

## Registro da deformação pós-paleozóica na Bacia do Amazonas, região de Itaituba (PA)

*Thais Borba Santos<sup>1</sup>, Fernando Mancini<sup>2</sup>, Sidnei Pires Rostirolla<sup>3</sup>,  
Carlos Eduardo de Mesquita Barros<sup>2</sup> & Eduardo Salamuni<sup>2</sup>*

**Resumo** A Bacia do Amazonas compreende uma área de aproximadamente 500.000 km<sup>2</sup> abrangendo parte dos estados do Pará e Amazonas. A região estudada localiza-se na porção sudoeste da bacia, próximo à cidade de Itaituba (PA), e contém rochas da cobertura sedimentar fanerozóica e do embasamento aflorante na Província Amazônica-Central. A análise estrutural multiescala consistiu da integração da análise de imagens (interpretação de lineamentos em imagens SRTM, com auxílio de dados aeromagnetométricos) e dados de campo para determinação do arcabouço estrutural e caracterização das fases de deformação pós-paleozóicas locais. A partir dos dados das falhas e sistemas de juntas, zonas de cisalhamento, estrias e *steps* descritos foram realizadas análises estruturais descritivas e cinemáticas. A aplicação de métodos para determinação de paleotensão permitiu estabelecer diferentes direções de esforços compressivos e distensivos. Os resultados indicam pelo menos três fases de deformação atuantes a partir do final do Paleozóico. A primeira fase (F<sub>1</sub>) apresenta cinemática dextral e posição das principais estruturas N60-70E. A tensão máxima ( $\sigma_1$ ) é compatível com sua deformação compressiva, embora ainda em contexto transcorrente e pode ser relacionada às orogênias responsáveis pela formação do Pangea ao final do Permiano. A fase F<sub>2</sub> caracterizada pela presença de falhas normais de direção NE coincide com a direção geral dos diques cartografados na região e, provavelmente, tem ligação com o magmatismo Penatecaua de idade Jurássica. A fase F<sub>3</sub> está relacionada a um sistema conjugado composto pelas estruturas N50-70W (sinistral) e N60-70E (dextral) com direção de  $\sigma_1$  E-W. Somente esta fase parece ter afetado rochas cenozóicas e, possivelmente, corresponde à propagação de tensões da subducção na região dos Andes.

*Palavras-chave:* Bacia do Amazonas, análise estrutural, Paleozóico.

**Abstract** *Deformation pos-paleozoic registry in Amazon Basin, Itaituba (PA) region.* The Amazon Basin has an area of approximately 500.000 km<sup>2</sup> covering part of the states of Pará and Amazonas. The region studied is located in the southwest portion of the basin (near of Itaituba - PA city) and contains sedimentary rocks of the Phanerozoic cover and the basement in the Amazon Central Province. Structural analysis consisted of multiscale analysis and integration of images analysis (recognition of morphotectonics features in images SRTM, using data from aeromagnetometria) and using data from the field to determine structural framework and define the stages of post-paleozoic strain that hit the area. From the data of failures and systems of joints, shear zones, slickenside and steps found in outcrops, were developed the structural and kinematic analysis. The application of the method to determine the paleostress could to set the position of stress. The results indicate at least 3 stages of strain active at the end of the Paleozoic. The first phase (F<sub>1</sub>) has dextral kinematic and structure frontal position N60-70E, for maximum stress ( $\sigma_1$ ), allows the compressive stresses, although in a transcurrent context, correlated to the orogeny responsible for the formation of Pangea at the end of the Permian. The second phase (F<sub>2</sub>) is characterized by the presence of normal faults of NE direction coincident with the positioned dikes in the region, may be related to magmatism Penatecaua. The third phase (F<sub>3</sub>) would be related to a system composed of the combined structures N50-70W (sinistral) and N60-70E (dextral) with direction of  $\sigma_1$  E-W. Only this phase appears to have affected the cenozoic rocks, and probably is related to the spread of strains of Andean subduction.

*Keywords:* Amazon Basin, structural analysis, paleostress.

**INTRODUÇÃO** A Bacia do Amazonas é uma bacia intracratônica com cerca de 500.000 km<sup>2</sup>, abrangendo parte dos estados do Amazonas e Pará, entre os escudos pré-cambrianos das Guianas (ao Norte) e Brasileiro (ao Sul). Está separada das bacias do Solimões e Marajó pe-

los arcos de Purus e Gurupá, respectivamente (Fig. 1). A bacia possui preenchimento marcado por uma sequência sedimentar paleozóica, uma sequência vulcano-sedimentar mesozóica e outra sedimentar, mais recente, cenozóica. O embasamento sobre o qual a bacia foi instalada, deno-

1 - Vale E&P, Rio de Janeiro (RJ), Brasil. E-mail: thaisbsan@gmail.com

2 - UFPR, Departamento de Geologia, Curitiba (PR), Brasil. E-mails: ferman@ufpr.br; cadubarros@ufpr.br; salamuni@ufpr.br

3 - HRT Óleo & Gás, Rio de Janeiro (RJ), Brasil. E-mail: srostirolla@hrt.com.br

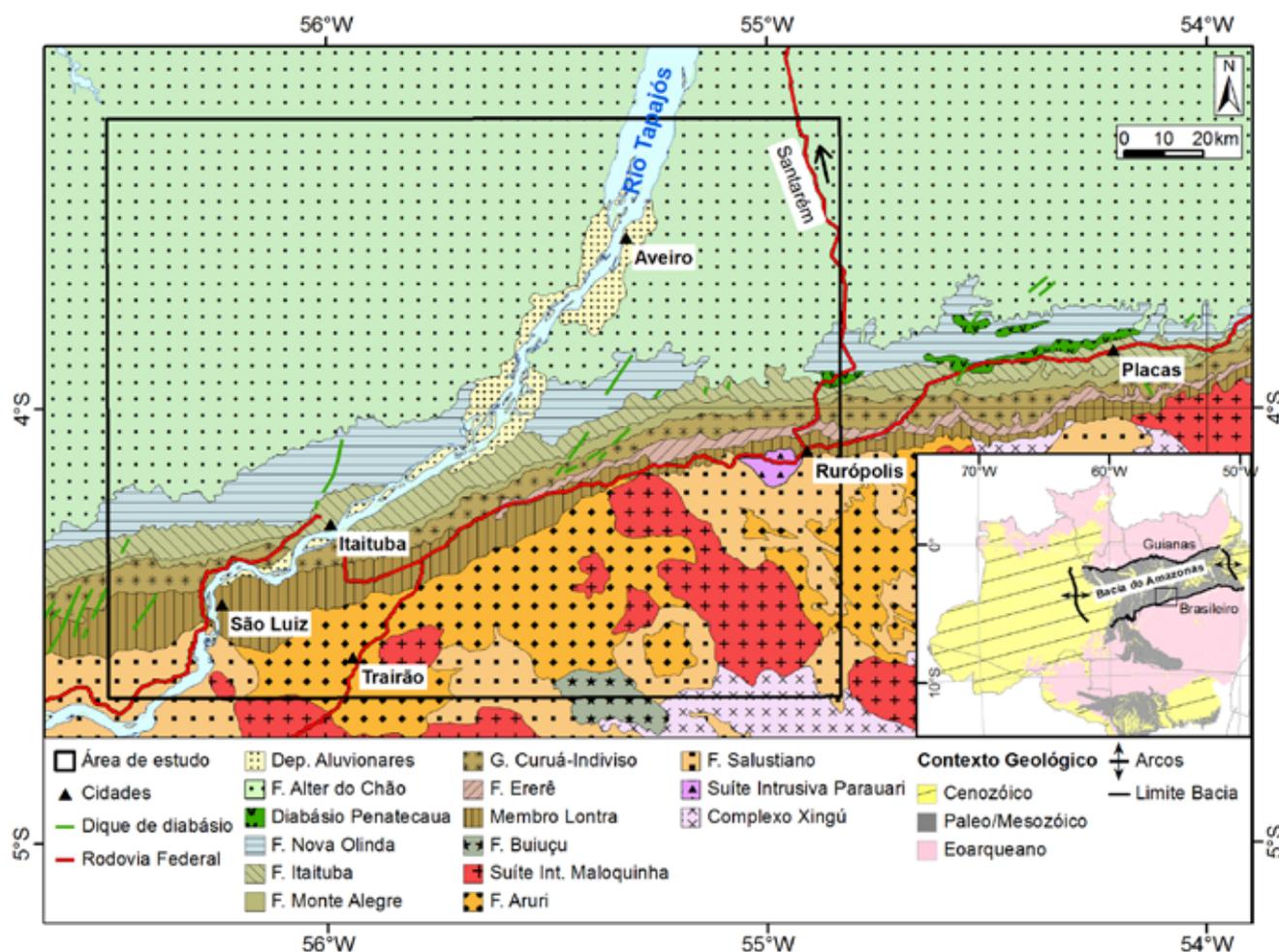


Figura 1 - Mapa geológico ao milionésimo (CPRM) e diques mapeados pelo Projeto Radam Brasil (Santos et al. 1975) e por Eiras et al. (1998). Em detalhe localização da área no contexto geológico regional da Bacia do Amazonas, entre os escudos Brasileiro e das Guianas.

minado de Cráton do Amazonas, é constituído por rochas com idades arqueanas a neoproterozóicas.

