

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



Tectônica e Proveniência do Grupo Santa Bárbara, Região de Minas do Camaquã - RS

MARCOS MÜLLER BICCA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Farid Chemale Júnior
CO-ORIENTADORA – Prof. Dra. Andrea Ritter Jelinek

Volume I

Porto Alegre – 2013

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



**Tectônica e Proveniência do Grupo Santa Bárbara,
Região de Minas do Camaquã - RS**

MARCOS MÜLLER BICCA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Farid Chemale Júnior
CO-ORIENTADORA – Prof. Dra. Andrea Ritter Jelinek

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

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Ivo Antonio Dussin – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.

Prof. Dr. Jean Michel Lafon – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Pará.

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

Porto Alegre – 2013

Bicca, Marcos Müller

Tectônica e Proveniência do Grupo Santa Bárbara, Região de Minas do Camaquã - RS. / Marcos Müller Bicca. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2013.

[130 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2013.

Orientação: Prof. Dr. Farid Chemale Júnior

CO- Orientador: Prof. Dra. Andrea Ritter Jelinek

1. Minas do Camaquã. 2. Depósitos Minerais. 3. Estrutural. 4. Proveniência. 5. Termocronologia. I. Título.

1. Catalogação na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

Agradecimentos

Em primeiro lugar gostaria de agradecer a minha família por ter acreditado em mim, me apoiado e incentivado durante todo o meu tempo de graduação e mestrado.

E segundo lugar gostaria de agradecer aos meus orientadores Farid e Andrea por todo o empenho desde o trabalho de conclusão até o final de mais esta etapa.

Gostaria de agradecer a minha namorada Tainá, por toda a sua paciência e compreensão e ajuda durante este trabalho, principalmente nas etapas finais.

Quero agradecer aos meus colegas e amigos Felipe Guadagnin e Christie, por todo o apoio desde o início do projeto (2009) contribuindo muito com este trabalho.

Gostaria de agradecer ao Mateus pela força no trabalho de campo e na preparação das amostras. Quero agradecer também ao Maurício Dias pela preparação das pastilhas e por toda ajuda com o MEV e na organização do material.

Por fim, quero agradecer também ao projeto PRH PB 15 por fornecer a minha bolsa de estudos durante este último ano de mestrado, e também a Votorantin Metais pelo total apoio logístico em campo.

A TODOS, MUITO OBRIGADO!!!

Resumo

A região de estudo localiza-se na porção da Bacia do Camaquã, sendo classicamente conhecida com “Janela Bom Jardim”. Esta área já foi intensamente estudada, principalmente em decorrência dos depósitos minerais amplamente distribuídos. Apesar disso ainda não existe um consenso com relação à evolução tectônica da região, desde processos formadores da bacia até eventos pós-deposicionais, como também com relação ao seu posicionamento estratigráfico dentro da sequência deposicional da Bacia do Camaquã. Dessa forma, este trabalho vem contribuir e acrescentar aos modelos anteriores com dados geocronológicos e termocronológicos, aplicados diretamente às rochas sedimentares da região, bem como, novos dados de estrutural.

Para tanto, submetemos seis amostras de rochas sedimentares da região de Minas do Camaquã à análise pelo método U-Pb com LA-ICP-MS e SHRIMP, aplicado a zircões detríticos, no intuito de mapear possíveis áreas fonte dos sedimentos como também, propor uma idade máxima de deposição para a sequência. Estas mesmas amostras foram utilizadas para separação de apatitas para análise termocronológicas (traços de fissão em apatitas), com o objetivo de caracterizar eventos de soerguimento e denudação relacionados à tectônica que afetou a área.

O estudo de proveniência possibilitou identificar uma grande contribuição de zircões de idade Brasileira, principalmente do final do Neoproterozóico e secundariamente populações de zircões de idade Paleoproterozóica, principalmente relacionadas ao Ciclo Transamazônico. A população principal foi correlacionada às intrusões graníticas do Terreno Taquarembó, e possivelmente contribuições do Batólito Pelotas, como também, das sequências vulcano-sedimentares mais antigas da própria Bacia do Camaquã. As idades Paleoproterozóicas foram atribuídas á rochas do Complexo Granulítico Santa Maria Chico e Complexo Encantadas, como também, zircões retrabalhados das rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Porongos. Ainda foi possível estimarmos a idade máxima de deposição da sequência em 554 Ma a partir do grão de zircão mais jovem datado posicionando estas rochas dentro do intervalo deposicional do Grupo Santa Bárbara.

A análise por traços de fissão em apatitas permitiu identificar quatro populações de idades principais. Estas populações foram atribuídas à influência de dois eventos orogênicos na margem sul – ocidental do Gondwana: Famatiniana e Gondwanides. O

primeiro evento é bem documentado pelas populações de 407-362 Ma e o segundo pelas populações de 302 Ma e 242-211 Ma. A quarta população (133 Ma) foi registrada em uma única amostra indicando um evento térmico ocasionado por intrusões vulcânicas associadas ao vulcanismo Paraná-Etendeka (Cretáceo inferior).

Por fim, dados estruturais permitiram identificar uma evolução tectônica complexa, marcada por processos relacionados formação da bacia até reativações pós-deposicionais. Os eventos D1 e D2 foram associados a esforços gerados durante os estágios finais do Ciclo Brasileiro, com campos de tensão S10E-N10W e SE-NW, respectivamente. Um evento D3 com campo de tensão W-L registra reativações causadas pela Orogenia Famatiniana. O evento D4 marcado por uma compressão NNE-SSW e uma extensão NE-SW são relacionados aos processos tectônicos Triássicos (Orogenia Gondwanides). Um último evento D5 extensional (L-W) foi correlacionado aos processos de separação do Gondwana.

Palavras-Chave: Minas do Camaquã, Depósitos Minerais, Estrutural, Proveniência, Termocronologia .

Abstract

The study area is located in the southern portion of the Camaquã Basin, being classically known as "Bom Jardim Window". This area has been intensely studied, mainly due to the ore deposits widely distributed. Yet there is still no consensus regarding the tectonic evolution of the region, since basin inception processes until post-depositional events, but also regarding its stratigraphic position within the depositional sequence Basin Camaquã. Thus, this work contributes to previous models with geochronological and thermochronological data, applied directly to the sedimentary rocks of the region, as well as new structural data.

Therefore, we submitted six samples of sedimentary rocks from the Camaquã Mines region to U-Pb method with LA-ICP-MS e SHRIMP applied to detrital zircons in order to map possible source areas of the sediments, as well as, proposing a maximum depositional age for the sequence. These same samples were used for apatite separation for thermochronological analysis (apatite fission tracks), with the aim of characterizing uplift and denudation events related to tectonics process that affected the area.

Provenance study enabled us to identify a large contribution of Brasiliano zircon ages, especially from Late-Neoproterozoic and secondarily, zircons populations of Paleoproterozoic age, mainly related to Trans-Amazonian Cycle. The main population was correlated with granitic intrusions from Taquarembó Terrene and possibly contributions from Pelotas Batholith, as well as, from older volcano-sedimentary sequences of the Camaquã Basin. Paleoproterozoic ages were assigned to rocks of Santa Maria Chico Granulitic Complex and Encantadas Complex, as well as, reworked zircons from metasedimentary rocks of Porongos Metamorphic Complex. Still it was possible to estimate the maximum deposition age of the sequence on 554 Ma from the youngest zircon grain dated. Previous isotopic data allow positioning these rocks within the depositional range of Santa Bárbara Group.

Apatite fission track analysis identified four main ages populations. These populations were attributed to the influence of two orogenic events on the Southwestern margin of Gondwana: Famatinian and Gondwanides. The first event is well documented by the 407-362 Ma age populations and the second by the 302 Ma and 242-211 Ma. The fourth population (133 Ma) was recorded in only one sample indicating a thermal

event caused by volcanic intrusions associated with volcanism Paraná-Etendeka (Lower Cretaceous).

Finally, structural data allowed identifying a complex tectonic evolution, characterized by basin inception processes until post-depositional reactivations. The events D1 and D2 were associated with stresses generated during the final stages of the Brazilian Cycle with stress fields of S10E-SE-NW and SE-NW, respectively. A third event (D3) with W-L stress field records the reactivation Famatinian Orogeny. The D4 event marked by a NNE-SSW compression and a NE-SW extension related to Triassic tectonic processes (Gondwanides Orogeny). One last extensional (W-L) event (D5) was correlated to the processes of separation of Gondwana.

Keywords: Camaquã Mines, Ore Deposits, Tectonics, Geochronology, Thermochronology.

Sumário

Agradecimentos	4
Resumo	5
Abstract.....	7
TEXTO EXPLICATIVO DA ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	11
CAPÍTULO I – PARTE I.....	12
Capítulo I.1	12
I.1.1 Introdução	12
I.1.2 Objetivos	13
I.1.3 Localização da Área	14
I.1.4 Métodos Utilizados	15
Capítulo I.2 Estado da Arte.....	18
I.2.1 Geologia Regional: Escudo Sul Riograndense.....	18
I.2.1.1 Batólito Pelotas	19
I.2.1.2 Terreno Tijucas	20
I.2.1.3 Terreno São Gabriel	21
I.2.1.4 Terreno Taquarembó	22
I.2.2 Estratigrafia e Tectônica da Bacia do Camaquã	22
I.2.2.1 Estratigrafia de Minas do Camaquã.....	31
I.2.2.2 Estrutural de Minas do Camaquã.....	36
Capítulo I.3 Métodos e Técnicas Analíticas	38
I.3.1 Revisão Bibliográfica	38
I.3.2 Análise Estrutural Preliminar.....	38
I.3.3 Análise Estrutural	38
I.3.4 Preparação das Amostras.....	43
I.3.5 Geocronologia: U/Pb em Zircões Detríticos.....	46
I.3.5.1 Método Analítico: U-Pb com LA-ICP-MS.....	48
I.3.5.2 Método Analítico: U-Pb com SHRIMP.....	50
I.3.6 Termocronologia	52
I.3.6.1 Método Analítico: Traços de Fissão em Apatita.....	53
I.3.6.2 Determinação da idade.....	54
I.3.6.3 Determinação das Densidades dos Traços de Fissão.....	55
I.3.6.4 Medida do Comprimento dos Traços Confinados.....	56
I.3.6.5 Composição Mineral	57
Capítulo I.4 Referências.....	59
CAPÍTULO II – Parte II	75

Carta de recebimento do artigo	75
Abstract.....	76
1 Introduction	77
2 Geological and Tectonic Setting.....	78
2.1 Pelotas Batholith	80
2.2 Tijucas Terrane	80
2.3 São Gabriel Terrane.....	81
2.4 Taquarembó Terrane	81
3 Camaquã Basin Stratigraphy	81
3.1 Camaquã Mine Stratigraphy and Structural Framework	84
3.1.1 Structural Framework	86
4 Material and Methods.....	87
4.1 Structural Studies	87
4.2 Isotope Studies	88
4.2.1 U-Pb Detrital Zircon Data.....	88
4.3 Thermochronology on Apatite.....	91
5 Results	91
5.1 Structural Data	91
5.2 Geochronological Data.....	96
5.2.1 <i>Sample MA - Ryt. - 54 (Mangueirão Member)</i>	96
5.2.3 <i>Sample MA - L.C. - 109 (Lower Conglomerate)</i>	97
5.2.4 <i>Sample MA - M.S. - 110 (Middle Sandstone)</i>	97
5.2.5 <i>Sample MA - U.C. - 89 (Upper Conglomerate)</i>	98
5.2.6 <i>Sample MA - U.S. - 44 (Upper Sandstone)</i>	98
5.3 Thermochronology	99
6 Discussions	103
6.1 Structural Data	103
6.2 Provenance	105
6.3 Thermochronology	108
7 Conclusions.....	108
8 Acknowledgements.....	110
9 References	110
SUPPLEMENTARY MATERIAL.....	120

TEXTO EXPLICATIVO DA ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

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

Capítulo I – Parte I

Capítulo I.1 – formado pela introdução, na qual é feita uma caracterização da problemática envolvida no desenvolvimento da dissertação; Objetivos; Localização da área; e sumário dos métodos utilizados.

Capítulo I.2 - Estado da Arte formado por uma revisão sobre a Geologia Regional: Escudo Sul Riograndense; Estratigrafia e Tectônica da Bacia do Camaquã; Estratigrafia de Minas do Camaquã; Arcabouço Estrutural de Minas do Camaquã;

Capítulo I.3 – Detalhamento dos Métodos e Materiais

Capítulo I.4 - Referências utilizadas nesta primeira parte.

Capítulo II – Parte II

Manuscrito que consiste no corpo principal da dissertação onde é apresentado um artigo submetido à Journal of South American Earth Sciences, com autoria principal do presente mestrando e colaboradores (incluindo orientadores). Neste artigo encontram-se os resultados obtidos no decorrer da dissertação bem como avaliação e interpretação dos dados com discussão e conclusão.

CAPÍTULO I – PARTE I

Capítulo I.1

I.1.1 Introdução

Este trabalho se desenvolveu sobre uma área classicamente denominada de “Janela Bom Jardim”, na região das Minas do Camaquã, a qual compõe uma sequência vulcano-sedimentar maior conhecida como Bacia do Camaquã (BC). A BC é conhecida devido a sua complexidade estrutural e estratigráfica, onde muitos trabalhos já foram desenvolvidos, porém, ainda existem muitas dúvidas com relação ao modelo tectônico gerador da bacia. Isto se deve principalmente a uma escassez de dados petrográficos, geocronológicos e isotópicos, geoquímicos e termocronológicos aplicados especificamente as rochas sedimentares da bacia.

A região das Minas do Camaquã caracteriza-se por abrigar grandes depósitos de minério de cobre, zinco, chumbo e subordinadamente prata e ouro. Este aspecto despertou um amplo interesse em estudar aquelas rochas, tanto no contexto estratigráfico, como estrutural ou metalogenético. O contato das rochas encontradas na região com as rochas sobrejacentes do Grupo Guaritas (horizontais a subhorizontais) se dá por uma discordância angular. Esta particularidade levou diversos autores a caracterizar aquela região como uma dobra anticlinal (Ribeiro *et al.*, 1966; Bettencourt, 1972; Bettencourt & Damasceno, 1974; Faccini *et al.*, 1987 e Paim & Lopes, 2000).

Um dos principais questionamentos sobre a área diz respeito ao seu posicionamento estratigráfico. Os diversos trabalhos desenvolvidos na região das minas do Camaquã com o objetivo de realizar uma caracterização estratigráfica apresentaram conclusões variadas (Robertson, 1966; Ribeiro *et al.*, 1966; Ribeiro & Fantinel, 1978; Teixeira *et al.*, 1978; Gonzalez & Teixeira, 1980; Faccini *et al.*, 1987; Fambrini, 1998; Paim & Lopes, 2000; Fambrini, 2003; Fambrini *et al.*, 2005; Oliveira *et al.*, in prep). Estas divergências são provenientes das dificuldades de correlação entre as sequências aflorantes da Bacia do Camaquã, como também das similaridades entre elas.

Neste contexto, este trabalho vem a contribuir com o aperfeiçoamento do modelo tectônico para a região, apresentando novos dados estruturais regionais e de detalhe, e dados de proveniência e termocronologia. Neste trabalho o estudo de proveniência veio contribuir com dados que permitam identificar possíveis áreas fonte da bacia, fornecendo também um panorama geral do arcabouço tectônico durante a deposição

sedimentar. A geocronologia também veio auxiliar na questão do posicionamento estratigráfico destas rochas, apresentando uma idade máxima de deposição para a sequência, favorecendo a correlação com os estágios sedimentares e vulcânicos evolutivos da Bacia do Camaquã. O estudo com os traços de fissão em apatitas trouxe raras informações sobre eventos tectônicos que afetaram a região, mostrando a forte influência de eventos tectônicos posteriores a deposição da bacia, datando as épocas em que estes eventos ocorreram.

Este trabalho segue a linha de pesquisa desenvolvida pelo autor durante o desenvolvimento de seu trabalho de conclusão do curso de graduação em Geologia (2009), no intuito de complementá-lo. Dados de quatro amostras de zircões detríticos foram adicionados, bem como, seis amostras analisadas pelo método de traços de fissão em apatitas. Novos dados estruturais também são apresentados, bem como uma interpretação mais aprofundada da tectônica da região.

1.1.2 Objetivos

O objetivo principal deste estudo foi contribuir com dados estruturais, geocronológicos e termocronológicos no entendimento de futuros trabalhos relacionados à evolução tectônica da Bacia do Camaquã. Para isso, tivemos como objetivos específicos:

(i) Fazer inventário das estruturas primárias e secundárias (estratificações, acamamentos, falhas, dobras e outras feições tectônicas) que ocorrem na janela Bom Jardim e adjacências (Grupo Guaritas);

(ii) A partir dos dados estruturais realizar uma análise cinemática e dinâmica para definir o campo de tensão atuante na região;

(iii) Utilizar os métodos U-Pb em zircões detríticos nas diferentes unidades estratigráficas da Janela Bom Jardim, para identificar as possíveis áreas fonte dos sedimentos e apresentar uma idade máxima de deposição

(iv) Utilizar dados de traços de fissão em apatitas para caracterizar eventos de soerguimento e denudação ocorrentes na área, identificando o registro dos últimos processos tectônicos que afetaram a região.

I.1.3 Localização da Área

O trabalho foi realizado nas proximidades do antigo distrito mineiro Minas do Camaquã, Caçapava do Sul, RS. O alvo dos estudos foi a área de afloramento da janela Bom Jardim e adjacências, que ocorre entre as coordenadas 6.584.000 e 6.575.000 mN e 274.000 e 262.000 mE (Projeção Universal Transversal de Mercator – UTM, zona 22 sul, *datum* Corrego Alegre). Para acessar a região de Minas do Camaquã, saindo de Porto Alegre pela BR 290, é necessário deslocar-se cerca de 230 km até o acesso a BR 153, onde toma-se a direita em direção a Bagé, por cerca de 45 km e, finalmente toma-se a RS-625 a esquerda por mais 25 km (fig 1). Esta última não é pavimentada, como muitas estradas vicinais que cortam a área, tornando o acesso a região em épocas chuvosas bastante difícil.

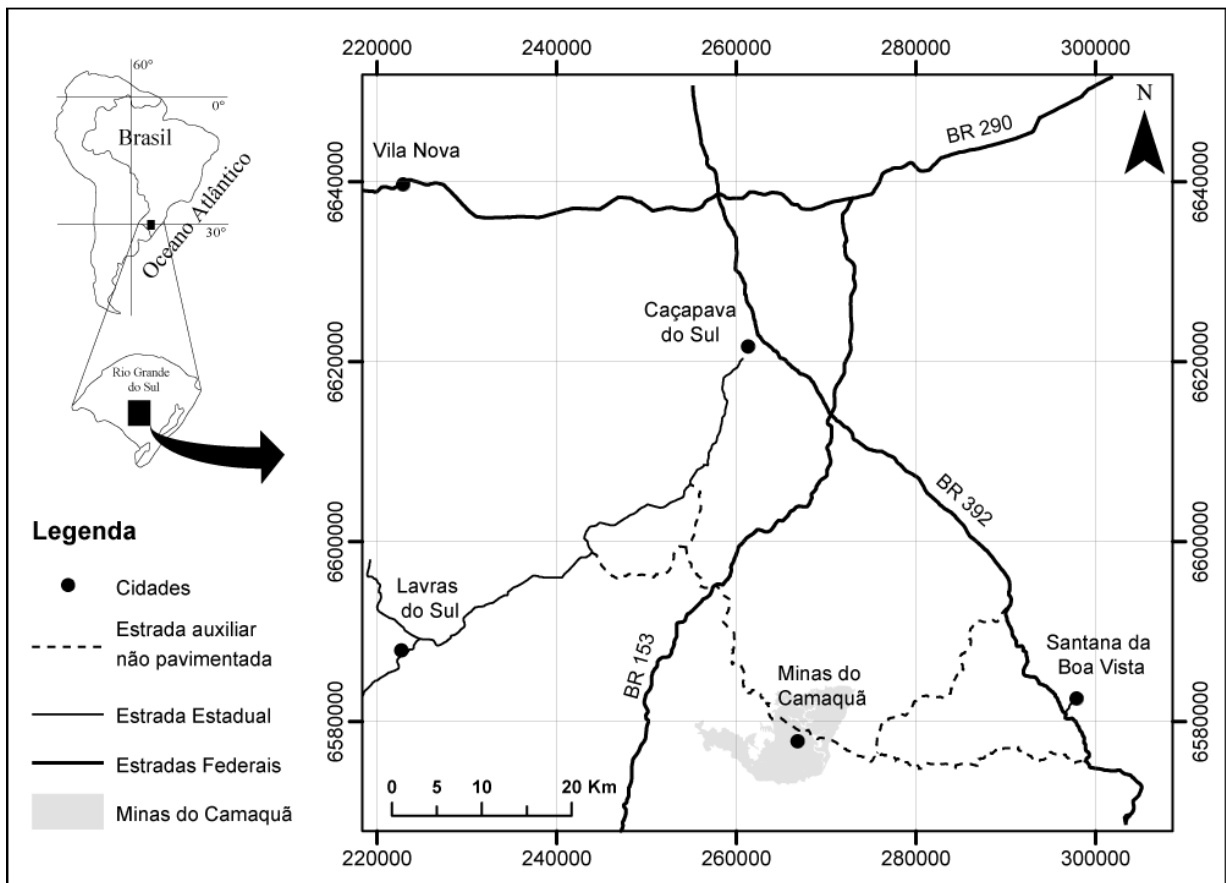


Figura 1: Localização da área de estudo.

I.1.4 Métodos Utilizados

Para esta pesquisa as primeiras atividades desenvolvidas foram a revisão bibliográfica, a fim de obter um bom conhecimento da geologia local, e a análise imagens ASTER, *Rillshade* e *QuickBird*, para identificar os principais padrões estruturais que afetaram a região.

Em um segundo momento foi realizado o trabalho de campo que foi desenvolvido durante três etapas: 09-28/02/09, 20-29/04/09 e 29/11/12 – 01/12/12. Na primeira campanha, o enfoque dado, foi à coleta de dados estruturais (primários e secundários) e também a realização de um reconhecimento regional da área. Na segunda etapa, o objetivo principal foi à coleta de amostras para as análises geocronológicas e termocronológicas, como também, dar continuidade ao levantamento estrutural. Ainda foi realizada uma terceira campanha de campo, de apenas 3 dias com enfoque exclusivo na complementação dos dados estruturais. A seguir é apresentado o mapa de pontos de campo (figs. 2 e 3).

Ao todo foram coletadas 6 amostras, uma para cada unidade que compõem a janela “Bom Jardim” segundo Gonzalez & Teixeira (1980). Por tratar-se de rochas sedimentares foi necessário coletar em média 10 kg de amostra, para que fosse possível obter o número ideal de zircões e apatitas para serem analisados. Os zircões foram analisados pelo método U/Pb com LA-ICPMS e SHRIMP e as apatitas foram analisadas pelo método de traços de fissão. Em campo foram medidas mais de mil estruturas, para que fosse possível realizar uma análise estatística representativa na região.

Por fim, a avaliação dos dados obtidos culminam com a integração dos mesmos e a confecção do artigo submetido Journal of South American Earth Sciences.

A descrição detalhada dos métodos e técnicas aplicados neste trabalho é apresentada do Capítulo I.3.

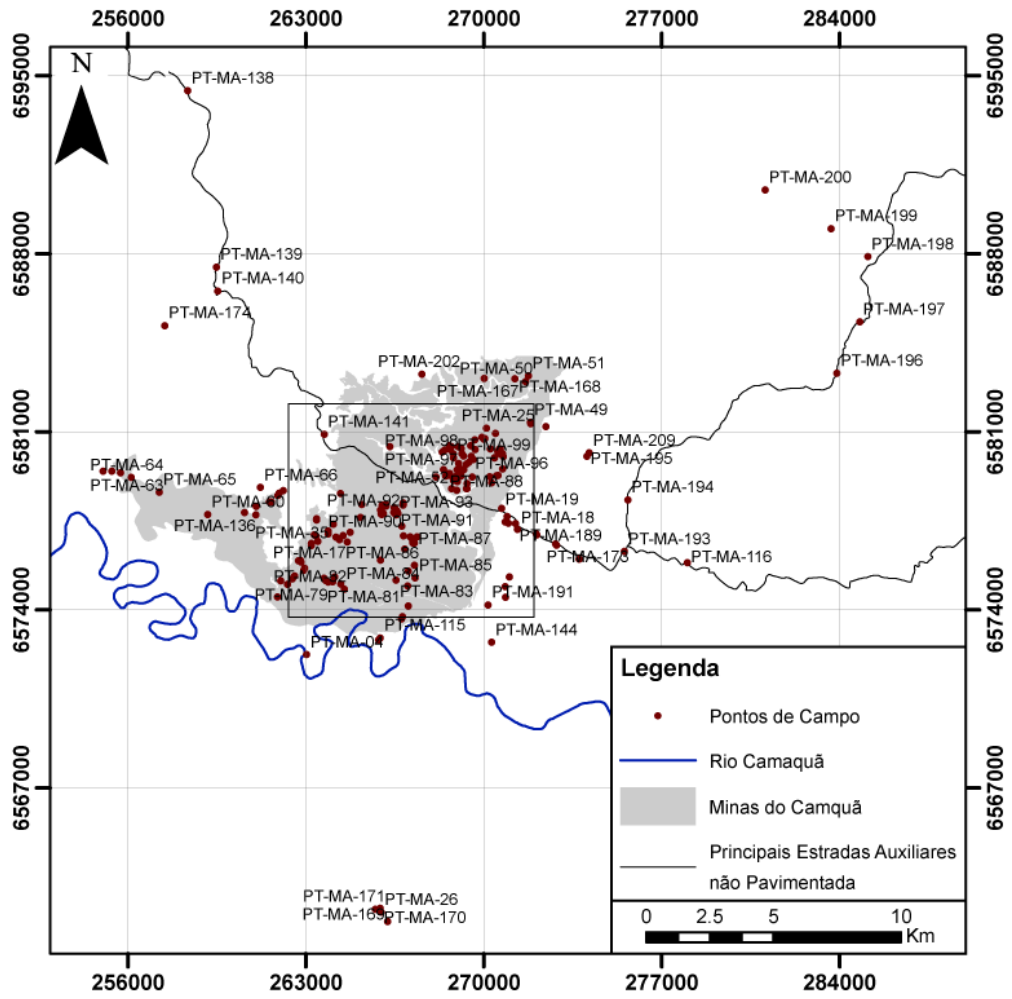


Figura 2: Mapa geral de pontos em escala 1:250.000.

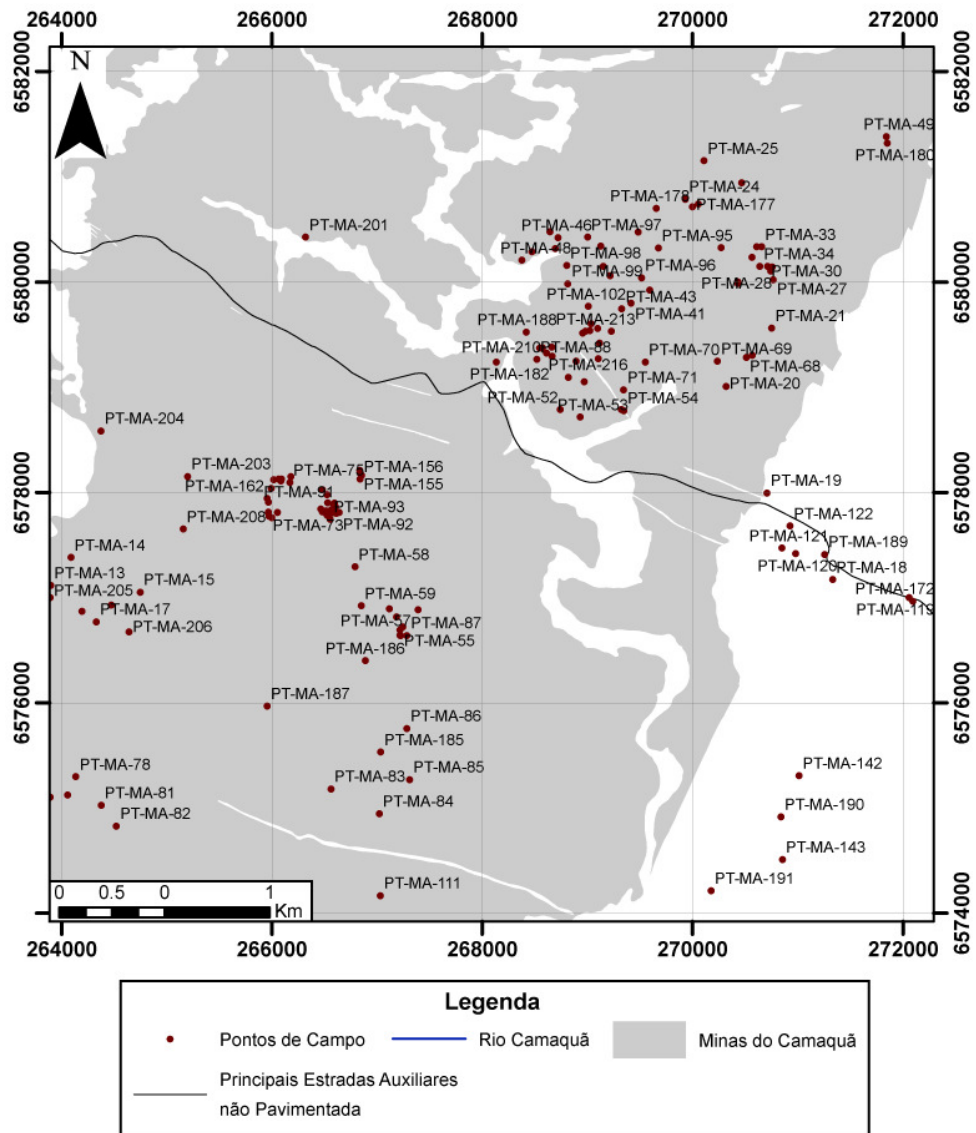


Figura 3: Mapa de pontos em escala 1:65.000. Detalhe do retângulo delimitado na figura 5.

Capítulo I.2 Estado da Arte

I.2.1 Geologia Regional: Escudo Sul Riograndense

A área de estudo está inserida no contexto geotectônico do Escudo Sul Riograndense (ESRG), o qual representa a porção mais ao sul do Brasil de ocorrência da Província Mantiqueira (Almeida, 1981). O arcabouço tectônico do ESRG consiste predominantemente de três grandes unidades geradas durante o Neoproterozóico que são o Batólito Pelotas (BP), Terreno Tijucas (TT) e Terreno São Gabriel (TSG), que juntos formam o Cinturão Dom Feliciano. Associados a estes terrenos ocorrem as unidades Paleoproterozóicas, que tem como unidade maior o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, aflorante no Terreno Taquarembó (TTa) (fig 4). No TT ainda temos as ocorrência dos ortognaisses do Complexo Encantadas, e por fim, no BP ocorrem os septos do embasamento, os quais são representados predominantemente por ortognaisses do Complexo Arroio dos Ratos e por paragnaisses do Complexo Várzea do Capivarita (Hartmann *et al.*, 2007).

Os limites destas grandes unidades do ESRG são marcados por zonas de cisalhamento regionais com direção predominantes NE-SW e NW-SE (entre os terrenos São Gabriel e Taquarembó), representando possíveis limites tectônicos entre estas unidades. A geração deste arcabouço teria ocorrido durante o Ciclo Brasileiro/Pan-Africano (Neoproterozóico) quando ocorreu a colisão entre os cratons La Plata e Kalahari gerando o a porção Ocidental do Gondwana. Chemale (2000) propôs um modelo baseado em dados geocronológicos e isotópicos correlacionados com dados do continente africano. Para este autor, o processo teria ocorrido em quatro estágios principais, que são: (I) 900-850 Ma: início do processo de subducção para leste com a geração de rochas de arco de ilhas; (II) 800-700 Ma: ocorre a acreção do Prisma de Acreção Palma com a formação de arco magmático. Ainda neste momento, ocorre rifteamento no lado da placa do Kalahari, com geração de crosta oceânica. Este processo é responsável pela formação do Microcontinente Encantadas; (III) 700-650 Ma: nesta fase a continuidade do rifteamento no lado africano levou a implantação do oceano ou proto-oceano Adamastor; (IV) 650-540 Ma: o oceano ou proto-oceano Adamastor inicia seu processo de subducção com mergulho para oeste. Este processo gerou o arco magmático ou cinturão Dom Feliciano. O fechamento deste oceano teria ocorrido com um regime de empurrões oblíquos nos estágios iniciais (650-610 Ma) e

transcorrentes nos estágios finais (600-540 Ma) com a geração de rochas graníticas e bacias sedimentares associadas.

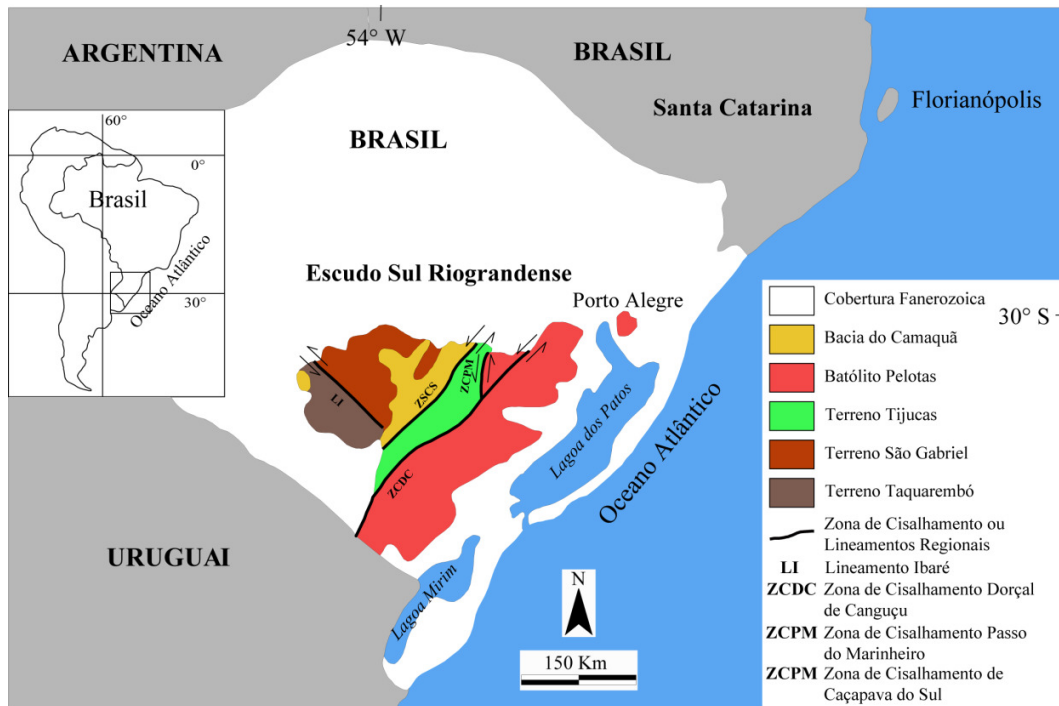


Figura 4: Mapa Geológico simplificado das unidades geotectônicas do Escudo Sul Riograndense (modificado de Philipp, 2010).

I.2.1.1 Batólito Pelotas

Esta unidade é representada predominantemente por rochas graníticas com idade entre 650-550 Ma (Hartmann *et al.*, 2000 e Philipp & Machado, 2005) e retrabalhamento de uma crosta Paleoproterozóica (2.3 – 2.0 Ga) e, mais raramente, arqueana (Chemale *et al.*, 2000).

Consiste em um complexo granítico dividido em seis suítes intrusivas, discriminados por Philipp & Machado (2005), relacionadas à atuação de zonas de cisalhamento, são elas: Pinheiro Machado, Erval, Viamão, Encruzilhada do Sul, Cordilheira e Dom Feliciano.

Três eventos tectônicos principais ocorreram no Batólito Pelotas (Fernandes *et al.*, 1995; Philipp & Machado, 2005): (I) um evento mais antigo, de baixo ângulo, reconhecido em xenólitos de ortognaisses contidos nos granitóides do Complexo Pinheiro Machado; (II) um evento longo e mais jovem, de alto ângulo, associado às

zonas de cisalhamento dúcteis que deformam as estruturas do primeiro evento, e é responsável pela colocação das suítes graníticas mais antigas do batólito; (III) um terceiro evento, tardio, também associado às zonas de cisalhamento de alto ângulo, porém em regime dúctil-rúptil a rúptil.

I.2.1.2 Terreno Tijucas

Esta unidade tem forma alongada, segundo NE-SW e ocorre a leste do Terreno São Gabriel. Este terreno pode ser dividido em porções leste e oeste, separados por estreitos grabens, delimitados por falhas rúpteis, e preenchidos por sedimentos siliciclásticos da Bacia do Camaquã ou truncados por rochas gnáissicas pré-Brasilianas (Hartmann *et al.*, 2007). De uma forma abrangente esta unidade é composta por unidades gnáissicas, graníticas e anfíbolíticas de idade Paleoproterozóica (idade 2.3-2.0 Ga), retrabalhadas ou não por um evento orogênico de 800-770 Ma, e por unidades vulcano-sedimentares geradas entre 800-770 Ma a partir de material de idade predominantemente Paleoproterozóica (Chemale, 2000).

O limite leste do Terreno Tijucas ocorre ao longo da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. Esta zona de cisalhamento, transcorrente de grande escala, tem disposição alongada, segundo a direção NE-SW, e movimentação sinistral (Philipp & Machado, 2005; Nardi & Bitencourt, 2007), colocando em contato o Terreno Tijucas e o Batólito Pelotas, a leste.

Este terreno é composto por uma associação de rochas metassedimentares e metavulcânicas de fácies xistos verdes a anfíbolito, com idade possivelmente Mesoproterozóica a Neoproterozóica (Hartmann *et al.*, 2007). Em adição, Gruber (2007) datando zircões detríticos pelo método U/Pb (LA-ICPMS) obteve idades Paleoproterozóicas entre 2664 e 2020 Ma em rochas metapelíticas, como também, idades Mesoproterozóicas variando entre 1685 e 997 Ma. Ocorrem também exposições de rochas do embasamento, composto por unidades gnáissicas, graníticas e anfíbolíticas de idade Paleoproterozóica (2,26-2,00 Ga por Hartmann *et al.*, 2007).

Os metassedimentos do Complexo Porongos foram, em parte, gerados entre 780-770 Ma (Chemale Jr., 2000). Os zircões detríticos mais jovens de quartzitos desta unidade têm idade de 1998 Ma (Hartmann *et al.*, 2007), delimitando a idade máxima possível do preenchimento da bacia. As idades de 780-770 Ma (zircão de metariolito,

SHRIMP e TIMS), obtidas por Chemale Jr. (2000) e Hartmann *et al.* (2000), são consideradas como idades ígneas.

O embasamento está exposto no núcleo de antiformes de grande escala (Jost & Bitencourt, 1980). Os ortognaisses do Complexo Encantadas são recobertos pelos metassedimentos do Complexo Porongos que contêm duas sequências litológicas (leste e oeste). A sequência leste contém xistos pelíticos, grafitosos, quartzitos e lentes de mármore, e ainda, rochas metavulcânicas ácidas. A sequência oeste consiste de metapelitos e quartzitos intercalados com rochas tuffíticas félsicas (Jost & Bittencourt, 1980).

