UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

A BACIA DE ÁGUA BONITA, UMA PASSAGEM MARINHA
EOPALEOZOICA NO BRASIL CENTRAL

Marília Pulito de Aguiar

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2013

T
A282
MP.b
e.2

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**"A BACIA DE ÁGUA BONITA, UMA PASSAGEM MARINHA EOPALEOZÓICA
NO BRASIL CENTRAL"**

MARÍLIA PULITO DE AGUIAR

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Dr. Claudio Riccomini (Orientador)

A blue ink signature of Claudio Riccomini, written over a horizontal line.

:

Titulares: Dr. Egberto Pereira (UERJ)

A blue ink signature of Egberto Pereira, written over a horizontal line.

Dr. Setembrino Petri (GSA/IGc/USP)

A blue ink signature of Setembrino Petri, written over a horizontal line.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900031806

A BACIA DE ÁGUA BONITA, UMA PASSAGEM MARINHA
EOPALEOZOICA NO BRASIL CENTRAL

Marília Pulito de Aguiar

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2013

+
A282
MP. b
e.2

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação
do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Aguiar, Marília Pulito de

A Bacia de Água Bonita, uma passagem marinha
Eopaleozoica no Brasil central / Marília Pulito de
Aguiar. -- São Paulo, 2013.

60 p. : il. + anexos

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP
Orient.: Riccomini, Claudio

1. Bacia	Água	Bonita	2.	Glaciação	3.
Glaciologia	4.	Geologia	histórica	5.	
Eopaleozóico I. Título					

*“Opte pelo que faz o seu coração vibrar.
Opte pelo que gostaria de fazer,
apesar de todas as consequências.”*

Osho

AGRADECIMENTOS

Agradecer a todos que, de uma forma ou de outra, contribuíram para que eu pudesse concluir mais esta etapa de minha vida não é tarefa fácil, principalmente pela dificuldade em distinguir onde surgiram as ideias e os sentimentos que me levaram a entrar nela. De modo geral, gostaria de dizer que sou grata aos meus avós, tios, primos e amigos que, de diversas maneiras, foram responsáveis para que eu me tornasse a pessoa que hoje sou, e que me incentivaram a seguir em busca das respostas às perguntas que sempre tive sobre o mundo (mesmo quando este se limitava ao morrão do alternativo ou ao quintal da casa da vó).

Como não poderia deixar de ser, o meu maior agradecimento é dirigido à minha família, por sempre ter me proporcionado todas as ferramentas necessárias para que eu realizasse os meus sonhos. Ao meu pai, que por tanto acreditar nos meus passos faz com que eu busque dar todos os dias o melhor de mim, e de quem, além de filha, sabe ele que também sou fã. À minha mãe, por ter feito do amor a base de nossa relação. Talvez eu nunca consiga retribuir o seu esforço imensurável para me ver sempre bem e feliz. À minha irmã, pelas cores que só ela sabe dar à vida. *Por me faltar palavras vou dizer apenas te amar.* E ao meu irmão, que descobrindo agora os caminhos pelos quais seguir, mesmo sem perceber, faz com que eu reviva muitas das minhas escolhas, inspirando a eterna procura em ser uma pessoa melhor.

Destaco aqui o papel do professor e colega Claudio Riccomini na sugestão pela continuidade do tema proposto, o que fez - e ainda fará - render boas histórias. A ele agradeço pela contínua excelência como orientador. Junto ao Guano e Trilô, agradeço também pelos bons momentos que acompanharam as etapas de campo ao longo do “Lineamento Transbrasiliiano”, e todos os ensinamentos e discussões que nelas surgiram e delas seguiram.

Formalmente, agradeço ao CNPq pela concessão de minha bolsa de mestrado.

Aos funcionários do Instituto de Geociências da USP, principalmente ao pessoal da gráfica e da seção de pós-graduação, agradeço enormemente por toda a ajuda e atenção. Também a todos os professores que participaram de minha formação como geóloga e (espero que) agora como mestre, obrigada pelos ensinamentos que levo comigo à vida. Por discussões sobre o tema, mesmo que rápidas pelos corredores, agradeço também ao Falcon. E à Gringa, pela ajuda com os icnos.

A todos os amigos queridos dessa vida, agradeço os bons momentos compartilhados durante essa jornada, quer tenham sido discutindo e elaborando ideias, ou simplesmente

partilhando a alegria de viver. Figuras raras que, independente da frequência e apesar da não rara distância, amo encontrar pelas ruas, bares ou quaisquer que sejam os lugares por aí: Astrid, Kenguinha, Lua, Pará, Fares, Kabong, Nulo, Dog, Basei, Batatinha, Fer, Lulu, Patita, Peter, Casseta, Mari, Letê, Sil, Maria, Mazão, Rafa, Bru, Moqui, Verô, Lidi, Thazão, Isah, entre tantos outros que seria impossível aqui citar, mas que toda vez que os encontro, faço questão de lembrar com um abraço o quão importantes são para mim.

À minha família paulistana, Re, Flá, Dani, Maria e Léo (*in memorian*), agradeço por me acolherem e me fazerem sentir “em casa” sempre que preciso, como nos meses de início dessa jornada.

À Massa, Xana e Jurema, agradeço por mais um capítulo da tão complicada “arte da convivência”, na qual ainda espero um dia me formar.

Às minhas amigas-irmãs que a geologia trouxe: Vesguinha, Mocotó, Gê, Pinhão, Tonhão e Wally, obrigada por fazerem meu caminhar muito mais feliz.

Agradeço também ao pessoal da Tratch-Mundi, em especial ao Samar, por todo o apoio desde a decisão de iniciar nesse mestrado, por sua confiança e amizade; ao Deco, pela parceria de todo dia; à Lari, pela ajuda com os esquecimentos e por sempre divagar comigo à procura do sentido das coisas; ao Gá, pelos raros encontros mas sempre bons papos; ao Fefinho, pelo companheirismo e amizade desde o início dessa parada; à Popó, por todas as discussões; à Planária, pela ajuda com os últimos e corridos processamentos de dados; ao Feijão, pelo compartilhar de tantas experiências, com quem ainda espero muito aprender; e também ao Sífilis, Zé, Turta, Ariane, Reini, Guri, Luan, Ap, Gult, Carlão, Cris, Polegar, Sagui, Mateus e Bruna.. obrigada pelo crescimento pessoal e profissional que a nossa relação me proporcionou nesses últimos anos.

À Shirley, Pachá, Rica, Dani, Digo e Lara, obrigada por todo carinho com que me acolheram na família.

Final e especialmente, agradeço ao Rafa, pelo companheirismo de todos os dias e pela paciência com as minhas aflições durante a conclusão desta dissertação. Também pelo sentimento “mais bonito” que um dia prometeu que me faria sentir - e conseguiu. E, mais do que tudo, pelo novo sentido que deu ao meu viver.

RESUMO

A Bacia de Água Bonita localiza-se na região limítrofe entre os estados de Tocantins e Goiás, a meio caminho das grandes sinéclises intracratônicas do Paraná e do Parnaíba. Com cerca de 10 km de largura e 90 km de comprimento, a bacia segue o *trend* geral NE do Lineamento Transbrasiliiano (LTB). Sua origem foi associada previamente a um gráben de preservação de rochas sedimentares ou como uma bacia transtrativa resultante de uma transcorrência dextral ao longo do LTB. Levantamentos de campo realizados na região para o presente trabalho mostraram distribuição de fácies coerente com uma incursão marinha de nordeste para sudoeste. Em conjunto com dados de paleocorrentes, paralelas a estrutura do lineamento, sugere-se que estes sedimentos tenham se depositado ao longo de uma calha alongada na direção NE-SW condicionada por estruturas prévias do embasamento, relacionadas ao LTB. Evidências de tectonismo ativo durante a sedimentação, como falhas sinsedimentares e estruturas de liquefação (diques clásticos e convoluções), indicam que o lineamento também foi uma estrutura ativa durante a instalação da bacia. No presente trabalho o preenchimento sedimentar da bacia foi dividido em duas unidades: a Formação Água Bonita, unidade basal, essencialmente rudáceo-psamítica, com depósitos de ambiente costeiro, transicional e marinhos de plataforma rasa, em parte sobre influência glacial, e a Formação Vereda Verde, superior, essencialmente pelítica, com depósitos deltaicos e marinhos profundos. Nas vizinhanças da bacia ocorre a Formação Araguaçu, com diamictitos glaciais, aos quais é também relacionada uma nova ocorrência de pavimento subglacial, ora descrita. As duas unidades da bacia foram relacionadas às sequências correspondentes ao ciclo ordoviciano-siluriano das bacias do Paraná (Grupo Rio Ivaí) e do Parnaíba (Grupo Serra Grande). A Formação Araguaçu, a julgar pelo sentido de deslocamento da geleira, representaria um registro da glaciação permocarbonífera. Com base nos dados de campo, apresenta-se um novo modelo para a origem da Bacia de Água Bonita, como uma área de subsidência controlada por falhas do LTB no embasamento. A presença de sedimentos marinhos corrobora a ideia de que essa depressão tectônica, na região central do Brasil, tenha sido uma passagem marinha transcontinental que ligou as costas norte e sul do Gondwana durante a transgressão marinha landoveriana, em congruência com modelos anteriores sustentados por dados paleofaunísticos.

ABSTRACT

The Agua Bonita Basin is located in central Brazil, halfway between the large Paraná and Parnaíba intracratonic basins. With about 10 km wide and 90 km long, the basin follows the general NE-oriented trend of the Transbrasiliano Lineament (TBL). It was previously considered as a post-sedimentary graben or as a left-lateral strike-slip basin associated with the TBL. A recent investigation of the basin has revealed facies distribution consistent with a marine incursion from northeast to southwest, an idea corroborated by paleocurrent data, which preferred orientation parallels the orientation of the basin suggesting that sediment transport followed a trough controlled by the TBL. Although no faults were identified limiting the basin, the presence of clastic dykes and other soft-sediment deformation structures – interpreted as seismites – and of NE-SW-oriented syn-sedimentary faults within the basin indicate that tectonics was active during sedimentation. The sedimentary fill of the basin was divided into two units: the Agua Bonita Formation, a basal, essentially rudaceous-psamitic unit with aeolian, transitional and marine deposits, partly under glacial influence; and the overlying, pelitic, Vereda Verde Formation, with deltaic and marine deposits. In the region of the basin occurs the Araguaçu Formation, with glacial diamictites, which are also related to the new description of the occurrence of a subglacial pavement. The two units of the Água Bonita Basin were considered as correlated to the sequences of the Ordovician-Silurian cycle of the Paraná (Rio Ivaí Group) and Parnaíba (Serra Grande Group) basins, while the Araguaçu Formation as a record of the Permo-Carboniferous glaciation, as suggested by the sense of movement of the glacier. The data presented in this study allows the proposition of a model to the origin of the basin as an area of subsidence controlled by basement faults of the TBL. The presence of marine sediments corroborates the idea that this tectonic depression in central Brazil has been a transcontinental seaway which connected the north and south coasts of Gondwana during the Llandoveryan marine transgression, in congruence with previous models supported by paleofaunistic data.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	8
2. METAS E OBJETIVOS.....	11
3. MÉTODOS.....	12
3.1 Análise de fácies e litoestratigrafia.....	12
3.2 Análise de paleocorrentes.....	12
3.3 Análise estrutural.....	13
4. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS.....	14
5. TRABALHOS ANTERIORES.....	16
5.1 A Bacia de Água Bonita.....	16
5.2 O Lineamento Transbrasiliano.....	17
6. RESULTADOS OBTIDOS.....	20
6.1 EMBASAMENTO.....	20
6.2 DEPÓSITOS SEDIMENTARES.....	22
6.2.1 Análise de fácies.....	22
6.2.2 Associações de fácies, paleocorrentes e ambientes deposicionais.....	27
6.3 PAVIMENTO SUBGLACIAL.....	33
6.4 LITOESTRATIGRAFIA.....	36
6.4.1 Formação Água Bonita.....	38
6.4.2 Formação Vereda Verde.....	38
6.4.3 Formação Araguaçu.....	40
6.5 ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO SINSEDIMENTAR.....	42
7. DISCUSSÕES.....	45
8. CONCLUSÕES.....	52
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	54