A evolução geológica do Cráton do Amazonas foi alvo de estudos de diversos autores desde a década de 70 (Almeida et al. 1977, Cordani et al. 1984, Costa & Hasui 1997, Tassinari & Macambira 1999, Santos et al. 2000) com discussões e apresentação de modelos sobre o arcabouço estrutural, geocronologia, litoestratigrafia, gravimetria e magnetometria. Sobre o Cráton do Amazonas instalou-se a bacia intracratônica denominada de Bacia do Amazonas. Um dos modelos propostos para sua instalação relaciona a geração de falhas e material vulcânico no período neoproterozóico/cambriano a processos de rifteamento com preenchimento posterior por sedimentos flúvio-lacustrinos (Almeida 1967, Cunha et al. 1994, Almeida et al. 2000 e Zalán 2004).

Apesar dos vários esforços de levantamento de dados realizados na bacia, esta ainda é pouco conhecida e apresenta grandes desafios para a compreensão de sua evolução estrutural, principalmente a respeito dos processos de reativações de estruturas preexistentes e caracterização cinemática de eventos rúpteis recorrentes. Considerando o potencial econômico ligado

à exploração de óleo e gás da Bacia do Amazonas foi selecionada como área de estudo a região de Itaituba (PA), com ênfase nas margens do rio Tapajós, onde há excelentes exposições de rochas. Apesar da dificuldade de estabelecer a cronologia de estruturas rúpteis, a qualidade dos afloramentos permitiu compreender a história estrutural registrada nas rochas sedimentares.

O objetivo do trabalho consiste em apresentar a cronologia e cinemática de fases de deformação rúptil que atuaram nas rochas da região a partir do Permiano, possivelmente restritas ao intervalo pós-paleozóico. A partir desta análise são apresentadas correlações com eventos regionais e globais associados à evolução do Gondwana e aglutinação do Pangea.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

**Litoestratigrafia** A Bacia do Amazonas se instalou sobre as rochas do Cráton Amazônico, o qual foi subdividido em seis províncias geocronológicas (Santos et al. 2000, Tassinari & Macambira 1999, 2004): Carajás ou Amazônia-Central (> 2,5 Ga), Transamazonas ou Maroni-Itacaiúnas (2,25-2,0 Ga), Tapajós-Parima ou Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga), Rio Negro ou Rio Ne-

gro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondônia-Juruena ou Rondônia-San Ignacio (1,55-1,3) e Sunsás (1,3-1,0 Ga).

Após os estágios orogenéticos formadores do embasamento as primeiras unidades paleozóicas da bacia foram implantadas (Almeida *et al.* 2000). Com base no empilhamento stratigráfico proposto por Caputo (1984) e por Cunha *et al.* (1994), a Bacia do Amazonas é formada pelas seguintes unidades: Grupo Trombetas, composto pelas formações Autás-Mirim (arenitos e folhelhos neríticos ordovicianos), Nhamundá (arenitos neríticos e depósitos glaciogênicos), Pitinga (folhelhos e diamictitos marinhos) e Manacapuru (arenitos e pelitos neríticos e litorâneos). O Grupo Urupadi engloba as formações Maecuru (arenitos e pelitos neríticos deltaicos) e Ererê (siltitos, folhelhos e arenitos neríticos e deltaicos). O Grupo Curuá é constituído pelas formações Barreirinha (folhelho negro), Curiri (diamictitos, folhelhos e siltitos de ambientes glaciais), Oriximiná (arenitos e pelitos fluviais regressivos) e Faro (arenitos flúvio-deltaicos). O Grupo Tapajós contém as formações Monte Alegre (arenitos eólicos intercalados com siltitos e folhelhos, interdunas e lagos de ambiente desértico gradando para marinho raso), Itaituba e Nova Olinda (calcários de inframaré e evaporitos de planície de *sabkha*) e Formação Andirá (siltitos, arenitos e folhelhos avermelhados). Este grupo encerra a deposição paleozóica na Bacia do Amazonas.

Após a deposição paleozóica e a Orogenia Herciniana, houve ruptura da placa durante o Neotriássico ao Eojurássico, caracterizado por eventos distensionais na direção leste-oeste, acompanhado de magmatismo básico, representado por intrusões de soleiras e diques com orientação N-S nos sedimentos paleozóicos (Cunha *et al.* 1994 e Zalán 2004). Posteriormente ao evento distensivo, a região NW da placa sul americana foi dominada por esforços compressivos (Caputo 1984), cuja origem estaria relacionada ao início da convergência do continente com a placa do Oceano Pacífico. O relaxamento dos esforços compressivos teria criado sítios deposicionais que acomodaram as unidades cretácea e cenozóica da Bacia do Amazonas, representada pelo Grupo Javari (Cunha *et al.* 1994). Este grupo compreende a Formação Alter do Chão (arenitos e pelitos avermelhados bioturbados) e a Formação Solimões (pelitos com restos de conchas, moluscos e vegetais). A intensificação da Orogenia Andina, após o início da subducção da Placa de Nazca sob a Sul-Americana, gerou esforços compressivos de direção E-W que causou soerguimento da cordilheira, intensa erosão e conseqüente inversão da drenagem dos Andes para o Atlântico (Pindell & Tabbut 1995).

**Arcabouço estrutural** A estruturação da Bacia do Amazonas é configurada pelo próprio eixo E-W de deposição da bacia, provavelmente herança das fases iniciais de *rift*, identificada em mapas gravimétricos (Bahia & Abreu 1985, Costa 2002 e Costa & Hasui *et al.* 1997). As estruturas NW, intensamente marcadas no embasamento, adentram a bacia sob a forma de arcos (*e.g.* Arco de Purus), e podem ter sido reativadas na ba-

cia, deformando e controlando a sedimentação em diferentes idades (Wanderley Filho 1991, 1996, Costa *et al.* 2001). Além destas duas direções principais, ocorrem lineamentos de direção NE, menos evidentes, mas com origem tectônica relacionada a reativações paleozóicas e cenozóicas de antigas estruturas do embasamento.

Alguns autores (Almeida *et al.* 2000; Zalán 2004) relacionaram a origem da bacia a rifteamento, com geração de fossas intermontanas, antefossas, bacias marginais e material vulcânico (eventos distensionais). Outros autores, no entanto, consideraram a existência de esforços compressivos (Orogenia Brasileira) de direção E-W que reativaram estruturas pré-cambrianas, com alívio de esforços na direção N-S gerando um *rift* inicial com posterior resfriamento de massas plutônicas, ocorrendo subsidência regional. (Almeida 1967 e Caputo 1984).

O eixo da bacia constitui um alinhamento ao longo do seu depocentro de direção ENE, facilmente reconhecido por um campo anômalo de máximos gravimétricos em mapas gravimétricos de anomalia Bouguer. Bahia & Abreu (1985) e Costa (2002) relacionam esta estrutura à presença de corpos densos na base da crosta originados por intrusão de magma básico associado a adelgaçamento da crosta. Segundo Costa & Hasui (1997) estas feições estão relacionadas a suturas arqueanas, reativadas por cavalgamentos e zonas de cisalhamento no Proterozóico, responsáveis pelo soerguimento de rochas da base da crosta.

As discontinuidades e/ou lineamentos de direção NW reconhecidas na região são bastante discutidas por diversos autores (Rezende & Brito 1973, Wanderley Filho 1991, Costa 2002). Os lineamentos observados na seção paleozóica foram descritos como falhas transcorrentes, compatíveis com eventos distensionais e relacionados ao contexto cratônico da bacia. Segundo os mesmos autores, os lineamentos NW correspondem a falhas transcorrentes que deslocam o eixo do depocentro da bacia. Porém, para Rezende & Brito (1973), Wanderley Filho (1991) estas falhas deslocam o eixo com cinemática dextral. Para Costa (2002) o sistema de falhas Uruará desloca o eixo de forma sinistral. As falhas transcorrentes NE-SW estão amplamente distribuídas no trecho da bacia onde ocorre o sistema Uruará (Costa 2002) e, segundo Caputo (1984), as falhas NE estão relacionadas ao Diastrofismo Juruá que ocorreu no fim do Jurássico. Miranda *et al.* (1983) ao definirem anomalias morfoestruturais na região do Rio Tapajós, sugere que as feições alinhadas nas direções NNW e ENE, coincidentes com estruturações do embasamento da Bacia do Amazonas, traduzem episódios de reativações fanerozóicas.

As intrusões de soleiras e diques com orientação N-S nos sedimentos paleozóicos estão associados à ruptura da placa Sul Americana (Cunha *et al.* 1994, Zalán 2004). Segundo Fortes (1996) a distensão N-S poderia gerar um megacisalhamento com distensão-rotação sinistral ao longo do eixo da bacia (cisalhamento E-W), configurando falhas normais e abertas de direção NE-SW que cortam obliquamente a bacia de um escudo ao outro. Costa *et al.* (1995) descrevem pares conjuga-

dos destrais de direção E-W com componentes transpressivos na direção NW e transtensivos na direção NE.