Os gnaisses Imbicuí, que fazem parte do Complexo encantadas, e ocorrem ao sul de Lavras do Sul, e incluem dioritos, tonalitos e trondhjemitos, com idades ígneas Paleoproterozóicas de zircões datados por SHRIMP, ao passo que as porções metamórficas dos zircões foram formadas pela atividade das zonas de cisalhamento em torno de 750-700 Ma.

I.2.1.3 Terreno São Gabriel

De uma forma geral, esta unidade é representada por rochas granítico-gnáissicas e vulcano-sedimentares com uma assinatura isotópica juvenil de idade Neoproterozóica, tendo os principais processos magmáticos e deformacionais ocorrido entre 850-700 Ma (Chemale, 2000). Possui gnaisses cálcico-alcálicos juvenis cortados por metagranitóides, ambos englobados no Complexo Cambaí, intrusivos em uma sequência vulcano-sedimentar (Complexos Palma/Bossoroca) (Hartmann *et al.*, 2007).

O Complexo Cambaí é composto por um grande volume de rochas plutônicas juvenis, como gnaisses dioríticos e tonalíticos, metadioritos, metatonalitos e metatrandhjemitos, truncados por várias gerações de plútons de dioritos a granodioritos e corpos tabulares e veios de trondhjemitos, e pegmatitos de composição quartzo-feldspática variada. Granitos sintranscorrentes formam corpos lenticulares, alongados segundo a direção NE-SW, intrusivos no Complexo Palma, com disposição paralela à foliação principal.

O Complexo Palma (porção inferior) é representado por rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas, intercaladas com xistos e paragnaisses pelíticos e quartzíticos. O Complexo Bossoroca compõe a porção superior e apresenta rochas vulcânicas e

vulcanoclásticas metamorizadas, de composição andesítica e dacítica, e também tufos intermediários e rochas tuífticas, além de xistos pelíticos e psamíticos.

I.2.1.4 Terreno Taquarembó

Localizado na porção sudoeste do ESRG, é limitado ao norte pelo lineamento de Ibaré, a leste pela anomalia magnética de Caçapava do Sul e, a oeste e sul, é recoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná. A unidade principal que o compõem é o Complexo Granulítico Santa Maria Chico (CGSMC), que é composto por rochas metamórficas de alto grau.

O Complexo Granulítico Santa Maria Chico é constituído predominantemente por granulitos félsicos (trondhjemíticos) e máficos, além de piroxenitos, uma lente de harzburgito, silimanita gnaisses, mármore e gnaisses cálcio-silicáticos. Foram afetadas intensamente por retrometamorfismo de contato, devido à intrusão de grande volume de magmas graníticos Neoproterozóicos. A datação SHRIMP de zircões mostra idades variadas de acreção dos magmas do complexo granulítico, entre 2,5-2,1 Ga, tendo o evento colisional gerador dos granulitos ocorrido em 2,02 Ga (Hartmann *et al.*, 2000).

I.2.2 Estratigrafia e Tectônica da Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã localiza-se na porção central do ESRG e consiste em uma bacia alongada segundo direção preferencial NE-SW. Sua sequência deposicional é marcada por depósitos vulcano-sedimentares com uma espessura aproximada de 6 a 7 mil metros, acumulados desde o final do Neoproterozóico ao Ordoviciano (Paim *et al.*, 2000).

Esta bacia é comumente relacionada aos estágios finais do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano (Paim *et al.*, 2000). Segundo o mesmo autor, a bacia foi depositada em uma depressão tectônica no qual estão preservados os registros de uma série de bacias que se sucederam no tempo, cada uma apresentando características geológicas e tectônicas próprias.

No entanto, não há uma definição clara quanto ao regime tectônico responsável pela geração e evolução da Bacia do Camaquã. As hipóteses atribuídas à gênese da bacia incluem processos desvinculados da teoria da tectônica de placas, ainda no âmbito da teoria da geossinclinal (Loss & Roisenberg, 1972), como também modelos relacionando a gênese da bacia a uma tectônica colisional brasileira com consequente

subsidiência flexural (Issler, 1982, 1983, 1985; Jost, 1984; Gresse *et al.*, 1996). Existem, ainda, hipóteses vinculadas a um episódio final do ciclo brasileiro caracterizado por reativações transcorrentes de escala regional e/ou continental e consequente formação de bacias do tipo *strike-slip* (Almeida *et al.*, 1976; Wernick *et al.*, 1978; Almeida *et al.*, 1981; Machado & Fragoso-César, 1987; Brito Neves & Cordani, 1991; Oliveira & Fernandes, 1991, 1992; Fernandes *et al.*, 1992, e Machado & Sayeg, 1992); e modelos compostos, partindo de uma tectônica colisional seguido por uma fase de deformação transtraccional e/ou extensional (Fragoso-Cesar *et al.*, 1982, 1984, 1992; Beckel, 1990, 1992; Sayeg *et al.*, 1992; Sayeg, 1993; Chemale Jr., 1993; Paim *et al.*, 2000). Ainda sob a ótica da deformação composta, Borba (2006) sugere uma evolução a partir de um ambiente extensional relacionado a empurrões seguido por uma deformação compressiva, finalizando com um estágio de extensão associado com transcorrência. Também têm sido propostos modelos no qual a bacia do Camaquã é associada a uma fase anorogênica, depositada em riftes extensionais (Fragoso-Cesar *et al.*, 2003; Janikian, 2004; Almeida, 2005; Pelosi, 2005). Uma síntese dos principais modelos tectônicos da Bacia do Camaquã é apresentada no quadro 1.

Paim *et al.* (2000) faz uma divisão considerando o posicionamento geográfico da Bacia do Camaquã separando-a em quatro sub-bacias denominadas Taquarembó/Ramada, Santa Bárbara, Guaritas e Piquiri/Arroio Boici, de Oeste para Leste, respectivamente (fig. 5). Cada sub-bacia apresenta uma evolução parcial independente, e conseqüentemente, o arcabouço estratigráfico apresentam algumas diferenças em escala regional, sendo que as sub-bacias Santa Bárbara e Guaritas apresentam um registro estratigráfico mais completo.

Diversas propostas estratigráficas já foram apresentadas para a Bacia do Camaquã ao longo dos anos. O quadro 2 apresenta uma correlação entre algumas das principais colunas estratigráficas propostas para a Bacia do Camaquã. Dentre os principais salientam-se os trabalhos pioneiros de Carvalho (1932), Leinz, Barbosa & Teixeira (1941), Leinz & Almeida (1941) e Teixeira (1941), como também, as publicações mais recentes de Paim *et al.* (2000), Fambrini (2003), Janikian (2004), Pelosi (2005) e Borba (2006), uma vez que apresentam abrangência regional das unidades estratigráficas da BC.

De maneira geral a BC é subdividida em quatro grupos principais: Maricá, Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas (fig. 6). A seguir é apresentada uma descrição

sumarizada sobre os aspectos geológicos, geocronológicos e estratigráficos relacionados a cada uma destas unidades.

Evolução	Esforços Envolvidos	Classificação da Bacia	Autores
Simples	Transcorrência	<i>Strike-slip</i>	Wernick <i>et al.</i> (1978) Almeida <i>et al.</i> (1976, 1981) Machado e Fragoso César (1987) Brito Neves & Cordani (1991) Oliveira & Fernandes (1991, 1992) Fernandes <i>et al.</i> (1992) Machado & Sayeg (1992)
	Empurrão	Periférica Sucessória de retroarco Antepaís de retroarco	Issler (1982, 1983, 1985) Jost (1984) Gresse <i>et al.</i> (1996)
	Extensão	<i>Rift</i> Intracontinental Anorogênico	Fragoso César <i>et al.</i> (2003) Janikian (2004) Pelosi (2005)
	Extensão (sem vinculação orogênica) Transcorrência (posterior à deposição)	<i>Rift</i>	Almeida (2005)
Complexa	Empurrão Extensão	Antefossa Molassa Sinclínoria Molassa Graben	Fragoso César <i>et al.</i> (1982)
	Empurrão Extensão	Antefossa Antefossa (molassa precoce) Grabens a hemo-grabens	Fragoso César <i>et al.</i> (1984)
	Empurrão Empurrão Transcorrência Extensão	Antepaís <i>Piggy-back</i> <i>Strike-slip</i> Graben intramontano	Beckel (1984)
	? Empurrão Transcorrência	Molassa Maricá Retroarco Santa Bárbara e Antefossa Arroio dos Nobres <i>Pull-apart</i> (Camaquã)	Fragoso César <i>et al.</i> (1992)
	Empurrão Transcorrência	Antefossa Arroio dos Nobres (<i>Flysch</i> do Vale do Piquiri) <i>Strike-slip</i> (molassa Vargas)	Sayeg <i>et al.</i> (1992)
	Transtração Transpressão	Antepaís Periféricas Antepaís de Retroarco <i>Pull-apart</i> Colapso orogênético Riftes extensionais	Chemale Jr. (1993)
	Empurrão Transcorrência Extensão	Bacia de Antepaís de Retroarco <i>Strike-slip</i> de Retroarco Hemi-Graben Transtracional	Paim <i>et al.</i> (2000)
	Transcorrência Extensão		Menegat & Fernandes (2001)
	Extensão/Empurrão Compressional Extensão/Transcorrência	Intracratônica Foreland Rifte ou <i>Pull-apart</i>	Borba (2006)

Quadro 1: Classificação da Bacia do Camaquã baseada na Tectônica de Placas, como proposto por Paim *et al.* (2000) e complementado por Toniolo *et al.*, (2007).

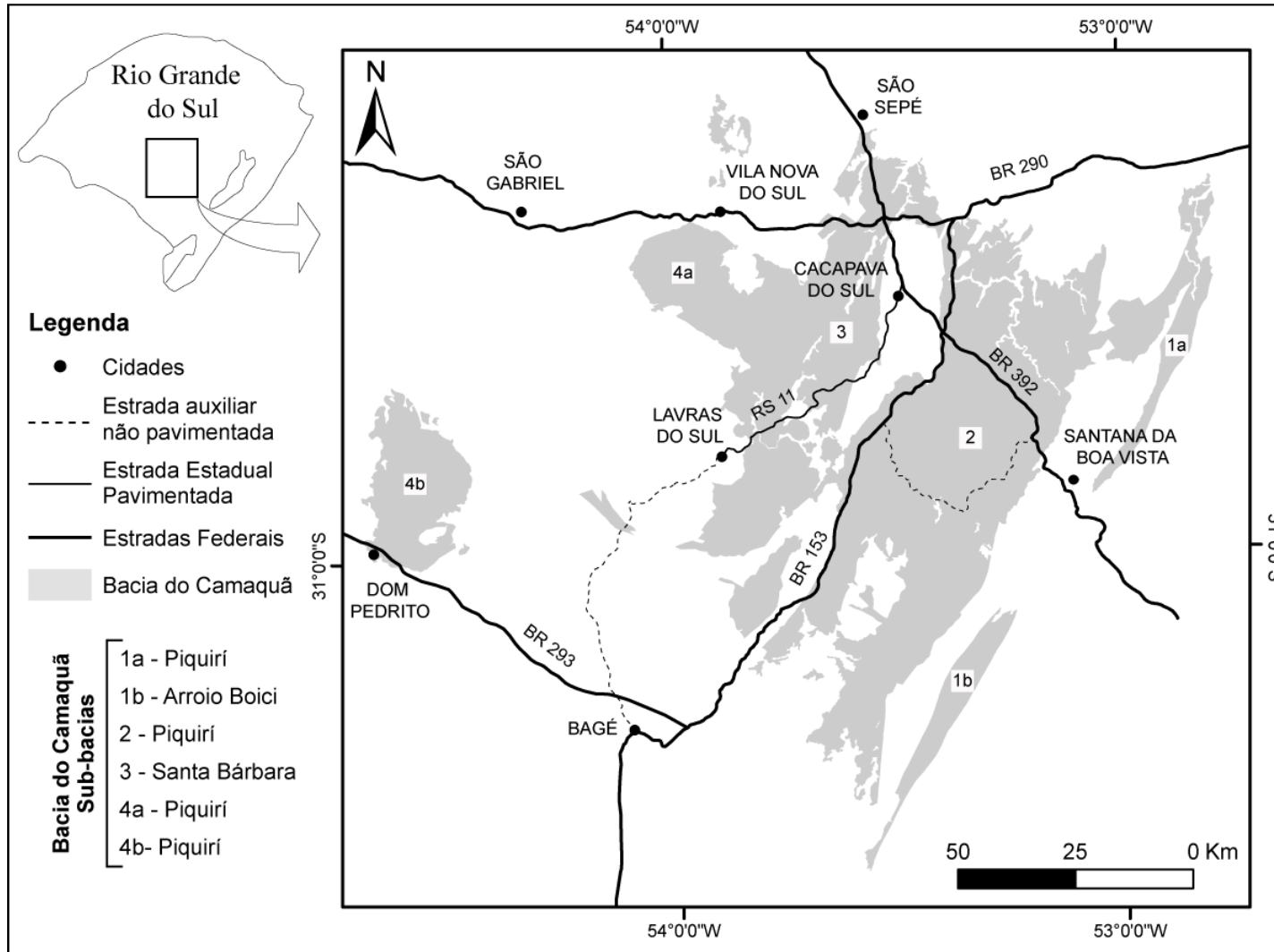


Figura 5: Mapa geral de localização da Bacia do Camaquã, com a posição das suas sub-bacias (modificado de Paim et al., 2000).

Carvalho 1932	Leinz <i>et al.</i> 1941	Robertson 1966 (manuscrito de 1961)	Ribeiro <i>et al.</i> 1966	Ribeiro e Lichtenberg, 1978	Santos <i>et al.</i> 1978	Fragoso Cesar <i>et al.</i> 1985	Leites <i>et al.</i> 1990	Paim <i>et al.</i> 1992	Paim <i>et al.</i> 1995	Paim <i>et al.</i> 2000	Porcher & Lopes 2000	Fragoso Cesar <i>et al.</i> 2000b	Fragoso Cesar <i>et al.</i> 2003	Franbrini 2003	Janikian 2004	Pelosi 2005	Projeto BANEO 2006	Borba <i>et al.</i> 2006				
Série Camaquã	Conglomerado Seival	Conglomerado Coxilha	Conglomerado Coxilha	Camadas Varzinha	Grupo Camaquã	Formação Guarilá	Seqüência Vulcano-Sedimentar IV	Seqüência IIb	Aloform. Varzinha	Aloform. Pedra Pintada	Varzinha	Fácies Varzinha	Grupo Guaritas	Suite Intrusiva Rodeio Velho				Fm. Varzinha				
	Efusivas Andesíticas	Formação Guaritas	Formação Guaritas	Formação Santa Bárbara				Seqüência IIIa										Pedra Pintada	Fácies Pedra Pintada	Fm. Guarda Velha	Fm. Pedra Pintada	
	Série Camaquã Inclinada e Horizontal	Formação Santa Bárbara	Formação Santa Bárbara	Formação Santa Bárbara				Seqüência Iic										Pedra do Segredo	Formação Santa Bárbara	Formação Santa Bárbara	Grupo Santa Bárbara	Fm. João Dias
		Membro Andesito Martins	Membro Rodeio Velho	Membro Rodeio Velho				Seqüência Iib										Santa Bárbara	Serra dos Lanceiros			Formação Santa Fé
Erupções de Andesitos e Tufos Vulcânicos	Efusivas Ácidas	Riolito Ramada	Grupo Bom Jardim	Formação Acampamento Velho	Grupo Camaquã	Fm. Acampamento Velho	Seqüência Vulcanogênica III	Seqüência Iia	Aloform. Acampamento Velho	Cerro do Bugio	Acamp. Velho	Formação Acampamento Velho	Formação Crespos	Formação Acampamento Velho	Formação Acampamento Velho	Formação Acampamento Velho	Formação Acampamento Velho	Formação Acampamento Velho				
		Andesito Hilário	Mb. Hilário	Mb. Acampamento Velho															Mb. Crespos	Mb. Arroio dos Nobres	Mb. Vargas	Mb. Manguelido
Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Pessegueiro	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá			

Legenda

Não Indicado
 Discordância Angular
 Discordância Erosiva
 Contato Intrusivo
 Contato Transicional

Quadro 2: Compilação das principais propostas estratigráficas para as unidades da Bacia do Camaquã, como proposto por Paim *et al.* (2000) e complementado por Toniolo *et al.*, (2007) e Oliveira (2010).

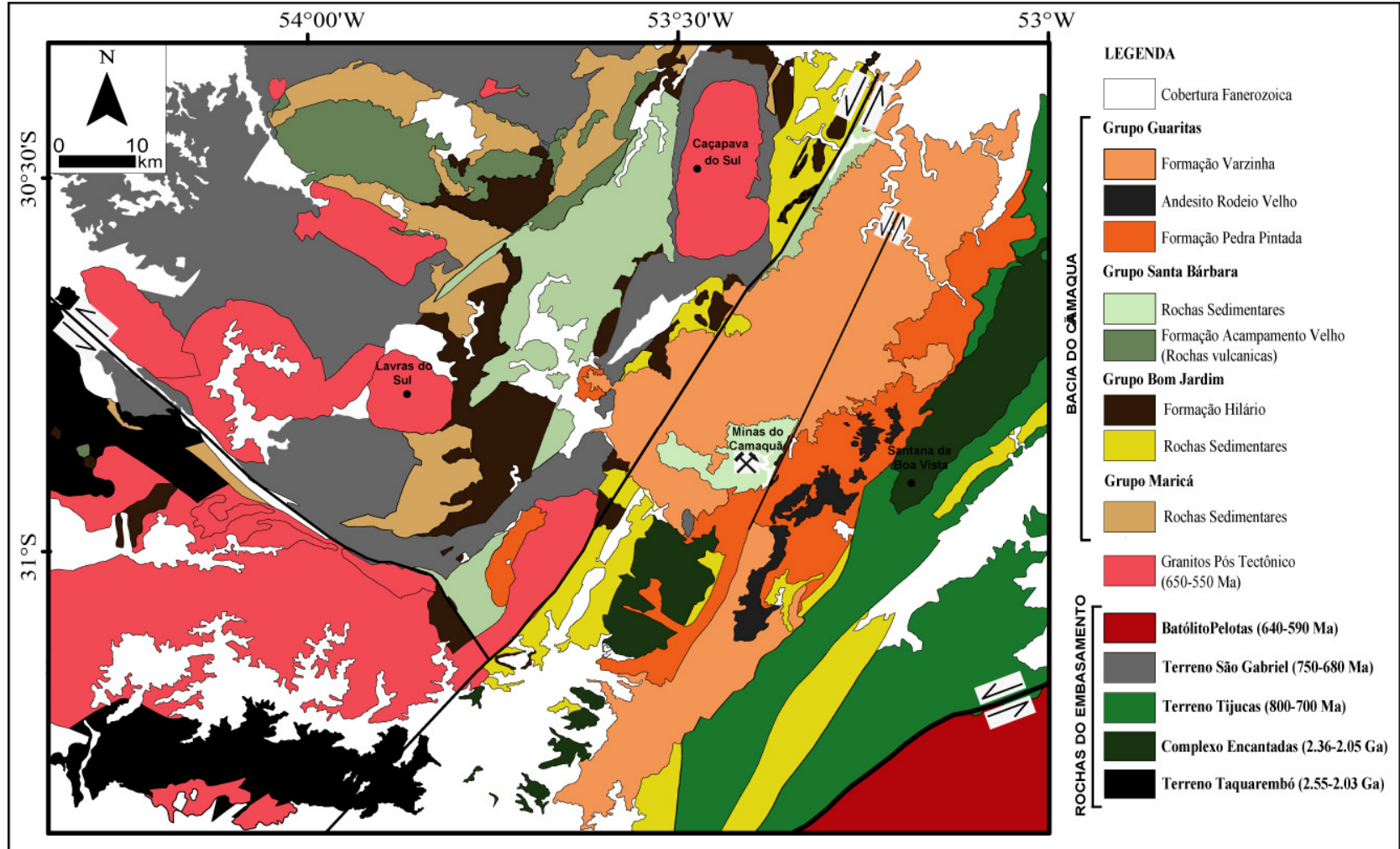


Figura 6: Mapa geológico simplificado da bacia do Camaquã e das unidades do Escudo Sul Riograndense (modificado de Oliveira et al., in prep.).

Grupo Maricá– ocorre exclusivamente no Terreno São Gabriel (Borba *et al.*, 2008) possui aproximadamente 4000m de espessura (Paim *et al.*, 2000) e compreende três pacotes sedimentares principais: Inferior, Intermediário e Superior (Borba *et al.*, 2006). A seção inferior compreende depósitos fluvio-aluviais de canais entrelaçados representados por depósitos conglomeráticos e arenosos subarcoseanos e quartzosos. A sucessão intermediária representa predominantemente depósitos de ambiente marinho raso, caracterizado por fácies deposicionais associadas com depósitos de tempestade (tempestitos) e turbiditos (Paim *et al.*, 2000) com laminação planoparalela, marcas onduladas e marcas onduladas cavalgantes (*wave* e *climbing ripples*), e laminação lenticular, como também estruturas *hummocky*. Por fim, a sequência superior é muito semelhante a sequência inferior, apresentando arenitos com estratificação cruzada acanalada de grande porte e estratificações de baixo ângulo (Borba *et al.*, 2006). A idade máxima de deposição é de 601 ± 13 Ma, proposta a partir de determinações com zircões detríticos de arenitos arcoseanos (Almeida *et al.*, 2012). Foram reconhecidos eventos vulcânicos sin-deposicionais, evidenciados pela ocorrência de depósitos vulcanogênicos intercalados com as rochas sedimentares da sucessão inferior (Santos *et al.*, 1978; Paim *et al.*, 2000).

Grupo Bom Jardim– é uma sequência com aproximadamente 2000m de espessura composto por depósitos vulcano-sedimentares que se encontram em discordância angular com as rochas do Grupo Maricá (unidade abaixo). As rochas vulcânicas associadas aos sedimentos correspondem a Formação Hilário, a qual é composta por fluxos de lava, magmatismo hipabissal e depósitos vulcanoclásticos (epiclásticos e piroclásticos), relacionado a um magmatismo cálcio-alcálico alto potássio, com composição básica a intermediária e assinatura shoshonítica (Nardi & Lima, 2000). Os depósitos sedimentares são representados por conglomerados ricos em clastos de rochas vulcânicas de composição básica a intermediária, e por depósitos turbidíticos relacionados a um ambiente aluvial-deltaico.

Grupo Santa Bárbara (GSB) – neste trabalho, utilizamos como referência as considerações estratigráficas apresentadas por Oliveira *et al.*, (in prep.), a qual, inclui a Formação Acampamento Velho (FAV) (Ribeiro e Fantinel, 1978) no mesmo ciclo bacinal do GSB. Nestes termos, o GSB compreende uma sequência deposicional vulcano-sedimentar com aproximadamente 2500 m de espessura. A FAV consiste em uma

associação de rochas vulcânicas e plutônicas, com espessura que podem variar de 400-100 m (Sommer *et al.*, 2005; Almeida *et al.*, 2012). As rochas desta formação são representadas por depósitos de fluxos piroclásticos ácidos, diques básicos, fluxos de lavas riolíticas que se sobrepõem aos depósitos piroclásticos, e por fluxos de lava basáltica intercalados com os fluxos de lava ácida da sequência superior, descritas na região do Plateau da Ramada, na porção noroeste do GSB (Sommer *et al.*, 2005). Estes autores obtiveram uma idade de $549,3 \pm 5$ Ma para os riolitos desta unidade, datados por U/Pb em zircão com SHRIMP. Dados anteriores indicavam uma idade de 573 ± 18 Ma, também em zircão, para rochas riolíticas subcalcinas da FAV na região de Passo do Salsinho, porção mais ao norte da Bacia do Camaquã (Chemale, 2000; Almeida *et al.*, 2002) e uma idade de 572 ± 3 Ma em zircões da associação intrusiva cogenética da região do Plateau Taquarembó (Gastal & Lafon, 2001). Janikian *et al.* (2004) obteve uma idade de 574 ± 7 Ma para rochas riolíticas da sub-bacia Ramada e mais recentemente, a mesma autora datou rochas tufos de lapilli da sub-bacia Taquarembó em $544,2 \pm 5,5$ Ma (Janikian *et al.*, 2012). Borba & Mizusaki (2003) organizaram as rochas sedimentares deste grupo em três sequências deposicionais, da base para o topo: Sequência I, Sequência II e Sequência III. As duas sequências basais (I e II) representam um padrão deposicional coerente, com sistemas fluviais axiais e leques deltaicos, o qual se depositou para nordeste com contribuição lateral de leques aluviais. Estes depósitos grosseiros são compostos predominantemente por clastos metamórficos derivados do Alto de Caçapava na porção ocidental da Bacia Santa Bárbara. A Sequência I apresenta camada com mergulhos que variam de 32° a 40° para NE em afloramento da porção ao norte da bacia e mergulhos de 10° a 16° para NE ao sul, e a Sequência II apresenta variações de 28° to 30° para SE. A Sequência III cobre discordantemente as subunidades basais e reflete a inversão do sistema, onde as paleocorrentes dos depósitos cascalhosos aponta sistematicamente para sul - sudoeste. Os depósitos de leques aluviais da Sequência III também sugerem um rearranjo tectônico na bacia, causando a erosão parcial das sequências basais, e a presença de fragmentos de rocha de composição granítica, os quais refletem o estágio de denudação profunda do Alto de Caçapava e possivelmente um significativo hiato na base da Sequência III. O mergulho das camadas nesta sequência varia entre 23° a 26° para ENE. Bicca (2009) e Bicca *et al.* (2010), obtiveram uma idade máxima de

deposição para o GSB em 558 ± 13 Ma com base em zircões detríticos de arenitos e da matriz arenosa dos conglomerados da região de Minas do Camaquã, datados com método LA-ICPMS. Esta idade é muito próxima a idade de 553 ± 16 Ma obtida por Oliveira *et al.*, (in prep.) pelo mesmo método, comparando dados de idades de zircões detríticos da região de Minas do Camaquã e das rochas do GSB em sua seção clássica a oeste do Alto de Caçapava.

Grupo Guaritas (GG)—consiste no último episódio deposicional da Bacia do Camaquã, o qual é representado por uma sequência de aproximadamente 800 m de espessura. Este grupo compreende duas formações (Pedra Pintada e Varzinha), depositadas em ambiente continental e delimitadas entre si por uma discordância erosiva. A Formação Pedra Pintada representa a base do GG com aproximadamente 400 m de espessura e seu contato com o Grupo Santa Bárbara se dá por uma discordância angular. Sua sequência deposicional compreende fácies desérticas associada, próximo a sua base, com rochas vulcânicas básicas a intermediárias (Membro Rodeio Velho) com afinidade alcalina (Paim *et al.*, 2000). Os depósitos sedimentares compreendem arenitos finos a médios, bem selecionados, com estratificação cruzada acanalada de grande porte, interpretadas como depósitos de fácies eólicas, os quais estão associados com ocorrências menores de depósitos de interduna compostos por arenitos grosseiros, pelitos e arenitos finos a médios relacionados a sedimentação eólica, lacustre e fluvial.

A Formação Varzinha é predominantemente composta por depósitos fluvio-aluviais que compreendem arenitos finos a grosseiros, com estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte e planoparalela. Este arcabouço é relacionado a sistemas fluviais efêmeros, sujeitos a longos períodos de inatividade, com exposição subaérea, retrabalhamento eólico, dessecação de lama e precipitação de silcretes e calcretes (De Ros *et al.*, 1994).

Com relação à idade de deposição deste grupo, Paim *et al.* (2000) propôs inicialmente uma idade de 470 ± 19 Ma, obtida por Hartman *et al.* (1998) em zircões das rochas vulcânicas do Membro Rodeio Velho. Recentemente, Almeida *et al.* (2012) obteve uma idade de 547 ± 6 Ma também datando zircões do Membro Rodeio Velho (base da sequência), interpretada como idade máxima de deposição para o Grupo Guaritas e a idade de 535 Ma obtida por Hartman *et al.* (2008) a partir de zircões

detríticos, corresponde a idade de deposição máxima para a sequência do topo (Formação Varzinha). Por fim, Maraschin et al. (2010) datando ilitas autigênicas dos arenitos eólicos da formação Pedra Pintada, pelo método K-Ar, obteve uma idade de 473.7 ± 9.4 Ma, interpretada pelo autor como sendo representativa do término do processo de diagênese das ilitas. Neste contexto, Neste contexto, estima-se um intervalo deposicional para o Grupo Guaritas entre 547 ± 6 Ma e 473.7 ± 9.4 Ma, como apresentado por Oliveira et al. (in prep.).

I.2.2.1 Estratigrafia de Minas do Camaquã

As associações de rochas sedimentares da Janela Bom Jardim e adjacências foram alvo de diversos trabalhos envolvendo considerações estratigráficas e estruturais, entre eles estão os trabalhos de Ribeiro *et al.* (1966), Bettencourt (1972), Bettencourt & Damasceno (1974), Ribeiro & Fantinel (1978), Teixeira (1978), Gonzales & Teixeira (1980), Ribeiro *et al.* (1980), Faccini *et al.* (1987), Veigel & Dardenne (1990), Paim (1994, 1996 e 2000), Fambrini (1998 e 2005) e Oliveira *et al.*, (in prep.). Como a nomenclatura apresentada por cada autor é divergente, como reflexo da dificuldade de correlação das unidades da Bacia do Camaquã como um todo, para este trabalho optamos por fazer uma descrição das unidades ocorrentes na região utilizando como base uma associação de nomenclatura baseada nos trabalhos de Gonzales & Teixeira (1980), Paim & Lopes (2000), Fambrini *et al.*, (2005) e Oliveira *et al.*, (in prep.), permitindo uma visualização das principais relações estratigráficas propostas para a região (fig. 7).

Na interpretação de Gonzales & Teixeira (1980) a sucessão aflorante na região consiste nos membros Mangueirão (base) e Vargas (topo), transicionais entre si, compondo a Formação Arroio dos Nobres (Ribeiro *et al.*, 1966). O membro Vargas foi subdividido em cinco unidades estratigráficas: Arenito Inferior (AI); Conglomerado Inferior (CI); Arenito Intermediário (AI); Conglomerado Superior (CS) e; Arenito Superior (AS). Estas unidades foram interpretadas como representando fácies mais proximais (conglomerados) ou mais distais (arenitos) de sistemas de leques deltaicos, os quais são discordantemente sobre postos pelo Grupo Camaquã.

O trabalho de Paim & Lopes 2000 se baseia nos princípios da alostratigrafia, que consiste na separação de unidades estratigráficas a partir de discordâncias. Para a

região de Minas do Camaquã e adjacências o autor identificou quatro alogrupos aflorantes, sendo estes, da base para o topo: a) Bom Jardim: caracterizado por fácies que representam turbiditos distais (ritmitos pelíticos e areno-pelíticos) e proximais (ritmitos arenosos) associados a depósitos de frente deltaica (arenitos sigmoidais), sujeitos esporadicamente a exposição subaérea; b) Cerro do Bugio: composto por duas sequências deposicionais limitadas entre si por uma discordância erosiva, sendo cada sequência constituída por conglomerados ricos em clastos vulcânicos e plutônicos de composição ácida, que gradam para arenitos com estratificação cruzada tangencial de médio porte e ritmitos areno-pelíticos, caracterizando depósitos fluviais e flúvio-deltaicos entrelaçados longitudinais; c) Santa Bárbara: caracterizado pelo desenvolvimento de sistemas fluviais e flúvio-deltaicos entrelaçados longitudinais, segundo o alongamento da bacia, os quais dispersavam os sedimentos para NE; e d) Guaritas: caracterizada predominantemente por arenitos finos-médios, bem selecionados, com estratificação cruzada acanalada de grande e muito grande porte, interpretados como depósitos residuais de pequenas dunas eólicas (Aloformação Pedra Pintada) e por arenitos finos a muito grossos com estratificação cruzada acanalada de médio e grande porte e estratificação planoparalela. Os aspectos faciológicos e petrológicos que caracterizam essas litologias sugerem depósitos de sistemas aluviais efêmeros sujeitos a longos períodos de inatividade e consequente exposição subaérea, retrabalhamento eólico, dissecação de lama e precipitação de silcretes e calcretes.

Fambrini (1998) apresentou a sua classificação agrupando as unidades da região de Minas do Camaquã no Grupo Camaquã. Este grupo é composto por três formações (Mangueirão, Vargas e João Dias), transicionais entre si. Em trabalhos recentes (Fambrini *et al.*, 2005) a formação Mangueirão foi dividida nas formações Passo da Capela, composta por turbiditos de franjas externas de leque submarino, e Seival, formada por depósitos gerados em planícies litorâneas, depósitos de tempestitos de costa-afora (*offshore*) e de planície de marés. Já a formação Vargas passou a ser denominada de formação Rincão dos Mouras que compreende essencialmente depósitos de sistemas aluviais e fluviais associados. Por fim, João Dias, composta de depósitos litorâneos de antepraia (*foreshore*) e de face litorânea (*shoreface*) e tempestitos de face litorânea. Estas unidades são sobrepostas discordantemente pelas rochas do Grupo Guaritas.

Recentemente, Oliveira *et al.* (2012) utilizaram como referência os trabalhos de Borba e Mizusaki (2003) e Laux *et al.* (2005) para correlacionar as sequências sedimentares da região de Minas do Camaquã com as unidades do Grupo Santa Bárbara em sua seção tipo, a oeste do Alto de Caçapava do Sul. Estes autores identificaram nas Minas do Camaquã a ocorrência (parcial) das sequências I e II descritas por Borba e Mizusaki (2003). A sequência I é representada por depósitos de frente deltaica e lacustrinos (Membro Mangueirão) gradando para depósitos de frente de leques deltaicos (arenito inferior e conglomerado inferior). A sequência II esta representada por facies fluviais arenosas (arenito médio) evoluindo para depósitos de frente de leque deltaico (conglomerado superior e arenito superior) (fig. 8). Dados de paleocorrentes apresentados para esta região por Paim & Lopes (2000) e Fambrini *et al.*, (2005) sugerem um aporte sedimentar migrando de sul, sudeste e sudoeste para norte, nordeste e noroeste na Sequência I e II, sendo que a última apresenta uma também uma contribuição de leste para oeste (fig. 8).

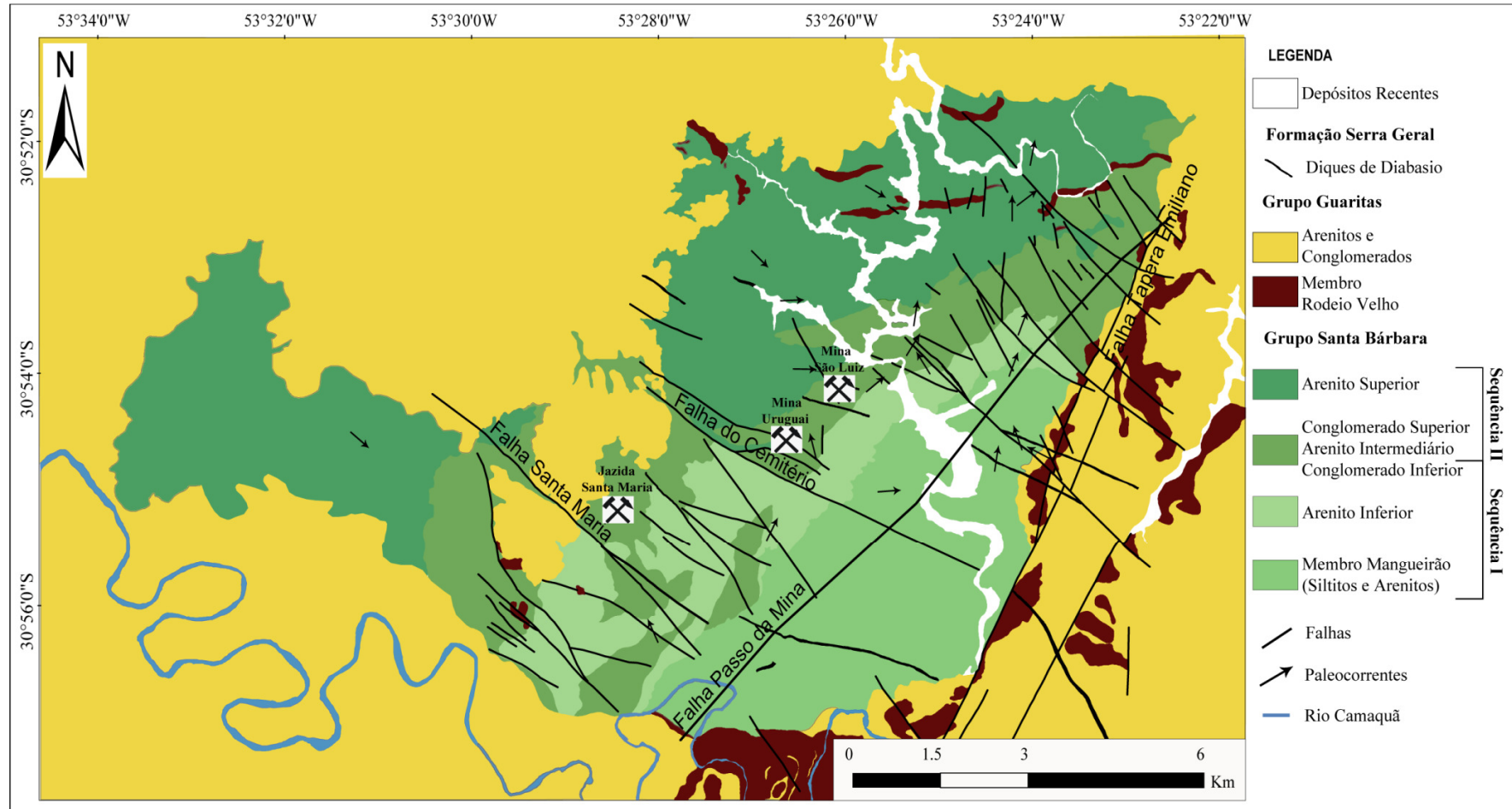


Figura 8: Mapa geológico e estrutural da região das Minas do Camaquã (compilado de Bettencourt & Damasceno, 1974; Gonzales & Teixeira, 1980; Remus et al., 2000; Paim & Lopes, 2000; Fambrini et al., 2005; Oliveira et al., in prep.).

