

# GEOLOGIA DO BRASIL



Organizadores:  
Yociteru Hasui  
Celso Dal Ré Carneiro  
Fernando Flávio Marques de Almeida  
Andrea Bartorelli



# GEOLOGIA DO BRASIL

Patrocínio:



Título: Geologia do Brasil  
Primeira edição: 2012  
.Beca-BALL Edições Ltda.  
Rua Capote Valente, 779  
CEP 05409-002 São Paulo SP Brasil  
www.editorabeca.com.br  
2012

Geologia do Brasil  
/organizado por Yociteru Hasui; Celso Dal Ré Carneiro; Fernando Flávio  
Marques de Almeida; Andrea Bartorelli; - São Paulo: Beca, 2012.  
900p.  
Apêndice  
Inclui bibliografia  
ISBN: 978-85-62768-10-1

Patrocínio: PETROBRAS

Depósito Legal na Biblioteca Nacional,  
conforme Decreto nº 1825, de 20 de dezembro de 1907.

Conselho Editorial:

Diretora: Paula Maciel Barbosa

Presidente: Celso Dal Ré Carneiro

Mediador: Virginio Mantesso-Neto

Andrea Bartorelli

Benjamim Bley de Brito Neves

Fernando Flávio Marques de Almeida

Rualdo Menegat

Capa: Matias B. A. L. Lisboa (as fotos que compõem a capa integram também o livro e aparecem com os devidos créditos nos respectivos capítulos).

ISBN 978-85-62768-10-1



9 788562 768101

.BeCa

Ismar de Souza Carvalho  
José Henrique Gonçalves de Melo

Durante o processo de ruptura da América do Sul e da África, iniciado há 150 milhões de anos, desenvolveu-se na região Nordeste do Brasil um conjunto de áreas sedimentares que tiveram sua origem e evolução controladas por reativações dos alinhamentos estruturais das rochas do embasamento pré-cambriano (Fig. 1). Os processos geológicos e tectônicos do Cretáceo, diretamente ligados à abertura do Oceano Atlântico, ocasionaram um regime de transcorrência, no qual esforços tracionais levaram ao desenvolvimento de falhas normais com abertura de grábens e meio-grábens.

As bacias são parte de um sistema de riftes desenvolvidos ao longo de zonas de falhas no embasamento pré-cambriano, e que teriam continuidade na África.

## ATIVAÇÕES E REATIVAÇÕES

Os pequenos riftes do interior do Nordeste brasileiro teriam inicialmente se individualizado como pequenos lagos tectônicos que captavam a rede de drenagem, e, apesar de uma evolução tectonossedimentar própria, poderiam, segundo Machado Jr. et al. (1990), ter tido eventual ligação física. A estreita semelhança litofaciológica entre os depósitos das diversas bacias refletiria o mesmo regime tectônico, climático e processos sedimentares nelas atuantes (Senant e Popoff 1989, Lima Filho 1991, Lima Filho et al. 1999, Carvalho 2001a). De acordo com Popoff (1988), o Atlântico Sul, em seu momento inicial de formação, poderia ser subdividido em três domínios tectonossedimentares: austral, tropical e equatorial, que seriam diácronos ao longo do Eocretáceo. Contudo, haveria repetição subsincrônica do mesmo cenário evolutivo (pré-rifte – rifteamento continental – abertura oceânica), no meio de cada domínio tectonossedimentar. As bacias interiores do Nordeste brasileiro estariam situadas no domínio tropical, cujos limites seriam a zona de fratura Pernambuco-Birao-Khartoum, ao norte do Cráton do Congo e limitada ao sul pela descontinuidade de Porto Alegre -Baía de Walvis - Mombaza.

As bacias interiores do Nordeste situam-se no oeste dos estados da Paraíba, Rio Grande do Norte, Pernambuco e sul dos estados do Ceará e Piauí, nordeste do Brasil, apresentando sequências sedimentares distintas.

Possuem ampla variedade de icnofósseis de invertebrados e vertebrados, fósseis de invertebrados, vertebrados e vegetais, além de palinomorfs e microfósseis (Carvalho 2004).

Dentre as várias bacias originadas neste contexto, temos as bacias de Sousa, Uiraúna-Brejo das Freiras, também conhecida como Bacia de Triunfo, e Pombal (esse conjunto é geralmente designado como bacias do Rio do Peixe), Araripe, Cedro, São José do Belmonte, Mangabeira, Lavras de Mangabeira, Iborepi, Rio Nazaré, Padre Marcos, Rio dos Bastiões, além do conjunto Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó (também conhecido como bacias do Iguatu). A seguir serão descritas brevemente algumas destas áreas sedimentares. O leitor será referido a trabalhos mais específicos, quando pertinente.

## BACIAS DO RIO DO PEIXE

As bacias do Rio do Peixe localizam-se no estado da Paraíba, e são representadas pelas bacias de Sousa, Brejo das Freiras-Uiraúna e Pombal (Fig. 2). O embasamento das bacias constitui-se, em especial, de rochas metamórficas de alto grau, que se alinham preferencialmente nas direções nordeste-sudoeste e este-oeste. As rochas predominantes no embasamento são migmatitos, granitos, gabros e anfibolitos. Os principais tipos litológicos distribuídos nas bacias são brechas e conglomerados brechoides, arenitos, siltitos, argilitos e folhelhos. Por vezes ocorre cimentação carbonática nas rochas, sendo que o carbonato pode vir a constituir até mesmo margas e níveis centimétricos de calcário (Beurlen e Mabesoone 1969, Mabesoone e Campanha 1973/1974, Carvalho 2000, Lima Filho 2002). A primeira determinação da idade dos sedimentos da bacia, com base em fósseis, deve-se a Moraes (1924), o qual, por meio de pistas de dinossauros de Passagem das Pedras (Fig. 3), propôs a idade Comanchiana (Eocretáceo). Pegadas fósseis são bastante comuns nas bacias (Leonardi e Carvalho 2002). Nas análises de ostracodes por Braun (1966, 1969, 1970) e Mabesoone (1972), a idade proposta situa-se entre o Berriasiano e Hauteriviano. No estudo palinológico de Lima e Coelho (1987), foi atribuída idade correspondente ao andar local Aratu (Barremiano Inferior), enquanto Regali (1990),

