posteriormente a rodovia provincial 149. A sub-bacia Cerro Puntudo segue o mesmo percurso até as proximidades da cidade de Calingasta, seguindo a norte pela rodovia provincial 412 até a cidade de Villa Nueva. **(Figura 1).**

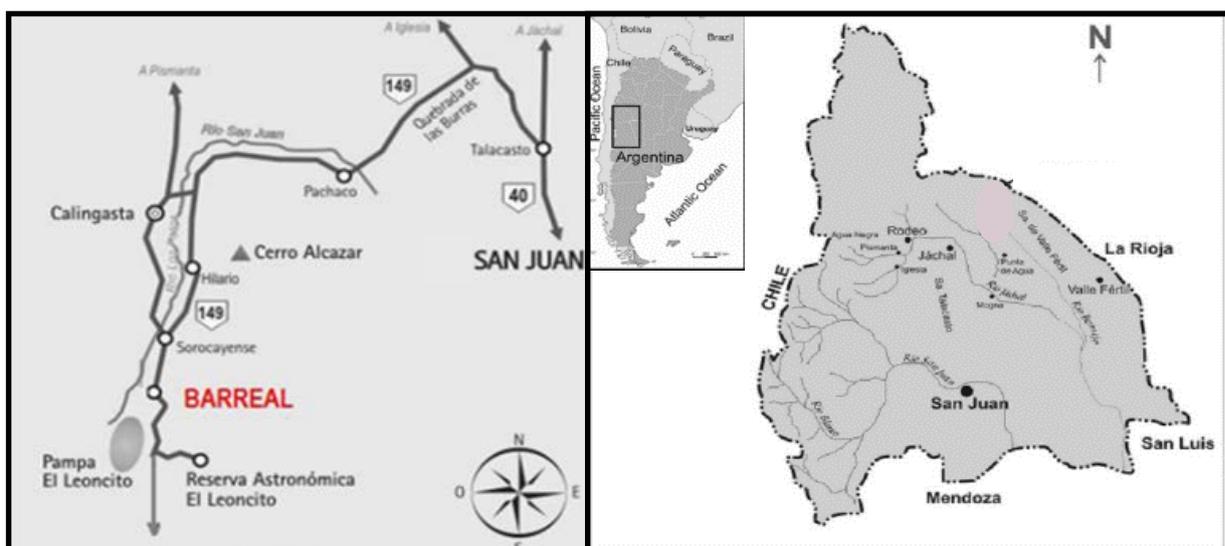


Figura 1: Mapa de localização dos depocentros Rincón Blanco e Cerro Puntudo.

O ciclo Famatiniano iniciou-se com a subducção da crosta oceânica que separava a protomargem do Gondwana de um arco intra-oceânico (o arco magmático Famatina). O clímax da atividade magmática nesse arco se deu entre 490 e 470 milhões de anos (Lazarte, 1992).

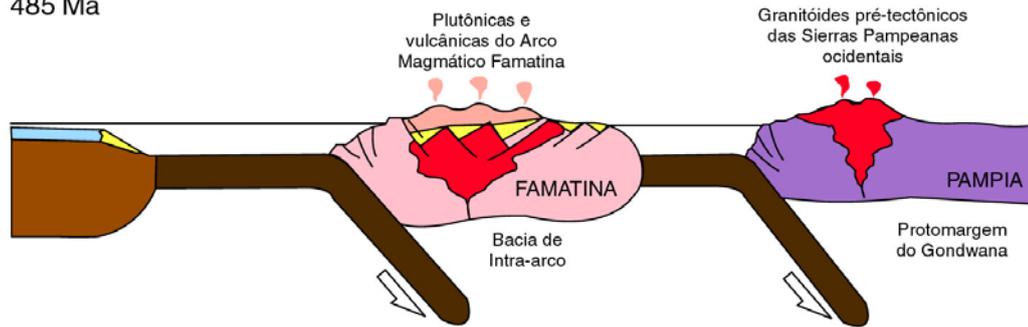
O segundo evento desse ciclo é marcado pela colisão do arco magmático Famatina à protomargem do Gondwana, em torno dos 470 Ma, com a geração de granitos colisionais (Ramos, 1999). Esse terreno é interpretado por Ramos & Vujovich (1993), como um terreno siálico de origem para-autóctone ao Gondwana.

O terceiro evento é caracterizado pela acresção do microcontinente Cuyania à protomargem do Gondwana, entre 460 e 440 Ma. Esse microcontinente é interpretado por Ramos (1996) como um bloco composto, uma vez que se reconhecem suturas internas ao bloco, identificadas em campo como uma grande faixa ofiolítica de possível idade Grenvilliana.

O quarto evento é entendido como a colisão de um novo bloco siálico, conhecido como Chilenia (Ramos et al., 1984) gera a orogenia Precordilheirana. Astini (1996) interpreta a colisão como tendo ocorrido no Eo-Devoniano, sendo que para Ramos (1988), ela ocorreu no Eo-Carbonífero, sendo conhecida como Orogenia Chañica, gerando a Sutura de Atuel, de grande importância para a geração da bacia de Cuyo no Triássico e inversão tectônica, no Cenozóico.

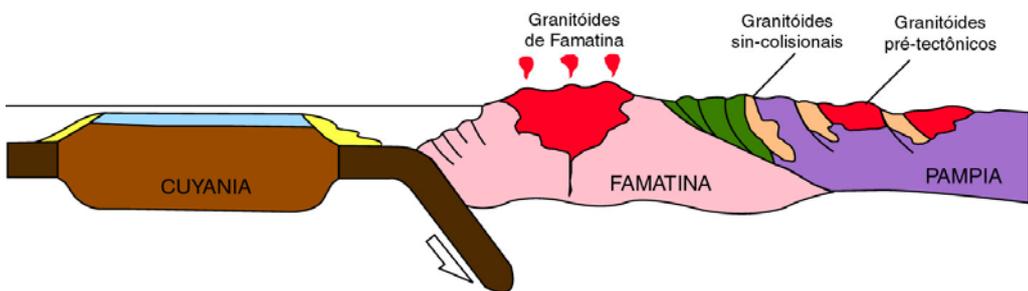
ARCOS MAGMÁTICOS ORDOVICIANOS

485 Ma



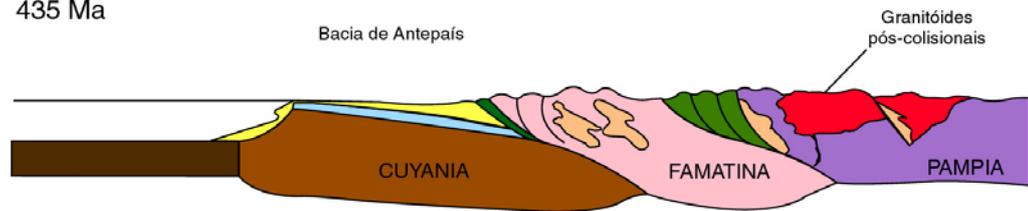
COLISÃO DO ARCO MAGMÁTICO FAMATINA

465 Ma



ACRESÇÃO DO TERRENO CUYANIA

435 Ma



ACRESÇÃO DO TERRENO CHILENIA

Carbonífero

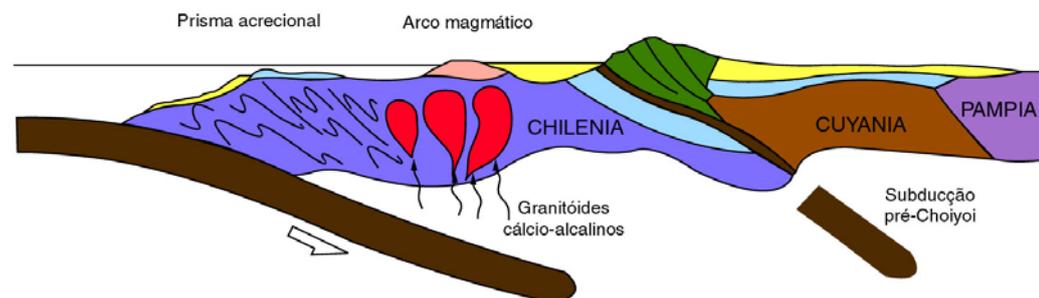


Figura 3: Esquema de evolução tectônica do setor central da Argentina (protomargem do Gondwana) durante o ciclo tectono-sedimentar Famatiniano (Ramos, 1999).

O início do ciclo Gondwânico é marcado por um intenso processo extensional com reativação de falhas Paleozóicas e um intenso vulcanismo (Uliana & Biddle, 1988), após o regime compressional do final do Paleozóico. Esse vulcanismo é conhecido como Ciclo Choiyoi, no limite Permo-Triássico.

As bacias triássicas são consideradas por diversos autores como bacias do tipo rifte (Uliana et al., 1989; Ramos & Kay, 1991; Ramos, 1992; Kokogian et al., 1993; entre outros) (**Figura 3**) com geometrias de meio-gráben (Spalletti, 1997).

Segundo Mpodozis & Kay (1990) o regime extensional responsável pela geração das bacias Triássicas está relacionado aos processos de adelgaçamento crustais e distensão pós-colisionais do Neo-Paleozóico.

Segundo Ramos & Kay (1991), as bacias Triássicas são sistemas de riftes desconectados entre si no início da evolução tectônica das bacias e, limitados por lineamentos tectônicos de primeira ordem em escala continental, relacionados a zonas de suturas crustais, formadas durante a acreção de sucessivos terrenos, como Cuyania e Chilenia.

Segundo Spalletti (1997) as bacias sedimentares Triássicas se caracterizam por sistemas de rifte passivos, gerados por mecanismos de cisalhamento simples e colapso extensional de regiões orogênicas, possibilitando a intrusão de magmas básicos de alta temperatura.

As bacias sedimentares triássicas podem apresentar diversos estados de preenchimento vinculados com a atividade dos sistemas de falhas, aportes sedimentares e intensidade do vulcanismo síncrono à sedimentação.

Durante o Cenozóico (Mioceno-Pleistoceno), instala-se, na margem ocidental do Gondwana, um regime compressional relacionado à Orogenia Andina, que gerou a reativação de antigas zonas de fraquezas crustais. A bacia de Cuyo foi então soerguida, pela inversão tectônica das suturas do Vale Fértil e de Atuel, além de outras falhas relacionadas.

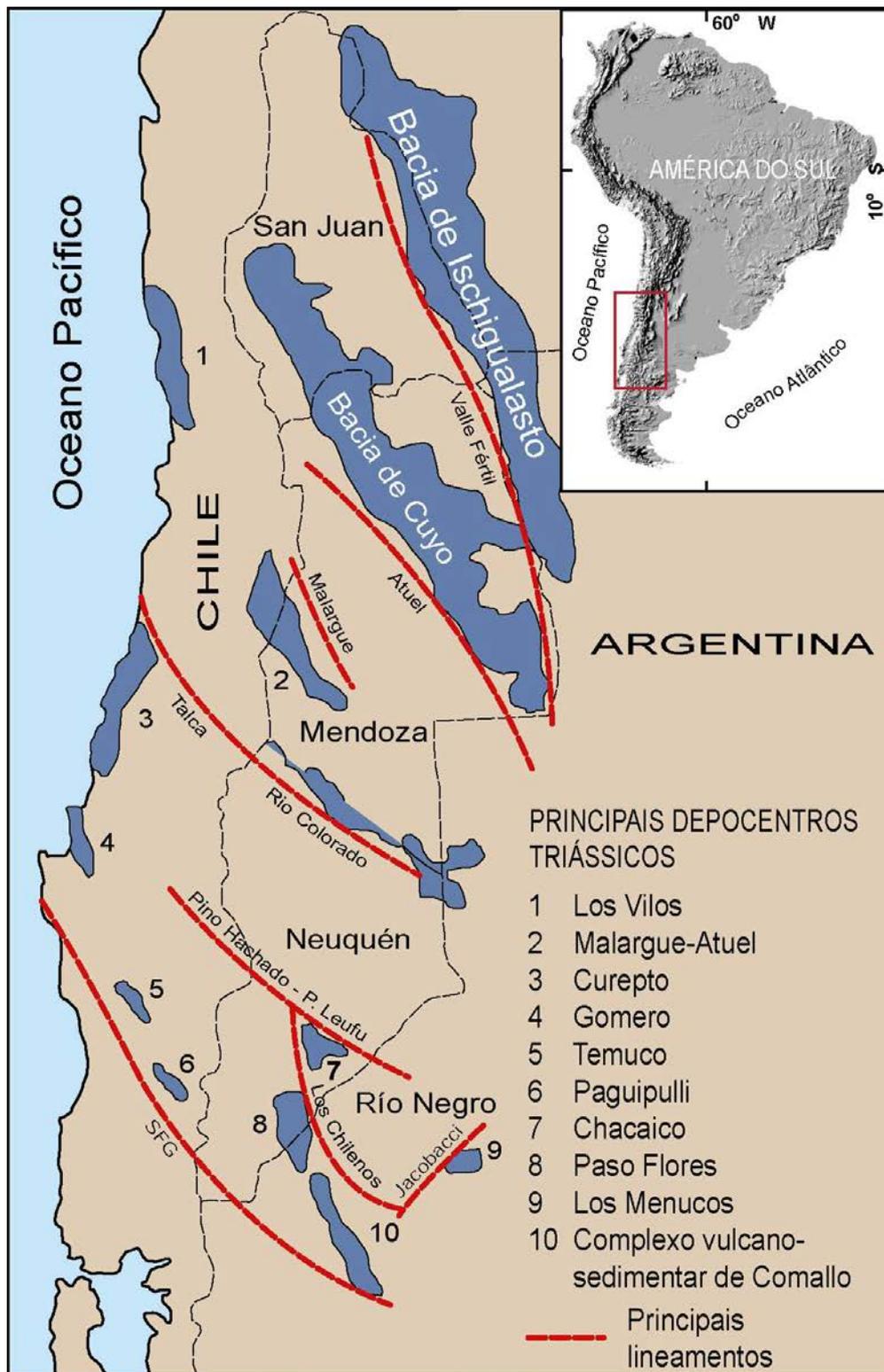


Figura 4: Principais bacias extencionais geradas durante o Triássico com suas respectivas bordas ativas, que se caracterizam pelos principais lineamentos crustais pré-existentes na região. Modificado de Spalletti (2001).

A Bacia Cuyana é o maior depocentro triássico do oeste da Argentina e seus afloramentos são expostos ao longo de ambos os flancos da Pre-cordilheira (**Figura 4**).

Esta bacia inclui pelo menos dois meio-grabens, sub-bacias a sul e norte, o que sugere diferentes polaridades das falhas mestras (e.g., Ramos e Kay, 1991; Legarreta et al, 1992; Barredo, 2005). Alguns autores têm considerado que ambos depocentros sugerem histórias geológicas independentes. No entanto, Strelkov e Álvarez (1984) uniu ambos depocentros por semelhanças litológicas e propôs uma história equivalente para o preenchimento de toda Bacia Cuyana. No hemigraben norte, a sedimentação é documentada por dois ciclos sedimentares relacionados com duas fases, o sin-rifte e o sin-rifte II, tal como foi proposto por Kokogian et al. (1993).

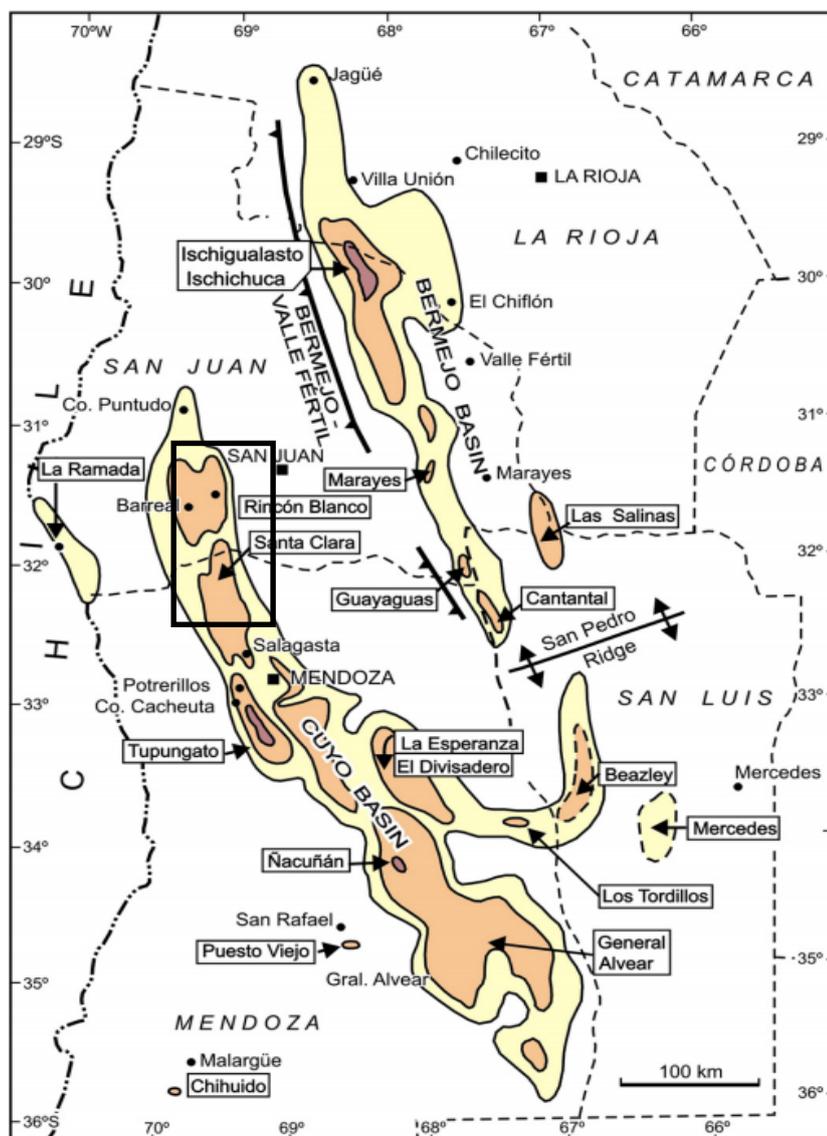


Figura 5: Depocentros pertencentes a Bacia de Cuyo, com destaque para área de estudo. Modificado de Barredo et al. 2011.