I.2.2.2 Estrutural de Minas do Camaquã

O arcabouço estrutural da região de Minas do Camaquã tem sido intensamente estudado por diversos autores ao longo dos anos, dos quais cabem salientar os trabalhos desenvolvidos por geólogos da então Companhia Brasileira de Cobre (CBC), responsável pela pesquisa e extração de minério de cobre nas minas Uruguai e São Luis nas décadas de 50 até 80 (Bettencourt, 1972; Bettencourt & Damasceno, 1974). Em uma análise geral, a atual arquitetura morfológica da região da janela é interpretada como uma dobra ou dobra de arrasto gerada por um cisalhamento regional NE-SW, o qual afeta o pacote sedimentar de maneira descontínua (Faccini, 1987 e Toniolo *et al.*, 2007). Bettencourt (1972) e Bettencourt & Damasceno (1974) identificaram uma série de padrões de estruturas na região relacionados diretamente aos depósitos minerais locais. Estas estruturas são falhas de cisalhamento e fraturas de tração com direção principal NW-SE representando um padrão de segunda ordem, subsidiário a zonas de cisalhamento regionais de primeira ordem, orientadas segundo direção NE-SW, que teriam sua formação relacionada a movimentações transcorrentes profundas formadas ao final do Pré-Cambriano associadas a forças orogênicas atuando com direção N-S. A origem das estruturas NW-SE estaria relacionada a um esforço rotacional sinistral (binário) que resultou de uma componente de cisalhamento associada a grandes falhas NE-SW da borda leste da janela. Este padrão teria gerado dobras de arrasto, juntas penadas e falhas de empurrão (de idade pós-mineralização). Uma componente vertical predominante teria reativado estas estruturas transformando-as em falhas normais. Os autores ainda identificaram a ocorrência de reativações posteriores às mineralizações provavelmente associadas aos eventos tectônicos Juro-Cretácicos durante o início da abertura do Oceano Atlântico (Reativação Weldeniana - Almeida, 1967), a qual movimentou estruturas preexistentes e gerou novas fraturas com direção NW-SE. Por fim, estes autores sugerem a existência de uma deformação mesozoica devido a ocorrência de falhas N70-80W que cortam rochas vulcânicas intrusivas relacionadas ao vulcanismo Serra Geral.

Recentemente, Santos *et al.* (2012) apresentaram uma nova análise de paleoestress fundamentada em sistemas de falhas de cisalhamento ocorrentes na Mina Uruguai, o qual, permitiu reconhecer distintos eventos de deformação rúptil. Estes autores reconheceram ao todo quatro eventos deformacionais na área, que são: (I)

compressão WNW (Cambriano), que consiste no principal evento observado, o qual causou a rotação progressivas das estruturas por movimentações transcorrentes sinistrais de um binário com direção N-S, levando a formação e/ou reativação de estruturas E-W como movimentação dextral e de estruturas NNE com movimentação sinistral; (II) extensão NW (Paleozóico), provavelmente posicionado entre os períodos Cambriano e Triássico; (III) compressão NNE a N-S (Triássico), responsável pela formação de estruturas que apresentam cinemática oposta a da extensão NW; (IV) extensão ENE a NE (Cretáceo), na qual relações de corte entre estrias revelaram a sua posterioridade em relação ao evento de deformação principal, sendo provavelmente relacionado a deformação rúptil que afeta depósitos Triássicos localizados a leste da área e consiste predominantemente de falhas normais.

O autor ainda apresenta um modelo metalogenético para os depósitos das Minas do Camaquã caracterizados pela abertura e preenchimento de fraturas que são paralelas ao campo de tensão horizontal máximo, consistentes por tanto com fratura do tipo "T", durante o principal evento deformacional transcorrente que afetou a Bacia do Camaquã (~530 Ma), contudo sendo mais jovem que Grupo Guaritas.

Capítulo I.3 Métodos e Técnicas Analíticas

I.3.1 Revisão Bibliográfica

Esta foi a primeira etapa realizada, no intuito de obter um bom embasamento teórico para a realização deste trabalho, no que concerne aos dados geológicos sobre aspectos regionais e locais da área de estudo, como também, dados sobre o arcabouço estratigráfico e estrutural local. As fontes pesquisadas variam desde livros, artigos, teses de mestrado e doutorado até mapas geológicos e topográficos e imagem de satélite.

Também foram pesquisadas informações sobre os métodos isotópicos utilizados, como modo de preparo de amostra, aplicação do método U/Pb e funcionamento do LA-ICPMS e SHRIMP, descritos detalhadamente mais a frente neste trabalho.

I.3.2 Análise Estrutural Preliminar

Outro processo importante foi a análise de imagens de satélite, a qual consistiu na visualização e traçado dos lineamentos que ocorrem na região, em escala regional. Foram utilizados dois modelos de imagens Aster: ASTER, banda do visível (VINIR 15 m, infravermelho muito próximo) e ASTER de relevo sombreado (*Rillshade*). A imagem *QuickBird* é multiespectral (quatro bandas) e tem 60 cm de resolução, foi utilizada para visualização do terreno em escalas variadas, mas principalmente para identificar os melhores afloramentos para visitar durante a etapa de campo. Estes lineamentos foram traçados utilizando o *Software ArcGis*, para a geração de um mapa delineamentos no formato de *shape file*.

I.3.3 Análise Estrutural

Para o levantamento dos dados estruturais foram realizados perfis aleatórios e em cada ponto descrito foram medidas todas as estruturas observadas. A orientação das estruturas foi obtida com bússola, e o método utilizado para as medidas foi a “trama” ou *dip direction*, que consiste em medir a direção para qual o plano mergulha e o mergulho do plano.

Neste trabalho as estruturas foram classificadas como fraturas e falhas. Os conceitos utilizados foram retirados dos trabalhos de Twiss & Moores (1992) e Hatcher (1995). Neste trabalho foram consideradas como fraturas aquelas estruturas que não

apresentavam indícios de movimentação. Para a classificação das falhas levou-se em conta a relação entre o mergulho do plano da falha e o mergulho da estria contida neste plano (Angelier, 1994).

Neste trabalho as falhas foram classificadas como: normais, inversas, transcorrentes (sinistras e dextrás) e oblíquas (fig. 9). As falhas normais e inversas (fig. 9) são identificadas a partir das relações de movimento entre teto (*hingwall*) e muro (*footwall*). Teto é o bloco que se situa sobre o plano de falha, e o muro é o bloco que se situa sob o plano de falha. Quando o teto sobe em relação ao muro a falha é denominada de inversa ou de empurrão, que apresentam tipicamente, baixos ângulos (entre 10° e 40°) (Twiss & Moores, 1992). Essas falhas se formam a partir de stress compressivo horizontal, gerando um encurtamento e espessamento da crosta.

Quando o teto desce em relação ao muro a falha é denominada de normal, e apresenta normalmente ângulos de mergulho próximos a 50° (Twiss & Moores, 1992). Falhas transcorrentes, para este trabalho, são entendidas como aquelas que apresentam alguma das relações apresentadas abaixo:

Mergulho do plano da falha	Mergulho da estria
90° a 80°	≤ 30°
80° a 70°	≤ 15°
< 70°	≤ 10°

As falhas oblíquas (fig. 9) são aquelas que diferem das classificações adotadas acima, e apresentam grande diferença entre os ângulos de mergulho do plano da falha e da estria.

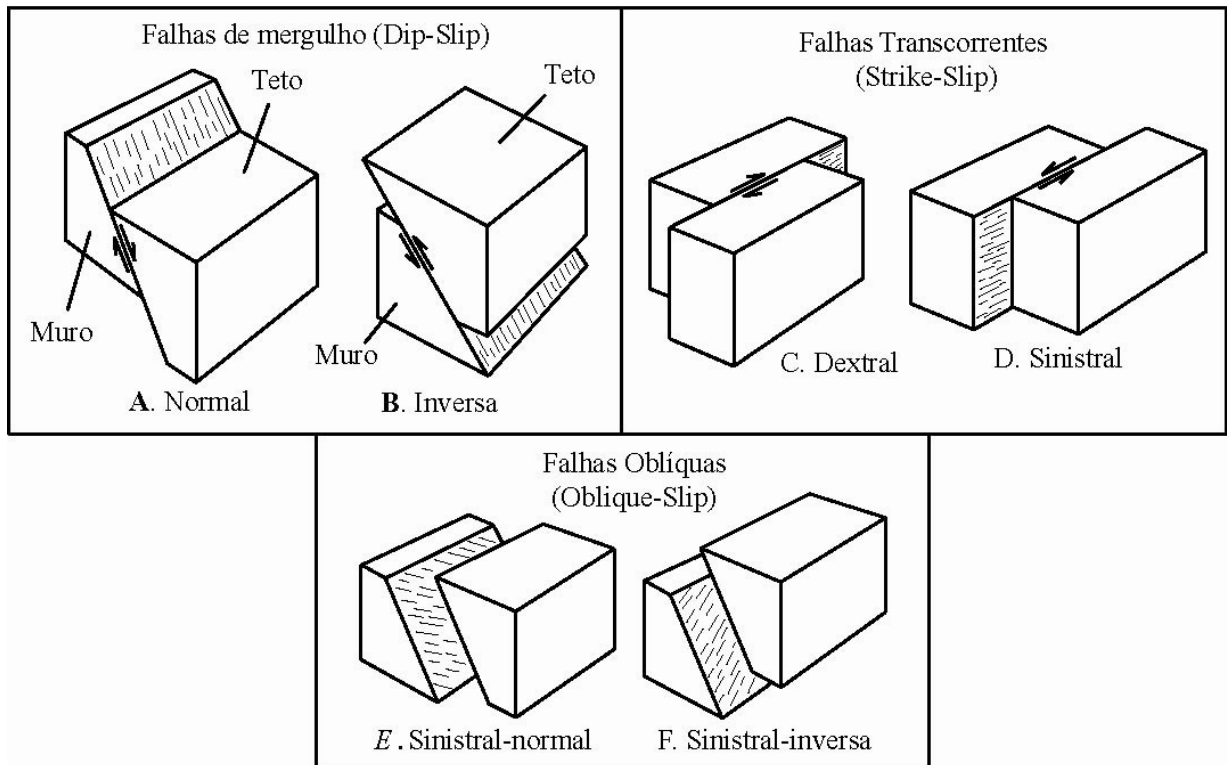


Figura 9: Bloco diagramas esquemáticos, exemplificando alguns tipos de falhas encontradas neste trabalho (extraído e modificado de Twiss & Moores, 1999).

A análise cinemática consiste na reconstrução do movimento que atuou durante a formação e deformação das rochas (Davis & Reynolds, 1996). O sentido do movimento das falhas foi determinado pela observação de estruturas (estrias e degraus) presentes sobre o plano da falha.

Estas estruturas são causadas pelo atrito durante o movimento dos blocos, devido a imperfeições no plano de falha. Outra forma de identificar o sentido de movimento da falha é pelo deslocamento das camadas sedimentares. Porém, neste caso a falha deve ser classificada como aparente, pois não havendo estrias ou degraus no plano da falha, fica difícil determinar o movimento real desta estrutura (fig. 10).

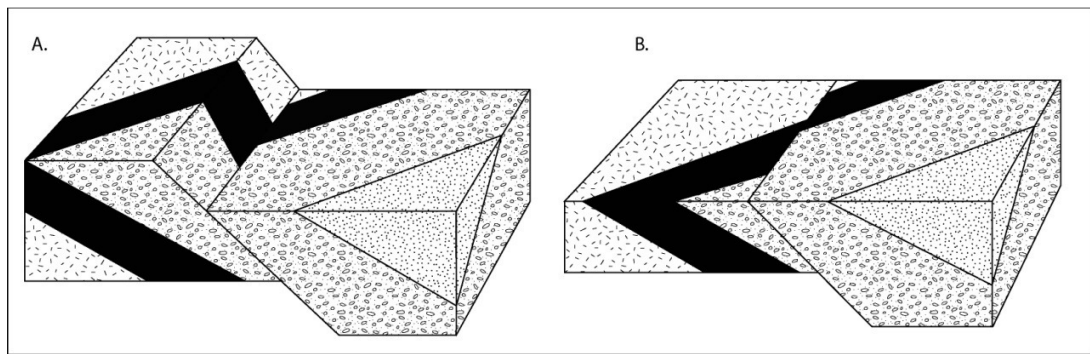


Figura 10: Blocodiagramas mostrando uma falha normal. A) falha normal, anterior à erosão do bloco da esquerda (muro). B) falha normal após a erosão do bloco esquerdo, dando a impressão de movimento transcorrente esquerdo (sinistral aparente) (Modificado de Twiss & Moores).

Após coletados, estes dados são processados utilizando o *Software Rockworks* para a geração dos estereogramas. Este procedimento é bastante simples. Inicialmente os valores de direção e mergulho das estruturas obtidos em campo foram organizados, por unidade estratigráfica, em planilhas do programa *Excel*, separados em duas colunas, uma para a direção do mergulho da camada e a outra para o mergulho da camada. Estas duas colunas são então inseridas no *Software Rockworks*, para em seguida gerar os estereogramas. Estes dados são representados graficamente como linhas ou pontos (pólos). O objetivo é fazer uma análise estatística das principais direções das diversas estruturas identificadas, para então, realizar a análise dinâmica.

A análise dinâmica consiste na interpretação da natureza do *stress* que gerou a e formação (Davis & Reynolds, 1996). Para isso foram utilizados os conceitos baseados nos trabalhos de Riedel (1929) e nos experimentos de Tchalenko (1970) apresentados por Twiss & Moores (1992), Davis & Reynolds, 1996 e Hatcher (1995). Estes modelos (figs. 11, 12 e 13) apresentam as relações angulares entre as estruturas geradas a partir de um campo de tensões, como também as direções previstas para cada uma. A partir destes dados e de uma análise das estruturas obtidas em campo foi possível determinar o estilo de deformação atuante na região como também o eixo principal de tensão.

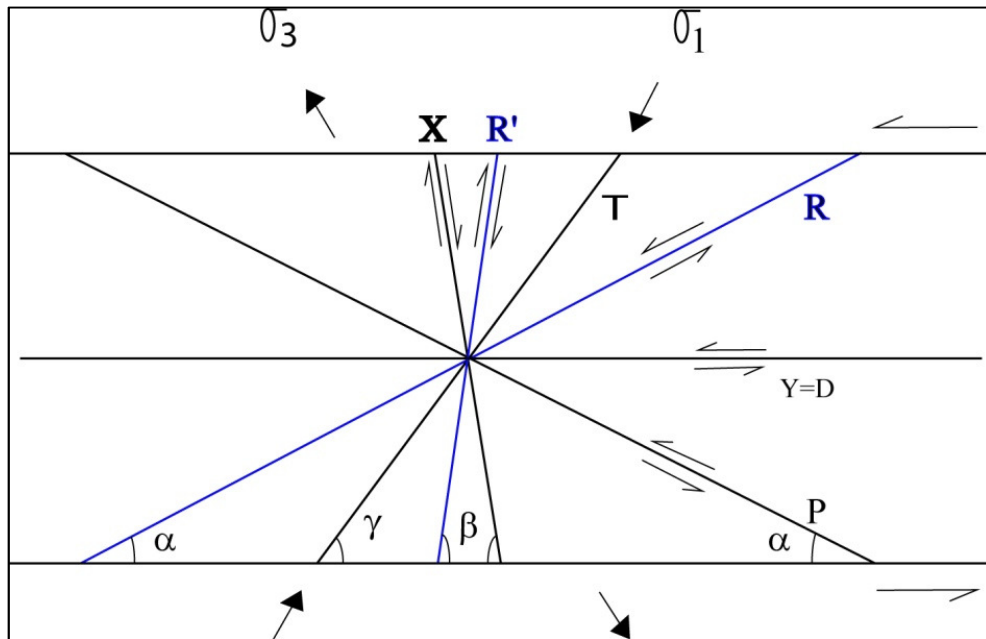


Figura 11: Modelo de Riedel. Nomenclaturas: R e R') fratura de cisalhamento e conjugada, respectivamente; T) fratura de extensão; P e X) fraturas de cisalhamento secundárias; e Y) fratura de cisalhamento que se forma, em alguns casos, paralelamente á deformação p principal (extraído de Angelier, 1994).

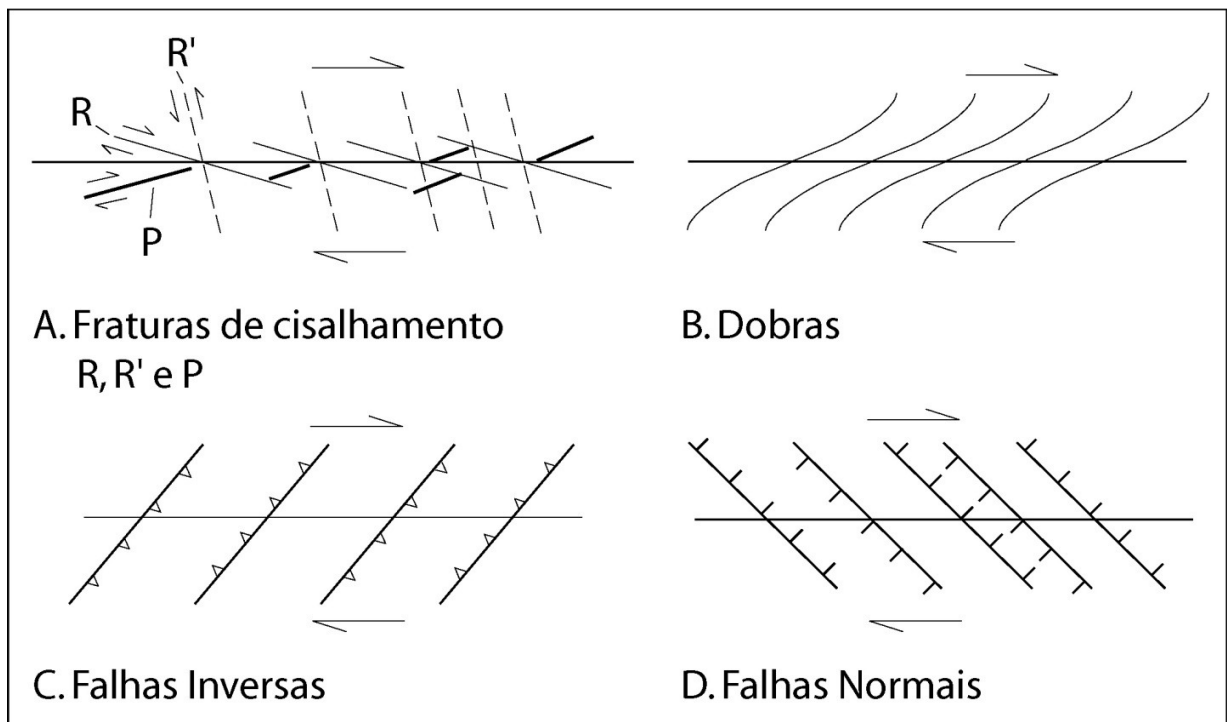


Figura 12: Estruturas geradas a partir de uma deformação transcorrente com movimentação destal (retirado de Twiss & Moores, 1992).

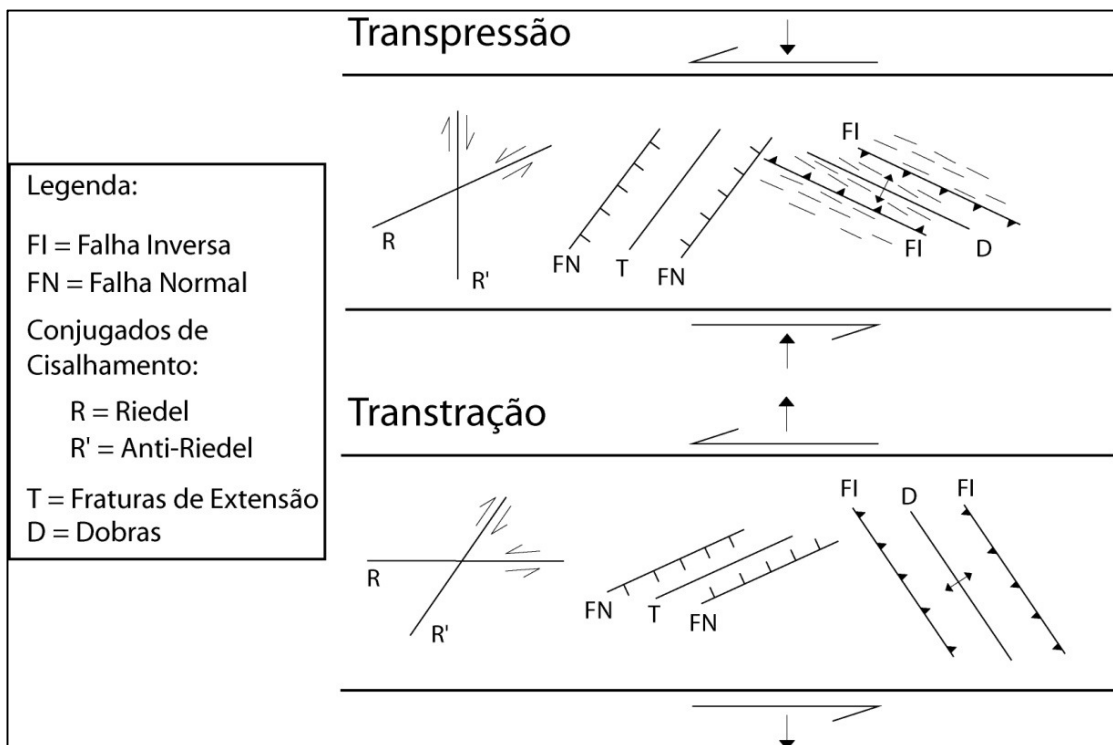


Figura 13: Modelos de deformação transpressiva e transtrativa, baseados no modelo de Riedel (modificado Woodcock & Schubert, 1994).

1.3.4 Preparação das Amostras

O procedimento utilizado neste trabalho, para a separação do zircão, para análises de U-Pb, e da apatita, para análises por traços de fissão, é composto de cinco etapas: (1) britagem, moagem e peneiramento; (2) separação magnética; (3) separação densimétrica; (4) separação manual dos grãos; (5) confecção de pastilha, lixamento e polimento das pastilhas.

Separção Mineral

Em um primeiro momento a amostra passa por uma prensa hidráulica para reduzir o tamanho da amostra a um diâmetro médio de 5 cm. Depois, a amostra é processada em um britador de mandíbulas até atingir uma granulometria de 10 mm. Após a britagem, a amostra é pulverizada em um moinho de disco por aproximadamente 10 a 20s para a obtenção de uma fração de 80-125 μm .

A próxima etapa consiste no peneiramento da amostra no agitador elétrico de peneiras. Para isto são utilizadas três peneiras: 80 *mesh* e 250 *mesh*, sendo que a

fração de interesse está entre estas duas frações. Em seguida a amostra é bateada, onde é feita a separação mineral por densidade, como o zircão e apatita tem alta densidade ($3,3 \text{ g/cm}^3$), este fica no fundo da bateia.

O próximo passo é realizar uma separação dos minerais fortemente magnéticos, como a hematita, utilizando um ímã de mão. Como o zircão e apatita tem baixa susceptibilidade magnética, não é atraído pelo ímã. Após a separação com ímã, é feita uma separação magnética mais apurada utilizando o separador isodinâmico *Frantz* com amperagens variando entre 0,2 a 0,6.

A etapa seguinte consiste na separação por líquidos densos, que é feita com uma mistura de 100g da fração não magnética obtida na separação eletromagnética com 150 ml de Bromofórmio cuja densidade aproximada é de 2,85 g/ml. A mistura é depositada em um recipiente de vidro (balão de decantação), que são colocadas em suportes adequados. Esta etapa é efetuada em capela de exaustão para evitar a inalação dos vapores desprendidos que são extremamente tóxicos. O balão é agitado manualmente para que a amostra se misture com o líquido. O tempo de espera é de aproximadamente 10 minutos, para que se proceda a separação dos minerais pesados como apatitas, zircões, titanitas, monazitas (entre outros) e leves (feldspatos e quartzo essencialmente). Passando o tempo necessário para que ocorra a separação, é aberta uma válvula de escape na parte inferior do recipiente, para que os minerais pesados depositados no fundo escoem para um outro recipiente de vidro, colocado abaixo do balão, contendo um filtro de papel. Após a retirada dos minerais pesados, a válvula é fechada novamente para que os minerais leves (em suspensão) não escoem também e contamine a amostra. A solução de minerais pesados depositados no filtro é lavada diversas vezes com água e com álcool (para auxiliar na secagem). O mesmo processo é aplicado aos minerais leves. Depois do processo de lavagem, ambas as frações de minerais são colocadas na estufa para secar.

O próximo passo é realizar uma separação manual dos minerais alvo, zircão e apatita, com o auxílio de uma lupa binocular.

Durante todo o procedimento de preparação das amostras é extremamente importante manter o ambiente de trabalho e os materiais utilizados sempre limpos, para evitar contaminação da amostra.

Confecção da Pastilha

Para realizar a datação U/Pb e também, traços de fissão nas apatitas, é necessário impregnar os grãos de zircões e apatitas em resina *epoxy* (montagem da pastilha) onde são dispostos de maneira organizada. Para montar a pastilha é necessário acoplar um cilindro de teflon, com diâmetro de uma polegada, à placa de vidro com a fita dupla face que contém os zircões ou apatitas, e então a resina é depositada dentro do cilindro. O conjunto é levado à estufa com temperatura de 40°C, durante aproximadamente 3 horas, para secagem. Uma vez a pastilha seca, o molde é retirado e a amostra identificada. A próxima etapa é lixar e polir a pastilha para que a sua superfície fique plana e seja exposto o interior dos grãos.

No caso dos zircões, é realizado o imageamento (tipo *backscattered*) da pastilha no microscópio eletrônico de varredura (MEV), a fim de definir os melhores cristais a serem analisados. Opta-se por cristais que não tenham imperfeições, fraturas, inclusões, entre outros, pois estas regiões podem apresentar perda de Pb, o que prejudicaria a análise. Feito isso, a pastilha pode então ser levada até o equipamento (LA-ICPMS) e a datação por U/Pb pode então ser efetuada.

No caso das apatitas, são necessárias algumas etapas adicionais específicas para a análise por traços de fissão. São elas:

Tratamento químico

O tratamento químico tem como objetivo a revelação dos traços de fissão na apatita. A pastilha é submetida a um banho termostático previamente regulado para uma temperatura de 21°C. Em um béquer de teflon coloca-se 250 ml de ácido nítrico, e em outro béquer de teflon põe-se a mesma medida de água. Em seguida, os béqueres são alocados no banho térmico. No ácido nítrico é mergulhada a pastilha durante 20s. Transcorrido este tempo, a pastilha é retirada e depositada no béquer com água, onde fica por mais 20s, quando então, é cuidadosamente retirada com o auxílio de uma pinça.

Preparação Pré-irradiação

O método utilizado pressupõe a contagem dos traços de fissão espontâneos na apatita e dos traços de fissão induzidos no detector externo. Sendo assim, antes das

amostras serem enviadas à irradiação é acoplada uma placa de mica moscovita, como detector externo, sobre cada pastilha. Tal como a pastilha a mica também é identificada e sobre ambas são marcados os *pucks*, para que seja assegurado que os grãos e suas devidas imagens no detector sejam facilmente identificados.

O próximo estágio consiste em montar a pilha para a irradiação. Junto às pastilhas são posicionados dois dosímetros artificiais (CN₅) um em cada extremidade da pilha, além de amostras de padrões geológicos. O padrão geológico é adicionado a pilha para que se tenha um controle das idades traços de fissão obtidas, através da calibração zeta. Depois de montada a pilha ela é enrolada cuidadosamente em filme plástico, para evitar o seu desmonte e enviada para ser irradiada em um reator.

Preparação Pós-irradiação

Após o retorno da pilha, é possível iniciar os procedimentos à datação. A pilha é retirada do porta-amostras e com o auxílio de uma pinça as placas de mica são separadas de sua respectivas pastilha. A revelação dos traços induzidos é realizada mediante a colocação das placas de mica em um béquer de teflon com 250 ml de ácido fluorídrico (HF) 48% por 18 minutos, que é depositado no banho termostático previamente regulado para uma temperatura de 25 °C.

Tanto a pastilha, quanto a sua respectiva placa de mica, são acopladas a uma lâmina delgada e dispostas de forma que os traços fósseis da apatita (pastilha) e sua imagem exata no detector externo (placa de mica) estejam espelhadas.

I.3.5 Geocronologia: U/Pb em Zircões Detríticos

Este método se baseia principalmente no decaimento do U e Th em isótopos estáveis de Pb. Isso não se deve apenas a transformação do U e Th em Pb, mas também derivado da evolução do Pb comum, do decaimento de isótopos-filhos intermediários de U, e da composição isotópica resultante do He, como pela acumulação de danos radioativos nos cristais.

O Urânio tem três isótopos de ocorrência natural, ²³⁸U, ²³⁵U e ²³⁴U. O Tório existe inicialmente como ²³²Th. Cinco isótopos radioativos adicionais de Th ocorrem na natureza devido a curta vida dos seus isótopos-filhos intermediários do decaimento do ²³⁸U, ²³⁵U e ²³²Th.

Projetando-se as razões de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ para diferentes valores de t , que é o tempo passado desde o fechamento do mineral para os isótopos de U e Pb, obtém-se uma curva chamada *concordia* (fig. 14), que é calibrada em intervalos de 500 Ma, sendo definida como o local onde são plotados todos os pontos cujas idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ e $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ são iguais. Minerais que contenham U e não Pb na estrutura (como no caso do zircão, monazita e titanita), são ideais para a datação pelo método U-Pb.

Se o sistema permaneceu fechado para U e Pb desde sua formação, as idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ e $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ devem ser as mesmas e, portanto, cair sobre a concordia. Estas idades são chamadas de concordantes.

Idades discordantes normalmente resultam da perda de Pb durante eventos metamórficos. Neste caso, zircões (ou outros minerais apropriados) derivados de uma mesma amostra caem sobre uma linha, chamada *discórdia*, cujos interceptos superior e inferior com a concordia podem ser interpretados em alguns casos como as idades de cristalização e do evento metamórfico, respectivamente. Discórdias também podem resultar da presença de zircões herdados da fonte ou da perda contínua de Pb. No primeiro caso, o intercepto inferior fornece a idade da rocha e o superior dá uma indicação da idade de seu protólito. No segundo caso, o intercepto superior corresponde à idade da rocha e o inferior é forçado para zero.

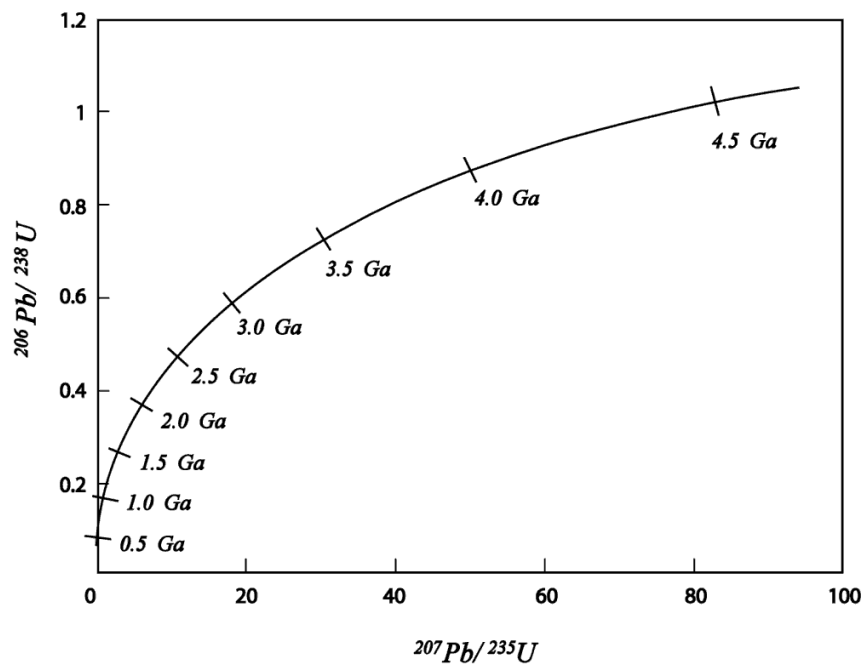


Figura 14: Diagrama concórdia (retirado de Faure & Mensing 2005).

I.3.5.1 Método Analítico: U-Pb com LA-ICP-MS

A análise U-Pb em zircão é uma ferramenta amplamente utilizada em laboratórios geocronológicos do mundo todo. Com quase um século de aplicação, a análise U-Pb em zircão sofreu inúmeras modificações e melhorias em termos de tempo de análise e precisão dos dados. As análises utilizando o LA-ICP-MS (*laser ablation inductively coupled proub Plasma mass spectrometer*) foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. O equipamento é do modelo *Neptune* da marca Finnigan com Microsonda à *Laser* acoplada (fig. 15) da marca New Wave UP 213. Esse equipamento funciona com uma sonda a *laser* com espectrômetro de massa a plasma acoplado indutivamente. O LA-ICPMS foi desenvolvido na década de 1980, tornando-se uma importante ferramenta analítica para a determinação de elementos traço em amostras geológicas.

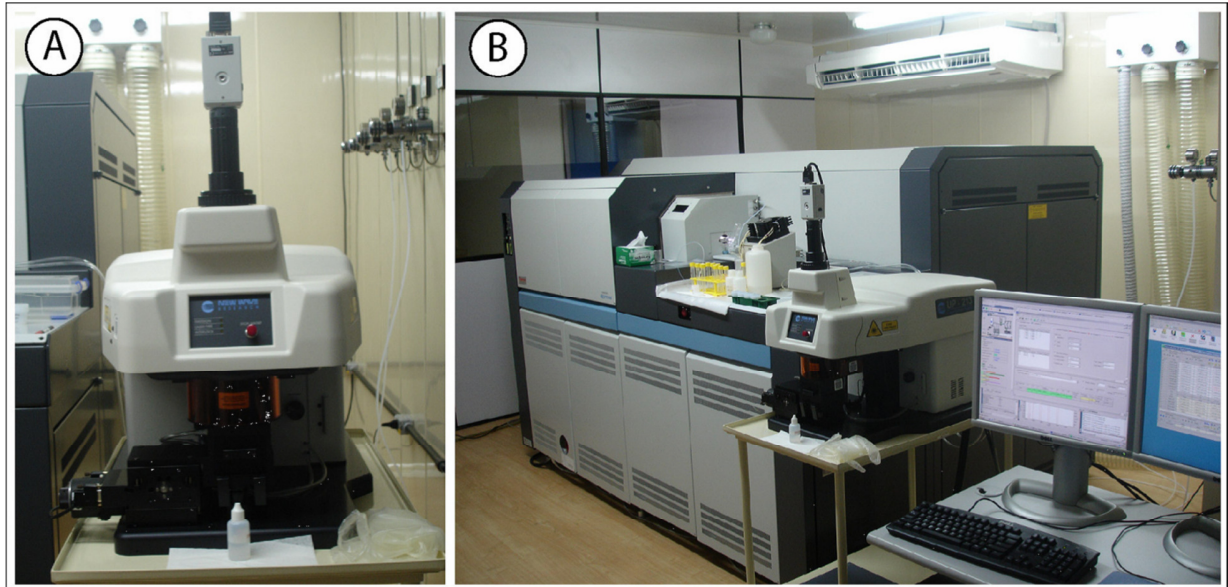


Figura 15: LA-ICPMS do Laboratório de Geocronologia da UFRGS. A) Canhão laser. B) Espectrômetro de massa, microsonda a laser e interface.

Esta técnica permite análises pontuais (*in situ*) dos cristais de zircão, não necessitando a abertura isotópica dos zircões através de ácidos e nem a diluição isotópica, reduzindo assim o risco de contaminações laboratoriais. Outra vantagem é o aumento da resolução espacial, que fica ligada ao diâmetro do feixe de laser, que pode variar de 15 a 60 μm , permitindo assim a escolha da região mais concordante do zircão para ser datada.

O sistema da sonda a *laser* (LA) combina um feixe de *laser* a um sistema ótico que o converge na superfície da amostra dentro de uma célula de ablação.

A amostragem realizada com este método consiste na interação de fótons de alta intensidade – radiação laser – com o material sólido, resultando na vaporização e abrasão, que envolve a ejeção de átomos, íons, moléculas, partículas sólidas e fundidas.

Em geral, espectrômetros de massa contêm quatro partes principais, sendo estas uma fonte de íons, um filtro de massas, detector e sistema de vácuo.

A fonte de íons é o plasma acoplado indutivamente (ICP), ou tocha de plasma (gás parcialmente ionizado, extremamente quente), que é uma excelente fonte de íons, por possuir uma temperatura de até 10.000 Kelvin. O plasma é gerado em argônio que

flui por três tubos de vidro concêntricos (tocha). O tubo interno carrega o gás da amostra, o tubo intermediário carrega gás que tem a função de manter a tocha afastada dos tubos (para evitar a fusão dos mesmos), e o tubo externo carrega gás que refrigera o sistema.

A tocha é envolta por uma bobina de cobre, que é conectada a um gerador de radiofrequência que cria um campo magnético oscilatório e tem a função de manter a tocha estabilizada na posição do campo. O plasma é gerado pelo envio de gás argônio com alguns elétrons, que oscilam e colidem devido ao campo magnético criado pela bobina de cobre. Quanto maior o número de colisões entre elétrons livres e argônio, mais ionizado fica o gás. O plasma de argônio ao atingir a temperatura de 10.000 Kelvin, ioniza os elementos da amostra. Os íons entram no equipamento por meio de um orifício no cone de amostras, em alta velocidade até atingirem os detectores selecionados e a leitura é feita em uma interface, com o auxílio de um *software* específico para o tipo do espectrômetro.

I.3.5.2 Método Analítico: U-Pb com SHRIMP

As análises foram desenvolvidas na Universidade da Austrália. Para cada análise foram feitas em média seis leituras em cada massa iônica em cada ponto, num total de 20 a 25 minutos por ponto. Uma análise do padrão analítico foi efetuada a cada 4 cristais analisados para calibração dos resultados. Os dados foram reduzidos com programa SQUID (Ludwig, 2001) e as incertezas associadas às razões são da ordem de 1σ . Os digramas concórdia e os histogramas de frequência de idades foram calculados utilizando programa ISOPLOT 3.0 (Ludwig, 2003).

A espectrometria de massa de íons secundários (SIMS – Secondary ion mass spectrometry) é uma técnica versátil usada para mensurar a composição química e isotópica de materiais sólidos em escala micrométrica.

O SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion MicroProbe*) foi a primeira sonda iônica construída especificamente para análises isotópicas de materiais geológicos (fig. 16).

A análise ocorre no vácuo, para que não haja contaminação externa. O procedimento inicia-se com a incidência de um feixe de íons primários (oxigênio) de alta energia produzidos por um *duoplasmatron* de catodo frio e passam por um filtro de

massa *Wein*, para a seleção da espécie iônica preferencial. A preferência pelo O (oxigênio), em relação a outros gases mais eletronegativos como o Cl e F, por ser de mais fácil manuseio e não ser tão agressivo aos componentes óticos internos do equipamento (Ireland & Williams, 2003). Os íons primários incidem sobre a superfície polida da amostra, gerando um feixe de íons secundários pela erosão da superfície do grão. A composição dos íons secundários depende da composição do alvo, podendo ser simples ou complexa. A superfície da amostra deve ser revestida com ouro ou carbono para evitar a condução elétrica durante a ablação iônica. O feixe iônico primário é comumente focalizado para um diâmetro de 10 a 30 μm , deixando na amostra uma perfuração de no máximo 5 μm de profundidade (Ireland & Williams, 2003).