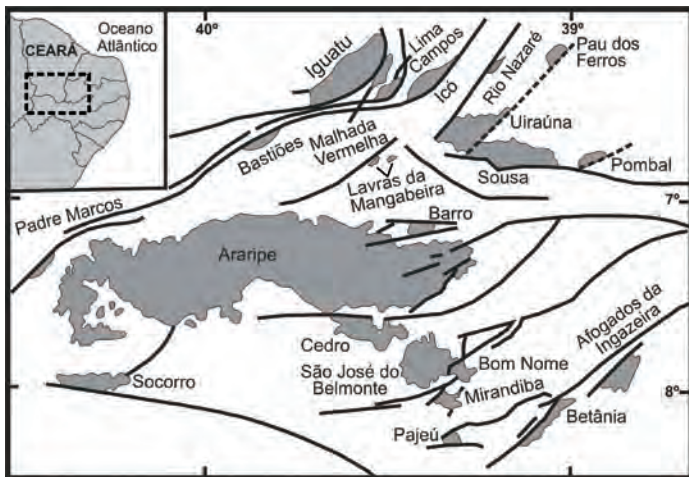


Figura 1. Mapa de localização das bacias interiores do Nordeste do Brasil (Modif. de Carvalho 1993).

na reanálise do material palinológico, considerou que também estaria abrangido o andar Rio da Serra (Berriasiano e Hauteriviano). Outras bacias menores, como São José do Belmonte (Estado de Pernambuco), Mangabeira, Lavras de Mangabeira, Iborepi (Estado do Ceará) e Rio Nazaré (Estado do Rio Grande do Norte), apresentam evolução tectonossedimentar semelhante e mesma idade (Carvalho e Leonardi 1992, Srivastava e Carvalho 2004).

Das três bacias supracitadas, a de Sousa é a maior, ocupando área de cerca de 675 km<sup>2</sup>; a de Brejo das Freiras ou Triunfo-Uiraúna possui cerca de 500 km<sup>2</sup>, e a de Pombal é a menor, com área de 75 km<sup>2</sup>. As três são situadas nas bacias hidrográficas do Rio do Peixe e do Rio Piranhas, sendo controladas pelas Zonas de Cisalhamento de Portalegre (NE-SW) e de Patos (E-W) e outras pequenas falhas associadas, por exemplo, às falhas de Malta, São Gonçalo e do Bé.

O registro sedimentar mais antigo nestas bacias é o Devoniano Inferior, identificado por meio de análises palinológicas em amostras de sondagem feitas pela Petrobras. As rochas são potencialmente cronocorrelatas com o intervalo estratigráfico da Bacia do Parnaíba, que inclui parte da Formação Jaicós (Grupo Serra Grande) e possivelmente também a porção inferior da Formação Itaim (Roesner et al. 2011). Todavia, o preenchimento sedimentar da Bacia de Sousa é composto predominantemente pelos sedimentos terrígenos continentais do sistema fluviolacustre de idade eocretácica do Grupo Rio do Peixe, pertencentes a um sistema rifte. O Grupo Rio do Peixe é também distribuído em várias bacias isoladas nos estados do Ceará, Paraíba e Rio Grande do Norte, tais como Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos, Icó, Sitiá, Lavras de Mangabeira, Bastiões (todas no Ceará), Sousa, Pombal e Brejo das Freiras (no estado da Paraíba) e Pau dos Ferros, Rio Nazaré e Gangorra (no Rio Grande do Norte). O embasamento é composto por rochas metamórficas do Grupo Caicó (gnaisses, paranfibolitos, quartzitos e mi-

lonitos) e rochas plutônicas granitoides (granodioritos e granitos). Da base para o topo, a sequência sedimentar da Bacia de Sousa é constituída pelas formações, da base para o topo, Antenor Navarro (leques aluviais/ *fluvial braided*), Sousa (fluvial meandrante, planície de inundação/ lacustre raso) e Rio Piranhas (leques aluviais distais / *fluvial braided*). Os contatos entre as unidades são gradacionais e a sedimentação, sintectônica, sendo que a Formação Sousa, predominantemente pelítica, representa uma fase de maior estabilidade tectônica. No transcorrer do período Cretáceo, modificações climáticas e geográficas deram origem a inúmeros ambientes continentais e, por conseguinte, a uma diversificada biota.

## BACIA DO ARARIPE

A Bacia do Araripe é a região de maior área de exposição de rochas cretáceas (12.200 km<sup>2</sup>) dentre as bacias interiores do Nordeste. Localiza-se nas regiões sul do Estado do Ceará e oeste do Estado de Pernambuco (Fig. 1).

O embasamento da bacia é composto por rochas magmáticas e metamórficas. Os granitos ocorrem distribuídos nas margens oeste e sul; gnaisses e migmatitos são os principais tipos litológicos de metamorfismo de alto grau. Rochas metassedimentares, como quartzitos e outras de baixo grau metamórfico (clorita-xistos, filitos e mármores) também compõem o embasamento.