1.2.1. Geologia Local: Sub-Bacia de Rincón Blanco

A bacia Rincón Banco faz parte do fechamento norte da bacia Cuyana, consiste num hemigraben assimétrico de direção submeridional com 5 km de largura e 25 km de extensão com direção N-S.

É constituído por quase 3000 m de conglomerados grosseiros, não-marinhos de idade triássica intercalados com arenitos, folhelhos, tufos, argilitos tufáceos e rochas vulcânicas bidomais compostas de riolitos e tufos riolíticos associados com as rochas vulcânicas Choiyoi.

O embasamento das rochas sedimentares do Triássico na parte central e sul é formado por depósitos marinhos fortemente dobrados de idade Ordoviciano. A parte superior da seção é formada por conglomerados grosseiros intercalados com alguns andesitos e tufos. Esta seção foi recentemente atribuída ao Triássico (Barredo e Stipanovic, 2002).

O enchimento da bacia é representado pelo Grupo Blanco Rincón e fácies Marachemill (Barredo, 2004). O Grupo Rincón Blanco é composto da base para o topo: Formação Ciénaga Redonda, Cerro Amarillo, Panul, Corral de Piedra, Carrizalito, e Casa de Piedra.

As formações Redonda Ciénaga e Cerro Amarillo são caracterizadas por associação de três fácies: leques aluviais, rios efêmeros, e depósitos lacustres relacionados à primeira fase do rifteamento da bacia associados a uma simples falha de borda. As mudanças na direção de deslocamento da falha são responsáveis por variações na espessura e geometria destas unidades sin-extensionais, sendo mais espessa em direção ao centro da falha de borda, atingindo quase 1200m e afinando para o norte, correspondendo à ponta da falha com espessura de 100m; sendo observado o mesmo comportamento para oeste.

A formação Ciénaga Redonda com 400m de espessura foi depositada discordantemente sobre rochas ordovicianas. Sendo composta de conglomerados e brechas interpretados como depósitos de fluxo de detritos coesivos e os fluxos de detritos não-coesivos desenvolvidos em ambiente de fluxo não-canalizados. Intercalado com ignimbritos e escassos riolitos e tufos líticos. Esta associação de fácies está relacionada com leques aluviais proximais dominados por fluxos efêmeros.

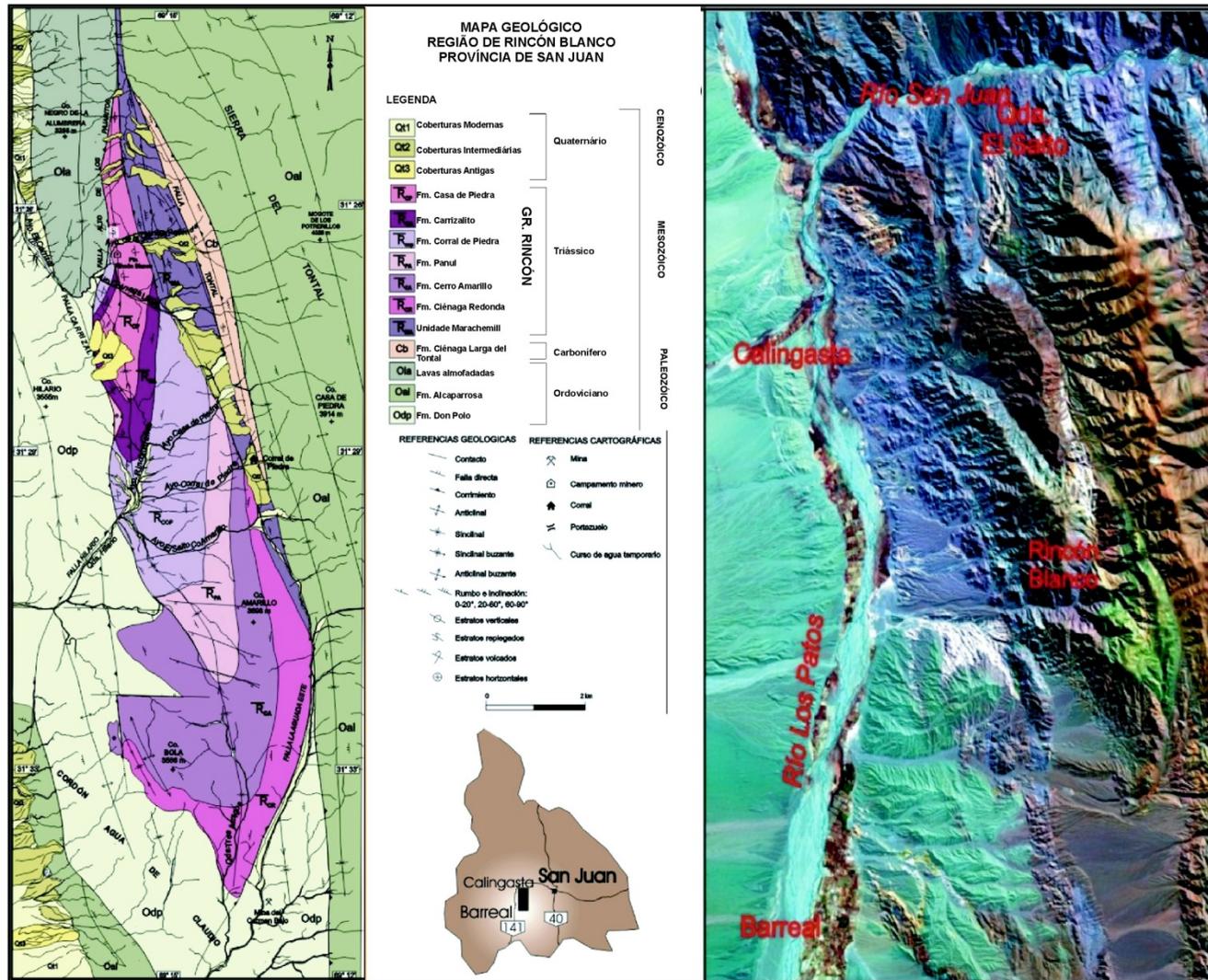


Figura 6: Mapa geológico da margem ativa de Rincón Blanco. Imagem de satélite da região onde aflora os sedimentos do hemigraben com a margem ativa a leste e a rampa para oeste, limitada por um traço do rio (Modificado de Barredo, 2004).

A Formação Cerro Amarillo corresponde na sua seção inferior a sistemas efêmeros com fluxos canalizados que se desenvolvem nas porções distais dos sistemas de leques aluviais passando a fácies lacustres e culminam com conglomerados lenticulares de origem fluvial com padrão granocrescente. A espessura máxima medida é de 600 m na área de Cerro Bola, onde se desenvolvem os principais níveis lacustres. Esta unidade representa o momento de maior espaço de acomodação da bacia com desenvolvimento de sequências transgressivas.

O começo do sinrifte II pode ser interpretado através do desenvolvimento dos leques aluviais da Formação Panul (**Figura 5**). O contato basal é pseudoconcordante com a Formação Cerro Amarillo como resultado da reativação extensional do sistema de falhas normais que originaram a bacia (Barredo 1999). Estes ambientes evoluíram para sistemas fluviais meandrantés e lagos rasos da Formação Corral de Piedra com aporte piroclástico num clima mais úmido caracterizando o primeiro estágio. O constante aprofundamento do lago deu lugar à formação de um grande corpo estável com importante produção de matéria orgânica identificado como Formação Carrizalito. Seu maior desenvolvimento é observado próximo a Casa de Piedra e Rincón Blanco, onde alcança 250 m, aflora para norte na formação Ciénaga Larga, e para oeste da área de Rincón Blanco desenvolve-se, somente, fácies rasas, ressaltando assim a assimetria da bacia. Até o topo as fácies profundas são substituídas por fácies rasas e por seqüências fluvio-deltáicas progradacional com ajuste granocrescente que caracterizam a base da Formação Casa de Piedra (**Figura 5**). Estas fácies são rapidamente substituídas por sistemas fluviais entrelaçados e meandrantés, acompanhadas de importante aporte piroclástico.

Os níveis identificados como Unidade Marachemill afloram na borda oriental da bacia. Sua deposição começa como rios arenosos acompanhados de intensa atividade vulcânica com desenvolvimento de níveis de tufos de caída e fluxos ignibríticos que a diferencia do Grupo Rincón Blanco. Esta seqüência passa gradualmente para leques aluviais grossos e com importante aporte piroclástico e riolítico. Seguem sistemas efêmeros que são substituídos por rios gravosos a arenosos com planícies de inundação bem desenvolvidas e finalmente a ambientes de rios efêmeros que evoluíram num clima semi-árido.

1.2.2. Geologia Local: Sub-Bacia de Cerro Puntudo

Os afloramentos mais setentrionais da Bacia Cuyana são desenvolvidos na área de Cerro Puntudo (**Figura 6**) e foram reconhecidos primeiro por Xicoy (1962). Posteriormente, Mombrú (1973) estudou as sucessões e dividiu a coluna triássica em duas unidades, Formações Cerro Puntudo e El Relincho, que abrange discordantemente o Grupo Permo-Triássico Choyoi (Mombrú, 1973; Strelkov e Alvarez, 1984; Sessarego, 1988). A sucessão triássica é tectonicamente truncado na parte superior.

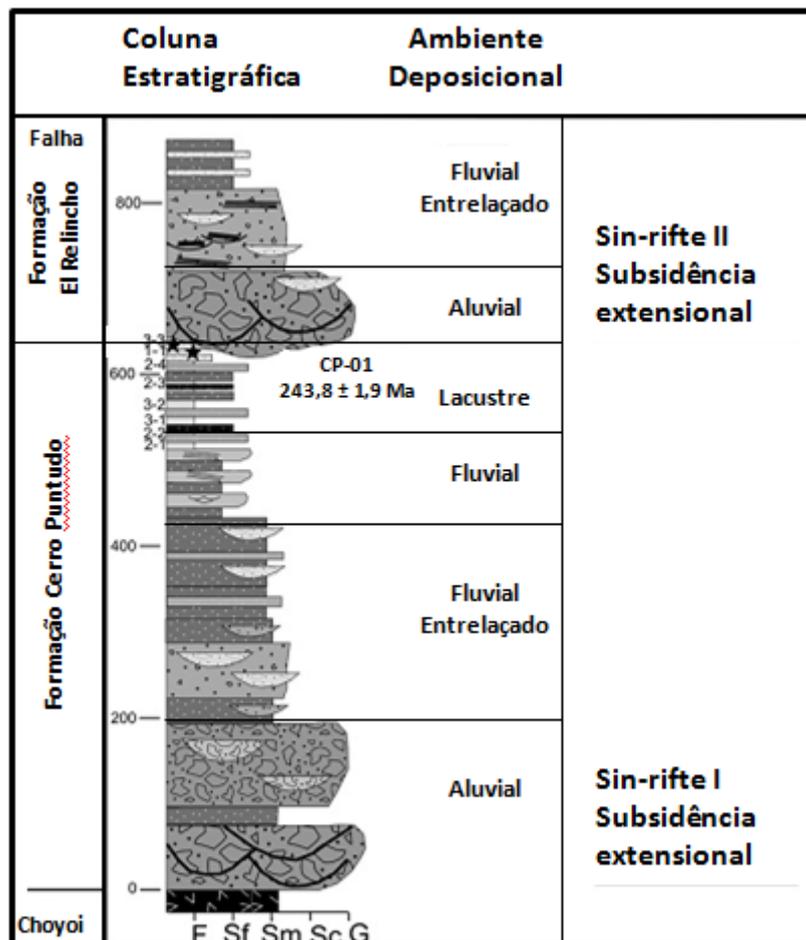


Figura 7: Sequência litoestratigráfica da sub-bacia Cerro Puntudo (F: lamito; Sf: arenito fino; Sm: arenito médio; Sc: arenito grosso; G: cascalho). Modificado de Mancuso et al. (2010).

O primeiro ciclo sedimentar (Formação Cerro Puntudo) começa com um pacote espesso com mais de 500 m de fan-conglomerados aluviais e arenitos grossos com estratificação cruzada plano-entrelaçada (**Figura 6**). A sucessão passa para um

sistema fluvial entrelaçado dominado por conglomerados e arenitos que estão dispostos em camadas lenticulares com estratificação cruzada. Estes depósitos aluviais sugerem um abundante fornecimento de sedimentos e um espaço de acomodação relativamente baixo na bacia, controlada por processos tectônicos durante a fase inicial do Sinrifte I (e.g., Kokogian et al, 1993;. Prosser, 1993; Gawthorpe e Leeder, 2000; Withjack et al, 2002).

Planícies de inundações e um sistema fluvial efêmero, caracterizado pelos arenitos finos e lamitos brancos, são desenvolvidos ao longo dos depósitos fluviais entrelaçado (**Figura 6**). Perto de Cerro Puntudo, a parte superior deste primeiro ciclo sedimentar compreende 75 m de espessura de calcários cinzentos bem estratificados, calcários estromatolíticos, lamitos marrom-avermelhados, arenitos vermelhos de granulometria fina, e tufo verdes depositados em um lago superficial rico em carbonato. Para o sudeste, os depósitos lacustres são dominados por fácies siliciclásticas constituídas de argilitos de marrom-avermelhados, arenitos finos vermelhos e tufo verdes, com um padrão de paleocorrentes do sul. Estas 5 fácies sugerem que a taxa de sedimentação para a bacia foi menor do que a geração de espaço de acomodação (e.g., Prosser, 1993; Gawthorpe e Leeder, 2000;. Withjack et al, 2002).

O segundo ciclo sedimentar, representado pela Formação El Relincho, inicia-se no ponto em que a deposição lacustre é substituída pela deposição de fácies fanaluviais com uma espessura exposta de aproximadamente 50 m. Uma discordância erosiva, produzida por uma diminuição do nível de base, separa unidades vulcano-sedimentares das formações de Puntudo Cerro e El Relincho (**Figura 6**). A sucessão El Relincho é dominada por ortoconglomerados verdes exibindo clastos piroclásticos da Formação Cerro Puntudo, e uma mistura de matriz piroclástica e siliciclástica. A sucessão passa para cima a 150 m de arenitos marrom-avermelhados, grosseiro a médio com estratificação cruzada depositados em configuração fluvial entrelaçado. As fácies aluvio-fluvial mostram uma sedimentação abrupta num espaço de acomodação relativamente baixo na bacia, que foi possivelmente controlado por processos tectônicos durante o início da fase Sinrifte II (e.g., Kokogian et al, 1993.; Prosser, 1993; Withjack et al, 2002).

1.3. Métodos e Técnicas Analíticas

O zircão ($ZrSiO_4$) é um mineral acessório comum em muitos tipos de rochas. Conhecido por incorporar uma variedade de elementos menores e traços, o zircão tem a capacidade de reter química substancial e informações isotópicas levando a sua utilização em uma ampla gama de investigações geoquímicas, incluindo estudos sobre a evolução da crosta terrestre e o manto (Hancar & Miller, 1993).

É um dos minerais de uso mais confiável em geocronologia U-Pb, por comportar-se como sistema relativamente fechado e apresentar quantidades elevadas de U e Th. A quantidade de Pb comum é muito pequena a nula, o que possibilita obter erros muito pequenos nas idades.