Os íons secundários são extraídos com -10 kV em relação à superfície da amostra (Ireland & Williams, 2003) e acelerados a energias próximas de 30 kV em direção ao separador magnético de massas quadrupolo no primeiro espectrômetro de massas. A separação ocorre devido à interferência do campo magnético na trajetória dos íons, a qual ocorre com intensidade proporcional à massa dessas partículas. As partículas com mesma massa colidem com uma superfície metálica que provoca a desintegração das moléculas nos seus constituintes iônicos monoatômicos. A mistura de íons positivos resultante é então acelerada para o segundo espectrômetro de massas onde ocorre a separação dos íons com massa desejada (Geraldês, 2010).

Após a separação, as partículas são captadas por copos metálicos (detectores) separados do tubo analisador por pequenas janelas. Por cada uma destas janelas passam diferentes massas permitindo a determinação das respectivas abundâncias. Por fim, os dados são registrados, armazenados e processados em um computador acoplado ao equipamento (Geraldês, 2010).

Existe um problema em relação à análise do Pb no zircão que é a interferência isobárica de íons moleculares nas espécies atômicas a serem analisadas. Estes íons compreendem Zr, Hf, Si, elementos terras raras, O e H. também podem ocorrer moléculas complexa como Zr_2O , HfSi , dióxidos de elementos terras raras e Hf, hidrato de Pb. Contudo, estas interferências podem ser solucionadas utilizando resoluções de massa mais elevadas (Ireland & Williams, 2003).

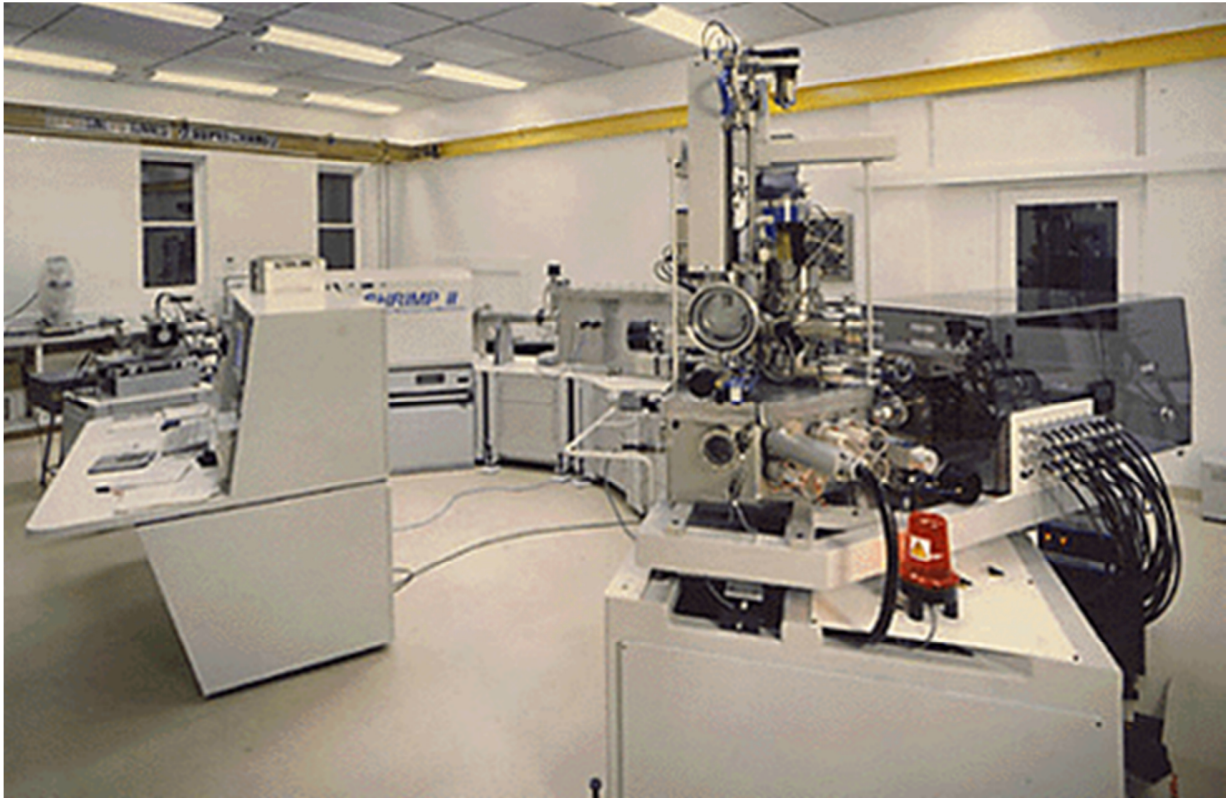


Figura 16: SHRIMP do Laboratório de Geocronologia da Universidade Nacional da Austrália.

I.3.6 Termocronologia

O método dos traços de fissão (TF) em apatitas foi aplicado neste trabalho no intuito de determinar a história térmica da região de estudo, identificando processos de soerguimento e denudação responsáveis pela atual morfologia da área, interpretada como sendo uma janela aflorante de rochas sedimentares inferiores à sequência deposicional do Grupo Guaritas (topo da sequência deposicional da Bacia do Camaquã). Dentre as possíveis aplicações da técnica podemos destacar estudos sobre evolução de eventos tectônicos, no qual é possível estimar as taxas de erosão/soerguimento/denudação envolvidos no processo, estudos de eventos hidrotermais e de proveniência (Jelinek *et al.*, 2010), como também, estudos aplicados diretamente a evolução de bacias sedimentares (Armstrong, 2005).

A técnica de datação por TF foi proposta ainda na década de 60 por Price & Walker (1963) e desenvolvida por Naeser (1967) e Wagner (1968). Os princípios analíticos se baseiam no fenômeno de que a fissão espontânea dos átomos de ^{238}U

contido no retículo cristalino dos minerais causam danos a este retículo (traços de fissão), sendo assim, para análise são utilizados minerais (termocronômetros) naturalmente enriquecidos neste elemento como o zircão, a titanita e a apatita.

Dentre estes termocronômetros a apatita é o mais utilizado devido a sua vasta presença nas rochas e por ter suas condições físico-químicas facilmente reproduzidas em laboratório (Jelinek *et al.*, 2010). Outra característica importante deste mineral é a sua alta susceptibilidade à fissão espontânea mesmo em temperaturas relativamente baixas (Mallmann *et al.*, 2002).

I.3.6.1 Método Analítico: Traços de Fissão em Apatita

Essencialmente esta análise se baseia em uma comparação entre as densidades (número/área) dos traços espontâneos produzidos pela fissão de ^{238}U (traços espontâneos), com aqueles dos traços que resultam da fissão artificial de ^{235}U (traços induzidos), gerados a partir da irradiação da amostra em um reator nuclear. Os traços são formados quando partículas com alta energia cinética, liberadas pela fissão nuclear dos isótopos, se repelem e se deslocam através da estrutura de materiais sólidos gerando trajetórias lineares de instabilidade entre átomos, as quais são identificadas como danos na estrutura atômica do sólido (Fleischer *et al.*, 1975).

As idades aparentes dos TF obtidas utilizando este procedimento em apatitas são geralmente mais jovens que a idade estratigráfica esperada para as amostras consideradas, por causa da instabilidade dos TF nos minerais quando estes são expostos a temperaturas crescentes durante um período de tempo geologicamente significativo (Fleischer *et al.*, 1965; Bigazzi, 1967). Isto se deve ao processo de *annealing*, o qual é de fundamental importância na análise por TF, pois serve de base para o entendimento da evolução da história térmica de uma determinada região. Este processo ocorre quando a apatita sofre um novo aquecimento após a sua formação ígnea, no qual os traços sofrem encurtamento em relação ao seu tamanho original de aproximadamente 16 μm (Jelinek *et al.*, 2010), como também há uma redução na densidade da trilha dos TF, como consequência de uma recuperação térmica do retículo cristalino da apatita danificado pela fissão nuclear.

Para as apatitas as temperaturas que interferem na preservação ou não dos TF variam entre 70° e 120°C. Quando a apatita sofre influência de temperaturas acima de

120°C (durante período de tempo geologicamente representativo) ocorre o apagamento total dos TF (*annealing* total), enquanto que sob temperaturas abaixo de 70°C os TF são preservados. Entre estas temperaturas ocorre à chamada zona de *annealing* parcial, na qual, os traços são parcialmente apagados e a medida do comprimento dos traços ainda permite reconstruir a história térmica da amostra (Jelinek *et al.*, 2010), podendo preservar histórias evolutivas complexas (Borba *et al.*, 2003).

Dessa forma, é possível estimar taxas de denudação e soerguimento de bacias de acordo com os comprimentos dos traços preservados e ainda obter a idade dos eventos térmicos relacionados a estas taxas a partir da densidade medida de traços fósseis gerados pela fissão do ^{238}U .

I.3.6.2 Determinação da idade

Para realizar datações TF, emprega-se mais frequentemente o método do detector externo (Gleadow, 1981). Neste método, são utilizados os mesmos grãos para a análise dos traços espontâneos e induzidos. Neste método os grãos são datados individualmente, tornando possível identificar flutuações significativas nas suas idades, eventuais variações no conteúdo de urânio, bem como a existência de mais de uma população. O detector mais comum é a muscovita, que é acoplada na superfície da amostra e do dosímetro antes de serem enviados para ser irradiada no reator térmico de baixa energia, pois, reatores de alta energia podem levar a fissão do ^{232}Th e do ^{238}U , que podem prejudicar a análise. Para controlar as fissões destes elementos, são adicionados padrões artificiais (dosímetros) com teor de U conhecido (CN1, CN2, CN5, IRMM-540, entre outros).

Na mica ficam registrados os traços induzidos decorrentes do ^{235}U , que quando atingem a superfície do grão deixam uma imagem especular dos grãos contidos na montagem. Após este processo o detector é atacado com ácido fluorídrico para revelar os traços de fissão induzidos. O teor de ^{238}U (elemento pai) é determinado pela contagem dos traços induzidos no detector, enquanto que a concentração de ^{235}U (elemento filho) é determinada pela contagem de traços fósseis nos próprios grãos de apatita.

O cálculo da idade por TF utilizando o método do detector externo se dá pela equação:

$$t_i = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(1 + \lambda_d \zeta g \rho_d \frac{\rho_{s,i}}{\rho_{i,i}} \right)$$

Onde t_i é a idade do grão i ; λ_d é a constante de decaimento alfa do ^{238}U ; ρ_d é densidade dos traços de fissão induzidos pelo padrão de urânio correspondendo a posição da amostra durante a irradiação; $\rho_{s,i}$ é a densidade dos traços de fissão para o grão i contados em uma determinada área; $\rho_{i,i}$ corresponde a densidade de traços de fissão induzidos no grão, medidos na mesma área que $\rho_{s,i}$; o parâmetro ζ (Hurford, 1990) corresponde a calibração da amostra em relação ao controle de fluxo de nêutrons utilizados no reator a partir do uso de um padrão geológico de idades conhecidas por outros métodos geocronológicos; por fim, g é o fator de eficiência relacionado ao detector externo.

I.3.6.3 Determinação das Densidades dos Traços de Fissão

Para determinar a densidade de traços de fissão espontâneos (ρ_s), induzidos (ρ_i) e a densidade de traços nos detectores acoplados aos dosímetros CN5 (ρ_d), o número de traços atacados que intersectam a superfície de uma determinada área são contados usando um microscópio ótico com 1000x de aumento. Na determinação das densidades de traços, devem ser observados os critérios sugeridos por Green (1981). São eles:

- Apenas grãos minerais (ou áreas em grãos individuais) que obedecem aos seguintes critérios devem ser medidas para determinar ρ_s :

- ✓ Grãos livres de feições que não representam traços, tais como deslocamentos ou inclusões, sendo que grãos que apresentam muitas destas feições devem ser descartados;
- ✓ Traços de fissão na superfície dos grãos devem estar bem atacados e claramente visíveis;
- ✓ A distribuição de urânio deve ser aproximadamente

homogênea no grão. Isto pode ser facilmente julgado pela variação de ρ_s na superfície do grão. Para amostras com baixa ρ_s , ρ_i na mica pode ajudar.

Quando se utiliza o método do detector externo, ρ_s é contado na superfície interna atacada de cada grão mineral, enquanto ρ_i é contada na superfície do detector externo na área correspondente. Assim, para uma datação TF precisa, uma correlação segura é necessária para se mover entre as duas áreas.

O método analítico utilizado para a datação das amostras deste trabalho foi o detector externo. As idades TF das apatitas foram calculadas utilizando a calibração zeta. Para amostras detríticas, aconselha-se a análise de pelo menos 50 grãos (Bernet & Garver, 2005).

I.3.6.4 Medida do Comprimento dos Traços Confinados

Para o desenvolvimento desta etapa utilizamos apenas os traços que estiverem totalmente inclusos no grão de apatita. Dois tipos principais são conhecidos: TINT (Track-In-Track) e TINCLE (Track-In-Clivage). O primeiro é gerado a partir de outros TF e o outro a partir de clivagem ou fraturas interceptadas por ele.

De acordo com Laslett *et al.* (1982) as medidas de comprimento dos TF devem ser realizadas apenas em TF confinados horizontalizados. Esta técnica é a mais utilizada para estimar a verdadeira distribuição dos traços de fissão espontâneos em minerais, a qual é indispensável para modelagem quantitativa da história térmica das rochas bem como para determinar as cinéticas de *annealing* da amostra.

Donelick *et al.* (2005) e Tagami (2005) apresentam algumas sugestões que devem ser seguidas em relação à medição dos comprimentos dos traços confinados, descritas abaixo:

(i) não apenas o comprimento, mas também a orientação cristalográfica deve ser medida para cada traço individual porque a razão de *annealing* depende da orientação cristalográfica;

(ii) apenas traços atacados adequadamente devem ser medidos, porque, como mencionado acima, o comprimento observado é função do tempo e aumenta

significativamente nos procedimentos de ataque. Isto é particularmente importante quando são analisadas amostras que sofreram um *annealing* parcial, que contém traços segmentados, pois o comprimento observado em cada traço é sensível ao grau de ataque (Green *et al.*, 1986; Hejl, 1995; Yamada *et al.*, 1995);

(iii) medir apenas TINTs, pois caso sejam medidos TINCLEs, corre-se o risco da distribuição de traços não ser representativa da real história térmica da amostra (Jonckheere & Wagner, 2000; Barbarand *et al.*, 2003).

I.3.6.5 Composição Mineral

A composição química das apatitas influencia diretamente na temperatura de *annealing* dos TF, e por isso, seu conhecimento é de suma importância para a análise.

A apatita é o mineral fosfático mais comum na crosta terrestre. A sua fórmula química é geralmente escrita como $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3[\text{F},\text{Cl},\text{OH}]$ (Deer et al. 1969). Os três ânions de F^{-1} , Cl^{-1} , e OH^{-1} podem substituir uns aos outros no mesmo sítio cristalográfico, formado então, flúor-apatitas, cloro-apatitas e hidroxí-apatitas, respectivamente. Os outros sítios também podem sofrer substituições, como o C, por Mn, Sr, Fe, Na, e elementos terras raras (particularmente o Ce), preferencialmente em flúor-apatitas, e o sítio do P, substituído por Si, S e C (Deer et al. 1969; Young et al. 1969; Roeder et al. 1987).

Neste contexto, para a determinação da composição da apatita da amostra analisada, utilizam-se os parâmetros cinéticos, os quais refletem o comportamento do *annealing* dos grãos, permitindo agrupar grão com comportamentos semelhante durante o processo modelamento térmico. Os parâmetros mais utilizados são a determinação do conteúdo de Cl da amostra, através de análise em microsonda eletrônica, e determinação do Dpar. Dpar é a média aritmética do diâmetro paralelo ao eixo cristalográfico *c* do cristal de uma figura geométrica formada pela intersecção de um *etch pit* (i.e., traço de fissão ou outra imperfeição cristalográfica) com a superfície de polimento do cristal (Donelick, 1993). O *etch pit* de uma apatita é alongado paralelamente ao eixo cristalográfico *c* e tende a exibir uma forma hexagonal. No mínimo são medidos 4 Dpar para cada grão de apatita datado ou em que se mediu comprimentos de traços. Pode ser utilizado tanto o *etch pit* de um traço de fissão como

de uma imperfeição qualquer, porém deve-se ficar atento no sentido de evitar a utilização de valores discrepantes para realizar a média (p. ex., o Dpar de um *etch pit* de uma inclusão fluida normalmente é muito grande). Além disso, o Dpar tem uma correlação positiva com os teores de Cl e OH, e uma correlação negativa com o teor de F da apatita (Donelick, 1993; Burtner *et al.*, 1994; Donelick, 1995), ou seja, nos fornece indícios quanto a composição da apatita analisada.

Capítulo I.4 Referências

- Almeida, D.P. M.; Chemale, F.Jr. & Machado, A. 2012. Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil. In: Ali Ismail Al-Juboury. (Org.). **Petrology - New Perspectives and Applications**. Rijeka, InTech - Open Access Publisher, p. 73-130.
- Angelier, J., 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: HANCOCK, P. L.(eds.). **Continental Brittle Deformation**. University of Bristol, U. K., Pergamon Press. Chap. 4. p. 53-100.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B. 1976. The upper Precambrian of South America. **Boletim do Instituto de Geociências**, Universidade de São Paulo,7: 45-80.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. & Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sciences Reviews**, 17:1-29.
- Almeida, D.P.M. et al. 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS – Brazil). **Gondwana Research**, 5(3):721-733.
- Almeida, R.P. 2005. **Tectônica e Sedimentação do Ediacardiano Ordoviciano: exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental)**. São Paulo. 203p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Armstrong, P.A. 2005. Thermochronometers in Sedimentary Basins. In: Reiners, P. W.; Ehlers, T.A. (eds.). **Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications**. Washington, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 58, p. 499-525.

- Barbarand, J.; Carter, A.; Wood, I. & Hurford, T. 2003. Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. **Chemical Geology: Isotope Geoscience section**, **198**: 107-138.
- Beckel, J. 1990. **Metagenia Del Cu, Pb y Zn em la Cuenca de Camaquã durante el ciclo orogénico Brasileiro, RS**. Salamanca. 275p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade de Salamanca, Espanha.
- Beckel, J. 1992. Evolução geotectônica da Bacia do Camaquã, RS – proposta de classificação dentro de um conceito mobilista. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS. **Boletim de Resumos Expandidos**, p. 1-5.
- Bernet, M. & Garver, J.I. 2005. Fission-track analysis of detrital zircon. In: Reiners, P.W. & Ehlers, T.A. (eds.). **Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations and Applications**. Washington, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58:205-238.
- Bettencourt, J.S. 1972. **Geologia da Mina de Camaquã, RS**. São Paulo. 175p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Bettencourt, J.S & Damasceno, E.C. 1974. Análise Tectônica e controles de mineralização no Distrito Cuprífero de Camaquã, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre, RS. **Anais...** Porto Alegre, SBG. V. 2, p. 409-423.
- Bicca, M.M.; Jelinek, A.R.; Oliveira, C.H.E.; Chemale, F.Jr., Guadagnin, F. 2010. Estudos tectônicos da porção sul da bacia do Camaquã, região de Minas do Camaquã, RS. In: VI Congreso Uruguayo de Geologia e II Simposio Internacional Del Neoproterozoico – Cámbrico de la Cuenca del Plata, 6., 2010, Minas, Lavalleja. **Anais...** Minas, p. 34.
- Bicca, M.M. 2009. **ESTUDOS TECTÔNICOS NA SUB-BACIA CAMAQUÃ CENTRAL, REGIÃO DE MINAS DO CAMAQUÃ, RS**. Porto Alegre. 90p. Monografia de conclusão

do curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Bigazzi, G. 1967. Length of fission tracks and age of muscovite samples. **Earth and Planetary Science Letters**, **3**:434-438.

Borba, A.W. 2006. **Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica.** Porto Alegre. 233p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., 2003. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic post-collisional basin. **Journal of South American Earth Sciences**, **16**(5):365-380.

Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., Santos, J.O.S., Mcnaughton, N.J., Artur T. Onoe, A.T., Hartmann, L.A., 2008. U-Pb zircon and ^{40}Ar - ^{39}Ar K-feldspar dating of syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. **Basin Research**, **20**:359–375.

Borba, A.W.; Mizusaki, A.M.P.; Silva, D.R.A.; Koester, E.; Noronha, F.L.; Casagrande, J. 2006, Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-rio-grandense Shield, Southern Brazil): Petrographic and Sm-Nd isotopic constraints. **Gondwana Research**, **9**:464–474.

BritoNeves, B.B.; Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, **53**:34-40.

Burtner, R.L.; Nigrini, A. & Donelick, R.A. 1994. Thermochronology of lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming thrust belt. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, **78**: 1613-1636.

- Carvalho, P. F. 1932. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil**, **66**:1-72.
- Chemale, F.Jr. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: Holz, M & De Ros, L.F. (eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. p. 13-52.
- Chemale, F.Jr. 1993. Bacias molássicas brasileiras. **Acta Geológica Leopoldensia**, **37**:109-118.
- Deer, W.A.; Howie R.A.; Zussman J. 1969. **An Introduction to the Rock-forming Minerals**. John Wiley and Sons, New York.
- De Ros, L.F., Morad, S., Paim, P.S.G., 1994. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas sequence, southern Brazil. **Sedimentary Geology**, **92**:197–228.
- Donelick, R.A. 1993. Apatite etching characteristics versus chemical composition. **Nuclear Tracks and Radiation Measurements**, **21**: 604.
- Donelick, R.A. 1995. A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite. Australian Patent Number 658,800.
- Donelick, R.A.; O'sullivan, P.B. & Ketcham, R.A. 2005. Apatite fission-track analysis. In: Reiners, P.W. & Ehlers, T.A. (eds.). **Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations and Applications**. Washington, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **58**: 49–94.
- Faccini, V.F.; Paim, P.S.G.; Fragoço César, A.R.S. 1987. Análise Faciológica das Molassas Brasileiras na Região das Minas do Camaquã, RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba, PR. **Anais...Curitiba, SBG**. v. 1, p. 75-91.

- Fambrini, G.L. 1998. **O Grupo Camaquã (Transição Proterozóico-Fanerozóico) na região das Minas do Camaquã, RS: Análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes.** São Paulo. 182p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Fambrini, G.L.; Janikian, L.; Almeida, R.P. & Fragoso-Cesar, A.R.S. 2005. O Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na Sub-Bacia Camaquã Central, RS: Estratigrafia e Sistemas Depositionais. **Revista Brasileira de Geociências**, **35**(2):227-238.
- Fambrini, G. L. 2003. **O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) da Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul.** São Paulo 2003. 243p. Tese de Doutorado em Geociências – Universidade de São Paulo.
- Faure, G. & Mensing, T.M. 2005. 3 (ed.). **Isotopes principles and applications.** New Jersey, John Wiley and Sons, 897p.
- Fernandes L.A.D.; Menegat, R.; Costa A.F.C.; Koester E; Porcher C.C; Tommasi A; Kraemer G; Ramgrab G.E. & Camozzato E. 1995. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Riograndense: Parte II – Uma Contribuição a partir do Registro Geológico. **Revista Brasileira de Geociências**, **25**(4):351-374.
- Fernandes, L.A.D.; Menegat, R.; Costa, A.F.C.; Koester, E.; Porcher, C.C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. 1995. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Riograndense: Parte II – Uma Contribuição a partir das Assinaturas Geofísicas. **Revista Brasileira de Geociências**, **25**(4):375-384.
- Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. **Journal of South- America Earth Sciences**, **5**(1):77-96.

- Fleisher, R.L.; Price, P.B. & Walker, R.M. 1965. The ion explosion spike mechanism for formation of charger particles tracks in solids. **Journal of Applied Physics**, **36**:3645-3652.
- Fleisher, R.L.; Price, P.B. & Walker, R.M. 1975. **Nuclear tracks in solids: Principles and Applications**. Berkeley, University of California Press, 605p.
- Fragoso-Cesar, A.R.S. 2003. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III – Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In: I ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDOS E BACIAS, 2003, Porto Alegre, RS. **Boletim** de Resumos, p. 139-144.
- Fragoso-Cesar, A.R.S.; Lavina, E.L.; Paim, P.S.G. & Faccini, U.F. 1984. A antefossa molássica do cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro, RJ. **Anais...**Rio de Janeiro, SBG. v. 7, p. 3272-3283.
- Fragoso-Cesar, A.R.S.; Faccini, U.f.; Paim, P.S.G.; Lavina, E.L. & Altami-Rano, J.R.F. 1985. Revisão na estratigrafia das molassas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, 1985, Florianópolis, SC. **Anais...** Florianópolis, SBG. v.1, p. 477-491.
- Fragoso-Cesar, A.R.S.; Machado, R; Sayeg, H.S. & Fambrini, G.L. 1992. Bacias orogênicas do ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul e Uruguai. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS. **Boletim** de Resumos Extendidos, p. 47-53.
- Fragoso-Cesar, A.R.S; Wernick, E & Soliane JR, E. 1982. Associações petrotectônicas do cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador, BA. **Anais...**Salvador, SBG. v. 1, p. 1-12.

- Fragoso-Cesar, A.R.S. et al. 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 30(3):438-441.
- Gastal M.C.P. & Lafon J.M. 2001. Novas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e geoquímica isotópica Nd–Sr para granitóides shoshoníticos e alcalinos das regiões de Lavras do Sul e Taquarembó, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 8., 2001, Curitiba, PR. **Anais...**Curitiba, SBGq. p. 21–26.
- Geraldes, M.C. 2010. **Introdução a Geocronologia. Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, SBG. 146p.
- Gonzales, M. A. & Teixeira, N.1980.Considerações sobre a estratigrafia e ambientes de sedimentação da Região das Minas do Camaquã. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú, SC. **Anais...**Camboriú, SBG. V.1, p. 1513-1524.
- Green, P.F. 1981. A new look at statistics in fission track dating. **Nuclear Tracks**, 5: 77-86.
- Green, P.F.; Duddy, I.R.; Gleadow, A.J.W.; Tingate, P.R. & Laslett, G.M. 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite, 1. A qualitative description. **Chemical Geology: Isotope Geoscience section**, 59:237-253.
- Gresse, P.G.; Chemale, F.; Da Silva, L.C.; Walraven, F. & Hartmann, L.A. 1996.Late- to post-orogenic basins of the Pan-African – Brasiliano – collision orogen in Southern África and Southern Brazil. **Basin Research**, 8(2):157-171.
- Gruber, L. 2007. **Estudos de Proveniência do Complexo Metamórfico Porongos, Porção SE da Antiforme de Santana, Região de Santana da Boa Vista, RS**. Porto Alegre. 65p. Trabalho de conclusão de curso em geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Hatcher Jr.R.D. 1995.**Structural Geology: principals, concepts and problems.** New Jersey, Prentice Hall. 525 p.
- Hartmann, L.A.; Chemale, Jr.F. & Philipp, R.P. 2007.Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Iannuzzi, R & Frantz, J.C. (eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre, CIGO/UFRGS.p. 99-123.
- Hartmann, L.A; Porcher, C.C. & Remus, M.V.D. 2000. Evolução das rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds). **Geologia do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre, CIGO/UFRGS. p. 13-52.
- Hartmann, L.; Santos, J. & McNaughton, N.2008. Detrital zircon U-Pb age data, and Precambrian provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, Southern Brazilian Shield. **International Geology Review**, 50:364–374, ISSN 0020-6814.
- Hartmann, L.; Silva, L.; Remus, M.; Leite, A. & Philipp R. (1998).Evolução Geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma. In: Congresso Uruguayo de Geologia,2., 1998, Punta Del Este, URY. **Anais...** Punta Del Este,SUG. p.277-284.
- Hejl, E. 1995.Evidence for unetchable gaps in apatite fission tracks. **Chemical Geology**, 122(1/4): 259-269.
- Ireland, T.R.; Williams, I.S. 2003. Considerations in Zircon Geochronology by SIMS. In: Hanchar, J. M. Hoskin, P. W. O. (eds.). **Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry – Zircon.** Washington, v. 53, p. 215-241.
- Issler, R.S. 1982. Evento geodinâmico Brasileiro – fechamento de oceano e colisão continental dos crátoms Rio de la Plata e Dom Feliciano: granitos a duas micas e ofiolitos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador, BA. **Anais...**Salvador, SBG. v. 1, p. 24-29.

- Issler, R.S. 1983. Evolução crustal da Faixa Arco-Fossa Tijucas e Faixa Magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1, 1983, Porto Alegre, RS. **Atas...**Porto Alegre, SBG. v. 1, p. 19-36.
- Issler, R.S. 1985. Bacia Periférica Camaquã-Itajaí: elemento tectônico desenvolvido pela tectônica de placas. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, 1985, Florianópolis, SC. **Atas...**Florianópolis, SBG. v. 2, p.184-198.
- Janikian, L. 2004. **Seqüências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul.** São Paulo. 189p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Janikian, L.; Almeida, R.P.; Fragoso-Cesar, A.R.S.; Martins, V.T.S.; Dantas, E.L.; Tohver, E.; McCreath, I.; D'agrella-Filho, M.S. 2012. Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. **Gondwana Research**, **21**:466-482.
- Jelinek, A.R.; Gomes, C.H.; Dias, A.N.C.; Guadagnin, F.; Chemale, F.Jr.; Souza, I.A. 2010. Termocronologia aplicada às Geociências: análise por traços de fissão. **Pesquisas em Geociências**, **37**(3):191-203.
- Jonckheere, R.C. & Wagner, G.A. 2000. On the occurrence of anomalous fission tracks in apatite and titanite. **American Mineralogist**, **85**(11/12): 1744-1753.
- Jost, H. 1984. Sedimentação e Vulcanismo durante o Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul: uma revisão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro, RJ. **Anais...**Rio de Janeiro, SBG. v. 7, p. 3241-3257.
- Jost, H. & Bitencourt, M.F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. **Acta Geologica Leopoldensia**, **4**(7):27-60.

- Laslett, G.M.; Kendall, W.S.; Gleadow, A.J.W. & Duddy, I.R. 1982. BIAS in measurement of fission-track length distributions. ***Nuclear Tracks***, 6(2/3): 79-85.
- Laux, J.H.; Lindenmayerb, Z.G.; Teixeira, J.B.G.; Artur Bastos Neto, A. B. 2005. Ore genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil. ***Ore Geology Reviews***, 26:71-89.
- Loss, E.L.; Roisenberg, A. 1972. Contribuição à caracterização geotectônica da seqüência sedimentar eo-paleozóica do RS. ***Pesquisas***. p. 7-12.
- Leinz, V. & Almeida, S. 1941. Gênese da jazida de cobre de Camaquã. Secretaria de Agricultura, Indústria e Comércio do RS, Porto Alegre. ***Boletim***, 88:56p.
- Leites, S. R.; Lopes, R.C.; Wildner, W.; Porcher, C.A. & Sander, A. 1990. A divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na Folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul, RS, e sua interpretação paleoambiental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal, RN. ***Anais...*** Natal, SBG. v. 1, p. 300-312.
- Machado, R.; Fragoso-Cesar, A.R.S. 1987. Deformações brasileiras do cinturão Dom Feliciano no Uruguai. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba, PR. ***Atas...*** Curitiba, v. 2, p. 911-919.
- Machado, R.; Sayeg, H.S. 1992. Aplicação da análise geométrica e cinemática nos falhamentos que condicionaram a bacia molássica do Arroio Boici, RS. In: I WORKSHOP BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1., 1992, São Leopoldo, RS. ***Boletim*** de Resumos Expandidos, SBG/UNISINOS. p. 73-76.
- Mallmann, G.; Cupertino, J.A. & Chemale F.Jr. 2002. Caracterização por Microsonda Eletrônica dos Teores de Cloro de Apatitas e sua Importância nos Estudos de Traços de Fissão. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, RS. ***Pesquisas em Geociências***, 29(2):31-36.

- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2007. Magmatismo e Evolução Crustal no Sul do Brasil. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. p. 127-141.
- Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 2000. Magmatismo Shoshonítico e Alcalina da Bacia do Camaquã. In: Holz, M & De Ros, L.F. (eds). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. p. 119-5131.
- Naeser, C.W. 1967. The use of apatite and sphene for fission track age determinations. **Geological Society of America Bulletin**, 78:1523-1526.
- Oliveira, C.H.E.; Chemale, F.Jr.; Jelinek, A.J.; Philipp, R.P.; Bicca, M.M. In Prep. U-Pb and Lu-Hf Isotopes Applied to the Late to Post-Orogenic Transtensional Basins of the Dom Feliciano Belt, Brazil. **Precambrian Research**, Manuscript.
- Oliveira, C.H.E. 2010. **Contribuição à evolução estrutural da Bacia do Camaquã, RS**. Porto Alegre. 86 p. Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Oliveira, J.M.M.T.; Fernandes, L.A.D. 1991. Estágios finais da evolução do Cinturão Dom Feliciano: Tectônica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres. In: SBG, SNET, 3., 1991, Rio Claro. **Boletim** de Resumos Extensos. p. 58-59.
- Oliveira, J.M.M.T.; Fernandes, L.A.D. 1992. Bacias molássicas Brasileiras: mito ou realidade. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILEIRAS, 1., 1992, São Leopoldo, RS. **Boletim** Especial de Resumos Expandidos. p. 97-105.
- Paim, P.S.G.; Faccini, U.F.; Netto, R.G.; Nowatski, C.H. 1992. Estratigrafia de seqüências e sistemas deposicionais das bacias do Camaquã e Santa Bárbara, Eopaleozóico do RS (Brasil). Universidad Nacional de Tucumán, **Serie Correlación Geologica**, 9: p.41-45.

- Paim, P.S.G. 1994. **Depositional Systems and Paleogeographical evolution of the Camaquã and Santa Barbara Basins, Brazil**. Oxford.277p. Tese de Doutorado em Geociências, University of Oxford.
- Paim, P.S.G. 1996. O sistema desértico úmido Pedra Pintada (Cambro-Ordoviciano do RS). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador, BA. **Anais...** Salvador, SBG. v. 2, p. 207-209.
- Paim, P.S.G.; Chemale, F. Jr.; Lopes, R.C. 1995. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã – Vendiano superior/Ordoviciano inferior do RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 4, 1995, Porto Alegre. **Boletim de resumos expandidos...** Porto Alegre, SBG. p. 39-50.
- Paim, P.S.G.; Chemale, F. Jr. & Lopes, R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. p. 231-274 .
- Paim, P.S.G.; Lopes, R.C. 2000. Geologia da Região das Minas do Camaquã. In: Ronchi, L.H., & Lobato, A.O.C. (eds.), Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar. São Leopoldo, Unisinos, p. 111-132.
- Pelosi, A.P.M.R. 2005. **Evolução paleogeográfica do Grupo Maricá, Neoproterozóico pré-600 Ma do Rio Grande do Sul**. São Paulo. 2005. 146p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Philipp, R.P.; Machado, R. 2005. The Late Neoproterozoic Granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, **19**:461-478.
- Price, P.B. & Walker, R.M. 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. **Journal of Geophysical Research**, **68**:4847-4862.

- Porcher, C. A.; Lopes, R. 2000. **Mapa da Folha de Cachoeira do Sul**. Folha SH.22-Y-A, estado do Rio Grande do Sul: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Rio de Janeiro: CPRM, 1 CD ROM. Escala 1:250.000.
- Remus, M.V.D.; Hartmann, L.A.; Mcnaughton, N. J.; Groves D.I. & Reisch J.L. 1999. Distal Magmatic-Hydrothermal Origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) Deposits, Southern Brazil. **Gondwana Research**, **3**(2):155-174.
- Ribeiro, M.; Bocchi, P.R.; Figueiredo, F.P.M.; Tessari, R.I. 1966. Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, RS, Brasil. **Boletim** do DNPM/DFPM, 127, 231p.
- Ribeiro, M.J.; Badi, W.S.E.; Gonzalez, A.P.; Gonzalez, M.; Licht, O.A; Teixeira, G. 1980. Jazida Santa Maria, Chumbo e Zinco no Grupo Bom Jardim – RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú, SC. **Anais...** Camboriú, SBG. v. 3, p. 1725 – 1742.
- Ribeiro, M.; Fantinel, L. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense: I- Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Rio Grande do Sul. Inheríngia. **Série Geológica**, **5**:19-54.
- Ribeiro, M. & Lichtenberg, E. 1978. Síntese da geologia do Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, 1978, Recife, PE. **Anais...** Recife, SBG. V. 6, p. 2451-2463.
- Riedel, W. 1929. Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. Zentral-blatt fur Mineralogie, **Geologie und Paleontologie B**, 354–368.
- Robertson, J. F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of the rock units in Caçapava – Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. **Notas e Estudos**, **1**(2):41-54.

- Roeder, P.L.; MacArthur, D.; Ma, X.P.; Palmer, G.R.; Mariano, A.N. 1987. Cathodoluminescence and microprobe study of rare-earth elements in apatite. **Am Mineral** **72**:801-811.
- Santos, E.L.; Beckel, J.; Macedo, P.M.; Gonzalez, F. & Chaban, N. 1978. Divisão Litoestratigráfica do Eocambriano e Precambriano Superior do Escudo Sul Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30,. 1978, Recife, PE. **Anais...Recife**. v. 2, p. 670-684.
- Santos, M.G.M.; Almeida, R.P.; Fragoso-Cesar, A.R.S. 2012. Paleostress Analysis in Brittle Structures of the Camaquã Copper Mines. **Revista Brasileira de Geociências**, **42**(3):573-584.
- Sayeg, H.S. 1993. **Evolução Geológica Brasileira da Bacia do Arroio Boici, RS**. São Paulo. 103p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Sayeg, H.S.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; FAMBRINI, G.L. 1992b. A bacia transcorrente brasileira do Vale do Arroio Boici no contexto da Antefossa Arroio dos Nobres, RS. **Boletim**, IG-USP (Série Publicação Especial). v. 12, p. 103-104.
- Sommer C.A.; Lima E.F.; Nardi L.V.S.; Figueiredo A.M.G. & Pierosan R. 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**,**18**:237–254.
- Tagami, T.; O'Sullivan, P.B. 2005. Fundamentals of Fission-Track Thermochronology. *In*: Reiners, P.W. & Ehlers, T.A. (eds.). **Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations and Applications**. Washington, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58:95-122.
- Teixeira, G.; Gonzalez, A. P.; Gonzalez, M. A. & Licht, O. A. B. 1978. Contribuição ao estudo das mineralizações cupríferas disseminadas no distrito das minas do Camaquã. In:

CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais...** Recife, SBG. v. 4, p. 1644-1654.

Tchalenko, J.S. and Ambrayeses, N.N. (1970). Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. **Geological Society of America Bulletin** 81:41-60.

Twiss, R.J. & Moores, E.M. 1992. **Structural Geology**. California, University of California, 532p.

Toniolo, J.A.; Gil, C.A.A.; Sander, A. 2007. **Metalogenia das Bacias Neoproterozóicas-Eopaleozóicas do Sul do Brasil: Bacia do Camaquã**. CPRM, Porto Alegre, 154 p.

Veigel, R. & Dardenne, M.A. 1990. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas de evolução da mineralização Cu-Pb-Zn do Distrito de Camaquã – RS. **Revista Brasileira de Geociências**, 20:55 – 67.

Wagner, G.A. 1968. Fission track dating of apatites. **Earth and Planetary Science Letters**, 4:411-415.

