

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

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO IGUATU, CE**

NAOKI ARIMA

ORIENTADOR: PROF. DR. MICHAEL HOLZ

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Prof. Dr. Ismar de Souza Carvalho

Prof. Dr. Paulo Cesar Soares

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

Porto Alegre , Janeiro de 2007

# **Livros Grátis**

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.



*“Um dia é preciso parar de ler e começar a escrever.”*

## AGRADECIMENTOS

A parte que cabe aos agradecimentos talvez seja a mais difícil de uma dissertação, pois além de cuidar para não cometer o deslize (imperdoável, diga-se de passagem) de esquecer um ou outro nome, é preciso, em algumas linhas e palavras, transmitir meus sinceros e inexpressíveis agradecimentos às pessoas que me acompanharam e auxiliaram de alguma forma em mais uma etapa da minha (nossa) vida.

Agradeço:

- Ao meu orientador de longa data, Prof. Dr. Michael Holz, por apresentar-me uma tal de “tafonomia” há seis anos atrás e depois a intrigante, complexa e ao mesmo tempo fascinante ciência chamada Estratigrafia de Seqüências;
- Ao “co-autor” deste trabalho Geol. Tiago Agne de Oliveira, meu colega de segundo grau, graduação, pós-graduação e trabalho de campo por ter ajudado na laboriosa tarefa de campo pelo sertão nordestino durante mais de um mês;
- Ao Geol. MS. Juliano Kühle por sempre pôr a prova os meus “modelos” e pelas grandes “sacadas”;
- Ao Prof. Dr. Claiton Scherer pelos inúmeros “tem uns 5 minutos para ver umas coisas?”;
- À futura geóloga Paula Dariva dos Reis, uma mulher de caráter, personalidade forte e dedicada, pelo companheirismo, amor incondicional e paciência (mas muita) ao longo desta caminhada;
- Ao Prof. Dr. Emanuel Jardim de Sá pelo apoio na fase inicial de trabalho;

- Aos meus colegas da pós-graduação, Geol. Alexandre Castro e Luiz Castillo Lopes pelas discussões geológicas incentivadoras;
- Aos meus colegas de “sala” Júnia Casagrande, Rodrigo Cruz e Geol. Mateus Marcili pelas discussões e momentos de descontração;
- Ao paleontólogo Prof. Dr. César Schulz, Biol. Daniel Fortier e M. Sc. Cristina Bertoni pelas inestimáveis discussões acerca dos fascinantes seres que habitavam o nordeste durante o Eo-cretáceo;
- Ao meu amigo, ex-colega e ex-chefe Geol. Eduardo Carvalho Filho por ter me ensinado que a perfeição é algo que não se alcança, mas sempre teimamos em buscá-la;
- A minha (super) mãe, uma mulher digna, de caráter e com um coração do tamanho do mundo, por ter acreditado, mais uma vez, no sonho do seu filho e por ter apoiado de forma incondicional;
- Ao filósofo Francisco Fianco (Chico), amigão e parceria de indíadas, por ter revisado voluntariamente esta dissertação;
- Aos meus colegas da escalada: Andres, Toni, Caio, Caon, Balen e Duca pelas parcerias nas escaladas e treinos;
- À Universidade Federal do Rio Grande do Sul, em especial ao Programa de Pós-Graduação em Geociências;
- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de mestrado;
- E a todas as pessoas que de alguma forma me apoiaram e incentivaram em mais uma etapa da minha vida. Muito obrigado.

## RESUMO

A bacia do Iguatu (Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó) localizada ao sul do estado do Ceará, constitui o registro incompleto do evento distensivo responsável pela fragmentação do supercontinente Gondwana e conseqüente formação do Proto-oceano Atlântico na porção interiorana do Brasil durante o final do Jurássico e início do Cretáceo.

Este trabalho, baseado essencialmente em mapeamento geológico de superfície, tem com objetivo principal compreender a estratigrafia, a reconstituição da arquitetura fluvial e o estabelecimento de um modelo tectono-estratigráfico da Bacia do Iguatu.

A análise estratigráfica identificou onze litofácies que agrupadas constituem quatro elementos arquiteturais (canal, barras cascalhosas, espraiamento de *crevasse* e finos da planície de inundação). A associação de elementos arquiteturais mostrou que a geometria dos canais fluviais e dos depósitos da planície de inundação variam da montante para a jusante. Na porção proximal, dominam os depósitos de barras cascalhosas e os depósitos de *overbanks* são minoritários. Na porção mediana os canais multilaterais/multiépisdicos ocorrem numa proporção equitativa com os depósitos de *overbanks*. Na porção distal, os canais tendem a ser desconfinados e os depósitos de *overbanks* dominam em relação aos canais. Conforme a posição do nível freático nesta porção, os canais desconfinados podem ser do tipo *sheet splay* (subaéreo) ou *delta sheet* (subaquoso).

Com base nas assinaturas estratigráficas de cada sub-bacia, modelos teóricos de evolução e preenchimento em bacias do tipo *rift* e dados de história térmica das bacias adjacentes foi possível concluir que cada sub-bacia representa parte da história evolutiva de toda a região. Desta forma, a sub-bacia de Icó corresponde à fase inicial do *rift*, as sub-bacias de Malhada Vermelha e Lima Campos a fase inicial do *clímax* do *rift* e a sub-bacia Iguatu a fase *clímax* do *rift*. A configuração atual em quatro pequenas sub-bacias deve-se à exumação pós-rifte, responsável pelo soerguimento escalonado e fragmentação das sub-bacias.

## ABSTRACT

The Iguatu Basin (Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos and Icó), situated in southern region of Ceará state, forms the incomplete register of the rifting process of Gondwana and consequent Proto-Atlantic Ocean formation in the most-landwards located rift basins of Brazil during Late Jurassic and Cretaceous.

The goal of this work, based on geological mapping, is to understand the stratigraphy, to reconstruct the fluvial architectural and to develop a tectonic-stratigraphic model for the Iguatu Basin.

The stratigraphic analysis has shown eleven lithofacies, forming four architectural elements (channel, gravel bars, crevasse splay and fine of floodplain). The association of architectural elements shows a downstream variation in style and channel geometry. In the proximal region, the gravel bars deposits prevail, while the overbanks deposits are minority. In the middle region, multistory and multilateral channel occur in the same proportion as the overbank deposits. In the distal region, the channel form poorly channelized flows and the overbank deposits prevail over the channel deposits. Depending on the freatic level in this zone, the poorly channelized flows form sheet splays (subaerial flows) or delta sheets (subaqueous flows).

The stratigraphic signatures of each sub-basin, the tectonic models of evolution and infilling of rift basin and the thermal model from adjacent basin indicate that each sub-basin represents part of the evolutionary history of the overall region. The Icó sub-basin corresponds to the initial phase of rifting. The Malhada Vermelha and Lima Campos sub-basins correspond to the initial phase of rift climax, and the Iguatu sub-basin corresponds to the main rift climax phase. The actual configuration of four small sub-basin is due to post-rift uplift and fragmentation during late Cretaceous and early Tertiary.

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - Mapa de localização das sub-bacias (Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó) que compreendem a Bacia de Iguatu.....	4
FIGURA 2 Imagem de satélite (Landsat TM, ano 2000) da Bacia do Iguatu – Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó (da esquerda para direita com os limites das sub-bacias em destaque- vermelho). Coordenadas em UTM – Faixa 24 e escala em quilômetro. ....	5
FIGURA 3 - Figura detalhada mostrando a idade da Bacia do Iguatu com base em dados bioestratigráficos e datação absoluta conforme diversos autores que estudaram a Bacia do Iguatu. ....	8
FIGURA 4 – Coluna e correlação litoestratigráfica entre as Bacias do Iguatu, Malhada Vermelha e Lima Campos, segundo Srivastava (1990).....	10
FIGURA 5 – Sumário estratigráfico da Bacia do Iguatu conforme Ponte <i>et al.</i> , 1990. ....	11
FIGURA 6 – 1- Seção composta esquemática e sistemas deposicionais da Bacia do Iguatu conforme Cavalcante & Viana (1992). Legenda: Arenito, 2- Pelito, 3- Conglomerado, 4-Embasamento, 5- Laminação cruzada, 6- Níveis carbonáticos. ....	12
FIGURA 7 – Arcabouço esquemático da sub-bacia de Lima Campos baseado nos preceitos da estratigrafia genética conforme Ponte Filho, 1994. ....	13
FIGURA 8 - Pavimento com pegadas de dinossauros próximas a São Romão. Sub-bacia de Lima Campos. Leonardi <i>et al.</i> 1994. ....	15
FIGURA 9 - Principais terrenos tectono-estratigráficos da Província de Borborema, com a área em estudo em destaque. <i>Mod. Gomes et al. apud. Jardim de Sá (1994) e Santos et. al. (1998)</i> .....	18
FIGURA 10 - Mapa geológico da área destacando a geologia do embasamento. A implantação e preservação da sub-bacia do Iguatu se deu nos limites do Terreno Ceará Central e foi controlada pela zona de sutura entre este terreno e o terreno Orós-Jaguaribe. As outras sub-bacias situadas a leste da sub-bacia de Iguatu tem como embasamento o Terreno Orós-Jaguaribe. <i>Mod. Gomes et al. 2000</i> .....	20
FIGURA 11 - Mapa paleogeográfico do pré-cretáceo com as principais bacias sedimentares pré-abertura do Oceano Atlântico. Em amarelo, a Depressão Afro-Brasileira e em vermelho a área em estudo. <i>Mod. Cesero et al., 1997</i> .....	22
FIGURA 12 Reconstituição paleogeográfica Sin-rift I (Jurássico Superior) do oeste da África e norte/nordeste do Brasil com os principais lineamentos e áreas cratônicas. (Matos, 1987).....	23
FIGURA 13 – Reconstituição Sin-rift IIb com esforços extensionais segundo NW-SE. (Matos, 1987).....	24
FIGURA 14 – Ilustração esquemática mostrando a evolução tectônica das bacias do Vale do Cariri. Matos 1987.....	25



FIGURA 15 – Reconstituição Sin-rift III, fase equatorial com campo tensional segundo leste-oeste. (Matos, 1987).....	26
FIGURA 16 - Mapa geológico simplificado mostrando a localização das principais bacias Neocomianas do interior nordestino. ....	28
FIGURA 17 - Fluxograma metodológico conceitual adotado neste trabalho. <i>Mod.</i> Arima, 2004 e baseado em Miall, 1996. ....	30
FIGURA 18 – Modelo numérico de terreno da Bacia do Iguatu. Note a inflexão de E-W para N-S do embasamento responsável pela implantação das sub-bacias de Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó. Escala vertical e horizontal em metro.....	37
FIGURA 19 – Modelo tridimensional do embasamento da sub-bacia de Iguatu obtido a partir da modelagem gravimétrica. Na porção noroeste da sub-bacia, o contato é marcado por falhas com alto mergulho (seta preta). Ao sul, nota-se uma “plataforma” interna no flanco do meio-gráben (seta azul). Escala vertical em metro. ( <i>Mod.</i> Bedregal, 1990).....	38
FIGURA 20 - Modelo gravimétrico da Bacia do Iguatu (Sub-bacia do Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e parte sul da Sub-bacia de Icó). As isolinhas marcam a profundidade em quilômetro. <i>Mod.</i> Castro <i>et al.</i> (1999).....	38
FIGURA 21 - Falha normal sintética a falha principal vista em afloramento. Basculamento da camada de 035/30. Sub-bacia Iguatu (Ponto IG-66 – vide anexo Q para a locação do afloramento e anexo T para a expressão desta falha na sub-bacia) .....	39
FIGURA 22 – Modelo teórico de um meio graben visto em planta evidenciando as variações laterais dos vetores de esforços ao longo da falha de borda. A subsidência é normal e máxima na porção central do meio graben ( <i>main border fault</i> ). Já nas terminações do <i>rift (interbasinal ridge)</i> , os movimentos laterais e rotacionais tendem a ser dominantes. Baseada nas observações realizadas no sistema de rifts do leste-africano por Rosendahl <i>et al.</i> , 1986 .....	39
FIGURA 23 – Seção esquemática transversal a bacia mostrando a estruturação interna. Baseado em dados gravimétricos (topo do embasamento) e modelo numérico de terreno (perfil de relevo). Observe a geometria em meio-gráben e a feição de arqueamento assimétrico das camadas.....	40
FIGURA 24 – Perfil esquemático NW-SE da sub-bacia de Malhada Vermelha mostrando as compartimentações internas. Baseado em dados de campo e modelo numérico de terreno (perfil de relevo). ....	42
FIGURA 25 - Modelo numérico de terreno da sub-bacia de Lima Campos e Malhada Vermelha com luminosidade direcional ressaltando as estruturas NW-SE. Note a feição de arqueamento das camadas na porção sul da sub-bacia de Lima Campos (seta azul).....	43
FIGURA 26 – Perfil esquemático da Sub-bacia de Lima Campos mostrando a compartimentação interna. Baseado em dados gravimétricos (topo do embasamento) e modelo numérico de terreno (perfil de relevo). ....	45
FIGURA 27 - Modelo numérico de terreno da porção central da sub-bacia de Icó evidenciando o alto interno da bacia (seta).....	46
FIGURA 28 – Perfil esquemático da sub-bacia de Icó. Baseado em dados de acamamento das camadas e modelo numérico de terreno. Não há dados gravimétricos nesta sub-bacia. ....	47
FIGURA 29 - Banda de deformação em conglomerado com feições de anastomosamento. Seta preta indicando a escala.....	48
FIGURA 30 - Gráfico da velocidade de fluxo <i>versus</i> tamanho de grãos mostrando o campo de estabilidade das formas de leito arenosas. Ashley, 1990.....	51

FIGURA 31 - Conglomerado clasto suportado. Ponto IG-95, Sub-bacia Lima Campos. ....	54
FIGURA 32 - Conglomerado com laminação cruzada tangencial de médio porte. ( <i>Fácies</i> Gt). Ponto IG-269, Sub-bacia Iguatu. ....	56
FIGURA 33 – Conglomerado clasto suportado com laminação cruzada acanalada (seta vermelha) e planar (seta azul) de pequeno porte. Note a sobreposição dos <i>sets</i> amalgamados e as variações nas direções das paleocorrentes (base e topo). Ponto IG-151, Sub-bacia Lima Campos. ....	57
FIGURA 34 - Conglomerado polimítico (milonito, granitóides e quartzo), clasto suportado com laminação horizontal. <i>Fácies</i> Gh. Ponto IG-253, Sub-bacia Icó. ....	58
FIGURA 35 - Modelo de desenvolvimento de barras cascalhosas. Hein & Walker, 1977. ....	58
FIGURA 36 - Arenito médio cascalhoso com laminação cruzada acanalada de médio porte. Em círculo, a escala – caneta. Ponto IG-66, Sub-bacia Iguatu. ....	59
FIGURA 37 - Arenito grosso com cascalho. Ponto IG-03, Sub-bacia Iguatu. ....	61
FIGURA 38 – Marca de sola tipo <i>chevrons</i> em arenito maciço. Paleocorrente 135°. Ponto IG-93, Sub-bacia Lima Campos. ....	61
FIGURA 39 - Arenito fino com laminação plano-paralela e lineamento de partição (em planta). Ponto IG – 179, Sub-bacia Iguatu. ....	62
FIGURA 40 – Laminação convoluta em arenito fino a médio. Sub-bacia Iguatu. ....	63
FIGURA 41 – Amostra de mão de um arenito fino com <i>climbing ripples</i> supercrítica – ângulo do dorso da crista (marcado pela linha preta) é menor que o ângulo de <i>climbing</i> (eixo marcado pela linha azul). Ponto IG-84, sub-bacia Iguatu. ....	64
FIGURA 42 - <i>Wave ripples</i> em arenito cimentado por calcita, indicando fluxo oscilatório. Ponto IG-153, Sub-bacia Lima Campos. ....	65
FIGURA 43 - Algumas características diagnósticas de <i>wave ripples</i> . Collinson <i>et al.</i> 1992 <i>apud</i> Raaf <i>et al.</i> 1977. ....	65
FIGURA 44 - Arenito fino avermelhado com <i>wave ripples</i> (seta vermelha apontando para o eixo das cristas) e icnogeneras do tipo <i>Epichnia</i> (Seta azul). Ponto IG-39, Sub-bacia Lima Campos. ....	66
FIGURA 45 - Pelito roxo maciço. <i>Fácies</i> Fl. Ponto IG-03, Sub-Bacia Iguatu. ....	67
FIGURA 46 - Pegada de réptil na <i>fácies</i> Fl. Ponto IG-268, Sub-bacia Iguatu. ....	69
FIGURA 47 - Lente centimétrica de siltito maciço (Fl) em um pacote de conglomerado com laminação horizontal (Gh). Ponto IG-253, Sub-bacia Icó. ....	69
FIGURA 48 – Classificação geométrica de corpos de canais fluviais baseada na razão largura/profundidade conforme o modelo proposto por Hist (1990). ....	72
FIGURA 49 – Hierarquia de superfícies em sistemas fluviais (Miall, 1988). Vide texto para maiores explicações. ....	73
FIGURA 50 – Elemento canal (CH) formado pela <i>fácies</i> Gt com depósitos de <i>crevasse splay</i> (CS) e finos da planície de inundação (FF). Os números representam as superfícies limítrofes e a seta, o valor da paleocorrente obtida no ponto. Ponto IG-254, Sub-bacia de Icó. ....	76
FIGURA 51 – Elemento canal (CH) formado pela <i>fácies</i> Gt com depósitos de finos da planície de inundação (FF). A superfície 5, limita o cinturão de canal da planície de inudação. Ponto IG-42, Sub-bacia de Lima Campos. ....	77
FIGURA 52 – Modelo deposicional dominado por barras cascalhosas. Miall (1996). ..	79
FIGURA 53 - Seção paralela ao fluxo de uma barra cascalhosa. Sub-bacia Icó. ....	80
FIGURA 54 - Lente de pelito cinza associada a finos da planície de inundação (FF) – seta vermelha - em depósitos de barras cascalhosas. Ponto IG-52, Sub-bacia Icó. ....	81

FIGURA 55 – Depósito de espraiamento de crevasse (CS) com depósitos de finos da planície de inundação. Ponto IG-254, Sub-bacia Icó.....	84
FIGURA 56 – Depósitos de <i>delta sheet</i> associado a porção distal do sistema fluvial distributário. Ponto IG-268, Sub-bacia Iguatu.....	85
FIGURA 57 – Mosaico de um afloramento característico da associação de espraiamento de crevasse. No detalhe o nível fossilífero destacado na figura 58. Sub-bacia Icó. Ponto IG-254.....	86
FIGURA 58 - Detalhe da figura 57. (A) Fragmento de <i>Lepidotes</i> nos depósitos de CS. (B) Escamas de <i>Lepidotes</i> . Ponto, IG-254, Sub-bacia Icó.....	87
FIGURA 59 – Fragmento craniano de um crocodiliano. Ponto IG-150, sub-bacia Lima Campos.....	87
FIGURA 60 – Depósitos de finos da planície de inundação (FF) com colorações avermelhadas e acinzentadas. Ponto IG-03, Sub-bacia de Iguatu.....	89
FIGURA 61 – Depósito de finos da planície de inundação em imagem de satélite. Porção noroeste da sub-bacia de Iguatu. O ponto vermelho indica a localização do Ponto IG-269 – Vide anexo Q para visualizar o ponto.....	89
FIGURA 62 – Modelo 2D mostrando a geometria dos corpos areno-conglomeráticos, os elementos arquiteturais e as superfícies limitrofes identificadas na Bacia do Iguatu.....	90
FIGURA 63 - Diagrama de roseta com os dados de paleocorrente em intervalos-chaves da Sub-bacia de Iguatu. Para maiores detalhes sobre o perfil esquemático da sub-bacia, vide item 10.6.....	92
FIGURA 64 – Diagrama de roseta com dados de paleocorrente da porção superior da Sub-bacia de Malhada Vermelha. Para maiores detalhes sobre o perfil esquemático da sub-bacia, vide item 10.6.....	93
FIGURA 65 – Diagrama de roseta com dados de paleocorrente da Sub-bacia de Lima Campos. Para maiores detalhes sobre o perfil esquemático da sub-bacia, vide item 10.6.....	94
FIGURA 66 - Diagrama de roseta com dados de paleocorrente da Sub-bacia de Icó. Para maiores detalhes sobre o perfil esquemático da sub-bacia, vide item 10.6.....	95
FIGURA 67 – Modelo idealizado de um leque terminal, mostrando as variações faciológicas e geométricas dos corpos areno-conglomeráticos da montante para a jusante. Kelly & Olsen, 1993.....	97
FIGURA 68 – Modelo idealizado de um “sistema fluvial distributário” tripartido conforme Nichols & Fisher (2006). No detalhe (quadros), representação 2D da geometria dos corpos areno-conglomeráticos na zona proximal, mediana e distal. Observe a diminuição da relação canal/planície da zona proximal para distal.....	98
FIGURA 69 – Detalhe do canal ativo do “sistema fluvial distributário” (FIGURA 68) mostrando a variações geométricas dos canais da zona proximal para a distal. Nichols & Fisher (2006).....	99
FIGURA 70 – Modelo de fluxo não-confinado da porção distal do “sistema fluvial distributário” (FIGURA 69). (a) fluxo não-confinado subaéreo ( <i>sheet splay</i> ) e (b) fluxo não-confinado subaquoso ( <i>delta sheet</i> ). Fisher <i>et al.</i> (2006).....	100
FIGURA 71 – Delta do Okavango em Botswana, África. Note o contraste de cores formado pela vegetação em torno do delta em relação ao deserto situado nas adjacências.....	102
FIGURA 72 – Geometria dos canais da Fm. Escanilla (Espanha) formada por canais multilaterais isolados por depósitos de overbanks. Bentham <i>et al.</i> (1993).....	103
FIGURA 73 – Bloco diagrama com o modelo deposicional formado por cinturões entrelaçados isolados por finos da planície de inundação. Bentham <i>et al.</i> (1993). ...	104

FIGURA 74 – Mapa batimétrico da porção norte do Mar Cáspio com o Delta do Volga na porção noroeste. Note o baixo gradiente da frente deltaica. Overeem <i>et al.</i> 2003.....	105
FIGURA 75 – Reconstituição da arquitetura fluvial do sistema fluvial distributário da Bacia do Iguatu com os principais elementos que o compõe. ....	108
FIGURA 76 – Geometria de um <i>half-graben</i> simples. (a) vista em planta. (b) perfil transversal. (c) perfil longitudinal. Mod. Withjack <i>et al.</i> , 2002. ....	110
FIGURA 77 – Seção sísmica 2D idealizada de uma bacia <i>rift</i> com os tratos tectônicos ( <i>rift initiation</i> , <i>rift climax</i> , <i>immediate post-rift</i> e <i>late post-rift</i> ). Prosser 1993.....	111
FIGURA 78 – Modelo evolutivo de um meio-grábem (a) a partir da nucleação de pequenas sub-bacias isoladas (estágio 1) que evoluem para um meio-grábem maior (b) com a propagação dos esforços durante do estágio 2. Schlische (1991) .....	111
FIGURA 79 – Modelo de tratos tectônicos com seus respectivos padrões de empilhamentos, tratos tectônicos e superfícies-chaves. Küchle <i>et al.</i> , 2005. ....	112
FIGURA 80 – Diagrama esquemático mostrando as relações de contemporaneidade entre a subsidência e o soerguimento (A). E as relações temporais entre a criação de espaço e o aporte sedimentar. Küchle <i>et al.</i> 2005.....	114
FIGURA 81 - A – Perfil longitudinal, em planta e transversal de um <i>rift</i> simples mostrando o padrão de <i>onlap</i> dos estratos (perfil longitudinal e transversal), a geometria em cunha de um meio grábem (perfil transversal) e em forma de uma concha (vista em planta). B - Detalhe dentro de um estágio, neste exemplo, dentro do estágio 3. Note o padrão de empilhamento de um pulso tectônico e a sua variação lateral. C – Padrão de preenchimento idealizado de um <i>rift</i> simples. D – Erosão diferencial (E1 e E2) para explicar a não correlação entre duas bacias.....	115
FIGURA 82 – Diagrama da história térmica da Bacia do Araripe com base em seis amostras (RD's). Em destaque (retângulo amarelo), os dois principais eventos termais durante o Cretáceo e o Terciário. Netto <i>et al.</i> 2005 .....	116
FIGURA 83 – Curva de variação da temperatura ao longo do tempo nos blocos oeste (esquerdo) e leste (direito) da falha de Portoalegre. Note o diacronismo dos eventos termais entre os blocos. No bloco oeste (esq.), principal evento termal está entre 135Ma e 45Ma, enquanto que no bloco leste entre 45Ma e 15Ma. Nóbrega <i>et al.</i> 2005. ....	117
FIGURA 84 – Perfil regional entre as Bacias do Iguatu, intermediárias e Rio do Peixe mostrando soerguimento diferencial controlado pela heterogeneidade do embasamento. Detalhe A mostrando a assimetria dos meio-grabens da Bacia do Iguatu. ....	119
FIGURA 85 – Seção esquemática e modelo 2D (orientação segundo NE-SW) da sub-bacia de Icó. ....	120
FIGURA 86 - Seções esquemáticas das sub-bacias de Malhada Vermelha e Lima Campos integradas a um modelo 2D (orientação segundo NE-SW) de preenchimento. Note a diminuição da proporção cinturão de canal & finos da planície de inundação em direção ao topo do empilhamento, indicando um contexto .....	122
FIGURA 87 – Conglomerado polimítico intercalado com arenito médio maciço relacionado a canais fluvial do final da fase <i>rift</i> . ....	124
FIGURA 88 - Provável discordância entre os depósitos da seqüência <i>rift</i> e pós- <i>rift</i> (Terciários ?).....	125
FIGURA 89 – Geometria dos canais associados à fase de acomodação da sub-bacia. Barras cascalhosas com fluxo canalizado canibalizando (incisões) a planície de inundação arenosa. Ponto IG-97, Sub-bacia Iguatu.....	126

---

FIGURA 90 - Perfil esquemático e modelo 2D (orientação segundo NE-SW) da sub-bacia do Iguatu.....	127
FIGURA 91 – Figura esquemática mostrando o intervalo correspondente de cada sub-bacia dentro de um modelo de preenchimento simples de um meio-gráben. A sub-bacia do Icó representa o registro da fase inicial de preenchimento do rift; as sub-bacias Malhada Vermelha e Lima Campo, a fase de expansão do mesmo; e a sub-bacia do Iguatu o auge e a fase inicial de acomodação do rift.....	128
FIGURA 92 – Tempo 1 – Nucleação das bacias e a formação de pequenos depocentros isolados.....	132
FIGURA 93 – Tempo 2 - Desenvolvimento das sub-bacias com o aumento progressivo dos esforços distensivos.....	132
FIGURA 94 – Tempo 3 – Expansão máxima da bacia com possível conexão física entre elas.....	133
FIGURA 95 – Tempo 4 – Sedimentação Terciária na sub-bacia do Iguatu e soerguimento concomitante na porção leste.....	133
FIGURA 96 – Tempo 5 – Cenário atual. Soerguimento e sedimentação recente. Note a fragmentação da sub-bacia de Lima Campos e formação da sub-bacia de Malhada Vermelha.....	134
FIGURA 97 - Carta estratigráfica da Bacia do Iguatu mostrando a distribuição espaço-tempo das unidades sedimentares e os contextos tectônicos vigentes.....	135

## LISTA DE QUADROS

QUADRO 1 Quadro comparativo com as principais subdivisões litoestratigráficas propostas por diversos autores para a Bacia do Iguatu. ( <i>Mod. Ponte et al.</i> 1990 e Cavalcante & Vieira, 1992) .....	14
QUADRO 2 Classificação de <i>fácies</i> com os códigos, a descrição das litofácies, estruturas sedimentares e interpretação. <i>Mod. Miall</i> , 1996 .....	52
QUADRO 3 Resumo com as <i>fácies</i> , descrições e interpretações dos elementos arquiteturais descritos. ....	74
QUADRO 4 Critérios para diferenciação entre depósitos de splay sheet e delta sheet baseado nas observações do setor distal do Sistema Distributário Luna e Huesca, Bacia de Ebro – Espanha. Fisher et al., 2006.....	106
QUADRO 5 Divisão tripartida do sistema fluvial distributário com os elementos arquiteturais e geometria dos corpos que compõem cada porção do sistema observada na Bacia do Iguatu. ....	107

## SUMÁRIO

1. Introdução .....	1
2. Objetivos .....	2
3. Área de estudo.....	3
4. Intervalo de estudo .....	6
5. Síntese dos trabalhos anteriores .....	9
6. Embasamento .....	17
7. Contexto tectônico .....	21
8. Metodologia .....	29
8.1. Base de dados.....	29
8.2. Procedimentos .....	31
8.2.1. Procedimentos pré-campo.....	31
8.2.2. Procedimentos em campo .....	31
8.2.3. Procedimentos em laboratório .....	33
9. Arcabouço estrutural .....	35
9.1. Sub-bacia do Iguatu .....	35
9.2. Sub-bacia de Malhada Vermelha .....	41
9.3. Sub-bacia de Lima Campos .....	43
9.4. Sub-bacia de Icó.....	46
9.5. Discussão .....	49
10. Análise estratigráfica .....	50
10.1. <i>Fácies</i> .....	50
10.1.1. <i>Fácies</i> Gcm – Conglomerado clasto suportado .....	53
10.1.2. <i>Fácies</i> Gt e Gp – Conglomerado com laminação tangencial e planar .....	54
10.1.3. <i>Fácies</i> Gh – Conglomerado com laminação horizontal.....	55
10.1.4. <i>Fácies</i> Sp e St – Arenito com laminação planar e tangencial .....	59
10.1.5. <i>Fácies</i> Sm – Arenito maciço .....	60

---

10.1.6.	<i>Fácies</i> Sh – Arenito com laminação plano paralela.....	62
10.1.7.	<i>Fácies</i> Sr – Arenito com laminações onduladas assimétricas .....	63
10.1.8.	<i>Fácies</i> So – Arenito com laminação ondulada simétrica.....	64
10.1.9.	<i>Fácies</i> Fl – Siltitos e pelitos maciços.....	66
10.2.	Elemento arquitetural, geometria dos corpos arenosos e superfícies limítrofes 70	
10.2.1.	Elementos de canal (CH) .....	74
10.2.2.	Elemento barras cascalhosas (GB).....	78
10.2.3.	Elemento espraiamento de <i>crevasse</i> (CS).....	81
10.2.4.	Elemento fino da planície de inundação (FF) .....	87
10.3.	Paleocorrente.....	91
10.4.	Reconstituição da arquitetura fluvial .....	95
10.5.	Estratigrafia genética .....	109
10.5.1.	O rift.....	109
10.5.2.	A exumação pós rift.....	116
10.6.	Estratigrafia das Bacias de Iguatu.....	120
10.6.1.	Sub-bacia de Icó.....	120
10.6.2.	Sub-bacia de Lima Campos .....	120
10.6.3.	Sub-bacia de Malhada Vermelha .....	121
10.6.4.	Sub-bacia de Iguatu.....	123
10.7.	Paleoclima e suas influências na sedimentação .....	128
11.	Evolução tectono-sedimentar.....	131
12.	Conclusões .....	136
13.	Referências.....	139
	ANEXOS .....	149



## 1. Introdução

As bacias de Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó e as bacias circunvizinhas (Araripe, Nazaré, Rafael Fernandes, Vertentes e Rio do Peixe) situadas no interior do nordeste brasileiro constituem o registro incompleto do evento distensivo responsável pela fragmentação do supercontinente Gondwana e conseqüente formação do Proto-ocêano Atlântico na porção interiorana do lado brasileiro durante o final do Jurássico e início do Cretáceo.

Em relação às bacias marginais com alto potencial exploratório para hidrocarbonetos (*e.g.*, Recôncavo, Potiguar), as bacias interiores são pouco conhecidas e estudadas pela comunidade científica. As pesquisas de cunho litoestratigráfico, petrológico, paleontológico e geofísico desenvolvidas até o presente momento vêm, de forma integrada, trazendo aos poucos uma melhor compreensão sobre a gênese e evolução da região durante a fragmentação do Gondwana. E é sob essa óptica que esse trabalho visa agregar novos conhecimentos fundamentados numa nova roupagem, moderna e dinâmica, baseada nos preceitos da estratigrafia genética aplicada a bacias *rifts*.

## 2. Objetivos

Sob o aspecto geral, o presente trabalho visa uma análise tectono-estratigráfica da Bacia do Iguatu sob o enfoque da estratigrafia genética em seqüências *rifts*.

Em termos específicos, o presente escrito visa:

- O reconhecimento das principais litofácies, elementos arquiteturais e sistemas deposicionais da Bacia do Iguatu;
- Estabelecer um arcabouço estratigráfico sob a óptica da estratigrafia dinâmica;
- Compreender a influência das variáveis que controlaram o preenchimento das bacias.

### 3. Área de estudo

A Bacia do Iguatu compreende um conjunto de quatro pequenas sub-bacias (Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó) orientadas segundo a direção NE-SW, totalizando uma área territorial descontínua de aproximadamente 1135km<sup>2</sup>.

Geograficamente a Bacia de Iguatu está localizada na porção centro sul/sudeste do estado de Ceará entre as coordenadas geográficas Lat 6°05'50"S – 6°28'20"S e Long 39°28'00"W – 38°40'00"W (FIGURA 1).

A sub-bacia do Iguatu, situada na porção ocidental em relação às demais, ocupa uma área de aproximadamente 820km<sup>2</sup> e tem a forma de um elipsóide orientado segundo a direção NE-SW. A grande totalidade da bacia encontra-se encoberto por sedimentos Terciários (Formação Moura), Quaternários e pelo açude de Orós, restringindo a área de exposição às bordas da bacia. As principais cidades e localidade situadas sobre a sub-bacia são Iguatu, Quixelô e José de Alencar.

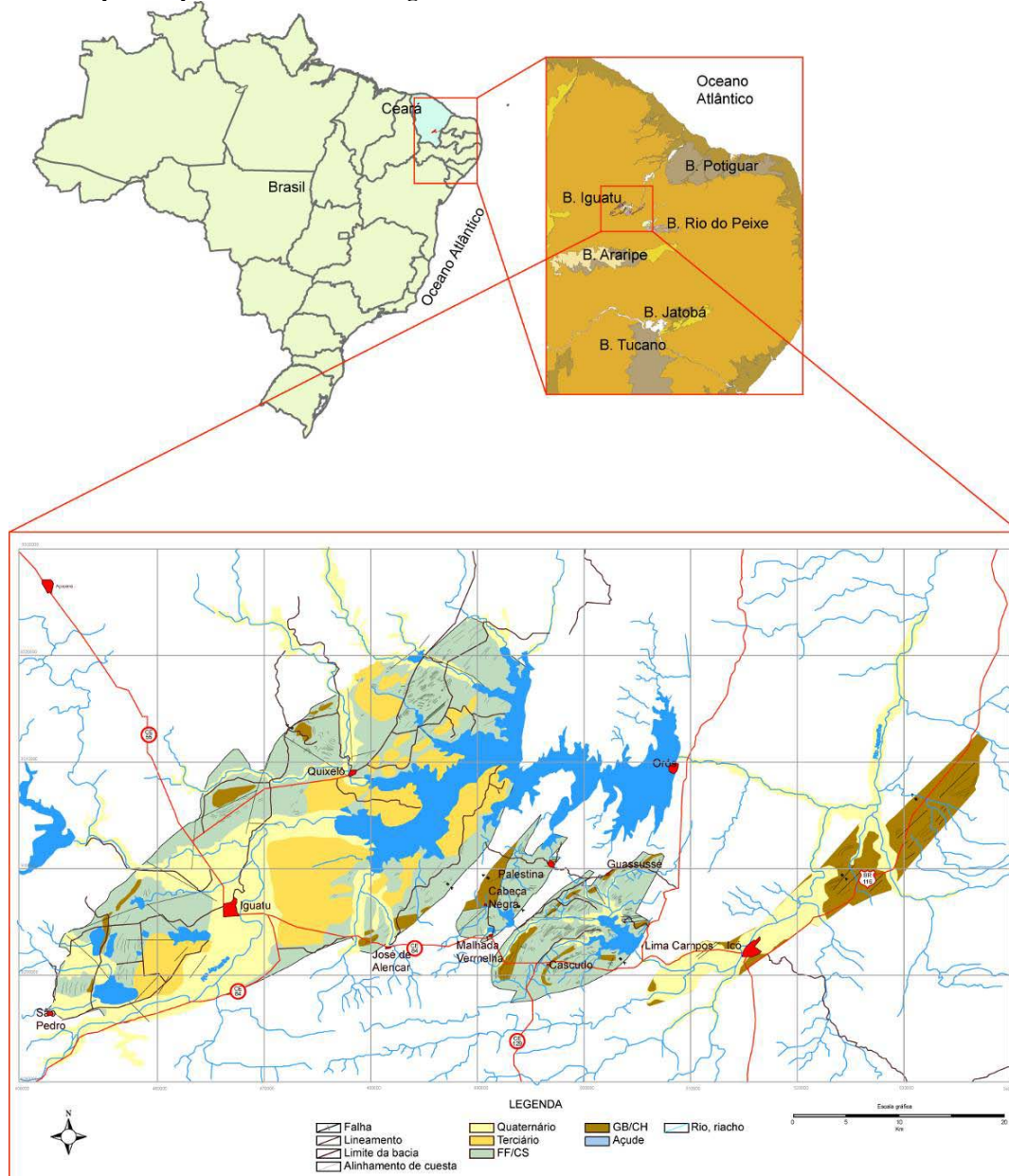
A sub-bacia de Malhada Vermelha compreende uma área territorial de aproximadamente 50km<sup>2</sup> e está situada entre as sub-bacias de Iguatu e Lima Campos. As principais cidades inseridas nessa sub-bacia são Palestina, Cabeça Negra e a Vila Malhada Vermelha. O limite oeste da sub-bacia é muito bem evidenciado pela Serra do Torto, um alto do embasamento de grande expressão geomorfológica orientado segundo a direção N-S.

Situada entre as sub-bacias de Malhada Vermelha e Icó, a sub-bacia de Lima Campos abrange uma área de aproximadamente 120km<sup>2</sup>. Parte da sub-bacia

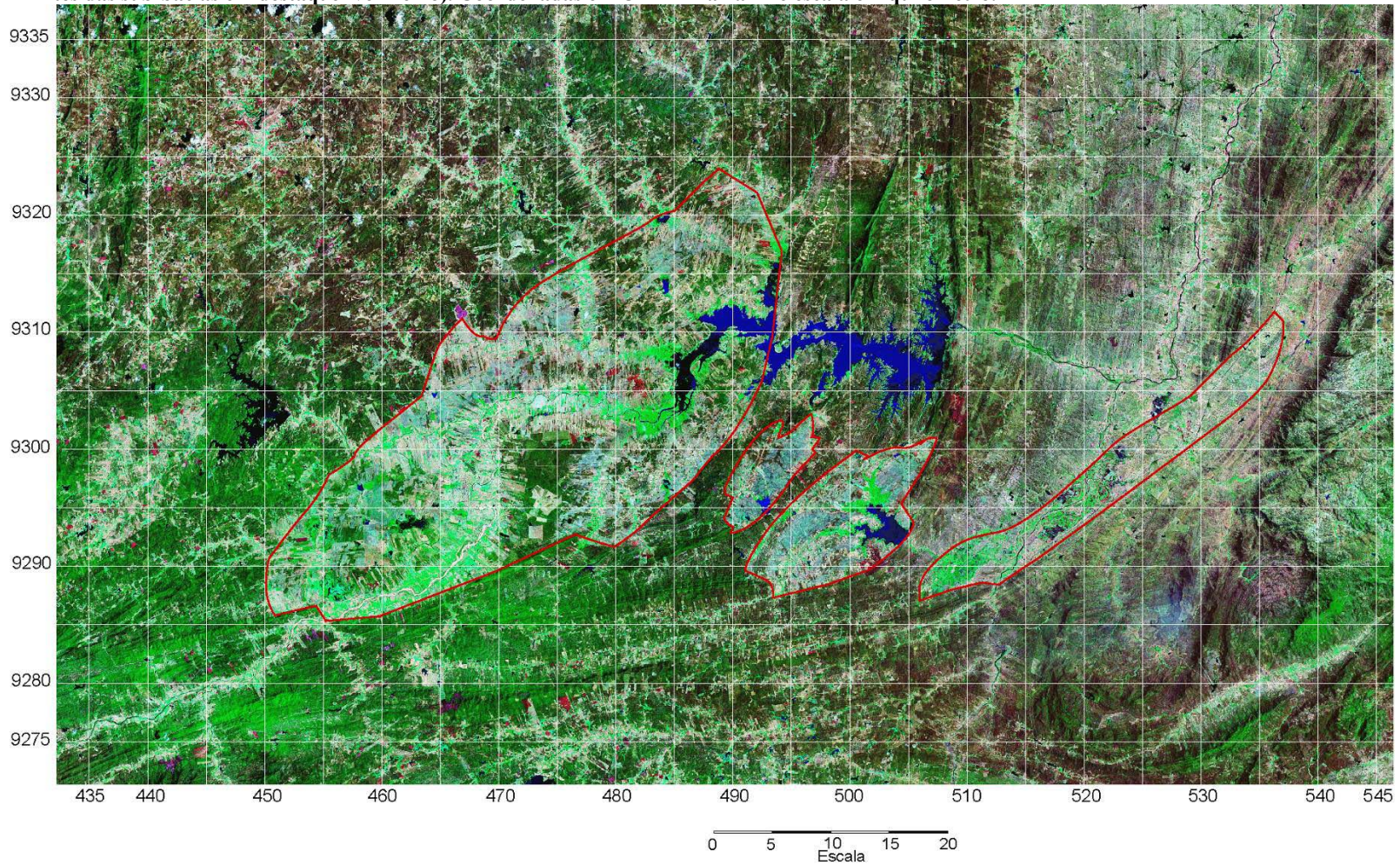
encontra-se inundada pelas águas do açude de Lima Campos, na porção sudeste. As principais cidades que abrangem a sub-bacia são Igarói, Gassussé e Lima Campos.

Em relação às outras sub-bacias, a de Icó encontra-se na porção mais oriental, apresentando uma forma alongada e orientada segundo a direção NE-SW. Parte da porção sul da sub-bacia encontra-se encoberta pelos sedimentos recentes depositados pelos afluentes do Rio Jaguaribe. O município de referência é a cidade que lhe é homônima. (ANEXO - Q)

**FIGURA 1 - Mapa de localização das sub-bacias (Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó) que compreendem a Bacia de Iguatu.**



**FIGURA 2** Imagem de satélite (Landsat TM, ano 2000) da Bacia do Iguatu – Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó (da esquerda para direita com os limites das sub-bacias em destaque- vermelho). Coordenadas em UTM – Faixa 24 e escala em quilômetro.



#### 4. Intervalo de estudo

A contextualização temporal da Bacia do Iguatu foi estabelecida através de estudos palinológicos e micropaleontológicos (Ghignone, 1972; Mabesoone & Campanha, 1973/1974; Tinoco & Mabesoone, 1975, Vogel 1976, Lima 1990) (FIGURA 3).

Mabesoone & Campanha (1973/1974) e Tinoco & Mabesoone (1975), com base em conchostráceos (*Pseudograptia*) e ostracodes encontrados na bacia, correlacionaram os depósitos do Grupo Iguatu com as Formações Aliança, Candeia e Grupo Ilhas da Bacia do Recôncavo (biozonas RT-001 a RT-008 conforme a classificação da Petrobrás).

Ghignone (1972), com base nos ostracodes, correlacionou a Bacia do Iguatu com as biozonas RT-002, RT-003 e RT-004 do Grupo Ilhas da Bacia do Recôncavo.

Segundo Vogel (1976) *apud* Pontes *et al.* (1990), com base na presença de *Lepidotes iguatuensis* e em associação com restos de hibodontídeos, propôs para a bacia uma idade Jurássico Superior (Purbeckiano), correlacionando-as com os depósitos da Formação Missão Velha da Bacia do Araripe.

Ponte *et al.* (1990), com base nos ostracodes, propõem para a bacia uma idade Rio da Serra/Buricica Inferior.

Lima (1990) reconheceu 54 espécies palinomórficas ao analisar as amostras da sondagem de 70m perfuradas na porção norte da sub-bacia de Icó

(Localidade de Catavento) pela CONESP (Companhia Nordestina de Perfurações). A idade obtida através da datação desses pólenes e esporos foi entre as Zonas Palinológicas P-250/P260, conforme o zoneamento da Petrobrás. Em termos cronoestratigráficos representam o meio do Andar Alagoas, cuja idade é Aptiano.

Todas as tentativas de posicionamento cronológico da Bacia do Iguatu foram baseadas exclusivamente em dados bioestratigráficos (datação relativa). A única datação absoluta foi realizada por Priem *et al.* (1978) na Bacia de Lavras da Mangabeira, uma bacia remanescente situada ao sul da Bacia de Iguatu. Esses autores dataram seis amostras de rocha vulcânica, intercalada na base da seqüência e obtiveram pelo método K-Ar uma idade de  $175 \pm 4$  M.a . (Jurássico Inferior a Médio). Ainda segundo os autores, as rochas sedimentares intercaladas aos derrames (Grupo Lavras) são lito-estratigraficamente, correlatos à base do Grupo Araripe (Formação Missão Velha) e do Grupo Iguatu (Formação Quixoá).

Cabe ressaltar que a correlação entre a Bacia de Lavras da Mangabeira e as outras bacias remanescentes do interior Nordestino, incluindo a Bacia do Iguatu, é puramente litoestratigráfica, ou seja, não há nenhum outro controle senão a mera semelhança litológica.

FIGURA 3 - Figura detalhada mostrando a idade da Bacia do Iguatu com base em dados bioestratigráficos e datação absoluta conforme diversos autores que estudaram a Bacia do Iguatu.

EON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	IDADE	LOCAL	Zonas Petrobrás		Mabesoone & Campanha (1973/1974)	Ghignone (1972)	Vogel (1976) <i>apud</i> Ponte et al. (1990)	Ponte et al. (1990)	Lima (1990)	Priem et al. (1978)															
						Palino.	Ostrac.																					
FANEROZÓICO	MESOZÓICO	CRETÁCEO	GÁLICO	INFERIOR	ALAGOAS	240																						
														NEOCOMIANO	ARATU	160	005	006	007	008	009							
																						VALANGINIANO	RIO DA SERRA	140	004	003	002	001
														VALANGINIANO	RIO DA SERRA	140	004	003	002	001								
																					HAUTERIVIANO	ARATU	160	005	006	007	008	009
														APTIANO	ALAGOAS	240												
																					ALBIANO							
														JURÁSSICO	MALM													
																					DOM JOÃO							
														175 M.a. Vulcânica														
																					Lepidotes iguatuensis e hipodontídeos							
														Ostracodes														
Conchostráceos																												
								Ostracodes																				
Palinologia																												



## 5. Síntese dos trabalhos anteriores

Todo o conhecimento científico sobre a Bacia do Iguatu está baseado em trabalhos litoestratigráficos, paleontológicos e geofísicos.

A primeira referência escrita sobre a Bacia do Iguatu deve-se ao trabalho de Small (1913) que assinalou a área sedimentar em seu “Mapa geológico da Chapada do Araripe e Adjacências” (Cavalcante & Viana, 1992; Ponte *et al.*, 1990) – (QUADRO 1).

Moraes (1924), ao definir, no extremo oeste do estado da Paraíba, as camadas de arenitos e folhelhos alterados como Série Rio do Peixe, citou os sedimentos da região de Iguatu como uma provável continuação dessa série.

A primeira individualização das rochas sedimentares que compõem a Bacia de Iguatu foi realizada por Oliveira (1943) sob a designação de Formação Iguatu.

Cruz (1961 e 1962) reconheceu e subdividiu a Formação Iguatu, sob a óptica da litoestratigrafia, em três membros: Inferior, Médio e Superior (arenoconglomerático, siltito-arenito e arenitos, respectivamente).

Ainda na década de 60, a Superintendência para o Desenvolvimento do Nordeste (SEDENE) realizou pesquisas de cunho hidrogeológico em toda a região Nordeste do Brasil. Dentre os trabalhos, no SUDENE/ASMIC (1967), a Formação Iguatu foi subdividida em 6 seqüências litológicas informais: K1 a K6.

Cruz & França (1970) designaram os depósitos Cretáceos da Bacia do Iguatu de Formação Iguatu, caracterizado por uma alternância de *fáices* argilosa,

arenosa e argilo-margosa, dispostas em camadas delgadas e concordantes. Os autores correlacionaram essa unidade com os sedimentos da bacia do Rio do Peixe.