## GEOLOGIA ESTRUTURAL

**Métodos** Para definição do arcabouço estrutural da área utilizou-se como base os lineamentos traçados nas imagens SRTM - Shuttle Radar Topography Mission (Fig. 2A) e informações de campo. Como suporte à interpretação dos lineamentos das imagens orbitais foi realizada análise de dados aeromagnetométricos. As primeiras feições interpretadas foram os lineamentos maiores que 10 quilômetros em comprimento em imagens de radar (SRTM), traçadas nas escalas 1:800.000 e 1:200.000. Na sequência foram traçados lineamentos menos contínuos e menores que 10 quilômetros visíveis nas escalas de mais detalhe. O arranjo geral dos lineamentos, considerando continuidade e penetratividade, permitiram a definição do arcabouço estrutural com base em imagens SRTM. A interpretação das anomalias baseou-se no mapa de magnetometria residual da CPRM (Mag Brasil - mapeamento ao milionésimo 2004), com a finalidade de identificar estruturas profundas ou do próprio embasamento. A integração entre as interpretações, de imagens SRTM, magnetometria e dados de campo permitiu a confecção de um mapa de arcabouço estrutural para a área (Fig. 2B), onde é possível notar três direções principais de estruturas regionais na área de estudo: N50-70W, N60-70E e E-W.

As principais estruturas descritas correspondem a sistemas de juntas e falhas observados com penetratividade e frequência variadas nos afloramentos. As fraturas foram descritas conforme sua geometria, espaçamento, abertura, preenchimento e indicadores cinemáticos, no caso das falhas. Para o estabelecimento da cronologia de fases de deformação rúptil o procedimento consistiu na descrição detalhada de estruturas em rochas sedimentares de diferentes idades, atentando-se para a presença ou não de direções preferenciais respeitando o empilhamento estratigráfico. Muitas vezes, em uma mesma unidade litoestratigráfica, foram identificadas relações de intersecção de estruturas rúpteis, o que contribuiu para o posicionamento relativo entre elas. Um exemplo deste procedimento é representado por fraturas e falhas observadas em basaltos, as quais são atribuídas a episódios posteriores ao magmatismo Penatecaua. Como critérios cinemáticos foram utilizadas as relações geométricas de fraturas de acordo com o modelo de Riedel (1929) (e.g. fraturas escalonadas), presença de *steps* nos planos de falha (Fig. 3), e de estruturas sigmoidais associadas.

Em algumas situações, a existência de estrias permitiu estabelecer, com mais certeza, a natureza do movimento e, posteriormente, as direções de paleotensões. Nesta etapa foram empregados os critérios de Mohr-Coulomb e o método dos diedros retos para determinação das paleotensões. Os métodos são aplicados pelos programas livres Sigmas e Stereonett 3.2 e têm como base de dados as atitudes de falha e estrias contidas no plano e sua respectiva cinemática.

De Freitas *et al.* (2005) desenvolveram um

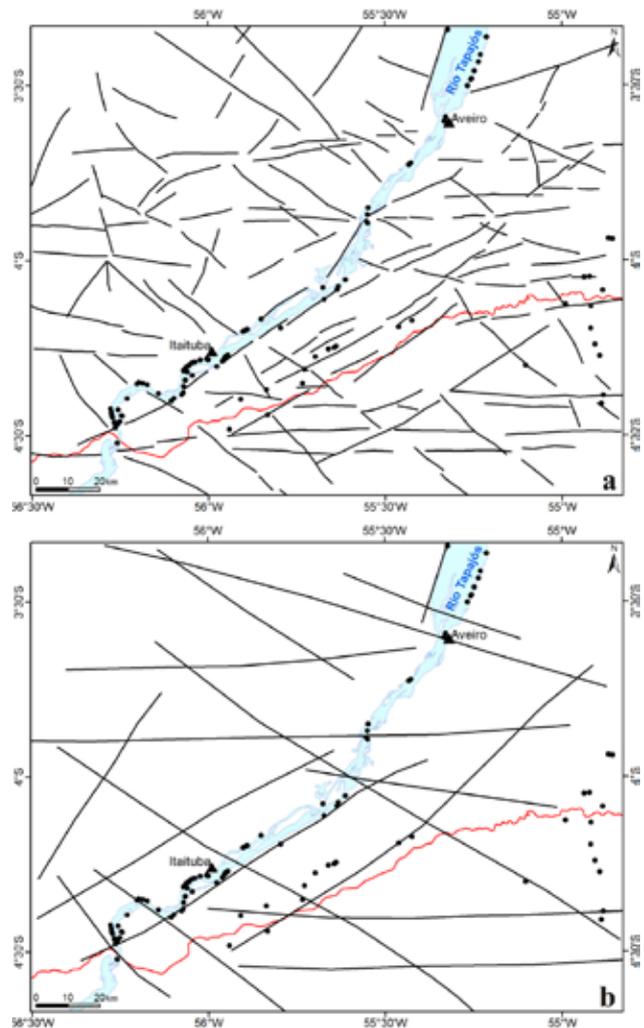


Figura 2 - Arcabouço estrutural da área. A) Interpretação dos lineamentos em SRTM. B) arcabouço estrutural regional interpretado com base nos lineamentos SRTM e anomalias magnetométricas.

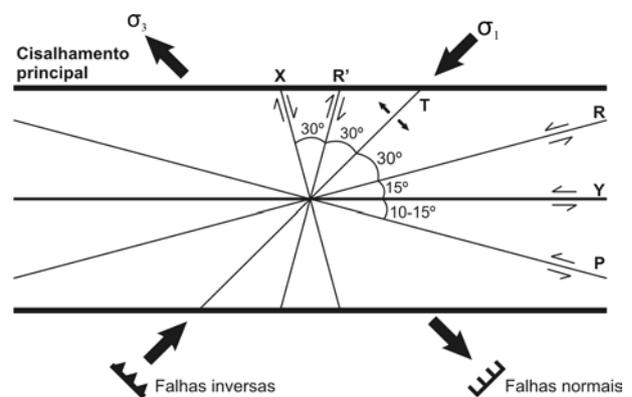


Figura 3 - Modelo de Riedel. Representação das fraturas geradas em sistema transcorrente sinistral.

aplicativo (Sigmas) para determinação de paleotensão a partir do emprego dos critérios de Mohr-Coulomb. O método indica uma componente de deformação triaxial

com  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$  relacionada ao plano de falha. Segundo De Freitas *et al.* (2005), utilizando princípios propostos por Ragan (2009), os eixos de  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$  estão inseridos em um plano auxiliar, que contém a estria e também o pólo do plano de falha, com o eixo  $\sigma_1$  com ângulo aproximadamente de  $30^\circ$  em relação a estria, em fraturas rúpteis, e o  $\sigma_3$  a  $90^\circ$  do  $\sigma_1$ . O tensor  $\sigma_2$  está contido no plano de falha à  $90^\circ$  da estria.

Angelier & Mechler (1977) utilizaram o método dos diedros retos para definir campos de esforços principais para regiões falhadas. Para cada plano de falha e sua respectiva estria, é criado um plano auxiliar ortogonal a ambos. Os dois planos projetados no diagrama de Schmidt-Lambert delimitam quatro diedros retos, dois em compressão e dois em distensão, os quais indicam as áreas de maior probabilidade de conter as tensões  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$  respectivamente. O método dos diedros retos é aplicado para um conjunto de falhas compatíveis, ou seja, que tenham sido geradas em um mesmo evento deformacional, obtendo uma porção no espaço comum a todos os diedros de compressão e uma porção comum aos diedros de distensão. A tensão intermediária ( $\sigma_2$ ) é o pólo do plano que contém  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$ , e seu valor só pode ser determinado por meio de cálculos complementares (Torquato *et al.* 1996).

A partir das paleotensões obtidas da análise das estruturas tectônicas descritas em campo, confeccionou-se um diagrama de contorno geral. Com base na análise descritiva e cinemática destas estruturas comparadas a distribuição dos dados de paleotensões no diagrama, procedeu-se a separação das estruturas que possuíam campos de tensões semelhantes. Este método auxiliou na discriminação das fases de deformação, devido à dificuldade natural encontrada para separação com base apenas na relação cronológica relativa das estruturas descritas em campo.

Desenvolveu-se um método de construção de estria virtual considerando a mecânica de deformação pelos critérios de Mohr-Coulomb e os princípios geométricos de análise de paleotensões de Arthaud (1969) onde as estrias correspondem à projeção da direção principal da deformação, em cada plano de falha. Assim, para as situações observadas em campo cuja cinemática foi interpretada por indicadores cinemáticos que não eram estrias (fraturas escalonadas, *steps*, por exemplo), a direção de estrias foi estimada a partir de relações geométricas das fraturas Riedel. As relações angulares das fraturas Riedel são demonstradas em ensaios com caixa de areia (Naylor *et al.* 1986), a partir das quais estimou-se o posicionamento das estrias, gerando uma quantidade de dados indiretos úteis e aumentando desta forma a quantidade de dados para confecção dos diagramas de paleotensões. O método aqui utilizado para determinação da direção de estrias consistiu na projeção da lineação de interseção formada entre o plano de fratura R e o plano de ruptura principal (Y) medidos em campo. A  $90^\circ$  da lineação de interseção infere-se a lineação hipotética que corresponde à estria no plano R (Fig. 4). Nos casos onde existia o escalonamento de fraturas P e ângulo de aproximadamente  $15^\circ$  com a fratura prin-

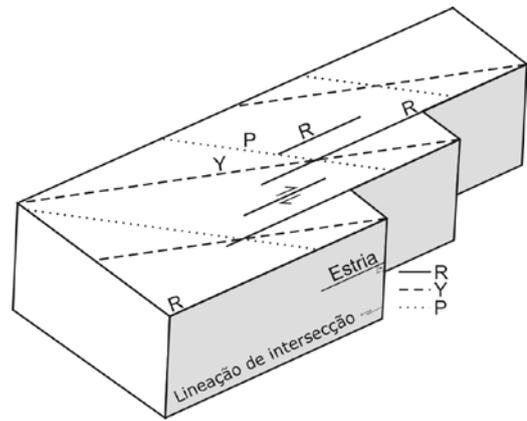


Figura 4 - Esquema de escalonamento de fraturas R e P, e estria inferida.

cipal Y (ângulo normal), inferiu-se a fratura R a partir de um plano auxiliar perpendicular a interseção dos planos. Repetiu-se o procedimento para estimar a estria a partir do plano R. Quando a relação angular entre P e Y era maior que  $15^\circ$ , a estria foi inferida a partir do plano Y, pois nestes casos R tende a ser subparalelo a Y.