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1. Mapa de localização da Bacia de Água Bonita e sua posição relativa às rochas sedimentares paleozoicas das bacias do Paraná e do Parnaíba.....</i>	<i>10</i>
<i>Figura 2. Mapa de localização da Bacia de Água Bonita com as principais vias de acesso</i>	<i>15</i>
<i>Figura 3. Estruturas relacionadas às rochas do embasamento na região.....</i>	<i>21</i>
<i>Figura 4. Fácies sedimentares da Bacia de Água Bonita e arredores.....</i>	<i>26</i>
<i>Figura 5. Seção AB.....</i>	<i>27</i>
<i>Figura 6. A, B) Diagramas de rosáceas com medidas de paleocorrentes da fácies AFc.....</i>	<i>28</i>
<i>Figura 7. Seção CD.....</i>	<i>28</i>
<i>Figura 8. Diagrama de rosáceas medidas nas formas sigmoidais.....</i>	<i>29</i>
<i>Figura 9. Seção EF.....</i>	<i>29</i>
<i>Figura 10. Diagrama de Schmidt-Lambert (hemisfério inferior) com a atitude dos planos de falhas e das superfícies axiais.....</i>	<i>30</i>
<i>Figura 11. Seção GH.....</i>	<i>30</i>
<i>Figura 12. Clasto estriado e multifacetado da fácies Dm.....</i>	<i>31</i>
<i>Figura 13. Seção IJ.....</i>	<i>31</i>
<i>Figura 14. Diagrama de rosáceas mostra sentido de paleocorrentes medidas em laminações cruzadas da fácies AMGc.....</i>	<i>32</i>
<i>Figura 15. Pavimento subglacial.....</i>	<i>34</i>
<i>Figura 16. Modelo de formação de degraus na superfície subglacial.....</i>	<i>35</i>
<i>Figura 17. Mapa geológico de detalhe na região setentrional da bacia e, em detalhe, perfil com a localização das seções descritas neste trabalho ao longo da rodovia TO-373.....</i>	<i>36</i>
<i>Figura 18. Mapa geológico da região da Bacia de Água Bonita.....</i>	<i>37</i>
<i>Figura 19. Aspecto geral da Formação Água Bonita e da Formação Vereda Verde em campo. Contato entre essas unidades na região da Fazenda Água Bonita Vereda Verde.....</i>	<i>40</i>
<i>Figura 20. Estruturas de deformação sin-sedimentares</i>	<i>44</i>
<i>Figura 21. Correlação estratigráfica das unidades pré-carboníferas das bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná (segundo Assine 2001).....</i>	<i>46</i>
<i>Figura 22. Quadro de correlação estratigráfica (modificada a partir de Assine 2001).....</i>	<i>47</i>
<i>Figura 23. Principais localidades com feição de abrasão subglacial indicando o provável sentido de deslocamento das geleiras (modificado após Geisick et al. 2002).....</i>	<i>49</i>

1. INTRODUÇÃO

A ocorrência de rochas sedimentares a meio caminho das grandes sinéclises intracratônicas brasileiras do Paraná e Parnaíba (Figura 1), foi descrita pioneiramente por Baptista & Cartner-Dyer (1966). Dispostas ao longo de uma faixa com cerca de 10 km de largura e 90 km de comprimento, segundo os autores, essas rochas seriam limitada por falhas fotointerpretadas de direção aproximada N40E, o que levou à interpretação de que estariam relacionadas a um gráben de preservação de rochas sedimentares, designado de Gráben de Água Bonita. Idade siluriana a devoniana foi atribuída para essas rochas em função da sua semelhança litológica com o Grupo Serra Grande e a Formação Furnas, das bacias do Parnaíba e Paraná, respectivamente (Batista & Cartner-Dyer 1966).

Anos mais tarde, o Gráben de Água Bonita foi relacionado ao Lineamento Transbrasiliano (LTB), uma zona intensamente falhada que atravessa o território brasileiro de nordeste a sudoeste numa extensão de mais de 2700 km, já na ocasião de sua definição (Schobbenhaus *et al.*, 1975). Posteriormente, Zalán (1986), atribuiu a origem dessa estrutura à transcorrência dextral ao longo do LTB.

Desde a sua descrição pioneira (Baptista & Cartner-Dyer 1966) sugere-se que as rochas sedimentares do Gráben de Água Bonita representem um possível remanescente da continuidade pretérita das grandes sinéclises intracratônicas do Parnaíba e do Paraná. A interligação entre essas bacias por meio de um *seaway* na região hoje percorrida pelos rios Araguaia e Tocantins já foi sugerida por diversos autores (v.g. Weeks 1947 e Lange & Petri 1967). A presença de braquiópodes boreais no Membro São Domingos (Formação Ponta Grossa) é considerada evidência de ingresso de águas marinhas mais quentes na Bacia do Paraná, vindas de norte durante o Givetiano (Assine 2001). O desaparecimento da fauna malvinocáfrica, cujo apogeu foi no Emsiano, também é atribuído ao possível ingresso de formas boreais na região neste período. A presença de icnofósseis silurianos na Líbia e na Argentina (região de Buenos Aires) fortalece a ideia de uma passagem marinha transcontinental na região (Seilacher 2005, 2007).

Embora estudos relacionando estruturas do embasamento com bacias sedimentares fanerozoicas do Brasil tenham recebido grande impulso desde trabalhos pioneiros da década

de 1980 (Cordani *et al.*, 1984, Brito Neves *et al.* 1984), o LTB não foi objeto de uma análise exaustiva com esse propósito. Na região do denominado Gráben de Água Bonita, as relações entre as falhas limitantes das rochas sedimentares, previamente mapeadas, e o seu preenchimento sedimentar ainda não foram estabelecidas de modo a verificar se a bacia teve sua instalação controlada pela atividade de falhas ou se trata, realmente, de um gráben de preservação de rochas sedimentares. Tampouco o preenchimento sedimentar da bacia mereceu maior detalhamento quanto à sua natureza, distribuição de fácies e prováveis ambientes deposicionais que possam, eventualmente, fundamentar a hipótese de uma passagem marinha eopaleozoica no Brasil central.

Figura 1. Mapa de localização da Bacia de Água Bonita e sua posição relativa às rochas sedimentares paleozoicas das bacias do Paraná e do Parnaíba (Fonte: compilação de dados das folhas SC-22(Tocantins) e SD-22(Goiás), escala 1:1.000.000, CPRM 2004).

2. METAS E OBJETIVOS

Com o enfoque de estabelecer a relação entre a tectônica e a sedimentação na região da aqui denominada Bacia de Água Bonita, este trabalho teve como meta principal verificar se a bacia teve sua instalação controlada pela atividade de falhas (*rift*), ou se trata, realmente, de um gráben de preservação de rochas sedimentares.

Para atingir esta meta, foram definidos os seguintes objetivos a serem alcançados:

- a) estudar as relações entre as falhas limitantes e o preenchimento sedimentar da bacia;
- b) caracterizar as principais litofácies dos depósitos;
- c) determinar as paleocorrentes deposicionais;
- d) determinar, se possível, os paleocampos de esforços atuantes na geração e deformação das estruturas rúpteis encontradas;
- e) comparar a sucessão sedimentar da bacia com aquelas presentes nas bacias do Paraná e do Parnaíba de modo a se tentar estabelecer correlações regionais e tecer considerações paleogeográficas.

3. MÉTODOS

3.1 Análise de fácies e litoestratigrafia

Com o objetivo de fundamentar interpretações sobre os sistemas deposicionais foi realizada, inicialmente, a classificação, descrição e interpretação das fácies sedimentares encontradas na região. Esta análise seguiu a metodologia proposta por Walker & James (1992) e Miall (1990, 2000), na qual as fácies são individualizadas independentemente de sua posição litoestratigráfica e descritas em função da composição mineralógica da rocha, granulação, estruturas sedimentares primárias e conteúdo fóssilífero. Para cada fácies descrita foram inferidos os processos físicos inerentes à sua deposição, com base em evidências do tipo de transporte das partículas e características do fluxo.

As relações espaciais das principais fácies sedimentares descritas foi realizada a partir do posicionamento dessas em seções geológicas levantadas em locais de afloramentos extensos. Nestes foram tiradas fotos de forma sequencial para compor imagens em mosaico (Wizevich 1991), sobre as quais foram desenhadas as seções geológicas apresentadas a partir do *software* CorelDraw (Versão 14). A partir do reconhecimento de associações faciológicas foram, então, interpretados os ambientes deposicionais relacionados à sua formação, com base na comparação com análogos modernos ou reproduzidos em laboratório.

Esta análise serviu como ferramenta para correlação e posterior divisão das respectivas unidades litoestratigráficas da bacia, realizadas com base nas propriedades sedimentológicas, significado genético e cronologia dos depósitos sedimentares, tendo como parâmetro a curva de variação do nível do mar correspondente ao período de sua construção.

3.2 Análise de paleocorrentes

A análise de paleocorrentes baseia-se no reconhecimento e na medição sistemática de estruturas sedimentares que refletem as condições hidrodinâmicas em que foram geradas, de forma a se reconstituir a direção e muitas vezes o sentido da corrente responsável pelo depósito. Esta análise deve também basear-se em interpretações de ambientes deposicionais para que se possa compreender a origem da estrutura medida e o significado da direção e do sentido do transporte, resultantes da análise. A determinação das paleocorrentes deposicionais

neste trabalho foi feita com base nos trabalhos clássicos de Potter & Pettijohn (1977) e Collinson & Thompson (1989). Os diagramas de rosáceas que indicam o sentido das paleocorrentes foram confeccionados a partir do *software openStereo* (Grohmann *et al.* 2011).

3.3 Análise estrutural

A análise estrutural foi realizada a partir de estruturas tectônicas seguindo os procedimentos e classificações apresentadas nos trabalhos de Angelier & Mechler (1977), Angelier (1994) e Dunne & Hancock (1994).

A reconstituição dos campos de paleotensões foi realizada mediante o emprego do método dos diedros retos, conhecido como método de Angelier (Angelier & Mechler 1977), tendo os diagramas sido confeccionados com o emprego do *software T-Tecto* (Žalohar & Vrabec 2007). Os dados estruturais foram tratados na forma de estereogramas de igual área (rede de Schmidt-Lambert) com o hemisfério inferior como referência, confeccionados a partir do *software openStereo* (Grohmann *et al.* 2011).

4. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A Bacia de Água Bonita localiza-se na região limítrofe entre os estados de Tocantins e Goiás (Figura 2). Atualmente expõe-se descontinuamente ao longo de uma área de aproximadamente 900 km², compreendendo parte das seguintes cartas topográficas (escala 1:250.000): porção sudeste da Folha Araguaçu (SD-22-X-A), sudoeste da Folha Alvorada (SD-22-X-B), nordeste da Folha São Miguel de Araguaia (SD-22-X-C) e noroeste da Folha Porangatu (SD-22-X-D).

Os limites desta bacia distam cerca de 400 km de Palmas (TO) e 450 km de Brasília (GO). A partir do Distrito Federal, o acesso à região se dá, inicialmente, pela BR-080 sentido noroeste, até o entroncamento desta com a BR-135. Posteriormente, deve-se seguir sentido Uruaçu, para norte, até a altura de Porangatu. A partir desta cidade, ruma-se a oeste pela rodovia GO-244. A cerca de 50 km encontra-se o município de Novo Planalto e, em seguida, são mais 80 km até São Miguel do Araguaia. Este último trecho acompanha o limite meridional da bacia. Com exceção deste, que apresenta grande quantidade de buracos, as demais vias supracitadas encontram-se pavimentadas e em bom estado de conservação.

O município de São Miguel do Araguaia foi escolhido como base para os trabalhos de campo pela sua proximidade à bacia e por apresentar melhor estrutura no que se diz respeito hospedagem e alimentação quando comparado aos demais municípios em seu entorno. A rodovia GO-164, pavimentada e em bom estado, segue a partir desta cidade rumo nordeste, acompanhando aproximadamente a mesma direção da borda oeste da bacia, distando cerca de 7 km desta. Passa por um pequeno vilarejo de nome Tataíra (GO) e, a meio caminho deste com a cidade de Araguaçu (TO), cruza o limite entre os estados de Goiás e Tocantins. A partir daí, recebe o nome de TO-373. Poucos quilômetros após Araguaçu, no sentido de Alvorada, um novo trecho dessa rodovia, orientado segundo as direções leste-noroeste, cruza a porção setentrional da bacia.

Já a partir da capital tocantinense, o acesso à Alvorada (TO) se dá, inicialmente, rumo oeste pela rodovia TO-080 até Paraíso do Tocantins, de onde segue-se pela rodovia BR-153 sentido sul por cerca de 270 km.

Além das rodovias supracitadas, as demais estradas existentes na região são de terra e apresentam estado variado, com trechos de difícil locomoção. A de maior extensão é a TO-181, que parte de Araguaçu sentido sudeste e tem continuidade até Novo Planalto. Nessa estrada, a cerca de 12 km de Araguaçu, encontra-se o acesso à Fazenda Água Bonita Vereda Verde, uma das partes originadas da divisão da antiga Fazenda Água Bonita, onde localizam-se os depósitos descritos pioneiramente por Baptista & Cartner-Dyer (1966) que deram nome à bacia.

Figura 2. Mapa de localização da Bacia de Água Bonita (em laranja) com as principais vias de acesso.

5. TRABALHOS ANTERIORES

5.1 A Bacia de Água Bonita

A identificação de rochas sedimentares na região central do Brasil, a meio caminho entre as grandes sinéclises intracratônicas do Paraná e Parnaíba, foi realizada pioneiramente por Baptista & Cartner-Dyer (1966) durante a fase de fotointerpretação preliminar do Projeto Brasília (DNPM). Os autores reconheceram uma faixa com aproximadamente 10 km de largura e 90 km de comprimento de “material que litológica e estruturalmente se diferia de tudo que se conhecia da bibliografia regional existente”.

A designação *Formação Água Bonita* foi atribuída pelos autores aos “arenitos de cor branca com algumas intercalações decimétricas de siltitos argilosos de cor cinza com muita sericita e muscovita”, devido à localização de seus melhores afloramentos nas proximidades da sede de fazenda epônima. Pelo fato de não terem sido ainda encontrados fósseis ou microfósseis nos depósitos sedimentares, idade siluriana a devoniana tem sido atribuída à essas rochas, por analogia com unidades semelhantes das bacias intracratônicas que as cercam, com as quais, inclusive, foi sugerida continuidade pretérita (Baptista & Cartner-Dyer 1966).

Nos trabalhos de fotointerpretação alguns lineamentos foram considerados como falhas de direção aproximada N40E, o que levou à interpretação inicial de que estas rochas teriam sido preservados numa estrutura representada por um “gráben” ou fossa tectônica (Baptista & Cartner-Dyer 1966). Anos mais tarde, essa estrutura foi relacionada ao Lineamento Transbrasiliano, já na ocasião de sua definição (Schobbenhaus 1975). Posteriormente, Zalán (1986), num trabalho de revisão e síntese sobre tectônica transcorrente, atribuiu a origem do até então conhecido como o “Gráben de Água Bonita” a uma transcorrência dextral divergente de pequena escala ao longo do LTB, que seria então uma bacia de afastamento. Entretanto, as relações entre as falhas limitantes do suposto gráben, previamente mapeadas, e o seu preenchimento sedimentar ainda não foram claramente estabelecidas, objetivo ao qual se propõe o presente trabalho.

5.2 O Lineamento Transbrasiliano

O Lineamento Transbrasiliano (LTB) é uma zona intensamente falhada que estende-se por uma distância de cerca de 2.700 km em território brasileiro, desde o noroeste do Ceará, atravessando a Bacia do Parnaíba e o Estado de Goiás, até o noroeste da Bacia do Paraná, na região sudoeste do Mato Grosso do Sul.

No noroeste do Ceará, o lineamento corresponde à Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II. Nesta região, uma reativação do LTB na transição Proterozoico-Fanerozoico teria sido responsável pela instalação do *Rift* Jaibaras (Oliveira & Mohriak 2003). O granito pós-tectônico alcalino Meruoca, com idade U-Pb SHRIMP em zircão de 523 ± 9 Ma (Cambriano), parcialmente intrusivo no pacote sedimentar que preenche o *rift* (Archanjo *et al.* 2009), também teria sua colocação controlada pela atividade do LTB (Oliveira & Mohriak 2003).

O prolongamento do LTB para sudoeste coincide com o depocentro eopaleozoico da Bacia do Parnaíba (Góes 1995), e pode representar um estágio precursor à sua instalação (Oliveira & Mohriak 2003). Na projeção do lineamento para o interior da bacia são encontrados, inclusive, vários derrames de rochas básicas do vulcanismo eocretáceo Sardinha (Brito Neves 1983), que também podem estar relacionados a uma reativação dessa estrutura.

Na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba, atividade tectônica sinsedimentar relacionada à reativação do Lineamento Transbrasiliano foi identificada em episódios distintos (Chamani 2011) desde o Neodevoniano (formações Pimenteiras e Cabeças), Neodevoniano-Eocarbonífero (Formação Longá), Neocarbonífero (Formação Piauí) e ao Eocretáceo (Grupo Areado).

Já nos estados de Tocantins e Goiás, o LTB atravessa essencialmente os terrenos do Arco Magmático de Goiás, de idade neoproterozóica (Pimentel *et al.* 2000). Mais para sudoeste, na região fronteira entre Goiás e Mato Grosso, o LTB representa o limite entre o Arco Magmático de Goiás e a Faixa Paraguai (Ferreira 2009).

No setor sudeste do Pantanal Matogrossense, na continuidade do traçado do LTB, a sedimentação ocorre principalmente no lobo ativo do Rio Taquari, cujo limite sul, uma área mais elevada, é relacionado ao LTB (Soares *et al.* 1998, Assine & Soares 2004, Assine 2005).

A delimitação quase retilínea da borda noroeste da Bacia do Paraná também é considerada como resultado da existência dessa estrutura na Plataforma Brasileira (Schobbenhaus 1975).

Em escala continental, a análise de dados obtidos pelo satélite CHAMP (*CHAllenging Mini-satellite Payload*) para os campos gravimétrico e magnético terrestres permitiu o reconhecimento de uma provável continuidade do LTB tanto para nordeste, na África ocidental, como de uma ramificação do lineamento a sudoeste, nas bacias sedimentares de Salado e Colorado, na Argentina (Fairhead & Maus 2003).

O ramo meridional desta presumível continuidade do LTB para sudoeste foi considerado como um limite entre os blocos cratônicos Pampia e Rio da Plata (Ramos *et al.* 2010), que teria permanecido ativo até o Paleozóico Superior, devido ao seu controle sobre bacias paleozóicas (Ramos *et al.* 2010).

Já a idéia de que o linamento corresponde a uma continuação da Zona de Cisalhamento de Hoggar-Kandi, que se estende desde a costa do Togo, na região do golfo da Guiné até a região central da Argélia, é considerada por vários autores (*e.g.* Cordani *et al.* 2003 e Arthaud *et al.* 2008). Neste caso, o LTB e sua contraparte africana se constituiriam numa zona de cisalhamento com cerca de 4000 km de extensão – talvez a mais longa zona de cisalhamento coerente do mundo (Attoh & Brown 2008).

Quanto à evolução geológica do Lineamento Transbrasiliano, autores o consideram como uma megassutura (Sato 1998, Brito Neves & Cordani 1991, Cordani & Sato 1999) que teria unido dois grandes domínios geotectônicos na gênese do Gondwana: a noroeste, um domínio “Pré-brasiliano”, que teria atuado como uma grande placa continental durante o Neoproterozóico; e a sudeste, um domínio “Brasiliano”, que corresponderia a uma série de fragmentos menores de placas continentais, microcontinentes, arcos magmáticos e terrenos alóctones cujos eventos deformacionais são relacionados a este ciclo. Na contra-parte africana, Arthaud *et al.* (2008) propõem que a zona de cisalhamento, por eles denominada Kandi/Sobral-Pedro II, seja uma sutura críptica, na qual grandes volumes de litosfera foram consumidos antes da instalação de uma colisão oblíqua.

Quanto à idade do lineamento, este seria considerado ativo a partir do evento colisional Brasileiro II, há 650 Ma (Delgado *et al.* 2003), e sua principal fase de movimentação é tida com dextral pela maioria dos autores, tanto na América do Sul quanto na África (*e.g.* Delgado *et al.* 2003; Attoh & Brown 2008; Arthaud *et al.* 2008).

O quadro apresentado demonstra que o LTB representa uma importante estrutura intraplaca de longa duração, que teve grande participação na evolução tectônica proterozoica e fanerozoica da Plataforma Sul-Americana. Entretanto, importantes questões, como a distribuição generalizada ou setorizada das diferentes etapas de movimentação, o nível crustal das deformações registradas, bem como a cinemática do LTB ao longo de sua evolução, ainda aguardam respostas.

Este trabalho representa uma contribuição neste sentido, uma vez que a origem da Bacia de Água Bonita, aparentemente com correlação direta a atividades ao longo desta estrutura, ainda é tema sem consenso na literatura existente.