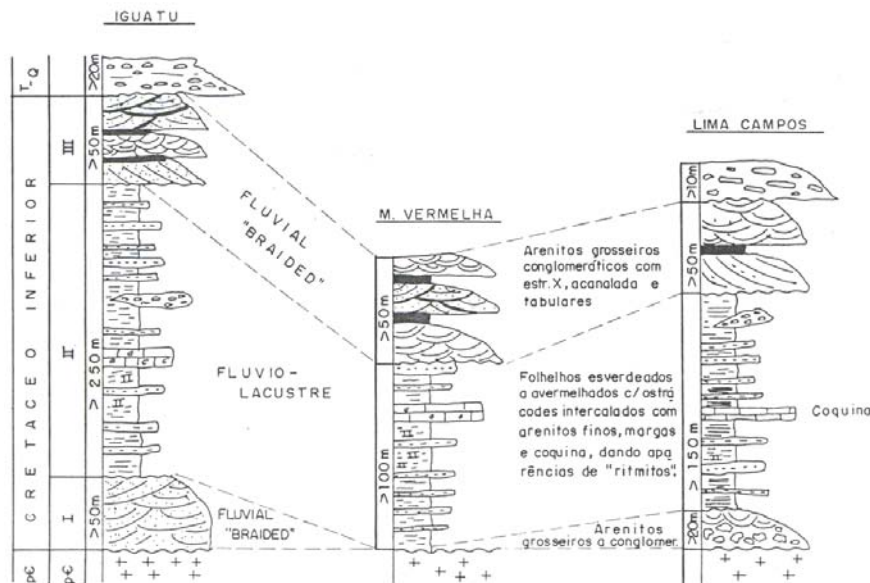
Masbesoone & Campanha (1973/1974) deram a proposição formal de Grupo Iguatu, que fora, por sua vez, dividido em três formações: Quixoá, Malhada Vermelha e Lima Campos, respectivamente da base para o topo.

Campos *et al.* (1976 e 1979), Gomes *et al.* (1981) e Cavalcante & Ferreira (1983) designaram o Grupo Iguatu de Grupo Rio do Peixe numa tentativa de transposição da nomenclatura adotada na bacia do Rio do Peixe. Chamando assim, da base para o topo, de Formação Antenor Navarro, Souza e Piranha, que corresponderiam às Formações Quixoá, Malhada Vermelha e Lima Campos respectivamente (Masbesoone & Campanha, 1973/1974).

Ghignone *et al.* (1986) estabeleceram uma divisão litoestratigráfica informal, chamando de Iguatu 1, 2, 3 e 4 (KI - 1 a KI - 4 respectivamente).

Srivastava (1990) divide as três unidades litoestratigráficas informais em Unidade I, II e III e correlacionam as três sub-bacias (Iguatu, Malhada Vermelha e Lima Campos) (FIGURA 4).


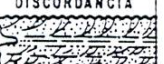
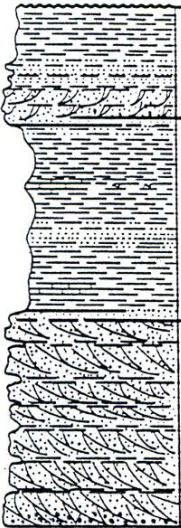

FIGURA 4 – Coluna e correlação litoestratigráfica entre as Bacias do Iguatu, Malhada Vermelha e Lima Campos, segundo Srivastava (1990).



Ponte *et al.* (1990) usaram uma designação semelhante à proposta por Masbesoone & Campanha (1973/1974), substituindo a Formação Quixoá pela Formação

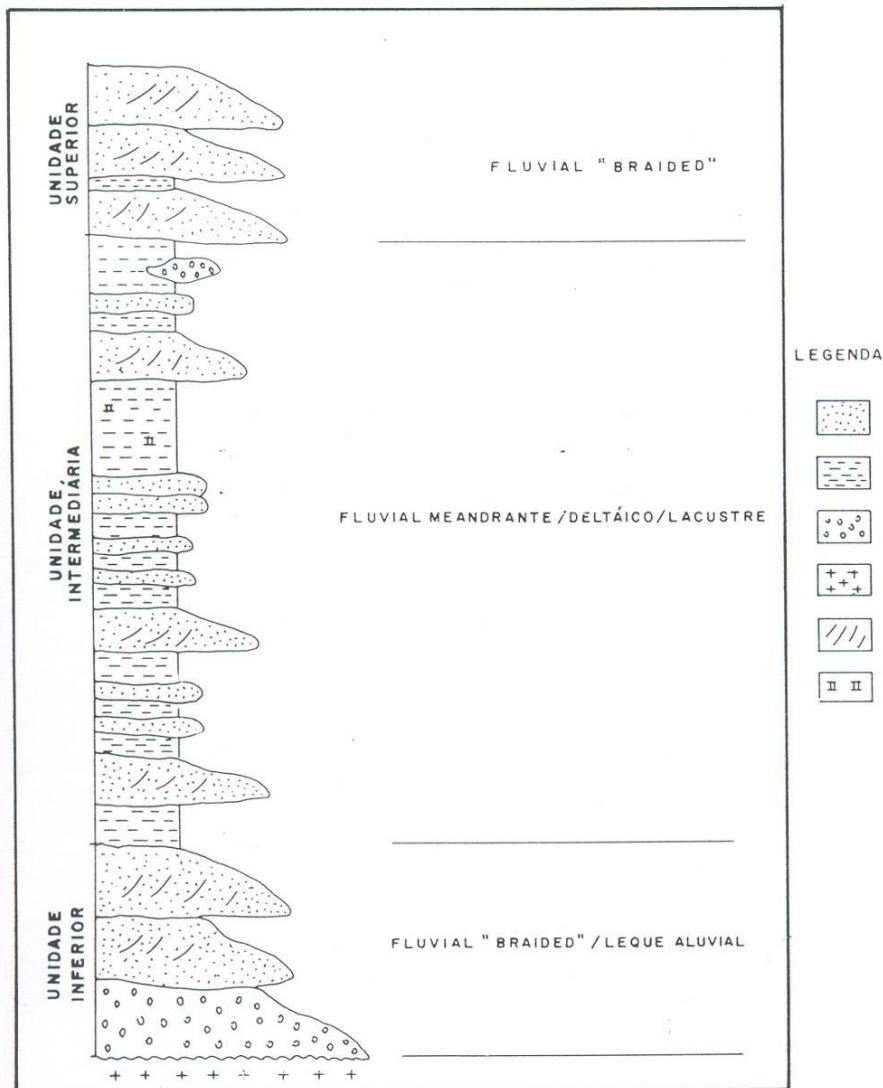
Icó e subdividindo a Formação Lima Campos em dois Membros: Inferior, predominantemente conglomerático, e Superior, essencialmente pelítico (QUADRO 1).

FIGURA 5 – Sumário estratigráfico da Bacia do Iguatu conforme Ponte *et al.*, 1990.

CRONO ESTRATIGRAFIA		SIMBOLOGIA LITOLÓGICAS	ESPESSURAS (metros)	DESCRIÇÕES LITOLÓGICAS	SISTEMAS DEPOSITIVOS	LITOESTRATIGRAFIA	
INTERNACIONAL	LOCAL						
QUATERNÁRIO		 DISCORDÂNCIA	10	ALUVIÕES: AREIAS, SILTES E ARGILAS, INCONSOLIDADOS	FLUVIAL	SEM DENOMINAÇÃO	
TERCIÁRIO			 DISCORDÂNCIA ANGULAR	50 - 70	ARENITOS GROSSEIROS A MÉDIOS, SILTES E ARGILAS, VERMELHOS, MAL CONSOLIDADOS	FLUVIAL	FORMAÇÃO MOURA
NEOCOMIANO		 DISCORDÂNCIA ANGULAR	300 - 600	ARENITOS ARCÓSCICOS, GROSSEIROS, COM ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS. RITMITOS DE ARENITOS FINOS A MÉDIOS, MICÁCEOS; SILTITOS E FOLHELHOS VERDES E VERMELHOS. INTERC. DE MARGAS.	ALUVIAL FLUVIAL E LACUSTRE RASO	FM. LIMA CAMPOS	
BARRIASIANO	VALANGINIANO		HAUTERIVIANO	500 - 800	RITMITOS DE SILTITOS, FOLHELHOS E ARENITOS FINOS, VERMELHOS E VERDES, BEM ESTIFICADOS EM ACAMAMENTOS DELGADOS. INTERCALAÇÕES SECUNDÁRIAS DE MARGAS E CALCÁRIOS.	LACUSTRE RASO	FORMAÇÃO MALHADA VERMELHA
?	?		?	300 - 900 (?)	ARENITOS ARCÓSCICOS E LÍTICOS, GROSSEIROS A CONGLOMERÁTICOS, EM BANCOS ESPessos, COM ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS. INTERCALAÇÕES DE ARENITOS MÉDIOS A FINOS, VERMELHOS. RASOS LEITOS DE FOLHELHOS E MARGAS.	LEQUES ALUVIAIS COALESCENTES	FORMAÇÃO ICÓ
PRÉ-CAMBRIANO			GRUPO CEARÁ (PEca): Quartzitos, Gneisses, Xistos e filitos. COMPLEXO CAICÓ (PEc): Gneisses e migmatitos. PLUTÔNICAS (PEg): Granitos e Granodioritos.		PLUTÔNICAS COMPLEXO CAICÓ GRUPO CEARÁ		

Cavalcante & Viana (1992) diante ao fato de não ter sido constatada uma perfeita identificação litológica com as unidades descritas por Masbesoone & Campanha (1973/1974), dividiu a unidade Cretácea da Bacia do Iguatu em três unidades litoestratigráficas informais: Unidade Inferior, Intermediária e Superior.

FIGURA 6 – 1- Seção composta esquemática e sistemas deposicionais da Bacia do Iguatu conforme Cavalcante & Viana (1992). Legenda: 1- Arenito, 2- Pelito, 3-Conglomerado, 4- Embasamento, 5- Laminação cruzada, 6- Níveis carbonáticos.



Ponte Filho (1994) sob a óptica da estratigrafia genética designou os estratos sedimentares da Bacia do Iguatu em "Tectono-Sequência Iguatu", que, por sua vez, engloba dois Intervalos Tectono-Deposicionais (Litd1 e Litd 2). Cada um dos Litd's é constituído por um trato de sistema deposicional distinto (ISd1 - 4). Segundo o autor, cada sequência (Litd) estaria associada a um evento tectônico com a deposição de sedimentos clásticos grosseiros na base, representando o auge tectônico, e um pacote pelítico no topo associado à fase de "calmaria" tectônica. (FIGURA 7).

As referências quanto à presença de fósseis na Bacia do Iguatu são raras e esparsas.

Melo (1961 e 1964) descreve a presença de ossos de répteis, coquinas de ostrea, escama de peixes (gênero *Lepidotes*), ostracodes (*Darwinula* sp. e *Cyanocypris* sp. (?)) e fragmento de madeira silicificada durante o mapeamento geológico da Faixa de Igarói, sub-bacia de Lima Campos.

Cruz (1961 e 1962) observou a presença de escamas de peixes (*Lepidotes*), restos de saurisquios, dentes de vertebrados indeterminados, ostracodes, fragmento de “*Estherias*” e fragmento de conchas (*Cysicus*) ao mapear a região oeste de José de Alencar, Sub-bacia Iguatu.

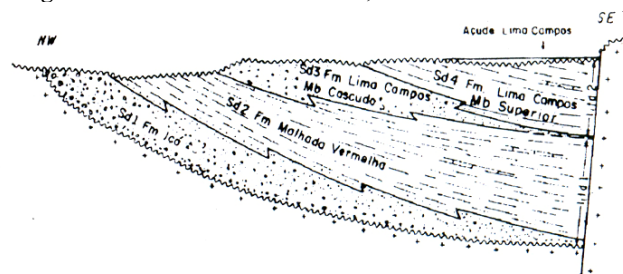
Vogel (1976) cita a presença de ossos do crânio, cintura escapular, restos de escamas, ossos e lepidotríquias das nadadeiras de um Ganóide da espécie *Lepidoceos*.

Mussa *et al.* (1989 e 1991) descrevem um afloramento da sub-bacia de Lima Campos “*com uma riqueza surpreendente em megafósseis vegetais*”, cuja espécie indica afinidade com as Clamidospermales *sensu* Greguss.

Lima (1990) apresenta 54 espécies de polens e esporos na Sub-bacia de Icó.

Carvalho (1992) realizou um estudo integrador do conchostráceos de todas as bacias do interior do nordeste brasileiro reconhecendo e estabelecendo zoneamentos espaços-temporais. Na Bacia do Iguatu foram identificadas as espécies *Cyzicus brauni* e *Cyzicus pricei*.

FIGURA 7 – Arcabouço esquemático da sub-bacia de Lima Campos baseado nos preceitos da estratigrafia genética conforme Ponte Filho, 1994.

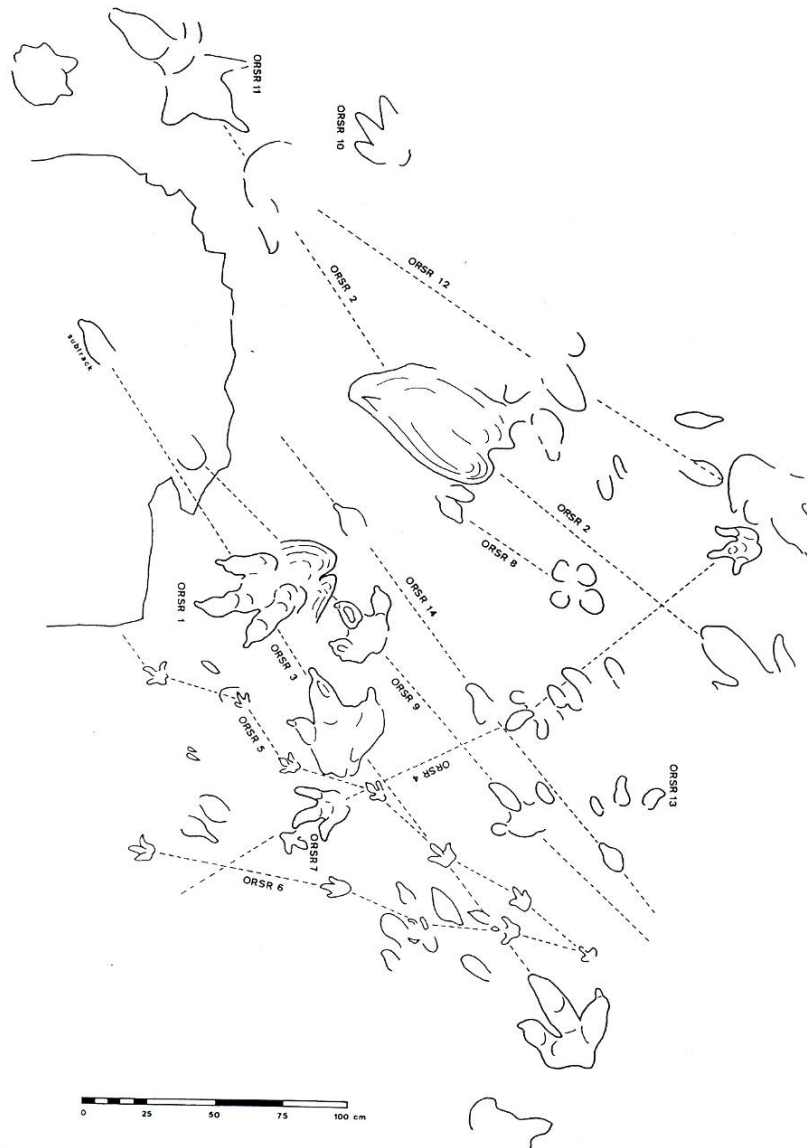


**QUADRO 1**  
**Quadro comparativo com as principais subdivisões litoestratigráficas propostas por diversos autores para a Bacia do Iguatu. (Mod. Ponte et al. 1990 e Cavalcante & Vieira, 1992)**

OLIVEIRA (1940) CASTRO (1963), MELO (1964)	CRUZ (1962)	SUDENE- ASMIC (1962)	MABESOONE & CAMPANHA (1973/1974)	CAMPOS et al. (1979), GOMES et al. (1981)	GHGNONE et al. (1985)	SRIVASTAVA (1990)	PONTE et al. (1990)	CAVALCANTE & VIANA (1992)	PONTE FILHO (1994)												
Formação Iguatu	Formação Iguatu	Formação Iguatu	Grupo Iguatu	Grupo Rio do Peixe	Grupo Iguatu	Unidade III	Fm. Lima Campos Mb. Inf. Mb. Sup.	Unidade Superior	Tectono - Sequência Iguatu	ISD 4	I itd 2										
												Membro Superior	K6	Formação Lima Campos	Formação Rio Piranha	K1 4	Unidade III	Mb. Sup.	Unidade Superior	ISD 3	I itd 2
												Membro Médio	K5	Formação Malhada Vermelha	Formação Souza	K1 2					
																	K4	Formação Quixóá	Formação Antenor Navarro	K1 1	Unidade I
													Membro Inferior	K3	Formação Quixóá	Formação Antenor Navarro	K1 1				
														K2				Formação Quixóá	Formação Antenor Navarro	K1 1	Unidade I
	K1	Formação Quixóá	Formação Antenor Navarro	K1 1	Unidade I	Formação Icó	Unidade Inferior	ISD 1													

Leonardi & Spezzamonte (1994) descrevem duas ocorrências de pegadas de Carnosauria e Ornithopoda nas bacias de Lima Campos e Malhada Vermelha (FIGURA 8). Segundo os autores foram identificados 14 animais bípedes classificáveis, incluindo sete indivíduos e três formas de Carnosauria e entre seis a sete indivíduos de pequeno a médio porte de Ornithopoda. A direção das pegadas indica um deslocamento preferencial segundo NE-SW.

**FIGURA 8 - Pavimento com pegadas de dinossauros próximas a São Romão. Sub-bacia de Lima Campos. Leonardi *et al.* 1994.**



Fortier & Schultz (2006a) apresentam uma revisão bibliográfica completa sobre o conhecimento acerca da paleontologia das Bacias do Iguatu e

concluem que “o conhecimento paleontológico (assim como o geológico e o estratigráfico) para as Bacias do Iguatu ainda é incipiente, embora pareça evidente, pelas diversas referências citadas, que o seu registro fossilífero é potencialmente promissor.”

Dentre os trabalhos geofísicos realizados na bacia, Bedregal (1991) e Bedregal & Chemale Jr. (1992) realizaram um levantamento gravimétrico sistemático na sub-bacia do Iguatu e observou uma geometria de meio-graben mergulhando para sudeste junto à falha de Morais com um único depocentro de aproximadamente 1800m.

Castro *et al.* (1999) realizaram uma caracterização da arquitetura interna das bacias do Vale do Cariri com base em modelagem gravimétrica 3D e obtiveram valores próximos de Bedregal (1991) para a sub-bacia de Iguatu. Na sub-bacia de Malhada Vermelha não foram observadas anomalias residuais significativas. Na sub-bacia de Lima Campos a modelagem gravimétrica forneceu profundidades de até 650m para o topo do embasamento. E na sub-bacia de Icó a estimativa da profundidade do embasamento é inferior a 200m na porção norte da sub-bacia.



## 6. Embasamento

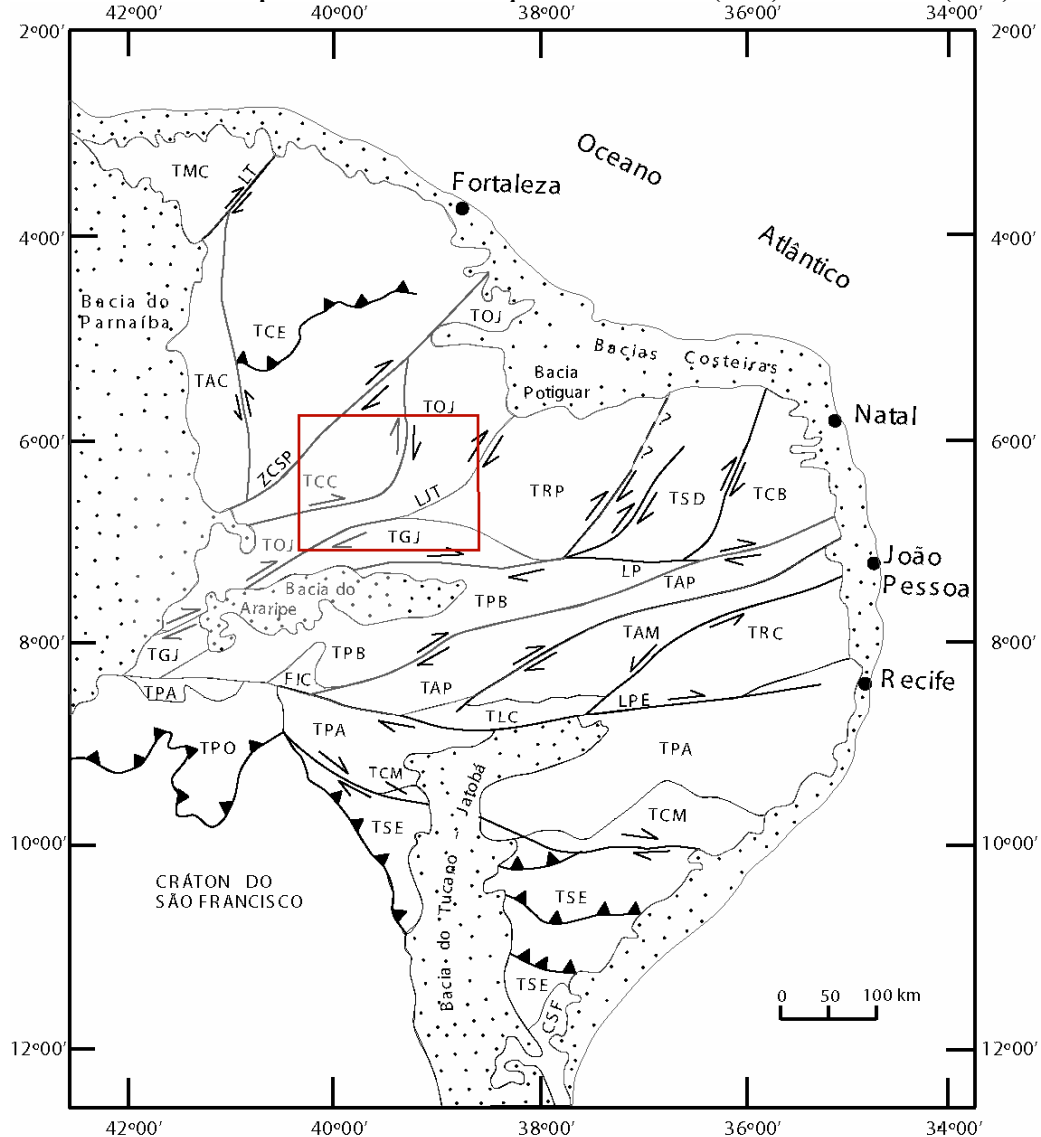
As sub-bacias que compõem a Bacia do Iguatu estão implantadas sobre o Terreno Ceará Central – TCC (Sub-bacia Iguatu) e Faixa Orós-Jaguaribe – TOJ (Sub-bacias Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó) da Província Borborema (FIGURA 9) (Almeida *et al.*, 1967).

A Província Borborema é constituída por diversos domínios orogênicos divididos por extensas zonas de cisalhamento de caráter transcorrente em sua essência. A sua gênese está relacionada à aglutinação de inúmeros micro-continentes (terrenos alóctones), cada um com uma característica e evolução geológica específica (Jardim de Sá, 1994).

O terreno Ceará Central (FIGURA 9 - TCC), que compõe o embasamento da sub-bacia do Iguatu, é constituído pelo complexo Tonalítico-granodiorítico (Arqueano), Complexo Acopiara, granitóides sintectônicos (ambos de idade Paleoproterozóicos) e pelo Grupo Ceará (Mesoproterozóico), que por sua vez são cortados por um extenso plutonismo essencialmente granítico calcialcalino (FIGURA 10).

O terreno Orós – Jaguaribe (FIGURA 10- TOJ) que constitui o embasamento das sub-bacias Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó é formado pelos complexos Paleoproterozóicos Jaguaretama e São Nicolau (metatonalitos milonitizados) e pelo Grupo Orós (Mesoproterozóico). Assim como no Terreno Ceará Central, esse terreno encontra-se intrudido por inúmeros corpos graníticos do final do Ciclo Brasileiro - (FIGURA 10) (Gomes *et al.* 2000).

FIGURA 9 - Principais terrenos tectono-estratigráficos da Província de Borborema, com a área em estudo em destaque. *Mod. Gomes et al. apud. Jardim de Sá (1994) e Santos et al. (1998)*

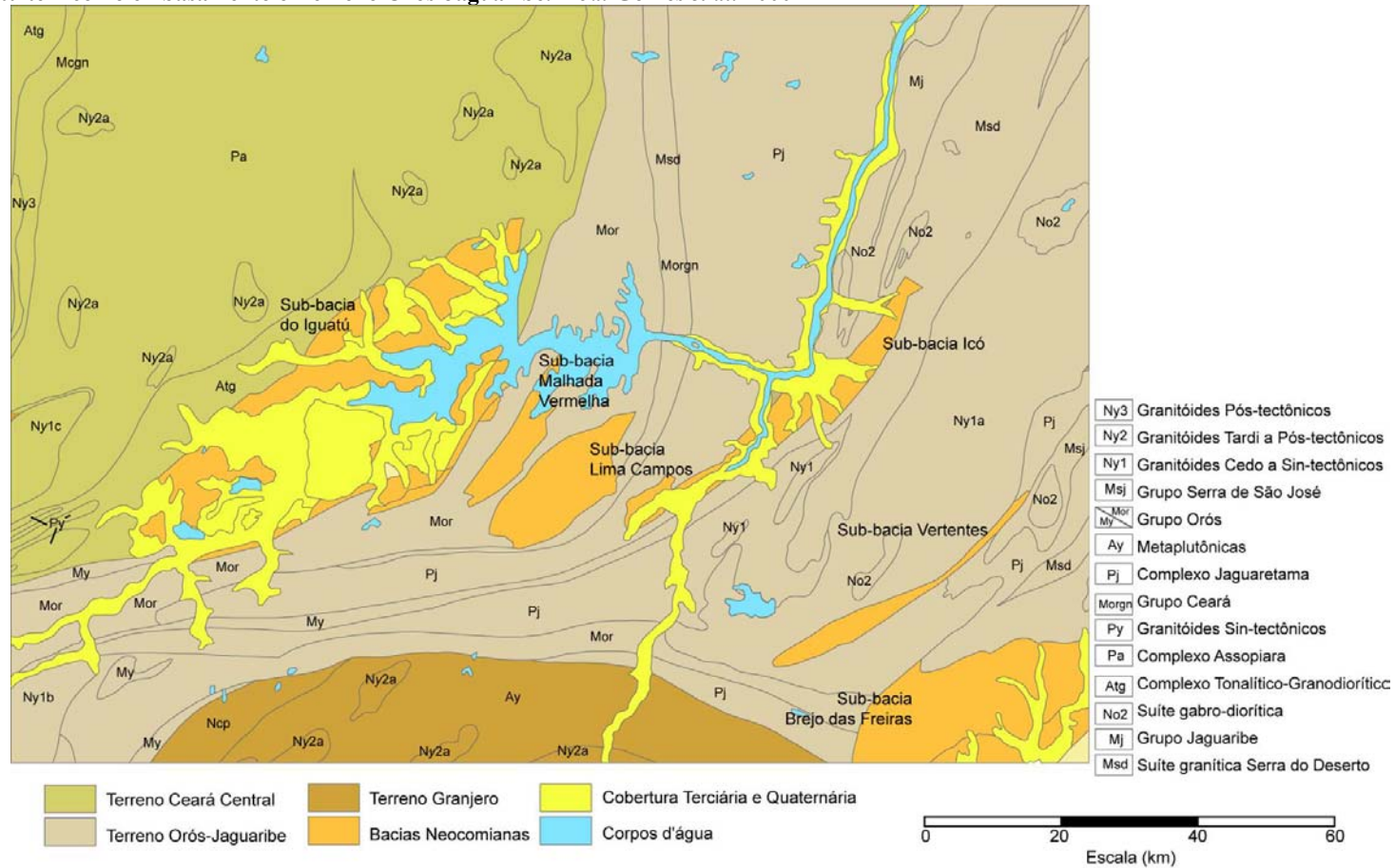


FIC - Fragmento Icaíçara; Terrenos: TAC - Acaraú; TAM - Alto Moxotó; TAP - Alto Pajeú; TCB - Caldas Brandão; TCC - Ceará Central; TCE - Cearense; TMC - Médio Coreaú; TGJ - Granjeiro; TMC - Canindé-Marancó; TOJ - Orós-Jaguaribe; TPA - Pernambuco-Alagoas; TPB - Piancó-Alto Brígida; TPL - Paulistana; TPO - Riacho do Pontal; TRC - Rio Capibaribe; TRP - Rio Piranhas; TSD - Seridó; TSE - Sergipano; CSP - Cráton São Francisco; ZCSP - Zona de Cisalhamento Senador Pompeu; LP - Lineamento Patos; LPE - Lineamento Pernambuco; LT - Lineamento Transbrasiliano; LJT - Lineamento Jaguaribe-Tatajuba.  
 Zona de cisalhamento transcorrente;  Zona de cisalhamento contracional

Para uma descrição mais apurada e sistemática do embasamento das bacias recomenda-se consultar Jardim de Sá, 1994, Santos *et al.* 1997, Gomes *et al.* 2000.

O que cabe ser ressaltado neste ponto é a importância da reologia do embasamento na gênese e evolução das bacias interiores (Bedregal, 1991). Cada unidade geológica do embasamento com suas propriedades específicas atuou de forma peculiar e única quando submetida a um campo tensional. Controlando assim a geometria e as taxas de subsidência/soerguimento (=espaço de acomodação e destruição) das bacias.

**FIGURA 10 - Mapa geológico da área destacando a geologia do embasamento. A implantação e preservação da sub-bacia do Iguatu se deu nos limites do Terreno Ceará Central e foi controlada pela zona de sutura entre este terreno e o terreno Orós-Jaguaribe. As outras sub-bacias situadas a leste da sub-bacia de Iguatu tem como embasamento o Terreno Orós-Jaguaribe. *Mod. Gomes et al. 2000***



## 7. Contexto tectônico

A gênese e a evolução da Bacia do Iguatu, assim como das outras bacias interiores do Nordeste (*eg.* Rio do Peixe, Lavras da Mangabeira, Nazaré, Gangorra, Araripe), estão relacionadas à fase inicial de abertura do Proto-oceano Atlântico (Evento Sul Atlantiano – 160-115 Ma) durante o final do Jurássico e início do Cretáceo.

O final do Ciclo Brasileiro, marcado por um metamorfismo regional termodinâmica associada à intrusão de corpos graníticos (*vide* Ny3 -FIGURA 10), marca o começo da cratonização da Província Borborema. Soares *et al.* (1978), ao estudarem as principais e maiores bacias intracratônicas brasileiras Fanerozóicas (Paraná, Parnaíba e Amazonas), reconhecem e classificam oito ciclos tectono-sedimentares (seqüências).

A seqüência Alfa (Cambriano – Ordoviciano) é caracterizada por uma intumescência litosférica, responsável pela extrusão de magmas básicos a intermediários (vulcanismo Parapuí) e reativação de falhas Brasileiras (NE-SW) que propiciou a formação de pequenos grabens (Grupo Jaibaras) (Ponte *et al.* 1991).

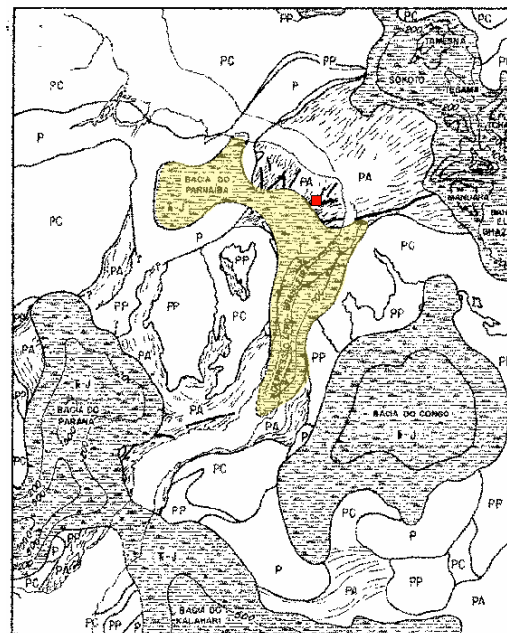
Não existem registros da seqüência Beta na região da Bacia do Paraíba.

A seqüência Gama (Siluro-Devoniano a Carbonífero Inferior) é marcada por uma ampla inclusão marinha de nordeste para sudoeste em toda a sinéclise do Parnaíba sob um regime de plataforma estável. Acredita-se que a sedimentação da seqüência Gama estendia-se muito além dos atuais limites da Bacia do Paraíba chegando, provavelmente, à atual localização da Bacia do Tucano.

A Seqüência Delta marca o último ciclo Paleozóico nas sinéclises intracratônicas brasileiras. É caracterizada por um grande ciclo trans-regressivo com uma ampla extensão areal, estendendo-se provavelmente até os limites da atual Bacia do Recôncavo (Ponte, 1991).

Durante a Seqüência Delta, a sedimentação foi fortemente controlada pelos eventos tectônicos responsáveis pela formação do Oceano Atlântico. Pela sua importância estratégica sob o ponto de vista exploratório de hidrocarbonetos, esse evento, também denominados de Evento Sul Atlantiano, é alvo de intensos estudos sob todos os aspectos.

**FIGURA 11 - Mapa paleogeográfico do pré-cretáceo com as principais bacias sedimentares pré-abertura do Oceano Atlântico. Em amarelo, a Depressão Afro-Brasileira e em vermelho a área em estudo. Mod. Cesero *et al.*, 1997**



MAPA PALEOGEOGRÁFICO PRÉ-CRETÁCEO

- BACIAS JURÓ-TRIÁSSICAS (130-225me)
- SINÉCLISES NEO-PALEOZÓICAS
- DOBRAMENTOS LIMBO-ORÓCLIVANAS
- PLATAFORMAS PRÉ-CAMPANAS

500 1000 km

por  
A.M. CARUSO FRANÇA, U. PEREIRA DE SOUZA, R. S. FERREIRA NETTO, C. V. E. NEVES

De acordo com o estilo estrutural, dinâmica tectônica e variações estratigráficas ao longo do tempo, o Evento Sul-Atlantiano é dividido em três estágios: Sin-rift I, II e III (Matos, 1999).

O estágio Sin-rift I (Pré-rift – Ponte, 1980) registra o início dos processos de abertura do Oceano Atlântico. Forças tensionais resultam em um

processo de estiramento e adelgaçamento crustal, dando início a um processo de subsidência lenta e gradual em toda a região. Como produto desses esforços, formou-se uma vasta e rasa depressão, alongada no sentido norte-sul, estendendo-se desde o sul da Bahia até o sul do Ceará, batizada por Almeida (1967) de Depressão Afro-Brasileira (DAB) (FIGURA 11).

O preenchimento dessa depressão é caracterizado por depósitos fluvio-eólico-lacustres da Fm. Afligidos – B. Recôncavo, Fm. Aliança e Sergi nas bacias de Camanú, Almada, Recôncavo, Tucano, Jatobá e Mirandiba, Candieiro; Fm. Bananeiras e Serraria na bacia de Sergipe – Alagoas; e Fm. Brejo Santo e Missão Velha na bacia do Araripe; Fm. Pastos Bons e Corda na bacia do Parnaíba pelo lado brasileiro e Fm. Agoula, M'Vonne e N'Dombo nas bacias do Gabão e Congo, pelo lado Africano.

O estágio Sin-rift II ou *rift* (Ponte, 1980), marca o fim da capacidade de deformação da crosta litosférica e o início da fase de ruptura crustal. É caracterizado por uma intensa atividade tectônica (Reativação Wealdeniana - Almeida, 1967), responsável pela formação de sistemas de *rift valleys*.

**FIGURA 12 Reconstituição paleogeográfica Sin-rift I (Jurássico Superior) do oeste da África e norte/nordeste do Brasil com os principais lineamentos e áreas cratônicas. (Matos, 1987)**

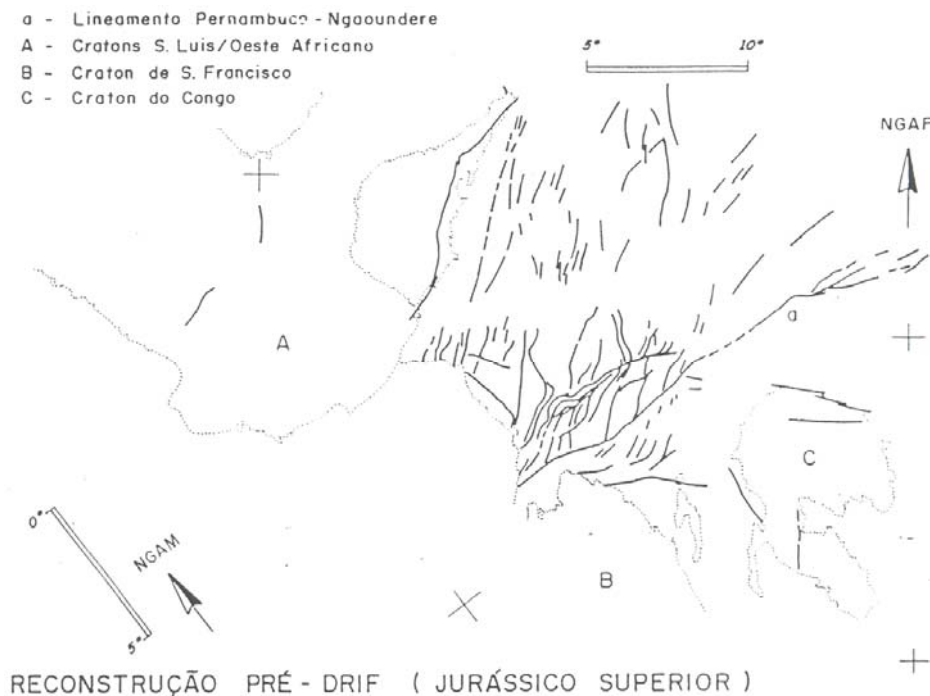


FIGURA 13 – Reconstituição Sin-rift IIb com esforços extensionais segundo NW-SE. (Matos, 1987)

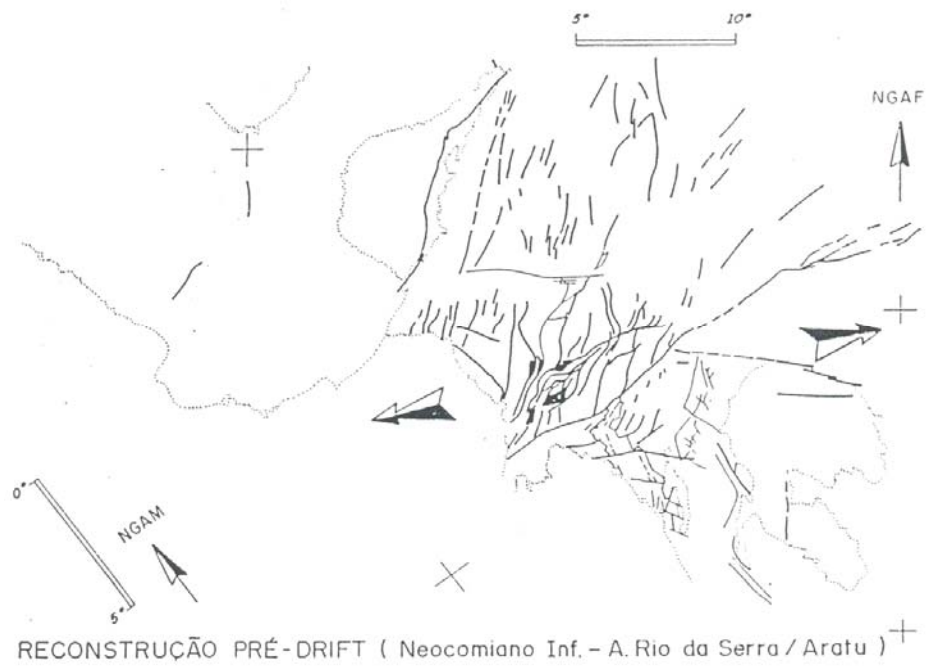
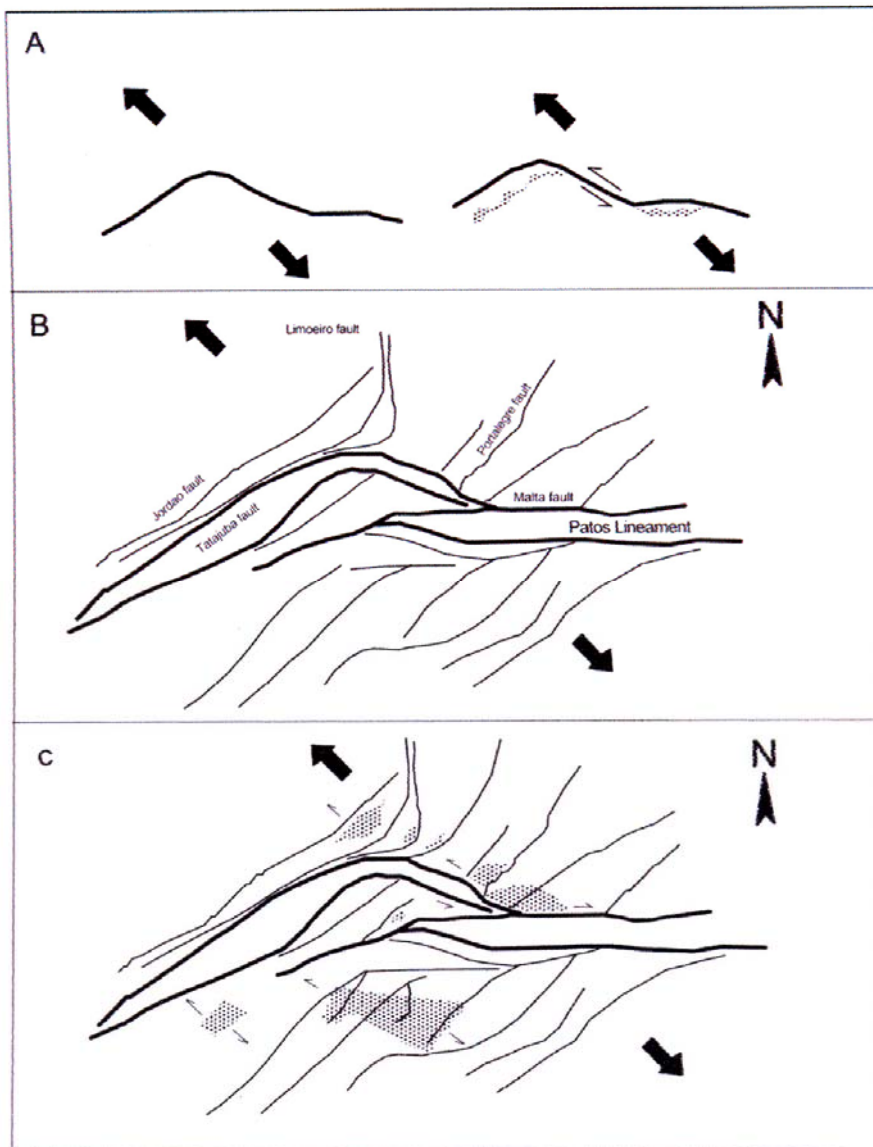




FIGURA 14 – Ilustração esquemática mostrando a evolução tectônica das bacias do Vale do Cariri. Matos 1987.

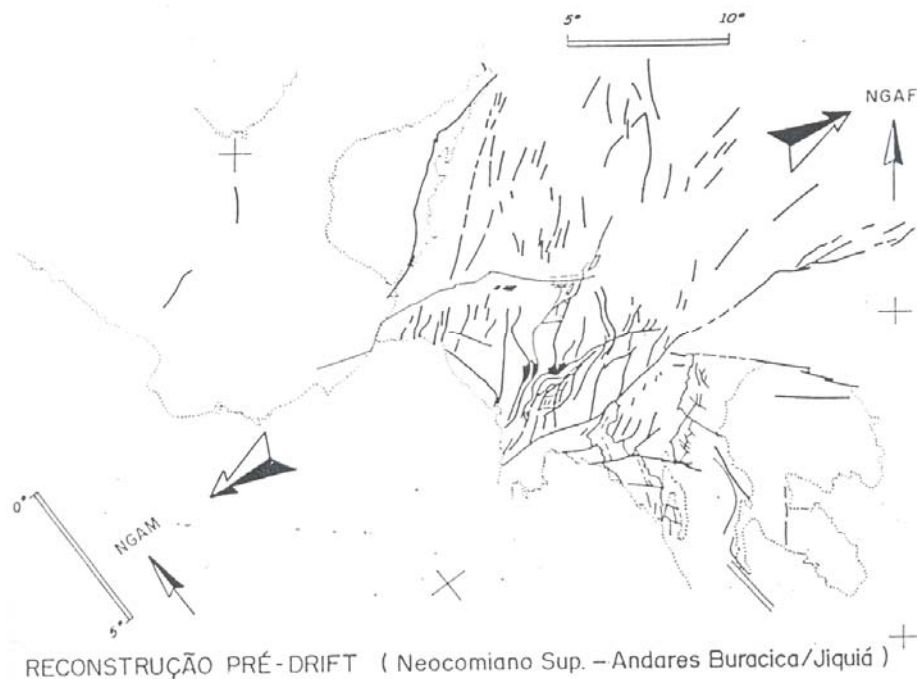


Conforme Matos (1999), a fase *rift* (Sin-*rift* II) é subdivida em duas fases (Sin-*rift* IIa e IIb), de acordo com o contexto geotectônico vigente sobre a reologia herdada do embasamento Brasileiro. Na fase Sin-*rift* IIa (Berriasiano) deu-se o desenvolvimento dos sistemas *rifts* Recôncavo-Tucano-Jatoba e Gabão-Sergipe-Alagoas em resposta aos esforços extensionais segundo a direção leste-oeste. Durante o Neocomiano (Sin-*rift* IIb), o principal vetor de extensão sofreu uma rotação horária, alterando de E-W para NW-SE. A propagação dos esforços extensionais para o norte consolidando os sistemas *rifts* Recôncavo-Tucano-Jatoba, Gabão-Sergipe-Alagoas e

deu início à formação do sistema *rift* Cariri-Potiguar<sup>1</sup> no interior do continente (Matos, 1999) (FIGURA 16). Esse último *trend*, constituído por pequenas bacias remanescentes tiveram a sua nucleação associada às heterogeneidades do embasamento e exhibe atualmente apenas as “raízes” das bacias, fruto de um evento erosivo posterior. Esse evento erosivo pós-rift é muito bem caracterizado na Bacia do Araripe (120 km ao Sul da área) (FIGURA 16), onde o topo da seção *rift* é marcado por uma discordância muito bem caracterizada no mapeamento sísmico, geológico e bioestratigráfico (ausência das biozonas RT-005 a RT-011) (Ponte, 1991a) (FIGURA 14).

Durante a fase sin-rift III, ocorreu uma brusca alteração no regime tectônico. Nessa fase, cessa a sedimentação nos sistemas *rifts* Vale do Cariri e Potiguar *onshore*, dando início ao evento deformativo (segundo W-E) no segmento Equatoriano, mais ao norte.