A concentração de Lu é baixa, sendo a razão Lu/Hf normalmente menor que 0,002. Assim, a razão $^{176}Hf/^{177}Hf$ do zircão pode ser considerada como sendo o valor inicial de quando ele foi cristalizado. Outra característica que torna o zircão um mineral de interesse é sua alta resistência para eventos termais posteriores, pois a temperatura de fechamento do Hf no zircão é de 200°C, mais alta do que a do Pb, mostrando que o Hf permanece isotopicamente fechado durante a maioria dos eventos termais (Faure, 1986).

Idades U-Pb combinadas com a assinatura isotópica de Hf e idade modelo Lu-Hf obtidas no mesmo grão de zircão permite distinguir episódios magmáticos que adicionaram material do manto juvenil daqueles eventos de reciclaram a crosta existente (Gerdes & Zeh 2006).

1.3.1. Preparação de Amostras

A preparação das amostras é feita de acordo com as etapas abaixo:

- Os zircões são separados utilizando líquidos densos e separador magnético Frantz;
- Em seguida são fixados numa fita dupla face em fileiras identificadas com códigos para cada amostra;
- É utilizado um cilindro de PVC de 2cm de diâmetro, o mesmo é preenchido com araldite.
- Após a montagem da seção e polimento dos grãos, são feitas às imagens no MEV por Back-Scattering no CME-UFRGS, para avaliar a

posição exata do spot a ser feito no grão, considerando um somatório de informações, como o tamanho do grão em relação ao diâmetro do spot de laser, diferentes fases envolvidas no zircão, eventuais fraturas, etc.

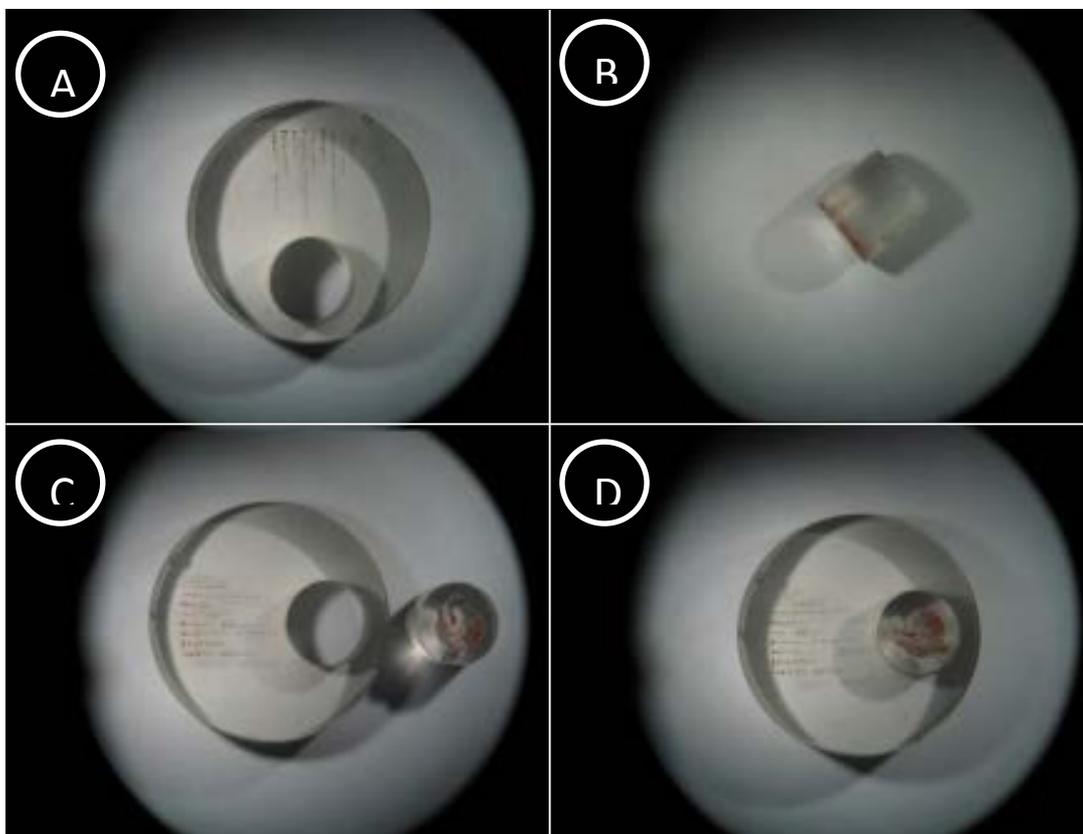


Figura 8: Imagens da seção com zircões e padrão. A) Seção com zircões das diferentes famílias em fileiras verticais; B) Detalhe do padrão embutido em um cilindro 8mm de diâmetro; C) Seção da amostra e padrão GJ-1 separados; D) Seção da amostra com o padrão GJ-1 prontos para análises.

1.3.2. Datação de U-Pb em zircão

Para o presente estudo, as análises U-Pb foram executadas no LGI-UFRGS com o equipamento MC-ICP-MS (Multi Collector- Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer - Neptune, ThermoFinnigan) e uma microsonda a laser acoplada (UP 213, Nd:YAG, New Wave) com coletores configurados para medições simultâneas de Th, isótopos de U, Pb e Hg.

O método U-Pb é frequentemente utilizado na geocronologia porque ao contrário de todos os outros cronômetros ele explora duas séries de decaimento, ²³⁵

U para ^{207}Pb e ^{238}U para ^{206}Pb e tanto o U 238 e U 235 constantes de decaimento de U são relativamente precisos. As meias-vidas de ^{238}U e ^{235}U são, respectivamente, 4,5 Ga. e 0,7 Ga.

Naturalmente, o Pb ocorre em quatro isótopos estáveis: ^{208}Pb (52,4%), ^{207}Pb (22,1%), ^{206}Pb (24,1%) e ^{204}Pb (1,4%), sendo ^{208}Pb , ^{208}Pb e ^{208}Pb .

No LGI-UFRGS utiliza-se o zircão GJ-1, padrão internacional do GEMOC ARC *National Key Center*, Austrália, para as correções nas razões isotópicas. Os teores de U, Th e Pb variam consideravelmente, mas trata-se de um padrão muito homogêneo em termos de razão entre os radiogênicos e respectivos isótopos pais, da mesma forma que razões $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^*$ (onde * refere a fração radiogênica).

O LA-MC-ICP-MS (Laser ablation-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) é um equipamento acessório acoplado ao MC-ICP-MS, permitindo a análise de forma pontual de amostras sólidas (minerais, pastilhas de rocha prensada ou fundida com metaborato de sódio, polímeros, metal) sem passar por processo de dissolução úmida (**Figura 7**). É acoplado a um microscópio petrográfico, permitindo a escolha precisa do domínio pontual restrito que se pretende analisar (**Figura 8**). O módulo laser ablation é muito versátil, permitindo microanálises com tamanho de spot variado (20 a 100 μm). As análises são muito rápidas e com baixo custo comparado ao Shrimp.

As análises U-Pb das amostras da área estudada, foram executadas no LGI-UFRGS com o equipamento MC-ICP-MS (Neptune, ThermoFinnigan) e uma microsonda a laser acoplada (UP 213, Nd:YAG, New Wave).

A **tabela 1** mostra a configuração mista dos coletores Faraday e multiplicadores de íons (MIC's) utilizada para as medidas simultâneas dos isótopos de Th, U, Pb e Hg.

MIC3	MIC4	L4	MIC6	L3	Axial	H2	H4
^{202}Hg	^{204}Hg ^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb		^{232}Th	^{238}U

Tabela 1: Configuração dos coletores Faraday e MIC's adotada para as análises de U-Th-Pb.

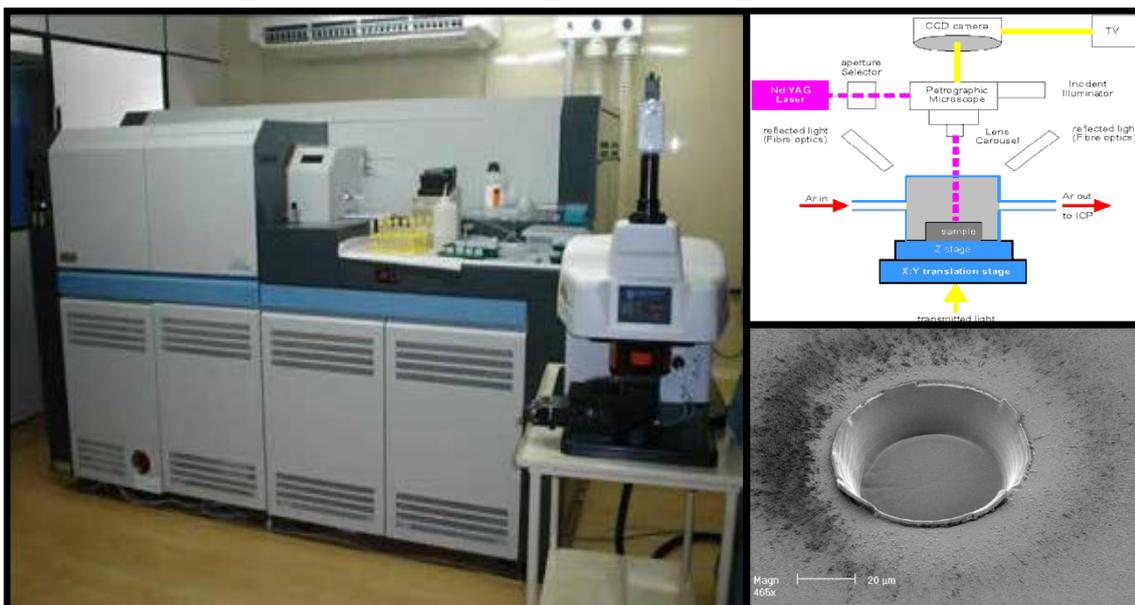


Figura 9: Ilustração do MC-ICP-MS Neptune (ThermoFinnigan) com a microssonda a laser UP213 (New Wave) acoplada, utilizados para as análises *in situ* de U-Pb em zircão no LGI-UFRGS.

O padrão GJ-1 foi utilizado com intervalo de cada 10 análises de zircão para correções necessárias e fracionamento interno. O valor de ^{204}Pb foi corrigido para ^{204}Hg , assumindo razão de $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ de 4,355. A correção de ^{204}Pb comum, baseada na medida simultânea de ^{202}Hg foi insignificante na maioria das análises. Quando a correção de Pb comum foi necessária, a composição isotópica do Pb foi assumida de acordo com a evolução isotópica proposta por Stacey & Kramer (1975), usando idades estimadas.

Para cada ciclo de 10 amostras e padrão foram medidos valores de branco e os valores obtidos foram subtraídos das medições das amostras. O tamanho do furo varia entre 25 e 40 μm , por isso os grãos a ser analisados devem ter tamanhos superiores a 20 μm . O tamanho do spot é definido no momento da análise devido ao sinal do ^{207}Pb que não deve ser inferior a 10.000 cps. Nestes casos deve-se aumentar o tamanho do spot e/ou a intensidade da potência do laser, **tabela 2**.

Após os ajustes de branco e Pb comum, as proporções e seus erros absolutos (1 sigma) de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ foram calculados em uma planilha Excel e as interpretações foram feitas como proposto por Youden (1951) e Sylvester & Ghaderi (1997).

		Análises U-Pb	Análises Lu-Hf
MC-ICP-MS	Instrumento	Neptune (ThermoFinnigan)	Neptune (ThermoFinnigan)
	Potência	1200W	1200W
	Ar Resfriador:	15 L/min	16 L/min
	Ar Auxiliar:	0,73 L/min	0,75 L/min
	Ar Transportador:	0,75 L/min	0,75 L/min
	Modo de Análise	Estático	Estático
	Deteção	Coletores Faraday e MIC's	Coletores Faraday
LASER ABLATION	Instrumento	UP-213 (Nd:YAG) New Wave	GeoLas (ArF excimer 193nm)
	Diâmetro do furo	25 e 40µm	49µm
	Energia	4 - 6 J/cm ²	5 J/cm ²
	Frequência	10 Hz	10 Hz
	Tempo de integração	1,049s	1,049s
	Total da ablação	50s	60s
	Fluxo de He	0,9 L/min	1,3 L/min

Tabela 2: Parâmetros analíticos adotados para as análises de U-Pb e Lu-Hf.

1.3.3. Datação de Lu-Hf em zircão

Os primeiros estudos isotópicos para Hf foram feitos com o uso do TIMS, com quantidades em microgramas por digestão ácida e separação de Lu-Hf por colunas de troca catiônica (Patchett et al., 1981). Porém o TIMS apresenta uma baixa eficiência de ionização para o Hf e para os resultados serem mais precisos são necessárias grandes quantidades de amostras. Apesar da restrição, muitas análises foram feitas em zircão devido à alta concentração de Hf no mineral.

Atualmente os equipamentos mais utilizados para a metodologia Lu-Hf em zircão são o Laser Ablation e o ICP-MS. Trabalhos como Gerdes & Zeh 2006, Nedel et al. 2007 e Gerdes & Zeh 2009, mostram que os efeitos do fracionamento nos processos de ablação dos minerais podem ser monitorados por padrões internos e externos de zircões, que o uso de múltiplos coletores compensam a instabilidade do plasma com uma precisão próxima a obtida do TIMS.

O elemento Hf é muito abundante chegando além de 10000 ppm (Hoskin & Schaltegger, 2003) em muitos zircões pelo fato dele substituir facilmente o Zr na sua estrutura. O Hf pertence ao grupo IVB (valência +4), é um elemento de elevado potencial iônico (HFSE - *High Field Strength Element*), possui raio iônico de 0,81 Å e propriedades químicas similares ao do zircônio (Zr⁺⁴, 0,80 Å). Além do zircão, o Hf pode ser também encontrado em alta concentração na badeleíta, em torno de 1,33 % (Faure, 2005).

O Lu é o último elemento na faixa dos Terras Raras Pesados (ETRP), trivalente, faz parte do grupo dos lantanídeos e é o elemento que apresenta o menor raio atômico neste grupo (0,93 Å). O Lu está presente em todos os tipos de rocha (Faure, 1986), mas em concentrações baixas e sempre junto ao itérbio (Yb).

O Hf possui seis isótopos naturais: ^{174}Hf (0,16 %), ^{176}Hf (5,2 %), ^{177}Hf (18,6 %), ^{178}Hf (27,1%), ^{179}Hf (13,63 %) e ^{180}Hf (35,1 %). Já o Lutécio possui somente dois isótopos, o ^{175}Lu (97,4 %) e o ^{176}Lu (2,59 %). Sendo que o isótopo ^{176}Lu é um radionuclídeo que decai espontaneamente para o ^{176}Hf liberando uma partícula beta. Devido a este decaimento, o ^{176}Hf aumenta com o tempo nas rochas e nos minerais e a idade Lu-Hf de rochas e minerais pode ser calculada a partir da equação 1:

$$\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} = \left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_I + \frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}} \left(e^{\lambda t} - 1 \right) \quad (1)$$

Onde o t é o tempo decorrido desde a formação da rocha ou do mineral e o λ é a constante de decaimento de ^{176}Lu . Hoje, ainda se tem incerteza referente ao melhor valor a ser assumido para a constante de decaimento. Baseado em meteoritos Patchett & Tatsumoto (1980) propuseram o valor de $1.94 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$. Um trabalho mais recente de Söderlund et al. (2004) sugerem um valor mais preciso e um pouco menor de $1,867 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$, baseando-se em resultados de Lu-Hf de diferentes minerais de doleritos Sorkka e Karlshegn da Suécia e Finlândia, sendo o valor adotado para o presente trabalho.