6. RESULTADOS OBTIDOS

6.1 EMBASAMENTO

Em geral, as rochas que compõem o embasamento da Bacia de Água Bonita são marcadas por uma foliação milonítica bem desenvolvida, com direção média N40E e algumas inflexões locais para NNE e ENE (Figura 3-E). Esta direção acompanha o *trend* geral do Lineamento Transbrasiliano, caracterizando-o no local, inicialmente, como uma zona de cisalhamento dúctil. Na porção setentrional da bacia, indicadores cinemáticos, como bolsões de rochas granitoides em estruturas sigmoidais (Figura 3-A), evidenciam caráter dextral a esta fase de movimentação.

Ainda na porção setentrional da bacia há evidências também de uma zona de cisalhamento secundária que transpõe a principal. Esta deformação desenvolve-se ora em planos de foliação de direção WNW-ESSE e mergulhos subverticais (Figura 3-E) com dobras de arrasto associadas (Figura 3-B), indicando movimento sinistral, ora em dobras na foliação milonítica principal (Figura 3-C), com superfície axial orientada na direção NW-SE (Figura 3-E). Esses dados sugerem que esta fase de deformação, de caráter dúctil-rúptil, tenha se derivado de um encurtamento na direção NE(NNE)-SW(SSW).

Já em nível crustal raso, foram descritas, nas proximidades da borda nordeste da bacia, falhas normais cortando os ortognaisses do Complexo Rio dos Mangues (Figura 3-D). A análise de dados pareados dessas falhas com estrias, a partir da aplicação do método gráfico de Angelier & Mechier (1977), indica o campo de tensões regional durante a sua formação, com o eixo de esforço principal máximo (σ_1) subvertical e o de esforço principal mínimo orientado na direção NW(WNW)-SE(ESE).

Figura 3. A) Bolsão de rocha granitóide preservado em quartzo milonítico como indicador cinemático dextral. B) Zona de cisalhamento dúctil-rúptil de caráter sinistral cortando a foliação milonítica principal; C) Foliação principal dobrada. D) Espelho de falha normal em gnaiss. E) Projeção estereográfica com atitude das estruturas do embasamento. F) Campo de tensões obtidos a partir de dados de falhas/estrias do embasamento.

6.2 DEPÓSITOS SEDIMENTARES

6.2.1 Análise de fácies

Depósitos sedimentares ocorrem na região principalmente no interior dos atuais limites da Bacia de Água Bonita, embora também haja ocorrências isoladas fora do domínio da bacia.

Com o objetivo de fundamentar interpretações sobre os sistemas deposicionais e, posteriormente, individualizar as principais unidades da Bacia de Água Bonita e arredores, foi realizada, inicialmente, a classificação, descrição e interpretação das fácies sedimentares encontradas na região. Esta análise seguiu a metodologia proposta por Walker & James (1992) e Miall (1990, 2000), na qual as fácies são individualizadas independentemente de sua posição litoestratigráfica e descritas em função da composição mineralógica da rocha, granulação, estruturas sedimentares primárias e conteúdo fossilífero.

Para cada fácies descrita foram inferidos os processos físicos inerentes à sua deposição, com base em evidências do tipo de transporte das partículas e características do fluxo. Este procedimento constitui a base para a associação de diferentes fácies e processos sedimentares a mecanismos de transporte e deposição característicos de um dado sistema deposicional.

Foram caracterizadas onze diferentes fácies sedimentares, descritas a seguir:

CM (Figura 4-A): Conglomerado com seixos a blocos de quartzito, com formatos grosseiramente tetraédricos e com arestas arredondadas, superfície superior bastante lisa (polida, brilhante) e inferior opaca e rugosa, imersos em matriz arenosa fina. As características apresentadas sugerem retrabalhamento eólico dos clastos, e esta fácies é interpretada como uma superfície de deflação com ventifactos.

AFc (Figura 4-B): Arenitos finos em séries de até aproximadamente 2 m de espessura caracterizadas por estratificação cruzada tabular e levemente acanalada, truncadas no topo e tangenciais na base, separadas por superfícies com estratificação plano-paralela, onde aparece intercalada a fácies AFPg. Apresenta seleção granulométrica moderada a boa, grãos bem

arredondados e com alta esfericidade. Localmente a estratificação encontra-se dobrada (convolucionada). Fácies interpretada como produto da migração de dunas eólicas de crista retilínea a levemente sinuosas, sob ação de correntes unidirecionais.

AFPg: Arenito fino com estratificação plano-paralela com intercalações de lentes pelíticas de cor escura, que localmente aparecem gretadas, com preenchimento das gretas por areia fina. A deposição destes sedimentos finos é interpretada como resultado de decantação em regiões úmidas interdunas. A presença de porções gretadas revela caráter intermitente desta inundação, com exposição do leito levando à gretação e posterior preenchimento. Esta fácies ocorre intercalada aos estratos da fácies Afc.

AMb (Figura 4-C): Arenitos médios, com estratificação plano-paralela suavemente marcada, moderadamente selecionados, com coloração ocre, amplamente bioturbada. Ocorre intercalado às camadas mais superiores da fácies Afc. As bioturbações são caracterizadas pela ocorrência de escavações cilíndricas verticais, com ou sem meniscos (*spreiten*), aparentemente relacionados ao icnogênero *skolithos* (Haldemann, 1840). Geralmente, formas verticais estão relacionados à fixação em ambiente de alta energia e alimentação a partir de material em suspensão.

AMGc (Figura 4-D): Arenitos médios a grossos, micáceos, de coloração esbranquiçada, com estratificação cruzada de baixo ângulo. São mal selecionados e apresentam grãos angulosos, com pacotes de granulação mais grossa apresentando granodecrescência ascendente. Interpretados como depósitos litorâneos de antepraia.

AFs (Figura 4-E): Arenitos finos de coloração esbranquiçada, com boa seleção granulométrica, dispostos em camadas métricas com estratificação cruzada tipo *swaley*. Fácies interpretada como produto de correntes unidirecionais concomitantes à atuação de fluxo oscilatório de orbitais de ondas de tempestade, com predominância de contribuição da componente unidirecional, oriunda da ação das correntes de retorno.

ASs: Arenito fino siltoso, moderadamente a bem selecionado, de cor marrom acinzentada. Apresenta lâminas (*drapes*) de lama acinzentada compondo estruturas sigmoidais em lobos localizados, sendo interpretadas como formadas por processo de desaceleração de fluxo. Nos

estratos horizontais desta fácies foram descritas escavações meandantes de orientação horizontal a oblíqua em relação à estratificação (Figura 4-F). Estas formas apresentam seção transversal circular a elíptica e preenchimento diferente da matriz, características típicas do icnogênero *Planolites* (Nicholson, 1873), gerados por organismos que se alimentam de material depositado. O grande porte, o predomínio de traços levemente curvos a retilíneos e a ausência de anulações transversais caracterizam a icnoespécie *Planolites beverleyensis* (Billings, 1862).

SAd: Camadas centimétricas de siltito arenoso intercaladas com arenito fino siltoso, com estratificação aparentemente plano-paralela bastante deformada em camadas específicas, acima e abaixo das quais ocorrem horizontes indeformados. Estas dobras são descoladas da base e apresentam flancos rompidos. Esta deformação pode ter sido causada por escorregamento, sismicidade sinsedimentar, ou, ainda, por glaciectônica.

Pp: Argilitos de coloração marrom avermelhados com estratificação plano paralela. Nos locais onde esta estratificação é mais marcada (nível de folhelhos), a alteração desta fácies gera depósitos desagregados de aspecto empastilhado. Presença de concreções ferruginosas discoidais com até 8 cm de eixo maior e cerca de 1 a 2 cm de espessura. Fácies interpretada como tendo sido depositada por decantação em ambiente de baixa energia.

Dm (Figura 4-A): Diamictitos maciços com seixos a matacões imersos em matriz lamosa. Os blocos maiores a matacões constituem-se de arenito médio a grosso com grânulos, aparentemente correspondente à fácies AMGc. Já os seixos são predominantemente de quartzo e quartzito, frequentemente apresentam facetas polidas e mais raramente são multifacetados e multiestriados (Figura 10-B). As características sugerem influência glacial na formação desta fácies – tanto as feições dos seixos, que são típicas de desgaste pelo processo de abrasão na poção basal da geleira durante o deslocamento desta sobre o substrato, quanto a presença de fragmentos de tamanho bloco a matacão, que necessitam de um agente erosivo muito forte, como o gelo, para serem mobilizados.

Ce (Figura 4-G): Conglomerados com seixos a blocos de quartzito em arcabouço arenoso argiloso. Os clastos apresentam arestas arredondadas, alguns com estrias, o que sugere indica origem glacial dos mesmos. A relação clastos/matriz nestes depósitos é bastante variada. Nos

locais onde esta relação é muito alta e os clastos se sustentam e apresentam imbricação (indicando um possível sentido de paleofluxo), sugere-se que tenha ocorrido um retrabalhamento fluvial dos depósitos (Figura 4-H). Esta fácies ocorre fora dos domínios atuais da Bacia de Água Bonita.

Figura 4. *Fácies sedimentares da Bacia de Água Bonita e arredores. A) Superfície de deflação desenvolvida sobre o embasamento milonítico (fácies CM). B) Arenito fino com estratificações cruzadas de médio porte (fácies AFc). C) Icnogênero skolithos associado à fácies AMb. D) Aspecto geral da fácies AMFb. E) Detalhe de estratificação cruzado tipo swaley em arenito da fácies AFs. F) Icnospecie Planolites beverleyensis associada à fácies AFPs. G) Aspecto geral da fácies Ce. H) Clastos imbricados sugerindo retrabalhamento fluvial da fácies Ce.*

6.2.2 Associações de fácies, paleocorrentes e ambientes deposicionais

A associação das principais fácies sedimentares descritas pode ser observada a partir das seções geológicas levantadas ao longo da rodovia TO-373, que corta a porção setentrional da Bacia de Água Bonita. Ambientes deposicionais foram interpretados a partir dessas associações, conforme é apresentado a seguir.

A seção AB (Figura 5) mostra o contato erosivo da fácies CM com as rochas miloníticas do embasamento. Esses depósitos são interpretados como uma superfície de deflação, seguida por uma sucessão de dunas eólicas (fácies AFc e AFPg). Paleocorrentes medidas em duas séries de estratificações cruzadas da fácies AFc indicam paleoventos com transporte para sudoeste (Figura 6-A,B).

Na porção superior da seção, a sucessão eólica começa a ser intercalada com depósitos da fácies AFMb, que provavelmente marcam o início de uma incursão marinha.

Figura 5. Seção AB. Detalhe para discordância erosiva (em vermelho) no contato das rochas miloníticas do embasamento com os depósitos sedimentares.

Figura 6. A, B) Diagramas de rosáceas com medidas de paleocorrentes da fácies AFc, indicando transporte sentido sudoeste (SW). (n=número de medidas)

A três seções apresentadas a seguir são lateralmente contínuas. Optou-se por apresentá-las separadamente, iniciando-se pela seção localizada mais a sudoeste para a mais a nordeste, de forma a melhor visualizar as estruturas presentes em cada uma delas.