**Fases de deformação** As fraturas possuem planos orientados preferencialmente segundo as direções N20-30E, N80-85E e N70-80W, com mergulhos predominantemente subverticais. A análise estrutural permitiu a discriminação de três diferentes fases de deformação ( $F_1$ ,  $F_2$  e  $F_3$ ) nas rochas fanerozóicas da região.

**FASE  $F_1$**  As rochas onde há os registros desta fase de deformação constituem parte da sequência paleozóica da Bacia do Amazonas. Compreendem arenitos finos a grossos e conglomeráticos com estratificação cruzada da Formação Maecuru, e arenitos finos a médios, na base, gradando para calcarenitos médios a finos intercalados com pelitos, siltitos e argilitos da Formação Itaituba. As principais estruturas identificadas são: bandas de deformação com cimento constituído por material ferruginoso, espessura aproximada de 15 cm; fraturas escalonadas retilíneas levemente onduladas, com espaçamento entre 5 a 20 cm, classificadas como fraturas R do sistema Riedel; fraturas escalonadas sigmoidais descritas em zonas de falhas representadas por planos anastomosados e lenticularizados identificados, por relações geométricas, como fraturas do tipo P e Y do sistema Riedel.

As estruturas referentes a esta fase possuem indicadores cinemáticos definidos principalmente por fraturas do sistema Riedel. Foram descritas fraturas Y e fraturas R, escalonadas (Fig. 5a). A partir da interseção dos planos Y e R foram inferidas estrias no plano R. Ocorre, também, zona de cisalhamento com geometria sigmoidal e mergulho subvertical, com espessura de 30 cm, identificada como fraturas P de Riedel (Fig. 5b). A direção principal das fraturas P é E-W, das fraturas Y é N85W e as fraturas sintéticas (R) possuem direção variando entre N70-80W (Fig. 5c).

**FASE  $F_2$**  A fase  $F_2$  foi definida principalmente pela presença de um conjunto de fraturas de direção N10-20E (Fig. 6a) que afetam rochas das unidades paleozóicas da bacia (arenitos, folhelhos e siltitos das formações Maecuru, Ererê, Barreirinha e Monte Alegre). As principais estruturas descritas são: juntas com espaçamento variando de 1 a 50 cm, normalmente planares e mais espaçadas em arenitos e, anastomosadas e menos espaçadas em pelitos, gerando por vezes feições de empastilhamento; fraturas tipo rabo de cavalo com espaçamento de aproximadamente 10 cm; falhas normais com

espaçamento entre os planos de 3 a 10 cm aproximadamente, rejeito de 2 a 5 cm; estrias com alto ângulo de mergulho (Fig. 6b), definidas por sulcos em planos de falhas limonitizados; degraus milimétricos em planos de falhas de tamanhos milimétricos. As principais estruturas que definem esta fase são falhas normais, descritas como falhas escalonadas, cuja visão em planta indica rejeito aparente tanto sinistral, quanto dextral nas extremidades das falhas, mas que na realidade possuem movimento principal *down-dip* (Fig. 6c).

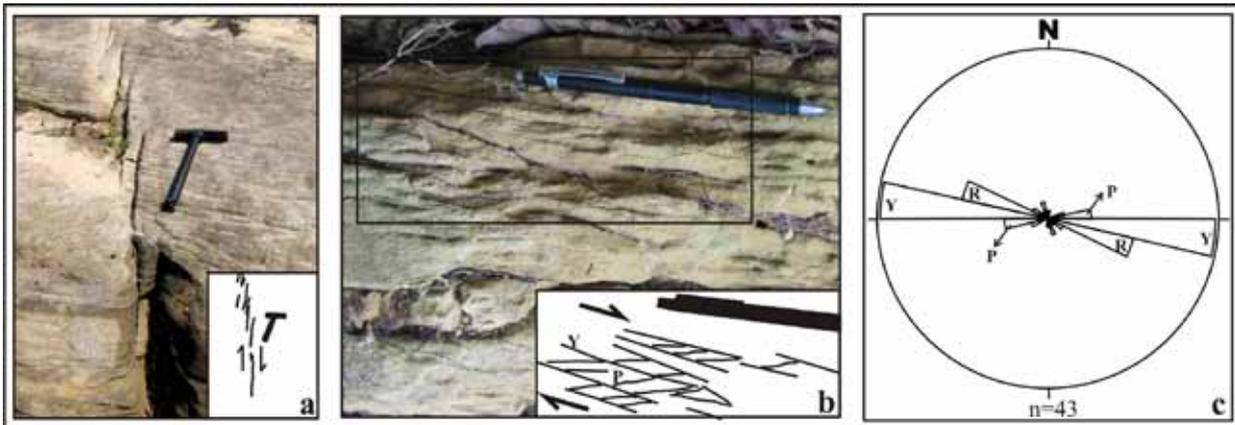


Figura 5 - Fotos e diagrama da fase  $F_1$ . a) sistema de fraturas Riedel com cinemática dextral - arenito da Formação Maecuru. b) zona de falha com sigmóides, cinemática dextral - calcarenito da Formação Itaituba. c) diagrama das fraturas descritas como sistema Riedel, configuram cinemática dextral.

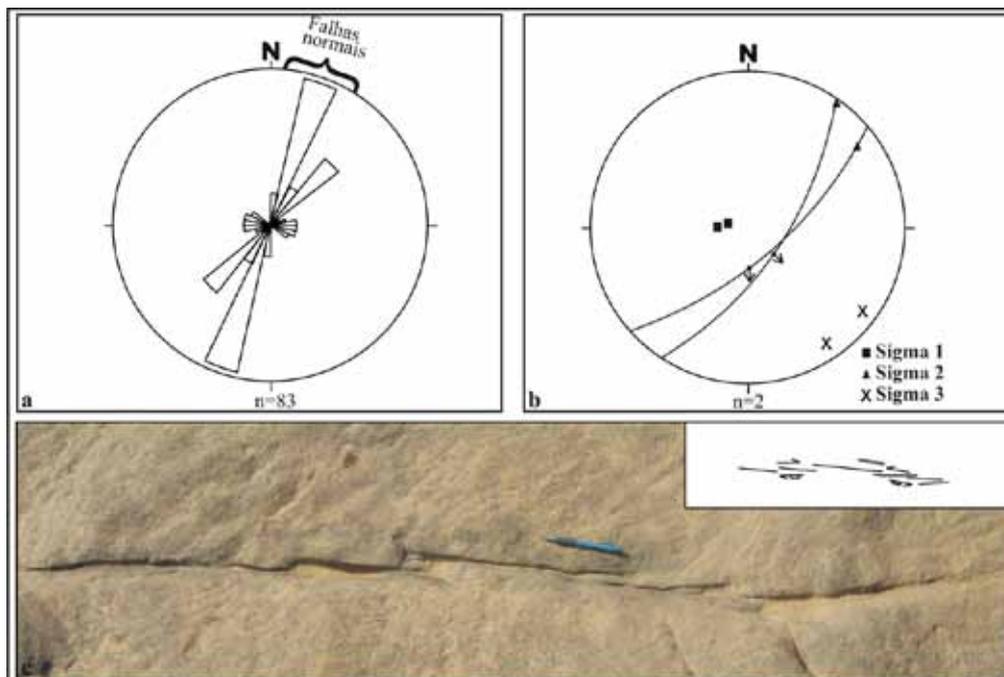


Figura 6 - Diagramas e foto da fase  $F_2$ . a) fraturas referente a fase  $F_2$ . A direção NE compreende falhas normais. b) tensão das falhas normais que apresentam estrias. c) fraturas escalonadas com indicação de movimento normal - arenito da Formação Maecuru.

**FASE  $F_3$**  As rochas que possuem o registro da terceira fase de deformação são calcarenitos, arenitos, diamictitos e conglomerados das formações Itaituba, Monte Alegre e Solimões. As principais estruturas descritas são fraturas escalonadas retilíneas, com espaçamento variando de 5 a 20 cm, por vezes com abertura milimétrica ou preenchidas por quartzo, óxidos e hidróxidos de ferro. Outros tipos são representados por fraturas do tipo R ou P do sistema Riedel; fraturas com geometria sigmoidal e formas lenticulares, com espaçamento variando entre 5 e 20 cm identificadas em faixas de deformação (Fig. 7a); fraturas *pull apart* com espaçamento de aproximadamente 10 cm e abertura milimétrica, identificadas em arenitos; falha de empurrão reconhecida pela presença de sulcos no plano de movimentação com grãos nas extremidades dos sulcos que indicam movimentação inversa (Fig. 7b); estrias com mergulho alto em argilitos e sub-horizontais no arenito, definida

por sulcos e degraus milimétricos em planos de falhas.