Wernick, E.; Hasui, Y.; BritoNeves, B.B. 1978. As regiões de dobramentos nordeste e sudeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife, PE. **Anais...** Recife, SBG. v. 6, p. 2493-2506.

Woodcock, N.H.; Schubert, C. 1994. Continental Strike-Slip Tectonics. In: HANCOCK, P. L.(ed.). **Continental Brittle Deformation**. University of Bristol, U. K., Pergamon Press. Chap. 4. p. 251-263.

Yamada, R.; Tagami, T.; Nishimura, S. & Ito, H. 1995. Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental-study. **Chemical Geology: Isotope Geoscience Section**, 122: 249-258.

Young, E.J.; Myers, A.T.; Munson, E.L.; Conklin, N.M. 1969. Mineralogy and geochemistry of fluorapatite from Cerro de Mercado, Durango, Mexico. **Geological Survey Professional Paper, 650-D**, p. D84-D93.

CAPÍTULO II – Parte II**Carta de recebimento do artigo,**

Ms. Ref. No.: SAMES-D-13-00019

Title: Tectonic Evolution and Provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines Region - Rio Grande do Sul, Brazil.

Journal of South American Earth Sciences

Dear Bicca,

We have received your article "Tectonic Evolution and Provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines Region - Rio Grande do Sul, Brazil." for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System

Journal of South American Earth Sciences

Tectonic Evolution and Provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines Region – Rio Grande do Sul, Brazil.

Marcos Müller Bicca¹
Farid Chemale Junior²
Andrea Ritter Jelinek¹
Christie Helouise Engelmann de Oliveira²
Felipe Guadagnin³
Richard Armstrong⁴

¹*IGEO-UFRGS, Campus do Vale. Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, CEP 91509-900, Brazil*

²*UnB, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte, Brasília, CEP 70910-900, Brazil*

³*UFES, Universidade Federal do Espírito Santo, Av. Fernando Ferrari, 514, Vitória, Espírito Santo, CEP 29075-910, Brazil*

⁴*ANU, Research School of Earth Sciences, Canberra, ACT, Austrália. CEP 0200*

Abstract

Cu and Pb-Zn host sedimentary units of the upper part of the Camaquã Basin, Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil, were formed during the late stages of West Gondwana agglutination and were controlled by large left-handed strike-slip shear zones. The integration of structural geology, stratigraphy and thermochronology allow the recognition of five structural events (D1 to D5). The D1 structures are related to a N30E trending, sinistral strike-slip shear zone with a stress field of S10E-N10W that is controlled by the deposition of the mineralized sedimentary units and overlying units, the Santa Barbara and Guaritas Group units, in a transtensional tectonic setting. The D2 structures are mainly affected by the N-S trending shear zones that occurred after the Guaritas Group deposition during the Cambrian (final Brasiliano Orogeny). During the Phanerozoic, the recognized structures were connected to compressional and extensional events that affected West Gondwana and the South America Platform. Based on U-Pb in situ methods, it is possible to establish a maximum depositional age of 554 Ma for the basal section of the Santa Barbara Group and to recognize two main zircon populations, the Neoproterozoic and Paleoproterozoic, with a source from the eastern and southern part of the Dom Feliciano Belt and the reworking of the older units

of the Camaquã Basin. The thermochronological fission track analyses on apatite provided four main age populations. The first three are interpreted to have formed during the tectonic processes at the Gondwana Margin, the Famatinian and Gondwanides Orogenies, whereas the last one formed because of thermal heating by the Upper Cretaceous volcanic intrusion that was connected to the fragmentation of Africa and South America.

Keywords: Camaquã basin, Cu and Pb-Zn deposits, Dom Feliciano Belt, U-Pb in situ zircon dating, Thermochronology on apatite, Westgondwana

1 Introduction

The study area is part of a larger sedimentary sequence called the Camaquã Basin. This basin represents all the correlatable volcano-sedimentary deposits that filled a preferential NE-SW subsident area generated in the last stages of the Brasiliano/Pan-African Cycle (Paim et al., 2000).

The region known as the Camaquã Mines is located in the central portion of the Southern Brazilian Shield, in the Rio Grande do Sul State, Brazil. This area was described as an anticline that is associated with NE-SW regional structures (Ribeiro et al., 1966; Bettencourt, 1972; Bettencourt and Damasceno, 1974; Faccini et al., 1987), marked by an angular discordant contact with the unit above (Guaritas Group). The Camaquã Mines host one of the most important Cu (Au, Ag) and Pb-Zn (Cu, Ag) base-metal deposits to date, discovered in the sedimentary clastic sequences of the Camaquã Basin (Remus et al., 2000a), and has been explored since the 19th century (Teixeira et al., 1978). The copper ore deposits are mainly associated with NW-SE-striking faults and fractures (Bettencourt and Damasceno, 1974; Gonzalez and Teixeira, 1980; Veigel et al., 1990; Remus et al., 2000a; Laux et al., 2005), which strongly affects the region and forms a complex structural web.

This complexity aroused interest in structural analysis as well as interest in the determination of the origin of these ore deposits in the region, which seem to be related to a specific period in the Camaquã Basin depositional evolution because the rocks above the ore deposits in the sedimentary sequence, the Guaritas Group, are not mineralized. Thus, it is necessary to determine the correct stratigraphic positioning of the

rocks in the Camaquã Basin sequence to optimize future metallogenic prospects in the Rio Grande do Sul State and to provide a better understanding of the Southernmost Brazilian Shield and Camaquã Basin tectonics.

The Camaquã Mines sedimentary sequence has been described by several authors but mostly with divergent conclusions (Robertson, 1966; Ribeiro et al., 1966; Ribeiro and Fantinel, 1978; Teixeira et al., 1978; Gonzalez and Teixeira, 1980; Faccini et al., 1987; Fambrini, 1998; Paim and Lopes, 2000; Fambrini, 2003; Fambrini et al., 2005; Oliveira et al., in prep). This stratigraphic correlation problem continues today, mostly because only a few isotopic and geochemical studies have been applied to the sedimentary rocks from the area, and the volcanic rocks that are related to the sedimentary rocks have not been allied with any stratigraphic studies; this would permit better correlation with other units from the basin.

Considering this lack of data, this paper aims to present the structural, the geochronological and the thermochronological data to contribute to the stratigraphic and tectonic understanding of the Camaquã Mines, correlating the data with that of previous work. In this context, structural studies are relevant to attempt to differentiate the deformational events that are related to the process of sedimentary deposition, metallogenic matters and the uplifting of the area, establishing a temporal relationship between them when possible.

U-Pb zircon dating (LA-ICPMS and SHRIMP) was used to determine the stratigraphic position of this sedimentary sequence in the context of the Camaquã Basin and to map the probable sediment source areas. The Apatite Fission Track analysis was used in an attempt to determine low temperature events, such as uplifting and denudation and their respective ages. Overall, this paper contributes new geochronologic, structural and thermochronologic data to the evolution of the Southernmost Brazilian Shield from the last phases of the Brasiliano/Pan-African Cycle (end of the Neoproterozoic) until the Gondwana breakup (Mesozoic).

2 Geological and Tectonic Setting

The study area is located in the geological context of the Southernmost Brazilian Shield (SBS), which is part of a larger unit called the Mantiqueira Province (Almeida, 1981). The tectonic framework of the SBS consists mainly of three tectonic units generated

during the Neoproterozoic, i.e., the Pelotas Batholith (PB), the Tijucas Terrane (TT) and the São Gabriel Terrane (SGT), which together form the Dom Feliciano Belt, and the major Paleoproterozoic units is the Santa Maria Chico Granulite Complex that crops out in the Taquarembó Terrane (TaT) (Hartmann et al., 2007). The TT is composed of orthogneisses from the Encantadas Complex, and the PB is made up of basement fragments, which are mainly represented by orthogneisses from the Arroio dos Ratos Complex and by paragneisses from the Várzea do Capivarita Complex.

The large units of the SBS are separated by regional NE-striking shear zones that represent the tectonic limits between these major units that amalgamated during the Brasiliano/Pan-African Cycle (Neoproterozoic) when the La Plata and the Kalahari Cratons collided (Chemale Jr., 2000 and 2012), generating West Gondwana (fig. 1).

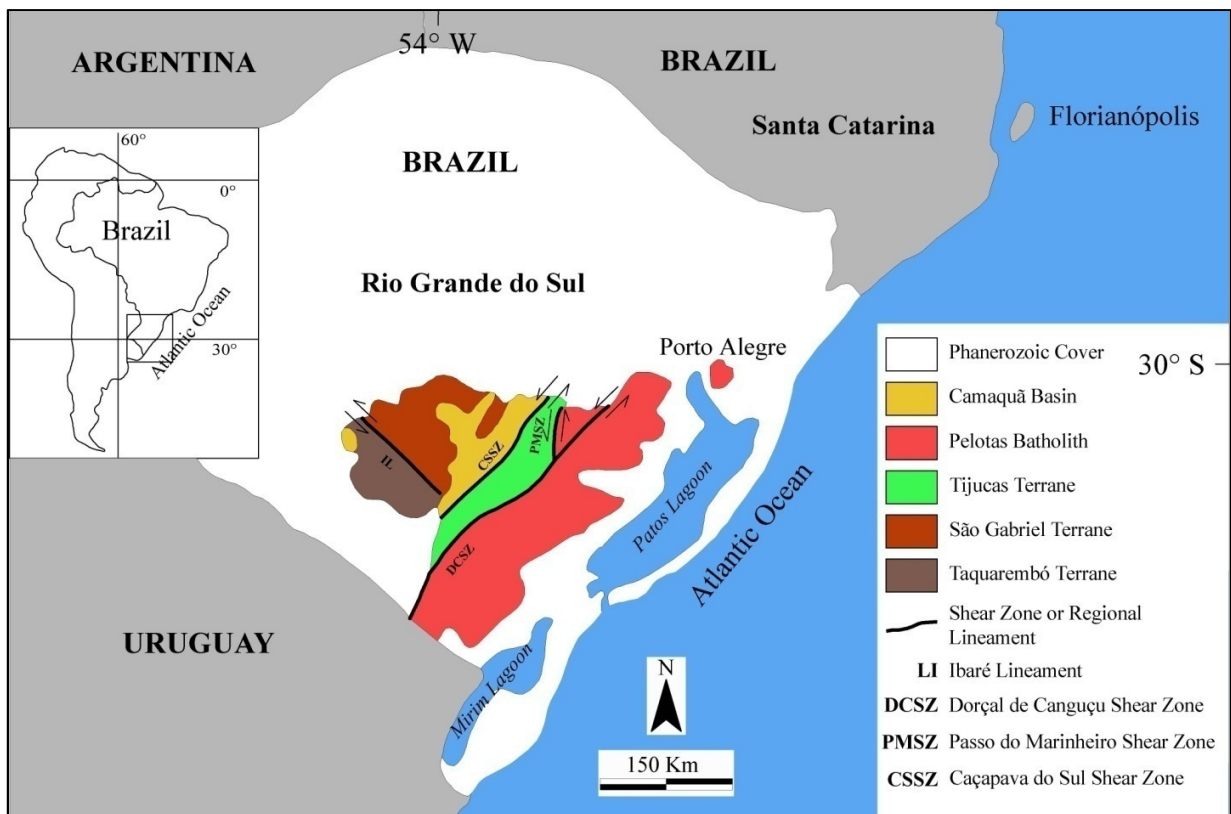


Figure 1: Simplified geological map of the Southernmost Brazilian Shield (modified from Philipp, 2010 and Chemale, 2012).

2.1 Pelotas Batholith – This unit is represented by Neoproterozoic (650-550 Ma) granitic rocks (Hartmann et al., 2000 and Philipp & Machado, 2005), Paleoproterozoic reworked crust (2.3 – 2.0 Ga) and, more rarely, by Archean rocks (Chemale Jr., 2000).

The PB consists of a granitic complex that was described by Philipp and Machado (2005) and that is related to large shear structures. Three major tectonic events are responsible for the evolution of these rocks (Fernandes et al., 1995; Philipp and Machado, 2005): (a) the first is an older event with a low dip angle, recognized in the xenoliths of the orthogneisses that are contained in the granitoids of the Pinheiro Machado Complex; (b) the second event is younger and lasted longer than the first, with a high dip angle associated to ductile shear zones, which deformed the structures formed during the first event and is responsible for emplacing the older granitic suites in the PB; (c) a later third event that is also related to high dip angle shear zones, although in a ductile-brittle to brittle deformation regimen.

2.2 Tijucas Terrane – This unit is elongated, striking NE-SW, and occurs east of the São Gabriel Terrane. It can be divided into eastern and western portions, separated by narrow grabens, delimited by brittle faults and filled with the siliciclastic sediments of the Camaquã Basin or truncated by pre-Brazilian gneissic rocks (Hartmann et al., 2007). Overall, this unit is composed of gneissic, granitic and amphibolitic units of a Paleoproterozoic age (2.3-2.0 Ga), reworked or not, by an orogenic event that occurred 770-800 Ma and by volcano-sedimentary units generated from mostly Paleoproterozoic material between 770-800 Ma (Chemale et al, 2000). Gruber (2007) obtained U-Pb (LA-ICP-MS) Paleoproterozoic ages between 2020 and 2664 Ma and Mesoproterozoic ages between 997 and 1685 Ma from the detrital zircons of metapelites. Additionally, there are outcropping areas of basement rocks, compounded by gneissic, granitic and amphibolitic units with Paleoproterozoic ages between 2.26-2.00 Ga (Hartmann et al., 2007).

The eastern limit of the TT occurs along the Dorsal de Canguçu Shear Zone (DCSZ). This shear zone is a large scale NE-SW-striking transcurrent fault system with left-lateral movement (Philipp and Machado, 2005) where the TT and the PB come into contact (east of the DCSZ).

2.3 São Gabriel Terrane – This terrane is composed of granitic-gneissic and volcano-sedimentary rocks with a Neoproterozoic juvenile isotopic signature, in which the magmatic and deformational processes occurred between 850-700 Ma (Chemale Jr., 2000). This terrane has a calc-alkaline juvenile gneissic association that is cut by a metagranitoid rock (Cambaí Complex), which is also intrusive into the volcano-sedimentary sequence (Palma/Bossoroca Complex) (Hartmann et al., 2007). The basal portion of the Palma Complex consists of mafic and ultramafic rocks interpreted as ophiolitic slabs (e.g., Chemale 2000).

2.4 Taquarembó Terrane (TaT) – This terrane is located in the southwestern portion of the SBS and is bordered in the north by the Ibaré Shear Zone and in the east by the Caçapava do Sul magnetic anomaly; in the west and south, it is covered by Paraná Basin sediments. The major unit is the Santa Maria Chico Granulitic Complex (SMCGC), which is composed of high-grade metamorphic rocks, formed between 2.5-2.0 Ga (Hartmann et al., 2000). These rocks were greatly affected by retro-metamorphism of contact because of a large volume of Neoproterozoic granitic magma intrusion.

3 Camaquã Basin Stratigraphy

The Camaquã Basin (CB) consists of a NE-SW elongated basin that was deposited in a large subsidence area that was generated by the final tectonic process of the Brasiliano/Pan-African Cycle in southernmost Brazil (Paim et al., 2000). The CB corresponds to a volcano-plutono-sedimentary rock association divided into five major units that are, from the base to the top, the Maricá Group, the Bom Jardim Group, the Santa Bárbara Group (including the volcanic rocks from the Acampamento Velho Formation) and the Guaritas Group (fig. 2) (Oliveira et al., in prep).

The Maricá Group occurs exclusively in the São Gabriel Terrane (Borba et al., 2008), is approximately 4000 m thick (Paim et al., 2000) and mainly comprises three sedimentary packages: lower, intermediate and upper (Borba et al., 2006). The lower succession is fluvial-alluvial with braided channels that are represented by conglomeratic bodies, subarkoses and quartzarenitic sandstone deposits. The intermediate succession mostly represents a shallow marine deposit environment,

characterized by depositional facies that are associated with storm deposits (tempestites) and turbidities (Paim et al., 2000) showing plane-parallel laminates, wave and climbing ripples, and lenticular lamination, as well as hummocky structures. Lastly, the upper sequence is similar to the lower one, with the sandstones featuring large-scale troughcross and low-angle stratifications (Borba et al., 2006). The maximum depositional age is 601 ± 13 Ma based on detrital zircon determinations from the arkosean sandstone of the Maricá Group (Almeida et al., 2012).

The Bom Jardim Group (BJG) is a 2,000 m thick sequence of volcano-sedimentary rocks and it forms an angular unconformity with the Maricá Group (unit below). The volcanic association corresponds to the Hilário Formation, which is mainly composed of lava flow, hypabissal magmatism, volcanoclastic deposits related to a high-K calc-alkaline magmatism, with an intermediate to basic composition and shoshonitic signature (Nardi and Lima, 1985). The sedimentary deposits are represented by conglomerates that are rich in clasts, basic and intermediate composition volcanic rocks, and turbidite deposits that are related to an alluvial-deltaic environment.

For the Santa Bárbara Group (SBG), we used identical stratigraphic associations to those that were presented by Oliveira et al., (in prep.), which include the Acampamento Velho Formation (Ribeiro and Fantinel, 1978) in the same basinal cycle. In these terms, the SBG is a ~2,500 m thick volcano-sedimentary sequence. The Acampamento Velho Formation consists of a bimodal volcano-plutonic rock association, approximately 400-100 m thick (Sommer et al, 2005; Almeida et al., 2012), represented by acid pyroclastic flow deposits, basic dykes, rhyolitic lava flows that overlie the pyroclastic deposits, and basaltic lava flows that are intercalated with the upper acid lava flow sequence that was described from the Ramada Plateau region in the northwestern portion of the SBS (Sommer et al., 2005). This basal acid magmatism contains grains with ages from 549.3 ± 5 Ma (Sommer et al., 2005) to 574 ± 7 Ma (Janikian et al, 2012). Borba and Mizusaki (2003) organized the Santa Bárbara sedimentary rocks into three depositional sequences named, from the base to the top, Sequence I, Sequence II and Sequence III. The two basal sequences (I and II) represent a coherent depositional pattern, with axial fluvial and deltaic fan systems that deposit north-eastward with lateral contributions from the alluvial fans. Sequence I dips from 32° to 40° NE in the northern outcrops and from 10° to 16° NE in the southern

outcrops, and Sequence II dips from 28° to 30° SE. Sequence III lies unconformably over the basal subunits and reflects the axial system inversion, in that the gravel bed deposit paleocurrents systematically point south/south-westward. The alluvial fan deposits of Sequence III also suggest a tectonic rearrangement of the basin, with partial erosion from the basal sequences and the presence of granitic composition fragments, which reflect the deeper denudation stage of the Caçapava High and possibly a significant hiatus at the base of Sequence III. The third dip sequence is between 23° to 26° ENE. Bicca et al. (2010) obtained a maximum depositional age of 558 ± 13 Ma for the Santa Bárbara Group based on a detrital zircon determination using the LA-ICPMS method in the sandstones from the “Bom Jardim Window” region.

The last depositional stage of the Camaquã Basin sequence is represented by the Guaritas Group in a ~800 m thick section, deposited between 547 ± 6 Ma (Almeida et al., 2012) and 473.7 ± 9.4 Ma (Maraschin et al. , 2010). This group comprises two formations, the Pedra Pintada and the Varzinha, delimited by an erosive discordance and deposited in a continental environment. Pedra Pintada represents the bottom of this group; its contact to the Santa Barbara Group occurs as an angular unconformity, is approximately 400 m thick and comprises desert facies. Associated and next to the base of the sequence, with basic to intermediate volcanic rocks (Rodeio Velho Member) with alkaline affinity (Paim et al, 2000), there are fine to medium sandstones that are well-sorted and of high size trough cross-bedding interpreted as eolian facies deposits, which are associated with a minor occurrence of interdune deposits composed of coarse sandstones, pelites and fine to medium sandstones that are related to eolian, lacustrine and fluvial sedimentation.

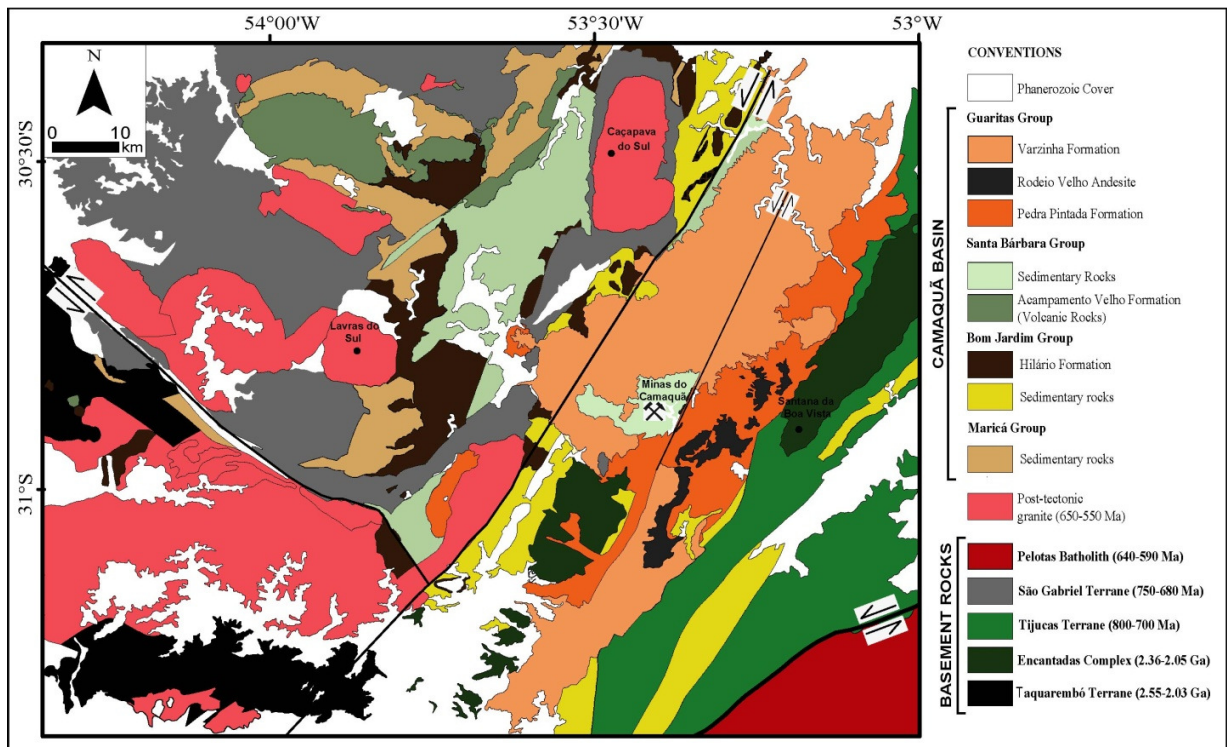


Figure 2: Simplified geological map of the Camaquã Basin and related rocks from the Southernmost Brazilian Shield (modified from Oliveira et al., in prep.).

3.1 Camaquã Mine Stratigraphy and Structural Framework

The sedimentary rocks of the Bom Jardim Window and the adjacent areas have been studied by several authors to determine the stratigraphy, structural and mineralization aspects (Gonzalez & Teixeira, 1980; Ribeiro, 1991; Veigel & Dardenne, 1990; Paim and Lopes, 2000; Remus et al., 2000a; Laux et al., 2005; Fambrini et al., 2005; Oliveira et al., in prep. and references therein). The stratigraphic framework of the Bom Jardim Window is summarized in Gonzales and Teixeira (1980), who characterized the main stratigraphic units as follows, from bottom to top: (i) a sequence of rhythmites that are part of the Mangueirão Member, and five overlying units of the Vargas Member, both part of the Bom Jardim Group. The units of the Vargas Member have been defined as (i) Lower Sandstone, (ii) Lower Conglomerate, (iii) Intermediate Sandstone, (iv) Upper Conglomerate, and (v) Upper Sandstone. These units are covered by the Guaritas Group units in an angular unconformity, in which the basal units of the Guaritas Group, the Pedra Pintada Formation, dip approximately 5° to the NW and the underlying units (Upper Sandstone and Upper Conglomerate) dip 15-30° to the NW in the classical

section of the Camaquã Mine (see Gonzales & Teixeira, 1980 and Laux et al. 2005). Paim and Lopes (2000), based on allostratigraphic concepts and regional correlation, proposed that the Bom Jardim Window is composed, from the base to the top, by the Bom Jardim Group, the Cerro do Bugio Formation, the Santa Barbara Group and the Guaritas Formation.

Ultimately, Oliveira et al. (in prep.), based on the original stratigraphic work of Gonzalez and Teixeira (1980) and the works of Borba and Mizusaki (2003), Laux et al. (2005) and Fambrini et al. (2005), as well as U-Pb and Lu-Hf zircon data, correlated the Camaquã Mines sedimentary sequences with the Santa Bárbara Group units on its type section, to the west of the Caçapava High. The authors identified a correlation from the Camaquã Mines unit with Sequences I and II from Borba and Mizusaki (2003), which was the first to be correlated with the Mangueirão Member, Lower Sandstone and Conglomerate, and the second was correlated with the Middle Sandstone, Upper Conglomerate and Upper Sandstone (fig. 3).

All of the stratigraphic sections of the Camaquã Mines are affected by intense brittle shear deformation, mostly related to the NE-SW-striking first order structures that border the eastern portion of the area with the Guaritas Group.

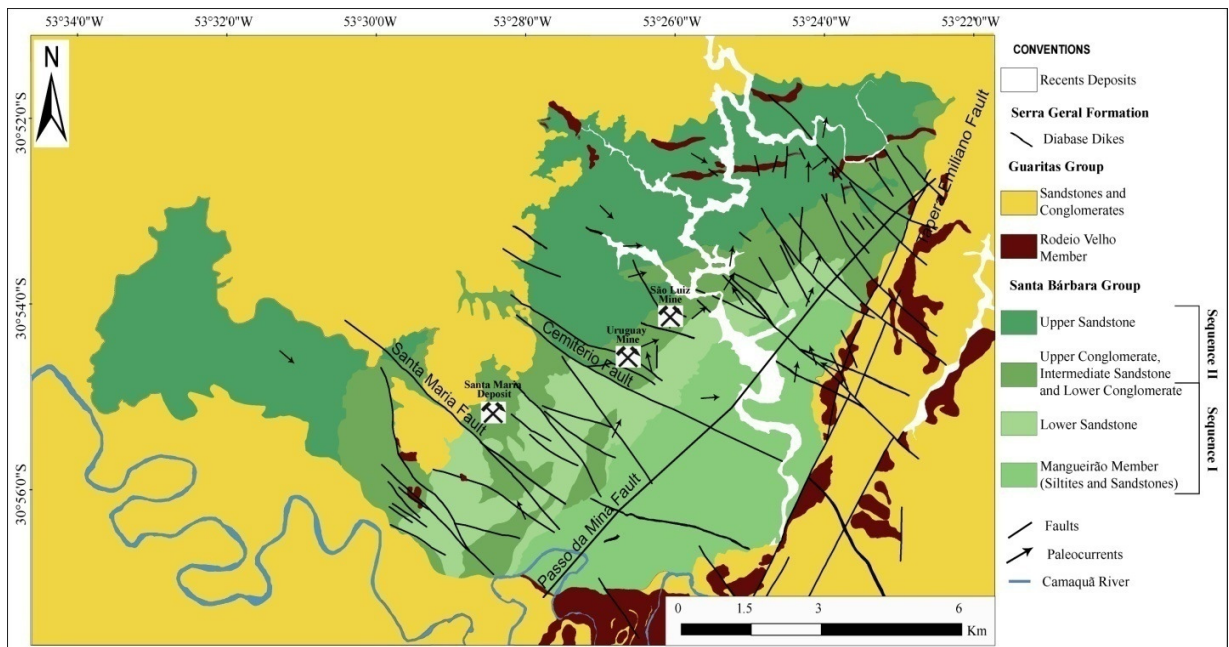


Figure 3: Geological and structural map of the Camaquã Mines region (modified from Bettencourt & Damasceno, 1974; Gonzales & Teixeira, 1980; Remus et al. 2000; Paim and Lopes, 2000; Fambrini et al., 2005; Oliveira et al., 2012).

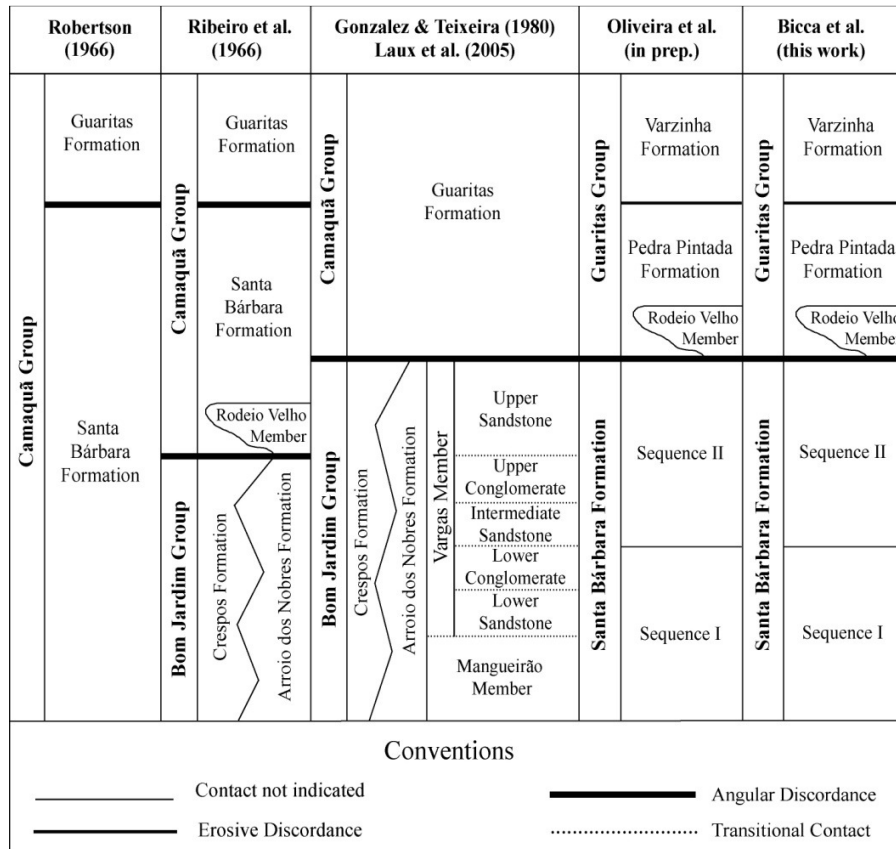


Figure 4: Schematic stratigraphic correlation between previous works associated with the study area and the nomenclature used in this paper.

3.1.1 Structural Framework

The region has been intensively studied by previous researchers, especially in the studies that were developed by geologists of the Companhia Brasileira de Cobre (CBC), which was responsible for copper mining in the Uruguay and São Luiz Mines (Bettencourt, 1972; Bettencourt and Damasceno, 1974). The current architecture of the window is interpreted as an anticline drag system generated by NE-SW shear, with sinistral shear movement, which affects the package discontinuously (Faccini et al., 1987 and Toniolo et al., 2007). Bettencourt and Damasceno (1974) identified many structural features that are related to the mineralizing events in the region and determined that the copper sulfide deposits are associated with traction and shear

fractures that have a major NW-SE direction of the second order and subsidiaries of regional shear fault zones (first order) that are NE-SW-striking and that the formation of these regional structures is related to deep slip motion associated with orogenic forces that acted in a N-S direction during the Late Precambrian. Reactivation during the Mesozoic, known as the Weldeniana Reactivation (Almeida, 1967), is also described by these authors as the later deformation of the Bom Jardim Window units.

Recently, Santos et al. (2012) presented a paleostress analysis based on the faults from the Uruguay mine, which enabled the recognition of four distinct brittle deformation events: (1) a WNW compression (Cambrian) event, the main deformation event, which caused the progressive rotation of the structures by a N-S sinistral transcurrent binary, generating the formation and/or the reactivation of dextral E-W major structures and sinistral NNE-striking structures; (2) a NW extension event (Paleozoic), most likely positioned between the Cambrian and Triassic periods; (3) a NNE to N-S compression (Triassic) event, responsible for the formation of the structures presenting kinematics which are opposite the NW extension; and (4) a ENE to NE extension (Cretaceous).

4 Material and Methods

4.1 Structural Studies

Regional structural data were obtained by identifying the main lineaments found from collected satellite images. For the analysis, we used the ASTER image, VNIR (Visible Near Infrared) of 15 m (fig. 5) and Aster Hill Shade image obtained from a digital elevation model (DEM) (fig. 5) and its combinations, using a scale of 1:350.000. For analysis, we considered mainly structural highs, valleys, contacts between units and their relative dislocations when possible.

For the field analysis, we used a multispectral Quickbird image with 60 cm resolution at several scales to better identify local structures to help with the field work (fig. 5).

In the field, we measured faults, fractures and the dip direction of the layers that were observed, adding more than 1000 structures. The most common kinematic indicator was striae, with degrees, Riedel shears and displaced markers (veins, fractures, etc.). The correlation between the structures was determined by the relation of

cross-cutting structures and stress field directions that were correlated with previous works.

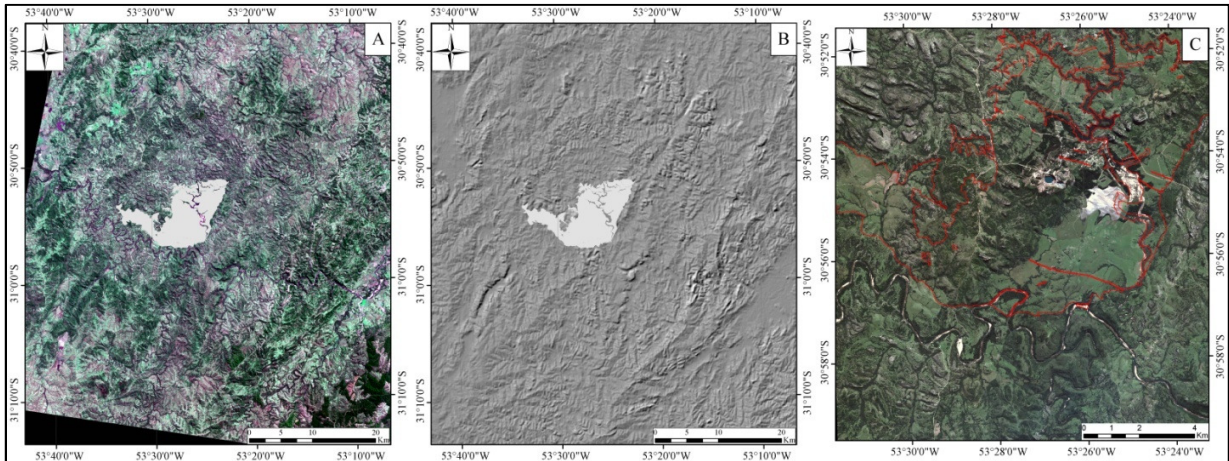


Figure 5: (A) ASTER (B) and Hillshade images with a 1: 350,000 scale and Quickbird image (C) with a 1: 60,000 scale.

4.2 Isotope Studies

4.2.1 U-Pb Detrital Zircon Data

We collected six samples from sandstones and conglomerates exposed in the study area that were representative of all of the sedimentary units from the local stratigraphic sequence (fig. 6). We collected samples of approximately 10 kg each and prepared them for zircon separation at the Rio Grande do Sul Federal University, initially by crushing the rock, then milling and sieving it, followed by heavy liquid concentration, Frantz isodynamic magnetic separation and zircon hand-picking. The selected zircon grains were mounted on an epoxy disc and polished to expose their internal surfaces. U-Pb analysis was performed with laser ablation-multi collector-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS) at Brasilia University and a sensitive high-resolution ion microprobe (SHRIMP) at the Australian National University. All of the grains used for zircon dating were imaged with backscattered electrons to determine their internal structures and crystallization phases. Only zircon grains that were free of imperfections, fractures and mineral inclusions were selected for analysis (fig. 7).

The analytical conditions for the LA-MC-ICPMS method were identical to those described by Chemale Jr., et al. (2011). The laser data were reduced with a proper

laboratory macro and analyzed in spreadsheets. The analytical methods and data treatment for the SHRIMP method can be found elsewhere (Compston et al., 1984; Williams, 1998). Isoplot 3 software (Ludwig, 2003) was used to generate the concordia diagrams and histograms. For the concordia age calculations and frequency histograms, only the analysis with $100 \pm 10\%$ of concordance was included. The U-Pb zircon analytical data are shown in tables a-f of the electronic supplementary material.

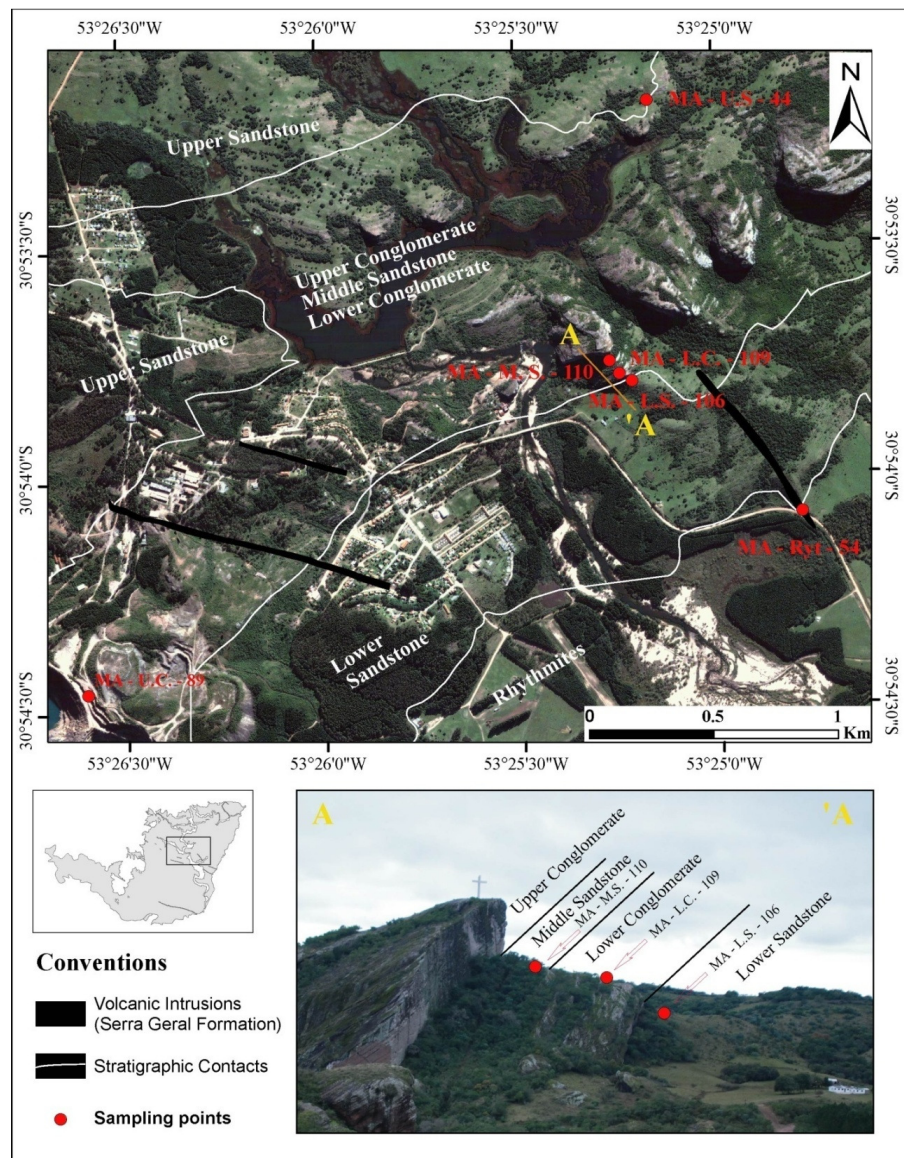


Figure 6: A) Schematic sampling map under a Quickbird image with geologic distribution. B) Detailed profile of the classical Cross Hill outcropping area with the three samples collected there.

