

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O SIGNIFICADO TECTÔNICO
DO "GRABEN" DE ÁGUA BONITA, TO-GO

Marília Pulito de Aguiar

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-10/36)

TF
A282
MP.s

SÃO PAULO
2010

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



O SIGNIFICADO TECTÔNICO
DO "GRABEN" DE ÁGUA BONITA, TO-GO

DEDALUS - Acervo - IGC



30900028380

Marília Pulito de Aguiar

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-10/36)

SÃO PAULO
2010

Tf
A 282
MP. b

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



O SIGNIFICADO TECTÔNICO
DO GRABEN DE ÁGUA BONITA, TOGO

Alfons POINÇON

Geólogo, Prof. Dr. Estado Livre

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMALIZAÇÃO
(1978)

SÃO PAULO
1978

RESUMO

Na região central entre as cidades de Teresopolis e Guape existem rochas sedimentares detriticas da forma sedimentar de origem continental NQTE. Essas rochas são interpretadas como representadas por arenitas, calcários, como Guape de Agua Branca. Essas estruturas são atribuídas a atividade tectônica devido a sua associação com a Formação Furnas, de Guape de Foz de Iguaçu, e o Grupo Serra Grande, de Guape de Parati. Esta estrutura é considerada a uma estrutura estrutural paralela com uma direção de orientação a sudoeste, com mergulhos de 270° no seu eixo, e sua extensão possível continuada na África e na Argentina - a Linhaamento Transamazônica e T2. Este alinhamento teve grande importância na evolução tectônica continental e tectônica da Plataforma Sul-Americana, bem como importantes estruturas quanto à sua evolução desde a sua origem tectônica, desde o período da formação da Guape de Agua Branca, de modo a verificar se a base tem a sua interpretação controlada pela atividade de tectônica, de modo a verificar se um padrão de distribuição de tectônicas sedimentares.

Em Teresopolis de Guape de Foz de Iguaçu existem tectônicas sedimentares estruturais a tectônicas de atividade tectônica continental e tectônica de atividade tectônica de Guape de Agua Branca. Essas tectônicas foram analisadas e um estudo detalhado das estruturas

“Um homem precisa viajar. Por sua conta, não por meio de histórias, imagens, livros ou TV. Precisa viajar por si, com seus olhos e pés, para entender o que é seu. Para um dia plantar as suas próprias árvores e dar-lhes valor. Conhecer o frio para desfrutar o calor. E o oposto. Sentir a distância e o desabrigo para estar bem sob o próprio teto. Um homem precisa viajar para lugares que não conhece para quebrar essa arrogância que nos faz ver o mundo como o imaginamos, e não simplesmente como é ou pode ser. Que nos faz professores e doutores do que não vimos, quando deveríamos ser alunos, e simplesmente ir ver”

Amyr Klink

RESUMO

Na região limítrofe entre os estados de Tocantins e Goiás ocorrem rochas sedimentares delimitadas por falhas fotointerpretadas de direção aproximada N40°E. Estas rochas são interpretadas como preservadas num gráben, conhecido como Gráben de Água Bonita. Idade silurodevoniana é atribuída a estas rochas devido à sua semelhança com a Formação Furnas, da Bacia do Paraná, e o Grupo Serra Grande, da Bacia do Parnaíba. Esta estrutura é correlacionada a uma importante estrutura intraplaca que corta o Brasil de nordeste a sudoeste, com aproximadamente 2700 km de extensão, e que apresenta possível continuidade na África e na Argentina – o Lineamento Transbrasiliano (LTB). Este lineamento teve grande participação na evolução tectônica proterozóica e fanerozóica da Plataforma Sul-Americana, embora importantes questões quanto à sua evolução ainda aguardam respostas. Neste contexto, a presente monografia teve como enfoque estabelecer a relação entre a tectônica e a sedimentação na região do Gráben de Água Bonita, de modo a verificar se a bacia teve a sua instalação controlada pela atividade de falhas (*rift*), ou se trata, realmente, de um gráben de preservação de rochas sedimentares.

Em trabalho de campo foram encontradas falhas sin-sedimentares que evidenciam a ocorrência de atividade tectônica contemporânea à deposição dos sedimentos da Formação Água Bonita. Essas falhas foram associadas a um evento distensional que provavelmente representa a reativação de estruturas pretéritas do embasamento local. Paleocorrentes deposicionais medidas nos depósitos sedimentares apresentam orientação preferencial na direção NE-SW, o que indica que os sedimentos tiveram uma deposição condicionada por estruturas do embasamento, as quais provavelmente formavam uma calha preferencial de transporte. Dessa maneira, o Gráben de Água Bonita não representaria unicamente um gráben de preservação de rochas sedimentares, como é descrito na literatura até então. Tampouco a bacia sedimentar é uma bacia tipo *rift* característica, uma vez que não apresenta registros de sedimentação sin-tectônica e não foram observadas falhas relacionando os depósitos sedimentares com o embasamento. No entanto, durante a deposição dos sedimentos há indícios de uma tectônica ativa que gerou falhas normais de mesma direção e idênticos campos de esforços tanto nos depósitos sedimentares como no embasamento. Nesse sentido, a deposição da Formação Água Bonita teria ocorrido paralelamente à atividade tectônica ao longo do Lineamento Transbrasiliano.

ABSTRACT

In the borderland between the states of Tocantins and Goiás there are sedimentary rocks bounded by faults photointerpreted with approximate direction N40°E. These rocks have been interpreted as preserved in a graben, known as the Água Bonita Graben. A Silurian to Devonian age is assigned to these rocks because of its similarity to the Furnas Formation (Paraná Basin) and Serra Grande Group (Parnaíba Basin). This structure is correlated to a major intraplate structure which cross Brazil from the northeast to the southwest, with 2700 km in length, and have possible continuity in Africa and Argentina – the Transbrasiliano Lineament (LTB). It is known that the LTB played an important role in the Proterozoic and Phanerozoic evolution of the South American Platform. Nevertheless, important questions concerning its evolution still wait answers. In this context, this monograph intends to establish the relationship between tectonic and sedimentation in the region of the Água Bonita Graben in order to verify if the basin had its installation controlled by the activity of faults (rift), or if it really is a graben of preservation of sedimentary rocks.

Sin-sedimentary faults found in the region of the graben show the occurrence of tectonic activity during the deposition of the sediments of Água Bonita Formation. These faults were associated, in this work, with an extensional event which probably represents the reactivation of structures from the local basement. Paleocurrents measured in the sediments show NE-SW like preferred orientation, indicating that the deposition of the sediments were conditioned by basement structures, which probably formed a trough along which occurred a preferential transport. Thus, the Água Bonita Graben does not represent just a graben of preservation of sedimentary rocks, as described in the literature so far. Neither is the sedimentary basin a characteristic *rift* basin, once there are no the records of sin-tectonic sedimentation and no faults relating the sedimentary deposits with the basement. However, there are evidences of an active tectonic during the deposition of sedimentary rocks which generated normal faults with the same direction and similar generator stress-fields both in sedimentary deposits as in the basement. Accordingly, the deposition of Água Bonita Formation would have occurred parallel to tectonic activity along the LTB.

AGRADECIMENTOS

A realização desta monografia representa não apenas o resultado de um ano de desenvolvimento do tema proposto, mas também o encerramento de um ciclo do qual muitas pessoas fizeram parte e colaboraram para que pudesse ter acontecido da forma maravilhosa como foi. Dentre essas pessoas, primeiramente, gostaria de agradecer a minha família, que sempre me deu toda a base necessária para realizar os meus sonhos. Minha mãe, Eliane, com sua eterna boa vontade e amor incondicional, meu pai, Lauro, por cada uma das “músicas para Marília” e por sempre acreditar nos meus passos, e meus irmãos Laura e Otávio, as grandes alegrias da minha vida. Nada faria sentido sem vocês.

Ao professor Claudio Riccomini agradeço pela orientação, pelo apoio, pelas conversas e todos os ensinamentos transmitidos ao longo do desenvolvimento deste trabalho, quer eles tenham sido embaixo de sol, em sala de aula, ou com a inspiradora cervejinha no fim do dia. Pela companhia nos dias quentes de levantamento de campo agradeço ao Durval e ao geólogo Marlei Chamani. A este também pelas idéias, discussões e conversas que se seguiram.

A todos os professores do Instituto de Geociências pela formação, pelas conversas e pelo companheirismo nas tantas viagens de campo. Também aos funcionários do instituto pelo apoio sempre que necessário.

À equipe Mundi: Samar Steiner, Luiz Fernando Roldan (Sagui), Marcelo Bárbara (Feijão), Fernando Valarelli Menezes (Fefinho), André Polistchuck (Deco), Carlos Eduardo (Carlão), Thiago Borges (Trena), Letícia Vicente (Polegar), Gabriel Andrade, obrigada por toda a experiência compartilhada e pelos bons momentos que dividimos no dia a dia deste último ano.

Aos amigos de Amparo, muito obrigada pelas energias sempre recuperadas. Em especial aos que mais participaram dos anseios da finalização deste trabalho: Fernanda Piazza, Luiza Carvalho, Natália Jardim, Bruna Gallo.

Por fim, a todos os companheiros de geologia destes cinco anos vividos: o pessoal do samba, os amigos de Enegeo, as meninas do futebol, toda a turma de 2006 e agregados, especialmente aos amigos Fares, Kabong, Massa, Sertão, Tonhão, e, é claro, à completude do quinteto fantástico: Andrea Harabari (Gê), Lígia Garcia (Vesguinha), Mariana Caldo (Mocóts) e Manuela Pinheiro (Pinhão), muito obrigada por me fazerem entender porque chamam esta de “a melhor fase da vida”.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	3
1.1 Localização da área e acessos.....	3
2. METAS E OBJETIVOS.....	5
3. MÉTODOS	5
3.1 Revisão bibliográfica	5
3.2 Análise estratigráfica	5
3.3 Análise estrutural.....	6
4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	8
4.1 Gráben de Água Bonita e o Lineamento Transbrasiliano.....	8
4.2 Análise de estruturas rúpteis	10
5. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO.....	13
6. RESULTADOS OBTIDOS	14
6.1 Fácies sedimentares: descrição e paleoambientes deposicionais	14
6.2 Correlações estratigráficas	20
6.3 Análise estrutural.....	29
7. INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES	33
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	35

1. INTRODUÇÃO

Na região limítrofe entre os estados de Tocantins e Goiás ocorrem rochas sedimentares descritas pioneiramente por Baptista & Cartner-Dyer (1966) e por eles designadas de Formação Água Bonita. Essas rochas são limitadas por falhas de direção aproximada N40°E, reconhecidas por fotointerpretação, e foram interpretadas pelos autores como preservadas num gráben de aproximadamente 9 km de largura e 90 km de extensão, o Gráben de Água Bonita. Idade siluriana a devoniana foi atribuída para essas rochas em função da sua semelhança litológica com os grupos Trombetas, Serra Grande e Formação Furnas, das bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná, respectivamente, com as quais também foi sugerida uma continuidade pretérita (Batista & Cartner-Dyer 1966).

Esta importante estrutura foi relacionada, anos mais tarde, ao Lineamento Transbrasiliano (LTB), por ocasião de sua definição (Schobbenhaus *et al.*, 1975). Posteriormente, sua origem foi atribuída à transcorrência dextral ao longo do LTB (Zalán 1986). Embora vários trabalhos tenham abordado o papel deste extenso lineamento que atravessa o Brasil de nordeste a sudoeste na compartimentação tectônica do território brasileiro, nenhum deles teve como enfoque o Gráben de Água Bonita. Assim, as relações entre as falhas limitantes do suposto gráben, 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.

1.1 Localização da área e acessos

A área de estudo localiza-se na região de limite entre os estados de Tocantins e Goiás (Figura 1). Mais especificamente, compreende a porção sudeste da Folha Araguaçu (SD-22-X-A), nordeste da Folha São Miguel de Araguaia (SD-22-X-C), sudoeste da Folha Alvorada (SD-22-X-B) e noroeste da Folha Porangatu (SD-22-X-D).

Rodovias pavimentadas ligam os municípios de São Miguel do Araguaia a Araguaçu (GO-164), Araguaçu a Alvorada (TO-273), e São Miguel do Araguaia a Novo Planalto e Porangatu (GO-244). As demais estradas, que se originam da bifurcação destas rodovias principais e dão acesso às fazendas da região, são de terra e apresentam estado de conservação variado, com difícil locomoção em alguns trechos.