As unidades litológicas sedimentares que a preenchem são constituídas por conglomerados, arenitos conglomeráticos, arenitos, siltitos, folhelhos, argilitos, margas, calcários, gipsita e anidrita (Fig. 4). Os conglomerados são clastossuportados, com seixos subarredondados a arredondados, compostos por quartzo, e fragmentos de rochas magmáticas e metamórficas; apresentam estratificações cruzadas acanaladas e imbricação de seixos; a coloração por vezes é avermelhada devido à impregnação por óxidos de ferro. Os arenitos e arenitos conglomeráticos são es-

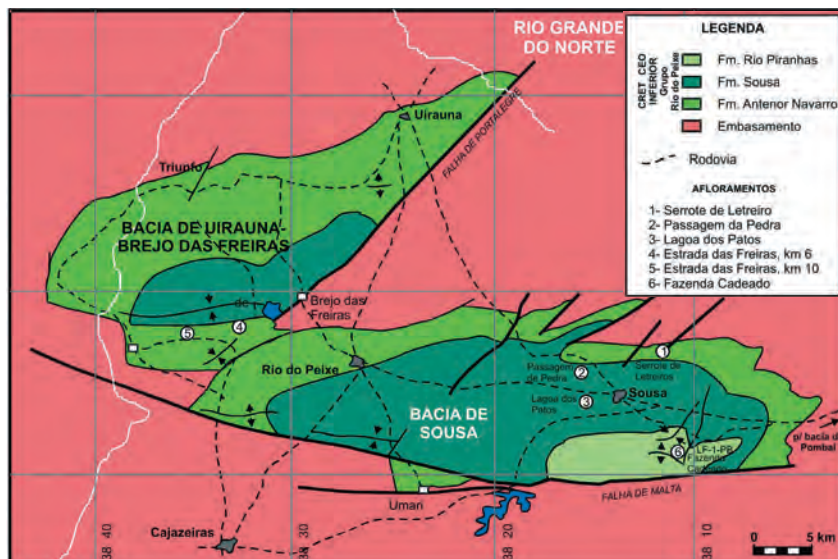


Figura 2. Mapa geológico das bacias do Rio do Peixe



Figura 3. Pista de dinossauro na localidade de Passagem das Pedras, Formação Sousa (Bacia de Sousa).

branquiçados a avermelhados, em função do predomínio de caulinita ou da pigmentação por óxidos de ferro. São constituídos principalmente por grãos de quartzo subarredondados; as principais feições sedimentares são estratificações cruzadas acanaladas, tabulares de pequeno a grande porte, *climbing-ripples* (estratificação cruzada cavalgante) e marcas de onda. Os clásticos mais finos (siltitos, folhelhos e argilitos) têm normalmente coloração avermelhada, ocorrendo por vezes um mosqueamento esverdeado. Laminação plano-paralela, estruturas *flaser* e *linsen*, gretas de contração e bioturbações são as principais feições sedimentares. Rochas de origem química ocorrem nas regiões centro-oeste e nordeste da bacia. São calcários laminados ou nodulares, gipsita e anidrita, os quais compõem os principais depósitos de interesse econômico da região.

A litoestratigrafia da Bacia do Araripe tem sido amplamente discutida e revista por inúmeros autores (Anjos 1963, Assine 1992, Barros 1963, Beurlen 1962, 1963, 1971, Berthou 1990, Braun 1966, Cavalcanti e Viana 1992, Gaspar e Anjos 1964, Medeiros 1990, Ponte e Appi 1990, Ponte Filho e Ponte 1992, Silva 1983, Viana e Cavalcanti 1989, Martill 1993 e Neumann e Cabrera 1999). Os termos litoestratigráficos mais utilizados na literatura geológica da região são apresentados por Beurlen (1962, 1963, 1971), Cavalcanti e Viana (1992), Ponte (1992 a, b), Ponte e Appi (1990), Viana e Cavalcanti (1991). Temos assim, as formações Cariri, Brejo Santo, Missão Velha, Santana e Exu. To-

davia, o estudo estratigráfico de detalhe (Fig. 2) desta bacia proposto por Assine (2007) apresenta uma subdivisão distinta, abrangendo as unidades:

- Formação Cariri, composta por conglomerados com seixos arredondados de quartzo e arenitos conglomeráticos a grossos bem silicificados. São comuns as estratificações cruzadas acanaladas e tabulares; a coloração é esbranquiçada a amarelada. É considerada unidade de idade paleozoica (Ordoviciano-Devoniano).
- Formação Brejo Santo, constituída por arenitos muito finos, siltitos e argilitos avermelhados com intercalações de margas esverdeadas. Estruturas *linsen*, *flaser* e gretas de contração são frequentes. Sua idade seria jurássica superior.
- Formação Missão Velha, constituída por arenitos friáveis, de granulação média a fina, com intercalações de argilas cinza-esverdeadas ou níveis conglomeráticos. As principais estruturas sedimentares são estratificações cruzadas acanaladas, tabulares, marcas de onda, *climbing-ripples*, *flaser*, *linsen*, gretas de contração e bioturbações. Também seria uma unidade atribuída ao final do Jurássico.
- Formação Abaiara, representada por folhelhos silticos e siltitos vermelhos, com intercalações de arenitos finos. Lentes de arenitos quartzosos finos a muito grossos, com níveis conglomeráticos, por vezes com fragmentos de madeira silicificada. Ocorrem estratificações cruzadas e dobras convolutas. Sua idade é eocretácica (andares Rio da Serra e Aratu).
- Formação Barbalha, com predominância de arenitos com intercalações de folhelhos de colorações avermelhadas e de níveis delgados de conglomerados. Nesta unidade ocorrem folhelhos orgânicos denominados Camadas Batateira (para alguns autores, Formação Rio da Batateira). São comuns as estratificações cruzadas planar ou acanalada. Estes depósitos são posicionados no Neoaptiano (Cretáceo Inferior).
- Formação Santana, composta essencialmente por calcários laminados, siltitos e argilitos (Membro Crato, Figura 5); gipsita e anidrita (Membro Ipubi); calcários, margas, siltitos e argilitos com nódulos carbonáticos (Membro Romualdo). Possui idade compreendida entre o Neoaptiano e o Eoalbiano (Cretáceo Inferior).
- Formação Araripina, caracterizada por ritmitos de arenitos finos e lamitos, de colorações avermelhadas, arroxeadas e amareladas, em que há corpos lenticulares de arenitos médios a grossos intercalados. Observam-se estruturas de sobrecarga, como pseudonódulos, almofadas, estruturas em chama, brechas intraformacionais e dobramentos convolutos. Sua idade é mesoalbiana (Cretáceo Inferior).
- Formação Exu, constituída por arenitos quartzosos, friáveis, argilosos (caulínicos ou não), e de coloração aver-