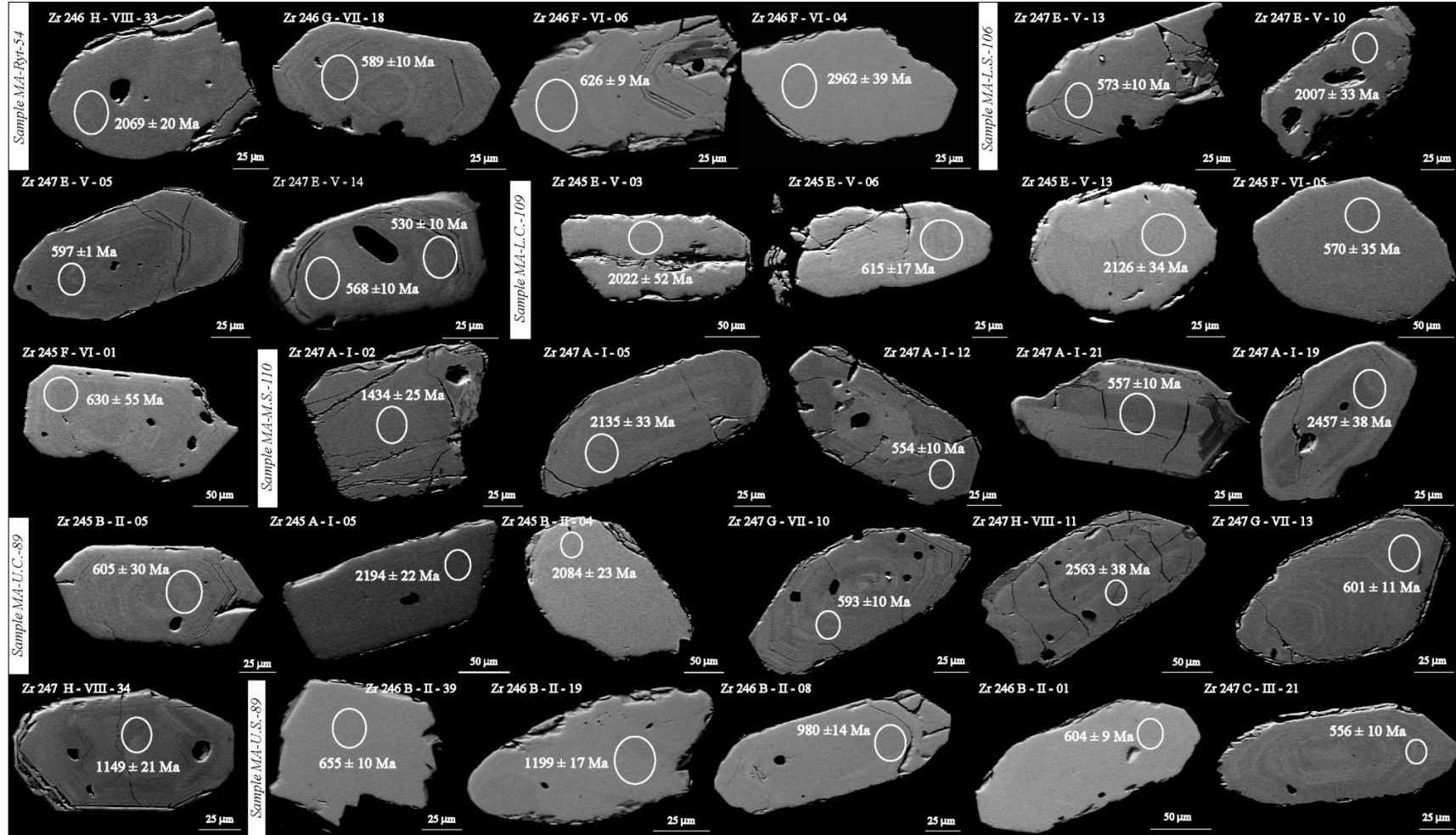


Figure 7: Backscattered electron images of the analyzed zircons. Circle indicates the position of the LA-MC-ICP-MS and the SHRIMP analysis.

4.3 Thermochronology on Apatite

Apatite fission track (AFT) thermochronology was performed at UFRGS. For the detrital apatite separation, we used the same outcrop samples collected for the U-Pb analysis (fig. 6). The apatite grains were concentrated by conventional magnetic, heavy liquid and hand-picking techniques and mounted in epoxy resin. Afterwards, the minerals were polished and etched. The apatites were etched with 21 °C 5,5 M nitric acid for 20 s. The apatite mounts were covered with mica sheets to obtain the fission track ages using the external detector method (Gleadow, 1981). Neutron irradiation was performed at the FRM-II reactor in Garching (TU München, Germany). The mica detectors were revealed by etching with 48% HF for 18 min. Fission-track counting was performed with a Leica Microscope at 1000 x magnification. The fission track ages were calculated using the zeta calibration approach (Hurford and Green, 1982, 1983) with CN5 dosimeter glass and the Durango apatite age standard. The ages are expressed as central ages with percent variation (Galbraith and Laslett, 1993). For each apatite grain analyzed, a mean value for the kinetic parameter D_{par} (Donelick et al., 2005) was determined from five measurements. The age determination and statistics were calculated and performed using Trackkey (Dunkl, 2002) and Binomfit (Brandon, 1996).

5 Results

5.1 Structural Data

For the lineament analysis, we made length and frequency rose diagrams. The former produces a statistical analysis by evaluating the extensions of the lineaments (fig. 8) and the latter produces a quantitative analysis by evaluating the direction of the lineaments regardless of their extensions (fig. 8).

In the first analysis, all of the lineaments are thoroughly distributed in the entire area, indicating post depositional reactivation. The length rose diagram analysis allowed the identification of four main lineament patterns, the major one being a N30-35E-striking structure, representing the Tapera Emiliano Shear Zone, which borders the eastern portion of the study area. This pattern is consistent with the major structures of the southernmost Brazilian Shield generated during the Gondwana agglutination.

The second and third major patterns are, in this order, NE-SW and N-S, with a minor frequency of the N60W to EW pattern. The frequency diagram shows the

presence of major N30E-S30W orientation and an increase in the NW-SE structural population in the T-fracture and normal fault position for a regional S10E-N10W compression model (see chapter 6.1) and its reactivation as a minor structure during tectonic evolution.

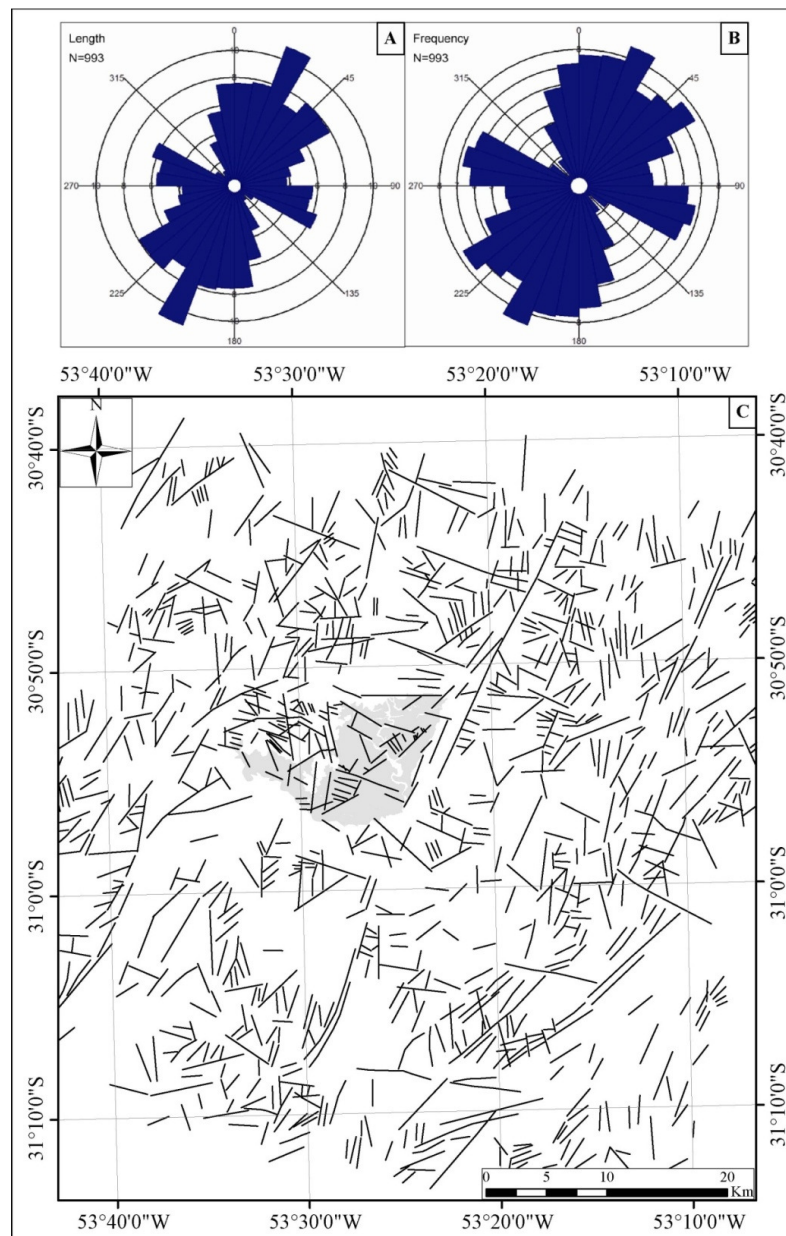


Figure 8: Rose diagrams of all the lineaments identified on the images. A) Rose diagram that represents the lineaments by their lengths (allowing us to select lineaments by their importance); B) Rose diagram that shows all the lineaments by their frequencies (providing a quantitative analysis of the lineaments); C) Lineaments map on a 1: 350,000 scale.

Field data provide valuable information about the structural behavior of the Camaquã Mines region. Stereographic projections of the dip directions from sedimentary layers show two different primary preferential patterns for the Santa Bárbara and Guaritas Groups (fig. 9). The SBG layers are tilted following the N40-50W main direction (10 to 17% of the data), with dip angles ranging from 20° to 40°, with a greater occurrence in the north-northeast of the area. A second pattern (10 to 17% of the data) has a major N75W to E-W dip direction with a 15° to 30° dip angle and occurs mostly in the southwestern-western portions of the area.

In the case of Guaritas Group, the stereograms show some interesting variation in their directions. The main direction observed is N35W, and it appears as though those that occur mostly in the southwest to the north of the area and the N40-50E pattern direction occur mostly in the northeast to the southeast of the study area, near the Tapera Emiliano Shear Zone. This pattern appears to be consistent with a domal structure (fig. 9), as described by Remus et al. (2000a).

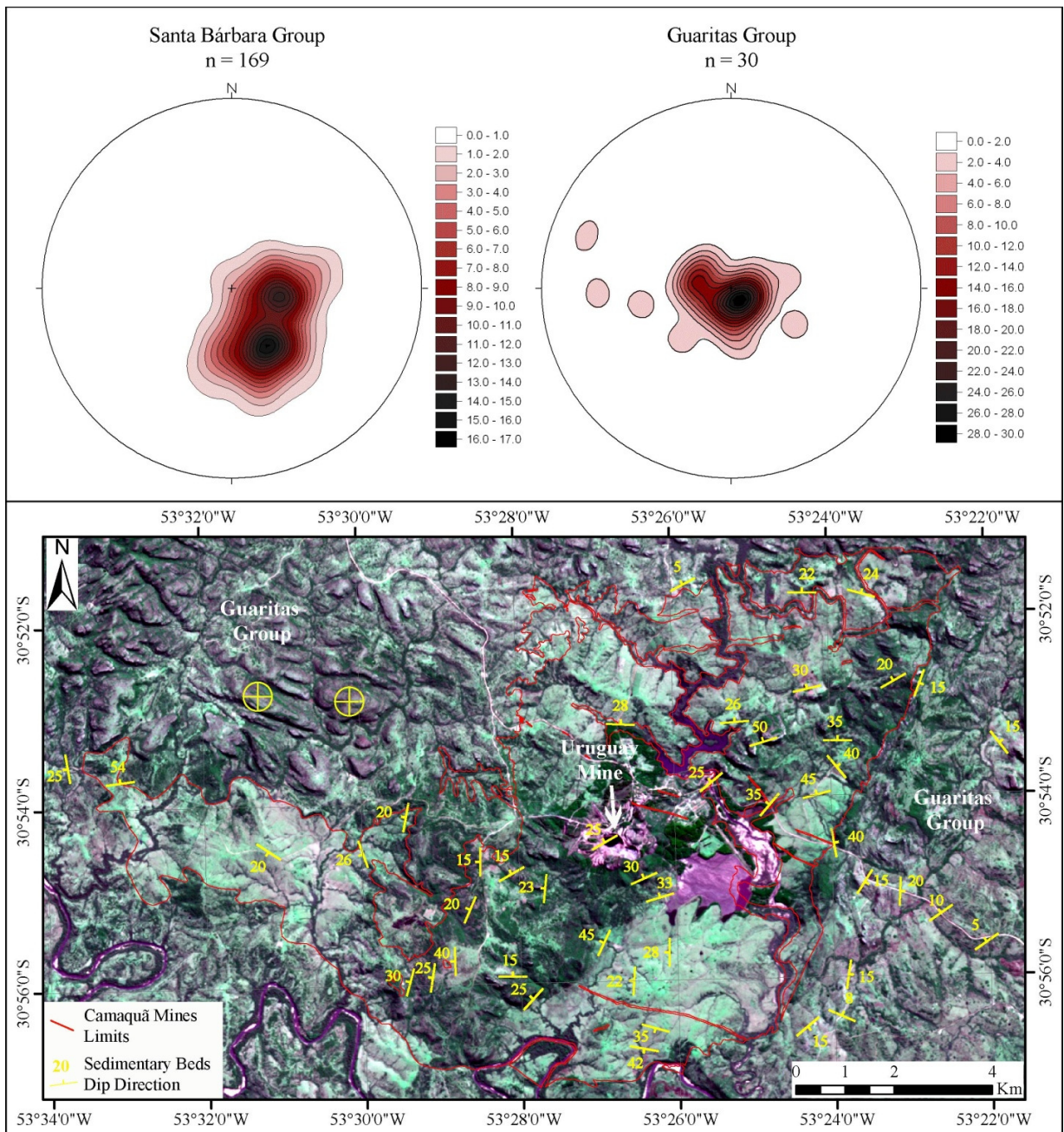


Figure 9: Stereographic projection of the layers' dip direction from the Santa Bárbara and Guaritas Groups and its partial representation on the Quickbird image.

The analysis of detailed fractures and faults led to the definition of a complex structural pattern, indicative of successive reactivations (fig. 10). The kinematic indicators that are found characterize these faults as dextral, sinistral, normal, reverse and oblique.

The dextral faults are characterized by predominant NW-SE and SW-NE directions with high angles (approximately 70°-90°), whereas sinistral faults have NW-SE to NNW-SSE and N-S major directions, with the first pattern high angled, similar to the dextral ones; by contrast, the N-S structures can present angles from 30° to 70°degrees (fig. 10).

The normal faults have a preferential NW-SE-striking direction, with a dip angle of 70° to 85° and also N-S directions, with a dip angle of 45° to 63° (fig. 10). Furthermore, a single NE-SW normal structure was found with down dip displacement.

Among the normal faults, populations of only two structures were characterized by striae and step indicators, NE-SW and N-S; the others were identified by the displacement of stratigraphic layers.

The apparent reverse faults have NW-SE and NNW-SSE preferential directions, and only one measurement was obtained with striae with the NE-SW direction.

Two oblique faults were obtained with the ENE and NW directions, with the striae presenting a dip of 45° for E (in the former) and for WSW (in the latter) (fig. 10).

Together with this fault pattern, a web of subsidiary fractures had formed with vertical to subvertical preferred dip orientation in which the main direction is N20-30W and N40-50W, showing the great importance of these structures in the regional structural evolution.

Additionally, there are the N70-80W, N40-50E and N20E patterns, also consistent with the regional lineaments previously identified. Some fractures suggest being syn-sedimentary structures with the N30E main pattern. Gonzalez and Teixeira (1980) have also recognized that the N50-70W structures were active during the deposition of the sediments. The mineralized structures with hematite and chalcopyrite present the main N50-60W pattern primarily in the Uruguay Mine, with vertical to subvertical dip orientation.

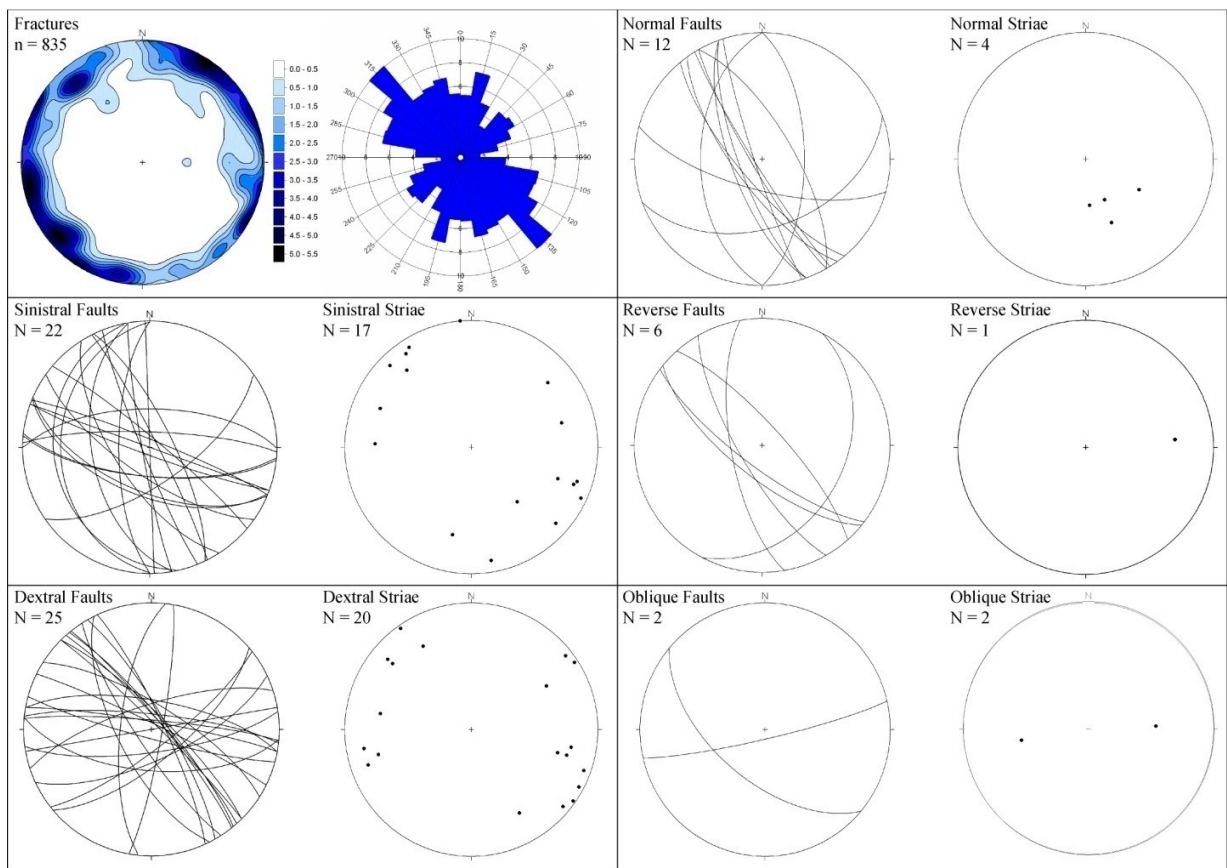


Figure 10: Stereographic projections representing all the structures measured in the field with kinematic indicators and all the fractures and the joints with a rose diagram.

5.2 Geochronological Data

5.2.1 Sample MA - Ryt. - 54 (Mangueirão Member)

These samples were collected from the top of the basal sequence, near its transition to the upper sequence (lower sandstone), interpreted in the classical literature as belonging to the Bom Jardim Group. This sample represents a rhythmic sequence with tabular beds of fine sandstones interbedded with gray (sometimes green) siltstones, showing ripples and mudcracks.

Of the 71 crystals analyzed, 21 are highly discordant, mostly because of the amount of ^{206}Pb (common lead) occurring at high levels in 16 zircon grains (table a in the supplementary material). The results of the 50 concordant analyses present two main zircon age groups (fig. 11): (i) Neoproterozoic, ranging from 564 Ma to 798 Ma (30 grains, representing 60% of the ages) and (ii) Paleoproterozoic, ranging from 1719 Ma to 2468 Ma. One minor group occurred with only one age (1324 Ma) representing the

Mesoproterozoic, and another ranging from 2637 Ma and 2962 Ma, indicating an Archean contribution.

5.2.2 Sample MA - L.S - 106 (Lower Sandstone)

This sample was collected near the base of the Cross Hill section, one of the best local outcropping areas, where it is possible to identify the transition between the lower sandstone, the lower conglomerate, the middle sandstone and the upper conglomerate, in this order.

The unit called Lower Sandstone (Sequence I) consists of fine sandstone occurring mostly in tabular beds, with centimetric clay lenses parallel to stratification.

Of the 15 crystals analyzed, 3 are highly discordant (table b in the supplementary material). The results of the 12 concordant analyses that are shown allowed us to identify 2 principal zircon age groups (fig. 11): (i) Neoproterozoic, from 557 Ma to 633 Ma (~66% of the ages) and (ii) Paleoproterozoic, from 1945 Ma to 2109 Ma (25% of the ages). Only one zircon had a lower age (530 Ma), representing the Paleozoic Era (Cambrian).

5.2.3 Sample MA - L.C. - 109 (Lower Conglomerate)

This sample was also collected in the Cross Hill section. Only the thinner portion of the rock (matrix) was collected so that there was homogeneity between all the samples and so the samples were not contaminated with zircon grain populations from pebbles and clasts, which would compromise the results.

Sixteen crystals were analyzed, and 2 were highly discordant (table c in the supplementary material). The results of the concordant analyses show two main zircon age groups (fig. 11): (i) Neoproterozoic (570 Ma to 645 Ma), representing 57% of the data and (ii) Paleoproterozoic, from 2036 Ma to 2306 Ma, representing ~35% of the data. We obtained only one zircon with an Archean age (2534 Ma).

5.2.4 Sample MA - M.S. - 110 (Middle Sandstone)

We collected this sample from immediately above the Lower Conglomerate, also from the Cross Hill section. The rock corresponds to a fine- to medium-grained massive

sandstone that is moderately-sorted and occurs in tabular beds, with metric to decimetric thickness. This sandstone occurs with thin lenses of mudstones to siltstones.

Of the 37 crystals analyzed, 9 are highly discordant (table d in the supplementary material). The results of the 28 concordant ages present two main zircon age groups (fig. 11): (i) Neoproterozoic, ranging from 554 to 643 Ma, representing ~68% of the data and (ii) Paleoproterozoic, ranging from 1700 to 2457 Ma (29% of the ages obtained). A minor population occurred with only one zircon from the Mesoproterozoic (1434 Ma).

5.2.5 Sample MA - U.C. - 89 (Upper Conglomerate)

This sample was collected in the Uruguay Mine near the open pit area. We collected only the thinnest portion of the rock (matrix), following identical criteria for the sample MA – L.C. - 109. This sample corresponds to conglomerate sandstone and conglomerate interbedded sandstone layers, all stratified and dark red because of hydrothermal alteration.

From the 68 crystals analyzed, 20 are highly discordant, because of the amount of ^{206}Pb (common lead) (table e in the supplementary material). The results of the 48 concordant analyses allowed us to identify two main zircon age groups (fig. 11): (i) Neoproterozoic (from 568 Ma to 724 Ma), representing ~67 % of the data; and (ii) Paleoproterozoic, ranging from 1664 Ma to 2346 Ma (~21 % of the data). Two zircons presented Mesoproterozoic ages ranging from 1078 Ma to 1149 Ma, and three zircons presented Archean ages (2563 Ma, 2651 Ma and 2710 Ma).

5.2.6 Sample MA - U.S. - 44 (Upper Sandstone)

This sample corresponds to the top unit of the sedimentary sequence and consists of fine sandstones with lenses of clay and silty material with plano-parallel stratification. Of the 86 crystals analyzed, 31 are highly discordant. The 55 concordant analyses (table f in the supplementary material) allowed us to identify two main zircon age groups (fig. 11): (i) Neoproterozoic (from 556 Ma to 980 Ma), representing ~84 % of the data; and (ii) Paleoproterozoic, ranging from 1794 Ma to 2061 Ma (~9 % of the data). Two zircons presented ages from the Mesoproterozoic (1199 Ma and 1234 Ma) and only one zircon presented an Archean age (2868 Ma).

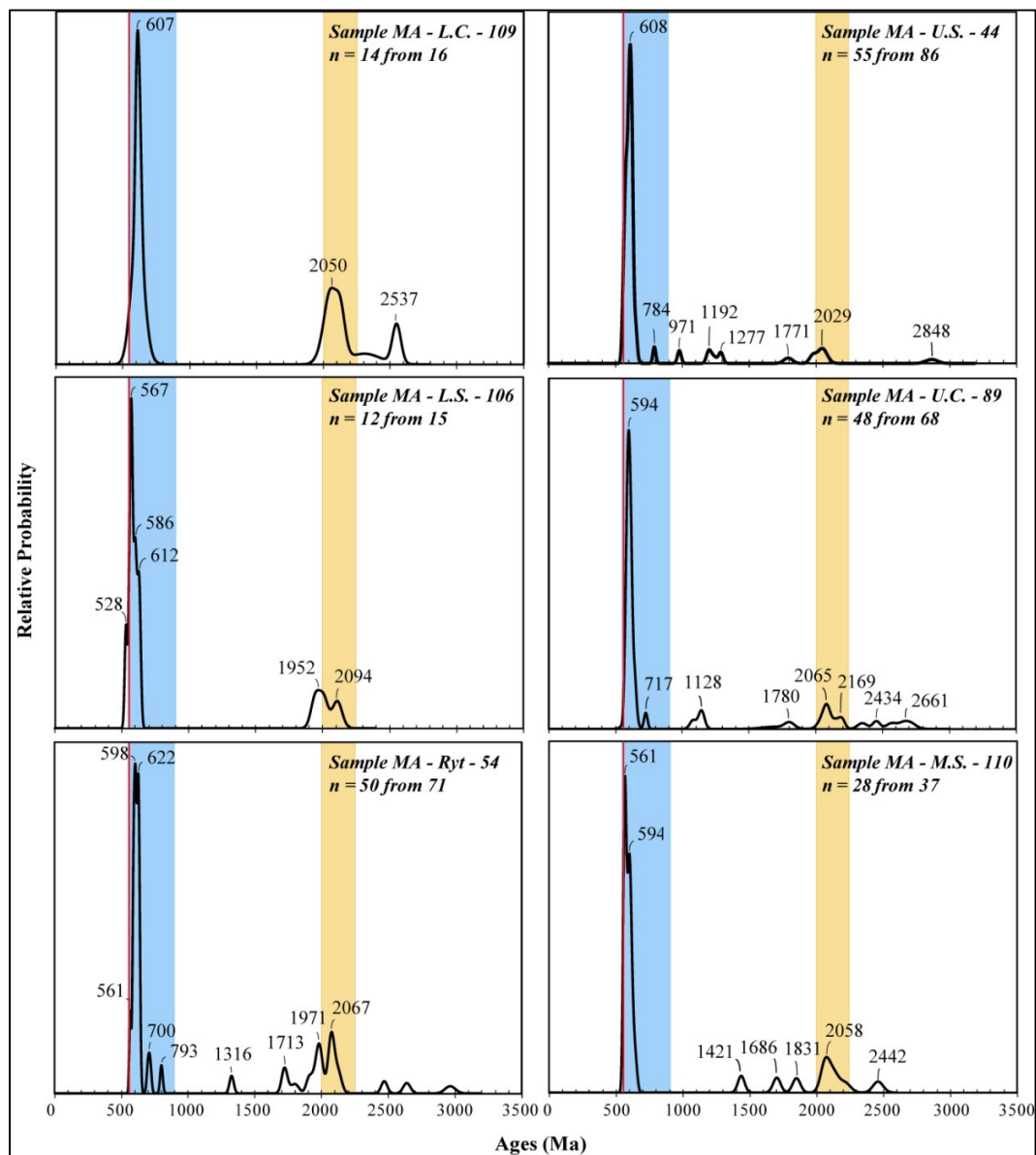


Figure 11: Graphical representation of the relative probability of the six sedimentary samples of this work. The red line represents the maximum depositional age of the Santa Bárbara Group in the Camaquã Mines region. The blue and yellow fields represent the age limits of the two great orogenic cycles identified in southern Brazil (Hartmann, 2002): Trans-Amazonian Cycle: 2.26–2.0 Ga, and Brasiliano Cycle: 0.9–0.54 Ga.

5.3 Thermochronology

This study was applied to obtain more specific information about the post-depositional timing and intensity of the paleothermal events in the sediments from the Camaquã Mine. The study area is included in a continental environment associated with

a convergent margin in the latest stages of the Brasiliano Orogeny. The samples were taken from sandstones and conglomerates collected along the Santa Bárbara Group stratigraphic profile at elevations between 514 and 708 m.

In table 7, a summary of the AFT dating results is presented. The ranges and the means of the single-grain AFT ages in the sandstone samples are similar (except for sample MA - Ryt - 54), but the fission track age distributions show differences (fig. 12). The AFT data from all the samples from the Camaquã Mines show cooling ages younger than their depositional ages and record a complex cooling history. Indeed, the values from the Chi-square test and the dispersion indicate that the single grain ages of the four samples (MA- Ryt - 44, MA – U. C. - 89, MA – L.S. - 106, and MA – M.S. - 110) have composite distributions.

The largest apatite distribution is identical to the range of the majority of the apatite ages, but a younger component is also present. Calculating the age components with the Binomfit software resulted in the following means for these age groups: (1) ages between 362 and 407 Ma (MA – U.S. – 44, MA – L.S. – 106, MA – L.C. - 109 and MA – M.S. – 110), (2) ages between 211 Ma and 242 Ma, (3) a single age of 302 Ma (MA – U.C. – 89) and (4) an age of 133 Ma (MA – Ryt. – 54 sample). In these samples, the Devonian-Carboniferous age components, in which the samples contain a significantly higher amount of older grains, and the Triassic age components, in which the presence of young ages, as young as 220 Ma, indicate a broad range of single-grain ages within each sample, most likely because of partial resetting or uneven thermal effects caused by secondary heating events.

The presence of several age components in the samples could be explained by the evidence of partial resetting of the FT in apatite or by the differences in the chemical composition of the apatite, which produces different kinetic behavior during annealing (Green et al., 1986, Ketcham et al., 1999). The only sample that the AFT age presents a single component for is MA – L.C. – 109, with an age of 362 Ma, and suggests long term exhumation in part of the basin.

In sediments from the Camaquã Mine region, the mean confined fission track lengths vary between 9.9 and 12.2 μm , and the Dpar values vary between 1.7 and 2.2 μm (table 7). The number of confined fission tracks in these samples is far too low to allow a reasonable statistical evaluation of the data. The exception is from sample MA –

U.C. – 89, which has a value of 11.3 μm ($n = 61$). The confined tracks are not long, indicating that the samples remained long enough in the partial annealing zone so that the fission tracks suffered a length reduction.

The apatites from sample MA – Ryt. – 54 that were collected close to the basic rocks of the Serra Geral magmatism yielded a single fission track age population of approximately 133 Ma.

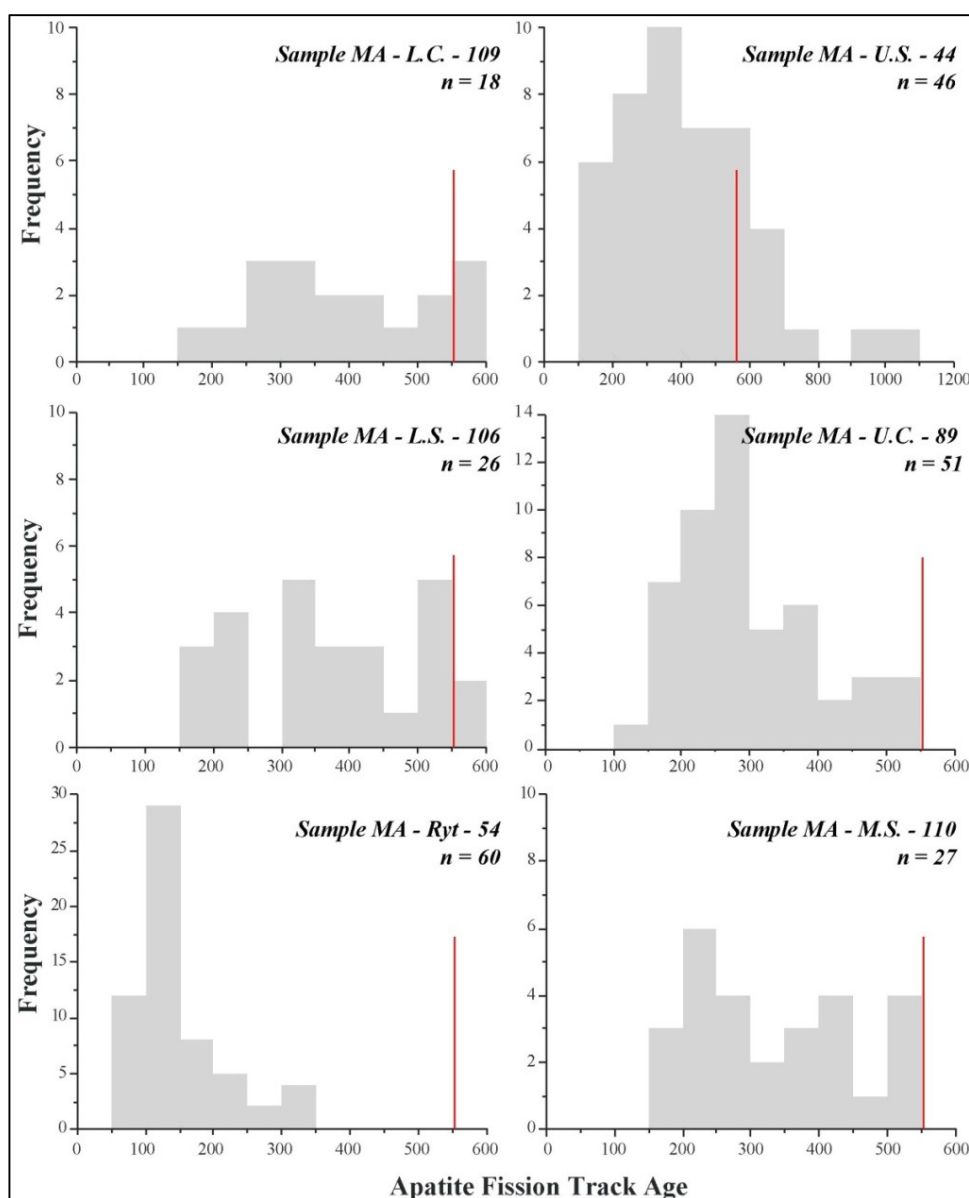


Figure 12: Frequency histograms for all the apatite grains dated in this work. The red line represents the maximum depositional age of the Santa Bárbara Group in the Camaquã Mines region.

Table 1: Apatite fission track data from the Camaquã Mines, Southernmost Brazil.

Sample	Petrography	N° of Grains	ρ_s (Ns) (x10 ⁵)	ρ_i (Ni) (x10 ⁵)	ρ_d (Nd) (x10 ⁵)	P (χ^2) (%)	Disp.	U Content (ppm)	Central Age (Ma \pm 1 σ)	Group I		Group II		Dpar (μ m)	N° of lengths	Mean track length (μ m)	Std. Dev. (μ m)
										Age (Ma)	%	Age (Ma)	%				
<i>MA - U.S. - 44</i>	Sandstone	46	10.101 (996)	2.465 (243)	5.922 (8883)	27	0.19	5.29	355.2 \pm 30.5	388	85	220	15	2.2	10	9.9	1.7
<i>MA - U.C. - 89</i>	Sandstone	51	19.693 (2761)	6.312 (885)	5.922 (8883)	11	0.15	14.6	274.2 \pm 15.7	302	75	211	25	1.7	61	11.3	1.5
<i>MA - M.S. - 110</i>	Sandstone	27	14.647 (1308)	4.121 (368)	5.922 (8883)	12	0.18	8.65	311.2 \pm 24.2	362	65	242	35	1.9	7	10.8	1.6
<i>MA - L.C. - 109</i>	Sandstone	18	14.649 (646)	3.515 (155)	5.922 (8883)	62	0.03	7.15	362.3 \pm 34.9	362	100						
<i>MA - L.S. - 106</i>	Sandstone	26	17.176 (1393)	4.094 (332)	5.922 (8883)	5	0.23	8.07	360.9 \pm 31.0	407	85	211	15	2	11	11.8	1.6
<i>MA - Ryt - 54</i>	Sandstone	60	7.995 (1013)	5.312 (673)	5.922 (8883)	80	0.09	11.62	133.3 \pm 8.3	133	100			2.1	3	12.2	2.4

ρ_s : measured spontaneous track density; Ns: number of spontaneous tracks counted ; ρ_i : measured induced track density; Ni: number of induced tracks counted; ρ_d : track density measured in external detector adjacent to glass dosimeter during irradiation;

Nd: number of tracks counted in determining ρ_d ; P (χ^2): probability of obtaining observed χ^2 value for n degrees of freedom (n = number of crystals -1); Central ages calculated using dosimeter glass CN5 with a zeta of 302 ± 10 .

6 Discussions

6.1 Structural Data

In the first analysis, the region had a domal shape, with an approximate NE-SW major axis. These data are improved by layer dip directions, which perfectly mark the discordance between the Santa Bárbara and the Guaritas Groups.

We defined five deformational events, the first one being the largest and most important during the tectonic evolution of the basin, followed by several reactivations.

The D1 event has a large distribution on a regional scale, also observed on a field scale, and its structural framework suggests generation by SSE-NNW compression associated with the final agglutination stages of the São Gabriel, the Tijucas and the Pelotas Terranes.

This event is related to N30E-S30W shear zone (first order structures) movements, which generated N-S to N10E-S10W synthetic and WNW-SSE antithetic riedel shear with normal faults and associated T-fractures (fig. 10), parallel to the maximum horizontal stress field (fig. 13). Thus, we assume that D1 must be directly related to the basin inception process for the Santa Bárbara Group and the Guaritas Group sediments that were deposited during the Late Neoproterozoic (Ediacaran) to Lower Ordovician.