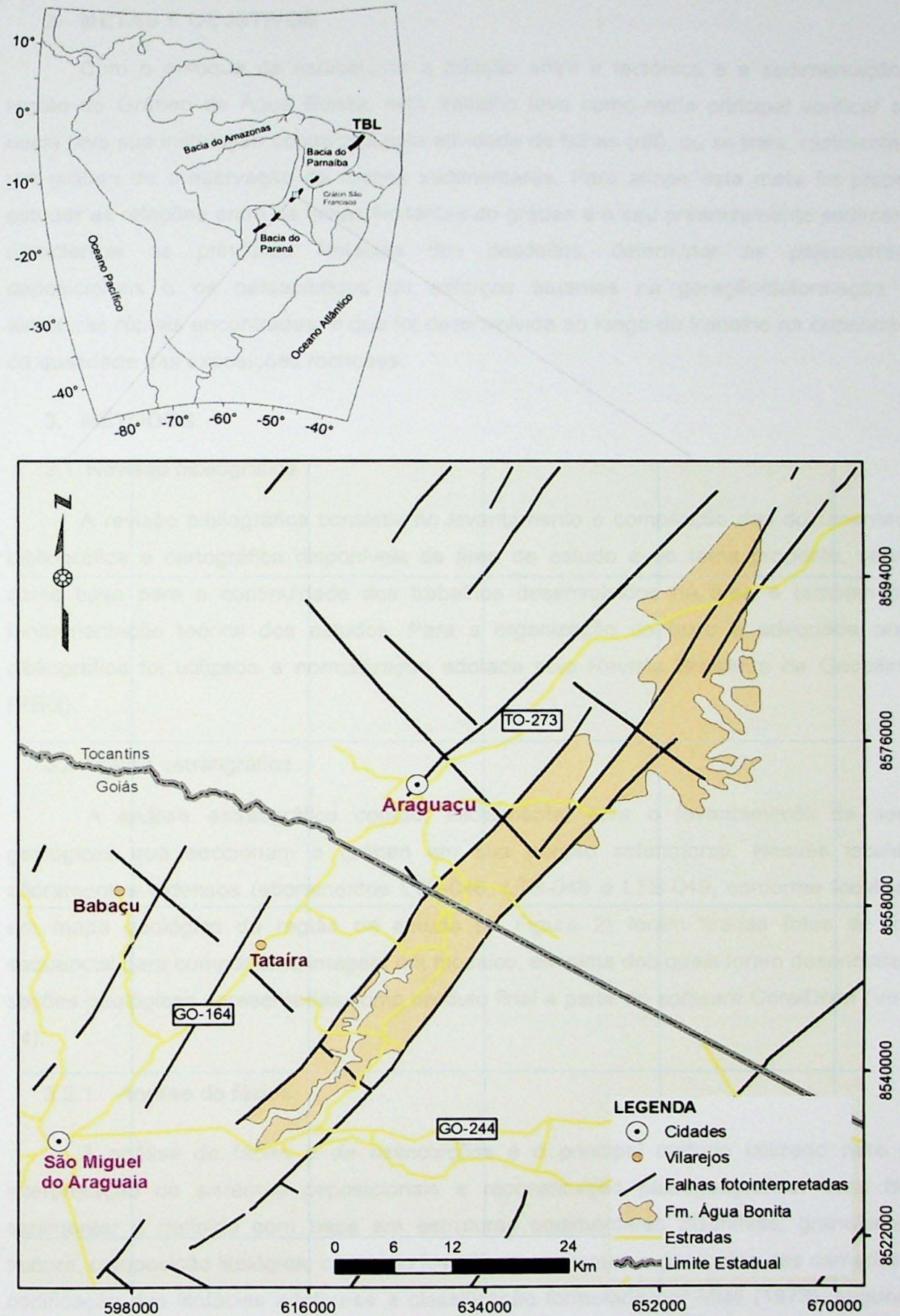


Figura 1. Mapa de localização da região de estudo com as principais vias de acesso.

2. METAS E OBJETIVOS

Com o enfoque de estabelecer a relação entre a tectônica e a sedimentação na região do Gráben 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 foi proposto estudar as relações entre as falhas limitantes do gráben e o seu preenchimento sedimentar, caracterizar as principais litofácies dos depósitos, determinar as paleocorrentes deposicionais e os paleocampos de esforços atuantes na geração/deformação das estruturas rúpteis encontradas, o que foi desenvolvido ao longo do trabalho na dependência da qualidade das exposições rochosas.

3. MÉTODOS

3.1 Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica consistiu no levantamento e compilação das documentações bibliográfica e cartográfica disponíveis da área de estudo e do tema proposto, servindo como base para a continuidade dos trabalhos desenvolvidos na área e também como fundamentação teórica dos estudos. Para a organização do texto e adequada citação bibliográfica foi utilizada a normatização adotada pela Revista Brasileira de Geociências (RBG).

3.2 Análise estratigráfica

A análise estratigráfica contou, inicialmente, com o levantamento de seções geológicas que seccionam o gráben em sua porção setentrional. Nesses locais de afloramentos extensos (afloramentos LTB-046, LTB-048 e LTB-049, conforme localizados em mapa geológico da região de estudo na Figura 2) foram tiradas fotos de forma sequencial para compor uma imagem em mosaico, em cima das quais foram desenhadas as seções geológicas apresentadas como produto final a partir do *software* CorelDraw (Versão 14).

3.2.1 Análise de fácies

A análise de fácies e de associações é o principal método utilizado para uma interpretação de sistemas deposicionais e reconstituição paleogeográfica. Uma fácies sedimentar é definida com base em estruturas sedimentares distintas, granulometria, textura, composição litológica, conteúdo fossilífero, espessura e geometria das camadas. Na codificação das litofácies adotou-se a classificação formulada por Miall (1978), segundo a nomenclatura em língua portuguesa, compondo siglas com duas letras, a primeira, maiúscula, referente à litologia ou granulometria predominante e a última, minúscula,

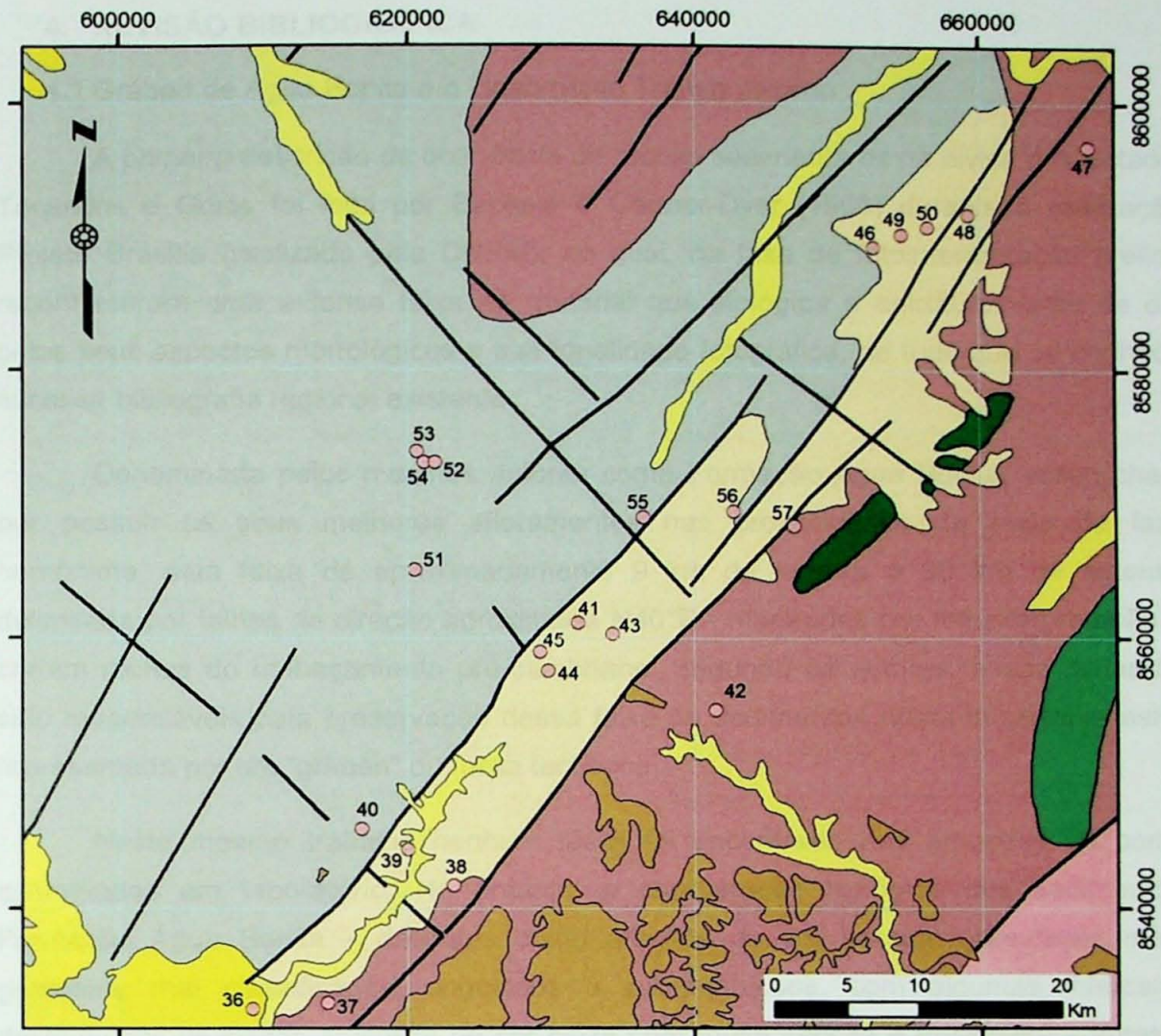
referente à principal estrutura sedimentar ou feição característica da fácies. Se necessário, uma terceira letra foi adicionada, entre as duas anteriores, objetivando complementar a caracterização granulométrica.

3.2.2 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. Ressalta-se que a análise de paleocorrentes 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 de Potter & Pettijohn (1977) e Collinson & Thompson (1989). Os diagramas de rosáceas que indicam o sentido das paleocorrentes foram confeccionados a partir do *software Stereo32* versão 1.0.1, desenvolvido por Klaus Röller e Claudia A. Trepmann (2003-2008, Ruhr-Universität Bochum Institut für Geologie, Mineralogie e Geophysik, Alemanha).

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). Os dados estruturais foram tratados na forma de estereogramas de igual área (rede de Schmidt-Lambert) com o hemisfério inferior como referência, também confeccionados a partir do *software Stereo32* versão 1.0.1. A reconstrução dos campos de paleotensões foi realizada mediante o emprego do método de Angelier, conhecido como método dos diedros retos, tendo os diagramas sido confeccionados com o emprego do *software T-Tecto* versão 3.0, desenvolvido por Jure Žalohar (1999-2010, Faculty of Natural Sciences and Engineering, Department of Geology, Slovenia).



Legenda

Unidades geológicas










	Depósitos aluvionares fácies Araguaia		Fm. Xambioá
	Depósitos aluvionares		Stocks e Diques Máfico-Ultramáficos
	Coberturas detrito-lateríticas ferruginosas		Suíte Posselândia
	Fm. Água Bonita		Complexo Rio dos Mangues
			Complexo granulítico Porangatu

Figura 2. Mapa geológico da região de estudo com localização dos afloramentos descritos durante os trabalhos de campo. (Fonte: Folha Goiás, CPRM, escala 1:1.000.000).

4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 Gráben de Água Bonita e o Lineamento Transbrasiliano

A primeira descrição da ocorrência de rochas sedimentares na divisa dos Estados de Tocantins e Goiás foi feita por Baptista e Cartner-Dyer (1966) durante a realização do Projeto Brasília (realizado pelo DNPM), no qual, na fase de fotointerpretação preliminar, reconheceram uma extensa faixa de material que litológica e estruturalmente se diferia, pelos seus aspectos morfológicos e sua tonalidade fotográfica, de tudo que se conhecia da escassa bibliografia regional existente.

Denominada pelos mesmos autores como Formação Água Bonita, assim chamada por possuir os seus melhores afloramentos nas proximidades da sede da fazenda homônima, esta faixa de aproximadamente 9 km de largura e 90 km de extensão é delimitada por falhas de direção aproximada N40°E - mapeadas por fotointerpretação - que cortam rochas do embasamento pré-cambriano. Segundo os autores, essas falhas teriam sido responsáveis pela preservação dessa faixa de sedimentos numa importante estrutura representada por um "gráben" ou fossa tectônica.

Neste mesmo trabalho nenhum fóssil foi encontrado nas amostras de campo e examinadas em laboratório. No entanto, a comparação litológica dos sedimentos da Formação Água Bonita – descritos como arenitos de cor branca, granulação média a grosseira, mal classificados, angulosos a sub-angulosos, com algumas intercalações decimétricas de siltitos argilosos de cor cinza com muita sericita e muscovita – apresentou grande semelhança com os hoje denominados Grupo Trombetas, Grupo Serra Grande e Formação Furnas, das bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná, respectivamente. Esta comparação, bem como a posição geográfica da Formação Água Bonita, levou os autores a sugerirem uma possível ligação entre as bacias supracitadas no Siluriano-Devoniano. Sobre sua origem, afirmam apenas que o ambiente deposicional foi subaquático, continental ou marinho, e provavelmente a fonte de suprimento se achava próxima devido ao mau arredondamento e má classificação dos grãos.