**FIGURA 15 – Reconstituição Sin-rift III, fase equatoriana com campo tensional segundo leste-oeste. (Matos, 1987).**



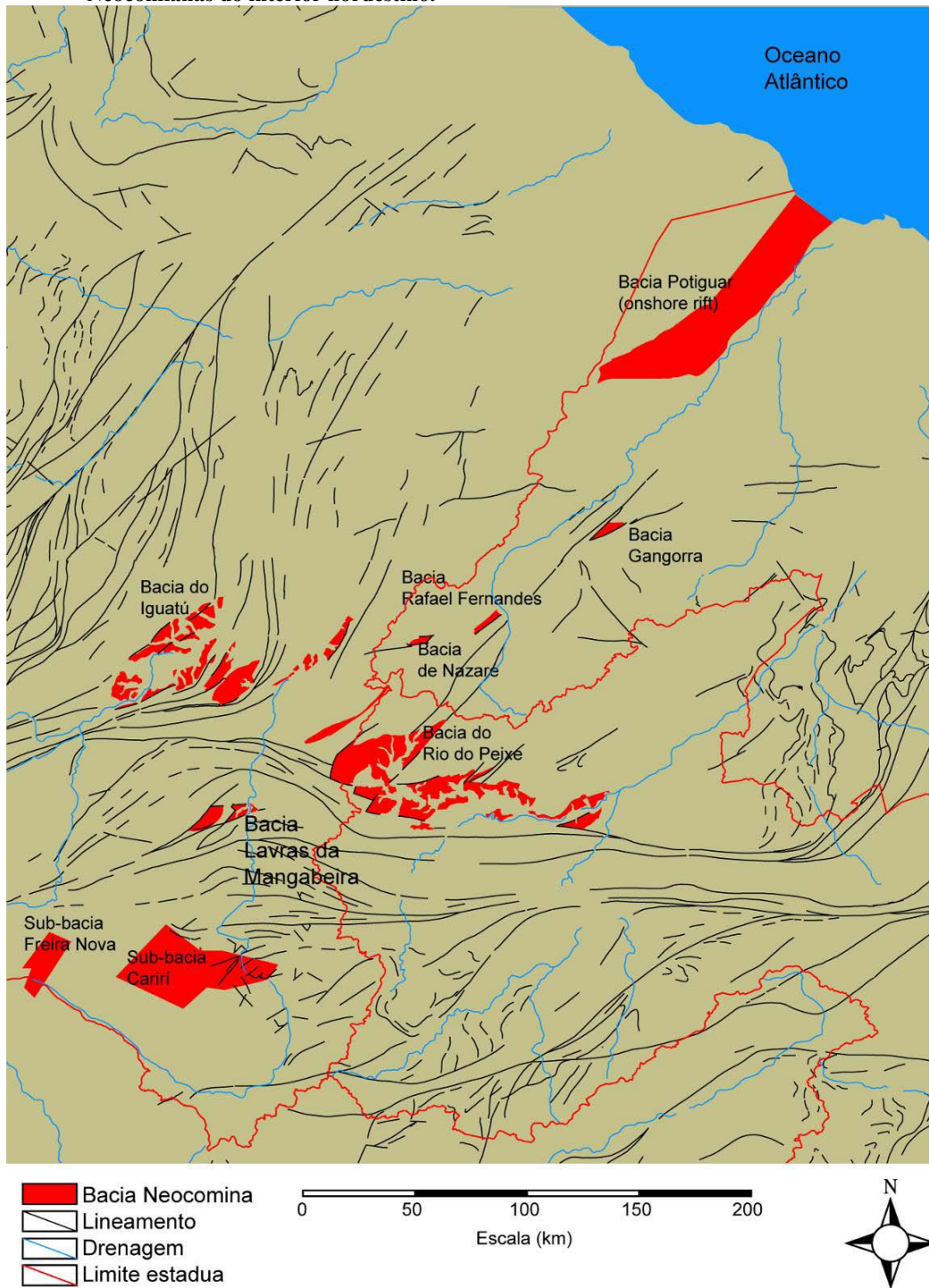
<sup>1</sup> Sistema Cariri-Potiguar incluem as bacias do Araripe, bacias do Rio do Peixe, bacias do Iguatú e outras “bacias” menores (Maisey, 2000).

Ponte (1980) dividiu esses processos em: Seqüência *Pré-rift*, *Rift*, *Superseqüência Transicional* e *Seqüência Marinha*, de acordo com a tipologia dos eventos tectônicos atuantes.

Conforme Ponte (1991) e França & Szatmari (1987) a tectônica, durante o Neo-albiano, foi responsável pela reativação de falhamentos Brasileiros do Nordeste com movimentos gravitacionais e laterais. Esse evento acarretou a erosão e compartimentação das bacias interiores.

No Neo-terciário ou início do Pleistoceno, parte da Bacia do Iguatu foi assoreada por delgada cobertura de estratos fluviais, que constituem a Formação Moura, depositados pelo paleo-rio Jaguaribe e por seus principais afluentes. Esses depósitos correspondem à Seqüência Zeta de Soares *et al.* (1978) e estão relacionados ao evento de basculamento da placa Sul-americana, associados ao soergimento da Cordilheira dos Andes, deste o final do Mioceno (Ponte *et al.* 1990).

FIGURA 16 - Mapa geológico simplificado mostrando a localização das principais bacias Neocomianas do interior nordestino.



## 8. Metodologia

### 8.1. Base de dados

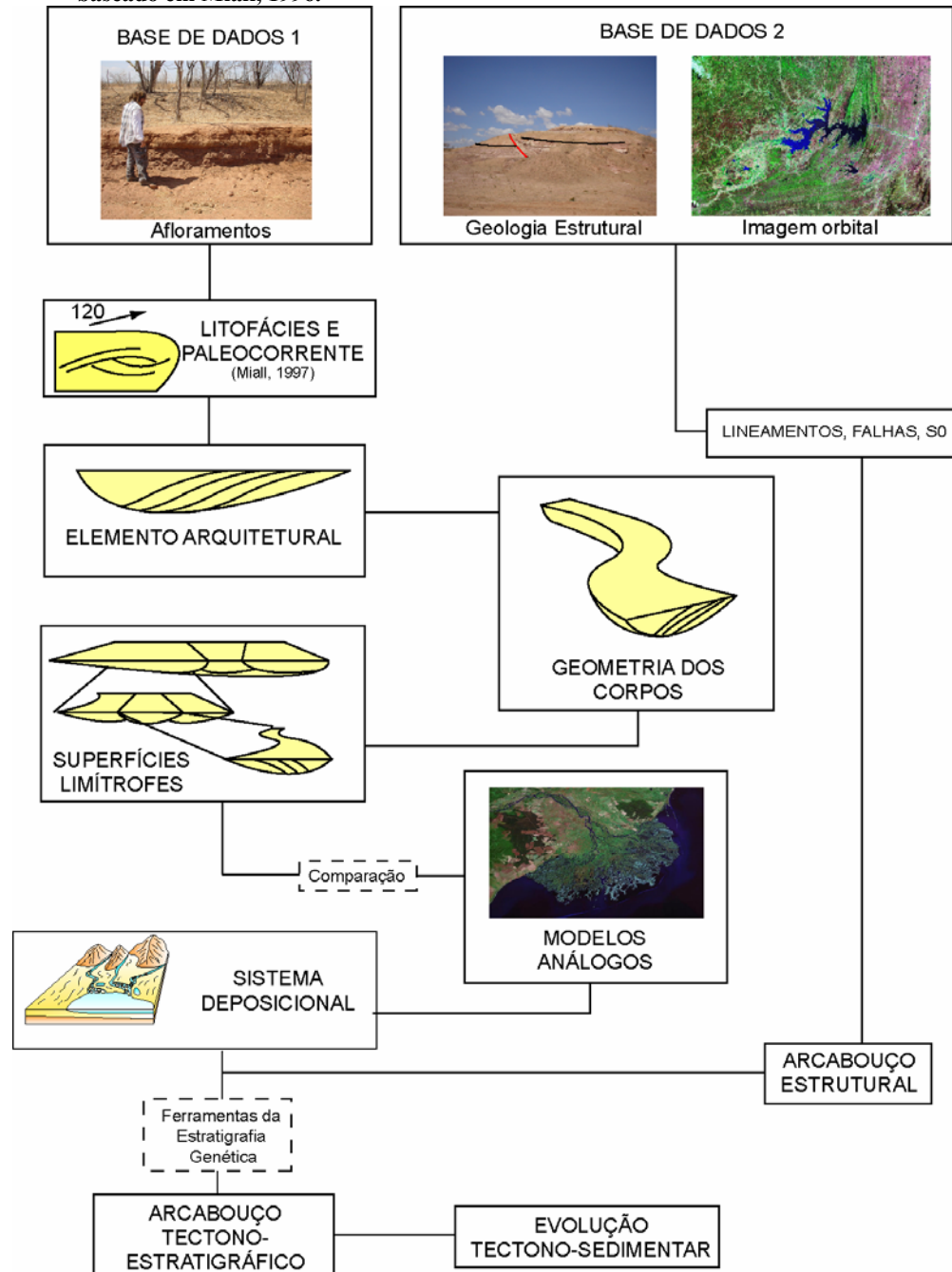
A base de dados utilizados para este trabalho provém essencialmente de duas fontes: dados de campo (mapeamento geológico, análise geométrica dos corpos areno-conglomeráticos, levantamento de seções) e dados orbitais (*Landsat* e Modelo Digital de Terreno) (FIGURA 17).

Os dados de campo foram levantados a partir de dois trabalhos sistemáticos de campo que totalizaram 42 dias na bacia-alvo e adjacências.

O trabalho sistemático consistiu no (1) reconhecimento dos estilos deposicionais das bacias circunvizinhas, (2) mapeamento geológico regional nas sub-bacias de interesse, (3) levantamento de seções estratigráficas na escala 1/200, (4) análise da variabilidade lateral das camadas, (5) medição de paleocorrente e basculamento de camada ( $S_0$ ) e (6) análise estrutural.

As imagens orbitais foram obtidas pela rede mundial de computadores (NASA, Google Earth, Earth Science Data Interface) e posteriormente processadas em *software* específicos (Global Mapper, ArcGIS, AutoCad, Surfer) para o reconhecimento e interpretação das principais feições geomorfológicas e estruturais.

FIGURA 17 - Fluxograma metodológico conceitual adotado neste trabalho. *Mod. Arima, 2004 e baseado em Miall, 1996.*



## 8.2. Procedimentos

Como em qualquer trabalho científico, a correta organização, planejamento e execução sistemática de trabalho são fatores cruciais para o sucesso. A metodologia prática foi dividida em três fase ou procedimentos.

### 8.2.1. Procedimentos pré-campo

O procedimento pré-campo consistiu basicamente no trabalho de revisão bibliográfica a respeito da bacia-alvo (itens 4 e 5) e o seu contexto geotectônico regional (item 7). Simultaneamente, foi obtida pela rede mundial de computadores toda a base de imagens digitais da área e carregadas no *software* de gerenciamento visual ArcGIS 9.

### 8.2.2. Procedimentos em campo

O trabalho de campo foi realizado em duas etapas. O primeiro campo foi realizado entre os dias 13 de novembro e 11 de dezembro de 2005, totalizando 29 dias. Durante a primeira semana de trabalho foi realizado um trabalho de reconhecimento da bacia-alvo e sub-bacias circunvizinhas no intuito de familiarizar-se com as *fácies*, marcar afloramentos-chaves e checar acessos. Após a primeira semana de reconhecimento foi dado início ao trabalho sistemático, que consistiu basicamente no:

- *Reconhecimento e descrição das principais fácies* – o reconhecimento das *fácies* é a unidade fundamental para a compreensão da dinâmica do preenchimento de uma bacia. A descrição e classificação das *fácies* seguiram a proposta de Miall (1996);
- *Levantamento de seções* – as seções foram divididas em três tipos: seções esquemáticas, de afloramentos (vertical) e de caminhamentos (horizontal). As seções esquemáticas consistiram na elaboração de seções, sem escala, em afloramentos de pequeno porte e/ou sem grande representatividade. As seções em afloramento foram levantadas em afloramentos de pequeno (até 10m de espessura aproximadamente) a grande porte (centenas de metro), na escala 1/200, com o devido detalhamento. Já as seções de caminhamento foram realizadas em regiões com ampla exposição, às quais possibilitaram o levantamento

de seções de espessuras decamétricas. A técnica de levantamento de seções em campo com camadas basculadas valeu-se de um clinômetro de mão (marca CST, modelo 17640) e uma bússola tipo Brunton (modelo DQL-8). A técnica consistiu em percorrer um segmento perpendicularmente à direção da camada, da base para o topo, medindo a espessura das camadas com o uso de um clinômetro graduado devidamente declinada de acordo com o ângulo de mergulho da camada (Ragan, 1985 e Miall, 1990).

- *Medição de paleocorrente* – os dados de paleocorrente são de suma importância na compreensão do estilo fluvial e no reconhecimento de discordâncias regionais. As medidas de paleocorrente foram obtidas em feições sedimentares com indicativos de tração unidirecional (laminações, imbricamento de seixos e *climbing ripples*, entre outras);
- *Medição do basculamento de camada ( $S_0$ )* – os dados de  $S_0$  auxiliam na compreensão da geometria e distribuição das camadas basculadas, assim como no reconhecimento de discordâncias e falhas. Os dados de  $S_0$  foram obtidos medindo-se o azimute de direção da camada e o ângulo de mergulho da camada (regra da mão esquerda);
- *Medição de lineamentos e falhas* – os dados de lineamento (quando não foi possível se observar algum indicador cinemático) e falhas (com indicador cinemático) auxiliaram na elaboração do arcabouço estrutural da bacia. Esses dados foram obtidos em feições de alinhamento de cristas, falhas com ou sem indicador cinemático e bandas de deformações;
- *Coordenadas do afloramento* – A locação das coordenadas do afloramento auxiliou na elaboração do mapa de pontos e na compreensão da distribuição espacial das camadas. As medições das coordenadas foram realizadas com o uso de um GPS de mão da marca Garmin, modelo Etrex. As coordenadas foram obtidas em projeção UTM, faixa 24 e o datum SAD69;
- *Amostragem das fácies e estruturas mais representativas* – o trabalho de amostragem foi concentrado basicamente em amostras com



conteúdo fossilífero representativo (fragmento de osso, fóssil vegetal e ostracodes) para posterior identificação e classificação em laboratório;

- *Registro fotográfico* – o registro fotográfico pode ser agrupado em três grupos: foto-detalle, foto-mosaico e geomorfologia. Foto detalhe consistiu no registro de estruturas primárias e secundárias sedimentares para a elaboração de um acervo de fotos de cada *fácies* descrita. Os fotos-mosaicos foram elaborados em afloramentos com representatividade lateral. Miall (1985 & 1996) enfatiza a importância de registros dessa natureza na análise e interpretação de elementos arquiteturais. E a foto geomorfológica foi obtida no intuito de registrar as principais feições geomorfológicas associadas à disposição dos estratos sedimentares e feições estruturais de maior magnitude. Os registros fotográficos foram realizados com o uso de uma câmera digital marca Sony, modelo P-3 na resolução de 72dpi a 1200x1600 *pixels* no padrão *fine* e uma câmera digital marca Casio, modelo EX-P-600 na resolução 72dpi a 2816x2112 *pixels*.

O segundo trabalho de campo foi realizado entre os dias 3 e 17 de maio de 2006, totalizando 14 dias. Nessa etapa foram estudadas as bacias de Rafael Fernandes, Icozinho, Nazaré, Rio do Peixe e Lavras da Mangabeira. Além deste estudo, foram revisitados alguns afloramentos já descritos, feita a marcação de novos pontos e levantamento de novas seções na Bacia do Iguatu.

### **8.2.3. Procedimentos em laboratório**

Inicialmente toda a base de dados levantados em campo foi organizada em uma planilha de dados integrados que, por sua vez, ficaram vinculados ao banco de registro fotográfico, mapas temáticos e banco de perfis, a fim de facilitar o processamento.

Uma vez organizados os dados, o processamento seguiu o molde metodológico conceitual baseado no “modelo de destilação” proposto por Walker (1992), método de análise de afloramento proposto Miall (1996) e adaptado da metodologia aplicada por Arima (2004) – (FIGURA 17).

Inicialmente, foi elaborado um arcabouço estrutural da bacia com base nos dados de afloramentos, bibliografia e imagens de satélite no intuito de delimitar os principais processos pré, sin e pós-tectônicos responsáveis pela evolução da bacia

(FIGURA 17). Esta fase de trabalho foi de uma importância considerável, principalmente por tratar-se de uma bacia fortemente basculada e estruturalmente compartimentada.

Uma vez estabelecido o arcabouço estrutural da bacia, a etapa seguinte consistiu na análise do preenchimento sedimentar. As *fácies* reconhecidas, descritas e organizadas em seções estratigráficas e croquis/fotomosaicos foram agrupadas para a determinação dos principais elementos arquiteturais e geometria dos corpos que, por sua vez, foram comparadas aos modelos propostos na literatura (modelos de *fácies*) para, por fim, reconstituir a arquitetura do sistema fluvial.

Uma vez definidos os principais sistemas deposicionais, foram aplicados os preceitos da estratigrafia genética no intuito de melhor compreender o padrão de empilhamento, estabelecer um arcabouço tectono-estratigráfico genético para a bacia e elaboração de um modelo de evolução da bacia.

## 9. Arcabouço estrutural

Apesar de a análise estrutural não constituir o foco principal deste trabalho, a plena compreensão e o estabelecimento de um arcabouço estrutural prévio são indispensáveis para uma análise estratigráfica posterior (Ingersoll *et al.* 1996).

### 9.1. Sub-bacia do Iguatu

Estruturalmente a Bacia de Iguatu está compartimentada em quatro sub-bacias separadas por altos internos do embasamento. A modelagem gravimétrica, define para a Sub-bacia do Iguatu uma geometria em forma de um elipsóide com caimento para SW, junto à Serra do Torto e um depocentro único alongado segundo NE45° com profundidade máxima de aproximadamente 1,75-1,79km (FIGURA 19 e FIGURA 20) (Bedregal (1991) e Castro *et al.* (1999)).

A borda NE da bacia é caracterizada por um alto gradiente. Essa anomalia, associada às evidências de falhas observadas em campo, é interpretada como um contato tectônico.

Na porção SW da bacia, a gravimetria indicou uma espécie de “plataforma” junto à borda da bacia (Bedregal, 1991). Essa feição é interpretada como um alto interno controlado por falhas NW-SE.

A estruturação geral do acamamento (S0) é caracterizada por um caimento duplo assimétrico para o centro da bacia com eixo orientado segundo NE-SW (Ghignone *et al.* 1986) O *trend* geral de mergulho é paralelo a sub-paralelo em relação às bordas da bacia com um mergulho médio de 20° - 25°. Ponte *et al.* (1990)

interpreta essa assimetria no caimento das camadas como uma grande sinclinal de origem sin-deposicional (FIGURA 23).

No mapa de atitude de acamamento (Vide anexo 1), são observadas zonas com inversões de mergulho no interior da bacia, longe das bordas. Essas feições são interpretadas como pequenos basculamentos internos controlados por blocos heterogêneos do embasamento (Bedregal, 1991).

Ao longo da borda principal, as camadas apresentam um alto valor de mergulho, chegando a medir 70°. Tais mergulhos anômalos são evidências indiretas de falhamento associado a algum evento de soerguimento da bacia.

Entre os basculamentos internos mais proeminentes, destaca-se a falha segundo a direção NE situada no flanco oeste, ao norte de Quixelô, observável tanto nas imagens de satélite quanto em afloramento (FIGURA 21). Essa falha é interpretada como sendo uma falha normal sintética à falha principal (Bedregal, 1991; Gomes *et al.* 1997; Campos *et al.* 1979).

A SE da sub-bacia, próxima a localidade de São Pedro, nota-se, tanto nas imagens de satélite quanto em afloramento, um arqueamento horizontal das camadas. Bedregal (1991) interpreta essa feição como um deslocamento sinistral ao longo da borda da bacia.

Conforme Rosendahl *et al.* (1986) a expressão de *strain* em uma unidade de meio-graben isolado, cuja falha principal é arqueada em planta, varia dentro do mesmo. A subsidência é normal e máxima na porção central do meio graben, junto à falha de borda, enquanto nas terminações do *rift*, o rejeito total da borda falhada diminui à medida que a proporção dos movimentos direcionais aumentam (FIGURA 22). Assim, pode-se concluir que esse arqueamento evidencia uma deformação sin-deposicional de terminação do *rift*.

FIGURA 18 – Modelo numérico de terreno da Bacia do Iguatu. Note a inflexão de E-W para N-S do embasamento responsável pela implantação das sub-bacias de Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó. Escala vertical e horizontal em metro.

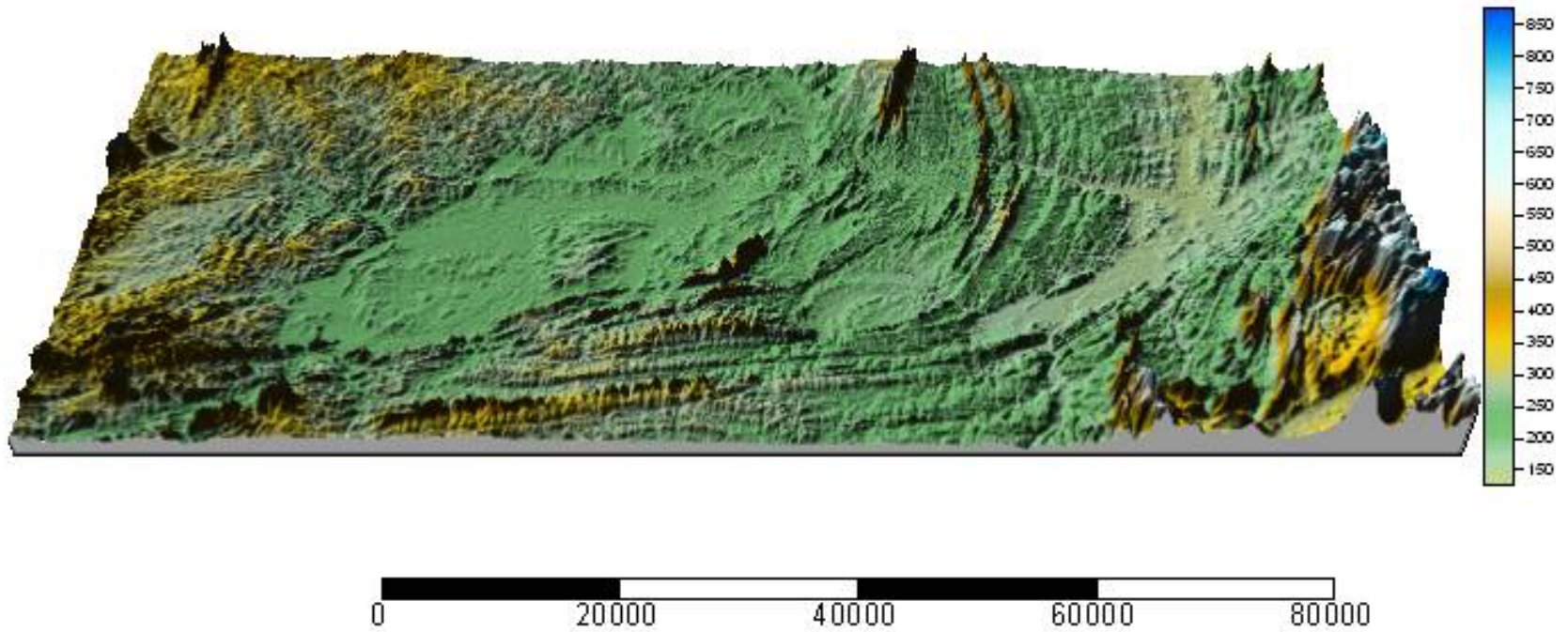


FIGURA 19 – Modelo tridimensional do embasamento da sub-bacia de Iguatu obtido a partir da modelagem gravimétrica. Na porção noroeste da sub-bacia, o contato é marcado por falhas com alto mergulho (seta preta). Ao sul, nota-se uma “plataforma” interna no flanco do meio-gráben (seta azul). Escala vertical em metro. (Mod. Bedregal, 1990)

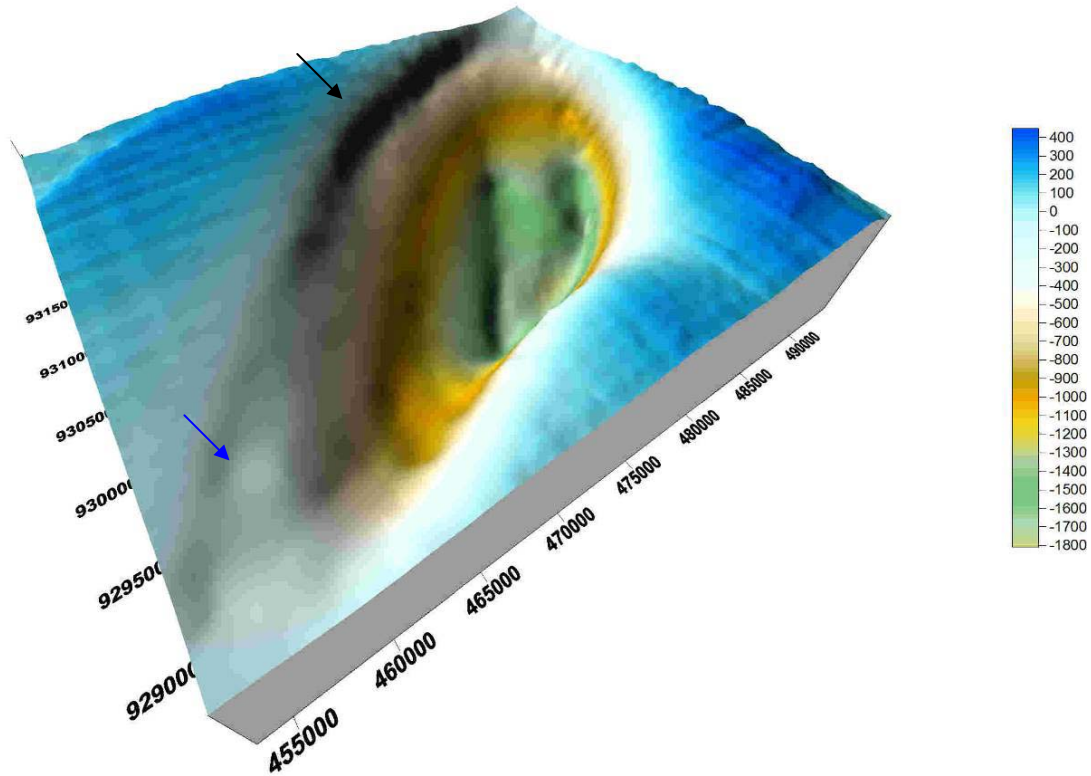


FIGURA 20 - Modelo gravimétrico da Bacia do Iguatu (Sub-bacia do Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e parte sul da Sub-bacia de Icó). As isolinhas marcam a profundidade em quilômetro. Mod. Castro *et al.* (1999)

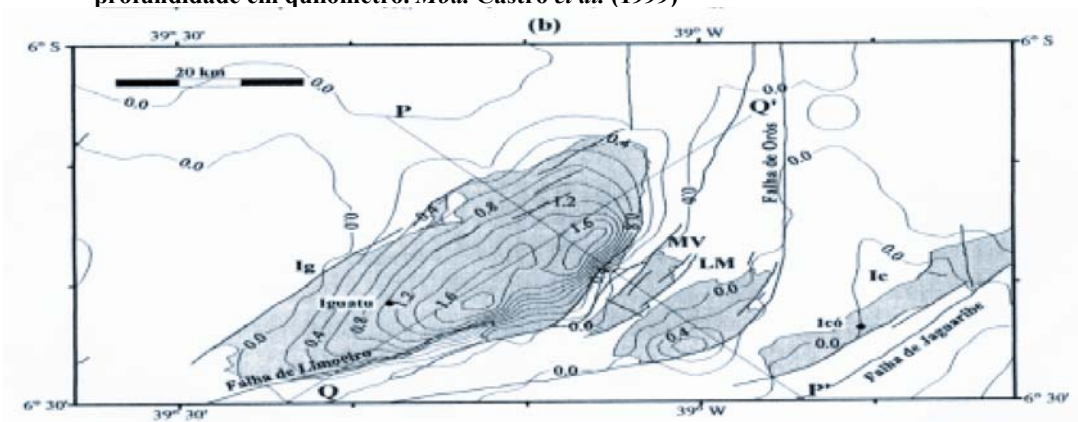
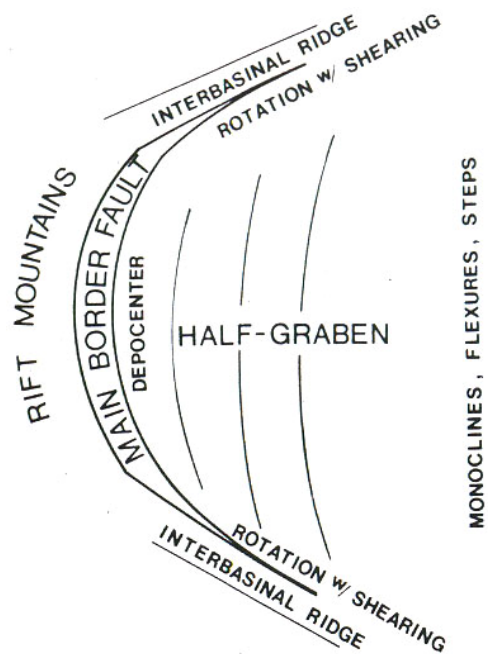


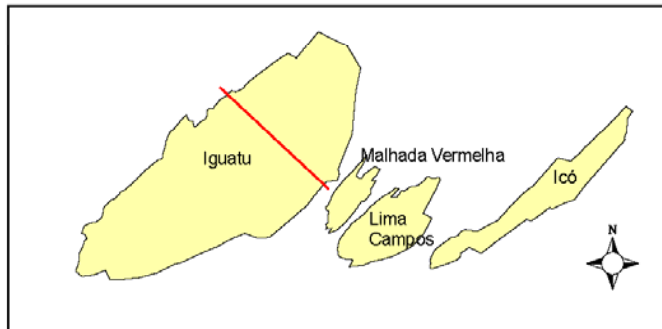
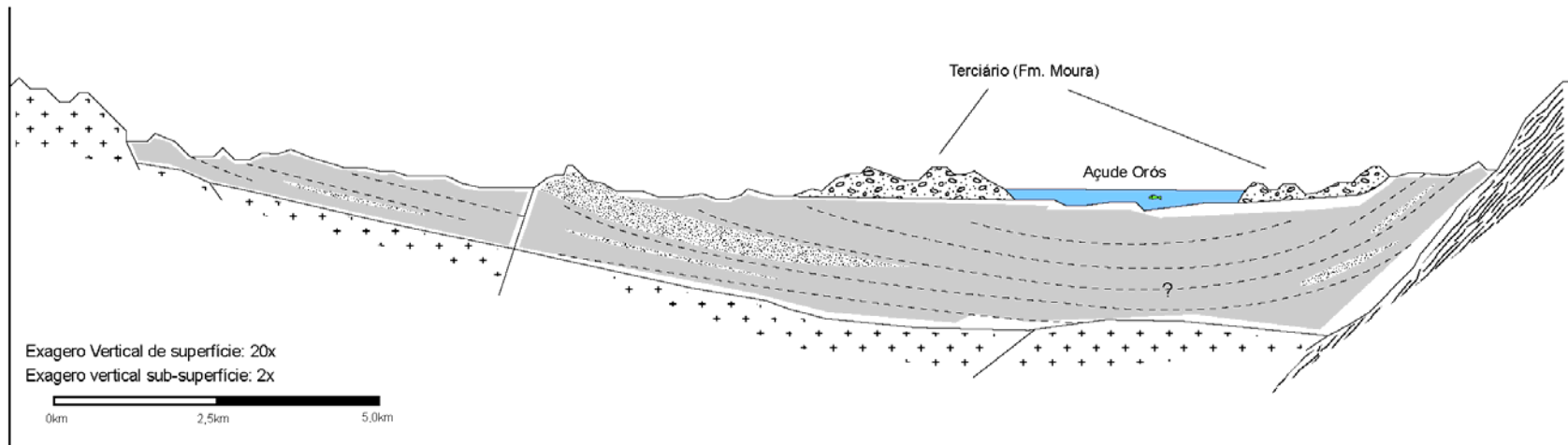
FIGURA 21 - Falha normal sintética a falha principal vista em afloramento. Basculamento da camada de 035/30. Sub-bacia Iguatu (Ponto IG-66 – vide anexo Q para a localização do afloramento e anexo T para a expressão desta falha na sub-bacia)



FIGURA 22 – Modelo teórico de um meio graben visto em planta evidenciando as variações laterais dos vetores de esforços ao longo da falha de borda. A subsidência é normal e máxima na porção central do meio graben (*main border fault*). Já nas terminações do rift (*interbasinal ridge*), os movimentos laterais e rotacionais tendem a ser dominantes. Baseada nas observações realizadas no sistema de rifts do leste-africano por Rosendahl *et al.*, 1986



**FIGURA 23** – Seção esquemática transversal a bacia mostrando a estruturação interna. Baseado em dados gravimétricos (topo do embasamento) e modelo numérico de terreno (perfil de relevo). Observe a geometria em meio-gráben e a feição de arqueamento assimétrico das camadas. NW SE



LEGENDA	
	Pelito
	Arenito
	Conglomerado
	Embasamento metamórfico (Gr. Orós)
	Embasamento (Complexo Tonalítico-granodiorítico)

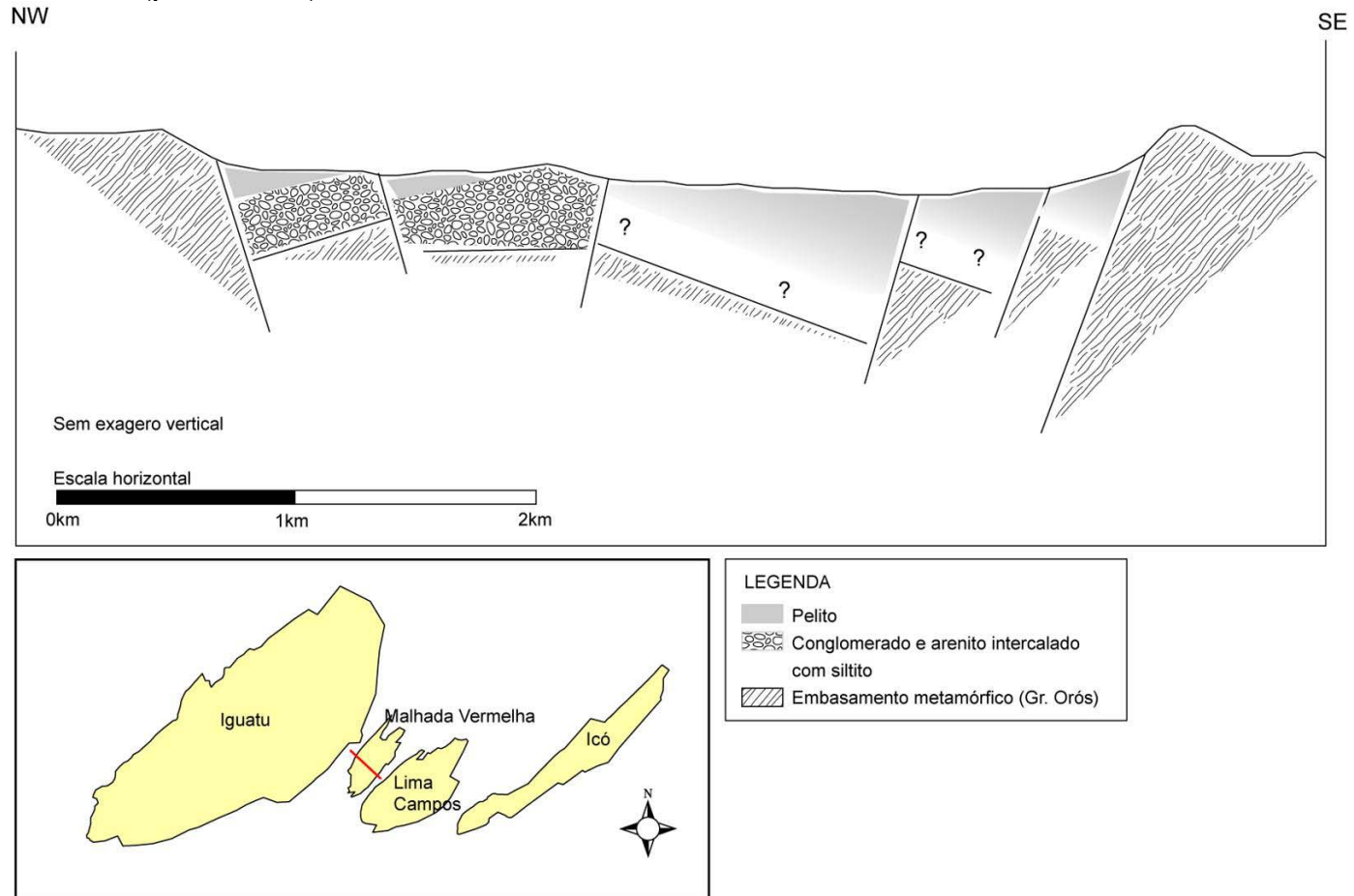


## 9.2. Sub-bacia de Malhada Vermelha

A sub-bacia de Malhada Vermelha está totalmente compartimentada por falhas. Internamente, as unidades litológicas igualmente são compartimentadas por sistemas de falhas normais segundo NE-SW, não permitindo estabelecer uma relação de topo e base entre os blocos. Os dados de acamamento medidos em campo na porção leste mostram um padrão de mergulho para SE-E com mergulho médio de 20°. Já no bloco oeste, nota-se um padrão bastante aleatório no sentido dos mergulhos (Anexo R). O trabalho sistemático de campo mostrou que essa porção apresenta um complexo sistema de basculamento, associado provavelmente à fase de soerguimento pós-deposicional, o que é igualmente observado na borda leste da sub-bacia de Iguatu.

A modelagem gravimétrica obtida por Castro *et al.* (1999) mostrou que a sub-bacia de Malhada Vermelha não apresenta anomalias residuais suficientemente significativas a ponto de serem detectadas pelo método de inversão dos dados gravimétricos, uma vez que o embasamento dessa bacia é formado por metassedimentos, gerando uma anomalia gravimétrica positiva.

FIGURA 24 – Perfil esquemático NW-SE da sub-bacia de Malhada Vermelha mostrando as compartimentações internas. Baseado em dados de campo e modelo numérico de terreno (perfil de relevo).

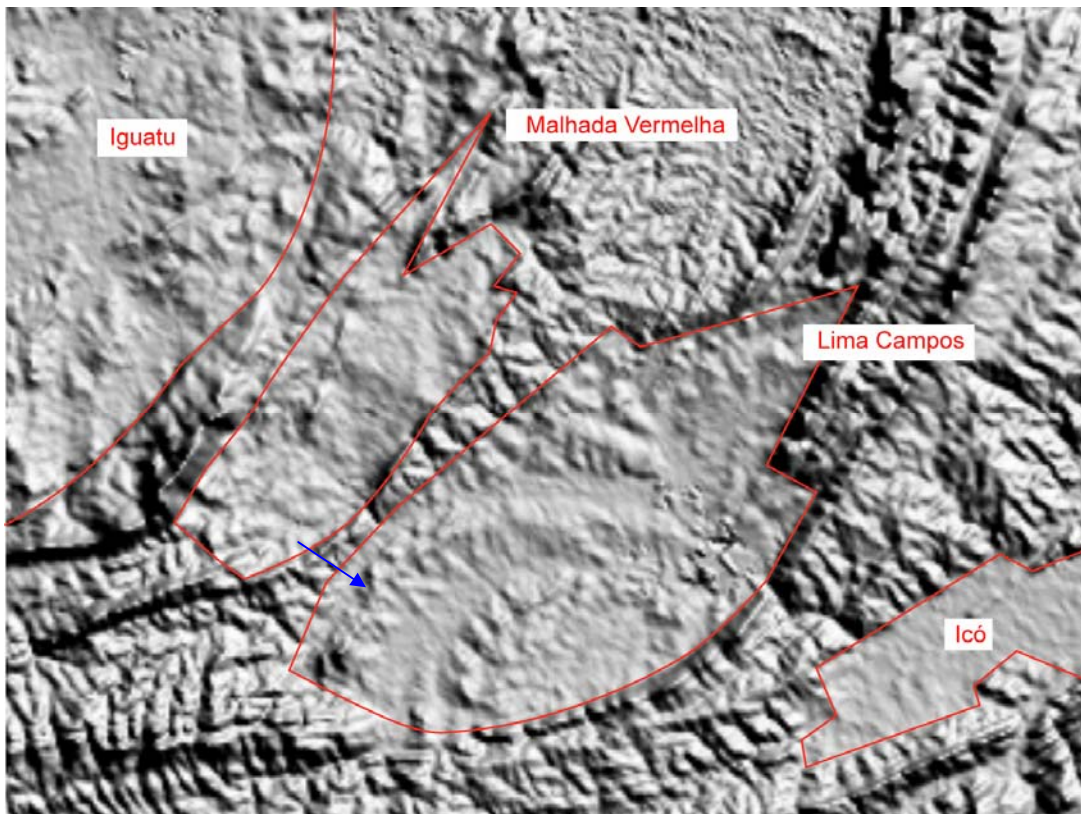


### 9.3. Sub-bacia de Lima Campos

A sub-bacia de Lima Campos é definida por uma geometria em meio grábem com a falha principal a SE. Dados de acamamento também indicam um padrão de mergulho preferencial à SW com direções paralelas a subparalelas em relação à borda.

O modelo numérico de terreno, as imagens de satélite e os dados de atitude de acamamento mostram que na porção SW da sub-bacia há uma feição de macro dobra de arrasto semelhante à observada na borda sudeste da sub-bacia de Iguatu (FIGURA 25). Assim como na sub-bacia de Iguatu, essa feição é interpretada como uma feição de deformação sin-deposicional associada à terminação do *rift*.

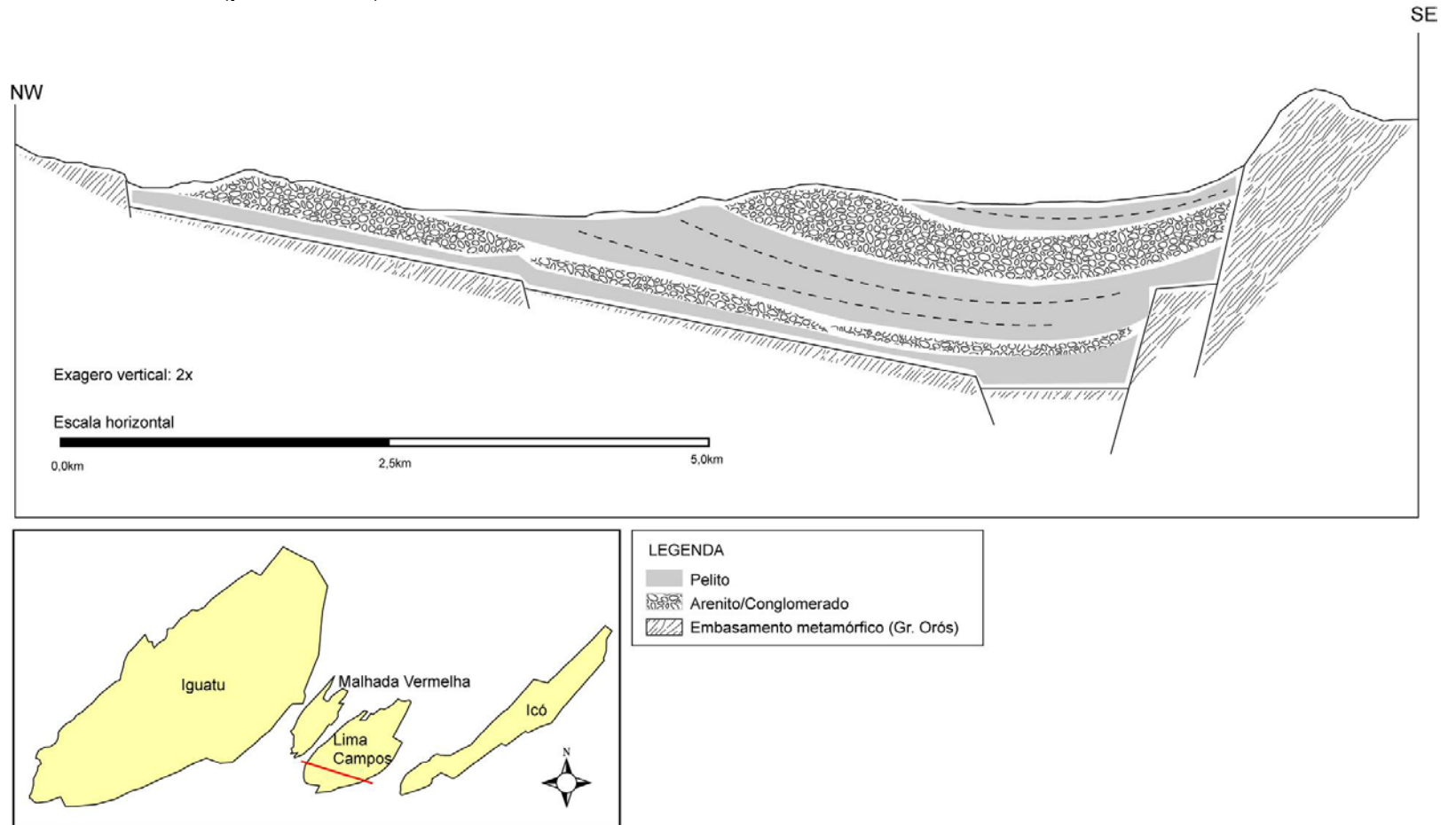
**FIGURA 25 - Modelo numérico de terreno da sub-bacia de Lima Campos e Malhada Vermelha com luminosidade direcional ressaltando as estruturas NW-SE. Note a feição de arqueamento das camadas na porção sul da sub-bacia de Lima Campos (seta azul).**



Dados gravimétricos obtidos por Castro *et al.* (1999) indicam que a profundidade de topo do embasamento não passa os 650m no depocentro da bacia.

Próximo à localidade de Gassussé foi observado um alto interno do embasamento próximo à borda NE da sub-bacia. Neste ponto (IG-93), observa-se um sistema de caimento duplo assimétrico balizado por um alto do embasamento. Assim como ocorrem na porção junto à falha principal, essas feições são interpretadas como um sistema de reativação pós-deposicional responsável pelo soerguimento e arqueamento da bacia.

FIGURA 26 – Perfil esquemático da Sub-bacia de Lima Campos mostrando a compartimentação interna. Baseado em dados gravimétricos (topo do embasamento) e modelo numérico de terreno (perfil de relevo).



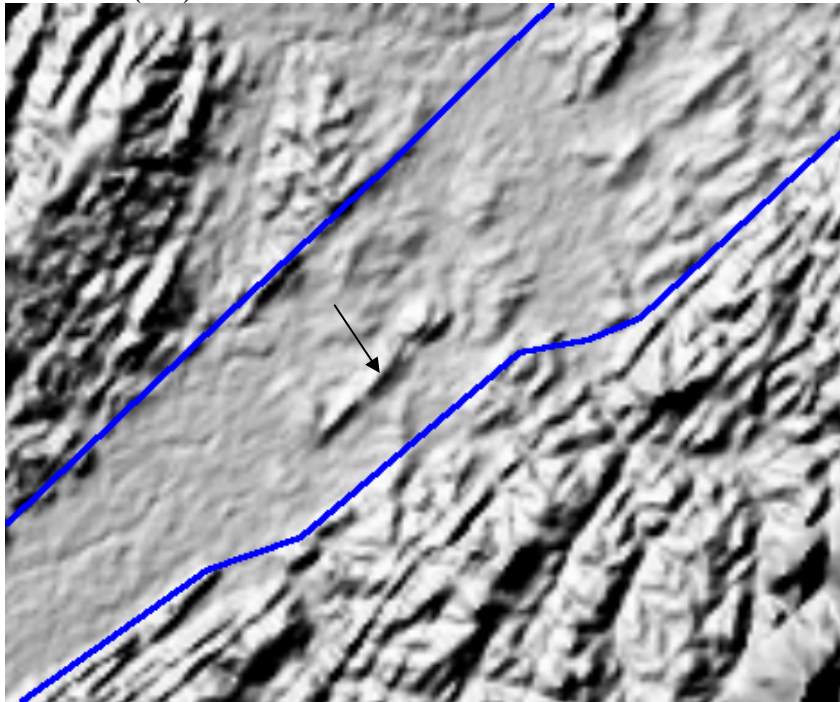
#### 9.4. Sub-bacia de Icó

A sub-bacia de Icó é caracterizada por uma bacia estreita, alongada segundo a direção NE-SW e totalmente compartimentada por falhas.

Na porção ao sul da cidade de Icó, a bacia encontra-se parcialmente encoberta por sedimentos Quaternários.

Entre as feições estruturais mais proeminentes, destaca-se um alto interno do embasamento próximo à localidade de Montealegre, na porção central da bacia. Esse alto é caracterizado por uma crista estreita (aproximadamente 200m) e alongada (aproximadamente 1,5km) paralela à borda da bacia – (FIGURA 27).

FIGURA 27 - Modelo numérico de terreno da porção central da sub-bacia de Icó evidenciando o alto interno da bacia (seta).

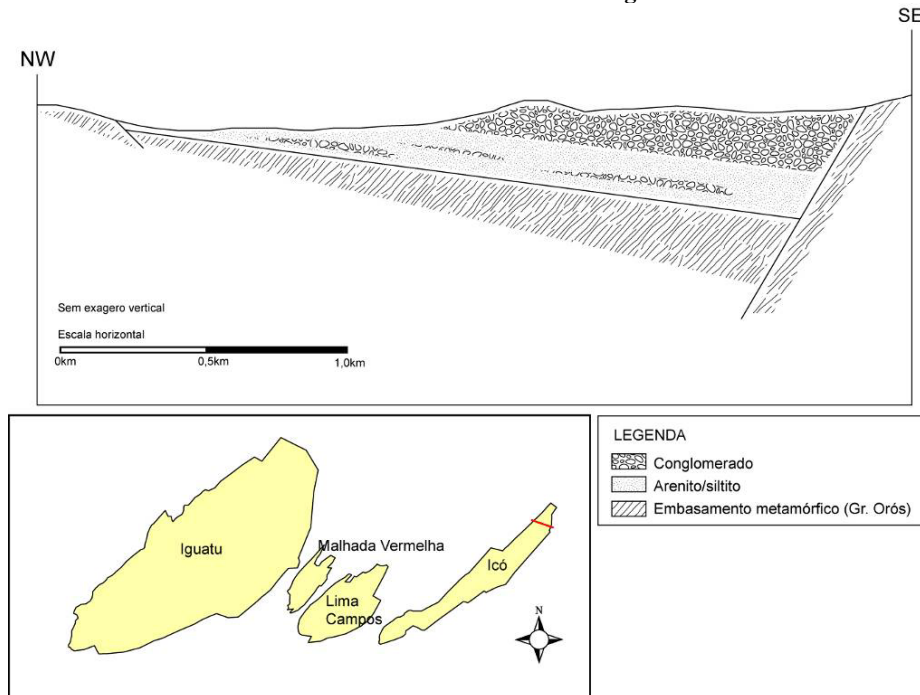


Os dados gravimétricos indicam que a profundidade dessa bacia é inferior a 200m (Castro *et al.*, 1999).