A metodologia Lu-Hf nos possibilita, além da determinação da idade de diferenciação, estabelecer um indicador petrogenético denominado de ϵ_{Hf} . O parâmetro ϵ_{Hf} consiste basicamente na comparação da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ da amostra estudada para a época de sua formação ou de seu valor atual, com um reservatório condrítico uniforme padrão (CHUR). Este fator auxilia na identificação das fontes de magmas e de processos de formação de rochas e mineralizações e é expresso conforme a equação 2:

$$\epsilon^t(\text{Hf}) = \left[\frac{\left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{sm}^i}{\left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{ch}^i} - 1 \right] \times 10^4 \quad (2)$$

Se na época de cristalização da rocha seu magma progenitor tiver uma razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ mais elevada que o condrito, o ϵ_{Hf} será positivo, significando que a fonte deste magma possuía a razão Lu/Hf mais elevada que o condrito, ou seja, a fonte seria o manto superior. Por outro lado, se quando da formação da rocha, seu magma progenitor possuía uma razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ menor que a do condrito, o valor de ϵ_{Hf} é

negativo e, portanto, a fonte destas rochas tinha uma razão Lu/Hf menor que o condrito, como é o caso dos magmas de origem crustal. Portanto, quando o parâmetro ϵ_{Hf} é positivo a fonte é em geral de origem mantélica, e quanto maior for o seu valor mais empobrecido geoquimicamente é este manto do qual se derivou. Outra informação que pode ser obtida pela metodologia é a idade modelo do “manto empobrecido” (DM - *Depleted Mantle*). Este modelo admite que o manto sofrera episódios de fracionamento envolvendo a extração de magmas basálticos para a geração de crosta continental e causou o empobrecimento em elementos leves (LILE – *Large Ion Lithophile Elements*) e também dos elementos terras raras leves (ETRL) neste reservatório (Nebel et al., 2007). O resultado dessas diferenciações é um manto residual enriquecido na razão Lu/Hf e empobrecido geoquimicamente em elementos litófilos. A idade modelo do manto empobrecido pode ser calculada pela equação 3:

$$T_{DM} = \frac{t_{(U/Pb)}}{1000} + \frac{1}{0.01867} \times \ln \left(1 + \frac{\left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{177}\text{Hf} \right)_{sm}^t - \left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{177}\text{Hf} \right)_{DM}^t}{\left(\frac{{}^{176}\text{Lu}}{177}\text{Hf} \right)_{sm}^t - \left(\frac{{}^{176}\text{Lu}}{177}\text{Hf} \right)_{DM}^0} \right) \quad (3)$$

Onde os valores assumidos hoje do manto empobrecido para as razões ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ e ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}$ são iguais a 0,28325 e 0,0388, respectivamente (Andersen et al., 2009). A idade T_{DM} é calculada a partir da composição isotópica inicial de Hf do momento que o zircão cristalizou e da razão Lu/Hf da crosta precursora, seja ela de composição máfica ou félsica (Pietranik et al., 2008). Portanto, é importante realizar as análises de U-Pb e Lu-Hf sobre a mesma porção de um grão de zircão, a fim de recalculá-lo o ϵ_{Hf} e a idade T_{DM} do momento de sua cristalização.

GeoLas (ArF excimer laser de 193 nm), é um sistema de ablação a laser acoplado ao MC-ICPMS (Neptune). As análises foram feitas no Centro de Inovação Inco de micro-análise (MAF IIC) da Universidade Memorial de Newfoundland (MUN).

Os padrões utilizados durante a análise Hf foram Plešovice (Slama et al., 2008) e 91.500 (Blichert-Toft, 2008). Os valores ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ para os padrões em três sessões de laser foram reproduzidas, dentro da margem de erro, proporcionando resultados de 0,282482 0,000043 \pm (n = 50, 2DP) para Plešovice e 0,282305 0,000061 \pm 254 (n = 25, 2DP) para 91500 (Bertotti et al., 2011).

	L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3
Isótopos	${}^{171}\text{Yb}$	${}^{173}\text{Yb}$	${}^{174}\text{Hf}$	${}^{175}\text{Lu}$	${}^{176}\text{Hf}$	${}^{177}\text{Hf}$	${}^{178}\text{Hf}$	${}^{179}\text{Hf}$
Interferentes			${}^{174}\text{Yb}$		${}^{176}(\text{Yb}+\text{Lu})$			

Tabela 3: Configuração dos coletores Faraday adotada para as análises de Lu_hf.

O tamanho do spot utilizado para todas as análises foi de 49 μm , com energia do laser de 5 J/cm^2 e taxa de repetição de 10 Hz (**Tabela 2**). Todos os sinais são corrigidos com valores de branco utilizando a média de 20-25 pontos registrados, como linha-base do branco do gás antes da ablação. Os isótopos ^{175}Lu , ^{171}Yb e ^{173}Yb foram monitorados durante a análise e as abundâncias relativas foram utilizadas para calcular as interferências ^{176}Lu e ^{176}Yb , que foram subtraídos ^{176}Hf (**Tabela 3**).

Os dados foram corrigidos em uma planilha do Excel usando $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,7325$ (Patchett et al., 1981), $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0.2656$ (Chu et al., 2002), $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb} = 1,1301$ e $0,7938 = ^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}$ (Segal et al., 2003). As análises de Hf foram realizadas apenas em zircões concordantes com idades U-Pb, e os valores ϵHf foram calculados onde a idade U-Pb foi medida para cada grão.

1.4. Referências Bibliográficas

- Andersen, T., Andersson, U.B., Graham, S., Åberg, G., AND Simonsen, S.L., 2009. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Palaeoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *J. Geol. Soc.* 166: 233-247.
- Astini, R.A., 1996. Las fases diastóricas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste argentino. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 5: 509-526, Buenos Aires.
- Barredo, S.P., Ottone, G., Marsicano, C., Rodriguez Amenábar, C., 1999. Continental Biotic Association of the Triassic Rincón Blanco Subasin, Argentina. 7° International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems (Buenos Aires), Actas, pp. 8–9.
- Barredo, S.P., Stipanovic, P., 2002. In: Stipanovic, P.N., Marsicano, C.A. (Eds.), *El Grupo Rincón Blanco: Léxico Estratigráfico de la Argentina*, Asociación Geológica Argentina Serie B, 26, pp. 113–114.
- Barredo, S.P., 2004. Análisis estructural y tectosedimentario de la subcuenca de Rincón Blanco, Precordillera Occidental, provincia de San Juan. PhD Thesis, Universidad de Buenos Aires (unpublished), 325 pp.
- Barredo, S.P., 2005. Implicancias estratigráficas de la evolución de las fallas normales del hemigraben Rincón Blanco, cierre norte de la cuenca Cuyana, provincia de San Juan. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas electrónicas. 9 pp. Mar del Plata.

- Barredo, S.P, Ramos, V., 2010. Características tectónicas y tectosedimentarias del hemigraben Rincón Blanco: una síntesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1), 133e145.
- Barredo, S.P., Chemale, F., Marsicano, C., Ávila, J., Ottone, E.G., Ramos, V.A., 2012. Tectono sequence stratigraphy and U–Pb zircon ages of the Rincón Blanco Depocenter, northern Cuyo Rift, Argentina. *Gondwana Research* 21 (2012) 624–636.
- Bertotti et al., 2011
- Blichert-Toft, J., 2008. The Hf isotopic composition of zircon reference material 91500. *Chem. Geol.* 253: 252-257.
- Brito Neves, B.B. de, Van Schmus, W.R., Fetter, A., 2002. North-western Africa-Northeastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences* 34 (3–4), 275–278.
- Chu, N.C., Taylor, R.N, Chavagnac, V., Nesbitt, R.W, Boella, M., Milton, J.A, 2002. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *J. Anal. At. Spectrom.* 17: 1567–1574.
- Faure, G., 1986. *Principles of Isotope Geology*, 2nd ed., New York: John Wiley and Sons, 589p.
- Faure, G., 2005. *Isotopes: Principles and Applications*, 3rd ed., New York: John Wiley & Sons, 897p.
- Gawthorpe, R.L., Leeder, M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basin. *Basin Research* 12, 195e218.
- Gerdes, A. & Zeh, A. 2006. Combined U/Pb and Hf isotope LA-(MC) ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters* 249, 47/61.
- Gerdes, A. & Zeh, A., 2009. Zircon formation *versus* zircon alteration – New insights from combined U-Pb and Lu-Hf *in-situ* LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chem Geol* 261: 230–243.
- Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Strazzere, L., Raniolo, A., 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research* 14 (3), 429–450.
- Hanchar, J.M. and Miller, C.F., 1993. Zircon zonation patterns revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal history. *Chem Geol* 110: 1–13.

- Hoskin, P. and Schaltegger, U. 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. In: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53: 27-62.
- Kokogian, D.A., Seveso, F.F., Mosquera, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. In: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geología Argentina and 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Relatorio, pp. 65–78. Mendoza.
- Lazarte, J.E., 1992. La Formación Chango Real (NW de Sierras Pampeanas, República Argentina), ejemplo del magmatismo paleozoico (Cámbrico?). *Diferencias geoquímicas con batolitos ordovícicos: Estudios Geológicos* 48: 257-267, Madrid.
- Legarreta, L., Kokogian, D.A., Dellapé, D., 1992. Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: ¿Cuánto de inversión tectónica? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47, 83e86.
- Mancuso, A.C., Chemale, F., Barredo, S.P., Ávila, J., Ottone, E.G., Marsicano, C., 2010. Age constraints for the northernmost outcrops of the Triassic Cuyana Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 30 (2), 97–103.
- Martínez, A., Barredo, S., Giambiagi, L., 2006. Modelo geodinámico para la evolución magmática Permo-Triásica entre los 32_ y 34_LS, Cordillera Frontal de Mendoz
- Mombrú, C., 1973. Observaciones geológicas en el Valle Calingasta-Tocota, Provincia de San Juan. Informe Inédito YPF.
- Mpodozis, C. e KAY, S.M., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana. Andes Chilenos, 28°-31° S. *Revista Geológica de Chile* 17(2): 153-180, Santiago.
- Patchett, P.J., and Tatsumoto, M., 1980. Hafnium isotope variations in oceanic basalts. *Geophys Res Lett* 7: 1077 1080.
- Patchett, P.J., Kouvo, O., Hedge, C.E., Tatsumoto, M., 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.* 78: 279-297.
- Pietranik, A.B., Hawkesworth, C.J., Storey, C.D., Kemp, A.I.S., Sircombe, K.N., Whitehouse, M.J. & Bleeker, W. 2008. Episodic, mafic crust formation from 4.5 to 2.8 Ga: New evidence from detrital zircons, Slave craton, Canada. *The Geological Society of America*, 36(11):. 875–878.
- Prosser, S., 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: Williams, G.D. and Dobb, A. (Eds.), *Tectonic and sequence stratigraphy*. Geological Society, Special Publication 71, 35–66. London.
- RAMOS, V.A., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., KAY, S.M., CORTÉS, J.M. y PALMA, M.A., 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución

paleozoica de los Andes Centrales. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 84-106, Buenos Aires.

- Ramos VA, 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America—a collisional history. *Episodes* 11:168–174.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. In: Harmon, R.S., Rapela, C.W. (Eds.), *Andean Magmatism and its Tectonic Setting: Geological Society of America, Special Paper*, 265, pp. 79–91.
- Ramos, V.A., 1992. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 5: 2-9.
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Kay, S.M. y McDonough, M.R., 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: la Sierra de Pie de Palo y su integración al supercontinente proterozoico. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 343-357, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Alonso, R.N., 1995. El mar paranense en la provincia de Jujuy. *Revista Instituto de Geología y Minería* 10: 73-82, Jujuy.
- Ramos, V.A. y Álvarez, P., 1996. Early Mesozoic Tectonics of the High Andes of Argentina and Chile. En: Riccardi, A.C. (Ed.): *Advances in Jurassic Research, GeoResearch Forum* 1-2: 387-396, Transtec Publications, Zurich.
- Ramos, V.A., 2008. Patagonia: A Paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26 (3), 235–251.
- Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: main geologic features and the Andean orogenic cycle. In: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W. (Eds.), *Backbone of the Americas: shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision: Geological Society of América, Memoir*, 204, pp. 31–65.
- Segal, I., Halicz, L., Platzner, I., 2003. Accurate isotope ratio measurements of ytterbium by multiple collection inductively coupled plasma mass spectrometry applying erbium and hafnium in an improved double external normalization procedure. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 18,1217–1223.
- Sessarego, H.L., 1988. Estratigrafía de las secuencias epiclasticas devonicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de las sierras del Tigre. Provincia de San Juan, Universidad de Buenos Aires, pp. 308, Ph.D. Thesis.
- Slama et al. 2008. Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* 249: 1-35. Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26, 207–221.

- Söderlund, U., Patchett, J.P., Vervoot, J.D., and Isachsen, C.E., 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 219: 311–324.
- Spalletti, L.A., 2001. Modelo de sedimentación fluvial y lacustre en el margen pasivo de un hemigraben: el Triásico de la Precordillera occidental de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56 (2): 189-210.
- Stacey, J.S. & Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26:207–221.
- Strelkov, E.E., Alvarez, L.A., 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la cuenca triásica mendocina - sanjuanina. 9° Congreso Geología Argentina, Actas 3, 115–130.
- Sylvester, P.J., Ghaderi, M., 1997. Trace element analysis of scheelite by excimer laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (ELA681ICP-MS) using a synthetic silicate glass standard. *Chemical Geology* 141,49-65.
- Sylvester, P., 2008. Laser Ablation ICPMS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues. Vancouver, vol. 40, 348p.
- Uliana, M.A., Biddle, K., 1988. Mesozoic–Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18, 172e190.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T., Cerdan, 1989. Mesozoic–Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18, 172–190.
- Veevers, J.J., 2005. Edge tectonics (trench rollback, terrane export) of Gondwanaland- Pangea synchronized by supercontinental heat. *Gondwana Research* 8 (4),449–456.
- Withjack, M. O., Schilche, R., W. y Olsen, P. A., 2002. Rift-Basin structure and its influence on sedimentary systems. En: *Sedimentation in Continental Rifts*, Society for Sedimentary Geology Special Publication, 73: 57-81.
- Woodhead, J., Hergt, J., Shelley, M., Eggins, S., and Kemp, R., 2004. Zircon Hf-isotope analysis with an excimer laser, depth profiling, ablation of complex geometries and concomitant age estimation. *Chem Geol* 209:121–135.
- Xicoy, A.N., 1962. Levantamiento geológico expeditivo. Zona Iglesias-Calingasta (San Juan) Informe Yacimientos Carboníferos Fiscales, Buenos Aires.
- Youden, W.J., 1951. Statistical methods for chemists. *Journal of the Royal Statistical Society*. New York, Wiley, 126 p.

CAPÍTULO II

2.1 Artigo submetido aos Anais da Academia de Ciências Brasileiras

Nature of basement rocks of the NW segment of Triassic Cuyo basin, (Argentina) based on combined U-Pb and Lu-Hf isotope data of zircon from volcanogenic rocks

Natureza do embasamento da porção NW da Bacia Triássica Cuyo (Argentina) baseada nos dados isotópicos combinados de Lu-Hf e U-Pb de rochas vulcanogênicas

Dayvisson Justino¹, Farid Chemale Jr², Anelise Bertotti³

1. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Bairro Agronomia, CEP 91509-970, Porto Alegre, RS, Brasil.

2. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Av. Unisinos, 950, Bairro Cristo Rei, CEP 93022-000, São Leopoldo, RS, Brasil.

3. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe, Av. Marechal Rondon S/N, Bairro Rosa Elze, CEP 49100-000, São Cristovão, SE, Brasil

Abstract

The sub-basins Rincón Blanco and Cerro Puntudo are depocenter belonging to the northern part of the Cuyo Basin, exposed in an allochthonous terrane of Laurentia that was added to the Gondwana protomargin and now exposed in the Precordillera Argentina. The rift basin was filled predominantly of pyroclastic and continental clastic sediments, and is composed of many asymmetric grabens half-linked by accommodation zones. U-Pb and Lu-Hf zircon isotope analyses were carried out in the basement units and volcanoclastic rocks and tuffs of both Triassic sub-basins. Basement rocks were dated at 269.9 ± 2.9 Ma with Hf model ages 1.34 to 1.60 Ga. The volcanoclastic rocks contain zircons crystallized from 238 Ma to 1433 Ma with main peak at Permian-Triassic and Stenian (1.0 to 1.2 Ga). The Triassic rhyolite and tuffs formed between 246 and 230 Ma and have Hf model ages ranging from 1.02 to 1.50 Ga. Indeed, the volcanoclastic rocks present dominant Mesoproterozoic ages, mostly correlated to the Grenvillian. Some zircon grains show Hf Paleoproterozoic model ages which are interpreted to be part of Gondwana cratonic areas. The presence of dominant Mesoproterozoic favored the hypotheses of a Grenvillian basement for the related acid magmatism of the Cuyo Basin and allochthonous Cuyan Terrane.

Keywords: Triassic Cuyo Basin, U-Pb and Lu-Hf isotopes, Cuyana Terrane, Rincón Blanco sub-basin, Cerro Pontudo sub-basin, Central Andes

Resumo

As sub-bacias Rincón Blanco e Cerro Puntudo são depocentros pertencente à parte norte da Bacia de Cuyo, que está exposta em um terreno alóctone da Pre-Cordilheira, Andes Centrais, Argentina. Este terreno é descrito como parte do Supercontinente Laurentia, que foi adicionado ao protomargin Gondwana durante o Oroviciano. A bacia, que é um rifte Triássico, foi preenchida predominantemente de sedimentos clásticos e material vulcânico, vulcanoclástico e piroclástico em ambiente continental, e é composta de vários meio-grabens assimétricos conectados por zonas de acomodação. Análises isotópicas de U-Pb e Lu-Hf em zircão foram realizadas nas unidades do embasamento, rochas vulcanoclásticas rochas e tufos de ambas as sub-bacias triássicas. O embasamento, representado por rochas vulcânicas andesíticas, foi datado em $269,9 \pm 2,9$ Ma com idades modelo de Hf de 1,34 a 1,60 bilhões de anos (Ga). As rochas vulcanoclásticas são compostas por zircões com idades de 238 a 1433 milhões de anos (Ma), com moda principal no Permiano-Triássico e Esteniano (1,0 a 1,2 Ga). Riolito e tufos triássicos formaram-se entre 246 e 230 Ma e têm idades modelo Hf variando de 1,02 a 1,50 Ga. Assim, as rochas vulcanoclásticas presentes apresentam predominantemente idades mesoproterozóicas, as quais são correlacionados ao Evento Grenviliano. Alguns grãos de zircão mostram idades modelo Hf paleoproterozóicas, que são interpretadas como sugestiva proveniência do Supercontinente Gondwana. A presença de idades mesoproterozoica dominante sugere que o magmatismo ácido associado a Bacia do Cuyo e o próprio Terreno Alóctono Cuyano tenha um embasamento Grenviliano.