Em diamictitos e conglomerados da Formação Solimões observam-se fraturas do tipo Riedel (Y, P e R) e estrias que indicam movimento sinistral inverso (Figs. 7a e 7b). As direções das falhas principais Y são aproximadamente N70W, as fraturas P variam entre N30-50W e as fraturas R têm direção principal E-W (Fig. 7c). Nos calcarenitos da Formação Itaituba há falhas e estrias. As principais estruturas observadas foram fraturas escalonadas (sintéticas R) que indicam movimentação destal. Nos arenitos feldspáticos, médios da Formação Monte Alegre, observam-se falhas escalonadas destrais e sinistrais no mesmo afloramento, porém compatíveis ao mesmo campo de tensões. O escalonamento de fraturas P indica movimentação sinistral.

**DISCUSSÃO** Segundo Marshak & Mitra (1998), uma geração de estruturas traduz-se pela formação de

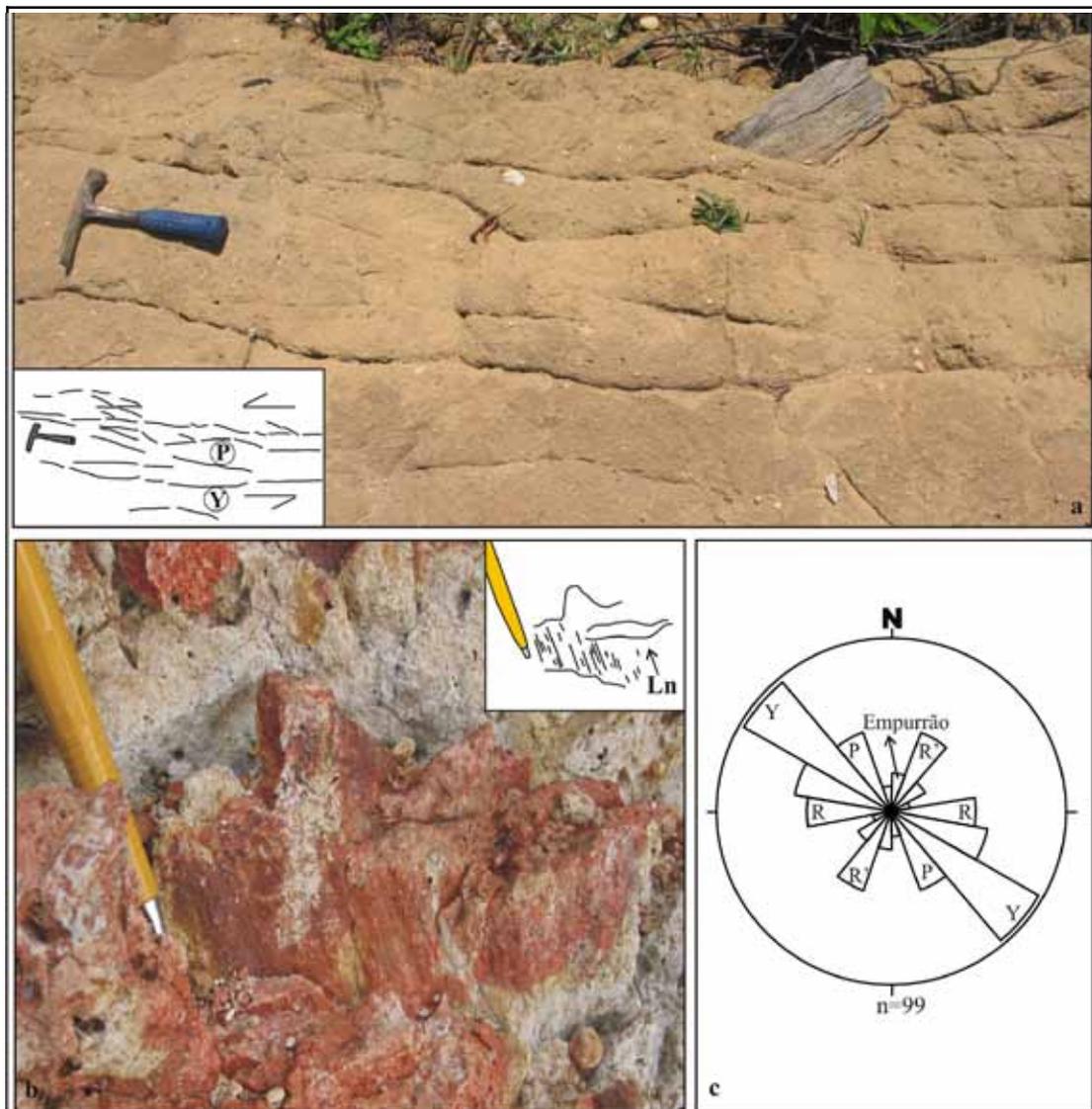


Figura 7 - a) fraturas Riedel com indicação cinemática sinistral - arenito conglomerático da Formação Solimões. b) estrias definidas por sulcos e degraus indicando movimentação inversa sinistral. c) fraturas correspondentes a fase  $F_3$ , caracterizada principalmente pelo sistema Riedel.

lineações, foliações, clivagens, dobras, falhas durante um mesmo intervalo de tempo em resposta a um mesmo campo de tensão. Uma fase de deformação é o intervalo de tempo durante o qual uma única geração de estruturas é produzida. Seguindo estes autores, um evento de deformação consiste em uma ou mais fases de deformação que são temporalmente e geneticamente relacionadas. Com base nestes conceitos e na análise cinemática e paleotensões, caracterizou-se as fases de deformação que afetaram as rochas fanerozóicas da Bacia do Amazonas, na região de Itaituba. Devido à dificuldade em reconhecer a relação cronológica das estruturas descritas em todos os afloramentos, as interpretações basearam-se na relação conjunta entre as estruturas descritas em campo, imagens e os diagramas de paleotensões. O método para separação e relação cronológica das fases de deformação consistiu em avaliar as relações espaciais dos conjuntos de estruturas superpostas, como por exemplo fraturas escalonadas e zonas sigmoidais de falha que ocorrem na mesma unidade, porém com direção principal de deformação incompatíveis, discriminando aqueles que apresentavam coerência cinemática. Quando a relação cronológica não foi observada em campo, a separação em fases baseou-se na compatibilidade das estruturas aos diversos conjuntos de paleotensões determinados.

De acordo com os critérios cinemáticos e de paleotensão, a primeira fase ( $F_1$ ) corresponde a esforços direcionais destrais de idade Permiano-Triássico, representadas por fraturas Y de direção principal N85W e fraturas R, escalonadas com direção variando de N70-80W. Zonas de cisalhamento de direção E-W com planos sigmoidais de mergulho subvertical e direção N80E identificadas como fraturas P de Riedel e movimentação destal. As rochas afetadas por estas estruturas pertencem à seção sedimentar paleozóica da Bacia do Amazonas. As distribuições das paleotensões nos diagramas de contagem, confeccionados segundo os critérios de Mohr-Coulomb, permitiram verificar concentração da direção preferencial de  $\sigma_1$  para NW-SE e  $\sigma_3$  NE-SW, a tensão  $\sigma_2$  possui tendência vertical, porém encontra-se dispersa (Fig. 8a). Utilizando o método dos diedros retos o diagrama confeccionado (Fig. 8b) indica um campo de compressão NW-SE e o campo de distensão NE-SW. Os planos de falhas com estrias utilizados na determinação das paleotensões estão representados no diagrama da figura 8c.

A idade permiana-triássica é proposta para esta fase  $F_1$ , pois as estruturas afetam unidades paleozóicas e não foram reconhecidas, em campo, nas rochas básicas ligadas ao magmatismo Penatecaua. Travassos & Barbosa Filho (1990) ao estudarem o Bloco Tapajós, interpretaram linhas sísmicas e reconheceram falhas reversas associadas à tectônica transpressiva que atinge a sequência Permo-Carbonífera e a base da sequência Cretácea-Terciária que podem representar a atuação da fase  $F_1$ . Contudo, pela análise dos dados de campo, esta fase estaria compreendida entre o final do Carbonífero e final do Triássico.