A seção CD (Figura 7) mostra a fácies AFPs, na qual as paleocorrentes deposicionais medidas nos conjuntos de formas sigmoidais variam num leque de norte a leste, com sentido principal de transporte para nordeste (Figura 8b). Sugere-se que estas formas sejam resultado do processo de desaceleração de correntes fluviais em sua desembocadura.

Figura 7. Seção CD apresenta a fácies AFPs, com formas sigmoidais compostas com drapes de argila.

Figura 8. Diagrama de rosáceas medidas nas formas sigmoidais indicando sentido principal de transporte para nordeste (n=número de medidas).

A seção EF (Figura 9), localizada mais a nordeste, mostra que a fácies AFPs é lateralmente correlacionada com a fácies SAd. A atitude (Figura 10) das superfícies axiais das dobras (com mergulho para SW-SSW e, portanto, vergência para NE-NNE) e das falhas resultantes da quebra de seus flancos (com mergulho também para SW-SSW) sugere que esta deformação seja resultado de um encurtamento na direção NE(NNE)-SW(SSW).

Esta direção é coerente com o sentido das paleocorrentes medidas nas fácies AFPs, o que corrobora com a hipótese de que a deformação seja resultante de um escorregamento devido ao grande aporte sedimentar na região, corroborando com a interpretação do ambiente deposicional da fácies AFPs em frentes deltaicas.

Figura 9. Seção EF mostra a fácies SAd, com dobras descoladas da base e falhas rompendo seus flancos.

Figura 10. Diagrama de Schmidt-Lambert (hemisfério inferior) com a atitude dos planos de falhas (com mergulho para SW) e das superfícies axiais das dobras (na mesma direção e mergulho, indicando vergência para NE).

A seção GH (Figura 11) revela a presença de uma falha normal de atitude 220/58, que coloca lado a lado os depósitos da fácies SAd, aparentemente em porção estratigráfica superior, com os diamictitos da fácies Dm. A descrição dos blocos e matacões de arenito que compõem esta fácies, por sua vez, sugere que seja resultado de um retrabalhamento glacial da fácies AMGc. Assim, o evento glacial que deu origem a estes depósitos deve corresponder a um evento mais recente quando comparado à deposição da fácies AMGc, e mais antigo comparativamente às fácies SAd e AFPs, lateralmente correlacionadas.

Figura 11. Seção GH mostra falha normal colocando em contato a fácies Dm com a fácies SAd.

Figura 12. Clasto estriado (A) e multifacetado (B) da fácies Dm.

Na porção basal da seção IJ (Figura 13), ocorre a fácies AMGc, representada por arenitos médios a grossos micáceos, com estratificação cruzada de baixo ângulo e microlaminações cruzadas indicando paleocorrente no sentido sudoeste (Figura 11-B). Esta fácies é sobreposta pela fácies AFs, com estratificação cruzada tipo *swaley*, formada pela ação combinada de fluxo oscilatório com correntes de retorno. Na parte superior deste afloramento ocorre, ainda, a fácies Pp, representada no topo da seção IJ, por material argiloso desagregado de coloração amarronzada, proveniente de sua alteração. Esta fácies, interpretada como produto de decantação em ambiente de baixa energia. Essa associação caracteriza a transição depósitos de zona de *shoreface* para depósitos de zona de *offshore*, estratigraficamente sobrepostos, provavelmente pela ocorrência de uma transgressão marinha.

Figura 13. Seção IJ apresenta a transição da fácies AMGc, na porção basal, para a AFs. Estratigraficamente acima desta, em segundo plano na foto, ocorre a fácies Pp, representada na porção superior do afloramento por material argiloso desagregado (empastilhado) proveniente de sua alteração.

Figura 14. Diagrama de rosáceas mostra sentido de paleocorrentes medidas em microlaminações cruzadas da fácies AMGc para sudoeste. (n =número de medidas)

6.3 PAVIMENTO SUBGLACIAL

No extremo sudeste do estado de Tocantins, ao lado da rodovia TO-373, que liga as cidades de Tataíra (GO) a Araguaçu (TO), coordenadas 12°58'39"S 49°53'20"W, a oeste do limite atualmente conhecido para a Bacia de Água Bonita, ocorre um pavimento subglacial desenvolvido sobre milonito-gnaisses da Formação Xambioá (Figura 15).

Este pavimento representa uma feição de abrasão glacial de mesoescala, com forma alongada moldada (*streamlined molded form*), estrutura tipo dorso de baleia (*whaleback*), arredondada pelas geleiras (v.g. Bussert 2010). É grosseiramente elíptico em planta, com depressões elípticas métricas na superfície que configuram padrão de domos e bacias na direção NNE-SSW, e a parte norte da exposição mais elevada (Figura 15-A).

Durante os trabalhos de campo na região, foi realizado um levantamento à trena desta exposição. Os contornos foram esboçados a partir de seções espaçadas de 5 metros, e cotas da superfície do pavimento em relação à superfície relativamente plana do terreno vizinho foram estimadas a partir de visadas com bússola. Os dados obtidos foram interpolados manualmente e utilizados para gerar um modelo tridimensional do pavimento a partir do *software* ArcGis (Figura 15-F).

Estrias subglaciais observadas na superfície do pavimento apresentam direção N-S de movimentação da geleira. A feição glacial erosiva mais característica deste pavimento, no entanto, é representada por degraus (*steps*), cujas faces são sistematicamente voltadas para NNE (Figura 15-E), posição subparalela a apontada pelas estrias. A Figura 16 apresenta um modelo para a formação desses degraus com a combinação dos mecanismos de *plucking* e de abrasão (v.g. Krabbendam & Glasser 2011) durante o deslocamento da geleira sobre o substrato rochoso, a partir do qual infere-se que o sentido de movimento teria sido para NNE.

Quanto às depressões existentes na porção central do pavimento, que configuram um padrão de domos-e-bacias ao mesmo, pode-se afirmar que estas são anteriores à formação dos degraus, uma vez que estes ocorrem também em seu interior. Estas depressões representam prováveis feições do tipo *Muschelbrüche*, também resultantes da abrasão (v.g. Bussert 2010) e cujos eixos maiores são indicativos da direção de deslocamento da geleira (Kor *et al.* 1991).

Figura 15. A) Pavimento subglacial com vista para sua porção mais elevada (N), no sentido do fluxo do gelo (detalhe para depressão na porção central do pavimento). B) Vista para a porção sul da exposição. C) Feição glacial erosiva mais característica do pavimento. D) Detalhe dos degraus com sentido de deslocamento da geleira para a direita da foto. E) Diagrama de rosáceas mostrando a direção média das faces de quebra dos degraus (n=número de medidas). F) Modelo tridimensional do pavimento.

Figura 16. Modelo de formação dos degraus na superfície subglacial. A seta laranja aponta o sentido de deslocamento da geleira.

6.4 LITOESTRATIGRAFIA

A partir dos dados acima apresentados, propõe-se a divisão do preenchimento sedimentar da Bacia de Água Bonita em duas unidades litoestratigráficas distintas, as formações Água Bonita e Vereda Verde, além de uma outra unidade fora dos domínios atuais da bacia, a Formação Araguaçu.

As duas unidades da Bacia de Água Bonita foram mapeadas inicialmente em escala de semidetalhe na região setentrional da bacia (Figura 17). Esse procedimento baseou-se nas relações entre os depósitos sedimentares observados a partir da localização das seções estudadas em perfil topográfico (Figura 17) realizado ao longo da rodovia TO-373, e de outros dados obtidos em campo, como a ocorrência de falhas, e o controle da distribuição espacial destas unidades, principalmente pela correlação com os depósitos descritos previamente.

Figura 17. Mapa geológico de detalhe na região setentrional da bacia e, em detalhe, perfil com a localização das seções descritas neste trabalho ao longo da rodovia TO-373.

As relações estabelecidas entre estas unidades nesta região foram, posteriormente, extrapoladas para o restante da bacia, também seguindo pontos de controle realizados da dependência das exposições rochosas existentes, escassas na região. O resultado final do mapeamento dessas unidades, que receberam designações formais na categoria de formações, é apresentado na Figura 18, e a descrição de cada uma delas é apresentada em sequência.

Figura 18. Mapa geológico da região da Bacia de Água Bonita. O retângulo vermelho mostra a localização do mapa apresentado na Figura 17.

6.4.1 Formação Água Bonita

A unidade litoestratigráfica inferior da bacia é aqui denominada de Formação Água Bonita, de modo a manter a utilização pioneira do termo por Baptista & Cartner-Dyer (1966) na designação dos “arenitos esbranquiçados intercalados a siltitos”, litotipo descrito originalmente pelos autores na região central da bacia, que apresenta grande extensão em área e é representativo desta unidade em escala regional.

O limite inferior desta formação é caracterizado por uma discordância erosiva com rochas miloníticas do embasamento. Sobre ela encontram-se depósitos conglomeráticos com ventifactos representativos de uma superfície de deflação. Segue-se uma sucessão de arenitos eólicos recobertos por depósitos que marcam o início de uma incursão marinha, de nordeste para sudoeste. Os depósitos mais característicos desta unidade, que abrangem grande porção em área da bacia, são os arenitos esbranquiçados micáceos, correspondentes aos descritos originalmente por Baptista & Cartner-Dyer (1966), interpretados como depósitos marinhos de plataforma rasa. Diamictitos com blocos a matações destes arenitos, em regiões localizadas da bacia, marcam o retrabalhamento desta unidade por um evento glacial.

O limite superior da unidade é marcado por uma passagem rápida para os folhelhos da Formação Vereda Verde, resultado de uma retrogradação da linha de costa.

A espessura máxima estimada para a Formação Água Bonita é de aproximadamente 50 metros. A seção-tipo desta unidade localiza-se na rodovia TO-273, representada pela composição das seções AB, GH e IJ, descritas neste estudo.

6.4.2 Formação Vereda Verde

Estratigraficamente acima dos arenitos da Formação Água Bonita, ocorrem os folhelhos da Formação Vereda Verde. A nomenclatura proposta para esta unidade deve-se ao fato de ocorrer na região da sede da Fazenda Água Bonita Vereda Verde, como é atualmente denominado um dos lotes resultantes da divisão da antiga Fazenda Água Bonita.

Folhelhos representam o litotipo mais característico desta formação, interpretados como tendo sido depositados em ambientes marinhos profundos. Estes são lateralmente

correlacionados com siltitos arenosos com *drapes* de argila compondo formas sigmoidais, depositados pela desaceleração de fluxo fluvial em frentes deltaicas.

O contato desta unidade com a inferior (Figura 19-C) é aparentemente gradacional, mas rápido, e facilmente reconhecido devido à grande diferença litológica entre estas unidades – enquanto a Formação Água Bonita (Figura 19-A) é constituída predominantemente por arenitos esbranquiçados, cuja alteração gera material arenoso desagregado de mesma coloração, a Formação Vereda Verde (Figura 19-B) é caracterizada por folhelhos, cuja alteração gera depósitos empastilhados de cor amarronzada, com ocorrência frequente de concreções ferruginosas discoidais associadas.

A porção superior da Formação Vereda Verde é marcada por uma superfície erosiva regional, que constitui o relevo atual da área de estudos.