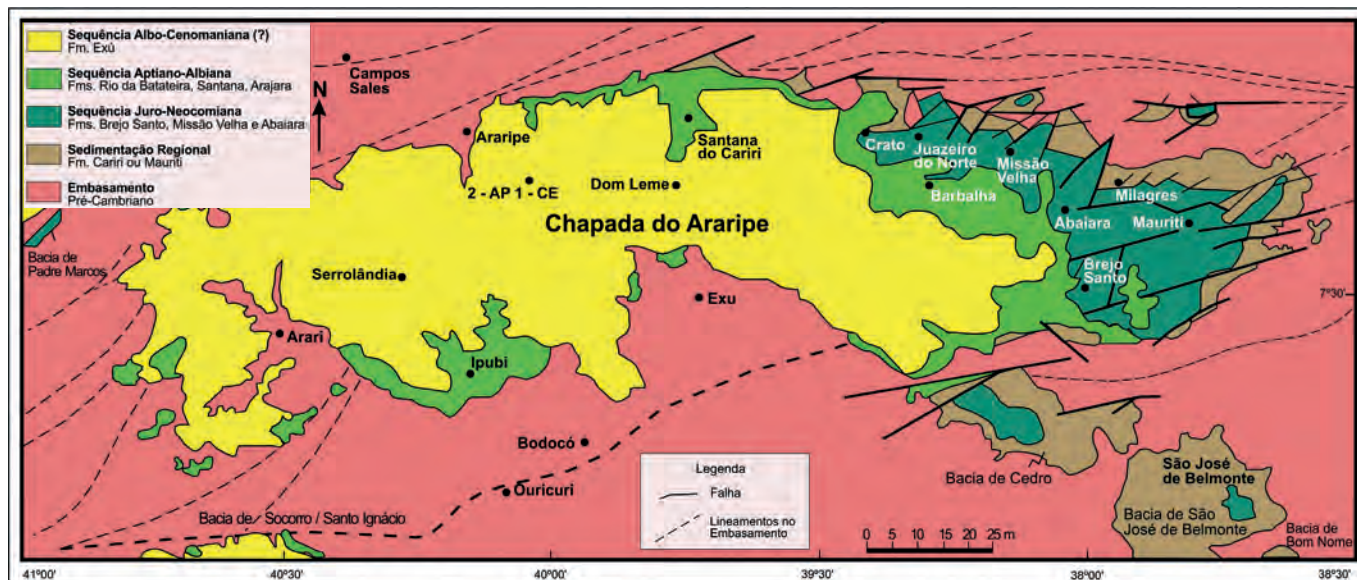


Figura 4. Mapa geológico da Bacia do Araripe

melhada. Possuem estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, em corpos de geometria tabular com espessura em torno de um metro. A distribuição temporal destes depósitos abrangeria do Albiano ao Cenomaniano (final do Cretáceo Inferior e início do Cretáceo Superior).

Atualmente tem também sido comum o uso dos termos propostos por Martill (1993) que compreendem o Grupo Vale do Cariri e o Grupo Araripe (formações Rio da Batateira, Crato, Ibupi, Santana e Exu).

Algumas concepções da história evolutiva da Bacia do Araripe consideram-na num contexto poli-histórico iniciado no Paleozoico (Assine 1992, Brito Neves 1990, Mabesoone e Tinoco 1973, Medeiros 1990, Ponte e Appi 1990, Ponte 1992a, Arai 2006). Porém, como demonstrado por Viana, Lima Filho e Carvalho (1993) e Carvalho et al. (1995), as rochas consideradas como de um primeiro ciclo sedimentar paleozoico (Siluro-Devoniano) contêm uma icnofauna dinossauriana (Fig. 6) similar à encontrada em rochas cretáceas de bacias adjacentes. Desta forma, os modelos mais adequados para a origem e a evolução da Bacia do Araripe são os apresentados por Berthou (1990), Matos (1987, 1992) (Fig. 7), Silva (1983), da Rosa e Garcia (2000), Valença et al. (2003) e Garcia et al. (2005) que a consideram com história evolutiva iniciada no Mesozoico e, portanto, relacionada aos processos de abertura do Oceano Atlântico e reativação de falhas no interior do continente.

A forma, tamanho, geometria e estilos de deformação tectônica da Bacia do Araripe são análogos aos modelos preditivos de bacias *pull-apart*. A Bacia do Araripe seria, segundo Silva (1983), parte de um complexo de *rift-valleys* localizado na extremidade de um rifte abortado – a Bacia do Recôncavo – separando-se deste por regiões soergidas pelos lineamentos Paraíba e Pernambuco. As falhas dextrais, que constituem o Lineamento Paraíba, servem como limite norte da Bacia do Araripe; o deslocamento dextral deste conjunto de falhas transcorrentes produziu feições compressivas, a sudoeste, e extensionais, a sudeste da bacia. Assim,

a noroeste e nordeste, ocorrem deformações extensionais e compressivas respectivamente. Para Matos (1992), o tectonismo conduziu à individualização de duas sub-bacias, Feira Nova e Crato, as quais seriam limitadas por falhas de transferência de direção noroeste e/ou zonas de acomodação. Em ambas, haveria falhas normais de direção nordeste-sudoeste, altos do embasamento e, localmente, blocos mergulhando em direção oposta. Na proposta daquele autor, Araripe, bem como as demais bacias interiores do Nordeste, pertenceria a uma fase de evolução tectônica neocomiana, associada à formação do Atlântico Sul. Tais bacias compreenderiam as bacias rifte do Vale do Cariri, constituídas por um conjunto de meio-grábens assimétricos, separados por altos do embasamento e falhamentos.

Bacias *pull-apart* crescem com o tempo, como resultado do movimento de transcorrência ao longo de falhas. O modelo proposto por Silva (1983) também advogou uma origem e uma evolução inter-relacionadas com as demais bacias interiores do Nordeste. No caso da Bacia do Araripe, sua origem resultaria da coalescência de pequenos grábens, a partir do deslocamento lateral do sistema de falhas. A distribuição da sedimentação foi tal que os sedimentos mais novos foram progressivamente depositados em direção à borda oeste, conforme o crescimento da bacia nessa direção.

Os ambientes essencialmente continentais caracterizam a deposição no Araripe, envolvendo leques aluviais, sistema fluvial entrelaçado e meandrante, lagos rasos (efêmeros e perenes). Em relação aos ambientes em que se depositaram os carbonatos e sulfatos, devemos considerar que foram formados principalmente em lagos rasos salinos (*playa-lakes*) e ambientes tipo *sabkha*. De acordo com Silva e Neumann (2003), os calcários laminados da Formação Crato (ou Formação Santana, Membro Crato) indicam que durante o Aptiano-Albiano desenvolveu-se um sistema lacustre associado a sistemas fluviodeltaicos, caracterizado pela deposição de níveis de calcários laminados intercalados por rochas siliciclásticas lutáceas e arenáceas. Há, contudo,



Figura 5. Calcários laminados da Formação Santana (Membro Crato), município de Nova Olinda, Ceará.

evidências de uma primeira ingressão marinha na bacia (oriunda da região oeste), no tempo Alagoas (Aptiano), e outra, posteriormente, já no Albiano. Tais evidências seriam fósseis de miliólídeos, foraminíferos hialinos, rotalídeos, moluscos cassiopídeos (*Paraglauconia* e *Diglauconia*), equinóides cassiduloides, dinoflagelados (*Subtilisphaera*), microgastrópodes e micropolecípodes (Arai e Coimbra 1990, Berthou et al. 1990, Pons, Berthou e Campos 1990). O retorno das condições dulcícolas na deposição de muitos dos sedimentos pós-gipsita na Bacia do Araripe é atestado por associações fósseis como as apresentadas por Silva (1975). O autor observou a ocorrência conjunta de ostracodes (*Darwinula* sp.) e girogonites (algas carófitas), sugerindo ambiente de água doce ou de salinidade muito baixa.

A Bacia do Araripe possui inúmeras localidades fossilíferas em que microfósseis, icnofósseis, vegetais, invertebrados (Fig. 8) e vertebrados cretáceos são abundantes (Fig. 9). Uma revisão de toda esta flora e fauna pode ser encontrada em Lima (1978), Maisey (1991), Santos e Valença (1968), Silva-Telles Jr. et al. (1991), Viana (1990), Coimbra et al. (2002) e Martill et al. (2007).

Beurlen (1963) considerou que as unidades basais da Bacia do Araripe (formações Cariri, Missão Velha, Formação Santana-Membro Crato) pertenceriam ao Neocomiano. Postulou que, apesar da existência de um hiato entre as formações Cariri e Missão Velha, indicado pela silicificação desta primeira unidade, ambas seriam do Cretáceo Inferior. Os troncos silicificados (*Podocarpus* sp.) encontrados na Formação Missão Velha seriam resultados do retrabalhamento dos depósitos de conglomerados e arenitos conglomeráticos Cariri, nos quais, originalmente, os troncos se encontrariam. Já para a Formação Santana, baseando-se nas associações faunísticas (peixes, moluscos, equinóides e ostracodes), considerou-a como de idade aptiana-albiana. Os estudos posteriores de macro e microfósseis (Baudin et al. 1990, Beurlen e Mabeoone 1969, Carvalho 1993, Depeche et al. 1990, Hashimoto et al. 1987, Lima e Perinotto 1985, Regali 1990, Scheid et al. 1978, Silva-Telles Jr. et al. 1991, Viana e Cavalcanti 1991)

vêm corroborar a distribuição cronológica dos sedimentos da Bacia do Araripe entre o início (andar Dom João (?)/Rio da Serra) e final (andar Albiano) do Eocretáceo.

## BACIAS DO IGUATU

As bacias de Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó (Estado do Ceará) são áreas sedimentares adjacentes, estando fortemente controladas pelas estruturas tectônicas do embasamento pré-cambriano (Françolin e Szatimari 1987) e que segundo Fortier (2008) compreendem as Bacias do Iguatu. A área da Bacia de Iguatu é de aproximadamente 780 km<sup>2</sup>; a de Malhada Vermelha, 65 km<sup>2</sup>; Lima Campos 105 km<sup>2</sup> e com 120 km<sup>2</sup> em Icó (Carvalho 1996). Nestas bacias ocorrem rochas clásticas (conglomerados, brechas e arenitos) distribuídas principalmente próximo às zonas de falhamento que as limitam. Em áreas mais centrais das bacias, ou afastadas das falhas ativas durante a sedimentação, ocorrem arenitos finos, siltitos, folhelhos, argilitos, calcários e margas. De acordo com Arima (2007), ocorrem onze litofácies nas bacias, as quais possibilitam a interpretação de ambientes de canal, barras cascalhosas, *crevasse* e planícies de inundação.

As rochas do embasamento possuem uma foliação de direção nordeste, mesma orientação dos principais falhamentos regionais, tais como a falha de Orós e a falha de Jaguaribe, que limitam a borda nordeste das bacias de Lima Campos e Icó respectivamente. Cruz (1962) agrupou as rochas que constituem o embasamento das bacias em duas unidades. A inferior é representada por um biotita-gnaisse. A unidade superior é um conjunto de rochas metamórficas de baixo grau – quartzitos e sericita-xistos com lentes de magnetita e carbonatos. A direção estrutural predominante das rochas é nordeste-sudoeste, aproximando de este-oeste na parte sul das bacias. A estrutura tectônica do embasamento foi fundamental na definição da geometria: blocos falhados e afundados escalonadamente, formando semigrábens alongados.