As estruturas geradas na fase  $F_1$  (falhas WNW-ESE com  $\sigma_1$  N45W) podem ser o reflexo da colisão

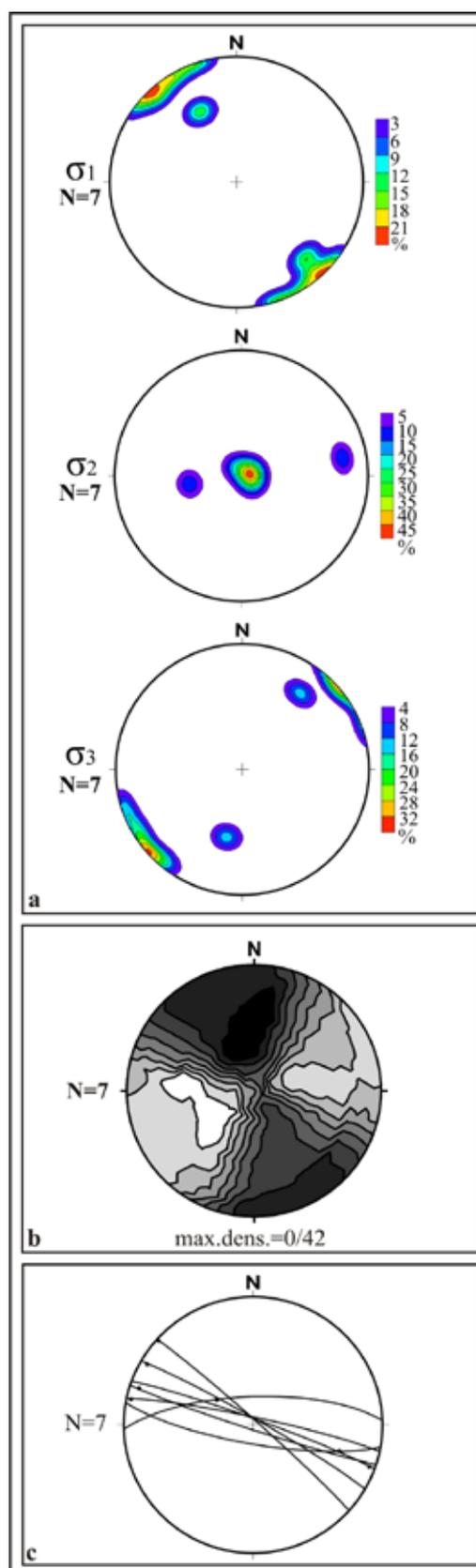


Figura 8 - a) diagrama das direções das paleotensões ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$ ) obtidas pelos critérios de Mohr-Coulomb. b) diagrama de paleotensões obtido pelo método dos diedros retos, porção escura indica zona de maior compressão e zona clara distensão. c) planos de falhas estriados correspondentes a fase  $F_1$ .

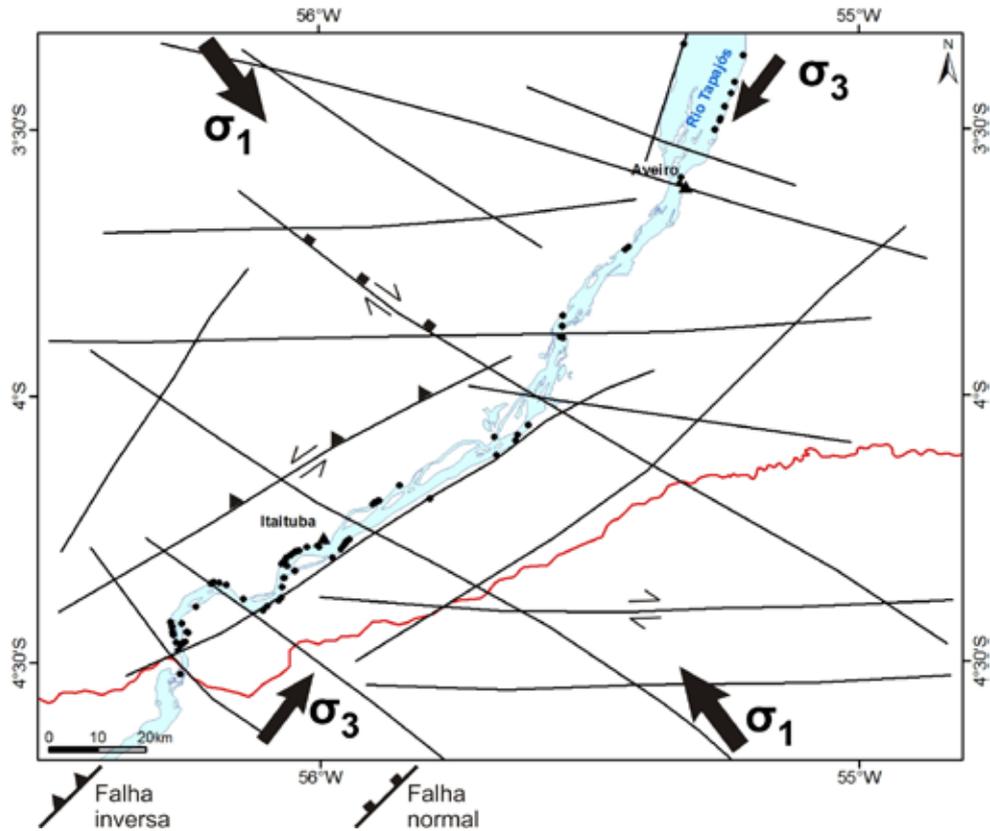


Figura 9 - Traçado do arcabouço estrutural da área com as direções principais de tensões para fase  $F_1$ , e possível cinemática para os conjuntos de falhas N50-70W (distensional-destral), N60-70E (compressiva-sinistral) e E-W (destral).

dos continentes Gondwana e Laurásia ao final do Paleozóico (Orogenia Herciniana ou Allegheniana) como proposto por Cunha *et al.* (2007). As falhas regionais N50-70W relacionadas a esta fase, apresentam comportamento distensivo, já a posição das falhas N60-70E em relação ao  $\sigma_1$ , configura uma deformação compressiva, porém em contexto transcorrente (Fig. 9). As falhas que compõem o quadro de deformação desta fase podem estar relacionadas com reativação de estruturas mais profundas e antigas.

A segunda fase ( $F_2$ ) é caracterizada de forma geral por falhas normais de direção NE, com caráter distensional com a tensão  $\sigma_3$  na direção N65W (Fig. 10). Foram descritos planos de falhas e estrias de alto ângulo com degraus indicando movimentação normal-destral na direção N40E/70SE (Fig. 6b). Esta fase tem seu registro em rochas paleozóicas das formações Maeuru, Ererê, Barreirinha e Monte Alegre, sob a forma de falhas normais de direção NE. Esta segunda fase estaria associada a esforços distensivos que permitiram o alojamento dos diques de diabásio no Mesozóico. As falhas são coincidentes com as direções dos diques de diabásio cartografados pelo Projeto Radam (Santos *et al.* 1975) e presentes no mapa geológico da região do rio Tapajós (Eiras *et al.* 1998). Estas falhas são oblíquas normais, porém, compatíveis com o sistema de falhas transcor-

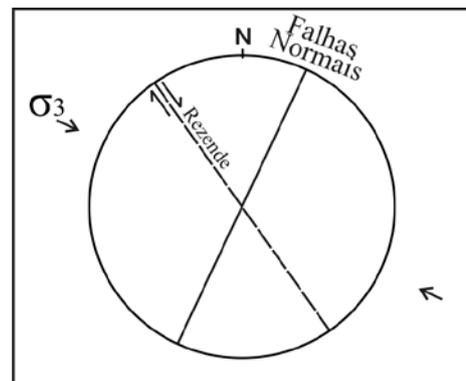


Figura 10 - Esquema com a direção principal das falhas normais e as zonas de cisalhamento de Rezende & Brito (1973), com indicação da tensão  $\sigma_3$ .

rentes destrais que seccionam a bacia na direção NW, propostas por Rezende & Brito (1973), com a tensão  $\sigma_3$  na direção N65W. Os diques e as zonas de falhas são compatíveis com o mesmo campo de tensões, representado esquematicamente na figura 10, indicando a tensão principal mínima ( $\sigma_3$ ) perpendicular às falhas normais.

A fase de deformação  $F_2$  está associada ao estágio de ativação de Almeida *et al.* (2000), o qual iniciou-se com eventos distensionais na direção E-W, acompanhada de intrusões de magma básico na direção N-S (Cunha *et al.* 1994, Zalán 2004). A relação do arcabouço estrutural com a projeção das paleotensões de  $F_2$  permite a inferência de movimentos destrais para as falhas de direção N50-60W (Fig. 11), coincidente com a cinemática proposta por Rezende & Brito (1973), ou seja, a distensão ( $\sigma_3$ ) na direção WNW, referente ao evento Penatecaua. Esta fase parece corresponder ao evento de magmatismo na região, com distensão, mas em contexto transtensivo com  $\sigma_1$  a NNE-SSW. Como os registros são restritos às rochas básicas e sedimentares mais antigas, é proposta uma idade jurássica-cretácica para este evento.

A terceira fase de deformação ( $F_3$ ) de natureza direcional afetou as rochas de idade cenozóica, tendo as estruturas direção principal N60W. As falhas atribuídas a esta fase são transcorrentes sinistrais. As paleotensões apresentam dispersão com  $\sigma_1$  variando de NE até ESE, mas com concentração principal a N85W (Fig. 12). Esta fase pode estar relacionada a eventos compressivos de direção E-W da Orogenia Andina (Pindell & Tabbut 1995). A projeção das paleotensões obtidas para a fase  $F_3$  sobre o arcabouço estrutural (Fig. 13) permite a inferência de sistemas estruturais transcorrentes, onde as falhas E-W apresentam comportamento distensivo.

Em virtude da magnitude da deformação, conforme observado em afloramentos, bem como a continuidade de elementos estruturais em imagens e seu registro em unidades estratigráficas mesozóico-cenozóicas, interpreta-se um sistema conjugado composto pelas estruturas N50-70W (sinistral) e N60-70E (dextral), cuja bisetriz é condizente com a direção E-W, paralela a  $\sigma_1$  (Fig. 13).