Estima-se que a espessura máxima preservada dessa unidade seja de aproximadamente 40 metros. Sua seção-tipo também localiza-se na rodovia TO-273, sendo representada pelas seções CD e EF.

Figura 19. Aspecto geral da (A) Formação Água Bonita e da (B) Formação Vereda Verde em campo. C) Contato entre essas unidades na região da Fazenda Água Bonita Vereda Verde.

6.4.3 Formação Araguaçu

Os depósitos da Formação Araguaçu, assim denominados pela proximidade de seus melhores afloramentos ao município de Araguaçu, Estado do Tocantins, apresentam-se como ocorrências isoladas e descontínuas, tanto ao sul como a oeste dos limites atualmente conhecidos da Bacia de Água Bonita.

Esta unidade constitui-se de conglomerados maciços ou localmente estratificados com gradação granodecrescente, com presença de seixos estriados, que evidenciam contribuição glacial à sua formação. Localmente estes depósitos apresentam os clastos imbricados, sugerindo possível retrabalhamento fluvial.

Como pode ser observado no mapa geológico da região (Figura 18), o sentido de movimentação da geleira observado no pavimento subglacial descrito neste trabalho é coerente com a disposição dos depósitos conglomeráticos da Fm. Araguaçu, ao longo de uma

faixa de direção aproximada NNE-SSW, o que contribui com a interpretação de origem glacial da formação.

Bem representada nas Figuras 6G e 6H, a seção-tipo da Formação Araguaçu localiza-se na estrada de terra que liga o município de Araguaçu (TO) ao povoado de Mineirópolis (TO). A espessura máxima preservada desta unidade foi estimada em aproximadamente 15 metros.

6.5 ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO SINSEDIMENTAR

Estruturas de deformação sinsedimentar foram encontradas nas duas unidades estratigráficas da Bacia de Água Bonita. Dado o caráter direcional de algumas dessas feições, no presente caso, o estudo destas estruturas foi importante para determinar os campos de esforços atuantes durante a sua formação e, assim, auxiliar na compreensão da história evolutiva da bacia.

Na Formação Água Bonita, foram observadas falhas sinsedimentares em camadas específicas de arenito com estratificação plano paralela (Figura 20-A,B). Acima destas, em camada superior, ocorrem blocos microfalhados imersos em matriz liquefeita (Figura 20-C,D), relação que aparenta o aumento da intensidade da deformação em direção ao topo da sucessão. Esta sequência observada se assemelha muito com a descrição original de um “sismo”, termo cunhado por Seilacher (1969) para designar estruturas sinsedimentares geneticamente ligadas a abalos sísmicos. Segundo ele, este seria constituído pelos chamados “*fault-graded beds*”, cuja base apresenta sedimentos não perturbados e é seguida de zona segmentada, zona fragmentada, zona liquefeita e, por fim, novamente, sedimentos não perturbados.

Medidas de dados pareados de falhas e estrias foram tomadas destas estruturas, a partir das quais foi aplicado o método dos diedros retos (Angelier & Mechler, 1997) visando a determinação do campo de paleotensões atuante na época de geração dessas estruturas. O resultado obtido (Figura 20-G), mostra orientação subvertical do eixo de esforço principal máximo (σ_1), enquanto o eixo de esforço principal mínimo (σ_3) aparece orientado na direção WNW-ESE a NW-SE.

Já em argilitos da Formação Vereda Verde foram observados diques clásticos tabulares preenchidos por silte e areia fina, com espessura variando de 1 a até cerca de 7 cm, orientados na direção média N55E. A presença de ramificações na porção superior desses diques (Figura 20-E,F) indica que estes tenham sido formados por injeção ascendente (da base para o topo). A ocorrência dessas estruturas em áreas sem declividades acentuadas durante a deposição, como no presente caso, pode ser considerada uma assinatura de paleosismicidade (Obermeier 1996).

A obtenção do campo de paleotensões à época de formação dessas estruturas baseia-se no fato em que se formam perpendiculares à direção do esforço horizontal mínimo em bacias sedimentares, conforme experimentos realizados por Jolly & Lonergan (2002). Desta forma, a orientação sistemática das intrusões clásticas verticais descritas na região (Figura 20-H), seriam indicativas de um eixo de esforço principal mínimo na direção N35W-S35E na época de sua formação.

7. DISCUSSÕES

Os levantamentos de campo realizados para o presente estudo mostraram que o Lineamento Transbrasiliiano, na região da Bacia de Água Bonita, configura-se inicialmente como uma zona de cisalhamento dúctil dextral, conforme o determinado a partir de indicadores cinemáticos, superposta por outra, dúctil-rúptil sinistral. Essas duas deformações são provavelmente proterozóicas.

Não se dispõe até o momento de dados cronológicos para os depósitos sedimentares da Bacia de Água Bonita, de modo que uma idade siluriana a devoniana tem sido atribuída por correlações pretéritas com unidades semelhantes de bacias adjacentes (Baptista & Cartner-Dyer 1966). Os dados apresentados nesse estudo compõem um novo quadro para comparação e determinação dessas idades, conforme é discutido a seguir.

O registro sedimentar pré-carbonífero das grandes bacias paleozoicas brasileiras (Paraná, Parnaíba e Amazonas) apresentam notável semelhança nos empilhamentos estratigráficos e nos formatos dos perfis de raio-gama (Figura 21).

Neste contexto, a sucessão de arenitos esbranquiçados da Formação Água Bonita com retrabalhamento glacial, recobertos pelos folhelhos da Formação Vereda Verde, apresenta duas possibilidades de correlação:

- 1) à Fm. Alto Garças, da Bacia do Paraná, recoberta por diamictitos subglaciais e/ou glaciomarinheiros da Fm. Ipu, por sua vez recobertos por folhelhos landoverianos regressivos da Fm. Vila Maria; correspondentes à Fm. Ipu, da Bacia do Parnaíba, em cujo topo ocorrem diamictitos (Caputo & Lima 1984), recobertos por sedimentos neríticos da Formação Tianguá (Góes e Feijó, 1994).
- 2) à Fm. Cabeças da Bacia do Parnaíba, com ocorrências eventuais de diamictitos, tilitos, pavimentos e seixos estriados denotando ambiente glacial ou periglacial (Caputo, 1984), recoberta por folhelhos da Formação Longá, esta sem correspondente na bacia do Paraná, na qual a discordância que separa as sequências devoniana e permocarbonífera abrange um período de tempo muito longo.

Figura 21. Correlação estratigráfica das unidades pré-carboníferas das bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná (segundo Assine, 2001).

A correlação estratigráfica com outras bacias gondwânicas (Figura 22) demonstra que, enquanto a glaciação neodevoniana parece ter sido um evento localizado, com ocorrências descritas na Bacia do Parnaíba e no altiplano Boliviano, a glaciação ordoviciano-siluriana apresenta registro amplo nas bacias sul americanas, norte africanas e do oriente médio. A grande abrangência desta glaciação mais antiga a caracteriza como um evento gondwânico de grande escala (Assine 2001), fator favorável para correlação desta com os depósitos da Bacia de Água Bonita. A ocorrência de folhelhos pós-glaciais landoverianos nas bacias do norte da África, na Península Ibérica e Arábia Saudita (Assine 2001), testemunhando caráter de transgressão também generalizada após a glaciação ordoviciano-siluriana, corrobora esta correlação.

	ÁFRICA DO SUL	ARGENTINA	BOLÍVIA	PARAGUAI	BRASIL	MAURITÂNIA	ARÁBIA SAUDITA			
	BACIA DO CABO	PRECORDILLERA	BACIA DO CHACO	ZONA SUBANDINA	ALTIPLANO	BACIA DO PARANÁ	BACIA DE ÁGUA BONITA E ARREDORES	BACIA DO PARNAIBA	BACIA TAOUDENI	BACIA TABUK
CARBONÍFERO	STEPHANIANO	Fm. Dwyka	Fm. San Telmo							
	WESTPHALIANO	Fm. Tupe	Fm. Las Penas	Fm. San Telmo	Fm. Copacabana	Fm. Cel. Oviedo	Gr. Itararé	Fm. Araguaçu	Gr. Balsas	Fm. Unayzah
	NAMURIANO	Fm. Cuandacol	Fm. Tarija	Fm. Choro						
			Fm. Itacuami	Fm. Taiguati						
	VISEANO		Fm. Tupambi	Fm. Tupambi						
DEVONIANO	TOURNAISIANO	Gr. Witteberg		Fm. Itacua	Fm. Kasa			Fm. Ponta Grossa	Fm. Aouí	
	FAMMENIANO			Fm. Cumana				Fm. Longá		
	FRASNIANO			Fm. Iquiri	Fm. Colpacucho			Fm. Cabeças		
	GIVETIANO	Gr. Bokkeveld		Fm. Los Monos	Fm. Sica Sica			Fm. Pimenteira	Gr. At Eua	Fm. Jubati
	EIFELIANO		Fm. Punta Negra	Fm. Huamampampa				Fm. Itaim superior	Gr. El Ahguio	
	EMSIANO		Fm. Rincon	Fm. Icla	Fm. Belém			Fm. Itaim inferior	Gr. Aratane sup.	Fm. Jauf
	PRAGIANO		Fm. Talacasto	Fm. Cabure	Fm. Santa Rosa	Fm. Vila Vila		Fm. Itaim inferior		Fm. Tawil
	LOCHKOVIANO									
	PRIDOLIANO									
	SILURIANO	LUDLOWIANO	Sgr. Nardouw		Fm. Tarabuco	Fm. Catavi				
WENLOCKIANO			Fm. Los Espejos	Fm. Kirusillas	Fm. Uncia					
LANDOVERIANO			Fm. Mogotes Negros	Fm. Copo	Fm. Llallagua					
		Fm. Cedarberg	Fm. D. Brault	Fm. Zapla	Fm. Cancaliri					
		Fm. Pakhoia			Fm. Cancaliri					
ORDOVICIANO	ASHGLIANO				Fm. Tokochi					
	CARADOCIANO	Fm. Peninsula	Fm. La Cantera	Fm. las Brenas	Fm. San Benito					
				Fm. Anzaletto						
			Fm. Arbol Blanco	Fm. Capinota						
	LLANVIRNIANO			Fm. Indep.						
	ARENIGIANO		Fm. San Juan							
	TREMADOCIANO		Fm. La Flecha	Fm. Pirane						

Figura 22. Quadro de correlação estratigráfica (modificado a partir de Assine 2001). Os campos em verde indicam unidades com influência glacial.

Como antes referido, desde a descrição pioneira da ocorrência de rochas eopaleozoicas no Brasil Central (Baptista & Cartner-Dyer 1966) tem sido sugerido que estas representem um possível remanescente da continuidade pretérita das grandes sinéclises intracratônicas do Parnaíba e do Paraná. A interligação entre essas bacias se daria ao longo de um *seaway* na região hoje percorrida pelos rios Araguaia e Tocantins, conforme hipótese sugerida por diversos autores (v.g. Weeks 1947 e Lange & Petri 1967).

Para Assine (2001) a presença de braquiópodes boreais no Membro São Domingos (Formação Ponta Grossa) é considerada evidência de ingresso de águas marinhas mais quentes na Bacia do Paraná, vindas de norte durante o Givetiano. O desaparecimento da fauna malvinocáfrica, cujo apogeu foi no Emsiano, também é atribuído ao possível ingresso de formas boreais na região neste período.