Palavras-chave: Bacia do Cuyo triássica, Isótopos de U-Pb e Lu-Hf, Terreno Cuyano, Sub-bacia Rincon Blanco, Sub-bacia Pontudo, Andes Centrais.

1. Introduction

The nature of the basement of the study area records a complex history of accretional and collisional processes that developed from Neoproterozoic to Paleozoic (Ramos, 1988). The sutures between the different blocks and their characteristics have controlled the geological evolution of many sedimentary basins developed in Argentina in the Mesozoic. The accretion of the Cuyania microcontinent to the Gondwana protomargin occurred between 460 and 440 Ma which it is interpreted by Ramos (1996) as a composite block, with Mesoproterozoic (Grenvillian) internal suture identified in the field as a large ophiolitic sequence in the Pie de Palo Sierra (Vujovich and Kay, 1998, Vujovich et al., 2004). The Gondwana orogeny affected the southwestern edge of South America during the Mississippian to the Neo-Triassic, as the final part of the amalgamation of the supercontinent Pangea (Gregori et al, 2008; Ramos, 2008). Immediately after the formation of supercontinent a series of elongated NW-SE trending rifts have been developed in the related margin fragmentation during the Triassic (Ramos and Kay, 1991; Spalleti, 1999; Zerfass et al., 2004).

The creation of these rifts was controlled by Paleozoic NW-SE trend suture formed due the collision of the Chilenia, Cuyana, Famatina and Sierra Pampean terranes during the Paleozoic so that the main extensional process was concentrated along these ancient fault zones (Ramos, 2009). The rift basins formed during Triassic and were filled predominantly by continental clastic sediments with large volcanogenic contribution, represented by volcanoclastic and epiclastic material, associated with the extensional orogenetic collapse of the Gondwanides Orogeny. These basins are composed of many asymmetric half-grabens connected by accommodation zones. This geometry and the combined tectonic activity are the most important control factors for the evolution of sedimentary sequences (Barredo 2005).

The in situ analysis of U / Pb and Lu / Hf in zircon by LA-MC-ICP-MS was enlarged in the geological community in the past three decades. Furthermore, several studies confirm the

importance of methodologies U / Pb and Lu / Hf and demonstrated the potential of LA-MC-ICP-MS (Woodhead et al. (2004), Sylvester (2008), Zeh and Gerdes (2006, 2009) to unravel the provenance and tectonic evolution of autochthonous and allochthonous terrains.

The main goals of this paper are to complement the geochronological study of the sub-basin Rincón Blanco carried out by Barredo et al. (2012) and bring new insight on the history of the basement of the basin. Thus, we employ the combined techniques in situ U-Pb and Lu-Hf isotope determination on zircon grains from samples of the sub-basins Rincón Blanco and Cerro Puntudo to the understanding of the evolution of the Cuyo Basin, Argentina, and its terrane provenance.

2. Local Geology

2.1. Rincón Blanco Sub-Basin

The sub-basin Rincón Blanco is part of the North closing of the Cuyo Basin as a N-S asymmetrical hemigraben with 5 km wide and 25 km long (Fig. 1). It consists of almost 3000 m of coarse conglomerates, non-marine Triassic age sandstones intercalated with shales, tuffs, tuffaceous mudstones and bimodal composite volcanic rocks of rhyolite tuffs and rhyolites associated with volcanic rocks Choiyoi.

The basement of the sedimentary rocks of the Triassic in the central and southern part is formed by marine deposits strongly folded Ordovician to Permian age. The upper section is formed of coarse conglomerates interspersed with some tufts and andesite. This section has been newly assigned to the Triassic (Stipanovic and Barredo, 2002).

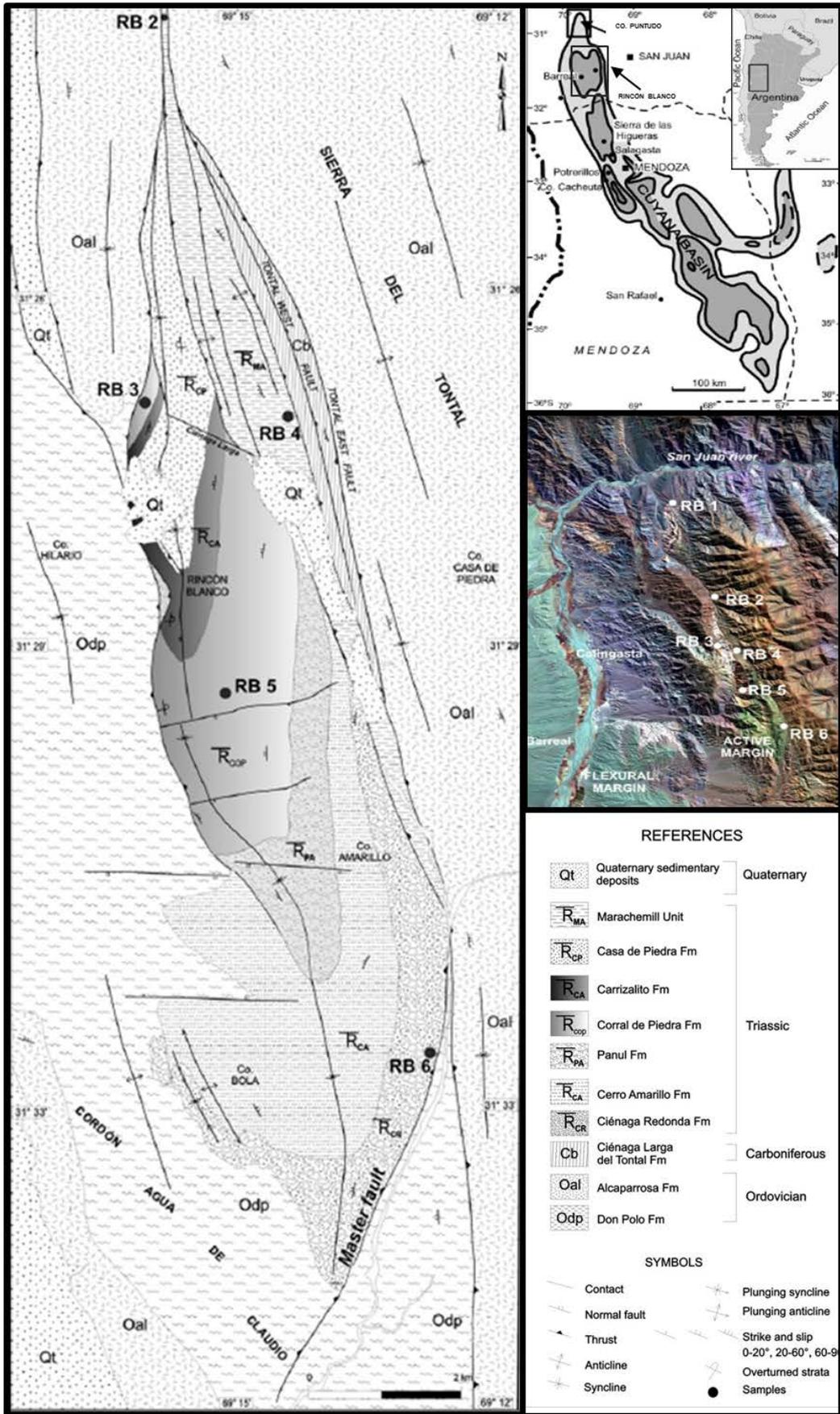


Fig. 01: Simplified geological map of the northern portion of the Cuyo Basin in the Rincón Blanco sub-basin with sample location (after Barredo et al., 2011).

The filling of the basin is represented by Rincón Blanco Group units covered by the Marachemill Fm in a paraconformity relationship (Barredo, 2004). The Rincón Blanco Group consists of following stratigraphic units, from bottom to top: Cienaga Redonda, Cerro Amarillo, Panul, Corral de Piedra, Carrizalito, and Casa de Piedra.

The Cienaga Redonda and Cerro Amarillo formations are characterized by combination of three facies: alluvial fans, ephemeral rivers, and lake deposits related to the first phase of the basin rifting associated with a single edge of failure. Changes in fault displacement direction are responsible for variations in the thickness and geometry of these syn-extensional units, that they are thicker toward the center of the faulting border.

The beginning of sinrift II can be interpreted through the development of alluvial fans Panul Fm. The basal contact is paraconcordant with Cerro Amarillo Fm. as a result of extensional reactivation of normal fault system that originated the basin (Barredo 1999). These environments have evolved to meandering river systems and shallow lakes. Corral de Piedra Fm. is represented by pyroclastic contribution in a more humid climate compared to the first rifting stage.

The constant deepening of the lake led to the formation of a large stable body with important production of organic matter in the Carrizalito Fm. The thickest package of this lake can be observed near the localities Casa de Piedra and Rincón Blanco, where it reaches 250 m. Outcrops to the north and west of Rincón Blanco area are represented by only shallow water facies, that highlighting the asymmetry of the basin. To top of stratigraphic section deep facies are replaced by shallow facies and fluvial-deltaic sequences by progradational with coarsening-up pattern as those sedimentary record of the Casa de Piedra Fm. (Fig. 2). These facies are replaced by braided and meandering river systems, accompanied by pyroclastic important contribution (Barredo, 2004).

On the eastern edge of the basin are exposed the rocks of the Marachemill Unit. Its deposition started as sandig rivers accompanied by intense volcanic activity with development

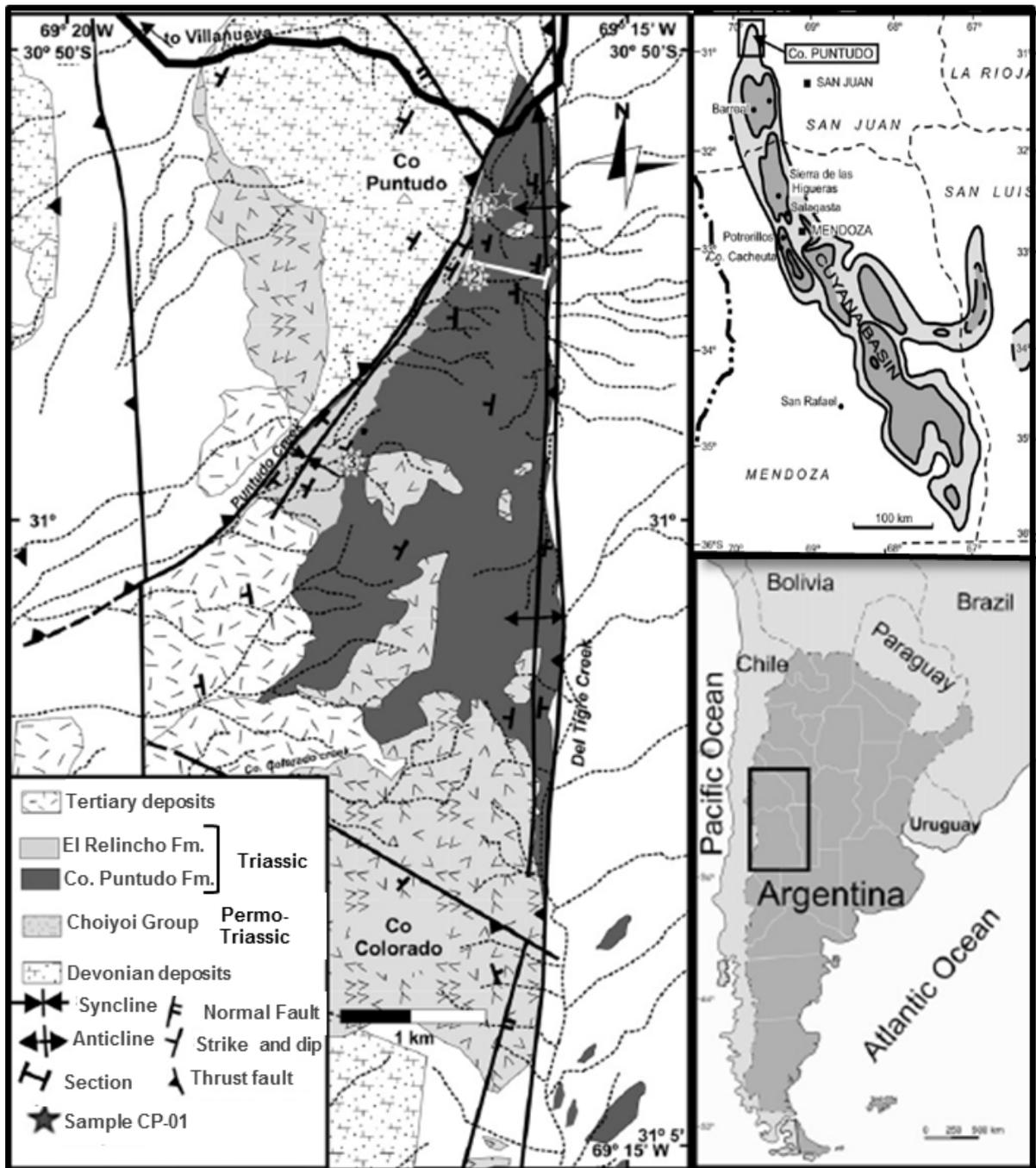


Fig. 02: Simplified geological map of the northern portion of the Cuyo Basin where are exposed the units of the Cerro Puntudo sub-basin with sample location (after Mancuso et al., 2010).

levels of fallen and ignimbritic flow tuffs that differentiates the Rincón Blanco Group. This sequence gradually passed into thick alluvial fans with important rhyolitic pyroclastic contribution. Follow ephemeral systems that are replaced by sandig rivers with well-developed

flood plains and finally the ephemeral rivers environments that have evolved in a semi-arid climate.

2.2. Cerro Puntudo Sub-Basin

The northernmost outcrops of Cuyo Basin are developed in the area of Cerro Puntudo (Fig. 02) and were recognized first by Xicoy (1962). Later, Mombrú (1973) studied the inheritance and divided the Triassic column into two units, formations Cerro Puntudo and El Neigh, which unconformably covers the Permo-Triassic Choiyoi Group (Mombrú, 1973; Strelkov and Alvarez, 1984; Sessarego, 1988). The Triassic succession is tectonically truncated at the top.

The first sedimentary cycle (Training Cerro Puntudo) begins with a thick package of 500 m of alluvial fan-conglomerates and coarse sandstones with flat-woven cross-bedding, going to a braided fluvial system dominated by conglomerates and sandstones which are arranged in layers with lenticular cross-bedding. These alluvial deposits suggest an abundant supply of relatively low sediment and accommodation space in the basin, controlled by tectonic processes during the initial phase of Sinrifte I (eg, Kokogian et al, 1993;. Prosser, 1993; Gawthorpe and Leeder, 2000; Withjack et al, 2002).

The second sedimentary cycle represented by El Relincho formation starts at the point where lacustrine deposition is replaced by the deposition of alluvial fan facies exposed with a thickness of approximately 50 m. An erosive discordance, produced by low stand tract deposition separates volcano-sedimentary units of the Cerro Puntudo and El Relincho formations (Fig. 03). The fluvial-alluvial facies corresponds to high sedimentation rate due to low accommodation space in the basin (Fig. 03) which was controlled by tectonic processes during early phase of rift II stage (e.g. Kokogian et al .; 1993 Prosser, 1993 ; Withjack et al, 2002).