Anos mais tarde, durante trabalhos de compilação do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Schobbenhaus *et al.* (1975) identificaram a existência de "um lineamento que atravessa o Brasil de nordeste a sudoeste prosseguindo em direção aos territórios do Paraguai e Argentina", denominado de Lineamento Transbrasiliano (LTB). Neste mesmo trabalho, o Gráben de Água Bonita foi relacionado a um dos efeitos diretos observados pela presença desse elemento estrutural na Plataforma Brasileira, uma vez que apresentava orientação concordante com as demais estruturas que permitiram identificá-lo. Posteriormente, Zalán (1986), num trabalho de revisão e síntese sobre tectônica

transcorrente, sugere que a origem do Gráben de Água Bonita tenha se dado por uma transcorrência dextral divergente de pequena escala do LTB.

Hoje sabe-se que o LTB é uma zona intensamente falhada que atravessa o território brasileiro na direção NE-SW, com extensão de mais de 2700 km (Schobbenhaus *et al.* 1975). Esta mega-feição linear atravessa inteiramente os estados de Goiás e Tocantins, e se estende por baixo das bacias sedimentares do Paraná, a sudoeste, e do Parnaíba, a nordeste, reaparecendo no canto noroeste do Ceará, mais especificamente na região de Sobral (Brito Neves & Cordani 1991). Arthaud *et al.* (2008), numa comparação da geologia da Província Borborema com a da Nigéria, confirmam a correlação do Lineamento Transbrasiliano com outro elemento linear do mesmo porte (Lineamento Kandi) que atravessa a África Ocidental até pelo menos a região do Hoggar, no deserto do Sahara.

Em escala continental, a análise de dados obtidos pelo satélite CHAMP (CHAllending Mini-satellite Payload) para os campos gravimétrico e magnético terrestres permitiu o reconhecimento da provável continuidade do LTB para nordeste, na África ocidental, e uma ramificação do lineamento a sudoeste, nas bacias sedimentares de Salado e Colorado, na Argentina (Fairhead & Maus 2003). Este traçado levou à formulação de um modelo tectônico que contemplaria deslocamento sinistral ao longo do LTB, transformando-se num sistema distensional no nordeste da Argentina (Fairhead & Maus 2003). Esta presumível continuidade do LTB para sudoeste, a partir do extremo sul do Bloco do Rio Apa, foi considerada como limite entre os blocos cratônicos Pampia, a oeste, e Rio da Plata, a leste (Ramos *et al.* 2010). Este limite teria permanecido ativo até o Paleozóico Superior, devido ao seu controle sobre as bacias paleozóicas (Ramos *et al.* 2010) e corresponderia ao ramo meridional do LTB.

O desenvolvimento do LTB foi relacionado à convergência oblíqua de blocos litosféricos que teria formado as faixas Araguaia e Brasília (Hasui *et al.* 1984). Alguns autores consideram o LTB uma megassutura (Sato 1998, Brito Neves & Cordani 1991) que une uma grande massa continental a noroeste, ou domínio "pré-brasiliano", a um mosaico de blocos continentais de menores dimensões (microcontinentes e arcos magmáticos) a sudeste, ou domínio "brasiliano" (Brito Neves & Cordani 1991). Em dois cenários distintos (Cordani *et al.* 2009), esta justaposição teria ocorrido em torno de 600 Ma, colocando do lado oeste um supercontinente com pelo menos os crátons do São Francisco e do Rio de La Plata, além de outros fragmentos cratônicos que hoje compõem a região do Sahara na África (Cordani *et al.* 2003), ou alternativamente ao redor de 540-520 Ma, com a orogenia Pampeana-Araguaia (Trindade *et al.* 2006).

O quadro acima demonstra que o LTB representa uma importante estrutura intraplaca de longa duração, que teve grande participação na evolução tectônica

proterozóica e fanerozóica da Plataforma Sul-Americana. Entretanto, importantes questões, tais 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 importante contribuição neste sentido, uma vez que a origem do Gráben de Água Bonita apresenta correlação direta com atividades ao longo desta estrutura.

4.2 Análise de estruturas rúpteis

A análise estrutural da área de estudo, no que se diz respeito à tectônica e sedimentação, se baseou na sistematização, classificação, hierarquização e tratamento dos dados de campo que consistiram, basicamente, de medidas de juntas e falhas (dados pareados plano/estria). Neste sentido, é de fundamental importância compreender a dinâmica dessas estruturas de natureza rúptil, sobre as quais faz-se uma breve discussão neste item.

Geradas tipicamente em condições de pressão e temperatura relativamente baixas, respectivamente entre 0-4 Kbar e 0-300 °C, correspondem basicamente aos dez primeiros quilômetros da crosta. Consistem basicamente de estruturas planares com rompimento da rocha afetada, apresentando, ou não, movimentações relativas entre os blocos isolados.

A junta consiste de uma fratura que não apresenta preenchimento ou movimentação relativa identificável na escala de observação no campo (Hancock 1985). Ela raramente ocorre isolada, sendo mais comum a presença de famílias de juntas paralelas a subparalelas. Quando mais de uma família de juntas se entrecruzam, o conjunto passa a constituir um sistema de juntas. São vários os critérios de classificação de juntas, dentre os quais a sua geometria e arquitetura (Dunne & Hancock 1994), características genéticas, dimensões e espaçamento. Com relação à geometria e arquitetura, podem ser classificadas em três tipos: sistemáticas, não sistemáticas e conjugadas. Juntas sistemáticas são aquelas que apresentam geometria tipicamente planar ou aproximadamente planar, sendo penetrativas e encontram-se regularmente orientadas. A sua formação está geralmente ligada com um regime de esforços tipicamente tectônico (profundo). As juntas não penetrativas, com superfícies irregulares, descontínuas e com ocorrências restritas e aleatórias constituem juntas não sistemáticas, provavelmente de origem superficial.

Em alguns casos, um sistema de juntas sistemáticas pode corresponder, na realidade, a duas famílias contemporâneas, compondo um sistema de juntas conjugadas. Essas juntas são geradas a partir de um mesmo regime de esforços e formam entre si um ângulo 2θ . Essa relação é dada pelos critérios de ruptura, e de acordo com os tensores de esforços atuantes podem ser formados três tipos de juntas: distensão ou trativas,

cisalhamento e híbridas. As primeiras formam geralmente uma única família de juntas, enquanto as últimas tendem a formar sistemas conjugados.

Quando as juntas de distensão são formadas o ângulo 2θ é zero ou muito pequeno, determinando um forte paralelismo entre as juntas formadas. Em outro extremo, quando as juntas de cisalhamento são formadas, o ângulo 2θ é normalmente maior que 50° . Para Dunne & Hancock (1994), a posição do esforço responsável pela sua formação é compatível com σ_1 localizado na bissetriz aguda do espectro e σ_3 na bissetriz obtusa.

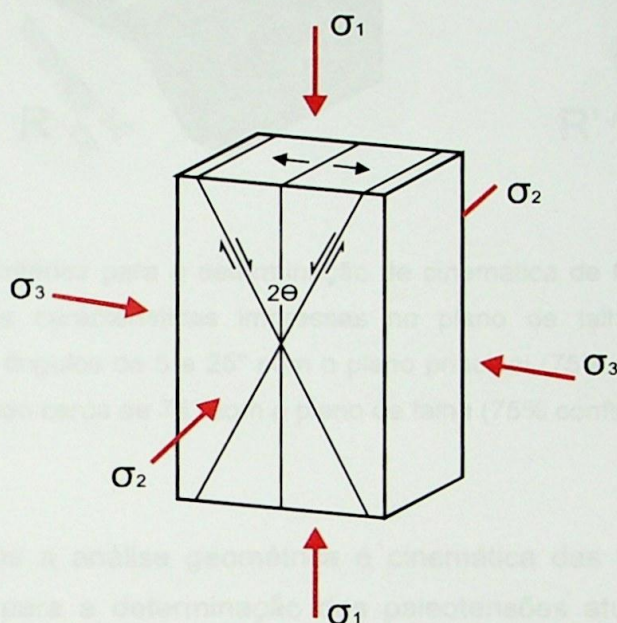


Figura 3. Bloco diagrama com relação entre as juntas e os esforços principais. Modificado de Dunne & Hancock (1994).

Uma falha consiste de uma estrutura geralmente planar onde é possível reconhecer o movimento entre os blocos, o qual se dá através do cisalhamento paralelo ao plano de ruptura. Em função do sentido de deslocamento as falhas podem ser classificadas como normais, inversas ou reversas, oblíquas e transcorrentes. Mais de um tipo de falha pode ser formado pela atuação de um mesmo campo de esforços. É essencial para determinação correta do quadro tectônico evolutivo da área estudada. Para isto, deve-se fazer a correta hierarquização cronológica dessas estruturas, valendo-se das relações de corte entre elas, truncamento e incompatibilidade das tensões.

A indicação do movimento relativo entre blocos é possível a partir do uso de indicadores cinemáticos, tais como deslocamento de marcadores estratigráficos, dobras de arrasto, além dos critérios apresentados por Angelier (1994), aos quais o autor atribui um conceito de confiabilidade que varia de 70 a 100%. Dois destes critérios, apresentados na

Figura 4, implicam na identificação de estruturas secundárias associadas ao plano de falha principal.

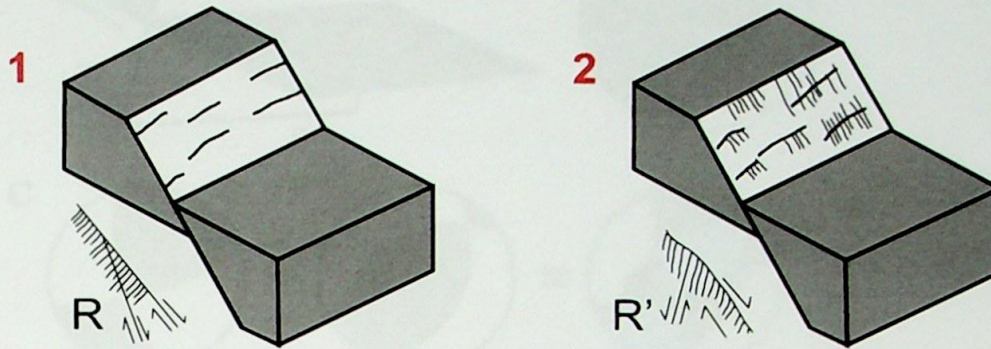


Figura 4. Critérios para a determinação de cinemática de falhas. São apresentadas falhas normais com feições características impressas no plano de falha. 3) Falhas sintéticas (R), formando geralmente ângulos de 5 a 25° com o plano principal (75% confiável); 4) Planos de falhas antitéticas (R'), formando cerca de 75° com o plano de falha (75% confiável). Adaptado de Angelier (1994).

Após a análise geométrica e cinemática das falhas, os dados obtidos podem ser invertidos para a determinação dos paleotensões atuantes na época de geração destas estruturas. O principal método para este fim é o de Angelier & Mechler (1997), também conhecido como método dos diedros retos. Este método pressupõe que, para um determinado campo de tensões, as estruturas distensionais se posicionam no diedro relacionado ao campo de encurtamento mínimo (σ_3), enquanto as estruturas compressionais se situam no outro diedro relacionado com o campo de encurtamento máximo (σ_1). Os diedros são determinados através de um plano auxiliar imaginário, posicionado perpendicularmente ao plano de falha e as estrias. Os diagramas com a definição das tensões máximas e mínimas, obtidos para cada falha, são superpostos em um único diagrama e obtém-se maior refinamento do resultado a medida que se adicionam mais dados. Ao final das operações, determinam-se os eixos de tensões principais que melhor contemplam a cinemática das falhas analisadas (Figura 5).

5. RESULTADOS OBTIDOS

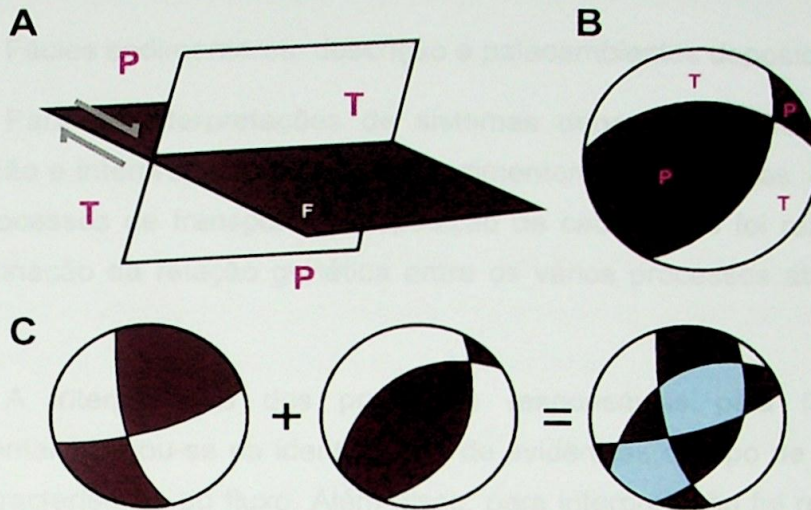


Figura 5. Método dos Diedros retos. A) Plano de falha (F) com localização dos esforços compressivos (P) e distensivos (T); B) Projeção estereográfica representando os diedros compressivos e distensivos; C) superposição dos diagramas indicando as áreas totalmente compressivas (escuras), distensivas (claras) e intermediárias (azuis). Modificado de Ferrari (2001), segundo Angelier & Mechler (1977).

5. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

De forma geral, o projeto acompanhou com êxito o cronograma inicialmente proposto, da mesma forma que a metodologia empregada se mostrou satisfatoriamente eficaz para o seu desenvolvimento. Segue abaixo o cronograma com as atividades desenvolvidas ao longo da realização da presente monografia.

Atividades\Meses	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov
Elaboração de projeto inicial									
Pesquisa bibliográfica									
Trabalhos de campo									
Análise dos dados de campo									
Relatório de progresso									
Integração dos dados									
Conclusão da monografia									

6. RESULTADOS OBTIDOS

6.1 Fácies sedimentares: descrição e paleoambientes deposicionais

Para as interpretações de sistemas deposicionais, foi realizada a classificação, descrição e interpretação das fácies sedimentares encontradas. Uma primeira interpretação dos processos de transporte e deposição de cada fácies foi realizada visando a posterior determinação da relação genética entre os vários processos atuantes em associações de fácies.

A interpretação dos processos responsáveis pela formação de cada fácies sedimentar baseou-se na identificação de evidências do tipo de transporte das partículas e das características do fluxo. Além disso, para interpretação foi realizada a comparação das feições observadas com fácies e processos descritos na literatura. As fácies sedimentares encontradas na Formação Água Bonita são descritas abaixo.

Fácies AFMb (Figura 6): Arenitos finos a médios, maciços, moderadamente selecionados. Apresentam, em algumas porções, intercalações milimétricas de pelito arroxeadado. A feição mais característica desta fácies é a presença de bioturbações, representadas por tubos verticais com forma de U (Figura 7), de diâmetro milimétrico, provavelmente de *Diplocraterion*. Os limites entre camadas deste arenito são marcados por couraça ferruginosa, por vezes botrioidal. Algumas formas encontradas no limite destas camadas sugerem possível deformação sin-sedimentar (Figura 8). Localmente foram observados tubos verticais de diâmetro milimétrico nestas couraças, "mimetizando" os tubos encontrados no arenito. Para esta fácies interpreta-se ambiente deposicional subaquoso.

Fácies AFc (Figura 9): Arenitos finos com grãos médios ocasionais, sendo os grãos esféricos e bem arredondados. São moderadamente a bem selecionados, de cor violácea. Apresentam estratificações cruzadas de médio porte, truncadas no topo e tangenciais na base. A presença dessas estruturas, em conjunto com o arredondamento dos grãos, sugere possível ambiente deposicional eólico para esta fácies, hipótese esta que é afirmada pela comum associação desta fácies à CM, aqui interpretada como possível superfície de deflação

Fácies AMfb (Figura 10): Arenitos médios com pequenas variações internas para tamanho grânulo e com intercalações milimétricas a centimétricas ora pelíticas, ora de arenito grosso com granodecrescência ascendente. Apresenta coloração esbranquiçada. As camadas apresentam truncamento de baixo ângulo, e microlaminações cruzadas aparecem em camadas de aproximadamente 2 cm de espessura. Localmente apresentam microfalhas sin-sedimentares em camadas específicas (Figuras 12 e 13), acima e abaixo das quais há

camadas não deformadas. Em algumas porções, esses blocos microfalhados parecem estar imersos em matriz liquefeita (Figura 11), o que evidencia a ocorrência de atividade sísmica com os sedimentos ainda inconsolidados.

Esta fácies provavelmente corresponde aos depósitos descritos pioneiramente por Batista & Cartner Dyer (1966) nas proximidades da Fazenda Água Bonita.

Nesta fácies foram encontradas, ainda, estruturas tubulares arenosas horizontais com preenchimento de argila (Figura 14) alinhadas todas na mesma direção, que podem apresentar uma possível direção de paleocorrente.

Fácies AFh (Figura 15) : Arenitos finos de coloração esbranquiçada com boa seleção granulométrica estratificação, dispostos em camadas métricas a decimétricas onduladas, com frequente estratificação cruzada tipo *hummocky*. As megaondulações são diagnósticas de processo formador ligado a eventos de tempestades.

Fácies AFPef: Arenito fino com intercalações de níveis pelíticos centimétricos a decimétricos, de coloração amarronzada. A presença de falhas e dobras aparentemente descoladas da base afetando uma camada restrita do pacote sedimentar evidenciam deformação que pode ter sido causada por escorregamento, sismicidade ou, ainda, glaciectônica.

Fácies AFPs: Arenito fino siltoso, moderadamente a bem selecionado, de cor marrom acinzentada com lâminas (*drapes*) de lama acinzentada compondo estruturas sigmoidais. Sugere-se que estas estruturas tenham sido formadas em frentes deltaicas. Numa camada desta fácies foram observadas marcas onduladas simétricas com cristas de traço reto, interpretadas como decorrente de ação de ondas em água relativamente rasas (Figura 16). Também foram identificadas bioturbações nesta fácies (Figura 17)

Fácies Ce (Figura 18): Conglomerado com clastos de tamanho seixo a bloco de quartzito em arcabouço arenoso, localmente ferruginoso. Os clastos apresentam arestas arredondadas, alguns com possíveis estrias (Figura 19), o que sugere que sejam resultado de depósitos glaciais. A relação clastos/matriz 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 (Figura 20).

Fácies Pc: Folhelho marrom avermelhado com algumas fraturas de aproximadamente 3 cm de abertura preenchidas com material arenoso fino esverdeado. Apresenta concreções de forma discóide de material ferruginoso de no máximo 7-8 cm de eixo maior e 1-2 cm de espessura. Essas concreções são muito semelhantes àquelas que

ocorrem nas Formações Vargas Peña, no Paraguai, e Ponta Grossa, no Mato Grosso do Sul (Cláudio Riccomini – informação verbal). No entanto, nestas unidades as concreções por vezes são portadoras de fósseis (trilobitas no Paraguai), o que sugere vínculo biogênico à sua origem. Já na região de estudo não foram encontrados fósseis nas concreções desta fácies.

Fácies CM (Figura 21): Conglomerado com clastos representados por seixos e blocos de quartzito, os quais apresentam arestas arredondadas, superfície superior bastante lisa (polida, brilhante) e a inferior opaca e rugosa em matriz arenosa fina. Estas características particulares sugerem retrabalhamento eólico dos clastos. Dessa maneira, esta fácies pode representar uma possível superfície de deflação com ventifactos.

Fácies CG: Conglomerado com clastos de tamanho seixo a matacão imersos em matriz lamosa. Os blocos maiores e matações são geralmente de arenito médio a grosso com grânulos, e apresentam estratificações plano paralelas com diferentes direções e mergulhos, o que evidencia o seu transporte. Os seixos são predominantemente de quartzo e quartzito, sendo que muitos apresentam facetas polidas e alguns são estriados (Figura 22 e 23). Estas características sugerem como interpretação para esta fácies de paleoambiente deposicional sob influência glacial.

Figura 8. Concreção infusiforme que marca limite entre camadas de arenito da fácies AF 100. Observar possíveis assinaturas de deformação sin-sedimentar.

Figura 9. Aspecto geral da fácies AF 100 (areia fina com estratificações cruzadas de médio porte).

Figura 10. Aspecto geral da fácies AF 100. Destaca-se o truncamento de base angular entre as camadas.

Figura 11. Aspecto da fácies PF 100, caracterizada por matações angulosas.

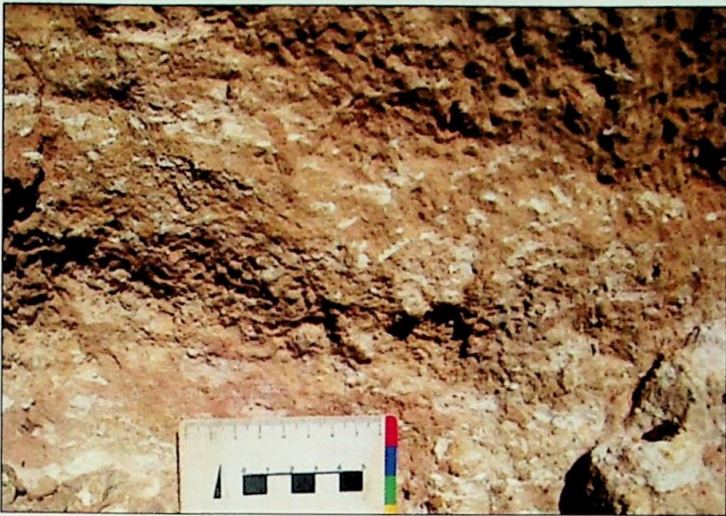


Figura 6. Aspecto geral da fácies AFMb (arenito fino a médio com bioturbações).



Figura 7. Detalhe para tubo vertical em forma de U na fácies AFMb (*Diplocraterion*).



Figura 8. Couraça ferruginosa que marca limite entre camadas de arenito da fácies AFMb. Observar possíveis estruturas de deformação sin-sedimentar.



Figura 9. Aspecto geral da fácies AFc (arenito fino com estratificações cruzadas de médio porte).



Figura 10. Aspecto geral da fácies AMfb. Detalhe para o truncamento de baixo ângulo entre as camadas.



Figura 11. Arenito da fácies AMfb, microfahado, com matriz liquefeita



Figura 12. Falhas sinsedimentares da fácies AMfb acomodadas em camada específica de sedimento, acima e abaixo das quais há camadas contínuas indeformadas.

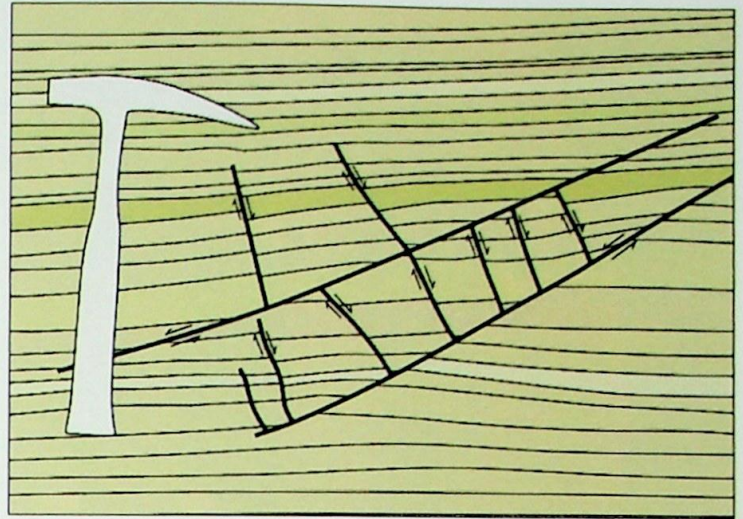


Figura 13. Interpretação da Figura 12. Notar que as falhas antitéticas "morrem" nas principais.

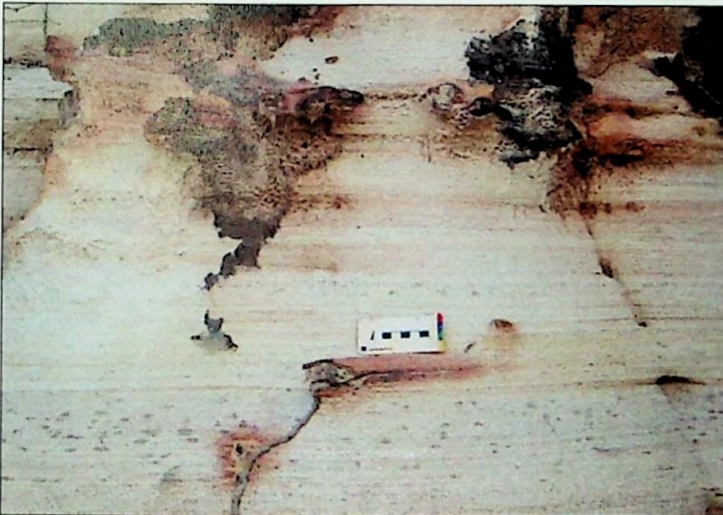


Figura 14. Estruturas tubulares horizontais com preenchimento argiloso.



Figura 15. Detalhe de estratificação cruzado tipo *Hummocky* em arenito da fácies AFh.



Figura 16. Marcas onduladas simétricas da fácies AFPs.



Figura 17. Bioturbações na fácies AFPs.



Figura 18. Aspecto geral da fácies Ce.



Figura 19. Detalhe de clasto estriado (fácies Ce).



Figura 20. Outro aspecto da fácies Ce, com maior proporção clastos/matriz e imbricação dos clastos sugerindo retrabalhamento fluvial.



Figura 21. Superfície de deflação (fácies CM) desenvolvida sobre o embasamento milonítico (na porção inferior da foto).