Seilacher (2005, 2007), com base no reconhecimento de icnofósseis característicos do Siluriano no sudeste da Líbia e no sul de Buenos Aires, na Argentina, admite a ocorrência de uma passagem marinha transcontinental na região já durante esta idade. Segundo o autor, embora ambas as áreas estudadas fizessem parte do Gondwana naquela época, a migração pelo lado ocidental do paleocontinente seria difícil de ocorrer, uma vez que esta representava

uma margem ativa e, portanto, inexistiam plataformas que constituíssem *habitats* propícios à existência das formas descritas.

Dentro do quadro apresentado, a Bacia de Água Bonita provavelmente seria o registro dessa passagem marinha na região durante o Siluriano, segundo a proposta de Seilacher (2005), uma vez que não há ocorrência de registros glaciais nas unidades sobrepostas pelos depósitos transgressivos givetianos nas bacias do Paraná ou do Parnaíba que pudessem justificar esta correlação com os da Formação Água Bonita.

Quanto à idade da glaciação relacionada à Formação Araguaçu, esta pode ser estimada pelo sentido de movimentação das geleiras observado no pavimento glacial, cuja orientação é concordante com a distribuição espacial dos depósitos glaciais que compõem a unidade. Este raciocínio leva em consideração o sentido de movimentação das geleiras, que se dá de forma radial espalhando-se a partir do pólo (Staden *et al.* 2010), e também o padrão de distribuição e cronologia das glaciações que afetaram o continente Gondwana durante a Era Paleozoica (Caputo & Crowell 1985), que segue o modelo de migração dos centros glaciais, resultado da passagem do supercontinente pelo pólo sul.

O sentido de movimentação descrito neste trabalho, aproximadamente para norte, é compatível com o obtido em feições de abrasão glacial permocarboníferas (Figura 23). Essa ocorrência expandiria os limites até então conhecidos de alcance dessa glaciação no Gondwana Ocidental nesse período.

Figura 23. Principais localidades com feição de abrasão subglacial indicando o provável sentido de deslocamento das geleiras (modificado após Gesicki et al., 2002): 1=Rochas cambrianas ou mais antigas; 2=Coberturas fanerozoicas; 3=Faixa de afloramento do Gr. Itararé, Fm. Aquidauana (Brasil) e Fm. Aquidabán (Paraguai). 4=Setas indicando o sentido de movimento das geleiras em: 1) Superfície estriada em ritmitos eopaleozóicos do Gr. Santa Fé, em Santa Fé de Minas (Dardene et al. 1991; Campos, 1992). O sentido de movimento foi invertido de acordo com observações em campo realizadas por Rocha-Campos (informação oral); 2) Rocha montounée em granitos pré-cambrianos do embasamento em Salto (SP) (Almeida, 1948); 3) Pavimento estriado em embasamento granítico pré-cambriano em Itu (SP) (Amaral, 1965); 4) Estrias em clastos de diamictitos do Gr. Itararé em Jurumirim (SP) (Rocha-Campos et al., 1968); 5) Superfícies estriadas em arenitos do Gr. Itararé em Rio Piritubinha (SP) (Caetano-Chang et al., 1990); 6) Pavimentos estriados em arenitos devonianos da Fm. Furnas em Wittmarsum (PR) (Salamuni et al., 1966; Bigarella et al., 1967); 7) Pavimento estriado em gnaisses granodioríticos do embasamento em Mafra (SC) (Barbosa, 1940); 8) Pavimento estriado em embasamento granítico em Alfredo Wagner (SC) (Rocha-Campos et al., 1988); 9) Feições de passagem de iceberg em ritmitos do Gr. Itararé, Trombudo Central (SC) (Santos et al., 1992b); Superfície estriada em diamictitos do Gr. Itararé em 10) Cachoeira do Sul (RS), 11) Pinheiro Machado (RS) (Tomazelli e Soliani Jr., 1982), e 12) Suspiro (RS) (Tomazelli e Soliani Jr., 1997); 13) Superfície estriada em diamictito da Fm. Aquidabán em Escobar, Paraguai oriental (Riccomini & Velázquez, 1999); Superfícies estriadas na Fm. Aquidauana (MS): 14) Rio Estrela, Bela Vista, 15) Ponte do Grego; 16) Rio Negro; 17) Serra Negra I e 18) Serra Negra II (Geisick et al. 2002); Ocorrência descrita neste trabalho: 19) Pavimento subglacial em gnaisses do embasamento pré-cambriano em Araguaçu (TO).

Embora a bacia encontre-se atualmente exposta numa estrutura em forma de gráben, devido ao fato dos depósitos sedimentares serem limitados por estruturas retilíneas do embasamento, os dados apresentados neste trabalho indicam que a sua gênese não está ligada a uma estrutura deste tipo. No trabalho original, Baptista & Cartner-Dyer (1966) sugerem uma origem pós-sedimentar para a feição, ao considerarem que “*após a sedimentação da Formação Água Bonita algumas dessas falhas foram reativadas e por gravidade originaram a fossa tectônica em estudo*”.

A ausência de uma falha como mecanismo formador dessa estrutura tampouco caracteriza a Bacia de Água Bonita como uma bacia tipo *rift*. A distribuição das fácies sedimentares descritas, perpendicularmente às bordas da bacia, corrobora com esta negativa.

Quanto aos dados de paleocorrentes obtidos, estes apresentam direção paralela à orientação da bacia, que, em conjunto com a análise de fácies realizada, evidenciam que o transporte sedimentar foi condicionado por uma calha alongada existente previamente no embasamento. Essa estrutura segue o *trend* geral do Lineamento Transbrasiliiano, o que indica que a gênese da bacia estaria relacionada à presença deste lineamento na Plataforma Brasileira.

Embora não tenha sido descrita em campo a ocorrência de falhas sedimentares limitando a bacia, há evidências de tectonismo ativo durante a sua instalação. Na Formação Água Bonita, estruturas de liquefação e falhas normais sinsedimentares apresentam formação compatível com um regime de esforços distensivo, com direção WNW-ESE a NW-SE do eixo de esforço horizontal principal mínimo. Estas falhas apresentam mesma direção e campos de esforços muito parecidos aos obtidos das falhas encontradas em gnaisses do embasamento, o que indica provável contemporaneidade na sua formação.

Já na Formação Vereda Verde, diques clásticos de injeção com direção entre NE-SW a ENE-WSW indicam direção NW-SE a NNW-SSE do eixo de esforço horizontal mínimo. Desta forma, observa-se uma leve rotação horária observada desse eixo com o tempo, implicando em uma componente de transtração dextral ao longo do LTB.

A falha normal pós-sedimentar de direção 220/58 descrita na seção GH (Figura 11), que coloca em contato os depósitos da Formação Vereda Verde com os da Formação Água Bonita, apresenta direção ortogonal ao *trend* da bacia. No mapa geológico de detalhe da região setentrional da bacia (Figura 17), a partir da disposição dos depósitos sedimentares, dados de campo e lineamentos observados em imagens sombreadas geradas a partir de modelo digital de elevação, foi interpretada a existência de outras falhas de mesmo caráter e direção nesta região. A configuração dos depósitos ao longo de toda a extensão da bacia (Figura 18) também parece apresentar certo controle por estruturas desta direção. Desta forma, após a sedimentação, sugere-se que o campo de esforços na região teria evoluído para uma possível distensão na direção NE-SW, ortogonal à bacia, o que marcaria o início de sua inversão.

É provável que a bacia tenha sido soerguida e exumada, posteriormente, entre o final do Devoniano e início do Carbonífero, a julgar pela distribuição dos depósitos da Formação Araguaçu, assentados diretamente sobre o embasamento pré-cambriano.

8. CONCLUSÕES

As principais conclusões decorrentes do desenvolvimento desse trabalho podem ser assim enumeradas:

- 1) O preenchimento sedimentar da Bacia de Água Bonita foi dividido em duas unidades sedimentares, mapeadas e designadas neste trabalho de: Formação Água Bonita, unidade basal, essencialmente rudáceo-psamítica, com depósitos de ambiente costeiro, transicional e marinho de plataforma rasa, em parte sobre influência glacial; e Formação Vereda Verde, superior, essencialmente pelítica, com depósitos deltaicos e marinhos profundos.
- 2) Nas vizinhanças da bacia verificou-se que ocorre também a Formação Araguaçu, com diamictitos glaciais, aos quais é relacionada uma nova ocorrência de pavimento subglacial, ora descrita.
- 3) As duas unidades da bacia foram relacionadas às sequências correspondentes ao ciclo ordoviciano-siluriano das bacias do Paraná (Grupo Rio Ivaí) e do Parnaíba (Grupo Serra Grande).
- 4) A Formação Araguaçu, a julgar pelo sentido de deslocamento da geleira no pavimento, representaria um registro da glaciação permocarbonífera.
- 5) A origem da Bacia de Água Bonita não está ligada a um gráben de preservação de rochas sedimentares, tampouco apresenta uma falha como mecanismo formador que possa caracterizá-la como uma bacia tipo *rift*.
- 6) A análise de fácies dos depósitos sedimentares apresenta distribuição coerente com uma incursão marinha de nordeste para sudoeste na região; em conjunto com dados de paleocorrentes, paralelas à estrutura do lineamento, sugere-se que estes sedimentos tenham se depositado ao longo de uma calha alongada na direção NE-SW, condicionada por estruturas prévias do embasamento relacionadas ao LTB.

- 7) Durante a instalação da Formação Água Bonita, o paleocampo de esforços obtido a partir de falhas sinsedimentares é compatível com regime distensivo, com eixo principal de esforço mínimo orientado na direção WNW-ESE. Já na Formação Vereda Verde, o paleocampo de esforços obtido a partir de diques clásticos indica orientação do eixo principal mínimo na direção média N35W-S35E.
- 8) A leve rotação horária observada do eixo de esforço principal mínimo com o tempo implica em uma componente de transtração dextral ao longo do LTB.
- 9) A presença de sedimentos marinhos na região corrobora a ideia de que essa depressão tectônica tenha sido uma passagem marinha transcontinental que ligou as costas norte e sul do Gondwana durante a transgressão marinha landoveriana, em congruência com modelos anteriores sustentados por dados paleofaunísticos.
- 10) A ocorrência de falhas normais pós-sedimentares de direção NW-SE marcam o início de uma possível inversão da bacia, que provavelmente foi soerguida e exumada, posteriormente, entre o final do Devoniano e início do Carbonífero.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. 1948. A Roche Montonée de Salto, Estado de São Paulo, *Geologia e Metalurgia*, 5: 112-117.
- Amaral, S.E. 1965. Nova ocorrência de rocha Montonée em Salto, SP. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 14: 71-82.
- Angelier, J. 1994 Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: P.L. Hancock (ed.) *Continental Deformation*. Pergamon, Oxford, p.: 53-100.
- Angelier, J. and Mechler, P. 1977 Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Geol. France*, 7:1309-1318.
- Arthaud, M.H, Caby, R., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Parente, C.V. 2008. Geology of the Northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. *Geological Society, Special Publications*, 294: 49-67.
- Archanjo, C.J., Launeau, P., Hollanda, M.H.B.M., Macedo, J.W.P., Liu, D. 2009. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará state, northeastern Brazil). *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 98: 1793-1807.
- Assine, M.L. 2001. O ciclo Ordoviciano/Siluriano na Bacia do Paraná e correlação em outras bacias Gondwânicas. *Boletim Ciência Técnica Petróleo, Seção Exploração de Petróleo*, 20: 9-17.
- Assine, M.L. 2001. O ciclo Devoniano na Bacia do Paraná e correlação em outras bacias Gondwânicas. *Boletim Ciência Técnica Petróleo, Seção Exploração de Petróleo*, 20: 55-62.
- Assine, M.L. 2005. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology*, 70: 357-371.
- Assine, M.L. & Soares, P.C. 2004. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. *Quaternary International*, 114: 23-34.
- Barbosa, O. 1940. Estrias produzidas por gelo permo-carbonífero. *Mineração e Metalurgia*, 4: 272-273.
- Batista, M.B. & Cartner-Dyer, R. 1966. Ocorrência singular de sedimentos médio-paleozóicos no centro-oeste de Goiás. Notas Preliminares. *Divisão de Geologia e Mineralogia*, 135: 1-11.