A origem das quatro bacias teria, segundo Darros de Matos (1987, 1992), uma associação direta com a megazona de cisalhamento Patos, onde esta apresenta forma sigmoidal. Tal formato da zona de cisalhamento teria propiciado condicionamentos transtracionais gerando sub-bacias, sempre associadas a pontos de inflexão das falhas pré-cambrianas. Por meio do estudo do padrão de falha-

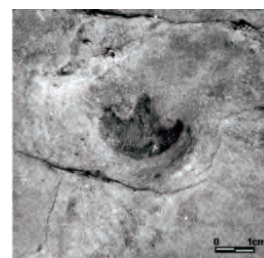


Figura 6. Pegada de dinossauro ornitópode na seção-tipo da Formação Cariri, no município de Mauriti, Ceará.



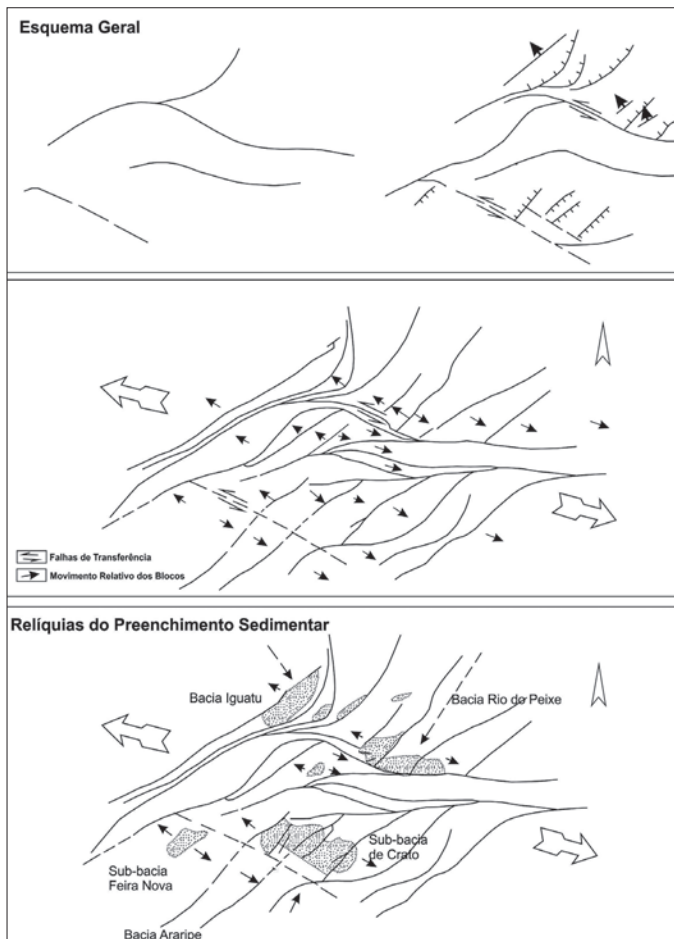


Figura 7. Mapa de atividade tectônica cretácea do Nordeste do Brasil: falhas de transferência e movimentos de blocos nas bacias interiores (Fonte: Matos 1987, modif. de IPT 1988)

mentos transcorrentes e dos dados estruturais desta região, Bedregal e Chemale Jr. (1992) propuseram um modelo cinético tipo rifte para a formação das bacias; as condições extensionais seriam análogas àquelas que originaram as demais bacias do interior do Nordeste durante o Eocretáceo.

A litoestratigrafia das bacias de Iguatu, Lima Campos, Malhada Vermelha e Icó foi formalizada por Mabesoone e Campanha (1972/1973), que definiram o Grupo Iguatu, com espessura aproximada de 3.000 metros, e que abrangeria os sedimentos cretáceos. A unidade basal do grupo é a Formação Quixoá, que ocorre apenas na Bacia de Iguatu. É composta por arenitos grossos a médios com intercalações de conglomerados, arenitos finos e margas; próximo às bordas fallhadas da bacia podem ocorrer brechas. Sobreposta a esta unidade, ocorre em contato gradacional a Formação Malhada Vermelha. Os tipos litológicos abrangidos são arenitos finos a médios, quartzosos ou líticos, podendo ocorrer intercalações de calcários e margas. As estruturas sedimentares existentes são marcas de onda e estratificações cruzadas. A unidade superior do Grupo Iguatu – Formação Lima Campos – compõe-se de arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada, arenitos finos micáceos e raras intercalações de margas. Nestas áreas sedimentares ocorrem, em discordância, sedimentos clásticos de idade terciária englobados na unidade designada como Formação Moura.

Campos et al. (1979), apesar de postularem origem individualizada, em depressões tectônicas, para as bacias de Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó, utilizaram a mesma subdivisão litoestratigráfica das bacias do Rio do Peixe (Grupo Rio do Peixe: formações Antenor Navarro, Sousa e Rio Piranhas), por considerarem grande a identidade litológica dos depósitos. Srivastava (1990) também sugeriu que, na denominação das unidades litoestratigráficas das bacias, fosse utilizada a terminologia empregada para as bacias do Rio do Peixe, pois estariam inseridas em uma mesma evolução tectonossedimentar.

Os fósseis já identificados nesta área sedimentar são ostracodes, conchostráceos, moluscos, peixes, fragmentos de ossos de répteis, crocodilomorfo, pegadas de dinossauros e vegetais (Lemos 1973, Mussa et al. 1989, 1991, Lima 1990, Carvalho 1993, Leonardi e Spezzamonte 1994, Fortier e Schultz 2007). A associação fossilífera indicaria um intervalo de deposição situado entre o Neojurássico e o Eocretáceo. A análise da conchostracofauna indicou a presença de formas típicas dos andares Rio da Serra (Berriasiano-Hauteriviano) e Aratu (Hauteriviano-Barremiano inferior).