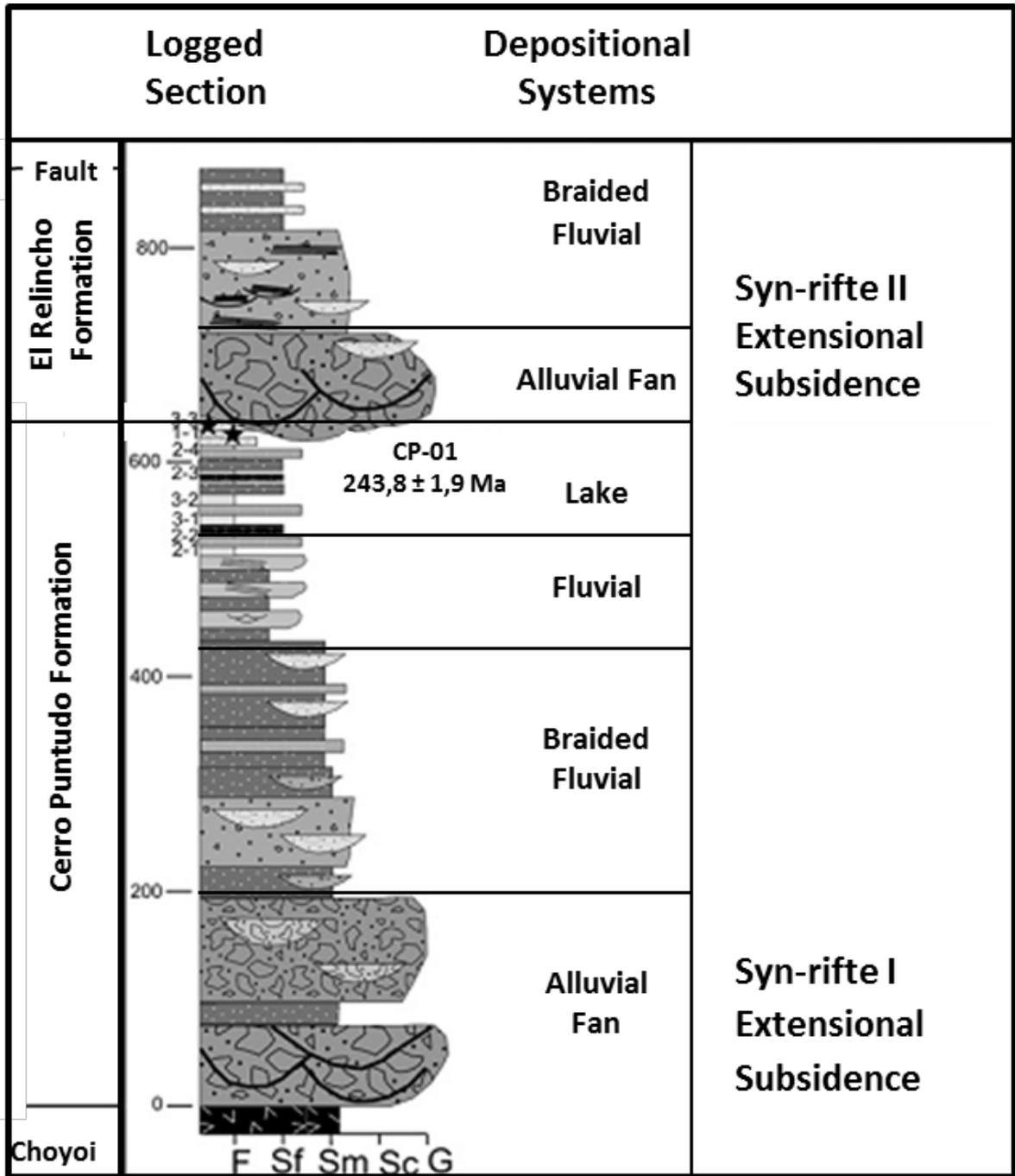


Fig. 03: Lithostratigraphic section of the Cerro Puntudo sub-basin (F: mudrock; Sf: fine sandstone; Sm: medium sandstone; Sc: coarse sandstone; G: grave). (after Mancuso et al., 2010).

3. Analytical Procedures

Samples were crushed and milled using jaw crusher. Then, the zircons were separated by conventional procedures using heavy liquids and an isodynamic magnetic separator after concentration by hand panning. The most clear and inclusion-free zircons from the least magnetic fractions were hand picked for laser ablation - multicollector - inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICPMS) analyses.

All zircons were mounted in epoxy in 2.5-cm-diameter circular grain mounts and polished until the zircons were just revealed. Images of zircons were obtained using the optical microscope (Leica MZ 12₅) and back-scatter electron microscope (Jeol JSM 5800). The zircons were first analyzed for U-Pb and then with LA-MC-ICP-MS for Lu-Hf. For Lu-Hf the laser spot was driven to same site or on the same zircon phase analyzed by U-Pb zircon LA-ICP-MS method.

3.1 U-Pb Isotope Analysis

Zircon grains are dated by the U-Pb method with laser ablation microprobe (New Wave UP213) coupled to a MC-ICP-MS (Neptune) at the Isotope Geology Laboratory of UFRGS . Isotope data were acquired using static mode with spot size of 25 and 40 μm . The data acquisition occurred in 50 cycles of 1.048 s of integration time, and the masses 202, 204, 206, 207, 208, 232, and 238 were collected simultaneously, where the 202, 204, and 207 were measured with multiplier ion counting channels and 206,208, 232, and 238 with Faraday cups. Laser-induced elemental fractional and instrumental mass discrimination were corrected using the reference zircon (GJ-1) (Jackson et al., 2004). During the analyses of zircons, two GJ-1 analyses were measured after every four to eight sample zircon. The Temora II was used to evaluate the accuracy and precision of the laser-ablation results. The external error was calculated after the propagation error of the GJ-1 mean and the individual sample zircon (or spot), where the reproducibility obtained from the GJ-1 are for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.6\%$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.9\%$. The

individual errors for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios of zircon sample obtained during the analyses are usually between 1% and 3%. Chemale et al. (2012) described the detailed analytical methods and data treatment.

3.2 Hafnium Isotope Analysis

A GeoLas (ArF excimer laser 193 nm) laser ablation system coupled to a Neptune MC-ICPMS at the Micro Analysis Facility Inco Innovation Centre (MAF-IIC) at the Memorial University of Newfoundland (MUN) was used in this study to measure Lu, Yb and Hf isotopic signatures in the zircons of Rincon Blanco and Cerro Pontudo sub-basins. The standards used during Hf analysis were Plešovice (Slama et al., 2008) and 91500 (Blichert-Toft, 2008). The $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ values for the standards in three laser sessions were reproduced within the error margin, yielding results of 0.282482 ± 0.000043 (n=50, 2SD) for Plešovice and 0.282305 ± 0.000061 (n=25, 2SD) for 91500.

A laser energy of approximately 5 J/cm^2 with a repetition rate of 10 Hz and a spot size of 49 μm were used for all analyses. All raw signals are blank-corrected using the mean of approximately 20-25 points recorded as the gas blank baseline before ablation. A user-selected interval of approximately 50 data points covering the sample transient peak is used for calculation of the Hf ratio with mass bias correction using the exponential law. The isotopes ^{175}Lu , ^{171}Yb and ^{173}Yb were monitored during analysis and their relative abundances were used to calculate ^{176}Lu and ^{176}Yb interferences, which were subtracted from ^{176}Hf . The data were corrected in an Excel spreadsheet offline using $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$ (Patchett et al., 1981), $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0.2656$ (Chu et al., 2002), $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb} = 1.1301$ and $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb} = 0.7938$ (Segal et al., 2003).

4. Results

The U-Pb analysis and Lu-Hf were carried out on samples of tuffs, andesite, riolites, and volcanoclastics of the sub-basins Rincón Blanco and Cerro Puntudo. The results of the analyses can be found in tables 01, 02 and 03.

4.1. U-Pb zircon dating

Three samples of sub-basin Rincón Blanco, RB-03, 04 and 05 were dated (Fig. 4 A, B, and C), which are complementary to those ages obtained by Barredo et al. (2012) and Mancuso et al. (2010), defining the depositional sequence of entire sub-basin.

4.1.1. Sample RB- 01 - Del Salto Formation

The sample corresponds to an andesite (RB-01: 31° 17 ' 18 0.53 "S-69° 16 ' 57 0.03" W, fig. 01) of the upper member of Del Salto Fm., exposed as basement in the northeastern sector of sub-basin Rincon Blanco. Six zircon grains were analyzed with spot size of 25 and 40 µm (fig. 04 A), with the results shown in table 1.

The results of four zircon grains yielded an U-Pb concordant age of 266.9±6 Ma (2 sigma error, MSWD of 0.19), being interpreted as the age of crystallization of andesite (fig. 05)..

4.1.2. Sample RB-04 –Marachemill Fm.

The sample consists of a tuff of Marachemill Fm.(31° 23 ' 78 "S-69° 15 ' 58.64" W, fig. 01) collected in the eastern portion of the Sub-basin. 20 zircon grains were analyzed (Table 2) with spot size of 25 and 40 µm (fig. 06). Five age groups are recognized (fig. 04 B): i) Grenvillian Ma ages between 1038 and 1213 Ma (45%) ii) younger grains dated at Permian-Triassic boundary with age of 251Ma (19 %) (Fig. 6); III) Permian ages of 275Ma (21%) iv) and to a

lesser extent with ages of 809 Ma (10) corresponding to the Neoproterozoic; and v) a crystal of zircon dated at 1433 Ma (5).

Spot number	Isotope ratios							Age (Ma) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	% Conc.	f206
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rho 1	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$						
Zr-086-B-II-08 (25 micra)(2)	0.29795	4.87	0.04134	4.08	0.84	0.05227	2.66	261	1.06	92	0.0000
Zr-086-A-I-12(25micra)	0.31907	4.27	0.04369	3.39	0.79	0.05297	2.60	276	0.63	91	0.0000
Zr-086-A-I-01(40micra)	0.31242	2.56	0.04353	1.80	0.70	0.05206	1.82	275	0.52	95	0.0014
Zr-086-A-I-06	0.29545	4.46	0.04159	2.13	0.48	0.05152	3.92	263	0.72	90	0.0029
Zr-086-A-I-11	0.29788	3.41	0.04148	2.04	0.60	0.05208	2.73	262	0.55	92	0.0011
Zr-086-B-II-01	0.29816	2.71	0.04192	2.10	0.77	0.05159	1.72	265	1.12	95	0.0003

^a Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

^b Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculated using $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} * 1/137.88)$

^c Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}/^{235}\text{U}$ ratio

^d Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey and Kramers (1975)

^e Degree of concordance = $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age} * 100 / ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U} \text{ age})$

Table 1. U-Pb isotope data obtained from zircon of andesite sample (RB-01), Del Salto Formation.

Spot number	Isotope ratios							Age (Ma)						²³² Th/ ²³⁸ U	% Conc.	Concordant		f206
	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	% 1s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	% 1s	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	% 1s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	error	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	error			age (Ma)	±	
Zr-086-F-VII-01(25 micra)	0.284	4.63	0.040	4.12	0.89	0.051	2.10	256	11	254	12	236	5	0.85	109	255	10	0.0001
Zr-086-F-VII-02(25 micra)	2.249	1.76	0.181	1.43	0.81	0.090	1.02	1070	15	1196	21	1433	15	0.26	75	1433	40	0.0039
Zr-086-F-VII-04 (40 micra)	0.310	2.94	0.043	1.96	0.67	0.052	2.18	272	5	274	8	290	6	0.59	94	272	5.2	0.0006
Zr-086-F-VII-05 (40 micra)	0.284	4.35	0.040	2.47	0.57	0.051	3.58	253	6	254	11	259	9	0.63	98	253	6.1	0.0013
Zr-086-F-VII-06 (40 micra)	2.057	1.14	0.187	0.92	0.81	0.080	0.67	1107	10	1135	13	1189	8	0.39	93	1189	25	0.0032
Zr-086-F-VII-08 (40 micra)	2.205	1.15	0.198	0.97	0.84	0.081	0.62	1162	11	1183	14	1221	8	0.20	95	1221	27	0.0016
Zr-086-G-VIII-02(40 micra)	2.264	1.19	0.202	0.89	0.75	0.081	0.79	1185	11	1201	14	1231	10	0.46	96	1231	30	0.0001
Zr-086-H-IX-05 (40 micra)	1.735	1.24	0.168	0.76	0.61	0.075	0.98	1002	8	1022	13	1063	10	0.42	94	1063	38	0.0005
Zr-086-I-X-05 (40 micra)	1.731	1.99	0.169	1.23	0.62	0.074	1.56	1008	12	1020	20	1046	16	0.31	96	1012	11	0.0009
Zr-086-F-VII-03 (25 micra)	0.312	3.46	0.043	2.72	0.79	0.053	2.14	271	7	275	10	313	7	0.56	87	272	7.2	0.0003
Zr-086-F-VII-04 (25 micra)	0.312	7.09	0.043	2.85	0.40	0.052	6.49	272	8	276	20	304	20	0.60	89	272	7.6	0.0145
Zr-086-F-VII-05 (25 micra)	0.284	6.05	0.040	2.92	0.48	0.051	5.30	253	7	254	15	256	14	0.68	99	253	7.2	0.0020
Zr-086-G-VIII-01 (25 micra)	1.665	2.22	0.156	1.38	0.62	0.077	1.73	935	13	995	22	1130	20	0.70	83	1130	67	0.0019
Zr-086-H-IX-01 (25 micra)	0.285	3.50	0.040	2.53	0.73	0.052	2.41	251	6	254	9	285	7	0.39	88	252	6.2	0.0006
Zr-086-H-IX-02 (25 micra)	2.098	1.84	0.188	1.13	0.61	0.081	1.46	1110	13	1148	21	1221	18	0.39	91	1221	54	0.0005
Zr-086-H-IX-05(25 micra)	1.737	2.06	0.169	1.14	0.56	0.075	1.71	1006	11	1022	21	1058	18	0.48	95	1010	10	0.0007
Zr-086-I-X-01 (25 micra)	2.040	3.43	0.184	1.98	0.58	0.080	2.80	1091	22	1129	39	1203	34	1.54	91	1102	19	0.0012
Zr-086-J-XI-02 (25 micra)	0.317	5.03	0.043	2.70	0.54	0.053	4.24	274	7	279	14	326	14	0.49	84	274	7.2	0.0001
Zr-086-J-XI-05 (25 micra)	1.107	2.42	0.122	1.28	0.53	0.066	2.06	743	10	757	18	798	16	0.46	93	809	65	0.0005
Zr-086-J-XI-05b (25 micra)	1.172	2.30	0.128	1.06	0.46	0.066	2.05	776	8	787	18	821	17	0.61	95	809	65	0.0013

^a Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

^b Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137.88)

^cRho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷/²³⁵U ratio

^dCorrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey and Kramers (1975)

^eDegree of concordance = (²⁰⁶Pb/²³⁸U age * 100/²⁰⁷Pb/²⁰⁶U age)

Table 2. U-Pb isotope data obtained of zircons from volcanoclastic rock sample (RB-04), Marachemill Formation.