- Bigarella, J.J., Salamuni, R., Fuck, R.A. 1967. Striated surfaces and related features developed by the Gondwana ice sheets (State of Paraná, Brazil). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 3: 265-276.
- Billings, E. 1862. New species of fossils from different parts of the Lower, Middle and Upper Silurian rocks of Canada Paleozoic Fossils. *Canadian Geological Survey*. 1: 96-168.
- Brito Neves, B.B. 1983. O Mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1: 1.000.000. São Paulo, Tese de Livre-docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Cordani, U.G., Thomaz Filho, A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics*, 1: 495-510.
- Brito Neves B.B., Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 23-40.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Fetter, A. 2002. North-western África – North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences*, 34: 275-278.
- Bussert, R. 2010. Exhumed erosional landforms of the Late Paleozoic glaciations in the northern Ethiopia: Indicators of ice-flow direction, paleolandscape and regional ice dynamics. *Gondwana Research*, 18: 356-369.
- Caetano-Chang, M.R., Oliveira, J.P., Brighetti, J.M.P. 1990. Pavimento estriado em rochas do Subgrupo Itararé ao longo do Rio Piritubinha, sul do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 20: 333-335.
- Campos, J.E.G. 1992. A glaciação permo-carbonífera nas regiões de Canabrava e Santa Fé de Minas, MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade de Brasília, 104p.
- Caputo, M.V. & Crowell, J.C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society America Bulletin*, 96: 1020-1036.
- Caputo, M.V. Lima, E. C., 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande – Bacia do Parnaíba. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*, p.740-753.
- Chamani, M.A.C. 2011. Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos: o Lineamento Transbrasiliano e estruturas relacionadas na Província Parnaíba, Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Coimbra, A.M. 1991. Sistematização crítica da obra. São Paulo, Tese de Livre-docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

- Collinson, J.D. and Thompson, D.B. (Eds.) 1989. *Sedimentary structures*. Unwin Hyman, London, 207p.
- Cordani, U.G., Brito Neves B.B., Fuck R.A., Porto R., Thomaz Filho A., Cunha F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Boletim Ciência Técnica Petróleo, Seção Exploração de Petróleo*, 15: 1-70.
- Cordani, U. G. & Sato, K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, 22: 167-173.
- Cordani, U.G., D'Agrella-Filho, M.S., Brito-Neves, B.B., Trindade, R.I.F. 2003. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, 15: 350-359.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, 15: 396-407.
- Dardenne, M. A., Gonzaga, G. M., Campos, J.E.G. 1991. The diamond-bearing cretaceous conglomerate of the Canabrava área, Minas Gerais, Brazil. In: Leonardos, O.H., Meyer, H.O.A., Gaspar, J.C. (Eds.) *5th International Kimberlite Conference, Field Guide Book*, CPRM, Brasília, p.: 83-93.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil 2004. SC.22, Folha Tocantins, escala 1:1.000.000. Disponível em: <http://geobank.sa.cprm.gov.br>. Acessado em 1 jun 2010.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil 2004. SD.22, Folha Goiás, escala 1:1.000.000. Disponível em: <http://geobank.sa.cprm.gov.br>. Acessado em 1 jun 2010.
- Dunne, W.M. & Hancock, P.L. 1994. Paleostress analysis of small-scale brittle structures. In: Hancock, P.L. (ed.) *Continental Deformation*, Pergamon, Oxford, p.: 101-120.
- Fairhead, J.D. & Maus, S. 2003. CHAMP satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South America and resolve the lingering problem of the pre-break-up fit of the South Atlantic Ocean. *The Leading Edge*, 22: 779-783.
- Ferrari, A.L. 2001. Evolução tectônica do Gráben da Guanabara, São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Ferreira, C.O. 2009. A extensão do arco Magmático de Goiás ao longo do Lineamento Transbrasiliano: estudo baseado na aplicação dos métodos U-Pb e Lu-Hf por LA-MC-ICP-MS. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

- Geisicki, A.L.D., Riccomini, C. Boggiani, P.C. 2002. Ice flow direction during late Paleozoic glaciation in western Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 933-939.
- Góes, A.M. 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Góes, A.M.O. & Feijó, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8: 57-67.
- Grohmann, C.H., Campanha, G.A.C. and Soares Junior, A.V. 2011. OpenStereo: um programa Livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 13, *Anais*, p. 26.
- Haldeman, S.S. 1840. *Supplement to number of "A monography of the Limniades, and other freshwaterunivelve shelts of North America", containing descriptions of apparently new animals in different classes and the names and characters of the subgenera in Paludina and Anculosa*, Philadelphia. 3p.
- Jolly, R.J.H. & Lonergan, L. 2002. Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *Journal of the Geological Society*, 159: 605-617.
- Krabbendam, M. & Glasser, N.F. 2011. Glacial erosion and bedrock properties in NW Scotland: Abrasion and plucking, hardness and joint spacing. *Geomorphology*, 130: 374-383.
- Kor, P.S.G., Shaw, J., Sharpe, D.R. 1991. Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Georgian Bay, Ontario: a regional view. *Earth Science*, 28: 1-20.
- Lange, F.W. & Petri, S. 1967. The Devonian of the Paraná Basin. *Boletim Paranaense Geociências*, 21/22: 5-55.
- Miall, A.D. 1990. *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer-Verlag, New York, 668p.
- Miall, A.D. 2000. *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer-Verlag, New York, 616p.
- Nicholson, H.A. 1873. Contributions to the study of the errant annelides of the older Paleozoic rocks. *Royal Society of London*, 21: 288-310.
- Obermeier, S.F. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis – an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleoearthquakes. *Engineering Geology*, 44: 1-76.
- Oliveira, D.C. 2001. Reavaliação da evolução tectono-magmática do Graben de Jaibaras (nordeste do Brasil). *Acta Geologica Hispanica*, 36: 53-95.

- Oliveira, D.C. & Mohriak, W.U. 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 351–383.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M. 2000. The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro*, p.:195-229.
- Potter, P.E. & Pettijohn, F.J. 1977. *Paleocurrents and Basin Analysis*. Springer-Verlag, Berlin Hiedelberg, New York, 425 p.
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R. Otamendi, J. 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, 50: 243-255.
- Riccomini, C., Velázquez, V.F. 1999. Superfície estriada por geleira neopaleozóica no Paraguai Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 233-236.
- Riccomini, C., Velázquez, V.F., Gomes, C.B. 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: Gomes, C.B. & Comin-Chiaramonti, P. (orgs.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*, São Paulo, EDUSP-FAPESP, p.: 31- 55.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C., Dahlquist, J. 2007. The Río de La Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 83: 49-82.
- Rocha-Campos, A.C., Farjallat, J.E., Yoshida, R. 1968. New glacial features of the Upper Paleozoic Itararé Subgroup in the State of São Paulo, Brazil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 17: 47-57.
- Rocha-Campos, A.C., Machado, L.C.R., Santos, P.R., Canuto, J.R., Castro, J.C. 1988. Pavimento estriado da glaciação neopaleozóica em Alfredo Wagner, Santa Catarina, Brasil. *Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Série Científica*, 19: 39-46.
- Salamuni, R., Bigarella, J.J., Fuck, R.A. 1966. Sobre a ocorrência de estrias glaciais no segundo planalto do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 18-20: 127-131.
- Santos, P.R., Rocha-Campos, A.C., Canuto, J.R. 1992. Estruturas de arrasto de icebergs em ritmito do Subgrupo Itararé (Neopaleozoico), Trombudo Central, SC. *Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Série Científica*, 23: 1-18.

- Sato, K., 1998. *Evolução crustal da Plataforma Sul-americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Seilacher, A., 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13: 155-159.
- Seilacher A., 2005. Silurian trace fossils from Africa and Argentina mapping a trans-Gondwanan seaway? *Neues Jahrb Geol.*, 3:129-141.
- Seilacher, A., 2007. *Trace Fossil Analysis*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 226p.
- Soares, P.C., Assine, M.L., Rabelo, L., 1998. The Pantanal Basin: recent tectonics, relationship to the Transbrasiliano Lineament. *In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 9, Anais*, p. 459-469.
- Staden, A.V., Zimmermann, U., Chemale, F., Gutzmer, J., Germs, G.J.B., 2010. Correlation of Ordovician diamictites from Argentina and South Africa using detrital zircon dating. *Journal of the Geological Society*, 167: 217-220.
- Schobbenhaus, C. (coord.) 1975. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folha Goiás (SD 22)*. Departamento Nacional da produção Mineral, Brasília, 114p.
- Teixeira, A.L., Gaucher, C., Paim, P.S.G., Fonseca, M.M., Parente, C.V.P., Silva Filho, W.F., Almeida, A.R. 2004. Bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana. *In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (orgs.) Geologia do Continente Sul-Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, p.: 487-538.
- Tomazelli, L.J. Soliani Jr., E. 1982. Evidências de atividade glacial no Paleozoico Superior no Rio Grande do Sul, Brasil. *In: Congresso Brasileiro de Geologia (Salvador BA), 32, Anais*, p.: 1378-1391.
- Tomazelli, L.J. Soliani Jr., E. 1997. Sedimentary facies and depositional environments related to Gondwana glaciation in Batovi and Suspiro regions, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 10: 295-303.
- Trindade, R.I.F., D'Agrella-Filho, M.S., Epof, I., Brito-Neves, B.B. 2006. Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, 244: 361-377.
- Walker, R.G. & James, N.P. 1992. *Facies Models: responses to sea level change*. Geological Association of Canada, 454 p.

- Weeks, L.G. 1947. Paleogeography of South America. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 31: 1194-1241.
- Wizevich, M.C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: Miall, A.D. & Tyler, N. (eds.) *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Concepts in Sedimentology and Paleontology, v. 3, p.: 22-24.
- Zalán, P.V., 1986. A Tectônica transcorrente na exploração de Petróleo: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 245 - 257.
- Žalohar, J. & Vrabek, M., 2007. Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: The Gauss Method. *Journal of Structural Geology*, 29: 1798-1810.