Os dados de acamamento de camada indicam sentido paralelo a subparalelo em relação à borda com caimento geral para sudeste e mergulho aproximado de 20 graus (Anexo R).

O mapeamento sistemático na porção norte da bacia evidencia um grande sistema de falhas paralelas à borda da bacia que duplicam essas camadas próximas à borda leste.

**FIGURA 28** – Perfil esquemático da sub-bacia de Icó. Baseado em dados de acamamento das camadas e modelo numérico de terreno. Não há dados gravimétricos nesta sub-bacia.



Em campo, na escala de afloramentos, são observadas zonas de bandas de deformações, principalmente próximas às bordas das sub-bacias (FIGURA 29). As bandas de deformações são caracterizadas por cristas estreitas com largura média de 30 a 50 cm, retilíneas ou mais comumente anastomosadas, que se sobressaltam em relação ao relevo. Ocasionalmente são observadas feições de descolamento dextral e sinistral.

**FIGURA 29 - Banda de deformação em conglomerado com feições de anastomosamento. Seta preta indicando a escala.**



Segundo Aydin (1978) as bandas de deformações são feições estruturais primárias que precedem à formação de falhas maiores. Os principais mecanismos envolvidos na geração de bandas de deformações em arenitos são: (1) colapso ou fechamento do espaço poroso pela deformação do cimento, (2) movimento relativo dos grãos e (3) fraturamento de grãos individuais.

As ocorrências dessas bandas de deformações são interpretadas como uma feição sin-deposicional associada à atividade tectônica na bacia.



### 9.5. Discussão

Sob o ponto de vista estrutural, as sub-bacias são caracterizadas por meio-grabens assimétricos com caimento para sudeste. Em planta, apresentam uma geometria elipsoidal (Iguatu e Lima Campos) ou alongada quando totalmente compartimentada por falhas (Malhada Vermelha e Icó). Embora não se tenha evidências, especula-se que as sub-bacias alongadas apresentam essa geometria em virtude de uma tectônica posterior que fragmentou e compartimentou-as por falhas. Já as sub-bacias elipsoidais preservaram parte da sua geometria original, fato esse observado pela grande sinclinal da sub-bacia de Iguatu e as feições de arraste nas sub-bacias de Iguatu e Lima Campos. Dados estratigráficos, os quais serão apresentados a seguir, mostram que o preenchimento de Lima Campo é bastante semelhante à de Malhada Vermelha e Icó. A similaridade litológica não significa, portanto, que as sub-bacias componham necessariamente uma única bacia, e sim que elas foram submetidas a condições semelhantes de sedimentação.

## 10. Análise estratigráfica

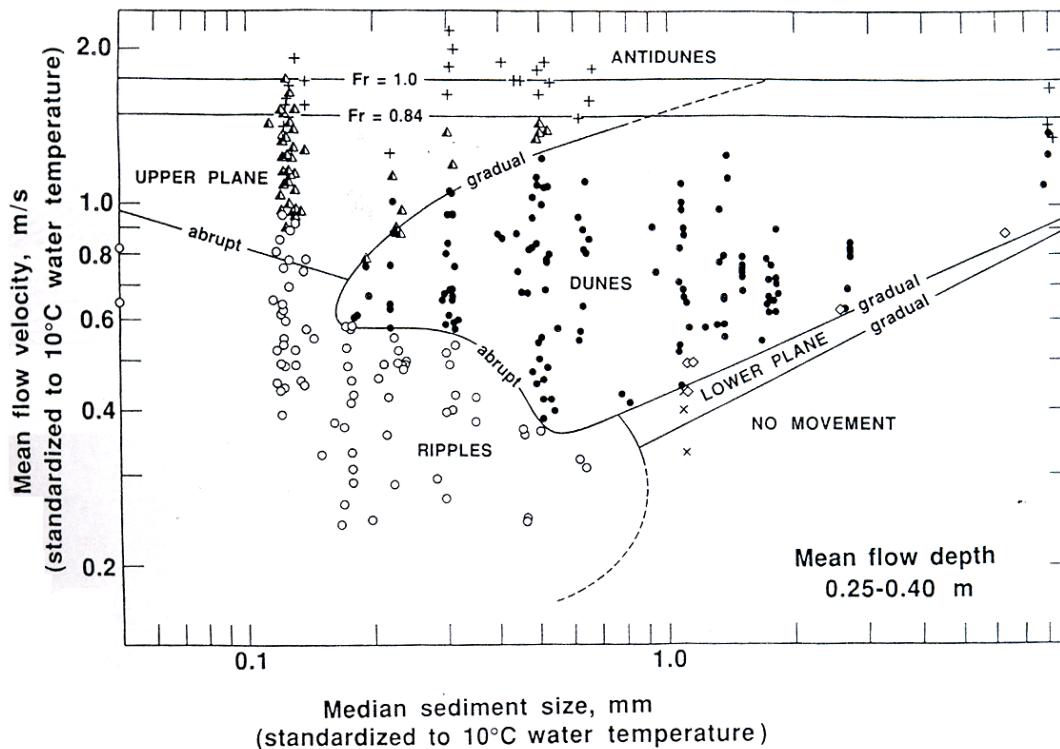
### 10.1. *Fácies*

Neste trabalho, entende-se por *fácies* um corpo de rocha distinto das adjacentes pela sua textura e estrutura. O processo gerador da *fácies* é a interação entre o sedimento e o processo de transporte e deposição do sedimento (fluxo de detrito, carga de leito, carga de suspensão e vento) (Collinson, 2002).

Os fluxos de detritos podem ser de dois tipos, de acordo com o tipo de carga e a quantidade de água (saturação) no sistema: fluxo coeso e não-coeso,.

Carga de leito é o movimento não-coesivo de grãos por saltação, arrasto ou rolamento no leito. O resultado desses processos trativos é o desenvolvimento de uma série de morfologias de leito controladas pela profundidade da lâmina d'água, velocidade do fluxo e granulometria (FIGURA 30).

FIGURA 30 - Gráfico da velocidade de fluxo *versus* tamanho de grãos mostrando o campo de estabilidade das formas de leito arenosas. Ashley, 1990



A carga de suspensão é o transporte de sedimentos, predominantemente da fração silte-argila, em suspensão na água como resultado da turbulência do fluxo. A deposição ocorre quando há diminuição da turbulência (regiões de baixa energia) sob a forma de assentamento gravitacional de partículas.

A classificação faciológica adotada neste trabalho foi baseada na classificação de  *fácies* fluviais proposta por Miall (1996) (QUADRO 2). Conforme a classificação, a primeira letra, em maiúsculo, indica o tamanho de grão (G=cascalho, S=areia e F= areia muito fina, silte e lama<sup>2</sup>). A letra subsequente, em minúsculo, indica a característica estrutural (eg.: p= laminação cruzada planar, r= *ripples*). E entre parênteses e separadas por vírgulas ficam as estruturas e feições complementares adotadas pelo autor (eg.: i=intraclasto, o=ostracodes).

<sup>2</sup> Cascalho > 2mm, areia = 0,125mm - 2mm e finos < 0,125.

QUADRO 2  
Classificação de *fácies* com os códigos, a descrição das litofácies, estruturas sedimentares e interpretação. *Mod. Miall, 1996*

CÓDIGO	LITOFÁCIES	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	INTERPRETAÇÃO
<b>Gcm</b>	Cascalho maciço clasto-suportado	Maciça	Fluxo de detrito pseudoplástico (fluxo turbulento)
<b>Gp</b>	Cascalho estratificado	Laminações cruzadas planares	Fluxo trativo de carga de fundo, unidirecional em regime de fluxo inferior.
<b>Gt</b>	Cascalho estratificado	Laminações cruzadas tangenciais	Fluxo trativo de carga de fundo, unidirecional em regime inferior.
<b>Gh</b>	Cascalho estratificado	Acamamento horizontal, imbricamento de clastos.	Fluxo trativo de carga de fundo, unidirecional em regime inferior.
<b>Sp</b>	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminações cruzadas planares	Fluxo trativo de carga de fundo, unidirecional em regime de fluxo inferior.
<b>St</b>	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminações cruzadas acanaladas	Fluxo trativo de carga de fundo, unidirecional em regime de fluxo inferior.
<b>Sh</b>	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição.	Fluxo trativo de carga de fundo, unidirecional em regime de fluxo superior.
<b>Sm</b>	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Maciça ou laminação indistinta	Fluxo trativo de carga de fundo, unidirecional em regime de fluxo inferior.
<b>Sr</b>	Areia muito fina a grossa	<i>Climbing ripples</i>	Fluxo trativo de carga de fundo, unidirecional em regime de fluxo inferior.
<b>So</b>	Areia muito fina a grossa	<i>Wave ripples</i>	Fluxo trativo de carga de fundo oscilatório em regime de fluxo inferior
<b>Fl</b>	Silte, lama.	Maciça	Carga de suspensão assentado pela gravidade em regiões de baixa energia.

Segue abaixo uma descrição detalhada das litofácies descritas na Bacia do Iguatu.

#### **10.1.1. Fácies Gcm – Conglomerado clasto suportado**

##### ***Descrição***

A litofácies Gcm (conglomerado clasto-suportado) é caracterizada por um conglomerado maciço, clasto suportado, com arcabouço arenoso ou granular, polimítico, mal selecionado, sub-arredondado e com esfericidade média. Os clastos apresentam tamanhos que variam de 0,2cm a 40cm e são compostos por quartzo, milonito, xisto e granitóide (FIGURA 31). A coloração predominante é roxo-avermelhada a esbranquiçada. Os conglomerados maciços tendem a ocorrer em (1) pequenas lentes com no máximo 0,4m de espessura, largas decamétricas e associados a *fácies* Gt e Gp – item 10.1.2 (ANEXO L – 61~68m) ou (2) em pacotes com espessuras métricas (ANEXO F -70~82m).

##### ***Interpretação***

Os processos de transporte e formas de leito associados a cascalhos são pouco conhecidos na literatura em relação às formas de leito arenosas, pois sua observância é muito mais incomum *in loco* do que a geração dessas formas de leito por conta da alta energia envolvida. Tal fato torna a observação, medição e amostragem extremamente periculosa (Miall, 1996).

Conforme Miall (1996), esses depósitos são formados por fluxos de detritos pseudoplásticos depositados sob regime de fluxo viscoso, laminar ou turbulento (tipo 2).

As pequenas lentes de conglomerado maciço clasto suportado (tipo 1) são interpretadas como depósitos residuais associados à migração de barras.

FIGURA 31 - Conglomerado clasto suportado. Ponto IG-95, Sub-bacia Lima Campos.



#### 10.1.2. *Fácies Gt e Gp – Conglomerado com laminação tangencial e planar*

##### *Descrição*

As litofácies Gt e Gp são caracterizadas por conglomerado clasto suportado (quartzo, milonito, xisto, granitóide e bioclasto – tronco fóssil), com arcabouço arenoso ou granular, polimítico, mal selecionado, sub-arredondado, esfericidade média e laminação cruzada acanalada (Gt) ou planar (Gp). Os clastos apresentam tamanhos que variam de 0,2 a 40cm. (FIGURA 32 e FIGURA 33). A coloração varia de roxo-avermelhada a esbranquiçada.

A espessura de cada *set* varia de 20 a 90 cm e a largura entre 60 a 150 cm. (FIGURA 33 e FIGURA 32).

Os *cosets* apresentam espessuras na ordem de alguns metros e grande expressão lateral (alguns com até centenas de metro) ou em pequenas lentes com espessuras métricas e lateralmente restritas (na ordem de algumas dezenas de metro) (ANEXO E – 41~99m).

### ***Interpretação***

A *fácies* Gp é interpretada como formas de leito transversais geradas pela migração de pequenas dunas, enquanto que a *fácies* Gt é associada ao preenchimento de pequenos canais ou a formas de leitos transversais (Miall, 1996).

### **10.1.3. *Fácies* Gh – Conglomerado com laminação horizontal**

#### ***Descrição***

A litofácies Gh é caracterizada por um conglomerado clasto suportado (quartzo, milonito, xisto, granitóide), com arcabouço arenoso ou granular, polimítico, mal selecionado, sub-arredondado, esfericidade média e laminação horizontal. Os clastos apresentam tamanhos que variam de 0,2 a 40cm. A coloração varia de roxo-avermelhada a esbranquiçada (FIGURA 34).

A espessura dos *sets* é de aproximadamente 0,5m e lateralmente apresentam grande extensão. Essa *fácies* comumente ocorre intercalada com as *fácies* Gt, Gp e mais raramente Gcm e Fl (ANEXO L – 48~54m).

#### ***Interpretação***

Conforme Miall (1996), os conglomerados com laminação horizontal são interpretados como formas de leito longitudinais associadas a depósitos residuais.

Conforme o modelo proposto por Hein & Walker (1977), a geração da litofácies Gt e Gh está diretamente relacionada à velocidade de transporte dos cascalhos. Sob condições de rápido transporte são gerados lençóis progadantes de cascalho (*lags*) que formam as barras longitudinais (Gh). Quando a velocidade de transporte diminui, processos agradacionais prevalecem sobre os progradacionais, gerando as formas de leito tipo 3D (Gt) – Barras transversais (FIGURA 35). Em ambos os casos, a diminuição progressiva da lâmina d'água pode reduzir a energia do sistema gerando feições de gradação normal ou segregação granulométrica (Miall, 1996).

FIGURA 32 - Conglomerado com laminação cruzada tangencial de médio porte. (Fácies Gt). Ponto IG-269, Sub-bacia Iguatu.

N20E

S20W

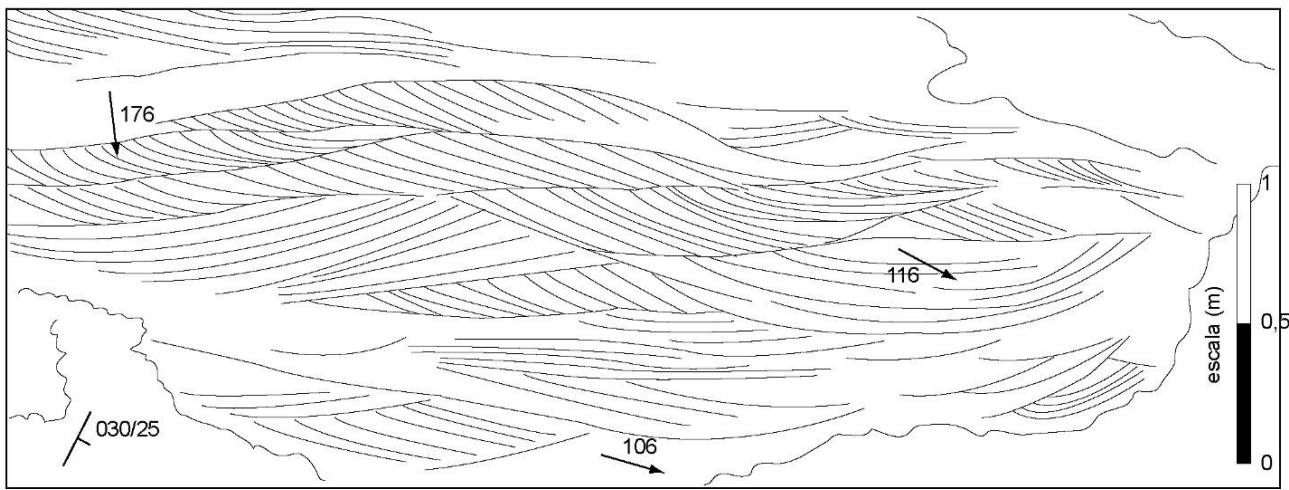




FIGURA 33 – Conglomerado clasto suportado com laminação cruzada acanalada (seta vermelha) e planar (seta azul) de pequeno porte. Note a sobreposição dos sets amalgamados e as variações nas direções das paleocorrentes (base e topo). Ponto IG-151, Sub-bacia Lima Campos.

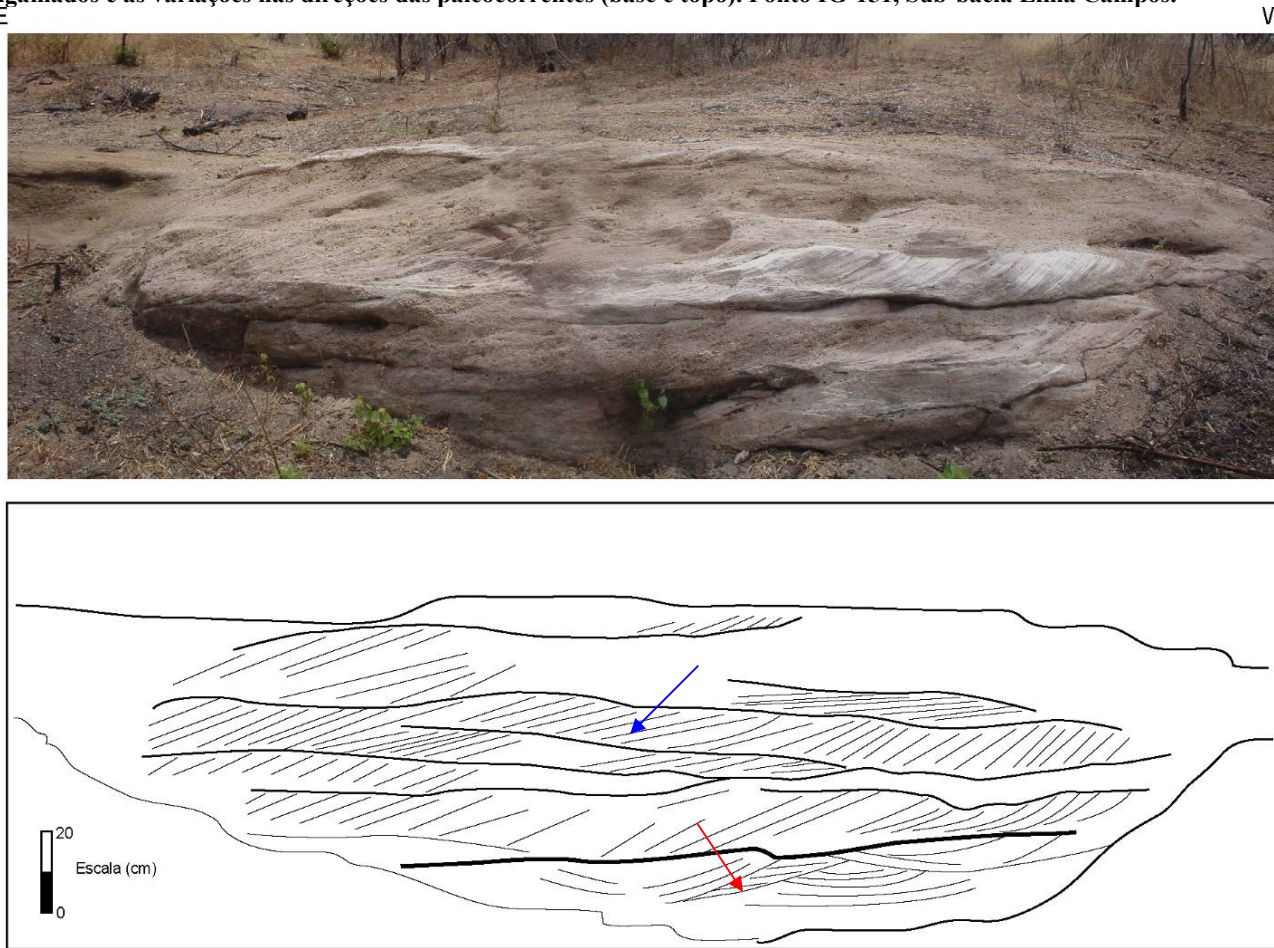
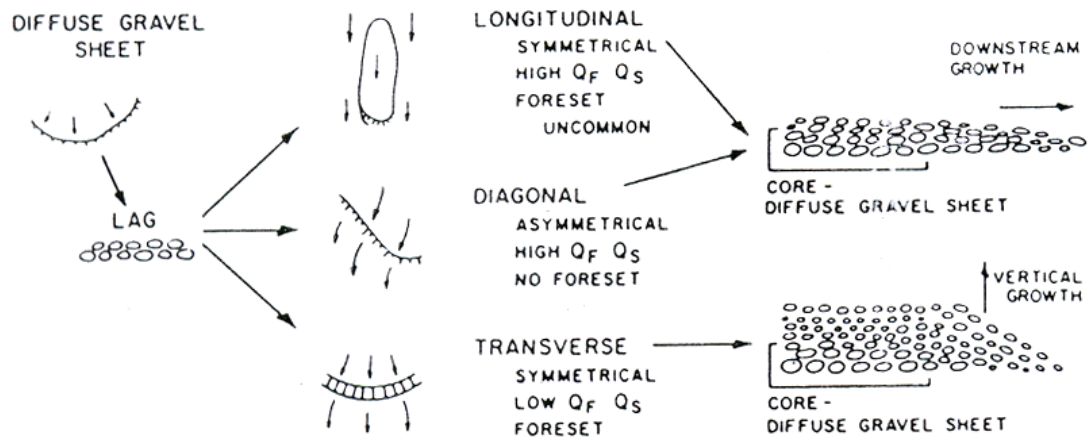


FIGURA 34 - Conglomerado polimítico (milonito, granitóides e quartzo), clasto suportado com laminação horizontal. *Fácies Gh*. Ponto IG-253, Sub-bacia Icó.



FIGURA 35 - Modelo de desenvolvimento de barras cascalhosas. Hein & Walker, 1977.



#### 10.1.4. *Fácies Sp e St – Arenito com laminação planar e tangencial*

##### *Descrição*

As *fácies Sp* e *St* são caracterizadas por arenito fino a grosso, podendo ser cascalhoso, composição arcósea ou lítica, mal selecionado, sub-arredondado, coloração avermelhada a esbranquiçada com laminação planar (*Sp*) ou tangencial (*St*) (FIGURA 36). A largura das laminações é da ordem de 1,2m e a espessura média de aproximadamente 0,5cm (ANEXO O – 31~37m).

##### *Interpretação*

A *fácies St* é interpretada como a migração de dunas subaquosas 3D e a *fácies Sp* à migração de dunas subaquosas tipo 2D sob um processo muito semelhante ao da litofácies *St*, porém com uma velocidade de fluxo e turbulência um pouco menor.

**FIGURA 36 - Arenito médio cascalhoso com laminação cruzada acanalada de médio porte. Em círculo, a escala – caneta. Ponto IG-66, Sub-bacia Iguatu.**



### 10.1.5. *Fácies Sm – Arenito maciço*

#### **Descrição**

A *fácies* arenito maciço (Sm) é caracterizada por um arenito fino a grosso, podendo ser cascalhoso, coloração avermelhada a esbranquiçada, composição lítica ou arcósea e sem estrutura sedimentar visível ou preservada (FIGURA 37). A espessura dos bancos de arenito varia de alguns centímetros a decímetros (ANEXO C – 35,5~40,5m).

Em planta, por vezes, são observadas feições de marcas de escavações (*tool marks*) associadas ao transporte de objetos em alta energia junto ao leito (FIGURA 38).

Localmente ocorrem lentes tabuliformes de aproximadamente 60cm de espessura, fortemente cimentadas por calcita, com grande extensão lateral, coloração cinza e rica em conteúdo fossilífero (restos vegetais, escamas de peixe, conchostráceos, crânio de crocodiliforme e fragmentos ósseos) (ANEXO I – 14~15m).

#### **Interpretação**

Há diversos processos que geram a *fácies* arenito maciço: (a) depósitos de fluxo hiperconcentrados gerados por picos de descarga; (b) sedimentos intensamente bioturbados - a bioturbação pode destruir toda a estrutura primária; (c) alterações diagenéticas, ou ainda (c) fluidizações.

Segundo Miall (1996), não existem arenitos maciços, eles tendem a apresentar algum grau de organização interna (gradações, laminações incipientes). Porém, a observação da estrutura pode não ser possível em virtude do intemperismo que lhe é inerente.

Os níveis de arenito fortemente cimentados, nos quais esta cimentação ocorre de forma pervasiva, podendo estar associados à nucleação em bioclastos que ocorrem nos níveis fossilíferos.

As escamas de peixe encontradas foram classificadas como *Lepidotes igatuensis*. Vogel (1976) *apud* Ponte *et al.* (1990) foi quem inicialmente descreveu a ocorrência deste semionotídeo na Bacia do Iguatu.

FIGURA 37 - Arenito grosso com cascalho. Ponto IG-03, Sub-bacia Iguatu.



FIGURA 38 – Marca de sola tipo *chevrons* em arenito maciço. Paleocorrente 135°. Ponto IG-93, Sub-bacia Lima Campos.



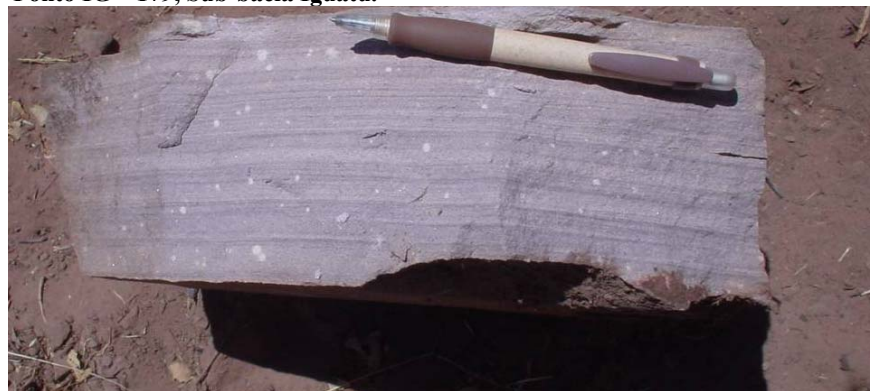
**10.1.6. Fácies Sh – Arenito com laminação plano paralela**  
**Descrição**

A litofácies Sh é caracterizada por um arenito fino a siltito com laminação plano-paralela e lineamento de partição. A coloração predominante é roxa e subordinadamente esbranquiçada. Os pacotes apresentam espessuras centimétricas (na ordem de 50cm) e lateralmente mostram grande continuidade física (FIGURA 39) (ANEXO C – 24~25m).

**Interpretação**

Conforme Miall (1996), essa litofácies é gerada sob condições de regime de fluxo superior com velocidade de fluxo aproximado de 1m/s a uma lâmina d'água entre 0,25 a 0,5m. No entanto, também podem ocorrer sob velocidades e profundidades inferiores.

**FIGURA 39 - Arenito fino com laminação plano-paralela e lineamento de partição (em planta).  
Ponto IG – 179, Sub-bacia Iguatu.**



Muitas das camadas arenosas (St, Sp, Sm, Sh) apresentam níveis com laminações convolutas (*soft-sediment deformation*), provavelmente devido à saturação de água nos poros (Tunbridge, 1984) que lhes confere um comportamento plástico sob sobrepeso da coluna sedimentar.

FIGURA 40 – Laminação convoluta em arenito fino a médio. Sub-bacia Iguatu.



#### 10.1.7. *Fácies Sr* – Arenito com laminações onduladas assimétricas

##### *Descrição*

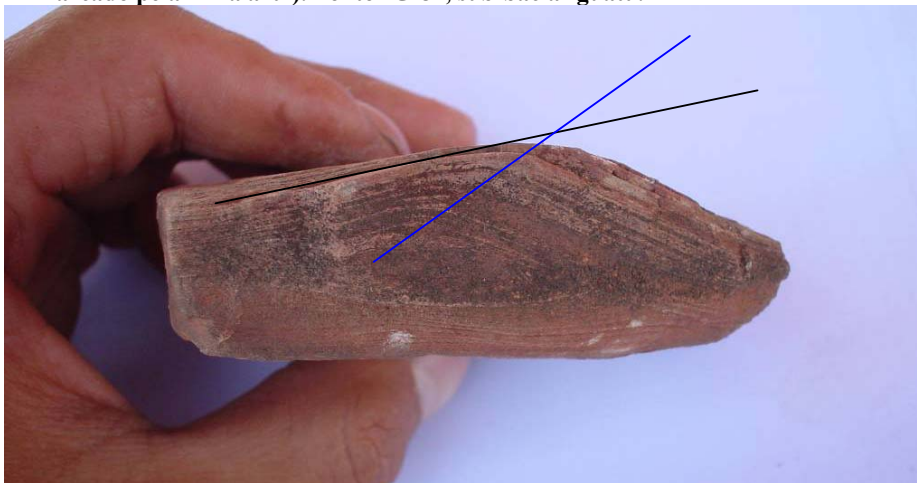
A litofácies *climbing-ripples* (Sr) é caracterizada por um arenito fino a siltito com marcas onduladas assimétricas de crista reta a sinuosa (por vezes bifurcada). Internamente, as laminações apresentam ângulos de cavalgamento variados (subcrítica, crítica e supercrítica), conforme a relação entre tração e suspensão (FIGURA 41). Essa litofácies ocorre comumente no topo das litofácies S1 ou S<sub>h</sub> formando ciclos de diminuição de energia para o topo (ANEXO N – 32,5~34m), ou em camadas tabuliformes isoladas entre as *fácies* F1 (vide 10.1.9) (ANEXO K – 0~10m). A espessura da litofácies é na ordem de alguns centímetros. Com frequência ocorrem icnofósseis associados.

As icnogeneras identificadas são do tipo *Epichnia*, conforme a classificação de Martinssin, 1965 (*apud* Selly, 1988.). As icnogeneras *Epichnias* são caracterizadas por traços fósseis cilíndricos, contínuos, orientados horizontalmente ao leito. A ocorrência deste tipo de icnofósseis é indicativa de ambiente subaquoso calmo e sem *stress* biótico (FIGURA 44).

### *Interpretação*

As marcas onduladas assimétricas (Sr) são interpretadas como pequenas formas de leito (comprimento de onda inferior a 0,5m) desenvolvidas sob condições de baixa velocidade de fluxo (inferior a 1m/s). Conforme a relação entre a tração e a suspensão, as marcas onduladas podem apresentar três tipos de laminações assimétricas. Quando os processos trativos prevalecerem sobre a tração são formadas as *climbing ripples* subcríticas (ângulo de *climbing* < ângulo de dorso da forma de leito); quando a tração e a suspensão se equivalem são formadas as *climbing ripples* críticas (ângulo de *climbing* = ângulo de dorso da forma de leito); e quando a suspensão prevalece sobre a tração são formadas as *climbing ripples* supercríticas (ângulo de *climbing* > ângulo de dorso da forma de leito) (FIGURA 41).

**FIGURA 41 – Amostra de mão de um arenito fino com *climbing ripples* supercrítica – ângulo do dorso da crista (marcado pela linha preta) é menor que o ângulo de climbing (eixo marcado pela linha azul). Ponto IG-84, sub-bacia Iguatu.**



#### **10.1.8. Fácies So – Arenito com laminação ondulada simétrica**

##### ***Descrição***

A litofácies *wave-ripples* (So) é caracterizada por um arenito muito fino a siltito com marcas onduladas simétricas de crista sinuosa e contínua que internamente apresenta laminações cruzadas e opostas em *chevron* (FIGURA 42 e FIGURA 44). A espessura dos pacotes é na ordem de 20 a 50cm. Normalmente ocorrem como pacotes isolados (lateralmente extensos) (ANEXO N – 35m) ou no



topo dos pacotes das litofácies Sm e Sh. Essa litofácies é mais bem observada nas porções onde o arenito é fortemente cimentado por calcita. No topo das camadas, não raramente, são observados icnofósseis (FIGURA 44).

### *Interpretação*

Essa litofácies é interpretada como uma feição subaquosa formada por fluxos oscilatórios (ondas) (Raaf *et al*, 1977). As ondas são meramente a forma da superfície d'água, caracterizada por um movimento rotacional relativo a cada partícula de água em uma órbita, cujo diâmetro está relacionado à altura da onda. O movimento das partículas provoca o início do movimento dos sedimentos e conseqüente geração de rugosidade na superfície do leito. A mobilidade dos sedimentos é caracterizada pela retirada do material junto a cava da ondulação e transporte para a crista da ondulação.

**FIGURA 42 - *Wave ripples* em arenito cimentado por calcita, indicando fluxo oscilatório. Ponto IG-153, Sub-bacia Lima Campos.**



**FIGURA 43 - Algumas características diagnósticas de *wave ripples*. Collinson *et al*. 1992 *apud* Raaf *et al*. 1977**

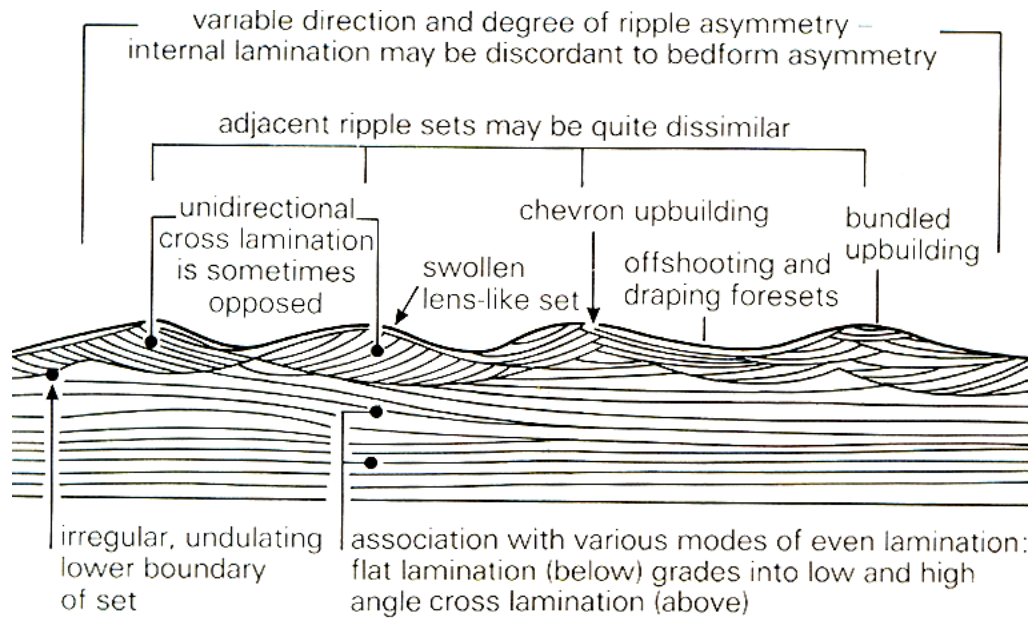
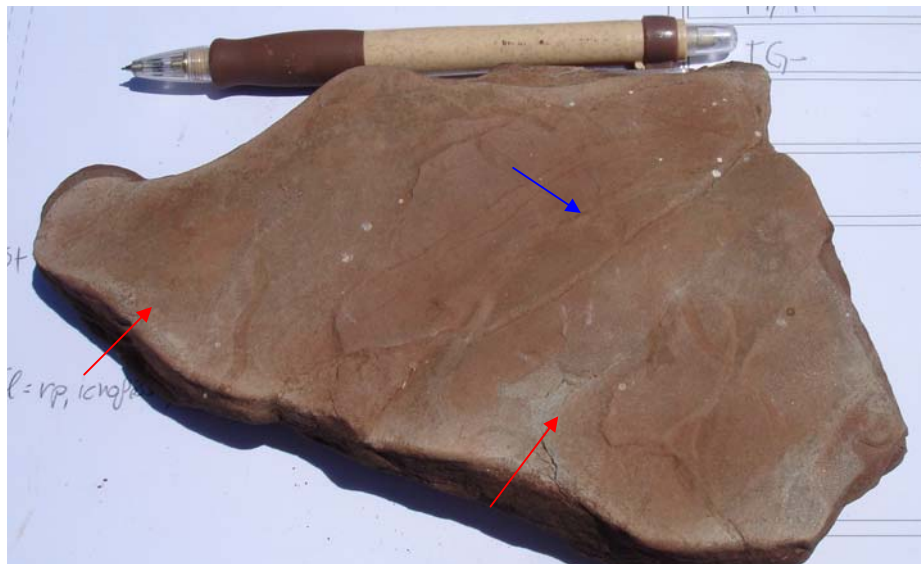


FIGURA 44 - Arenito fino avermelhado com *wave ripples* (seta vermelha apontando para o eixo das cristas) e icnógenas do tipo *Epichnia* (seta azul). Ponto IG-39, Sub-bacia Lima Campos.



### 10.1.9. *Fácies F1 – Siltitos e pelitos maciços*

A classificação de *fácies* de Miall (1996) propõe cinco tipos de *fácies* de sedimentos clásticos finos: *fácies* areia, silte e lama laminada (F1); silte e pelito (Fsm); silte e lama maciça (Fm); pelito com moluscos de água fresca (Fcf) e camada com raiz (Fr). No âmbito da presente pesquisa, as três primeiras *fácies* (F1, Fsm e Fm) foram agrupadas em uma única *fácies* denominada F1. Conforme Miall (1996), a

distinção entre as *fácies* Fl e Fsm é muitas vezes difícil, arbitrária e complexa: “Eu não uso classe de litofácies em nenhum dos meus trabalhos de campo.” (Miall, 1996). A *fácies* Fm proposta inicialmente por Miall (1977) tem uma conotação genética associada a um tipo específico de depósito de água estagnada formado entre as barras, opondo-se ao conceito fundamental de *fácies*. As *fácies* Fcf e Fr não foram descritas na Bacia do Iguatu.

### ***Descrição***

A litofácies Fl (pelito e siltito maciço) é caracterizada por um siltito e pelito maciço, blocoso, com colorações que variam de roxo-avermelhada a cinza-esverdeada (FIGURA 45). Por vezes são observados níveis que apresentam maior fissilidade marcada pela presença de minerais lamelares (*eg.* micas). Em termos, fossilíferos, foram observados a presença de ostracodes, conchostráceos, restos vegetais, pegadas de saurópodes e fragmentos ósseos (FIGURA 46). Localmente, foram observados níveis descontínuos de caliche (5cm-20cm). A espessura dos pacotes varia de alguns centímetros (lenticulares) (FIGURA 47) a dezenas de metros (corpos tabuliformes espessos).

**FIGURA 45 - Pelito roxo maciço. *Fácies* Fl. Ponto IG-03, Sub-Bacia Iguatu.**



### *Interpretação*

A litofácies Fl é interpretada como depósitos formados por sedimentos finos carregados em suspensão na água como resultado da turbulência do fluxo, e que acabam se depositando em regiões de baixa energia pelo assentamento gravitacional das partículas.

A ocorrência das concreções carbonáticas (calcretes) pode estar relacionada a processos eodiagnéticos associados a variações do nível freático e/ou ação de raízes e bactérias no solo, típicas de ambientes semi-áridos a áridos.

Fortier & Schultz (2006a), ao analisarem a única ocorrência de pegadas registradas na sub-bacia do Iguatu, interpretaram como sendo de um pequeno dinossauro terópode (FIGURA 46).

**FIGURA 46 - Pegada de réptil na *fácies* Fl. Ponto IG-268, Sub-bacia Iguatu.**



**FIGURA 47 - Lente centimétrica de siltito maciço (F1) em um pacote de conglomerado com laminação horizontal (Gh). Ponto IG-253, Sub-bacia Icó.**



## 10.2. Elemento arquitetural, geometria dos corpos arenosos e superfícies limítrofes

Um elemento arquitetural constitui um litossoma caracterizado por uma geometria interna e externa, associação de *fácies* e escala que representa um processo particular ou conjunto de processos atuando em um sistema deposicional (Miall, 1988).

As siglas<sup>3</sup> utilizadas na designação dos elementos arquiteturais foram baseadas a partir da proposta apresentada por Miall (1996).

Conforme Hist (1991), os corpos arenosos podem ser classificados, de acordo com a sua geometria, em dois tipos: corpos arenosos em fita (*ribbon*) e corpos arenosos em lençol (*sheet sandbodies*) (FIGURA 48)

Os corpos arenosos em fita (*ribbon*) apresentam razão largura/profundidade inferior a 15 ( $W/D < 15$ ) e estão associados à canais estáveis com preenchimento simples e sem migração lateral. Em planta, tendem a ser de retos a pouco sinuosos.

Os corpos arenosos em lençol (*sheet sandbodies*) possuem razão superior a 15 ( $W/D > 15$ ) e, com frequência, maior que 100. São subdivididos em três subtipos: canalizados, mal canalizados e não-confinados.

Os canais em lençol canalizados apresentam limites bem definidos em relação aos depósitos da planície de inundação. Internamente, os corpos arenosos podem ser simples, multilaterais (*e.g.*, canais meandrantés) ou ainda multiepisódicos, representando amalgamação de várias barras e canais menores internos ao canal principal.

Os canais em lençol mal-canalizados não possuem margens bem definidas. Comumente estão associados a depósitos do tipo *terminal splay*.

Os canais em lençol não-confinados não apresentam nenhum grau de confinamento. A espessura das camadas não ultrapassa 1,5m e estão associados a depósitos de *crevasse splay*, *levee* e *terminal splay*.

Em sucessões arenosas amalgamadas, a delimitação dos corpos pode ser extremamente complexa, dificultando a individualização dos canais fluviais. Neste

---

<sup>3</sup> As siglas dos elementos arquiteturais são formadas por duas letras em maiúsculas, enquanto que as siglas das *fácies* são formadas por uma letra maiúscula e outra em minúscula.

trabalho será adotada a proposta de Miall (1988), que reconhece seis ordens de superfícies limítrofes em depósitos fluviais (FIGURA 49). A hierarquização das superfícies é preponderante para a compreensão e dinâmica evolutiva dos canais.

As superfícies de 1ª ordem limitam *sets* com mesma litofácies (*eg*: St com St) e estão relacionadas à migração de formas de leito de mesma morfologia sob condições contínuas (FIGURA 49 E).

As superfícies de 2ª ordem limitam *sets* e *cosets* de litofácies distintas (*eg*: St com Gt) indicando uma mudança nas condições de fluxo, sem hiato significativo (FIGURA 49 E).

As superfícies de 3ª ordem marcam superfícies de reativação existentes dentro de uma macroforma (ou seja, a superfície de 3ª ordem encontra-se balizada por superfícies de 4ª ordem). Essas superfícies indicam mudanças na velocidade ou orientação do fluxo (FIGURA 49 D e E).

As superfícies de 4ª ordem marcam o limite superior das macroformas (*eg*: FF com CS). São também consideradas superfícies de 4ª ordem os limites inferiores dos elementos arquiteturais externos aos canais fluviais. Essas superfícies estão relacionadas às mudanças no padrão das barras e à instabilidade do fluxo (FIGURA 49 C).

As superfícies de 5ª ordem delimitam canais e complexos de preenchimento de canais e estão associadas à incisão e/ou migração lateral de canais fluviais (FIGURA 49 B).

E as superfícies de 6ª ordem delimitam grupos de canais ou paleovales e marcam mudanças significativas no sistema fluvial (FIGURA 49 A).

O reconhecimento e a identificação das superfícies limítrofes na área em estudo constituem um importante elemento na análise geométrica dos corpos e suas inter-relações genéticas espaço-temporais, auxiliando, juntamente com os elementos arquiteturais e a geometria dos corpos arenosos, na reconstituição da arquitetura dos sistemas fluviais.

FIGURA 48 – Classificação geométrica de corpos de canais fluviais baseada na razão largura/profundidade conforme o modelo proposto por Hist (1990).

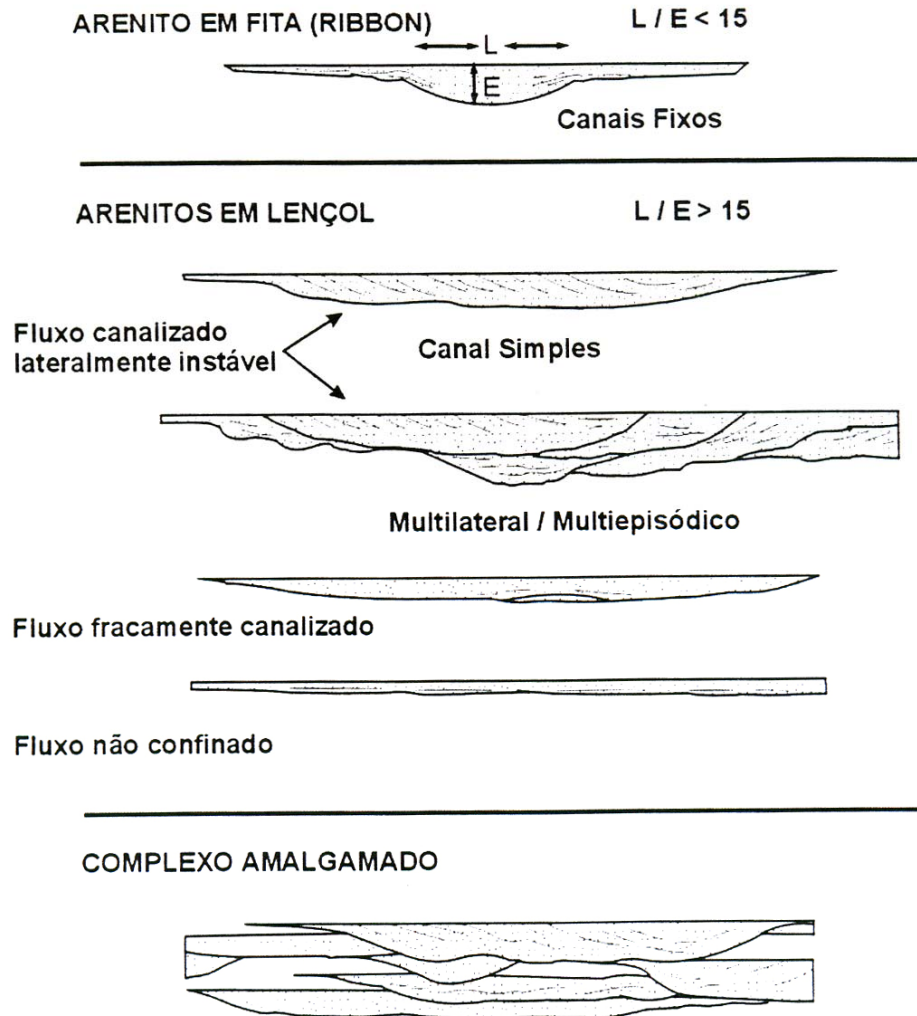
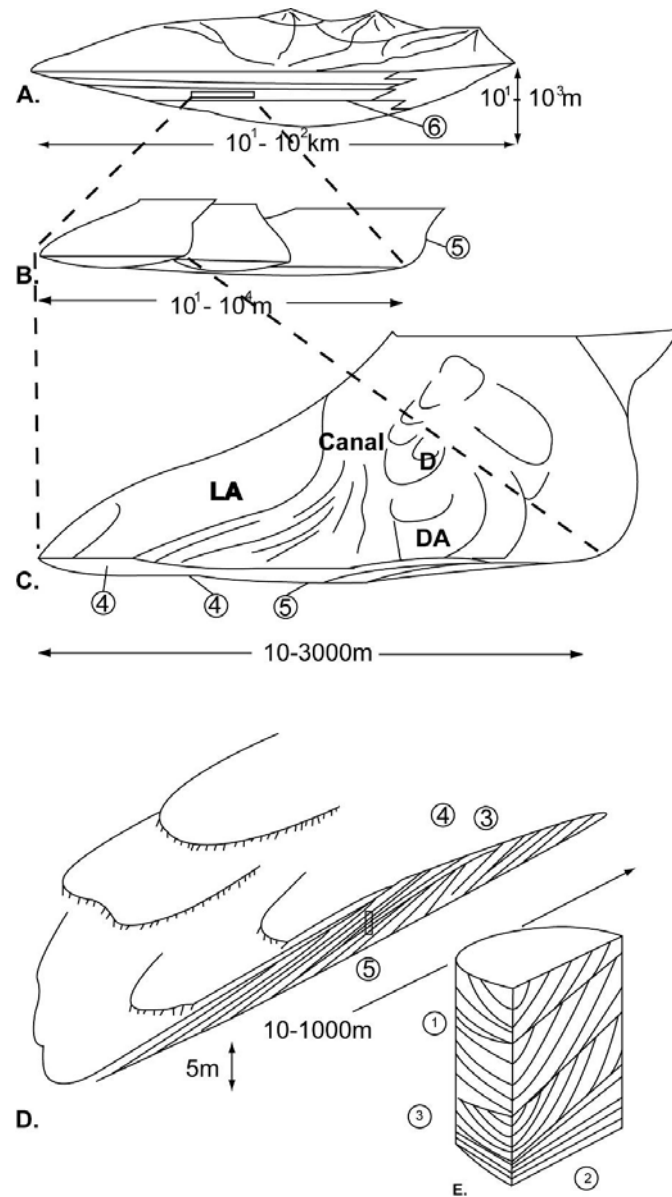




FIGURA 49 – Hierarquia de superfícies em sistemas fluviais (Miall, 1988). Vide texto para maiores explicações.