Spot number	Isotope ratios							²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U error	²³² Th/ ²³⁸ U	% Conc.	Concordant			
	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	age (Ma)	±	f206							
Zr-087-C-IV-01	0.268	3.91	0.038	2.82	0.72	0.052	2.71	239	7	1.64	89	239	6.6	0.00001
Zr-087-C-V-02	0.277	3.56	0.039	2.98	0.84	0.052	1.95	245	7	0.98	86	246	7.1	0.00000
Zr-087-C-V-03	0.281	3.73	0.039	2.48	0.66	0.053	2.79	245	6	0.98	80	246	6	0.00000
Zr-087-D-VIII-01	0.264	4.76	0.038	3.74	0.79	0.051	2.93	238	9	1.51	99	238	8.7	0.00000
Zr-087-D-VIII-02	0.287	4.88	0.040	3.94	0.81	0.053	2.87	251	10	1.19	81	251	9.6	0.00013
Zr-087-D-VIII-03	0.271	4.85	0.038	3.61	0.74	0.051	3.24	243	9	1.00	98	243	8.5	0.00000
Zr-087-E-XI-02	0.286	5.10	0.040	3.25	0.64	0.052	3.92	251	8	0.91	85	251	8	0.00006
Zr-087-G-XVI-01	0.290	4.99	0.039	2.58	0.52	0.053	4.28	249	6	1.08	72	249	6.3	0.00065
Zr-087-G-XVI-02	1.965	3.94	0.187	2.71	0.69	0.076	2.87	1107	30	0.40	101	1105	25	0.00014

^a Th/U ratios are calculated relative to GJ-1 reference zircon

^b Corrected for background and within-run Pb/U fractionation and normalised to reference zircon GJ-1 (ID-TIMS values/measured value); ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137.88)

^c Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and the ²⁰⁷/²³⁵U ratio

^d Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon and common Pb using the model Pb composition of Stacey and Kramers (1975)

^e Degree of concordance = (²⁰⁶Pb/²³⁸U age * 100/²⁰⁷Pb/²⁰⁶U age)

Table 3. U-Pb isotope data obtained from zircon from volcanoclastic rock sample (RB-05), Corral de Piedra For

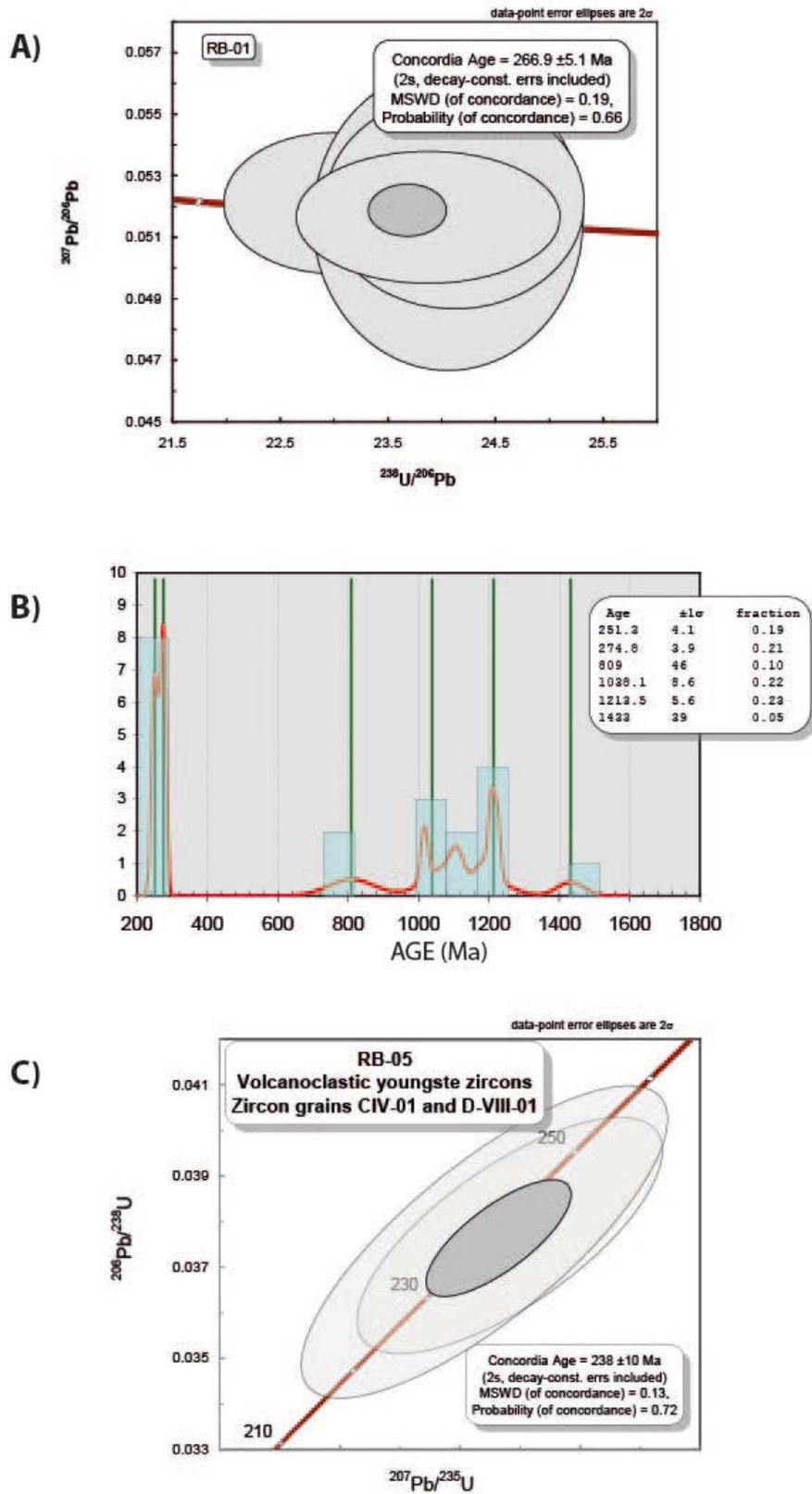


Figure 04. A. U-Pb diagram for andesite of sample RB-01. B. Histogram for volcanoclastic rock of sample RB-04. C. U-Pb diagram for volcanoclastic rock of sample RB-01.

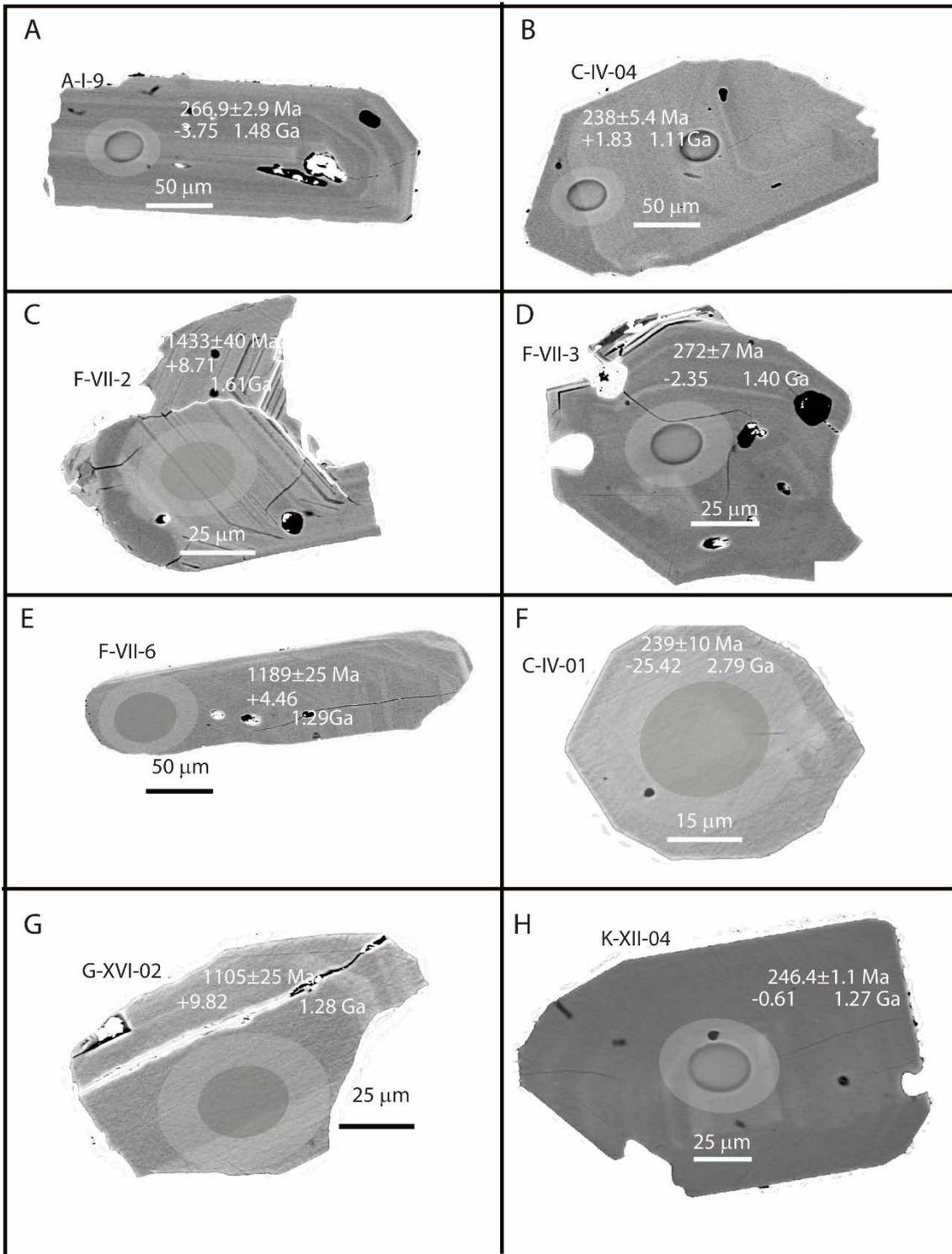


Fig. 05: SEM images of zircon grains from the analyzed samples A= RB-01, B= RB-03. C, D, E= RB-04, F, G= RB-05, H= RB-06.. Light gray ellipses indicate position of U–Pb laser spots with concordia age or apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages and 2σ error in Ma. Darker

gray ellipses represent position of Lu–Hf laser spots with $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ and crustal Hf model age, obtained from the same U–Pb spot.

4.1.3 Sample RB-05 – Corral de Piedra Fm.

Represents a tuff layer of the Corral de Piedra Fm. ($31^{\circ} 29' 41.71''\text{S}$ - $69^{\circ} 14' 58.06''\text{W}$, fig. 01). Nine zircon grains were analyzed, where: (i) the two younger ones yielded U-Pb age of 238.0 ± 10 Ma (fig. 04 C); (ii) five grains with concordant age of 258.0 ± 26 Ma and one grain of 1149 ± 37 Ma (table 03).

4.2 Lu-Hf isotope data

Sixty and three zircon grains were analyzed for Lu-Hf isotopes with Excimer Laser (ArF, 193 nm) coupled to MC-ICPMS. The laser spot was driven to same site or on the same zircon phase analyzed by U-Pb zircon method. Isotope data and $\epsilon_{\text{Hf}}(0)$, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, TDM and crustal TDM are in the table 4.

Two groups of samples are analyzed (i) rhyolite and tuffs with dominant juvenile zircon grains and (ii) volcanoclastic rocks with many redeposited zircons (Tab. 4). In the first group, we divided in two sub-groups, the Permian Andesite and Triassic volcanic rocks. The Permian andesite (sample RB-01) shows age at 266.9 ± 2.9 Ma with $\epsilon_{\text{Hf}}(t = \text{crystallization time})$ values from -5.65 to -1.58 and model ages 1.34 to 1.60 Ga. The Triassic rhyolite (RB-02, CP-01) and tuffs (CP-01, RB-03) formed between 246.4 and 230 Ma have $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values from -4.65 to -1.37 and model ages ranging from 1.02 to 1.50 Ga.

The second group, represented by volcanoclastic rocks (RB-04 and RB-05), contains juvenile zircons and resedimented zircon grains with a complex age

arrangement. We recognized six Permian zircons with $\epsilon\text{Hf}(t)$ values from -6.3 to 0.53 and model ages from 1.27 to 1.66 Ga. The seven Triassic zircon grains have a more complex Hf signature as follow: (i) zircon grain crystallized at 239 ± 10 Ma with $\epsilon\text{Hf}(t)$ value of -2.55 and model age of 1.38, (ii) 238-246 Ma zircon grains with $\epsilon\text{Hf}(t)$ values and model ages ranging from -6.91 to -9.13 and from 1.65 to 1.79 Ga, respectively, (iii) two zircons formed at 239 and 246 Ma with very high negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values and Archean models ages. One zircon crystallized at 809 ± 7 Ma shows $\epsilon\text{Hf}(t)$ value of -7.94 and Rhyacian model age (2.16 Ga). The last set of zircon grain are Mesoproterozoic and divided into: (i) Grenvillian juvenile zircons (positive $\epsilon\text{Hf}(t)$ values) formed between 1105 and 1119 Ma, (ii) 1221 to 1225 Ma Grenvillian zircon grains with Paleoproterozoic signature (model ages of 1.82 to 2.21 Ga), (iii) Calamnian zircon crystallized at 1433 ± 40 Ma with positive $\epsilon\text{Hf}(t)$ values (+8.7).

5. Discussion and Conclusion

Due to young cover sequences blanketing the allocthonous Cuyonian Terrane, relationship between the younger rocks and basement are rarely exposed. Few outcrops of Mesoproterozoic to Eopaleozoic metamorphic rocks are exposed in the terrane as Pie de Palo Complex, Sierra de Maz, Sierra de Umango Cerro Valdivia (Ramos & Vujovich, 2000, Naiupauer et al. 2010), as part of Cuyania composite terrane. The largest piece of basement rocks of the Cuyana Terrane is the Pie de Palo Complex that contains Precambrian Grenvillian rocks composed of an ophiolitic assemblage, ortho and paragneisses of Middle Proterozoic age, formed mostly between 1.0 and 1.2 Ga (Vujovich and Kay, 1998, Vujovich et al., 2004)

Sample name/ Zircon grain	Sample (Present day ratios)						Sample Initial Ratios				DM Model Ages	
	U/Pb age (Ma)	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2SE$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2SE$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$	$\epsilon\text{Hf}(0)$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	$\pm 2SE$	T DM	TDMcr
RB-02												
Rhyolite												
Zr-086-C-III-04	230	3.4	0.28267	8	0.0067	7.5	0.282637	-4.21	-0.11	0.01	0.96	1.22
Zr-086-C-III-07	230	3.4	0.28263	8	0.0059	4.4	0.282605	-5.47	-1.25	0.11	1.00	1.30
Zr-086-C-III-08	230	3.4	0.28268	6	0.0047	1.3	0.282656	-3.86	0.54	0.02	0.89	1.18
Zr-086-C-III-09	230	3.4	0.28264	9	0.0072	1.5	0.282613	-4.97	-0.96	0.03	1.02	1.28
Zr-086-C-III-11	230	3.4	0.28271	4	0.0009	0.1	0.282706	-2.65	2.32	0.06	0.76	1.07
Zr-086-D-V-04	230	3.4	0.28260	7	0.0057	3.6	0.282576	-6.54	-2.29	0.18	1.04	1.36
Zr-086-D-V-05	230	3.4	0.28258	7	0.0069	0.9	0.282553	-7.17	-3.11	0.09	1.11	1.41
Zr-086-D-V-07	230	3.4	0.28268	8	0.0048	2.7	0.282656	-3.81	0.57	0.04	0.90	1.18
Zr-086-D-V-08	230	3.4	0.28270	7	0.0066	0.8	0.282668	-3.13	0.98	0.03	0.91	1.16
Zr-086-D-V-09	230	3.4	0.28274	6	0.0058	1.2	0.282710	-1.76	2.46	0.09	0.83	1.06
Zr-086-D-V-10	230	3.4	0.28265	7	0.0043	0.3	0.282628	-4.89	-0.43	0.01	0.93	1.24
Zr-086-D-V-11	230	3.4	0.28275	6	0.0037	2.3	0.282731	-1.37	3.19	0.24	0.76	1.02
Zr-086-D-V-13	230	3.4	0.28273	6	0.0055	0.8	0.282703	-2.08	2.20	0.07	0.84	1.08
Zr-086-D-V-14	230	3.4	0.28260	8	0.0064	4.9	0.282572	-6.55	-2.41	0.22	1.06	1.37
Zr-086-E-VI-04	230	3.4	0.28272	7	0.0029	1.0	0.282709	-2.26	2.42	0.12	0.78	1.07
Zr-086-E-VI-06	230	3.4	0.28269	6	0.0070	5.7	0.282663	-3.24	0.80	0.08	0.93	1.17
Zr-086-E-VI-07	230	3.4	0.28272	6	0.0044	2.6	0.282705	-2.18	2.27	0.17	0.81	1.07
Zr-086-E-VI-08	230	3.4	0.28272	6	0.0044	2.6	0.282705	-2.18	2.27	0.17	0.81	1.07
Zr-086-E-VI-10	230	3.4	0.28259	10	0.0057	9.1	0.282569	-6.76	-2.52	0.44	1.05	1.37
Zr-086-E-VI-11	230	3.4	0.28274	5	0.0041	0.7	0.282726	-1.47	3.01	0.10	0.78	1.03
RB-03												
Acid tuff												
Zr-086-C-IV-04	238	5.4	0.28271	8	0.0056	4.0	0.282687	-2.58	1.83	0.17	0.86	1.11
RB-04												
Volcanoclastic rock												
Zr-086-F-VII-01	255	10	0.28262	3	0.0029	0.4	0.282610	-5.71	-0.53	0.03	0.93	1.27
Zr-086-F-VII-02	1433	40	0.28216	3	0.0014	0.5	0.282120	-22.17	8.71	0.56	1.54	1.61
Zr-086-F-VII-03	272	7	0.28255	4	0.0007	0.3	0.282548	-8.28	-2.35	0.16	0.97	1.40
Zr-086-F-VII-04	272	5	0.28250	4	0.0009	1.2	0.282497	-10.04	-4.15	0.63	1.05	1.51
Zr-086-F-VII-06	1189	25	0.28217	4	0.0006	0.5	0.282157	-21.72	4.46	0.48	1.49	1.69
Zr-086-F-VII-08	1221	27	0.28193	3	0.0008	1.1	0.281914	-30.12	-3.42	0.51	1.83	2.21
Zr-086-G-VIII-02	1231	30	0.28211	4	0.0010	1.0	0.282084	-23.96	2.84	0.34	1.60	1.82
Zr-086-H-IX-02	1221	54	0.28198	4	0.0017	0.8	0.281940	-28.53	-2.50	0.23	1.80	2.15
Zr-086-J-XI-02	274	7	0.28249	3	0.0005	0.1	0.282490	-10.34	-4.34	0.22	1.05	1.52
Zr-086-J-XI-05	809	7	0.28205	4	0.0003	0.1	0.282050	-25.84	-7.94	0.20	1.64	2.16
RB-05												
Volcanoclastic rock												
Zr-087-C-IV-01	239	10	0.28192	11	0.0010	0.1	0.281916	-30.56	-25.42	1.32	1.85	2.79
Zr-087-C-V-02	246	7.1	0.28188	9	0.0012	0.8	0.281876	-31.94	-26.68	2.41	1.92	2.87
Zr-087-C-V-03	246	6	0.28240	10	0.0012	0.2	0.282398	-13.50	-8.24	0.32	1.19	1.74
Zr-087-D-VIII-01	238	8.7	0.28244	4	0.0007	0.2	0.282440	-12.09	-6.91	0.43	1.12	1.65
Zr-087-D-VIII-02	251	9.6	0.28244	5	0.0007	1.1	0.282435	-12.25	-6.80	1.31	1.13	1.66
Zr-087-D-VIII-03	243	8.5	0.28238	9	0.0012	1.9	0.282374	-14.34	-9.13	1.85	1.22	1.79
Zr-087-E-XI-02	251	8	0.28255	6	0.0008	0.4	0.282542	-8.48	-3.02	0.24	0.98	1.42
Zr-087-G-XVI-01	249	6.3	0.28239	5	0.0008	0.2	0.282385	-14.00	-8.60	0.45	1.20	1.77
Zr-087-G-XVI-02	1105	25	0.28238	5	0.0009	0.8	0.282362	-14.33	9.82	1.16	1.21	1.28
Zr-87-H-VIII-01	239	10	0.28257	15	0.0017	2.7	0.282562	-7.62	-2.55	0.45	0.97	1.38
Rincon Blacon Basin												
RB-06 Rhyolite												
Zr-086-K-XII-01	246.4	1.1	0.282705	11	0.0029	2.9	0.282692	-2.82	2.18	0.23	0.81	1.09
Zr-086-K-XII-02	246.4	1.1	0.282650	5	0.0024	2.4	0.282639	-4.76	0.33	0.04	0.87	1.21
Zr-086-K-XII-03	246.4	1.1	0.282698	9	0.0038	1.3	0.282680	-3.09	1.76	0.07	0.84	1.12
Zr-086-K-XII-04	246.4	1.1	0.282628	7	0.0032	2.4	0.282613	-5.56	-0.61	0.05	0.93	1.27
Zr-086-K-XII-08	246.4	1.1	0.282531	6	0.0024	0.7	0.282520	-8.98	-3.89	0.14	1.05	1.47
Zr-086-K-XII-10	246.4	1.1	0.282619	8	0.0042	3.1	0.282600	-5.85	-1.06	0.08	0.97	1.30
Zr-086-L-XIII-08	246.4	1.1	0.282654	5	0.0028	0.4	0.282641	-4.65	0.37	0.01	0.88	1.21
Zr-086-L-XIII-09	246.4	1.1	0.282687	8	0.0031	0.7	0.282673	-3.48	1.50	0.04	0.84	1.14
Zr-086-L-XIII-14	246.4	1.1	0.282670	8	0.0056	2.6	0.282644	-4.07	0.50	0.03	0.93	1.20
Zr-086-L-XIII-16	246.4	1.1	0.282671	5	0.0023	0.6	0.282661	-4.02	1.08	0.03	0.84	1.16
Zr-086-K-XII-17	246.4	1.1	0.282635	5	0.0038	0.7	0.282618	-5.29	-0.43	0.01	0.93	1.26
Zr-086-M-IV-01	246.4	1.1	0.282643	5	0.0025	0.7	0.282631	-5.03	0.03	0.00	0.89	1.23
Pontudo Basin												
CP-01 Rhyolite												
Zr-086-O-XVI-02	243.4	1	0.282509	6	0.0007	0.3	0.282506	-9.75	-4.45	0.22	1.03	1.50