## BACIA DE RIO DOS BASTIÕES

A Bacia de Rio dos Bastiões encontra-se no sul do estado do Ceará, entre a cidade de Tarrafas e o povoado de Catolé. Como referência encontra-se o vale do Rio dos Bastiões, que empresta o nome à bacia sedimentar, paralelo à rodovia CE-375, aproximadamente 60 km a sudoeste da Bacia de Iguatu. A bacia tem comprimento NE-SW de



Figura 8. Odonata (libélula) dos calcários laminados da Fm. Santana, Cretáceo Inferior. Coleção Museu de Paleontologia de Santana do Cariri



Figura 9. *Dastilbe* sp., teleósteo bastante frequente na Formação Santana (Membro Crato)

cerca de 18 km e largura N-S, em média, de 2 km, estando em região topograficamente acidentada. As serras são íngremes, de orientações NE-SW (Serra de Bastiões, com relevo acima de 600 metros e as serras de Umbuzeiras, da Malhada da Areia e do Ingá), limitando fisiograficamente a depressão sedimentar. A bacia situa-se numa pequena e estreita depressão alongada, em forma de homoclinal, mergulhando para noroeste contra a Falha de Tatajuba, de orientação NE-SW. Está em discordância com o Complexo do Embasamento (Sistema de Dobramentos Jaguaribeano) composto de migmatitos, clorita xistos, filitos e granitos. Os estratos sedimentares mergulham para sudoeste, e por vezes para nordeste (Srivastava e Carvalho 2007).

Segundo Campos et al. (1979), as rochas sedimentares da Bacia de Rio dos Bastiões seriam correlacionadas com a seção basal da Bacia do Rio do Peixe (Estado da Paraíba). Cavalcante e Ferreira (1983) consideraram os sedimentos da Bacia de Rio dos Bastiões equivalentes à Formação Antenor Navarro do Grupo Rio do Peixe, de idade eocretácea. Ponte et al. (1991) designaram a coluna sedimentar da bacia, composta de arenitos e microconglomerados, como “Arenito do Rio dos Bastiões” e, embora reconhecessem a dificuldade de análise de sua posição cronoestratigráfica (por falta de dados), correlacionaram o “Arenito do Rio dos Bastiões” com os estratos siluro-devonianos (?) das formações Serra Grande (Bacia do Parnaíba) e Mauriti/ Cariri (Bacia do Araripe).

A coluna estratigráfica da Bacia de Rio dos Bastiões é composta predominantemente por sedimentos terrígenos continentais depositados em um sistema fluviolacustre. Os afloramentos de rochas sedimentares são poucos, devido à vasta distribuição da cobertura aluvionar holocênica. A sucessão sedimentar da bacia é constituída, da base para o topo, por conglomerados monomíticos, polimíticos e arenitos. Nas proximidades do embasamento cristalino, os estratos estão basculados, com mergulho de até 45°NE ou SW, o que indica a presença de um sistema de falhas transpressivas, originando a geometria em flor positiva. Os sistemas de fraturas observados possuem direções principais NW-SE, N-S e E-W. Na borda nordeste da bacia, em uma margem do vale do Rio Bastiões, próximo ao povoado de Cacimba, é exposto o único afloramento de folhelhos. Possuem coloração avermelhada, esverdeada a cinza, com intercalações de arenitos finos e margas. No folhelho ocorrem fósseis de conchostráceos, fragmentos de ossos, escamas de peixes e ostracodes.

## BACIA DE SÃO JOSÉ DO BELMONTE

A Bacia de São José do Belmonte, com área de cerca de 610 km<sup>2</sup>, localiza-se nos municípios de São José do Belmonte, Serrote de Cima, Verdejante e São Tomé, no oeste do Estado de Pernambuco. A bacia possui forma

alongada na direção leste-oeste, sendo limitada por falhas normais (Fig. 1).

Os falhamentos regionais pré-cambrianos, que controlaram a formação da bacia, dispõem-se de acordo com a direção das principais feições estruturais do Nordeste brasileiro – os Lineamentos Paraíba e Pernambuco. Situada entre estes dois lineamentos, a Bacia de São José do Belmonte é limitada ao norte pela falha de São José do Bonfim; esta é parte do conjunto de falhas sigmoidais da extremidade oeste do Lineamento Paraíba, que são responsáveis pela origem de outras bacias próximas, tais como Cedro e Araripe.

As unidades litológicas encontradas na bacia são conglomerados, arenitos conglomeráticos, arenitos, siltitos, folhelhos e argilitos. Os conglomerados são clastossuportados e possuem seixos de quartzo, gnaisse e granito. Arenitos são as rochas dominantes; podem ser grossos a finos, sendo compostos principalmente por grãos de quartzo (angulosos a subarredondados), feldspato e muscovita. A cimentação pode ser silicosa ou por óxidos de ferro, porém a silicificação é mais frequente. Algumas vezes apresentam matriz caulínica. As estruturas sedimentares principais são estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de pequeno tamanho. A área de distribuição destes tipos litológicos ocorre principalmente nas proximidades das bordas da bacia; afastando-se destas, a tendência é uma rápida diminuição do tamanho de grão. Na região centro-sul, próximo a São José do Belmonte, os folhelhos e argilitos são comuns. Apresentam-se laminados, sendo muito friáveis e possuem intercalações de siltitos e níveis carbonáticos; suas colorações são amarelada ou avermelhada.

Os folhelhos da Bacia de São José do Belmonte são extremamente friáveis e possuem forte coloração amarelada. Com exceção das citações de Duarte et al. (1991) e Ponte et al. (1991), sobre a existência de ostracodes nos níveis pelíticos, e as de Carvalho (1993) e Carvalho (2006) sobre conchostráceos, não há quaisquer outras informações relacionadas a fósseis na bacia. Os conchostráceos reconhecidos são cizicídeos atribuídos à *Cyzicus brauni* (Fig. 10). Trata-se de espécie frequente em outras bacias do interior do Nordeste e com grandes semelhanças anatômicas com espécies oriundas de bacias africanas de idade neocomiana (Carvalho 2006).

## BACIA DE PADRE MARCOS

A Bacia de Padre Marcos é uma área sedimentar situada no extremo oeste do sistema rifte do Vale do Cariri. Localiza-se no município de Padre Marcos, oeste do estado do Piauí, dispondo-se entre as bacias do Parnaíba e Araripe (Fig. 1). De acordo com Córdoba et al. (1995), a origem da Bacia de Padre Marcos relaciona-se à reativação da Zona de Cisalhamento de Tatajuba, quando do evento de abertura do Oceano Atlântico.

