



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA**  
**CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS**



**CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

Trabalho de Conclusão de Curso

**GEOQUÍMICA E PETROGRAFIA DAS FORMAÇÕES TACIBA E  
RIO BONITO (BACIA DO PARANÁ), LESTE DE SANTA  
CATARINA: IMPLICAÇÕES PARA PROVENIÊNCIA**

**André Bianchi Mattos**

Trabalho de Conclusão de Curso submetido ao  
Curso de Graduação de Geologia da Universidade Federal de  
Santa Catarina para a obtenção do Grau de Bacharel em  
Geologia.

Orientadora: Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Manoela Bettarel Bállico

**Área de Concentração:** Geoquímica / Petrologia Sedimentar

Florianópolis  
2018



André Bianchi Mattos

**GEOQUÍMICA E PETROGRAFIA DAS FORMAÇÕES TACIBA E RIO  
BONITO (BACIA DO PARANÁ), LESTE DE SANTA CATARINA:  
IMPLICAÇÕES PARA PROVENIÊNCIA**

Trabalho Conclusão do Curso de Graduação em  
Geologia do Centro de Filosofia e Ciências  
Humanas da Universidade Federal de Santa  
Catarina como requisito para a obtenção do Título  
de Bacharel em Geologia

Orientadora: Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Manoela Bettarel Bállico

Florianópolis

2018

Ficha de identificação da obra

Mattos, André Bianchi

Geoquímica e Petrografia das Formações Taciba e Rio Bonito (Bacia Do Paraná), Leste de Santa Catarina: Implicações para Proveniência / André Bianchi Mattos; orientadora, Manoela Bettarel Bállico, 2018. 71 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade Federal de Santa Catarina, Departamento de Geociências. Graduação em Geologia.

Inclui referências.

1. Geologia. 2. Geoquímica. 3. Petrologia Sedimentar. 4. Bacia do Paraná. I. Bettarel Bállico, Manoela. II. Universidade Federal de Santa Catarina. Graduação em Geologia. III. Título.

André Bianchi Mattos

**GEOQUÍMICA E PETROGRAFIA DAS FORMAÇÕES TACIBA E RIO BONITO (BACIA DO PARANÁ), LESTE DE SANTA CATARINA: IMPLICAÇÕES PARA PROVENIÊNCIA**

Este Trabalho Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de “Bacharel em Geologia” e aprovado em sua forma final pelo Curso de Graduação em Geologia.

Florianópolis, 20 de Novembro de 2018.



---

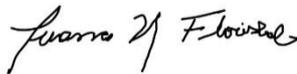
Prof. Marivaldo dos Santos Nascimento, Dr.  
Coordenador do Curso de Graduação em Geologia - UFSC

**Banca Examinadora:**



---

Prof.ª Manoela Bettarel Bállico, Dr.ª  
Orientadora  
Universidade Federal de Santa Catarina



---

Prof.ª Luana Moreira Florisbal, Dr.ª  
Membro da Banca Examinadora  
Universidade Federal de Santa Catarina



---

Garibaldi Armelenti, Msc.  
Membro da Banca Examinadora  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Este trabalho é dedicado aos meus colegas de classe e aos meus queridos pais.

## AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço a Deus por ter me dado todas as condições para poder chegar até aqui.

A toda minha família por me incentivarem e guiarem nas melhores escolhas. Em especial a minha vó, Dona Nina, e meus pais Fabio e Simoni, que nunca mediram esforços para me ajudar.

Aos meus amigos e irmãos Richard, Cristian, Lucas, Zé e Alemão pelos anos de convivência e companheirismo.

A professora Manoela pela orientação e conhecimento compartilhado ao longo deste trabalho.

Aos meus amigos e colegas do Grupo de Análise de Bacias (ANBA) Jhow, Tuí, Mauricio, Michel, Hérlon, Monica e Victor por todas as discussões e cafés no laboratório.

Ao professor Marivaldo, que orientou toda a minha iniciação científica e contribuiu com diversas atividades acadêmicas.

Aos meus colegas de mapeamento Vinicius e Leila (G2), pela amizade e o êxito nos trabalhos realizados.

Aos meus amigos da Engenharia de Computação Mauricio e Matheus, que mesmo após a distância compartilhamos muitas experiências e conhecimento.

A todos os professores do curso de geologia que passaram seus conhecimentos sobre o nosso planeta ao longo destes cinco anos.

Ao Geólogo Roberto pela oportunidade e experiência profissional compartilhada durante o estágio.

A Universidade Federal de Santa Catarina por todas as oportunidades oferecidas ao longo de toda a graduação.

Ao PFRH-PB 240 por viabilizar os recursos financeiros para a realização das etapas de campo e laboratório.

Aos demais amigos que contribuíram direta e indiretamente para o desenvolvimento deste trabalho.

Só os tolos sabem de tudo. O sábio aprende algo novo todo dia.  
(Autor desconhecido)

## RESUMO

A geoquímica em rochas sedimentares têm sido uma importante ferramenta para discussão de proveniência, clima, relevo, processos de evolução crustal e ambiente tectônico de bacias sedimentares. As ações intempéricas e diagenéticas causam mudanças mineralógicas nas rochas, entretanto a assinatura geoquímica é preservada, devido à resistência que alguns elementos químicos possuem para permanecer no ciclo sedimentar. O estudo da proveniência de rochas sedimentares ajuda a compreender a dinâmica e o desenvolvimento de bacias sedimentares. Os afloramentos estudados pertencem as formações Taciba e Rio Bonito e apresentam importantes registros do Permiano na Bacia do Paraná. A Formação Taciba possui estratos deltaicos que registram os estágios finais das glaciações enquanto que a Formação Rio Bonito possui rochas sedimentares geradas em sistemas fluviais meandranes e estuarinos. Estas variações paleoambientais refletem na composição do arcabouço mineralógico e geoquímico destas unidades. Este trabalho aborda a proveniência destas unidades com base em dados petrográficos e geoquímicos de arenitos e pelitos destas unidades. A Formação Taciba apresenta, pelitos, arcóseos e subarcóseos com quartzos policristalinos, feldspatos bem arredondados e ilita como argilomineral predominante. Na Formação Rio Bonito predominam subarcóseos fortemente afetados por dissolução química, além de possuírem caulinita e esmectita como argilominerais dominantes em seu arcabouço. As variações texturais, mineralógicas e geoquímicas podem estar ligadas ao intemperismo na área fonte, onde o clima úmido lixiviou mais os feldspatos da Formação Rio Bonito, enquanto que os arenitos da Formação Taciba sofreram mais com intemperismo físico de um clima árido e frio. Os índices de alteração química (CIA) nas amostras estudadas confirmam esta hipótese, onde o clima mais quente e úmido na Formação Rio Bonito concedeu maior lixiviação de Ca e Na dos feldspatos. Diagramas de discriminação tectônica indicam diferenças no ambiente tectônico destas unidades. A Formação Taciba plota no campo de margem ativa, enquanto a Formação Rio Bonito em margem passiva. Entretanto, o padrão de distribuição de Elementos Terras Raras e Traços indicam que o controle faciológico e climático tiveram forte importância na composição destas rochas. Os resultados obtidos neste trabalho demonstram que a associação de dados petrográficos, faciológicos e geoquímicos permitiram atribuir a fonte predominante dos sedimentos das formações Taciba e Rio Bonito aos cinturões orogênicos Dom Feliciano e Kaoko.

**Palavras-chave:** Proveniência, Formação Taciba, Formação Rio Bonito.

## ABSTRACT

Geochemistry in sedimentary rocks has been an important tool for discussing provenance, climate, relief, processes of crustal evolution and tectonic environment of sedimentary basins. Weathering and diagenetic actions cause mineralogical changes in the rocks, however the geochemical signature is preserved, due to the resistance that some chemical elements have to remain in the sedimentary cycle. The study of the provenance of sedimentary rocks helps to understand the dynamics and the development of sedimentary basins. The outcrops studied belong to the Taciba and Rio Bonito formations and present important Permian records in the Paraná Basin. The Taciba and Rio Bonito formations present important Permian records in the Paraná Basin. The Taciba Formation has deltaic strata that register the final stages of glaciations while the Rio Bonito Formation has sedimentary rocks generated in meandering and estuarine river systems. These paleoenvironmental variations reflect on the composition of the mineralogical and geochemical framework of these units. This work deals with the provenance of these units based on petrographic and geochemical data of sandstones and pelites of these units. The Taciba Formation presents, mudstones, arkoses and subarkoses with polycrystalline quartz, well rounded feldspar and illite as predominant clay minerals. In the Rio Bonito Formation predominate subarkoses strongly affected by chemical dissolution, besides possessing kaolinite and smectite as dominant clay minerals in its framework. Textural, mineralogical and geochemical variations may be related to weathering in the source area, where the humid climate leached more feldspars of the Rio Bonito Formation, while the sandstones of the Taciba Formation suffered more with physical weathering from an arid and cold climate. The Chemical Alteration Index (CIA) in the studied samples confirm this hypothesis, where the warmer and humid climate in the Rio Bonito Formation provided higher Ca and Na leaching of feldspars. Diagrams of tectonic discrimination indicated differences in the tectonic environment of these units. The Taciba Formation plots in the field of active margin, while the Rio Bonito Formation in passive margin. However, the distribution pattern of Rare Earth and Traces Elements indicates that the faciological and climatic control had a strong importance in the composition of these rocks. The results obtained in this work demonstrate that the association of petrographic, faciological and geochemical data allowed the attribution of the predominant source of the sediments of the Taciba and Rio Bonito formations to the Dom Feliciano and Kaoko orogenic belts.

**Keywords:** Provenance, Taciba Formation, Rio Bonito Formation.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa geológico da região de estudo e localização dos afloramentos estudados (Base de dados GEOBANK/CPRM). .....	17
Figura 2. Unidades geológicas próximas à área de estudo (Fonte: GeoBank CPRM). .....	24
Figura 3. A) Mapa geológico simplificado das superseqüências da Bacia do Paraná (Milani, 2004) e B) Carta estratigráfica simplificada da Bacia do Paraná dividida em Superseqüências. (Adaptado de Milani et al., (2007)). .....	25
Figura 4. Carta cronoestratigráfica da Bacia do Paraná. Extraído de Milani <i>et al.</i> , (2007). .....	27
Figura 5. Seções colunares com suas respectivas fácies e posição das amostras coletadas para petrografia e análise geoquímica. Redesenhada e modificada conforme os trabalhos de Zielinsk (2015), Menezes (2016), Oliveira ( <i>in press</i> ). .....	31
Figura 6. Diagrama F-Q-L (Folk, 1980) para classificação de arenitos das Formações Taciba (estrela preta) e Rio Bonito (círculo vermelho). .....	33
Figura 7. Petrografia das amostras da Formação Taciba. (A) Quartzo monocristalino (Qmo) com sobrecrescimento de sílica (Sq). (B) Plágioclácio (Pl) tabular com arestas arredondadas. (C) Feldspato potássico (Kf) e quartzo policristalino (Qp). (D) Ilitas detríticas. (E) Cristais de halloysita fibrorradiada. (F) Dissolução química em feldspato alcalino e grão de quartzo com fraturas conchoidais. (G) Quartzo pouco arredondado com fraturas conchoidais imerso em matriz argilosa. ....	35
Figura 8. Petrografia das amostras da Formação Rio Bonito. (A) Quartzo monocristalino predominante. (B) Cimento carbonático preenchendo poros. (C-C') Plagioclásio com mica levemente deformados evidenciando compactação mecânica. (D) Caulinita com hábito tipo 'booklet'. (E) Esmeclita como cristais lamelares semelhante a roseta. (F) Dissolução em feldspato alcalino, quartzo autigênico e rutilo diagenético. (G) Quartzo autigênico com faces retas preenchendo a porosidade secundária. ....	37
Figura 9. Diagrama de variação Harker para os arenitos e pelitos das formações Taciba e Rio Bonito. ....	42
Figura 10. Distribuição dos teores dos Elementos Traços das amostras estudadas normalizadas com a Crosta Superior Continental (Taylor & McLennan, 1995). ....	43
Figura 11. Padrão de distribuição da média dos ETR nas amostras das unidades estudadas normalizadas pelo condrito (Boynton, 1984). ....	45

Figura 12. Diagrama A ( $Al_2O_3$ ) – CN ( $CaO+Na_2O$ ) – K ( $K_2O$ ) dos arenitos e pelitos das Formações Taciba e Rio Bonito (Nesbitt & Young, 1984).....	47
Figura 13. Seção sumarizada dos afloramentos estudados com o CIA correspondente ao paleoclima e comparado com a estratigrafia generalizada da base do Supergrupo Karoo e os valores de CIA obtidos por Visser & Young (1990). .....	49
Figura 14. Diagrama de discriminação paleoclimática $SiO_2 - (Al_2O_3 + K_2O + Na_2O)$ dos arenitos das Formações Taciba e Rio Bonito (Suttner & Dutta, 1986).....	50
Figura 15. Diagrama ternário do Índice de Alteração Mineralógica dos Arenitos das Formações Taciba e Rio Bonito. ....	50
Figura 16. Gráfico da razão Th/U <i>versus</i> abundância de Th para as amostras das formações Taciba e Rio Bonito (McLennan <i>et al.</i> , 1993). ....	51
Figura 17. Diagramas ternários de proveniência sedimentar de Dickinson (1985) e Weltje (2006) para arenitos. Composição de dados do autor e Menezes (2016). ....	53
Figura 18. Diagrama de discriminação tectônica baseado em elementos maiores para as amostras das formações Taciba e Rio Bonito de Roser & Korsch (1986). PM – Margem passiva; ACM – Margem continental ativa; ARC – Arco de ilha oceânica. ....	54
Figura 19. Diagrama binário Hf/La-Th (Floyd & Leveridge, 1987) para os arenitos e pelitos das formações Taciba e Rio Bonito evidenciando uma fonte félsica. ....	55
Figura 20. Distribuição dos Elementos Terras Raras normalizados pelo condrito (Boynton, 1984), comparado com o embasamento próximo (Florisbal, 2012).....	56
Figura 21. Comparativo entre as características sedimentológicas, mineralógicas e geoquímicas das unidades estudadas. A) Ilustração paleogeográfica do Gondwana em dois períodos de tempo diferentes. Siglas de Crátons (WA) West África, (K) Kalahari, (C) Congo, (A) Amazônico, (RP) Rio de la Plata, (SF) São Francisco e (CDF) Cinturão Dom Feliciano. B) Localização da área de estudo e posição dos crátons e cinturões orogênicos depois da abertura do Oceano Atlântico Sul pondo em evidência as paleocorrentes para SSW (rotacionadas de acordo com a paleogeografia na época da deposição), caracterizando uma fonte dos Cinturões Dom Feliciano, Kaoko e Cráton do Congo (Oyhantçabal <i>et al.</i> , 2011; Ulrich <i>et al.</i> , 2011; Torsvik & Cocks, 2013; Eiesland, 2018). ....	58

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Análise modal (%) dos constituintes detríticos dos arenitos. Qt = quartzo total; Ft = feldspa tototal; L=líticos; Qm = quartzo monocristalino; Qp=quartzo policristalino; Kf= K-feldspato; Pl = plagioclásio; Fi = feldspato indiferenciado. .... 33

Tabela 2. Elementos maiores, traços, terras raras e suas respectivas relações, para os arenitos e pelitos da Formação Taciba; UCC- Crosta Continental Superior (McLennan, 2001). (<) valores inferiores ao reportado. .... 39

Tabela 3. Elementos maiores, traços, terras raras e suas respectivas relações, para os arenitos e pelitos da Formação Rio Bonito; UCC- Crosta Continental Superior (McLennan, 2001). (<) valores inferiores ao reportado. .... 40

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANBA – Grupo de Análise de Bacias

CDF – Cinturão Dom Feliciano

CMB – Complexo Metamórfico Brusque

CIA – *Chemical Index Alteration*

CMI – *Chemical Maturity Index*

ETR – Elementos Terras Raras

ETRL – Elementos Terras Raras Leves

ETRP – Elementos Terras Raras Pesados

LABAC – Laboratório de Bacias Sedimentares e Caracterização de Reservatórios

LCME – Laboratório Central de Microscopia

LAMIR – Laboratório de Análise de Minerais e Rochas

MEV – Microscópio Eletrônico de Varredura

MIA – *Mineralogical Index Alteration*

UCC – *Upper Continental Crust*

UFSC – Universidade Federal de Santa Catarina

UFPR – Universidade Federal do Paraná

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>15</b>
1.1	APRESENTAÇÃO .....	15
1.2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	16
1.3	OBJETIVOS.....	17
<b>2</b>	<b>FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....</b>	<b>18</b>
2.1	PROVENIÊNCIA .....	18
2.2	MODELOS TECTÔNICOS COM BASE EM DADOS GEOQUÍMICOS.....	19
<b>3</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>19</b>
3.1	LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO .....	19
3.2	COLETA E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS.....	20
3.3	PETROGRAFIA .....	20
3.4	ANÁLISE GEOQUÍMICA .....	21
<b>4</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO .....</b>	<b>22</b>
4.1	EMBASAMENTO PRÉ-CAMBRIANO .....	22
4.2	BACIA DO PARANÁ .....	24
4.3	FORMAÇÃO TACIBA .....	28
4.4	FORMAÇÃO RIO BONITO .....	29
<b>5</b>	<b>RESULTADOS.....</b>	<b>30</b>
5.1	ARCABOUÇO SEDIMENTOLÓGICO-ESTRATIGRÁFICO .....	30
5.2	PETROGRAFIA .....	32
<b>5.2.1</b>	<b>FORMAÇÃO TACIBA .....</b>	<b>34</b>
<b>5.2.2</b>	<b>FORMAÇÃO RIO BONITO .....</b>	<b>36</b>
5.3	GEOQUÍMICA .....	38
<b>5.3.1</b>	<b>ELEMENTOS MAIORES.....</b>	<b>41</b>
<b>5.3.2</b>	<b>ELEMENTOS MENORES .....</b>	<b>43</b>
<b>6</b>	<b>DISCUSSÕES .....</b>	<b>45</b>
6.1	CONTEXTO PALEOCLIMÁTICO .....	45

6.2	PROVENIÊNCIA .....	51
6.3	PALEOGEOGRAFIA .....	56
<b>7</b>	<b>CONCLUSÕES .....</b>	<b>59</b>
	<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>60</b>

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 APRESENTAÇÃO

A composição mineral e geoquímica das rochas sedimentares siliciclásticas é resultado de uma complexa interação entre fatores e processos geológicos que envolvem o clima, tectônica transporte, deposição e história diagenética (Bhatia, 1983). Embora a diagênese, intemperismo, transporte e deposição possam influenciar nas características físicas e minerais das rochas siliciclásticas, sua assinatura geoquímica pode ser preservada devido à resistência que alguns elementos químicos possuem para permanecer no ciclo sedimentar, especialmente os Elementos Terras Raras (Bhatia, 1985). Portanto, estudos mineralógicos e geoquímicos em rochas sedimentares têm sido utilizados na investigação da proveniência e evolução tectônica de bacias sedimentares em diversos ambientes tectônicos e períodos geológicos (Crook, 1974; Dickinson, 1985).

A história geológica das rochas pré-cambrianas é muito discutida no estado de Santa Catarina e vem sendo estudada sistematicamente por diversos pesquisadores (Humphris, 1984; Hartmann, 1988; Basei *et al.*, 1992; Bitencourt & Nardi, 1993, 2000; Philipp *et al.*, 2000; Oyhantçabal *et al.*, 2007). Entretanto, pouco se discute sobre a influência destas rochas sobre sequências paleozoicas da Bacia do Paraná, especialmente nas formações Taciba e Rio Bonito.

Durante o Pensilvaniano e o Permiano, o Gondwana foi marcado por uma história paleoclimática complexa. Estudos recentes apresentam evidências de que as condições climáticas flutuaram entre regimes térmico frígido ( $\sim 0-8^{\circ}\text{C}$ ), intermediário ( $\sim 8-15^{\circ}\text{C}$ ) e possivelmente hipertérmico ( $22^{\circ}\text{C}$ ), o que sugere alternância entre períodos com eventos glaciais de larga escala a períodos com pouca ou nenhuma evidência de gelo (Isbell *et al.*, 2003; Montañez *et al.*, 2007; Fielding *et al.*, 2008; Tabor *et al.*, 2011; Montañez e Poulsen, 2013). A Formação Taciba, de idade Permiana Inferior (Asseliano-Sakmariano Inferior) é composta por pacotes sedimentares que registram os estágios finais das glaciações Carboníferas ocorridas no Gondwana (Milani *et al.* 2007). Já a Formação Rio Bonito (Sakmariano Médio) apresenta rochas sedimentares acumuladas por sistemas fluviais meandantes e estuarinos, com depósitos de carvão associados (Schneider *et al.*, 1974), acumulada em contextos climáticos mais úmidos. Estas duas unidades litoestratigráficas despertam discussões quanto à evolução tectônica do embasamento e o contexto paleogeográfico e paleoclimático da Bacia do Paraná no âmbito do Gondwana.