Figura 22. Clasto multifacetado (com superfície polida) e multiestriado da fácies CM.



Figura 23. Detalhe das estrias do clasto da Figura 22 evidenciando origem glacial para a fácies CM.

6.2 Correlações estratigráficas

Para melhor entender a correlação estratigráfica entre as fácies descritas neste trabalho, os afloramentos onde foram realizadas as seções geológicas, que serão apresentadas a seguir, foram localizados em mapa hipsométrico da área de estudo (Figura 24), de modo a visualizar a relação altimétrica entre estes, possibilitando, assim, a realização de interpretações no que diz respeito à paleogeografia na época de deposição dos sedimentos.

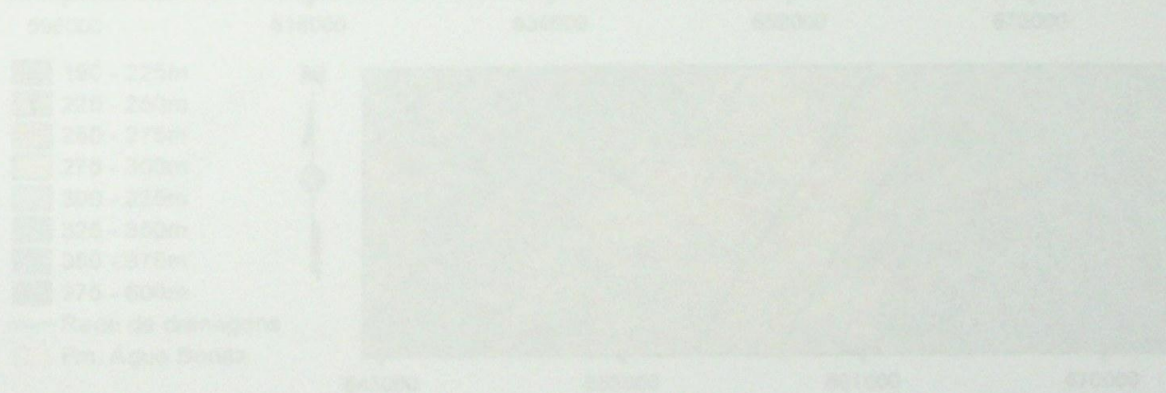


Figura 24. Detalhes de localização dos afloramentos onde foram realizadas as seções geológicas em um mapa hipsométrico da área de estudo.

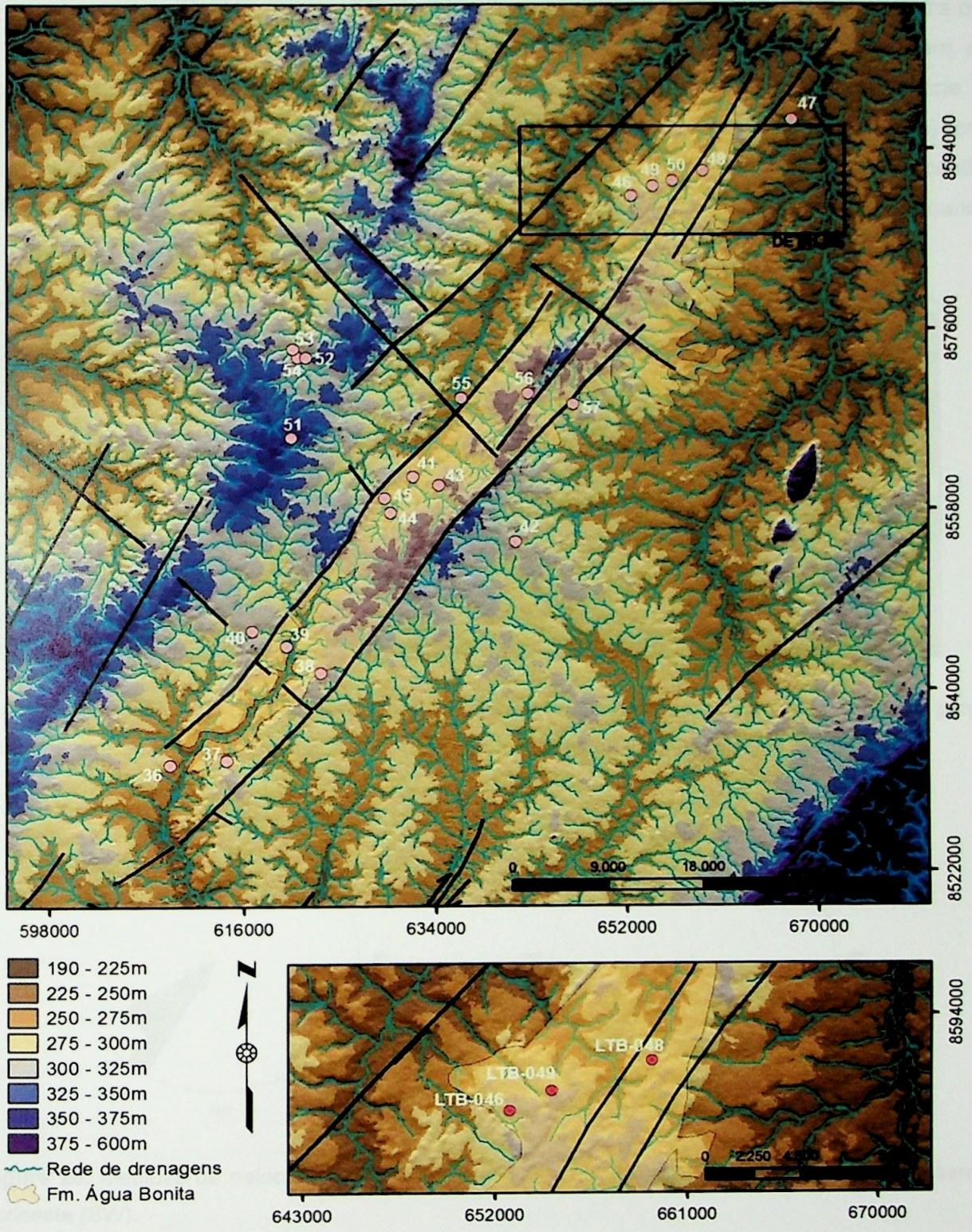


Figura 24. Detalhe da localização dos afloramentos onde foram realizadas as seções geológicas em mapa hipsométrico da área de estudo.

A seção LTB-046 (Figura 25), localizada em cota aproximada de 310 m, mostra que a sucessão sedimentar estudada inicia-se com depósitos eólicos que se assentam em contato erosivo com o embasamento, contato este que é marcado por uma superfície de deflação (fácies CM) seguida por uma sucessão de dunas eólicas (fácies AFc) com paleocorrentes indicando transporte no sentido sudoeste (Figura 26). Estes depósitos eólicos são intercalados com depósitos subaquosos bioturbados (fácies AFMb), marcando, provavelmente, uma transição para ambiente marinho à nordeste.

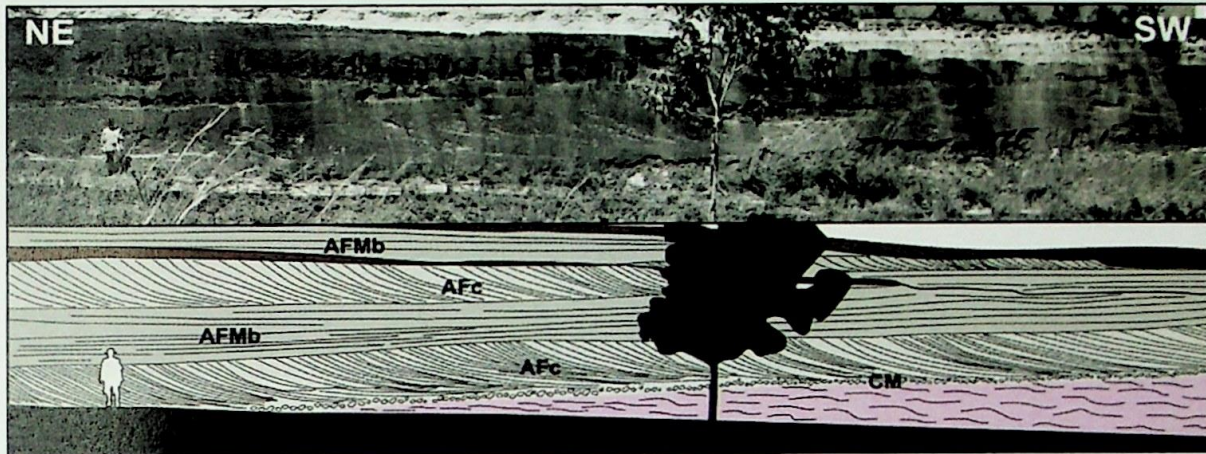


Figura 25. Seção LTB-046. Detalhe para as rochas do embasamento (em rosa claro na porção inferior à direita) em contato com os depósitos sedimentares da Formação Água Bonita.

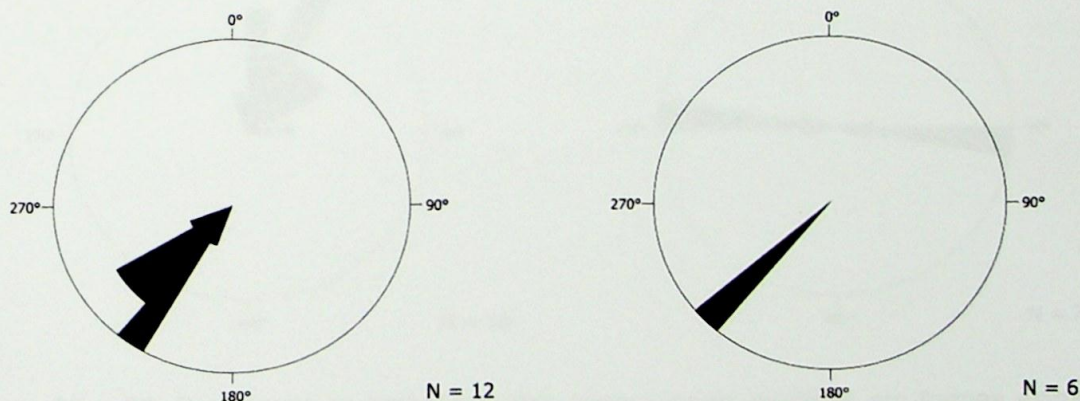


Figura 26. Medidas de paleocorrentes em dois arranjos na fácies AFc indicando transporte sentido sudoeste (SW).

A seção LTB-049, localizada em cotas próximas de 300 m e à nordeste da seção anterior, foi dividida em três partes para melhor visualização das estruturas presentes. Na localizada mais à sudoeste (Figura 27), a fácies AFPs apresenta formas sigmoidais (interpretadas como decorrentes de depósito deltaico) com paleocorrentes posicionais que variam num leque de norte a leste, tendo como sentido principal de transporte o sudeste (Figura 28). Medidas de cristas de marcas onduladas simétricas da mesma fácies indicam

que, concomitantemente, havia correntes de direção aproximadamente W-E influenciando no regime de deposição sedimentar (Figura 29).