Na área em estudo foram reconhecidos quatro elementos arquiteturais (QUADRO 3):

- Canal (CH – *channel*);
- Barras cascalhosas (GB – *gravel bar*);
- Espriamento de *crevasse* (CS – *crevasse splay*);
- Planície de inundação (FF – *floodplain fines*).

QUADRO 3  
Resumo com as *fácies*, descrições e interpretações dos elementos arquiteturais descritos.

SÍGLA	ELEMENTO ARQUITETURAL	FÁCIES	GEOMETRIA	INTERPRETAÇÃO
CH	Canal	Gt, St, Sm Sr e Fl.	Sets 0,5-1m de espessura formando cosets de até 40m com grande continuidade lateral.	Preenchimento de canais menores internos ao cinturão de canais.
GB	Barras cascalhosas	Gcm, Gt, Gp, Gh e Fl (raramente).	Sets 0,5-1m de espessura formando cosets de até 40m com grande continuidade lateral.	Canais cascalhosos, desconfinados, rasos, efêmeros formados por barras transversais.
CS	Espraçamento de crevasse	Sm, Sh, Sr	Corpos tabuliformes com espessura centimétricas e extensão lateral de centenas de metro.	Depósitos de desconfinamento de fluxos de canais sobre a planície de inundação.
FF	Finos da planície de inundação	Fl, Sr, So.	Pacotes de 0,2cm a > 40m de finos com grande extensão lateral.	Acumulação em corpos lacustres de planície de inundação.

### 10.2.1. Elementos de canal (CH)

#### Descrição

O elemento CH é constituído pelas *fácies* Gp (conglomerado com laminação cruzada planar), Gt (conglomerado com laminação cruzada tangencial), Sm (arenito maciço), St (arenito com laminação cruzada tangencial), Sr (arenito com *climbing ripples*) e subordinadamente Fl (pelito maciço). Internamente tendem a formar ciclos com gradação normal. A geometria externa é caracterizada por corpos lenticulares com espessuras na ordem de 1 a 4m e 3 a 80m de largura (ANEXO E – 15~31m).

A razão largura/profundidade dos canais varia de 3 a 10 (min.  $3/1=3$  e  $80/4=20$ ). Conforme a classificação proposta por Hist (1990), esses canais são classificados como “arenitos em fita” (*ribbon*) ou “arenitos em lençol” (FIGURA 48).

Os canais do tipo *ribbon* ocorrem isolados nos depósitos de finos da planície de inundação e são delimitados pela superfície de 4ª ordem (ANEXO C – 15~21m).

Os canais do tipo “arenito em lençol” formam canais multilaterais e multiepisódicos igualmente delimitados pela superfície de 4ª ordem. Os canais individuais que formam esses complexos tendem a ser maiores em relação aos canais do tipo *ribbons*.

### ***Interpretação***

O elemento canal, inicialmente proposto por Miall (1977), na sua concepção original, deixa margens para interpretações variadas, assim como permite incorrer em contradições hierárquicas, tais como a suposição de que um elemento CH (canal) possa ser constituído pelos elementos GB e SB. Neste trabalho, porém, o elemento canal é interpretado como preenchimento de pequenos canais simples, menores e internos ao cinturão de canais.

Os canais isolados (*ribbons*) são interpretados como canais de vida útil curta (preenchimento simples) associados a simples eventos de inundação. Alguns canais isolados que ocorrem associados a elementos FF (finos da planície de inundação) e CS (espraiamento de *crevasse*) são interpretados como canais de *crevasse*. Conforme Nichlos e Fisher (2006), a formação de canais em fita está associada a dois eventos: um evento erosivo responsável pela erosão/geração do canal e um segundo, relacionado ao preenchimento do mesmo.

Os complexos de canais multilaterais e multiepisódicos são interpretados como um complexo sistema de sobreposição de múltiplos canais, onde a instabilidade dos mesmos não permitiu a preservação dos depósitos de *overbank*. O amalgamento desses canais é interpretado como sendo associado a um contexto de baixa taxa de criação do espaço de acomodação (Miall 1996).

FIGURA 50 – Elemento canal (CH) formado pela *fácies* Gt com depósitos de *crevasse splay* (CS) e finos da planície de inundação (FF). Os números representam as superfícies limítrofes e a seta, o valor da paleocorrente obtida no ponto. Ponto IG-254, Sub-bacia de Icó.

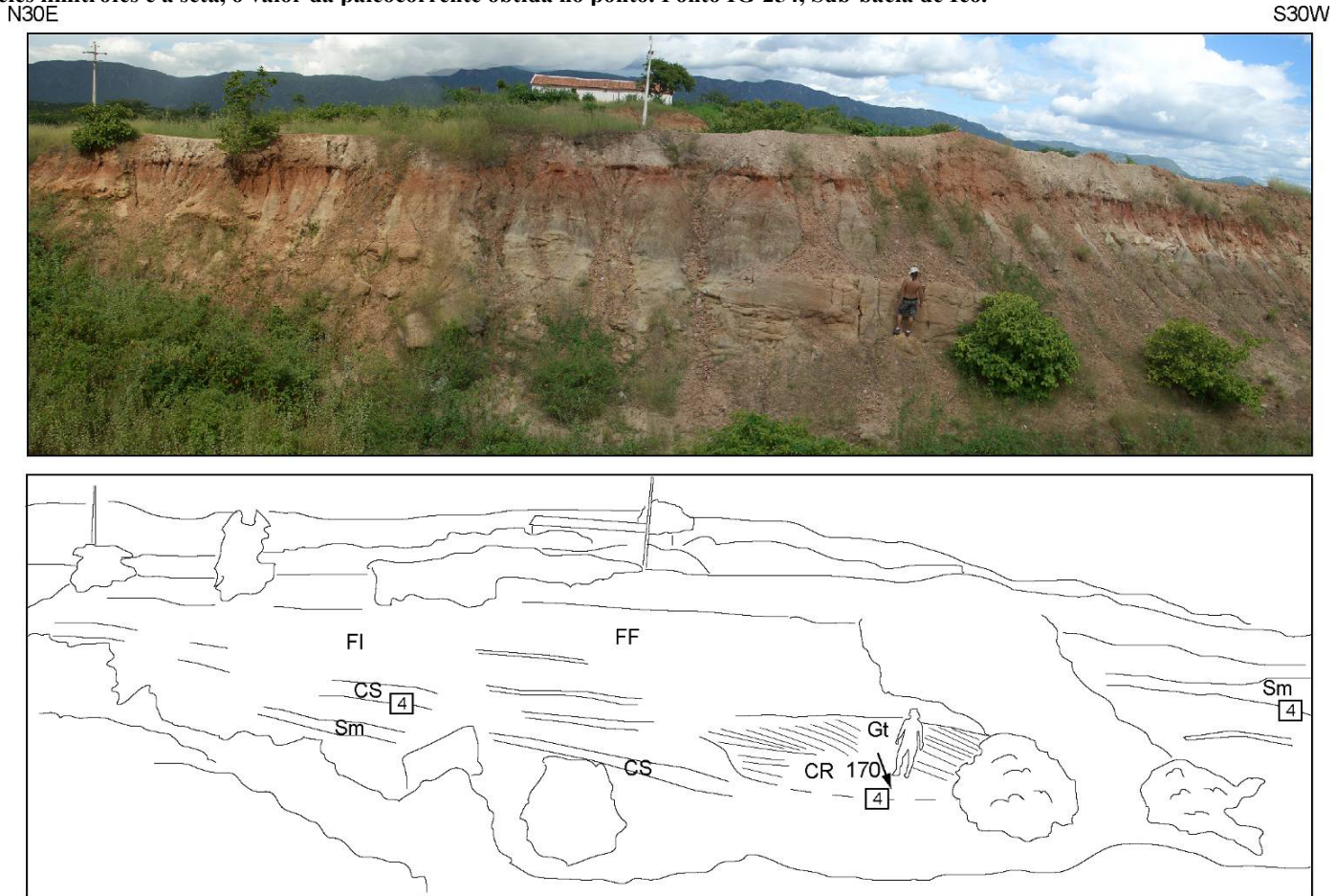
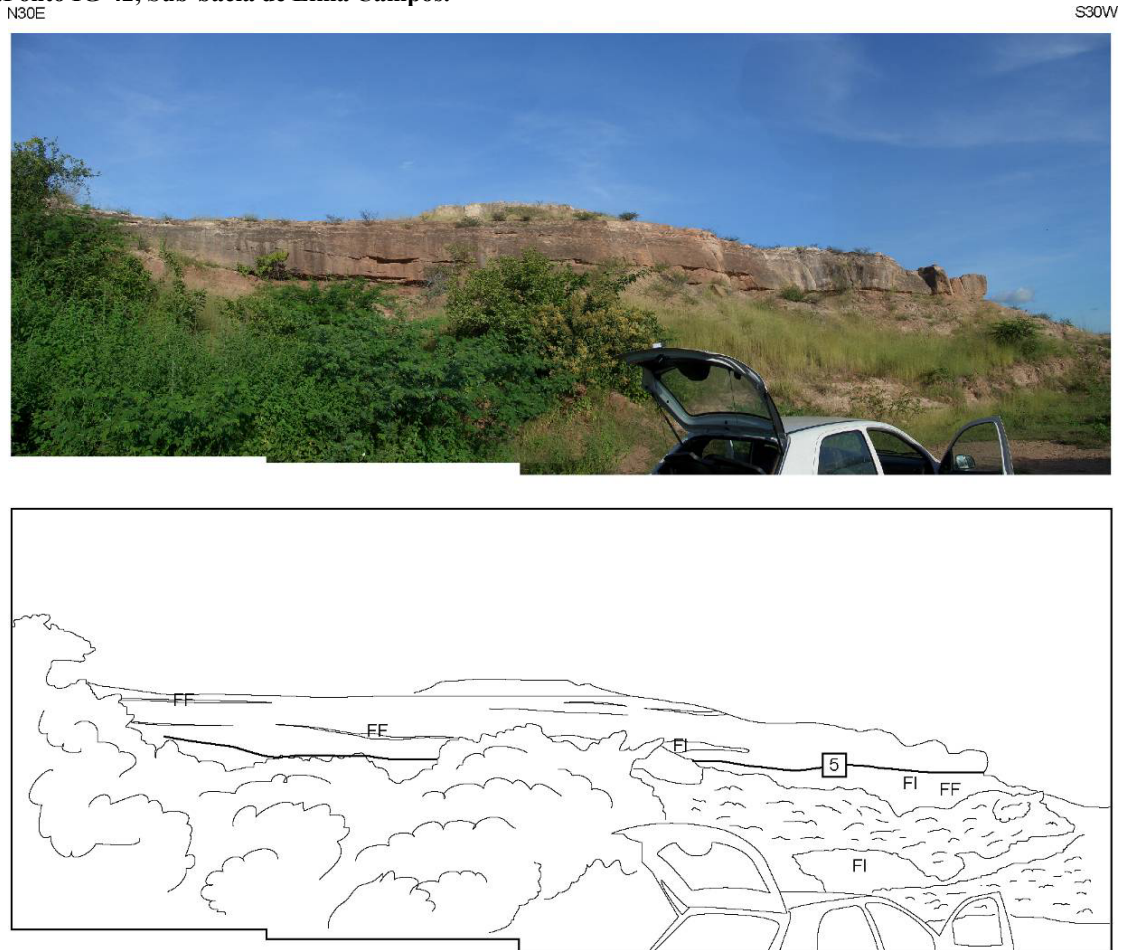


FIGURA 51 – Elemento canal (CH) formado pela *fácies* Gt com depósitos de finos da planície de inundação (FF). A superfície 5, limita o cinturão de canal da planície de inundação. Ponto IG-42, Sub-bacia de Lima Campos.



### 10.2.2. Elemento barras cascalhosas (GB)

#### *Descrição*

Esse elemento arquitetural é caracterizado pelas *fácies* Gcm (conglomerado maciço clasto suportado), Gt (conglomerado com laminação cruzada tangencial), Gp (conglomerado com laminação cruzada planar), Gh (conglomerado com laminação horizontal) e minoritariamente pelas litofácies St (arenito com laminação cruzada tangencial), Sm (arenito maciço) e Fl (pelito maciço).

A geometria externa dos corpos é tabuliforme e a espessura média dos *cosets* varia de 2 a 50m.

Os limites inferiores e superiores dos corpos são marcados pela superfície e 4ª ordem. Internamente, as barras cascalhosas são separadas pelas superfícies de 1ª, 2ª e 3ª ordem.

#### *Interpretação*

O elemento arquitetural *gravel bar* (GB) é interpretado como a migração de barras cascalhosas transversais (Miall, 1996).

Os canais tendem a ser instáveis e com baixa sinuosidade. A profundidade máxima dos “canais” é na ordem de 2m (Miall, 1996).

Segundo a classificação de Hist (1990), a geometria das barras cascalhosas pode ser classificada como canais fracamente canalizados (FIGURA 48).

Os fluxos tendem a ser efêmeros (ausência de macroformas desenvolvidas – *eg*: acreção lateral, acreção frontal). Gómez *et al.* (1989) e Hoey (1992) *apud* Miall, (1996) mostram que o transporte sedimentar não é regular em qualquer ponto neste tipo de sistema. Ele ocorre em séries de pulsos ou *slugs* de sedimentos em diferentes escalas espaciais e temporais. Na natureza, esses pulsos sedimentares tendem a durar apenas algumas horas.

Luttrell (1993) ao estudar os sedimentos fluviais da Formação Kayenta (Jurássico) do Platô Colorado (EUA) sugere que o desenvolvimento de macroformas se dá apenas em rios perenes suficientemente largos e profundos. No entanto, Miall (1996) chama a atenção de que o desenvolvimento de macroformas complexas não reflete necessariamente a perenidade, mas sim a frequência na variação de descarga.

As lentes decamétricas a métricas da *fácies* Gcm são interpretadas como pequenos *fan deltas*, onde os sedimentos provenientes das porções topograficamente mais elevadas foram depositados por fluxos gravitacionais em pequenos corpos d'água estagnados entre as barras.

As pequenas lentes de pelito, entre os conglomerados, são interpretadas como depósitos de abandono de barras (Bentham *et al.* 1993) ou *overbank* preservado. Segundo Nichols & Fisher (2006) e Miall (1996), a ausência ou limitada preservação de depósitos de *overbanks* pode indicar canais altamente móveis.

As pequenas lentes arenosas (St e Sm) intercaladas são interpretadas como depósitos de *low stage*. Durante os eventos de pico de descarga (*high stage*) são transportadas e depositadas as frações mais grossas formando as *fácies* Gh, Gp e Gt e durante os períodos de “calmaria” pequenos e menos possantes canais permeiam entre as barras maiores formando pequenas lentes arenosas.

Esses canais internos ao cinturão fluvial são muito semelhantes ao modelo 2 ou tipo *Scott* (FIGURA 52), descrito por Miall (1996). O modelo fluvial tipo *Scott* foi inicialmente definido nos depósitos fluvioglaciais do rio *Scott* do Alaska (Boothyord & Ashley, 1975 e Boothroyd & Nummedal, 1978 *apud* Miall, 1996) e é formado essencialmente pela migração de formas de leito cascalhosas transversais e longitudinais.

A dinâmica deste sistema é caracterizada por agração e alusão do complexo. Acredita-se que o fator primordial na dinâmica do cinturão esteja diretamente relacionado à tectônica.

Segundo Miall (1996), os rios são extremamente sensíveis a forças externas (tectônicas). Alterações de gradiente acarretam em mudanças do estilo fluvial.

**FIGURA 52 – Modelo deposicional dominado por barras cascalhosas. Miall (1996)**

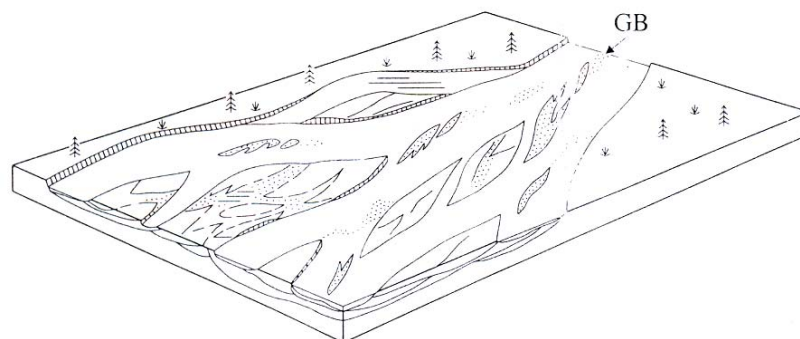


FIGURA 53 - Seção paralela ao fluxo de uma barra cascalhosa. Sub-bacia Icó.

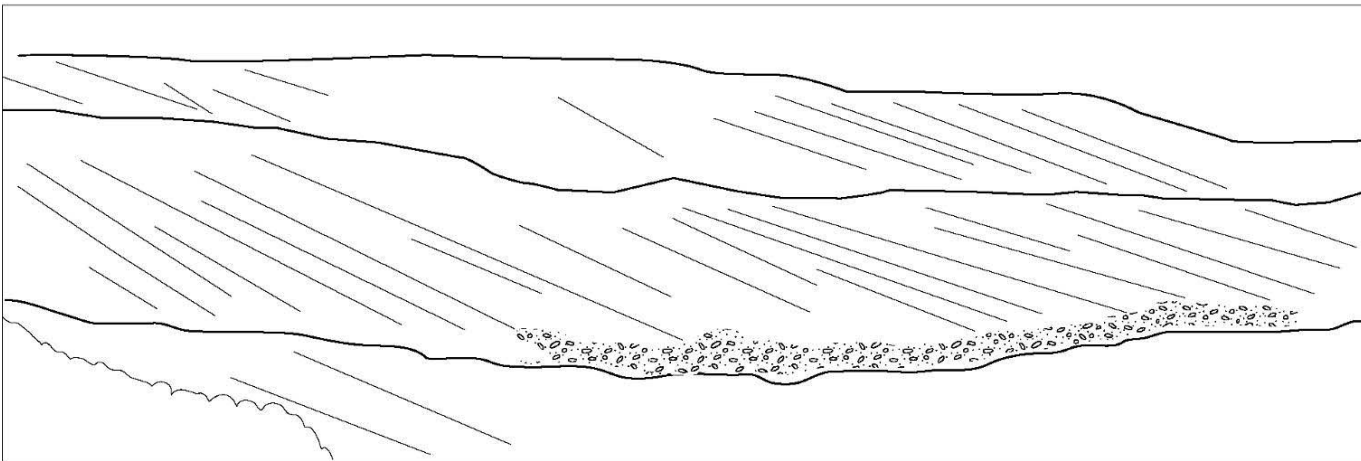
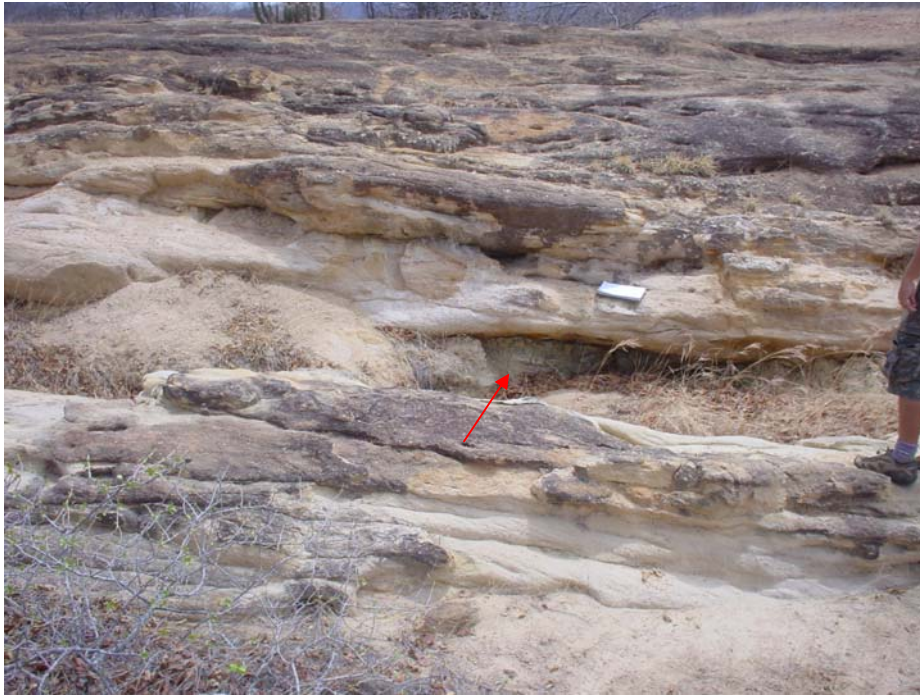




FIGURA 54 - Lente de pelito cinza associada a finos da planície de inundação (FF) – seta vermelha - em depósitos de barras cascalhosas. Ponto IG-52, Sub-bacia Icó



### 10.2.3. Elemento espraiamento de *crevasse* (CS)

#### Descrição

O elemento CS (*crevasse splay*) é constituído pelas *fácies* Sm (arenito maciço), Sh (arenito com laminação plano-paralela), St (arenito com laminação cruzada tangencial), Sp (arenito com laminação cruzada planar), Sr (arenito com *cimbing ripples*) e So (arenito com *wave ripples*). Minoritariamente ocorrem as *fácies* Gcm (conglomerado maciço) e Gt (conglomerado com laminação cruzada tangencial). Cada *set* apresenta espessura na ordem de 5 a 50cm e lateralmente, na ordem de centenas de metros (FIGURA 55). Nos pacotes mais espessos são observados ciclos gradacionais internos ao *set* (Sm – St - Sr), indicando progressiva diminuição de energia em direção ao topo da camada. Frequentemente são observados fragmentos ósseos indeterminados nesses corpos areno-conglomeráticos. Nos *sets* mais finos, no topo das camadas, são observados bioturbações, laminações onduladas simétricas (Sr) e assimétricas (So) (FIGURA 44).

Os conjuntos de *sets* areno-conglomeráticos são intercalados com o pelitos avermelhados e/ou acinzentados formando, por vezes, pequenos ciclos progradacionais (ANEXO H).

A superfície limítrofe entre os corpos arenosos e os pelitos da planície de inundação é de 4ª ordem (Miall, 1996).

### **Interpretação**

Os corpos areno-conglomeráticos com espessuras centimétricas e com grande continuidade lateral são interpretados como depósitos de *sheetflood* associados ao desconfinamento dos fluxos (Miall, 1996).

Pelos altos valores na razão largura/espessura, os depósitos de *sheetflood* podem ser classificados como fluxo não-confinado (Hist, 1991) (FIGURA 48).

Os eventos de *sheetflood* são, em geral, bastante rasos: McGee (1897) registra profundidade entre 20 e 30cm; Tooth (1999) sugere profundidade inferior a 30cm; e Blair (2000) indica profundidades entre 15 e 80cm.

A ocorrência de bioturbações e laminações onduladas simétricas no topo de algumas camadas indica presença de corpos d'água associados.

Os pequenos ciclos progradacionais são interpretados como pequenas progradações de lobos deltaicos em lagos rasos.

Em sistemas flúvio-lacustres com baixo gradiente, a distinção entre a planície de inundação e o ambiente lacustre raso pode ser sutil e algumas vezes transicional, especialmente se houver uma flutuação da margem do lago devido à variação do nível do lago (Fisher *et al.*, 2006).

A ocorrência de escamas de peixe, crânios de crocodilos, fragmentos ósseos e restos vegetais mostram a existência de uma fauna e flora relativamente variada, porém com baixa diversidade. No entanto, todas as ocorrências fossilíferas estão associadas a depósitos de espraiamento como bioclastos. Não foram encontradas ocorrências fossilíferas *in situ*.

A ausência de ocorrências fossilíferas completas ou articuladas deve-se, principalmente, à dinâmica do sistema fluvial na bacia, onde canais instáveis e depósitos de espraiamento constantemente “varriam” a planície, desarticulando e fragmentando os ossos.

Fortier & Schultz (2006a) ao estudarem as escamas e os fragmentos de ossos cranianos coletados no ponto IG- 254 (FIGURA 57e FIGURA 58) identificamos como *Lepidotes sp.*, por tratarem-se de escamas ganóides tipicamente associadas a esse gênero e comum às bacias interiores do nordeste (Gallo & Britto, 2004). A amostra craniana de um crocodiliano coletada no ponto IG-150 e analisada pelos mesmos autores permitiu uma definição preliminar como *Neosushia incertae sedis* (FIGURA 59).

FIGURA 55 – Depósito de espraiamento de crevasse (CS) com depósitos de finos da planície de inundação. Ponto IG-254, Sub-bacia Icó. SW

NE

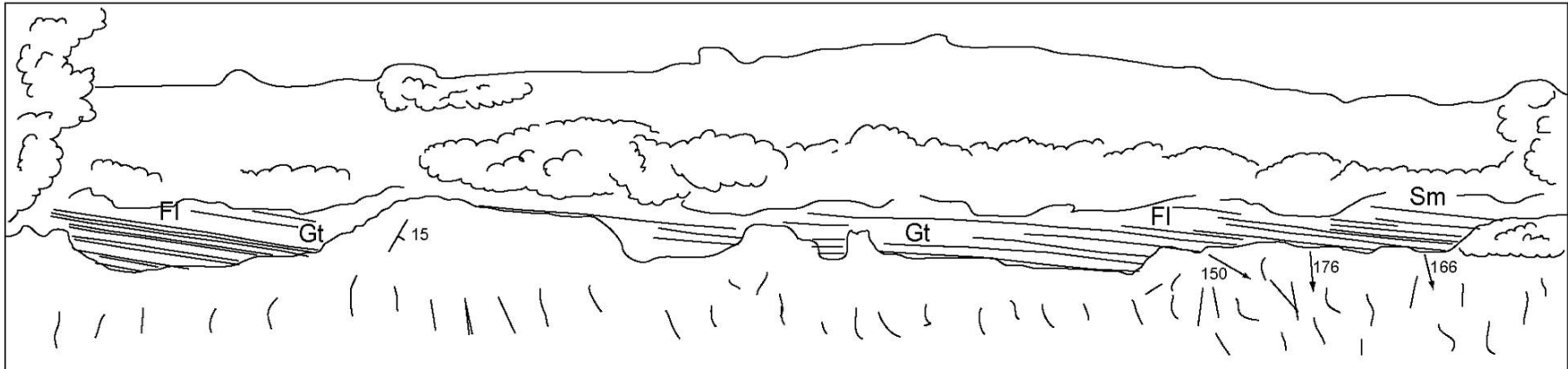
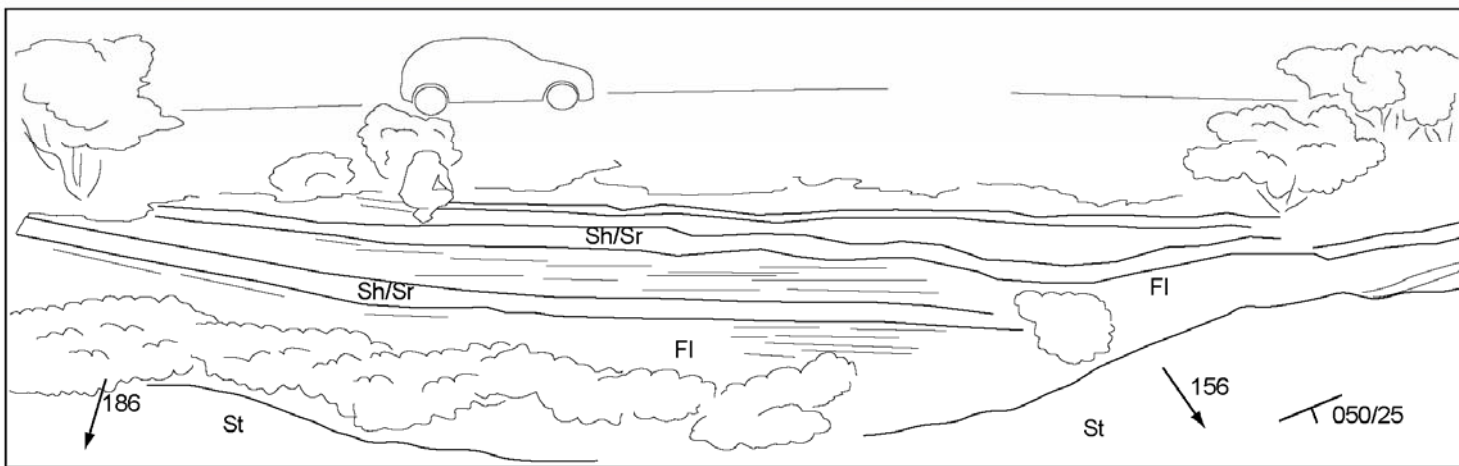


FIGURA 56 – Depósitos de *delta sheet* associado a porção distal do sistema fluvial distributário. Ponto IG-268, Sub-bacia Iguatu

N25E

S25W



**FIGURA 57 – Mosaico de um afloramento característico da associação de espriamento de crevasse. No detalhe o nível fossilífero destacado na figura 58. Sub-bacia Icó. Ponto IG-254. N30E**

S30W

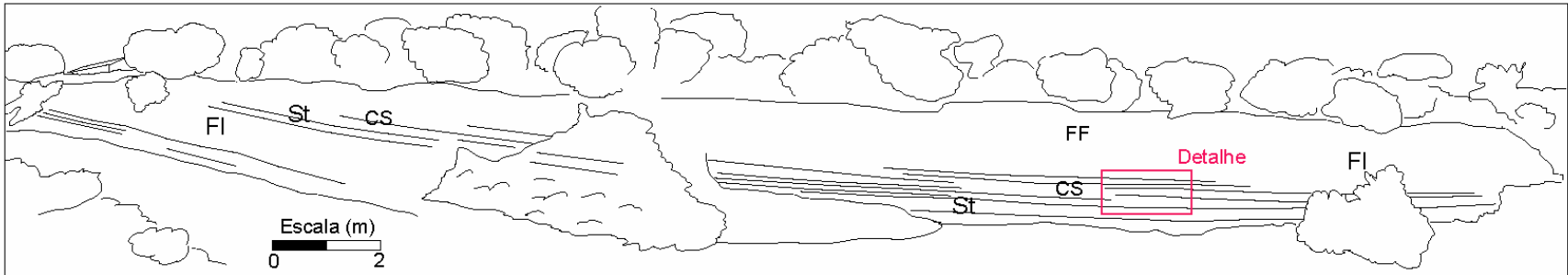


FIGURA 58 - Detalhe da figura 57. (A) Fragmento de *Lepidotes* nos depósitos de CS. (B) Escamas de *Lepidotes*. Ponto, IG-254, Sub-bacia Icó.

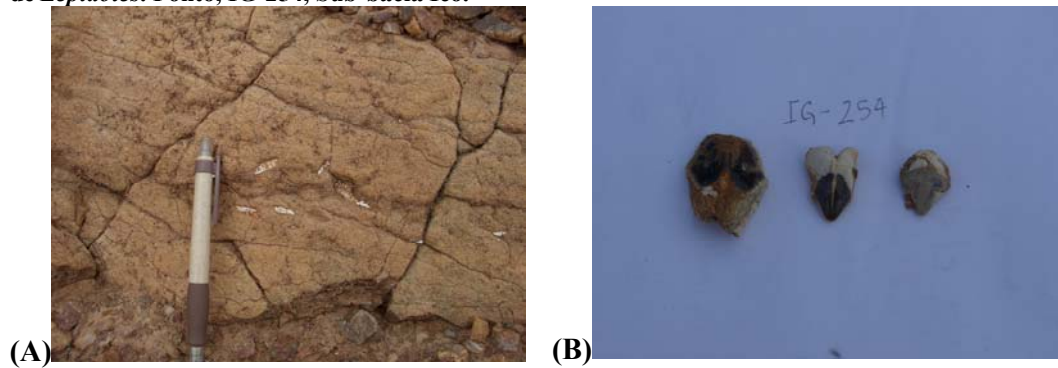


FIGURA 59 – Fragmento craniano de um crocodiliano. Ponto IG-150, sub-bacia Lima Campos.



#### 10.2.4. Elemento fino da planície de inundação (FF)

##### *Descrição*

Esse elemento é caracterizado essencialmente pela litofácies F1 (pelito maciço), Sr (arenito com *climbing ripples*), So (arenito com *wave ripples*) e Sm (arenito maciço).

Os finos da planície de inundação ocorrem em pacotes espessos com colorações variadas (esverdeadas, avermelhadas e acinzentadas) e grande continuidade lateral (FIGURA 60 e FIGURA 61). Os pacotes ocorrem em bandas coloridas e têm em média 40m de espessura.

Esse elemento arquitetural apresenta grande expressão regional em todas as bacias, exceto na sub-bacia de Icó.

Intercalados a esses pacotes ocorrem pequenas lentes centimétricas de arenito fortemente cimentado por calcita com marcas onduladas no topo (litofácies So) (FIGURA 42), níveis com concreções carbonáticas (calcretes) e pegadas de saurópodes (FIGURA 46) (ANEXO P).

### **Interpretação**

Os pacotes de finos são interpretados como depósitos de planície de inundação associados a eventos de inundação.

Os arenitos cimentados por calcita com marcas onduladas simétricas e os pelitos de coloração cinza-esverdeada são interpretados como pequenos corpos lacustres rasos e efêmeros associados à planície (Bridge, 2003 e Fisher *et al.*, 2006) (FIGURA 61).

As bandas coloridas são associadas a variações do nível freático. Quando o nível freático encontra-se baixo, sob condições oxidantes, a coloração da rocha tende a ser avermelhada pela oxidação do ferro. Por outro lado, quando o nível freático encontra-se alto, em condições redutoras, a coloração da rocha tende a ser esverdeada em virtude das condições redutoras (Miall, 1996; Retallack, 1997; Bouna *et al.*, 1990). Pela alta frequência com que as bandas variam de cor, pode-se afirmar que o nível do lençol freático apresentava uma significativa variabilidade.

A ausência de paleossolos desenvolvidos pode ser atribuída à alta taxa de acumulação na planície de inundação, o que inibe o desenvolvimento do mesmo (Nichols & Fischer, 2006).

A FIGURA 62 sumariza, de forma esquemática, a geometria bidimensional dos corpos areno-conglomeráticos, os elementos arquiteturais que os compõem e as respectivas superfícies-chaves observadas na Bacia do Iguatu. As superfícies de 1ª a 3ª ordem não estão representadas por uma questão de escala.



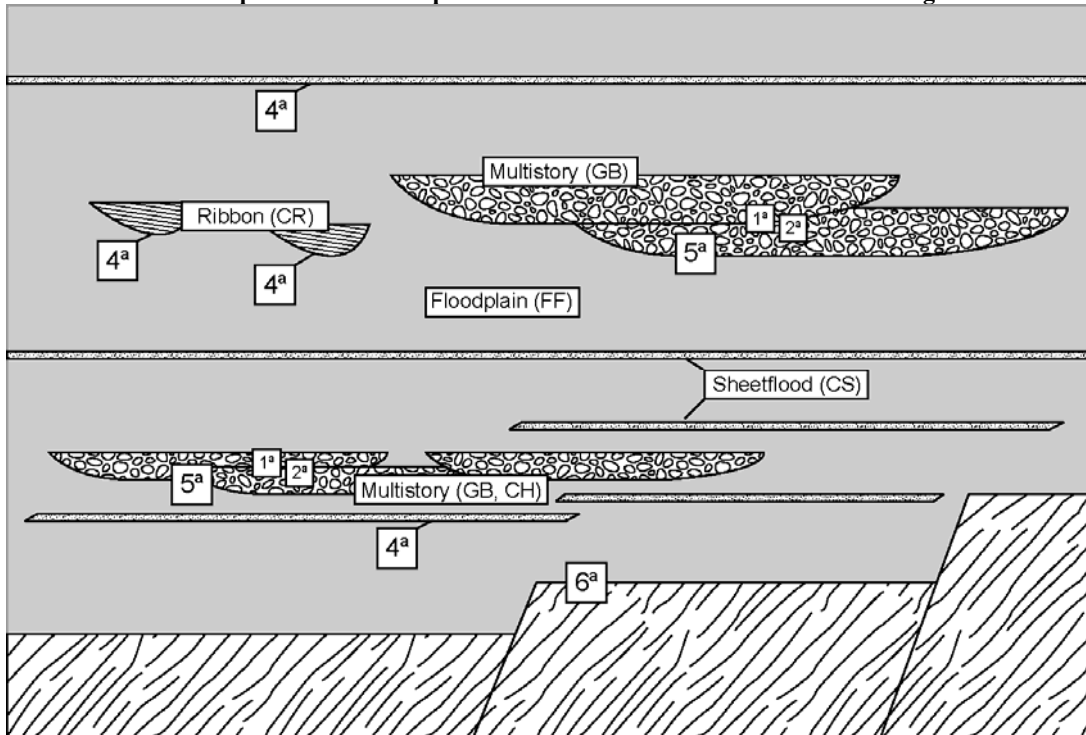
**FIGURA 60** – Depósitos de finos da planície de inundação (FF) com colorações avermelhadas e acinzentadas. Ponto IG-03, Sub-bacia de Iguatu.



**FIGURA 61** – Depósito de finos da planície de inundação em imagem de satélite. Porção noroeste da sub-bacia de Iguatu. O ponto vermelho indica a localização do Ponto IG-269 – Vide anexo Q para visualizar o ponto.



FIGURA 62 – Modelo 2D mostrando a geometria dos corpos areno-conglomeráticos, os elementos arquiteturais e as superfícies limítrofes identificadas na Bacia do Iguatu.



### 10.3. Paleocorrente

Os dados de paleocorrente constituem uma ferramenta importante na análise estratigráfica, por auxiliar na reconstituição da arquitetura fluvial, determinar o sentido da paleodrenagem e auxiliar na identificação de discordâncias regionais.

#### *Resultados obtidos*

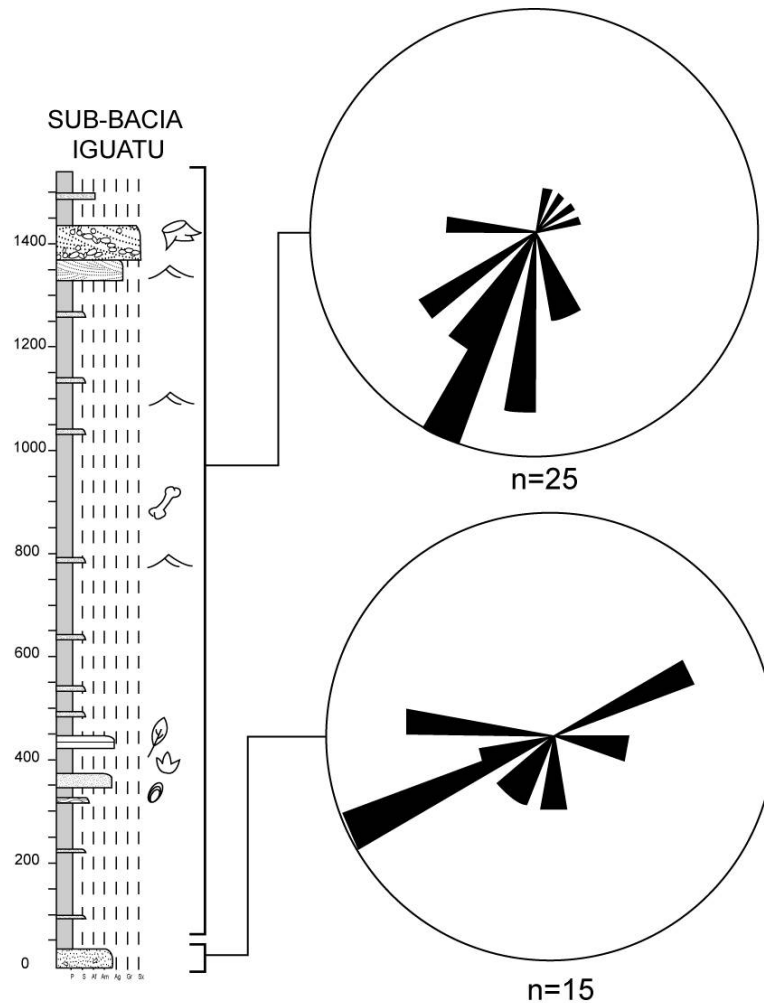
Neste trabalho, as paleocorrentes foram medidas em *fácies* de fluxo unidirecional trativa (litofácies Gt, Gp, Sp, St, Sr) que constituem feições indicativas de fluxo. Na *fácies* So (arenito com *wave ripples*) e Sh (arenito com lineamento de partição) foram determinadas apenas o sentido das paleocorrentes, uma vez que tais estruturas não apresentam feições diagnósticas de direção de paleocorrente.

Um outro fator preponderante refere-se a possíveis rotações e *drags* de camadas. Essas feições são bem evidentes tanto nas imagens de satélite quanto em afloramento (item 9). Com isso, alguns dados de paleocorrente obtidos em campo podem sofrer variações de até 90 graus entre o dado de paleocorrente real e o medido quando não-corrigidos.

Na sub-bacia de Iguatu (FIGURA 64), foram obtidas medidas ao longo de todo o intervalo. Na porção basal, junto aos afloramentos de arenitos e conglomerados associados a depósitos de espraiamento, os dados de paleocorrente indicam um padrão caótico com tendência para SW (vetor médio 208°). Tal fato deve-se principalmente a dificuldade na obtenção dos dados em virtude das perturbações tectônicas e ao tipo de estrutura sedimentar (cruzadas de baixo ângulo).

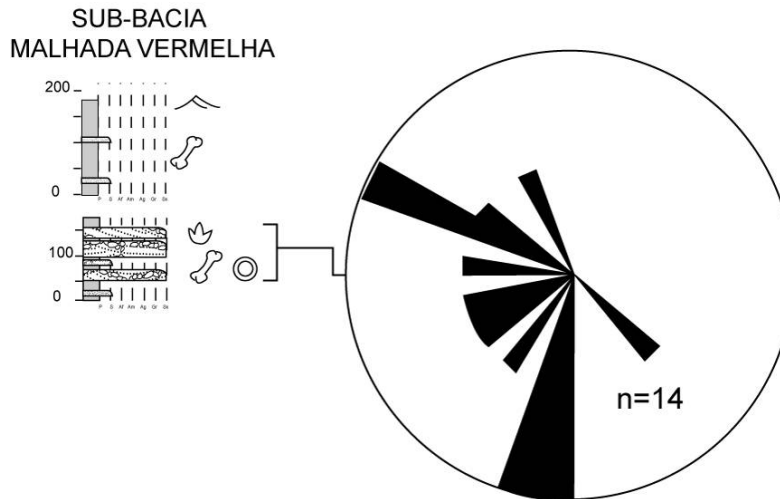
No intervalo onde dominam os sedimentos mais finos intercalados com pequenos canais isolados, os dados de paleocorrente mostram um padrão preferencial para SSW com algumas medidas para NE (vetor médio 196°).

FIGURA 63 - Diagrama de roseta com os dados de paleocorrente em intervalos-chaves da Sub-bacia de Iguatu. Para maiores detalhes sobre o perfil esquemático da sub-bacia, vide item 10.6.



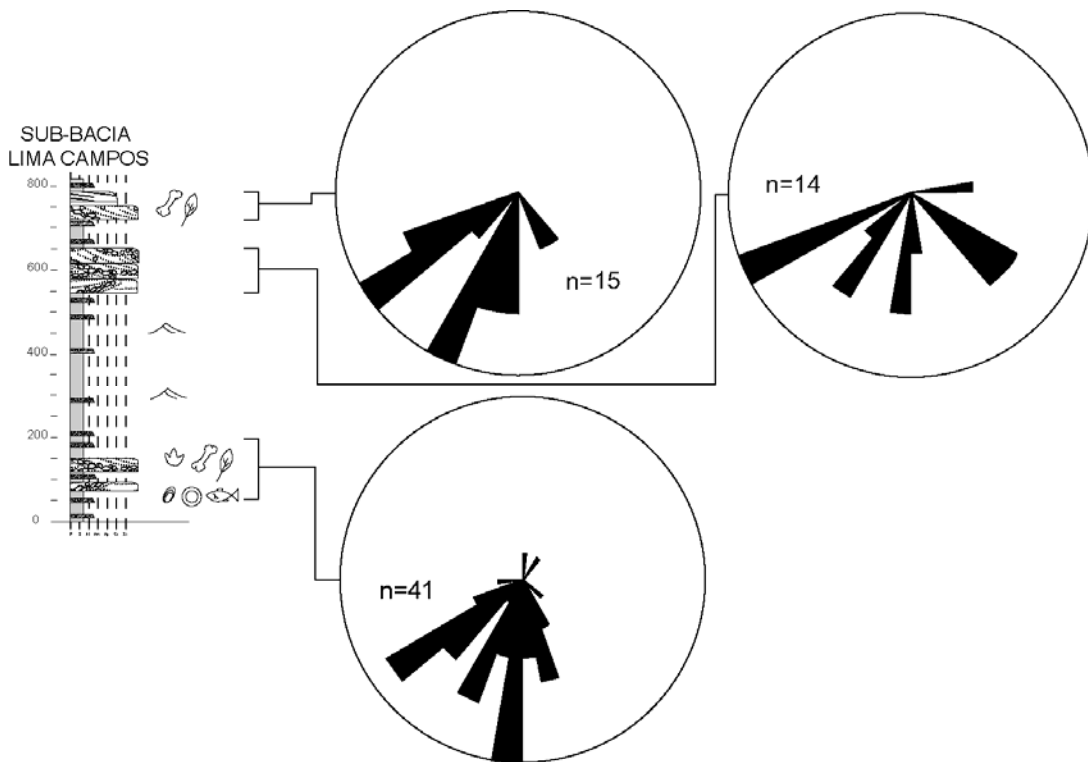
Na sub-bacia de Malhada Vermelha, os dados de paleocorrente foram obtidos principalmente nas imediações da localidade de Cabeça Negra (ANEXO I – MAPA 5). Os dados representam o paleofluxo da porção areno-conglomerática e mostram um fluxo bastante disperso entre S-NNW (vetor médio 234°) (FIGURA 64).

**FIGURA 64 – Diagrama de roseta com dados de paleocorrente da porção superior da Sub-bacia de Malhada Vermelha. Para maiores detalhes sobre o perfil esquemático da sub-bacia, vide item 10.6.**



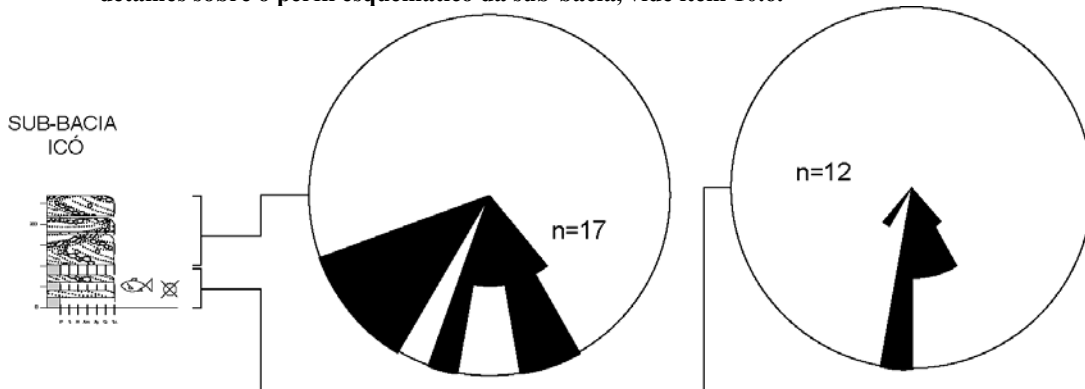
Na sub-bacia de Lima Campos, os dados de paleofluxo estão concentrados nas três principais unidades areno-conglomeráticas. Na unidade basal, os dados indicam um padrão de dispersão para o quadrante SW ( $n=41$ ) (vetor médio  $197^\circ$ ). Na unidade central ( $n=15$ ), o padrão de paleofluxo apresenta-se bastante disperso entre os quadrantes SE e SW (vetor médio  $180^\circ$ ). Na unidade superior ( $n=15$ ), a paleocorrente é preferencial para o quadrante SW (vetor médio  $202^\circ$ ) (FIGURA 66).