Table 4. TDM and ϵ Hf values of volcanic and volcanoclastic rocks from the Rincon Blanco and Pontudo sub-basins, Cuyo Basin, Argentina.

The resedimented zircon grains of volcanoclastic rocks contain zircons formed between 1010 ± 10 Ma and 1221 ± 54 Ma (sample RB-04, Tab. 2 and Fig. 4B) and 1105 ± 25 (sample RB-05) (Tab. 3) that suggest a main source of Grenvillian basement. The other dated zircon grains are Permian to Triassic, with exception of two zircons formed at 809 ± 65 Ma and 1443 ± 40 Ma, respectively.

The direct basement of the Rincon Blanco is made up of Andesite crystallized at 266.9 ± 2.9 Ma as part of final stages of the San Rafael (Gondwanides) Orogeny. The Triassic Cuyo basin is then formed during the extensional event coeval to the late stages of the Late Permian-Triassic Choiyoi magmatism that took place soon after San Rafael deformation (Ramos, 1988, Mpodozis & Kay, 1992).

The zircons grains of Triassic volcanic rocks of the Rincon Blanco and Puntudo sub-basins as well the Permian Andesite shows mostly a typical Grenvillian signature with Hf model ages ranging from 1.02 to 1.60 Ga (Tab. 4 and Fig. 5), which are interpreted to be source of juvenile Grenvillian crust (Fig. 5 B, G) and product of crustal remelting with different proportions of Mesoproterozoic juvenile crust (Fig. 5 H).

The occurrence of Triassic zircons grains with Archean Hf model age (RB-05, Table 4) and Staherian Hf model ages are suggestive of a different provenance, as can be observed in the diagram of $eHf(t)$ versus age (Ma) where some zircon grains of RB-04 and RB-05 sample have different Hf evolution (Fig. 6).

The U-Pb and Hf isotopes on zircon grains of Rincon Blanco and Cerro Puntudo indicate that the nature of basement of the Cuyania Terrane and the source of the Permian and Triassic sedimentary rocks were dominantly Grenvillian (late Mesoproterozoic). Ages models allow us to characterize the northern sector of the Cuyo basin as a predominantly Grenvillian source, supporting the hypothesis of previous work that the

terrane Cuyania was attached to Laurentia and later docked to western margin of Gondwana at ~435 Ma.

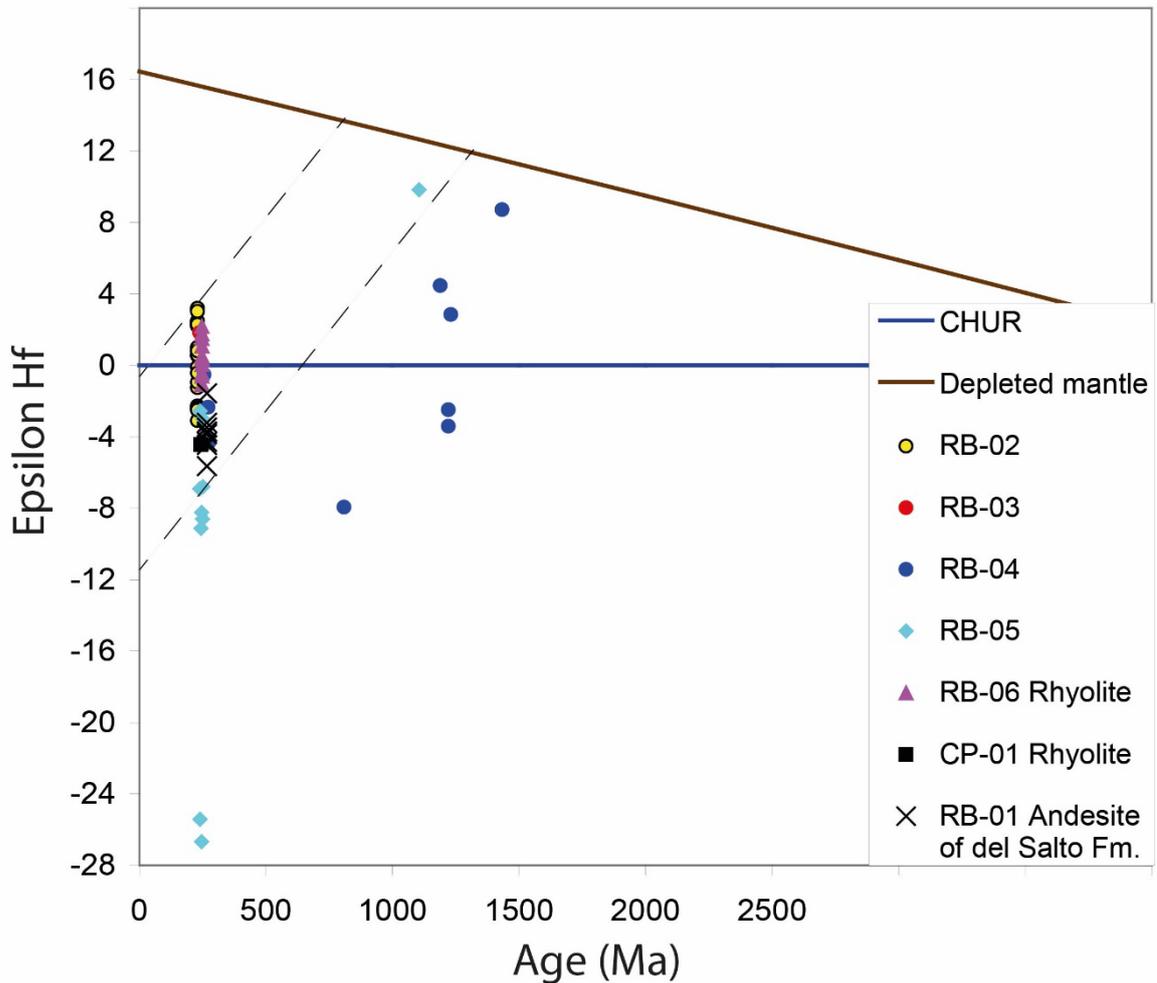


Fig. 06: $\epsilon\text{Hf}(t)$ evolution diagram showing the results for zircon grains from volcanic and volcanoclastic rocks of Rincon Blanco and Puntudo Sub-basins, Cuyo Basin. Dotted lines correspond to zircons with model ages between 1.02 and 1.60 Ga (see text for explanation). $\epsilon\text{Hf}(t)$ was calculated using a decay constant of 1.867×10^{-10} (Sönderlund et al., 2004), a CHUR $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Lu}$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio of 0.0336 and 0.282785 (Bovier et al., 2008), and the ages obtained for the respective zircon cores.

7. Acknowledgements

We thank the Laboratório de Geologia Isotópica of Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS, Brazil) e o Micro Analysis Facility - Inco Innovation Center (MAF-IIC) of Memorial University of Newfoundland (MUN, Canadá) for the U/Pb e Lu/Hf analyses. We are grateful to Silvia Barredo, Claudia Marsicano and Eduardo G. Ottone for helping in the field work and supporting information.

References

- Barredo, S.P., Ottone, G., Marsicano, C., Rodriguez Amenábar, C., 1999. Continental Biotic Association of the Triassic Rincón Blanco Subasin, Argentina. 7° International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems (Buenos Aires), Actas, pp. 8–9.
- Barredo, S.P., Stipanovic, P., 2002. In: Stipanovic, P.N., Marsicano, C.A. (Eds.), El Grupo Rincón Blanco: Léxico Estratigráfico de la Argentina, Asociación Geológica Argentina Serie B, 26, pp. 113–114.
- Barredo, S.P., 2004. Análisis estructural y tectosedimentario de la subcuenca de Rincón Blanco, Precordillera Occidental, provincia de San Juan. PhD Thesis, Universidad de Buenos Aires (unpublished), 325 pp.
- Barredo, S.P., 2005. Implicancias estratigráficas de la evolución de las fallas normales del hemigraben Rincón Blanco, cierre norte de la cuenca Cuyana, provincia de San Juan. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas electrónicas. 9 pp. Mar del Plata.
- Barredo, S.P., Chemale, F., Marsicano, C., Ávila, J., Ottone, E.G., Ramos, V.A., 2012. Tectono sequence stratigraphy and U–Pb zircon ages of the Rincón Blanco Depocenter.
- Blichert-Toft, J., 2008. The Hf isotopic composition of zircon reference material 91500. *Chemical Geology* 253, 252–257.

- Chemale Jr., F., Kawashita, K., Dossin, I. A., Ávila, J. N., Justino, D., Bertotti, Anelise L., 2012 U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84(2), 275-295
- Chu, N.C., Taylor, R.N, Chavagnac, V., Nesbitt, R.W, Boella, M., Milton, J.A, 2002. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *J. Anal. At. Spectrom.* 17: 1567–1574.
- Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Strazzere, L., Raniolo, A., 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research* 14 (3), 429–450.
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffina, W.L., Belousova, E. A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211: 47-69.
- Kokogian, D.A., Seveso, F.F., Mosquera, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. In: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geología Argentina and 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, pp. 65–78. Mendoza.
- Mancuso, A.C., Chemale, F., Barredo, S.P., Ávila, J., Ottone, E.G., Marsicano, C., 2010. Age constraints for the northernmost outcrops of the Triassic Cuyana Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 30 (2), 97–103.
- Mpodosis, C., and Kay, S.M., 1992, Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°–31°S): *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 999–1014
- Naipauer, M., Vujovich, G.I., Cingolani, C.A., McClelland, W.C., 2010a. Detrital zircon analysis from the Neoproterozoic-Cambrian sedimentary cover (Cuyania terrane), Sierra de Pie de Palo: evidence of a rift and passive margin system? *Journal of South American Earth Sciences* 29, 306-326.

- Patchett, P.J., Kouvo, O., Hedge, C.E., Tatsumoto, M., 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.* 78: 279-297.
- Prosser, S., 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: Williams, G.D. and Dobb, A. (Eds.), *Tectonic and sequence stratigraphy*. Geological Society, Special Publication 71, 35–66. London.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. In: Harmon, R.S., Rapela, C.W. (Eds.), *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*: Geological Society of America, Special Paper, 265, pp. 79–91.
- Ramos, V.A., 1988b, *Tectonics of the Late Proterozoic–Early Paleozoic: A collisional history of southern South America: Episodes*, v. 11, p. 168–174.
- Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: main geologic features and the Andean orogenic cycle. In: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W. (Eds.), *Backbone of the Americas: shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision*: Geological Society of America, Memoir, 204, pp. 31–65.
- Ramos, V.A., 2010. The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 29 (1), 77–91.
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R., Otamendi, J., 2010. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics* 50, 243e255.
- Segal, I., Halicz, L., Platzner, I., 2003. Accurate isotope ratio measurements of ytterbium by multiple collection inductively coupled plasma mass spectrometry applying erbium and hafnium in an improved double external normalization procedure. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 18, 1217–1223.
- Slama et al. 2008. Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* 249: 1-35. Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26, 207–221.

- Spalletti, L. A. 1999. Cuencas Triásicas del oeste Argentino: origen y evolución. *Acta Geológica Hispanica* 32:29-50.
- Strelkov, E.E., Alvarez, L.A., 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la cuenca triásica mendocina - sanjuanina. 9° Congreso Geología Argentina, Actas 3, 115–130.
- Sylvester, P.J., Ghaderi, M., 1997. Trace element analysis of scheelite by excimer laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (ELA681ICP-MS) using a synthetic silicate glass standard. *Chemical Geology* 141,49-65.
- Veevers, J.J., 2005. Edge tectonics (trench rollback, terrane export) of Gondwanaland- Pangea synchronized by supercontinental heat. *Gondwana Research* 8 (4),449–456.
- Vujovich, G.I., Kay, S.M., 1998. A Laurentian? Grenville-age oceanic arc/back-arc terrane in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, Argentina. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London Special Publication, vol. 142, pp. 143e158.
- Vujovich, G.I., Van Staal, C.R., Davis, W., 2004. Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian Orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research* 7, 1041e1056.
- Youden, W.J., 1951. *Statistical methods for chemists*. Journal of the Royal Stastitical. New York, Wiley, 126 p.
- Zerfass H., Chemale Jr., F., Schultz, C. L., Lavina, E. 2004 Tectonics and sedimentation in Southern 'South America during Triassic. *Sedimentary Geology* 166, 265-292.

ANEXO I

**Carta de aceite de submissão do
manuscrito aos Anais da Academia
Brasileira de Ciências**



Submission Confirmation

[Print](#)

Thank you for your submission

Submitted to

Anais da Academia Brasileira de Ciências

Manuscript ID

AABC-2015-0873

Title

Nature of basement rocks of the NW segment of Triassic Cuyo basin, (Argentina) based on combined U-Pb and Lu-Hf isotope data of zircon from volcanogenic rocks

Authors

Justino, Dayvisson

Chemale Junior, Farid

Bertotti, Anelise

Date Submitted

10-Dec-2015

[Author Dashboard](#)

© Thomson Reuters | © ScholarOne, Inc., 2015. All Rights Reserved.

ScholarOne Manuscripts and ScholarOne are registered trademarks of ScholarOne, Inc.

ScholarOne Manuscripts Patents #7,257,767 and #7,263,655.