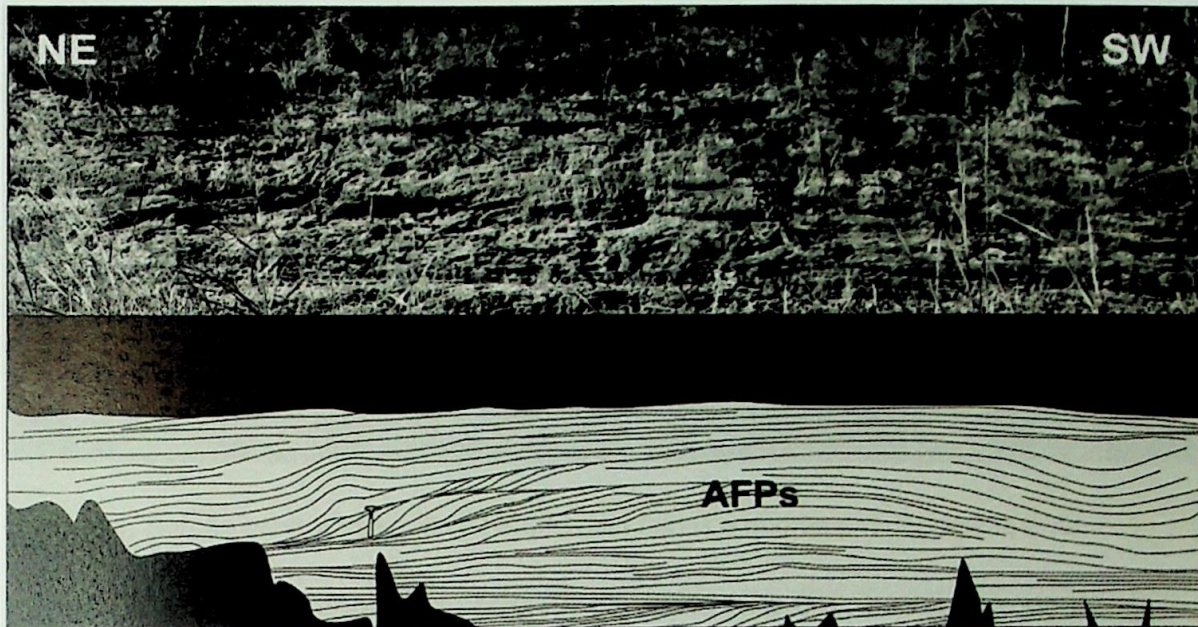
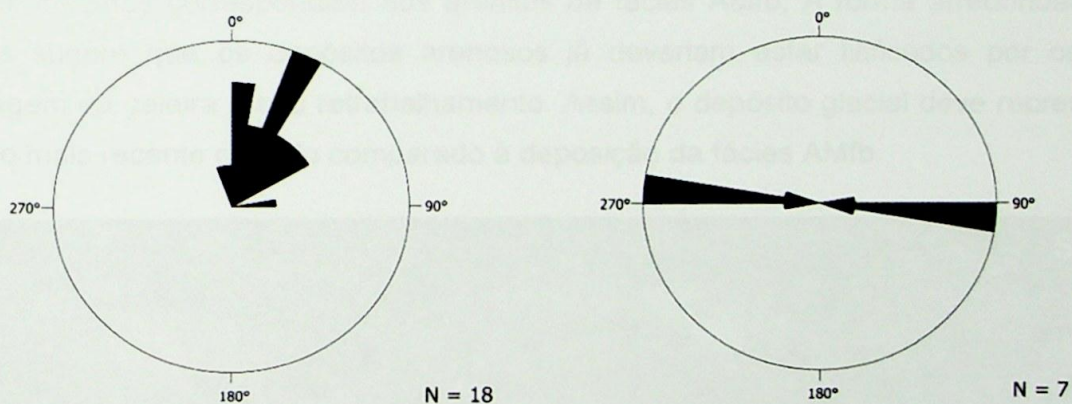


Figura 27. Porção mais a sudoeste da seção LTB-049. As formas sigmoidais sugerem deposição em ambiente deltaico.



Figuras 28 e 29. Diagramas de paleocorrentes deposicionais medidas em formas sigmoidais (com sentido principal de transporte para nordeste) e marcas onduladas (direção de corrente W-E).

Esta fácies é sobreposta pela APFef (localizada mais à nordeste), composta por depósitos pelítico-arenosos bastante dobrados e falhados (Figura 30), que podem ser resultado de um escorregamento de depósitos a montante do delta, nos quais as falhas podem ter sido geradas pelo rompimento dos flancos das dobras devido ao grande aporte sedimentar.



Figura 30. Porção central da seção LTB-049 com falhas e dobras em camada restrita.

Por fim, na porção mais nordeste da seção LTB-049, há registro de depósito glacial da fácies CG (Figura 31), cuja relação com a fácies AFPef é de difícil interpretação devido ao contato ser marcado por uma porção bastante deformada e cimentada de difícil reconhecimento. A descrição dos blocos contidos neste conglomerado (fácies CG) sugere que os mesmos correspondam aos arenitos da fácies AMfb. A forma arredondada destes blocos sugere que os depósitos arenosos já deveriam estar litificados por ocasião da passagem da geleira e seu retrabalhamento. Assim, o depósito glacial deve representar um evento mais recente quando comparado à deposição da fácies AMfb.



Figura 31. Porção mais à nordeste da seção LTB-049.

Na seção mais a nordeste descrita, LTB-048 (Figura 32), localizada em altitudes próximas a 285m, a fácies AMfb representaria um depósito marinho mais distal à borda da bacia, com medidas de paleocorrentes nas microlaminações cruzadas indicando transporte para sudoeste (Figura 33). Os tubos horizontais preenchidos por material arenoso encontrados nesta fácies apresentam orientação preferencial com mesma direção (Figura 34). Na porção superior deste depósito ocorrem depósitos relacionados a eventos de tempestade (fácies AFh).

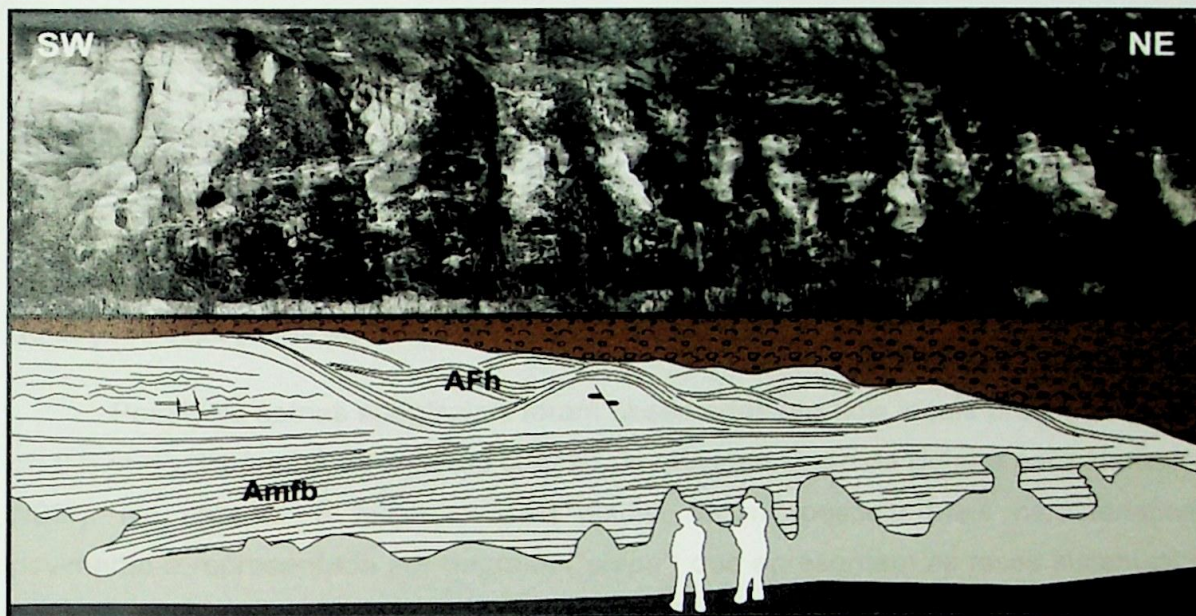
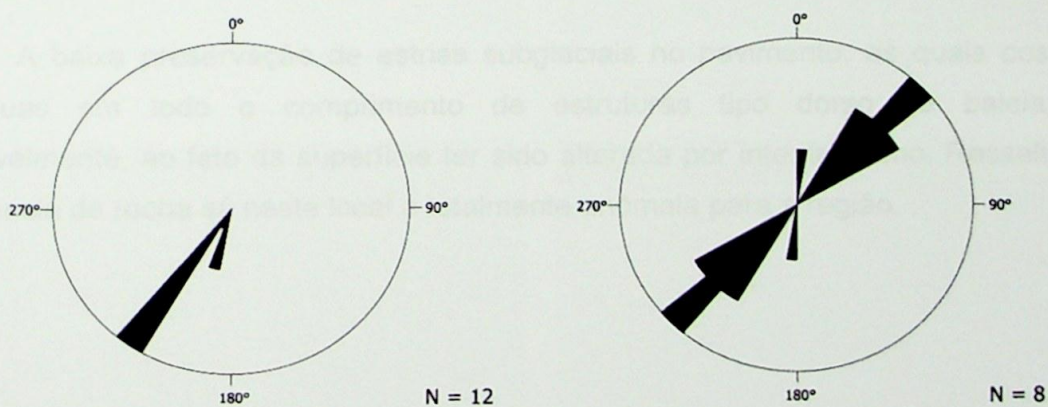


Figura 32. Seção LTB-048. Detalhe para a estratificação cruzada tipo *hummocky* na porção superior do depósito (fácies AFh).



Figuras 33 e 34. Diagramas de paleocorrentes deposicionais medidas em microlaminações cruzadas e tubos horizontais preenchidos por argila da fácies AMfb.

Além dos depósitos da fácies CM, conglomerados também com aparente contribuição glacial são identificados na porção mais a sudoeste do gráben (afloramentos LTB-041, LTB-044 e LTB-045), alguns, inclusive, fora do limite conhecido para os depósitos da Formação Água Bonita (ponto LTB-052).

Próximo a estes depósitos, a oeste do limite conhecido para o gráben (afloramento LTB-051), mais especificamente do lado direito da estrada que liga Tataíra a Araguaçu, aflora um pavimento subglacial desenvolvido sobre gnaisses cisalhados da Formação Xambioá (Figuras 35 a 40). Este pavimento apresenta como feição de abrasão glacial de mesoescala forma alongada moldada (*stremlined molded forms*) com estrutura tipo dorso de baleia (*whaleback*) (Bussert 2010), alongada e arredondada pelas geleiras. É grosseiramente elíptico em planta, com padrão de domos e bacias na direção SW-NE (Figura 36) e apresenta a parte norte da exposição mais elevada (Figura 35). O pavimento foi levantado à trena na escala 1:300, e os contornos da exposição foram esboçados a partir de seções espaçadas de 5 m, como mostra a Figura 41.

Possíveis estrias subglaciais foram observadas em dois locais próximos (com menos de 0,5 m de distância), apontando direção de movimentação da geleira para Norte (N358° e N03°). No entanto, a feição erosiva glacial de microescala mais característica deste pavimento é representada por degraus (*“steps”*) que apresentam as faces sistematicamente (quase que exclusivamente) voltadas para NNE (Figuras 39 e 40). Medidas dessas faces foram tomadas considerando-se que estas encontram-se orientadas paralelamente à direção de deslocamento da geleira. Como mostra diagrama de rosáceas (Figura 42) realizado a partir destas medidas, o sentido de deslocamento da geleira foi para NNE.

A baixa preservação de estrias subglaciais no pavimento, as quais costumam ser contínuas em todo o comprimento de estruturas tipo dorso de baleia, deve-se, provavelmente, ao fato da superfície ter sido alterada por intemperismo. Ressalta-se que a ocorrência de rocha sã neste local é totalmente anômala para a região.



Figura 35. Aspecto geral do pavimento subglacial com vista para nordeste. Detalhe para a porção norte da exposição, mais elevada.



Figura 36. Pavimento subglacial com vista no sentido do fluxo do gelo (detalhe para a depressão na porção central da exposição).



Figura 37. Pavimento subglacial com vista no sentido contrário ao fluxo do gelo.



Figura 38. Sentido de fluxo do gelo do cabo para a cabeça do martelo.



Figura 39. Detalhe dos *degraus* que marcam o sentido de fluxo do gelo.

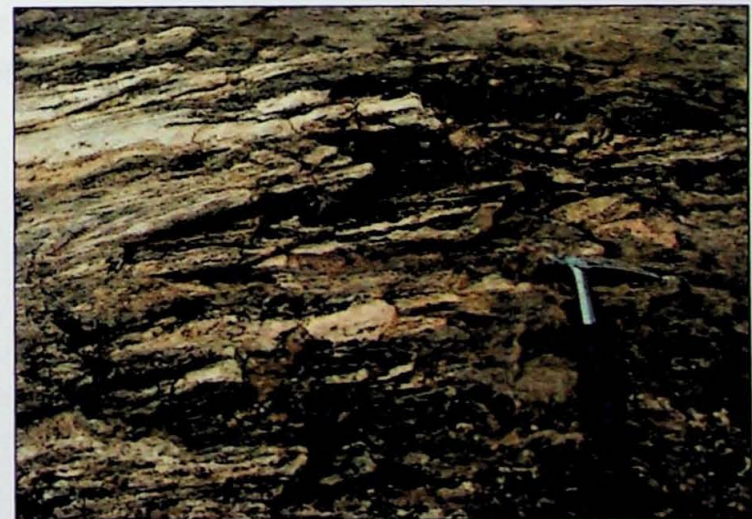


Figura 40. Vista lateral dos *degraus* com fluxo do gelo para a direita da foto.