Estudos mineralógicos e geoquímicos em rochas siliciclásticas possuem ampla aplicação nos estudos de proveniência e ambiente tectônico de bacias sedimentares (Bhatia, 1983; Crook, 1974; Dickinson, 1985; McLennan *et al.*, 1993), portanto ajudarão a compreender a dinâmica da tectônica, ambiente deposicional e condições paleoclimáticas das formações Taciba e Rio Bonito. Visto que estas duas formações apresentam um alto contraste em termos paleoambientais, este trabalho discute a existência de mudanças na área fonte destas unidades, já que atualmente não existem trabalhos que façam uma abordagem integrada, usando dados petrográficos e geoquímicos que comparem estas unidades. A análise de proveniência e ambiente tectônico das formações Taciba e Rio Bonito permitiram compreender a paleogeografia e o relevo do Gondwana durante o Pensilvaniano e o Permiano, que atualmente é muito discutido no meio científico.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Os afloramentos estão localizados no município de Rancho Queimado, no centro leste de Santa Catarina (Figura 1), estando limitados pelas coordenadas UTM 676000, 692000, 6930000, 6942000. Os afloramentos são predominantemente de corte de estrada distribuídos ao longo da BR-282. O acesso a partir de Florianópolis pode ser feito pela BR-101 até as proximidades da entrada para o município de Santo Amaro da Imperatriz acessando a BR-282.

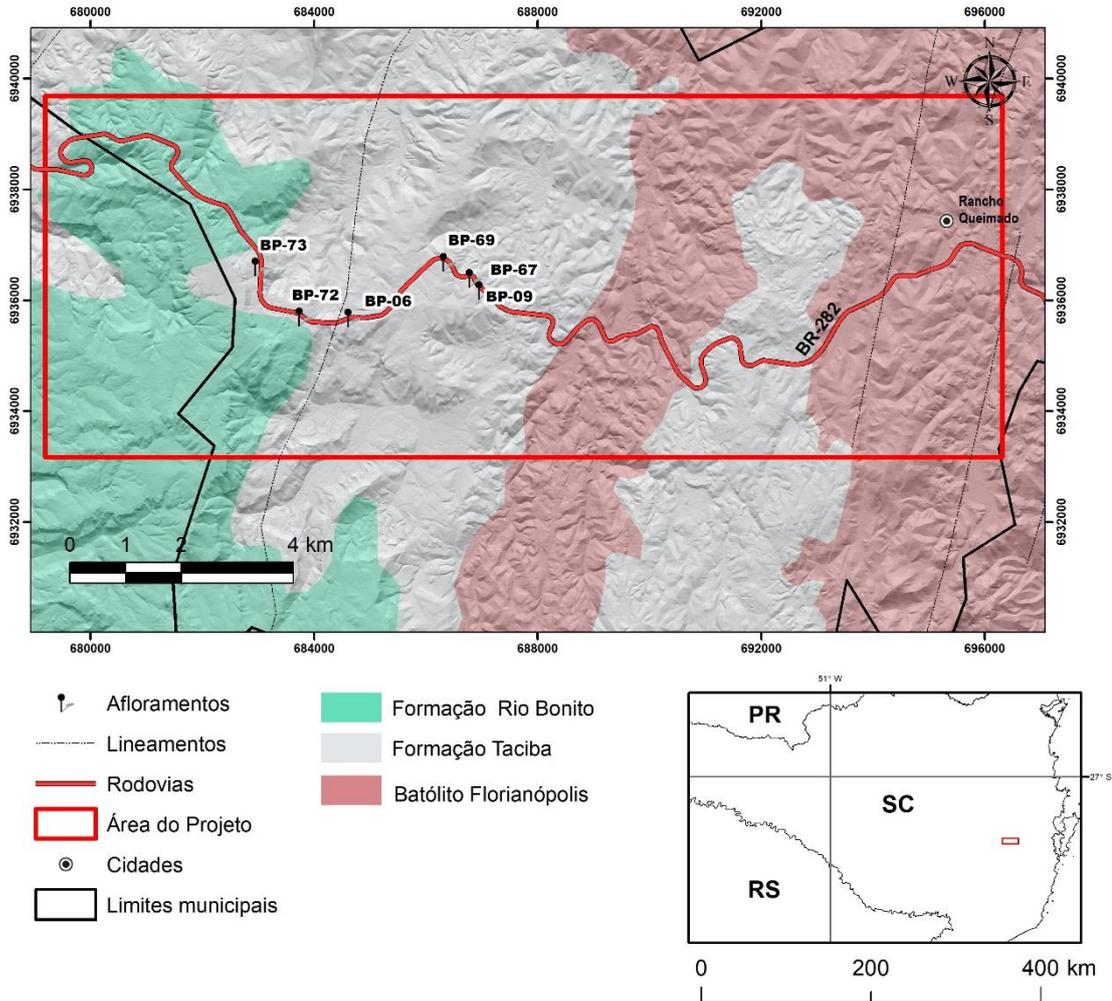


Figura 1. Mapa geológico da região de estudo e localização dos afloramentos estudados (Base de dados GEOBANK/CPRM).

### 1.3 OBJETIVOS

O objetivo principal do presente trabalho consiste na determinação da assinatura da proveniência dos sedimentos siliciclásticos das formações Taciba e Rio Bonito com base em dados mineralógicos e geoquímicos, com o objetivo de diferenciar as duas formações, bem como entender a origem das suas proveniências, o ambiente tectônico e as condições intempéricas durante o Carbonífero Superior (Pensilvaniano) e o Permiano.

Como objetivos específicos, este trabalho visa:

- Discutir o grau de alteração química (CIA, *Chemical Indice Alteration*) e a influência climática na mineralogia e geoquímica das rochas investigadas;

- Propor um modelo tectônico para elucidar os ambientes deposicionais, a configuração tectônica e o controle paleoclimático na composição dos sedimentos detríticos das Formações Taciba e Rio Bonito;

## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 PROVENIÊNCIA

A proveniência tem como objetivo investigar a origem primária de rochas sedimentares siliciclásticas, a qual possui sua assinatura diretamente ligada a fatores geológicos como: composição da rocha-fonte, história de transporte, deposição, soterramento, diagênese e exumação de sucessões sedimentares (Bhatia, 1985; Weltje & Von Eynatten, 2004; Boggs, 2009). Diversos métodos têm sido aplicados para relacionar a composição do arcabouço dos arenitos ao seu ambiente tectônico e proveniência. Por esta razão, modelos detríticos para depósitos sedimentares tanto modernos quanto antigos são utilizados na análise de proveniência, desde que corroborado por análises químicas, minerais pesados e fragmentos líticos (Johnsson & Basu, 1993).

Bhatia (1983, 1985), Roser & Korsch (1988) e McLennan *et al.*, (1993) utilizaram com sucesso dados geoquímicos para discutir a proveniência e deposição de rochas siliciclásticas. Desde então diversos pesquisadores têm aplicado estes métodos devido a sua ampla aplicabilidade na análise de bacias sedimentares.

Apesar dos controles climáticos e faciológicos que controlam a composição dos sedimentos, os Elementos Terras Raras (ETR), por serem relativamente imóveis ao metamorfismo e possuírem resistência durante o ciclo sedimentar, tem sido amplamente utilizado para indicar prováveis áreas fontes (Humphris, 1984; Bhatia, 1985). Portanto, estudos mineralógicos e geoquímicos em rochas sedimentares podem ser usados na investigação da proveniência e evolução tectônica de bacias sedimentares em ambientes tectônicos e períodos geológicos diversos (Crook, 1974; Dickinson, 1985), desde que acompanhado por estudos petrográficos, faciológicos e paleoclimáticos.

## 2.2 MODELOS TECTÔNICOS COM BASE EM DADOS GEOQUÍMICOS

Os estudos de proveniência em rochas siliciclásticas elucidam não somente a área fonte, como também indicam o ambiente tectônico em que essas rochas se formaram. A assinatura geoquímica de rochas sedimentares depende principalmente de três fatores: processos sedimentares, área fonte e contexto tectônico da bacia sedimentar. Por exemplo, é esperado que um ambiente de margem continental passiva tenda a apresentar alta maturidade mineralógica e química (sedimentos ricos em quartzo com alto teor de Si e baixo de Mg e Fe). Bacias de *back-arc* são ricas em sedimentos com minerais máficos (alto teor de Mg, Fe e baixo de Si), entretanto podem apresentar assinaturas félsicas com alto teor de Al e K (Bhatia & Crook, 1986).

A proveniência em rochas sedimentares pode acessar a história geotectônica do embasamento, uma vez que a composição das rochas sedimentares são o reflexo da área fonte. Alguns elementos, como o Th, Sc, Zr, Hf, Ga e Sn, têm alta resistência durante o ciclo sedimentar e suas concentrações ajudam a determinar contexto tectônico do embasamento (Taylor & McLennan, 1985; Bhatia & Crook, 1986; McLennan & Taylor, 1991). Por exemplo, fontes félsicas apresentam maiores quantidades de Ba, Rb, Th e La, devido à natureza altamente incompatível durante fusão magmática, ou durante processos de fracionamento (Cullers, 1995; Cullers & Berendsen, 1998). Por outro lado, rochas máficas têm Cr, V e Co maior concentração por serem compatíveis com magmas pouco diferenciados. Portanto, as razões entre esses elementos em rochas sedimentares indicam processos de diferenciação ígnea, assim como refletem a composição da área fonte (Bhatia & Crook, 1986; Cullers & Berendsen, 1998).

## 3 MATERIAIS E MÉTODOS

### 3.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Consiste em consultas de artigos científicos, livros, dissertações e teses, e tem como objetivo a construção do conhecimento para proporcionar senso crítico a análise e interpretação dos dados. Permite também, obter conhecimento acerca dos trabalhos desenvolvidos no âmbito da Bacia do Paraná e de fundamentos teóricos e práticos da análise petrográfica, geoquímica e caracterização de arenitos e folhelhos. O acesso as bibliografias ocorrem por meio do acervo da Biblioteca Central da UFSC e do Grupo de Análise de Bacias

(ANBA), além de conteúdos no formato digital, disponibilizados nos Portais de Periódicos Capes e *ScienceDirect*.

### 3.2 COLETA E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

Esta etapa contou com três dias de campo para o reconhecimento da área de estudo. As amostras foram coletadas ao longo de seções colunares previamente elaboradas (Zielinsk, 2015; Menezes, 2016; Oliveira, *in press*). Foram coletadas 34 amostras de rocha para análise geoquímica de rocha total, sendo 11 pelitos e 10 arenitos para Formação Taciba e 3 pelitos e 10 arenitos para Formação Rio Bonito.

As amostras foram etiquetadas na posição ortogonal à estrutura e encaminhadas para o Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) na UFPR, onde foram produzidas 20 lâminas delgadas com espessura de 30µm. A laminação foi realizada no laboratório de minerais e rochas da UFPR (LAMIR), utilizando máquinas de corte de desbastes, rebaixamento e serra de precisão da marca Struers, modelos Discoplan TS, Labpol 35 e Secoton 50, respectivamente.

Macroscopicamente as amostras foram analisadas em termos de cor, de acordo com o sistema de Cor de Munsell (Munsell Soil Color Company, 1950), grau de seleção e constituintes detríticos com o método de Pettijohn *et. al.* (1987) e granulometria segundo os critérios de Wentworth (1922).

Foi selecionada alíquota (1 cm<sup>3</sup>) de cada amostra coletada, posteriormente colocadas em *stubs* de metal com fita de carbono para fixação e encaminhadas ao Laboratório Central de Microscopia (LCME) da UFSC, onde ocorre a metalização com ouro para análise em microscópio eletrônico de varredura (MEV), modelo JEOL JSM-6390LV.

### 3.3 PETROGRAFIA

A petrografia óptica contou com a análise de 10 lâminas delgadas de arenitos da Formação Taciba e 9 da Formação Rio Bonito que foram realizadas em microscópio petrográfico com luz transmitida (AxioScope A1) equipado com um sistema de captura de imagem do Laboratório de Bacias Sedimentares e Caracterização de Reservatórios (LABAC). A descrição e quantificação dos constituintes volumétricos do arcabouço seguiram os critérios de Dickinson (1985), bem como a interpretação e dedução de proveniência e ambiente tectônico de rocha siliciclásticas.

A análise modal contou com o método de Folk (1980), mediante a contagem de 600 grãos/lâmina normalizados e lançados em diagrama triangular para classificação de arenitos. Os contatos entre os grãos e o tipo de porosidade serão caracterizados segundo critérios de Tucker (2001). O índice de alteração mineralógica (MIA) também foi analisado, seguindo os preceitos de Nesbitt & Young (1984) verificando a presença de minerais instáveis. Esta verificação dá suporte ao diagrama de inferência paleoclimática de Suttner & Dutta (1986) que avalia o intemperismo associado ao aumento de maturidade.

Para descrever pelitos e minerais diagenéticos, foram usadas imagens geradas por detecção de elétrons secundários (*secondary electrons; SE*) no MEV, que produz imagens em tons de cinza de alto detalhe. O MEV também permite obter a composição química semi-quantitativa dos minerais por Espectrometria de Energia Dispersiva de raios X (EDS).

### 3.4 ANÁLISE GEOQUÍMICA

Todas as amostras foram lavadas afim de retirar impurezas, pulverizadas e armazenadas em sacos plásticos devidamente etiquetados. A desfragmentação da amostra ocorreu manualmente no Laboratório de Laminação da UFSC (LabLam). A pulverização foi feita no Laboratório de Sedimentologia da UFSC (LabSed) usando graal de porcelana (almofariz) e pistilo. Cerca de 30 gramas de cada amostra foram colocadas em sacos plásticos etiquetados e encaminhados para o laboratório de geoquímica da SGS Geosol. As técnicas de preparação de amostras são descritas por Garbe-Schönberg (1993). A determinação dos elementos químicos se dá por fusão de metaborato de lítio e a leitura por ICP-MS (Espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente), onde o ICP95A irá fazer a leitura dos elementos maiores e alguns traços e o IMS95A os traços e terras raras.

Alguns elementos, devido serem pouco afetados por processos sedimentares e metamórficos são considerados indicadores de proveniência, especialmente os Elementos Terras Raras (ETR) (McLennan *et al.*, 1993). Portanto o padrão de distribuição dos ETR em sedimentos pode ser comparado com o padrão geoquímico da crosta continental (McLennan *et al.*, 1993). Logo, a distribuição de ETR nos sedimentos será utilizada como indicador de proveniência e pra identificar a relação com a composição da crosta continental.

Os dados geoquímicos dos elementos maiores serão interpretados em diagramas discriminantes de Bhatia (1983), Roser & Korsch (1988) para inferir ambiente tectônico. O padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR) será comparado com o padrão da crosta continental (McLennan *et al.*, 1993) e do embasamento da Bacia do Paraná, com o

intuito de encontrar indícios da proveniência das formações Taciba e Rio Bonito. O grau de intemperismo químico foi feito com base no índice de alteração intempérica, CIA (*Chemical Index of Alteration*), deduzido por Nesbitt & Young (1982).

## 4 CONTEXTO GEOLÓGICO

### 4.1 EMBASAMENTO PRÉ-CAMBRIANO

A Província Mantiqueira ocorre em uma faixa alongada que se estende por todo o Brasil, desde Uruguai até o sul da Bahia e é dividida em três domínios tectônicos (Almeida *et al.*, 1981): setentrional, central e meridional. O domínio meridional é constituído pelos cinturões São Gabriel e o Dom Feliciano enquanto que o Central inclui os Cinturões Ribeira, Brasília e Apiaí. Já o domínio Setentrional é representado pelo Cinturão Araçuaí. A província deu origem ao Supercontinente Gondwana durante o Evento Pan Africano-Brasiliano, onde ocorreu a colisão dos crátons Rio de La Plata e Congo (Almeida *et al.*, 1977, 1981).

O Cinturão Dom Feliciano (CDF) é dividido em três domínios tectônicos no leste de Santa Catarina (Domínio Interno, Domínio Central e Domínio Externo), cujo os limites são marcados pelas zonas de cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCI) e Major Gercino (ZCMG) (Basei *et al.*, 2011). Internamente é representado pelo Batólito Florianópolis, o Domínio Central pelo Complexo Metamórfico Brusque (CMB) e externamente pela Bacia do Itajaí (Basei *et al.*, 2011; Hartmann *et al.*, 2003) (Figura 2). A seguir são descritas as unidades que compõe os domínios Interno, Central e Externo, respectivamente.

O Batólito Florianópolis compreende uma associação de granitóides no Escudo Catarinense, aflorando em uma faixa com direção NE-SW (Bitencourt *et al.*, 2008). Para Bitencourt & Nardi (1993, 2000), Philipp *et al.* (2000) e Oyhantçabal *et al.* (2007), o magmatismo plutônico é ligado a uma tectônica transpressiva ocorrida no final do Ciclo Brasileiro, e foi interpretada como ambiente tipicamente pós-colisional. Porém, o Batólito Florianópolis é interpretado por outros autores como parte de um arco magmático continental (Silva *et al.*, (2005), como parte de um cinturão orogênico ensialico (Basei, 1985) ou como raiz de arco magmático (Basei *et al.*, 2000). O mapeamento geológico realizado pela UFRGS (1999), juntamente com idades absolutas obtidas por U-Pb *Shrimp* obtidos por Silva *et al.* (2002), permitiu Bitencourt *et al.* (2008) apresentar uma estratigrafia para o Batólito Florianópolis na região de Garopaba. Com isto, o batólito foi dividido em três principais unidades: Suíte Paulo Lopes, Suíte Pedras Grandes e Suíte Cambirela.

O Complexo Metamórfico Brusque (CMB) está localizado na porção leste do Escudo Catarinense, compreendendo uma faixa alongada NE-SW, com cerca de 75 km de extensão e 45 km de largura. A noroeste, o CMB faz contato com rochas vulcano-sedimentares da Bacia do Itajaí e a norte com as rochas paleoproterozoicas do Complexo Granulítico de Santa Catarina e a sul e sudeste com granitóides brasileiros (Campos, 2007). O CMB possui intrusões de granitóides pré-Brasileiros (leucogranitos peraluminosos e o Granito Itapema; UFRGS, 2000), e dos granitóides brasileiros Compra Tudo, Valsungana e Serra dos Macacos (UFRGS, 2000; Campos, 2007). Para Campos & Ruy (2007), episódios vulcânicos foram identificados no CMB com base em dados de geoquímica de rocha total, e representam o desenvolvimento de um *rift* continental com magmas de composição compatível e natureza intracontinental.

A porção central da Província Mantiqueira é representada pela Bacia do Itajaí e faz parte do sistema orogênico do CDF (~650Ma), e que teria sido gerada devido a colisão com a micro-placa Luíz Alves (Mantesso-Neto *et al.*, 2004). A Bacia do Itajaí apresenta um registro sedimentar Neoproterozoico muito bem preservado que pode atingir até de 4.000 m de espessura, que abrange uma área de aproximadamente 1.100 Km<sup>2</sup> e pertence ao grupo de bacias interiores do Escudo Atlântico (Bizzi *et al.*, 2003; Teixeira *et al.*, 2004). Costa (2014) apresenta o arcabouço litológico composto por arcóseos, subarcóseos, litarenitos, grauvacas, rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas.

O Cráton Luiz Alves (Kaul, 1980) possui área aflorante restrita que ocorre entre a Microplaca Curitiba e o Cinturão Dom Feliciano, sendo formado por rochas que apresentam idades arqueanas, predominando paleoproterozoicas, e secundariamente, neoproterozoicas (Basei *et al.*, 1992). Gnaisses granulíticos, anfíbolitos e metaultramafitos são dominantes. Formações ferríferas bandadas metamorfizadas, quartzitos, rochas cálcio-silicáticas e granitoides ocorrem subordinadamente (Basei *et al.*, 1992). Gnaisses ácidos e intermediários exibem pequena anomalia negativa de Eu, igualmente nos piroxenitos da mesma região (Hartmann 1988). Estes gnaisses apresentam composição trondjemítica e tonalítica, com pelo menos três eventos de deformação, os quais recristalizaram estas rochas, fazendo com que sua textura fosse inteiramente alterada, porém mantendo o padrão geoquímico dos ETR (Humphris, 1984; Hartmann, 1988).

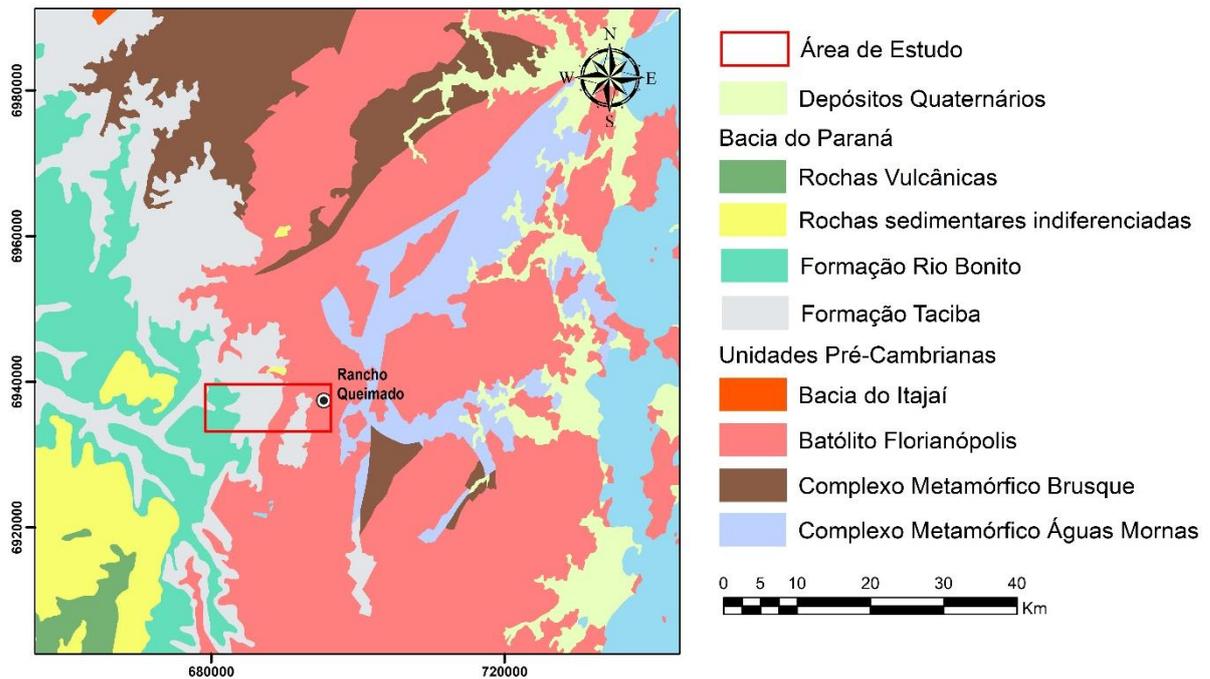


Figura 2. Unidades geológicas próximas à área de estudo (Fonte: GeoBank CPRM).

#### 4.2 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná possui cerca de 1,5 milhão de quilômetros quadrados, sendo 1,1 km<sup>2</sup> em território brasileiro (Figura 3 A) delimitados por limites erosivos relacionados à sua exposição continental durante o Cenozoico (Milani *et al.* 2007; Pereira *et al.*, 2012). A borda leste foi desenhada pela erosão devido ao soerguimento crustal no evento da abertura do Atlântico Sul. A borda oeste registra altos topográficos no eixo norte-sul da bacia, relacionado à sobrecarga litosférica atribuída à ação do cinturão orogênico andino (Shiraiwa *et al.*, 1994). A Bacia do Paraná é subdividida em seis Supersequências (Milani *et al.*, 1998): Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru (Figura 3 B).

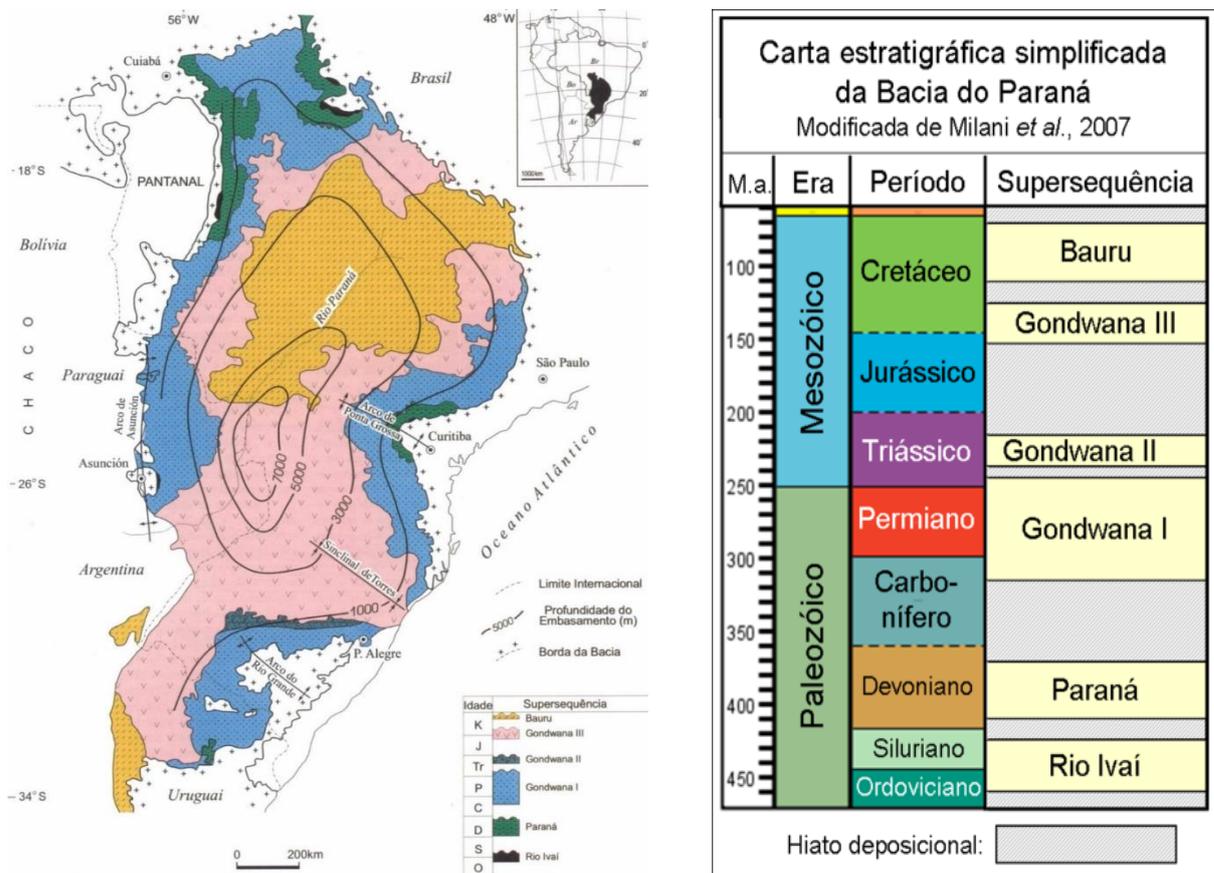


Figura 3. A) Mapa geológico simplificado das supersequências da Bacia do Paraná (Milani, 2004) e B) Carta estratigráfica simplificada da Bacia do Paraná dividida em Supersequências. (Adaptado de Milani *et al.*, (2007).

A Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano) representa a sedimentação inicial na bacia quando a região constituía um golfo do Oceano Panthalassa (Milani *et al.*, 2007) e inclui as formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria. A Formação Alto Garças é constituída de conglomerados, arenitos conglomeráticos e arenitos finos a grossos quartzosos a feldspáticos interpretados como depósitos fluviais-costeiros depositados em ambiente marinho litorâneo (Assine, 1994). A Formação Iapó inclui depósitos glaciais marinho e continental. A Formação Vila Maria registra o primeiro ciclo transgressivo-regressivo na Bacia do Paraná, e é de natureza predominantemente marinha (Milani *et al.*, 2007).

A Supersequência Paraná é constituída pelas formações Furnas e Ponta Grossa. A Formação Furnas é composta de arenitos quartzosos brancos, médios a grossos, tabulares e estratificados interpretados como depósitos fluviais costeiros. A Formação Ponta Grossa é

representada por folhelhos com lentes de arenitos finos (Schineder *et al.*, 1974), sendo considerada potencial gerador de hidrocarbonetos (Menezes, 2015), interpretada como depósitos marinhos de plataforma rasa.

A Supersequência Gondwana I, com cerca de 2.500 m de espessura, aflora em uma longa faixa na borda leste da bacia e compreende três grupos e duas formações: Grupo Itararé, Grupo Guatá, Grupo Passa Dois, Fm. Pirambóia e Fm. Sanga do Cabral (Figura 4) (Milani *et al.*, 2007). Estas unidades representam amplas condições deposicionais variando ao longo do tempo de um regime glacial com sedimentação marinha até um clima árido com sedimentação continental formando extensos campos de dunas no final do Paleozoico (Schineder *et al.*, 1974).

O Grupo Itararé, base da Supersequência Gondwana I (Gordon Jr., 1947), compreende estratos marinhos influenciados pela Glaciação Permocarbonífera do Supercontinente Gondwana. Mesmo com controle glacial, esta deposição deu origem a grandes pacotes de arenitos arcoseanos, subarcóseos e pelitos (Milani *et al.*, 2007). Leinz (1937) interpretou estes depósitos como produto de sedimentação glacial e proglacial direta em ambiente continental. Porém diversos autores têm registrado processos glaciais subaquáticos ligados a fluxos gravitacionais no Grupo Itararé (Salamuni *et al.*, 1966; Castro, 1991; Gama Jr. *et al.*, 1992).

A porção intermediária corresponde a Fm. Mafra predominantemente com depósitos arenosos, podendo variar de arenitos finos, médios e grossos com estruturas de tração, e em menor quantidade diamictitos, conglomerados, argilitos e ritmitos. Já a Fm. Rio do Sul é composta por arenitos arcoseanos e subarcóseos, e finaliza os depósitos argilosos que existem no topo do Grupo Itararé, contendo o Folhelho Lontras.

Para França & Potter (1998), o Grupo Itararé possui três ciclos deposicionais associados a mudanças climáticas e variações do nível do mar. Divididos em ciclo inferior, intermediário e superior, eles correspondem à Fm. Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba, respectivamente (Figura 4).

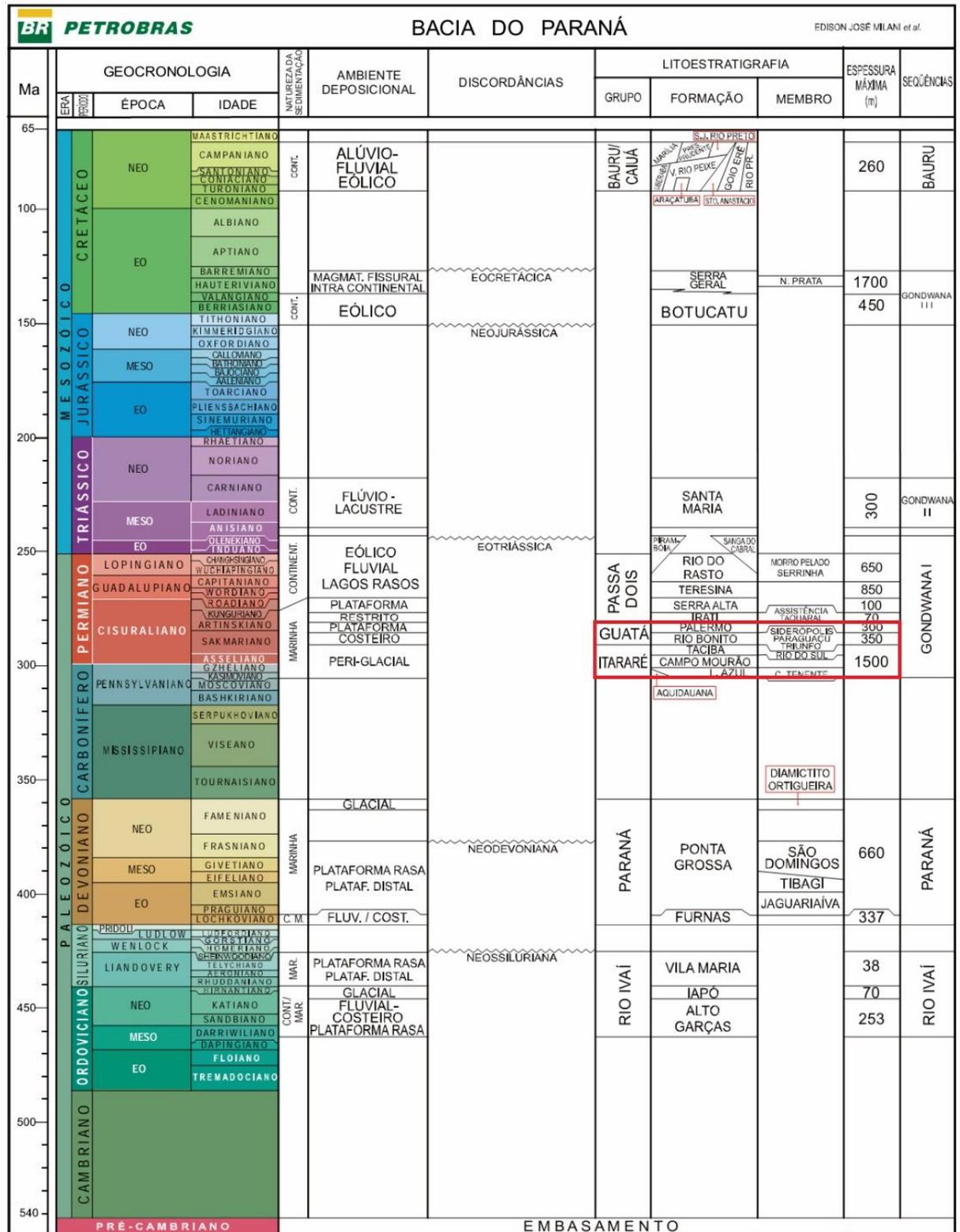


Figura 4. Carta cronoestratigráfica da Bacia do Paraná. Extraído de Milani *et al.*, (2007).

O Grupo Guatá (Gordon Jr., 1947) sucede a sedimentação glaciogênica do Grupo Itararé, correspondendo inicialmente a uma sedimentação marinha em ambiente costeiro. Para Milani *et al.*, (2007) a elevação do nível do mar, conhecida como “transgressão permiana”

(Lavina & Lopes, 1986) ocorreu devido ao aquecimento global, ocasionando o derretimento das geleiras existentes, dando origem a sedimentação do Grupo Guatá. Retrabalhamento de lobos deltaicos por ação de marés registradas na base desta unidade, reforçam uma tendência transgressiva de sedimentação pós-glacial (Milani *et al.*, 2007). O Grupo Guatá é dividido em duas formações, Rio Bonito e Palermo, sendo que a Fm. Rio Bonito possui os membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis. Atualmente grandes reservas de carvão no sul do Brasil são atribuídas a Fm. Rio Bonito, que compreende intercalações de arenitos subarcósesos, quartzarenitos e siltitos cinza esverdeados (Menezes, 2015).

#### 4.3 FORMAÇÃO TACIBA

A Fm. Taciba está inserida no terceiro grande ciclo de granodecrescência ascendente do Grupo Itararé (França & Potter, 1998). Da base para o topo, esta unidade compreende os membros Rio Segredo (arenito), Chapéu do Sol (diamictitos) e Rio do Sul (ritmito, silito e folhelhos), todos depositados em ambiente marinho profundo segundo França & Potter (1988).

Em Santa Catarina, na borda leste da bacia, a Formação Taciba contém na porção inferior folhelhos e argilitos cinza escuros a pretos, por vezes com aspecto várvido, pertencentes ao Membro Rio do Sul com espessura variando entre 50 e 60 metros (Bortoluzzi *et al.*, 1987, França & Potter, 1988). Ocorrem também diamictitos acinzentados com matriz arenosa, intercalados com arenitos finos e muito finos, que na área-tipo compõem pacotes de aproximadamente 200 metros de espessura pertencentes ao Membro Chapéu do Sol e foram interpretados como depósitos de base de geleiras em ambiente subaquático (França & Potter, 1988). Estes estratos são recobertos por argilitos, folhelhos, ritimitos, diamictitos e arenitos finos do Membro Rio do Sul. As principais estruturas encontradas nessa unidade são laminações cruzadas, marcas de solas, laminação paralela, laminação convoluta e estruturas de escorregamento (França & Potter, 1988). Este trecho constitui a parte superior da Fm. Taciba, totalizando cerca de 350 metros de pacotes sedimentares na região de Rio do Sul, onde alcança a maior extensão (Bortoluzzi *et al.*, 1987) e compreendem pacotes depositados em sistemas flúvio-deltaicos na região de estudo (Rabelo, 2016).

Bortoluzzi *et al.*, (1987) registram em dados de campo e testemunhos de sondagens que, a Fm. Taciba está apoiada, em grande parte do estado, sobre rochas cristalinas do Complexo Granulítico de Santa Catarina e sequências vulcanos-sedimentares da Bacia do Itajaí. Para Menezes (2015), a composição detrítica dos arenitos estudados na região indicam

proveniência de cráton interior e transicional, cujas fontes estão relacionadas ao Cinturão Dom Feliciano e o Cráton Luís Alves.

#### 4.4 FORMAÇÃO RIO BONITO

A Fm. Rio Bonito (White *et al.*, 1908) consiste em arenitos, pelitos e camadas de carvão, distribuídas nos municípios de Lauro Muller, Guatá e São Joaquim no estado de Santa Catarina. Nesta unidade, para Milani *et al.*, (2007), é possível observar uma ciclicidade sedimentar, ocasionada por oscilações no nível de base. A Fm. Rio Bonito é dividida em três membros: Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis (Schneider *et al.*, 1974).

Na porção basal da Fm. Rio Bonito ocorrem arenitos esbranquiçados finos a médios, localmente grossos, argilosos e micáceos, moderadamente selecionados com grãos subarredondados pertencentes ao Membro Triunfo. Arenitos muito finos, siltitos, argilitos, folhelhos carbonosos, lentes de carvão e conglomerados ocorrem secundariamente. Bortoluzzi *et al.*, (1987), mostram que as principais estruturas sedimentares desta unidade são representadas por estratificações paralelas, cruzadas, tabulares e acanaladas. Na área de estudo, estes pacotes são interpretados por Zielinsk (2015) como estratos fluviais de canais entrelaçados de trato de sistema de nível de mar baixo tardio.

Na porção intermediária ocorre o Membro Paraguaçu, apresentando pacotes essencialmente pelíticos. Siltitos cinza escuros, folhelhos cinza esverdeados com níveis carbonatados e lentes de carvão também são comuns neste membro. O contato da base do Membro Paraguaçu é concordante com o Membro Triunfo, bem como o contato superior com o Membro Siderópolis (Bortoluzzi *et al.*, 1987) e são interpretados como sistema estuarino de ilha-barreira (Zielinsk, 2015).

A denominação da unidade superior da Fm. Rio Bonito provém do município de Siderópolis, localizado no sudeste de Santa Catarina, que contém as principais minas de carvão a céu aberto da Bacia do Paraná (Bortoluzzi *et al.*, 1987). O Membro Siderópolis compreende essencialmente arenitos finos, cinza escuros, com intercalações de camadas de siltitos cinza, siltitos carbonosos e espessas camadas de carvão. Para Medeiro & Thomaz (1973), estas sequências foram depositadas em um ambiente litorâneo, sendo que os arenitos representam depósitos de barras e barreiras, com interdigitações de sedimentos flúvio-deltáicos, e os sedimentos carbonosos foram originados em lagunas e mangues costeiros, posteriormente recobertos por areias litorâneas.

## 5 RESULTADOS

### 5.1 ARCABOUÇO SEDIMENTOLÓGICO-ESTRATIGRÁFICO

Ao longo da BR-282 ocorrem afloramentos de corte de estrada das formações Taciba e Rio Bonito, onde foram levantadas seções colunares e coletadas as amostras para petrografia e análise geoquímica (Figura 5). Estes afloramentos ocorrem dispostos em camadas sedimentares que mergulham suavemente cerca de 5° para oeste, em direção ao depocentro da Bacia do Paraná.

Os depósitos sedimentares da Formação Taciba foram descritos nos afloramentos BP-67, BP-09, BP-69 e BP-06 (Figura 5). De um modo geral a Formação Taciba, na área de estudo é representada na base por pelitos cinza escuro a amarelado com laminações paralelas, e sobrepostos a eles ocorrem siltitos finamente laminados e arenitos muito finos. Na porção intermediária e no topo ocorrem intercalações de arenitos finos a médios com estratificação ondulada e pelitos com laminações plano-paralelas. A Formação Taciba foi interpretada nesses afloramentos como depósitos deltaicos acumulados em sistemas periglaciais (Zielinsk, 2015; Oliveira, *in press*). Os depósitos sedimentares da Formação Rio Bonito foram descritos nos afloramentos BP-06, BP-72 e BP-73. De um modo geral a Formação Rio Bonito, na área de estudo é representada por arenitos finos a médios com estratificação cruzada e são intercalados com pelitos de feições heterolíticas, ocorrendo níveis finos de carvão esporadicamente. A Formação Rio Bonito foi interpretada nesses afloramentos como sistemas fluviais entrelaçados e sistemas estuarinos dominado por onda por Zielinsk (2015). As paleocorrentes registradas, em ambas as unidades, indicam direção preferencialmente para NE-SW.

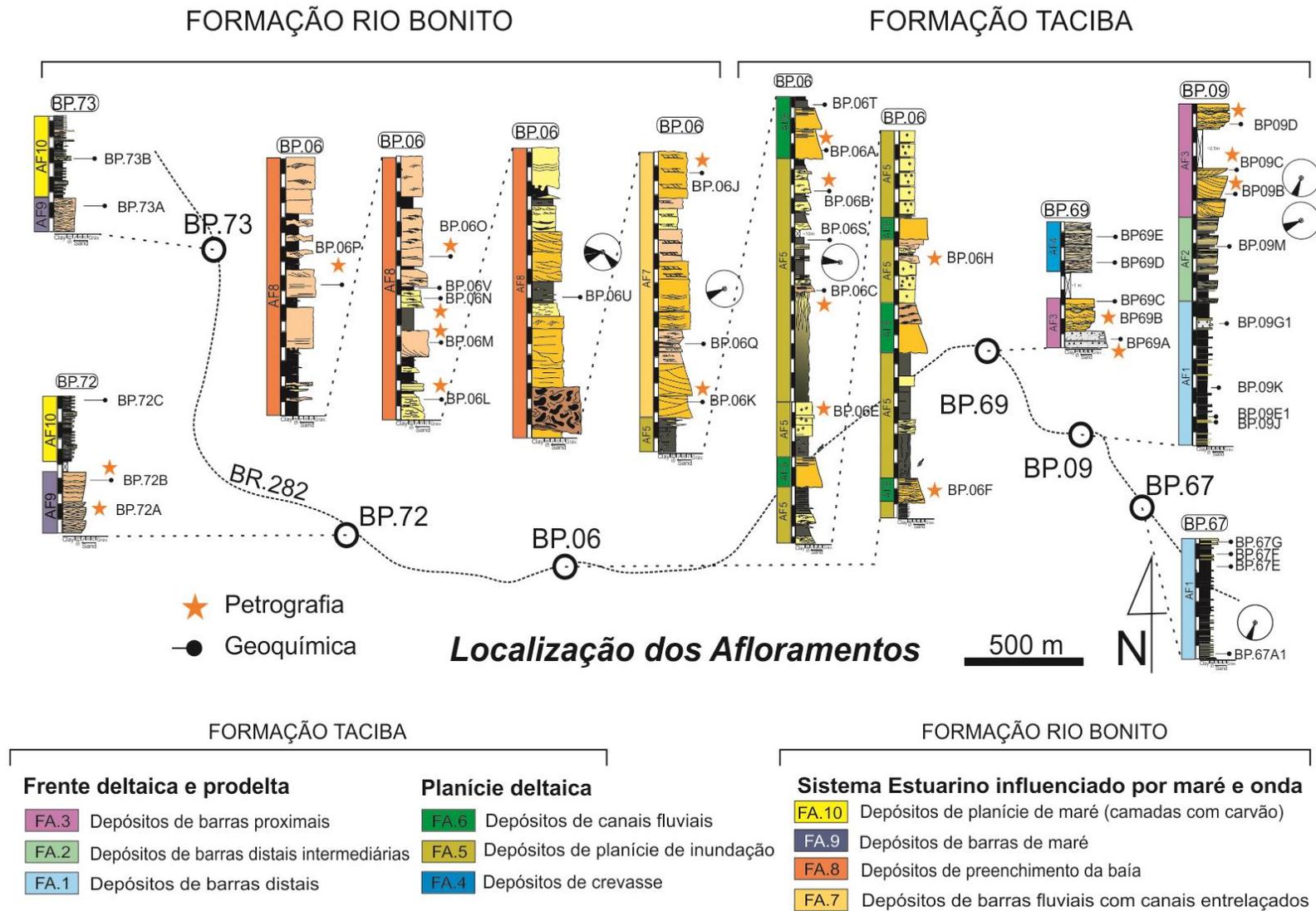


Figura 5. Seções colunares com suas respectivas fácies e posição das amostras coletadas para petrografia e análise geoquímica. Redesenhada e modificada conforme os trabalhos de Zielinsk (2015), Menezes (2016), Oliveira (*in press*).