**FIGURA 65 – Diagrama de roseta com dados de paleocorrente da Sub-bacia de Lima Campos.**  
 Para maiores detalhes sobre o perfil esquemático da sub-bacia, vide item 10.6.



Na sub-bacia de Icó, os dados de paleocorrente foram separados entre as unidades essencialmente conglomeráticas da unidade basal (intercalações de arenitos-conglomerados com pelitos). Na unidade basal (n=12), o padrão de paleofluxo preferencial está para S-SE (vetor médio 172°) e na unidade conglomerática (n=17), o padrão de dispersão varia de SE a SW (vetor médio 195°) (FIGURA 66).

FIGURA 66 - Diagrama de roseta com dados de paleocorrente da Sub-bacia de Icó. Para maiores detalhes sobre o perfil esquemático da sub-bacia, vide item 10.6.



### **Interpretação**

A partir da análise dos dados de paleocorrente, organizados em diagramas de roseta (FIGURA 63 a FIGURA 66) pode-se concluir que:

- Em termos gerais, o padrão de paleofluxo foi preferencialmente para sul-sudoeste. Essa dispersão indica certo paralelismo em relação à orientação das principais estruturas do embasamento (NE-SW), indicando que as estruturas do embasamento atuavam na compartimentação do cinturão fluvial durante a deposição;
- As variações de quadrante nos paleofluxos estão associadas à sinuosidade do cinturão de canal e à dinâmica dos canais e depósitos de espraiamento (Miall, 1996).

### **10.4. Reconstituição da arquitetura fluvial**

A reconstituição da arquitetura fluvial compreende a etapa mais importante da análise estratigráfica em sistemas fluviais, uma vez que permite inserir o sistema fluvial dentro de um contexto mais amplo, assim como compreender a dinâmica ao longo da sua evolução.

Foram reconhecidas três associações de elementos arquiteturais que representam mudanças da arquitetura dos canais fluviais da montante à jusante (*downstream*):

1. **Associação proximal:** formada predominantemente por depósitos de canais (essencialmente GB – item 10.2.2) onde os depósitos de *overbank* (elemento FF – item 10.2.4) são minoritários;
2. **Associação mediana:** formada por canais multilaterais/multiépódicos, isolados (CH e GB – itens 10.2.1 e 10.2.2 respectivamente), espraiamento de *crevasses* (CS) (item 10.2.3) e *overbanks* (FF) – item 10.2.4 - numa proporção equitativa;
3. **Associação distal:** formada essencialmente por depósitos de *overbank* (FF) – item 10.2.4 e minoritariamente por canais de espraiamento (CS) – item 10.2.3.

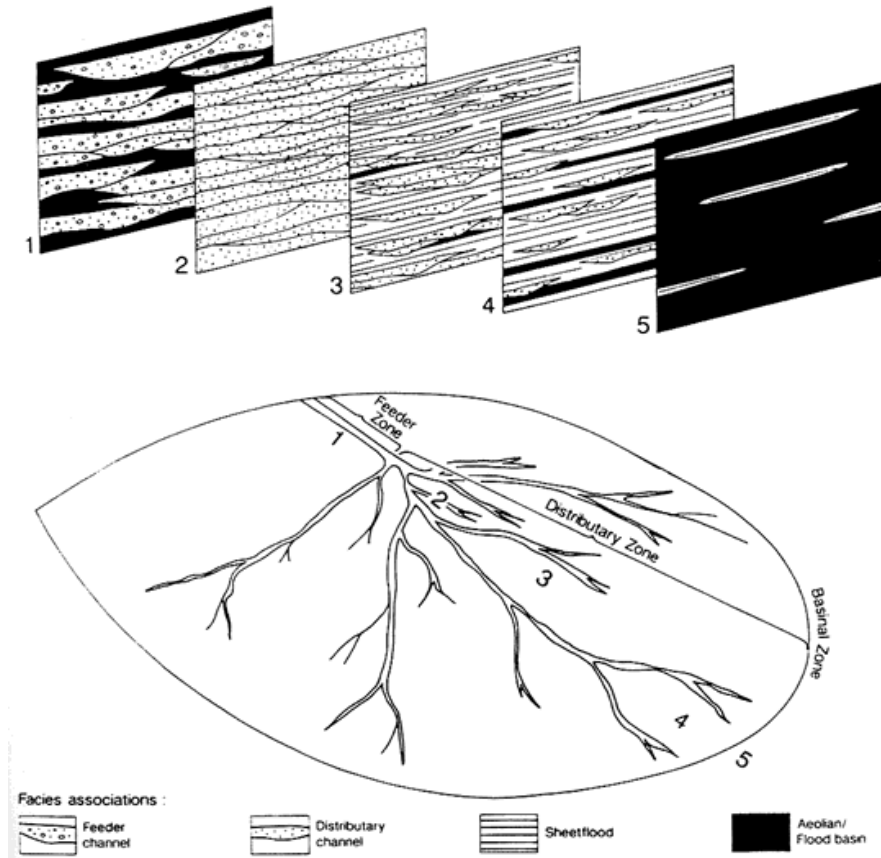
Essa divisão tripartida, marcada por uma diminuição da granulometria, energia, gradiente topográfico e competência da porção proximal para a distal, é característica de leques aluviais.

Há uma grande variedade de leques aluviais, tanto atuais, quanto no registro geológico. Assim como existe uma grande variedade, há também inúmeras propostas de classificações de leques, tanto sob o ponto de vista geológico quanto geomorfológico.

Kelly & Olsen (1993) ao estudar a sucessão Devoniana na Islândia e Groelândia introduziu o termo leque terminal (*terminal fan*). Segundo os autores, *terminal fans* são leques aluviais formados por canais perenes que na porção proximal tendem a ser canalizados e na porção distal se descanalizam pela diminuição do gradiente, formando depósitos de *sheetflood* sobre a planície de inundação. A sobreposição e migração desses canais, por avulsionamento tende a gerar uma rede radial (leque) de canais, quando visto em planta (FIGURA 67).



FIGURA 67 – Modelo idealizado de um leque terminal, mostrando as variações faciológicas e geométricas dos corpos areno-conglomeráticos da montante para a jusante. Kelly & Olsen, 1993.



Blair & McPherson (1994) fazem uma ampla revisão conceitual e bibliográfica acerca das classificações de leques aluviais apontando os principais problemas e confusões nomeclaturais existentes e apresentam uma posposta de distinção dos leques em relação aos rios com base na (1) morfologia, (2) processos hidráulicos, (3) sedimentares e (4) assembléia de *fácies*. Segundo a classificação, a nomenclatura do leque depende do componente subaéreo do delta (*alluvial fan*, *bedload-dominated river* ou *suspended-load-dominated river*) com ambiente subaquoso adjacente (marinho, lago perene ou lago efêmero).

Nichols & Fisher (2006) ao analisarem a sucessão Miocênica da Bacia de Ebro na Espanha, observaram que, ao contrário do modelo proposto por Kelly & Olsen (1993), no qual a porção distal dos canais tende a se descanalizar na planície e a água dos canais a ser absorvida pelo solo e/ou evaporada, por vezes, essa água poderia se descanalizar em lagos temporários, formando deltas temporários. Baseados nessas

observações, Nichols & Fisher (2006) propõem um novo sistema fluvial denominado “sistema fluvial distributário” (*fluvial distributary system*) (FIGURA 68, FIGURA 69 e FIGURA 70).

Segundo os autores: “...to use the term ‘fluvial distributary system’ to describe the form of a river system which has the shape of a ‘fluvial fan’, has a downstream decrease in discharge and has a distal area of either ‘terminal splay’, when there is no lake present, our forms a ‘floodplain lake delta’ at the time of high lake level.”

**FIGURA 68 – Modelo idealizado de um “sistema fluvial distributário” tripartido conforme Nichols & Fisher (2006). No detalhe (quadros), representação 2D da geometria dos corpos areno-conglomeráticos na zona proximal, mediana e distal. Observe a diminuição da relação canal/planície da zona proximal para distal.**

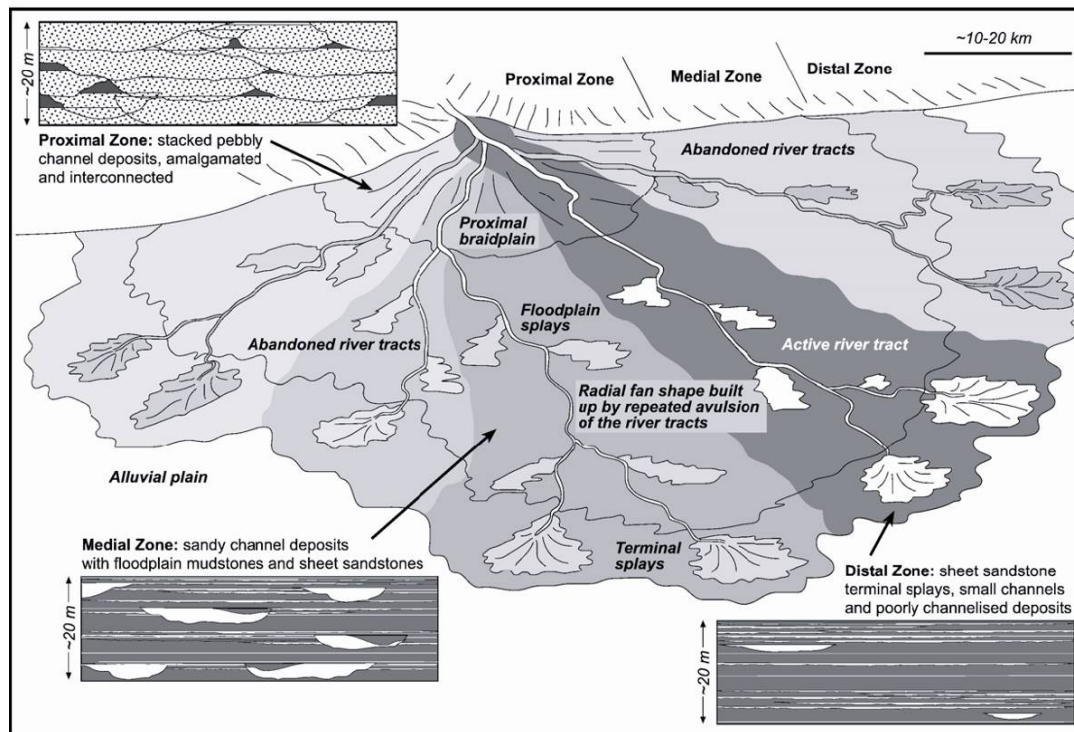


FIGURA 69 – Detalhe do canal ativo do “sistema fluvial distributário” (FIGURA 68) mostrando a variações geométricas dos canais da zona proximal para a distal. Nichols & Fisher (2006).

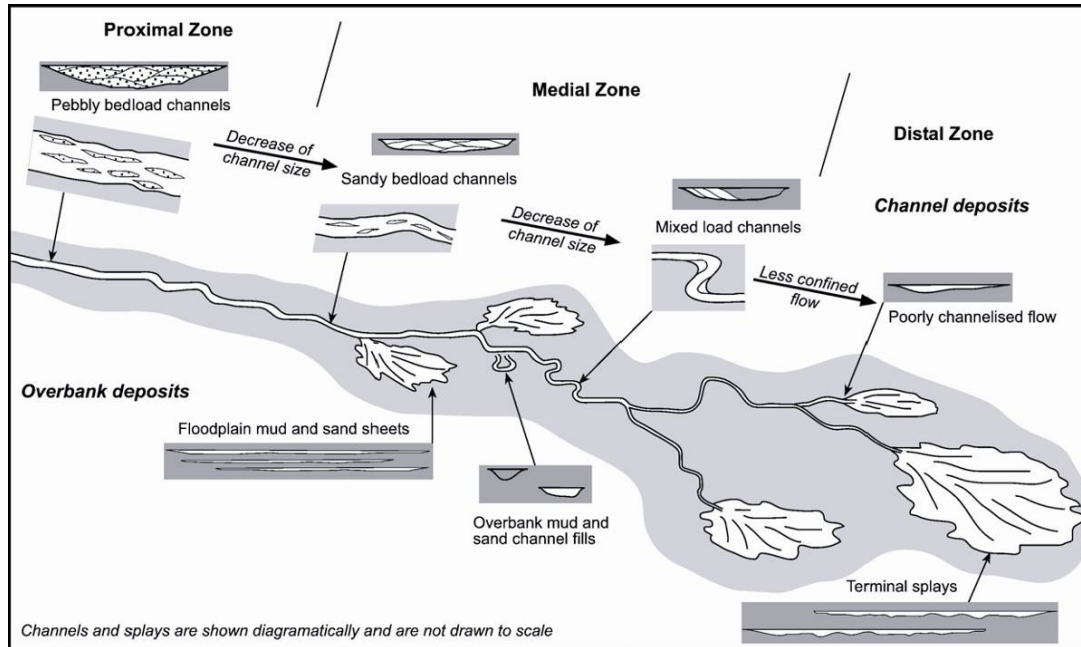
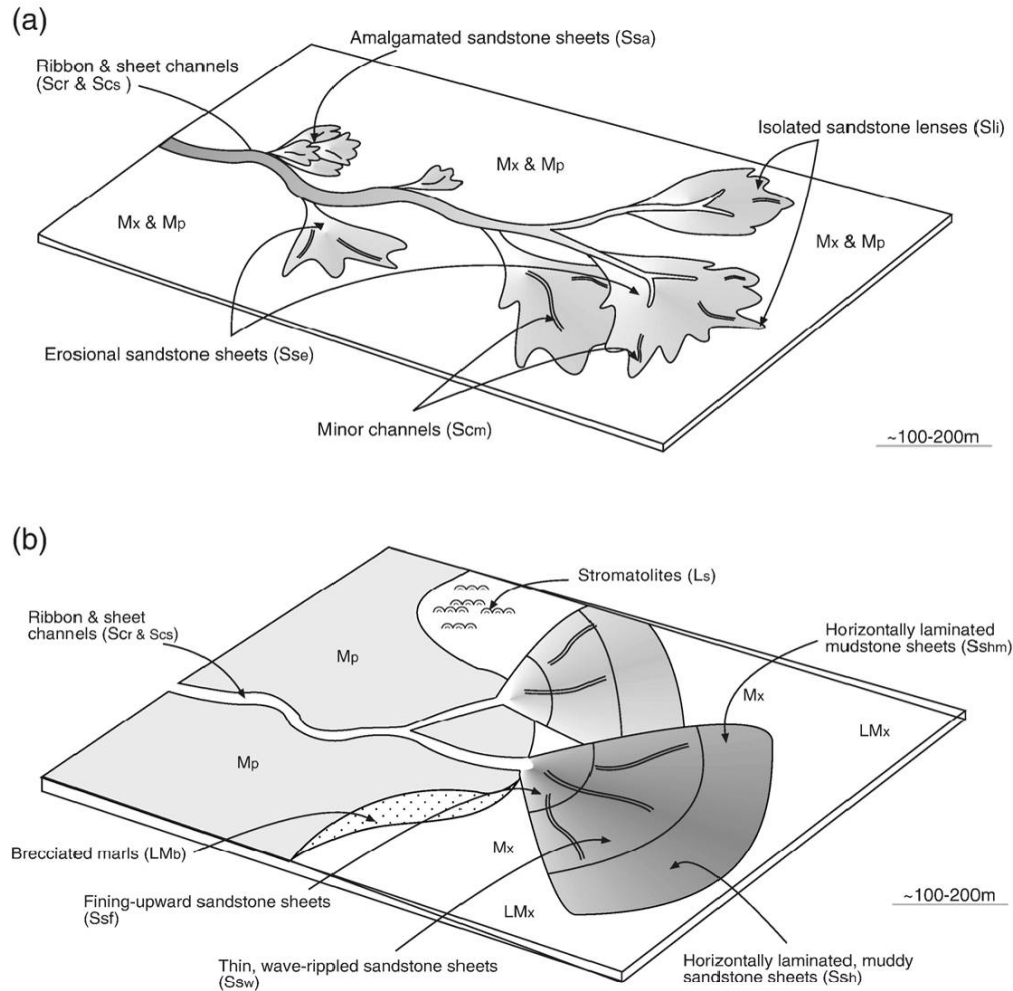


FIGURA 70 – Modelo de fluxo não-confinado da porção distal do “sistema fluvial distributário” (FIGURA 69). (a) fluxo não-confinado subaéreo (*sheet splay*) e (b) fluxo não-confinado subaquoso (*delta sheet*). Fisher *et al.* (2006)



Entre os principais modelos análogos atuais de leques com essas características está o leque de Markanda, localizado na planície Indo-Gange, porção norte da Índia; e o delta de Okavango em Botswana, na porção noroeste de Botswana, na África (FIGURA 71). O Delta de Okavango ocupa uma extensão areal entre 15.000km<sup>2</sup> durante o período da seca e 22.000km<sup>2</sup> durante o período das cheias. Geologicamente, o delta está localizado sobre a margem flexural do sistema de *rifts* do leste-africano (*Okavango Rift Basin*) e limitada a leste pela falha de borda de Kalahari-Zimbabwe. É interessante notar que o mesmo sistema de *rifts* que configura o Delta de Okavango, ao norte, conforma sistema de *rifts* tais como Tanganika, onde a

sedimentação é predominantemente lacustre (taxa de subsidência  $\geq$  aporte sedimentar). Essa variação lateral do sistema observado nos *rifts* africanos, dentro de um contexto geotectônico apropriado, parece ser bastante semelhante ao observado durante a fase inicial do rifteamento da margem continental brasileira. Enquanto na atual margem continental havia o desenvolvimento de um sistema *rift* francamente lacustre, onde a taxa de subsidência superava o aporte (*e.g.*, Bacia do Recôncavo), no interior do continente, concomitantemente, os *rifts* provavam um regime oposto, onde a taxa de suprimento sedimentar equiparava a subsidência (*eg.* Bacia de Jatobá, Rio do Peixe e Iguatu).

Os canais que alimentam o Delta de Okavango durante o período das cheias são, em geral, meandantes com amplo desenvolvimento de planície de inundação, principalmente a jusante. Em virtude das altas taxas de evaporação, localmente são observados depósitos salinos. Os rios do delta estão sujeitos a inundações sazonais, e o período das chuvas é de maio a junho. Como a temperatura na região é bastante elevada, os canais e os lagos formados pela pluviosidade tendem a secar rapidamente ao final da estação das chuvas.

Uma outra característica peculiar desse delta é a riqueza da fauna. A região abriga um complexo ecossistema formado por elefantes, búfalos, crocodilos, leões, antílopes, zebras e rinocerontes que, entre outros animais, procuram essa área em virtude da abundância de água da região.

A ocorrência de pegadas de saurópodes, fragmentos ósseos em abundância, bioclastos e fragmentos vegetais na Bacia do Iguatu atestam que a região suportava um ecossistema relativamente rico, semelhantemente ao observado no Delta de Okavango.

FIGURA 71 – Delta do Okavango em Botswana, África. Note o contraste de cores formado pela vegetação em torno do delta em relação ao deserto situado nas adjacências.



Dentre as inúmeras propostas de classificações e tipologias de leques descritos na literatura, o modelo apresentado por Nichols & Fisher (2006) é o que mais se adapta ao contexto no qual a Bacia do Iguatu se insere (FIGURA 75).

Conforme o modelo de sistema fluvial distributário:

A **porção proximal** é caracterizada por depósitos de *braided streams* areno-conglomeráticos próximos à margem da bacia. Os depósitos de *overbanks* (elementos FF) não são preservados nessa porção do leque, uma vez que os complexos são amalgamados e lateralmente instáveis. (Nichols & Fisher, 2006) (FIGURA 67 e FIGURA 68).

A extensão dessa zona varia de 5-10km (Luna Sustum, Bacia de Ebro, Espanha – Nichols,1987) ou superior a 40km (Bacia de Munster, MacCarthy, 1990 e Williams, 2000 *apud* Nichols & Fisher, 2006).

Na Bacia do Iguatu, os depósitos proximais são caracterizados predominantemente pelo elemento GB que forma espessos pacotes de canais entrelaçados com rara preservação dos depósitos de *overbanks*. Os principais depósitos proximais foram descritos na seção superior da sub-bacia de Icó (ANEXO F) onde atinge uma espessura superior aos 80m e na seção mediana da sub-bacia de Lima Campos (ANEXO E).

A **porção mediana** é caracterizada por um incremento nos depósitos de *overbanks* preservados e a diminuição do tamanho dos clastos que preenchem o canal. Os canais tendem a ser lateralmente mais estáveis em relação aos canais proximais e os depósitos de finos da planície de inundação apresentam evidências de dissecação e formação de solos (Nichols & Fisher, 2006) (FIGURA 67 e FIGURA 68).

Hist (1991) mostra que de 80 a 90% dos canais do sistema Huesca (Bacia de Ebro, Espanha), interpretados como um sistema fluvial distributário, apresentam razão largura/espessura >15, na porção mediana.

Na Bacia do Iguatu, os depósitos da porção mediana são caracterizados pelos elementos CH, GB, CS e FF. A proporção canal/*overbank* é aproximadamente igual. Os canais são multiepisódicos e multilaterais com espessuras na ordem de 3-7m. Os depósitos de *overbanks* (FF) são intercalados com depósitos de espraiamento (CS) e canais menores (CH) (ANEXO D e M).

Bentham *et al.* (1993), ao estudarem os depósitos fluviais da Fm. Escanilla (Eoceno) nos Pirineus da Espanha, constataram que os depósitos de canais entrelaçados são “envolvidos” por grandes volumes (>40%) de finos da planície de inundação (FIGURA 72) e propõem um novo modelo deposicional constituído por cinturões de canais lateralmente confinados, que internamente apresentariam características semelhantes a canais entrelaçados, capazes de agradarem e migrarem rapidamente por avulsão (FIGURA 73).

**FIGURA 72 – Geometria dos canais da Fm. Escanilla (Espanha) formada por canais multilaterais isolados por depósitos de overbanks. Bentham *et al.* (1993).**

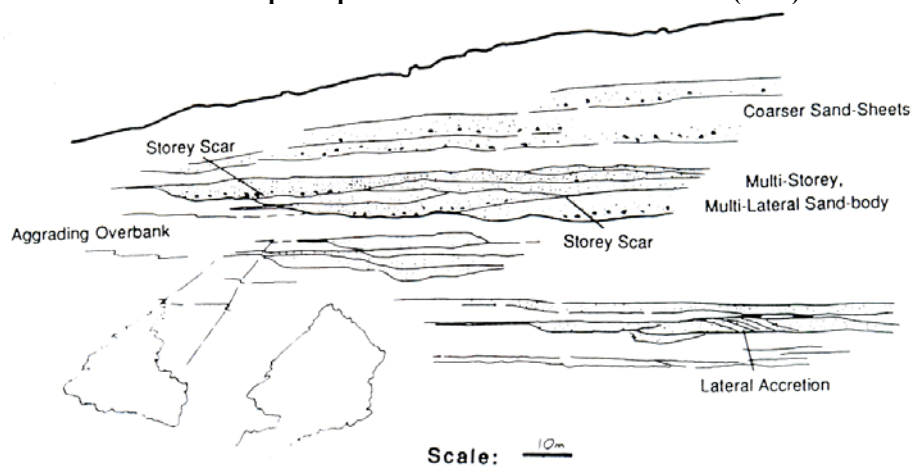
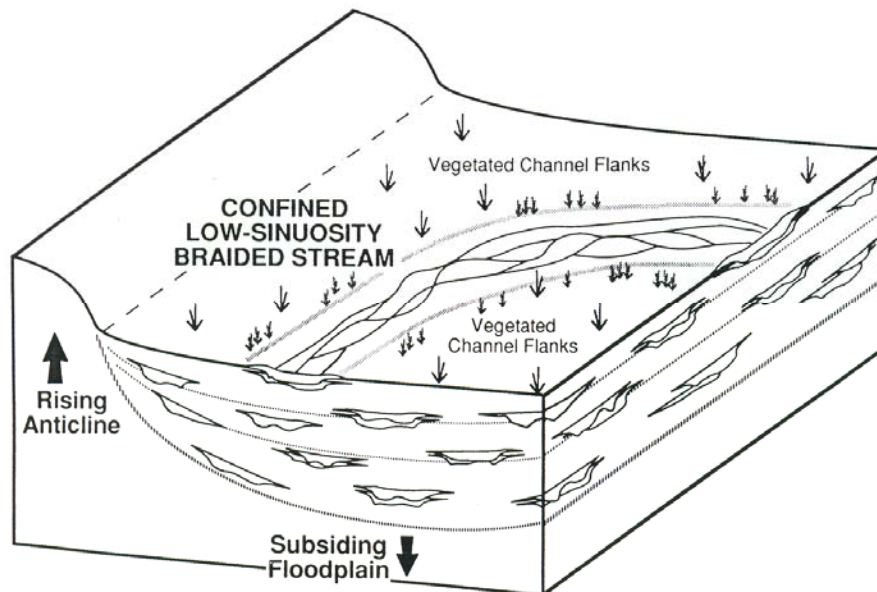


FIGURA 73 – Bloco diagrama com o modelo deposicional formado por cinturões entrelaçados isolados por finos da planície de inundação. Bentham *et al.* (1993).



Miall (1996) apresenta um modelo de canais cascalhosos com preservação de depósitos de *overbank* em Molasse Rouge, França - associada à alta taxa de subsidência na bacia que permitiu a preservação dos depósitos da planície.

Tanto o modelo fluvial descrito por Bentham *et al.* (1993) quanto por Miall (1996) corresponderiam à porção mediana dentro de um sistema fluvial maior (sistema fluvial distributário).

As melhores ocorrências estão na seção basal da sub-bacia de Icó e de Lima Campos (ANEXO M).

A **porção distal** é o que distingue o sistema fluvial distributário do modelo de leque terminal (Kelly & Olsen, 1993). Essa porção é caracterizada por uma alta razão planície *versus* canal. Os canais tendem a ser predominantemente não-confinados (elemento CS) com raras ocorrências de canais isolados (CH). E os depósitos de *overbanks* apresentam evidências de desenvolvimento de paleossolos (FIGURA 67 e FIGURA 68) - Nichols & Fisher, 2006.

Dependendo da taxa de precipitação na área fonte e da taxa de evaporação na bacia, pode haver o desenvolvimento de lagos temporários nessa porção (*e.g.*: alta taxa de precipitação na área fonte, baixa taxa de evaporação na bacia) (Nichols & Fisher, 2006).

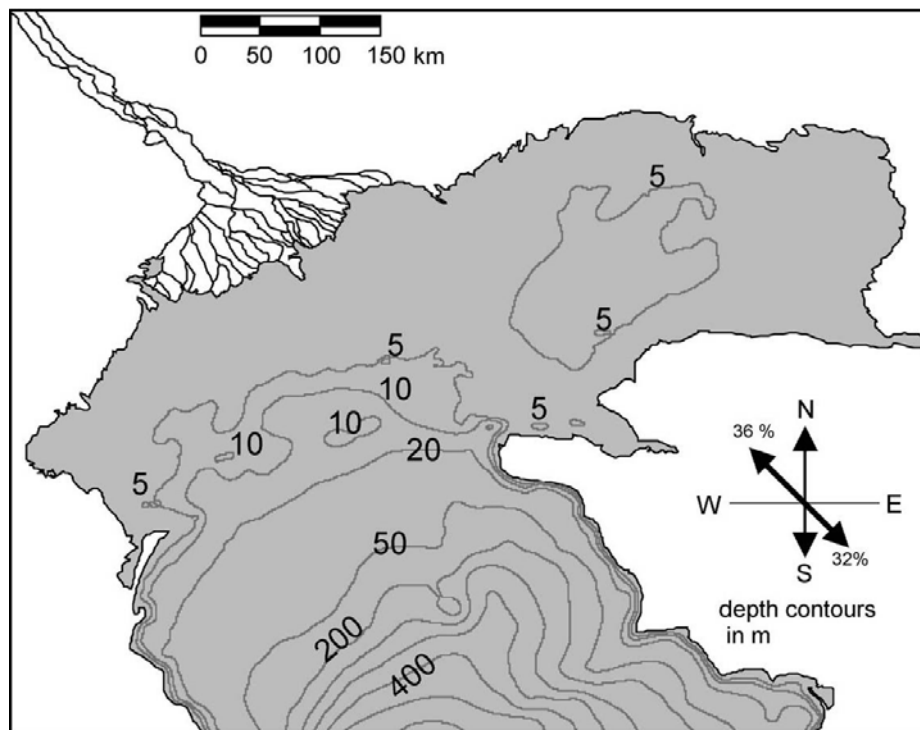


Segundo Nichols (2005), a transição da unidade fluvial para o lacustre na sucessão vertical da Bacia de Clair (Devoniano) é atribuída a um controle climático responsável pelo desenvolvimento de um amplo corpo lacustre na bacia.

Fisher *et al.* (2006) ao estudarem o setor distal do sistema distributário da bacia de Ebro (Sistema Luna e Huesca) na Espanha, reconhecem dois tipos de depósitos de canal: *splay sheet* e *delta sheet*. Os *splay sheet* são depósitos de desconfinamento de fluxo subaéreo, enquanto os *delta sheet* são depósitos de desconfinamento em lagos rasos (FIGURA 68 e FIGURA 69).

Segundo a classificação de Blair & McPherson (1994), esse tipo de leque é classificado como *lacustrine floodplain delta*. O análogo atual seria o Delta de Volga no Mar Cáspio (FIGURA 74) (Overeem *et al.*, 2003)

**FIGURA 74 – Mapa batimétrico da porção norte do Mar Cáspio com o Delta do Volga na porção noroeste. Note o baixo gradiente da frente deltaica. Overeem *et al.* 2003.**



Nas bacias do Iguatu, os depósitos da porção distal ocupam grande parte do preenchimento da bacia. É caracterizado essencialmente pelo elemento FF intercalado com o elemento CS e são interpretados tanto como depósitos do tipo *splay sheet* quanto *delta sheet* (QUADRO 4 e ANEXO K,H e P).

A ocorrência de depósitos lacustres temporários associadas à ocorrência de sucessões progradacionais indicam que a porção distal da bacia por vezes foi dominada por lagos maiores, formando pequenos deltas (*delta sheet*) nas terminações dos canais (FIGURA 56). E por vezes, nos períodos mais áridos, os canais efêmeros não desaguavam em lagos temporários, e sim diretamente sobre a planície de inundação. As bandas de colorações variadas observadas nas imagens de satélite e em afloramentos igualmente indicam variações constantes do nível freático (FIGURA 60).

**QUADRO 4**

**Critérios para diferenciação entre depósitos de splay sheet e delta sheet baseado nas observações do setor distal do Sistema Distributário Luna e Huesca, Bacia de Ebro – Espanha. Fisher et al., 2006**

<i>Terminal splay sheet</i>	<i>Delta sheet</i>
<b>Base erosiva</b>	<b>Base não-erosiva</b>
<b>Depósitos amalgamados</b>	<b>Depósitos individuais</b>
<b>Desenvolvimento de paleosolos sobre os depósitos</b>	<b>Mau desenvolvimento de paleosolos sobre os depósitos</b>
<b>Intraclastos argilosos nos depósitos</b>	<b>Ausência de intraclastos argilosos.</b>
<b>Variações verticais mínimas na granulometria</b>	<b>Microciclos com gradação normal</b>
<b>Fácies Sr</b>	<b>Fácies Sh, Sr e So</b>

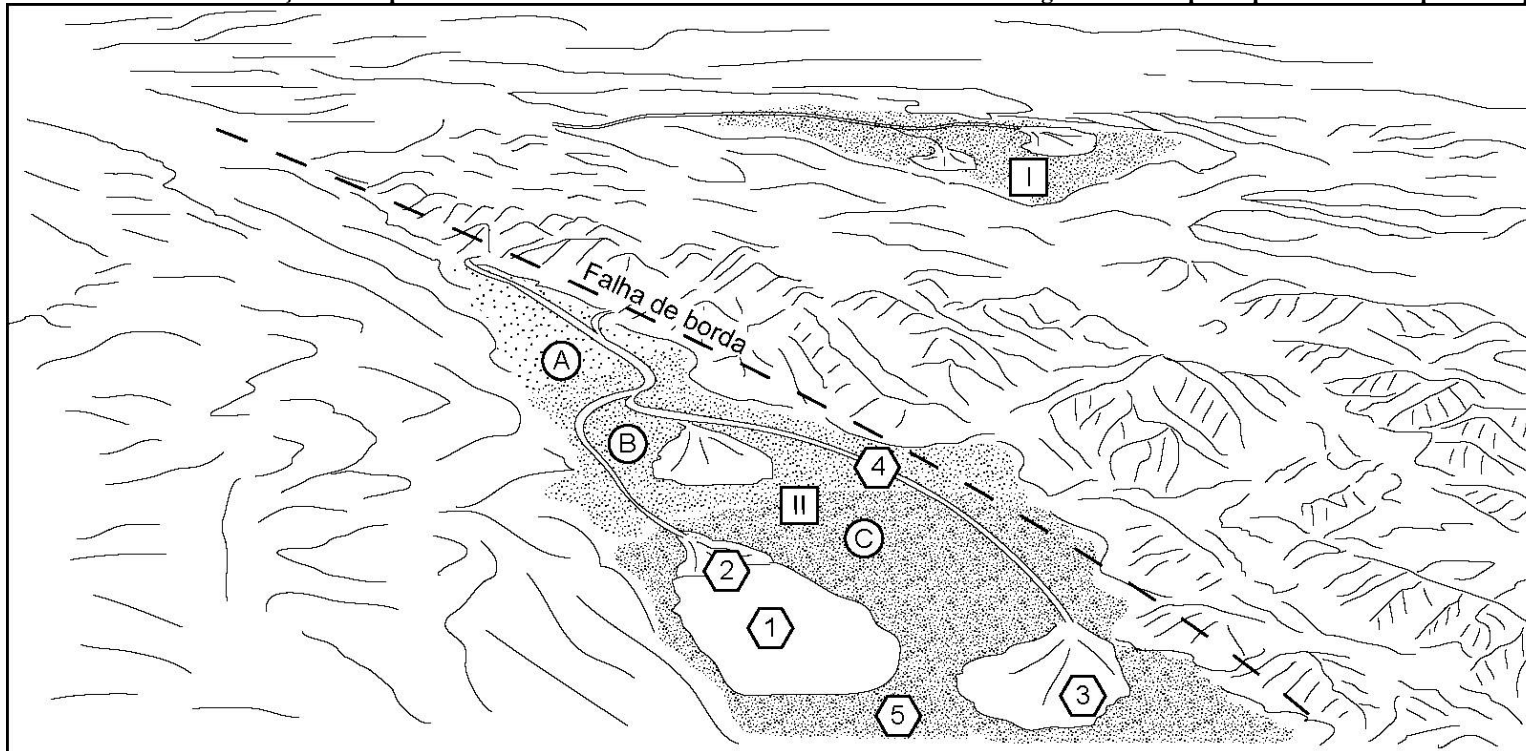
**QUADRO 5**

**Divisão tripartida do sistema fluvial distributário com os elementos arquiteturais e geometria dos corpos que compõem cada porção do sistema observada na Bacia do Iguatu.**

SISTEMA FLUVIAL DISTRIBUTÁRIO	ELEMENTOS ARQUITETURAIS	GEOMETRIA DOS CORPOS ARENOSOS	REPRESENTAÇÃO GRÁFICA
<b>PROXIMAL</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Barras cascalhosas – GB.</li> </ul>	<p>Corpos tabuliformes compostos pela sobreposição de barras cascalhosas. Largura na ordem de dezenas de metros e espessuras na ordem de 50-70m</p>	
<b>MÉDIO</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Barras cascalhosas – GB;</li> <li>• Canais - CH;</li> <li>• Espraçamento de crevasse – CS;</li> <li>• Finos da planície de inundação – FF.</li> </ul>	<p>Complexos de canais isolados e multilaterais/multiepisódicos. Fluxos fracamente confinados com dezenas de metro de largura e espessuras de até 50m.</p>	
<b>DISTAL</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Canais - CH;</li> <li>• Espraçamento de crevasse – CS;</li> <li>• Finos da planície de inundação – FF.</li> </ul>	<p>Fluxos fracamente confinados com dezenas de metro de largura e espessuras de até 50m. Mais raramente, canais em ribbons.</p>	

- LEGENDA:**
- ⊙ Bioturbação
  - ☞ Pegadas de saurópodes
  - 🐟 Fragmentos de Lepidotes
  - ☞ Fragmentos ósseos
  - ⊗ Calcretes
  - 🍃 Restos vegetais
  - ⌋ Marcas onduladas
  - 🐚 Ostracodes e conchostráceos

FIGURA 75 – Reconstituição da arquitetura fluvial do sistema fluvial distributário da Bacia do Iguatu com os principais elementos que o compõe.



- |                          |                           |
|--------------------------|---------------------------|
| (A) SFD proximal         | (1) Lago raso             |
| (B) SFD médio            | (2) Delta sheet           |
| (C) SFD distal           | (3) Splay sheet           |
| I Sub-bacia Icó          | (4) Canal                 |
| II Sub-bacia Lima Campos | (5) Planície de inundação |

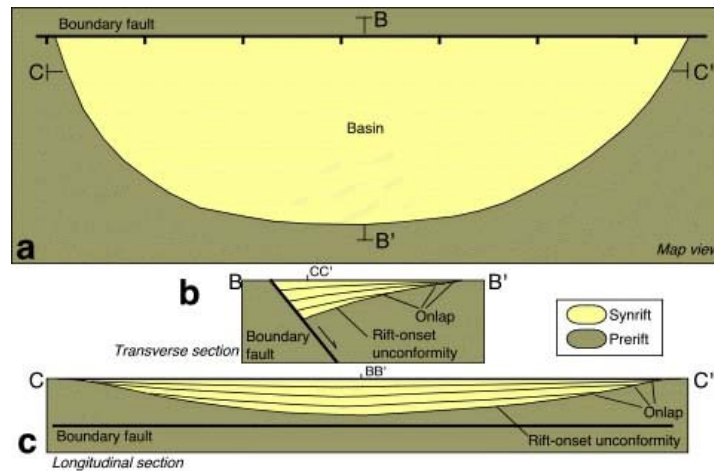
## 10.5. Estratigrafia genética

### 10.5.1. O rift

Compreender o estilo estrutural e o padrão deposicional de uma bacia do tipo *rift* envolve um elevado grau de complexidade. No atual estágio de conhecimento, com base nos dados levantados e no mapeamento geológico de superfície com ênfase na estratigrafia, não é possível estabelecer um modelo conciso plenamente conclusivo. O modelo proposto é baseado em dados de superfície (mapeamento e imagens digitais) e modelos teóricos descritos na literatura. Assim, fez-se necessário salientar que o modelo proposto é, sob alguns aspectos, meramente especulativo. Para que seja estabelecido um modelo menos especulativo e mais fundamentado, faz-se necessário a obtenção de novas cargas de dados, principalmente de subsuperfície (poços estratigráficos e linhas sísmicas) a fim de compreender melhor as estruturas internas.

Estruturalmente, uma bacia *rift* é caracterizada por uma depressão alongada, limitada por uma falha em um dos lados (*half-graben*). Quando o *rift* é limitado em ambos os lados por falhas normais, são formados os chamados *full-grabens*. Em planta, um *half-graben* teórico apresenta a forma de um semicírculo limitado por uma falha normal, onde o bloco soerguido é denominado *footwall* e o abatido de *hangingwall* (FIGURA 76a). Em perfil transversal, o meio-graben mostra-se em forma de cunha limitada pela falha de borda (FIGURA 76b). Na seção longitudinal, o *half-graben* é caracterizado por uma sinclinal, onde a subsidência é máxima no depocentro e nula na borda da bacia (FIGURA 76c) (Withjack *et al.* 2002).

FIGURA 76 – Geometria de um *half-graben* simples. (a) vista em planta. (b) perfil transversal. (c) perfil longitudinal. *Mod. Withjack et al., 2002.*



A evolução e o preenchimento simples de um *half-graben* podem ser caracterizados em três estágios:

***Estágio 1 – espaço de acomodação = aporte sedimentar***

Consistiu o embrionamento de pequenos depocentros isolados. Durante essa fase, o aporte sedimentar excede o espaço de acomodação e o preenchimento é predominantemente fluvial. Prosser (1993), ao estudar a expressão sísmica dos sistemas deposicionais relacionados ao *rift*, chamou esse incremento inicial de *rift initiation*, caracterizando-se pela formação de pequenos depósitos de *talus* junto ao *footwall* e rearranjo da rede de drenagem sob um regime de equilíbrio entre a subsidência e a sedimentação (FIGURA 77). Modelos experimentais em caixas de areia e simulações computadorizadas mostram que durante a fase inicial são formadas pequenas falhas isoladas perpendiculares ao campo de extensão máxima. O incremento progressivo da extensão acarreta no aumento dessas falhas e conseqüente aglutinação com as que lhe são adjacentes, resultando em um complexo sistema de falhas interligadas.

Conforme Waterson, (1986) a evolução de uma célula unitária *rift* é exponencial, ou seja, a taxa de deslocamento da falha de crescimento aumenta com o tempo devido ao aumento da relação entre o incremento de deslizamento e o comprimento da falha. Logo, a fase inicial de desenvolvimento de um *rift* é caracterizada por uma série de pequenos e numerosos *rifts* isolados que evolui

posteriormente para um único sistema *rift* durante o auge tafrogênico (Crossley, 1984 & Watson *et al.*, 1987, Withjack, *et al.*, 2002) (FIGURA 78).

FIGURA 77 – Seção sísmica 2D idealizada de uma bacia *rift* com os tratos tectônicos (*rift initiation, rift clímax, immediate post-rift e late post-rift*). Prosser 1993.

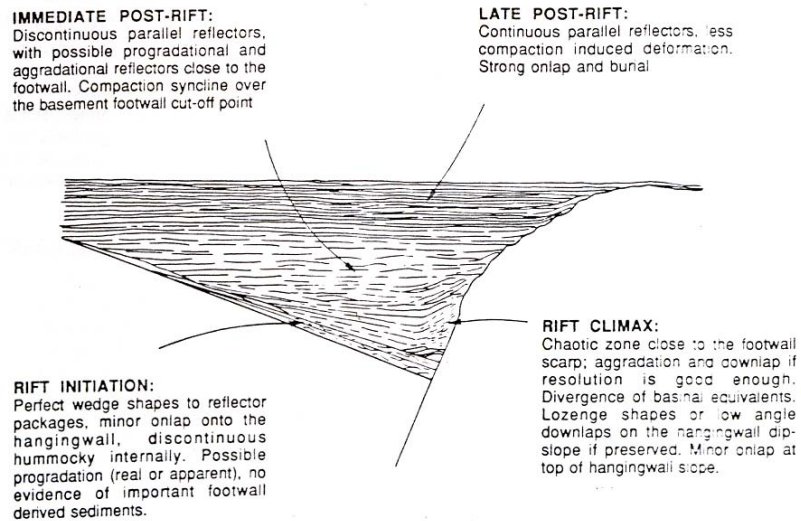
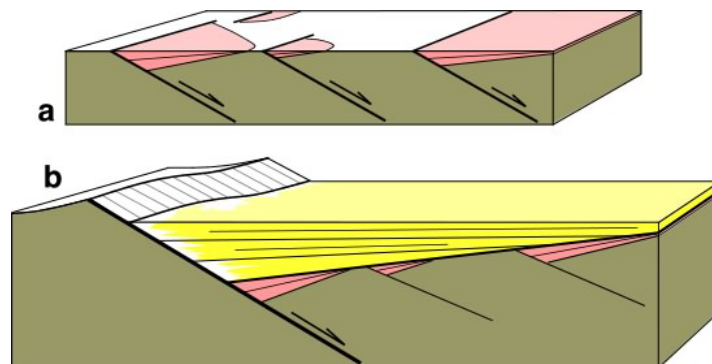


FIGURA 78 – Modelo evolutivo de um meio-grábem (a) a partir da nucleação de pequenas sub-bacias isoladas (estágio 1) que evoluem para um meio-grábem maior (b) com a propagação dos esforços durante do estágio 2. Schlische (1991)



### *Estágio 2 - espaço de acomodação ≥ aporte sedimentar*

O estágio dois caracteriza o intervalo de maior incremento tectônico na bacia. Durante esse estágio, o espaço de acomodação supera o aporte sedimentar.

Segundo Schlische (1991), o crescimento da falha de borda aumenta com o aumento do incremento de deslocamento; a taxa de deslocamento da falha de borda aumenta com o tempo e a bacia aumenta em profundidade, largura e

comprimento; o incremento no espaço de acomodação aumenta progressivamente com o tempo; e a expressão desse desenvolvimento se dá pelo progressivo *onlap* dos estratos sobre a margem flexural (FIGURA 81a). Durante essa fase, algumas bacias menores cessam o crescimento, outras continuam a expansão, podendo muitas vezes, aglutinar diversos sistemas de *rifts* menores do estágio 1 (FIGURA 78b).

Segundo Prosser (1993), o auge tafrogenético constitui o momento de maior incremento tectônico na bacia (*rift climax*), com as maiores taxas de criação de espaço (subsidência  $\geq$  sedimentação). É caracterizado pelo desenvolvimento de um amplo sistema lacustre ou marinho na bacia e a formação de depósitos gravitacionais junto à falha de borda (FIGURA 77).

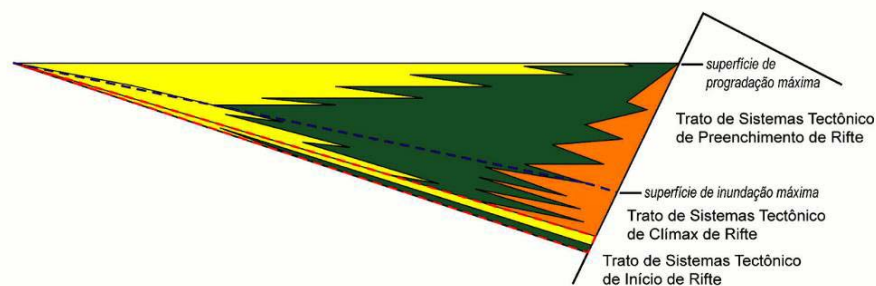
### ***Estágio 3 - espaço de acomodação < aporte sedimentar***

O estágio três compreende o fim das atividades tectônicas na bacia, a taxa de criação do espaço de acomodação cessa e a bacia é preenchida gradualmente por sedimentos fluviais.

Segundo o modelo apresentado por Prosser (1993), ao final da atividade tectônica na bacia, *immediate post-rift*, a rede de drenagem se reestabelece (aporte sedimentar > subsidência) e há a progradação do sistema transversal sobre a bacia. A fase *late post-rift* caracteriza a gradual degradação da área fonte que leva à diminuição da taxa de aporte na bacia (FIGURA 77).

Küchle *et al.* (2005) ao estudarem a seção *rift* da bacia de Camanu-Almada e Jequitinhonha, reconheceram, em determinadas seções sísmicas, os três estágios, demoninando-os de Trato de Sistema de Início de Rife, Clímax de Rife e Preenchimento de Rife respectivamente (FIGURA 79).

**FIGURA 79 – Modelo de tratos tectônicos com seus respectivos padrões de empilhamentos, tratos tectônicos e superfícies-chaves. Küchle *et al.*, 2005.**





Lambiase (1990) observou que dentro de cada fase (estágio) é possível reconhecer uma hierarquia maior, com múltiplas sucessões estratigráficas, consistindo ou em todas ou em apenas algumas partes dos três estágios. Ou seja, essa divisão tripartida independe do espaço/tempo e é multiescalar.

Assim, o pulso tectônico é a unidade fundamental controladora do preenchimento, destruição e preservação em uma bacia tectonicamente controlada. Um único pulso tectônico é caracterizado pelo rejuvenecimento da área fonte (*footwall*) e abatimento relativo na bacia (*hangingwall*) ao mesmo tempo (Küchle *et al.* 2005). E o conjunto de pulsos tectônicos define a arquitetura final de um *rift*.

Por muito tempo achava-se que o principal *input* sedimentar estaria associado a uma origem sintectônica (Barrel, 1917 *apud* Miall, 1996). No entanto, sabe-se hoje, que o principal incremento sedimentar na bacia está associado à fase imediatamente pós-pulso (Heller, *et al.* 1988, Blair & Bilodeau, 1988). A geração do espaço de acomodação no *hangingwall* é praticamente instantânea no tempo geológico, assim como o soerguimento do *footwall*. No entanto, a erosão e transporte de sedimento são retardados em relação ao pulso. Assim, a assinatura estratigráfica de um pulso tectônico (= unidade genética) é caracterizada por uma sucessiva granocrescência ascendente, onde a porção mais fina corresponde ao evento de geração instantânea do pulso e a porção progressivamente mais grossa, à sedimentação atrasada em relação ao pulso (Küchle *et al.* & 2005, Miall, 1996) (FIGURA 81b).

FIGURA 80 – Diagrama esquemático mostrando as relações de contemporaneidade entre a subsidência e o soerguimento (A). E as relações temporais entre a criação de espaço e o aporte sedimentar. Küchle *et al.* 2005.