**CONCLUSÕES** A Bacia do Amazonas é preenchida por três sequências sedimentares paleozóicas e outra mesozóica-cenozóica com contribuição vulcânica. Na região de Itaituba (PA), a análise estrutural de estruturas planares e lineares rúpteis em rochas sedimentares e subvulcânicas básicas, permitiu a identificação de três fases de deformação, que atuaram desde o fim do Paleozóico até o Cenozóico com a natureza e cinemática dos respectivos movimentos e as paleotensões associadas. Após a discriminação individual dos campos de tensões e dos respectivos conjuntos de elementos estruturais compatíveis, para cada uma das fases deformacionais ( $F_1$ ,  $F_2$  e  $F_3$ ), aqui denominadas respectivamente de fases Permiano-Triássico, Jurássico-Cretáceo e Cenozóico, fez-se a análise descritiva e cinemática. A relação do registro estrutural observada em campo com estruturas descritas na literatura, o posicionamento estratigráfico e geográfico e a proximidade com falhas mapeadas em imagens também foram

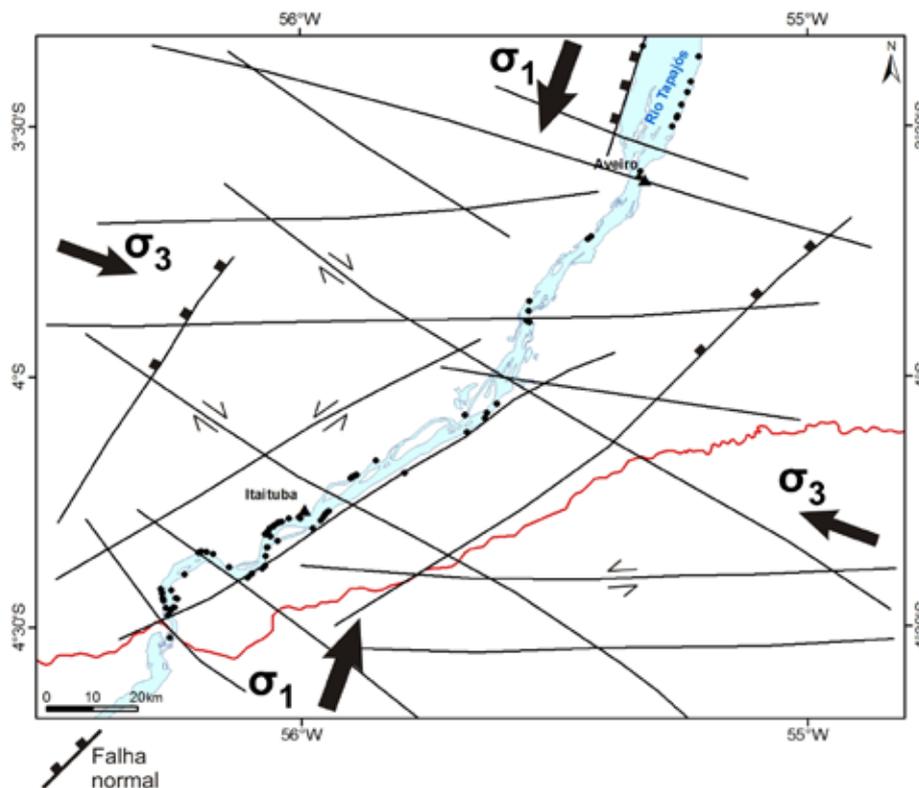


Figura 11 - Traçado do arcabouço estrutural da área com as direções principais de tensões para fase  $F_2$ , e possível cinemática para os conjuntos de falhas N10-20E (distensional), N50-70W (dextral), N60-70E (sinistral) e E-W (dextral).

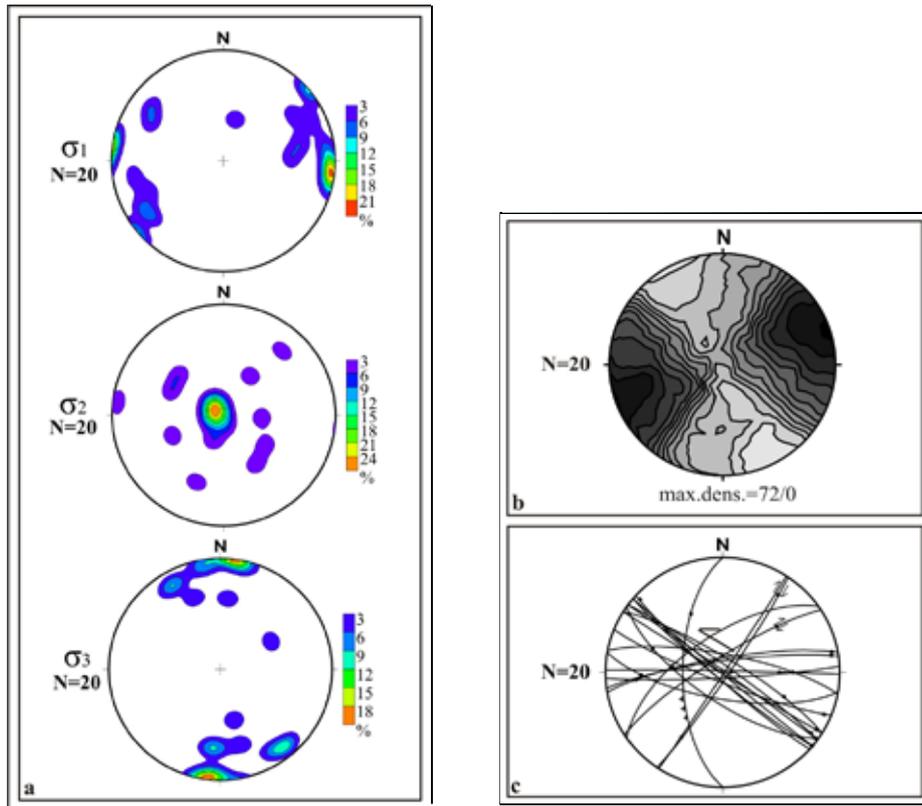


Figura 12 - a) diagrama das direções das paleotensões ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$ ) obtidas pelo método de Mohr-Coulomb. b) diagrama de paleotensões obtido pelo método dos diedros retos, porção escura indica zona de maior compressão e zona clara distensão. c) planos de falhas estriados correspondentes a fase  $F_3$ .

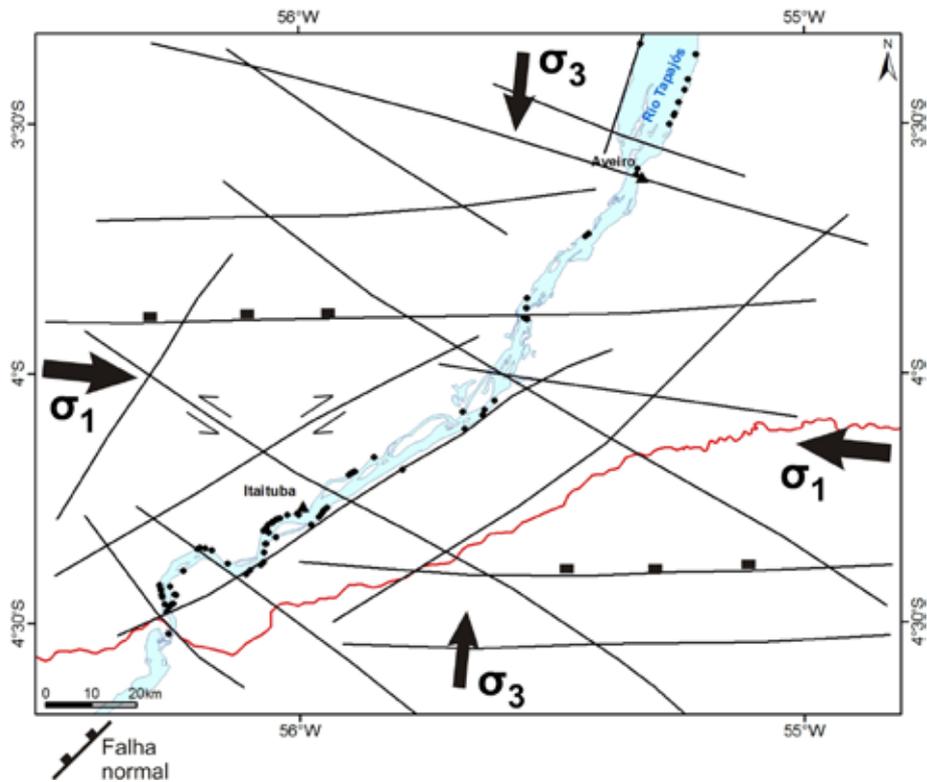


Figura 13 - Traçado do arcabouço estrutural da área com as direções principais de tensões para fase  $F_3$ , e possível cinemática para os conjuntos de falhas N50-70W (sinistral), N60-70E (destral) e E-W (distensional).

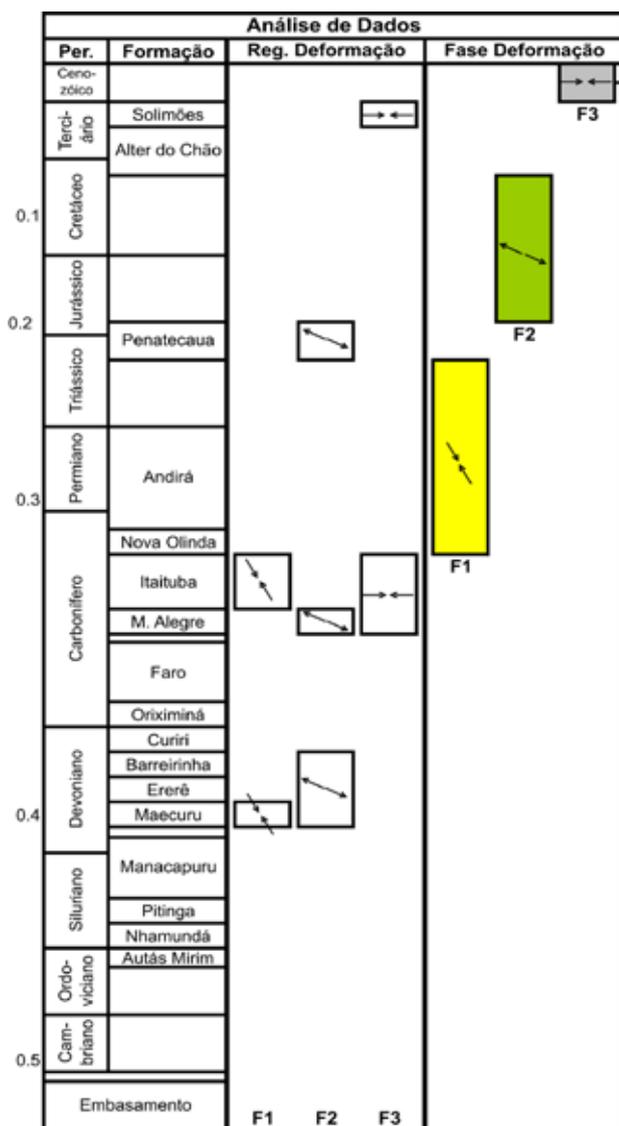


Figura 14 - Quadro sinóptico da coluna estratigráfica da Bacia do Amazonas proposta por Cunha et al. 1994, com a indicação do intervalo de duração cada fase de deformação e o registro da deformação nas unidades litoestratigráficas.

fatores importantes na definição das fases.

As três fases de deformação reconhecidas na área de estudo que possuem registros em rochas paleozóicas até cenozóicas, mostram correlação com a evolução geral da bacia. Isto permitiu posicionar temporalmente as fases em relação às unidades da Bacia do Amazonas (Fig. 14), bem como o intervalo entre elas.

As orogênias decorrentes da colisão do Gondwana com a Laurásia a partir do final do Carbonífero, podem ter afetado a região de Itaituba condicionando falhas na direção WNW-ESE de cinemática destal, com a tensão máxima ( $\sigma_1$ ) N45W. Estas falhas definem a fase  $F_1$ , definida com base nas estruturas encontradas nas formações Maecuru e Itaituba. A posição do  $\sigma_1$  em relação às estruturas N60-70E observadas no mapa de arcabouço estrutural teria controlado a deformação compressiva em contexto transcorrente. O registro desta fase na sequência permiana-carbonífera é traduzido por falhas inversas, o que é compatível com as linhas sísmicas interpretadas por Travassos & Barbosa Filho (1990).

A segunda fase de deformação afetou as rochas das unidades paleozóicas (formações Maecuru, Ererê, Barreirinha e Monte Alegre) e as rochas básicas geradas pelo Magmatismo Penatecaua. As estruturas associadas são falhas normais de direção NE coincidentes com os diques presentes na região. A tensão mínima estimada a 90° das falhas normais e o  $\sigma_1$  paralelo as mesmas, configuram um sistema transcorrente destal na direção NW que se enquadra nos modelos previamente propostos (Rezende & Brito 1973 e Wanderley Filho 1991). Esta fase ( $F_2$ ) teria favorecido o início do Magmatismo Penatecaua de idade Jurássica. A terceira fase ( $F_3$ ) relaciona-se a sistemas conjugados compostos pelas estruturas N50-70W (sinistral) e N60-70E (destal) com  $\sigma_1$  de direção E-W. Somente esta fase parece ter afetado rochas cenozóicas da Formação Solimões e, provavelmente, corresponde à propagação de tensões da subducção Andina.

**Agradecimentos** A PETROBRAS (PROFEX/Rede de Geotectônica), pelo apoio financeiro e a UFPR pelo apoio institucional.

## Referências

- Almeida F.F.M. 1967. *Origem e evolução da plataforma brasileira*. Rio de Janeiro. Divisão Geologia e Mineralogia, Boletim 241, 36 p.
- Almeida F.F.M., Hasuy Y., Brito-Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simp. Geol. Nordeste, *Anais*, p. 363-391.
- Almeida F.F.M., Neves B.B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, **50**:77-111.
- Angelier, J. & Mechler P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géo. France*, **7(XIX)**:1309-1318.
- Arthaud F. 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. De France*, **7(XI)**:729-737.
- Bahia R.R., Abreu F.A.M de. 1985. O rift do Amazonas – sistema aulacogênico na Plataforma amazônica. In: Simp. Geol. Amazônia, **2**, *Anais*, p. 222-241.
- Caputo M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. Tese de Doutorado, Califórnia University, 586 p.

- Cordani U.G., Brito-Neves B.B., Fuck R.A., Porto R., Tomaz-Filho A., Cunha F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Série Ciência-Técnica-Petróleo*, **15**:70.
- Costa A.R.A. 2002. *Tectônica Cenozóica e Movimentação Salífera na Bacia do Amazonas e suas Realções com a Geodinâmica das Placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 237 p.
- Costa J.B.S., Bemerguy R.L., Hasui Y., Borges M.S. 2001. Tectonics and paleogeography along the Amazon the Amazon river. *Journal South American Earth Sciences*, **14**:335-347.
- Costa J.B.S. & Hasui Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. In: FINEP/SBG, Contri. Geol. Amazônia, *Anais*, p. 15-90.
- Costa J.B.S., Hasui Y., Borges M., Benergauy R.L. 1995. Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do rio Amazonas. *Geociências*, **14**(2):77-103.
- CPRM. Serviço Geológico do Brasil. 2004. *Brasília (DF): Mapa geológico do Brasil*. Escala 1:1.000.000.
- Cunha P.R.C., Gonzaga F.G., Continho L.F.C., Feijó F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim Geoc. Petrobras*, **8**(1):47-55.
- Cunha P.R.C., Melo J.H.G., Silva O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim Geoc. Petrobras*, **15**(2):227-251.
- De Freitas R., Rostirolla S.P., De Freitas D. 2005. Desenvolvimento de um aplicativo para determinação de palotensão pelo critério de Mohr-Coulomb. In: SBG, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, *5, Atas*, p. 517-520.
- Eiras J.F., Matsuda N.S., Silva O.B., Hook S.C. 1998. Virtual field trip to the Tapajós river – Amazon basin, northern Brazil. In: ABGP/AAPG International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro.
- Fortes F. 1996. A macroestruturação da Bacia do Amazonas e a teoria da expansão da Terra. In: Simp. Geol. Amazônia, *5, Resumos Expandidos*, p. 304-309.
- Marshak S. & Mitra G. (eds.) 1998. *Basic Methods of Structural Geology*. Prentice-Hall, New Jersey, 446 p.
- Miranda F.P., Mccafferty F.P., Taranik J.V. 1983. Sensoriamento remoto na prospecção de hidrocarbonetos na bacia do Amazonas. *Boletim Téc. Petrobras*, **26**(4):268-291.
- Naylor M.A., Mandl G., Sijpesteijn C.H.K. 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*, **8**(7):737-752.
- Pindell J.L., Tabbut K.D. 1995. Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and controls on hydrocarbon systems. In: Tankard J.A., Suárez Soruco R., Welsink H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir, **62**, p.101-128.
- Ragan D.M. 2009. *Structural Geology: An Introduction to Geometrical Techniques*. 4<sup>th</sup> edition. New York, Cambridge University Press, 602p.
- Riedel W. 1929. Zur Mechnik, geologischer Brucherscheinungen. Ein Beitrag zum Problem der “Ffiederspalten”. *Zentralbl f. Min., Geol. und Paleo.*, B:354-368.
- Rezende W.M. & Brito C.G. 1973. Avaliação Geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. In: Cong. Bras. Geol., *26, Anais*, p. 228-245.
- Santos D.B., Fernandes P.E.C.A., Dreher A.M., Cunha F.M.B., Basei M.A.S., Teixeira J.B.G. 1975. *Folha SB.21 Tapajós*. Brasília, Projeto Radam Brasil, 7:376.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Amazon Craton Provinces based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4):453-488.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. 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.471-485.
- Torquato J.R., Pedreira L.H., Carneiro C.D.R., Hasui Y. 1996. Métodos gráficos para determinação das direções principais de esforços em áreas afetadas por falhas. In: Carneiro, C.D.R. (org.) *Projeção estereográfica para análise de estruturas: programas ESTER e TRADE, fundamentos teóricos, exercícios e aplicações em microcomputador, laboratório e campo*. São Paulo, IPT, p. 99-113.
- Travassos W.A.S. & Barbosa Filho C.M. 1990. Tectonismo terciário na área do rio Tapajós, Bacia do Amazonas. *Boletim Geoc. Petrobras*, **4**(3):299-314.
- Wanderley Filho J.R. 1991. *Evolução Estrutural da Bacia do Amazônia e sua relação com o embasamento*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 125 p.
- Wanderley Filho J.R. 1996. A influência dos lineamentos Proterozóicos na estruturação da Bacia do Amazonas. In: SBG/NO Simp. Geol. Amazônia, *5, Anais*, p. 310-312.
- Zalán P.V. 2004. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: Mantessa-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. 595-613.

Manuscrito ID 13753

Submetido em 03 de março de 2009

Aceito em 26 de maio de 2011