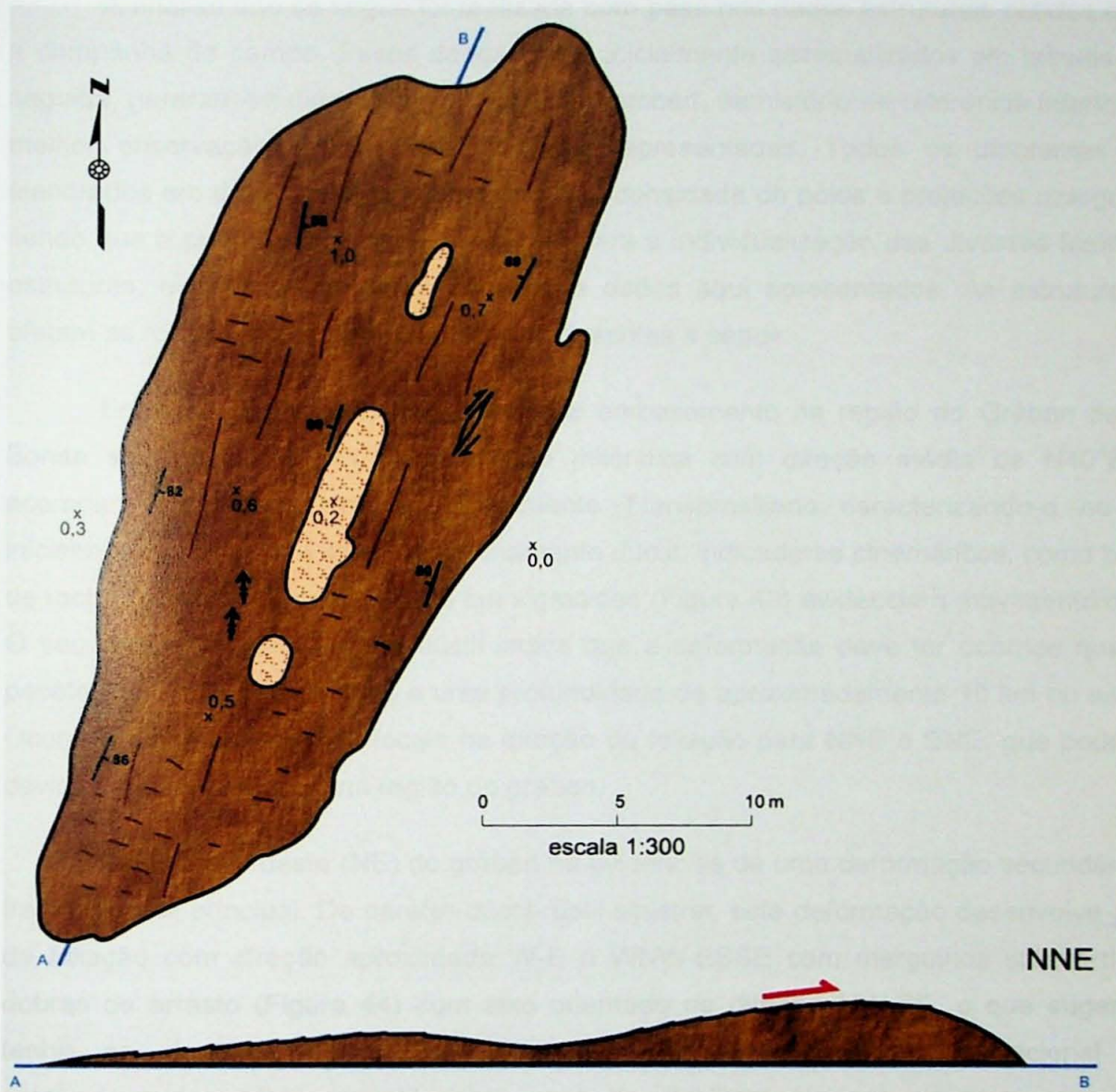


Figura 41. Pavimento subglacial em planta e perfil esquemático. Detalhe para o sentido de deslocamento da geleira marcado pela seta vermelha no perfil.

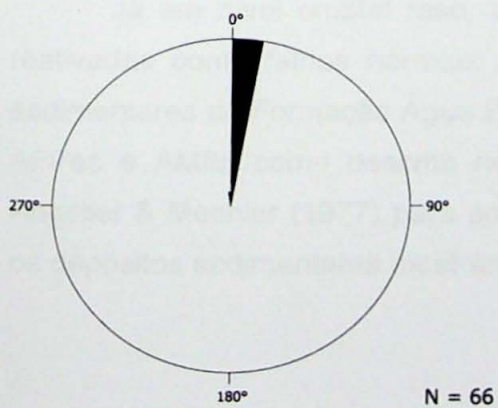


Figura 42. Diagrama de rosáceas com direção de fluxo da geleira para NNE.

6.3 Análise estrutural

A análise que se segue foi realizada com base nos dados estruturais obtidos durante a campanha de campo. Esses dados foram inicialmente sistematizados em tabelas e, em seguida, geraram-se diagramas de Schmidt-Lambert, hemisfério de referência inferior, para melhor observação das atitudes por eles representadas. Todos os diagramas foram elaborados em duas representações gráficas: densidade de pólos e projeções ciclográficas, sendo que a primeira foi a mais adequada para a individualização das diversas famílias de estruturas, e na segunda encontram-se os dados aqui apresentados. As estruturas que afetam as rochas na região de estudo são descritas a seguir:

Em geral, as rochas que compõe o embasamento na região do Gráben de Água Bonita são marcadas por uma foliação milonítica com direção média de N40°E, que acompanha o *trend* geral do Lineamento Transbrasiliano caracterizando-o no local, inicialmente, como uma zona de cisalhamento dúctil. Indicadores cinemáticos, como bolsões de rochas granitóides preservados em sigmóides (Figura 43) evidenciam movimento dextral. O seu caráter exclusivamente dúctil indica que a deformação deve ter ocorrido quando o pacote rochoso se encontrava a uma profundidade de aproximadamente 10 km ou superior. Ocorrem algumas inflexões locais na direção da foliação para NNE e ENE, que podem ser devidas a esforços locais na região do gráben.

Na parte nordeste (NE) do gráben há evidências de uma deformação secundária que transpõe esta principal. De caráter dúctil-rúptil sinistral, esta deformação desenvolve planos de foliação com direção aproximada W-E a WNW-ESSE com mergulhos sub-verticais e dobras de arrasto (Figura 44) com eixo orientado na direção NW-SE, o que sugere que tenha se derivado de um encurtamento NE-SW. O caráter transicional entre comportamentos dúctil e rúptil desta zona de cisalhamento secundária sugere que a deformação tenha ocorrido com o pacote rochoso a aproximadamente 5 km de profundidade.

Já em nível crustal raso, as estruturas NE(NNE)-SW(SSW) do embasamento são reativadas como falhas normais (Figura 46), ativas durante a deposição dos depósitos sedimentares da Formação Água Bonita (falhas sin-sedimentares são observadas nas fácies AFPes e AMfb, como descrito no capítulo anterior). A aplicação do método gráfico de Angelier & Mechier (1977) para análise das falhas que cortam tanto o embasamento como os depósitos sedimentares mostram resultados muito parecidos (Figura 49).



Figura 43. Bolsão de rocha granitóide preservado como indicador cinemático dextral em quartzo milonito.



Figura 44. Dobras de arrasto marcam a zona de cisalhamento dúctil-rúptil cortando a foliação milonítica.



Figura 45. Dobra no milonito formada por zona de cisalhamento secundária.

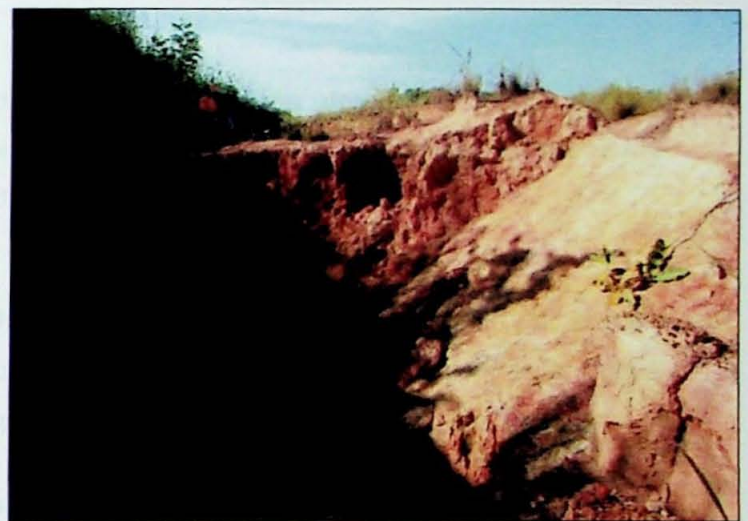


Figura 46. Espelho de falha normal em gnaíse (local LTB-047) com fraturas R perpendiculares ao movimento do bloco deslocado.

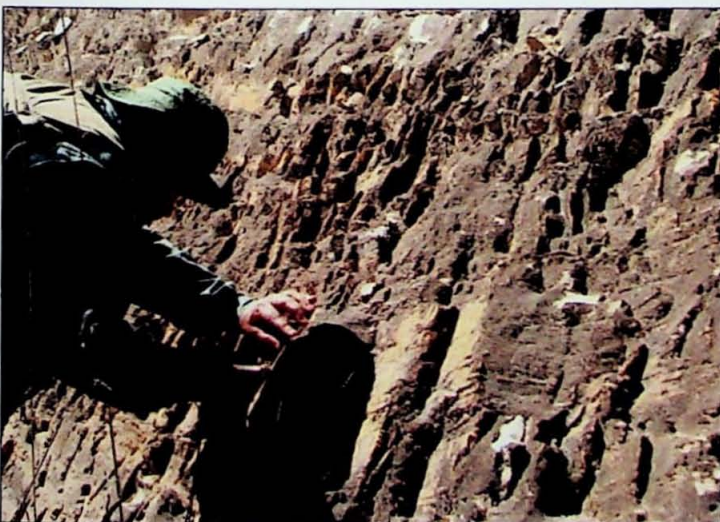


Figura 47. Medição de juntas sistemáticas no afloramento LTB-046.

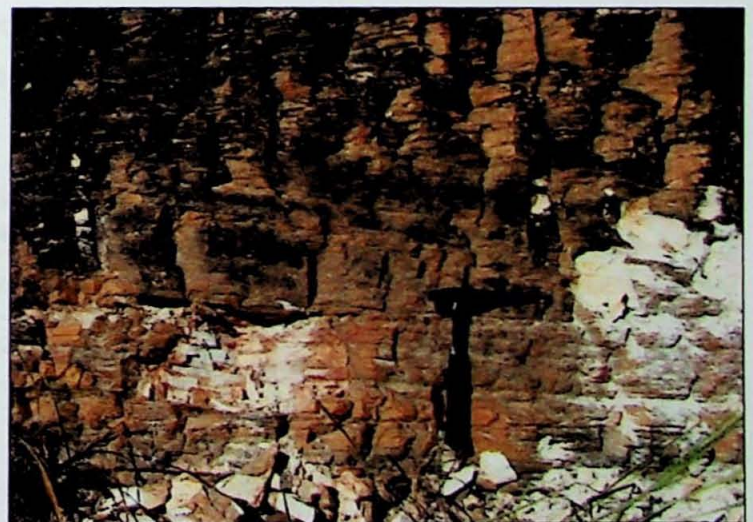
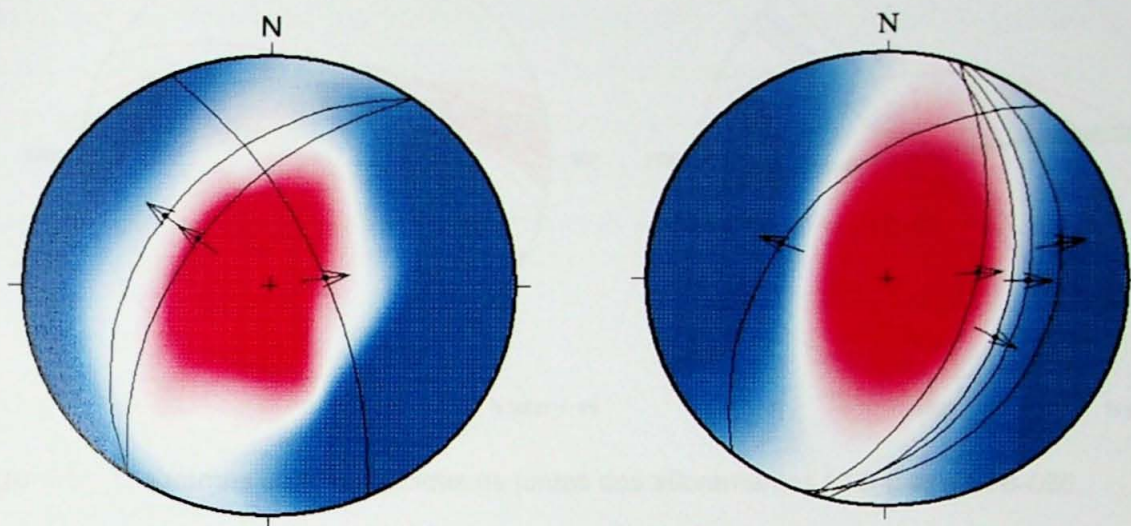


Figura 48. Vista frontal das juntas sistemáticas, provavelmente distensionais, cortando a foliação milonítica no ponto LTB-046.

23203



Figuras 49. Projeções estereográficas realizadas a partir de dados dos afloramentos LTB-47 (embasamento) e LTB-48 (rochas sedimentares), respectivamente, com campo de encurtamento máximo representado em vermelho, e de encurtamento mínimo em azul.

No afloramento LTB-048 aparece falha de direção WNW-ESSE, subvertical e com rejeito de 8 cm (observado por marcador estratigráfico) que deve representar uma reativação das discontinuidades geradas pela zona de cisalhamento secundária.