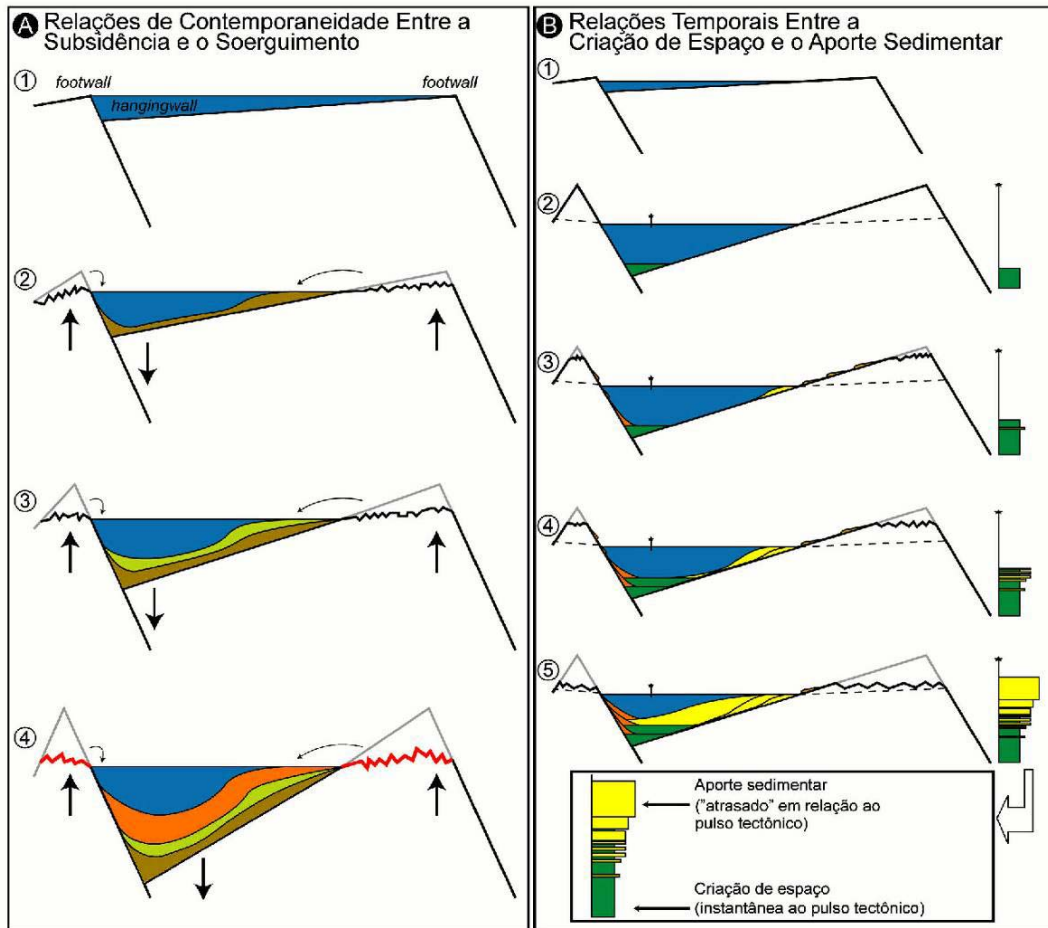
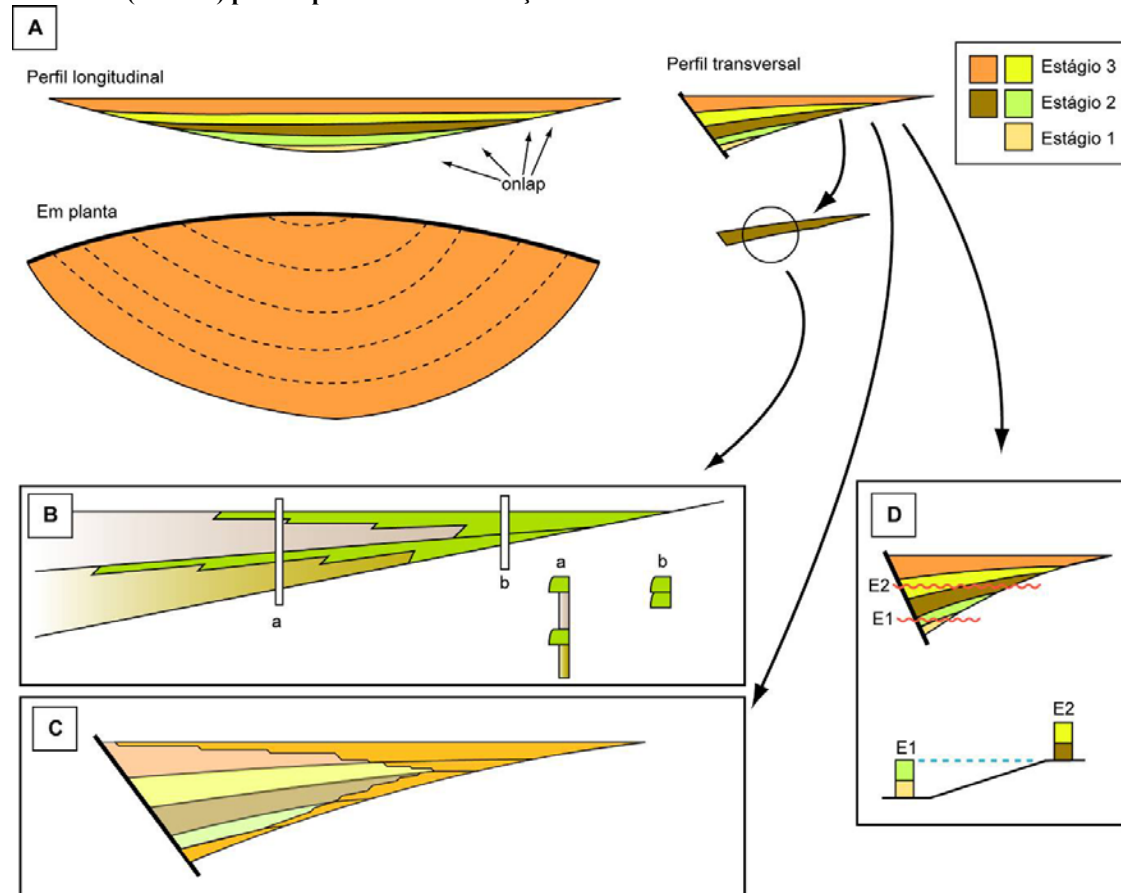


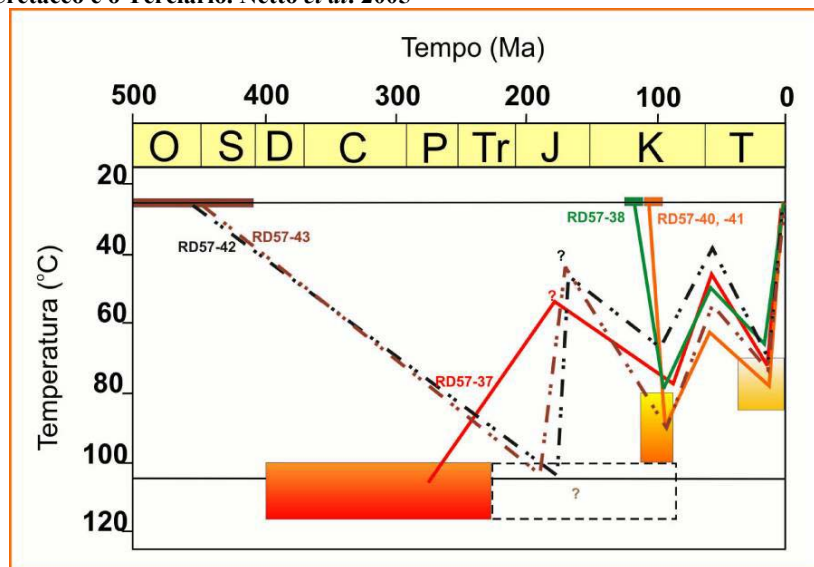
FIGURA 81 - A – Perfil longitudinal, em planta e transversal de um rift simples mostrando o padrão de *onlap* dos estratos (perfil longitudinal e transversal), a geometria em cunha de um meio gráben (perfil transversal) e em forma de uma concha (vista em planta). B - Detalhe dentro de um estágio, neste exemplo, dentro do estágio 3. Note o padrão de empilhamento de um pulso tectônico e a sua variação lateral. C – Padrão de preenchimento idealizado de um rift simples. D – Erosão diferencial (E1 e E2) para explicar a não correlação entre duas bacias.



### 10.5.2. A exumação pós rift

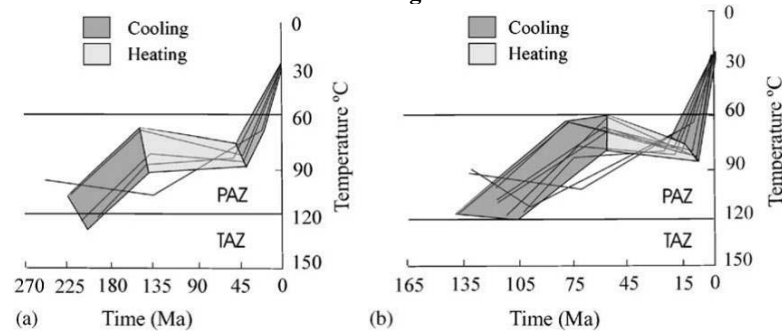
Para compreender e aplicar esses conceitos na Bacia do Iguatu faz-se necessário analisar o evento posterior à fase *rift* responsável pela erosão e remoção de grande parte do registro sedimentar. Dados regionais indicam que, após a fase rift, toda a região sofreu um grande soerguimento regional. Esse evento é melhor registrado na bacia do Araripe, uma bacia Neocomiana localizada ao sul da Bacia do Iguatu (FIGURA 1). Nessa bacia, a ausência das biozonas de ostracodes RT-005 a RT-011 entre a seção *rift* e a pós-rifte é associada a esse evento erosivo (Ponte, 1991a). Netto *et al.* (2005) ao estudarem a história térmica da bacia do Araripe, igualmente reconhecem esse evento de resfriamento termal no final do Cretáceo, início do Terciário (FIGURA 82).

FIGURA 82 – Diagrama da história térmica da Bacia do Araripe com base em seis amostras (RD's). Em destaque (retângulo amarelo), os dois principais eventos termais durante o Cretáceo e o Terciário. Netto *et al.* 2005



Nóbrega *et al.* (2005), ao estudarem a história térmica da Falha de Portoalegre, observou um evento de resfriamento em aproximadamente 45Ma (Terciário) no bloco oeste da falha e um outro evento a 15Ma no bloco leste. A falha de Portoalegre está localizada a leste da Bacia do Iguatu e compreende a falha principal da sub-bacia de Brejo das Férias, Bacia do Rio do Peixe igualmente atribuída a uma bacia da fase *rift* (FIGURA 83).

FIGURA 83 – Curva de variação da temperatura ao longo do tempo nos blocos oeste (esquerdo) e leste (direito) da falha de Portoalegre. Note o diacronismo dos eventos termais entre os blocos. No bloco oeste (esq.), principal evento termal está entre 135Ma e 45Ma, enquanto que no bloco leste entre 45Ma e 15Ma. Nóbrega *et al.* 2005.

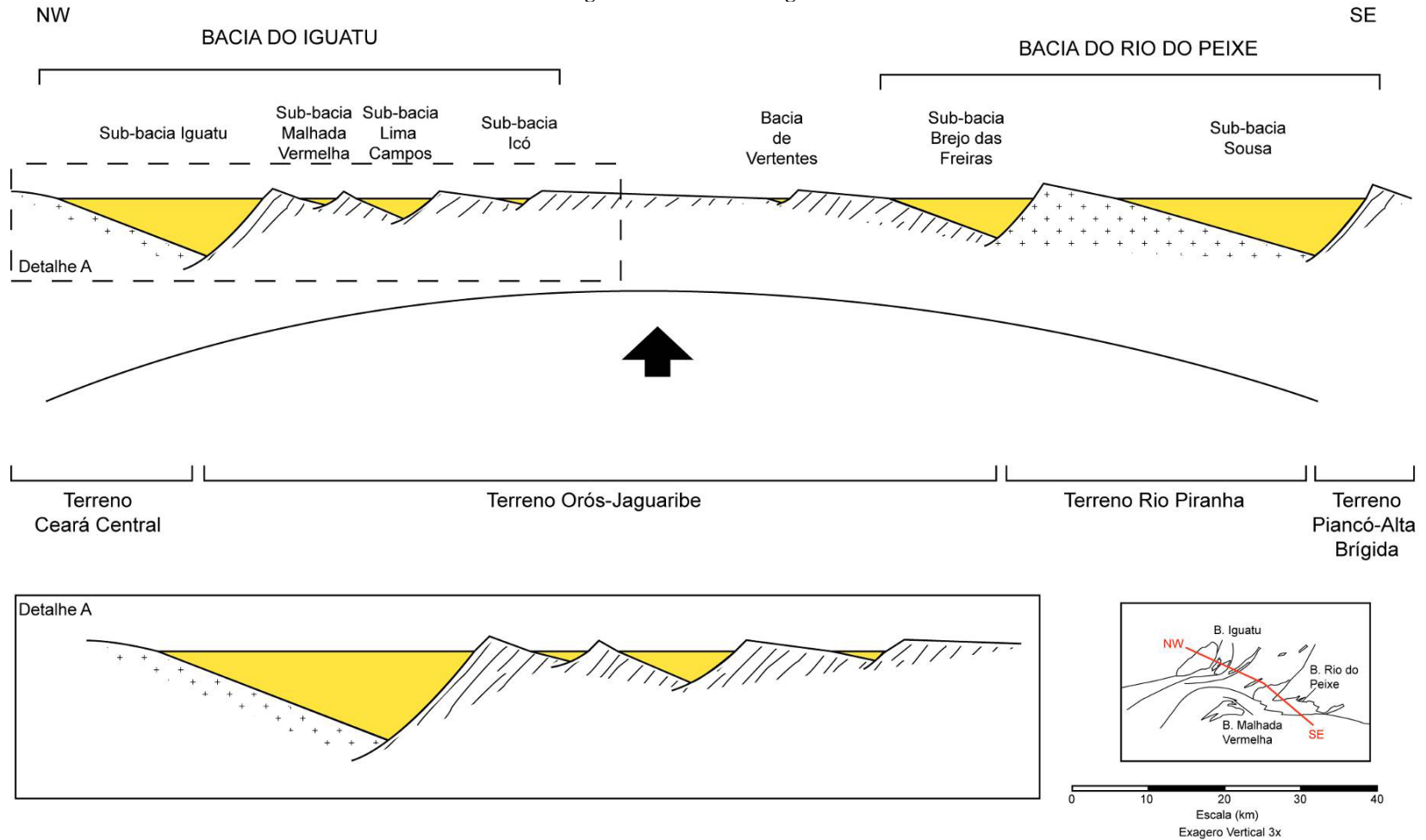


A discordância sin-rifte/pós-rifte, observada na Bacia do Araripe e na Bacia do Rio do Peixe e que atingiu grande parte das bacias interiores do nordeste, incluindo a Bacia do Iguatu, pode ser atribuída a um soerguimento e erosão associados a: (1) migração lateral do fluxo térmico; (2) a convecções mantélicas de pequena escala; (3) ao *rebound* litosférico associado à relaxamento durante a transição *rift-drit*; (4) intrusões ígneas; (5) ou ainda a compressão crustal e inversão pós-rifte. Independente dos processos responsáveis pelo soerguimento, esse evento foi responsável pela remoção de grande parte da pilha sedimentar das bacias interiores. Embora não se tenha dados sobre a história térmica da Bacia do Iguatu, as assinaturas estratigráficas mostram que essa bacia também sofreu esse evento térmico. Além disso, o soerguimento foi assimétrico, com as maiores taxas de erosão na porção leste da bacia e menos intensamente na porção oeste. Perfis regionais entre as bacias do Iguatu, intermediárias e Rio do Peixe evidenciam esse soerguimento diferencial (FIGURA 84). Analisando as heterogeneidades do embasamento, observa-se que a porção mais soerguida corresponde exatamente ao Terreno Orós – Jaguaribe (FIGURA 9), uma zona de limite de blocos tectônicos formada predominantemente por rochas metamórficas. Em outras palavras, as heterogeneidades do embasamento atuaram tanto na nucleação quanto na exumação das bacias com a reativação de antigas zonas de fraqueza do embasamento.

Em vista disso, acredita-se que, temporalmente, os estratos basais da Bacia do Iguatu estejam situados mais a leste (sub-bacia de Icó), onde o soerguimento foi maior e expoz a “raiz” da bacia (FIGURA 84). A sub-bacia de Lima Campos constituiria, portanto, a porção mediana e a sub-bacia do Iguatu o topo do preenchimento. Embora cada sub-bacia contivesse no registro apenas parte da história

evolutiva da bacia, especula-se que todas as sub-bacias tivessem um padrão de preenchimento semelhante. Levando-se em conta a possibilidade de a Bacia do Iguatu constituir uma única bacia que posteriormente foi fragmentada e erodida durante o Terciário, acredita-se ser plausível que em algum momento de sua história evolutiva elas tivessem alguma conexão física entre si, provavelmente durante o auge do *rift* (inundação máxima ?). Durante a fase pré-máxima inundação, acredita-se que existissem pelo menos dois depocentros: sub-bacia Iguatu, Malhada Vermelha mais Lima Campos e talvez sub-bacia de Icó.

FIGURA 84 – Perfil regional entre as Bacias do Iguatu, intermediárias e Rio do Peixe mostrando soerguimento diferencial controlado pela heterogeneidade do embasamento. Detalhe A mostrando a assimetria dos meio-grabens da Bacia do Iguatu.



## 10.6. Estratigrafia das Bacias de Iguatu

### 10.6.1. Sub-bacia de Icó

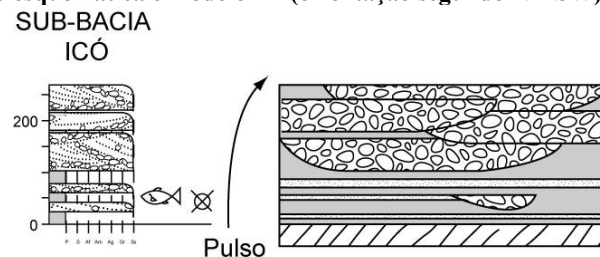
A arquitetura fluvial da sub-bacia de Icó é caracterizada, na base, por depósitos de espreamento de fluxo com geometria em lençol (CS), canais isolados com geometria em fita (CH) intercalados com depósitos de finos da planície de inundação (FF) que são associadas à porção mediana do sistema fluvial distributário. Sobreposto à porção mediana, ocorre um espesso pacote conglomerático associado a barras cascalhosas (GB) que representam a porção proximal do sistema fluvial distributário.

O padrão de empilhamento da bacia mostra uma grande sucessão progradacional marcada pelo avanço do sistema fluvial distributário proximal sobre o mediano (FIGURA 85).

Embora não se disponha de pontos de controle suficientes (ANEXO Q), em virtude da falta de exposições ao sul da sub-bacia, acredita-se que a porção sul seja predominantemente pelítica, representando a porção distal do sistema.

Esse padrão progradacional do sistema é atribuído a um pulso tectônico responsável pela geração do espaço de acomodação na bacia, rejuvenecimento da área-fonte e acomodação da bacia.

FIGURA 85 – Seção esquemática e modelo 2D (orientação segundo NE-SW) da sub-bacia de Icó.



### 10.6.2. Sub-bacia de Lima Campos

A sub-bacia de Lima Campos, dentre as sub-bacias que compõem a Bacia do Iguatu, é a que apresenta o registro mais completo do sistema fluvial distributário.

O preenchimento dessa sub-bacia é caracterizado por quatro ciclos progradacionais, onde cada progradação é caracterizada, da base para o topo, por um espesso depósito de finos associado à planície de inundação da porção distal do sistema



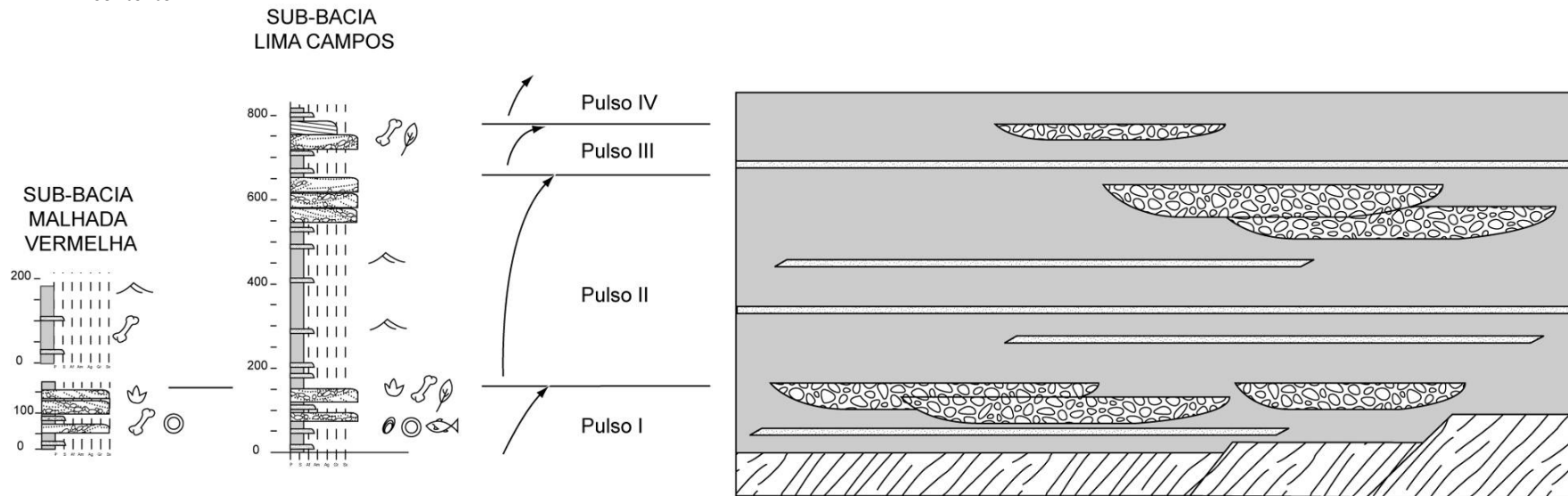
fluvial distributário; intercalações de finos da planície de inundação com depósitos de espraiamento e canais isolados associados à porção mediana do sistema; e um espesso pacote conglomerático associado a depósitos de canais em fita e barras cascalhosas da porção proximal do sistema fluvial distributário (FIGURA 86). O padrão de empilhamento dos quatro ciclos é predominantemente retrogradacional, indicando um regime de expansão da bacia. O padrão retrogradacional é observado pela diminuição da relação cinturão de canal *versus* finos da planície de inundação em direção ao topo do empilhamento.

Quanto a uma possível correlação entre um dos quatro ciclos progradacionais com o da sub-bacia de Icó, não há evidências suficientes que possam correlacioná-las entre elas com absoluta certeza. No entanto, especula-se que o primeiro ciclo da sub-bacia de Icó seja diácrono com os quatro ciclos da sub-bacia de Lima Campos (FIGURA 81d e FIGURA 91).

### 10.6.3. Sub-bacia de Malhada Vermelha

O padrão de preenchimento da sub-bacia de Malhada Vermelha é bastante complexo em virtude dos sistemas de falhamento que a compartimentam. Por outro lado, sabe-se que o preenchimento desta sub-bacia é caracterizado por espessos pacotes pelíticos intercalados com lentes arenosas em lençol que são interpretados como associação distal do sistema fluvial distributário. Além da porção distal, na porção oriental da sub-bacia, separada por uma falha de sentido norte-sul, ocorre um espesso pacote de finos da planície de inundação intercalado com pacotes areno-conglomeráticos associados a preenchimento de canais e barras cascalhosas que representam a porção mediana do sistema fluvial distributário. Em virtude dessa compartimentação por falha, não se tem a relação de contato entre as duas sucessões. Pelo tamanho reduzido da sub-bacia, pelas compartimentações tectônicas tanto internas quanto externas e pelas similaridades estratigráficas, acredita-se que essa sub-bacia seja um fragmento da sub-bacia de Lima Campos, da qual se despreendeu posteriormente, durante a fase pós-rifte.

**FIGURA 86 -** Seções esquemáticas das sub-bacias de Malhada Vermelha e Lima Campos integradas a um modelo 2D (orientação segundo NE-SW) de preenchimento. Note a diminuição da proporção cinturão de canal & finos da planície de inundação em direção ao topo do empilhamento, indicando um contexto



#### 10.6.4. Sub-bacia de Iguatu

A sub-bacia de Iguatu é caracterizada predominantemente por um espesso pacote pelítico associado a finos da planície de inundação (FF) intercalado com depósitos de canais isolados (CH) e espraiamento de *crevasse* (CS), que representam a porção distal do sistema fluvial distributário.

Em direção ao topo do empilhamento, a sucessão areno-pelítica é cortada por uma seqüência areno-conglomerática relacionada a depósitos de barras cascalhosas com planície de inundação arenosa (FIGURA 87). Embora não se tenha controle estrutural (compartimentada por falhas) e estratigráfico (poucas exposições) suficientes, acredita-se que esses depósitos fluviais estejam associados à fase final de preenchimento do *rift*, uma vez que essa associação faciológica não ocorre nas outras bacias e por apresentar um estilo fluvial distinto em relação aos depósitos descritos nas outras sub-bacias.

As relações de campo e as imagens de satélite atestam que próximo ao topo da sucessão, na porção centro-norte da sub-bacia de Iguatu, ocorre em discordância uma seqüência areno-conglomerática relacionada provavelmente a depósitos de canais. Além dos depósitos de canais na porção ao sul da cidade de Quixelô, foram identificados depósitos eólicos igualmente em discordância com os depósitos pelíticos. Tanto os depósitos eólicos quanto os fluviais são interpretados como sendo associados a uma seqüência posterior (Formação Moura ?) (FIGURA 88). Nesses depósitos não observou-se a ocorrência de fósseis que pudessem corroborar essa hipótese.

Pelo modelo de *onlap* (FIGURA 76 e FIGURA 81) dos estratos pela margem flexural, todos os ciclos progradacionais observados na sub-bacia de Icó (base) e Lima Campos (intermediária) estariam preservados em subsuperfície na sub-bacia do Iguatu, expondo apenas o topo da seqüência nessa sub-bacia.

**FIGURA 87 – Conglomerado polimítico intercalado com arenito médio maciço relacionado a canais fluvial do final da fase *rift*.**



FIGURA 88 - Provável discordância entre os depósitos da seqüência *rift* e pós-*rift* (Terciários?).



FIGURA 89 – Geometria dos canais associados à fase de acomodação da sub-bacia. Barras cascalhosas com fluxo canalizado canibalizando (incisões) a planície de inundação arenosa. Ponto IG-97, Sub-bacia Iguatu.

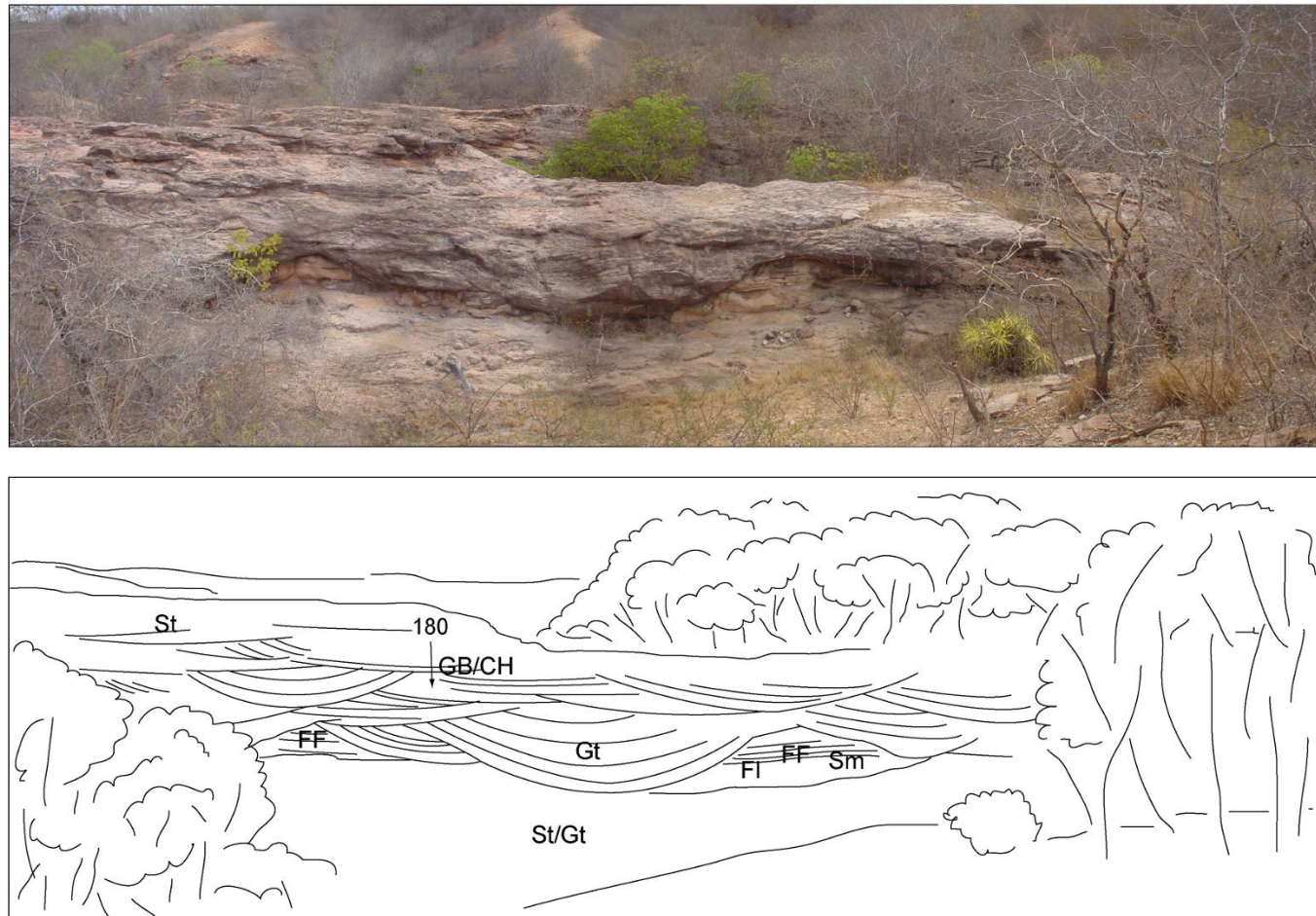


FIGURA 90 - Perfil esquemático e modelo 2D (orientação segundo NE-SW) da sub-bacia do Iguatu.

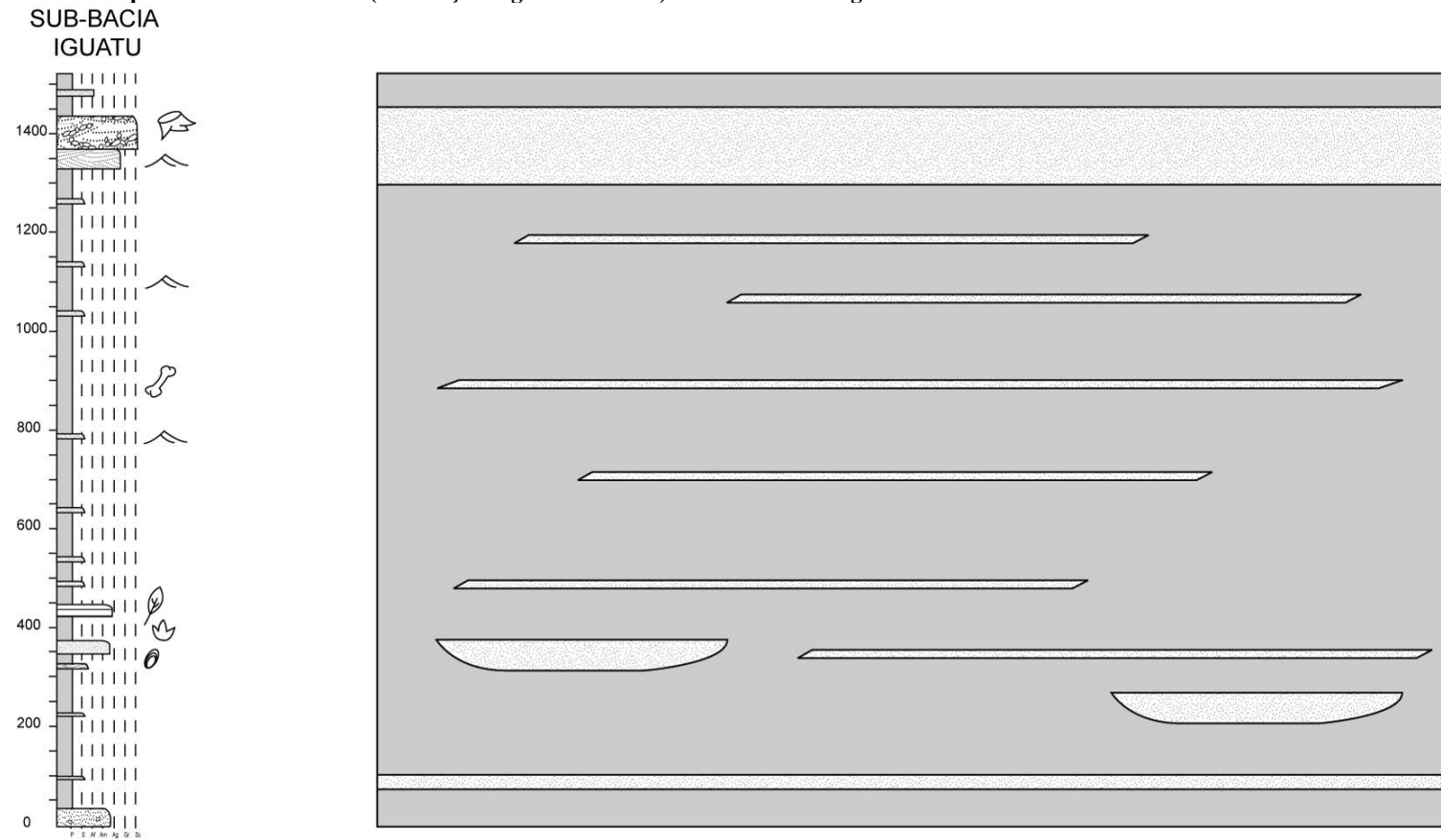
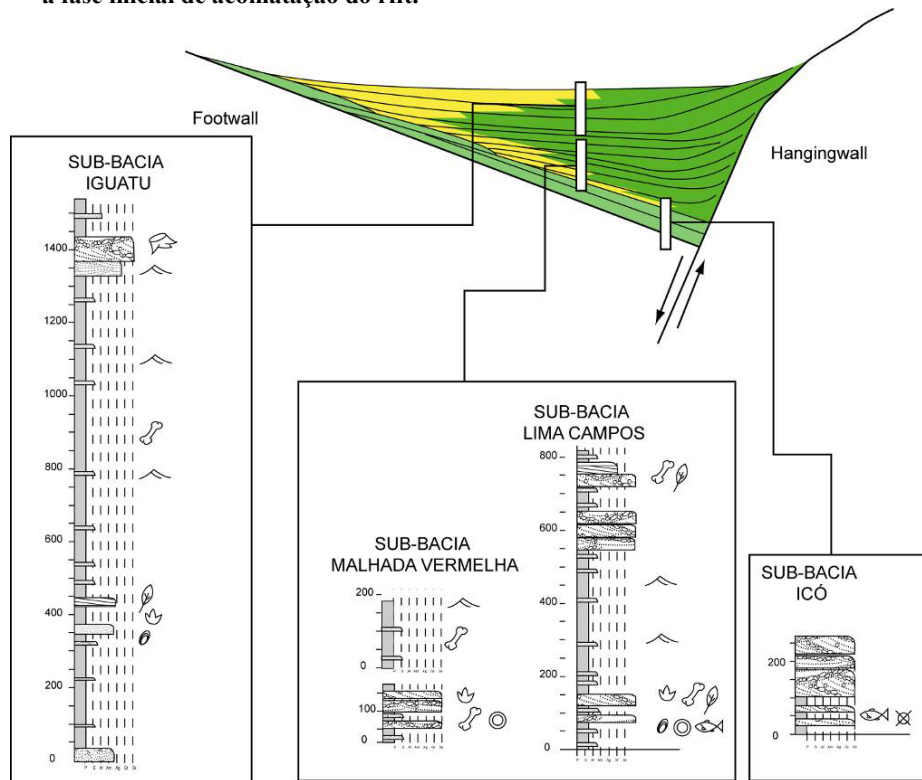


FIGURA 91 – Figura esquemática mostrando o intervalo correspondente de cada sub-bacia dentro de um modelo de preenchimento simples de um meio-gráben. A sub-bacia do Icó representa o registro da fase inicial de preenchimento do rift; as sub-bacias Malhada Vermelha e Lima Campos, a fase de expansão do mesmo; e a sub-bacia do Iguatu o auge e a fase inicial de acomodação do rift.



### 10.7. Paleoclima e suas influências na sedimentação

O clima é um outro fundamental fator controlador do preenchimento e preservação de uma bacia, atuando nos padrões, litologias e estilos de sedimentação, taxa de transporte e acumulação, taxa de intemperismo e erosão, composição clástica, produção de carbonatos, precipitação de evaporitos, variação do nível do lago e diagênese (Bosence, 1998).

Dados paleoclimáticos regionais indicam que durante o Mesosóico, fase pré-fragmentação do Gondwana, as condições climáticas eram quentes e áridas. Durante o início do Cretáceo, com o desenvolvimento de sistemas lacustres e fluviais em decorrência da fragmentação do Gondwana, início da fase *rift*, o clima sofreu uma mudança gradual para condições de maior umidade em direção a fase final do processo de separação dos continentes africano e sul-americano.

Através do estudo palinológico do poço estratigráfico de Lagoa do Forno – Bacia do Rio do Peixe, Lima & Coelho (1987a,b) verificaram uma condição



seca, mas não necessariamente árida, na base, gradando para condições mais úmidas em direção ao topo da sucessão.

Mussa *et al.* (1989) associa o clima da região a um clima tropical a subtropical por conta da ocorrência de megafósseis vegetais (*Clamidospermales*) na sub-bacia de Lima Campos.

Lima (1990) ao estudar o conteúdo palinológico da sondagem Catavento, Sub-bacia de Icó, atribui um clima quente e úmido pela abundância de esporos.

Carvalho & Carvalho (1990), com base nos conchostráceos, discorrem sobre o paleoclima da Formação Sousa, Bacia do Rio do Peixe como “um clima quente, com chuvas constantes, parece ter predominado durante a deposição dessa unidade.”

Segundo Carvalho & Leonardi (1991), a ocorrência de pegadas de répteis e gretas de contração são indicativa de condições paleoclimáticas áridas ou semi-áridas.

Carvalho (1993) associa a ocorrência de conchostráceos nessas bacias a condições climáticas quentes e úmidas.

Dados estratigráficos igualmente corroboram para condições climáticas quentes e úmidas.

Depósitos cascalhosos trativos (litofácies Gh, Gt e Gp) associados à migração de barras cascalhosas são feições indicativas de condição climática quente, úmida, temperada e úmida ou boreal para glacial (Miall, 1996).

A ocorrência de níveis de concreções carbonáticas e gretas de ressecamento nos depósitos de planície de inundação, depósitos de canais de espraiamento (CH) e espraiamento de fluxo (CS) evidenciam condições climáticas quentes e semi-áridas com variações sazonais de umidade (Miall, 1996).

A principal assinatura das variações das condições climáticas está relacionada à ocorrência de bandas alternadas de pelito, depósitos de *sheet splay* e *delta sheet* intercalados nas porções distais do sistema fluvial distributário. Tais feições indicam uma variação sazonal do nível freático ao longo da história evolutiva da bacia. Durante os períodos de maior umidade na bacia, o nível freático encontrava-se alto, propiciando o desenvolvimento de depósitos lacustres rasos e *delta sheet*, já durante os períodos de maior aridez, com o nível freático baixo, os lagos temporários secavam e os depósitos de espraiamento tendiam a ser do tipo *sheet splay*. Condições

climáticas semelhantes são observadas no Delta de Okavango, onde os períodos de chuvas são alternados com períodos de seca.

Cruzando os dados tectônicos com os dados climáticos, conclui-se que a tectônica atuou no padrão e magnitude do preenchimento das sub-bacias, assim como na sua origem. E o clima, com suas variações sazonais, atuou na erosão da área-fonte, transporte e arquitetura dos sistemas fluviais.

## 11. Evolução tectono-sedimentar

A integração de todos os dados levantados permitiu estabelecer, por fim, um modelo tectono-sedimentar da Bacia do Iguatu.

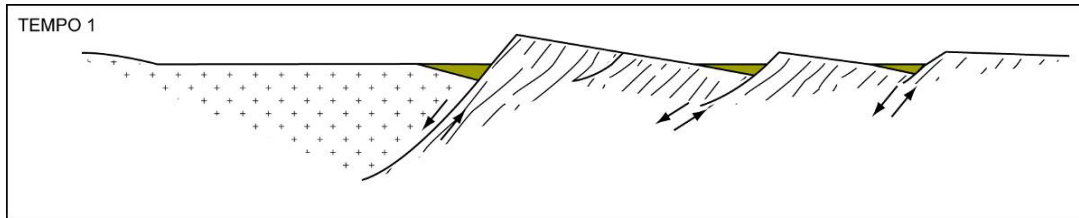
A evolução da Bacia do Iguatu está dividida em cinco fatias de tempo: tempo 1 a tempo 5. A fase *rift* da bacia compreende os intervalos um a três, o tempo quatro está relacionado ao soerguimento pós-rift e a deposição Terciária concomitante e o tempo cinco à configuração atual.

### *Tempo 1*

Após a fase final de soerguimento e erosão regional, observada no final do Paleozóico, toda a região ao sul da Bacia do Iguatu provou um período de ampla subsidência termal e conseqüente formação de uma ampla área de captação de sedimento (Depressão Afro-Brasileira – DAB). Durante essa fase, a região da Bacia do Iguatu se comportou como um alto estrutural, atuando como área fonte para a DAB. Ao final da fase de subsidência térmica, quando a competência de estiramento térmico da crosta foi superada, deu-se início à fase de subsidência mecânica no interior do continente. Essa ocorreu sob forma de abatimento de pequenos blocos nas zonas de fraqueza do embasamento, a partir da reativação de antigas zonas de fraturas desse (NE-SW), formando áreas de captação de sedimento (FIGURA 92). Essas constituem pequenas bacias isoladas que foram preenchidas por sedimentos proximais do sistema fluvial distributário.

Os estratos que constituem essa fase, e que se encontram expostos atualmente, são os arenitos e conglomerados da Sub-bacia de Icó (FIGURA 85).

**FIGURA 92 – Tempo 1 – Nucleação das bacias e a formação de pequenos depocentros isolados.**

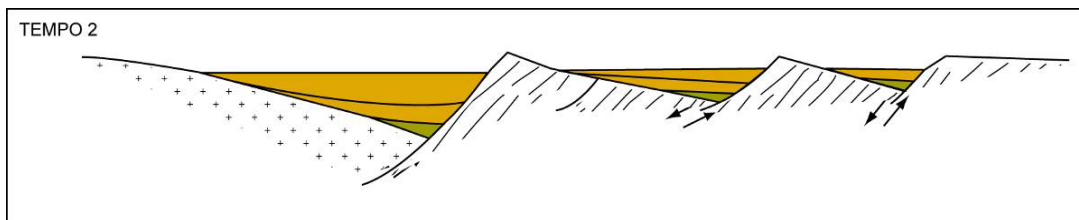


### ***Tempo 2***

A contínua e progressiva extensão regional leva à expansão das bacias por meio de pulsos de maior ordem. Segundo o modelo teórico discutido no item anterior, o tempo dois corresponde à fase inicial do estágio 2 (FIGURA 93).

Os estratos mais representativos dessa fase de expansão das sub-bacias estão preservados atualmente nas sub-bacias de Malhada Vermelha e Lima Campos, onde foi possível observar pelo menos quatro ciclos progradacionais, formando um padrão de empilhamento retrogradacional.

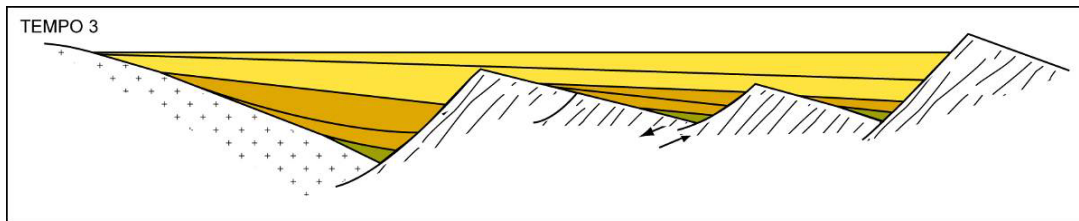
**FIGURA 93 – Tempo 2 - Desenvolvimento das sub-bacias com o aumento progressivo dos esforços distensivos.**



### ***Tempo 3***

O auge dos esforços extensionais nas bacias é marcado pelo desenvolvimento de uma ampla área de sedimentação formada por uma grande planície de inundação com canais isolados (*clímax do rift*, estágio 2) (FIGURA 94). O registro dessa fase encontra-se preservado apenas na sub-bacia do Iguatu. Nessa fase provavelmente todas as sub-bacias estariam fisicamente conectadas e constituiriam uma única grande bacia.

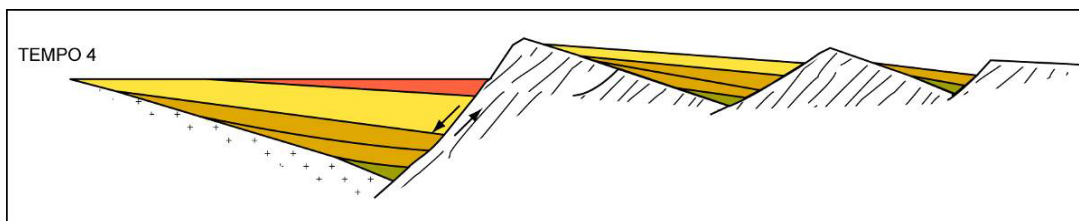
FIGURA 94 – Tempo 3 – Expansão máxima da bacia com possível conexão física entre elas.



#### *Tempo 4*

Não há evidências suficientes quanto ao estágio três, referente a acomodação da bacia em virtude da erosão posterior que removeu boa parte do registro sedimentar durante o Terciário (FIGURA 95). Durante essa fase de soerguimento e fragmentação, a bacia do Iguatu atuou novamente como uma zona de alívio de tensões em resposta aos esforços compressivos relacionados à formação da Cordilheira Andina. Os depósitos associados a essa sedimentação correspondem aos arenitos e conglomerados da Formação Moura (FIGURA 97).

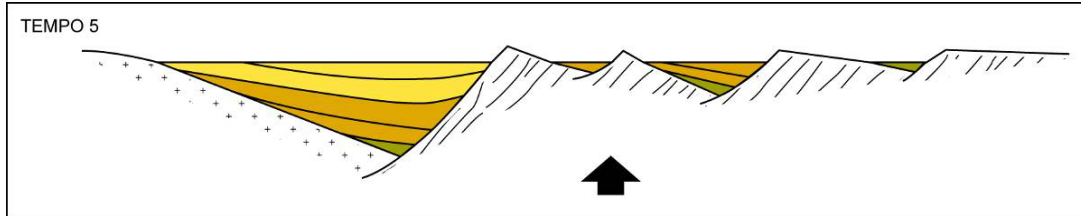
FIGURA 95 – Tempo 4 – Sedimentação Terciária na sub-bacia do Iguatu e soerguimento concomitante na porção leste.