A second event (D2) was characterized by synthetic N10-20W-S10-20E and antithetic N80W faults and fractures, with N75W normal faults (fig. 13) and NW-SE T-fractures (fig. 10). The preliminary structural data associated this structural group with the syn-depositional faults that are recognized in the Guaritas Group (Oliveira, 2010), generated in a brittle-transpressive environment. This structural association led us to propose a compressive S45E-N45W horizontal stress field, with the reactivation of N-S major structures (synthetic riedel from D1) that generated D2. Because D2 hosted the ore deposits from the area (Bettencourt and Damasceno, 1974), we assume that the mineralizing event must have occurred before or during the first depositional stages of the Guaritas Group. Previous data from Gonzalez and Teixeira (1980) suggests that these structures (N50-70W) were active during the deposition of the Santa Bárbara Group or in a period in which the sediments were not completely lithified.

In summary, the D2 is related to the NE-SW major shear zone, with a tectonic evolution that continued from the Late Neoproterozoic (basin formation) to the Cambrian-Ordovician (Guaritas depositional limit, Oliveira et al. in prep.).

A third event (D3) is represented by N45W to W-E sinistral faults and S45-80W dextral faults, most likely generated by an E-W compression. This stress field is compatible with the ones from the Famatinian Cycle, which were responsible for reactivating the NW to the E-W of D1 and D2. This orogenic cycle is well documented by the AFT analysis (see chapter 6.3).

The NNE-SSW compression pattern (D4), which had mainly reactivated ancient structures, is more stress field compatible compared to those described by Zerfass et al. (2004) for the Paraná Basin tectonic evolution, during initial and main phases of Gondwanides Cycle (Permo-Carboniferous to Early-Triassic). Similar stress fields have also been described by Santos et al. (2012), who correlate them with compressive Gondwanides deformation. These structures were developed in a cratonic environment as result of the subduction of the Panthalassa oceanic crust in the western margin of Gondwana. The latter phase from D4 can be described as a reactivation of the NW-SE faults as normal faults during the Middle to Late Triassic, generating extensional basins in South America and Africa (Zerfass et al., 2004). NW-SE fault zones may have been reactivated during this period in the Camaquã Mines as regional normal faults. Both stages are also recognized in the thermotectonic analysis (see chapter 6.3).

The D5 event represents the influence of Mesozoic deformation (Zerfass et al., 2005) associated with a vertical maximum stress field and W-E extension. This pattern is marked by the reactivation of NW-SE structures as dextral faults and N-S structures as normal faults and is related to the extensional deformation of the Gondwana break up - Atlantic Ocean opening.

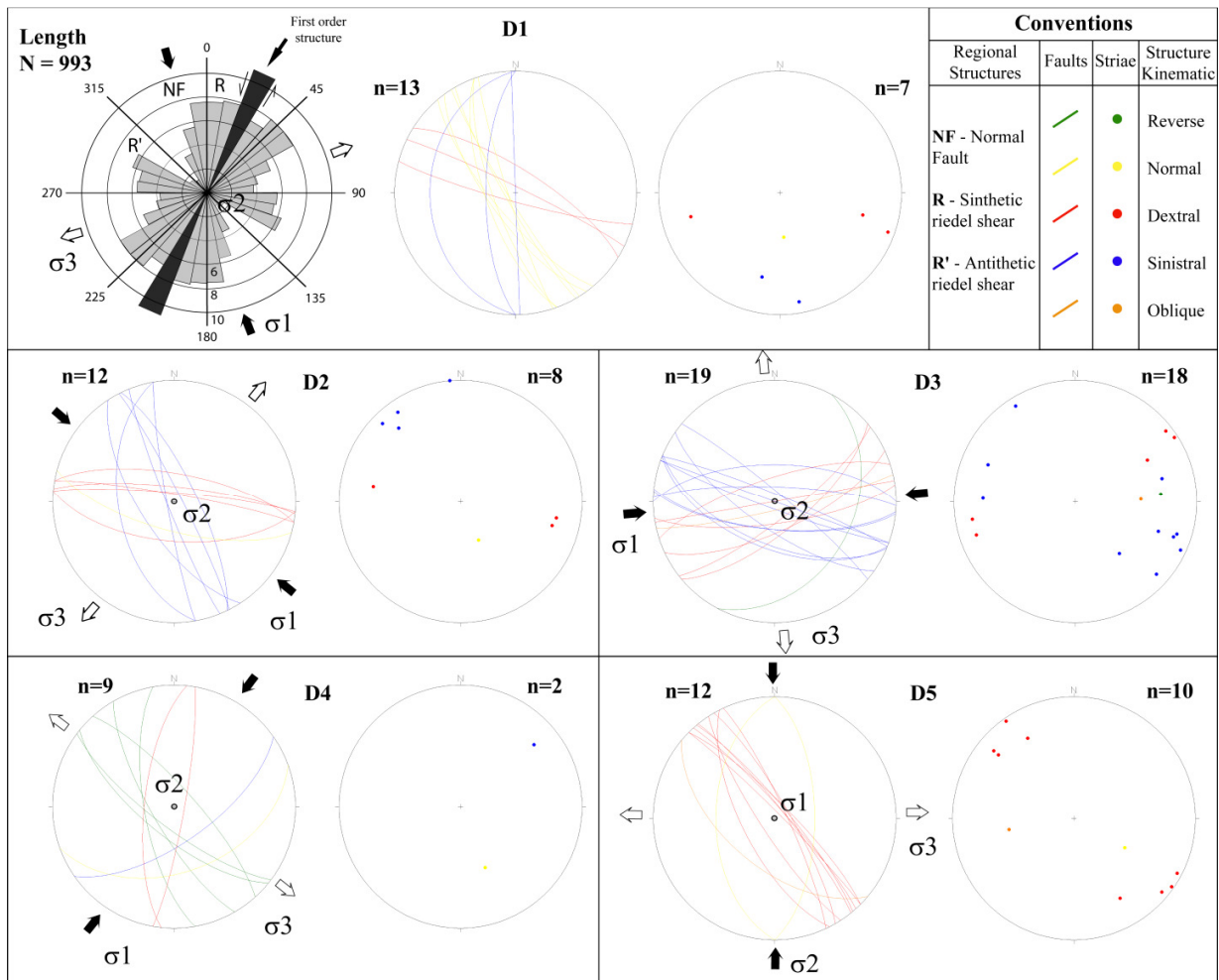


Figure 13: Stereographic projections representing all the stress fields for different deformational events related to the tectonic evolution in the Camaquã Mines region.

6.2 Provenance

All of the ages obtained from the six analyzed samples in this work presented homogenous populations that allowed us to analyze them all together. Two major populations of ages can be identified in the Santa Bárbara Group provenance: a) Paleoproterozoic (~23% of all the ages), with a large contribution from the Trans-Amazonian Cycle; b) Neoproterozoic (~69% of all the ages), which highlights the importance of the Brasiliano Cycle in the construction of the Southernmost Brazilian Shield. After this, Mesoproterozoic and Archean ages occur. A similar provenance pattern was obtained by Oliveira et al. (in prep.), who also dated detrital zircons from the Camaquã Mines area.

The high zircon fertility from the Neoproterozoic, allied with the proximity of the provenance and the depositional age, is consistent with a basin that is associated with a collisional environment (Cawood et al., 2012).

Previous paleocurrent measurements (Paim et. al., 2000; Fambrini et. al., 2005) indicate that provenance comes mostly from the southeast, south and southwest in Sequence I, and mostly from the east in Sequence II (fig 3).

The Brasiliano Cycle ages have a large distribution in the Southernmost Brazilian Shield. Geochronological data allied with paleocurrent determinations permit the suggestion that the most likely source areas for this group of ages in the Santa Bárbara Group were the granitic rocks from the Taquarembó Terrane and the metasedimentary rocks from the Tijucas Terrane and possibly granitic rocks from the Pelotas Batholith. Other likely sources were the reworked volcano-sedimentary sediments from the lower sequences of the Camaquã Basin.

The Paleoproterozoic ages mostly can be related to the Santa Maria Chico Granulitic Complex in the Taquarembó Terrane and to the Encantadas Complex or metasedimentary rocks from the Porongos Metamorphic Complex.

The Mesoproterozoic ages obtained correspond to ~ 3% of all the geochronological data from this work. These ages are not common in the southern Brazilian Shield, existing mainly in metasedimentary rocks from the Tijucas Terrane (Gruber, 2007) and presenting ages ranging from 997-1685 Ma (east to southeast of the study area). Chemale et al. (2011) also described the 1.57 Ga anorthositic Capivarita Complex located to the east of the Tijucas Terrane. Another option would be the source rocks from the PMC that do not outcrop anymore because of weathering, because of the reworking process or because they are covered by younger Phanerozoic sedimentary sequences. This Mesoproterozoic contribution and the Paleoproterozoic ages increased during the infilling of the Guaritas Group (Hartmann et. al., 2008 and Oliveira et al. in prep.). The Archean ages also correspond to a small amount of data (approximately to 3% of the zircon ages), and they are not common in any terrane of the Sul-Riograndense Shield. These ages were described by Remus et al. (2000b) in the Caçapava Granite and Passo Feio Formation.

Only one Cambrian age was obtained (530 ± 10 Ma), and it was interpreted as being influenced by the intense hydrothermal processes that were responsible for the

large ore deposit occurrence in the area, presenting ages correlatable with this period (Laux et al., 2005). Another possibility is that this grain could have had an internal imperfection or young growth because we obtained a 568 ± 10 age in the same grain (fig. 7).

The depositional age of the Santa Bárbara Group in the Camaquã Mines was previously discussed by Bicca et al., (2010), who presented a concordian age of 558 ± 13 Ma obtained from three zircon grains from the sample MA – L.C. – 109. Recently, Oliveira et al. (in prep.) found a maximum depositional age of 553 ± 10 Ma for the Santa Barbara Group in the sedimentary rock samples from Caçapava do Sul and the Camaquã Mines region, which indicates that these two areas have a synchronous sedimentary evolution. In this paper, we obtained an age of 554 ± 10 Ma (youngest zircon grain) in the sample MA – M.S. – 110, and this was interpreted as the maximum depositional age for the sequence, almost identical to that obtained by Oliveira et al. (in prep.).

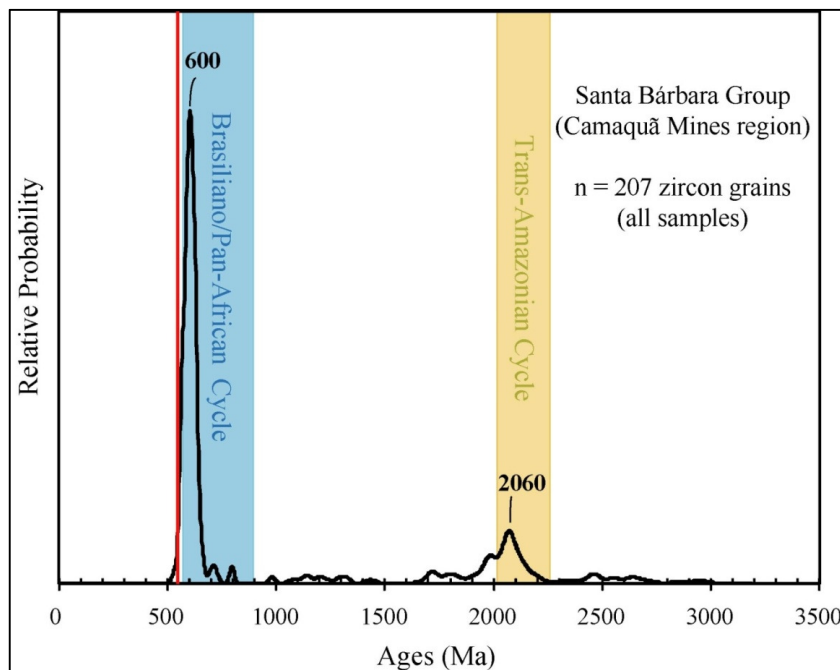


Figure 14: Graphical representation of the relative probability presented by all six samples of the zircon age populations together. The red line represents the maximum depositional age for the Santa Bárbara deposits in the Camaquã Mines region. The blue and yellow fields represent the age limits of the two orogenic cycles identified in southern Brazil (Hartmann, 2002): Trans-Amazonian Cycle: 2.26–2.0 Ga, and Brasiliano Cycle: 0.9–0.54 Ga.

6.3 Thermochronology

The AFT age distribution in the samples from the Camaquã Mine includes four age components: a) a Devonian component (362-402 Ma), b) a Late Carboniferous component (302 Ma), c) a Triassic component (211-242 Ma) and d) a Cretaceous component (133 Ma). The older age component is related to cooling after the sediment was deposited in the Camaquã Basin, most likely associated with the earlier stages of tectonic rearrangement as a result of large-scale crustal extension and tectonic escape in the Guaritas Rift before or during the earlier depositional stages of the Paraná Basin sediments (Late Ordovician, Milani, 2000). This age can also be correlated to the Famatinian Orogenic Cycle, which deformed West Gondwana from 510 to 360 Ma (Pankhurst et al., 1998; Loewy et al., 2004; Ramos et al., 1988; Ramos et al., 2000, Bahlburg et al., 2009 and references therein).

The Triassic age component of the lithology from this study most likely reflects the partial resetting generated by regional basement uplift, defined by a Triassic tectono-thermal event in southern South America (including southern Brazil, Zerrfass et al., 2004) that caused partial resetting in certain tectonic blocks. These Triassic ages are correlated to the post-collisional stages of the Gondwanides Orogeny (Ramos, 1988; Cawood, 2005), active along the western margin of the South American Platform and the Pangaea Formation. These ages are also consistent with the thermal history AFT ages observed by Borba et al. (2002 and 2003). Thermal history curves led these authors to determine a slow and long-lived cooling trend of evolution for both areas.

The only AFT age that presents a single component that is younger than the other ages is sample MA – Ryt – 54 and indicates that, at least locally in the basin, temperatures above 150°C were reached, most likely during the volcanism event related to the Paraná Basin (Paraná-Etendeka volcanism), previously identified by Bettencourt (1972).

7 Conclusions

Our study contributes to a better understanding of the stratigraphic position, provenance and structural evolution during and after the basin sedimentation of the Upper Section of the Camaquã Basin located in the Dom Feliciano Belt, southern Brazil.

The structural framework described in the area led to the determination of five deformational events related to brittle shear deformation, which is responsible for the complex patterns identified in the area. Two events (D1 and D2) were related to the final stages of the agglutination of Brasiliano/Pan-African Cycle. A principal event (D1) with a S10-20E maximum horizontal stress field seems to be the most important during the evolution of the Camaquã Mines and was most likely responsible for generating a subsident NE-SW elongated area in which the Santa Bárbara and Guaritas Groups were deposited in a transtensive environment. The D2 event has a NW-SE compressional stress field and was formed by the reactivation of the N-S binary structures. The Cu and Pb-Zn mineralizing events must have occurred before or during the first depositional stages of the Guaritas Group.

The D3 and D4 events were formed in an intracratonic environment, related to the western margin of Gondwanan tectonic evolution. The first has a W-L stress field associated with the Famatinian Orogenic Cycle, which is well documented by the AFT analysis. The D4 event may have had two deformational stages: a) one compressive (NNE-SSW) event, associated with the Early Triassic, and b) an extensional event (Middle to Late Triassic) associated with NW-SE fault reactivation as normal faults.

The fifth event (D5) was mainly registered as an L-W extensional stress field and was associated with the breakup of Gondwana (South Atlantic Ocean opening).

The geochronological data allowed us to define a maximum depositional age of 554 Ma (youngest zircon grain) for the Santa Bárbara Group in the Camaquã Mines region. The provenance studies define two principal U-Pb isotopic ages: Neoproterozoic and Paleoproterozoic. The likely source area for these sediments is the granitic rocks from the Taquarembó Terrane, the metasedimentary rocks from the Tijucas Terrane and the granitic rocks from the Pelotas Batholith and also reworked volcano-sedimentary deposits from the lower sequences from the Camaquã Basin.

The AFT analysis identified four thermotectonic events that were mostly related to the Paraná Basin tectonic evolution. The first has a Devonian age and may represent the influence of the Famatinian Cycle, and the second and the third event are of Triassic age, which corresponds to the post-collisional stages of the Gondwanides Cycle. A fourth event (Cretaceous) is related to late volcanic intrusions that are associated with the Serra Geral Formation.

8 Acknowledgements

We thank the Votorantim Metais for field work support and the PHR-PB15 program (PETROBRAS-UFRGS) for the scholarship to the first author. We thank also Maurício Dias for zircon and apatite mounting used for isotope analysis.

9 References

Almeida, D.P.M., Chemale, F.Jr., & Machado A., 2012. Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil. In: Ali Ismail Al-Juboury. (Org.). *Petrology - New Perspectives and Applications*. Rijeka: InTech - Open Access Publisher, 2012, 73-130.

Almeida, D. del P., Zeffass, H., Basei, M., Petry, K., & Gomes, C., 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian bimodal volcanic package: geochemical and stratigraphic studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS – Brazil). *Gondwana Research*, 5, 721-733.

Almeida, F.F.M., 1967. *Origem e Evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim, 241, 36.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y, Neves, B.B., & Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Reviews*, 17, 1-29.

Bahlburg, B., Vervoort, J.D., Du Frane, S.A., Bock, B., Augustsson, C., Reimann, C., 2009. Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margin of South America. *Earth-Science Reviews*, 97, 215–241.

Bettencourt, J.S., 1972. *Geologia da Mina de Camaquã, RS*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 267.

Bettencourt, J.S., & Damasceno, E.C., 1974. Análise Tectônica e controles de mineralização no Distrito Cuprífero de Camaquã, RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, 409-423.

Bicca, M.M., Jelinek, A.R., Oliveira, C.H.E., Chemale, F.Jr., Guadagnin, F., 2010. Estudos tectônicos da porção sul da bacia do Camaquã, região de Minas do Camaquã, RS. In: VI Congreso Uruguayo de Geologia e II Simposio Internacional Del Neoproterozoico – Cámbrico de la Cuenca del Plata, Minas, 34.

Borba, A.W., Lima, E.F., Vignol-Lelarge, M.L.M., Mizusaki, A.M.P., Sparrenberg, I. Barros, C.E., 2003. Significance of Late Paleozoic fission-track ages in volcanic rock from the Lavras do Sul region, southernmost Brazil. *Gondwana Research*, 6, 79-88.

Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., 2003. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic post-collisional basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 365-380.

Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Artur, T., Onoe, A.T., Hartmann, L.A., 2008. U-Pb zircon and ^{40}Ar - ^{39}Ar K-feldspar dating of syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. *Basin Research*, 20, 359–375.

Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P., Silva, D.R.A., Koester, E., Noronha, F.L., Casagrande, J., 2006. Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-rio-grandense Shield, Southern Brazil): Petrographic and Sm-Nd isotopic constraints. *Gondwana Research*, 9, 464–474.

Borba, A.W., Vignol-Lelarge, M.L.M.; Mizusaki, A.M.P., 2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 683-692.

Brandon, M.T., 1996. Probability density plot for fission-track grain-age samples. *Rad Meas*, 26, 663-676.

Cawood, P.A., 2005. Terra australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth Science Reviews*, 69, 249-79.

Cawood, P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime, B., 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, 40, 875-878.

Chemale, F.Jr., 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: Holz, M & De Ros, L. F. (Eds), *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Porto Alegre, CIGO/UFRGS, 13-52.

Chemale, F.Jr., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: Implications for West Gondwana reconstruction, *Gondwana Research*, 22, 184-199.

Chemale F.Jr., Philipp, R.P., Dussin, I.A., Formoso, M.L.L., Kawashita, K., Bertotti, A.L., 2011. Lu-Hf and U-Pb age determinations of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research* 186, 117-126.

Compston, W., Williams, I.S., Meyer, C., 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high-resolution ion-microprobe. *Journal of Geophysical Research*. B 98, 525-534.

De Ros, L.F., Morad, S., Paim, P.S.G., 1994. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas sequence, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, 92, 197-228.

Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B., & Ketcham, R.A., 2005. Apatite fission-track analysis. In: Reiners, P.W. & Ehlers, T.A. (Eds.), *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations and Applications*. Washington, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58, 49-94.

Dunkl, I., 2002. TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers and Geosciences*, 28, 3-12.

Faccini, V.F., Paim, P.S.G., Fragozo César, A.R.S., 1987. Análise Faciológica das Molassas Brasileiras na Região das Minas do Camaquã, RS. In: *Simpósio Sul-Brasileiro. Geologia*, 3. Curitiba, 1, 75-91.

Fambrini, G.L., Janikian, L., Almeida, R.P., & Fragozo-Cesar, A.R.S., 2005. O Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na Sub-Bacia Camaquã Central, RS: Estratigrafia e Sistemas Depositionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 35, 227-238.

Fambrini, G.L., 1998. O Grupo Camaquã (Transição Proterozóico-Fanerozóico) na Região das minas do Camaquã, RS: Análise Estratigráfica de Fácies, Proveniência e Paleocorrentes. M.Sc. Dissertation, São Paulo University.

Fambrini G.L., 2003. O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) a norte do rio Camaquã, Rio Grande do Sul, Brasil. Ph.D. thesis, São Paulo University.

Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.C., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E. & Camozzato, E., 1995. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Riograndense: Parte II – Uma Contribuição a partir do Registro Geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25, 351-374.

Gastal, M.C.P., & Lafon, J.M., 2001. Novas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e geoquímica isotópica Nd–Sr para granitóides shoshoníticos e alcalinos das regiões de Lavras do Sul e Taquarém, RS. In: *Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 8., Curitiba, SBGq, 21–26.

Galbraith, R.F., Laslett, G.M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nucl Tracks Radiat Meas* 21, 459-470.

Gleadow, A.J.W., 1981. Fission-track dating methods: what are the real alternatives? *Nuclear Tracks*, 5 (1/2): 3-14.

Gonzales, M.A., & Teixeira, N., 1980. Considerações sobre a estratigrafia e ambientes de sedimentação da Região das Minas do Camaquã. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31. Camboriú, Brazil, 1513 – 1524.

Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R. & Laslett, G.M., 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite, 1. A qualitative description. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 59, 237-253.

Gruber, L., 2007. Estudos de Proveniência do Complexo Metamórfico Porongos, Porção SE da Antiforme de Santana, Região de Santana da Boa Vista, RS. Trabalho de conclusão de curso em geologia. UFRGS, Porto Alegre, 65.

Hartmann, L.A., Chemale F.Jr. & Philipp, R.P., 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Iannuzzi, R & Frantz, J.C. (Eds). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, 99-123.

Hartmann, L.A., Porcher, C.C. & Remus, M.V.D., 2000. Evolução das rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. In: Holz, M & De Ros, L.F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, 52-78.

Hartmann, L., Santos, J. & McNaughton, N., 2008. Detrital zircon U-Pb age data, and Precambrian provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, Southern Brazilian Shield. *International Geology Review*, 50, 364–374, ISSN 0020-6814.

Hurford, A.J., & Green, P.F., 1982. A user guide to fission track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 343-354.

Hurford, A.J., & Green, P.F., 1983. The Zeta Age Calibration of Fission Track Dating. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 31, 285-317.

Janikian, L., Almeida, R.P., Fragoso-Cesar, A.R.S., Martins, V.T.S., Dantas, E.L., Tohver, E., McReath, I., D'Agrella-Filho, M.S., 2012. Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research* 21, 466-482.

Janikian, L., 2004. Seqüências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul. Ph.D. thesis, São Paulo University.

Jost, H. & Bitencourt, M.F., 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, 4, 27-60.

Laux, J.H., Lindenmayerb, Z.G., Teixeira, J.B.G., Neto, A.B., 2005. Ore genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil. *Ore Geology Reviews*, 26, 71-89.

Loewy, S.L., Connelly, J.N., Dalziel, I.W.D., 2004. An orphaned basement block: the Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin* 116, 171-87.

Ludwig, K. R., 2003, Isoplot/Ex version 3.00 - a geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley, CA, Berkeley Geochronological Center Special Publication, 4, 70

Kay, S.M.; Ramos, V.A.; Mpodozis, C.; Sruoga, P.; 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology* 17, 324-328.

Ketcham, R.A., Donelick, R.A. & Carlson, W.D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogy*, 84, 1235-1255.

Maraschin, A.J., Mizusaki, A.M.P., Zwingmann, H., Borba, A.W., Sbrissa, G.F., 2010. Illite authigenesis in sandstones of the Guaritas Allogroup (Early Paleozoic): Implications for the depositional age, stratigraphy and evolution of the Camaquã Basin (Southern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 29, 400-411.

Milani, E.J., 2000. Geodinâmica Fanerozoica do Gondwana Sul-Occidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, 275-302.

Nardi, L., Lima, E., 1985. A associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 15, 139-146.

Oliveira, C.H.E., Chemale, F.Jr., Jelinek, A.J., Philipp, R.P., Bicca, M.M., In Prep. U-Pb and Lu-Hf Isotopes Applied to the Late to Post-Orogenic Transtensional Basins of the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research*, Manuscript.

Oliveira, C.H.E., 2010. Contribuição à evolução estrutural da Bacia do Camaquã, RS. Porto Alegre. Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Paim, P.S.G., Chemale, F.Jr., & Lopes, R.C., 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, 231-274.

Paim, P.S.G., Lopes, R.C., 2000. Geologia da Região das Minas do Camaquã. In: Ronchi, L.H., & Lobato, A.O.C.(Eds.), *Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar*. São Leopoldo, Unisinos, 111-132.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I., Fanning, C.M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*: Geological Society, London, Special Publication 142, 343–367.

Philipp, R. P., Formoso, M. L. L. , Dossin, I., Chemale Jr, F., Campos, R. S., 2010. Estruturas primárias e tectônicas do Anortosito Capivarita, Pântano Grande (RS): significado e implicações na sua evolução petrológica. *Revista Brasileira de Geociências*, 40, 99-110.

Philipp, R.P., Machado, R., 2005. The Late Neoproterozoic Granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 461-478.

Ramos VA. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes* 11:168-174.

Ramos, V. A.; Aleman, A.; 2000. Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A.M, Campos, D. A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 636–685

Remus, M.V.D., Hartmann L.A., Mcnaughton N. J., Groves D.I., & Reisch J.L., 2000a. Distal Magmatic-Hydrothermal Origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) Deposits, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 3, 155-174.

Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., 2000b. The link Between Hydrothermal Epigenetic Copper Mineralization and the Caçapava Granite of Brasiliano Cycle in Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 191-216.

Ribeiro, M., Bocchi, P.R., Figueiredo, F.P.M., Tessari, R.I., 1966. Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, RS, Brasil. Boletim do DNPM/DFPM, 127, 23.

Ribeiro, M.J., 1991. Sulfetos em sedimentos detríticos cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil. Ph.D. thesis, UFRGS, Porto Alegre, 1 and 2, 416.

Ribeiro, M., Fantinel, L., 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-riograndense: I-Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Rio Grande do Sul. Inheríngia, Série Geológica 5, 19-54.

Robertson, J.F., 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of the rock units in Caçapava – Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. Notas e Estudos, IG/UFRGS, 1, 41-54.

Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A., Nutman, A.P., Kleiman, L.E., Varela, R., Llambias, E., Canile, F.M., Rosa, O.C.R., 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. Gondwana Research 19, 509-523.

Santos, E.L., Beckel, J., Macedo, P.M., Gonzalez, F., & Chaban, N., 1978. Divisão Litoestratigráfica do Eocambriano e Precambriano Superior do Escudo Sul Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30. Anais, 2, 670-684.

Santos, M.G.M., Almeida, R.P., Fragoso-Cesar, A.R.S., 2012. Paleostress Analysis in Brittle Structures of the Camaquã Copper Mines. Revista Brasileira de Geociências, 42, 573-584.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G., & Pierosan, R., 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 18, 237–254.

Teixeira, G., Gonzalez, A.P., Gonzalez, M.A. & Licht, O.A.B., 1978. Contribuição ao estudo das mineralizações cupríferas disseminadas no distrito das minas do Camaquã. Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Anais, V. 4: 1644-1654.

Toniolo, J.A., Gil, C.A.A., Sander, A., 2007. Metalogenia das Bacias Neoproterozóicas-Eopaleozóicas do Sul do Brasil: Bacia do Camaquã. CPRM, Porto Alegre, 154 p.

Veigel, R., & Dardenne, M.A., 1990. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas de evolução da mineralização Cu-Pb-Zn do Distrito de Camaquã – RS. Revista Brasileira de Geociências, 20, 55 – 67.

Zerfass, H., Chemale, F.Jr., Lavina, E., 2005. Tectonic Control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and its Correlation to the Waterberg Basin, Namibia. Gondwana Research, 8, 163-176.

Zerfass, H., Chemale, F.Jr., Schultz, L.C., Lavina, E., 2004. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. Sedimentary Geology 166, 265–292.

Williams, I.S., 1998. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Rydley, W.I. (Eds.), Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes, Reviews in Economic Geology 7, 1–35.

SUPPLEMENTARY MATERIAL

Table a: Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample MA - Ryt. – 54 - (Rhythmites - Mangueirão Member).

Grain Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$(1) \text{ }^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age		$(1) \text{ }^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age		% Discordant	$(1) \text{ }^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ $\pm\%$		$(1) \text{ }^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ $\pm\%$		$(1) \text{ }^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ $\pm\%$		err corr	Best estimated age (Ma)	
F1.1	0.62	252	250	1.03	21	593.8	± 8.7	607	± 57	2	0.0601	2.6	0.799	3.1	0.0965	1.5	.502	593.8	8.7
F2.1	0.16	554	34	0.06	48.6	625.9	± 8.7	573	± 26	-9	0.05916	1.2	0.832	1.9	0.102	1.5	.777	625.9	8.7
F3.1	0.03	143	88	0.64	14	698	± 10	719	± 29	3	0.06331	1.4	0.998	2.1	0.1143	1.6	.748	698	10
F4.1	--	78	23	0.31	39	2962	± 39	3092	± 15	4	0.2358	0.93	18.97	1.9	0.5834	1.7	.871	2962	39
F5.1	8.67	601	733	1.26	39.1	431.5	± 6.7	568	± 210	24	0.059	9.8	0.563	10	0.0692	1.6	.161		
F6.1	0.00	254	107	0.44	22.3	625.9	± 9.1	607	± 24	-3	0.06009	1.1	0.845	1.9	0.102	1.5	.810	625.9	9.1
F7.1	1.67	430	79	0.19	34.4	565.5	± 8	585	± 68	3	0.0595	3.1	0.752	3.5	0.0917	1.5	.425	565.5	8
F8.1	--	80	43	0.56	16.1	1357	± 20	1668	± 19	19	0.1024	1	3.309	2	0.2343	1.7	.849		
F9.1	0.00	112	152	1.40	9.97	635.1	± 9.5	640	± 34	1	0.06101	1.6	0.871	2.2	0.1035	1.6	.703	635.1	9.5
F10.1	0.00	197	187	0.98	16.8	610.3	± 8.8	571	± 28	-7	0.05911	1.3	0.809	2	0.0993	1.5	.764	610.3	8.8
F11.1	0.00	158	101	0.66	15.9	714	± 10	726	± 27	2	0.06352	1.3	1.026	2	0.1172	1.5	.767	714	10
F12.1	0.18	171	191	1.15	14.8	615.4	± 9.2	608	± 45	-1	0.0601	2.1	0.83	2.6	0.1002	1.6	.598	615.4	9.2
F13.1	0.03	353	188	0.55	93.1	1724	± 24	1713	± 23	-1	0.1049	1.3	4.436	2	0.3066	1.6	.788	1724	24
G1.1	0.00	199	185	0.96	17.3	622.8	± 8.7	592	± 28	-5	0.05967	1.3	0.835	1.9	0.1014	1.5	.749	622.8	8.7
G2.1	0.08	106	53	0.52	34.7	2080	± 27	2020	± 13	-3	0.12435	0.72	6.53	1.7	0.3809	1.5	.906	2080	27
G3.1	0.16	487	291	0.62	41.2	604.2	± 8.2	563	± 26	-7	0.0589	1.2	0.798	1.9	0.0983	1.4	.764	604.2	8.2
G6.1	1.74	186	477	2.65	13.7	522.4	± 7.7	681	± 100	23	0.0622	4.8	0.724	5.1	0.0844	1.5	.305		
G8.1	12.81	502	720	1.48	35.4	445.1	± 7.5	418	± 370	-6	0.0552	16	0.544	17	0.0715	1.7	.105		
G9.1	0.94	386	300	0.80	32	588.9	± 7.9	555	± 54	-6	0.0587	2.5	0.774	2.8	0.0957	1.4	.494	588.9	7.9
G10.1	3.28	741	690	0.96	164	1431	± 18	2044	± 32	30	0.1261	1.8	4.32	2.3	0.2486	1.4	.611		
G11.1	--	184	92	0.52	16.3	631.3	± 8.8	618	± 29	-2	0.06042	1.4	0.857	2	0.1029	1.5	.734	631.3	8.8
G12.1	0.00	304	169	0.58	97.5	2048	± 24	2081.5	± 7	2	0.12879	0.4	6.64	1.4	0.3739	1.4	.962	2048	24
G13.1	0.35	482	62	0.13	42.3	625.2	± 8.3	610	± 32	-3	0.06018	1.5	0.845	2	0.1018	1.4	.679	625.2	8.3
G14.1	0.73	228	182	0.82	19.2	598.6	± 8.5	507	± 65	-18	0.0574	3	0.77	3.3	0.0973	1.5	.451		
G15.1	0.78	229	132	0.60	20	618.9	± 8.6	606	± 72	-2	0.0601	3.3	0.834	3.6	0.1008	1.5	.401	618.9	8.6
G16.1	0.19	214	238	1.15	18.9	629.7	± 8.8	579	± 46	-9	0.0593	2.1	0.84	2.6	0.1026	1.5	.571	629.7	8.8
G17.1	0.17	433	294	0.70	49.1	798	± 10	766	± 21	-4	0.06475	10	1.176	1.7	0.1317	1.4	.812	798	10
G18.1	0.89	193	190	1.01	16	589.3	± 9.6	546	± 78	-8	0.0584	3.6	0.771	4	0.0957	1.7	.432	589.3	9.6
G19.1	0.01	506	92	0.19	152	1938	± 23	1931	± 6.1	0	0.11832	0.34	5.72	1.4	0.3506	1.4	.971	1938	23

G20.1	3.45	329	602	1.89	71.5	1409	±18	2321	± 32	39	0.1479	1.9	4.98	2.4	0.2444	1.4	.607		
G21.1	--	186	99	0.55	61.8	2111	±26	2084.6	± 9.2	-1	0.12901	0.52	6.89	1.5	0.3874	1.4	.940	2111	26
G22.1	0.79	191	113	0.61	16.9	627	± 8.9	621	± 71	-1	0.0605	3.3	0.852	3.6	0.1021	1.5	.412	627	8.9
G23.1	0.00	351	176	0.52	118	2131	±25	2085.7	± 6.6	-2	0.12909	0.38	6.97	1.4	0.3917	1.4	.965	2131	25
G24.1	2.48	409	273	0.69	33.7	576.3	± 8	662	± 92	13	0.0617	4.3	0.795	4.5	0.0935	1.5	.323		
G25.1	17.96	687	643	0.97	37.5	328.1	± 6.3	595	±440	45	0.06	20	0.43	20	0.0522	2	.097		
G26.1	0.00	29	74	2.62	8.06	1798	±30	1767	± 28	-2	0.1081	1.6	4.79	2.5	0.3217	1.9	.774	1798	30
G27.1	0.00	196	171	0.90	17.2	627.9	± 8.8	638	± 29	2	0.06097	1.4	0.86	2	0.1023	1.5	.734	627.9	8.8
G28.1	0.10	126	48	0.40	39	1982	±23	1983	± 12	0	0.12182	0.67	6.046	1.5	0.3599	1.3	.895	1982	23
G29.1	6.05	257	433	1.74	18.2	481.5	± 6.8	593	±190	19	0.0597	8.9	0.638	9.1	0.0776	1.5	.163		
G30.1	0.27	291	135	0.48	24.9	608.6	± 8.4	572	± 38	-6	0.0591	1.7	0.807	2.3	0.099	1.4	.639	608.6	8.4
G31.1	0.07	366	178	0.50	159	2637	±27	2700.9	± 4.9	2	0.1853	0.3	12.91	1.3	0.5054	1.2	.972	2637	27
G33.1	0.22	209	178	0.88	17.1	587.3	± 7.4	581	± 46	-1	0.0594	2.1	0.781	2.5	0.0954	1.3	.527	587.3	7.4
G34.1	0.43	120	36	0.31	10	594.3	± 8.5	626	± 69	5	0.0606	3.2	0.807	3.5	0.0966	1.5	.425	594.3	8.5
G35.1	6.24	306	274	0.92	20	442.8	± 6.2	446	±210	1	0.0558	9.5	0.547	9.7	0.0711	1.5	.151		
G36.1	0.14	179	100	0.58	52.9	1902	±21	1997	± 11	5	0.12281	0.61	5.809	1.4	0.3431	1.3	.904	1902	21
G37.1	5.13	259	955	3.81	20.3	535.6	± 7.1	598	±170	10	0.0599	7.9	0.715	8	0.0866	1.4	.173		
G38.1	0.00	148	61	0.43	48.5	2080	±23	2079	± 8.8	0	0.12861	0.5	6.753	1.4	0.3808	1.3	.932	2080	23
G39.1	0.09	106	52	0.51	27.8	1719	±20	1736	± 15	1	0.10624	0.83	4.476	1.6	0.3055	1.3	.852	1719	20
G40.1	0.01	572	351	0.63	177	1983	±21	2058.7	± 4.7	4	0.12714	0.27	6.313	1.2	0.3601	1.2	.976	1983	21
G41.1	0.19	108	208	1.99	9.16	607.9	± 8.1	601	± 51	-1	0.0599	2.4	0.817	2.7	0.0989	1.4	.509	607.9	8.1
H8.1	0.12	103	110	1.10	32.1	1993	±21	2116	± 12	6	0.13134	0.71	6.56	1.4	0.3623	1.2	.868	1993	21
H10.1	0.04	333	211	0.65	108	2072	±19	2128.2	± 8.4	3	0.13226	0.48	6.914	1.2	0.3791	1.1	.914	2072	19
H11.1	0.45	161	90	0.58	13.4	595.4	± 7	504	± 68	-18	0.0573	3.1	0.765	3.3	0.0968	1.2	.370		
H12.1	0.22	304	127	0.43	25.7	603.5	± 6.5	571	± 62	-6	0.0591	2.8	0.8	3.1	0.0981	1.1	.371	603.5	6.5
H13.1	1.79	79	55	0.72	15.7	1324	±16	1221	±100	-8	0.081	5.1	2.55	5.3	0.228	1.4	.259	1324	16
H17.1	5.09	387	420	1.12	29.2	517	± 5.9	423	±160	-22	0.0553	7.2	0.636	7.3	0.08351	1.2	.162		
H18.1	0.04	316	128	0.42	127	2468	±23	2648	± 21	7	0.1795	1.3	11.54	1.7	0.4664	1.1	.652	2468	23
H19.1	0.48	144	17	0.12	12	593.3	± 7	551	± 59	-8	0.0586	2.7	0.778	3	0.0964	1.2	.414	593.3	7
H20.1	8.97	434	421	1.00	24.5	375	± 4.9	436	±260	14	0.0556	12	0.459	12	0.0599	1.3	.112		
H22.1	4.43	650	512	0.81	34.9	374.1	± 4.1	791	±110	53	0.0655	5.2	0.54	5.3	0.05975	1.1	.212		
H23.1	6.96	254	361	1.47	15.2	405.4	± 5.2	815	±190	50	0.0663	9.1	0.593	9.2	0.06491	1.3	.144		
H24.1	2.90	348	234	0.69	20.5	415.5	± 4.9	480	±150	13	0.0567	6.8	0.521	7	0.06658	1.2	.175		
H24.1	0.52	403	37	0.09	33.9	598.2	± 6.2	578	± 39	-3	0.0593	1.8	0.795	2.1	0.0972	1.1	.515	598.2	6.2
H25.1	2.90	348	234	0.69	28.8	576.5	± 7	480	±150	-20	0.0567	6.8	0.732	7	0.0936	1.3	.181		
H26.1	0.64	214	173	0.83	37.6	1190	±12	1582	± 25	25	0.0978	1.3	2.735	1.8	0.2028	1.1	.642		

H27.1	0.36	196	191	1.01	16.6	606.2 ± 6.8	554 ± 55	-9	0.0586	2.5	0.797	2.8	0.0986	1.2	.423	606.2	6.8
H28.1	2.02	466	810	1.80	37.3	563.5 ± 6	597 ± 73	6	0.0598	3.4	0.753	3.6	0.0913	1.1	.315	563.5	6
H29.1	4.85	359	384	1.11	21.6	415.8 ± 5	714 ± 170	42	0.0632	8	0.58	8.1	0.06663	1.2	.155		
H31.1	1.01	113	91	0.83	9.36	586 ± 7.3	618 ± 98	5	0.0604	4.5	0.793	4.7	0.0952	1.3	.277	586	7.3
H32.1	0.18	126	73	0.59	38.8	1966 ± 20	2071 ± 15	5	0.128	0.85	6.296	1.5	0.3567	1.2	.812	1966	20
H33.1	0.14	155	80	0.54	50.5	2069 ± 20	2063 ± 11	0	0.12745	0.63	6.651	1.3	0.3785	1.1	.878	2069	20

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb^{*} indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.53% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

Table b: Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample MA - L.S - 106 (Lower Sandstone).