## 5.2 PETROGRAFIA

Foram analisadas 11 amostras de arenitos de depósitos periglaciais da Formação Taciba e 9 amostras dos depósitos costeiros da Formação Rio Bonito. Os resultados da análise e contagem de grãos são listados na Tabela 1. Os resultados obtidos foram normalizados e lançados no diagrama F-Q-L (Folk 1980) para classificação (Figura 6).

Tabela 1. Análise modal (%) dos constituintes detríticos dos arenitos. Qt = quartzo total; Ft = feldspa tototal; L=líticos; Qm = quartzo monocristalino; Qp=quartzo policristalino; Kf= K-feldspato; Pl = plagioclásio; Fi = feldspato indiferenciado.

Unidade	Amostra	Qt	Ft	L	Q		F			Rocha
					Qm	Qp	Kf	Pl	Fi	
Formação Rio Bonito	BP-72 B	60,20	39,50	0,29	58,60	1,60	27,55	11,95	0,00	Arcóseo
	BP-72 A	77,20	22,50	0,31	74,88	2,31	16,64	5,86	0,00	Subarcóseo
	BP-6 P	82,69	15,44	2,83	80,12	1,57	4,41	1,57	9,46	Subarcóseo
	BP-6 O	80,28	17,48	2,20	79,92	0,36	6,99	0,92	9,57	Subarcóseo
	BP-6 N	88,28	11,70	0,00	87,54	0,74	0,37	2,41	8,92	Subarcóseo
	BP-6 M	82,77	17,22	0,00	82,44	0,33	1,17	6,02	10,03	Subarcóseo
	BP-6 L	84,01	15,96	0,00	83,52	0,49	3,95	0,65	11,36	Subarcóseo
	BP-6 J	77,32	22,65	0,00	76,16	1,16	1,16	9,66	11,33	Subarcóseo
Formação Taciba	BP-6 K	82,81	16,20	0,97	80,71	2,10	3,24	5,83	7,13	Subarcóseo
	BP-6 H	81,48	18,50	0,00	79,50	1,98	1,32	15,04	1,14	Subarcóseo
	BP-6 F	87,85	12,12	0,00	79,59	8,26	0,50	0,50	11,12	Subarcóseo
	BP-6 E	81,77	81,77	0,00	81,27	0,50	6,35	5,35	6,52	Subarcóseo
	BP-6 A	69,82	29,66	0,00	62,78	7,04	4,59	1,63	23,44	Arcóseo
	BP-6 B	87,57	9,43	2,98	74,66	12,91	7,45	1,82	0,16	Subarcóseo
	BP-6 C	83,58	16,40	0,00	82,91	0,67	3,51	2,51	10,38	Subarcóseo
	BP-69 A	71,85	28,15	0,00	71,29	0,57	21,92	6,22	0,00	Arcóseo
	BP-69 B	73,30	25,00	1,70	67,90	5,40	19,91	5,09	0,00	Subarcóseo
	BP-09 D	57,29	42,13	0,58	54,81	2,48	35,13	7,00	0,00	Arcóseo
	BP-09 C	63,42	36,28	0,29	61,80	1,62	30,24	6,05	0,00	Arcóseo
	BP-09 B	64,15	35,25	0,61	60,82	3,33	29,35	5,90	0,00	Arcóseo

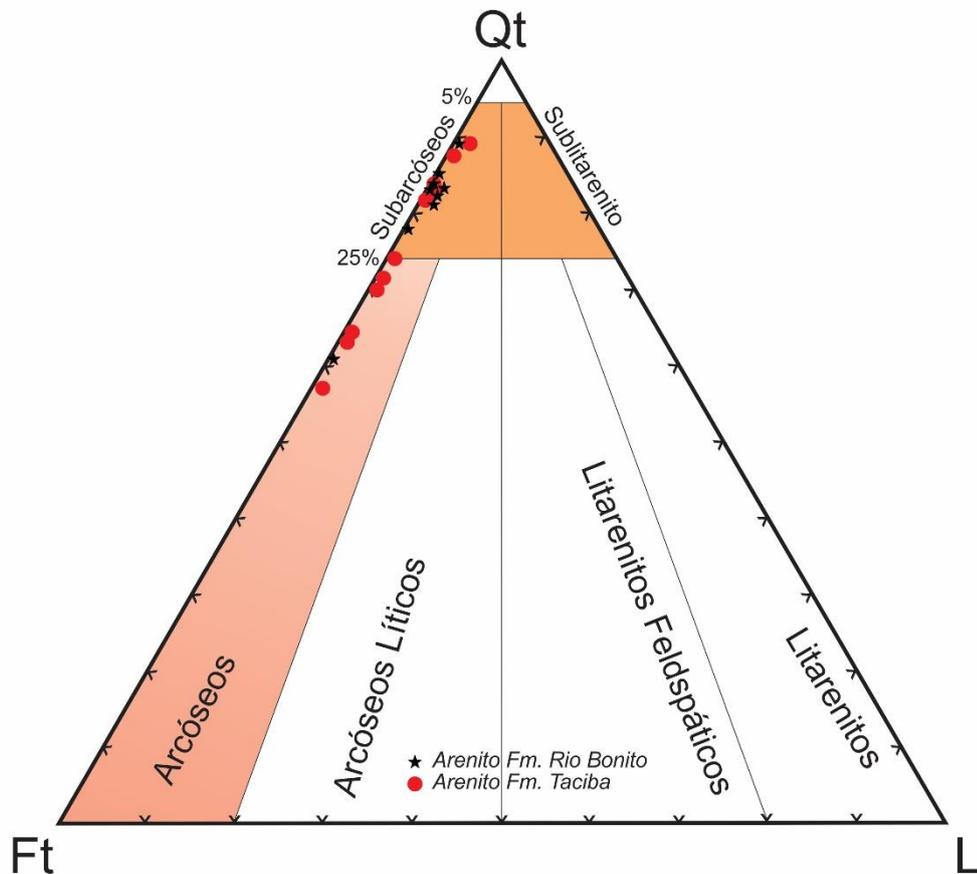


Figura 6. Diagrama F-Q-L (Folk, 1980) para classificação de arenitos das Formações Taciba (estrela preta) e Rio Bonito (círculo vermelho).

### 5.2.1 FORMAÇÃO TACIBA

Os arenitos da Formação Taciba apresentam baixa maturidade mineralógica e são classificados como arcóseos e subarcóseos. Nestes arenitos, o quartzo monocristalino é predominante (Qm: 70,67 %) e geralmente apresenta extinção reta, entretanto ondulante também ocorre (Figura 7 A-A'). Possui diâmetro que variam de (0,05mm a 0,1mm), são subangulosos a arredondados com esfericidade moderada a alta. Por vezes ocorrem quartzo vulcânico observado pela limpidez e embaçamento característico. Os grãos de quartzo policristalino (Qp: 4,07%) são arredondados e esféricos, com contato longo, internamente são constituídos de cristais com extinção reta (Figura 7 C-C').

Os feldspatos compõem cerca de 25 % dos grãos do arcabouço e são divididos em plagioclásios e feldspatos alcalinos, sendo os alcalinos diferenciados por microclínio, ortoclásio e anortoclásio. O ortoclásio é o mais comum e geralmente é subarredondado a arredondado e com contatos côncavo/convexo a suturado. Apresenta principalmente maclas Calrsbad com tramas perpendiculares a posição de extinção com cristais de pertita (Figura 7 C-C'). O microclínio ocorre disperso com arestas arredondadas e esfericidade moderada. Apresenta maclas xadrez sem espessura constante e seu contato com os grãos do arcabouço é preferencialmente longo (Figura 7A-A').

O plagioclásio (5,19 %) geralmente é tabular alongado, com baixa esfericidade, bem arredondado e pouco alterado, apresentando por vezes macla polissintética deformada. O contato com outros grãos é preferencialmente longo, por vezes côncavo-convexo (Figura 7 B-B').

Óxido de ferro é frequente na forma de *cutans* na superfície dos grãos, porém esporadicamente ocorre preenchendo os poros (Figura 7 A-A'). Micas são pouco frequentes nesta unidade e ocorrem principalmente nos arenitos da Formação Rio Bonito. A illita aparece como mineral autigênico exibindo filamentos fibrosos, entretanto é mais frequente na forma detrítica como cristais placóides com bordas esgaçadas (Figura 7 D). Halloysita ocorre como sobrecrecimento de cristais fibrorradiados de (Figura 7 E). A dissolução química dos grãos é baixa em geral, porém fica mais evidente nos feldspatos alcalinos (Figura 7 F-G).

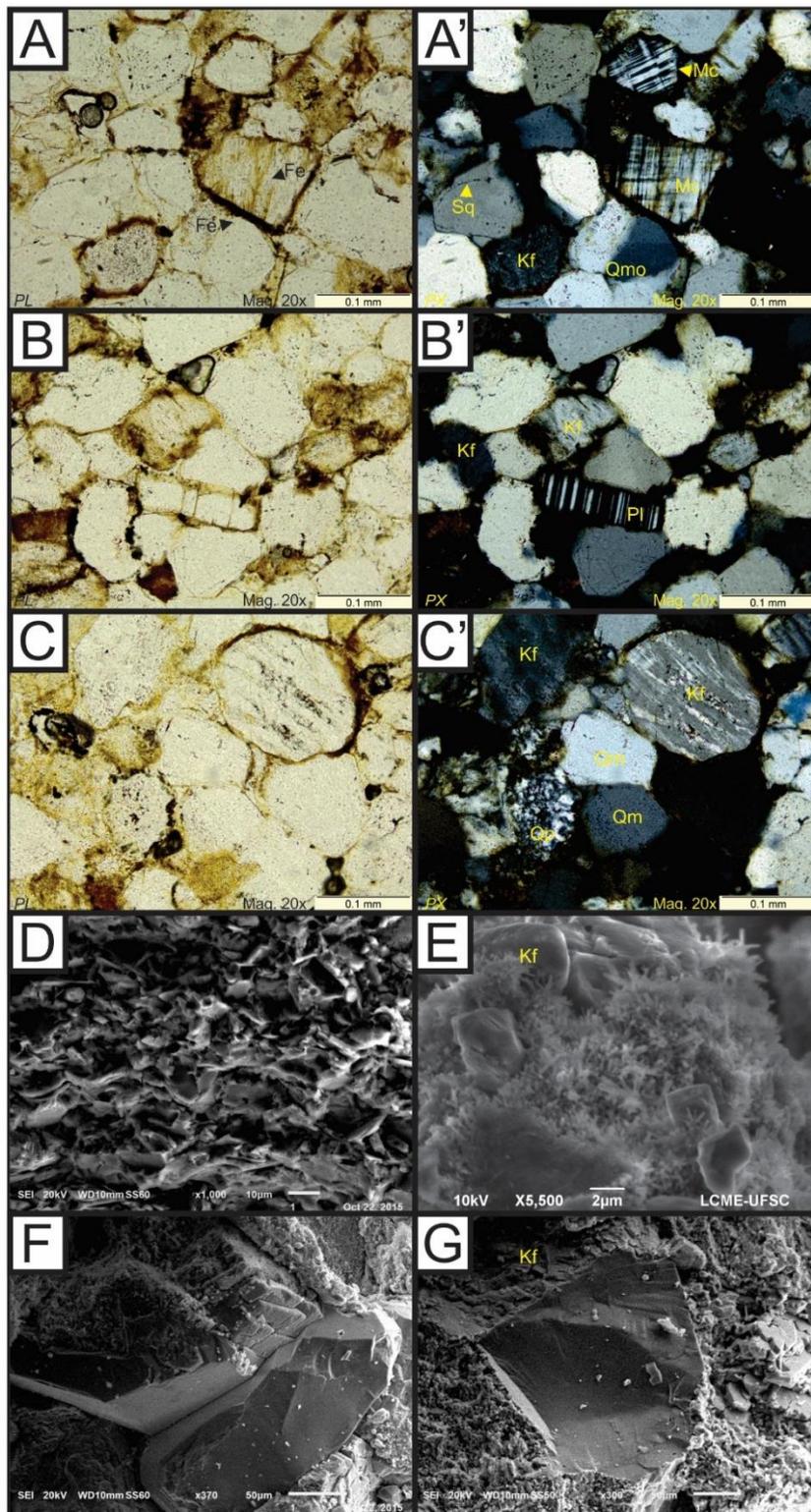


Figura 7. Petrografia das amostras da Formação Taciba. (A) Quartzo monocristalino (Qmo) com sobrecrecimento de sílica (Sq). (B) Plágioclácio (Pl) tabular com arestas arredondadas. (C) Feldspato potássico (Kf) e quartzo policristalino (Qp). (D) Ilitas detríticas. (E) Cristais de halloysita fibrorradiada. (F) Dissolução química em feldspato alcalino e grão de quartzo com fraturas conchoidais. (G) Quartzo pouco arredondado com fraturas conchoidais imerso em matriz argilosa.

## 5.2.2 FORMAÇÃO RIO BONITO

Os arenitos da Formação Rio Bonito apresentam maturidade mais elevada que os da Formação Taciba, onde predominam subárcozes a arcóseos. Esta unidade é caracterizada pelo aumento de quartzo monocristalino (Qm: 78,21 %) em direção ao topo da unidade. São quartzos anédricos angulosos a subarredondados, tendo extinção reta ou ondulante (Figura 8 A-A'). O quartzo policristalino (Qp: 1,18 %), geralmente maior, apresenta esfericidade alta e extinção ondulante, sendo constituídos de dois ou mais cristais anédricos, equidimensionais, com contatos suturados. Os feldspatos compreendem plagioclásio e feldspatos alcalinos K e Na. O K-feldspato (Kf: 7,28 %) ocorre nas variedades microclina e ortoclásio, com maclas do tipo xadrez ou *carlsbad*, inequidimensionais anédricos, subarredondados a subangulosos (Figura 8 B').

Os grãos de plagioclásio (Pl: 4,99 %) apresentam maclas polissintética, e formas prismáticas subédricas, subarredondados, com esfericidade baixa e fraturas intragranulares (Figura 8 C). Embora esporádicas, as micas ocorrem como lamelas sem direção preferencial, algumas vezes com fraturas ou deformadas (Figura 8 C').

Os constituintes autigênicos destes arenitos incluem: i) cimento de calcita, que ocorre apenas nos arenitos desta unidade (Figura 8 B-B'), preenchendo poros e perfazendo cerca de 8 % do volume; ii) cimento de sílica ocorre como sobrecrecimento sintaxial, tendo as faces cristalinas bem desenvolvidas ou como cimento epitaxial que preenche porosidade secundária (Figura 8 G); iii) caulinita que ocorre como cristais hexagonais, organizados com hábito *booklet* (Figura 8 D); e iv) esmectita que ocorre como cristais lamelares contínuos, semelhante a rosetas (Figura 8 E).

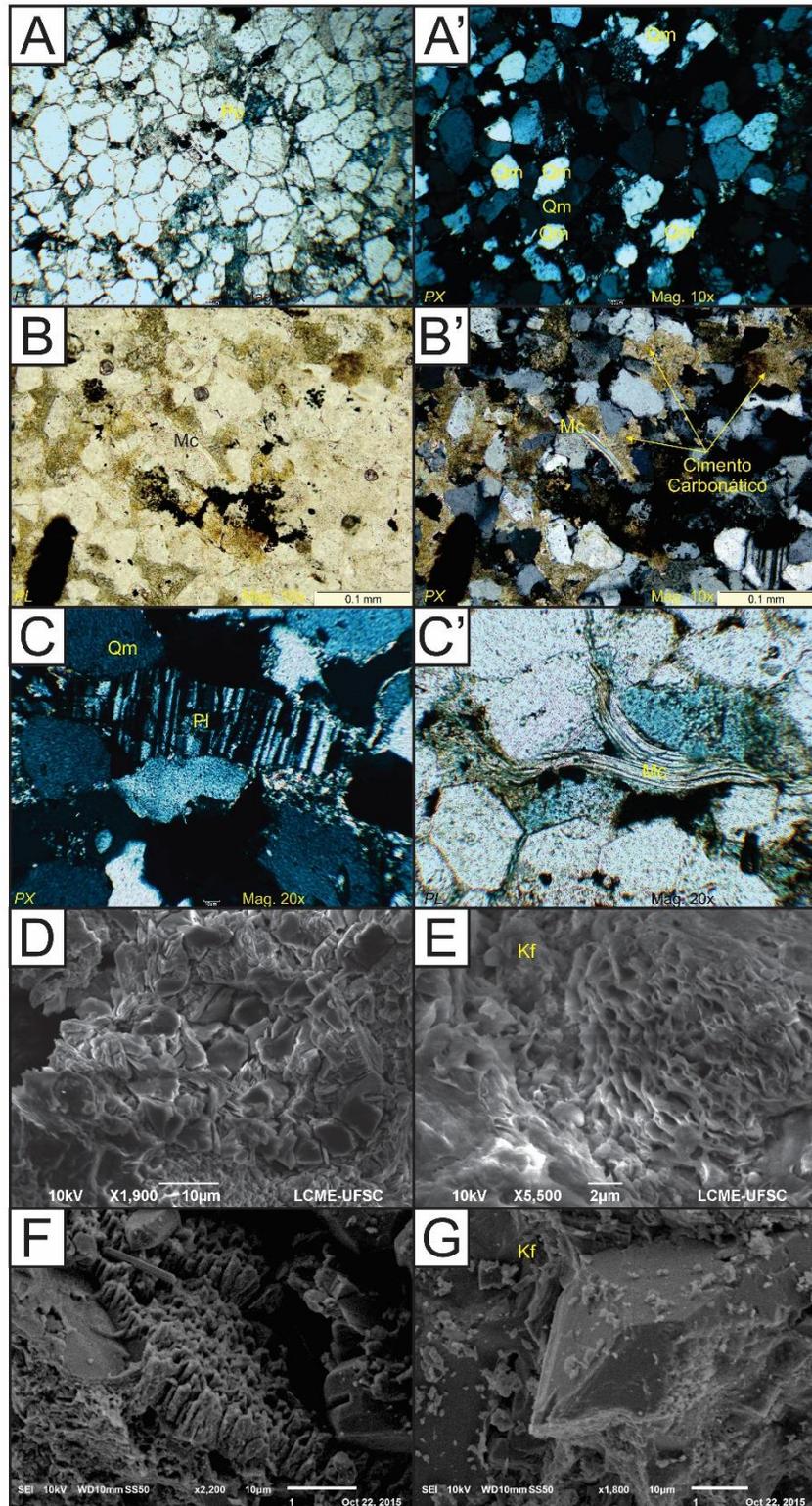


Figura 8. Petrografia das amostras da Formação Rio Bonito. (A) Quartzo monocristalino predominante. (B) Cimento carbonático preenchendo poros. (C-C') Plagioclásio com mica levemente deformados evidenciando compactação mecânica. (D) Caulinita com hábito tipo 'booklet'. (E) Esmectita como cristais lamelares semelhante a roseta. (F) Dissolução em feldspato alcalino, quartzo autigênico e rutilo diagenético. (G) Quartzo autigênico com faces retas preenchendo a porosidade secundária.

### 5.3 GEOQUÍMICA

Ao total foram processadas e analisadas 34 amostras, sendo 11 de pelitos e 10 arenitos da Formação Taciba, enquanto que da Formação Rio Bonito foram 3 pelitos e 10 arenitos, listados na Tabela 2 e Tabela 3. Também são apresentados dados da crosta continental superior (UCC) extraídos de McLennan (2001) para referência.



Tabela 3. Elementos maiores, traços, terras raras e suas respectivas relações, para os arenitos e pelitos da Formação Rio Bonito; UCC- Crosta Continental Superior (McLennan, 2001). (<) valores inferiores ao reportado.

Unidade														
Rocha	Pelitos			Arenitos										
Amostra	BP72C	BP 06 U	BP 06 V	BP 06 N	BP 06 K	BP 06 J	BP 06 Q	BP 06 L	BP 06 O	BP 06 P	BP72B	BP73A	BP73B	UCC
(%)														
SiO <sub>2</sub>	70,36	68,99	56,01	>90	>90	88,58	88,35	>90	80,54	88,11	82,24	81,67	87,78	66
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,94	1,27	0,72	0,34	0,81	0,97	0,58	1,2	0,7	0,53	0,3	0,33	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,01	18,08	27,3	4,24	5,67	5,52	7,07	4,92	12	8,04	8,89	8,59	7,53	15,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	1,26	1,83	0,8	0,97	1,9	0,94	0,8	0,98	1,31	4,19	1,03	0,99	5,03
MnO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,06	<0,01	<0,01	0,08
MgO	1,16	0,35	0,68	0,12	0,1	0,19	0,2	0,18	0,3	0,27	0,49	0,43	0,32	2,2
CaO	0,03	0,02	0,04	0,04	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,17	0,1	0,07	4,2
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,09	0,15	0,13	0,06	0,05	0,04	0,08	0,27	0,18	4,56	0,81	0,27	3,9
K <sub>2</sub> O	3,38	3,08	3,19	1,16	2,02	1,8	1,47	1,5	2,34	2,27	0,31	1,87	1,81	3,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,03	0,07	<0,01	0,08	0,03	0,02	0,04	0,03	<0,01	0,05	<0,01	<0,01	0,15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,01	0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	
LOI	5,56	8,49	13,99	0,97	1,37	1,19	1,8	1,07	3,35	1,9	1,75	2,1	1,12	
Total	98,73	101,34	104,55	N.A.	N.A.	100,09	100,88	N.A.	101,03	102,82	103,24	96,91	101,24	
ppm														
Rb	200,5	117,2	155,4	33,8	61,4	57,5	50,4	50,8	82,5	76,4	13,1	82	71,7	112
Sr	26	69	133	37	68	36	57	41	59	59	57	47	40	350
Ba	131	469	515	199	2888	638	330	1193	368	362	276	206	262	550
Th	21,5	14,2	36,5	7,9	8,6	7,3	8,9	4,7	20,8	7,8	8,3	10,3	9,9	10,7
U	4,82	3,69	9,82	1,72	1,31	1,61	2,95	1,25	5,12	1,82	2,12	1,81	2,14	2,8
Cs	20,65	6,87	12,14	0,64	0,77	0,81	0,84	0,84	2,56	1,44	0,48	3,72	3,56	4,6
Zr	282	281	389	516	131	523	736	197	817	309	394	212	238	190
Hf	8,54	8,18	11,07	11,75	3,74	13,7	19,02	6,04	23,01	9,31	9,17	5,98	6,57	5,8
Nb	20,05	19,86	29,16	11,86	16,73	21,86	18,44	11,46	23,39	14,61	10,65	10,12	10,41	12
Y	46,12	28,4	53,46	18,36	4,27	10,59	14,29	12,55	30,19	14,81	19,32	17,5	17,91	22
V	<5	113	262	<5	60	63	59	33	80	49	8	22	<5	107
Co	4,8	2,6	3,1	1,7	6	0,8	1,1	1,3	1,6	9,9	6,5	3,3	1,3	17
Ni	<5	17	25	<5	8	9	10	7	10	16	10	12	<5	44
Cu	15	11	13	<5	<5	<5	5	<5	7	<5	<5	<5	<5	25
Zn	42	26	54	13	<5	<5	10	<5	18	19	38	29	18	71
Ga	19,2	22,5	39,2	1,7	6,2	7,2	7	6	13,8	9,1	4,6	7,5	7,7	17
La	49,9	44,1	89,7	20,3	20,4	21,4	29,8	11,5	36,9	18,2	24,4	16,1	18,7	30
Ce	103,9	86,1	168,7	40,4	23,3	31,3	47,9	23	65,5	36,8	50,3	27,9	36,7	64
Pr	12,32	10,54	18,86	4,61	2,23	3,47	5,25	2,78	7,43	4,48	5,79	3,25	4,09	7,1
Nd	47	38,9	67,8	17	6,3	12,2	18,4	11	27,5	17,1	22,2	11,4	14,9	26
Sm	9,5	7,6	12,7	3,3	0,7	2,1	3,5	2,2	5	3,2	4,3	2,2	3	4,5
Eu	1,42	1,36	2,25	0,55	0,24	0,35	0,6	0,46	0,9	0,6	0,83	0,44	0,5	0,88
Gd	8,61	6,31	10,68	3,14	0,69	1,66	2,49	2,14	4,63	2,63	3,8	2,45	2,96	3,8
Tb	1,29	0,88	1,56	0,46	0,1	0,24	0,38	0,32	0,73	0,38	0,55	0,43	0,46	0,7
Dy	8,19	5,23	9,55	3,04	0,61	1,71	2,29	2,04	4,85	2,53	3,25	2,91	3,01	3,5
Er	4,89	2,9	5,68	1,84	0,45	1,24	1,7	1,13	3,25	1,51	2,01	1,86	1,76	0,8
Tm	0,69	0,42	0,81	0,27	0,07	0,22	0,23	0,18	0,51	0,21	0,3	0,27	0,26	2,3
Yb	4,7	2,9	5,2	1,8	0,5	1,5	2	1,2	3,6	1,4	2,1	1,9	1,9	0,3
Lu	0,67	0,42	0,81	0,29	0,09	0,26	0,3	0,18	0,54	0,21	0,32	0,27	0,27	2,2
Mo	<2	<2	3	<2	<2	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	20	0,32
Sn	4,9	2,4	<0,3	0,8	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	1,3	0,5	1,2	2,1	2,6	1,5
W	3,5	7,1	2,3	1,8	1	5,8	6,4	0,4	0,9	<0,1	4,9	2,5	2,7	5,5
Ho	1,65	0,99	1,91	0,61	0,15	0,35	0,47	0,41	1,03	0,54	0,67	0,6	0,61	2
Ta	0,85	1,38	1,87	<0,05	0,82	1,07	1,23	0,87	1,9	1,08	<0,05	<0,05	0,31	1
Tl	0,7	0,6	0,8	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	750ppb

### 5.3.1 ELEMENTOS MAIORES

Os pelitos da Formação Taciba apresentam concentrações elevadas de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (17,52% a 26,22%) e baixa de  $\text{SiO}_2$  (54,18% a 64,48%) enquanto os arenitos concentram mais  $\text{SiO}_2$  (76,19% a 88,72%) e menos  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (6,68 a 15,01%). Já a Formação Rio Bonito registra, em média, quantidades maiores de  $\text{SiO}_2$  em seus arenitos, em torno de 87% e teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  variando de 4,24% a 12%, enquanto que nos pelitos esses valores ficam acima de 16%. Estas variações nos teores de  $\text{SiO}_2$  (em torno de 55 a 59%) nos pelitos podem refletir a seleção hidráulica (fracionamento mineral) durante o processo sedimentar (McLennan *et al.*, 1993).

Isto pode ser explicado também pelo controle faciológico em que frações mais pelíticas tornam os sedimentos mais ricos em  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}_2$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , devido a presença de argilominerais e feldspatos finamente granulados (Figura 9). Estes dados corroboram um provável controle da mineralogia e fácies sedimentares na assinatura geoquímica dos sedimentos. As concentrações de  $\text{TiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  são maiores nos pelitos, sugerindo que este é um efeito relacionado a granulometria das rochas e não propriamente de mudança de área fonte. Bem como as concentrações de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  que são baixas em arenitos (1,05% a 3,1%) e podem estar relacionadas à fração argilosa dos pelitos (3,41% a 8,88%), uma vez que o ferro é facilmente adsorvido na superfície das argilas. Além disto, o óxido de ferro como cimento produzido durante o regime telodiagenético e a presença de minerais pesados opacos podem concentrar este óxido.

Arenitos com alto teor de sílica e baixo de alumínio podem representar aumento da maturidade textural e mineralógica dos sedimentos (McLennan *et al.*, 1993; Suttner & Dutta, 1986). Neste sentido, os arenitos da Formação Taciba apresentam maiores concentrações de  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{CaO}$  do que os da Formação Rio Bonito, o que pode representar alta incidência de intemperismo químico nos arenitos da Formação Rio Bonito.

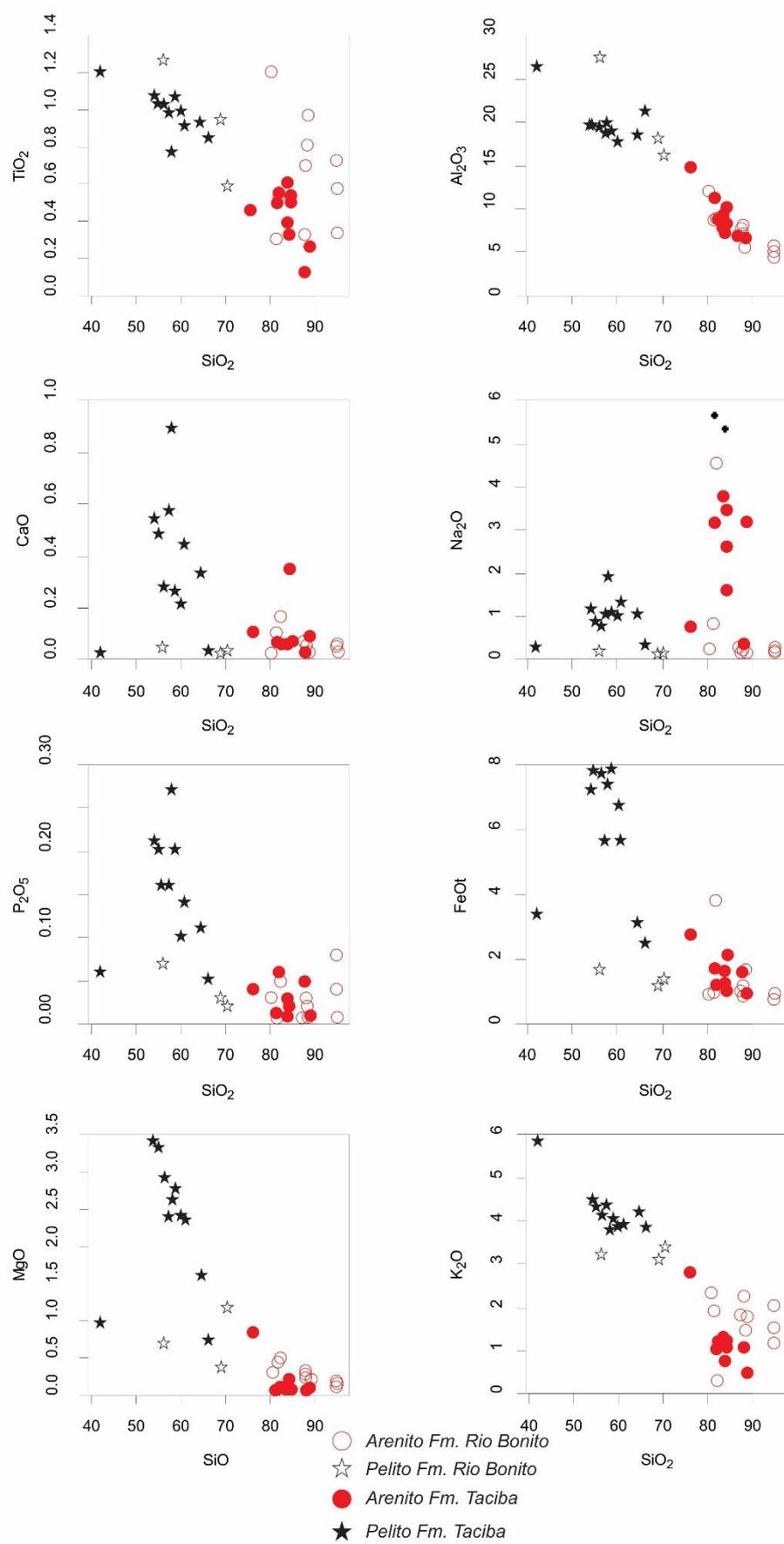


Figura 9. Diagrama de variação Harker para os arenitos e pelitos das formações Taciba e Rio Bonito.

### 5.3.2 ELEMENTOS MENORES

Alguns elementos traços e terras raras são considerados imóveis e não fracionados durante o ciclo sedimentar. Por esta razão, suas concentrações permanecem pouco alteradas no arcabouço sedimentar e podem ser utilizados como indicadores de proveniência e ambiente tectônico de bacias sedimentares (Cullers *et al.*, 1979, 1987, 1988; Bhatia & Taylor, 1981; Bhatia & Brook, 1986; Taylor & McLennan, 1985; Cullers & Stone, 1991; McLennan *et al.*, 1993).

Quando normalizadas pela crosta continental superior (UCC, *Upper Continental Crust*), as concentrações de ETR e traços nos arenitos das formação Taciba e Rio Bonito geralmente são menores (a relação fica abaixo de um), enquanto que os pelitos geralmente são maiores ou tendem a ter a mesma concentração (Figura 10). Os pelitos apresentam altas concentrações de Rb, Ba, Th, Cs, Y, V, Ni Zn e Co em relação aos arenitos e a UCC. Altas concentrações de Rb, Ba e Th podem representar uma área fonte félsica, visto que estes elementos possuem alta mobilidade.

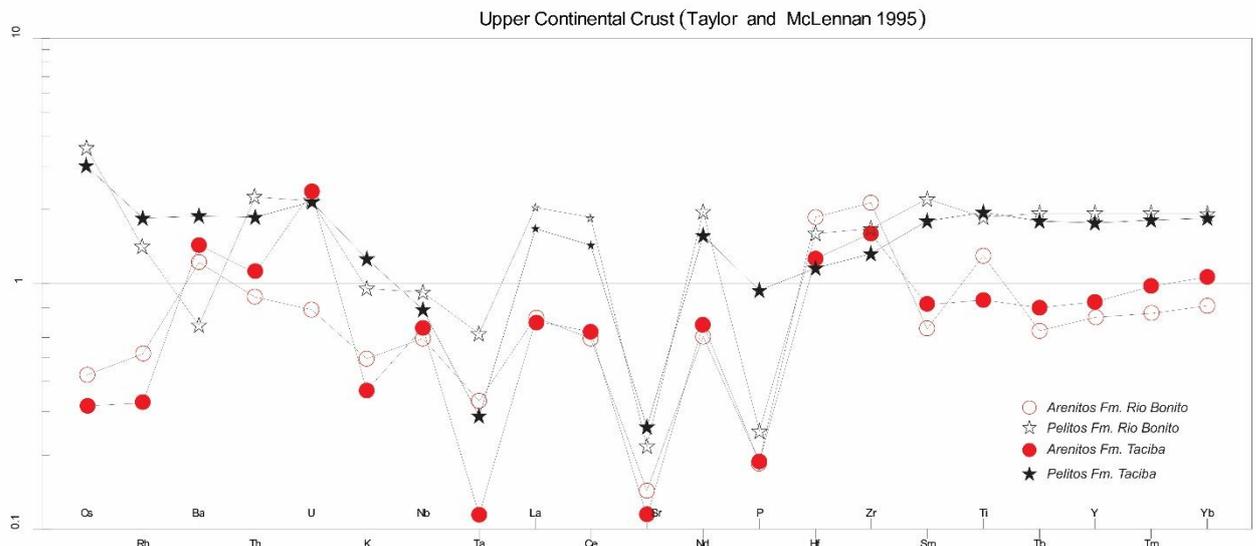


Figura 10. Distribuição dos teores dos Elementos Traços das amostras estudadas normalizadas com a Crosta Superior Continental (Taylor & McLennan, 1995).

O urânio em rochas sedimentares geralmente é encontrado em rochas mais finas devido a presença de matéria orgânica, porém os arenitos da Formação Taciba apresentam concentrações de U maiores que a UCC e em média se aproximam dos pelitos desta unidade.

O urânio é altamente móvel e sua permanência no ciclo sedimentar pode estar relacionada ao intemperismo químico pouco atuante ou também proximidade com uma área fonte muito diferenciada.

Os arenitos estudados apresentam concentrações de Vanádio próximas a UCC e a média deste elemento nos pelitos fica muito abaixo, em torno de 5,35% na Formação Taciba e 37,90% na Formação Rio Bonito. Estes valores mais baixos podem refletir a depleção de minerais máficos do arcabouço dos arenitos, bem como pouca contribuição de rochas pouco diferenciadas.

A presença de Ba e Sr em altas concentrações nas duas unidades pode estar relacionada a grande presença de feldspatos potássicos e plagioclásios que possuem afinidade geoquímica com estes minerais (Puchelt, 1972). Porém, quando comparado com a UCC, a média de Sr nas amostras estudadas apresentam depleção, podendo estar relacionada ao intemperismo químico mais efetivo nos plagioclásios.

Os Elementos Terras Raras (ETR) incluem La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, possuem números atômicos que variam de 57 (La) a 71 (Lu) e são divididos entre Elementos Terras Raras Leves (ETRL) e Pesados (ETRP). Os ETRL possuem número atômico menor que o Eu, enquanto que os elementos com número atômico maiores são considerados ETRP.

Os arenitos da Formação Rio Bonito apresentam concentrações de ETR, mais baixas que os da Formação Taciba, e o mesmo acontece com os pelitos destas unidades. Ambas possuem enriquecimento em ETRL nas duas litologias, enquanto que os ETRP apresentam um padrão *flat* quando normalizados pelo condrito (Boynnton, 1984; Figura 11). Este padrão de distribuição pode estar relacionado as fácies sedimentares, visto que é praticamente homogêneo com pouca variação.

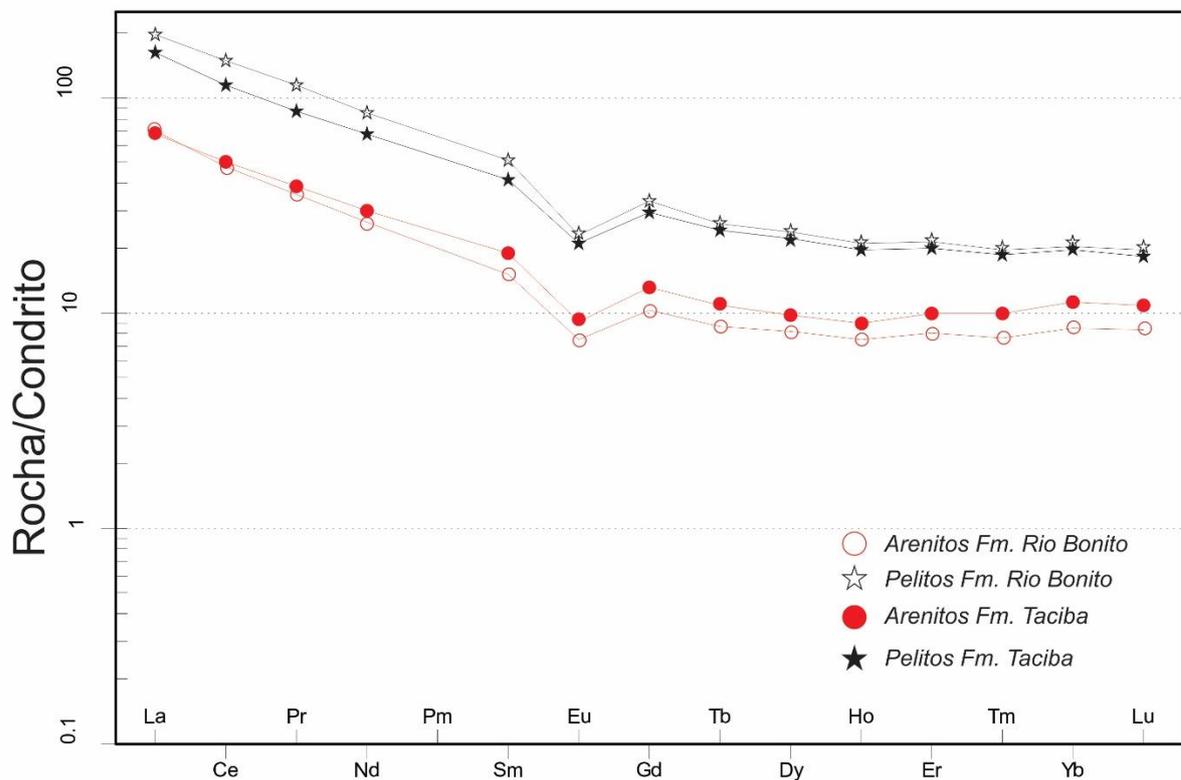


Figura 11. Padrão de distribuição da média dos ETR nas amostras das unidades estudadas normalizadas pelo condrito (Boynton, 1984).

## 6 DISCUSSÕES

### 6.1 CONTEXTO PALEOCLIMÁTICO

Para discutir o contexto paleoclimático de rochas sedimentares é necessário combinar vários métodos de estudo, entre eles estão a composição textural, mineralógica e geoquímica de sedimentos. O Índice de Alteração Química (*Chemical Index Alteration*, CIA em inglês), por exemplo, proposto por Nesbitt e Young (1982) é utilizado para elucidar o grau de influência da ação do intemperismo sobre rochas sedimentares na área fonte e no sítio bacinal. O cálculo é dado por  $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$ , onde o  $CaO^*$  é a quantidade de  $CaO$  pertencente a fração silicatada da rocha. Esta equação considera que o processo químico é dominante e que a desagregação dos feldspatos leve a formação de minerais na fração argila.

O intemperismo químico está associado diretamente as condições climáticas, onde ambientes mais úmidos mobilizam facilmente álcalis ( $Na^+$ ,  $K^+$ ) e  $Ca^{+2}$  e concentram Al e Si. Por outro lado, ambientes em que dominam intemperismo físico, a abrasão é o principal

produtor de sedimentos. Dos álcalis, o  $K^+$  é o que possui menor mobilidade e é o elemento que está mais presente nos minerais de illita. A caulinita e esmectita, por sua vez, apresentam pouco ou nenhum potássio. Estas argilas são bons indicadores paleoclimáticos, visto que concentrações de illita podem representar clima seco e frio, devido a permanência do potássio, enquanto que a caulinita que pouco possui deste elemento, representa condições climáticas mais severas, onde o potássio foi lixiviado dos feldspatos (Dutta & Suttner, 1986; Costa, 2017).

Existem diversos fatores que podem afetar o resultado do CIA e devem ser levados em consideração durante as interpretações, como a proveniência, seleção hidráulica e processos pós-deposicionais. Para auxiliar a avaliação do CIA, pode-se usar os diagramas bivariantes de Suttner & Dutta (1986), em que eles propõem que climas mais áridos preservem mais fragmentos de rocha poliminerálico e minerais lábeis, enquanto que em climas úmidos predominem quartzo monocristalino e feldspatos extremamente alterados. O Índice de Maturidade Química (*Chemical Maturity Index*, em inglês; Potter, 1978) pode ser avaliado em gráfico bivalente de  $SiO_2$  pela soma de  $Al_2O_3 + K_2O + Na_2O$ , onde a maturidade é representada por um *trend* em função do clima (Suttner & Dutta, 1986).

Os valores de CIA das rochas da Formação Taciba estão em torno de 70-80% e em grande parte das amostras, são mais baixos que a Formação Rio Bonito, que apresenta as maiores perdas de  $CaO$  e  $Na_2O$  (Figura 12). Estas variações podem estar relacionadas ao intemperismo químico mais atuante nas amostras da Formação Rio Bonito, onde ocorre maior lixiviação de  $Ca$  e  $Na$  nos minerais, permanecendo apenas elementos mais estáveis como o alumínio. Além do intemperismo, a rocha fonte exerce controle de primeira ordem sobre a composição de rochas siliciclásticas e diferenças na proveniência podem refletir no índice de intemperismo (Johnson, 1993; Fedo *et al.*, 1995). No diagrama ternário A-CN-K as amostras da Formação Taciba apontam para o intemperismo de andesitos e granodioritos, que resultam na transformação dos minerais para illita, ao passo que a Formação Rio Bonito evidencia uma fonte de composição mais félsica que altera para caulinita.

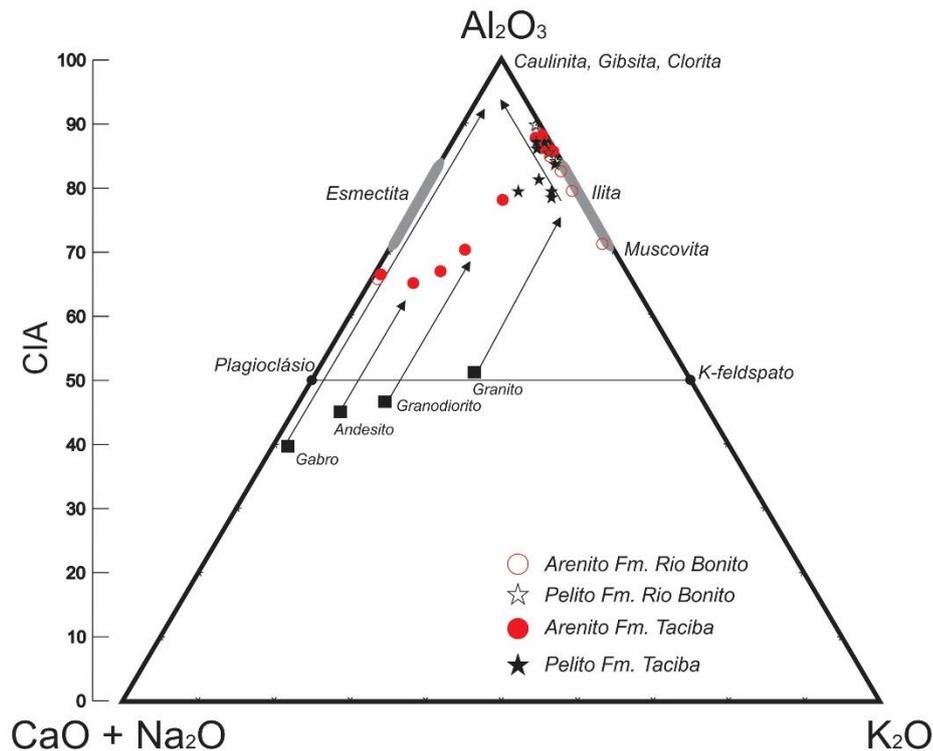


Figura 12. Diagrama A ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) – CN ( $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ ) – K ( $\text{K}_2\text{O}$ ) dos arenitos e pelitos das Formações Taciba e Rio Bonito (Nesbitt & Young, 1984).

Na área de estudo, os arenitos da Formação Taciba apresentam um CMI baixo (clima árido), com um aumento progressivo da maturidade, que apresenta um clima úmido em direção a Formação Rio Bonito (Figura 14). O Índice de Alteração Mineralógica (MIA, em inglês) mostra um *trend* semelhante ao reportado no CMI, onde é possível observar que mineralógicamente as amostras da Formação Taciba apresentam-se menos alterada que as da Formação Rio Bonito (Figura 15). As diferenças climáticas apontadas pelo CMI, também são observadas na petrografia, visto que a Formação Taciba apresenta ilita como argilomineral principal e texturalmente possui grãos de feldspatos arredondados com poucas feições de dissolução química. Na Formação Rio Bonito a presença abundante de quartzo monocristalino, esmeclita e caulinita indicam um clima mais quente, bem como a presença dissolução química em feldspatos.

Goldberg e Humayun (2010) analisaram quimicamente rochas das Formações Taciba e Rio Bonito e sugeriram mudanças climáticas profundas durante o Carbonífero-Permiano na Bacia do Paraná. Esses autores sugerem que os depósitos sedimentares do Grupo Itararé, depositados sob influência glacial, refletem condições climáticas mais áridas, dominando intemperismo físico. Ao contrário, eles observaram que os depósitos sedimentares da

Formação Rio Bonito são correlatos com condições climáticas mais úmidas, relacionados a climas tropicais ou temperados, onde a intensa precipitação favoreceria o intemperismo químico, promovendo o desenvolvimento de extensas áreas com vegetação e pântanos.

Expandido os resultados aqui expostos, e correlacionando os depósitos com unidades sedimentares na África do Sul, foram possíveis identificar que o Grupo Dwyka correlato com a Formação Taciba (Visser & Young, 1990) e a Formação Prince Albert, correlato com a Formação Rio Bonito (Goldberg & Humayun, 2010) apresentaram resultados do CIA muito similar com os apresentados aqui (Figura 13). Correlações crono-estratigráficas, paleobiológicas, geoquímicas e tectônicas de escala regional a global em depósitos sedimentares Permo-Carboníferos, observados em grande parte dos continentes, permitiram caracterizar esse período como a Era do Gelo Paleozoica Tardia. Diversos autores, no entanto, argumentam que a massa polar não foi difundida ao longo de todo o tempo, onde o registro sedimentar foi pontuado por ciclicidade climáticas, variando entre regimes climáticos glaciais e condições mais amenas. O desaparecimento da Era do Gelo Paleozoica Tardia foi marcado por um evento de deglaciação durante o Sakmariiano Médio, período da deposição da Formação Rio Bonito, inferido através de depósitos marinhos transgressivos.

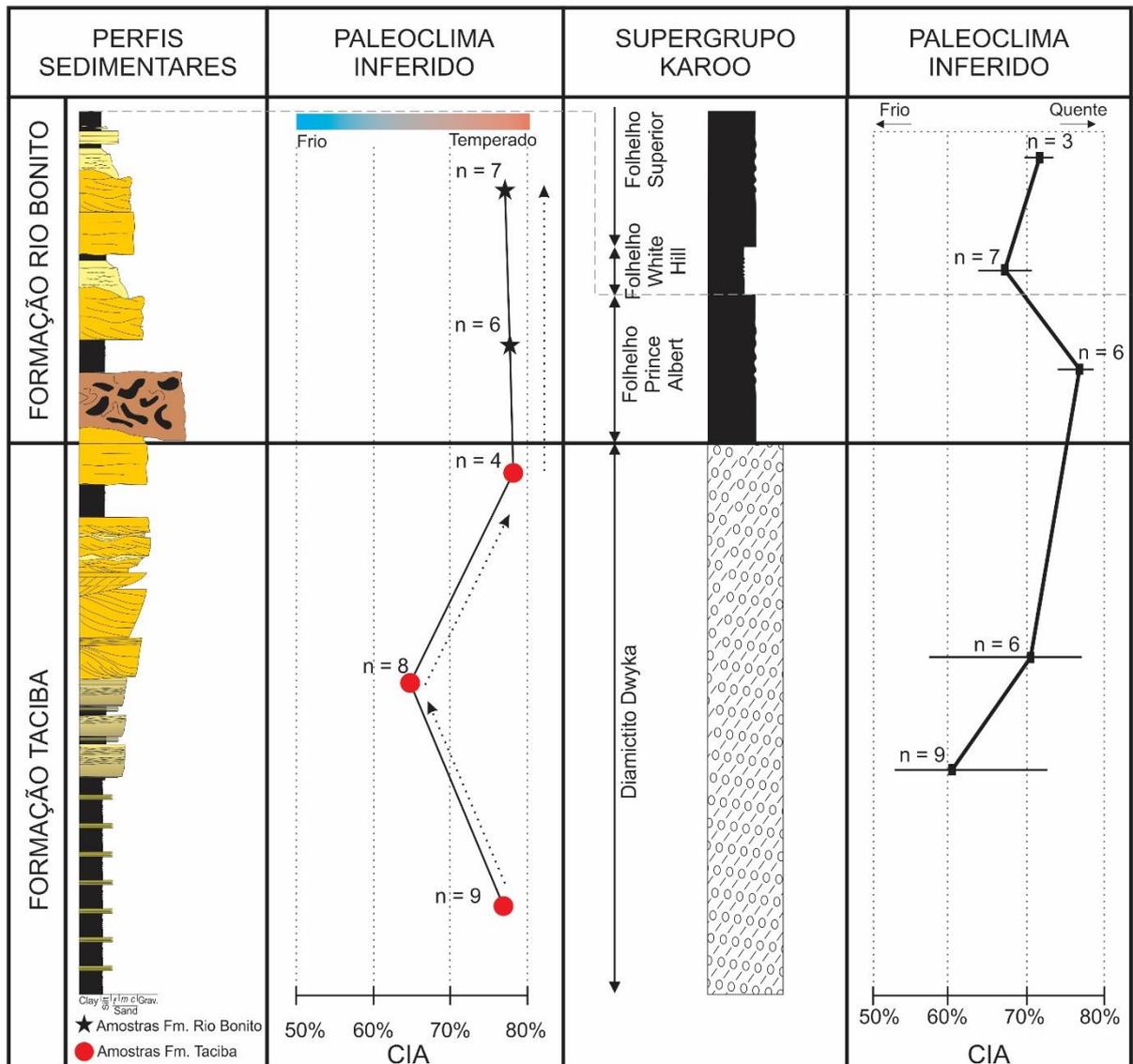


Figura 13. Seção sumarizada dos afloramentos estudados com o CIA correspondente ao paleoclima e comparado com a estratigrafia generalizada da base do Supergrupo Karoo e os valores de CIA obtidos por Visser & Young (1990).

Costa (2017) verificou, com dados gama-espectrométricos, que a Formação Taciba apresenta baixas razões  $eTh/K$  e  $eTh/U$  e sugere que esta foi depositada em um clima frio e seco, enquanto que razões mais elevadas encontradas na Formação Rio Bonito indicam condições climáticas progressivamente quentes e úmidas.

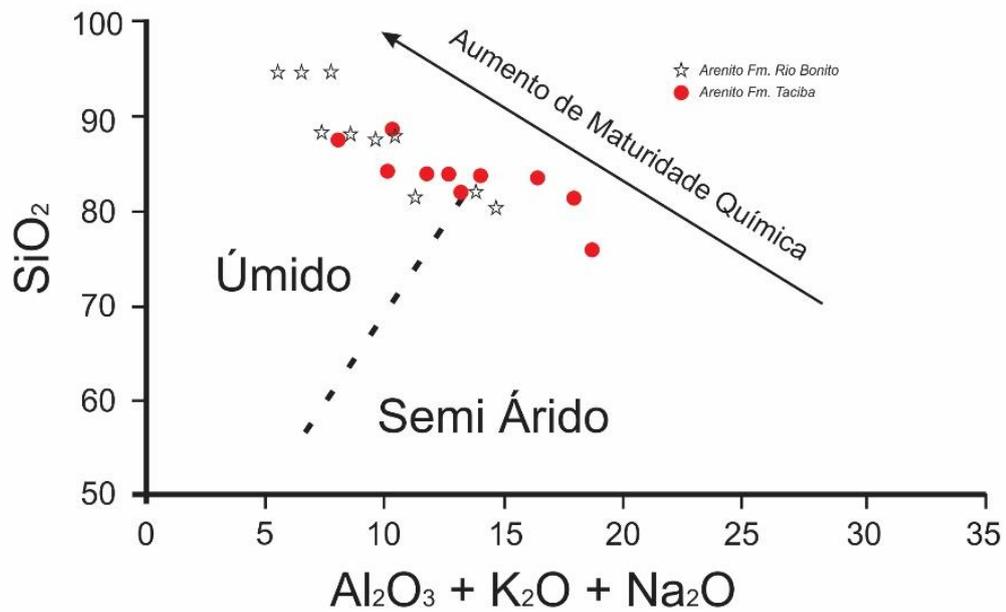


Figura 14. Diagrama de discriminação paleoclimática  $\text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  dos arenitos das Formações Taciba e Rio Bonito (Suttner & Dutta, 1986).

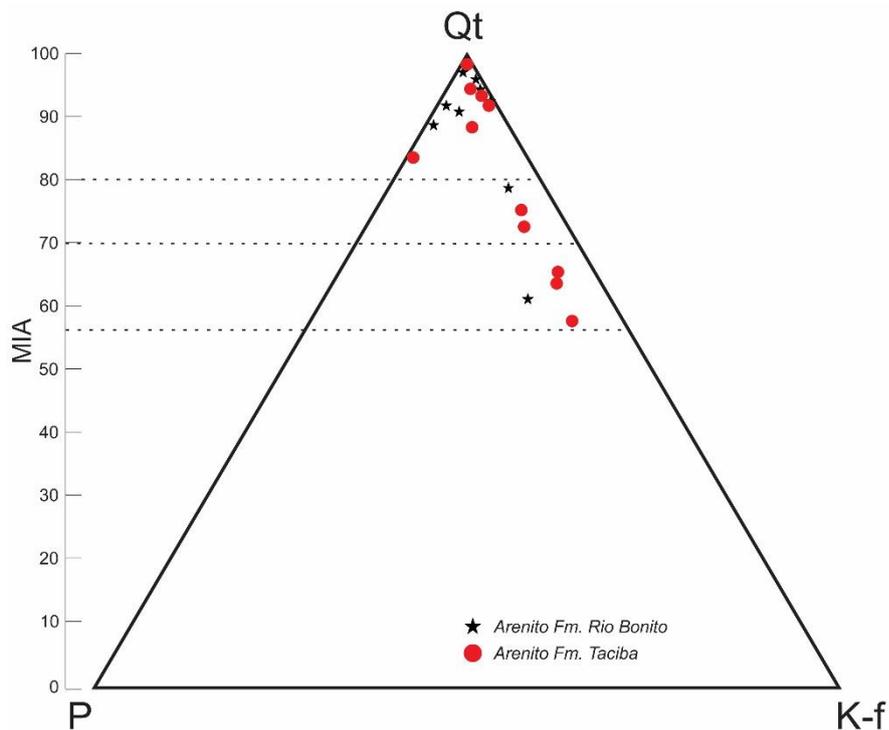


Figura 15. Diagrama ternário do Índice de Alteração Mineralógica dos Arenitos das Formações Taciba e Rio Bonito.

Diversos autores utilizaram razões  $\text{Th}/\text{U}$  para decifrar o histórico de intemperismo devido à oxidação e perda de urânio durante o processo de intemperismo (Taylor & McLennan, 1985; McLennan *et al.*, 1990, 1995). Durante o intemperismo, existe uma

tendência de elevação da razão Th/U em relação a crosta continental superior, ao passo que, baixas razões Th/U ( $< \sim 2$ ) geralmente são ocasionadas por enriquecimento de U nos processos sedimentares. Isto sugere que baixa razão Th/U podem estar ligadas a sedimentos de margem ativa, especialmente quando acompanhados por baixas quantidades de Th e abundância de U, refletindo à uma assinatura geoquímica de fonte de manto depletado. Os arenitos estudados mostram um *trend* de intemperismo claro, enquanto que os pelitos ficam ligeiramente acima do valor médio da crosta superior (Figura 16). Este cenário sugere que as condições de intemperismo não foram constantes durante a deposição destes sedimentos e que a Formação Rio Bonito apresenta condições intempéricas mais severas que a Formação Taciba.

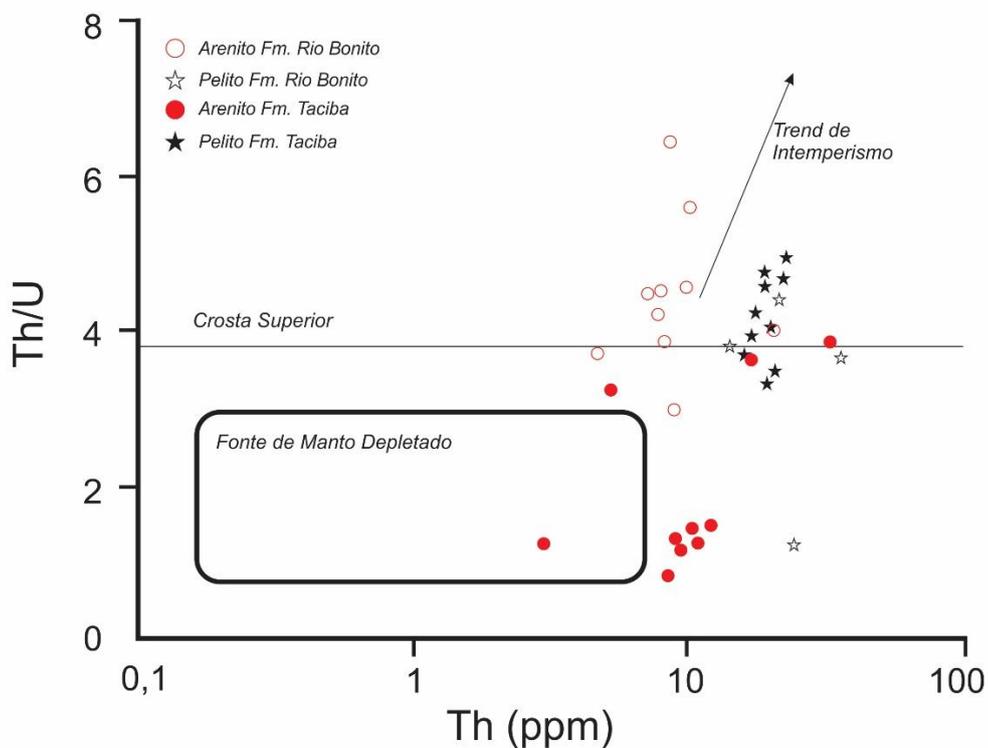


Figura 16. Gráfico da razão Th/U *versus* abundância de Th para as amostras das formações Taciba e Rio Bonito (McLennan *et al.*, 1993).

## 6.2 PROVENIÊNCIA

Na interpretação do contexto tectônico podem ser usados diagramas de Dickinson (1985) para discriminar campos composicionais característicos de proveniências diferentes, por exemplo: QtFL – evidencia a maturidade; e QmFLT – denota o tipo de rocha-fonte. As composições mineralógicas dos arenitos das Formações Taciba e Rio Bonito plotam nos

campos de proveniência de cráton interior e transicional (blocos continentais) no diagrama de Dickinson (1985) e Weltje (2006) (Figura 17).

Blocos continentais são caracterizados por rochas metamórficas de alto grau, ígneas plutônicas ou vulcânicas, as quais o intemperismo resulta na produção de areais quartzosas e pouco feldspáticas. Entretanto, quando existe soerguimento de blocos continentais, a erosão de rochas graníticas e gnáissica podem dar origem a arenitos arcoseanos (Dickinson & Suczek, 1979).

Menezes (2016) evidência que sequências glaciais da Formação Taciba, próximo a região de estudo, estão diretamente depositadas sobre granitóides atribuídos ao Cinturão Dom Feliciano. Estevam & Nascimento (2013, 2014) registram uma assembleia de minerais pesados compostos por silimanita, andaluzita, estaurolia e granada (fonte metamórfica de médio grau), e turmalina, apatita e zircão que indicam fontes graníticas para arenitos da Formação Taciba.

Pequenas variações na proveniência são encontradas entre as Formação Rio Bonito, que indicam fontes preferenciais de cráton interior, enquanto que a Formação Taciba possui amostras que plotam nos dois campos. Para Menezes (2016), isto ocorre por mudanças nas tendências deposicionais ocorridas no término da glaciação gondwânica, que devido à elevação do nível do mar os sedimentos foram trabalhados por processos intrabaciais na Formação Rio Bonito.

Estes trabalhos reforçam que, na área de estudo, as fontes detríticas para os arenitos das formações Taciba e Rio Bonito provem de orógenos adjacentes com alguma contribuição metassedimentar, como indicado nos diagramas de Dickinson (1985) e Weltje (2006) (Figura 17).

Roser & Korsch (1986) determinam campos de discriminação tectônico com base em dados geoquímicos de arenitos e pelitos cujos ambientes tectônicos de sedimentação já estavam bem determinados. Os limites entre os campos sugeridos correspondem a arco oceânico (ARC), margem continental ativa (ACM, incluindo arco de margem continental) e margem passiva (PM).

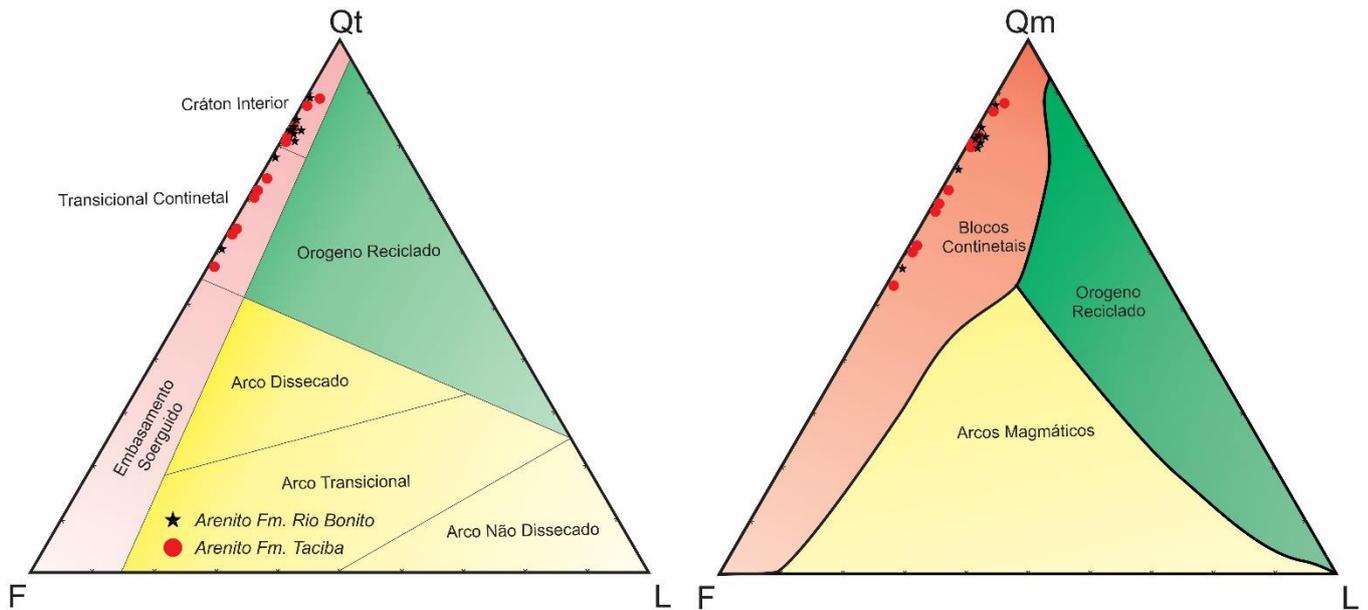


Figura 17. Diagramas ternários de proveniência sedimentar de Dickinson (1985) e Weltje (2006) para arenitos. Composição de dados do autor e Menezes (2016).

As amostras da Formação Taciba são caracterizadas por baixas razões  $K_2O/Na_2O$ , enquanto que a Formação Rio Bonito possui razões mais elevadas. Desta forma, os arenitos e pelitos Formação Taciba, correspondem, preferencialmente, a margem continental ativa no diagrama de Roser & Korsch (1986), enquanto que a Formação Rio Bonito a margem passiva (Figura 18).

Este diagrama revela que por mais que exista controle faciológico nas amostras, assim, ficam distintos os ambientes tectônicos de deposição das duas unidades estudadas. As razões elevadas de  $K_2O/Na_2O$  podem refletir na perda de sódio durante o intemperismo. Os altos valores de  $SiO_2$  dos arenitos da Formação Rio Bonito podem revelar uma combinação de intemperismo químico e retrabalhamento que depletou significativamente o conteúdo de feldspatos nas amostras. Estudos recentes apontam que a Formação Rio Bonito, por se instaurar em um ambiente costeiro, pode ter retrabalhado fortemente os grãos fazendo com que os minerais de feldspáticos ocorram em menor quantidade (Zielinsk, 2014; Menezes, 2015).

A Bacia do Paraná é uma bacia típica intracratônica e que possui em sua vizinhança ativos cinturões colisionais (Milani & Ramos, 1998). Portanto, uma fonte de sedimento de composição intermediária a félsica (orógenos) poderiam dar uma assinatura de margem continental ativa, porém de um embasamento mais antigo sem necessariamente ser síncrona a deposição. Para a Formação Rio Bonito, o ambiente de margem passiva pode estar

relacionado ao ambiente deposicional, visto que uma configuração desta natureza poderia fornecer sedimentos dos mais variados tipos de rocha, e o que comandaria a composição dos sedimentos seriam os ambientes de sedimentação, enquanto que a rocha fonte teria papel secundário.

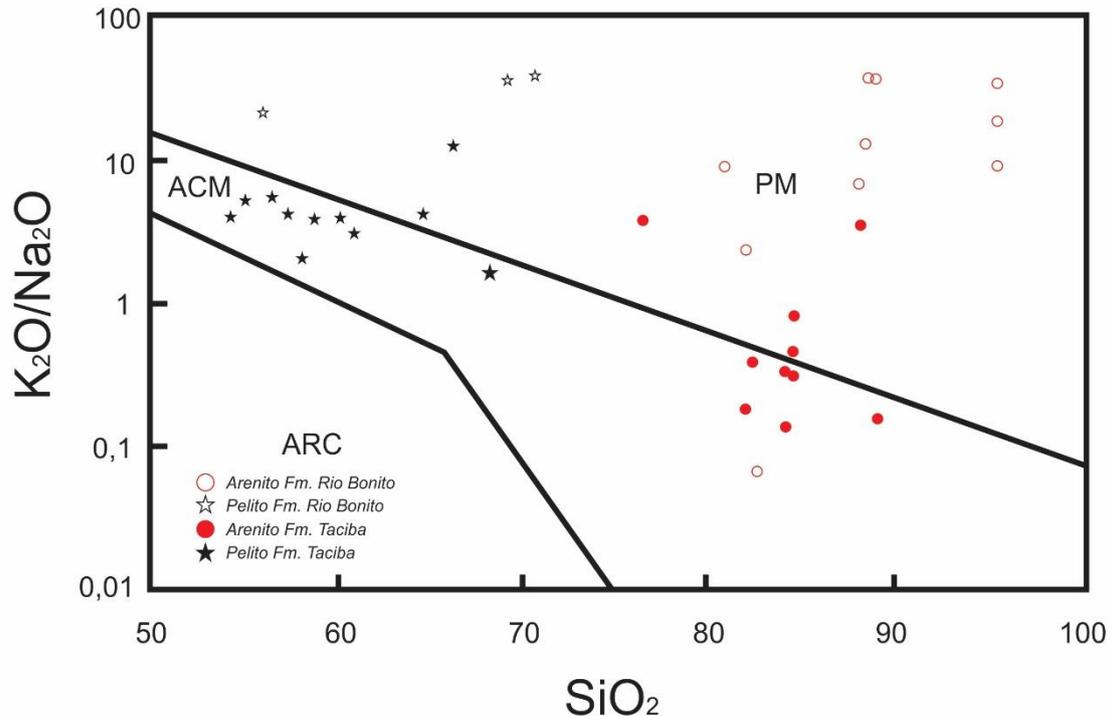


Figura 18. Diagrama de discriminação tectônica baseado em elementos maiores para as amostras das formações Taciba e Rio Bonito de Roser & Korsch (1986). PM – Margem passiva; ACM – Margem continental ativa; ARC – Arco de ilha oceânica.

Elementos Terras Raras e Traços são bons farejadores de proveniência de rochas siliciclásticas. Porém, vale salientar que também podem ser afetados pelos processos sedimentares como, seleção hidráulica e diagênese, e em determinadas condições, podem alterar tanto a assinatura da rocha fonte quanto a “memória tectônica” dos sedimentos (Nesbitt, 1979; Cullers *et al.*, 1987; Condie *et al.*, 1995).

Sedimentos derivados de arcos predominantemente ácidos possuem baixa razão La/Th e contém cerca de 3-7 ppm de Hf (Floyd & Leveridge, 1987). Com progressiva dissecação do arco, erosão de rochas plutônicas do embasamento e de antigas rochas (meta)sedimentares, o teor de Hf aumenta por meio da liberação de zircão, que é a principal fase hospedeira deste elemento (Floyd & Leveridge, 1987). Plotando La/Th *versus* Hf no diagrama de Floyd & Leveridge (1987) é possível dizer que as amostras estudadas provem de uma fonte mais

félsica, entretanto, na Formação Rio Bonito algumas amostras apresentam grande conteúdo de Hf (Figura 19). Este enriquecimento pode ser resultado de fusão parcial do manto ocorrido na geração de alguns granitoides do embasamento e também, devido ao fato de ser extremamente resistente ao intemperismo, esta anomalia pode estar ligada ao tempo de residência na bacia, assim podendo ser configurada uma margem passiva.

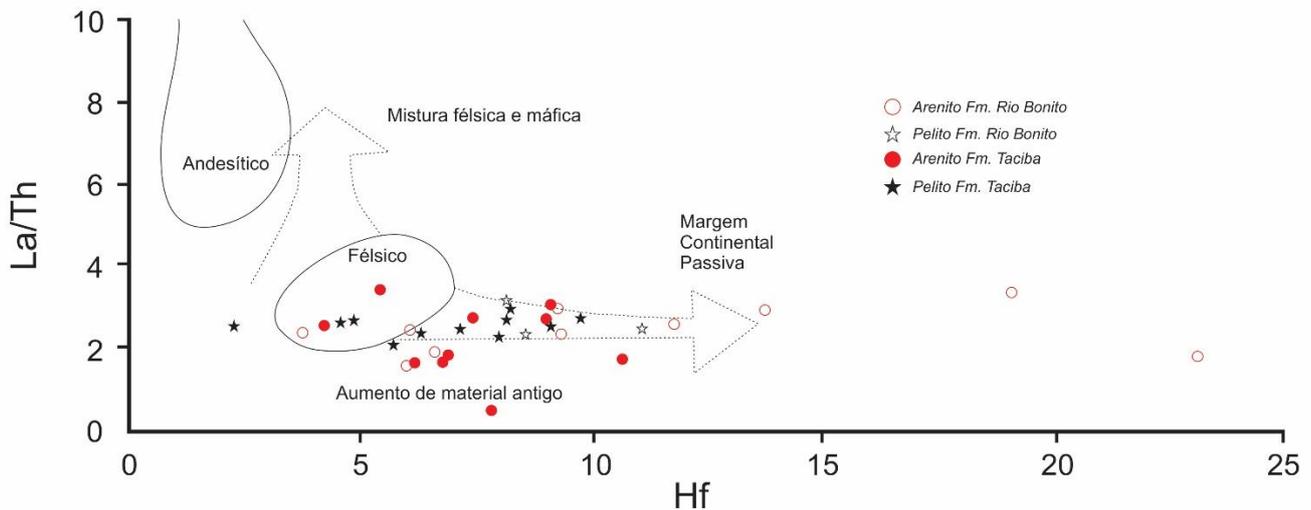


Figura 19. Diagrama binário Hf/La-Th (Floyd & Leveridge, 1987) para os arenitos e pelitos das formações Taciba e Rio Bonito evidenciando uma fonte félsica.

De modo geral, rochas fontes básicas contem baixas razões ETRL/ETRP e não apresentam anomalias de Eu, e o contrário vale para fontes mais ácidas, que possuem rochas que assinalam altas razões ETRL/ETRP e anomalias negativas de Eu. Nas amostras das duas unidades estudadas, é possível observar que o padrão de distribuição ETR apresentam um padrão *flat*, quando normalizados pelo condrito (Figura 20) típico de rochas básicas. Porém, registram anomalias negativas de Eu e razões médias de ETRL/ETRP, podendo evidenciar uma depleção de elementos leves provenientes de uma fonte mais félsica. Para McLennan *et al.* (1980), anomalias negativas de Eu tem relação a eventos de fusão parcial ou cristalização fracionada a baixas profundidades. Portanto, podemos inferir que as rochas estudadas não foram depletadas significativamente em Eu, não apresentando assim, qualquer relação com o ambiente deposicional e sim com a área fonte.

Segundo Florisbal *et al.* (2012a e b), as rochas do embasamento que afloram próximo a área de estudo podem ser divididas em quadro blocos de idades distintas: Complexo Granulítico Santa Catarina (Arqueno/Paleoproterozoico), o Complexo Camboriú e o Complexo Metamórfico Brusque (Neoproterozoico), granitoides do Neoproterozoico e a sequência vulcano-sedimentar da Bacia de Itajaí (início do Paleozoico). Idades de zircão

obtidas por Canile (2015) evidenciam que estas unidades que circundam a Bacia do Paraná foram as principais fontes de sedimentos para as Formações Taciba e Rio Bonito. A Formação Taciba apresentou quatro grupos de zircões detríticos de idade Neoarquena, Paleoproterozoico médio, Grenviliano e Brasileiro, os quais foram associados ao embasamento Pré-Cambriano encontrado a leste da área estudada, compostos pelas Faixas Dom Feliciano, Kaoko Namaqua-Natal (Canile, 2015). As duas formações estudadas neste trabalho apresentaram proveniência semelhante, com exceção do Membro Siderópolis (Formação Rio Bonito) que registrou uma mudança na área fonte, de idade permiana que foram interpretados como cinzas vulcânicas do Grupo Choiyoi, província vulcânica localizada na margem ocidental Gondwânica (Rocha-Campos *et al.*, 2011; Sato *et al.*, 2015).

Compilando dados de Florisbal (2012), nota-se que os granitoides que ocorrem adjacentes a formações Rio Bonito e Taciba possuem um padrão de distribuição de Elementos Terras Raras semelhantes as rochas estudadas neste trabalho, sem distinção faciológica. A interpretação dada é que tiveram contribuições predominantemente de rochas graníticas do Cinturão Dom Feliciano.

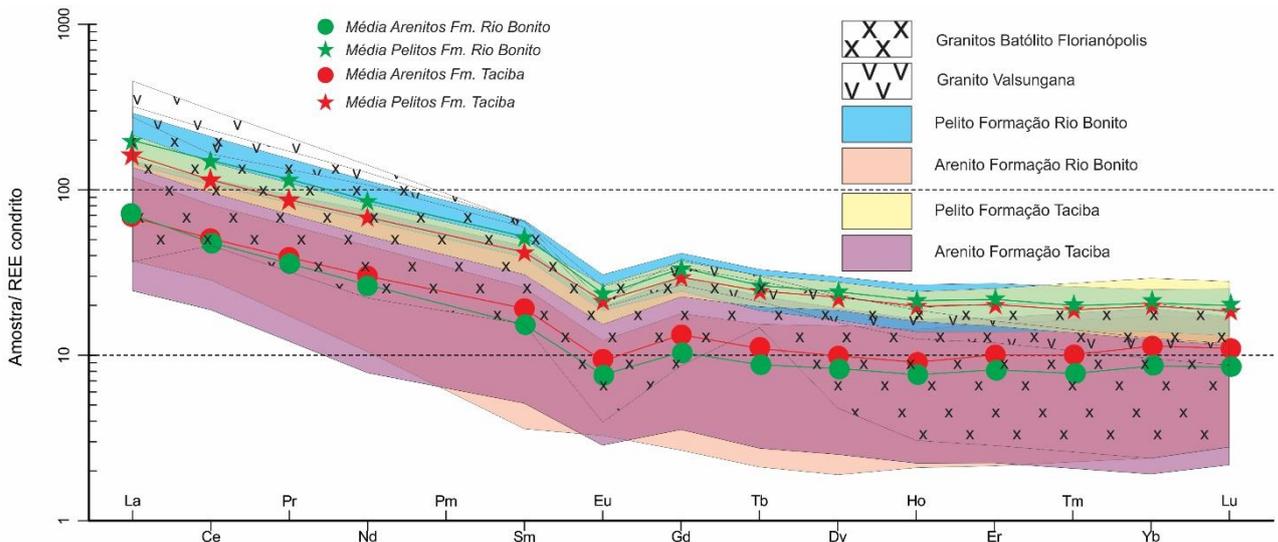


Figura 20. Distribuição dos Elementos Terras Raras normalizados pelo condrito (Boynnton, 1984), comparado com o embasamento próximo (Florisbal, 2012).

### 6.3 PALEOGEOGRAFIA

As reconstruções paleogeográficas são fundamentais para a compreensão da tectônica de placas, dinâmicas crustais e histórias evolutivas de bacias sedimentares. Os modelos paleogeográficos existentes para o Permiano apontam para uma configuração em que o

Gondwana estaria posicionado abaixo da linha do equador e mais ao Sul do planeta (Limarino *et al.*, 2014; Torsvik & Cocks, 2013; Domeier & Torsvik, 2014). A Bacia do Paraná apresenta cerca de 1500 m de espessura de depósitos glaciais e interglaciais (Vesely & Assine, 2006; Rocha-Campos *et al.*, 2008), e grande parte delas é considerada do Missisipiano e que se estendeu até o início do Permiano (Souza & Marques-Toigo, 2005; Guerra-Sommer *et al.*, 2008a,b; Rocha-Campos *et al.*, 2008). O topo da Formação Taciba registra os estágios finais da glaciação permiana, enquanto que a Formação Rio Bonito apresenta estratos pós-glaciais (Rocha-Campos & Rösler, 1978; Iannuzzi & Souza, 2005; Goldberg & Humayun, 2010).

A Bacia do Paraná, no seu período de instauração, poderia receber sedimentos de qualquer terreno adjacente, pois de acordo com mapa de isópacas mostra que os depocentros estão centrados na bacia (Milani *et al.*, 1998). Entretanto, apesar de o contexto paleogeográfico e ambiental ter condicionado a deposição das duas unidades, fazendo com que ocorram diferenças na maturidade textural, mineralógica e consequentemente geoquímica, pode-se inferir que houve poucas mudanças na proveniência (Figura 21). Isto é corroborado por Canile (2015) que, com base em zircões detríticos e dados isotópicos, aponta sedimentos preferencialmente vindos das bordas proximais da bacia (Faixas Dom Feliciano, Kaoko e Ribeira) além de sedimentos vindos de locais mais distantes, localizados em território argentino e chileno. De acordo com as paleocorrentes encontradas (NE-SW) para os afloramentos estudados, isto é congruente, sendo estas faixas as principais fontes de sedimentos, entretanto uma contribuição de zonas ao sul da bacia teve pouca influência.

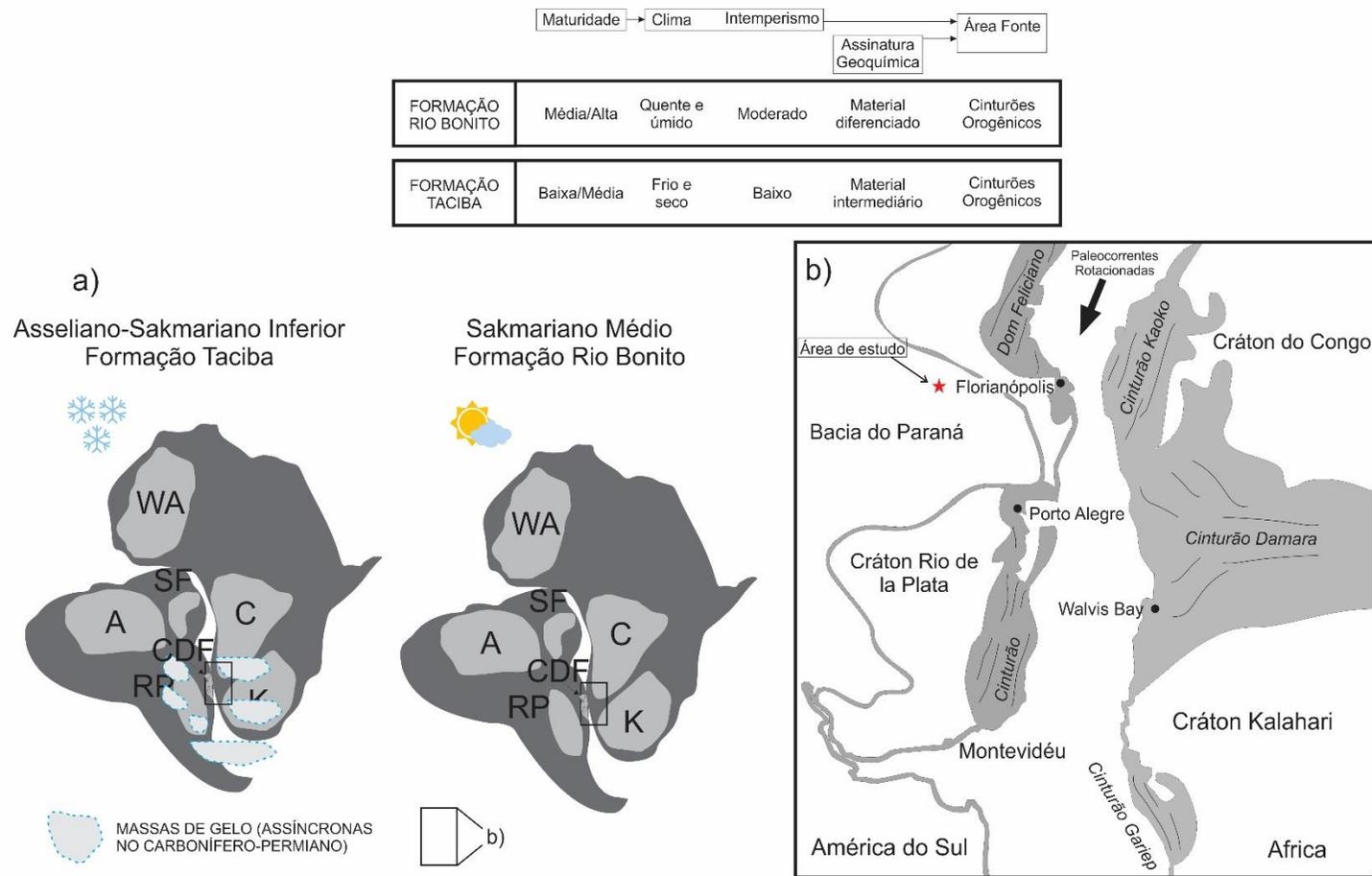


Figura 21. Comparativo entre as características sedimentológicas, mineralógicas e geoquímicas das unidades estudadas. A) Ilustração paleogeográfica do Gondwana em dois períodos de tempo diferentes. Siglas de Crátos (WA) West África, (K) Kalahari, (C) Congo, (A) Amazônico, (RP) Rio de la Plata, (SF) São Francisco e (CDF) Cinturão Dom Feliciano. B) Localização da área de estudo e posição dos crátos e cinturões orogênicos depois da abertura do Oceano Atlântico Sul pondo em evidência as paleocorrentes para SSW (rotacionadas de acordo com a paleogeografia na época da deposição), caracterizando uma fonte dos Cinturões Dom Feliciano, Kaoko e Cráton do Congo (Oyhantçabal *et al.*, 2011; Ulrich *et al.*, 2011; Torsvik & Cocks, 2013; Eiesland, 2018).

## 7 CONCLUSÕES

Com base na análise conjunta dos dados petrográficos e geoquímicos obtidos neste trabalho foi possível concluir que:

- 1) As rochas estudadas incluem pelitos laminados, arcóseo e subarcóseo depositadas e contextos paleoambientais distintos. Os arenitos das unidades estudadas apresentam poucas variações mineralógicas, o que indica que tiveram fontes semelhantes. Entretanto, texturalmente os arenitos da Formação Taciba apresentam baixa maturidade enquanto os da Formação Taciba possuem alta maturidade textural, o que indica mudanças de energia no sistema deposicional, compatível com os ambientes deposicionais contrastantes destas duas unidades.
- 2) A presença de illita na Formação Taciba e caulinita na Formação Rio Bonito podem caracterizar uma mudança de clima frio e seco para quente úmido, respectivamente. Isto é corroborado pelo índice de maturidade química, observada nos arenitos, que apresenta um *trend* composicional evidenciando esta transição.
- 3) Correlações das formações Taciba e Rio Bonito com unidades correlatas do Supergrupo Karoo permitem verificar correspondências climáticas com base no CIA e mostraram que estas unidades passaram por eventos climatológicos semelhantes.
- 4) As rochas da Formação Taciba foram formadas durante regimes glaciais ocorridos no Asseliano-Sakmariiano Inferior, enquanto que a Formação Rio Bonito é marcada por eventos de deglaciação ocorridos no Sakmariiano Médio.
- 5) Dados geoquímicos sugerem que as rochas das unidades estudadas foram depositadas em um ambiente de margem passiva, tendo a Formação Taciba preservado melhor assinatura geoquímica da área fonte, enquanto que a Formação Rio Bonito teve maior influência das intempéries no sítio deposicional.
- 6) Os processos sedimentares tiveram grande importância na assinatura geoquímica destas rochas. Entretanto, a distribuição dos elementos traços e terras raras se assemelham ao embasamento local. Deste modo, os dados obtidos neste trabalho permitem inferir que houveram poucas mudanças na área fonte dos sedimentos e que a principal fonte é proveniente dos Cinturões Orogênicos adjacentes à bacia, como o Dom Feliciano e Kaoko, e também do Cráton Rio de La Plata.

## REFERÊNCIAS

ALMEIDA, FFM de et al. Províncias estruturais brasileiras. Simpósio de Geologia do Nordeste, v. 8, n. 1977, p. 363-391, 1977.

ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B. de FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Sci. Reviews**, 17:1-21. 1981.

ASSINE, M. L. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 24, n. 2, p. 77–89, 1994.

BASEI, M. Â S. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. **Unpublished Ph. D. thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo**, v. 19, 1985.

BASEI, M. A. S.; BRITO NEVES, B. B. Características geológicas da transição Proterozóico-Faneorozóico no Brasil. **Paleozóico Inferior de Iberoamérica, Mérida, Universidad de Extremadura**, p. 331-342, 1992.

BASEI, M.A.S., DRUKAS, C.O., NUTMAN, A.P., WEMMER, K., DUNYI, L., SANTOS, P.R., PASSARELLI, C.R., CAMPOS NETO, M. C., SIGA Jr., O., OSAKO, L. The Itajaí foreland basin: a tectono-sedimentary record of the Ediacaran period, Southern Brazil. **Int J Earth Sci (Geol Rundsch)** 100:543–569. 2011.

BHATIA, M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. **The Journal of Geology**, v. 91, n. 6, p. 611-627, 1983.

BHATIA, M. R. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. **Sedimentary Geology**, v. 45, n. 1-2, p. 97-113, 1985.

BHATIA, M. R.; CROOK, K. A. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. **Contributions to mineralogy and petrology**, v. 92, n. 2, p. 181-193, 1986.

BIZZI, L. A. *et al.* **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG.** CPRM, 2003.

BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.S.V. Late-to post-collisional Brasileiro magmatism in southernmost Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 65, n. 1, p. 3-6, 1993.

BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.V.S. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 186-189, 2000.

BITENCOURT, Maria de Fatima Aparecida Saraiva et al. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. **Pesquisas em Geociências. Vol. 35, n. 1 (2008), p. 109-136**, 2008.

BORTOLUZZI, C. A., AWDZIEJ, J. ZARDO, S. M. Geologia da Bacia do Paraná em Santa Catarina. In: Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina. Nº 1. Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina. Escala: 500.000. Texto Explicativo pa. **Série Mapas e Cartas de Síntese. Nº 3. Seção Geologia.** Florianópolis: DNPM.1987

BOYNTON, W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: **Developments in geochemistry.** Elsevier, 1984. p. 63-114.

CAMPOS, R. S. Petrografia e geoquímica das rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas do complexo metamórfico Brusque, região Serra da Miséria, Itapema, SC. 2007.

CARNEIRO, C. D. R., COSTA, F. G. D. 2006. Estruturas atectônicas da Bacia do Paraná em Campinas (SP): deformação sin sedimentar no Subgrupo Itararé. **Terra e Didática** 2(1): p. 34-43.

CANILE, F. M. **Geologia isotópica em zircões detríticos (U-Pb, Hf e O) e em rocha total (Sm-Nd e Pb-Pb) das rochas da Bacia do Paraná em Santa Catarina.** Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo (2015).

CASTRO, J.C. 1991. A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltáico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Mb. Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia. **Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro**, 212p.

COSTA, M. S.; NASCIMENTO, M.S. Tratos deposicionais e arquitetura estratigráfica de sucessões sedimentares da Bacia do Itajaí (Neoproterozoico), nordeste de Santa Catarina, Brasil. **Geologia USP. Série Científica**, v. 15, n. 2, p. 111-134, 2015.

COSTA, H. S. Evidências paleoclimáticas no membro Rio do Sul e formação Rio Bonito (bacia do Paraná) com base em gamaespectrometria e argilominerais, Santa Catarina. 2017.

CONDIE, K. C. et al., Behavior of rare earth elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the Front Range, Colorado, USA. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 59, n. 2, p. 279-294, 1995.

CROOK, K. A. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes). 1974.

CULLERS, R. L. et al. Rare-earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA. **Chemical geology**, v. 63, n. 3-4, p. 275-297, 1987.

CULLERS, R. L. The controls on the major-and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, USA. **Chemical Geology**, v. 123, n. 1-4, p. 107-131, 1995.

CULLERS, R. L.; STONE, J. Chemical and mineralogical comparison of the Pennsylvanian Fountain Formation, Colorado, USA (an uplifted continental block) to sedimentary rocks from other tectonic environments. **Lithos**, v. 27, n. 2, p. 115-131, 1991.

CULLERS, R. L.; BERENDSEN, P. The provenance and chemical variation of sandstones associated with the Mid-continent Rift System, USA. **European Journal of Mineralogy**, p. 987-1002, 1998.

D'AVILA, R.S.F. 2009. Sequências Depositionais do Grupo Itararé (Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na Área de Dr. Pedrinho e Cercanias, Santa Catarina, Brasil. Tese de Doutorado - **Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS Porto Alegre**, 192p.

DICKINSON, William R.; SUCZEK, Christopher A. Plate tectonics and sandstone compositions. **Aapg Bulletin**, v. 63, n. 12, p. 2164-2182, 1979.

DICKINSON, W. R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: **Provenance of arenites**. Springer Netherlands, 1985. p. 333-361.

DOMEIER, Mathew; TORSVIK, Trond H. Plate tectonics in the late Paleozoic. **Geoscience Frontiers**, v. 5, n. 3, p. 303-350, 2014.

DUTTA, P. K.; SUTTNER, L. J. Alluvial sandstone composition and paleoclimate; II, Authigenic mineralogy. **Journal of Sedimentary Research**, v. 56, n. 3, p. 346-358, 1986.

EIESLAND, R. **U-Pb zircon provenance of metamorphosed clastic sediments in the Brusque Metamorphic Complex, Dom Feliciano Belt, southeastern Brazil**. 2018. Dissertação de Mestrado. UiT Norges arktiske universitet.

ESTEVAM, C. N.; NASCIMENTO. M. S., Análise das Variedades de Minerais Pesados de Arenitos Permianos na Borda Sudeste da Bacia do Paraná, Estado de Santa Catarina. **In: II Seminário do Grupo de Análise de Bacias (SANBAII)**. 2013.

ESTEVAM, C. N.; NASCIMENTO. M. S., Caracterização e Análise das Variedades de Minerais Pesados Detríticos Não Opacos de Arenitos Permianos na Borda Leste da Bacia do Paraná, no Estado de Santa Catarina. **In: II Seminário do Grupo de Análise de Bacias (SANBA III)**. 2014.

FEDO, C. M.; NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. **Geology**, v. 23, n. 10, p. 921-924, 1995.

FIELDING, C. R. et al. Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: a record of alternating glacial and nonglacial climate regime. **Journal of the Geological Society**, v. 165, n. 1, p. 129-140, 2008.

FLORISBAL, Luana Moreira et al. Space–time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U–Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic–felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. **Precambrian Research**, v. 216, p. 132-151, 2012.

FLORISBAL, Luana Moreira et al. Petrogenesis of syntectonic granites emplaced at the transition from thrusting to transcurrent tectonics in post-collisional setting: Whole-rock and Sr–Nd–Pb isotope geochemistry in the Neoproterozoic Quatro Ilhas and Mariscal Granites, Southern Brazil. **Lithos**, v. 153, p. 53-71, 2012.

FLOYD, P. A.; LEVERIDGE, B. E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. **Journal of the Geological Society**, v. 144, n. 4, p. 531-542, 1987.

FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, v. 2, n. 2/4, p. 147-191, 1988

FOLK, R. L. **Petrology of sedimentary rocks**. Hemphill Publishing Company, 1980.

GARBE-SCHÖNBERG, C. D. Simultaneous determination of thirty-seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS. **Geostandards and Geoanalytical Research**, v. 17, n. 1, p. 81-97, 1993.

GOLDBERG, K.; HUMAYUN, M. The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 293, n. 1-2, p. 175-183, 2010.

GORDON Jr., M.J. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM**, 38,1-20.

HARTMANN, Daniel. The Goodness-of-Fit to Ideal Gauss and Rosin Distributions: A New Grain-size Parameter: DISCUSSION. **Journal of Sedimentary Research**, v. 58, n. 5, 1988.

HARTMANN, L. A. et al. Oceanic plateau accretion at 705 Ma in the southern Brazilian shield. In: **South American Symposium on Isotope Geology**. 2003. p. 178-181.

HARKER, A. **The natural history of igneous rocks**. Hafner Publishing Company, 1965.

HOLZ, Michael. The Eo-Permian coal seams of the Paraná basin in southernmost Brazil: An analysis of the depositional conditions using sequence stratigraphy concepts. **International Journal of Coal Geology**, v. 36, n. 1-2, p. 141-163, 1998.

HOLZ, Michael et al. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, n. 2, p. 381-399, 2010.

HUMPHRIS, SUSAN E. The mobility of the rare earth elements in the crust. **Rare earth element geochemistry**, v. 2, p. 317-342, 1984.

IANNUZZI, R., SOUZA., P. A. Floral succession in the Lower Permian Deposits of the Brazilian Paraná Basin: An up-to-date Overview. **The Nonmarine Permian: Bulletin** 30, v. 30, p. 144, 2005.

ISBELL, J. L. et al. Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. **Gondwana Research**, v. 22, n. 1, p. 1-19, 2012.

JOHNSSON, Mark J. et al. The system controlling the composition of clastic sediments. **SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA**, p. 1-1, 1993.

KAUL, Pedro Francisco Teixeira. O craton de Luís Alves. In: **Congresso Brasileiro de Geologia. 1980.** p. 2677-2683.

LAVINA, E. L.; LOPES, R. C. 1986. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. **Paula Coutiana, Porto Alegre**, n. 1, p. 51-103.

LEINZ, V. 1937. Estudos sobre a glaciação carbonífera no sul do Brasil. **Boletim DNPM/DFPM**, v. 21, 1-47.

LIMARINO, C. O. et al. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: a record from icehouse to extreme greenhouse conditions. **Gondwana Research**, v. 25, n. 4, p. 1396-1421, 2014.

MANTESSO-NETO, Virgínio et al. Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. **São Paulo: Beca**, p. 383-405, 2004.

MCLENNAN, S. M.; NANCE, W. B.; TAYLOR, S. R. Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 44, n. 11, p. 1833-1839, 1980.

MCLENNAN, S. M. et al. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 54, n. 7, p. 2015-2050, 1990.

MCLENNAN, S. M. et al. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. **Special Papers-Geological Society of America**, p. 21-21, 1993.

MCLENNAN, S. M. et al. Early Proterozoic crustal evolution: Geochemical and Nd-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 59, n. 6, p. 1153-1177, 1995.

MCLENNAN, S. M.; TAYLOR, S. R. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. **The Journal of Geology**, v. 99, n. 1, p. 1-21, 1991.

MCLENNAN, S. M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 2, n. 4, 2001.

MENEZES, M. T. F. **Petrografia e diagênese de arenitos eopermianos da Bacia do Paraná, região de Alfredo Wagner, SC: implicações estratigráficas e de proveniência.** 2016.

MILANI, E. J., FACCINI, U. F., SCHERER, C. M., ARAÚJO, L. M., CUPERTINO, J.A. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. **Boletim IG-USP: Série Científica**, v. 29. 1998.

MILANI, E. J. et al. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.

MONTAÑEZ, I. P. et al. CO<sub>2</sub>-forced climate and vegetation instability during Late Paleozoic deglaciation. **Science**, v. 315, n. 5808, p. 87-91, 2007.

MONTAÑEZ, I. P.; POULSEN, C. J. The Late Paleozoic ice age: an evolving paradigm. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 41, p. 629-656, 2013.

MUNSELL SOIL COLOR COMPANY, Munsell soil color charts, Munsell color, Macbeth Division of Kollmorgen Corporation, **Baltimore, Maryland, USA.** 1950, revised 1975.

NESBITT, H. W. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. **Nature**, v. 279, n. 5710, p. 206-210, 1979.

NESBITT, H. W; YOUNG, G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature**, v. 299, n. 5885, p. 715-717, 1982.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Prediction of Some Weathering Trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 48, n. 7, p. 1523-1534, 1984.

OYHANTÇABAL, P. et al. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano–Pan-African, Uruguay). **Lithos**, v. 98, n. 1-4, p. 141-159, 2007.

OYHANTÇABAL, P. et al. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. **International Journal of Earth Sciences**, v. 100, n. 2-3, p. 201-220, 2011.

PEREIRA, E. et al. Evolução das sinéclises paleozóicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. (eds.) **Geologia do Brasil**, Editora Beca, São Paulo. p. 392-421, 2012.

PETTIJOHN, F. J. et al. Sand and Sandstone. - 553 pp. 1987.

PHILIPP, R. P.; NARDI, L. V. S.; BITENCOURT, M. F. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. **Geologia do Rio Grande do Sul**, v. 1, p. 133-160, 2000.

POTTER, P. E. Petrology and chemistry of modern big river sands. **The Journal of Geology**, v. 86, n. 4, p. 423-449, 1978.

PUCHELT, H. **Barium. Handbook of geochemistry**, p. 56B1-56O2, 1972.

REBELO, T. B. Tratos de sistemas glacio-isostáticos da Formação Taciba (Eopermiano) na região de Alfredo Wagner e Ituporanga, centro-leste de Santa Catarina. **UFSC**. 2016.

ROCHA-CAMPOS, A. C. et al. 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**, v. 19, n. 2, p. 509-523, 2011.

ROCHA-CAMPOS, A. C. et al. Late paleozoic glacial deposits of Brazil: Paraná Basin. **Resolving the late Paleozoic ice age in time and space: Geological Society of America Special Paper**, v. 441, p. 97-114, 2008.

ROCHA-CAMPOS, A. C.; ROSLER, O. Late Paleozoic faunal and floral successions in the Paraná Basin, southeastern Brazil. **Boletim IG**, v. 9, p. 01-15, 1978.

ROSER, B. P.; KORSCH, R. J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using content and ratio. **The Journal of Geology**, v. 94, n. 5, p. 635-650, 1986.

SALAMUNI, R.; MARQUES FILHO, P.L.; SOBANSKI, A.C. 1966. Considerações sobre turbiditos da Formação Itararé (Carbonífero Superior), Rio Negro-PR e MafraSC. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 15, p1-19, 1966.

SATO, A. M. et al. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 63, p. 48-69, 2015.

SCHNEIDER, R. L. et al. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: **Congresso brasileiro de Geologia**. 1974. p. 41-65.

SILVA, L. C. *et al.* Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. 2002.

SOUZA, P; A.; MARQUES-TOIGO, M. Progress on the palynostratigraphy of the Permian strata in Rio Grande do Sul State, Paraná basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 77, n. 2, p. 353-365, 2005.

SUTTNER, L. J.; DUTTA, P. K. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. **Journal of Sedimentary Research**, v. 56, n. 3, 1986.

TABOR, N. J. et al. The Permian Moradi Formation of northern Niger: paleosol morphology, petrography and mineralogy. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 299, n. 1-2, p. 200-213, 2011.

TEIXEIRA, A.L., et al. (Org.) **Geologia do Continente Sul 76 Americano: Evolução da Obra de Fernando Flavio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca. 2004.

TAYLOR, S. R.; MCLENNAN, S. M. The continental crust: Its evolution and composition. **London: Blackwell**, 1985.

TAYLOR, S. R.; MCLENNAN, S. M. The geochemical evolution of the continental crust. **Reviews of Geophysics**, v. 33, n. 2, p. 241-265, 1995.

TORSVIK, T. H.; COCKS, L. R. M. Gondwana from top to base in space and time. **Gondwana Research**, v. 24, n. 3-4, p. 999-1030, 2013.

TUCKER, M. E. Sedimentary Petrology.-272 pp. 2001.

ULRICH, S., et al. Transposition of structures in the Neoproterozoic Kaoko Belt (NW Namibia) and their absolute timing. **International Journal of Earth Sciences**, v. 100, n. 2-3, p. 415-429, 2011.

VESELY, F.F., ASSINE, M.L. 2004. Sequencias e tratos de sistemas deposicionais do Grupo Itararé, norte do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, 219-230.

VESELY F.F., ASSINE M.L., ROSTIROLLA S.P. 2005. Deformação penecontemporânea no Grupo Itararé, Bacia do Paraná: estilos estruturais, dinâmica sedimentar e implicações paleogeográficas In: **Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, 10, Curitiba, 2005. Anais. Curitiba: SBG núcleo PR. (CD-ROM).

VESELY, F. F.; ASSINE, M. L. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Itararé Group, Paraná Basin, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 22, n. 3-4, p. 156-168, 2006.

VISSER, J. N.J.; YOUNG, G. M. Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and postglacial mudrocks in southern Africa. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 81, n. 1-2, p. 49-57, 1990.

WELTJE, G. J. Ternary sandstone composition and provenance: an evaluation of the 'Dickinson model'. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 264, n. 1, p. 79-99, 2006.

WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **The Journal of Geology**, v. 30, n. 5, p. 377-392, 1922.

WHITE, I. C. 1908. Relatório sobre as coal measures e rochas associadas ao sul do Brasil. Rio de Janeiro: **Comissão das Minas de Carvão de Pedra do Brasil**. 300 p.

ZIELINSKI, J.P.T & NASCIMENTO, S.M., **Estratigrafia de sequências de sucessões sedimentares Permianas da borda sudeste da Bacia do Paraná, estado de Santa Catarina**. 95 f. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2015.