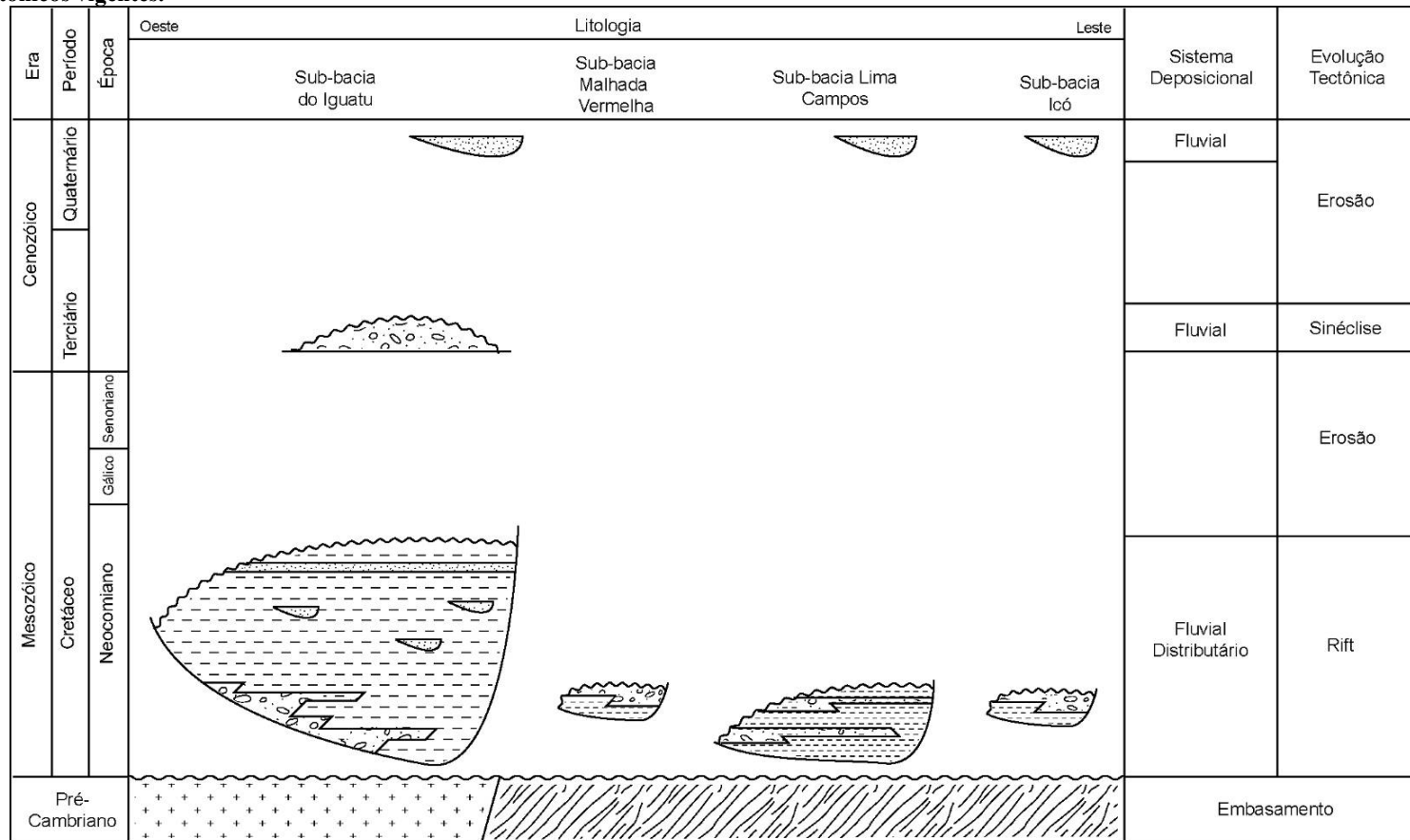
#### *Tempo 5*

Deste então, toda a região vem sendo soerguida e servindo de área fonte para as bacias da margem brasileira. Na Bacia do Iguatu, os sedimentos erodidos durante essa fase vêm sendo transportados por grandes canais (eg. Rio Jaguaribe) que cortam e depositam sedimentos na atual bacia (FIGURA 96 e FIGURA 97).

FIGURA 96 – Tempo 5 – Cenário atual. Soerguimento e sedimentação recente. Note a fragmentação da sub-bacia de Lima Campos e formação da sub-bacia de Malhada Vermelha.



**FIGURA 97 - Carta estratigráfica da Bacia do Iguatu mostrando a distribuição espaço – tempo das unidades sedimentares e os contextos tectônicos vigentes.**



## 12. Conclusões

Os resultados obtidos no presente trabalho permitiram as seguintes conclusões acerca da Bacia do Iguatu;

- Foram reconhecidas 11 litofácies que agrupadas constituem quatro elementos arquiteturais (canal, barras cascalhosas, espraiamento de *crevasse* e planície de inundação) (item 10.2);
- A associação de elementos arquiteturais permitiu o reconhecimento de uma porção proximal, mediana e distal de um sistema fluvial distributário - *fluvial distributary system* (item 10.4);
- A porção distal do sistema fluvial distributário é caracterizada por intercalações de depósitos de *delta sheet* e *sheet splay*, indicando variações constantes do nível freático associadas às variações climáticas sazonais;
- A análise de paleofluxo mostra que o padrão de dispersão do sistema foi preferencialmente para sul-sudeste ;
- A evolução deposicional das bacias *rift* ocorreu em três estágios: Uma fase inicial, associada à nucleação das bacias, um estágio dois de expansão do sistema *rift*, onde foi possível



definir pelo menos quatro pulsos progradacionais de menor ordem, com padrão de empilhamento retrogradacional, e uma fase *clímax*, três, com o desenvolvimento de uma ampla área de sedimentação (item 10.5);

- A assinatura estratigráfica de cada pulso é caracterizada por uma grande sucessão progradacional, onde a base da sucessão representa a sedimentação fina sin-pulso e o topo a sedimentação clástica retardada em relação ao pulso;
- A análise estratigráfica mostra que cada sub-bacia representa uma fase da evolução sedimentar da Bacia do Iguatu. A sub-bacia de Icó corresponde à fase inicial do *rift*, as sub-bacias de Malhada Vermelha e Lima Campos a fase inicial do *clímax* do *rift* e a sub-bacia Iguatu a fase *clímax* do *rift*. Essa compartimentação deve-se a exumação pós-rifte, responsável pelo soerguimento escalonado das sub-bacias (item 10.5.2);
- As análises estratigráfica e estrutural indicam que a sub-bacia de Malhada Vermelha compreende parte da sub-bacia de Lima Campos e que fora fragmentada durante a fase pós-rifte.
- Dados estratigráficos e paleontológicos atestam que o paleoclima da região era quente e úmido com variações sazonais (item 10.7);
- A tectônica atuou no padrão e magnitude do preenchimento das sub-bacias, assim como na sua origem, e o clima, com suas variações sazonais, atuou na erosão da área-fonte, transporte e arquitetura dos sistemas fluviais;
- A evolução da bacia pode ser dividida em cinco fatias de tempo: O tempo 1 caracteriza a fase inicial do processo de riftiamente com a formação de pequenas bacias isoladas. A fase dois marca o desenvolvimento dessas pequenas bacias e a expansão das mesmas. O tempo três representa a fase de maior incremento tectônico na bacia com aglutinação de diversos sistemas rifts. O tempo 4 marca o grande evento erosivo regional que marca a exumação e sedimentação concomitante

durante o Terciário. Os depósitos relacionados a esse evento são os arenitos e conglomerados da Formação Moura. E, por fim, o tempo 5 marca a configuração atual da Bacia do Iguatu em quatro sub-bacias.

### 13. Referências

- ALMEIDA F.F.M. 1967. **Origem e evolução da plataforma brasileira**. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. Boletim 242.
- ALMEIDA F.F.M. 1977. **Províncias estruturais brasileiras**. In: SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA, NÚCLEO NORDESTE. VIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE. CAMPINA GRANDE. *Atas* (Boletim 6) p363-392.
- ARIMA N. 2004. **Estratigrafia de seqüências na análise dos fatores controladores da sedimentação da Bacia do Paraná durante o Eopermiano na Região Oeste do Rio Grande do Sul**. Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. Porto Alegre – UFRGS, 57p.
- ASSINE M.L. 1994. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, **24** (4): 223-232.
- ASHLEY G.M. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. **Journal of Sedimentary Petrology**, **60**:160-172.
- AYDIN A. 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstones. **Pure Apply. Geophysic.**, **166**:913-930.
- BARREL, J. 1917. Rhythms and the measurement of geological time. **Geological Society American Bulletin**, **28**:745-904.
- BAUN O.P.G. 1969. **Geologia da Bacia do Rio do Peixe – Nordeste do Brasil**. Rio de Janeiro, Prospec/DNPM. 23p. (Não publicado).
- BEDREGAL R.P. 1991. **Estudo gravimétrico e estrutural da Bacia de Iguatu – CE**. Dissertação de mestrado. DG-EM-UFOP, 154p.

- BEDREGAL R.P. & CHEMALE Jr. 1992. Evolução estrutural da bacia de Iguatu, Ceará. *In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCEAS BRASILEIRAS*, 2. **Resumo Expandido**... Rio Claro, SP, 9. p90-82.
- BENTHAN, P.A., TALLING, P.J. & BURBANK, D.W. Braided stream and floodplain deposition in a rapidly aggrading basin: the Escanilla formation, Spanish Pyrenees. *In: BEST, J.L. & BRISTOW, C.S. (Eds) Braided Rivers*. Geological Society Special Publication, 75:177-194.
- BLAIR, T.C. & BILODEAU, W.L. 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. **Geology** 16: 517-520.
- BLAIR, T.C. & McPHERSON, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and *facies* assemblages. **Journal of Sedimentary Research. Section A, Sedimentary Petrology and Processes**, 64:450-489.
- BLAIR, T.C. 2000. Sedimentology and progressive tectonic unconformities of the sheetflood-dominated Hells Gate alluvial fan, Death Valley, California. **Sedimentary Geology**, 132:233-262.
- BOOTHYORD. J.C. & ASHLEY, G.M. 1975. Process, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. *In: JOPLING, A.V. & McDONALD, B.C. (eds) Glacio-fluvial and glaciolacustrine sedimentation*. **Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Paper** 23: 193-222.
- BOOTHYORD. J.C. & NUMMEDAL, D. 1978. Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial-fan deposits. *In: MIAL, A.D.(ed) Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geo. Mem 5: 641-668.
- BOSENCE D.W.J. 1998. Stratigraphic sedimentological models of rift basins. *In: PURSER B.H. & BOSENCE D.W.J. (eds). Sedimentation and tectonics in rift basins Red Sea – Gulf of Aden*. Cambridge: Champan & Hall, pp.:18-32.
- BOUNA, J., FOX, C.A. & MIEDEMA, K. 1990. Micromorphology of hydromorphic soils: applications for soils gênesis and land evaluation. *In: DOUGLAS, L.A. (ed), Soil Micromorphology: A Basic and applied Science*, Elsevier. 257-278pp.
- BRIDGE, J. 2003. **Rivers and floodplains. Forms, processes, and sedimentary record**. Blackwell Publishing. 491pp.
- CAMPOS M. de BRAGA, A de P.G., MELLO A A, SOUZA E.M., SILVA F.A F. & FRANÇA J.B. 1976. **Projeto Rio Jaguaribe**. Relatório Final. Recife, DNPM/CPRM, 15 v. il.
- CAMPOS M. de BRAGA, A de P.G., MELLO A A, SOUZA E.M., SILVA F.A F. & FRANÇA J.B. 1979. **Projeto Rio Jaguaribe**. Brasília. MME-DNPM – Série Geologia n°. 4. 149 pp.

- CARVALHO I.S.C. & CARVALHO, M.G.P. 1990. O significado paleoambiental dos conchostráceos da Bacia de Sousa. In: Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias interiores do Nordeste, 1, Crato/CE, Atas, p.329-336. (resumo das comunicações p.30).
- CARVALHO I.S.C. & LEONARDI G.. 1991. Geologia das Bacias de Pombal, Sousa, Uiraúra-Brejo das Freiras e Vertentes (Nordeste do Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **64**(3): 231-252.
- CARVALHO I.S.C. 1993. **Os conchostráceos fósseis das bacias interiores do nordeste do Brasil**. Tese de doutorado. PPGGeo – UFRGS. Porto Alegre, 319p.
- CASTRO D.L & CASTELO BRANCO M.G. 1999. Caracterização da arquitetura interna das bacias do Vale do Cariri (NE do Brasil) com base em modelagem gravimétrica 3-D. **Brazilian Journal of Geophysics**, **17**(2,3):129-144.
- CAVALGANTE J.C. & FERREIRA C.A. 1983. **Mapa Geológico do Estado do Ceará. Escala 1:500.000**. Fortaleza, Ceará. DNPM/SUDENE/Governo do Estado do Ceará.
- CAVALCANTI M.V.M & VIANA M.S.S. 1992. Considerações sobre o Cretáceo da Bacia do Iguatu, Nordeste do Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **64** (1): 63-70.
- CESERO P. & PONTE F.C. 1997. Análise comparativa da paleogeografia dos litorais Atlântico brasileiro e Africano. **Boletim de Geociências PETROBRAS**, Rio de Janeiro, **11**(1/2): 1-18.
- COLLINSON J.D. & THOMPSON D.B.1992 **Sedimentary Structures**. Chapman & Hall, London, 207pp.
- COLLINSON J.D. 2002. Alluvial sediments. *In*: READING, H.G. (ed.). **Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy**. Blackwell Science, pp.: 37-82.
- CROSSLEY R. 1984. Controls on sedimentation in the Malawi Rift, Central Africa. **Sedimentary Geology**, **40**:33-50.
- CRUZ W. B. 1961. Geologia da região oeste de José de Alencar – Iguatu, Estado do Ceará. Recife, Universidade do Recife/Escola de Geologia, 45p. (Relatório de graduação).
- CRUZ W. B. 1962. **Geologia da faixa oeste de José de Alencar, município de Iguatu, Ceará**. Universidade de Recife. Arquivos Geológicos **4**:11-32.
- CRUZ W. B. & FRANÇA, H.M. de. 1970. Inventário hidrogeológico básico do Nordeste, folha nº 14 – Jaguaribe – SO. Recife. SUDENE. Div. Documentação, 222p. (Brasil, SUDENE. Hidrogeologia, 31).

- FORTIER D. C. & SCHULTZ, C.L. 2006. Paleontologia das Bacias do Iguatu, Centro-oeste do Estado do Ceará. In: Semana Acadêmica dos Alunos de Pós-Graduação em Geociências, 1, 2006. Porto Alegre. RESUMOS... UFRGS, 2006. p47-50.
- FORTIER D. C. & SCHULTZ, C.L. 2006a. Novos registros fósseis das Bacias do Iguatu, Centro-oeste do Estado do Ceará. In: Semana Acadêmica dos Alunos de Pós-Graduação em Geociências, 1, 2006. Porto Alegre. RESUMOS... UFRGS, 2006. p51-54.
- FISHER J.A., NICHOLS, G.J. & WALTHAM, D.A. 2006. Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: Examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sedimentary Geology* (**article in press**)
- FRANÇOLIN J.B.L. & SZATMARI P. 1987. Mecanismo de rifteamento na porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2): 196-207.
- FRIEND, P.F. 1978. Distinctive features of some ancient river systems. In: Miall, A.D. (ed). *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5: 531-542.
- GALLO V. & BRITTO P.M., 2004. An overview of Brazilian Semionotids. In: ARRATIA, G. & TINTORI, A. (eds). *Mesozoic fishes*. 3. Verlag Dr. F. Pfeil. München, 2004. 253-264.
- GALLOWAY, W.E. & HODDAY, J.H. 1996. *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. 2<sup>nd</sup> ed. Berlin, Springer, 489p.
- GHIGNONE J.I. 1972. Ensaio da paleogeologia do Nordeste a as seqüências sedimentares. In: SGB, XXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, BELÉM, PARÁ. *Anais*, vol. 3. p.21-28.
- GHIGNONE J.I., COUTO E.A do & ASSINE L.A. 1986. Estratigrafia e estrutura das bacias do Araripe, Iguatu e Rio do Peixe. In: SBG, XXXIV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, GOIÂNIA. *Anais*, v1, p271-282.
- GOMES J.R.C., GATTO C.M.P.P, SOUZA G.M.C., LUZ D.S., PIRES J.L. & TEIXEIRA, W. 1981. Geologia: mapeamento regional. In: **Projeto RADAM-BRASIL Levantamento de Recursos Naturais**. V. 23, folha SB.25/25 – Jaguaribe/Natal. Rio de Janeiro, p.27-300.
- GOMEZ, B., NAFF, R.L. & HUBBELL, D.W. 1989. Temporal variations in bedload transport rates associated with the migration of bedforms. *Earth Surface Proc Landforms* 14: 135-156.
- HELLER, P., ANGEVINE, C.L., WINSLOW, N.S. & PAOLA, C. 1988. Two phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology* 16:501-504.

- HEIN, F.J. & WALKER, R.G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse Rive, British Columbia. **Can. J. Earth. Sci.** **14**: 562-570
- HIST, J.P.P. 1991. Variations in alluvial architecture across the Oligo-Mioceno Huesca fluvial system, Ebro Basin, Spain. *In*: MIALL, A.D. & TYLER, N. (eds). **The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery**. Soc. Econ. Paleont. Miner., Concepts Sediment. Paleont., 3, 111-121.
- HOEY, T.B. 1992. Temporal variations in bedload transport rates and sediment storage in gravel-bed rivers. **Prog. Phys Geogr.** **16**: 319-338.
- INGERSOLL R.V., DEVANEY K.A., GESLIN J.K., CAVAZZA W., DIAMOND D.S., HEINS W.A., JAGIELLO J.K., MARSAGLIA K.M., PLYLOR E.D. & SHORT P.F. 1996. The mud hills, Mojave desert, California: Structure, stratigraphy and sedimentology of a rapidly extended terrane. *In*: BERATAN K.K. (ed), **Reconstructing the history of basin and range extension using sedimentology and stratigraphy**: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 303pp.
- JARDIM de Sá E.F. 1994. **A faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) na Cadeia Brasileira/Pan-africana**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UnB, Brasília, p803.
- LAMBIASE, J.J. 1990. A model for tectonic controlo f lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. *In*: KATZ, B.J. (Ed) **Lacustrine Basin Exploration – Case Studies and Modern Analogs**: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 50. p. 265-276.
- LEONARDI G. & SPEZZAMENTE M. 1994. New tracksites (Dinosauria: Theropoda and Ornithopoda) from the Lower Cretaceous of the Ceará, Brasil. **Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica**, **69**:61-70.
- LIMA M.R. & COELHO, M.P.C.A. 1987a. Estudo palinológico da sondagem estratigráfica de Lagoa do Forno, Bacia do Rio do Peixe, Cretáceo do nordeste do Brasil. *In*: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 10, Rio de Janeiro/RJ, Resumo das Comunicações, p.45.
- LIMA M.R. & COELHO, M.P.C.A. 1987b. Estudo palinológico da sondagem estratigráfica de Lagoa do Forno, Bacia do Rio do Peixe, Cretáceo do nordeste do Brasil. **Boletim IG-USP, Série Científica**, **18**:67-83.
- LIMA M.R. 1990. Estudos palinológicos de sedimentos da Bacia de Icó, Cretáceo do Estado do Ceará, Brasil. **Boletim do IGUSP, Série Científica**, **21**:35-43.
- LUTRELL, P.R. 1993. Basinwide sedimentation and the continuum of paleoflow in an ancient river system: Kayenta Formation (Lower Jurassic), central portion Colorado Plateau. **Sedimentary Geology**, **85**:411-434.

- KELLY S.B. & OLSEN H. 1993. Terminal fans – a review with reference to Devonian examples. **Sedimentary Geology**, **85**:339-374.
- KÜCHLE J., HOLZ M., BRITTO A.F. & BEDREGAL R.P. 2005. Análise estratigráfica de bacias rifte: aplicação de conceitos genéticos nas bacias de Camamu-Almada e Jequitinhonha. **Boletim de Geociências da Petrobras**, **13**: 227-244.
- MABESOONE J.M. 1971. Sediments of the intracontinental Cretaceous basins in Northeastern, Brazil. **Estudos Sedimentológicos**, **1**(2):33-52
- MABESOONE J.M. & CAMPANHA V. A. 1973/1974. Caracterização estratigráfica dos grupos Rio do Peixe e Iguatu. **Estudos Sedimentológicos**, **3/4**: 22-41.
- MAISEY J.G. 2000. Continental break up and the distribution of fishes of Western Gondwana during the Early cretaceous. **Cretaceous Research**, **21**:281-314.
- MARTINSSON A. 1965. Aspects of a Middle Cambrian Thanatotope in Oland. **Gelo. För. Stockh. Forh.** **87**:81-230.
- MATOS D. 1987. Sistemas de rifts Cretáceos do Nordeste Brasileiro. *In*: SEMINÁRIO DE TECTÔNICA DA PETROBRAS, 1, Rio de Janeiro, 1987., **Atas** do 1º Seminário de tectônica da Petrobras, Rio de Janeiro, DEPEX/CENPES/PETROBRAS, pp.:126-159.
- MATOS D. 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West África: *In*: CAMERON N.R., BATE H. & CLURE V.S. (eds). **The oil and gas habitats of the South Atlantic**. Geol. Soc. Spec. Pub. **153**:55-73.
- MacCARTHY, I.A.J. 1990. Alluvial sedimentation patterns in the Munster Basin, Ireland. **Sedimentology**, **37**:685-712.
- McGEE, W.J. 1897. Sheetflood erosion. **Geological Society of America Bulletin**, **8**:87-112.
- MCPHERSON J.G., SHANMUGAM G. & MOIOLA R.J. 1987. Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. **Geological Society of America Bulletin**, **99**:331-340.
- MELO P.G. 1961. Geologia da Faixa de Igarói, Icó, Ceará. Recife. Universidade Recife/Escola de Geologia, 31p. (Relatório de Graduação).
- MELO P.G. 1964. Geologia da Faixa de Igarói, Ceará, Universidade Recife, **Arquivos Geológicos**, **5**:57-80.
- MIALL A. D. 1977. A review of braided river depositional environment. **Earth Sci Rev.**, **13**:1-62.



- MIALL A. D. 1985. Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. **Earth-Science Reviews**, **22**: 261-308.
- MIALL, A.D. 1988. Facies architecture in clastic sedimentary basins. In: Kleinspehn, K.L. & Paola, C (eds) *New perspectives in basin analysis*, Berlin, Springer-Verlag, p. 67-81.
- MIALL A. D. 1990. **Principles of sedimentary basin analysis**, 2<sup>nd</sup> Ed. Springer, Berlin Heidelberg New York.
- MIALL A. D. 1996. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. Berlin, Springer-Verlag, 582pp.
- MORAES, L.J. de. 1924, Serras e montanhas do Nordeste. Rio de Janeiro, Inspectoria de Obras contra Secas, 2 (Série I.D. Publ., 58)
- MUSSA, D., DINO, R. & ARAI, M. 1989. Contribuição à paleobotânica da Bacia de Lima Campos – nota preliminar. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 61(4): 479. (resumo das comunicações).
- MUSSA, D. BABINSKI, M.E.C.B.O., DINO, R. & ARAI, M. 1991. A presença do gênero *Pseudofrenelopsis* Nathorst na bacia mesozóica Lima Campos, Estado do Ceará, Brasil. Congresso Brasileiro de Paleontologia, 12. Boletim de Resumos, SBP, p115.
- NETTO, J.M.M., HEGARTY, K & KARNER, G.D. 2006. Abordagem preliminar sobre paleotemperatura e evolução do relevo da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, a partir da análise de traço de fissão em apatita. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 14(1):113-119.
- NICHOLS, G.J. 1987. Structural controls on fluvial distributary systems - the Luna system, Northern Spain. In: Ethridge, F.G., Florez, R.M., Harvey, M.D. (eds), **Recent Developments in Fluvial Sedimentology. Special Publication, 39**: 269-277. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists
- NICHOLS, G.J. 2005. Sedimentary evolution of the Lower Clair Group, Devonian, west of Shetland: climate and sediment supply controls on fluvial, aeolian and lacustrine deposition. In: DORÉ, A.G. & VINING, B.A. (eds), *petroleum Geology: North West Europe and Global Perspectives – Proceedings of the 6<sup>th</sup> Petroleum Geology Conference*, Geological Society London, 957-967pp.
- NICHOLS, G.J. & FISHER, J.A. 2006. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology* (**artículo em press**)
- NÓBREGA, SÁ, J.M., BEZZERA, F.H.R., HADLER NETO, J.C., IUNES, P.J., GUEDES, S., TELLO SAENZ, C.A., HACKSPACHER, P.C. & LIMA-FILHO, F.P. 2005. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. **Radiation Measurement**, **39**: 627-633.

- OVEREEM, KROONENBERG, S.B., VELDKAMP, A., GROENSTEIJN, K., RUSAKOV, G.V. & SVITICH, A.A. 2003. Small-scale stratigraphy in a large ramp delta: recent and Holocene sedimentation in the Volga delta, Caspian Sea. **Sedimentary Geology**, **159**: 133-157.
- PONTE F.C. 1971. Evolução paleogeológica do Brasil oriental e da África ocidental. Salvador, Bahia. PETROBRÁS – SENES – SETUP/BA, 4º CURSO DE PROJETOS ESPECIAIS EM GEOLOGIA – (CEG IV). 73p. (Publicação Restrita).
- PONTE F.C. 1980. Ambiência do petróleo nas bacias sedimentares da margem continental brasileira. VI SEMANA DE GEOLOGIA, Instituto de Geociências da UFRJ. (Não publicado)
- PONTE F.C. & ARAI M. 1989. Geologia das bacias sedimentares do nordeste do Brasil. Rio de Janeiro. CENPES (Relatório preliminar do SEBIPE/DIVEX/CENPES).
- PONTE F.C., DINO, R., TELLES, A.C.S., ARAI, M. 1990. Geologia das Bacias Sedimentares do Iguatu, no estado do Ceará. PETROBRÁS-CENPES-DIVEX-SEBIPE. (Relatório Interno), pp.: 22
- PONTE F.C.. 1991. Implantação Tectônica das Bacias Sedimentares Mesozóicas do Interior do Nordeste do Brasil. PETROBRÁS-CENPES-DIVEX-SEBIPE. (Relatório Interno), pp.:13.
- PONTE F.C. 1991a. Arcabouço estrutural e evolução tectônica da bacia Mesozóica do Araripe do Nordeste do Brasil. PETROBRÁS-CENPES-DIVEX-SEBIPE. (Relatório Interno), pp.:13.
- PONTE FILHO F.C. 1994. Sistemas deposicionais das bacias sedimentares do Iguatu: Estado do Ceará. *In*: BOLETIM DO 3º SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCIO DO BRASIL. UNESP – Campus de Rio Claro – SP, p.141-146.
- PRIEM H.N.A., BOELRUK N.A I.M., VERSCHURE R.H., HEBEDA E.H., VERDUMEM E.A Th & BOM E.H. 1978. K-Ar dating of a basaltic layer in the sedimentary Lavras Basin, Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, **8**(4): 262-269.
- PROSSER, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *In*: WILLIAMS, G.D. & DOBB, A. (eds). Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. **Geol. Soc. Spc. Publ.**, **71**:35-66.
- RAAF J.F.M., BOERSMA J.R. & VAN GELDER A. 1977. Wave generated structures from a shallow marine succession. Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. **Sedimentology**, **24**:451-483.
- RAGAN D.M. 1985. **Structural Geology. An Introduction to Geometrical Techniques**. 3º Edition. New York. 1985. 393pp.

- READING H.G. & COLLINSON J.D. 2002. Clastic Coast. *In*: Reading H.G. (ed) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science. pp.:154-231.
- RESTALLACK, G.J. 2000. **Soils of the past: an introduction to paleopedology**. Allen & Unwin, London.
- ROSENDAHL B.R., REYNOLDS D.J., LORBER P.M., BURGESS C.F. & MCGILL J. 1986. Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, Africa. *In*: FROSTICK L.E., RENAUT R.W., REID I. & TIERCELIN J.J. (eds). *Sedimentation in the African rifts*. Geological Society. Special Publication, **25**:29-43.
- SCHERER. C.M.S. 2004. **Sedimentologia e estratigrafia de sistemas fluviais e eólicos**. (apostila de aula) IG-UFRGS. 126pp.
- SCHLISCHE, R. W. & ANDERS, M. H., 1996, Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins. *In*: BERATAN, K. K., (ed.), *Reconstructing the Structural History of Basin and Range Extension Using Sedimentology and Stratigraphy*: GSA Special Paper 303:183-203.
- SCHUMM, S.A., DUMONT, J.F. & HOLBROOK, J.M. 2000. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge Press. 276pp.
- SELLEY R.C. 1988. **Applied Sedimentology**. Academic Press, London. 446pp.
- SMALL H.L. 1914. Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará. Rio de Janeiro, Instituto de Obras contra as Secas, 146p. (Série I.D., Publ., 32).
- SMALL H.L. 1923. **Geologia e Suprimento d' água subterrânea no Ceará e parte do Piauí**. (2ª ed). Rio de Janeiro, Ministério da Viação e Obras Públicas. Inspetoria Federal de Obras Contra as Secas. 81pp.
- SOARES P.C., LANDIM P.M.B. & FÚLFARO V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. **Geological Society of America Bulletin**, **89**:181-191.
- SRIVASTAVA N.K. 1990. Aspectos geológicos e sedimentológicos das bacias de Iguatu, Lima Campos e Malhada Vermelha (Ceará). *In*: SIMPÓSIO SOBRE A BACIA DO ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE, 1 Crato. *Atas...* Crato, SBG/NE, pp.:209-222.
- SUDENE/ASMIC. 1967. **Estudo geral de base do vale do Jaguaribe**, vol. 7. Recife. SUDENE, Série Hidrogeologia. 245pp.
- TINOCO I.M. & MABESOONE J.M. 1975. Observações paleoecológicas sobre as bacias mesozóicas de Iguatu, Rio do Peixe e intermediárias. *In*: SOC. BRÁS.

- 
- GEOL. NÚCLEO NORDESTE. ATAS DO VII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, p. 95-107. Fortaleza.
- TOOTH, S. 1999. Floodouts in central Australia. In: MILLER, A.J. & GUPTA, A. (eds), *Varieties of fluvial form*. Wiley, Chichester. 219-247pp.
- TUNBRIDGE, I.P. 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and caliche playa complex; the Middle Devonian trentishoe Formation of North Devon, UK. **Sedimentology**, **31**: 697-715.
- VAN WAGONER, J.V., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops. **AAPG, Methods in Exploration Series**, **7**:55pp.
- VOGEL M. A. C. 1976. **Sobre um semionóideo da Bacia de Iguatu, Ceará**. Dissertação de Mestrado. IG-UFRGJ. 63pp (Não Publicado)
- WALKER R.G. 1992. *Facies models and modern stratigraphic concepts*. In: WALKER R.G & JAMES N.P(eds). **Facies models response to sea level change**. Geological Association of Canada, pp.:1-14.
- WATERSON J. 1986. Fault dimensions, displacement and growth. **Pageoph**, **124**:365-373.
- WATSON M.P., HAYWARD A.B., PARKINSON D. N. & ZHANG Zh.M. 1987. Plate tectonic history, basin development and petroleum source rock deposition inshore China. **Marine and Petroleum Geology**, **4**: 205-225.
- WILLIAMS, E.A. 2000. Flexural cantilever models of extensional subsidence in the Munster Basin (SE Ireland) and Old Red Sandstone fluvial dispersal systems. In: Friend, P.F. & Williams, B.P.J. (eds), **New perspectives on the Old Red Sandstones. Special Publications**, **180**: 239-268. Geological Society, London
- WITHJACK, M.O., SCHLISCHE, R.W. & OLSEN, P.E. 2002. Rift-basin structure and its influence on sedimentary systems. In: *Sedimentation in continental rifts*. SEPM Special Publication, **73**: 57-81.

## ANEXOS

- **ANEXO A** - Mapa de localização dos perfis.
- **ANEXO B** – Legenda dos perfis.
- **ANEXO C** – Perfil IG-03.
- **ANEXO D** – Perfil IG-41.
- **ANEXO E** – Perfil IG-42.
- **ANEXO F** – Perfil IG-50.
- **ANEXO G** - Perfil IG-80.
- **ANEXO H** – Perfil IG-84.
- **ANEXO I** – Perfil IG-150.
- **ANEXO J** – Perfil IG-152.
- **ANEXO K** – Perfil IG-155.
- **ANEXO L** – Perfil IG-169.
- **ANEXO M** – Perfil IG-176.
- **ANEXO N** - Perfil IG-179.
- **ANEXO O** – Perfil IG-268.
- **ANEXO P** – Perfil IG-269.
- **ANEXO Q** – Mapa de pontos.
- **ANEXO R** – Mapa estrutural.
- **ANEXO S** – Mapa de paleocorrente.
- **ANEXO T** – Mapa geológico.
- **ANEXO U** – Tabela de pontos

**ANEXO U**

PONTOS	COORDENADAS		PC	LOCALIZAÇÃO	SUB-BACIA	S0		PALEOCORRENTE	FÁCIES	ELEMENTO ARQUITETURAL
	X	Y				DIREÇÃO	MERGULHO			
IG-002	467256	9305576		Iguatu-Quixelô	Iguatu	75	27	55-70	So, Fl	FF, CS
IG-003	467353	9306338		Iguatu-Quixelô	Iguatu	40	13	180-230	Gcm, St(l), Fl	FF, CH, CS
IG-006	475087	9307436		Vila Acampamento	Iguatu				Sh(lo)	EÓLICO
IG-007	476329	9308122		Vila Acampamento	Iguatu	200	20	230-290	St, Sp, St(lo), Sl	EÓLICO
IG-008	482419	9309300		Quixelô	Iguatu				Sl	INTERDUNA
IG-009	483213	9310051		Quixelô	Iguatu	30	15	100-165	Gt, St, St(l), Sm, Fl	CH
IG-016	466472	9295548		Centro - Iguatu	Iguatu	30	10		Sl,Sh	GB
IG-019	479340	9293042		SW-Iguatu	Iguatu	240	18	240-270	St(l)	
IG-020	478781	9293162		CE-183 Iguatu	Iguatu	30	20	70	St(l,i), Fl	
IG-021	481089	9292518		José de Alencar	Iguatu			240	St(i),Sh	
IG-024	480866	9292316	Em	José de Alencar	Iguatu	230	10	270	Sh, Sm, Sl	CS ?
IG-034	496205	9296904	Em	Igarói	Lima Campos	55	16	220	Gcm, Gt, Sm, Fl(c)	GB, FF, CS
IG-036	489507	9293406		Malhada Vermelha	M. Vermelha	30	19	120-140	Gcm, Gt, Sm	CH, FF
IG-038	490741	9293250		Malhada Vermelha	M. Vermelha	25	25	40	Sm, Sr(b,c), So, Fl	CS, FF
IG-039	492215	9291072		Malhada Vermelha	Lima Campos	10	9		Sp, St, Sh, Sr(b,v), Fl	CS, FF
IG-040	491639	9291866	Em	CE-183	Lima Campos			230-240	Gt, Gcm	GB
IG-041	492764	9291032		Oeste de Cascudo	Lima Campos	40	10	180-235	St, Sp(l)	CH, FF, CS
IG-042	496846	9291098		S - Lima Campos	Lima Campos	30	20	130-240	Gt, Gcm, St, Fl	CH, GB, FF
IG-043	530221	9303656		BR-116 - Icó	Icó	55	15	240	Gt, Sm, St, Fl, Sl	GB, FF
IG-044	532578	9307292		BR-116 - Icó	Icó			160-185	St, Sh, Sm,	CH, GB
IG-046	480485	9292038		José de Alencar	Iguatu	230	10		Sh, Sm(g)	
IG-047	482320	9309434		NE - Quixelô	Iguatu	30	17	300-290	Gt, Sh, Sr(lo)	
IG-048	533080	9307921		BR-116 - Icó	Icó					
IG-049	536012	9311753	Em	Vila Catavento	Icó	45	29		Gcm, Gt, Sm(g), Fl	GB
IG-050	535366	9308955		Vila Catavento	Icó	30	40	140-190	Gh, Gcm, Gt(l), Sp, Sm(g), Sh, St, Fl	GB
IG-050A	535592	9308916		Catavento - Sul	Icó				Fim da seção IG-50	GB
IG-051	535828	9308866		Catavento - Sul	Icó	40	25		Gt, Fl	GB
IG-051A	536077	9308846		Catavento - Sul	Icó				Fim da seção IG-51	GB

IG-052	536340	9308526		Vila Catavento	Icó			150	Gt, St(l)	GB
IG-055	478963	9306172		Quixelô	Iguatu				Fl, So(lo)	
IG-057	478326	9306894		Quixelô	Iguatu			280-310	(Sp, St, Sh, Sr) lo	EÓLICO
IG-058	476552	9307899		Quixelô	Iguatu	295	10			
IG-060	475768	9314456		Quixelô	Iguatu			180	(St(l), Sp) lo	
IG-061	475984	9314760								
IG-062	476649	9315760								
IG-063	476322	9314400		Quixelô	Iguatu	70	12	210-270	Sh, Sr, Fl	CS, FF
IG-064	483458	9313148	PC	Caldeirão	Iguatu	25	12		So	FF
IG-065	483852	9313386	PC	Caldeirão	Iguatu	30	25		So	
IG-066	484487	9313432	PC	Caldeirão	Iguatu	35	30	130	Gt, St(l), Sp	GB
IG-067	485964	9313564		Caldeirão	Iguatu				Gcm, Sl	
IG-068	486167	9312988	PC	Caldeirão	Iguatu				Gt	
IG-069	486167	9312988	PC							
IG-070	454950	9294970		Baú	Iguatu	35	17		Fl, St(g), Sm	
IG-071	451581	9294002	Em	Baú	Iguatu					
IG-072	456109	9291406	PC	SW - Iguatu	Iguatu	350	13			
IG-073	453600	9288432	PC	SW - Iguatu	Iguatu				St, Sm	
IG-075	450204	9288496	Em	SW - Iguatu	Iguatu					
IG-076	453534	9287956		SW - Iguatu	Iguatu	15	15	60-100	St(g), St(l)	GB
IG-077	453640	9286814	Em	São Pedro	Iguatu	290	7	170	So, Sr, Fl, St(g,l)	GB, FF, CS
IG-078	454563	9286730	Em	SW - Iguatu	Iguatu					
IG-079	482095	9293692		José de Alencar	Iguatu	210	15	200-240	St	
IG-080	482395	9296364		Sítio Veado	Iguatu	245	13	120-185	Gt, Gh, Sm, Sh, St(l), So	GB, FF, CS
IG-081	488067	9293348	PC							
IG-083	490802	9302066		Catingueira	Iguatu	160	18			
IG-084	490690	9302372		Catingueira	Iguatu	180	10		Sr(b,v), Sh, Fl	CS, FF
IG-085	491317	9301750		Catingueira	Iguatu				Gt, St(g)	
IG-086	492304	9301318	Em	N-Malhada	M. Vermelha				Gt, St(g)	
IG-087	492443	9301236		N-Malhada	M. Vermelha				Fl, St(v,b)	



IG-088	493054	9301090		N-Malhada	M. Vermelha			280	St(g), Sh, Sr	
IG-089	496226	9300916	PC	N-Malhada	M. Vermelha	70	10			
IG-090	496618	9300712		Palestina	M. Vermelha	35	10	180-210	St(l)	CH, CS, FF
IG-091	496935	9300246	Em	Palestina	M. Vermelha	210	68			
IG-092	499708	9299204		N-Lima Campos	Lima Campos	50	12	200	Gt, Gcm	
IG-093	500084	9298856		N-Lima Campos	Lima Campos	25	13	160-180	Gh, Gt, Sm, Sp, Fl	CH, CS, FF
IG-095	500342	9299110	PC	N-Lima Campos	Lima Campos					
IG-096	486388	9314124		NE-Quixelô	Iguatu	25	15		Gcm, Fl, Gt	GB
IG-097	486119	9312874		NE-Quixelô	Iguatu	100	5	160-180	Gt(l), Gp, St, Sm, Sp, Fl	GB, CH, FF
IG-098	478570	9306916		NE-Quixelô	Iguatu	35	10	210-290	Sl, Sp, St	INTERDUNA
IG-099	467417	9308430	Em	SW-Quixelô	Iguatu				Gcm	
IG-100	467417	9308430		SW-Quixelô	Iguatu	20	7	30-10	Fl, Sr(b)	CS, FF
IG-101	469933	9310287	PC							
IG-112	472563	9312741		NW - Quixelô	Iguatu	200	21		Sm, Fl(b)	
IG-114	473327	9312281		NW - Quixelô	Iguatu	85	12	270-180	Gcm, Gt, St(l), So, Sr, Sm, Fl	CS, FF
IG-121	477914	9309439		Quixelô - cidade	Iguatu	35	10	150-180	Gt, So, Sm, Fl,	
IG-122	477817	9308995		Quixelô - cidade	Iguatu	110	21	330, 140, 90	Gt, Sh, St, St(l)	
IG-139	535854	9311280		Catavento - Sul	Icó	45	24	180	Gcm, Gt, (St, Sm)g	
IG-140	535405	9309258		Catavento - Sul	Icó	45	22		St(g), Sm	CS, FF
IG-140	505897	9301048	PC	Gassussé	Lima Campos					
IG-141	506077	9300728	PC	Gassussé	Lima Campos	65	27			
IG-142	502932	9300116	PC	Gassussé	Lima Campos					
IG-143	501664	9298386	PC	Gassussé	Lima Campos	20	20			
IG-144	501577	9298284	PC	Gassussé	Lima Campos	35	10			
IG-145	500624	9295770	PC	Gassussé	Lima Campos	95	20			
IG-146	498209	9295790	PC	Gassussé	Lima Campos	20	15			
IG-147	474284	9306372		Quixelô	Iguatu	240	12	340	St, Sh, Fl	INTERDUNA
IG-148	470417	9304834	PC	Iguatu-centro	Iguatu	30	18			GB, CS, FF
IG-149	493718	9293273		Cabeça Negra	M. Vermelha	75	5		Gt, St, Sm, Fl	

IG-150	503773	9291576		Lima Campos	Lima Campos	170	25	200-230	Gt, Gh, Sm, Sp, (So, Sr, Sh, St)b,v,l; Fl	GB, CS, FF
IG-151	501438	9292194		Lima Campos	Lima Campos	110	23	150-240	Gcm, Gt, St(l), Sm, Sr	
IG-152	502069	9291660		Lima Campos	Lima Campos	60	20	180-220	Gt, Gp(l), St(l, lo,g), Sm, Sh(lo)	
IG-153	495200	9289954		S - Lima Campos	Lima Campos	5	22		(So, Sr)b, Fl	CS, FF
IG-154	495999	9291496	PC		Lima Campos	30	15			
IG-155	496838	9292192			Lima Campos	20	18		Sr(b), St, Fl	CS, FF
IG-156	496737	9295406			Lima Campos	30	15	155	St	
IG-157	497063	9296116	PC		Lima Campos					
IG-158	495827	9295792	PC		Lima Campos				(v)	
IG-159	496492	9296814		Igarói	Lima Campos	50	27	230-260	Gt, Sm, St(g, lo), Fl	
IG-160	491301	9293718			M. Vermelha	5	11	190	Gt, St(g)	
IG-161	491787	9293884	E		M. Vermelha	315	11		Sm,St(g)	
IG-162	492286	9294068			M. Vermelha	355	9		Gt, St, Sr(v,b), St, Fl	GB, CS, FF
IG-163	497422	9297320			Lima Campos	25	13		Gcm, Sm, Sr, Fl	
IG-164	497621	9296732			Lima Campos			190	Gt, Sp, St	
IG-165	497396	9296400		Igarói	Lima Campos			190	Gt, Sp, St, Fl(lo)	GB, CS, FF
IG-166	496584	9295696		Igarói	Lima Campos	50	21	30-230	Gcm, Gt, St(g)	GB
IG-167	490652	9297424		Cabeça Negra	M. Vermelha	65	13	230	St, Sp(g), Sm, Fl	
IG-168	489357	9297060	Em	Cabeça Negra	M. Vermelha					
IG-169	491541	9297528		Cabeça Negra	M. Vermelha	195	19	190-300	Gh, Gcm, St(g,v), Sm, Sp, Sr, Fl	FF, CS, GB
IG-170	490841	9297170	PC	Cabeça Negra	M. Vermelha	155	8	270-290		
IG-171	490776	9296768	PC	Cabeça Negra	M. Vermelha					
IG-172	490795	9297564	PC	Cabeça Negra	M. Vermelha					
IG-173	490537	9297520	PC	Cabeça Negra	M. Vermelha	340	13			
IG-174	490296	9297234	PC	Cabeça Negra	M. Vermelha	210	3			
IG-175	490102	9297160	PC	Cabeça Negra	M. Vermelha	15	4			
IG-176	493713	9293274		Tatajuba	Lima Campos	60	15	170-200	Gt, Gcm, St, Sm(b,v), Fl	CH, GB, CS, FF

IG-177	495341	9294603		Igarói	Lima Campos	55	15	180	Gh, Gt, Gp, Gcm, St(g), (Sm, Sr)lo,c.o,i, FI	GB, FF, CS
IG-178	494255	9293452		Tatajuba	Lima Campos					
IG-179	482664	9294426		José de Alencar	Lima Campos	235	18	210	Sh, Sm, So, Sr, FI	CH, CS, FF
IG-180	483182	9296504	PC		Iguatu	230	14			
IG-181	491750	9309572		Orós	Iguatu	210	19	280	Gt, St(lo), Sr, FI	GB, CS, FF
IG-182	493879	9310750	PC	Orós	Iguatu					
IG-183	492968	9307832		Orós	Iguatu	200	13	160-320	Gt(lo), Sp, St, Sr, FI(b,lo)	CS, FF
IG-184	492384	9307206	PC	Orós	Iguatu	60	6			
IG-201	536239	9308824		Catavento - Sul	Icó	25	25		Gcm, Gt	
IG-201A	536551	9308614		Catavento - Sul	Icó				Fim da seção IG-201	
IG-202	530562	9304608			Icó	30	20		Gcm, Sm	
IG-203	525017	9297202			Icó	48	29		Gcm, Gh, FI	GB, FF
IG-204	523567	9297756	Em		Icó				Gt, Gh, Gcm, Sm(g)	GB
IG-205	523496	9297834			Icó	80	30		Gcm, Sm, FI	CS, FF
IG-206	522450	9300263			Icó	20	30	175	Gt, Gh, Gcm	
IG-207	522233	9300300	Em		Icó					
IG-250	532308	9302592	Em		Icó					
IG-251	532043	9302470		Jacó	Icó	260	40	166-226		GB
IG-252	528681	9304512	Em		Icó				Xisto	
IG-253	536794	9308878			Icó				Gt, Gh	GB
IG-254	533545	9308504		BR-116	Icó	46	30	146	Sm, St(g), Gt	CS, FF
IG-255	528354	9299782		BR-116	Icó	256	40	356	Gh	GB
IG-256	496560	9295600			Lima Campos				Gt	
IG-257	496920	9296126			Lima Campos			206-226	Gt	
IG-258	497259	9296224			Lima Campos	46	27		Gt	
IG-259	501194	9299234			Lima Campos	60	14		Gt	
IG-261	506200	9299750	PC		Lima Campos					
IG-262	504278	9295060		N - Açude de LC	Lima Campos	112	10		Gt, FI	
IG-263	504586	9294314			Lima Campos				Sm, FI	

IG-264	505178	9294532			Lima Campos	72	10	216		
IG-265	488113	9324516	Em							
IG-266	484645	9319876	Em							
IG-267	483933	9318842			Iguatu				Sm, Fl	GB, CS, FF
IG-268	483682	9318360			Iguatu	50	50	156-186	Ft, St, Sr, Sh, Fm	
IG-269	482086	9314116			Iguatu	92	21		So, Sh, Fl	CS, FF
IG-270	480654	9311322			Iguatu	56	28		So, Sh, Fl	
IG-271	480461	9310558			Iguatu	56	25		Gt	
IG-272	480074	9310602	PC		Iguatu				Sm, Fl	
IG-273	479572	9309944	PC		Iguatu				Sm, Fl	
IG-274	483750	9311666	PC		Iguatu				Fl	FF
IG-275	481952	9309668	PC		Iguatu				Fl	FF
IG-276	481415	9309676	PC		Iguatu	106	20		Fl	FF
IG-277	480820	9308574	PC		Iguatu				St	
IG-278	480740	9309178	PC		Iguatu				Fl,Sm	
IG-279	480829	9309508	PC		Iguatu				Fl	FF
IG-280	480046	9309410	PC		Iguatu	66	20		Gt	
IG-XX	534204	9309276		BR-116 - Icó	Icó	40	11	180-150	Gt, St, Fl	GB, CH

LEGENDA

EM - Embasamento

PC - Ponto de controle

Fácies - vide QUADRO 2 - pg. 54

- (lo) Estrutura de carga
- (i) Intraclastos
- (c) Conchostéceos
- (b) Bioturbação
- (f) Restos Vegetais
- (v) Osso de vertebrado (fragmentado)
- (l) Nível de grossos no *foreset*
- (p) Pegadas de vertebrados
- (g) Grânulos
- (o) Ostracodes



# Livros Grátis

( <http://www.livrosgratis.com.br> )

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)  
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)  
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)  
[Baixar livros de Matemática](#)  
[Baixar livros de Medicina](#)  
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)  
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)  
[Baixar livros de Meteorologia](#)  
[Baixar Monografias e TCC](#)  
[Baixar livros Multidisciplinar](#)  
[Baixar livros de Música](#)  
[Baixar livros de Psicologia](#)  
[Baixar livros de Química](#)  
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)  
[Baixar livros de Serviço Social](#)  
[Baixar livros de Sociologia](#)  
[Baixar livros de Teologia](#)  
[Baixar livros de Trabalho](#)  
[Baixar livros de Turismo](#)