As dobras presentes em camadas restritas na fácies AFPes apresentam eixo WNW-ESE e as falhas que marcam o rompimento de seus flancos apresentam também esta direção, o que sugere que sejam resultado de um encurtamento de direção NNE-SSW.

Medidas de juntas (Figura 47 e 48) foram coletadas em dois afloramentos da área, ambos em rochas do embasamento (Figura 50). Os dados obtidos são apresentados na tabela abaixo.

PONTO	UNIDADE GEOLÓGICA	NÚMERO DE MEDIDAS	ORIENTAÇÕES PRINCIPAIS	ORIENTAÇÕES SECUNDÁRIAS
LTB-046	Quartzo ultramilonito	49	W-E (mergulhos de 18 a 50°)	-
LTB-055	Quartzo milonito	14	NW-SE; WSW-ENE (subverticais)	W-E (mergulhos de 40 a 50°)

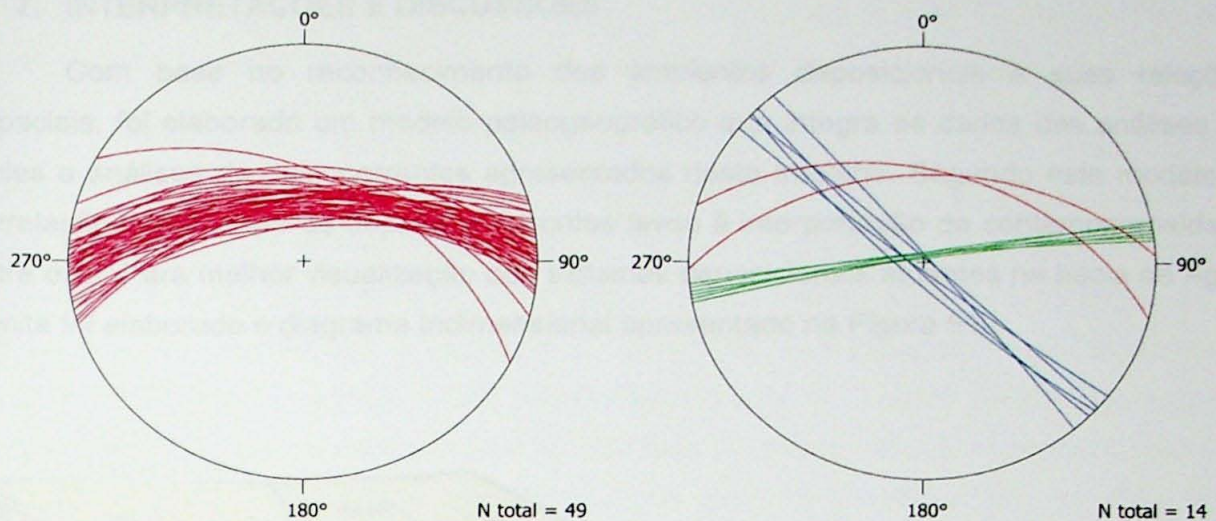


Figura 50. Diagramas com as medidas de juntas dos afloramentos LTB-046 e LTB-055.

As direções predominantes encontradas no afloramento LTB-55 (de cores azul e verde no diagrama) provavelmente representam juntas de cisalhamento com um ângulo 2α de aproximadamente 60° entre elas, sendo portanto compatíveis com um regime onde o esforço horizontal máximo (σ_1) encontra-se aproximadamente na direção N110°.

As demais juntas obtidas neste afloramento, as quais aparentemente fazem parte da mesma família descrita no ponto LTB-046 (identificadas em vermelho nos diagramas), apresentam um forte paralelismo entre elas. Estas devem, portanto, corresponder a juntas de distensão, relacionadas a um evento distensivo com σ_1 próximo a W(WNW)-E(ESE).

Assim, a correlação com o regime tectônico regional é estabelecida ao grupo, uma vez dividido por uma superfície de deformação com sentido das forças (ver Fig. 50), segundo as direções acima com antirrotaciono cruzado (verna APF) de sentido ou sem sentido para a unidade. Depósitos antigos heterozóicos (verna APF) de sedimentação e deposição por ambiente anisotrópico também são. Estruturas sigmoidais decorrentes de um depósito deforma com compressão confinada não segue que vale de norte a leste, com sentido compressivo para nordeste, as curvas de flexão APF que atravessa esta faixa a noroeste, orientadas sul com direção aproximada WNW-ESE, com vergência para NNE. Assim, dentro da perspectiva da Fig. 50, o que comporta a natureza de que se trata de um evento de compressão. Neste caso, o grande aporte sedimentar originado durante o período de deposição com mesma direção dos eixos das forças.

Em regiões mais distais, observam-se depósitos marinhos de idade mais recente, como são que ocorrem durante o período de deposição e também durante de compressão (APF). Neste caso, a grande aporte sedimentar originado durante o período de deposição com mesma direção dos eixos das forças.

7. INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES

Com base no reconhecimento dos ambientes deposicionais e suas relações espaciais, foi elaborado um modelo paleogeográfico que integra os dados das análises de fácies e análises de paleocorrentes apresentados neste trabalho. Segundo este modelo, a correlação lateral entre os depósitos descritos levou à interpretação de contemporaneidade entre eles. Para melhor visualização dos sistemas deposicionais atuantes na bacia de Água Bonita foi elaborado o diagrama tridimensional apresentado na Figura 51.

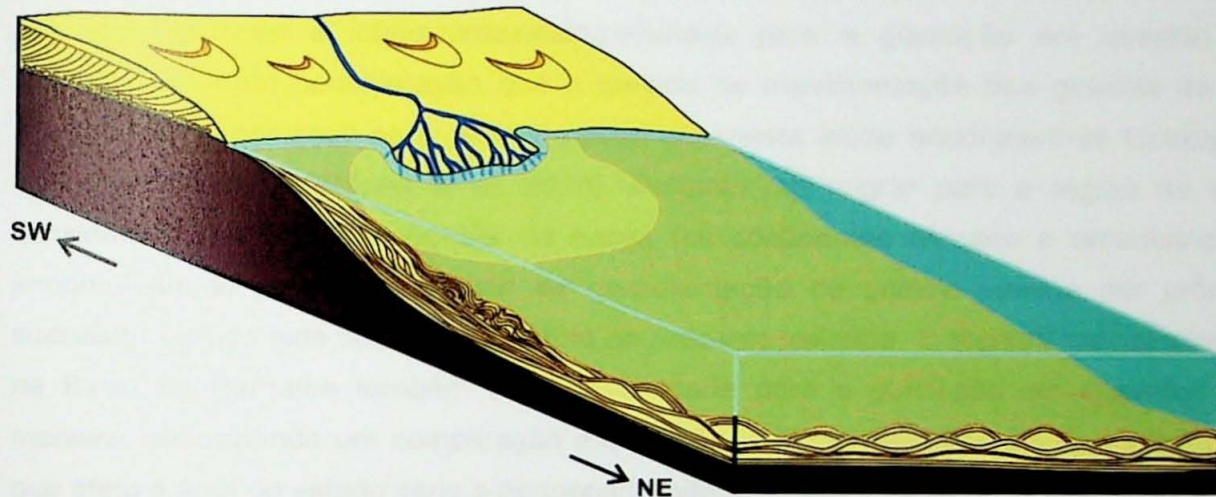


Figura 51. Diagrama tridimensional com a paleogeografia interpretada para os depósitos da Formação Água Bonita.

Assim, o contato com o embasamento na porção mais a sudoeste do gráben, seria marcado por uma superfície de deflação com ventifactos (fácies CM), seguida de depósitos eólicos com estratificação cruzada (fácies AFc) de paleofluxo bem marcado para sudoeste. Depósitos arenosos bioturbados (fácies AFMb) marcam a transição para ambiente marinho raso. Estruturas sigmoidais decorrentes de um depósito deltaico com transporte confinado num leque que varia de norte a leste, com sentido preferencial para nordeste. As dobras da fácies AFPef, que sobrepõe esta fácies à nordeste, apresentam eixo com direção aproximada WNW-ESSE, com vergência para NNE, mesma direção de paleofluxo da frente deltaica, o que corrobora a hipótese de que tenham se originado de um escorregamento. Neste caso, o grande aporte sedimentar geraria inclusive flancos rompidos (falhas com mesma direção dos eixos das dobras).

Em porções mais distais, ocorreriam os depósitos marinhos da fácies AMfb, acima dos quais ocorreriam depósitos relacionados a eventos ocasionais de tempestade (AFh). Idade eopaleozóica (siluriana a devoniana) continua sendo a mais provável para os

depósitos da Formação Água Bonita devido a sua semelhança com as Formações Furnas e Ponta Grossa, na bacia do Paraná, e Grupo Serra Grande na Bacia do Parnaíba.

Por fim, estes depósitos marinhos seriam retrabalhados por um evento glacial posterior, que deixa vestígios tanto no embasamento (pavimento subglacial) como nas fácies CM e Ce. Este evento seria, portanto, mais novo do que a idade silurodevoniana estimada para os depósitos sedimentares. Corroborando com este raciocínio e considerando o padrão de distribuição e cronologia das glaciações que afetaram o continente Gondwana durante a Era Paleozóica (Caputo & Crowell, 1985), que segue o modelo de migração dos centros glaciais, resultado da passagem do supercontinente pelo pólo sul, exclui-se a idade ordoviciana-siluriana para a glaciação em questão. Esse raciocínio leva em consideração que o sentido de movimentação das geleiras se dá de forma radial espalhando-se a partir do pólo, que nesta idade encontrava-se localizado no noroeste da África (Staden *et al.* 2010). Portanto, ao migrar para a região de estudo, considerando-se a paleogeografia da época (os continentes africano e americano ainda encontravam-se juntos), o sentido de movimentação da geleira deveria ser próximo a sudoeste, sentido este oposto do descrito no presente trabalho. O registro glacial devoniano na Bacia do Parnaíba também exclui esta idade para a glaciação em questão. Dessa maneira, raciocinando por comparação e exclusão, a idade mais provável para a glaciação que afeta a área de estudo seria a permocarbonífera.

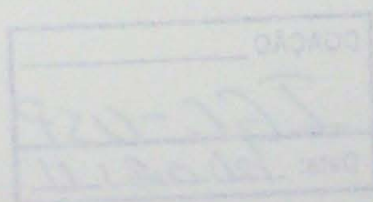
Falhas sin-sedimentares evidenciam a ocorrência de atividade tectônica contemporânea à deposição sedimentar da Formação Água Bonita. O caráter normal dessas estruturas permite associá-las a um evento distensional que provavelmente representa a reativação de estruturas pretéritas do embasamento.

As paleocorrentes deposicionais medidas nos depósitos sedimentares apresentam orientação preferencial na direção NE-SW, o que indica que os sedimentos tiveram uma deposição condicionada por estruturas do embasamento, que provavelmente formavam uma calha preferencial de transporte. Dessa maneira, o Gráben de Água Bonita não representaria unicamente um gráben de preservação de rochas sedimentares, como é descrito na literatura até então. Tampouco a bacia sedimentar é uma bacia tipo *rift* característica, uma vez que não apresenta registros de sedimentação sin-tectônica e não foram observadas falhas relacionando os depósitos sedimentares com o embasamento. No entanto, durante a deposição dos sedimentos há indícios de uma tectônica ativa que gera falhas normais de mesma direção e idênticos campos de esforços tanto nos depósitos sedimentares como no embasamento. Nesse sentido, a deposição teria ocorrido paralelamente à atividade tectônica ao longo do Lineamento Transbrasiliano.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Angelier, J. 1994 Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. *In*: P.L. Hancock (ed.), *Continental Deformation*. Oxford, Pergamon, p. 53–100.
- Angelier, J. & 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. *In*: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J.; Brito Neves, B.B.; De Wit, M.J. (Orgs.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Londres. *Geological Society*, Special Publications, **294**: 49-67.
- 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.
- Brito Neves B.B., Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 23-40.
- 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.
- Caputo, M.V. & Crowell, J.C., 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society America Bulletin*, **96**: 1020-1036.
- 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.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 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*. Oxford, Pergamon, 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 doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Miall, A. D. 1978 Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall, A. D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*. Calgary, *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir 5, p. 597-604.
- Potter, P.E., Pettijohn, F.J. 1977. *Paleocurrentsand Basin Analysis*. Berlin Hiedelberg, Springer-Verlag.
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R. Otamendi, J. 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, **982**; 13p.
- Sato, K., 1998. *Evolução crustal da Plataforma Sul-americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd*. São Paulo, tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- 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 os the Geological Society of London*. **167**: 217-220.
- Schobbenhaus, C. (coord.) 1975. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folha Goiás (SD 22)*. Departamento Nacional da produção Mineral, Brasília, 114p.
- 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.
- Zalán, P.V. 1986. A Tectônica transcorrente na exploração de Petróleo: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(3): 245 - 257.



Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

DOAÇÃO _____
IGL-USP
Data: *21.02.11*