As rochas que compõem o embasamento dessa área sedimentar são, como em quase todas as demais bacias interiores do Nordeste, rochas magmáticas e metamórficas de alto grau (Província Borborema). Granitos, com variações para granodiorito, tonalitos e quartzo-monzonito, além de um complexo metamórfico gnáissico-migmatítico pré-cambriano, representam as unidades litológicas.

Não existem proposições formais de termos litostratigráficos para abranger as rochas da Bacia de Padre Marcos. Berthou et al. (1990) sugeriram, com base na similaridade dos argilominerais, que haveria correlação à porção superior do Membro Romualdo (Formação Santana) da Bacia do Araripe. Já Ponte et al. (1991) indicaram as possibilidades de correlação com as formações Rio da Batateira (sensu Ponte e Appi 1990) e Santana (Membro Crato), ambas pertencentes à Bacia do Araripe. Córdoba et al. (1995) e Lima Filho et al. (1995) caracterizaram as unidades litológicas existentes na bacia em litofácies (fácies A, B, C, D e E). Na fácies A ocorreriam conglomerados com imbricamento de seixos; na fácies B arenitos grossos a conglomeráticos com estratificação plano-paralela; a fácies C se caracterizaria por arenitos siltosos; a fácies D por folhelhos e margas, e a fácies E por arenitos muito finos com estratificação cruzada *hummocky*.

A direção dos principais falhamentos nas adjacências da bacia é nordeste-sudoeste, mesma direção do principal falhamento regional – a falha de Tatajuba. À oeste, a bacia é delimitada pela falha normal do Riacho do Padre e, como em outras bacias interiores, trata-se de um meio-gráben. Disposta na extremidade oeste da falha de Tatajuba, os depósitos da Bacia de Padre Marcos são resultantes dos movimentos de transcorrência processados no Nordeste do Brasil durante o Eocretáceo, que possibilitaram a reativação e formação de novas falhas, criando depressões tectônicas, onde se estabeleceu uma sedimentação em leques aluviais e lagos de água doce.

Na Bacia de Padre Marcos, foram identificados ostracodes, conchostráceos, microgastrópodes, fragmentos vegetais e icnofósseis de vertebrados (Ponte et al. 1991, Carvalho 1993, Machado e Cassab 1997, Bernardes-de-Oliveira et al. 1994, Carvalho e Viana 1996). Segundo Ponte et al. (1991), o material de Padre Marcos analisado paleontologicamente mostrou-se estéril em termos palinológicos e em ostracodes, apesar da observação em campo de moldes de ostracodes.

Na localidade de Sítio (Juazeiro do Quitó), município de Jaicós, Carvalho e Viana (1996) descreveram

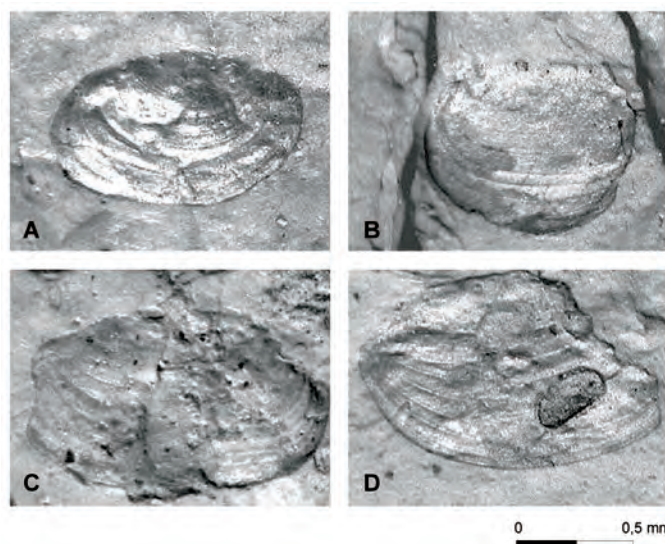


Figura 10. Conchostráceos cizicídeos da espécie *Cyzicus brauni* provenientes de Lagoa da Areia, Bacia de São José do Belmonte, Cretáceo Inferior (Rio da Serra-Aratu). (A) Impressão da valva direita, tendo sido preservado alguns fragmentos da valva original. (B) Impressão de uma valva isolada. (C) Impressão da valva direita sem as margens anterior e posterior. (D) Molde da valva de um ostracode sobre uma valva isolada de conchostráceo. (Exemplares pertencentes à coleção da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Geologia – UFRJ, DG Lote 46-Co)

pegadas de dinossauros interpretadas como pertencentes a terópodes, e que indicariam, no âmbito do Borborema *me-gatracksite* (Viana et al. 1993), ampla área de distribuição geográfica dos Dinosauria durante o Eocretáceo.

Em folhelhos acinzentados da localidade de Riacho do Padre (Caboclo), município de Padre Marcos (Estado do Piauí) são comuns microgastrópodes, fragmentos vegetais, moldes e valvas completas de conchostráceos. Os microgastrópodes foram estudados por Machado e Cassab (1997), que identificaram espécimes pertencentes à subfamília Bulimulinae. Os fitofósseis, de acordo com Bernardes-de-Oliveira et al. (1994), encontrados em arenitos, seriam formas semelhantes a grandes folhas de monocotiledôneas tipo *Cyperacites* ou *Pandanites* ou a grandes folhas de coníferas Voltziaceae do tipo *Yuccites*; e também semelhantes a *Podozamites lanceolatus*. Em argilitos foram encontrados fitofósseis com uma película carbonosa que poderiam ser coniferales do tipo *Aetophyllum stipulare/Araucarites longifolia*, não tendo sido descartada a possibilidade de se tratar de uma planta aquática. Já a conchostracofauna é análoga à atribuída aos andares Rio da Serra e Aratu em outras bacias sedimentares do contexto da Província da Borborema, sendo que *Cyzicus brauni* é a espécie dominante (Carvalho 2001b).