Grain Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th/ ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb [*]	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age	% Discordant	(1) ²⁰⁷ Pb [*] / ²⁰⁶ Pb [*] ±%	(1) ²⁰⁷ Pb [*] / ²³⁵ U ±%	(1) ²⁰⁶ Pb [*] / ²³⁸ U ±%	err corr	Best estimated age (Ma)
E3	5.34	379	342	0.93	27.1	488.2 ± 9.2	586 ± 210	17	0.0595 9.6	0.645 9.8	0.0787 2	.199	
E4	0.27	204	113	0.57	17.8	621 ± 12	630 ± 43	1	0.0607 2	0.847 2.8	0.1012 2	.708	621 12
E5	0.34	198	258	1.34	16.6	597 ± 11	593 ± 61	-1	0.0597 2.8	0.799 3.4	0.097 1.9	.561	597 11
E6	0.71	344	82	0.25	30.7	633 ± 11	632 ± 65	0	0.0608 3	0.864 3.6	0.1031 1.9	.526	633 11
E7	0.65	636	369	0.60	49.6	557 ± 9.6	563 ± 56	1	0.0589 2.6	0.733 3.1	0.0902 1.8	.571	557 9.6
E8	2.36	238	138	0.60	20.1	591 ± 11	384 ± 150	-54	0.0543 6.9	0.72 7.1	0.0961 1.9	.270	
E9	0.98	351	187	0.55	28.3	573 ± 10	546 ± 85	-5	0.0584 3.9	0.749 4.3	0.093 1.9	.438	573 10
E10	0.24	151	63	0.43	47.6	2007 ± 33	2053 ± 19	2	0.1267 1.1	6.38 2.2	0.3652 1.9	.871	2007 33
E11	0.12	245	137	0.58	74.2	1945 ± 32	2118 ± 14	8	0.1315 0.79	6.38 2	0.3522 1.9	.922	1945 32
E12	0.91	114	128	1.16	9.63	600 ± 12	552 ± 130	-9	0.0586 5.9	0.788 6.3	0.0976 2.1	.329	600 12
E13	0.22	423	176	0.43	33.9	573.2 ± 9.9	586 ± 43	2	0.0595 2	0.763 2.7	0.093 1.8	.678	573.2 9.9
E14.1	0.99	296	275	0.96	23.6	568 ± 10	624 ± 91	9	0.0606 4.2	0.769 4.6	0.0921 1.9	.414	568 10
E14.2	0.31	320	373	1.21	23.6	530.4 ± 9.6	519 ± 56	-2	0.0577 2.5	0.683 3.2	0.0858 1.9	.597	530.4 9.6
F2	2.45	92	146	1.64	9.58	720 ± 17	966 ± 180	34	0.0713 8.7	1.16 9.1	0.1182 2.6	.282	
F3	0.65	105	62	0.61	35.2	2109 ± 36	2101 ± 23	0	0.1302 1.3	6.95 2.4	0.387 2	.837	2109 36

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb^{*} indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.53% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

Table c: Summary of LA-MC-ICPMS U-Pb zircon data for sample MA - L.C. - 109 (Lower Conglomerate).

Spot Number	206Pbc %	Pb ppm	U ppm	Th ppm	Th/U ^a	Isotopic ratios							Ages (Ma)						% Disc	Best estimated age (Ma)	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^d	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs			
E-V-01	0.02	13.3	112.3	78.1	0.70	0.81737	2.99	0.09776	1.74	0.58	0.06064	2.43	601	10	607	18	626	15	4	626	15
E-V-09	0.13	15.0	141.4	115.5	0.82	0.72452	2.35	0.09300	1.51	0.64	0.05650	1.80	573	9	553	13	472	9	-21		
E-V-06	0.01	13.1	116.5	80.6	0.70	0.79827	3.57	0.09599	2.31	0.65	0.06031	2.72	591	14	596	21	615	17	4	615	17
E-V-02	0.01	12.9	113.9	81.7	0.72	0.82044	5.35	0.09925	2.08	0.39	0.05995	4.93	610	13	608	33	602	30	-1	602	30
E-V-03	0.05	17.9	44.7	48.4	1.09	5.94144	3.14	0.34607	1.83	0.58	0.12452	2.56	1916	35	1967	62	2022	52	5	2022	52
E-V-04	0.02	60.7	116.2	89.4	0.77	10.73046	2.58	0.46110	2.26	0.87	0.16878	1.25	2444	55	2500	65	2546	32	4	2546	32
E-V-10	0.02	8.3	77.0	60.0	0.79	0.82938	8.38	0.09998	1.74	0.21	0.06017	8.20	614	11	613	51	610	50	-1	610	50
E-V-13	0.00	28.8	68.9	51.7	0.76	7.26662	2.38	0.39898	1.78	0.75	0.13209	1.59	2164	38	2145	51	2126	34	-2	2126	34
E-V-16	0.12	8.3	21.2	16.4	0.78	7.33450	3.54	0.41087	2.51	0.71	0.12947	2.50	2219	56	2153	76	2091	52	-6	2091	52
E-V-20	0.05	12.3	30.3	40.5	1.34	6.51323	3.10	0.37407	2.47	0.80	0.12628	1.87	2049	51	2048	64	2047	38	0	2047	38
F-VI-01	0.02	8.5	81.2	47.1	0.58	0.81749	8.94	0.09763	1.79	0.20	0.06073	8.75	601	11	607	54	630	55	5	630	55
F-VI-03	0.01	15.3	139.5	32.3	0.23	0.86920	5.25	0.10305	1.11	0.21	0.06118	5.13	632	7	635	33	645	33	2	645	33
F-VI-04	0.01	4.5	48.1	28.2	0.59	0.63020	17.21	0.08971	1.81	0.11	0.05095	17.12	554	10	496	85	239	41	-132		
F-VI-05	0.00	2.0	19.2	8.9	0.47	0.76472	7.07	0.09387	3.42	0.48	0.05908	6.18	578	20	577	41	570	35	-1	570	35
F-VI-06	0.05	1.4	13.2	13.8	1.05	0.81561	5.21	0.09860	4.79	0.92	0.05999	2.03	606	29	606	32	603	12	0	603	12
F-VI-09	0.02	7.9	17.3	12.9	0.75	8.17982	5.91	0.40488	2.93	0.50	0.14653	5.14	2191	64	2251	3	2306	8	5	2306	8

^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 $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} * 1/137.88)$

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

Table d: Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample MA - M.S. - 110 (Middle Sandstone).

Grain Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	% Discordant	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ $\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ $\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ $\pm\%$	err corr	Best estimated age (Ma)
A1	0.61	52	342	6.73	18.5	2208 ± 42	2219 ± 35	1	0.1393 2	7.85 3	0.4084 2.2	.745	2208 42
A2	0.00	147	161	1.13	31.5	1434 ± 25	1452 ± 22	1	0.0913 1.2	3.135 2.3	0.2492 1.9	.855	1434 25
A3	0.58	196	139	0.73	16.9	614 ± 12	617 ± 160	0	0.0604 7.4	0.831 7.7	0.0999 2.1	.273	614 12
A4	1.36	268	133	0.51	21.7	574 ± 11	560 ± 120	-2	0.0588 5.7	0.755 6	0.0931 1.9	.319	574 11
A5	0.15	269	128	0.49	90.9	2135 ± 33	2152 ± 12	1	0.13408 0.68	7.26 2	0.3926 1.8	.938	2135 33
A6	0.67	192	33	0.18	16	596 ± 11	613 ± 89	3	0.0603 4.1	0.804 4.6	0.0968 1.9	.428	596 11
A7	1.60	490	244	0.52	35.9	519.9 ± 9.1	559 ± 90	7	0.0588 4.1	0.681 4.5	0.084 1.8	.406	
A8	0.77	468	203	0.45	61.1	905 ± 16	1074 ± 39	16	0.0752 1.9	1.562 2.7	0.1507 1.9	.691	
A9	0.30	215	141	0.68	18.9	625 ± 12	632 ± 56	1	0.0608 2.6	0.854 3.3	0.1019 1.9	.593	625 12
A10	2.43	468	533	1.18	33.1	498 ± 8.9	646 ± 120	23	0.0612 5.5	0.678 5.8	0.0803 1.9	.319	
A11	2.75	329	327	1.03	24.5	521.3 ± 9.8	547 ± 140	5	0.0584 6.4	0.679 6.7	0.0842 2	.292	
A12	0.73	251	207	0.85	19.5	554.4 ± 9.9	520 ± 75	-7	0.0577 3.4	0.715 3.9	0.0898 1.9	.480	554.4 9.9
A13	0.23	392	37	0.10	32.5	593 ± 11	599 ± 45	1	0.0599 2.1	0.796 2.8	0.0964 1.9	.671	593 11
A14	0.00	216	72	0.34	71.2	2093 ± 34	2110 ± 11	1	0.13092 0.61	6.93 2	0.3837 1.9	.951	2093 34
A15	3.23	316	271	0.88	24.5	540.1 ± 9.8	573 ± 140	6	0.0592 6.6	0.713 6.9	0.0874 1.9	.275	
A16	0.61	443	101	0.23	35	563.5 ± 9.8	558 ± 57	-1	0.0587 2.6	0.74 3.2	0.0914 1.8	.572	563.5 9.8
A17	0.29	425	338	0.82	33.9	572 ± 10	574 ± 42	0	0.0592 1.9	0.757 2.7	0.0927 1.9	.693	572 10
A18	0.67	373	218	0.60	29.4	562 ± 10	577 ± 68	3	0.0593 3.1	0.744 3.6	0.0911 1.9	.515	562 10
A19	0.08	327	77	0.24	130	2457 ± 38	2539 ± 15	3	0.1681 0.87	10.75 2	0.464 1.8	.904	2457 38
A20	2.04	357	366	1.06	27	532.3 ± 9.7	537 ± 110	1	0.0582 5.2	0.691 5.5	0.0861 1.9	.345	
A21	0.32	350	593	1.75	27.2	556.5 ± 9.8	575 ± 39	3	0.0592 1.8	0.736 2.6	0.0902 1.8	.716	556.5 9.8
A22	0.23	236	158	0.69	19.6	591 ± 11	512 ± 63	-15	0.0575 2.8	0.762 3.4	0.0961 1.9	.550	
A23	0.02	240	164	0.70	62.3	1700 ± 28	1733 ± 14	2	0.10607 0.78	4.413 2.1	0.3017 1.9	.924	1700 28
A24	0.55	180	129	0.74	14.4	572 ± 11	562 ± 89	-2	0.0589 4.1	0.753 4.6	0.0927 2	.441	572 11
A25	0.13	309	139	0.47	84.8	1784 ± 30	2078 ± 12	14	0.12855 0.67	5.65 2	0.3188 1.9	.946	
A26	0.37	568	626	1.14	44.5	561 ± 9.6	541 ± 42	-4	0.0583 1.9	0.731 2.6	0.0909 1.8	.685	561 9.6
A27	0.21	350	131	0.39	100	1847 ± 29	2021 ± 12	9	0.12448 0.7	5.7 1.9	0.3319 1.8	.933	1847 29
B1	0.15	270	217	0.83	22.9	606 ± 11	616 ± 50	2	0.0604 2.3	0.821 3	0.0986 2	.647	606 11
B2	0.70	410	290	0.73	34.4	596 ± 11	555 ± 64	-7	0.0587 2.9	0.783 3.5	0.0968 1.9	.549	596 11
B3	9.17	2895	501	0.18	223	504.7 ± 9.1	1803 ± 85	72	0.1102 4.7	1.238 5	0.0814 1.9	.372	
B4	0.62	193	204	1.09	16.2	598 ± 11	570 ± 78	-5	0.0591 3.6	0.791 4.1	0.0971 1.9	.476	598 11
B5	0.13	560	650	1.20	45.7	584 ± 10	604 ± 38	3	0.06 1.7	0.785 2.5	0.0949 1.8	.721	584 10

B6	0.12	155	104	0.70	50.1	2055	±33	2053	±15	0	0.1268	0.88	6.56	2.1	0.3754	1.9	.908	2055	33
B7	1.23	378	140	0.38	30	563	±10	540	±91	-4	0.0583	4.2	0.734	4.6	0.0913	1.9	.406	563	10
B8	0.12	463	14	0.03	39.4	609	±11	581	±40	-5	0.0594	1.8	0.81	2.6	0.099	1.8	.703	609	11
B9	0.09	433	341	0.81	140	2061	±32	2075.8	±9.6	1	0.12838	0.55	6.67	1.9	0.3767	1.8	.957	2061	32
B10	1.06	77	81	1.08	7.05	643	±14	630	±150	-2	0.0607	6.8	0.878	7.2	0.1049	2.3	.315	643	14

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.53% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

Table e: Summary of U/Pb zircon data for sample MA - U.C. - 89 (Upper Conglomerate) obtained with LA-MC-ICP-MS (A and B) and SHRIMP (G and H).

Grain. Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th/ ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age	% Discordant	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* ±%	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U ±%	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U ±%	err corr	Best estimated age (Ma)
A-01	0.01	98	53	0.55	34	2025 45	2054 38	1	0.1268 1.86	6.4526 2.90	0.3691 2.23	0.77	2025 45
A-02	0.00	24	36	1.51	7	1664 54	1690 95	2	0.1036 5.64	4.2073 6.50	0.2945 3.24	0.50	1664 54
A-03	0.00	67	58	0.86	6	579 14	609 26	5	0.0602 4.27	0.7801 4.89	0.0941 2.38	0.49	579 14
A-04	0.00	27	46	1.74	7	1526 53	1782 54	14	0.1089 3.03	4.0119 4.61	0.2671 3.48	0.75	
A-05	0.00	47	50	1.07	17	2052 33	2194 22	6	0.1373 1.02	7.0958 1.92	0.3747 1.63	0.85	2052 33
A-06	0.00	133	73	0.55	46	2016 24	2066 42	2	0.1277 2.02	6.4623 2.35	0.3671 1.20	0.51	2016 24
A-07	0.00	293	225	0.77	109	2211 11	2451 27	10	0.1596 1.09	9.0043 1.19	0.4092 0.48	0.40	2211 11
A-09	0.00	36	12	0.34	11	1631 35	1871 92	13	0.1145 4.92	4.5442 5.35	0.2879 2.12	0.40	
A-12	0.16	298	401	1.36	28	594 11	1936 32	69	0.1187 1.64	1.5781 2.53	0.0965 1.93	0.76	
B-01	0.00	162	79	0.49	65	2034 19	2149 26	5	0.13384 1.23	6.84617 1.55	0.37100 0.94	0.61	2034 19
B-02	0.00	311	54	0.18	35	614 7	1343 30	54	0.08623 2.21	1.18737 2.52	0.09986 1.20	0.48	
B-04	0.00	239	168	0.71	95	2002 16	2084 23	4	0.12894 1.09	6.47426 1.36	0.36417 0.81	0.60	2002 16
B-05	0.00	144	112	0.78	15	603 8	605 30	0	0.06003 5.00	0.81121 5.18	0.09801 1.34	0.26	603 8
B-38	0.02	18	9	0.47	2	588 22	595 39	1	0.0598 6.57	0.7877 7.60	0.0956 3.81	0.50	588 22
G4	0.00	302	186	0.64	114	2346 36	2312 63	-1	0.147 3.7	8.9 4.1	0.4389 1.8	.448	2346 36
G5	0.00	358	269	0.78	37	724 13	676 26	-7	0.06205 1.2	1.017 2.2	0.1189 1.9	.833	724 13
G6	6.81	794	758	0.99	141	1133 21	1231 160	9	0.0814 8.3	2.16 8.6	0.1921 2	.231	1133 21
G7	6.10	462	376	0.84	39	561 10	701 220	25	0.0628 10	0.787 10	0.0909 1.9	.186	
G8	0.16	277	118	0.44	68	1619 26	1935 14	20	0.11862 0.78	4.67 2	0.2856 1.8	.921	
G9	4.43	430	164	0.39	37	587 15	679 150	16	0.0622 6.8	0.816 7.3	0.0953 2.7	.372	

G10	0.75	326	225	0.71	27	593	10	612	69	3	0.0602	3.2	0.8	3.7	0.0964	1.8	.497	593	10
G11	2.13	753	799	1.10	213	1800	36	1982	190	10	0.122	10	5.41	11	0.3222	2.3	.217	1800	36
G12	14.96	1351	758	0.58	261	1129	22	1887	150	67	0.1154	8.4	3.05	8.6	0.1914	2.1	.241		
G13	0.17	201	201	1.03	17	601	11	612	46	2	0.0602	2.1	0.811	2.9	0.0977	1.9	.661	601	11
G14	0.00	222	146	0.68	19	616	11	661	37	7	0.0616	1.7	0.852	2.6	0.1003	2	.753	616	11
G15	0.10	361	309	0.89	30	589	11	591	30	0	0.05965	1.4	0.787	2.3	0.0956	1.9	.804	589	11
G16	0.28	184	237	1.33	15	590	11	573	55	-3	0.0592	2.5	0.781	3.2	0.0958	1.9	.600	590	11
G17	2.61	792	428	0.56	223	1786	28	2043	26	14	0.126	1.5	5.54	2.3	0.3192	1.8	.768		
G18	18.09	482	637	1.37	38	467	11	617	490	32	0.06	23	0.62	23	0.0751	2.4	.105		
G19	0.07	274	52	0.20	82	1933	31	2179	10	13	0.1362	0.58	6.57	1.9	0.3497	1.8	.954		
G20	0.06	1515	664	0.45	494	2073	31	2109	5.4	2	0.1308	0.31	6.84	1.8	0.3793	1.8	.985	2073	31
G21	1.17	171	92	0.55	14	579	12	564	110	-3	0.0589	5.1	0.763	5.5	0.0939	2.2	.394	579	12
G22	3.11	478	302	0.65	40	581	10	602	120	4	0.06	5.6	0.78	5.9	0.0943	1.9	.318	581	10
G23	0.00	267	120	0.47	23	618	11	622	32	1	0.0605	1.5	0.839	2.4	0.1005	1.8	.777	618	11
H1	1.77	281	232	0.85	24	593	13	609	110	3	0.0602	4.9	0.799	5.5	0.0964	2.4	.431	593	13
H2	1.16	82	17	0.22	8	657	16	498	160	-32	0.0572	7.2	0.846	7.6	0.1073	2.5	.333		
H3	0.02	446	226	0.52	195	2651	39	2688	31	1	0.1838	1.9	12.89	2.6	0.5087	1.8	.693	2651	39
H4	0.10	426	55	0.13	37	614	11	596	33	-3	0.05979	1.5	0.823	2.4	0.0999	1.9	.771	614	11
H5	0.26	270	186	0.71	122	2710	41	2713	30	0	0.1866	1.8	13.45	2.6	0.5225	1.9	.715	2710	41
H6	0.22	303	112	0.38	25	587	11	600	36	2	0.0599	1.7	0.787	2.5	0.0953	1.9	.751	587	11
H7	8.98	544	478	0.91	48	577	11	485	270	-19	0.0568	12	0.734	12	0.0936	2	.158		
H8	0.12	271	123	0.47	23	609	11	614	34	1	0.06029	1.6	0.823	2.5	0.099	1.9	.766	609	11
H9	0.31	407	244	0.62	35	618	11	605	44	-2	0.06	2.1	0.833	2.7	0.1006	1.8	.661	618	11
H10	2.38	247	172	0.72	21	603	11	628	140	4	0.0607	6.4	0.82	6.7	0.098	1.9	.285	603	11
H11	0.09	319	214	0.69	134	2563	38	2634	7	3	0.17798	0.42	11.98	1.8	0.4882	1.8	.973	2563	38
H12	0.45	51	21	0.43	8	1078	24	1108	77	3	0.0765	3.8	1.919	4.5	0.182	2.4	.529	1078	24
H13	1.28	141	45	0.33	24	1166	21	1655	53	30	0.1017	2.9	2.779	3.5	0.1982	2	.562		
H14	0.13	436	422	1.00	37	604	13	591	35	-2	0.05964	1.6	0.807	2.8	0.0982	2.3	.820	604	13
H15	0.53	423	186	0.46	114	1756	27	1990	24	12	0.1223	1.3	5.28	2.2	0.3131	1.8	.797		
H16	0.12	152	115	0.78	14	643	18	625	48	-3	0.0606	2.2	0.876	3.6	0.1049	2.9	.793	643	18
H17	8.45	465	395	0.88	39	548	11	803	210	32	0.0659	10	0.807	10	0.0888	2.1	.203		
H18	9.84	457	600	1.36	38	539	11	519	320	-4	0.0577	14	0.69	15	0.0872	2.1	.144		
H19	0.23	281	246	0.90	24	604	11	610	36	1	0.0602	1.7	0.815	2.5	0.0982	1.8	.738	604	11
H20	0.09	433	3	0.01	37	602	15	647	27	7	0.06121	1.3	0.826	2.9	0.0979	2.6	.903	602	15
H21	0.11	380	233	0.63	109	1853	30	2151	21	14	0.134	1.2	6.15	2.2	0.3331	1.9	.844		
H22	0.50	252	179	0.73	23	638	12	621	65	-3	0.0605	3	0.867	3.6	0.104	1.9	.543	638	12

H23	0.46	188	180	0.99	16	608	11	593	73	-2	0.0597	3.3	0.814	3.8	0.0989	1.9	.491	608	11
H24	0.34	120	63	0.54	11	642	13	646	81	1	0.0612	3.8	0.884	4.3	0.1048	2.1	.478	642	13
H25	1.84	210	144	0.71	18	603	11	485	150	-24	0.0568	6.6	0.769	6.9	0.0981	1.9	.278		
H26	7.74	624	164	0.27	47	503	9.4	525	230	4	0.0579	10	0.648	11	0.0812	1.9	.182		
H27	0.54	307	118	0.40	26	598	11	557	79	-7	0.0587	3.6	0.788	4.1	0.0973	1.9	.471	598	11
H28	1.04	273	152	0.58	23	598	11	558	90	-7	0.0588	4.1	0.788	4.5	0.0973	1.8	.408	598	11
H29	0.20	234	180	0.80	19	586	11	614	48	5	0.0603	2.2	0.791	2.9	0.0951	1.9	.649	586	11
H30	0.29	305	348	1.18	24	568	9.9	532	47	-7	0.0581	2.1	0.738	2.8	0.0921	1.8	.645	568	9.9
H31	0.16	351	232	0.68	29	584	10	584	41	0	0.0595	1.9	0.778	2.6	0.0948	1.8	.703	584	10
H33	0.43	255	130	0.53	21	593	11	582	53	-2	0.0594	2.4	0.789	3.1	0.0963	1.9	.611	593	11
H34	0.37	203	89	0.45	34	1149	21	1256	46	9	0.0824	2.3	2.217	3.1	0.1951	2	.658	1149	21
H35	0.53	268	237	0.91	22	572	10	571	63	0	0.0591	2.9	0.756	3.5	0.0928	1.9	.551	572	10

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb^{*} indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.54% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

Table f: Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample MA - U.S. - 44 (Upper Sandstone).

Grain Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² T h / ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb *	(1) ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U Age		(1) ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb Age		% Dis- cordant	(1) ²⁰⁷ Pb [*] / ²⁰⁶ Pb [*] ±%		(1) ²⁰⁷ Pb [*] / ²³⁵ U ±%		(1) ²⁰⁶ Pb [*] / ²³⁸ U ±%		err corr	Best estimated age (Ma)	
B1.1	0.00	156	120	0.79	13.1	603.6	± 8.9	623	± 31	3	0.06054	1.4	0.819	2.1	0.0982	1.5	.734	604	9
B2.1	0.04	197	168	0.88	17.2	624.8	± 9	614	± 28	-2	0.06029	1.3	0.846	2	0.1018	1.5	.760	625	9
B3.1	0.00	279	239	0.89	24.1	618.7	± 8.9	605	± 25	-2	0.06003	1.2	0.834	1.9	0.1007	1.5	.789	619	9
B4.1	28.86	365	1002	2.83	23.9	339.5	± 9.9	823	±690	59	0.067	33	0.5	33	0.0541	3	.090		
B5.1	6.66	425	634	1.54	99.2	1457	±20	1989	± 64	27	0.1222	3.6	4.27	3.9	0.2536	1.5	.395		
B6.1	--	239	392	1.69	20.1	601.3	± 8.6	631	± 25	5	0.06076	1.2	0.819	1.9	0.0978	1.5	.790	601	9
B7.1	3.41	201	214	1.10	16.7	576.3	± 8.7	686	±130	16	0.0623	6.3	0.804	6.5	0.0935	1.6	.242		
B8.1	--	126	70	0.58	17.8	980	±14	971	± 29	-1	0.0715	1.4	1.619	2.1	0.1643	1.6	.740	980	14
B9.1	0.53	304	358	1.22	26.4	616.6	± 8.7	622	± 44	1	0.0605	2	0.837	2.5	0.1004	1.5	.592	617	9
B10.1	0.24	347	108	0.32	30.2	621.9	± 9.4	618	± 38	-1	0.0604	1.8	0.843	2.4	0.1013	1.6	.670	622	9
B11.1	0.12	138	129	0.97	12.3	635	±10	631	± 43	-1	0.0608	2	0.868	2.6	0.1036	1.7	.644	635	10
B12.1	--	229	232	1.05	19.8	618.3	± 9.1	590	± 30	-5	0.05963	1.4	0.828	2.1	0.1007	1.5	.746	618	9
B13.1	0.00	82	73	0.91	6.81	591	±12	614	± 45	4	0.0603	2.1	0.798	2.9	0.096	2.1	.706	591	12
B14.1	1.21	222	148	0.69	19.2	609.8	± 8.8	627	± 75	3	0.0606	3.5	0.83	3.8	0.0992	1.5	.402	610	9

B15.1	2.00	206	96	0.48	18.8	640.3	± 9.6	817	± 88	22	0.0663	4.2	0.955	4.5	0.1044	1.6	.348		
B16.1	0.03	112	68	0.63	18.4	1131	±16	1842	± 20	39	0.1126	1.1	2.979	1.9	0.1918	1.6	.816		
B17.1	3.16	629	558	0.92	116	1220	±16	1893	± 58	36	0.1158	3.2	3.33	3.6	0.2084	1.5	.411		
B18.1	2.25	247	89	0.37	21.6	613.4	± 9.1	651	± 93	6	0.0613	4.3	0.844	4.6	0.0998	1.6	.338	613	9
B19.1	0.04	271	5	0.02	47.6	1199	±17	1193	± 21	-1	0.07982	1.1	2.249	1.9	0.2044	1.5	.825	1199	17
B20.1	0.57	224	179	0.83	18.3	582.9	± 8.6	589	± 52	1	0.0596	2.4	0.778	2.8	0.0946	1.5	.544	583	9
B21.1	0.06	219	152	0.72	18.5	604.6	± 8.7	611	± 46	1	0.0602	2.1	0.816	2.6	0.0983	1.5	.578	605	9
B22.1	0.00	223	153	0.71	19.6	629.7	± 9	660	± 25	5	0.06159	1.1	0.871	1.9	0.1026	1.5	.794	630	9
B23.1	10.50	638	446	0.72	46.9	475	± 7.7	623	±240	24	0.0605	11	0.638	11	0.0765	1.7	.149		
B24.1	1.97	511	336	0.68	99.3	1291	±17	1870	± 23	31	0.1144	1.3	3.496	2	0.2217	1.5	.751		
B25.1	0.19	78	97	1.29	6.54	603.1	± 9.5	630	± 58	4	0.0607	2.7	0.821	3.2	0.0981	1.7	.523	603	10
B26.1	13.15	336	711	2.18	24.9	464.3	± 8.3	398	±420	-17	0.055	19	0.56	19	0.0747	1.9	.098		
B27.1	4.90	577	518	0.93	81.7	939	±13	1171	± 80	20	0.0789	4	1.707	4.3	0.1568	1.5	.347		
B28.1	--	86	211	2.54	7.87	655	±14	663	± 54	1	0.0617	2.5	0.909	3.4	0.107	2.2	.656	655	14
B29.1	0.49	117	96	0.84	13.8	823	±14	1280	± 41	36	0.0834	2.1	1.567	2.8	0.1362	1.8	.656		
B30.1	0.00	214	155	0.75	18.1	606.3	± 8.7	606	± 26	0	0.06007	1.2	0.817	1.9	0.0986	1.5	.780	606	9
B31.1	0.66	289	278	1.00	25	613.8	± 8.7	640	± 71	4	0.061	3.3	0.841	3.6	0.0999	1.5	.414	614	9
B32.1	5.14	272	330	1.25	23.2	579	± 8.7	642	±150	10	0.0611	6.9	0.791	7.1	0.094	1.6	.220		
B33.1	--	94	116	1.27	8.27	628.3	± 9.7	642	± 38	2	0.0611	1.8	0.862	2.4	0.1024	1.6	.672	628	10
B35.1	2.56	302	126	0.43	27.3	629.8	± 9.2	607	± 96	-4	0.0601	4.4	0.85	4.7	0.1026	1.5	.325	630	9
B36.1	0.29	100	134	1.39	8.74	623.9	± 9.6	542	± 60	-15	0.0583	2.7	0.817	3.2	0.1016	1.6	.506		
B37.1	--	72	103	1.48	6.22	621.5	± 9.9	675	± 43	8	0.062	2	0.865	2.6	0.1012	1.7	.638	622	10
B38.1	0.19	327	128	0.40	101	1977	±25	2048.1	± 8	3	0.12637	0.45	6.253	1.5	0.3589	1.5	.955	1977	25
B39.1	0.10	118	146	1.28	10.8	654.6	± 9.8	644	± 39	-2	0.0611	1.8	0.901	2.4	0.1069	1.6	.661	655	10
B40.1	0.22	196	118	0.63	22	793	±11	793	± 32	0	0.0656	1.5	1.184	2.1	0.1309	1.5	.701	793	11
B41.1	8.84	354	337	0.99	28.9	536.1	± 8.6	589	±240	9	0.0596	11	0.713	11	0.0867	1.7	.149		
C2	2.60	326	351	1.11	27.1	581	±11	464	±160	-25	0.0563	7.4	0.731	7.7	0.0942	2	.259		
C4	6.19	327	231	0.73	28.6	588	±12	485	±240	-21	0.0568	11	0.748	11	0.0955	2	.182		
C5	21.34	1200	1858	1.60	236	1068	±24	1826	±230	42	0.112	13	2.77	13	0.1801	2.5	.192		
C6	15.04	415	303	0.75	38	558	±12	682	±400	18	0.062	19	0.78	19	0.0904	2.3	.122		
C8	2.75	22	23	1.08	3.42	1046	±31	868	±350	-20	0.068	17	1.65	17	0.1761	3.2	.188		
C9	0.12	190	30	0.16	91.8	2868	±45	3187	± 23	10	0.2503	1.4	19.34	2.4	0.56	1.9	.803	2868	45
C10	1.29	619	176	0.29	127	1368	±23	2796	± 31	51	0.1963	1.9	6.4	2.6	0.2365	1.8	.696		
C11	1.11	168	22	0.13	13.5	571	±12	554	±120	-3	0.0586	5.6	0.749	6	0.0926	2.1	.357	571	12
C12	0.21	470	142	0.31	38.6	589	±10	568	± 48	-4	0.059	2.2	0.778	2.9	0.0956	1.8	.637	589	10
C13	0.45	278	195	0.72	23.6	605	±11	578	± 74	-5	0.0593	3.4	0.804	3.9	0.0983	1.9	.487	605	11

C14	0.31	383	354	0.96	31.2	582	±10	595	±54	2	0.0598	2.5	0.778	3.1	0.0944	1.9	.597	582	10
C15	0.48	304	339	1.15	24.4	572	±10	553	±64	-3	0.0586	2.9	0.75	3.5	0.0927	1.9	.539	572	10
C16	9.83	425	869	2.11	30.9	474	±9.5	494	±330	4	0.0571	15	0.6	15	0.0763	2.1	.140		
C17	0.61	185	201	1.12	15.4	594	±11	579	±89	-3	0.0593	4.1	0.789	4.6	0.0965	2	.435	594	11
C18	3.20	436	459	1.09	36.5	581	±10	581	±130	0	0.0594	5.9	0.772	6.2	0.0942	1.9	.301	581	10
C20	7.98	355	570	1.66	26.6	498	±9.7	561	±280	11	0.0588	13	0.652	13	0.0803	2	.153		
C21	0.60	364	504	1.43	28.3	556	±9.9	554	±70	0	0.0586	3.2	0.728	3.7	0.0901	1.9	.501	556	10
C22	0.94	241	114	0.49	20.2	597	±11	514	±100	-16	0.0576	4.8	0.77	5.1	0.097	1.9	.376		
C23	21.17	81	79	1.01	8.64	601	±21	1087	±660	45	0.076	33	1.02	33	0.0977	3.7	.112		
C24	2.05	392	392	1.03	31.4	564	±10	564	±130	0	0.0589	6	0.743	6.3	0.0915	1.9	.301	564	10
C25	1.63	229	97	0.44	75.3	2061	±33	2111	±39	2	0.131	2.2	6.8	2.9	0.3767	1.9	.644	2061	33
C26	0.19	159	130	0.84	65.5	2517	±41	2815	±17	11	0.1986	1	13.08	2.2	0.4777	2	.886		
C27	0.47	169	126	0.77	13.6	576	±12	496	±120	-16	0.0571	5.3	0.736	5.7	0.0935	2.1	.370		
C28	0.96	211	125	0.61	17.6	592	±12	501	±120	-18	0.0572	5.5	0.759	5.8	0.0961	2.1	.355		
C29	0.46	306	46	0.16	25.9	604	±11	641	±62	6	0.0611	2.9	0.827	3.4	0.0982	1.9	.549	604	11
C30	0.87	155	150	1.00	13.1	600	±12	533	±130	-12	0.0581	6.1	0.781	6.5	0.0975	2.2	.333		
C31	9.82	897	563	0.65	64.6	470	±21	947	±210	50	0.0707	10	0.736	11	0.0756	4.5	.406		
C32	0.28	205	83	0.42	17.9	622	±12	594	±69	-5	0.0597	3.2	0.834	3.7	0.1013	1.9	.521	622	12
C33	3.57	559	580	1.07	45.7	567	±10	589	±140	4	0.0596	6.7	0.755	6.9	0.0919	1.9	.272	567	10
C34	2.47	306	164	0.55	28	637	±12	615	±160	-4	0.0603	7.6	0.863	7.8	0.1038	2	.259	637	12
C35	0.90	262	144	0.57	22.3	603	±11	555	±130	-9	0.0587	5.9	0.793	6.3	0.098	2	.313	603	11
C36	1.19	525	420	0.83	148	1812	±29	2160	±18	16	0.1347	1	6.03	2.1	0.3245	1.8	.868		
C37	0.59	307	235	0.79	25	580	±11	583	±69	0	0.0594	3.2	0.772	3.7	0.0942	1.9	.514	580	11
C38	0.62	280	188	0.70	23.6	601	±19	564	±85	-6	0.0589	3.9	0.793	5.1	0.0977	3.3	.646	601	19
C39	1.50	294	50	0.18	24.3	585	±11	605	±120	3	0.06	5.6	0.786	5.9	0.0949	2	.336	585	11
C40	2.00	61	52	0.89	4.85	564	±14	388	±310	-45	0.0544	14	0.686	14	0.0915	2.5	.179		
C41	0.32	88	71	0.83	24.5	1794	±33	1782	±36	-1	0.109	2	4.82	2.9	0.3208	2.1	.729	1794	33
C42	0.28	318	481	1.56	25.3	569	±11	607	±63	6	0.0601	2.9	0.765	3.5	0.0923	2	.559	569	11
C43	0.35	197	187	0.98	16.3	591	±13	594	±65	0	0.0597	3	0.791	3.8	0.0961	2.3	.614	591	13
C44	0.30	330	152	0.48	106	2040	±32	2094	±13	3	0.12969	0.74	6.66	2	0.3724	1.8	.927	2040	32
C45	0.70	130	72	0.58	42	2046	±41	2107	±28	3	0.1307	1.6	6.73	2.8	0.3736	2.3	.828	2046	41
C46	0.93	148	128	0.89	12.5	598	±12	533	±120	-12	0.0581	5.4	0.778	5.8	0.0971	2.1	.356		
D1		149	306	2.13	11	523	±11	503	±200	-4	0.0573	8.9	0.668	9.1	0.0845	2.1	.233		
D2	0.22	323	247	0.79	27.8	614	±11	571	±59	-8	0.0591	2.7	0.814	3.3	0.0999	1.9	.565	614	11
D3	0.15	421	453	1.11	34.7	589	±13	606	±42	3	0.0601	1.9	0.793	3	0.0958	2.3	.760	589	13
D4	0.88	84	31	0.39	15.3	1234	±25	1205	±87	-2	0.0803	4.4	2.34	4.9	0.211	2.2	.443	1234	25

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb^* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.53% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb .