



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

TESE DE DOUTORADO

***LITOESTRATIGRAFIA E DEFORMAÇÃO CENOZÓICA NA
REGIÃO DE ICAPUÍ, CEARÁ, E IMPLICAÇÕES PARA A
ESTRUTURAÇÃO DE CAMPOS DE PETRÓLEO NA BORDA
OCIDENTAL DA BACIA POTIGUAR (NE DO BRASIL).***

Autora:

DEBORA DO CARMO SOUSA

Orientador:

Prof. Dr. Emanuel Ferraz Jardim de Sá

Co-orientadora:

Prof. Dra. Helenice Vital

Tese nº 03 / PPGG

Natal/RN, dezembro de 2002



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

TESE DE DOUTORADO

LITOESTRATIGRAFIA E DEFORMAÇÃO CENOZÓICA NA REGIÃO DE ICAPUÍ, CEARÁ, E IMPLICAÇÕES PARA A ESTRUTURAÇÃO DE CAMPOS DE PETRÓLEO NA BORDA OCIDENTAL DA BACIA POTIGUAR (NE DO BRASIL).

Autora:
DEBORA DO CARMO SOUSA

Tese de Doutorado apresentada
em 14 de fevereiro de 2003, para
a obtenção do título de Doutora
em Geodinâmica pelo Programa
de Pós-Graduação em
Geodinâmica e Geofísica da
UFRN.

Comissão Examinadora:
Prof. Dr. Emanuel Ferraz Jardim de Sá (PPGG/UFRN - orientador)
Prof. Dr. Fernando César Alves da Silva (PPGG/UFRN)
Prof. Dr. Renato Marcos Darros de Matos (PPGG/UFRN)
Dr. Pedro Victor Zalán (PETROBRAS S/A)
Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann (CTG/UFPE)

Natal/RN, dezembro de 2002

***Ao meu Marido (simplesmente por tudo!!)
e aos meus Pais (por eu estar aqui!!)***

RESUMO

Esta tese contempla a caracterização sedimentológica/litoestratigráfica e estrutural das rochas sedimentares na porção continental NW da Bacia Potiguar, e que afloram em falésias no setor litorâneo compreendido entre as localidades de Lagoa do Mato e Icapuí, Ceará (NE do Brasil).

Os estudos sedimentológicos/estratigráficos das unidades mapeadas, em escala de afloramento, envolveram descrições faciológicas, levantamento de perfis com empilhamento vertical das diferentes camadas, e a construção de seções colunares caracterizando as relações laterais observadas. Ainda foram realizados estudos granulométricos e petrográficos, bem como a identificação das assembléias de minerais pesados.

O conjunto desses dados permitiu identificar dois grupos de litologias, representados por uma unidade carbonática, que ocorre de forma restrita na base das falésias, e três unidades siliciclásticas, que predominam lateral e verticalmente, nas falésias. As rochas carbonáticas, correlacionadas à Formação Jandaíra, do Cretáceo superior, são capeadas pelas rochas siliciclásticas da Formação Barreiras.

A Formação Barreiras ocorre em dois contextos estruturais distintos, sob a forma de estratos horizontalizados e não deformados, a situação mais usual, ou com camadas basculadas e afetadas por forte deformação. Foram individualizadas duas litofácies, dispostas verticalmente em contatos normais, ou por falhas. A denominada fácies inferior é composta por arenitos siltico-argilosos com estratificação cruzada de baixo ângulo; a fácies superior é caracterizada por arenitos médios a grossos, maciços, com intercalações conglomeráticas. No extremo NW da área ocorre uma segunda unidade, a Formação Tibau (arenitos médios a grossos com intercalações de argilitos), que está lateralmente interdigitada com a Formação Barreiras. Finalmente, no topo das unidades anteriores ocorrem sedimentos eólicos correlacionados à Formação Potengi. A discordância na base desta última unidade (a Formação Potengi) torna-se nítida quando os estratos sotopostos estão basculados e falhados (discordância angular). Para os demais casos, o contato é erosional (discordância estratigráfica).

Na área estudada, chamam atenção as feições estruturais identificadas na Formação Barreiras, que permitem caracterizar o campo de tensões neocenozóico, que gerou falhas e dobras e/ou reativou estruturas mais antigas na seção neocretácica (a paleógena, no setor *offshore* da bacia) subjacente.

As feições estruturais identificadas nas rochas da Formação Barreiras permitem distinguir duas situações distintas, caracterizadas por uma deformação principal distensional, entre as localidades de Ponta Grossa e Redonda, e um estilo contracional (sucedido por estruturas distensionais oblíquas), em Vila Nova. No primeiro caso, as feições observadas envolvem falhas

distensionais de direção N-S ($N\pm 20^\circ Az$), com mergulhos de alto a baixo ângulo. Em geral possuem arranjo em dominó ou geometria lítrica com estruturas *roll-over* associadas. Este padrão deformacional pode ser explicado por uma distensão E-W/WNW, contemporânea à deposição da fácies superior da Formação Barreiras, no intervalo Mioceno-Pleistoceno. A pronunciada rotação de blocos e falhas delimitantes, gerando falhas distensionais de baixo ângulo e, localmente, verticalização do acamamento, traduz a forte magnitude deste evento, com estimativas que variam de 40% até 200% de distensão. São freqüentes as zonas de descolamento paralelas ao acamamento, que permitem acomodar a intensa deformação observada. As superfícies de descolamento e boa parte das falhas exibem feições mesoscópicas análogas às de zonas de cisalhamento dúctil, com desenvolvimento de superfícies S-C, *shear bands*, clastos sigmoidais e outras, caracterizando no caso um regime de deformação hidroplástico.

As ocorrências localizadas do Calcário Jandaíra são condicionadas por falhas distensionais que exumam a seção pré-Barreiras, incluindo um evento precoce com distensão N-S. Finalmente, são observadas zonas de cisalhamento e falhas distensionais com direção WNW, tardias, explicadas por um evento compatível com o campo de tensões holocênico, neste setor da margem continental.

Na região de Vila Nova, próximo a Icapuí, observam-se dobras suaves afetando a fácies inferior da Formação Barreiras, com eixos mergulhando para SSW, planos incipientes de clivagem de dissolução e uma lineação de estiramento de alto *rake*, compondo um *fabric* S>L. A deposição dos siliciclásticos da fácies superior é controlada por estruturas de *graben pull-apart*, delimitados por falhas e zonas de cisalhamento sinistrais-normais, com direção N-NE, caracterizando uma inversão estrutural.

Os aspectos microestruturais são compatíveis com deformação tectônica em um contexto de soterramento raso do pacote sedimentar. As feições identificadas sugerem altas pressões de fluidos nos poros dos sedimentos, gerando microestruturas de caráter hidroplástico, indicativos da atuação do mecanismo de fluxo granular. Tais estruturas são superpostas por microfraturas e microfalhas (caráter mais frágil), o que denota a passagem para mecanismos de microfraturamento e deslizamento friccional, com a progressiva desidratação e litificação dos sedimentos.

A correlação das estruturas observadas em superfície com aquelas presentes em subsuperfície foi realizada a partir de dados geofísicos (*Ground Penetrating Radar*, sísmica e mapa magnético). Devem ser destacados os lineamentos E-W e NE, observados no mapa magnético e, nas seções sísmicas, os vários exemplos de estruturas em flor positiva, que afetam a base da seção neocretácea; em níveis superiores, também são discerníveis rejeitos/componentes normais, o que seria compatível com a inversão negativa caracterizada em superfície. Tais correlações auxiliaram na proposição de um modelo estrutural compatível com o arcabouço tectônico regional. A deformação neógena-pleistocênica, de grande magnitude, está necessariamente propagada em subsuperfície afetando, neste caso, a seção

neocretácea (formações Açu e Jandaíra), hospedeira dos reservatórios de hidrocarbonetos neste setor da Bacia Potiguar.

O modelo estrutural proposto foi relacionado à deformação transcorrente/transformante dextral da Margem Equatorial, associada com terminações em transpressão de zonas E-W, ou na interseção destas com zonas NE, a exemplo do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém (o LPGFB, controlado por uma zona de cisalhamento transcorrente, de idade brasileira). Numa primeira etapa (e possivelmente no Cretáceo superior e Paleógeno), este lineamento funcionou em regime transpressional sinistral (antitético à deformação dextral nas zonas E-W), e pode ter gerado as dobras na fácies inferior da Formação Barreiras, bem como as estruturas em flor positiva em subsuperfície. Este estágio foi sucedido (ou foi penecontemporâneo) pelas estruturas distensionais que sugerem uma etapa de movimentação transtraccional (também sinistral) associada a processos de vulcanismo (Macau, Messejana) e domeamento térmico, no intervalo Neógeno-Pleistoceno.

Este modelo estrutural tem implicações diretas nas atividades de exploração e de exploração de hidrocarbonetos neste setor da Bacia Potiguar e em sua extensão *offshore*. A estruturação dos reservatórios em subsuperfície (arenitos da Formação Açu, da sequência pós-rifte) pode estar condicionada (ou pelo menos, fortemente influenciada) pela geometria e cinemática da deformação, caracterizada em superfície. Em adição, o evento deformacional registrado na Formação Barreiras tem idade próxima à da janela de maturação e migração de óleo na bacia, estimada entre o Oligoceno e o Mioceno. Desta forma, o cenário estrutural descrito representa um modelo válido para entender as condições de transporte e aprisionamento de hidrocarbonetos, promovendo abertura de espaços, formação e destruição de trapas. Este modelo é potencialmente aplicável à região NW da Bacia Potiguar e a setores com contexto estrutural semelhante, ao longo da Margem Equatorial Atlântica brasileira.

ABSTRACT

This thesis deals with the sedimentological/stratigraphic and structural evolution of the sedimentary rocks that occur in the NW continental border of the Potiguar Basin. These rocks are well exposed along coastal cliffs between the localities of Lagoa do Mato and Icapuí, Ceará State (NE Brazil).

The sedimentological/stratigraphic study involved, at the outcrop scale, detailed facies descriptions, profile mapping of the vertical succession of different beds, and columnar sections displaying inferred lateral relationships. The approach was complemented by granulometric and petrographic analyses, including the characterization of heavy mineral assemblages.

The data set allowed to recognize two kinds of lithological units, a carbonate one of very restricted occurrence at the base of the cliffs, and three younger, distinct siliciclastic units, that predominate along the cliffs, in vertical and lateral extent. The carbonate rocks were correlated to the late Cretaceous Jandaíra Formation, which is covered by the siliciclastic Barreiras Formation.

The Barreiras Formation occurs in two distinct structural settings, the usual one with non-deformed, subhorizontal strata, or as tilted beds, affected by strong deformation. Two lithofacies were recognized, vertically arranged or in fault contacts. The lower facies is characterized by silty-argillaceous sandstones with low-angle cross bedding; the upper facies comprises medium to coarse grained sandstones, with conglomeratic layers. The Tibau Formation (medium to coarse-grained sandstones with argillite intercalations) occurs at the NW side of the studied area, laterally interlayered with the Barreiras Formation. Eolic sediments correlated to the Potengi Formation overly the former units, either displaying an angular unconformity, or simply an erosional contact (stratigraphic unconformity).

Outstanding structural features, identified in the Barreiras Formation, led to characterize a neocenoic stress field, which generated faults and folds and/or reactivated older structures in the subjacent late cretaceous (to paleogene, in the offshore basin) section.

The structures recognized in the Barreiras Formation comprise two distinct assemblages, namely a main extensional deformation between the localities of Ponta Grossa and Redonda, and a contractional style (succeeded by oblique extensional structures) at Vila Nova. In the first case, the structural assemblage is dominated by N-S ($N\pm 20^\circ Az$) steep to gently-dipping extensional faults, displaying a domino-style or listric geometry with associated roll-over structures. This deformation pattern is explained by an E-W/WNW extension, contemporaneous with deposition of the upper facies of the Barreiras Formation, during the time interval Miocene to Pleistocene. Strong rotation of blocks and faults generated low-angle distensional faults and, locally, subvertical bedding, allowing to estimate very high strain states, with extension estimates varying between 40% up to 200%. Numerous detachment zones, parallel to bedding, help to

acommodate this intense deformation. The detachment surfaces and a large number of faults display mesoscopic features analogous to the ones of ductile shear zones, with development of S-C fabrics, shear bands, sigmoidal clasts and others, pointing to a hydroplastic deformation regime in these cases.

Local occurrences of the Jandaíra limestone are controlled by extensional faults that exhume the pre-Barreiras section, including an earlier event with N-S extension. Finally, WNW-trending extensional shear zones and faults are compatible with the Holocene stress field along the present continental margin.

In the Vila Nova region, close to Icapuí, gentle normal folds with fold hinges shallowly plunging to SSW affect the lower facies of the Barreiras Formation, displaying an incipient dissolution cleavage associated with an extension lineation at high rake (a $S>L$ fabric). Deposition of the upper facies siliciclastics is controlled by pull-apart graben structures, bordered by N-NE-trending sinistral-normal shear zones and faults, characterizing an structural inversion.

Microstructures are compatible with tectonic deformation of the sedimentary pile, buried at shallow depths. The observed features point to high pore fluid pressures during deformation of the sediments, producing hydroplastic structures through mechanisms of granular flow. Such structures are overprinted by microfractures and microfaults (an essentially brittle regime), tracking the change to microfracturing and frictional shear mechanisms accompanying progressive dewatering and sediment lithification.

Correlation of the structures observed at the surface with those present at depth was tested through geophysical data (*Ground Penetrating Radar*, seismics and a magnetic map). E-W and NE-trending lineaments are observed in the magnetic map. The seismic sections display several examples of positive flower structures which affect the base of the cretaceous sediments; at higher stratigraphic levels, normal components/slips are compatible with the negative structural inversion characterized at the surface. Such correlations assisted in proposing a structural model compatible with the regional tectonic framework. The strong neogene-pleistocene deformation is necessarily propagated in the subsurface, affecting the late cretaceous section (Açu and Jandaíra formations), which host the hydrocarbon reservoirs in this portion of the Potiguar Basin.

The proposed structural model is related to the dextral transcurrent/transform deformation along the Equatorial Margin, associated with transpressive terminations of E-W fault zones, or at their intersections with NE-trending lineaments, such as the Ponta Grossa-Fazenda Belém one (the LPGFB, itself controlled by a Brasiliano-age strike-slip shear zone). In a first step (and possibly during the late Cretaceous to Paleogene), this lineament was activated under a sinistral transpressional regime (antithetic to the main dextral deformation in the E-W zones), giving way to the folds in the lower facies of the Barreiras Formation, as well as the positive flower structures mapped through the seismic sections, at depth. This stage was succeeded (or was penecontemporaneous) by the extensional structures related to a (also sinistral) transtensional

movement stage, associated to volcanism (Macau, Messejana) and thermal doming processes during the Neogene-Pleistocene time interval.

This structural model has direct implications to hydrocarbon exploration and exploitation activities at this sector of the Potiguar Basin and its offshore continuation. The structure of the reservoirs at depth (Açu Formation sandstones of the post-rift section) may be controlled (or at least, strongly influenced) by the deformation geometry and kinematics characterized at the surface. In addition, the deformation event recognized in the Barreiras Formation has an age close to the one postulated for the oil maturation and migration in the basin, between the Oligocene to the Miocene. In this way, the described structural cenário represents a valid model to understand the conditions of hydrocarbon transport and accumulation through space openings, trap formation and destruction. This model is potentially applicable to the NW region of the Potiguar Basin and other sectors with a similar structural setting, along the Brazilian Equatorial Atlantic Margin.

AGRADECIMENTOS

Esta parte da tese de doutorado (bem como de qualquer trabalho) é extremamente importante e ao mesmo tempo delicada. Entretanto, na maioria das vezes, fica para ser escrita no final do trabalho, onde o *stress* já está altamente acelerado e aí, o risco de ser injusto aumenta consideravelmente. Portanto peço desculpas aos que não estiverem aqui mencionados.

Gostaria de agradecer àquele que está acima de todas as coisas e criaturas, à Deus na pessoa da santíssima trindade (Pai, Filho e Espírito Santo). OBRIGADA pela força, coragem e conforto que encontro em vós para enfrentar todas as situações/provações na minha vida, neste momento especificamente coloco a Tese de Doutorado.

À minha família: Maria do Carmo (minha mãe) e Nunes (meu pai) um especial OBRIGADA pela confiança que sempre depositaram em mim e pelo amor, carinho, força e paciência dispensados durante toda minha vida. Às minhas irmãs Darlene e Daisy principalmente por suportarem os meus momentos de *stress*, que não foram poucos, OBRIGADA. Aos meus avós que mesmo a distância estão sempre me incentivando no trabalho, meu muito OBRIGADA (adoro vocês!).

Neste momento, quero agradecer a uma pessoal muito especial que há 10 anos faz parte da minha vida. Durante este tempo, você sempre esteve ao meu lado me dando amor, carinho e profissionalmente me ajudando nos momentos mais difíceis; entendendo e suportando todos os aperreios (como você também é geólogo!). Agradeço à Deus, primeiro por você existir e por você fazer parte da minha vida. Marcos Antonio Leite do Nascimento (meu marido), o meu mais sincero OBRIGADA. Te amo demais!!!!

Ao meu orientador, Prof. Dr. Emanuel Ferraz Jardim de Sá, pela confiança depositada em mim e pela orientação durante esta tese. Quero externar aqui a honra de tê-lo como orientador e mais, por fazer parte desta equipe de filhos, cientificamente falando. OBRIGADA pelas discussões, incentivos e orientações realizadas na hora certa, normalmente indicando a melhor maneira para resolver os problemas técnicos que certamente aparecem quando você está fazendo uma tese. Também as broncas, que fazem parte da orientação e que muitas vezes são necessárias para o nosso crescimento científico.

À minha co-orientadora, Profa. Dra. Helenice Vital, por toda a orientação durante os trabalhos de campo e escritório, OBRIGADA pela co-orientação e pela amizade conquistada. Como os bolsistas costumam te chamar: mainha! Fico muito orgulhosa em fazer parte deste time de filha. Sei que além do laboratório de geologia, posso contar com você como amiga. Meu muito OBRIGADA!

Ao Prof. Dr. Walter Eugênio de Medeiros pela contribuição na parte de geofísica, em especial no método de GPR, tanto em campo como no escritório. OBRIGADA! Gostaria de incluir aqui os meus agradecimentos a Pedro Xavier, por toda a parte de processamento dos

dados de GPR, bem como a Carlos César, Jesimael, Josibel e Peryclys, pela participação durante as etapas de aquisição dos dados.

Ao Prof. Dr. Renato Marcos Darros de Matos pela colaboração durante todo o trabalho, pelas discussões e sugestões referentes aos dados estruturais e sísmicos. Muito Obrigada!

Ao Prof. Dr. Fernando César Alves da Silva e aos técnicos da PETROBRAS (Francisco Fortes Lima Neto, Odilon Keller Filho), meu muito obrigada pelo apoio durante o trabalho.

Ao Prof. Dr. Francisco Pinheiro Lima Filho pela colaboração durante os trabalhos de campo, em especial no levantamento das seções colunares. Vale ressaltar também a descida de *rapel*, que foi necessária em alguns pontos. Nesta equipe, também estendo os meus agradecimentos a Joaquim das Virgens, pelo empréstimo do material e acompanhamento durante o *rapel*.

A Profa. Dra. Valéria Centurion Córdoba pelas valiosas sugestões referentes ao capítulo de litoestratigrafia. De coração OBRIGADA! Aproveito a oportunidade para agradecer vários momentos de discussões sobre assuntos técnicos que tivemos até aqui; bem como a nossa amizade.

Gostaria de estender os meus agradecimentos aos órgãos que financiaram minha pesquisa (Agencia Nacional do Petróleo –ANP, Programa de Recursos Humanos da ANP – PRH-22, FINEP/CTPETRO no âmbito do projeto: “Caracterização geomecânica de reservatórios heterogêneos para aumento do fator de recuperação através da perfuração de poços multilaterais” e a PETROBRAS UN RN/CE), como também a CAPES (Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) e ANP pela concessão da minha bolsa. Ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica - PPGG por todo apoio logístico (despesas de campo, transporte/combustível, etc.) e ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte pela confecção das seções delgadas, utilização de laboratórios e da biblioteca.

Aos meus amigos de turma: Ana Catarina Coriolano (irmã científica), Mário Neto de Araújo, Vladimir de Medeiros (irmão científico) e Zuleide Lima, de coração OBRIGADA por tudo e principalmente pela amizade. Aos demais irmãos (ãs) científicos (as): Liliane Rabelo, Maria da Guia, Patrícia Rose, Camilla Almeida e Alex Antunes; OBRIGADA pela convivência e amizade. Na lista dos amigos, que ainda não foram citados, gostaria de agradecer a: Venerando Amaro, Maria Helena Hollanda, Luciano Caldas, Rosilene Menezes, Nilda Araújo (secretária do PPGG), Werner Tabosa, Ingrid Guedes, Cristina Domingueti, Soraia Maria, Alessandra Lacerda, Maria Helena Macedo, Zorano Souza, Antonio Galindo e Fernando Lins.

Após o final deste agradecimento, quero deixar a observação de que muitas foram as palavras de OBRIGADA usadas neste texto, que deixei em letras maiúsculas para ressaltar a importância de todos que aqui foram mencionados.

SUMÁRIO

Resumo.....	i
Abstract.....	iv
Agradecimentos.....	vii
 CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO.....	 01
1.1 - Apresentação.....	01
1.2 - Justificativa do tema.....	01
1.3 - Localização da Área e Vias de Acesso.....	02
1.4 - Objetivos.....	03
1.5 – Métodos de Trabalho.....	04
 CAPÍTULO II - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	 07
2.1 - Introdução.....	07
2.2 - Arcabouço Estrutural.....	08
2.3 - Evolução Tectono-Sedimentar.....	09
2.4 - Estratigrafia.....	14
2.5 - Magmatismo Meso-Cenozóico.....	16
 CAPÍTULO III - A FORMAÇÃO BARREIRAS.....	 19
3.1 - Introdução.....	19
3.2 - Definição do Termo “Barreiras”.....	19
3.3 - Sistemas Depositionais.....	23
3.4 - Considerações Sobre a Idade da Formação Barreiras.....	26
3.5 – Deformação Neotectônica.....	28
 CAPÍTULO IV – PROPOSTA LITOESTRATIGRÁFICA E CARACTERIZAÇÃO LITOFACIOLÓGICA. 33	
4.1 - Introdução.....	33
4.2 - Arcabouço Geológico da Área e Proposta de Correlações Litoestratigráficas.....	33
4.3 - Faciologia e Sistemas Depositionais das Unidades Carbonática e Siliciclásticas.....	37

4.3.1- Introdução.....	37
4.3.2 – Fácies da Unidade Carbonática.....	38
4.3.2.1- <i>Packstones</i> a <i>Wackestones</i> Bioclásticos com Bioturbações – J P/W <i>bio</i> (B).....	39
4.3.2.2- <i>Wackestones</i> Bioclásticos Maciços – J W <i>bio</i> (M).....	41
4.3.3 – Fácies das Unidades Siliciclásticas.....	41
4.3.3.1 – Fácies da Formação Barreiras.....	42
4.3.3.2 – Fácies da Formação Tibau.....	46
4.3.3.3 – Fácies da Formação Potengi.....	51
4.4 - Discussões e Considerações.....	54

CAPÍTULO V – A DEFORMAÇÃO NA FORMAÇÃO BARREIRAS E O

CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL.....	59
5.1 – Introdução.....	59
5.2 - A Deformação Frágil no Nordeste do Brasil.....	60
5.2.1 – Introdução.....	60
5.2.2 - A Deformação Tardi-Brasiliiana.....	61
5.2.3 - A Deformação no Cretáceo Inferior.....	62
5.2.4 - A Deformação no Cretáceo Superior/Paleógeno.....	62
5.2.5 - A Deformação no Neógeno/Pleistoceno.....	62
5.2.6 – A Deformação no Holoceno.....	64
5.3 – Distribuição Regional das Estruturas na Região de Icapuí - CE.....	64
5.3.1 – Estruturas na Faixa Litorânea.....	64
5.3.2 – Estruturas no Interior do Continente.....	68
5.4 – Estilos Estruturais em Macro-Escala.....	70
5.4.1 – Introdução.....	70
5.4.2 – A Deformação Distensional em Ponta Grossa.....	71
5.4.3 – A Deformação Contracional em Vila Nova.....	84
5.5 – Estilos Estruturais em Meso-Escala.....	91
5.5.1 – Introdução	91
5.5.2 – As Estruturas Distensionais entre Ponta Grossa e Redonda.....	92
5.5.3 – As Estruturas Contracionais e Transcorrências Oblíquas em Vila Nova.....	113
5.6 – Relações Cronológicas e com Eventos Depositionais.....	119
5.7 - Feições Microestruturais na Formação Barreiras.....	124
5.7.1 – Introdução.....	124
5.7.2 – Mecanismos de Deformação em Baixa Temperatura.....	124
5.7.3 – Microestruturas Deformacionais Identificadas na Formação Barreiras.....	126

5.8 – Arcabouço Regional, Discussão de Modelos e Exercício de Quantificação.....	130
--	-----

CAPÍTULO VI – DADOS GEOFÍSICOS, MODELO PROPOSTO E IMPLICAÇÕES PARA A ESTRUTURAÇÃO, A EXPLORAÇÃO E A EXPLOTAÇÃO DE PETRÓLEO NA BORDA OCIDENTAL DA BACIA POTIGUAR (NE DO CEARÁ).....	138
---	------------

6.1 – Introdução.....	138
6.2 – <i>Ground Penetrating Radar</i> (GPR).....	139
6.2.1 – Introdução.....	139
6.2.2 – Seções de GPR na Localidade de Ponta Grossa.....	141
6.2.2.1 – Antena de 40 MHz.....	141
6.2.2.2 – Antena de 200 MHz.....	142
6.3 – Sísmica.....	145
6.3.1 – Introdução.....	145
6.3.2 – Interpretação das Seções Sísmicas.....	146
6.4 – Dados Magnéticos.....	153
6.5 – Modelo Estrutural e Evolução Tectônica na Borda Ocidental da Bacia Potiguar...	153
6.6 – Implicações para a Exploração e a Exploração de Petróleo na Borda Ocidental da Bacia Potiguar.....	163

CAPÍTULO VII – DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÃO FINAIS.....	171
---	------------

CAPÍTULO VIII – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	175
--	------------

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

Fig. 1.1 - Mapa de localização e principais vias de acesso da área estudada. Para complemento ver também a figura 2.1	03
---	----

CAPÍTULO II - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Fig. 2.1 - Mapa simplificado da Bacia Potiguar (Farias <i>et al.</i> 1990)	07
Fig. 2.2 - Mapa do arcabouço tectônico da Bacia Potiguar (Cremonini <i>et al.</i> 1996)	08
Fig. 2.3 - Evolução da separação dos continentes Sul-Americano e Africano, proposta por Françolin & Szatmari (1987)	10
Fig. 2.4 - Esquema mostrando a evolução tectono-sedimentar das bacias do Nordeste do Brasil (Matos 1992)	12
Fig. 2.5 - Distribuição da deformação na Margem Equatorial Atlântica durante o Albiano (modificado de Matos 2000)	13
Fig. 2.6 - Carta estratigráfica da Bacia Potiguar (Araújo & Feijó 1994; Pessoa Neto 1999)	17

CAPÍTULO III - A FORMAÇÃO BARREIRAS

Fig. 3.1 - Mapa faciológico para a Formação Barreiras entre Recife (PE) e Natal (RN) proposto por Alheiros & Lima Filho (1991)	24
Fig. 3.2 - Desenho esquemático de seções colunares da Formação Barreiras, ilustrando o empilhamento das fácies que caracterizam esta unidade (Alheiros & Lima Filho 1991). (a) Fácies de leques aluviais; (b) Fácies fluvial entrelaçado e (c) Fácies flúvio-lagunar	26

CAPÍTULO IV - PROPOSTA LITOESTRATIGRÁFICA E CARACTERIZAÇÃO LITOFACIOLÓGICA

Fig. 4.1 - Mapa geológico da área estudada, modificado de Fortes (1987)	34
Fig. 4.2 – Esquema ilustrativo do cenário de ocorrência das unidades carbonática e siliciclásticas que ocorrem ao longo das falésias costeiras, com suas respectivas propostas de correlações litoestratigráficas	35
Fig. 4.3 – Fluxograma ilustrando a caracterização das unidades carbonática e siliciclásticas, e as respectivas fácies. Formação Jandaíra: J P/W bio (B) - packstones a wackestones bioclásticos com bioturbações e J W bio (M) – wackestones bioclásticos maciços. Formação Barreiras: B Arn m/g (M/GN) - arenito médio a grosso maciço e com gradação normal e B Arn s/a (Xba) - arenito siltico-argiloso com estratificação cruzada de baixo ângulo. Formação Tibau: T Arn m/g (Xt) – arenito médio a grosso com estratificação cruzada tabular tangencial na base,	

T Arn m (M) - arenito médio maciço e T Arn f (Pp) - arenito fino com estratificação plano-paralela. Formação Potengi com a fácies P Arn m/g (Xt) – arenito médio a grosso com estratificação cruzada tabular tangencial na base.....	38
Fig. 4.4 – Seção colunar a sudoeste de Ponta Grossa, mostrando o empilhamento Vertical das fácies para as formações Jandaíra, Barreiras e Potengi.....	40
Fig. 4.5 - Fácies J P/W bio (B) - <i>Packstone</i> com algas verdes (AV) e equinodermas (E), dispersos em uma matriz micrítica. Nicóis paralelos.....	41
Fig. 4.6 - Fácies J P/W bio (B) - <i>Packstone</i> com gastrópoda (G) e bivalvíos (B), dispersos em uma matriz micrítica. Nicóis paralelos.....	41
Fig. 4.7 - Fácies J W bio (M) - <i>Wackestone</i> com espinhos de equinodermas (E) e grãos de quartzo (Qz), dispersos em uma matriz micrítica. Nicóis paralelos.....	42
Fig. 4.8 – Fácies J W bio (M) - <i>Wackestone</i> com fragmento de molusco (M) dispersos em uma matriz micrítica. Também se observam fraturas (F). Nicóis paralelos.....	42
Fig. 4.9 – Seção colunar em Ponta da Peroba, mostrando o empilhamento vertical das fácies para as formações Barreiras e Potengi.....	43
Fig. 4.10 – Seção colunar na localidade de Ponta Grossa, mostrando o empilhamento vertical das fácies para as formações Barreiras e Potengi.....	45
Fig. 4.11 - Gráfico de barras ilustrando a porcentagem dos minerais pesados transparentes para a Formação Barreiras.....	46
Fig. 4.12 - Nível de argila (Arg.) com espessura centimétrica, encontrado na fácies T Arn m (M) da Formação Tibau, na localidade de Lagoa do Mato/CE.....	47
Fig. 4.13 – Seção colunar na região de Lagoa do Mato, mostrando o empilhamento das fácies que compõem a Formação Tibau.....	48
Fig. 4.14 – Mudança lateral de fácies entre as formações Barreiras e Tibau, evidenciada na localidade Sítio Retirinho.....	49
Fig. 4.15 – Seção colunar na região de Tibau, caracterizando as fácies na seção tipo da formação homônima. Notar na foto a presença de uma dobra originada por fluidização.....	50
Fig. 4.16 - Gráfico de barras ilustrando a porcentagem dos minerais pesados transparentes para a Formação Tibau no Ceará e Rio Grande do Norte.....	51
Fig. 4.17 – Seção colunar na localidade de Barreiras, mostrando o empilhamento da fácies para a Formação Potengi.....	52
Fig. 4.18 – Discordância estrutural evidenciada entre as formações Barreiras e Potengi, em afloramento vizinho ao Povoado de Ponta Grossa.....	53
Fig. 4.19 – Gráfico de barras ilustrando a porcentagem dos minerais pesados transparentes para a Formação Potengi.....	54
Fig. 4.20 – Distribuição lateral das fácies da Formação Barreiras entre as localidades	

de Ponta Grossa e Lagoa do Mato, ilustrando o possível controle tectônico-erosional na omissão da fácies inferior, no povoado de Ponta Grossa (a). Em direção a oeste, a fácies inferior volta a aparecer, restritamente, na sede da Fazenda Retiro Grande (b)..... 58

CAPÍTULO V – A DEFORMAÇÃO NA FORMAÇÃO BARREIRAS E O CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL

- Fig. 5.1 – Cinemática dos principais episódios de deformação e estruturas frágeis fanerozóicas na Faixa Seridó e domínios costeiros adjacentes (Província Borborema, Nordeste do Brasil). (A) Final do Neoproterozóico ao Cambro-Ordoviciano, durante a exumação da cadeia colisional/transpressiva brasileira; (B) À esquerda (i), rifteamento no Cretáceo inferior (Neocomiano), sucedido (conforme ilustrado à direita) pela (ii) evolução transformante ao longo da margem equatorial, a partir do Barremiano-Aptiano; (C) Domeamento intraplaca durante o Neógeno-Pleistoceno, com distensão geral no plano horizontal, cujos efeitos são superimpostos (e eventualmente dominantes) sobre outros regimes contemporâneos; (D) Tectônica holocênica; compressão E-W através da Placa Sul-Americana, provavelmente ativa desde o final do Cretáceo; na margem equatorial, o regime B (ii) também condiciona a deformação desde o final do Cretáceo. Reproduzido de Jardim de Sá *et al.* (2003, submetido)..... 61
- Fig. 5.2 – Imagem Landsat e mapa geológico com a localização dos setores estudados no litoral e interior do continente, entre as localidades de Ponta Grossa e Icapuí, incluindo os principais *trends* e o Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém (LPGFB). Imagem de satélite com composição RGB 532..... 65
- Fig. 5.3 – Formações Tibau e Potengi na localidade de Lagoa do Mato, ilustrando os estratos horizontalizados..... 67
- Fig. 5.4 – Juntas N-S preenchidas por dique neptuniano, constituído por arenitos conglomeráticos, na localidade de Retiro Grande..... 67
- Fig. 5.5 – Na localidade a oeste de Ponta Grossa são observadas as primeiras estruturas *roll-over* associadas às falhas distensionais. O *inset* localiza a figura 5.33..... 67
- Fig. 5.6 – Visão geral do Serrote dos Porcos (lado direito da foto) e da Serra Dantas (lado esquerdo da foto), alinhados na direção SW-NE..... 69
- Fig. 5.7 – Alguns modelos e feições de altos do embasamento, eventualmente aplicáveis à região do LPGFB. Sedimentos sintectônicos estão representados com tonalidade verde mais forte. (A) Alto topográfico/paleogeomórfico; notar *onlap* e conglomerados basais; em (B, C), *horst* (com componente de movimento direcional, em C) com sedimentos sintectônicos e disposição variável

(dos mergulhos) das camadas (em C, com <i>roll-over</i>); (D) Estrutura tipo <i>pop-up</i> ou flor positiva, novamente com sedimentos sintectônicos. O efeito tectônico poderia se superpor em altos paleogeomórficos. No caso, os sedimentos correspondem à Formação Açu (em verde) e à Formação Jandaíra (em azul, sobreposta).....	70
Fig. 5.8 – Mapa de localização do levantamento estrutural nas localidades de Ponta Grossa e Vila Nova, indicando as seções levantadas.....	72
Fig. 5.9 – Seção geológico-estrutural A, na localidade de Ponta Grossa. Os estereogramas mostram os planos do acamamento e falhas, bem como <i>slickenlines</i> . As legendas são comuns a todos os cortes e diagramas associados. A formalização dos eventos é discutida adiante. Ver item 5.6 para caracterização dos níveis de intemperismo. Notar <i>insets</i> de localização de outras figuras no texto.....	74
Fig. 5.10 – História evolutiva proposta para as feições estruturais da Seção A na localidade de Ponta Grossa. Nesta seção, δ_1 e δ_2 são estruturas da fase D ₂ . Por simplicidade, as estruturas da fase D ₃ não foram representadas.....	76
Fig. 5.11 – Seção geológico-estrutural B na localidade de Ponta Grossa. Os estereogramas mostram os planos do acamamento, falhas, descolamento e <i>slickenlines</i> . As legendas são comuns a todos os cortes e diagramas associados. A formalização dos eventos é discutida adiante. Ver item 5.6 para caracterização dos níveis de intemperismo. Notar <i>insets</i> de localização de outras figuras no texto.....	77
Fig. 5.12 – História evolutiva para as feições estruturais da Seção B. O bloco diagrama (v) ilustra as diferentes direções de transporte associadas a D ₁ e D ₂ . Na seção, δ_1 é uma estrutura da fase D ₁ ; δ_2 e F ₃ são estruturas da fase D ₂ ; ambas não são necessariamente correlatas a descolamentos identificados em outras figuras.....	79
Fig. 5.13 – Zona de descolamento e basculamento (rotação) de camadas e falhas entre as seções B e C, marcos 1100 a 1220 m. (A) Visão geral da falésia, observando-se uma espessura importante da fácies superior da Formação Barreiras (em cor amarelo ocre), cujo contato basal é marcado por um descolamento com transporte do topo para NW; o descolamento, por sua vez, é basculado para SSW, junto com o acamamento (detalhes B e C). Na extremidade leste do trecho ilustrado (D, com detalhe E), a zona de descolamento exhibe estruturas S-C-C' marcando o transporte para NW (o cabo do martelo aponta para norte). Ainda em D, notar blocos de calcário dispersos na encosta da falésia. Observar os <i>insets</i> de localização de outras figuras no texto.....	81

Fig. 5.14 – Seção geológico-estrutural C, na localidade de Ponta Grossa. O estereograma mostra os planos do acamamento, falhas, descolamento e <i>slickenlines</i> . As legendas são comuns a todos os cortes e diagramas associados. A formalização dos eventos é discutida adiante. Ver item 5.6 para a caracterização dos níveis de intemperismo. Notar os <i>insets</i> de localização de outras figuras no texto.....	82
Fig. 5.15 – História evolutiva para as feições estruturais da Seção C, na localidade de Ponta Grossa. Nesta seção, as estruturas δ_1 , δ_2 e a falha normal pertencem à fase D ₂	84
Fig. 5.16 – Seção geológico-estrutural D, na localidade de Vila Nova. O estereograma mostra os planos do acamamento, falhas, zonas de cisalhamento, <i>slickenlines</i> , bem como o eixo do dobramento determinado. As legendas são comuns a todos os cortes e diagramas associados. A formalização dos eventos é discutida adiante. Ver item 5.6 para a caracterização dos níveis de intemperismo.....	85
Fig. 5.17 – História evolutiva proposta para as feições estruturais identificadas na Seção D, na localidade de Vila Nova. A Seção D corresponde ao setor centro-esquerdo da figura.....	87
Fig. 5.18 – Seção geológico-estrutural E, na localidade de Vila Nova. Os estereogramas mostram os planos do acamamento, falhas, zonas de cisalhamento e <i>slickenlines</i> . A zona de cisalhamento no setor NW está interceptada obliquamente pela seção. As legendas são comuns a todos os cortes e diagramas associados. A formalização dos eventos é discutida adiante. Ver item 5.6 para a caracterização dos níveis de intemperismo. Notar o <i>inset</i> de localização de outras figuras no texto.....	88
Fig. 5.19 – História evolutiva proposta para as feições estruturais identificadas na Seção E, na localidade de Vila Nova.....	89
Fig. 5.20 – Seção geológico-estrutural F, na localidade de Vila Nova. Os estereogramas mostram os planos do acamamento, clivagem de dissolução, falhas e <i>slickenlines</i> . As legendas são comuns a todos os cortes e diagramas associados. A formalização dos eventos é discutida adiante. Ver item 5.6 para a caracterização dos níveis de intemperismo. Notar os <i>insets</i> de localização de outras figuras no texto. A figura 5.51 está exagerada em área.....	90
Fig. 5.21 – Falhas planares pós-sedimentares com arranjo em dominó, na localidade de Ponta Grossa. Ver localização na figura 5.9C.....	93
Fig. 5.22 – Falhas de baixo ângulo, com o acamamento fortemente basculado, na localidade de Ponta Grossa. Ver localização na figura 5.14.....	93
Fig. 5.23 – Juntas de distensão verticalizadas preenchidas por quartzo, associadas	

às zonas de descolamento. Ver localização na figura 5.14.....	94
Fig. 5.24 – Detalhe da figura 5.21, ilustrando <i>slickenlines</i> de alto <i>rake</i> ao longo dos planos das falhas. Ver figura 5.21 para falhas similares, adjacentes.....	94
Fig. 5.25 – <i>Slickenlines</i> associados a falha de baixo ângulo, na Seção C, localidade de Ponta Grossa. Ver figura 5.22 para visualizar falhas similares, adjacentes.	94
Fig. 5.26 – (A) Falha distensional com estilo hidroplástico. Notar <i>boudins</i> sigmoidais indicando movimento <i>down-dip</i> . (B, C) Detalhes ilustrando superfícies S-C e clastos sigmoidais. Ver localização na figura 5.14.....	95
Fig. 5.27 – (A) Descolamento distensional desenvolvendo zona de “milonitos” hidroplásticos com espessura métrica. (B) Detalhe ilustrando superfícies S-C-C'. Ver localização na figura 5.14.....	96
Fig. 5.28 – Estruturas S-C em falha normal de alto ângulo, antitética. Ver localização na figura 5.11B.....	97
Fig. 5.29 – Estruturas S-C no prolongamento para ESE da zona de descolamento, ilustrada na figura 5.11A.....	97
Fig. 5.30 – (A) Falha normal delimitando pequeno <i>graben</i> preenchido pela fácies superior da Formação Barreiras, com localização marcada na figura 5.11. (B, C) Detalhes com superfícies S-C-C'	98
Fig. 5.31 – Zona de descolamento, identificada na Formação Barreiras, com sigmoides em níveis argilosos, indicando transporte tectônico para WNW. Falésia próxima ao povoado de Redonda.....	100
Fig. 5.32 – Detalhe na zona de descolamento que acompanha a base da fácies superior da Formação Barreiras na figura 5.13B. A fina laminação confere à rocha aparência de um folhelho. Notar clastos tectônicos e minidobras, com transporte para NW.....	100
Fig. 5.33 – <i>Fabric L>S</i> evidenciado pela orientação e forma das concreções ferruginosas, associado a uma falha distensional próximo a Ponta Grossa. Ver localização na figura 5.5.....	100
Fig. 5.34 – Zona de descolamento (zona escura na parte inferior da foto) a oeste da Seção B (Figura 5.11). Notar laminação e <i>boudinage</i> das camadas Paralelizadas aos planos S.....	101
Fig. 5.35 – <i>Boudinage</i> penetrativa dos níveis areno-conglomeráticos e o movimento <i>down-dip</i> de uma zona de descolamento (inclinada para oeste). A rocha adquire o aspecto de <i>mélange</i> , com blocos isolados. Localização a oeste da Seção B (Figura 5.11).....	101
Fig. 5.36 – Detalhe da zona de descolamento ilustrada na figura 5.11A. Movimento <i>down-dip</i> indicado por sigmoides e minidobras não rotacionadas.....	102
Fig. 5.37 – Clastos tectônicos rotacionados, indicando movimento <i>down-dip</i> em	

zona de descolamento ilustrada na figura 5.11B.....	102
Fig. 5.38 – Acamamento dobrado e boudinado ao longo do descolamento ilustrado na figura 5.11B. As dobras são recumbentes e muito apertadas, com charneira subparalela à direção de movimento, consistente com alto <i>strain</i> hidroplástico.....	103
Fig. 5.39 – Zona de cisalhamento distensional tardia (D_3) com rejeito métrico, deslocando nível de conglomerado lateritizado. Os detalhes ilustram planos S, C e C' (<i>shear bands</i>). Notar o <i>fabric</i> LS (ou L>S) acentuado nas concreções ferruginosas. Ver localização na figura 5.9A. Uma estrutura análoga também ocorre mais afastado do plano de cisalhamento (Figura 5.40; comparar com a figura 5.33).....	104
Fig. 5.40 – Falhas distensionais tardias, semi-frágeis, afetando <i>fabric</i> L>S prévio, impresso em concreções ferruginosas. Detalhe localizado na figura 5.39..	105
Fig. 5.41 – Detalhe de estruturas no teto de uma zona de descolamento distensional. (A) Reconstrução da estrutura em trecho da falésia. (B) Detalhes nos sítios localizados em (A). Notar superfícies S-C-C' (a, d, e, f) e planos C-C' rotacionados e com aspecto de crenulação (b, c); a zona de descolamento é ondulada (a). (C) Evolução progressiva da estrutura. Discussão no texto. Trecho localizado a oeste da Seção B, entre o marco 800m.....	107
Fig. 5.42 – Forte basculamento do acamamento da fácies inferior, e espessamento das camadas da fácies superior da Formação Barreiras próximo ao povoado de Ponta Grossa. Ver também a figura 5.9A.....	108
Fig. 5.43 – Paineis e detalhes ilustrando deformação distensional de grande magnitude, a leste de Ponta Grossa (leste da Seção A). (A) Vista geral entre os marcos 450 a 560m. O acamamento da Formação Barreiras mergulha forte para oeste e é seccionado por falhas de alto ângulo; a fácies superior da Formação Barreiras ocorre na parte WNW do corte. (B, C) Detalhe e esboço esquemático de trecho em que ocorrem falhas precoces (Fp), fortemente rotacionadas (detalhes b, c) e localmente simulando movimento inverso (d). Em (c), falhas normais tardias (Ft), de ângulo mais forte, dão falsa idéia de movimento inverso precoce. Os detalhes em (b) e (c) ilustram falhas antitéticas antigas, rotacionadas e subhorizontalizadas. Em (d), a rotação de falhas sintéticas origina um pseudo-rejeito inverso. Fp = falha precoce, Ft = falha tardia.....	109
Fig. 5.44 – Falha oblíqua com desenvolvimento de cataclasito fino, bem cimentado, em arenitos da Formação Barreiras próximo ao povoado de Ponta Grossa.....	110
Fig. 5.45 – (A) Falha normal precoce (evento D_1), E-W, afetando o calcário da	

Formação Jandaíra, fortemente basculado; (B) Detalhe do plano de falha, com desenvolvimento de <i>slickenfibers</i> no calcário. Ver localização na figura 5.11.....	111
Fig. 5.46 – Falha E-W/WNW de alto ângulo, com componente normal, justapondo as fácies superior (lado NE) e inferior (SW) da Formação Barreiras, a leste de Redonda. No detalhe (B), falhas normais e fraturas de alto ângulo (juntas de distensão); estas últimas são reativadas por cisalhamento normal na progressão da deformação, quando as mesmas adquirem um ângulo mais baixo.....	112
Fig. 5.47 – (A) Falha de baixo ângulo interpretada como “inversa aparente” (movimento deduzido das juntas T), em função da forte rotação anti-horária do acamamento (70° no local); (B) Detalhe da geometria de cavalos; (C) Modelo evolutivo, no qual uma falha sintética precoce (evento D ₁ , i) adquire movimento inverso aparente (ii e iii); o basculamento das camadas fez aflorar o calcário da Formação Jandaíra na atual faixa de praia. Ver localização na figura 5.13D.....	112
Fig. 5.48 – Clivagem desenvolvida no plano axial da dobra na Formação Barreiras, localidade de Vila Nova. Ver localização na figura 5.20B.....	114
Fig. 5.49 – Lineação de “estiramento” evidenciada em agregados ferruginosos, contida no plano de clivagem das dobras na localidade de Vila Nova (ver figuras 5.48 e 5.20 para situação). O cabo do martelo aponta para norte..	114
Fig. 5.50 – Clivagem no plano axial da dobra na Formação Barreiras, localidade de Vila Nova. Ver localização na figura 5.20B.....	115
Fig. 5.51 – <i>Fabric</i> de forma em grãos de quartzo no arenito da Formação Barreiras. Notar o traço da linha horizontal. Ver localização na figura 5.20A.....	115
Fig. 5.52 – Contato de falha (oblíqua) entre a fácies superior da Formação Barreiras (à esquerda) e a fácies inferior (à direita). (B) Detalhe de <i>fabric</i> L (ou L>>S) relacionado a uma etapa precoce da deformação transtraccional (D _{2d}). Falésias de Vila Nova entre as seções E e F.....	116
Fig. 5.53 – (A) Contato de falha entre as fácies superior (à direita) e inferior (à esquerda) da Formação Barreiras. (B) Detalhe em planta de estrutura S-C indicando componente de movimento sinistral.....	117
Fig. 5.54 – Corte/bloco diagrama esquemático ilustrando as estruturas nas falésias de Vila Nova, próximo a Icapuí. As dobras na fácies inferior da Formação Barreiras definem a deformação contraccional D _{2c} , associada a um regime transpressional. A fácies superior da Formação Barreiras está preservada principalmente em estruturas do tipo <i>pull-apart</i> , do evento D _{2d} . Ver discussão	

no texto. O prolongamento das estruturas no interior do continente é inferido, tendo em vista a cobertura de dunas e da Formação Potengi. O corte é simplificado, por razões de escala.....	118
Fig. 5.55 – (A) Falha oblíqua, perpendicular ao corte, gerando abertura de espaços em sítios <i>pull-apart</i> , preenchidos por conglomerados da fácies superior da Formação Barreiras; os depósitos iniciais apresentam um <i>fabric</i> desenvolvido em torno dos clastos. (B) Detalhe do contato entre um cavalo de arenitos argilosos (fácies inferior muito deformada) com conglomerados sintectônicos.....	121
Fig. 5.56 – Nível de intemperismo 1, preenchendo plano de falha normal D _{2d} , na localidade de Ponta Grossa, (ver localização na figura 5.9B, Seção A).....	123
Fig. 5.57 – Nível de intemperismo 1 preenchendo plano de falha D _{2d} na localidade de Vila Nova. Ver figura 5.20 para localização.....	123
Fig. 5.58 – Aspectos microscópicos do enxame de falhas distensionais em estilo dominó, próximo à vila de Ponta Grossa; em escala meso-macro (Figura 5.9C), as falhas têm aspecto caracteristicamente descontínuo, feição que pode se modificar em menor escala (A, B), onde as falhas se anastomosam e defletem o acamamento de um siltito. Notar os agregados elipsoidais (removidos na preparação da lâmina) paralelos a S ₀ , bem como um veio oblíquo, dobrado, coerente com o movimento da falha. (C, D) Detalhe dos níveis deslocados, sendo que o rejeito é arrefecido na parte inferior do detalhe. (E, F) Pequeno <i>graben</i> definido. Nicóis paralelos.....	128
Fig. 5.59 – Aspectos microscópicos nas falhas distensionais de Ponta Grossa. (A, B) Microfalhas normais afetando um nível ferruginoso (superfície de dissolução) precoce. (C, D) Exemplos de microfalhas normais de baixo ângulo, em par conjugado (à esquerda) ou definindo uma ponte contracional com forma sigmoidal (à direita). No canto superior NE, o dobramento no veio é compatível com movimento de topo para oeste. Nicóis paralelos.....	129
Fig. 5.60 – (A) Clasto sigmoidal argiloso em “milonito hidroplástico”. (B) Fraturas escalonadas e planos C' em fácies ultramilonítica ao longo de uma zona de descolamento na localidade de Ponta Grossa (ver figura 5.13 para localização). Nicóis paralelos.....	129
Fig. 5.61 – Desenho esquemático com a localização dos <i>trends</i> NE (transcorrente – Fazenda Belém) e E-W (transformante – Margem Equatorial Atlântica), com os setores distensional (região de Ponta Grossa) e contracional (região de Vila Nova). Estão representados, esquematicamente, os principais sistemas de tensões envolvidos.....	130

- Fig. 5.62 – Modelos estruturais esquemáticos para a deformação Cretácea-Cenozóica.
- (a) Modelo regional com as estruturas na Margem Continental (E-W, NW) e no interior (NE, a exemplo do LPGFB); (b) Lineamentos interpretados do mapa magnético (Figura 6.12 no próximo capítulo), com direções NE e E-W;
- (c) Estruturas associadas à movimentação transpressional do LPGFB, com cinemática sinistral ou dextral. (d), (e), (f) Detalhes na terminação do LPGFB e sua interconecção com uma zona transcorrente E-W hipotética situada no domínio oceânico. Explicação no texto. As estruturas D_{2d} em Ponta Grossa e adjacências pode ser melhor explicadas por situações tipo c-iii (ou c-i, e, f), e são incompatíveis com c-ii. As estruturas D_{2c} podem ser melhor explicadas por c-i ou f, sendo incompatíveis com c-ii..... 132
- Fig. 5.63 – Modelos de correlação entre as estruturas distensionais, caracterizadas em superfície na localidade de Ponta Grossa, com uma zona principal de transcorrência (ou transtrativa). Em (a), a falha transcorrente exhibe uma geometria complexa de rampas e pisos em flor negativa, na terminação (jog) distensional. Em (b), as estruturas distensionais estão arranjadas lateralmente, de forma escalonada..... 133
- Fig. 5.64 – Representação gráfica para estimativa de cálculo de distensão (Wernicke & Burchfiel 1982), na localidade de Ponta Grossa. Os pontos 1 e 2 representam valores para Seção A; os pontos 3, 4 e 5 são valores obtidos para Seção C e adjacências; e o valor do ponto 6 é obtido no setor ilustrado na figura 5.43..... 134
- Fig. 5.65 – Evolução estrutural visualizada através de perfis esquemáticos entre Vila Nova e Ponta Grossa. (i) Deformação transpressional/contracional em Vila Nova (D_{2c}); (ii) Estágio inicial da deformação distensional (Ponta Grossa a Redonda) a transtracional (Vila Nova), D_{2d}; (iii) Estágio avançado. Ver discussão no texto. Simbologia: (1) Formação Barreiras, fácies superior; (2) Formação Barreiras, fácies inferior; (3) Formação Jandaíra; (4) Formação Açú; (5) estruturas distensionais ou transtracionais D_{2d}; (6) estruturas contracionais/transpressionais D_{2c}; (7) zonas de falhas neocretáceas, transcorrentes +/- componentes de encurtamento ou distensão, reativadas no Paleógeno/Neógeno..... 136

CAPÍTULO VI – DADOS GEOFÍSICOS, MODELO PROPOSTO E IMPLICAÇÕES PARA A ESTRUTURAÇÃO, A EXPLORAÇÃO E A EXPLOTAÇÃO DE PETRÓLEO NA BORDA OCIDENTAL DA BACIA POTIGUAR (NE DO CEARÁ).

- Fig. 6.1 – Representação esquemática do princípio de funcionamento do GPR, segundo Oliveira Jr. (2001). (a) Considerando um ambiente composto

por duas camadas, estando representado o traço da onda direta que se propaga pelo ar (Aw), da onda direta propagada através da terra (Gw) e o registro do tempo duplo de viagem até a interface entre as camadas 1 e 2. (b) Gráfico contendo os registros dos tempos de chegada de Aw, Gw e da onda refletida entre as camadas 1 e 2.....	140
Fig. 6.2 – Perfil de GPR na localidade de Ponta Grossa. Em (a) seção bruta obtida com a antena de 40 MHz, (b) seção final processada e (c) desenho com as interpretações obtidas a partir da seção processada acima, montagem ilustrando o padrão em dominó.....	143
Fig. 6.3 – Perfil de GPR na localidade de Ponta Grossa. Em (a) seção bruta obtida com a antena de 200 MHz, (b) seção processada e (c) seção final processada com as interpretações.....	144
Fig. 6.4 – Mapa geológico da região de Icapuí-Ponta Grossa, com a localização das três seções sísmicas (S1, S2 e S3).....	145
Fig. 6.5 – Seção sísmica S1, mostrando o contato entre o embasamento cristalino e a seção cretácea (formações Açu e Jandaíra), bem como os paleo-altos do embasamento cristalino afetados por falhas interpretadas com movimento inverso. Escala vertical em milissegundos (tempo duplo de trânsito).....	148
Fig. 6.6 – Seção sísmica S2, com direção NW-SE, mostrando o contato entre o embasamento cristalino e a seção cretácea (formações Açu e Jandaíra), bem como falhas com componente normal. Escala vertical em milissegundos (tempo duplo de trânsito).....	149
Fig. 6.7 – Seção sísmica S3, mostrando o contato entre o embasamento cristalino e a seção cretácea (formações Açu e Jandaíra), bem como os paleo-altos do embasamento cristalino evidenciando estrutura em flor positiva com falhas inversas com movimento inverso. Escala vertical em milissegundos (tempo duplo de trânsito).....	150
Fig. 6.8 – Detalhe da seção sísmica S3 ilustrando a interpretação da estrutura em flor positiva e possíveis falhas transcorrentes apresentando componente inverso. As setas vermelhas indicam as terminações em <i>onlap</i> dos refletores da base da Formação Açu, sobre o embasamento.....	151
Fig. 6.9 – Bloco diagrama esquemático ilustrando uma estrutura em flor positiva, gerando componentes inversos associados com a movimentação transcorrente. O componente de rejeito direcional aumenta com a profundidade.....	151
Fig. 6.10 – Mapa de contorno do topo do embasamento cristalino. Mesmo com o número muito restrito de seções, o alinhamento dos paleo-altos acompanha a direção NE. As linhas estão em tempo (milissegundos), com	

intervalo entre as isolinhas de 20 milissegundos. Ao longo da linha de costa estão plotados os trechos detalhados ao longo das falésias nas localidades de Ponta Grossa e Vila Nova.....	152
Fig. 6.11 – Detalhe da seção sísmica S1 ilustrando um nível interno (A) na base da Formação Açu 1, afetado por falhas.....	152
Fig. 6.12 – Mapa de intensidade magnética total ilustrando a concentração de isogamas nas proximidades de Ponta Grossa, possivelmente relacionadas a um centro do Vulcanismo Macau/Messejana. Notar os <i>trends</i> NE a E-W, com uma interpretação simplificada no <i>inset</i> . Este mapa foi transportado para figura 5.62. Explicações no texto.....	154
Fig. 6.13 – Modelo de evolução tectônica ilustrando a variação do campo de tensões, as estruturas observadas em superfície e sua correlação com as estruturas em maior profundidade.....	157
Fig. 6.14 – Distribuição hipotética de estilos deformacionais em profundidade, ao longo do LPGFB. (a) a deformação distensional em superfície, caracterizada na Formação Barreiras, deve ser necessariamente acomodada em profundidade, de modo a evitar problemas de espaço (identificados por ? na figura). (b) modelos de distribuição da deformação em profundidade. A deformação transpressional (Neocretácea-Paleógena) está impressa nas formações Açu e Jandaíra (localmente na Formação Barreiras inferior). A deformação Neógena-Pleistocênica pode se distribuir do topo para a base da seção, na forma de: (i) falhas normais ou oblíquas na Formação Barreiras; (ii) falhas normais neoformadas, enxames de falhas subsísmicas, juntas de distensão, boudinage e brechação na Formação Jandaíra; (iii) falhas reativadas ou neoformadas, em parte subsísmicas, transcorrentes ou oblíquas, na Formação Açu e no embasamento. Explicações no texto.....	159
Fig. 6.15 – Brecha tectônica desenvolvida no calcário da Formação Jandaíra, na zona de falha do Rio Amargoso, a SE de Macau (a). Notar clastos assimétricos (formas sigmoidais ou “em chifre”) e imbricados, em resposta ao movimento oblíquo (normal-dextral) do Sistema de Falhas de Afonso Bezerra neste setor. (b) Veios, brechação e juntas estilolíticas subhorizontais, no calcário da Formação Jandaíra deformado ao longo da Falha do Rio Amargoso, SE de Macau (Almeida & Jardim de Sá 2001).....	160
Fig. 6.16 – Cálculo estimado do rejeito mínimo de transcorrência – Rt (Neoceno-zóico) no LPGFB, necessário para balancear a distensão nas falhas normais do setor oeste deste lineamento (Rd, em Ponta Grossa – Peroba). Ver explicação no texto.....	161

- Fig. 6.17 – Hipótese de trabalho atribuindo a distensão geral no plano horizontal, durante o Neógeno-Pleistoceno, à expansão do topo da litosfera (crosta superior-média) causada pela subida de uma pluma e domeamento térmico. Câmaras magmáticas na base da crosta alimentam o vulcanismo básico-alcálico dessa idade (Macau/Messejana). Em nível crustal raso, são (re)ativadas falhas normais, transcorrentes e oblíquas. Modificado a partir de Jardim de Sá *et al.* (2003, submetido)..... 162
- Fig. 6.18 – Mapa do contorno estrutural do topo da Formação Açu com a distribuição dos campos de óleo na referida formação (porção *onshore* da Bacia Potiguar). Modificado de Bertani *et al.* (1990) e Vasconcelos *et al.* (1990). Campos: FZB – Fazenda Belém, IC – Icapuí, RE – Redonda, CAM – Canto do Amaro, AR – Aratum, GMR – Guamaré, FP – Fazenda Pocinho, MAG – Monte Alegre, ARG – Alto do Rodrigues e ET – Estreito..... 164
- Fig. 6.19 – Desenho esquemático ilustrando o modelo de acumulação para o campo da Fazenda Belém. As setas indicam a via de migração do óleo (Bertani *et al.* 1990)..... 164
- Fig. 6.20 – Abertura de fraturas em relação ao campo de tensões neotectônico (situação adequada ao Regime Neógeno no Nordeste do Brasil). Fraturas em alto ângulo com σ_3 (ou subparalelas a σ_1) são preferencialmente abertas. Na figura, a espessura do traço das fraturas é proporcional ao seu comportamento de abertura. Modificado de Jardim de Sá *et al.* (2003, submetido)..... 167
- Fig. 6.21 – **(a)** Conectividade de fraturas e a permo-porosidade estruturalmente induzida em rochas. Contrastar as situações: **(i)** juntas e falhas isoladas (menor favorabilidade a um sistema de fluxo em escala efetiva, salvo pela ocorrência de grandes fraturas em orientação favorável, abertas) vs. **(ii)** uma rede de fraturas interconectadas ao longo de uma zona de falha (maior favorabilidade, distâncias de migração maiores). **(b)** sistemas de bombeamento tectônico; as setas simples indicam o fluxo de um fluido. **(i)** sítios de contração (onde ocorre expulsão do fluido) e de dilatação (acumuladores de fluido), em terminações e cotovelos (jogs) de falhas ativas; **(ii)** abertura intermitente de fraturas de cisalhamento conjugadas, durante deformação progressiva. Reproduzido de Jardim de Sá *et al.* (2003, submetido). Os desenhos retratam a seção σ_1 - σ_3 (ou X-Z) do elipsóide de tensões relacionado; o qual corresponde a uma seção vertical no caso de falhas normais, e horizontal no caso de transcorrências..... 168
- Fig. 6. 22 – Mapas de saturação de óleo (Souto Filho 1994) em duas situações: **(a)** para a unidade Açu 3, em 5 milhões de anos após início da migração

secundária e (b) para a unidade Açú 1, em 2 milhões de anos após início da migração secundária. Nos dois mapas estão inseridas as principais falhas do seu arcabouço estrutural, bem como o LPGFB..... 169

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO III - A FORMAÇÃO BARREIRAS

Tabela 3.1 - Proposta de empilhamento litoestratigráfico para o Grupo Barreiras no Estado do Rio Grande do Norte, com base em dados de subsuperfície (Campos e Silva 1969).....	21
Tabela 3.2 - Empilhamento lito e edafoestratigráfico para as rochas do Grupo Barreiras nos estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte (Mabesoone <i>et al.</i> 1972).....	21
Tabela 3.3 - Proposta de empilhamento estratigráfico das unidades do Grupo Barreiras de acordo com Bigarella (1975).....	22
Tabela 3.4 - Diferentes propostas de classificação para as rochas da Formação Barreiras no decorrer do tempo, de acordo com vários autores.....	23

CAPÍTULO IV - PROPOSTA LITOESTRATIGRÁFICA E CARACTERIZAÇÃO LITOFACIOLÓGICA

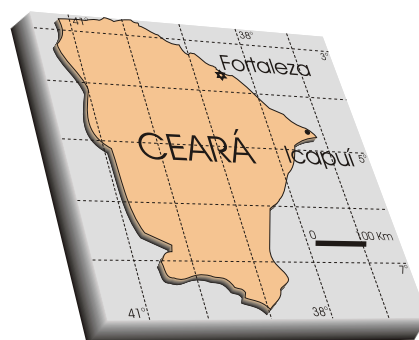
Tabela 4.1 - Classificação de rochas carbonáticas segundo Dunham (1962).....	39
--	----

CAPÍTULO V – A DEFORMAÇÃO NA FORMAÇÃO BARREIRAS E O CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL

Tabela 5.1 – Mecanismos e processos de deformação em baixa temperatura. As principais microestruturas associadas a cada mecanismo estão relacionadas.....	125
---	-----

Capítulo I

Introdução



CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1.1 - Apresentação

A presente tese envolve a coleta e interpretação dos dados obtidos a partir de estudos sedimentológicos e estruturais executados no litoral oriental cearense, borda oeste da Bacia Potiguar. Os dados adquiridos da literatura e durante as etapas de campo, integrados àqueles obtidos em laboratório/escritório, permitiram a execução e finalização desta tese.

O trabalho em lide foi desenvolvido no âmbito do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), contando com o apoio técnico-científico e financeiro do PPGG e do Departamento de Geologia da UFRN, da FINEP/CTPETRO, PETROBRAS (UN RN/CE e CENPES), ANP/PRH 22 (Agência Nacional do Petróleo) e CAPES. O tema faz parte do projeto "Caracterização geomecânica de reservatórios heterogêneos para aumento do fator de recuperação através da perfuração de poços multilaterais", financiado pela FINEP/CTPETRO e PETROBRAS.

1.2 - Justificativa do Tema

O tema proposto para ser desenvolvido durante este trabalho intitula-se **"Litoestratigrafia e deformação cenozóica na região de Icapuí, Ceará, e implicações para a estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da Bacia Potiguar (NE do Brasil)"**. A fundamentação para escolha de tal tema é detalhada a seguir. Antecipa-se, todavia, como importante elemento para escolha do tema, o interesse despertado pelas estruturas magnificamente expostas nas falésias litorâneas entre Icapuí e Retiro Grande, visitadas inicialmente em julho de 1998, seguindo informações de geólogos da PETROBRAS (Fernando M. Pellón e Renato M. Darros de Matos).

Uma melhor compreensão da evolução tectônica da Bacia Potiguar constitui um ponto extremamente importante para formular um modelo para a Margem Equatorial Brasileira. A estruturação principal da bacia é de idade cretácea, sendo conhecida principalmente a partir de dados sísmicos ou sondagens. Por outro lado, estão se acumulando evidências de estruturas cenozóicas e reativações neotectônicas impressas nos litotipos aflorantes de idade pós-aptiana na referida bacia (Caldas *et al.* 1997, Dantas 1998, Bezerra *et al.* 1998, Jardim de Sá *et al.* 1999 e, na presente área, Sousa *et al.* 1999, 2001), inclusive com reflexo importante em subsuperfície. Os trabalhos citados documentam feições

deformacionais expressivas, penecontemporâneas ao importante marco estratigráfico que é a Formação Barreiras.

O controle estrutural envolvido na acumulação de hidrocarbonetos é inferido, na maioria das vezes, através de métodos indiretos (sísmica) e amostras restritas (testemunhos e calhas). São comparativamente raras as oportunidades de conhecer e detalhar estruturas controladoras de hidrocarbonetos, em afloramentos que possibilitam uma visão 3-D. Na Bacia Potiguar, a migração e acumulação de hidrocarbonetos constituem um processo relativamente jovem, do Neógeno. Os marcadores deste evento aflorando no continente incluem rochas sedimentares cretáceas (pós-aptianas), de um lado, e a Formação Barreiras, de outro. Detalhar a estratigrafia e a estrutura desses depósitos vai contribuir para um melhor conhecimento da seção de interesse econômico, no que se refere à exploração e exploração de petróleo, na porção *offshore* e/ou a uma maior profundidade, nesta bacia. Cabe salientar que os dados e resultados obtidos nesta tese são de interesse imediato para a caracterização de reservatórios como o Campo da Fazenda Belém, que abrange a área de trabalho na costa. Em adição, o modelo estrutural gerado nesta tese tem implicações importantes para o condicionamento de hidrocarbonetos em vários outros campos situados nesta província tectônica, tanto na Bacia Potiguar quanto na Bacia do Ceará.

Assim, nesta linha de abordagem, a tese enfocará uma área no litoral oriental do Ceará (porção oeste da Bacia Potiguar), envolvendo afloramentos de rochas sedimentares siliciclásticas correlatas às formações Barreiras e Tibau, capeadas por sedimentos correlatos à Formação Potengi. Rochas carbonáticas integrantes da Formação Jandaíra ainda ocorrem localmente. Trabalhos anteriores realizados na área (Ursulino & Sousa 1992) haviam atribuído uma idade neocretácea para esta deformação, ao interpretarem as rochas siliciclásticas aflorantes como da Formação Açu, correlação que não se manteve no curso dos trabalhos descritos nesta tese.

1.3 - Localização da Área e Vias de Acesso

A área estudada está inserida na porção oeste da Bacia Potiguar, denominada geologicamente como Plataforma de Aracati e geograficamente situada entre as localidades de Lagoa do Mato e Icapuí, litoral oriental do Estado do Ceará, estando aproximadamente limitada pelas coordenadas 4°36'45" e 4°44'19" de latitude sul e 37°37'47" e 37°20'35" de longitude oeste (Figura 1.1).

O acesso é realizado, a partir de Natal ou Fortaleza, pela rodovia federal BR-304 até as cidades de Mossoró (RN) ou Aracati (CE), a meio caminho das quais a rodovia estadual CE-281 conduz até a cidade de Icapuí (Figura 1.1).

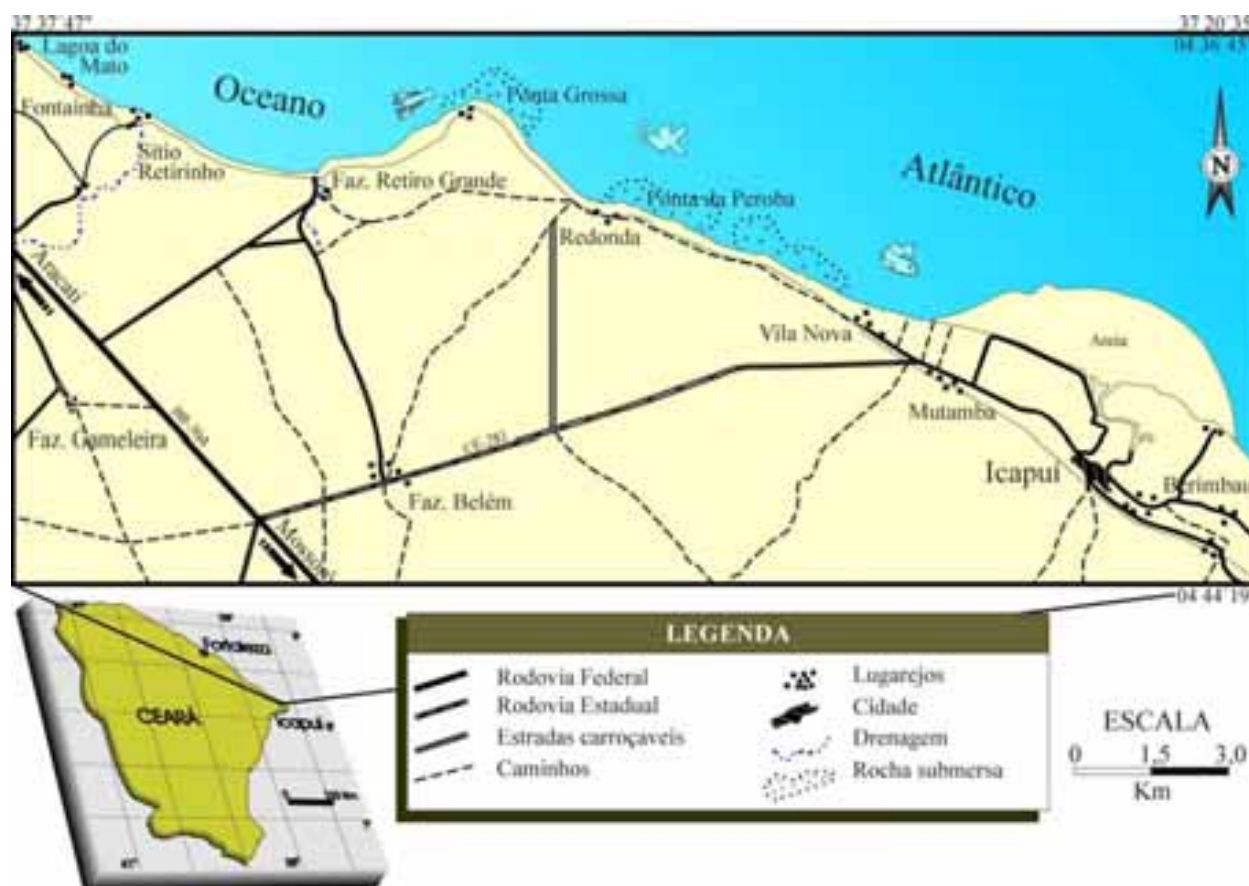


Figura 1.1 – Mapa de localização e principais vias de acesso da área estudada. Para complemento ver também a figura 2.1.

1.4 - Objetivos

Os tópicos inicialmente propostos como objetivos primordiais para o desenvolvimento deste trabalho envolvem:

(1) Caracterizar o quadro lito-estratigráfico das unidades cretácicas e cenozóicas que ocorrem na área, incluindo a problemática de definição e relações entre as formações Barreiras e Tibau; a definição e relações de contato entre as formações Barreiras e Potengi, bem como a associação das várias unidades com sistemas deposicionais, procurando elaborar modelos de correlação regional. Outra parte da ênfase está relacionada ao calcário que aflora na área, buscando definir a sua correlação com a Formação Jandaíra (Cretácea) ou com a Formação Guimarães (Terciária).

(2) Realizar levantamentos em detalhe da geometria das falhas que afetam diferentes marcadores em superfície, através do mapeamento das falésias. Neste ponto serão caracterizadas a geometria, cinemática e estilo das falhas; relações entre as falhas de alto ângulo, zonas de descolamentos, rotação de blocos, falha de transcorrência e/ou zonas de transferência, bem como estimativas da magnitude de distensão e/ou rejeitos de falhas. Uma abordagem microestrutural será adicionada a este estudo estrutural.

(3) Utilização de dados obtidos por métodos geofísicos rasos (como exemplo, *Ground Penetrating Radar* - GPR), com a finalidade de verificar a continuidade em profundidade e obter maior detalhe das estruturas identificadas nas falésias. Estes dados serão posteriormente correlacionados com as estruturas mais profundas mapeadas através de levantamentos sísmicos realizados pela PETROBRAS, com apoio adicional de dados magnéticos.

(4) Com a integração dos itens (2) e (3), será feita a caracterização do arcabouço estrutural e tectônico desta porção da Bacia Potiguar, no litoral leste do Ceará, incluindo a elaboração de um modelo tectônico que correlacione as feições encontradas na área com as estruturas subjacentes, que possam condicionar reservatórios petrolíferos, a exemplo do Campo da Fazenda Belém. Todos estes pontos estarão distribuídos ao longo de sete capítulos que compõem a tese em lide.

1.5 – Métodos de Trabalho

Para se alcançar os objetivos propostos, os trabalhos foram realizados em quatro etapas: **preliminar, campo, laboratório e final.**

(a) Etapa preliminar – foi marcada essencialmente por um levantamento bibliográfico da área de estudo, principalmente enfocando os aspectos propostos para abordagem nesta tese, como também os temas ligados à fundamentação teórica e ferramentas de trabalho utilizadas. Foi efetuada uma análise de mapas topográficos, geológicos e produtos de sensoriamento remoto, com a finalidade de visualizar/identificar padrões estruturais no interior do continente com continuidade até o litoral, bem como para delimitar as unidades litoestratigráficas e identificar afloramentos.

(b) Etapa de campo – durante os levantamentos de campo, que foram cumpridos ao longo de nove missões, os trabalhos foram realizados de acordo com os objetivos propostos e as diversas ferramentas de estudo empregadas. Desta forma, essas atividades foram, de um modo geral, executadas com propósito litoestratigráfico, estrutural e geofísico; as etapas de campo finais permitiram a integração dos dados acima citados.

Nas etapas de campo para caracterizar as unidades aflorantes ao longo das falésias, foram realizadas descrições das feições deposicionais (litologias, texturas, estruturas, variação/continuidade lateral) e, em seguida, confeccionadas as seções colunares, em locais considerados importantes, com identificação da geometria dos pacotes e estruturas sedimentares, acompanhadas por coleta de amostras que foram analisadas em uma etapa subsequente. Para a execução de algumas seções colunares foi necessário o emprego do *rapel*, devido à altura e inclinação da falésia.

Durante os trabalhos de campo para o levantamento estrutural, que foram previamente selecionados principalmente em virtude da qualidade de exposição, foi realizado mapeamento de detalhe nos paredões, buscando caracterizar as falhas, dobras,

zonas de descolamentos e lineações, com a aquisição das respectivas atitudes e desenhos esquemáticos das geometrias e padrões estruturais observados. Ainda nesta etapa, algumas amostras orientadas ao longo dos planos das falhas e nas zonas de descolamento foram coletadas para futura análise microscópica. Toda esta fase de mapeamento estrutural foi acompanhada por um considerável acervo fotográfico para posterior ilustração das estruturas, incluindo montagens dos setores detalhados.

Por fim, trabalhos de campo também foram realizados com a finalidade de adquirir os dados geofísicos (dados de GPR), sendo esses obtidos em conjunto com a equipe de geofísica do PPGG/UFRN. Os perfis foram realizados em locais pré-selecionados a partir do mapeamento estrutural, sendo empregado o equipamento *SIR System 2*, fabricado pela GSSI (*Geophysical Survey Systems, Inc.*). Para os perfis foram utilizados as antenas de 40, 80 e 200 MHz.

(c) Etapa laboratorial – Esta etapa pode ser individualizada em três sub-etapas, de acordo com as diferentes técnicas utilizadas:

c1. Estudos sedimentológicos/estratigráficos = inicialmente foram realizadas as análises das seções colunares com posterior confecção das mesmas em meio digital. As amostras coletadas em campo foram preparadas para as análises sedimentológicas, incluindo pesagem, peneiramento úmido/seco e quantificação das frações granulométricas. Ainda nesta etapa, foram efetuados estudos de minerais pesados nas unidades siliciclásticas para auxiliar na individualização das unidades estratigráficas. A caracterização dos minerais pesados foi realizada com a fração granulométrica entre 0,125-0,062 mm, a qual demonstrou uma maior diversidade e quantidade de minerais (para maior detalhe do método ver Sousa 1998). Após a escolha das melhores amostras foi realizado o estudo petrográfico das lâminas delgadas ao microscópio polarizante.

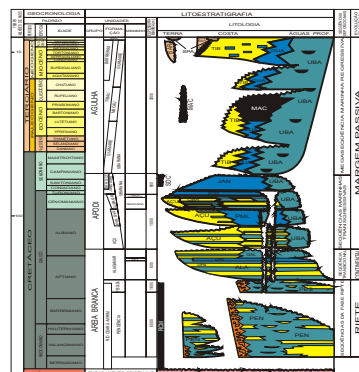
c2. Análise Estrutural = nesta sub-etapa foram primeiramente organizados os dados estruturais (juntas, falhas e *slickenlines*; foliações e lineações em zonas de *cisalhamento*; eixos de dobras e clivagem), onde após a seleção, esses dados foram individualmente plotados, de forma manual, em redes estereográficas ou lançando-se mão de programas específicos a exemplo do *StereoNet* (versão 3.01) em ambiente Windows-98. Lâminas delgadas foram estudadas para a caracterização microscópica das estruturas.

c3. Estudos Geofísicos = os dados geofísicos foram individualizados em dois tipos distintos. O primeiro trata-se dos adquiridos em campo, para esta tese, representado pelo GPR. Neste caso os dados obtidos foram processados utilizando o programa *Reflexw* (versão 2.5.6) em ambiente Windows-2000, para posterior interpretação dos radargramas. O segundo tipo de dados refere-se aos sísmicos, estes cedidos pela PETROBRAS, tendo sido liberadas 3 seções sísmicas 2D. As mesmas foram concedidas já tratadas cabendo a autora desta tese efetuar as interpretações. Para essas interpretações foi empregado o Programa *Seis X* (versão 3.6.2) desenvolvido pela *Paradigm Geophysical Ltd.*

(d) Etapa final – nesta etapa foi realizada a integração dos dados de campo e laboratório seguidos da apresentação dos resultados, baseado no que foi proposto inicialmente. Estes resultados estão apresentados em sete capítulos, desta forma, integralizando a presente tese de doutorado.

Capítulo II

Contexto Geológico Regional



CAPÍTULO II

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 - Introdução

A Bacia Potiguar situa-se no extremo nordeste do Brasil, aproximadamente entre as coordenadas 35° e 38° de longitude oeste e 4°50' a 5°50' de latitude sul. Abrange uma área total em torno de 48.000 Km², predominantemente englobando o norte do Estado do Rio Grande de Norte e uma pequena porção do nordeste do Estado do Ceará. Deste total, 21.500 Km² corresponde à porção emersa, enquanto que 26.500 Km² correspondem à plataforma e talude continentais (Bertani *et al.* 1990). A referida bacia limita-se a leste com a Bacia da Paraíba, pelo Alto de Touros; a noroeste com a bacia do Ceará, pelo Alto de Fortaleza; e, ao sul, com as rochas pré-cambrianas do embasamento cristalino (Figura 2.1).



Figura 2.1 - Mapa simplificado da Bacia Potiguar (Farias *et al.* 1990).

2.2 - Arcabouço Estrutural

O arcabouço estrutural da Bacia Potiguar, estabelecido no início do Cretáceo, pode ser subdividido, segundo Bertani *et al.* (1990), em três elementos morfo-estruturais básicos (*grabens* assimétricos, altos internos e plataformas do embasamento), com um *graben* central de *trend* NE (*Graben* de Pendência), contendo depósitos da fase rife, ladeado por duas zonas pouco estruturadas, as plataformas de Touros e de Aracati, nas quais o embasamento cristalino é mais raso e está capeado diretamente por depósitos da fase de deriva continental (Figura 2.2).



Figura 2.2 - Mapa do arcabouço tectônico da Bacia Potiguar (Cremonini *et al.* 1996).

Na parte terrestre do *graben* central, os baixos assimétricos de Apodi, Umbuzeiro, Guamaré e Boa Vista, constituem feições lineares de direção NE-SW, encontrando-se levemente oblíquos aos principais lineamentos de direção NNE-SSW, no embasamento a sul da bacia. Esses baixos encontram-se separados pelos altos internos do embasamento (Quixaba, Serra do Carmo e Macau). As plataformas do embasamento representam feições rasas, sendo

denominadas de Plataforma de Touros e Aracati, situadas a leste e oeste, respectivamente, do *graben* central. Esse *graben* é limitado, a leste e oeste, pelos sistemas de falhas de Carnaubais e de Areia Branca, ambos com direção NE-SW. Segundo Matos (1987), todo este arcabouço estrutural é controlado por um duplo sistema de falhas lítricas normais que provavelmente envolvem a reativação de zonas de cisalhamento neoproterozóicas.

2.3 - Evolução Tectono-Sedimentar

Nos últimos anos, a origem da Bacia Potiguar tem sido alvo de diversos estudos. É consenso entre todos a ligação genética entre esta bacia e a desagregação do paleocontinente Gondwana. A geometria da Bacia Potiguar parece ser controlada por reativações de antigas zonas de cisalhamento neoproterozóicas, com direção predominantemente NE-SW e E-W (Jardim de Sá 1994).

Inúmeros modelos foram propostos com a finalidade de definir o mecanismo principal de geração do Rife Potiguar, com maior destaque para os trabalhos de Françolin & Szatmari (1987), Matos (1992, 1999, 2000).

Françolin & Szatmari (1987) sugerem que a gênese da Bacia Potiguar estaria ligada à separação dos continentes sul-americano e africano, condicionada por movimentações divergentes de direção E-W, admitindo uma evolução transtraccional para a bacia. Matos (1987) também relaciona a origem da bacia à abertura do Atlântico Sul, o qual num primeiro estágio assume uma evolução puramente distensional ao longo de um eixo NW, associando este evento ao mesmo que implantou as bacias do Recôncavo, Tucano, Jatobá, Rio do Peixe, Araripe e Sergipe-Alagoas. Estas bacias compõem, junto com a Bacia Potiguar, as bacias intracratônicas do "Sistema de Rifes do Nordeste Brasileiro" (Matos 1987, 1992).

Segundo Françolin & Szatmari (1987), a movimentação de caráter divergente E-W, durante a separação dos continentes, teve as suas primeiras manifestações no Jurássico superior (Figura 2.3a). Todavia, no início dessa separação, a intensidade do movimento ocorreu de forma diferenciada: na parte sul a divergência era maior que na parte norte, causando assim, uma rotação no sentido horário da Placa Sul-Americana em relação à África. Durante o Cretáceo inferior, a Província Borborema caracterizou-se por uma inversão dos movimentos antes divergentes, passando então para esforços compressivos de direção E-W e distensivos N-S (Figura 2.3b), ocasionado a formação e reativação de falhas. A rotação horária do continente Sul-Americano em relação ao Africano continuou no Aptiano, quando esforços de caráter distensivo, de direção N-S, atuavam na Província Borborema (Figura 2.3c). Com esse regime, foi interrompida a sedimentação na porção emersa da bacia. No entanto, continuou o rifteamento na porção submersa, com falhas de direção E-W e deposição de uma seqüência proto-oceânica. A crosta continental do Gondwana, no início do Albiano, apresentava-se rompida ao longo de toda a atual margem continental atlântica sul-americana, iniciando uma

movimentação de caráter divergente com direção E-W (Figura 2.3d), que ocasionou um cisalhamento transcorrente/transformante dextral na Margem Equatorial Brasileira, proporcionando a entrada do mar Albiano nas bacias dessa margem. Como consequência na Bacia Potiguar, instalou-se uma seqüência marinha transgressiva, entre o Albiano e o Campaniano. Após o Campaniano, a reativação de falhas da bacia parece estar ligada a um evento compressivo de direção N-S (Figura 2.3e), que na Bacia Potiguar está caracterizado pelo soerguimento da plataforma carbonática e reativação de diversas falhas.

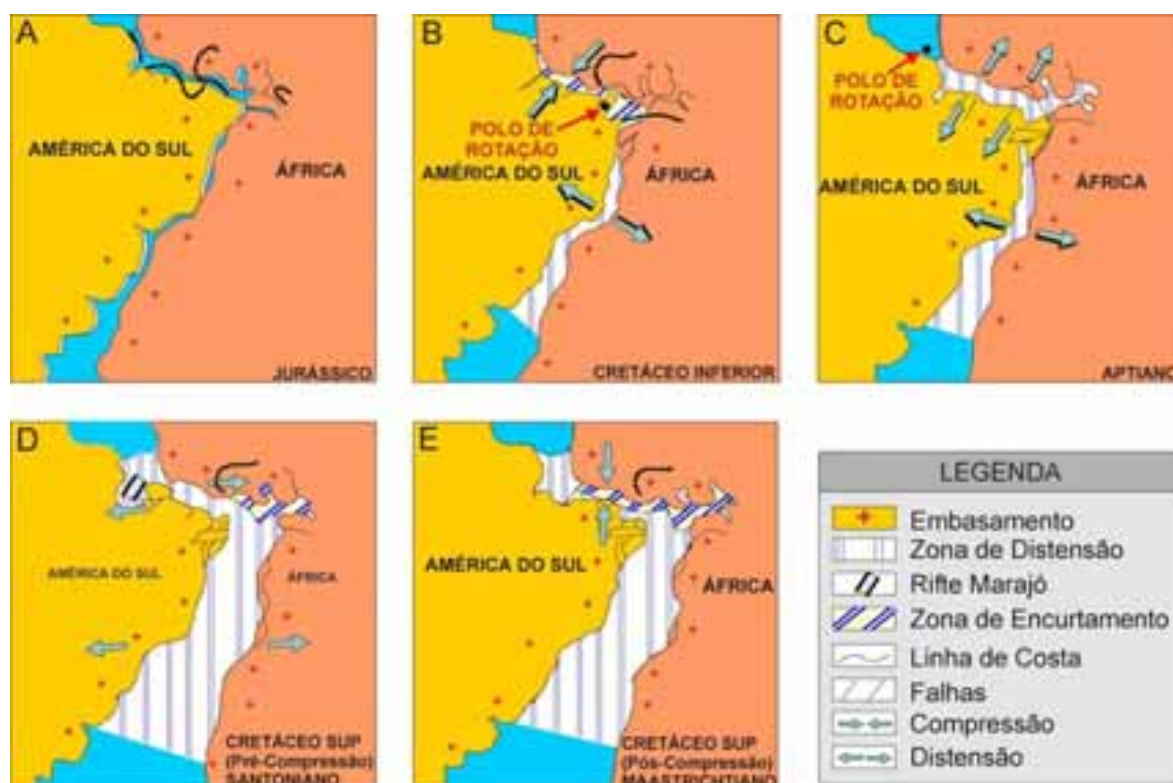


Figura 2.3 - Evolução da separação dos continentes Sul-Americano e Africano, proposta por Françolin & Szatmari (1987).

Para Matos (1987, 1992, 1999), a evolução tectono-sedimentar da bacia está relacionada puramente a movimentos distensionais de direção NW-SE/E-W, gerando assim as orientações NE das bacias riftes na Província Borborema. Os estágios inicialmente utilizados por Chang *et al.* (1988) para as bacias de margens passivas, descritos como estágios sin-rifte I, II e III, também foram reconhecidos por Matos (1992, 1999) e outros autores nas bacias do Nordeste.

O estágio Sin-rifte I, que ocorreu no Jurássico superior, corresponde ao desenvolvimento de uma extensa depressão, na qual acumularam-se leques aluviais e depósitos fluviais, com sedimentos eólicos e evaporitos associados (Chang *et al.* 1988). Segundo Neto & Oliveira (1985), essa sedimentação está caracterizada nas bacias Recôncavo-Tucano-Jatobá, Sergipe-Alagoas e Araripe, como também no oeste da África. Na Bacia Potiguar, o registro desse estágio inclui as rochas vulcânicas do Magmatismo Rio Ceará-Mirim, que consiste em diques

máficos de orientação NE-SW a E-W que encontram-se alojadas no embasamento cristalino (Figura 2.4a). O estágio Sin-Rifte II foi caracterizado por Matos (1992, 1999) através da geração da maioria dos riftes, controlando a origem de três *trends* principais de abertura na Província Borborema: Gabão-Sergipe-Alagoas, Recôncavo-Tucano-Jatobá e Cariri-Potiguar. De acordo com esse mesmo autor, a Bacia Potiguar foi gerada segundo o *trend* NE-SW Cariri-Potiguar, a partir de esforços distensionais NW-SE (Figura 2.4b), facilitando a abertura do *Graben* Pendência, controlado principalmente pelas falhas de Carnaubais, Areia Branca e Apodi. O soerguimento dos Altos de Macau e Touros gerou a separação de duas bacias estruturais, *onshore* e *offshore*, no interior de uma depressão continental sem geração de crosta oceânica; e o Baixo de Touros caracterizado como uma feição estrutural de direção NE-SW. Como último estágio, o Sin-rifte III se desenvolveu no Barremiano tardio e foi caracterizado pela maior mudança na cinemática do rifteamento, repercutindo na Bacia Potiguar como esforços cisalhantes predominantemente na direção E-W (Figura 2.4c), acompanhado por soerguimento nos flancos da bacia, originando as plataformas de Touros e Aracati. É durante esse estágio que a sedimentação na porção *onshore* da Bacia Potiguar foi abortada e a deformação localizou-se principalmente na porção equatorial. Na porção *offshore*, a sedimentação continuou com a formação de baixos, cuja orientação é preferencialmente E-W. A sedimentação na Bacia Potiguar, tanto no estágio Sin-rifte II como no Sin-rifte III, foi caracterizada como sendo tipicamente continental, com sedimentos de um sistema deposicional flúvio-lacustre.

De acordo com Cremonini (1993), é possível reconhecer três pulsos tectônicos na Bacia Potiguar, onde o primeiro é caracterizado por esforços distensionais de direção WNW-ESE, ocorridos durante a fase rifte; o segundo, ocorrido no Campaniano, gerou a Zona Transcorrente de Ubarana, devido a reativações de antigas zonas de transferência do rifte; o terceiro, já no Terciário, é de caráter compressivo e responsável pelos dobramentos de direção N-NE. Cremonini & Karner (1995) advogam que a reativação que ocorreu no Campaniano é devido à passagem do centro de espalhamento oceânico ao longo da margem continental, controlado por uma falha transformante.

Recentemente, Matos (2000) apresenta uma nova concepção sobre a evolução tectono-sedimentar da Bacia Potiguar, associando-a à evolução da Margem Equatorial Atlântica. Entre o Neocomiano e o Barremiano, a Margem Oriental do Brasil e a porção central da África mostram um longo estágio rifte, enquanto que, ao longo da Margem Equatorial, este estágio foi relativamente pouco importante. Somente no Aptiano inicia-se um período de distensão oblíqua no Atlântico Equatorial, responsável pelo amplo fraturamento observado neste setor. Uma arquitetura de margem rifte divergente não pode ser aplicada para a Margem Equatorial Atlântica devido à ausência de feições específicas, como por exemplo a evidência de um claro estágio pré-rifte ou de seções evaporíticas transicionais, como observado ao longo da Margem Oriental do Brasil. A fisiografia da Margem Equatorial Brasileira

é caracterizada por uma plataforma relativamente delgada em sua porção leste, que se espessa em direção a oeste, além de um talude que apresenta forte mergulho. Estas feições são tipicamente encontradas em margens transformantes (Basile *et al.* 1993).

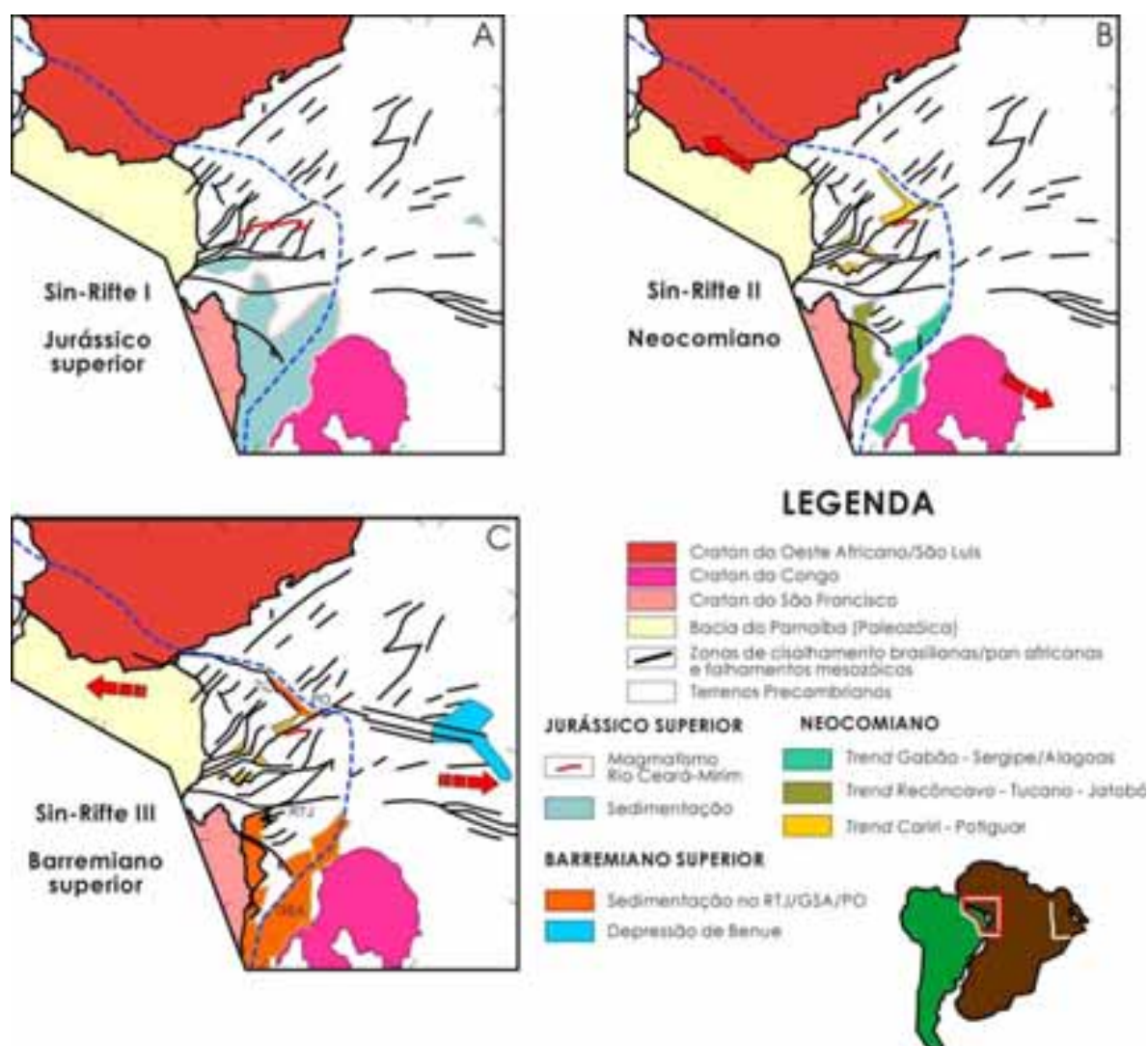


Figura 2.4 – Esquema mostrando a evolução tectono-sedimentar das bacias do Nordeste do Brasil (Matos 1992).

Ainda segundo Matos (2000), a história da Margem Equatorial Atlântica deve ser entendida com relação aos movimentos que antecedem e pós-datam as falhas transformantes, diferentemente dos mecanismos distensionais aceitos para descrever o processo clássico de evolução de uma margem passiva. Assim, ao invés de caracterizar as tectono-seqüências em pré, sin e pós-rifte, aquele autor considera uma divisão baseada tanto no estágio de desenvolvimento das zonas transformantes, quanto na evolução das bacias em relação àquelas estruturas, propondo três estágios principais denominados de Pré, Sin e Pós-Transformante.

O estágio Pré-Transformante marca a fase anterior à separação continental, sendo subdividido em Pré-Transtração e Sin-Transtração. O primeiro sub-estágio (Pré-Transtração) é marcado na Bacia Potiguar pela seção rifte neocomiana, a Formação Pendência, presente nos baixos das porções emersa e submersa. O sub-estágio de Sin-Transtração é caracterizado pelas seções barremiana e aptiana, incluindo as rochas das formações Pendência e Pescada na porção submersa da bacia, e pelos depósitos da Formação Alagamar, presentes nas porções emersa e submersa.

O estágio Sin-Transformante marca o processo de separação continental e criação de assoalho oceânico. Durante este período, podem ser estabelecidas subdivisões baseadas essencialmente no contexto tectônico dos diversos segmentos das zonas transformantes (Figura 2.5). Na Bacia Potiguar este estágio é caracterizado pela seção albo-cenomaniana (Formações Açu, Ponta do Mel e Quebradas) depositada, nos segmentos NW e E da bacia (Figura 2.5).

O estágio Pós-Transformante é caracterizado por um contexto tipicamente de margem passiva, implantado após a finalização dos efeitos termais promovidos por centros de expansão oceânica próximos, como também pela diminuição da influência tectônica de zonas transformantes. Na Bacia Potiguar este estágio é representado pelas seções turoniana-campaniana inferior (Formação Jandaíra) e campaniana superior-recente (formações Ubarana, Tibau e Guamaré).

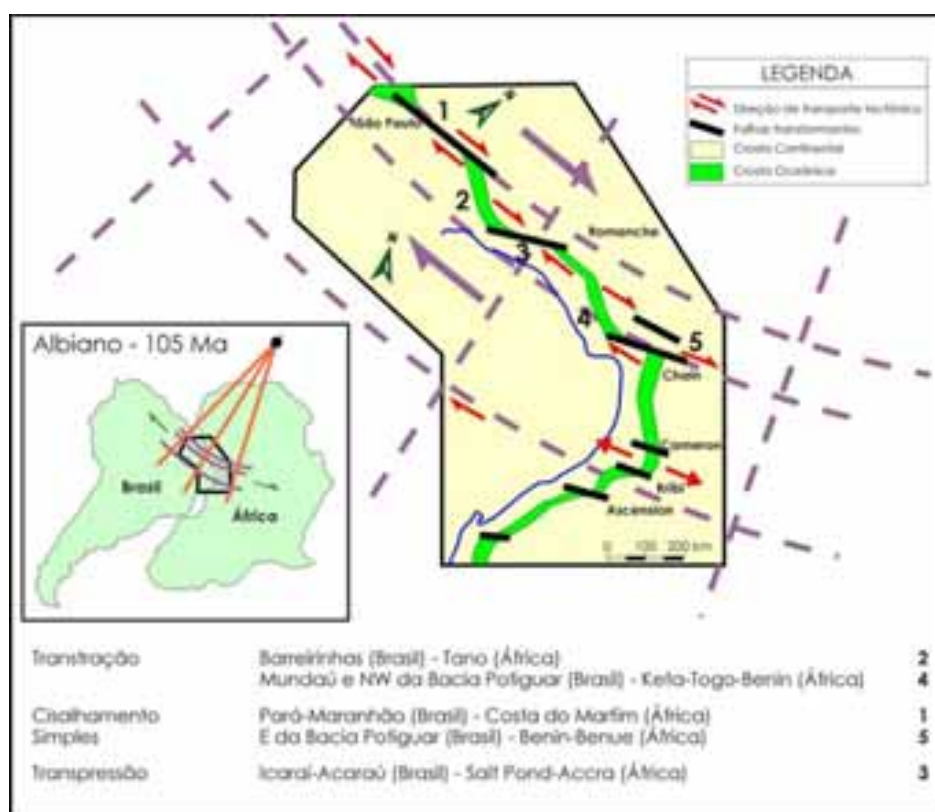


Figura 2.5 - Distribuição da deformação na Margem Equatorial Atlântica durante o Albiano (modificado de Matos 2000).

2.4 - Estratigrafia

A primeira coluna litoestratigráfica formalizada para a Bacia Potiguar foi proposta quando Sampaio & Schaller (1968) correlacionaram os dados obtidos dos dois primeiros poços estratigráficos (Gangorra e Macau) com os dados de afloramentos. Para esses autores, a bacia incluía uma seqüência basal não aflorante, denominada de Formação Gangorra, e uma outra seqüência aflorante, caracterizada como Grupo Apodi, constituído pela Formação Açu e pela Formação Jandaíra.

Com a crescente obtenção de dados de subsuperfície, através de sondagens sísmicas e poços exploratórios da PETROBRAS, atrelados às informações obtidas em superfície, Souza (1982) elaborou uma nova coluna litoestratigráfica para a Bacia Potiguar. Esse mesmo autor também tomou por base os trabalhos de Regali & Gonzaga (1982), que realizaram estudos bioestratigráficos a partir do conteúdo palinológico dos sedimentos, e os de Tibana & Terra (1981), que definiram a Formação Ponta do Mel com idade albo-cenomaniana e a Formação Jandaíra de idade turo-campaniana. Bertani *et al.* (1990) basearam-se na coluna litoestratigráfica proposta por Souza (1982), para agrupar as rochas da bacia em três seqüências tectono-sedimentares principais: rifte, transicional e drifte.

Durante o estágio rifte a sedimentação foi tipicamente flúvio-lacustre, caracterizada pela deposição de arenitos de leques deltáicos e conglomerados, como também de folhelhos ricos em matéria orgânica, intercalados com turbiditos. Essa seqüência foi correlacionada à Formação Pendência, que representa a sedimentação inicial da bacia, preenchendo os principais baixos assimétricos formados durante o Neocomiano. Sobre essa seqüência encontra-se a Formação Alagamar, que segundo Souza (1982) foi depositada no Aptiano, em um estágio transicional. Esses litotipos incluem folhelhos e carbonatos lagunares com influência marinha (camadas Ponta do Tubarão), intercalados com arenitos deltáicos, que passam para fácies mais grossas nas áreas proximais. Sobrepostas a essa seqüência ocorrem, de forma discordante, as rochas sedimentares do estágio drifte. Segundo Bertani *et al.* (1990), as rochas desse estágio foram depositados em ambiente de deriva, sob a influência de mar aberto, caracterizando duas seqüências, uma de natureza flúvio-marinha transgressiva e outra flúvio-marinha regressiva. A primeira, de idade Albiana a Santoniana, é caracterizada por arenitos fluviais grossos a médios, interdigitados e sobrepostos por folhelhos transicionais a marinhos e carbonatos de plataforma rasa. Bertani *et al.* (1990) englobam esses litotipos nas formações Açu, Jandaíra, Ponta do Mel e no Membro Quebradas da Formação Ubarana. A seqüência regressiva é progradacional e caracterizada por arenitos costeiros, carbonatos de plataforma e folhelhos marinhos rasos a profundos com turbiditos intercalados, incluídos nas formações Tibau, Guamaré e Ubarana, de idade Campaniana a Terciária.

A sedimentação da Bacia Potiguar é completada pelos litotipos da Formação Barreiras, sedimentos de praia e aluviões. Com relação à Formação Barreiras, esta unidade será abordada de forma mais detalhada em capítulo subsequente (Capítulo III).

Araripe & Feijó (1994) organizaram os litotipos da Bacia Potiguar em uma carta litoestratigráfica, revisando a coluna proposta por Souza (1982) e Bertani *et al.* (1990), agrupando-os segundo três unidades maiores, denominadas da base para o topo de grupos Areia Branca, Apodi e Agulha (Figura 2.6). Esses mesmos autores também introduziram algumas modificações na coluna, decorrentes do maior conhecimento exploratório da bacia. Entre as mais importantes, destacam-se a divisão da Formação Pendência em 4 seqüências (Della Fávera *et al.* 1992), a inclusão da Formação Pescada no final da fase rifte e a divisão do intervalo Albiano a Turoniano, em seqüências deposicionais.

O Grupo Areia Branca é constituído pelas formações Pendência, Pescada e Alagamar, compostas predominantemente por rochas clásticas e separadas por discordâncias entre si. A Formação Pendência repousa de forma discordante sobre o embasamento, sendo caracterizada por arenitos muito finos a conglomeráticos, com intercalações de folhelhos e siltitos, representativos de um sistema fluvio-deltáico-lacustrino que preencheu a calha tectônica do Rifte Potiguar. Datações com base em palinomorfos indicam idade neocomiana-barremiana. A Formação Pescada corresponde a uma cunha clástica sin-tectônica, reconhecida inicialmente no bloco baixo da Falha de Pescada, na porção submersa da Bacia Potiguar, cuja atividade está geneticamente relacionada ao final da fase rifte na bacia (Teixeira 1991). Esta formação é constituída por arenitos médios a finos, com intercalações de folhelhos e siltitos; caracteriza leques aluviais coalescentes como principal sistema deposicional, ocorrendo ainda, sistemas flúvio-deltáicos com pelitos lacustres interdigitados com turbiditos. Os contatos, tanto inferior (com a Formação Pendência) quanto superior (com a Formação Alagamar), se dão de forma discordante. A Formação Alagamar é constituída por dois membros: Upanema, depositado em ambiente flúvio-deltáico, e Galinhos, depositado em ambiente transicional, separados por uma seção caracterizada por calcarenitos, calcilutitos ostracoidais e folhelhos de um sistema lagunar, denominada informalmente de Camadas Ponta do Tubarão. O Membro Upanema é constituído por arenitos finos a grossos e folhelhos, enquanto que o Membro Galinhos é predominantemente pelítico, com folhelhos e calcilutitos.

O Grupo Apodi (Oliveira & Leonardos 1943) agrupa os litotipos siliciclásticos da Formação Açú e as rochas carbonáticas da Formação Jandaíra aflorantes, contendo também as formações Ponta do Mel e Quebradas (antigo Membro Quebradas, Souza 1982), em subsuperfície/offshore. A Formação Açú é constituída por arenitos médios a muito grossos, intercalados com folhelhos, argilitos e siltitos. Estes sedimentos foram depositados em ambiente continental e mostram um contato inferior discordante, com o embasamento ou com a Formação Alagamar, e raramente com a Formação Pendência. Já o contato superior, com os carbonatos da Formação Jandaíra, se dá de forma transicional. Datações com palinomorfos

indicam idade albiana-cenomaniana para esta formação. A partir da interpretação de perfis elétricos, radioativos e acústicos, principalmente observando a diferença de contraste entre os mesmos, Vasconcelos *et al.* (1990) conseguiram individualizar quatro unidades de correlação, denominadas de Açu I a Açu IV. A Formação Açu interdigita-se lateralmente, em direção à costa, com as formações Ponta do Mel, caracterizada por calcarenitos, calcilutitos e doloesparitos, e Quebradas, constituída por arenitos finos e folhelhos. A Formação Jandaíra teve seus litotipos depositados no Turoniano ao Eocampaniano, em um ambiente de deriva continental e sob influência de mar aberto, durante o estágio drifte de evolução da Bacia Potiguar. Silva *et al.* (1994) consideram que as rochas dessa formação representam um trato de sistemas de nível de mar alto, formado pela progradação de uma plataforma carbonática, para a qual Monteiro & Farias (1990) propõem dois modelos: um caracterizado por uma rampa carbonática com influxo de terrígenos, apresentando fácies de águas rasas gradando para fácies de águas profundas, sem definição de borda de plataforma, e o segundo modelo representado por uma plataforma carbonática sem influxo de terrígenos, cujas bordas são formadas por bancos bioclásticos, os quais restringem uma plataforma ampla e rasa.

O Grupo Agulha foi depositado entre o Neocampaniano e o Recente, congregando as formações Ubarana, Guamaré, Tibau e Barreiras, constituídas por clásticos e carbonatos de alta e baixa energia (Araripe & Feijó 1994). A Formação Barreiras é constituída por arenitos médios a grossos depositados em sistema fluvial entrelaçado, associado com leques aluviais e depósitos litorâneos (Alheiros *et al.* 1988). Segundo Campos e Silva (1966), a Formação Tibau é caracterizada por arenitos grossos de um sistema de leques costeiros, interdigitando-se lateralmente com as formações Barreiras e Guamaré. Esta última é constituída por calcarenitos bioclásticos e calcirruditos, depositados em plataforma e talude. A Formação Ubarana compõe-se de folhelhos e argilitos, intercalados por camadas delgadas de arenitos grossos a muito finos, siltitos e calcarenitos, caracterizando sedimentos depositados em plataforma e talude. Apesar de Araripe & Feijó (1994) não terem incluído neste grupo a Formação Serra do Martins, essa representaria um equivalente deste grupo no interior do continente, conforme proposto por Moraes Neto (1999) e Menezes (1999). Recentemente, uma excelente contribuição foi dada a este grupo da bacia por Pessoa Neto (1999), focalizando na seção depositada na plataforma a partir de um evento erosivo de idade eomiocênica. Para este autor, pode-se subdividir a seqüência regressiva em duas fases: uma fase inicial progradacional (Neocampaniano-Eomioceno) e uma fase agradacional (Eomioceno - Holoceno).

2.5 - Magmatismo Meso-Cenozóico

Durante a sedimentação da Bacia Potiguar, ocorreram três eventos magmáticos que estão diretamente ligados à sua evolução.

O Magmatismo Rio Ceará Mirim (datado entre 120 a 140 Ma; Oliveira 1992) é representado por diques de diabásios com direção essencialmente E-W, ocorrendo no embasamento adjacente à borda sul da Bacia Potiguar. Oliveira (1994) sugere que esse evento esteja relacionado à formação do Rifte Potiguar. Anjos *et al.* (1990) reportaram a ocorrência de rochas vulcanoclásticas, associadas ao magmatismo Rio Ceará Mirim, intercaladas na seção basal da Formação Pendência, na porção emergida da bacia.

O Magmatismo Serra do Cuó (85 a 90 Ma; Oliveira 2000) é caracterizado por soleiras de olivina basaltos com tendência alcalina, intercaladas com rochas da Formação Açu, provavelmente relacionados com o final da deposição da Formação Jandaíra.

Por fim, o magmatismo Macau, com idade entre 29 e 45 Ma (Sial *et al.* 1981, 1991) é constituído por derrames, *necks*, *plugs* e diques de olivina basaltos e diabásios, intrudidos nas formações cretáceas/paleógenas e no embasamento cristalino. Também ocorrem intercalados nas formações Guamaré, Ubarana e Tibau. A espessura destes derrames na porção submersa da bacia atinge até aproximadamente 2000 m, na região do *canyon* de Ubarana, confirmando a grande magnitude deste evento. De acordo com Lima Neto (1998), a origem deste magmatismo estaria relacionado com a passagem da margem equatorial sobre o *hot spot* de Fernando de Noronha.

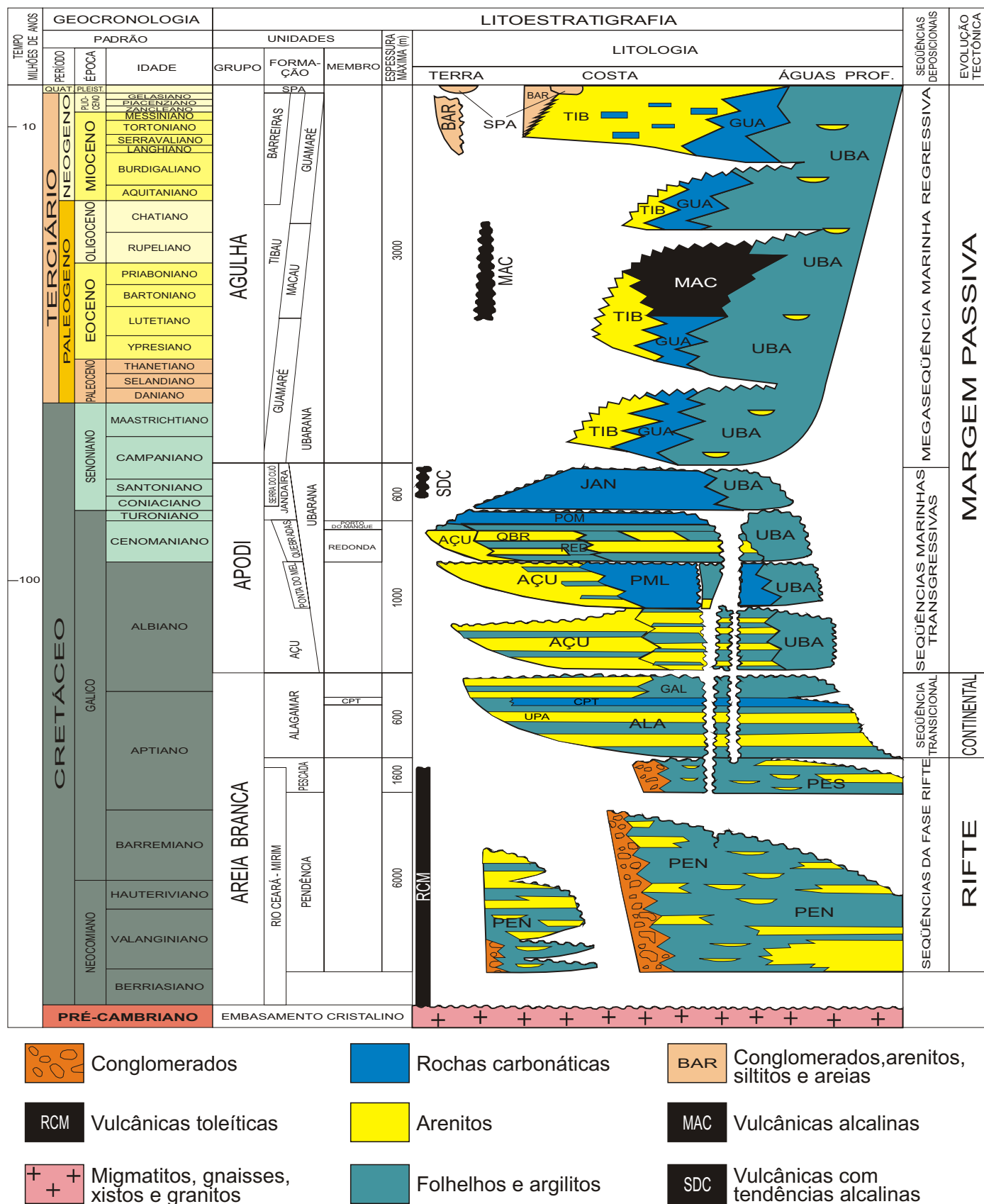
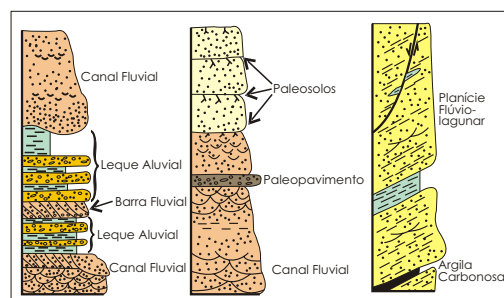


Figura 2.6 - Carta estratigráfica da Bacia Potiguar (Araripe & Feijó 1994; Pessoa Neto 1999).

PEN = Formação Pendência; RCM = Rio Ceará-Mirim; PES = Formação Pescada; ALA = Formação Alagamar; UPA = Membro Upanema; CPT = Camada Ponta do Tubarão; GAL = Membro Galinhos; AÇU = Formação Açú; UBA = Formação Ubarana; PML = Formação Ponta do Mel; QBR = Formação Quebradas; RED = Membro Redonda; POM = Membro Porto do Mangue; JAN = Formação Jandaíra; SDC = Serra do Cuó; GUA = Formação Guamaré; TIB = Formação Tibau; MAC = Macau; BAR = Formação Barreiras; SPA = Sedimentos de Praia e Aluvião.

Capítulo III

A Formação Barreiras



CAPÍTULO III

A FORMAÇÃO BARREIRAS

3.1 - Introdução

As rochas sedimentares designadas de "Barreiras" são encontradas em uma ampla faixa ao longo do litoral brasileiro ocorrendo desde o Estado do Pará até o Rio de Janeiro, sendo freqüente objeto de referência na literatura geológica. Os trabalhos tratam esta unidade com relação à sua ocorrência, contexto estratigráfico, litotipos e, mais recentemente, sistemas deposicionais. A mesma já foi designada de série, grupo ou formação.

Até meados da década de 60, todos os trabalhos abordavam apenas aspectos generalizados, enfocando principalmente as feições geomorfológicas, com diversas tentativas de classificação litoestratigráfica embasadas em modelos morfoclimáticos. No final dos anos 60 foram desenvolvidos os primeiros estudos mais detalhados nessas rochas sedimentares, com um direcionamento mais consistente nos aspectos sedimentológicos e estratigráficos, apoiados em dados de superfície e subsuperfície.

Este capítulo constitui uma síntese bibliográfica sobre o termo "Barreiras", tanto com relação à evolução da nomenclatura litoestratigráfica, como também sobre os sistemas deposicionais que caracterizam esta unidade. O último item tratará da deformação neotectônica nessas rochas, cuja abordagem é ainda recente na literatura.

3.2 – Definição do Termo "Barreiras"

A denominação inicial do termo "Barreiras" é creditada a Branner (1902), que caracteriza esta unidade como camadas variegadas aflorantes ao longo da costa nordestina. Moraes (1928) denomina os sedimentos terciários litorâneos ao norte de Recife como "formação das barreiras", sem haver conotação estratigráfica formal.

Entre as décadas de 40 e 60, esses sedimentos continuaram a receber denominações estratigráficas de "Série Barreiras" (Oliveira & Leonardos 1943) e "Formação Barreiras" (Kegel 1957). Este último autor atribuiu a categoria de formação a esta unidade, no entanto restringindo o seu uso apenas para as camadas variegadas superiores, e denominando de "Infra-Barreiras" as camadas da base da seqüência.

Bigarella & Andrade (1964) realizaram estudos específicos com o objetivo de definir o comportamento estratigráfico da unidade na faixa costeira de Pernambuco. As rochas sedimentares "Barreiras" foram elevadas à categoria de grupo, constituído pelas formações

Guararapes, inferior, e Riacho Morno, superior, separadas por uma superfície de erosão. A partir daí, essa nomenclatura passou a ser amplamente utilizada, abrangendo indiscriminadamente todos os sedimentos pós-cretácicos e pré-holocênicos, reconhecidos na costa brasileira.

Estudando as rochas correlatas ao "Grupo Barreiras" na região entre as cidades de Natal e Macaíba, Campos e Silva (1965, 1966) identificou duas outras unidades, além da Formação Riacho Morno, denominado-as de formações Macaíba e Potengi. Este mesmo autor não reconheceu ocorrências da Formação Guararapes, nessa região. A Formação Macaíba repousa de forma discordante sobre a Formação Riacho Morno, enquanto que a Formação Potengi encontra-se no topo da seqüência, sendo constituída por sedimentos de origem eólica. Todavia, mais de duas décadas depois, Vilaça *et al.* (1986) e Nogueira *et al.* (1990) individualizaram a Formação Potengi, separando-a do Grupo Barreiras, descrevendo-a como sedimentos areno-quartzosos, com pouca argila, grânulos de limonita e coloração amarelo-avermelhada, tornando-se mais escura em direção ao litoral. Para esses autores, os sedimentos da Formação Potengi possuem idade quaternária.

Trabalhando na região costeira da Bacia Potiguar, Cypriano & Nunes (1968) individualizaram, dentro do "Grupo Barreiras", uma unidade inferior à qual denominaram de Formação Tibau, e uma unidade superior, referida como "Barreiras Indiviso", separadas entre si por uma discordância.

Campos e Silva (1968, 1969) propôs, com base em dados de subsuperfície, uma tentativa de correlação com as unidades litoestratigráficas do Grupo Barreiras no Rio Grande do Norte que ocorrem em superfície. Foram identificadas três unidades, assim descritas: uma unidade superior, essencialmente arenosa, com espessura de 10 a 20 m e mineralogicamente constituída quase que totalmente por quartzo, com alguns níveis enriquecidos em concreções ferruginosas; uma unidade média caracterizada por argilas, argilas silticas e argilas arenosas; uma unidade inferior, predominantemente arenosa. Na tabela 3.1, pode-se observar a correlação proposta entre estas unidades informais com as unidades aflorantes na porção litorânea oriental, setentrional e nos capeamentos das serras, no Estado do Rio Grande do Norte.

Em 1972, Mabesoone e colaboradores elaboraram uma redefinição do "Grupo Barreiras" tanto na faixa costeira, como no interior dos estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, até o vale do baixo Rio Jaguaribe, no Estado do Ceará. Inicialmente os autores colocaram em dúvida a subdivisão do "Grupo Barreiras" proposta inicialmente por Bigarella & Andrade (1964), nas formações Guararapes e Riacho Morno, alegando que sedimentologicamente as duas unidades não podem ser distinguidas. Foi admitida existência de apenas uma unidade, que corresponderia à Formação Guararapes de Bigarella & Andrade (1964), capeada por depósitos do intemperismo Riacho Morno. Mabesoone *et al.* (1972) concluem que a seqüência variegada das "Barreiras" constitui um grupo, subdividido em três formações: Serra do Martins, Guararapes e Macaíba. A origem dessas rochas estaria relacionada às épocas de relativa tranquilidade tectônica e estabilidade climática que

proporcionaram a formação de solos lateríticos espessos. Posteriormente, três fases de ruptura no equilíbrio causariam a remoção dessas capas de intemperismo e a erosão das rochas subjacentes, redepositando o material como as rochas das formações Serra do Martins, Guararapes e Macaíba. Nesta proposta de Mabesoone *et al.* (1972), as formações Riacho Morno e Potengi (Campos e Silva 1965, 1966) passam a caracterizar unidades edafoestratigráficas relacionadas a eventos de intemperismo, capeando respectivamente as formações Guararapes e Macaíba. A tabela 3.2 ilustra o empilhamento das unidades lito- e edafoestratigráficas que constituem o Grupo Barreiras. A partir de então, a proposta definida por Mabesoone *et al.* (1972) passou a ser amplamente referida em trabalhos de âmbito regional.

Tabela 3.1- Proposta de empilhamento litoestratigráfico para o Grupo Barreiras no Estado do Rio Grande do Norte, com base em dados de subsuperfície (Campos e Silva 1969).

Unidades de Subsuperfície	Unidades de Superfície		
	Faixa litorânea oriental	Faixa litorânea setentrional	Capeamentos das serras
Unidade arenosa superior	Arenito vermelho (Jenkins 1913) = Fm. Potengi (Campos e Silva 1965, 1966); Arenito móvel, conglomerado (Jenkins 1913) = Fm. Macaíba (Campos e Silva 1965, 1966).	Areias alaranjadas e cremes (Beulien 1967, Campos e Silva 1966).	
Unidade argilosa	Arenito móvel castanho-averm. (Jenkins 1913); Fm. Riacho Morno (Campos e Silva 1965, 1966; Mabesoone 1968); Fm. Guararapes (Campos e Silva 1968).	Fm. Riacho Morno (Beulien 1967); Fm. Barreiras (Kegel 1957).	
Unidade arenosa inferior		Fm. Tibau (Campos e Silva 1966); Fm. Infra-Barreiras (Kegel 1957).	Fm. Serra do Martins (Mabesoone 1968); Fm. Mossoró (Beulien 1967).

Tabela 3.2 - Empilhamento lito e edafoestratigráfico para as rochas do Grupo Barreiras nos estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte (Mabesoone *et al.* 1972).

	Unidades Estratigráficas		Idade suposta
	Litoestratigráfica	Edafoestratigráfica	
Areias brancas			Holoceno
Grupo Barreiras	Fm. Macaíba	Intemperismo Potengi	Pleistoceno Superior
	Discordância		
	Fm. Guararapes	Intemperismo Riacho Morno	Pleistoceno Inferior
	Discordância		
	Fm. Serra do Martins	Intemperismo laterítico	Plioceno-Mioceno
	Discordância		
Embasamento cristalino		Intemperismo caulinitico	Pré-Mioceno

Efetuada uma revisão do contexto geomorfológico e estratigráfico do Grupo Barreiras, Bigarella (1975) retoma a individualização das formações Guararapes e Riacho Morno. O autor as define como uma seqüência de camadas clásticas pouco consolidadas, com geometria lenticular e exibindo freqüentes discordâncias erosivas intraformacionais. Esse mesmo autor também correlaciona a Formação Macaíba com a Formação Serra do Martins, sem no entanto incluí-las no Grupo Barreiras, mas sotopostas a esse grupo. A tabela 3.3 mostra, de maneira sintética, as considerações do referido autor sobre o empilhamento estratigráfico das unidades que integram o Grupo Barreiras.

Tabela 3.3 - Proposta de empilhamento estratigráfico das unidades do Grupo Barreiras de acordo com Bigarella (1975).

Unidades Estratigráficas		
	Litoral	Interior
Grupo Barreiras	Fm. Riacho Morno	
	Discordância	
	Fm. Guararapes	
	Discordância	
	Fm. Macaíba	Fm. Serra do Martins
	Discordância	
Embasamento	Rochas cristalinas	

Mesmo com a retomada das formações Guararapes e Riacho Morno por Bigarella (1975), opondo-se às propostas de Mabesoone *et al.* (1972), o esquema definido por esses últimos autores permaneceu como o mais aceito pela comunidade científica.

Nos últimos anos, após estudos de detalhe e reavaliações embasadas em técnicas modernas de estratigrafia, alguns autores (Alheiros *et al.* 1988, Mabesoone *et al.* 1991) reconheceram o problema de correlação regional dos empilhamentos lito e edafoestratigráficos admitidos anteriormente para o "Grupo Barreiras", sendo então retomada a denominação original de "Formação Barreiras" para as rochas terciário-quaternárias que afloram ao longo da faixa costeira do litoral nordestino. Este fato encontra-se apoiado na relativa homogeneidade da referida unidade com relação as características litológicas e deposicionais.

Nota-se, portanto, que a evolução da unidade "Barreiras" se deu sob vários aspectos descritivos, dentre eles geomorfológicos, sedimentológicos e estratigráficos. A denominação de Grupo Barreiras foi decorrente do reconhecimento de diferentes formações (Guararapes, Riacho Morno, Macaíba, Serra do Martins e Potengi). No entanto, é notória a dificuldade na

individualização dessas formações, devido à grande semelhança entre elas. A tabela 3.4 mostra a correlação entre as principais classificações para as rochas sedimentares da Formação Barreiras, segundo diversos autores. Nesta tese, a denominação de “Formação Barreiras” (Mabesoone *et al.* 1991, Alheiros *et al.* 1988) será adotada para a seqüência cenozóica correspondente, que aflora nas falésias ao longo do litoral estudado. A designação de “Formação Potengi” (Nogueira *et al.* 1990) será utilizada para outra seqüência cenozóica que ocorre na porção superior das falésias, capeando a Formação Barreiras. Tais seqüências serão caracterizadas no capítulo IV.

Tabela 3.4 - Diferentes propostas de classificação para as rochas da Formação Barreiras no decorrer do tempo, de acordo com vários autores.

continua ...

Moraes (1928)	Oliveira & Leonardos (1943)	Kegel (1957)	Bigarella & Andrade (1964)	Campos e Silva (1965)
Formação das Barreiras	Série Barreiras	Formação Barreiras	Grupo Barreiras Formação Riacho Morno Formação Guararapes	Grupo Barreiras Formação Potengi Formação Macaliba Formação Riacho Morno

... continuação.

Cypriano & Nunes (1968)	Campos e Silva (1968; 1969)	Mabesoone <i>et al.</i> (1972)	Bigarella (1975)	Mabesoone <i>et al.</i> (1987) (*)
Grupo Barreiras Barreiras indiviso Formação Tibau	Grupo Barreiras Unidade arenosa superior Unidade argilosa Unidade arenosa inferior	Grupo Barreiras Formação Macaliba Formação Guararapes Formação Serra do Martins	Grupo Barreiras Formação Riacho Morno Formação Guararapes	Formação Barreiras

(*) Também Alheiros *et al.* (1988); Mabesoone *et al.* (1991)

3.3 - Sistemas Depositionais

Por muito tempo, os estudos nas rochas sedimentares da Formação Barreiras tiveram como enfoque principal os seus aspectos litológicos e texturais. Todavia, no final da década de 80 foram realizados os primeiros estudos que contribuíram para a identificação de fácies, visando reconhecer os processos sedimentares envolvidos e a reconstrução da evolução dos sistemas deposicionais (Alheiros *et al.* 1988).

Segundo Alheiros *et al.* (1988) e Alheiros & Lima Filho (1991), os sedimentos continentais da Formação Barreiras foram depositados em um sistema fluvial entrelaçado, associado com leques aluviais e depósitos litorâneos, de idade plio-pleistocênica. Esses últimos autores

realizaram estudos na área costeira abrangendo os estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, onde efetuaram um mapeamento faciológico preliminar para a Formação Barreiras (Figura 3.1), tendo sido individualizadas três fácies distintas.

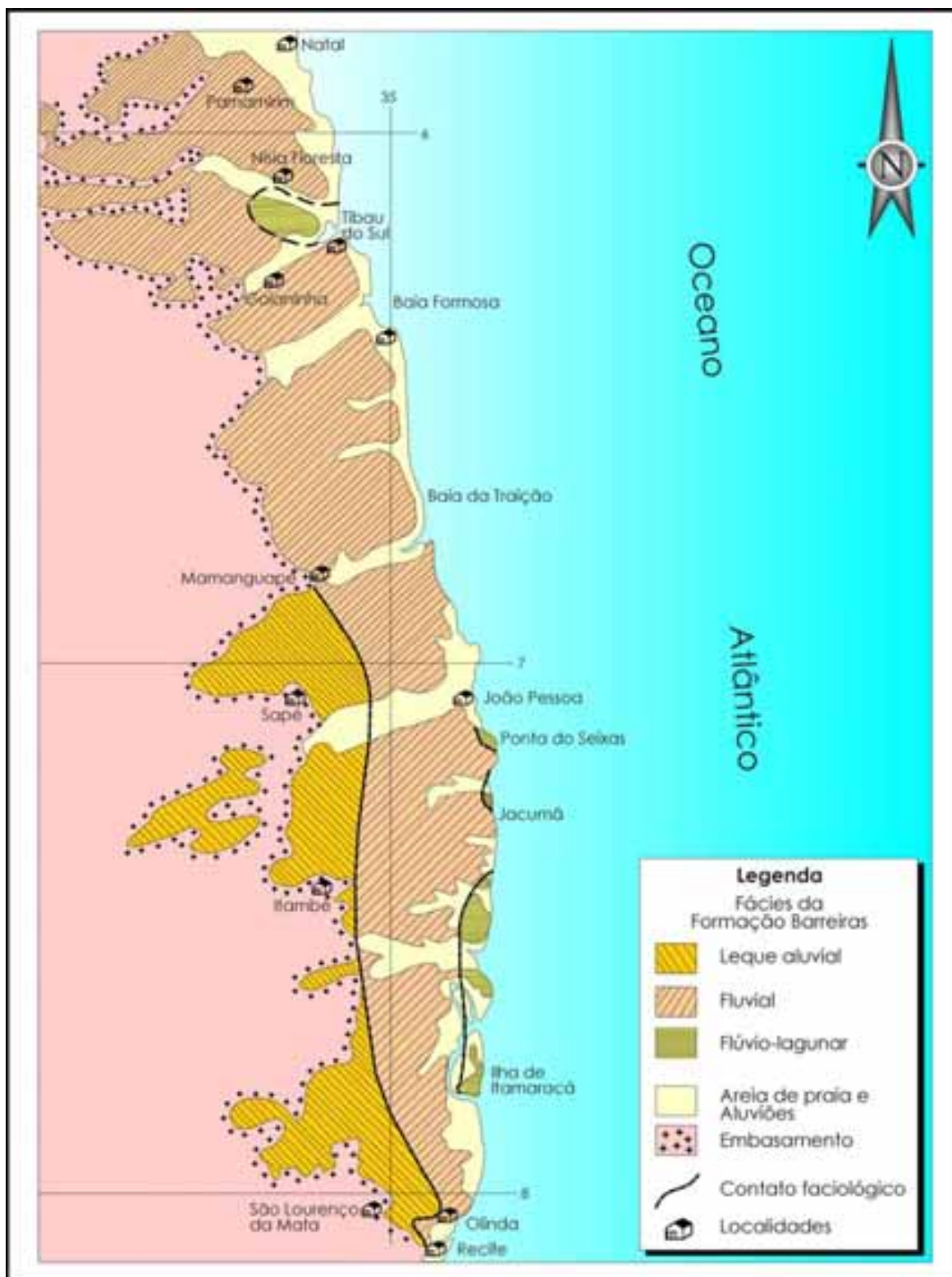


Figura 3.1 – Mapa faciológico para a Formação Barreiras entre Recife (PE) e Natal (RN) proposto por Alheiros & Lima Filho (1991).

A primeira fácies, representada por leques aluviais, ocorre em contato com rochas do embasamento, desde Recife (PE) até Mamanguape (PB) (Figura 3.1). Esta fácies é caracterizada por arenitos de granulometria grossa a conglomerática, intercalados por material pelítico (Figura 3.2a), várias repetições verticais são indicativos de um caráter cíclico para a deposição dessas rochas. Esses arenitos correspondem à porção distal dos leques, apresentando-se normalmente estratificados e com cores variadas (vermelho, roxo e laranja), em virtude do tipo e quantidade de ferro na rocha. Segundo Alheiros & Lima Filho (1991), não são encontrados bons registros da fácies proximal desses leques, que eventualmente poderiam corresponder às coberturas tipo cascalheiras, repousando sobre o embasamento.

A segunda fácies, denominada de fácies fluvial de canais entrelaçados, é claramente a predominante na área estudada (Figura 3.1), sendo caracterizada por depósitos de canais e barras longitudinais, onde esses depósitos são geralmente recobertos por aqueles dos leques aluviais distais. É possível identificar duas fácies fluviais. A primeira, situada principalmente no trecho entre Goiana (PE) e Natal (RN), é representada por areias quartzosas, de coloração creme, contendo raros grãos de feldspatos e aspecto maciço. A ausência de argilas nesses depósitos, associada às características granulométricas, possibilitam associá-la à fácies fluvial, provavelmente de canais entrelaçados. Já a segunda fácies mostra-se mais feldspática, de coloração mais forte, variando entre diferentes tons de vermelho. As rochas mostram estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte, com os sedimentos apresentando-se mais selecionados e com baixo grau de arredondamento, em relação à fácies anterior. Neste depósito destacam-se barras longitudinais, com espessura considerável e com estratificação tabular. Essa segunda fácies, considerada a mais dominante, ocorre preferencialmente próxima aos rios de grande porte; nos arredores de Recife (PE), apresentando níveis de paleossolos (Figura 3.2b).

A terceira fácies é denominada de flúvio-lagunar, ocorrendo restrita à região costeira entre Recife (PE) e João Pessoa (PB), como também na BR-101 a sul de São José de Mipibu (RN) (Figura 3.1). Esta fácies é caracterizada litologicamente por areias quartzosas com pouco feldspato e granulometria variando de fina a média. As areias possuem cores claras, boa seleção e grãos subarredondados a subangulosos. Ocorrem intercaladas com níveis de argila cinza esverdeada e matéria orgânica. A constante presença desses níveis de argila e de matéria orgânica demonstra uma significativa mudança nos processos hidrodinâmicos, que pode ser explicada através de uma oscilação regional da linha da costa, permitindo o afogamento dos sistemas fluviais que se desenvolveram. Subseqüentemente, ocorreu a implantação de um ambiente litorâneo não deltáico, com a formação de lagunas e planície de maré. Na Ilha de Itamaracá (PE) encontram-se intercalados, a essas rochas, camadas de argila não laminada, bem como níveis argilo-carbonosos (Figura 3.2c), contínuos e de cor preto-acastanhada, característicos de ambiente de mangues.

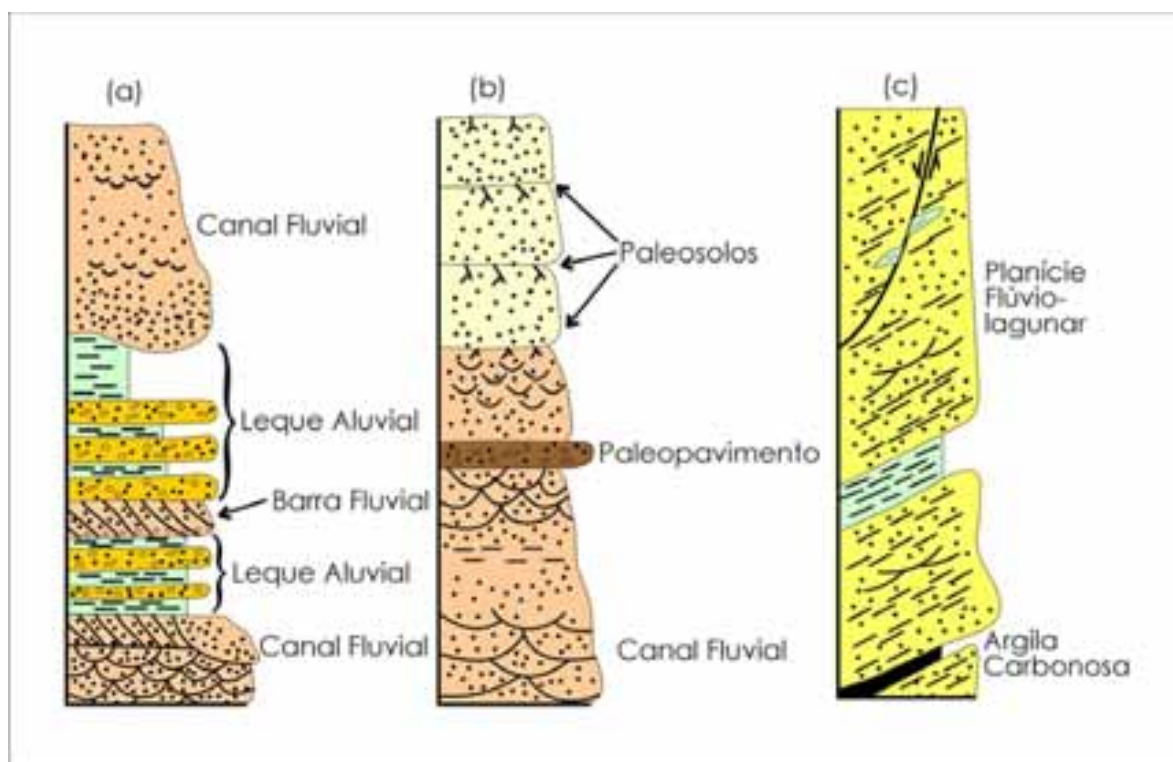


Figura 3.2 – Desenho esquemático de seções colunares da Formação Barreiras, ilustrando o empilhamento das fácies que caracterizam esta unidade (Alheiros & Lima Filho 1991). (a) Fácies de leques aluviais; (b) Fácies fluvial entrelaçado e (c) Fácies flúvio-lagunar.

Estudando uma área na costa paraibana, Gopinath (1994) reconheceu fácies sedimentares associadas a *debris flows* (fluxo de detritos), *sheetfloods* e *stream channel* (depósitos fluviais não canalizados e canalizados, respectivamente). No litoral leste do Rio Grande do Norte, mais precisamente na região de Canguaretama, Menezes *et al.* (1998) descrevem feições do tipo barra fluviais com estratificações cruzadas, gradação normal e bioturbações, além de barras estuarinas, possibilitando a caracterização de um sistema fluvial meandrante a estuariano. Também são identificadas feições semelhantes a estruturas do tipo *tidal bundles*, que evidenciam a influência de maré. Provavelmente, a porção estuarina desse sistema pode ser correlacionada à fácies flúvio-lagunar proposta inicialmente por Alheiros & Lima Filho (1991). Menezes *et al.* (1998) ainda descrevem a presença de crostas lateríticas intercaladas nas camadas mais superiores dos afloramentos estudados, tendo sido interpretadas como superfícies de exposição subaérea ou variações do lençol freático.

3.4 – Considerações Sobre a Idade da Formação Barreiras

Apesar das rochas sedimentares da Formação Barreiras serem consideradas, por diversos autores, como não fossilíferas, são conhecidos trabalhos que datam essas rochas levando em consideração o seu conteúdo de paleoflora (Krasser 1903, *apud* Oliveira &

Leonardos 1943; Mussa 1958; Salim *et al.* 1975; Arai *et al.* 1988). Todavia, ainda existem controvérsias com relação às idades desta formação.

O primeiro trabalho que aborda o posicionamento cronoestratigráfico dessas rochas é creditado a Krasser (1903, *apud* Oliveira & Leonardos 1943), o qual cita uma idade pliocênica obtida através de espécies de dicotiledôneas coletadas na região de Alagoinhas (BA). Em 1958, Mussa obteve a mesma idade estudando a paleoflora encontrada em rochas do Estado de Sergipe. Através de estudos em sedimentos correlatos à base da Formação Barreiras no Estado do Espírito Santo, Amador (1982) definiu uma idade pliocênica para a mesma. Apoiado em dados de paleomagnetismo no Estado da Bahia, Suguio *et al.* (1986) inferiram idade do Plioceno superior para as rochas da Formação Barreiras. Todavia, os mesmos autores admitiram a possibilidade de um intervalo maior para a idade dessas rochas, incluindo unidades tanto mais jovens quanto mais antigas.

Por outro lado, diversos autores consideram uma idade mais antiga para as rochas da Formação Barreiras. De acordo com Lamego (1940, *apud* Oliveira & Leonardos 1943) as rochas que afloram no litoral capixaba teriam idade miocênica. Já no Pará, Francisco *et al.* (1971) propõem uma contemporaneidade entre a Formação Barreiras e as rochas da Formação Pirabas, esta última com idade máxima no Mioceno. Mabesoone *et al.* (1972) definiram uma amplitude maior de idades para as rochas da Formação Guararapes, porção intermediária do Grupo Barreiras, variando desde o Mioceno superior até o Pleistoceno.

Deve-se a Salim *et al.* (1975) uma das primeiras citações sobre o conteúdo palinológico da Formação Barreiras na Bacia Potiguar. Esses autores descreveram a presença de *Zonocostites ramonae* Germeraad, *Hopping et Müller* nas rochas desta formação inferindo, a partir dessa ocorrência, uma idade miocênica superior. No entanto, Arai *et al.* (1988) não concordam com essa idade, pois de acordo com Regalli *et al.* (1974) a espécie acima referida é encontrada desde o Oligoceno até o Mioceno superior, não servindo para a caracterização de um intervalo mais restrito. Arai *et al.* (1988) ainda mencionam que, dada à semelhança entre essa espécie e formas atuais, é possível aumentar a amplitude desse intervalo de idades, indicando que a Formação Barreiras no Rio Grande do Norte poderia ter idade ainda mais jovem. Já no Estado do Pará, as rochas desta formação teriam uma idade miocênica devido à ocorrência de *Crassoretitrites vanraadshooveni* nessas rochas, segundo esses mesmos autores.

Segundo Lima *et al.* (1990), a idade da Formação Barreiras na Bacia Potiguar foi obtida através de amostras do poço 1-PD-2-RN na zona p-830 (*Retistephanocolpites gracilis*), o que define uma idade pliocênica para esta formação. Esses mesmos autores ainda demonstram haver uma continuidade cronoestratigráfica entre a parte basal da Formação Barreiras com as rochas da Formação Tibau, inicialmente já definida por Souza (1982). Datando os olivina basaltos que ocorrem intercalados com a Formação Tibau, apresentando idades entre 45 ± 7 e 29 ± 1 Ma (Eoceno a Oligoceno), Mizusaki (1989) infere o mesmo intervalo de tempo para a base da Formação Barreiras. Esses valores são semelhantes aos determinados para olivina basaltos

intercalados com arenitos aflorantes próximos a Macau (RN), definidos como sendo da unidade inferior da Formação Barreiras por Cypriano & Nunes (1968).

Assim, é possível verificar que existem diferentes estimativas de idade para as rochas da Formação Barreiras. No entanto, é consenso que os valores nunca seriam mais antigos que o Eoceno, com a maioria das idades posicionando-se entre o Mioceno e o Plioceno (Neógeno). Apesar dos fósseis serem de grande utilidade no ramo da geocronologia, estes não devem ser empregados de forma isolada para o estabelecimento do posicionamento estratigráfico de rochas sedimentares, devendo-se lançar mão de técnicas paleomagnéticas e/ou radiométricas.

3.5 – Deformação Neotectônica

Nas últimas décadas, vem se tornando cada vez mais evidente a importância de estudos neotectônicos. A deformação impressa nas rochas sedimentares da Era Cenozóica constitui um ponto extremamente importante para reconstruir a história de reativações neotectônicas de uma área, bem como para o entendimento do campo de tensões atual e correlações regionais.

Entende-se como “neotectônica” os movimentos tectônicos recentes, ocorridos na porção superior do Terciário (Neógeno) e no Quaternário, os quais desempenharam papel fundamental na morfologia atual da Terra (Obruchev 1948, *apud* Saadi 1993). Mais recentemente, Pavlides (1989) considera que a neotectônica seria o estudo de eventos tectônicos jovens, que ocorreram ou ainda estão ocorrendo em uma região, após uma última orogênese ou um reajuste tectônico mais significativo. Como a Formação Barreiras tem idade admitida como do Plioceno ao Pleistoceno, entende-se que as deformações que afetam essas rochas são de natureza neotectônica.

Diversos trabalhos de âmbito estrutural são reportados na literatura, demonstrando a presença de deformação neotectônica na Formação Barreiras, com base em observações geomorfológicas, sismológicas e geológicas.

A partir da geomorfologia do litoral leste brasileiro, King (1956) caracterizou efeitos tectônicos recentes, relacionados a uma série de ciclos erosivos cenozóicos, denominados de ciclos Sul-Americano (Paleógeno), Velhas (Neógeno) e Paraguassu (Quaternário). Segundo esse autor, o Ciclo Velhas estaria relacionado com a deposição da Formação Barreiras, que sofreria esforços tectônicos inclinando-a para o mar; nos Estados da Bahia e Sergipe, é possível evidenciar a presença de dobras e falhas relacionados aos efeitos tectônicos.

Em análise morfotectônica na Bacia de Sergipe-Alagoas, Ponte (1969) evidenciou variações de espessura nas rochas da Formação Barreiras, com espessamento nos baixos regionais e afinamento sobre os altos estruturais, sugerindo que as falhas encontradas estariam ativas durante a sua deposição. Ghignone (1979) demonstrou soerguimento de mais de 100 m em rochas com idade pós-miocênica, correlacionadas à Formação Barreiras. Silva & Tricart

(1980) evidenciaram um basculamento suave das rochas da Formação Barreiras, além da relação das escarpas litorâneas com falhamentos cretáceos.

A partir da década de 80, foi dada uma maior ênfase aos trabalhos de neotectônica nas rochas da Formação Barreiras (RADAMBRASIL 1981; Silva Filho & Braga 1989; Lima *et al.* 1990), principalmente devido ao incremento dos estudos sobre a sismicidade no Brasil.

Alheiros *et al.* (1988) descreveram, na Ilha de Itamaracá (PE), feições tectônicas evidenciadas por falhas de pequeno rejeito, brechas e forte mergulho das camadas da fácies flúvio-lagunar, da Formação Barreiras (Figura 3.2). Saadi & Torquato (1992) ilustraram feições de deformação no NW do Estado do Ceará, nas cidades de Camocim, Martinópolis e Granja. Neste setor, conglomerados correlatos à Formação Barreiras mostram um basculamento em direção ao continente. Tais conglomerados, designados de Formação Camocim, são afetados por dobras suaves nessa região.

Saadi (1993) observou, através de trabalhos de campo, diversas evidências de neotectonismo na Formação Barreiras no Estado do Rio Grande do Norte, onde rochas dessa formação encontram-se intensamente cisalhadas e dobradas. No litoral de Areia Branca (RN), são encontrados basculamentos em direção ao continente e dobras suaves com eixo NE-SW.

Bittencourt *et al.* (1999) e Amaro *et al.* (1999) fizeram uma relação entre os lineamentos pré-terciários do litoral baiano e do litoral leste potiguar, respectivamente, com a morfologia costeira atual, em especial as falésias da Formação Barreiras. Ainda no litoral baiano, mais precisamente entre Porto Seguro e Prado, Lima & Vilas Boas (1999) reportaram a presença de zonas de fraturas de caráter pós-deposicional, afetando todo o pacote sedimentar. Esses autores associam essas zonas de fraturas a reativações tectônicas de lineamentos pré-cambrianos, durante o quaternário.

Estudando parte do litoral leste do Rio Grande do Norte, Lucena (1999) evidenciou feições deformacionais em rochas da Formação Barreiras e sedimentos sobrepostos. O autor caracterizou quatro conjuntos principais de fraturas, com direções aproximadas NE-SW, NW-SE, E-W e N-S. Os de direção NE-SW e E-W predominam nas falésias da Barreira do Inferno, Cotovelo e Tabatinga, e apresentam feições distensionais, destacando-se fraturas E-W, subverticalizadas, com preenchimento clástico (diques neptunianos), indicativo de uma distensão, em parte, sin-sedimentar. Falhas E-W de alto ângulo e fraturas subverticais de direção NE, foram também observadas, com estrias de médio a alto *rake* no sentido NNE, eventualmente com material brechado e cimentado por óxido de ferro. As estruturas NW-SE ocorrem como fraturas e falhas distensionais (subverticalizadas), especialmente nas falésias de Cotovelo e Tabatinga, afetando material parcialmente inconsolidado da Formação Barreiras. O último conjunto, de direção N-S, pouco evidenciado na área estudada, é caracterizado por fraturas e falhas normais, com planos irregulares. Na Barreira do Inferno, foi possível observar critérios cinemáticos, dados por estrias de alto ângulo em planos com forte mergulho para leste, caracterizando um regime distensional segundo a direção E-W.

Uma abordagem regional com relação à evolução dos campos de tensões atuantes desde o Cretáceo até o Quaternário foi desenvolvida por Dantas (1998), Jardim de Sá *et al.* (1999) e Jardim de Sá (2001). Esses autores observaram que a deformação neógena originou a grande maioria das estruturas observadas nas rochas da Formação Barreiras e também impressas em unidades mais antigas, como as formações cretácicas Açu e Jandaíra, da Bacia Potiguar. As feições estruturais identificadas nesta formação, como por exemplo falhas distensionais ou oblíquas e juntas de distensão N-S, conduzem à caracterização de uma tectônica distensional de grande magnitude (ver também Sousa *et al.* 1999, 2001) que chega a bascular fortemente ou mesmo verticalizar seus estratos, como será adiante ilustrado. Este conjunto de estruturas implica numa compressão relativa (eixo σ_1) N-S e distensão (eixo σ_3) E-W, estando relacionada à atuação de um domeamento intraplaca representado pelo vulcanismo alcalino Macau. Esse vulcanismo coincide em idade com o intervalo inferido para esse importante evento deformacional, particularmente durante o Mioceno.

Foi também caracterizado um segundo conjunto de estruturas, superimposto em marcadores mais jovens (*beachrocks* datados entre 4,5 e 7 Ka AP), tanto no litoral norte como no litoral leste potiguar (Caldas *et al.* 1997). Tais estruturas estão controladas pelo mesmo sistema de tensões (compressão E-W e distensão N-S) deduzido a partir do estudo de terremotos no entorno da Bacia Potiguar (Ferreira *et al.* 1997). O exemplo mais destacado é a falha sísmica de Samambaia (Takeya *et al.* 1989), na região de João Câmara (porção oriental da Bacia Potiguar). Coriolano *et al.* (1997) demonstrou que os sismos constituem a reativação holocênica de uma falha pré-existente, descrevendo em campo estruturas compatíveis com aquele sistema de tensões, afetando o embasamento cristalino e sedimentos lateritizados da Formação Barreiras. Ao longo do litoral, entre Touros e São Miguel do Gostoso, Cruz & Jardim de Sá (2000) descreveram efeitos do movimento da falha de Samambaia e do referido campo de tensões holocênico, afetando a Formação Barreiras e unidades sotopostas, aqui incluídos paleo*beachrocks* e sedimentos eólicos correlacionáveis à Formação Potengi.

Evidências de deformação neotectônica afetando níveis pleistocênicos são reportadas por Barreto *et al.* (2000a, b), ao longo do litoral do Rio Grande do Norte. Os autores denominaram informalmente esses níveis de mais antigo (região entre Natal e Baía Formosa) e mais novo (região entre São Bento do Norte e Zumbi). O nível mais antigo, com idade de 210.000 anos AP, pode estar associado ao ante-penúltimo período interglacial do hemisfério norte. Em comparação com outros depósitos dessa idade, este nível mostrou valores de altitudes inferiores a 15 ± 4 m. Assim, os autores atribuíram três possibilidades para estes valores: erosão do topo do depósito, nível do mar mais baixo do que o teoricamente esperado ou, que esta região estaria sofrendo subsidência. Para o nível mais novo, com cerca de 120.000 anos AP, que pode ser associado à penúltima transgressão, os autores observaram altitudes de 20 m acima do nível médio do mar para o topo dos depósitos, quase duas vezes o valor normalmente atribuído para as altitudes de depósitos desta idade, a exemplo de ocorrências similares em Salvador (BA), com cerca de 8 ± 2 m acima do atual. Neste caso, Barreto *et al.*

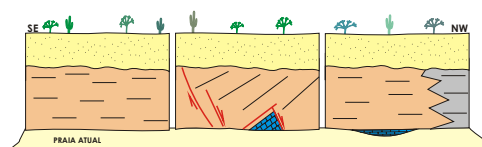
(2000b) sugerem um soerguimento da região entre São Bento do Norte e Zumbi, em pelo menos 10 m nos últimos 120.000 anos. Este soerguimento é corroborado pela presença do icnofóssil *Ophiomorpha nodosa* descrito nas camadas deste nível. Esse icnofóssil indica a posição do nível médio da maré na época de vida dos crustáceos.

Estudando o controle de falhas de idade pliocênica-quadernária na região de Natal (RN), Bezerra *et al.* (2001) evidenciaram um deslocamento vertical com cerca de 260 metros para a base da Formação Barreiras ao longo do meio-graben do Rio Jundiá, a partir de dados geoeletricos e testemunhagem de poços.

Entende-se que por estar situado em uma região de margem passiva, o Nordeste do Brasil poderia ser considerado como uma região tectonicamente estável. No entanto, os diversos trabalhos citados evidenciam a ocorrência de deformação neotectônica, tanto nas rochas da Formação Barreiras (Bezerra & Vita-Finzi 2000, Lima 2000) como em depósitos mais recentes (Caldas *et al.* 1997, Cruz & Jardim de Sá 2000, Barreto *et al.* 2000a, b). Assim, o estudo detalhado das deformações encontradas nestas unidades possibilitará uma melhor compreensão da evolução tectônica da região, durante o Cenozóico.

Capítulo IV

Proposta Litoestratigráfica e Caracterização Litofaciológica



CAPÍTULO IV

PROPOSTA LITOESTRATIGRÁFICA E CARACTERIZAÇÃO LITOFACIOLÓGICA

4.1 – Introdução

A caracterização do quadro litoestratigráfico das unidades aflorantes ao longo do litoral estudado é um ponto de grande importância para a identificação dos marcadores das feições estruturais mapeadas. Nos últimos anos, o estudo da estratigrafia cenozóica vem adquirindo crescente importância, não apenas com relação aos aspectos sedimentológicos e interpretações dos sistemas deposicionais, mas também como marco crono-estratigráfico para referenciar, mesmo que de forma relativa, as reativações neotectônicas de uma região.

Portanto, este capítulo abordará a descrição das rochas aflorantes ao longo das falésias da região estudada, em escala de afloramento (mesoscópica), buscando agrupá-las em diferentes fácies, dentro de um arcabouço litoestratigráfico proposto. Os aspectos texturais, granulométricos e petrográficos, adicionados à identificação das assembléias de minerais pesados, também serão abordados neste capítulo.

4.2 – Arcabouço Geológico da Área e Proposta de Correlações Litoestratigráficas

A área estudada encontra-se enquadrada geologicamente na “Plataforma de Aracati”, na qual a seção sedimentar pós-aptiana capeia uma extensa área do embasamento cristalino (Figura 4.1). Seções sísmicas e mapas gravimétricos residuais identificam altos do embasamento, considerados feições paleogeomórficas, alinhados na direção NE-SW. O embasamento é recoberto por cerca de 400 metros de arenitos fluviais albo-cenomanianos da Formação Açu. O registro de uma extensa plataforma carbonática, de idade turoniana-neocampaniana, é representada pela Formação Jandaíra, atingindo na área cerca de 250 metros de espessura, de acordo com dados de subsuperfície da PETROBRAS.

Na região entre Icapuí e Lagoa do Mato, objeto deste estudo, as litologias aflorantes podem ser individualizadas em dois grandes grupos: i) uma unidade carbonática, que ocorre de forma restrita, na base das falésias, e ii) unidades siliciclásticas, que predominam lateral e verticalmente, ao longo das falésias. O cenário de ocorrência destes dois grupos pode ser observado nas figuras 4.1 e 4.2.

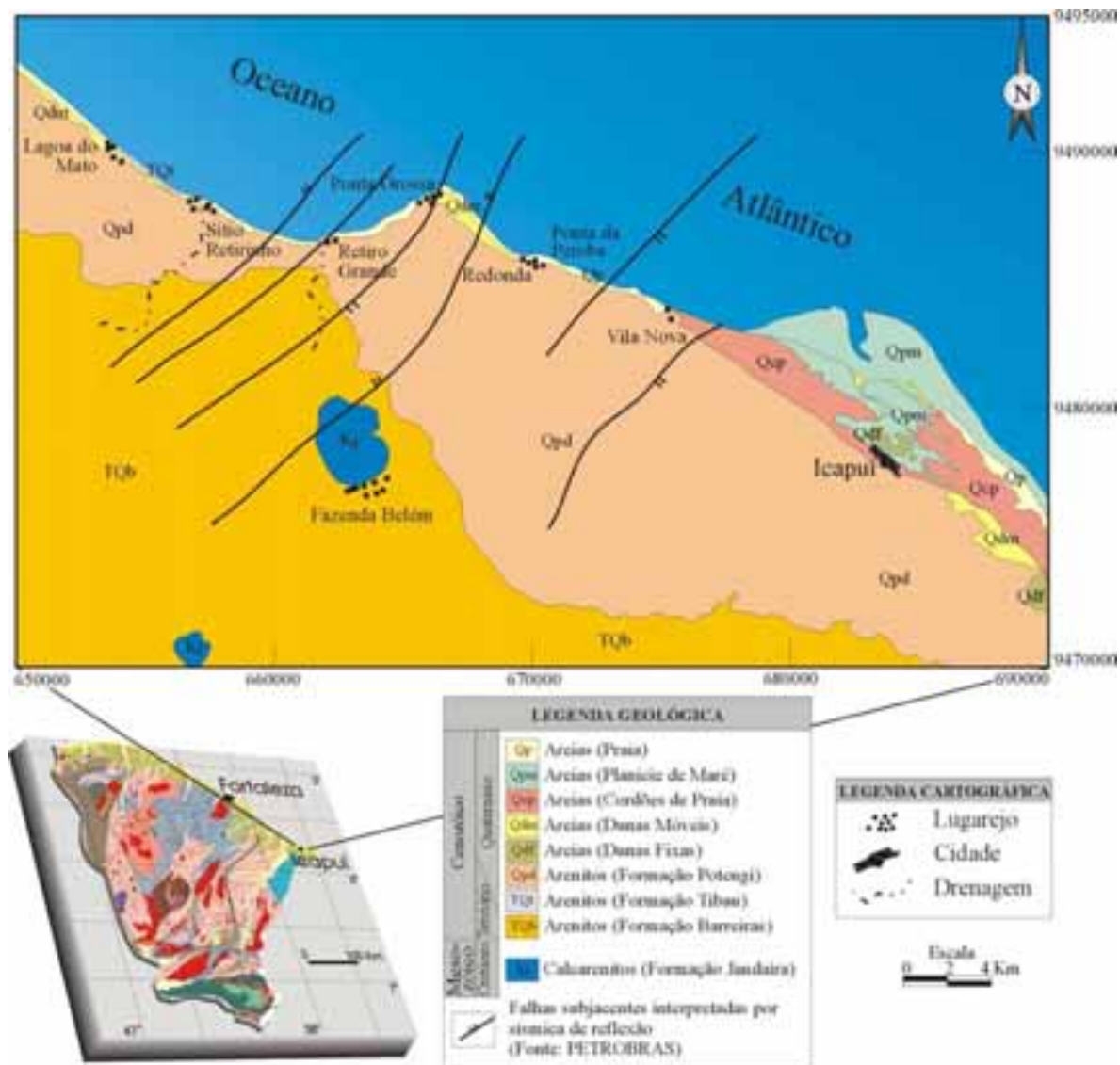


Figura 4.1 - Mapa geológico da área estudada, modificado de Fortes (1987).

As rochas carbonáticas afloram na base das falésias, apresentando um aspecto maciço e exibindo localmente macrofósseis de foraminíferos bentônicos. Ocorrem sob a forma de pequenos lajedos ao nível da praia atual, estando parcialmente recobertas pelas areias da praia, em algumas épocas do ano.

Para a unidade carbonática, foram aventadas inicialmente duas possibilidades de correlação, a primeira relacionando-a com a Formação Jandaíra (de idade turoniana-neocampaniana) e, a segunda, com a Formação Guamaré (de idade terciária). A primeira hipótese é favorecida, em virtude das semelhanças entre as fácies identificadas para as rochas carbonáticas da área com aquelas caracterizadas para a Formação Jandaíra em outras localidades da Bacia Potiguar. As fácies encontradas na área de trabalho, descritas no item 4.3, são semelhantes a algumas das fácies descritas por Gil (1997) que estudou a Formação Jandaíra na porção centro-oeste da Bacia Potiguar submersa, e Córdoba (2001) que realizou uma abordagem mais ampla, de caráter regional caracterizando faciologicamente de forma

detalhada, a Formação Jandaíra nas porções submersa e emersa de toda a bacia. Na região da bacia onde se encontra a área objeto deste estudo, tais autores descreveram fácies de baixa energia, variando de *mudstones* a *packstones*, contendo uma fauna bastante restrita formada basicamente por foraminíferos bentônicos miliolídeos, ostracodes e algas verdes. Estas fácies foram associadas por aqueles autores a sistemas de rampa interna ou amplas lagunas, protegidas por complexos de barras de maré. A interpretação dos dados sísmicos e de poços da PETROBRAS, nesta região (Campo da Fazenda Belém), também corroboram para esta correlação. A hipótese de correlação com a Formação Guamaré foi considerada pouco provável, pelo fato da mesma apresentar fácies distintas das descritas neste trabalho, a exemplo das que foram caracterizadas por Pessoa Neto (1999) ao longo da borda da plataforma, na Bacia Potiguar. O autor caracterizou fácies constituídas essencialmente por algas vermelhas coralináceas, macroforaminíferos e corais; todas representativas de depósitos de bancos bioclásticos de borda da plataforma.

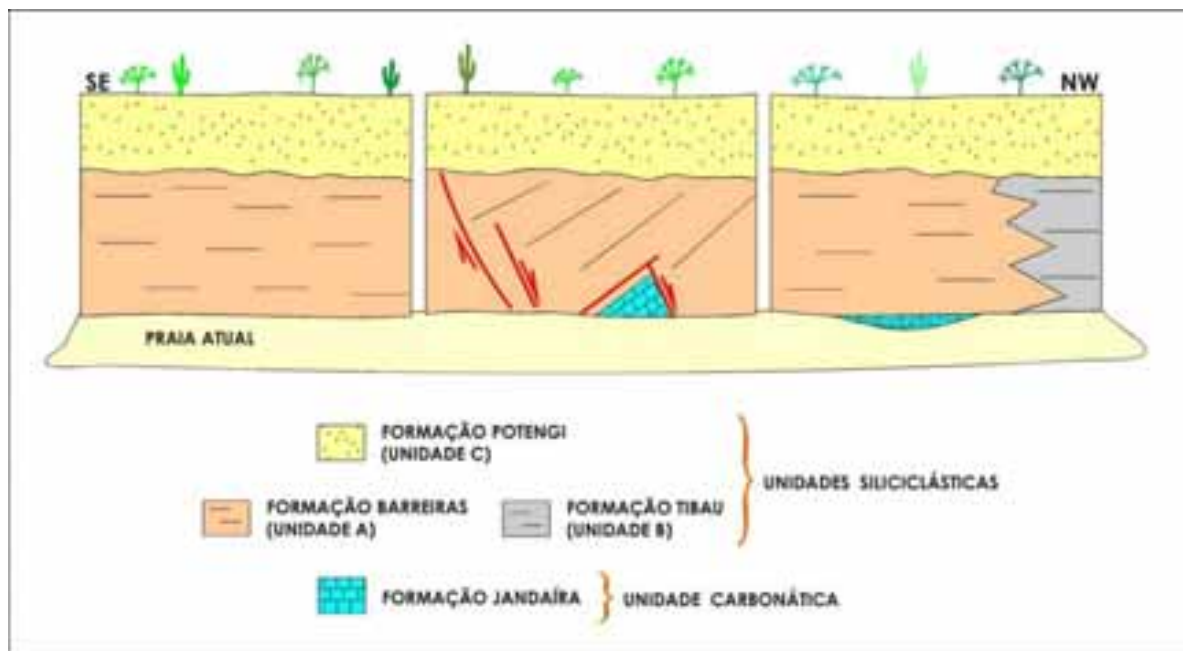


Figura 4.2 – Esquema ilustrativo do cenário de ocorrência das unidades carbonática e siliciclásticas que ocorrem ao longo das falésias costeiras, com suas respectivas propostas de correlações litoestratigráficas.

Dominando as exposições e dispendo-se no topo das rochas carbonáticas, ocorrem pacotes distintos de rochas siliciclásticas, ocupando as porções inferior e superior das falésias (Figura 4.2). O pacote inferior (**Unidade A**) apresenta-se em dois contextos estruturais distintos, ocorrendo sob a forma de estratos horizontalizados e não deformados, a situação mais usual, ou com camadas basculadas e afetadas por deformação de forte magnitude, em um trecho mais restrito do litoral entre Icapuí e Retiro Grande (Sousa *et al.* 1999, 2001). Nos trechos sem

deformação, as falésias expõem principalmente o nível superior, ou seja, o topo da **Unidade A**, o qual é composto por arenitos médios a grossos, com intercalações de níveis conglomeráticos, de coloração avermelhada. Na maioria das vezes, não apresenta estrutura interna aparente, evidenciando um aspecto maciço. Localmente (oeste de Ponta Grossa), algumas falésias exibem a porção inferior da unidade, sobreposta aos carbonatos da Formação Jandaíra. Todavia, é nas falésias com rochas deformadas (basculadas) que o nível inferior da **Unidade A** está melhor exposto, sendo representado por arenitos médios a siltico-argilosos, com coloração variando de amarelo, roxo e vermelho, em alguns casos mostrando-se bastante oxidada (óxido de ferro).

Aflorando no extremo oeste da área, entre as localidades de Lagoa do Mato e Sítio Retirinho (Figura 4.1), ocorre uma segunda unidade (doravante referida como **Unidade B**), caracterizada por arenitos médios a grossos, sem estrutura interna aparente, com coloração amarelada a esverdeada contendo nódulos de argila, possíveis marcas de raízes e grânulos de quartzo dispersos.

Na porção superior das falésias, capeando de forma discordante as unidades A e B, ocorrem os sedimentos da **Unidade C**. Estes são caracterizados por areias exibindo coloração branca e amarela, relacionadas a uma sedimentação eólica ("paleodunas"). A discordância na base desta unidade torna-se nítida quando os estratos sotopostos encontram-se basculados e falhados (discordância angular). Nos demais casos, o contato é erosional, marcado pela diferença em grau de litificação dos sedimentos.

Por fim, ainda são observados ao longo da área, sedimentos de dunas (móveis e fixas) e aqueles ligados à dinâmica costeira atual (cordões de praia, planícies de maré e praias), todos nitidamente posteriores à **Unidade C**, os quais não serão abordados neste trabalho (Figura 4.1).

A **Unidade A** foi inicialmente correlacionada, em trabalhos anteriores, à Formação Açu (Ursulino & Souza 1992). No entanto, a presença das rochas carbonáticas da Formação Jandaíra (Unidade Carbonática) na base das falésias, e uma profundidade mínima de ocorrência do topo da Formação Açu, neste trecho do litoral, estimada em 250 a 300 m através de dados sísmicos e de poços da PETROBRAS, descartam completamente esta hipótese de correlação. Em adição, as semelhanças nos aspectos composicionais e texturais observados em campo conduzem à sua correlação com a Formação Barreiras.

Para a **Unidade B**, que ocorre no extremo noroeste da área (Figura 4.1), propõe-se a correlação com a Formação Tibau. As semelhanças nos aspectos composicionais, texturais e nas estruturas sedimentares desta unidade, com a seção tipo da referida formação na Bacia Potiguar, mais precisamente na cidade homônima, foram os critérios que conduziram a tal correlação. As rochas desta formação mostram uma passagem lateral para as rochas da **Unidade A** (Formação Barreiras), que será discutida adiante, neste capítulo.

A última unidade siliciclástica (**Unidade C**), denominada informalmente de *sedimentos pós-Barreiras*, tem como hipótese de correlação a Formação Potengi (Nogueira *et al.* 1990 e Lucena 1999), em virtude de ambas apresentarem as mesmas características litológicas. Os

autores caracterizam esta formação como uma sucessão areno-quartzosa, com pouca argila, sem estrutura interna, com coloração amarelo-avermelhada, tornando-se mais escura em direção à costa. Esta variação na coloração está associada à intensificação do processo de laterização.

4.3 - Faciologia e Sistemas Depositionais das Unidades Carbonática e Siliciclásticas

4.3.1 - Introdução

Com a finalidade de melhor caracterizar as unidades carbonática e siliciclásticas que ocorrem na área, foram realizados estudos de fácies apoiados em dados de campo e microscópicos.

O uso do conceito de 'fácies sedimentar' é uma característica da estratigrafia moderna, embora o termo fácies já tenha sido mencionado por Steno (1669, *apud* Della Fávera 2001). Esse termo provém do latim *facies*, que representa, de forma mais ampla, a face ou aparência de um determinado conjunto de rochas. De acordo com Reading (1980), a fácies representa o produto do processo pelo qual uma rocha foi formada, podendo ser utilizada em diversos sentidos, como por exemplo ambiental, descritivo ou tectônico. Para o estudo faciológico das rochas na área, foram considerados apenas os aspectos descritivos e posteriormente, foram interpretados para cada fácies ou para associações destas, os sistemas e sub-sistemas deposicionais.

Com a finalidade de uniformização, foram utilizadas abreviações para a denominação de cada fácies. Para as unidades carbonática e siliciclásticas foi adotada a mesma seqüência de abreviações. A primeira letra, em negrito, representa a formação a qual pertence a fácies (**J** – Formação Jandaíra, **B** – Formação Barreiras, **T** – Formação Tibau e **P** – Formação Potengi). As abreviações seguintes estão relacionadas à litologia e aos aspectos texturais e composicionais, no caso da unidade carbonática, e apenas texturais para as unidades siliciclásticas; em ambos os casos grafadas em negrito e itálico (***P/W bio*** - *packstones* a *wackestones* bioclásticos e ***W bio*** - *wackestones* bioclásticos, para as rochas carbonáticas; ***Arn s/a*** - arenito sítico-argiloso, ***Arn f*** – arenito fino, ***Arn m*** – arenito médio, ***Arn m/g*** – arenito médio a grosso, para as unidades siliciclásticas). A última abreviação corresponde à estrutura sedimentar predominante, representada entre parênteses e em negrito, como por exemplo: (**B**) - com bioturbação, (**M**) - maciço, (**GN**) - com gradação normal, (**X_{ba}**) - com estratificação cruzada de baixo ângulo, (**X_t**) - com estratificação cruzada tabular tangencial na base e (**P_p**) - com estratificação plano-paralela. A figura 4.3 mostra um fluxograma com a caracterização das unidades carbonática e siliciclásticas, com as respectivas fácies para cada unidade.

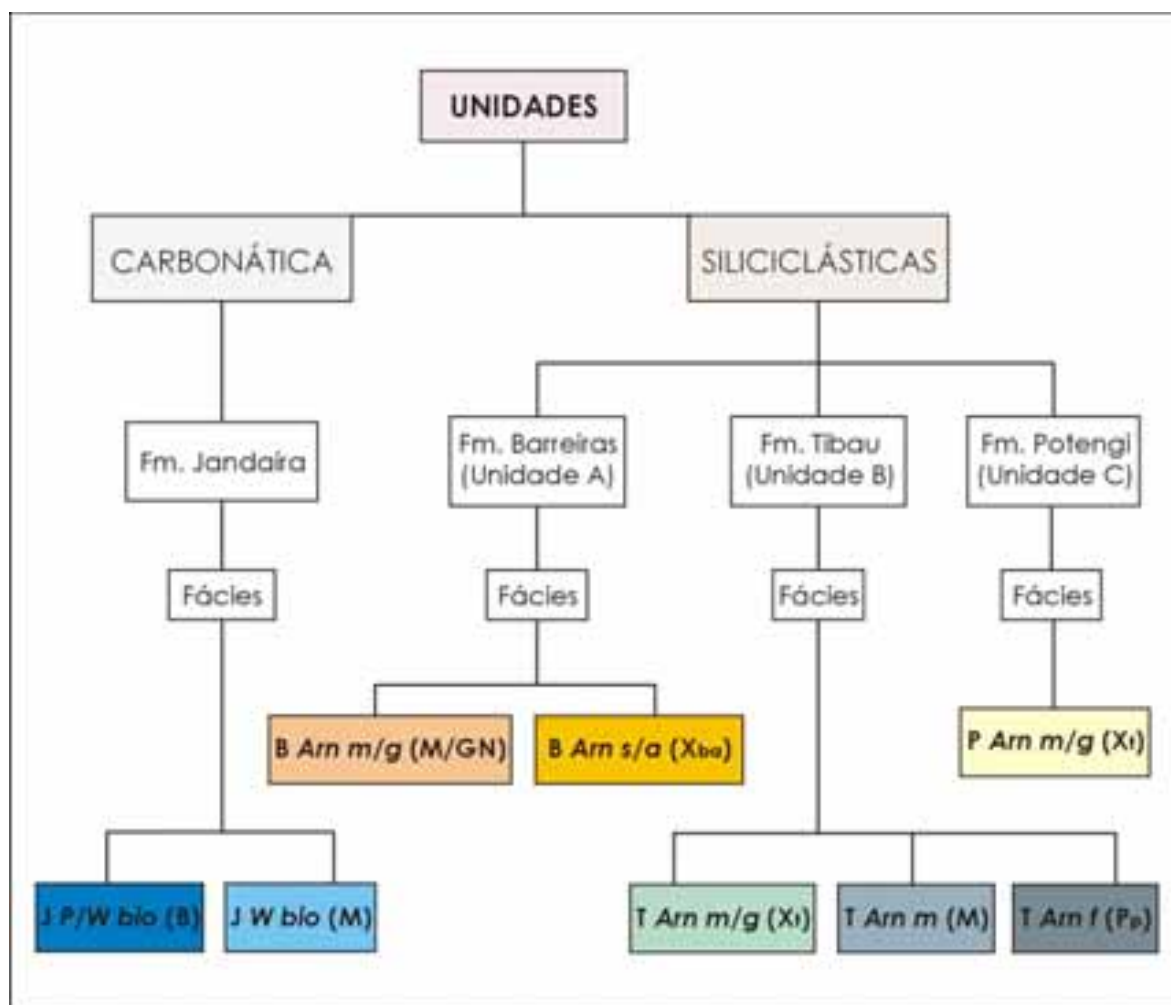


Figura 4.3 - Fluxograma ilustrando a caracterização das unidades carbonática e siliciclásticas, e as respectivas fácies. Formação Jandaíra: **J P/W bio (B)** - packstones a wackestones bioclásticos com bioturbações e **J W bio (M)** - wackestones bioclásticos maciços. Formação Barreiras: **B Arn m/g (M/GN)** - arenito médio a grosso maciço e com gradação normal e **B Arn s/a (Xba)** - arenito siltico-argiloso com estratificação cruzada de baixo ângulo. Formação Tibau: **T Arn m/g (Xt)** - arenito médio a grosso com estratificação cruzada tabular tangencial na base, **T Arn m (M)** - arenito médio maciço e **T Arn f (Pp)** - arenito fino com estratificação plano-paralela. Formação Potengi com a fácies **P Arn m/g (Xt)** - arenito médio a grosso com estratificação cruzada tabular tangencial na base.

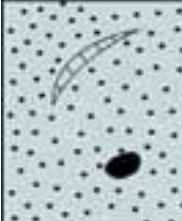
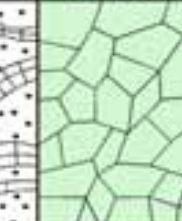
4.3.2 – Fácies da Unidade Carbonática

A caracterização das fácies para esta unidade utilizou preferencialmente critérios microscópicos; no entanto, também foram levados em consideração, de forma subordinada, critérios macroscópicos. Para esses últimos foram observadas as estruturas sedimentares, a geometria e a espessura dos pacotes. Na descrição de seções delgadas foram enfatizados os aspectos composicionais e texturais, os tipos e frequência dos grãos aloquímicos e suas associações. Para a nomenclatura de cada tipo litológico foi utilizada a classificação de

Dunham (1962), que nomeia as rochas carbonáticas de acordo com a textura deposicional (Tabela 4.1).

A partir das semelhanças entre as feições microscópicas, bem como das estruturas sedimentares observadas em campo, foi possível identificar duas fácies principais (Figuras 4.3 e 4.4), denominadas de *packstones* a *wackestones* bioclásticos com bioturbações, **J P/W bio (B)**, e *wackestones* bioclásticos maciços, **J W bio (M)**.

Tabela 4.1 - Classificação de rochas carbonáticas segundo Dunham (1962).

Textura deposicional reconhecível					Textura deposicional não reconhecível
Componentes originais não interligados durante a deposição			Componente originais interligados durante a deposição		
Contêm lama (partículas tamanho argila e silte fino)		Sem lama e sustentado por grãos			
Sustentado por lama	Sustentado por grãos				
Menos que 10% de grãos	Mais que 10% de grãos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Carbonato Cristalino
					

4.3.2.1 - *Packstones* a *Wackestones* Bioclásticos com Bioturbações – **J P/W bio (B)**

Esta fácies agrupa *packstones* a *wackestones* com bioclastos, dispersos em uma matriz micrítica recristalizada. As rochas que compõem esta fácies exibem granulometria variando de areia fina a grossa, com grânulos dispersos, sugerindo um selecionamento pobre a muito pobre. Seus constituintes principais são bivalvíos, equinodermas, gastrópodos, algas verdes e miliolídeos (Figuras 4.5 e 4.6). De forma subordinada, aparecem ostrácodes e grãos siliciclásticos (predominantemente de quartzo). O espaço intergranular encontra-se quase que totalmente preenchido por uma matriz micrítica, geralmente recristalizada. A cimentação é preferencialmente de calcita e, como cimento tardio, observa-se óxido de ferro. As rochas desta fácies exibem bioturbação, mascarando as estruturas sedimentares originalmente presentes (Figura 4.4).

Esta fácies depositou-se em condições de moderada energia, denotada pela quantidade de matriz presente e em condições de restrição à vida marinha em virtude da

baixa diversidade biótica. Desta forma, a fácies J P/W bio (B) foi depositada na zona de inframaré, provavelmente em uma laguna, na qual imperavam condições de águas relativamente calmas, onde os sedimentos eram afetados ocasionalmente pela atividade de organismos bioturbadores.

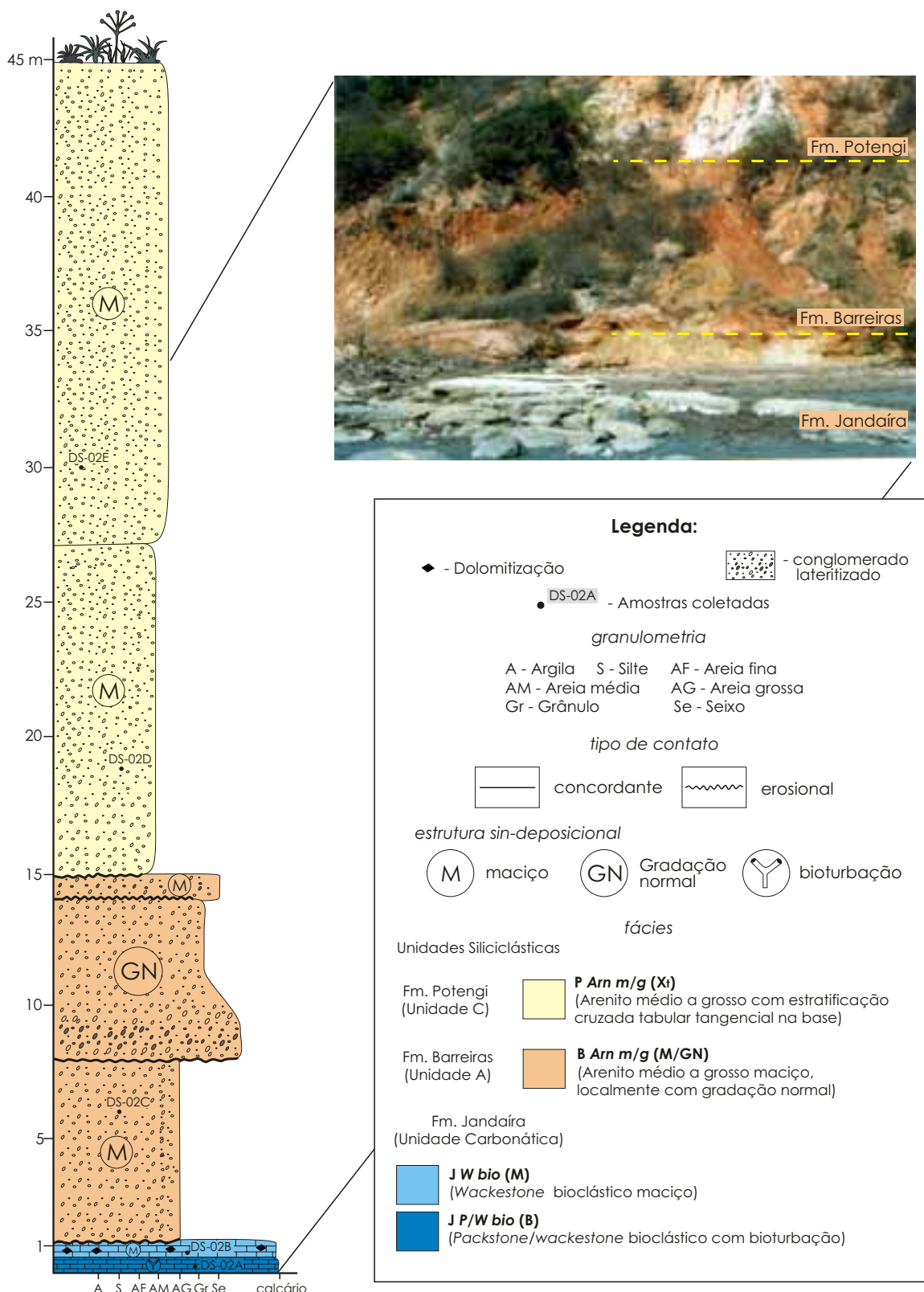


Figura 4.4 - Seção colunar a sudoeste de Ponta Grossa, mostrando o empilhamento vertical das fácies para as formações Jandaíra, Barreiras e Potengi.

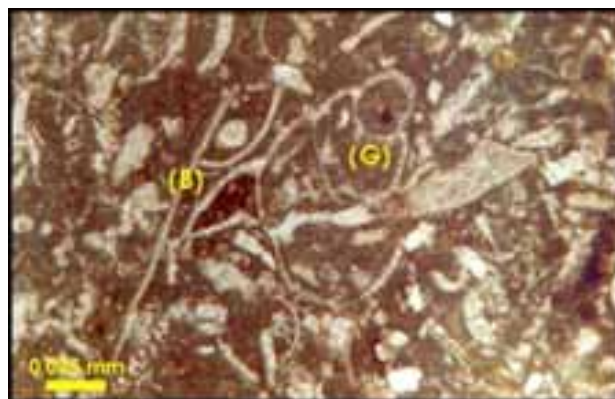
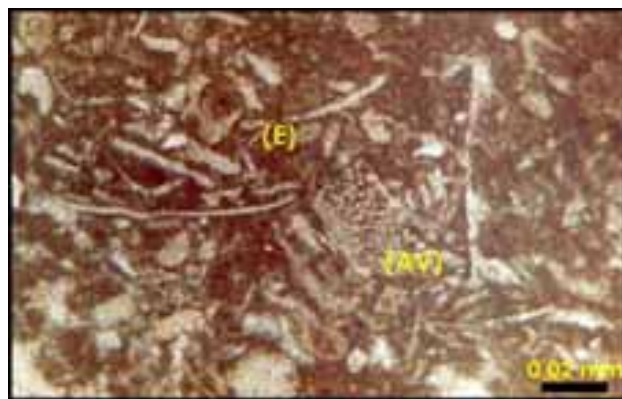


Figura 4.5 – Fácies **J P/W bio (B)** - Packstone com algas verdes (AV) e equinodermas (E), dispersos em uma matriz micrítica. Nicóis em uma matriz micrítica. Nicóis paralelos.

Figura 4.6 - Fácies **J P/W bio (B)** - Packstone com gastrópoda (G) e bivalvíos (B), dispersos em uma matriz micrítica. Nicóis paralelos.

4.3.2.2 - Wackestones Bioclásticos Maciços – J W bio (M)

Esta fácies ocorre topograficamente acima da fácies anterior (Figura 4.4), sendo composta por wackstones com bioclastos. Caracteriza-se por um nível de calcário com maior contribuição de siliciclásticos. As rochas desta fácies mostram-se pobremente selecionadas, com granulometria variando de areia fina a média. O arcabouço é formado por grãos bioclásticos (bivalvíos, equinodermas, algas verdes, moluscos, miliólídeos e gastrópodos) e, de forma subordinada, por grãos siliciclásticos (quartzo, feldspatos, micas e, como acessório epidoto; figuras 4.7 e 4.8). Esta fácies contém uma matriz micrítica, em parte recristalizada, e o cimento, quando observado de maneira restrita, é representado por um mosaico irregular, mesocristalino, de calcita. Aparentemente esta fácies exibe um aspecto maciço; todavia, a forma de ocorrência restrita à base das falésias, provavelmente esta limitando a identificação de quaisquer possíveis estruturas sedimentares. Nos locais onde esta fácies aflora observam-se fraturas preenchidas por calcita microcristalina (Figura 4.8) e outras mais tardias, abertas, localmente preenchidas por óxido de ferro.

As rochas desta fácies depositaram-se em condições de baixa energia, em regiões da laguna com águas ainda mais calmas e protegidas, com alguma contribuição fluvial que justifique a presença de grãos siliciclásticos.

4.3.3 – Fácies das Unidades Siliciclásticas

A definição das fácies para as unidades siliciclásticas foi baseada principalmente nos aspectos macroscópicos das rochas, descritos em campo, tais como textura, cor, composição, estruturas sedimentares e geometria dos pacotes. Os aspectos texturais e as estruturas sedimentares representam os principais critérios para a definição das fácies.

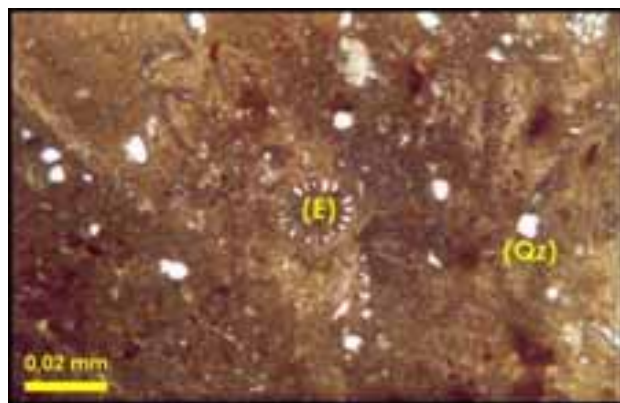


Figura 4.7 – Fácies **J W bio (M)** - Wackestone com espinhos de equinodermas (E) e grãos de quartzo (Qz), dispersos em uma matriz micrítica. Nicóis paralelos.

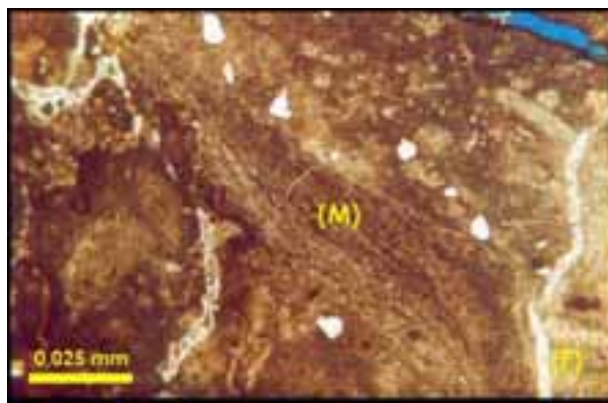


Figura 4.8 – Fácies **J W bio (M)** - Wackestone com fragmento de molusco (M) dispersos em uma matriz micrítica. Também se observam fraturas (F). Nicóis paralelos.

Em campo foram confeccionadas seções litoestratigráficas, em afloramentos contínuos, e seções colunares em pontos selecionados por serem mais representativos. Esta metodologia favoreceu uma melhor compreensão das relações laterais e verticais das fácies. O estudo de seções delgadas, que enfatizou os aspectos texturais e composicionais das rochas, permitiu um estudo mais detalhado das fácies. Também foram realizados estudos das assembléias de minerais pesados, que contribuíram para a distinção entre as diferentes unidades siliciclásticas.

As feições sedimentares observadas em campo, com ênfase às estruturas sedimentares associadas aos estudos microscópicos, permitiram a definição de duas fácies para a Formação Barreiras, três fácies para a Formação Tibau e uma fácies para a Formação Potengi.

4.3.3.1 - Fácies da Formação Barreiras

As duas fácies identificadas para a Formação Barreiras foram denominadas de fácies **arenitos médios a grossos maciços, localmente com gradação normal - B Arn m/g (M/GN)** e fácies **arenitos siltico-argilosos com estratificação cruzada de baixo ângulo- B Arn s/a (X_{ba})**.

A fácies **B Arn m/g (M/GN)** tem ampla distribuição na área estudada; é representada por rochas de cor avermelhada (Figuras 4.3 e 4.9), agrupando arenitos com granulometria variando de areia média a grossa, contendo ainda grânulos e seixos dispersos. Esta fácies mostra intercalações de níveis conglomeráticos, que apresentam seixos essencialmente de quartzo, cobertos por uma película de óxido de ferro e com tamanho atingindo até 3 cm. Em alguns locais esta fácies mostra uma variação para um arenito de granulometria areia fina. A análise petrográfica microscópica revela, como grãos principais, quartzo mono e policristalino, feldspatos e micas, além de epídoto, cianita e turmalina como grãos subordinados. Os grãos do arcabouço são comumente sub-angulosos a sub-arredondados. Os contatos flutuantes, pontuais e retos, entre os grãos, sugerem um empacotamento normal a frouxo, e o

selecionamento varia de moderado a pobre. Os estratos exibem geralmente um aspecto maciço; no entanto, em alguns locais observa-se gradação normal. A matriz é predominantemente argilosa e, em alguns casos, mostra-se bastante oxidada (óxido de ferro). Em um empilhamento vertical, esta fácies ocorre preferencialmente na porção superior da formação.

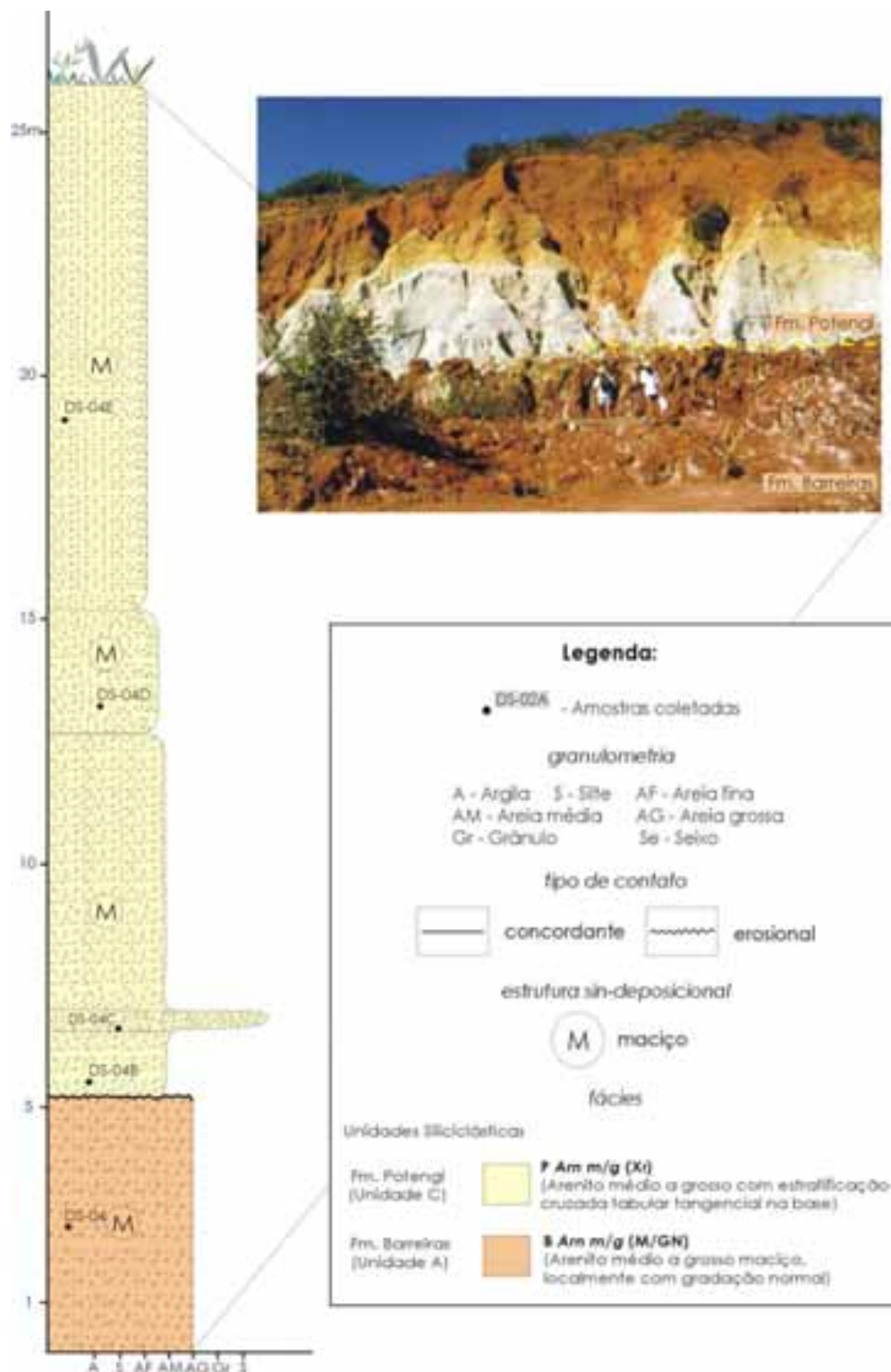


Figura 4.9 - Seção colunar em Ponta da Peroba, mostrando o empilhamento vertical das fácies para as formações Barreiras e Potengi.

A segunda fácies identificada corresponde à porção inferior da Formação Barreiras. No trecho do litoral estudado (desde Lagoa do Mato, a NW, até Icapuí, a SE), esta fácies ocorre nas falésias mais tectonizadas (entre Ponta Grossa e Vila Nova), o que sugere um efeito de exumação por basculamento e dobramento. A mesma, é designada de **B Arn s/a (X_{ba})** e agrupa arenitos finos siltico-argilosos, com granulometria variando de areia fina a muito fina. Em lâminas delgadas, a análise petrográfica caracteriza quartzo e feldspato como minerais principais, seguidos de turmalina, epídoto e opacos como acessórios. Os grãos do arcabouço são comumente angulosos a sub-arredondados. Os contatos pontuais, flutuantes e retos, entre os grãos, sugerem um empacotamento normal, com selecionamento moderado. Esses grãos encontram-se dispersos em uma matriz argilosa. Corresponde a fácies mais acamadada e exibe incipientes estratificações cruzadas de baixo ângulo mas, em alguns locais, apresenta um aspecto maciço (Figura 4.10 e ver adiante a figura 4. 18).

As litofácies identificadas para a Formação Barreiras, essencialmente arenosas, sugerem um sistema fluvial entrelaçado para a deposição desta unidade. A fácies **B Arn m/g (M/GN)** representaria os depósitos de barra, e as intercalações com níveis conglomeráticos, presentes nesta fácies, os representantes de depósitos de canal. Já a fácies **B Arn s/a (X_{ba})** representaria os depósitos de margem de canal, em condições de mais baixa energia. Trabalhos mais recentes (Alheiros & Lima Filho, 1991 e Vilas Bôas *et al.*, 2001) também reportam uma paisagem fluvial para as rochas da Formação Barreiras.

Com o estudo dos minerais pesados foi possível individualizar, para as duas fácies da Formação Barreiras, uma assembléia representada por 67% de opacos e 33% de minerais transparentes. Do total da mineralogia transparente, os minerais mais freqüentes são zircão (38%), sillimanita (13%), cianita (9%) e andaluzita, estaurolita, rutilo e turmalina (em média com 4% cada); ainda ocorrem, como acessórios, hornblenda e epídoto (< 1%; Figura 4.11). Esta assembléia é denominada de zircão-sillimanita com cianita.

O índice de estabilidade (ZTR/HB) calculado para as rochas sedimentares da Formação Barreiras é igual a 53%. O elevado índice ZTR para a Formação Barreiras reflete uma assembléia caracterizada por minerais pesados transparentes altamente concentrada em minerais ultra-estáveis (essencialmente zircão) quando comparável com a mineralogia instável, que ocorre como acessório.

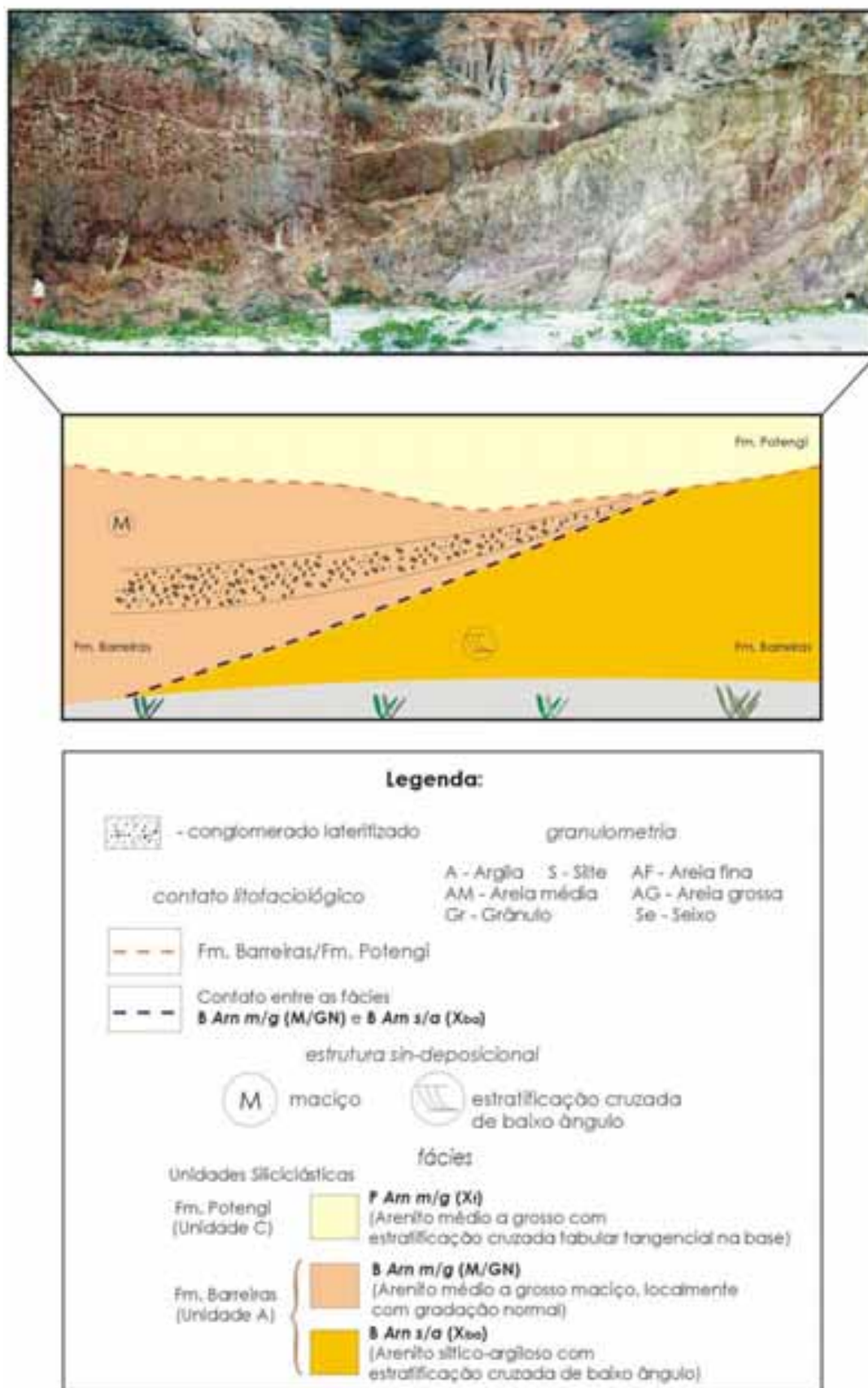


Figura 4.10 - Seção colunar na localidade de Ponta Grossa, mostrando o empilhamento vertical das fácies para as formações Barreiras e Potengi.

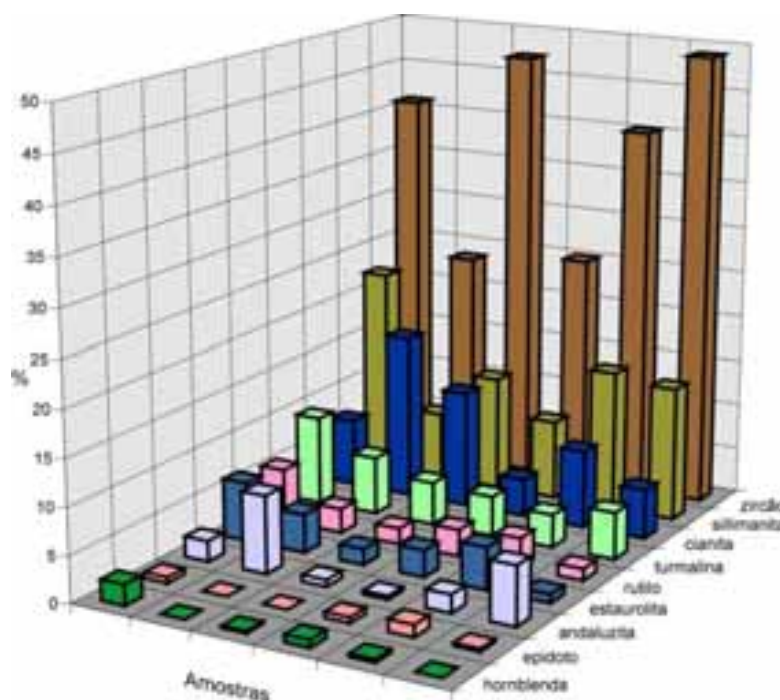


Figura 4.11 - Gráfico de barras ilustrando a porcentagem dos minerais pesados transparentes para a Formação Barreiras.

4.3.3.2 - Fácies da Formação Tibau

A segunda unidade siliciclástica, restrita ao extremo noroeste da área (Figura 4.1), é caracterizada por rochas arenosas e argilas com intercalações conglomeráticas. A partir das descrições dos afloramentos foram individualizadas três fácies, denominadas de **arenitos médios a grossos com estratificação cruzada tangencial na base - T Arn m/g (X_i)**, **arenitos médios maciços - T Arn m (M)** e **arenitos finos com estratificação plano-paralela - T Arn f (P_p)**.

A porção mais inferior é caracterizada pela fácies **T Arn m (M)**, representada por arenitos médios sem estrutura interna aparente, denotando um aspecto maciço. Apresenta coloração variando de amarelada a esverdeada, e contém nódulos de argila e grânulos de quartzo dispersos em uma matriz argilosa. A fácies exibe, em certos locais, níveis de argila verde e seus estratos apresentam espessuras de até 0,5 m (Figura 4.12). Em discordância erosional com este pacote ocorre a fácies **T Arn m/g (X_i)** (Figura 4.13), que é composta por arenitos médios a grossos contendo estratificações cruzadas tangenciais na base. Apresenta níveis de conglomerados intercalados, contendo seixos de até 3cm, essencialmente de quartzo, com formas subangulosas a sub-arredondadas. A porção superior é representada pela fácies **T Arn f (P_p)**, que envolve arenitos com granulometria areia fina, com coloração esverdeada e estratificações plano-paralelas. Os grãos são essencialmente sub-arredondados e o empacotamento é normal, denotado pelos contatos entre os grãos. Essa fácies é marcada por uma matriz argilosa de coloração esverdeada, possivelmente de clorita, que ocorre de forma dispersa entre os grãos.



Figura 4.12 – Nível de argila (Arg.) com espessura centimétrica, encontrado na fácies **T Arn m (M)** da Formação Tibau, na localidade de Lagoa do Mato/CE.

As fácies descritas para a Formação Tibau ocorrem lateralmente associadas com a fácies **B Arn m/g (M/GN)** de coloração avermelhada, individualizada na Formação Barreiras, evidenciando uma passagem lateral entre as unidades (Figura 4.14). Essa passagem vem corroborar com o contato interdigitado proposto na carta litoestratigráfica para a Bacia Potiguar (Araripe & Feijó 1994).

Como foi discutido no início do capítulo, a correlação desta unidade com a Formação Tibau foi baseada na comparação com a seção tipo da referida formação, que ocorre na Praia de Tibau – RN, fronteira com o CE. Visando tal comparação, na seção tipo foram encontrados tipos litológicos semelhantes às fácies descritas na região de Lagoa do Mato (CE), denominadas de **T Arn m/g (Xi)**, **T Arn m (M)** e **T Arn f (Pp)**. Nesta seção, observa-se ainda estruturas de fluidização na forma de dobras e diápiros de areia. Nota-se uma frequência maior das fácies mais finas, **T Arn m (M)** e **T Arn f (Pp)**, na seção descrita na praia de Tibau, em comparação com a seção levantada em Lagoa do Mato, na qual a fácies **T Arn m/g (Xi)** é proeminente (Figuras 4.13 e 4.15).

Araripe & Feijó (1994) e Farias (1997) interpretam que as rochas que compõem a Formação Tibau representam leques costeiros. Com base nisso, as fácies identificadas na área foram associadas a depósitos que integram este sistema. As fácies **T Arn m/g (Xi)** e **T Arn m (M)** corresponderiam os depósitos de canais em porções mais medianas do leque, e a fácies **T Arn f (Pp)** representaria as porções mais distais do leque.

O estudo de minerais pesados revelou que, na localidade de Lagoa do Mato, as rochas apresentam uma assembléia composta, em média, por 64% de minerais opacos e 36% de minerais transparentes. O total da mineralogia transparente principal inclui zircão (51%), estaurolita (17%), epídoto (10%), andaluzita (6%), hornblenda (4%), turmalina (4%), sillimanita (3%) e cianita (2%; Figura 4.16), constituindo desta forma uma assembléia do tipo zircão-estaurolita-epídoto, com andaluzita e hornblenda. O índice de estabilidade (ZTR/HB) calculado para a Formação Tibau, nesta localidade, é igual a 16%.

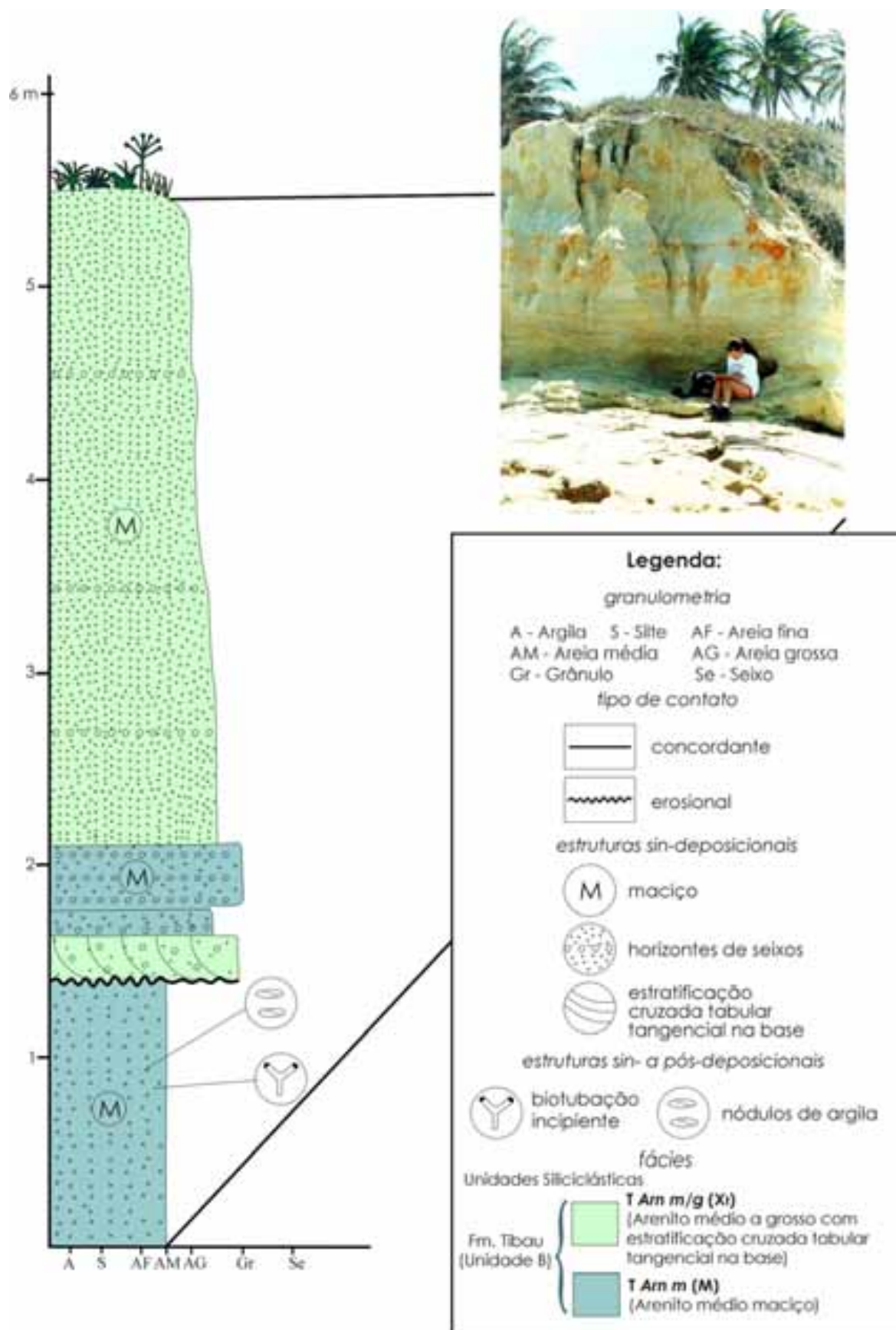


Figura 4.13 - Seção colunar na região de Lagoa do Mato, mostrando o empilhamento das fácies que compõem a Formação Tibau.

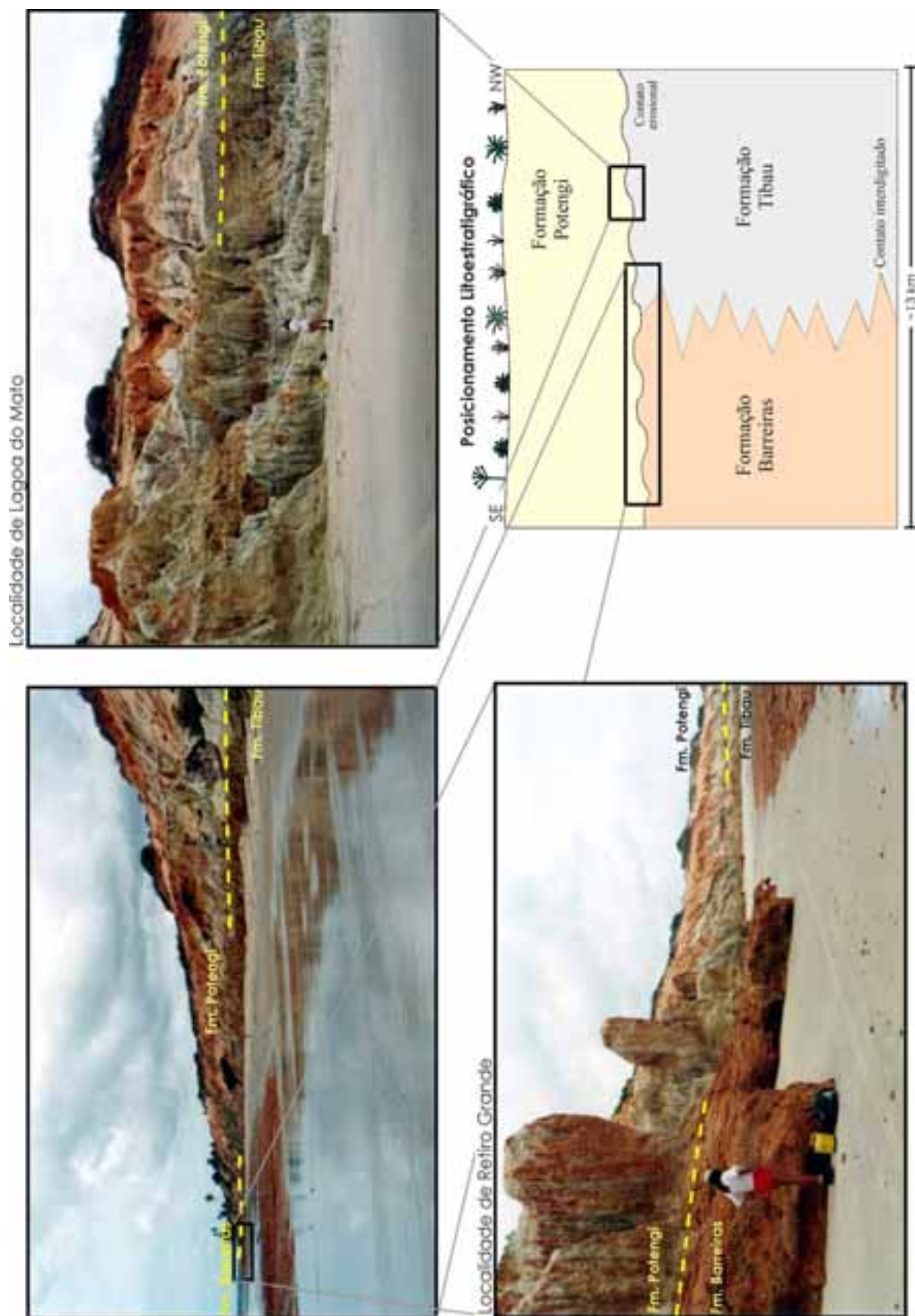


Figura 4.14 - Mudança lateral de fácies entre as formações Barreiras e Tibau, evidenciada na localidade Sítio Retirinho.

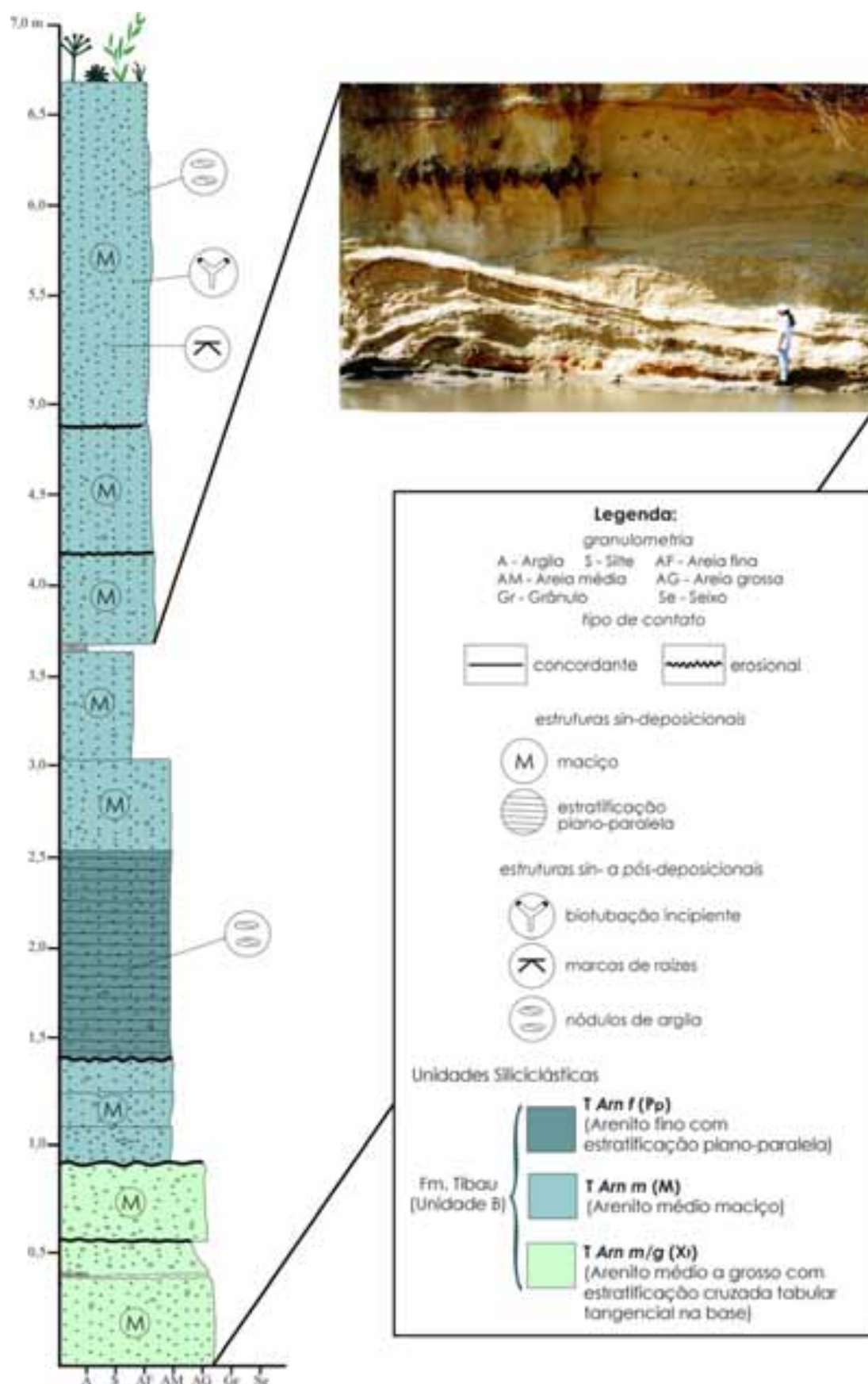


Figura 4.15 - Seção colunar na região de Tibau, caracterizando as fácies na seção tipo da formação homônima. Notar na foto a presença de uma dobra originada por fluidização.

Na seção da praia de Tibau (RN), os minerais pesados nos sedimentos foram caracterizados por uma assembléia composta, em média, por 60% de minerais opacos e 40% de minerais transparentes. O total da mineralogia transparente principal inclui zircão (51%), estaurolita (17%), epídoto (10%), andaluzita (7%), hornblenda (5%), turmalina (5%), sillimanita (4%) e cianita (2%; Figura 4.16). Desta forma, também constitui uma assembléia representada por zircão-estaurolita-epídoto com andaluzita e hornblenda, e o índice de estabilidade (ZTR/HB) para esta unidade é igual a 14%. A grande semelhança entre as assembléias de minerais pesados e os valores dos índices de estabilidade, bem como as feições sedimentares observadas em campo, nas duas localidades analisadas, corroboram com a correlação proposta, com a atribuição de ambas as seções à mesma unidade litoestratigráfica.

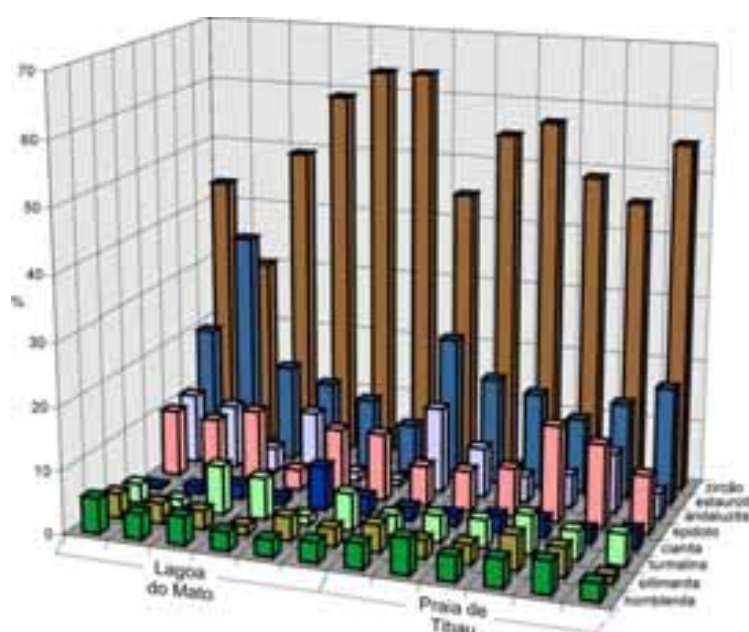


Figura 4.16 - Gráfico de barras ilustrando a porcentagem dos minerais transparentes para a Formação Tibau no Ceará e Rio Grande do Norte.

4.3.3.3 - Fácies da Formação Potengi

A unidade siliciclástica aflorante na porção superior das falésias é essencialmente arenosa e parcialmente consolidada. Ocorre ao longo de todo o litoral estudado, capeando de forma discordante as formações Barreiras e Tibau. Para esta unidade foi possível identificar uma fácies denominada de **arenitos médios a grossos com estratificação cruzada tabular tangencial na base - P Arn m/g (X₁)**, sendo caracterizada por duas camadas de arenitos, uma inferior de coloração branca, e a superior com coloração vermelha a amarelada. Ambas apresentam uma granulometria variando de areia média a grossa. Em análise petrográfica, a unidade é composta por quartzo e feldspato como grãos principais, e por turmalina e opacos, como acessórios. Os grãos são geralmente sub-angulosos a sub-arredondados e moderadamente selecionados. O empacotamento é frouxo denotado pelos contatos preferencialmente flutuantes entre os grãos. Exibem estratificações cruzadas de grande porte tangenciais na base, e uma bimodalidade textural entre os planos de estratificação (Figura

4.17, ver também Figuras 4.4, 4.9 e 4.10). A coloração vermelha no topo pode estar relacionada a um processo de oxidação recente, desaparecendo progressivamente na porção inferior da unidade.

O contato destes litotipos, com a Formação Barreiras ou com a Formação Tibau, envolve uma discordância erosional evidenciada pelo contato irregular, nos trechos não deformados, e uma discordância estrutural nítida nos setores em que a Formação Barreiras encontra-se afetada por forte deformação (Figura 4.18), denotada pelo basculamento ou dobramento dos estratos subjacentes.

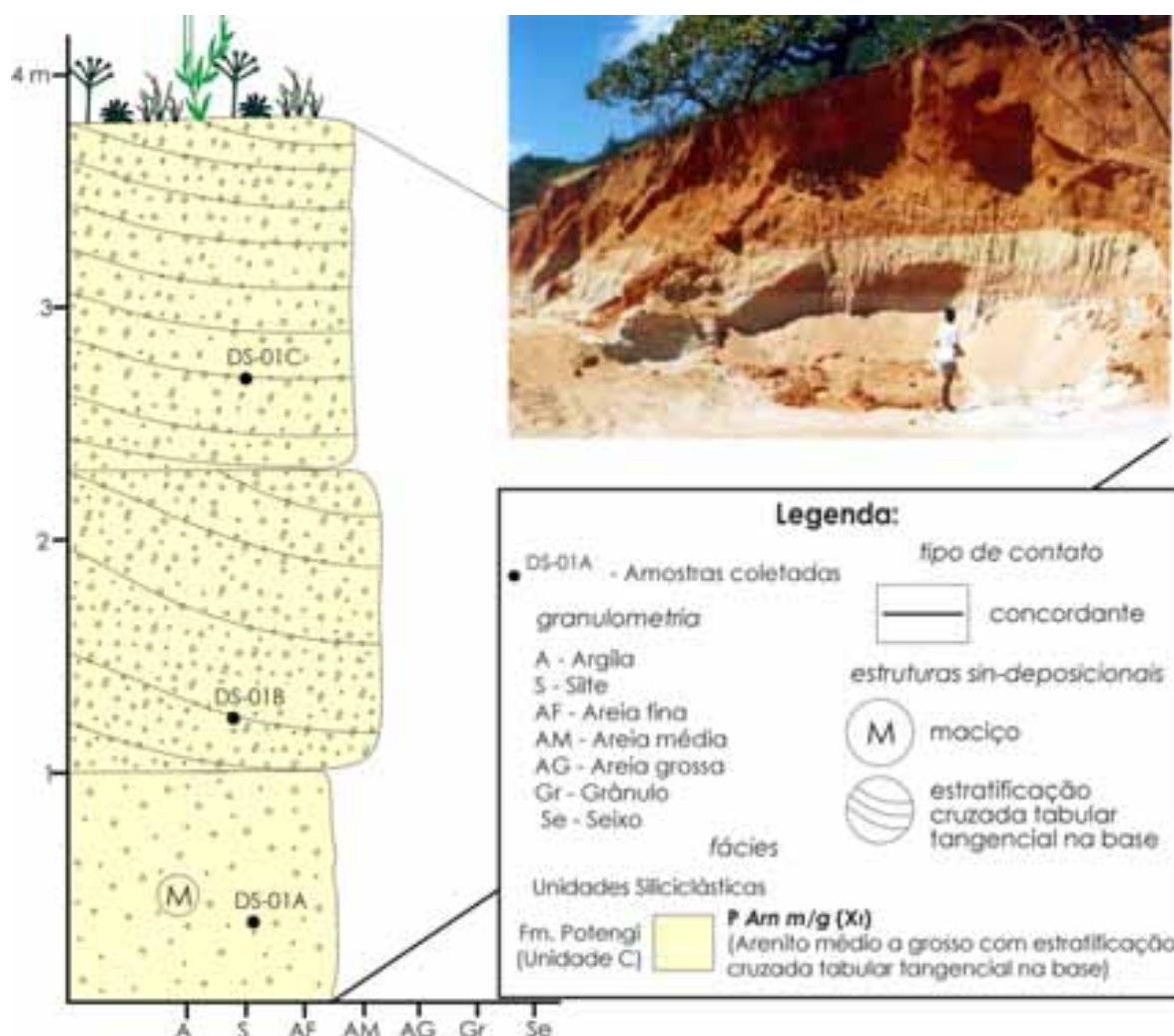


Figura 4.17 - Seção colunar na localidade de Barreiras, mostrando o empilhamento da fácies para a Formação Potengi.

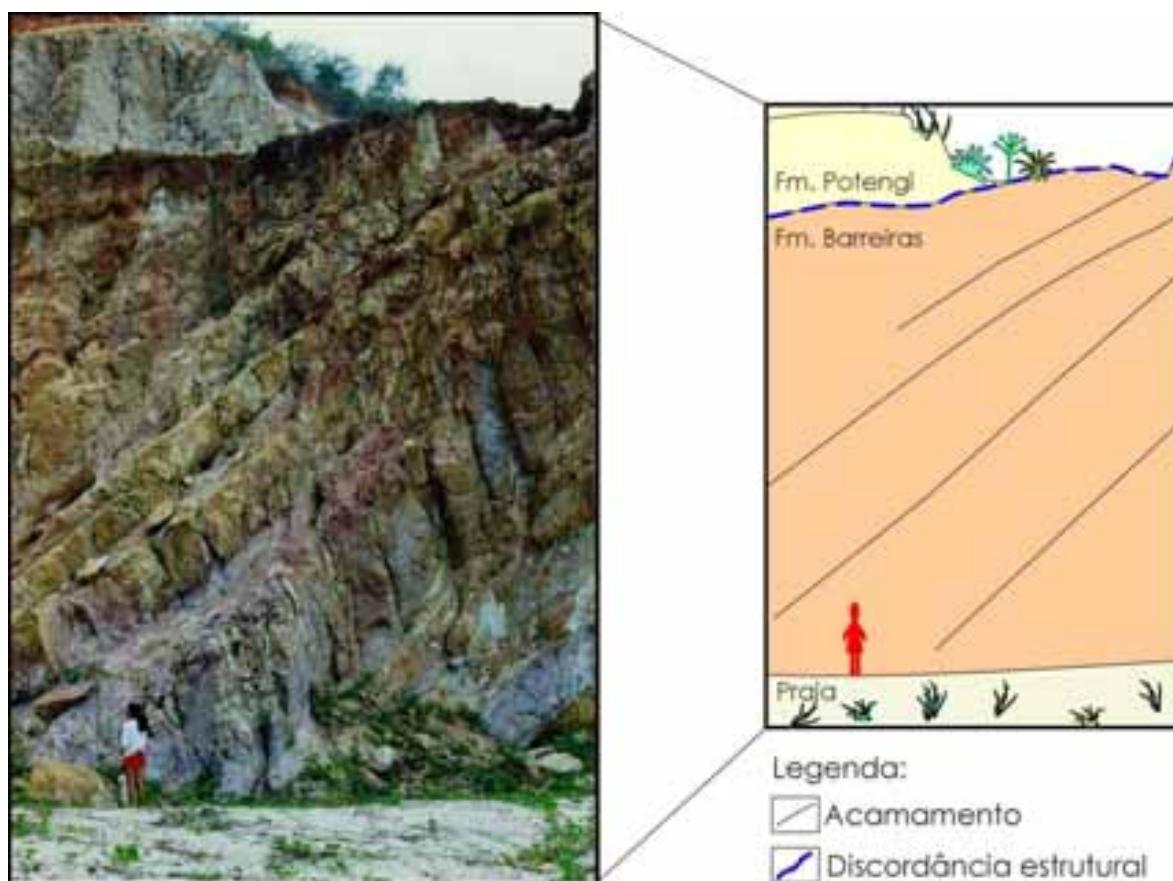


Figura 4.18 – Discordância estrutural evidenciada entre as formações Barreiras e Potengi, em afloramento vizinho ao Povoado de Ponta Grossa.

A litofácies **P Arn m/g (X₁)**, identificada para a Formação Potengi, com estratificações cruzadas tabulares de grande porte e uma bimodalidade textural observada entre os planos de estratificação, sugere deposição associada a um sistema eólico. O caráter da sedimentação eólica para esta unidade vem sendo reportada em trabalhos mais recentes (Nogueira *et al.* 1990, Farias 1997, Lucena 1999).

O estudo dos minerais pesados revelou uma assembléia representada por 63% de opacos e 37% de transparentes. A mineralogia de pesados transparentes é formada por zircão (50%), estauroлита (17%), andaluzita (10%), turmalina (7%), cianita e sillimanita (4% cada), além de hornblenda (3%) e epídoto (2%; Figura 4.19), constituindo uma assembléia representada por zircão-estauroлита-andaluzita com turmalina. O índice de estabilidade (ZTR/HB) para estes sedimentos é de 19%. Tal valor no índice ZTR, quando comparado com a Formação Barreiras, provavelmente reflete a contribuição desta formação nas rochas da Formação Potengi.

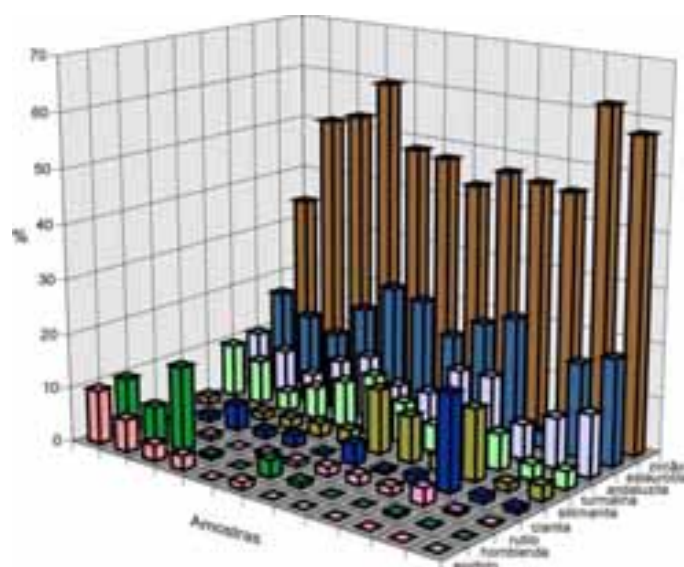


Figura 4.19 - Gráfico de barras ilustrando a porcentagem dos minerais pesados transparentes para a Formação Potengi.

4.4 - Discussões e Considerações

A caracterização das unidades meso-cenozóicas aflorantes na região de Icapuí-Ponta Grossa permite estabelecer um arcabouço litoestratigráfico ao qual serão relacionadas as estruturas de origem tectônica, principal objetivo desta tese. Em adição, o estudo aportou dados que contribuem para a discussão dos modelos litoestratigráficos regionais para o Cenozóico da Bacia Potiguar.

A unidade mais antiga, aflorante na área, é representada por rochas carbonáticas atribuídas à Formação Jandaíra. A problemática de correlação litoestratigráfica destes carbonatos com as formações Jandaíra ou Guamaré, relatada no início do capítulo, foi abordada a partir dos dados microscópicos e de campo, com a individualização das fácies *packstones* a *wackestones* bioclásticos com bioturbações – **J P/W bio (B)** e *wackestones* bioclásticos maciços – **J W bio (M)**. Essas fácies e, em especial, o conteúdo fóssilífero reportado previamente, mostram forte afinidade com aquelas identificadas em trabalhos anteriores desenvolvidos na Bacia Potiguar (Gil 1997, Córdoba 2001). As características composicionais e texturais das fácies indicam que as mesmas representam depósitos ligados a um sistema deposicional de laguna (região de inframaré).

Até o presente, a Formação Tibau apresentava ocorrência bastante restrita na porção emersa da Bacia Potiguar. Esta unidade havia sido caracterizada ou mapeada somente no litoral do Estado do Rio Grande do Norte, vizinho ao Ceará, mais precisamente na praia de Tibau (Campos e Silva 1969), ou na região a sudeste e sul de Macau (Farias 1997, Almeida & Jardim de Sá 2001). Nesta última região, Farias (1997) considerou que a Formação Tibau estaria sotoposta à Formação Barreiras, como ocorre nas falésias da Ponta do Tubarão. Em adição, os arenitos da Formação Tibau são capeados ou intrudidos por basaltos e diabásios da Formação Macau (Mioceno), como ocorre naquela localidade tipo. No presente trabalho, outra ocorrência da Formação Tibau foi identificada no extremo noroeste da Bacia Potiguar, entre as

localidades de Lagoa do Mato e Sítio Retirinho. Nestes locais, foi possível evidenciar a passagem lateral para as rochas da Formação Barreiras, sendo ambas cobertas pelos sedimentos da Formação Potengi, em discordância erosional e estrutural. A passagem lateral aqui reportada indica que essas unidades representam, pelo menos em parte, fácies penecontemporâneas de um complexo sistema deposicional. A caracterização das assembléias de minerais pesados para as duas regiões (Tibau - RN e Retirinho - CE) mostrou uma forte semelhança, quali e quantitativamente, entre as assembléias e os valores de ZTR, dando suporte à correlação proposta. Comparando os resultados aqui obtidos com aqueles reportados na área de Macau, a posição da Formação Tibau fica confirmada como equivalente lateral, mas também sotoposta à Formação Barreiras e Vulcânicas Macau, como proposto na coluna estratigráfica da Bacia Potiguar (Araripe & Feijó 1994).

Para a Formação Barreiras foram individualizadas duas fácies principais, denominadas de arenitos médios a grossos maciços, localmente com gradação normal - **B Arn m/g (M/GN)**, e arenitos siltico-argilosos com estratificação cruzada de baixo ângulo - **B Arn s/a (X_{ba})**, que ocorrem respectivamente nas porções superior e inferior das falésias estudadas. A associação das fácies leva a inferir um sistema fluvial entrelaçado, com depósitos de barra, canal e margem de canal. O contato entre as duas fácies da Formação Barreiras pode envolver uma descontinuidade estrutural (descolamento ou falha de alto ângulo), ou pode exibir um aspecto transicional; neste caso, a deposição da fácies superior é sincrônica a falhamentos distensionais, enquanto que a fácies inferior é pré-tectônica (ver detalhes no item 5.6).

A caracterização da Formação Barreiras, com base nas associações faciológicas reconhecidas, semelhança com outras áreas de ocorrência desta unidade, e a presença das rochas carbonáticas sotopostas (sejam da Formação Jandaíra ou mesmo da Formação Guamaré), invalidam a correlação dessas rochas siliciclásticas com a Formação Açu. Este é o ponto decisivo para atribuir idade neógena à forte deformação observada nas falésias entre Ponta Grossa e Icapuí. Os dados sísmicos corroboram com esta correlação, uma vez que o topo da Formação Açu situa-se a profundidades da ordem de 250 a 300 m; uma eventual exposição da referida unidade iria requerer a conseqüente erosão de toda a Formação Jandaíra, o que não é constatado na área.

A distribuição lateral de fácies da Formação Barreiras ao longo do trecho de litoral estudado apresenta algumas "anomalias" que requerem explicações de ordem tectônica-erosional. Uma proposta de correlação litoestratigráfica entre as unidades aflorantes, entre as localidades de Lagoa do Mato e Ponta Grossa, é ilustrada na figura 4.20. A fácies superior da Formação Barreiras tem uma ampla distribuição. Por outro lado, a ocorrência da fácies inferior está restrita ao trecho intensamente deformado compreendido entre Ponta Grossa e Vila Nova/Icapuí, sugerindo uma exumação tectônica da fácies inferior (e mesmo do topo da Formação Jandaíra), creditada a basculamento dos estratos por falhas distensionais (Ponta Grossa, ou soerguimento por dobramento e deformação transpressional (Vila Nova), o que será detalhado no capítulo V.

Imediatamente a oeste do povoado de Ponta Grossa, o calcário da Formação Jandaíra ocorre subhorizontal na base da falésia, sotoposto à fácies superior da Formação Barreiras, estando a fácies inferior completamente ausente (ou restrita a poucos metros de espessura, respeitando a omissão parcial de exposições; figuras 4.4 e 4.20a). Esta situação contrasta fortemente com a espessa seção da fácies inferior, basculada e em contato gradacional, no topo, com a fácies superior, conforme observado na falésia a leste do povoado, distante cerca de 400 m (Figura 5.9). A fácies inferior reaparece mais a oeste, próximo à sede da Fazenda Retiro Grande (Figura 4.20b), novamente exposta por basculamento. Esta situação levanta duas possibilidades: (i) a não deposição da fácies inferior a oeste de Ponta Grossa, ou (ii) sua erosão em um bloco soerguido (*horst*) naquele setor, fazendo aflorar o calcário, recoberto pela fácies superior. A primeira hipótese é considerada pouco provável, uma vez que a distância entre os afloramentos citados é muito reduzida (400 m). A segunda hipótese, compatível com a tectônica distensional que afeta estas rochas, implica em processos de erosão e deposição sintectônicos, com discordâncias locais (ver detalhes e outras situações no item 5.6). Em setores mais afastados a oeste, como em Lagoa do Mato e Retirinho, a fácies inferior da Formação Barreiras é esperada ocorrer em subsuperfície.

A relação entre a Formação Barreiras e os sedimentos pós-Barreiras constitui um outro ponto de controvérsia na literatura, a exemplo das paleocascalheiras, bem expostas como terraços antigos do Rio Açu (Fonseca 1996), semelhantes aos conglomerados da fácies superior da Formação Barreiras. Na região de Natal, esses depósitos pós-Barreiras receberam a designação de Formação Potengi, sendo caracterizados por seqüências arenosas de origem eólica, sem estrutura interna aparente, admitindo-se uma discordância erosional na sua base (Nogueira *et al.* 1990). Na área aqui abordada, o forte basculamento das camadas da Formação Barreiras, no setor entre Icapuí e Ponta Grossa, comprova o contato discordante, com nítido contraste da deformação, entre as duas unidades. O termo Formação Potengi foi aqui tentativamente empregado para designar os sedimentos pós-Barreiras, com a restrição da grande distância envolvida, em depósitos cuja faciologia é variada.

O estudo dos minerais pesados para as formações Barreiras, Tibau e Potengi mostrou uma variação nos valores de ZTR, sugerindo uma mudança quantitativa da maturidade mineralógica da assembléia de minerais pesados. Os maiores valores deste índice foram calculados para a Formação Barreiras (53%), implicando numa dissolução dos minerais mais instáveis e conseqüente concentração dos estáveis, ou uma área fonte inicialmente empobrecida em minerais instáveis. Os valores mais elevados deste índice, para esta unidade, possivelmente refletem o primeiro processo, uma vez que a área fonte para esta unidade corresponde ao embasamento cristalino e/ou o retrabalhamento dos litotipos sotopostos (a Formação Açu ou siliciclásticos correlatos à Formação Jandaíra), localizados bem mais a sul da área. Este fato é apoiado pelo aspecto geralmente desgastado dos grãos. A Formação Tibau fornece valores do índice ZTR em torno de 16%, representando uma assembléia com relativa quantidade de minerais instáveis, quando comparada com a Formação Barreiras. Os valores

nos índices ZTR obtidos neste estudo corroboraram para a distinção entre as Formações Barreiras e Tibau, bem como para realçar a semelhança entre os depósitos correlacionados à Formação Tibau na presente área (Lagoa do Mato), quando comparados com a seção tipo da referida unidade.

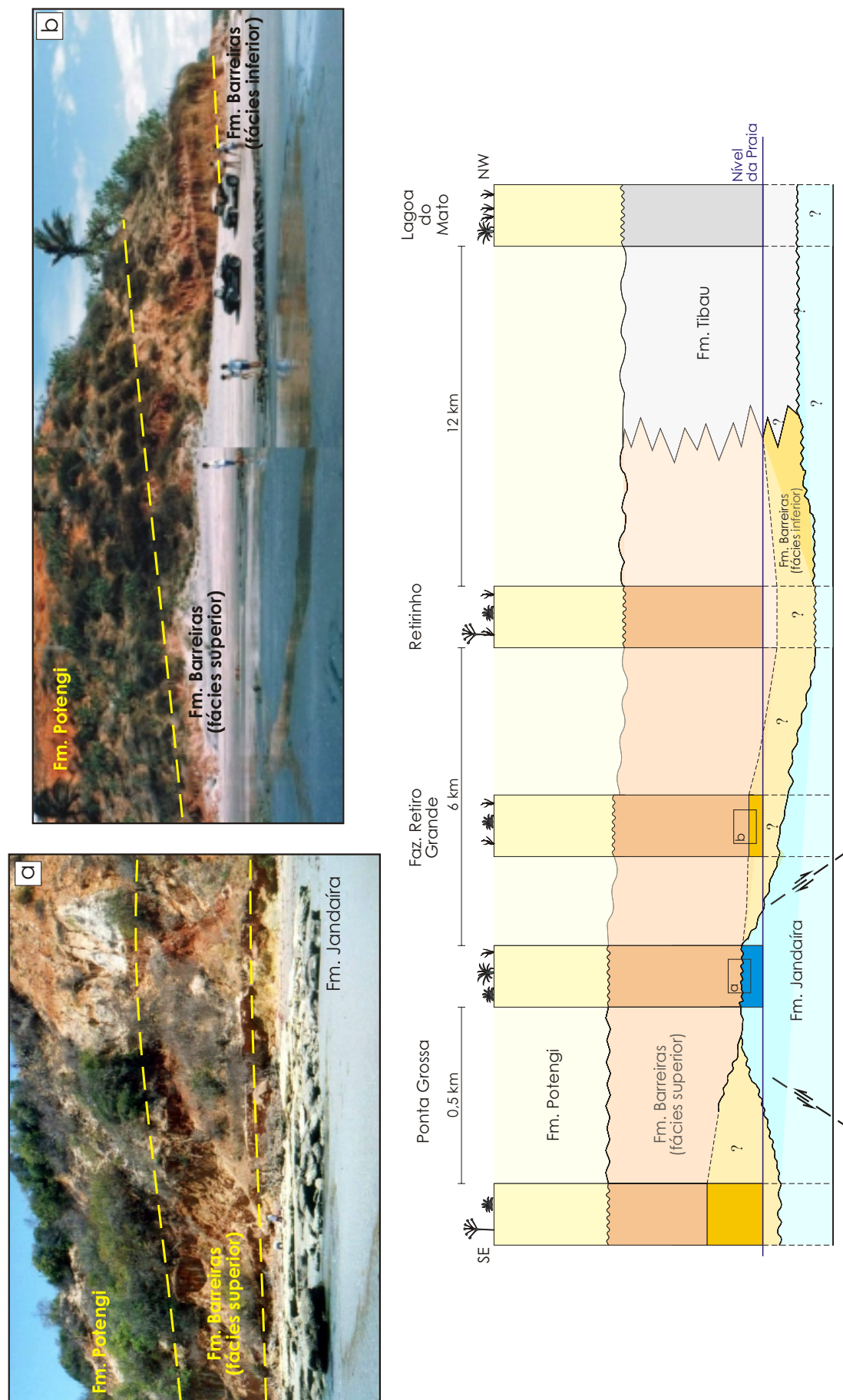
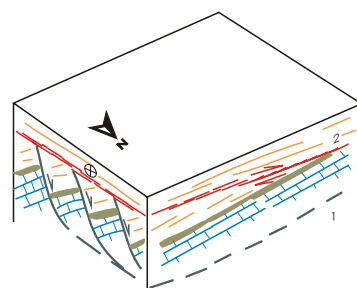


Figura 4.20 - Distribuição lateral das fácies da Formação Barreiras entre as localidades de Ponta Grossa e Lagoa do Mato, ilustrando o possível controle tectônico-erosional na omissão da fácies inferior, no povoado de Ponta Grossa (a). Em direção a oeste, a fácies inferior volta a aparecer, restritamente, na sede da Fazenda Retiro Grande (b).

Capítulo V

A Deformação na Formação Barreiras e o Contexto Tectônico Regional



CAPÍTULO V

A DEFORMAÇÃO NA FORMAÇÃO BARREIRAS E O CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL

5.1 - Introdução

Ao longo de toda a área estudada, chamam atenção as feições estruturais identificadas nas rochas da Formação Barreiras. É importante colocar aqui, que na visão geológica clássica, unidades tão jovens (as "coberturas cenozóicas", ou "coberturas quaternárias") seriam caracteristicamente desprovidas de registro estrutural. Excetuando as estruturas sedimentares, as demais feições são muitas vezes atribuídas à transporte de massa por mecanismos gravitacionais, sem nenhuma relação com tensões tectônicas. A revisão bibliográfica (Capítulo III) mostra que este conceito está sendo modificado (ver, em especial, Bezerra & Vita-Finzi 2000, Jardim de Sá *et al.* 1999, 2001). Mesmo assim, estruturas tão jovens são pouco conhecidas e caracterizadas, na literatura sobre a margem continental brasileira. Em particular, a consistência dos padrões estruturais, em rochas relativamente jovens (neógenas a pleistocênicas), fazem do presente estudo um caso ímpar, especialmente considerando a magnitude da deformação observada.

O entendimento da evolução estrutural na região, a partir das feições identificadas nas unidades mais rasas/mais jovens da bacia, proporcionará uma melhor compreensão sobre a estruturação em profundidade - a seção cretáceo-terciária, de maior interesse para a exploração de hidrocarbonetos na Bacia Potiguar (abordagem reservada ao Capítulo VI). Este tipo de dado vai subsidiar inferências sobre a migração e acumulação de hidrocarbonetos, com aplicação potencial a campos como o da Fazenda Belém, que está situado no prolongamento para S/SW do segmento da Formação Barreiras fortemente deformado, objeto deste estudo.

Para os objetivos propostos, este capítulo abordará, num primeiro momento, uma síntese bibliográfica sobre os vários episódios de deformação que produziram estruturas frágeis em diferentes lapsos da evolução geológica; esses padrões estruturais permitem visualizar o comportamento/variação dos campos de tensões no Nordeste do Brasil, durante boa parte do Fanerozóico. Em seguida, será efetuada uma abordagem em macro-escala, da distribuição das estruturas aflorantes ao longo do litoral estudado e no seu prolongamento para o interior, na área do Campo da Fazenda Belém. Será feito o detalhamento das feições

estruturais observadas no terreno, a partir do levantamento das falhas que afetam diferentes marcadores, ao longo das falésias mapeadas. Após este item "regional", o próximo item abordará as estruturas em meso-escala, caracterizando a deformação distensional em Ponta Grossa e a deformação contracional em Vila Nova, incluindo a geometria, cinemática e estilo das falhas; relações entre as falhas de alto ângulo, zonas de descolamento e rotação de blocos; entre estruturas de transferência associadas, e falhas transcorrentes. Um outro item irá abordar as relações observadas entre a tectônica e sedimentação. Em seguida, serão descritas as feições microestruturais identificadas nas localidades de Ponta Grossa e Vila Nova, principalmente ao longo dos planos das falhas e das zonas de descolamento. Todo este acervo de dados vai demonstrar, de forma inequívoca, a origem tectônica das estruturas observadas na Formação Barreiras, na região de Icapuí. Finalmente, será feita uma discussão sobre os modelos estruturais propostos para a área e um exercício de quantificação da deformação. A discussão dos modelos será iniciada neste capítulo e, posteriormente, complementada e expandida com o uso de dados geofísicos, no Capítulo VI.

5.2 - A Deformação Frágil no Nordeste do Brasil

5.2.1 - Introdução

A literatura inclui diversos trabalhos que abordam os aspectos deformacionais no Nordeste do Brasil, com maior ênfase à evolução pré-cambriana e cretácea. O conhecimento sobre a evolução dos campos de tensões ao longo do tempo geológico tem grande interesse para o nosso objetivo. A figura 5.1 (Jardim de Sá *et al.* 2003, submetido) constitui uma síntese recente desses dados, que inclusive incorpora os resultados desta tese.

Em toda a região Nordeste, correspondente à Província Borborema (Almeida *et al.* 1977), o Ciclo Orogênico Brasileiro imprimiu uma forte estruturação no substrato cristalino, referida na literatura como o evento D₃ (maiores detalhes em Jardim de Sá 1994), com destaque para as zonas de cisalhamento transcorrentes cujo *trend* varia preferencialmente de NE a N-S.

Com o soerguimento progressivo do terreno, desde o final da Orogênese Brasileira, as feições estruturais dúcteis que caracterizam o arcabouço regional (e as condições PT mais elevadas daquele evento) foram reativadas em baixa temperatura. Novas estruturas, dúcteis-frágeis e frágeis, foram geradas em etapas/eventos tardi-Brasileiro, final do Cretáceo inferior, Cretáceo superior/Paleógeno, Neógeno/Pleistoceno e Holoceno, com variações correspondentes nos campos de tensões que atuaram através da região (Matos 1992, 1999, 2000, Jardim de Sá *et al.* 1999, Jardim de Sá 2001).

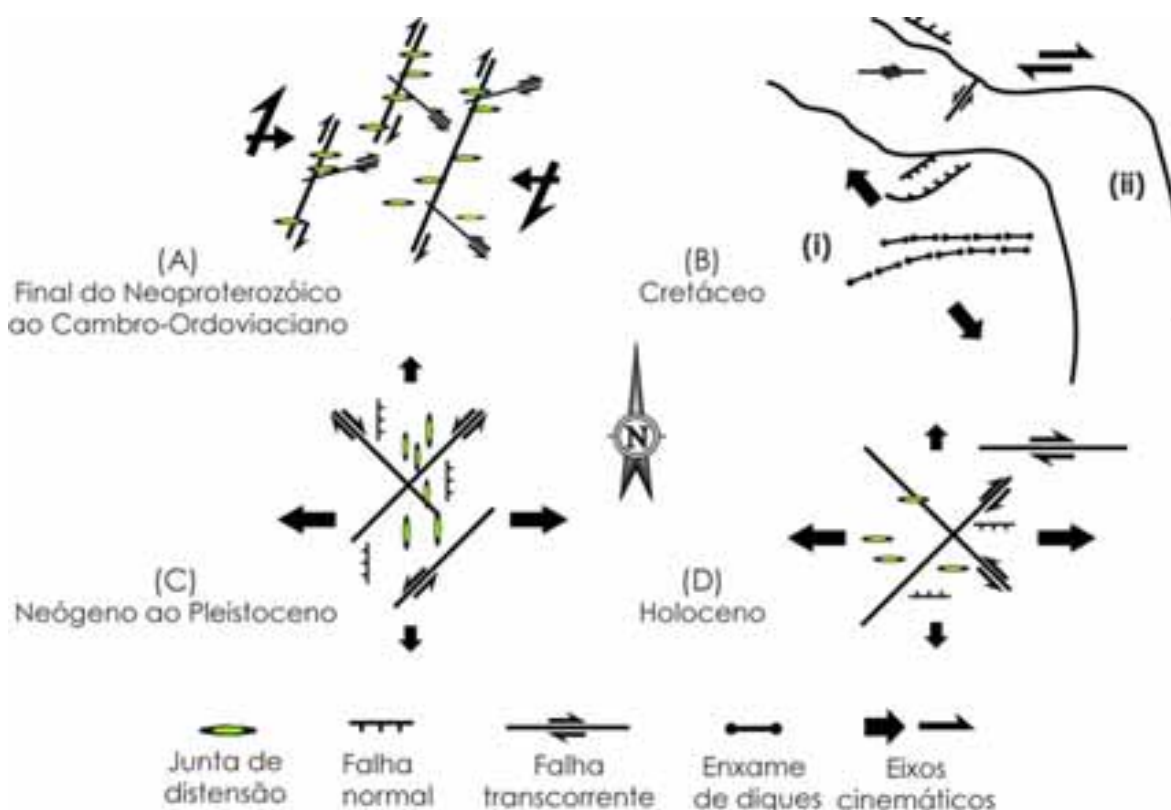


Figura 5.1 – Cinemática dos principais episódios de deformação e estruturas frágeis fanerozóicas na Faixa Seridó e domínios costeiros adjacentes (Província Borborema, Nordeste do Brasil). (A) Final do Neoproterozóico ao Cambro-Ordoviciano, durante a exumação da cadeia colisional/transpressiva brasileira; (B) À esquerda (i), rifteamento no Cretáceo inferior (Neocomiano), sucedido (conforme ilustrado à direita) pela (ii) evolução transformante ao longo da margem equatorial, a partir do Barremiano-Aptiano; (C) Domeamento intraplaca durante o Neógeno-Pleistoceno, com distensão geral no plano horizontal, cujos efeitos são superimpostos (e eventualmente dominantes) sobre outros regimes contemporâneos; (D) Tectônica holocênica; compressão E-W através da Placa Sul-Americana, provavelmente ativa desde o final do Cretáceo; na margem equatorial, o regime B (ii) também condiciona a deformação desde o final do Cretáceo. Reproduzido de Jardim de Sá et al. (2003, submetido).

5.2.2 – A Deformação Tardi-Brasiliiana

No final da Orogênese Brasileira, no Cambriano-Ordoviciano, as zonas de cisalhamento funcionaram simultaneamente com o soerguimento e resfriamento da cadeia orogênica (a Faixa Borborema/Trans-Saara), gerando estruturas dúcteis-frágeis ou frágeis, de baixa temperatura (Jardim de Sá 1994, 2001, Jardim de Sá et al. 1999). A cinemática desse arcabouço estrutural tem continuidade com a etapa precedente de deformação dúctil, caracterizada por transcorrências dextrais ao longo de planos NE a NNE, ou representa a transição para um contexto de achatamento ou transpressional, com eixos σ_1 e σ_3 horizontais

direcionados E-W e N-S, respectivamente. Neste contexto, observam-se juntas e/ou falhas distensionais de direção E-W a WNW, preenchidas por veios de granito, pegmatito ou quartzo, e fraturas de cisalhamento conjugadas, de alto ângulo, NE dextrais e NW sinistrais.

5.2.3 – A Deformação no Cretáceo Inferior

No Cretáceo inferior, ocorreu o importante episódio de deformação responsável pela implantação do Rifte Potiguar. Seguindo um eixo que se alonga para o interior do continente, este evento é caracterizado por falhas normais com direção NE-SW (Bertani *et al.* 1990, Matos 1992, 1999), geradas através de esforços divergentes de direção NW-SE. A sua compartimentação em diferentes segmentos foi condicionada por falhas de transferência de direção E-W e/ou NW-SE.

Outro marcador da deformação cretácea consiste nos diques de diabásio/basalto subverticais, com direção preferencialmente E-W a ENE, que integram o Enxame de Diques Rio Ceará Mirim (Oliveira 1992). A direção de distensão inferida para este evento varia de N-S (no Rio Grande do Norte) a NW (em direção ao Ceará).

As zonas de cisalhamento ou falhas transcorrentes com direção NE-SW, originadas durante a Orogênese Brasileira, foram reativadas neste evento (no Neocomiano) como falhas normais, enquanto que as estruturas transcorrentes E-W e NW-SE foram reativadas como falhas de transferência, acomodando diferentes taxas de distensão entre blocos adjacentes (Matos 1992, 1999).

5.2.4 – A Deformação no Cretáceo Superior/Paleógeno

Durante o Cretáceo superior (no Campaniano), um evento de reativação tectônica, soerguimento e erosão foi responsável pela formação de uma importante discordância regional, reconhecida na Bacia Potiguar submersa e denominada de “discordância pré-Ubarana” (Cremonini 1995). Este mesmo autor ainda reporta a existência de um rápido pulso de inversão na bacia, com idade mínima do Mesocampaniano, provocando inúmeras feições deformacionais e reativações ao longo do Sistema de Falhas de Carnaubais, claramente evidenciadas nas rochas da Formação Jandaíra.

5.2.5 – A Deformação no Neógeno/Pleistoceno

Na Bacia Potiguar, o evento deformacional do Neógeno/Pleistoceno gerou lineamentos a partir de reativações nas tramas estruturais pré-cambrianas e/ou cretáceas, a exemplo dos sistemas de falhas de Afonso Bezerra, transcorrente dextral com direção NW, e de Carnaubais, com direção NE e reativada em transcorrência sinistral. Juntas e falhas

distensionais N-S estão enquadradas no mesmo contexto cinemático de compressão N-S (eixo σ_1) e distensão E-W (eixo σ_3) (Oliveira *et al.* 1993, Dantas 1998, Jardim de Sá *et al.* 1999).

Durante o Neógeno, observa-se o registro de um importante evento magmático alcalino no extremo nordeste do Brasil, denominado de Vulcanismo Macau/Messejana. Este vulcanismo ocorre principalmente sob a forma de derrames e corpos intrusivos de basalto, diabásio e rochas peralcalinas; tanto na porção emersa como na porção submersa das bacias costeiras, bem como no embasamento cristalino. Jardim de Sá *et al.* (1999) e Dantas *et al.* (1998) correlacionam este evento magmático à passagem da porção setentrional da Placa Sul-Americana sobre uma pluma mantélica, a partir do Mioceno. Considerando as ocorrências conhecidas no Rio Grande do Norte e Paraíba, a distribuição geográfica desse magmatismo conduz a inferir uma área de distribuição aparente com forma elíptica alongada N-S, interpretada como a expressão de um domo termicamente ativado. Este amplo soerguimento dômico teria provocado a reorientação do sistema de tensões vigente neste setor da Placa Sul-Americana, que passou a experimentar expansão geral no plano horizontal, pelo menos nos níveis crustais mais rasos, em função da flexura da litosfera. Neste contexto, o eixo menor do domo elíptico, com direção aproximadamente E-W, corresponderia ao eixo de distensão máxima σ_3 , enquanto o eixo com orientação N-S marcaria a distensão mínima σ_1 (assim correspondente a um eixo de compressão aparente N-S).

Em Jericoacoara, no litoral oeste do Estado do Ceará, Costa *et al.* (2001) reportam a presença de um intenso fraturamento em quartzitos de idade proterozóica. As fraturas mostram evidências de várias fases deformacionais, dentre elas estruturas que são compatíveis com o regime de deformação associado à implantação do domo térmico durante o Neógeno. No geral, os diferentes sets de fraturas e juntas mostram tendência à abertura, estando preenchidos por sílica criptocristalina e óxidos/hidróxidos de Fe. Fraturas com preenchimentos similares também são observadas em diferentes setores na Bacia Potiguar e na Formação Serra dos Martins, no Estado do Rio Grande do Norte (Menezes & Jardim de Sá 1999, Jardim de Sá *et al.* 1999). Estes autores atribuem os preenchimentos a emanções ou intemperismo de rochas vulcânicas, neste caso associadas ao Vulcanismo Macau.

Na região de Icapuí/Ponta Grossa, Sousa *et al.* (1999, 2001) caracterizaram uma série de estruturas que complementam este quadro de deformação regional ocorrido no Neógeno. A deformação nesta região é definida principalmente por conjuntos de falhas normais em padrão lítrico e dominó, com direção aproximadamente N-S a NNE-SSW, indicativas de distensão na direção E-W/WNW. Este quadro será detalhadamente descrito ao longo deste capítulo.

5.2.6 – A Deformação no Holoceno

No Nordeste do Brasil, a deformação holocênica é caracterizada por um campo de tensões atual com compressão E-W (eixo σ_1) e distensão N-S (eixo σ_3). Este campo é atribuído a movimentos de expansão da cadeia meso-oceânica e compressão da cadeia andina. As informações que suportam esta hipótese incluem dados sismológicos (Ferreira *et al.* 1998) e reativações em estruturas pré-existentes, a exemplo da Falha Sísmica de Samambaia (Coriolano *et al.* 1997).

Evidências dos campos de tensões neotectônicos são também identificadas nos *beachrocks* que ocorrem ao longo do litoral do Rio Grande do Norte (Caldas *et al.* 1997, Coriolano *et al.* 1999). No litoral leste potiguar, Coriolano *et al.* (1999) identificaram feições estruturais impressas nos *beachrocks*, que neste trecho do litoral possuem direção N-S e mergulho bastante suave em direção ao mar. As fraturas são verticalizadas e mais comumente apresentam orientações paralelas (N-S) ou transversais à costa (E-W). Fraturas NE e NW ocorrem com menor frequência, sendo inferido para as mesmas, movimentação dextral e sinistral, respectivamente. Os conjuntos de fraturas E-W e N-S são do tipo distensionais. À exceção das fraturas N-S, que possuem um significado incerto, todas as demais coadunam-se com o sistema de tensões inferido para o Holoceno, a partir de dados sismológicos e outros.

5.3 – Distribuição Regional das Estruturas na Região de Icapuí - CE

Para situar regionalmente as estruturas mapeadas, as mesmas serão descritas ao longo de dois segmentos distintos geograficamente: o primeiro compreende as exposições que ocorrem ao longo da faixa litorânea a W/NW de Icapuí; o segundo consiste em uma faixa alongada NE até o interior do continente, na forma dos alinhamentos observados em serras e serrotes a SW do Campo da Fazenda Belém. A figura 5.2 situa esse contexto geográfico-geológico em imagem Landsat. Foram traçados, na mesma, lineamentos correspondentes a falhas ou fraturas, interpretados a partir das imagens e de fotografias aéreas convencionais (drenagens retilíneas, cristas), e informações da PETROBRAS (Mapa geológico da Bacia Potiguar; dados restritos de subsuperfície).

5.3.1 – Estruturas na Faixa Litorânea

Ao longo de um perfil com direção NW/SE, partindo da localidade de Lagoa do Mato passando por Vila Nova, no Ceará, até a Praia de Tibau já no Rio Grande do Norte, perfazendo aproximadamente 60 km ao longo do litoral, é possível identificar a seguinte zonação estrutural (Figura 5.2):

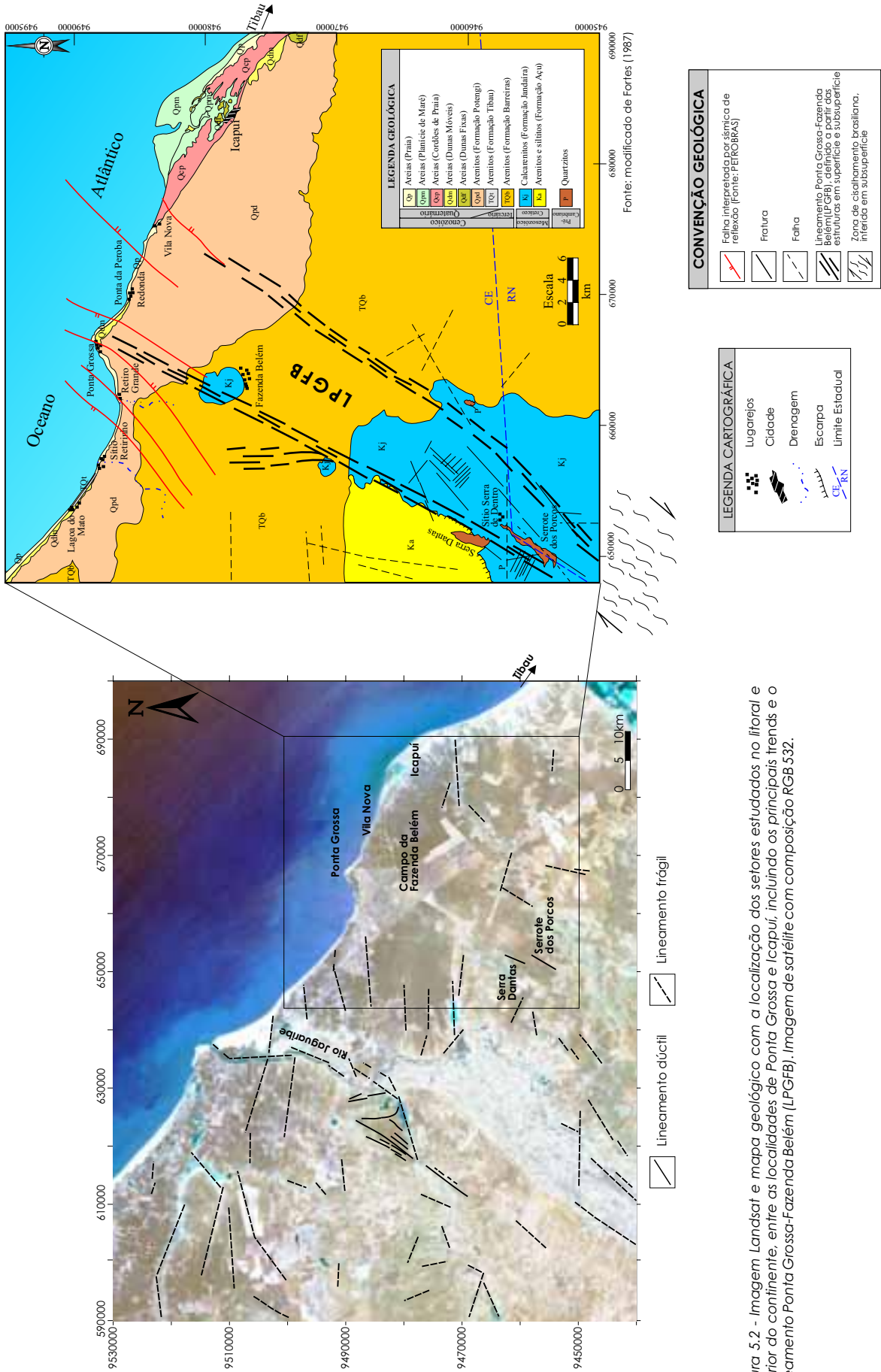


Figura 5.2 - Imagem Landsat e mapa geológico com a localização dos setores estudados no litoral e interior do continente, entre as localidades de Ponta Grossa e Icapuí, incluindo os principais trechos e o Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém (LPGFB). Imagem de satélite com composição RGB 532.

(a) Desde a localidade de Lagoa do Mato até o Sítio Retirinho, as formações Tibau e Potengi são caracterizadas por estratos horizontalizados, não deformados (Figura 5.3). Neste caso, a falésia é composta, na base, pelas rochas da Formação Tibau, capeadas no topo pelos litotipos da Formação Potengi; neste setor a Formação Barreiras não aflora. Em direção ao povoado de Sítio Retirinho, observa-se a passagem lateral entre as formações Barreiras e Tibau. Neste povoado, o topo da Formação Barreiras evidencia as primeiras feições estruturais, caracterizadas por juntas N-S verticais, preenchidas por conglomerados, na forma de diques neptunianos (Figura 5.4).

(b) As primeiras falhas, associadas com basculamento de estratos (10 a 20° para leste) e dobras *roll-over*, ocorrem em torno da localidade de Retiro Grande. Um nível laterítico e os arenitos avermelhados, no topo da Formação Barreiras, são espessados em direção a uma das falhas (Figura 5.5). Essa tectônica sin-sedimentar se atenua nos estratos da Formação Potengi, que preservam sua espessura ao longo desta e de outras seções intensamente deformadas (ver adiante), paralelamente à costa. Próximo das falésias de Ponta Grossa, 1,5 Km a SW, o calcário da Formação Jandaíra encontra-se exposto na base das rochas siliciclásticas da Formação Barreiras (Figura 4.2, no capítulo IV).

(c) Nas falésias de Ponta Grossa, ao longo de 2 Km de seção, ocorre uma zona de deformação intensa e complexa, com especial destaque para um sistema de falhas distensionais onde fica evidente a discordância estrutural entre as formações Barreiras e Potengi. O calcário da Formação Jandaíra, tectonizado, aflora localmente, sempre na base da falésia. Nesta localidade, dado à complexidade da deformação, foram selecionados três setores, denominados de seções A, B e C (Figura 5.8), que serão abordadas de forma mais detalhada no item 5.4.2 (Figuras 5.9, 5.11, 5.14). Ao longo das três seções, de forma geral, as feições estruturais são caracterizadas por falhas N-S ($\pm 20^\circ$), basculamento de camadas, espessamento de camadas em direção às falhas e estruturas *roll-over*, zonas de descolamento e falhas com estilo em dominó. Toda essa estruturação é compatível com uma distensão E-W/WNW. Um evento precoce de distensão N-S foi interpretado em uma das seções (Seção B), onde aflora o calcário da Formação Jandaíra, afetado por falhas distensionais E-W. Zonas de cisalhamento tardias (WNW-ESSE), contendo estrias de alto rake e indicadores de movimento normal, apontam para uma distensão subsequente N-S, afetando o topo da Formação Barreiras.



Figura 5.3 – Formações Tibau e Potengi na localidade de Lagoa do Mato, ilustrando os estratos horizontalizados.



Figura 5.4 – Juntas N-S preenchidas por dique neptuniano, constituído por arenitos conglomeráticos, na localidade de Retiro Grande.

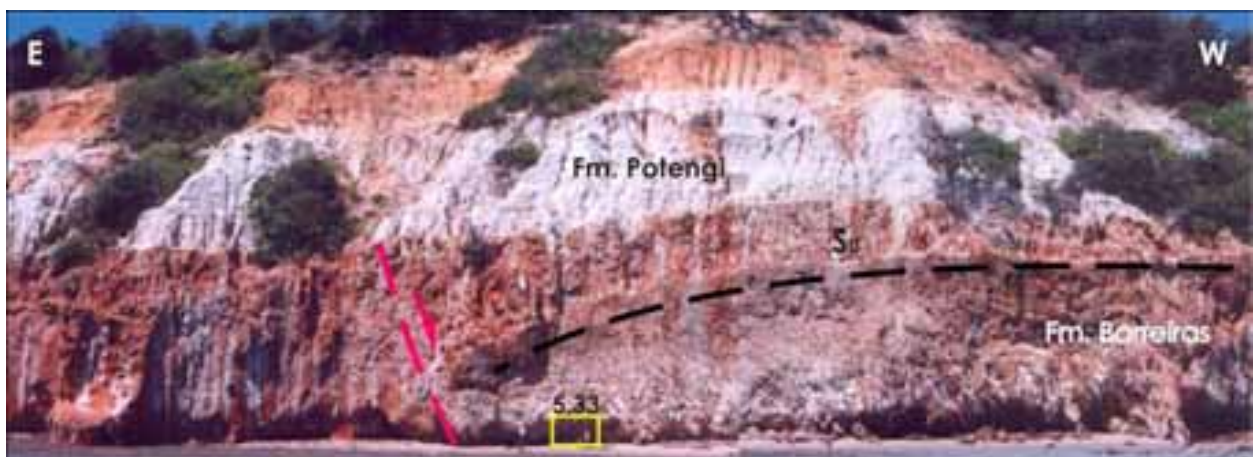


Figura 5.5 – Na localidade a oeste de Ponta Grossa são observadas as primeiras estruturas roll-over associadas às falhas distensionais. O inset localiza a figura 5.33.

(d) A Formação Barreiras reaparece fortemente deformada em falésia imediatamente a leste do povoado de Redonda (com extensão exposta de menos de 0,5 km), novamente com feições de basculamento de camadas, fraturas e falhas de alto e de baixo ângulo, compatíveis com o mesmo sistema de deformação distensional presente em Ponta Grossa.

(e) Nas vizinhanças da Ponta da Peroba, a SE de Redonda, ocorre uma outra zona de forte deformação (ou a continuidade da anterior?), com cerca de 1 km de extensão ao longo da praia, novamente com falhas distensionais e de rejeito direcional, afetando a Formação Barreiras. Um terceiro afloramento do calcário da Formação Jandaíra é condicionado por um bloco soerguido neste trecho.

(f) Continuando para leste, segue-se uma nova série de falésias que expõem a Formação Barreiras, até a localidade de Vila Nova, a NW da sede municipal de Icapuí. Mais uma vez, as rochas estão afetadas por intensa deformação, mas agora com estilo contracional. Neste setor também foram selecionados setores para serem detalhados, denominados de seções D, E e F (Figura 5.8), e que serão descritos detalhadamente no item 5.4.3 (Figuras 5.16, 5.18 e 5.20). Ao longo das três seções, as feições estruturais mais marcantes compreendem dobras suaves com eixo mergulhando para SSW, em alguns locais com planos incipientes de clivagem, afetando a seção basal da Formação Barreiras. Estas feições apontam para um campo de tensões envolvendo compressão E-W. A seção superior da Formação Barreiras invariavelmente ocorre delimitada por falhas. Concreções ferruginosas apresentam um *fabric* em estilo L>S, observado em especial nas proximidades de planos de falhas.

(g) Após esta exposição em Vila Nova, as falésias só reaparecem na Praia de Tibau, já no litoral do Rio Grande do Norte, onde afloram rochas correlacionadas à Formação Tibau (Figura 4.15, capítulo IV), capeadas pela Formação Potengi. Neste local, os estratos encontram-se novamente horizontalizados, aparentemente sem deformação superimposta.

5.3.2 – Estruturas no Interior do Continente

A partir do litoral entre Ponta Grossa e Vila Nova e seguindo um *trend* NNE visível em imagem de satélite, o embasamento pré-cambriano aflora em duas janelas que formam altos topográficos (Chiavenato 1990), cerca de 35 km a SW de Ponta Grossa. A Serra Dantas (Figura 5.6) possui cerca de 4 km de comprimento e 230 m de altitude; está alinhada na direção NNE, sendo margeada pelos calcários da Formação Jandaíra e pelos arenitos da Formação Açu. O Serrote dos Porcos (Figura 5.6), com aproximadamente 6 km de comprimento e 190 m de

altitude, possui direção NE e é totalmente circundado pelos calcários da Formação Jandaíra (Figura 5.2).

O embasamento exposto nas cristas topográficas é caracterizado principalmente por rochas quartzíticas de coloração cinza, compostas por quartzo, muscovita e turmalina, tendo opacos como acessórios. O contato desses quartzitos com as rochas sedimentares cretácicas não pôde ser observado em campo, em virtude da cobertura colúvio-aluvionar sempre presente nos flancos das elevações. Os quartzitos estão fortemente deformados, exibindo uma foliação milonítica com direção NE/NNE e forte mergulho para oeste. Tal feição, junto com o alinhamento das serras e sua localização no prolongamento do ramo oriental da Zona de Cisalhamento do Rio Jaguaribe (Vauchez *et al.* 1995), de idade brasileira, permite inferir a continuidade dessa estrutura pré-cambriana na presente região, encoberta pelas formações cretácicas da Bacia Potiguar.



Figura 5.6 – Visão geral do Serrote dos Porcos (lado direito da foto) e da Serra Dantas (lado esquerdo da foto), alinhados na direção SW-NE.

A nível regional, destaca-se a coincidência desta zona de cisalhamento brasileira com o setor fortemente deformado da Formação Barreiras, situado entre Ponta Grossa e Vila Nova (no litoral). Os mapas da PETROBRAS em torno do Campo da Fazenda Belém (o qual se localiza em posição intermediária, entre o litoral e as serras citadas) identificam, a partir de dados sísmicos, várias falhas com essa direção, afetando a seção sedimentar cretácea e coincidindo com o alinhamento das serras e serrotes. Tal coincidência conduz a interpretar a reativação desta zona de cisalhamento, em etapa(s) neocretácea a neógena (cf. afetando a Formação Barreiras e a seção Açu-Jandaíra). Este conjunto de estruturas e feições morfo-estruturais passa a ser designado, nesta tese, como o Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém (ou abreviadamente, o LPGFB).

A PETROBRAS interpreta as janelas do embasamento como paleo-altos topográficos, implantados antes ou durante a deposição da seqüência siliciclástica da Formação Açu, sendo posteriormente recobertos pelos carbonatos da Formação Jandaíra. Especula-se ainda a possibilidade de um componente tectônico (de idade sin- a pós-Açu, até pós-Jandaíra) no soerguimento desses altos, relacionado a um processo de reativação da zona de cisalhamento brasileira.

Para a confirmação desta hipótese seria necessário uma caracterização adequada do contato entre o embasamento pré-cambriano e os sedimentos cretácicos, principalmente no tocante à atitude do acamamento (horizontal ou mergulhando contra ou para fora das serras; no flanco oeste do Serrote dos Porcos, o acamamento dos calcários mergulha suave para oeste) e a presença de falhas seccionando os sedimentos e o cristalino. Também seria importante caracterizar a ocorrência de mudanças laterais de fácies nos sedimentos e/ou um conglomerado no topo do embasamento. As várias situações possíveis estão ilustradas na figura 5.7, mediante contatos por discordância, por falha ou combinações das mesmas.

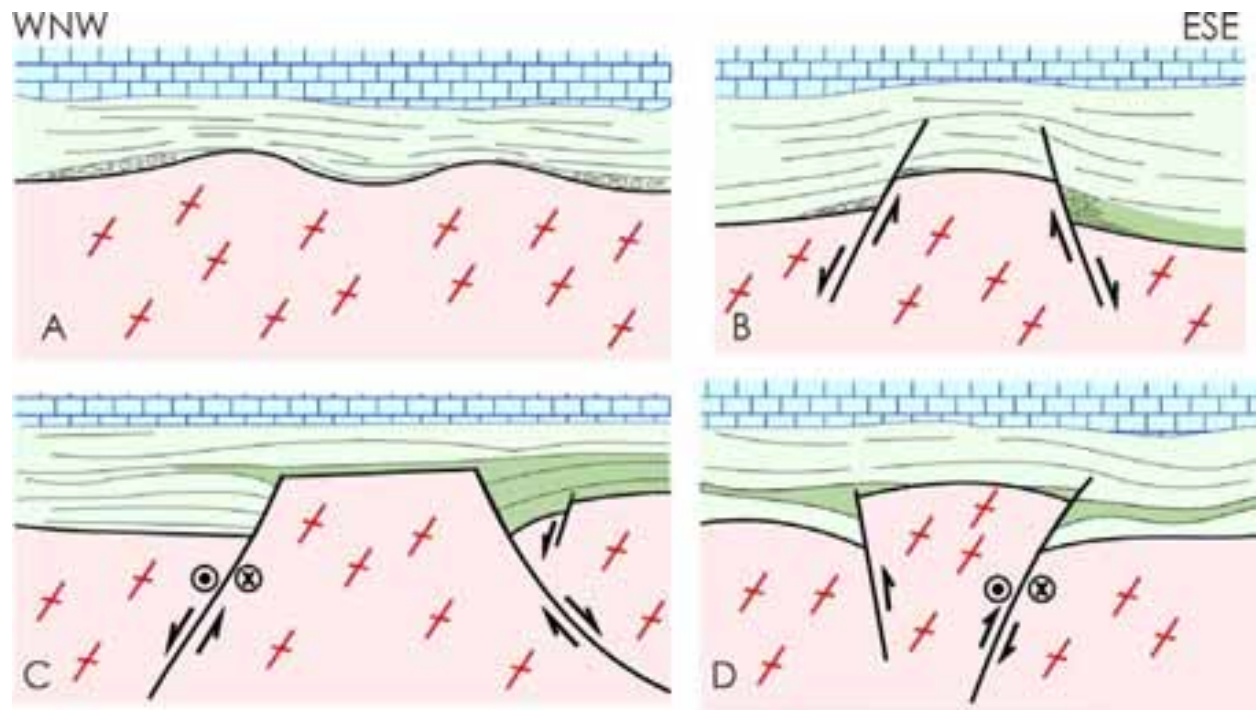


Figura 5.7 – Alguns modelos e feições de altos do embasamento, eventualmente aplicáveis à região do LPGFB. Sedimentos sintectônicos estão representados com tonalidade verde mais forte. (A) Alto topográfico/paleogeomórfico; notar onlap e conglomerados basais; em (B, C), horst (com componente de movimento direcional, em C) com sedimentos sintectônicos e disposição variável (dos mergulhos) das camadas (em C, com roll-over); (D) Estrutura tipo pop-up ou flor positiva, novamente com sedimentos sintectônicos. O efeito tectônico poderia se superpor em altos paleogeomórficos. No caso, os sedimentos correspondem à Formação Açu (em verde) e à Formação Jandaíra (em azul, sobreposta).

5.4 – Estilos Estruturais em Macro-Escala

5.4.1 - Introdução

Com a finalidade de detalhar as áreas afetadas pela intensa deformação impressa nas rochas da Formação Barreiras (e unidades sotopostas, a exemplo da Formação Jandaíra),

como reportado sinteticamente no item de distribuição regional, foram aqui selecionados dois trechos distintos de falésias, de forma a representar o contexto estrutural da região, em locais de melhor exposição.

O primeiro trecho situa-se na localidade de Ponta Grossa, onde foram levantadas três seções estruturais (A, B e C), representativas da deformação em estilo distensional. Tais seções compreendem detalhes distribuídos ao longo de um perfil com aproximadamente 1,5 km de extensão; na linha base levantada, a Seção A localiza-se entre 0 e 280 m, a Seção B entre 840 e 1000 m e a Seção C no intervalo de 1270 a 1350 m (Figura 5.8). Em Vila Nova, próximo à sede municipal de Icapuí, foram levantadas outras três seções, denominadas de D, E e F (Figura 5.8), estas caracterizadas por estruturas de estilo (ou um componente) contracional. A figura 5.8 ilustra a extensão total do perfil (cerca de 1,1 km), bem como a localização das três seções em uma segunda linha base: a Seção D situa-se entre os marcos de 180 a 350 m, a Seção E entre 350 a 500 m e Seção F entre 720 a 1010 m. Em todas as seções, foi efetuada a caracterização das feições estruturais, descrevendo a geometria/estilo, a cinemática e a cronologia relativa dos eventos deformacionais.

5.4.2 – A Deformação Distensional em Ponta Grossa

A primeira seção mapeada, chamada de **Seção A**, está localizada no lado ocidental das falésias de Ponta Grossa. Representa uma seção de 280 m de extensão com direção NE-SW, onde é possível reconhecer dois setores com estilos estruturais diferentes, denominados de setor nordeste e setor sudoeste (Figura 5.9).

No setor sudoeste (e inicial) do perfil (Figura 5.9A), os estratos encontram-se basculados em torno de 30° a 40° para leste. Esse basculamento é mais forte (até 50°) na seção basal (correspondente à *Fácies inferior*) da Formação Barreiras, sendo atenuado gradativamente até o topo (*Fácies superior*). Juntas abertas de alto ângulo, por vezes incipientemente sigmoidais, com direção N-S, cortam o acamamento e são caracterizadas como juntas de distensão. Na fácies superior da Formação Barreiras, observa-se o espessamento e basculamento das camadas para leste, incluindo uma camada de conglomerado lateritizado, ao se aproximarem de uma falha principal N-S com mergulho para oeste, gerando uma estrutura *roll-over*. A camada de conglomerado lateritizado marca um evento de intemperismo que afetou a base da fácies superior da Formação Barreiras. Devido à direção da seção, o segmento aflorante da falha principal encontra-se representado como um detalhe de direção NW-SE, ilustrado na figura 5.9B; a geometria das camadas permite inferir uma superfície lítrica para esta falha, conforme indicado na figura. A continuidade do corte (ver adiante) sugere uma segunda falha paralela, mais a leste.

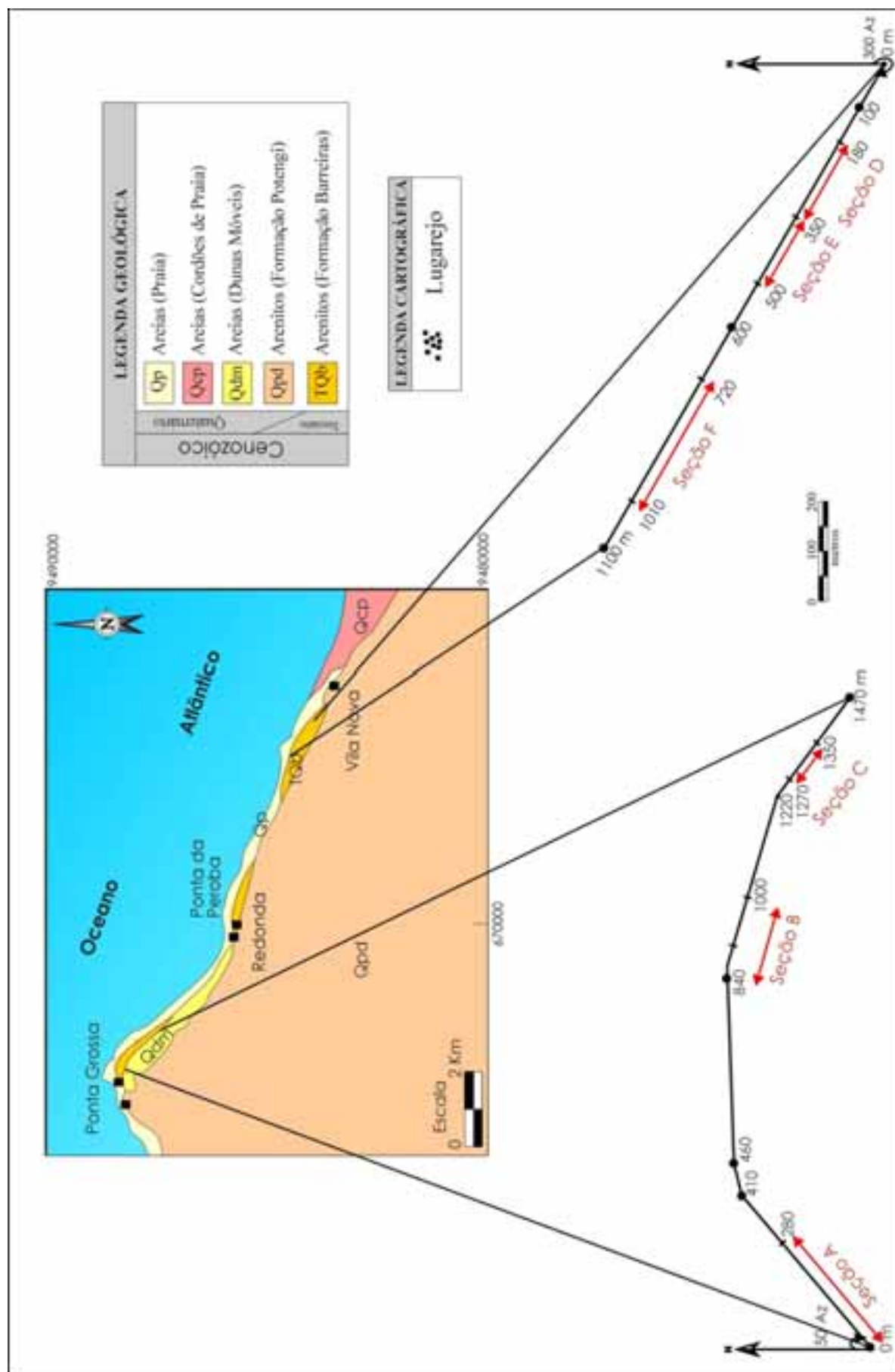


Figura 5.8 - Mapa de localização do levantamento estrutural nas localidades de Ponta Grossa e Vila Nova, indicando as seções levantadas.

As feições estruturais identificadas ao longo do setor SW (Figura 5.9A) podem ser compatibilizadas com uma distensão E-W (neste caso, aproximadamente perpendicular ao eixo de rotação do acamamento, simplificada como sua direção N-S), em parte sin-sedimentar, evidenciada pelo espessamento das camadas da fácies superior da Formação Barreiras, em direção à falha. Esta direção de distensão é a feição estrutural marcante nesta (e em outras) seção(ões), sendo doravante reportada como o "evento principal" de deformação (as estruturas foram representadas em vermelho, na figura 5.9 e outras), na região de Ponta Grossa.

Uma outra feição peculiar da Seção A é a ocorrência de zonas de cisalhamento com um *fabric* L>S desenvolvido por mecanismos de dissolução e precipitação, e morfologia sigmoidal análoga às de equivalentes dúcteis, e que serão descritas em maior detalhe no próximo item (Figura 5.39). Tais estruturas (representadas em azul na figura 5.9A) apresentam direção WNW-ESE e rejeito normal, deslocando a camada de conglomerado lateritizado. As mesmas definem um evento deformacional distinto do anterior (o evento "principal"), mais jovem (as zonas de cisalhamento afetam as camadas superiores da Formação Barreiras, depositadas durante o evento principal de deformação), agora com direção de distensão próxima a N-S (ver adiante).

No setor NE da Seção A (Figura 5.9C), o nível inferior da Formação Barreiras apresenta, como padrão marcante, falhas distensionais N-S ($N \pm 20^\circ Az$), com mergulhos de alto a baixo ângulo (75° a 20°), predominantemente para oeste. São em geral falhas planares com arranjo em dominó, sendo necessário inferir uma superfície de descolamento em subsuperfície, para acomodar a distensão envolvida (ver investigação geofísica no Capítulo VI). O acamamento encontra-se basculado para SE, sem apresentar variação na espessura das camadas, sugerindo para essas falhas uma movimentação pós-sedimentar. Este padrão deformacional do setor nordeste também pode ser explicado por uma distensão próxima a E-W/WNW, conforme indicado pela orientação das estrias nos planos de falhas; deste modo, o mesmo corresponde ao evento principal de distensão, antes referido. Essas estruturas poderiam ser concomitantes (e situadas em nível mais profundo) ou posteriores às feições de crescimento geradas no setor oeste, descritas anteriormente na figura 5.9A. A ausência da fácies superior da Formação Barreiras, provavelmente removida por erosão (e possivelmente com espessura reduzida), é coerente com a posição deste setor no bloco de piso, soerguido, da falha lítrica principal e satélites, reconhecidas no setor SE da Seção A.

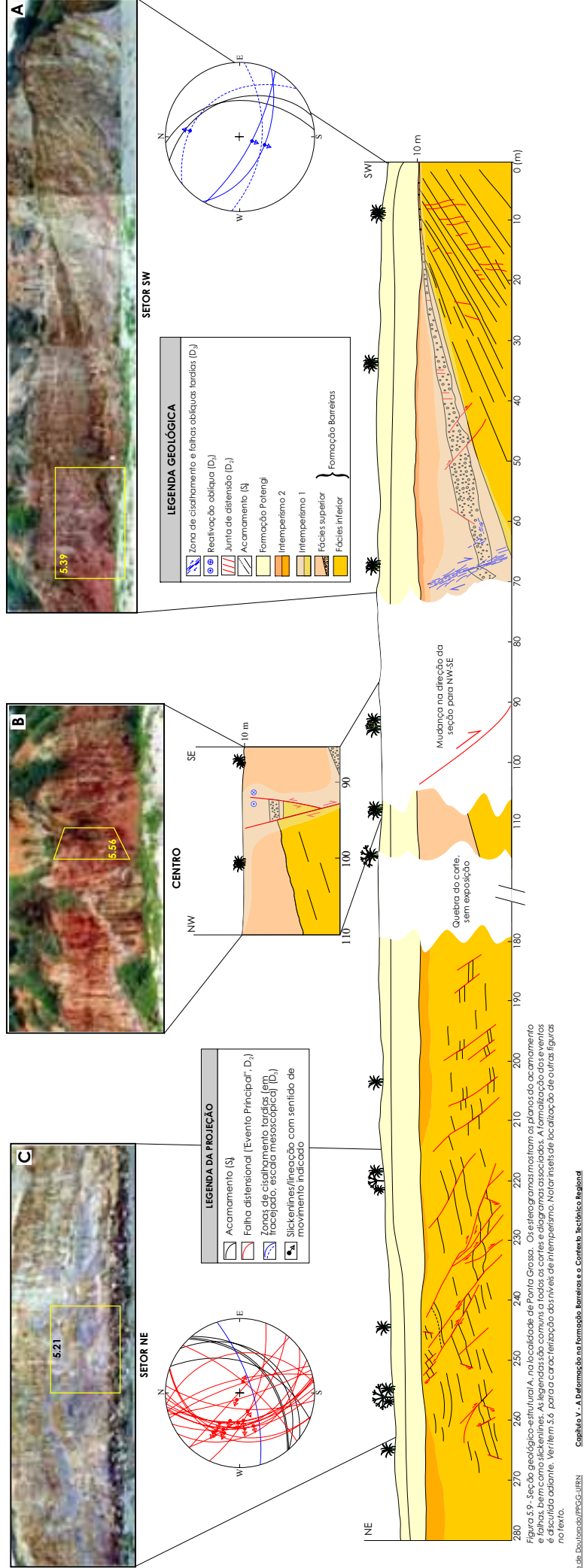


Figura 5.9. Seção geológico-estrutural A, na localidade de Ponta Grossa. Os estereogramas mostram os planos do acamamento e folhas, bem como slickenlines. As legendas são comuns a todas as cortes e diagramas associados. A malacodas e eventos cataclíticos são indicados. Ver item 3.6 para a caracterização dos níveis de intemperismo. Nota: escala de localização de curvas figura no texto.

Cunha V. A. Deformação na Formação Barreiras e o Contorno Inclínico Regional

Isa da Universidade UFPA-UFPA

A leste da Seção A, entre os marcos 415 e 425 m, a falésia foi erodida transversalmente e expõe, pelo menos em parte, uma seção ortogonal àquela mapeada (ou seja, por trás do corte representado na figura 5.9). As observações neste trecho podem ser correlacionadas, paralelamente à linha de praia, com afloramentos dispostos até o marco 530 m. No setor descrito, fica definida uma falha de alto ângulo com direção ENE, oblíqua com componente direcional sinistral. O bloco sul é composto pelos arenitos de coloração creme pálido a esbranquiçada, da fácies superior da Formação Barreiras. Esta falha secciona as estruturas principais de distensão E-W/WNW, e sua idade não pôde ser precisada (sincrônica ou tardia às estruturas distensionais principais ?; ver também o item 5.5.2).

A história evolutiva que gerou as estruturas da **Seção A** pode ser representada nas etapas delineadas na figura 5.10, onde: **(i)** representa a situação original com os estratos horizontais, correspondentes ao nível inferior da Formação Barreiras; uma falha lítrica seria iniciada na porção SW da seção, com descolamento (δ_1) na seção inferior da Formação Barreiras ou mais abaixo, no topo da ou na própria Formação Jandaíra; **(ii)** num segundo momento, δ_1 inicia o movimento gerando basculamento, concomitante à deposição e espessamento de estratos (fácies superior da Formação Barreiras) numa estrutura *roll-over*; a superfície de descolamento propaga-se para ESE, ao longo do mesmo ou de outro nível litoestratigráfico; **(iii)** neste estágio, continua o espessamento da fácies superior da Formação Barreiras na porção SW da seção, em direção à falha lítrica, bem marcado pela camada de conglomerado lateritizado; **(iv)** inicia a deformação (que alternativamente, poderia ser sincrônica à etapa iii) na porção NE da seção, gerando a estrutura em dominó; com a evolução do movimento, ocorre o espessamento máximo da seção no lado SW e a rotação de blocos na estrutura em dominó. O setor NE termina soerguido, relativamente ao setor SW; no setor NE, o nível superior da Formação Barreiras teria sido depositado com espessura reduzida e/ou removido por erosão. Zonas de cisalhamento com distensão N-S, bem como uma falha WNW com movimento normal-dextral (esta última, a leste da Seção A), são finalmente impressas no pacote sedimentar (não representadas na figura 5.10). Quando cessa a movimentação, ocorre erosão e tem início a deposição dos sedimentos da Formação Potengi.

A leste da Seção A (e antes da Seção B), entre os marcos 535 e 560 m, a deformação distensional atinge a maior magnitude observada nesta região. O acamamento encontra-se fortemente basculado, adquirindo mergulhos em torno de 70° para W, e mesmo verticais. Uma geração mais antiga de falhas normais acompanha essa rotação, adquirindo atitudes de muito baixo ângulo (falhas sintéticas) ou movimento “inverso” aparente (antitéticas); falhas mais jovens exibem mergulhos mais fortes. Essa estrutura é ilustrada e descrita mais detalhadamente no item 5.5.2 adiante (ver figura 5.43).

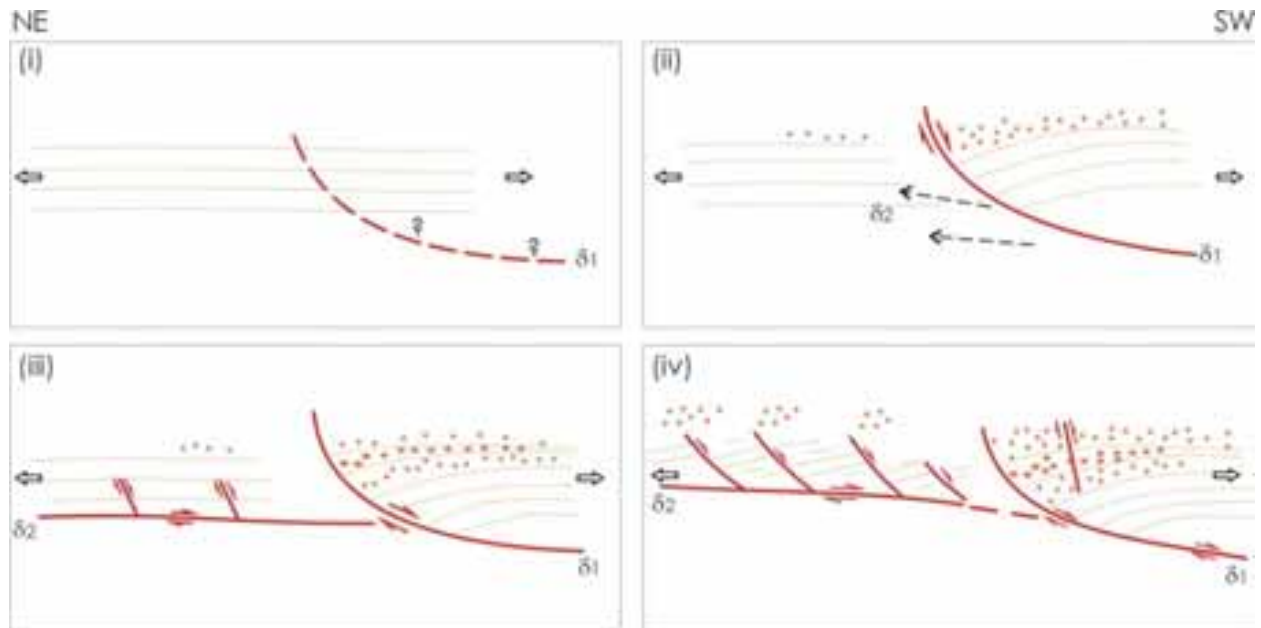


Figura 5.10 – História evolutiva proposta para as feições estruturais da Seção A na localidade de Ponta Grossa. Nesta seção, δ_1 e δ_2 são estruturas da fase D₂. Por simplicidade, as estruturas da fase D₃ não foram representadas.

A **Seção B** situa-se aproximadamente 560 m a leste da seção anterior, perfazendo 160 m de extensão (Figuras 5.8 e 5.11). Esta seção inclui as camadas da fácies inferior da Formação Barreiras, mergulhando predominantemente para oeste. Deve ser destacada uma exposição do calcário da Formação Jandaíra, no setor leste da seção, na base da falésia (entre 960-980 m; Figura 5.11A), bem como uma estrutura de *graben* preenchida pelos arenitos da fácies superior da Formação Barreiras, na porção centro-oeste da seção (entre 880 e 910 m; Figura 5.11B).

No setor leste da seção, uma superfície de descolamento é identificada na fácies inferior da Formação Barreiras, paralela ao acamamento, com movimento do topo para oeste (Figura 5.11A); o descolamento e as camadas mergulham para oeste. Esta superfície corresponde a um nível de 1 a 2 m de espessura, com forte deformação hidroplástica evidenciada pelo aspecto de *mélange* das camadas (bandas arenosas lenticulares descontínuas, com espessura centi-decimétrica, alternando com matriz argilosa), ocorrência de dobras e estruturas S-C (ver item 5.5.2) relacionadas (pela orientação das estrias e/ou da face X-Z) à distensão E-W/WNW. Falhas normais tardias, antitéticas ao descolamento mas com a mesma direção de distensão, seccionam em alto ângulo o acamamento e a superfície de descolamento. Topograficamente rebaixada pelo rejeito da falha normal, a superfície de descolamento continua por cerca de 100 m, próxima à base da falésia.

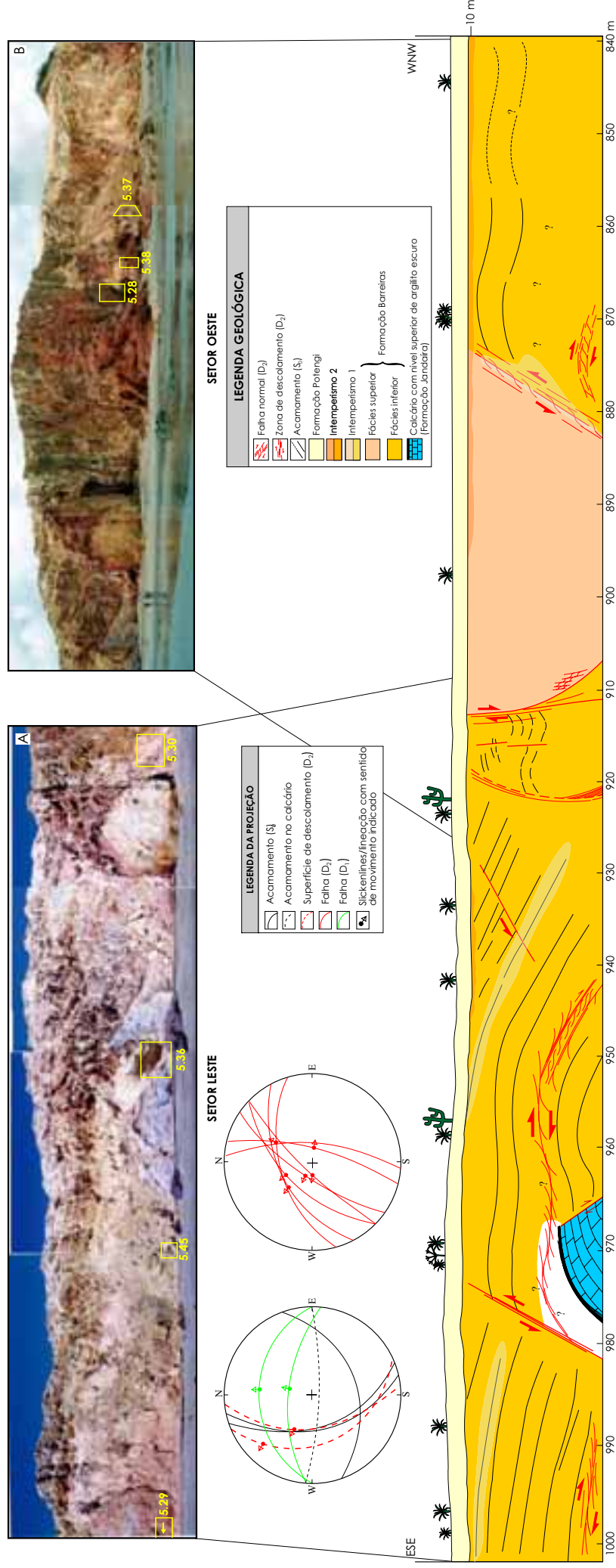


Figura 5.11 - Seção geológico-estrutural B, na localidade de Ponta Grossa. Os estereogramas mostram os planos do acamamento, falhas, deslocamento e slickenlines. As legendas são comuns a todos os cortes e diagramas associados. A formalização dos eventos é discutida adiante. Ver item 5.6 para a caracterização dos níveis de Interpêlismo. Notar as insels de localização de outras figuras no texto.

O bloco do Calcário Jandaíra na base da falésia (setor leste da Seção B; ver também a figura 5.45) está parcialmente delimitado por falhas distensionais com direção aproximadamente E-W, mergulhando para norte (Figura 5.11A), e que não se propagam acima da zona de descolamento, sugerindo ser uma estrutura mais antiga. O acamamento encontra-se basculado para sul e ao longo das falhas observam-se estrias fibrosas N-S. Essas falhas que condicionam a ocorrência do calcário são incompatíveis com a distensão E-W/WNW; as estrias N-S devem estar relacionadas a um evento mais antigo (anterior à deformação designada de "*principal*"), envolvendo uma distensão aproximadamente N-S que atingiu a base da Formação Barreiras e a Formação Jandaíra. Estruturas compatíveis ocorrem localmente em outros trechos da seção total em Ponta Grossa.

No setor oeste da Seção B (Figura 5.11B), o acamamento e a própria superfície de descolamento na Formação Barreiras encontram-se suavemente dobrados, com eixo NNE. Esta estrutura pode estar relacionada à tectônica distensional E-W/WNW (efeito de *roll-over* acima de uma geometria de piso e rampa, p.ex.), ou alternativamente corresponder a dobramentos compressionais como ocorre no setor de Vila Nova. Nestas dobras, não foram observadas feições de menor escala, compatíveis com uma origem compressional, o que favorece a primeira interpretação.

Entre os dois setores da Seção B, acima descritos (ou seja, num setor centro-oeste, entre os marcos 880 e 910 m; Figura 5.11B), interpõe-se uma estrutura de *graben* (estruturas similares são bem típicas das seções em Vila Nova, cf. item 5.4.3 adiante) preenchida pela fácies superior da Formação Barreiras, que neste local aflora desde o topo até a base da falésia. As falhas delimitantes são de alto ângulo e possuem orientação NNE; as estrias são compatíveis com o evento principal de distensão. Os marcadores cinemáticos (estruturas S-C e C') presentes (ver descrição no item 5.5.2) novamente indicam que a deformação afetou um protólito sedimentar areno-argiloso, com elevado conteúdo de fluidos (deformação hidroplástica).

A partir do estilo deformacional observado neste setor de Ponta Grossa, pode-se montar uma hipótese de história evolutiva para as estruturas observadas na Seção B, conforme ilustrado na figura 5.12. No primeiro momento **(i)**, com os estratos horizontais (Formação Jandaíra e fácies inferior da Formação Barreiras), forma-se uma superfície de descolamento δ_1 , com movimento para norte, a qual foi implantada próximo ao topo da Formação Jandaíra, nucleando falhas sintéticas com arranjo em dominó, que se propagam (ou foram reativadas?) até a base da Formação Barreiras; **(ii)** com a ativação de δ_1 , ocorre o basculamento dos estratos para sul e rotação das falhas; **(iii)** um segundo descolamento (δ_2 , tracejado) vai se desenvolver no topo da estrutura, gerando uma geometria tipo *duplex*; **(iv)** num momento seguinte, a nova superfície de descolamento, δ_2 , secciona as porções basais da Formação Barreiras, com movimento do bloco de topo para W; no último momento **(v)** ocorre o desenvolvimento de falhas normais antitéticas e sintéticas, deslocando as superfícies

1 e 2 , com arrasto dos níveis mais superiores da Formação Barreiras e a exumação da seção sotoposta ao descolamento 2 , condicionando assim a ocorrência do calcário na base da seção.

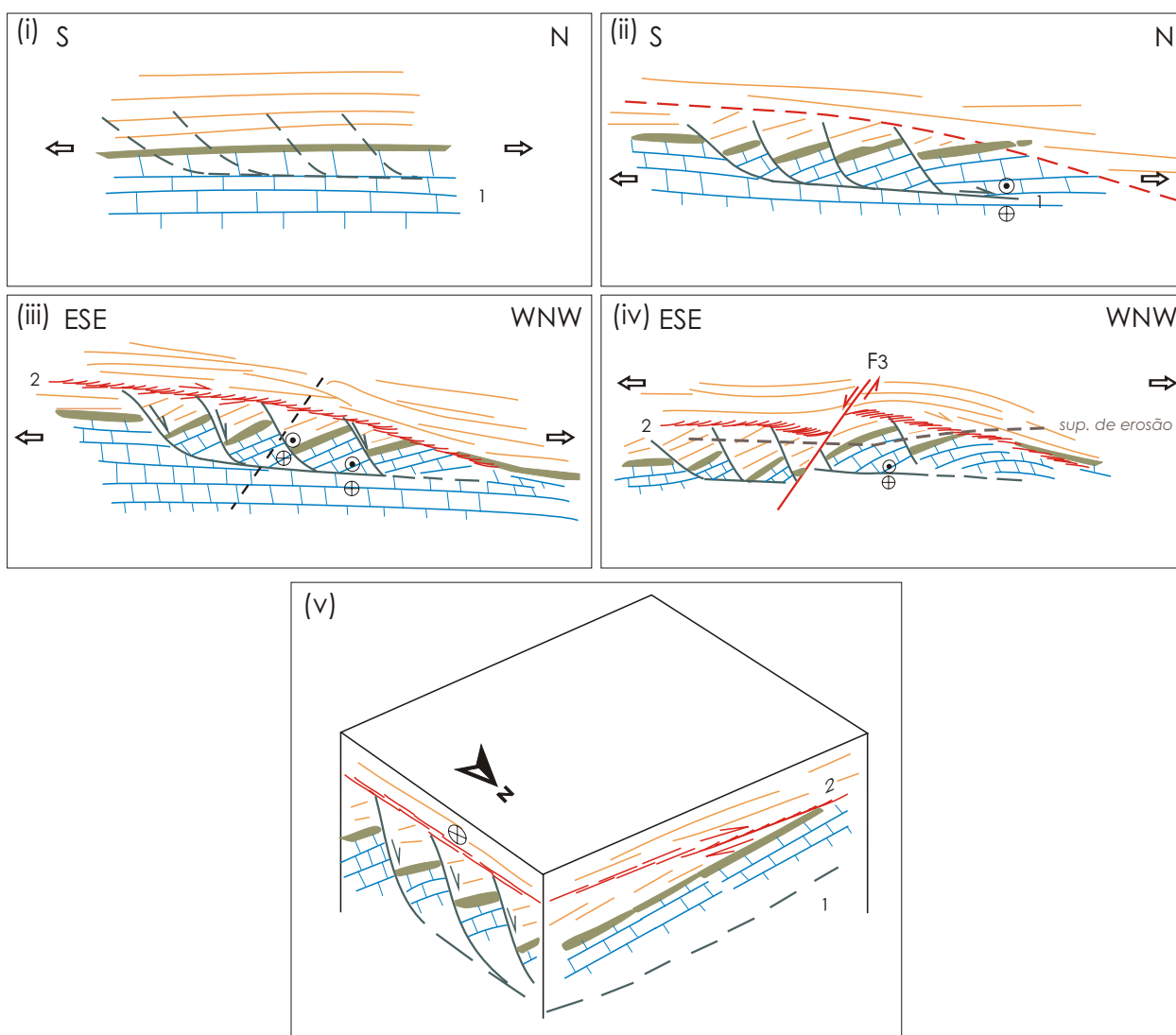


Figura 5.12 – História evolutiva para as feições estruturais da Seção B. O bloco diagrama (v) ilustra as diferentes direções de transporte associadas a D_1 e D_2 . Na seção, 1 é uma estrutura da fase D_1 ; 2 e F_3 são estruturas da fase D_2 ; ambas não são necessariamente correlatas a descolamentos identificados em outras figuras.

A oeste da Seção B (aproximadamente entre os marcos 1050-1100 m), "milônitos hidrolásticos" ocorrem em vários pontos da falésia, definindo planos de baixo ângulo (frequentemente basculados). As estruturas S-C e clastos sigmoidais em geral indicam transporte do bloco de topo para oeste. Esses "milônitos" (ver descrição no item 5.5.2) devem representar zonas de descolamento, análogas (ou as mesmas) àquelas descritas nas seções A e B.

A leste da Seção B, tem destaque uma faixa de milônitos com espessura de 2 a 5 m, demarcando o contato basal da fácies superior (arenitos creme esbranquiçados) da Formação Barreiras, o que é bem visível no trecho 1100 a 1220 m da linha base (Figura 5.13).

Os protólitos sedimentares adquirem fina laminação e são transformados em “folhelhos tectônicos” (Figura 5.32), identificados como tal pelas estruturas deformacionais presentes (lineação, planos S-C e clastos sigmoidais), com orientação e cinemática (bloco de topo transportado para WNW) coerentes em relação à deformação designada de *principal* neste setor. Especificamente no trecho acima identificado, a superfície de descolamento (e outras estruturas, a exemplo do acamamento e antigas falhas normais) encontra-se fortemente basculada para SW/SSW, em ângulos que variam de 50° a 70°. Por afetar um descolamento do evento *principal* (caracterizado pelo transporte para WNW), é mais provável atribuir o basculamento a um evento distensional tardio, com σ_3 orientado N-S a NNE, a exemplo das estruturas caracterizadas na Seção A (Figura 5.9A; ver também o item 5.5.2 e figura 5.47).

Continuando para leste, entre os marcos 1240 e 1250 m, deve ser mencionada a ocorrência de blocos do Calcário Jandaíra, em um nível topográfico mediano da falésia (Figura 5.13). Os blocos, de dimensões métricas, ocorrem de forma desordenada e totalmente desorientados, em relação ao acamamento das rochas na falésia. Deste modo, tratam-se de blocos alóctones, transportados por algum agente externo e cuja proveniência não é clara. Como a fácies inferior da Formação Barreiras, basculada, mergulha forte para sul (60° a 70° no local), o Calcário Jandaíra pode ter aflorado, tempos atrás, abaixo da Formação Barreiras e a norte da atual linha de praia. Pode ser colocada a sugestão de que os blocos de calcário alcançaram sua posição atual transportados em ondas gigantes, do tipo *tsunami*, possivelmente geradas por abalos sísmicos ao longo desta zona de forte atividade neotectônica.

O último trecho selecionado para detalhamento, na localidade de Ponta Grossa, é denominado de **Seção C**, possuindo 80 m de extensão (Figuras 5.8 e 5.14). A estrutura deste perfil ainda não está adequadamente compreendida. O mesmo também é caracterizado por um padrão de falhas distensionais seccionando o acamamento, com direção preferencial N-S ($N \pm 20^\circ Az$) e mergulhos suaves ou medianos para oeste. No setor oeste da seção, a falha de maior porte (rejeito normal > 5 m) apresenta mergulho mediano a forte e uma zona de espessura métrica, com marcadores cinemáticos de marcante estilo hidroplástico (*boudins* assimétricos, estruturas S-C, etc.; ver descrição em 5.5.2). No terço inferior da falésia, setor centro-leste, falhas de menor porte ocorrem como planos bem definidos, de baixo mergulho, seccionando e rotacionando o acamamento. No centro da seção ainda ocorre uma superfície de descolamento, paralela ao acamamento, mergulhando e com transporte (do bloco de topo) para ESE (Figura 5.14), contrariamente ao movimento para W/WWN que domina nos demais exemplos de descolamentos; o mesmo passa ser identificado como o *descolamento antitético*, nesta seção. Ao longo deste descolamento, de espessura submétrica, novamente observam-se feições hidroplásticas, como estruturas tipo S-C e C' (*shear bands*) e

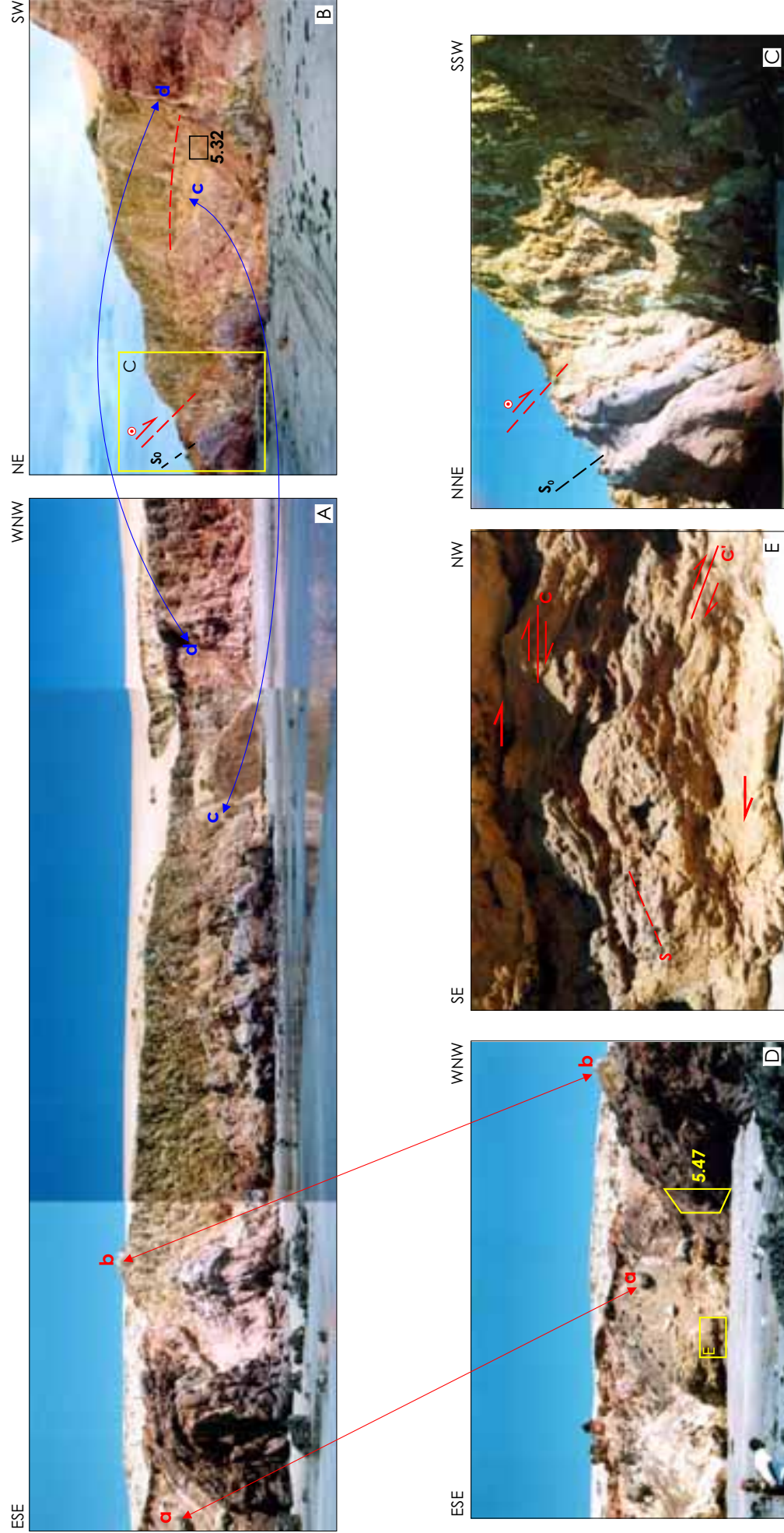
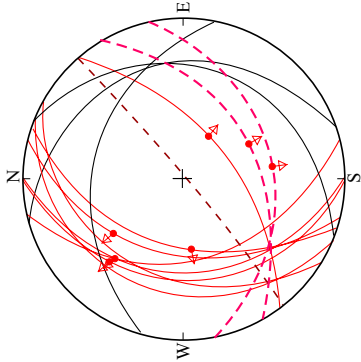
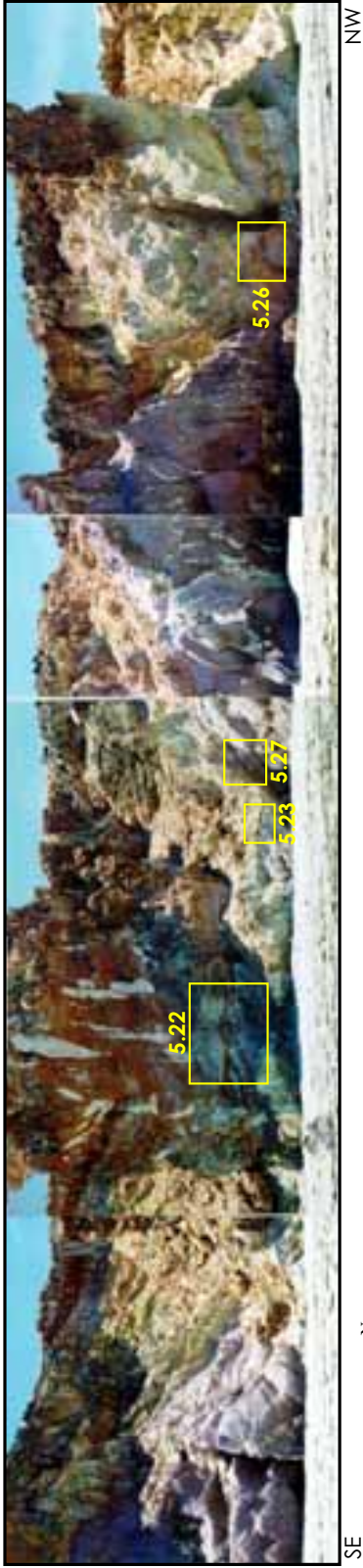


Figura 5.13 - Zona de descolamento e basculamento (rotação) de camadas e falhas entre as seções B e C, marcos 1100 a 1220 m. (A) Visão geral da falésia, observando-se uma espessura importante da fácies superior da Formação Barreiras (em cor amarelo ocre), cujo contato basal é marcado por um descolamento com transporte do topo para NW; o descolamento, por sua vez, é basculado para SSW, junto com o acamamento (detalhes B e C). Na extremidade leste do trecho ilustrado (D, com detalhe E), a zona de descolamento exibe estruturas S-C-C' marcando o transporte para NW (o cabo do martelo aponta para norte). Ainda em D, notar blocos de calcário dispersos na encosta da falésia. Observar os insets de localização de outras figuras no texto.



LEGENDA DA PROJEÇÃO	
	Acamamento (S ₀)
	Falha distensional (D ₂)
	Zona de descolamento (D ₂)
	Transcorrência tardia
	Slickenlines/lineação com sentido de movimento indicado

LEGENDA GEOLÓGICA	
	Transcorrência tardia
	Falha normal (D ₂)
	Zona de descolamento (D ₂)
	Acamamento
	Intemperismo 2
	Fácies inferior - Formação Barreiras

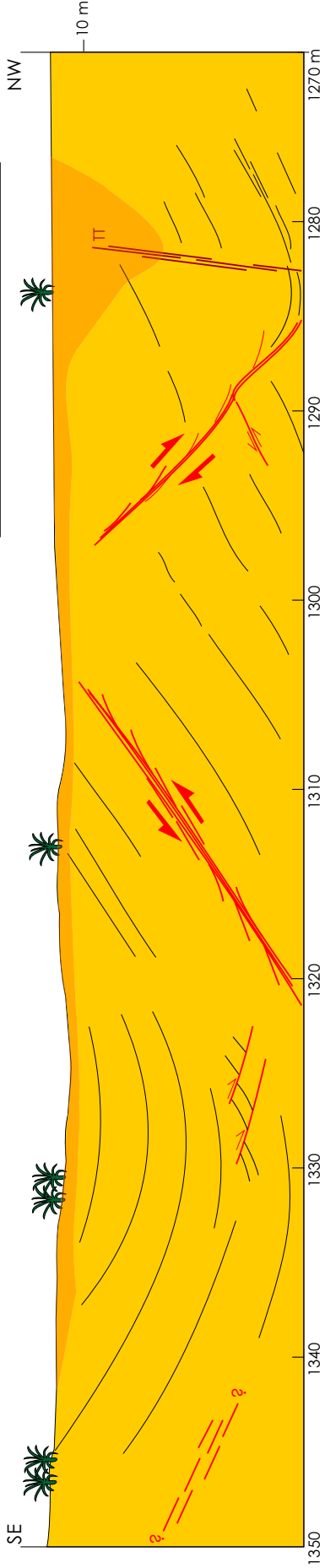


Figura 5.14 - Seção geológico-estrutural C, na localidade de Ponta Grossa. O estereograma mostra os planos do acamamento, falhas, descolamento e slickenlines. As legendas são comuns a todos os cortes e diagramas associados. A formalização dos eventos é discutida adiante. Ver item 5.6 para a caracterização dos níveis de intemperismo. Notar os insets de localização de outras figuras no texto.

aspecto de *mélange* (ver item 5.5.2); por outro lado, também ocorrem juntas de distensão com direção NNE, subverticais, preenchidas por quartzo, denotando níveis de reologia contrastante ou um incremento final de deformação frágil. O acamamento encontra-se suavemente dobrado com eixo ENE, o que em parte explica o baixo ângulo das falhas antitéticas, rotacionadas no flanco da dobra; o contexto cinemático dessa estrutura será discutido a seguir. No extremo oeste da seção ocorre uma falha de rejeito direcional (transcorrência tardia ?), com direção NE-SW.

Na seção, não é claro a continuidade do descolamento antitético no flanco SE da dobra. O dobramento sinclinal é, mais provavelmente, reflexo da geometria de um outro descolamento distensional com piso e rampa (síncrono às falhas normais de baixo ângulo), provavelmente com transporte do topo para W/WNW (como sugere o importante descolamento a oeste da presente seção, cf. Figura 5.13). Por outro lado, a falha normal hidroplástica, a oeste, deve suceder o dobramento; em caso contrário, a restauração do mergulho das camadas deixaria essa falha em posição subvertical, o que é menos provável.

De todo modo, também fica caracterizado, neste sítio, o mesmo regime (*principal*) com distensão E-W/WNW, inferido anteriormente. A partir das feições estruturais identificadas na Seção C, e levando em conta a ocorrência do importante descolamento a oeste (Figura 5.13), é possível propor uma história evolutiva tentativa, conforme ilustrado na figura 5.15. Partindo de **(i)** estratos horizontais (fácies inferior da Formação Barreiras), em **(ii)** seriam criados um primeiro e principal descolamento (δ_1 , com geometria de piso e rampa, com continuidade para leste discutível) com transporte para oeste e falhas de segunda ordem associadas; as camadas seriam acomodadas numa estrutura de sinclinal e anticlinal *roll-over*; em **(iii)**, um segundo descolamento (δ_2 , a estrutura central na seção), antitético, condicionaria a preservação do sinclinal; com a evolução do dobramento, as primeiras falhas são rotacionadas e adquirem baixo ângulo de mergulho; em continuidade **(iv)**, seria nucleada uma falha normal sintética (lado oeste da seção), com estilo hidroplástico, deslocando o acamamento e as estruturas anteriores.

Analisando o conjunto das seções, o denominado evento *principal*, com cinemática distensional WNW/E-W, pode ser referido cronologicamente como o evento D_2 , seguindo a prática corrente da análise estrutural (procedimento padrão na análise da deformação dúctil em rochas cristalinas). O subscripto é justificado pela ocorrência de estruturas prévias (caracterizadas na Seção B e na figura 5.47, adiante), as quais recebem a designação de evento D_1 . Finalmente, estruturas distensionais tardias, melhor caracterizadas na Seção A, podem ser designadas de evento D_3 .

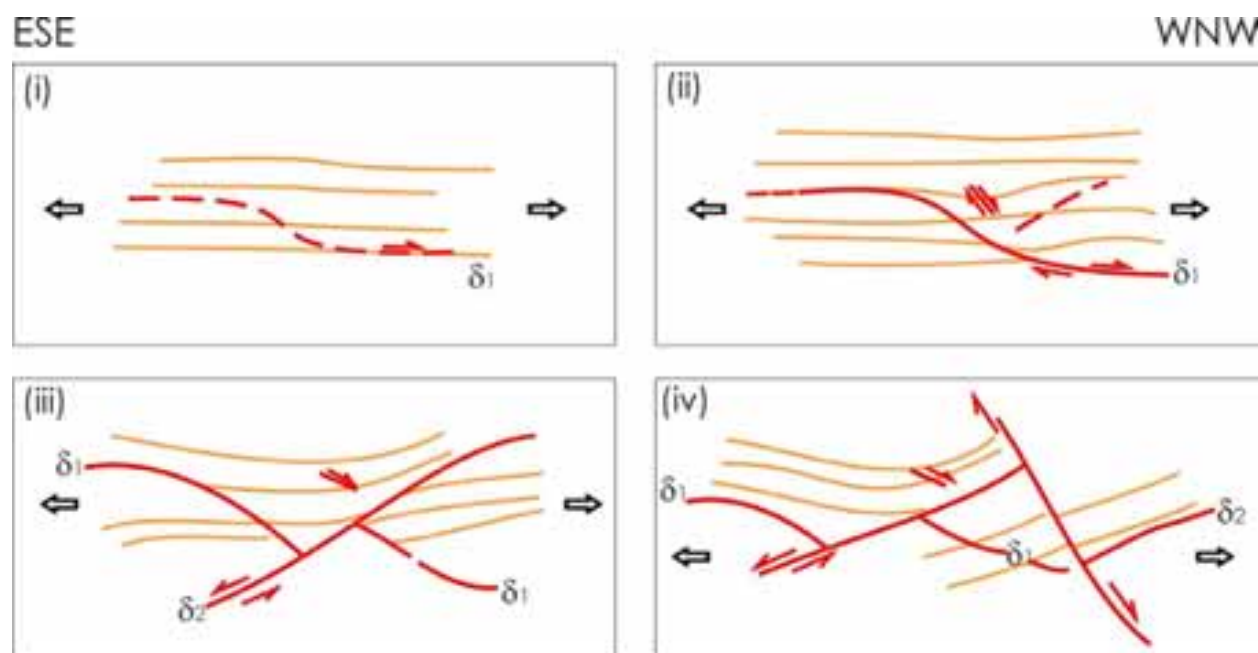


Figura 5.15 – História evolutiva para as feições estruturais da Seção C, na localidade de Ponta Grossa. Nesta seção, as estruturas δ_1 , δ_2 e a falha normal pertencem à fase D_2 .

5.4.3 – A Deformação Contracional em Vila Nova

A **Seção D** está localizada no extremo SE do trecho de falésias mapeado em detalhe, a NW da localidade de Vila Nova, possuindo 170 m de extensão (Figura 5.8). Este perfil é caracterizado por um dobramento suave que afeta claramente a porção inferior da Formação Barreiras (Figura 5.16), com eixo mergulhando para sul e plano axial N-S de alto ângulo. O acamamento (S_0) apresenta mergulhos para S/SW (flanco mais longo) e, subordinadamente, para SE. A fácies superior da Formação Barreiras acompanha o mergulho do flanco longo da dobra, sugerindo estar também afetada por esta estrutura; alternativamente, a mesma teria sido depositada sobre um relevo em edificação, estruturalmente controlado. A porção inferior da Formação Barreiras evidencia planos incipientes de clivagem de dissolução (S_1), com direção aproximadamente N-S ($N \pm 10^\circ Az$) e mergulhos fortes para W ou E. Essa tectônica sugere a atuação de um campo de tensões envolvendo compressão E-W a WNW, ao contrário do que foi caracterizado como o evento principal na localidade de Ponta Grossa, marcado por distensão na mesma direção (E-W a WNW).

Neste perfil, ocorrem ainda falhas distensionais NW-SE com mergulho para SW, que seccionam o acamamento; tratam-se de falhas planares, em geral com arranjo em dominó. Estas falhas são incompatíveis com a deformação compressional, estando relacionadas a um evento distinto, pré- ou pós-dobramento.

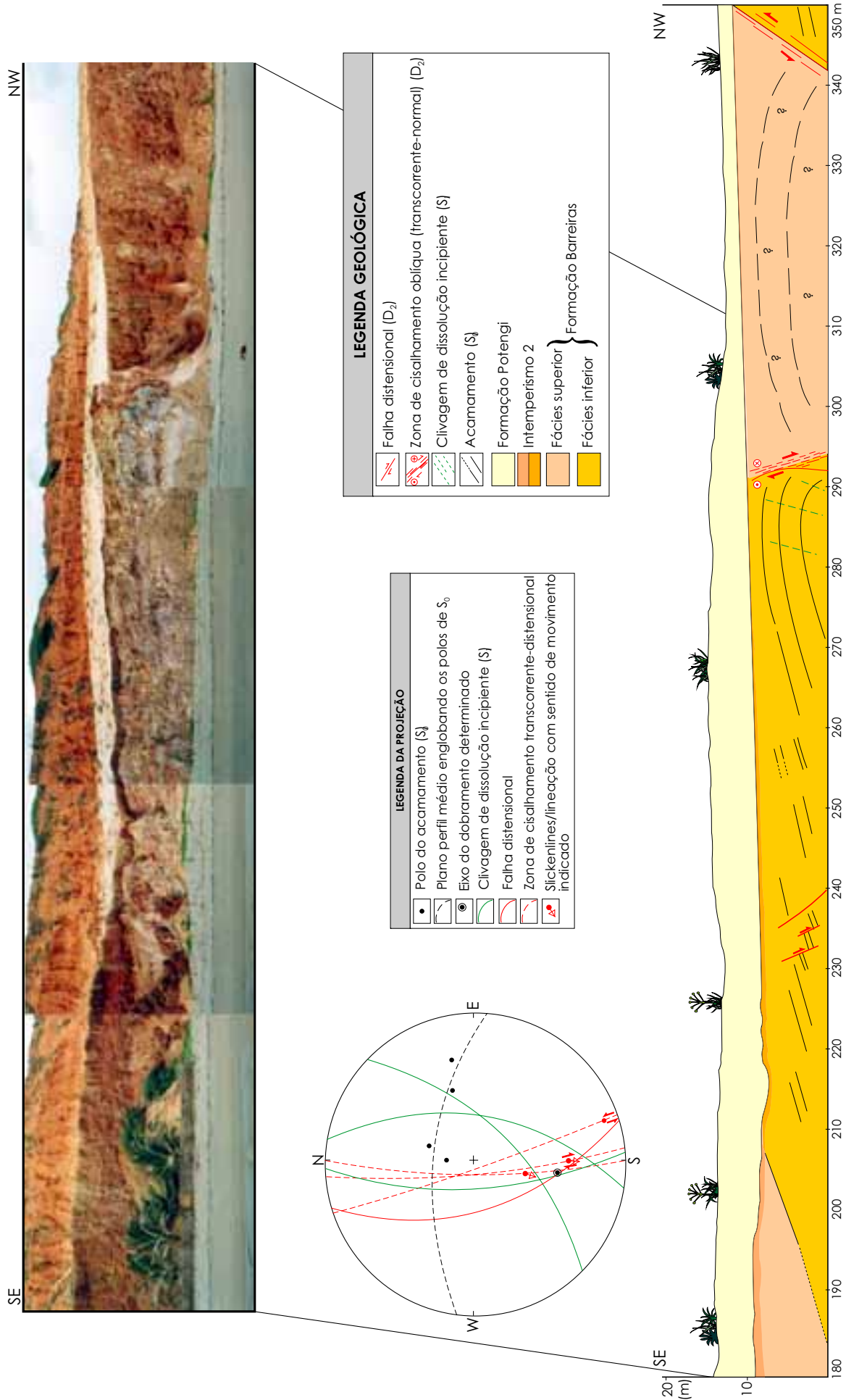


Figura 5.16 - Seção geológico-estrutural D, na localidade de Vila Nova. O estereograma mostra os planos do acamamento, falhas, zonas de cisalhamento, slickenlines, bem como o eixo do dobramento determinado. As legendas são comuns a todos os cortes e diagramas associados. A formalização dos eventos é discutida adiante. Ver item 5.6 para a caracterização dos níveis de intemperismo.

Na porção NW do perfil (Figura 5.16), ocorrem zonas de cisalhamento com direção N-S a NNE e mergulhos fortes para W e ESE. Estas zonas possuem espessura métrica e são caracterizadas por rochas ricas em argilominerais, arranjados em um *fabric* de alto ângulo que nitidamente secciona (e deste modo se distingue do) o acamamento da fácies inferior da Formação Barreiras. Pelo menos uma dessas zonas de cisalhamento apresenta rejeito oblíquo, transcorrente-distensional (sinistral-normal), conforme indicado por marcadores tipo S-C; na segunda, o componente normal está mais evidente. O par conjugado de cisalhamentos define um *graben* com largura da ordem de 50 m, ocupado por arenitos creme-esbranquiçados, maciços, da fácies superior da Formação Barreiras. No interior desse *graben*, os arenitos não evidenciam o dobramento descrito na fácies inferior da Formação Barreiras. Todavia, observa-se a presença de planos de fraturas em alto ângulo, mas que poderiam estar controlados por uma clivagem muito incipiente, com arranjo em leque.

Deste modo, a seção descrita deixa alguma dúvida em torno da idade do dobramento, se o mesmo teria afetado toda a Formação Barreiras ou apenas a sua fácies inferior. O caráter maciço dos arenitos da fácies superior dificulta esta análise. Todavia, a presença de uma incipiente clivagem nesses arenitos, e o mergulho do contato basal acompanhando o flanco leste da dobra, sugerem que o dobramento (criando um relevo estrutural) pode ter sido contemporâneo, e sucedeu, à deposição da fácies superior da Formação Barreiras. Também é debatível a idade do *graben* em relação ao dobramento, já que essas estruturas não parecem ser compatíveis com o mesmo (ou um único) sistema de tensões. Em ambos os flancos, a disposição do *graben* e das camadas da fácies inferior sugere que o mesmo é posterior ao dobramento. Sendo ladeado por dois anticlinais, o *graben* ocupa o sítio de um sinclinal interposto.

A figura 5.17 ilustra uma proposta para a história evolutiva das estruturas geradas na Seção D. Partindo de **(i)** com os estratos horizontalizados, em **(ii)** os mesmos seriam afetados por dobramento, bem evidenciado na fácies inferior da Formação Barreiras; no instante **(iii)** iniciaria a deposição da fácies superior, ainda no contexto de contração; em **(iv)** seriam desenvolvidas as zonas de cisalhamento transcorrentes-normais, ligadas agora a um contexto de distensão, continuando a deposição da fácies superior da Formação Barreiras.

A **Seção E** encontra-se localizada em continuidade a oeste com a Seção D, mais especificamente entre os marcos 350 e 500 m (Figura 5.8), com 150 m de extensão. A mesma é caracterizada, como na seção anterior, por um dobramento suave com eixo mergulhando para SSW, afetando a fácies inferior da Formação Barreiras (Figura 5.18). O caráter contracional das dobras é coerente com a ocorrência de falhas inversas de segunda ordem, seccionando o acamamento em alto ângulo, indicando que o dobramento foi originado por mecanismo de deslizamento flexural (ver item 5.5.3). O componente contracional da deformação também é atestado por falhas inversas (ou com componente inverso; todavia,

uma das falhas exibe componente normal; ver detalhe no *inset*) de maior porte, na porção central da seção, estas arranjadas numa estrutura em flor positiva, sinistral. Deste modo, a estruturação desta seção também é compatível com um componente contracional E-W a WNW, bem marcado na fácies inferior da Formação Barreiras.

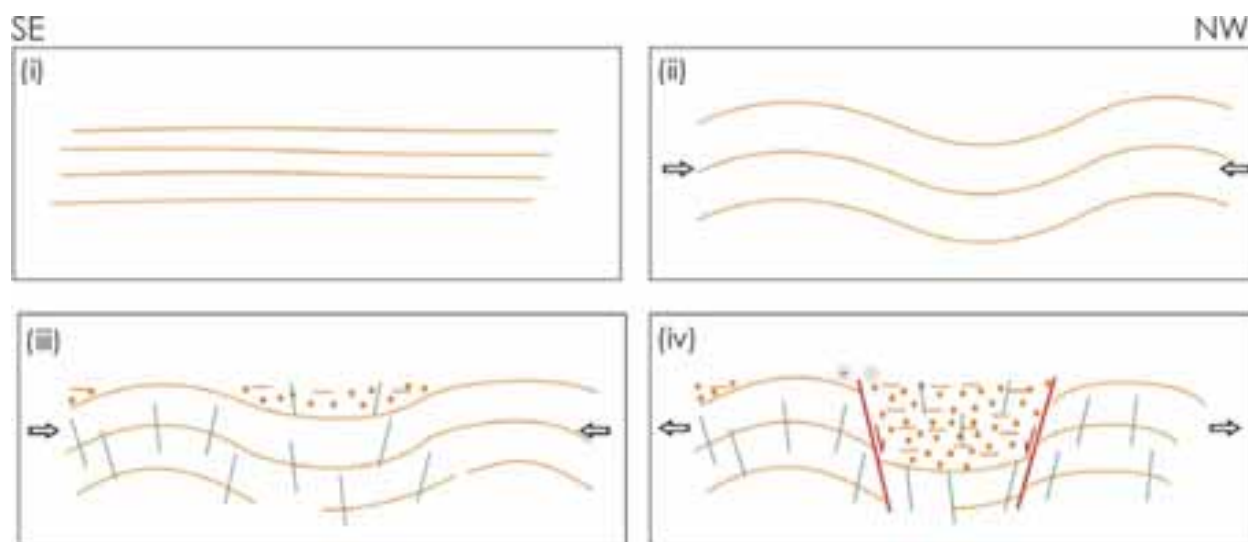
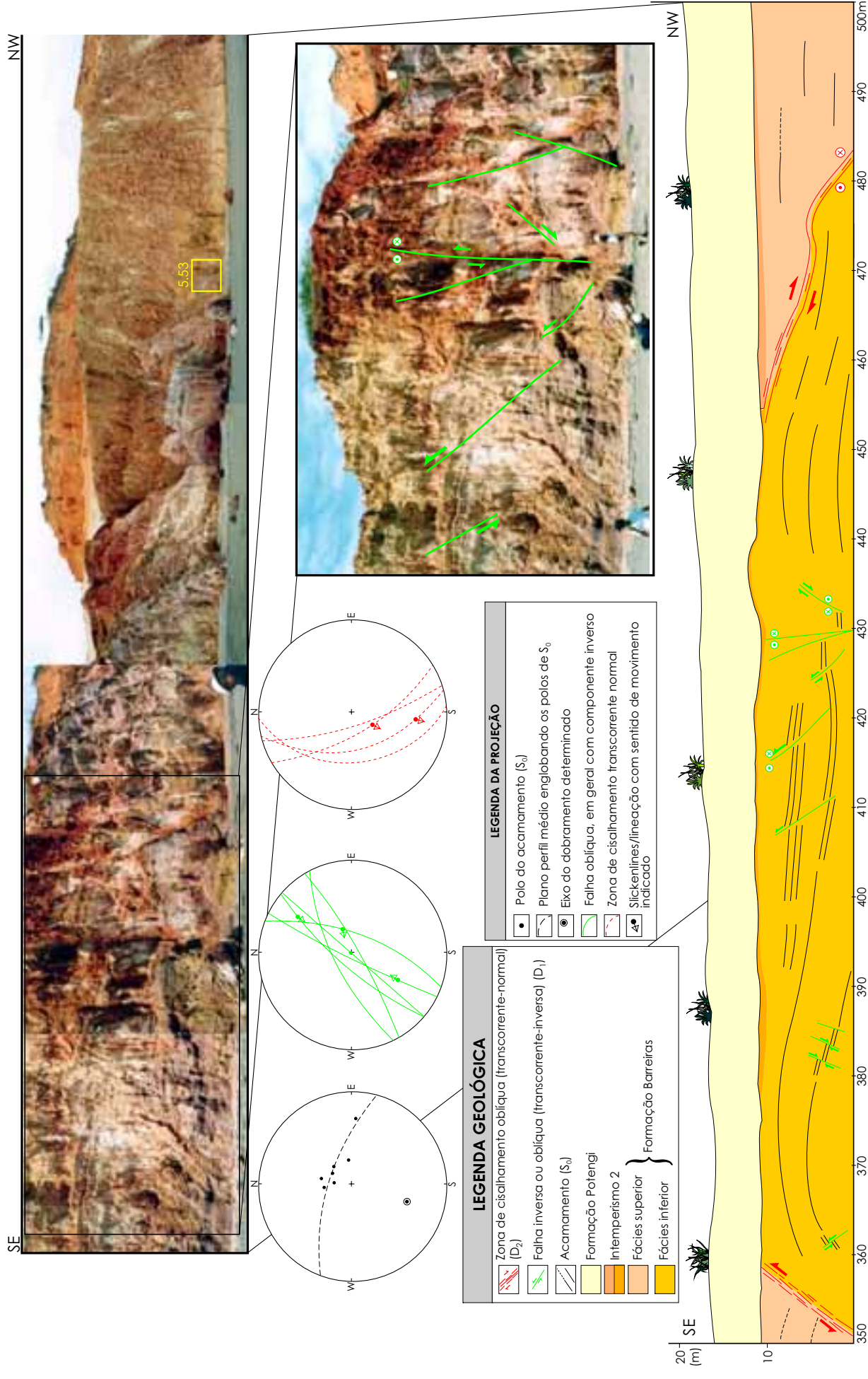


Figura 5.17 – História evolutiva proposta para as feições estruturais identificadas na Seção D, na localidade de Vila Nova. A Seção D corresponde ao setor centro-esquerdo da figura.

No setor NW da seção, a fácies superior da Formação Barreiras volta a ocorrer no interior de um outro *graben*, delimitado por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral-normal, com direção NW-SE e mergulhando para SW. Nas rochas “miloníticas”, estruturas S-C são diagnósticas da movimentação descrita. O traço dessa estrutura é oblíquo à seção, resultando em um mergulho aparente mais suave, no desenho. Mais uma vez, os arenitos no topo da Formação Barreiras são maciços, sem efeito aparente do dobramento. Em um outro *graben*, vizinho a oeste desta seção, os arenitos apresentam níveis conglomeráticos com sobrecrecimentos ou concreções ferruginosas, evidenciando um *fabric* L>S de dissolução-precipitação. Pela sua semelhança de estilo e relações cronológicas (ver itens 5.5.2 e 5.6), este *fabric* é associado ao evento distensional, como um incremento “dúctil” (hidroplástico) inicial, sucedido por uma estrutura de caráter frágil, que delimita o *graben* naquele sítio (Figura 5.52, item 5.5.3). A deposição de pelo menos parte desses conglomerados é claramente sintectônica, controlada por aberturas nas falhas oblíquas que encerram a história deformacional (ver detalhes e figura 5.55 no item 5.5.3).



A história evolutiva para as estruturas da Seção E (Figura 5.19) é similar ao proposto para a Seção D. Partindo de **(i)** com os estratos da Formação Barreiras inferior, horizontalizados, em **(ii)** iniciaria a fase de dobramento e a geração de falhas inversas nos flancos e estruturas em flor positiva; a deposição da fácies superior da Formação Barreiras poderia ter início concomitante, nos baixos estruturais; em **(iii)**, seriam instaladas as zonas de cisalhamento de distensão-transcorrência, com a continuação da deposição da fácies superior da Formação Barreiras, incluindo níveis conglomeráticos em sítios de dilatação estruturalmente controlados. Mais uma vez, notar que os *graben* laterais à seção ocupam os sítios de estruturas sinclinais do evento contraccional.

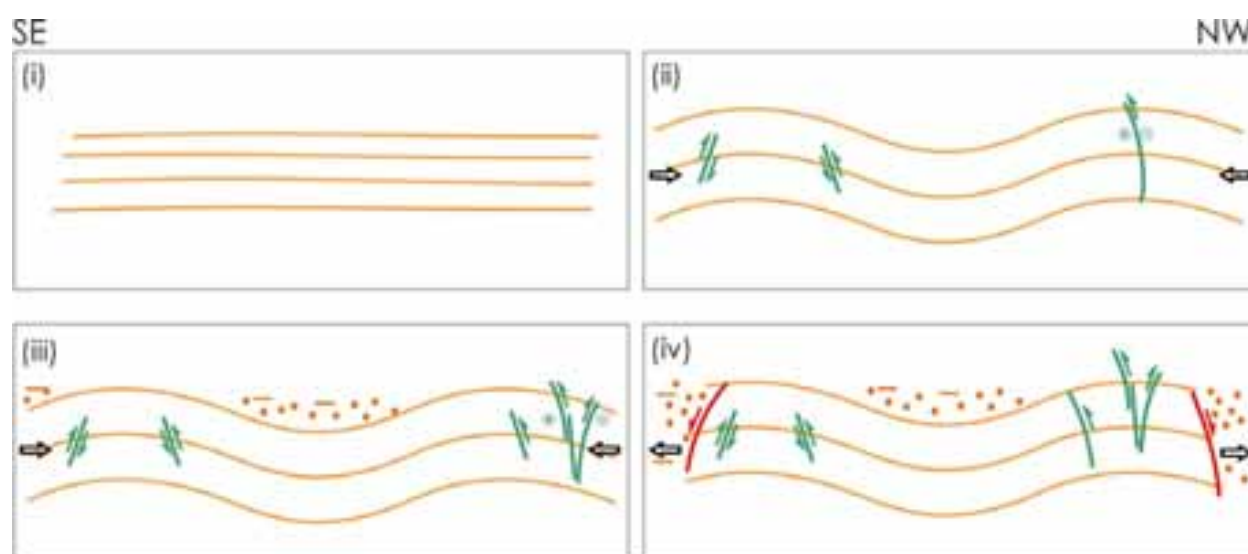
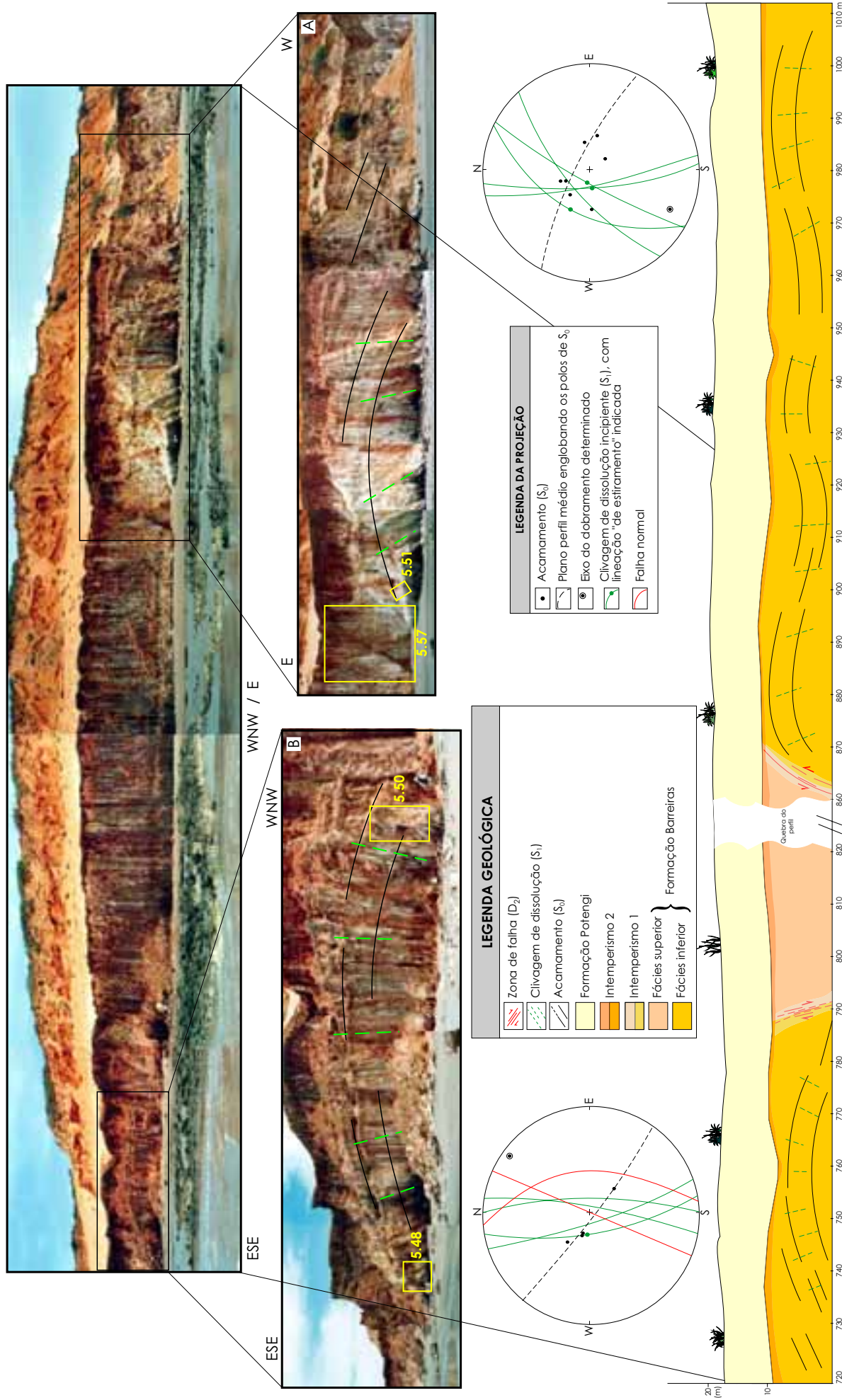


Figura 5.19 - História evolutiva proposta para as feições estruturais identificadas na Seção E, na localidade de Vila Nova.

O último setor detalhado na localidade de Vila Nova é representado pela **Seção F**. A mesma possui 290 m de extensão e está localizada a 220 m a oeste, da seção anterior (Figura 5.8). Trata-se da seção que melhor evidencia o dobramento na fácies inferior da Formação Barreiras, caracterizando muito bem um evento deformacional contraccional neste setor. Na figura 5.20, estruturas anticlinais (a estrutura a NW tem continuidade, já fora da seção, numa sucessão de sinclinais e anticlinais) ladeiam um *graben* central, exclusivamente ocupado pela fácies superior da Formação Barreiras, neste nível de exposição. Esta fácies também ocorre no extremo SE da seção, acompanhando a estrutura dobrada. As dobras são suaves,



simétricas ou menos comumente, assimétrica (fraca vergência para SE, em direção ao *graben*, no exemplo do setor oeste do corte, figura 5.20A), com charneiras de direção NNE, em fraco caimento ou subhorizontais. Associados ao dobramento, são identificados planos de clivagem de dissolução, com arranjo em leque e mergulhos fortes na direção média NNE (Figura 5.20). Localmente, esse *fabric* também inclui uma "lineação de estiramento", desenvolvida por processos de dissolução do quartzo e precipitação de agregados ferruginosos elipsoidais (ver detalhes no item 5.5.3). Falhas inversas de alto ângulo, nos flancos de dobras, são identificadas em exposições a oeste desta seção, mais uma vez sugerindo um mecanismo de dobramento por deslizamento flexural.

Na porção central da seção, falhas com componente normal (provavelmente oblíquas) condicionam o abatimento e/ou deposição da fácies superior da Formação Barreiras. Esses arenitos são maciços, sem evidência de dobramento aparente, sugerindo que a deposição iniciou nos baixos estruturais do evento contracional. É bem característico, nesta seção, o desenvolvimento de uma capa laterítica ao longo desses planos de falhas normais.

A história evolutiva para as estruturas observadas na Seção F é análoga àquela proposta para as seções anteriormente descritas na localidade de Vila Nova, ilustradas nas figuras 5.17 e 5.19.

Mais uma vez analisando o conjunto das seções (D a F), o evento com cinemática distensional, neste setor, deve ser referido cronologicamente como o evento D_2 . As estruturas contracionais prévias recebem a designação de evento D_1 . Neste ponto, essa simbologia refere-se apenas individualmente, às seções descritas no presente item e no precedente. A correlação desses eventos, entre os setores de Vila Nova e de Ponta Grossa, será discutida adiante.

5.5 – Estilos Estruturais em Meso-Escala

5.5.1 – Introdução

A caracterização de estruturas em meso-escala representa uma das primeiras etapas de um levantamento estrutural. Em geral, este tipo de dado permite inferir rapidamente um modelo 3-D das estruturas, que podem ser objeto de medidas sistemáticas, correlações e testes de compatibilidade com os dados de outras escalas (macro e microscópica). Uma boa caracterização de estilos estruturais em meso-escala (e sua fácil extensão à macro-escala, no caso de grandes extensões de falésias), comparada com as descrições na literatura especializada (Gibbs 1984, Wernicke 1985, Hancock 1985, Ramsay & Huber 1987, Sylvester 1988, Choukroune 1995) provavelmente constitui a melhor ferramenta para comprovar a origem tectônica da deformação impressa na Formação Barreiras, na região em estudo.

Os modelos de meso-escala ajudam sobretudo na compreensão das estruturas em escala macroscópica, exatamente aquela de maior interesse prático, no caso da exploração e exploração de hidrocarbonetos em uma bacia. Como guia para amostragem e estendendo as observações para a escala microscópica, este tipo de dado conduz a inferências sobre as condições da deformação e a reologia do material deformado. Finalmente é nesta escala que podem ser caracterizados os melhores indicadores cinemáticos (ver revisão da metodologia e exemplos em Simpson & Schmid 1983, Simpson 1986, Cabbold *et al.* 1987, Hanmer & Passchier 1991, Choukroune 1995, entre outros).

5.5.2 – As Estruturas Distensionais entre Ponta Grossa e Redonda

A partir dos dados levantados ao longo das três seções na localidade de Ponta Grossa, e em afloramentos adicionais nas proximidades do povoado de Redonda, foram selecionados alguns tópicos que permitem discutir e caracterizar, em maior detalhe, a deformação registrada na Formação Barreiras. Este grupo de estruturas está melhor exemplificado pelo que foi previamente denominado (item 5.4) de *evento principal* (ou evento D₂), com distensão WNW/E-W. Todavia, as mesmas também ocorrem em associação a um evento mais jovem, com distensão N-S/NNE (D₃).

Marcadores, falhas e zonas de cisalhamento.

Em níveis crustais rasos, a deformação normalmente se expressa como estruturas frágeis. As juntas e falhas constituem as estruturas mais comuns e objeto de nosso interesse específico. No estudo de campo, foi constatado que esses planos apresentam, como esperado, as feições típicas (marcadores cinemáticos, ou associações minerais que retratam as condições externas da deformação) da deformação frágil. Em muitos casos os planos são bem individualizados, comumente agrupados em enxames, com geometria planar ou curvilinear (lítrica); as feições deslocadas (*marcadores passivos*) mostram contatos e truncamentos abruptos ao longo dos planos; feições de cataclase, brechação, zonas de gouge e películas oxidadas, e mais raramente veios de quartzo, caracterizam as estruturas deste grupo, típicas de falhas, afetando arenitos (ou mesmo rochas mais finas) mais consolidados (Figuras 5.9C, 5.21, 5.22, 5.23, 5.24, 5.25, 5.41).

Sem diferenciação abrupta, um segundo grupo de estruturas revelou-se particularmente freqüente quando interceptando rochas pelíticas ou arenitos argilosos (Agar *et al.* 1989, Labaume *et al.* 1991, 1997). Nestes casos, os planos de falhas compreendem várias superfícies em paralelo, que por vezes não são individualizadas mas constituem bandas de espessura variável – desde centimétrica até métrica. Nestas bandas, e ao invés do clássico arranjo de fraturas de segunda ordem (tipo R, R', T, etc.), são observadas feições que mimetizam as estruturas (ou microestruturas) comuns a zonas de cisalhamento (termo utilizado

no sentido de zonas dúcteis ou semi-dúcteis; Simpson & Schmid 1983, Simpson 1986, Hanmer & Passchier 1991). Os minerais argilosos/filosilicatos exibem um *fabric* planar ou plano-linear, freqüentemente em arranjos do tipo S-C e/ou com superfícies C'/*shear bands*, com estruturas lineares (*slickenlines*, ou mesmo lineações) associadas (Figuras 5.26, 5.27, 5.28, 5.29, 5.30). Esta é uma primeira e importante constatação; este tipo de estruturas, e marcadores associados (*marcadores ativos*) são mais facilmente interpretados como indicadores cinemáticos, conforme será amplamente ilustrado ao longo desta seção. Por outro lado, esta família de estruturas, geometricamente análogas a feições dúcteis, de mais alta temperatura (que não estão presentes no caso atual), traduzem condições específicas de deformação, combinando um meio saturado em água (pressão de fluidos elevada) e abundância de argilominerais. Os termos *deformação hidroplástica*, *milonitos hidroplásticos*, e outros, são tentativamente empregados em conexão com esta família de estruturas (Owen 1987, Petit & Laville 1987, Agar *et al.* 1989, Labaume *et al.* 1991, 1997, Maltman *et al.* 1993, Maltman 1994, Antonellini *et al.* 1994).



Figura 5.21 – Falhas planares pós-sedimentares com arranjo em dominó, na localidade de Ponta Grossa. Ver localização na figura 5.9C.

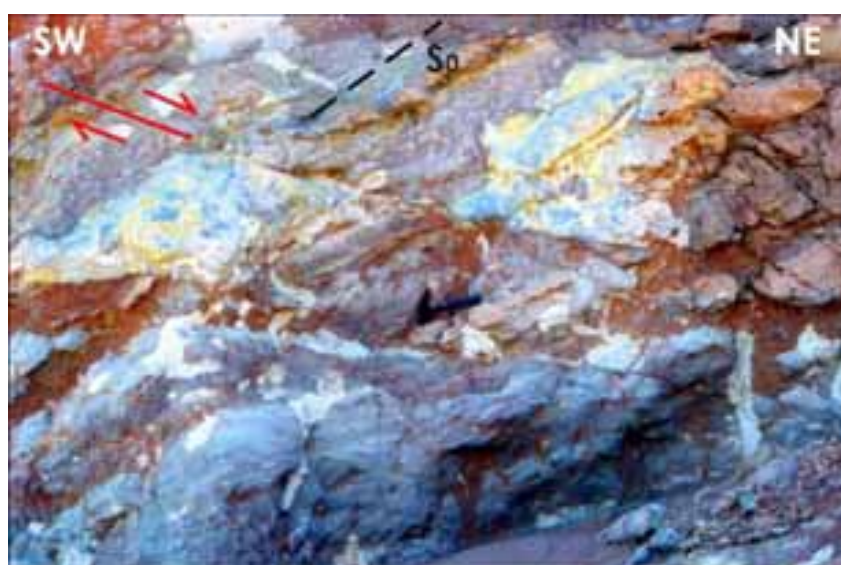


Figura 5.22 – Falhas de baixo ângulo, com o acamamento fortemente basculado, na localidade de Ponta Grossa. Ver localização na figura 5.14.



Figura 5.23 – Juntas de distensão verticalizadas preenchidas por quartzo, associadas às zonas de descolamento. Ver localização na figura 5.14



Figura 5.24 – Detalhe da figura 5.21, ilustrando slickenlines de alto rake ao longo dos planos das falhas. Ver figura 5.21 para falhas similares, adjacentes.



Figura 5.25 – Slickenlines associados a falha de baixo ângulo, na Seção C, localidade de Ponta Grossa. Ver figura 5.22 para visualizar falhas similares, adjacentes.

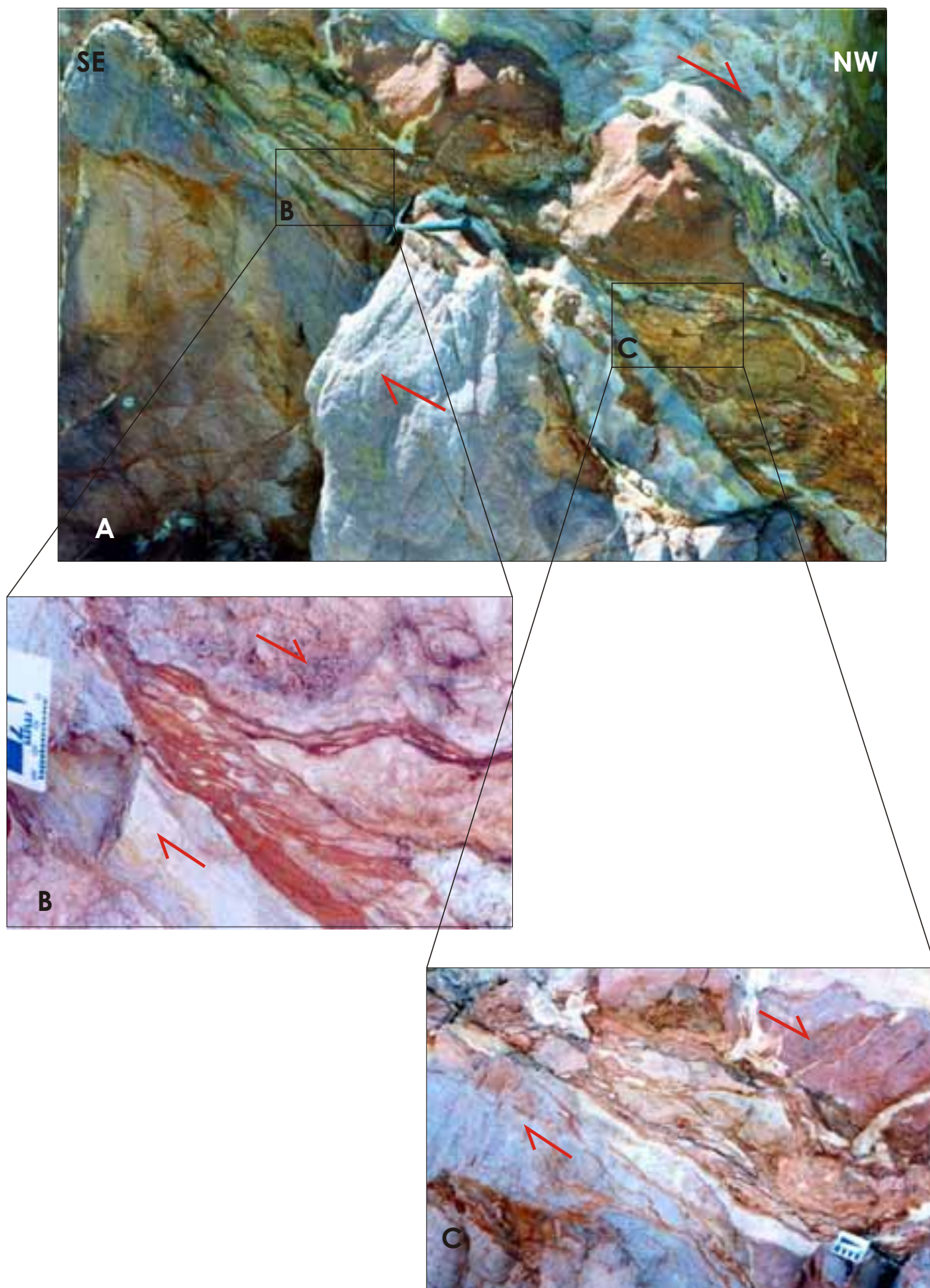


Figura 5.26 - (A) Falha distensional com estilo hidroplástico. Notar boudins sigmoidais indicando movimento down-dip. (B, C) Detalhes ilustrando superfícies S-C e clastos sigmoidais. Ver localização na figura 5.14.

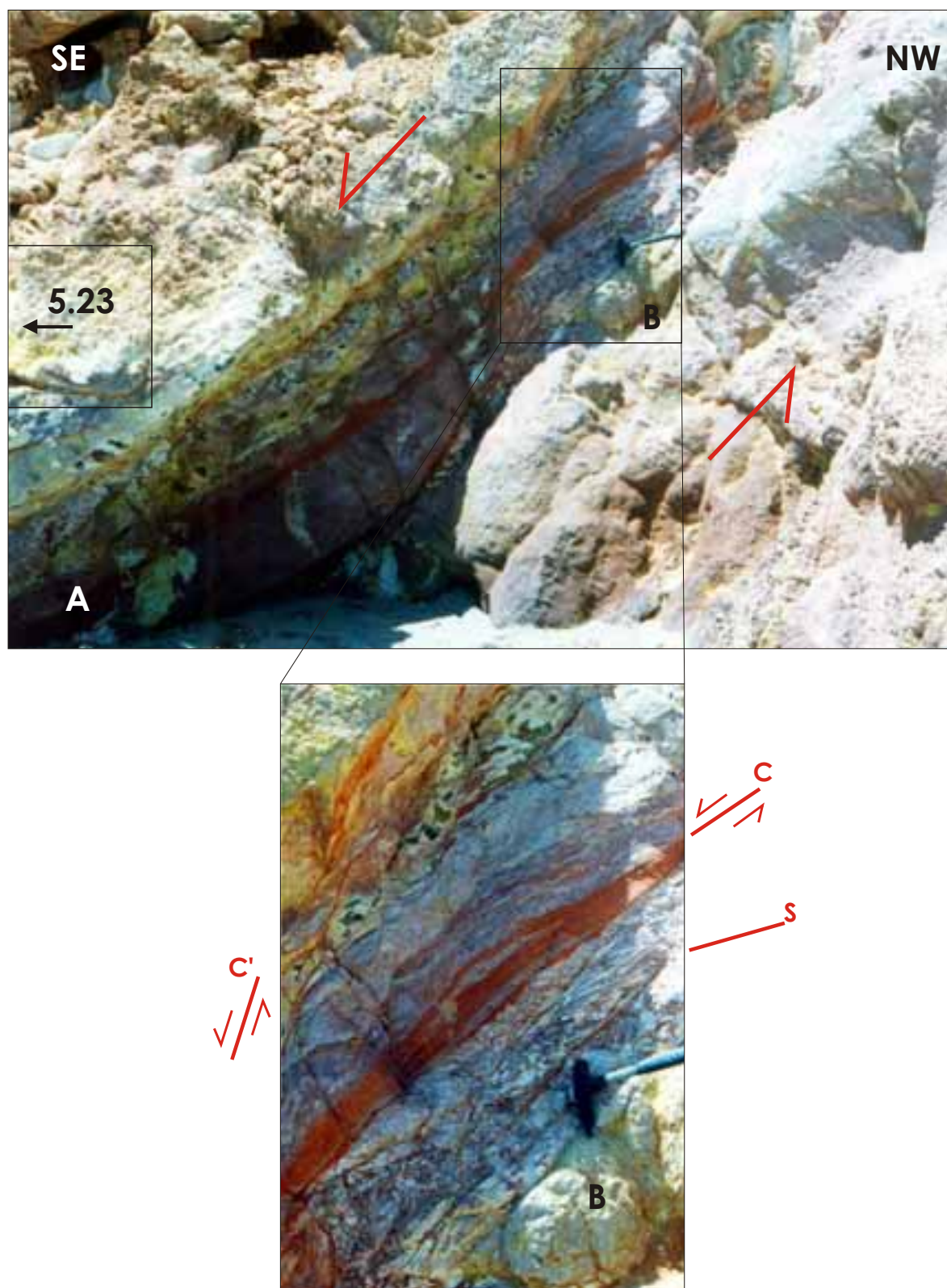


Figura 5.27 - (A) Descolamento distensional desenvolvendo zona de "milonitos" hidroplásticos com espessura métrica. (B) Detalhe ilustrando superfícies S-C-C'. Ver localização na figura 5.14.



Figura 5.28 – Estruturas S-C em falha normal de alto ângulo, antitética. Ver localização na figura 5.11B.

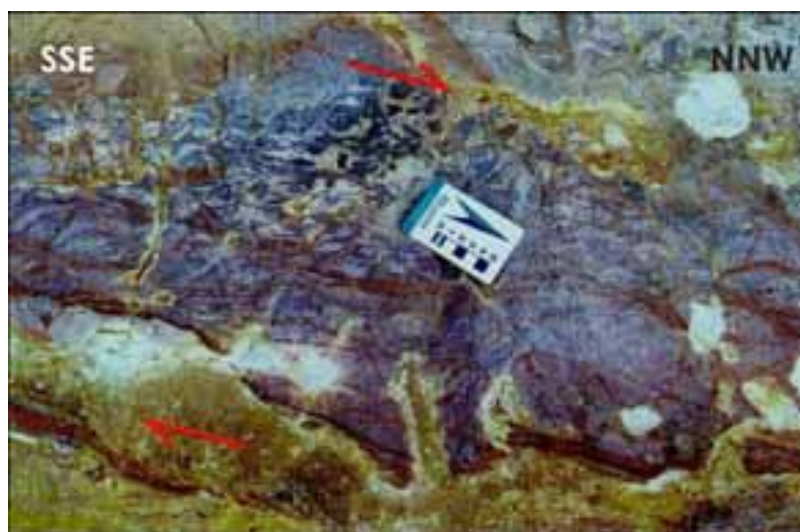


Figura 5.29 – Estruturas S-C no prolongamento para ESE da zona de descolamento, ilustrada na figura 5.11A.

Falhas Distensionais em Estilo Dominó ou Lísticas

Na região estudada, as estruturas associadas à deformação distensional na Formação Barreiras freqüentemente envolvem um padrão de falhas planares com slickenlines em alto rake, em arranjo dominó, que provocam o basculamento dos estratos e rotação das falhas, em conjunto (Figuras 5.9C, 5.21). Nestes casos e em geral, as camadas deslocadas/rotacionadas não apresentam variação na espessura, indicando uma idade pós-sedimentação para a movimentação das falhas. Com a continuidade da deformação, as falhas mais antigas são rotacionadas junto com o acamamento, desta forma tornando-se falhas de baixo ângulo, enquanto o acamamento é encontrado fortemente basculado (Figura 5.22). Para acomodar

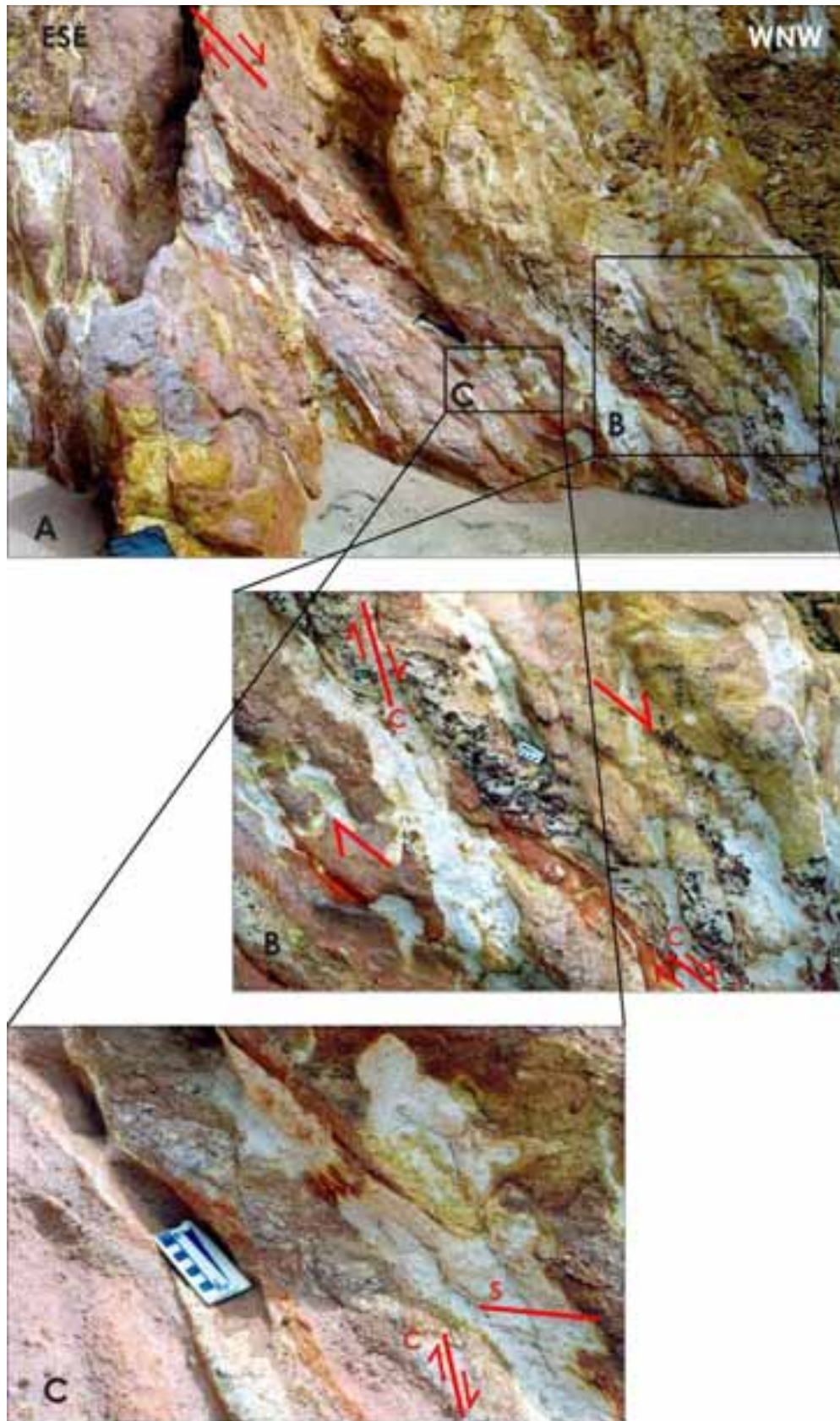


Figura 5.30 – (A) Falha normal delimitando pequeno graben preenchido pela fácies superior da Formação Barreiras, com localização marcada na figura 5.11. (B, C) Detalhes com superfícies S-C-C'.

tal deformação, as camadas e blocos devem repousar (ou estarem confinados, no caso de estruturas *duplex*) sobre superfícies de baixo ângulo, os descolamentos. Em termos simplificados, falhas de baixo ângulo, zonas de descolamento espessas e acamamento fortemente basculado, refletem forte deformação – *strain* elevado, deslocamento apreciável. Falhas de alto ângulo e acamamento subhorizontal sugerem, isoladamente, baixo *strain* e deslocamentos de menor expressão.

Falhas distensionais com estilo lítrico também ocorrem ao longo das seções, normalmente gerando estruturas do tipo *roll-over*, associadas o espessamento de camadas em direção às falhas, evidenciando um caráter em parte sin-sedimentar para este estilo deformacional (as falhas de crescimento; Figura 5.9A).

Estruturas, Fabric e Deformação Progressiva em Zonas de Descolamento e Falhas

Zonas de descolamento (*detachments*) são identificadas em diferentes níveis da fácies inferior da Formação Barreiras, bem como no contato desta com a fácies superior. Estas superfícies são desenvolvidas ao longo de contatos de camadas distintas (p.ex., arenitos maciços da fácies superior, sobrepostos a litotipos da fácies inferior, mais argilosos) e ao longo de camadas com maior razão argila/areia (Figuras 5.9, 5.11, 5.14). As espessuras dessas zonas variam de 10 a 20 cm, até 1 a 6 m; a extensão exposta continuamente (ou correlacionável entre afloramentos próximos) pode atingir centenas de metros. As zonas são caracterizadas por feições penetrativas que incluem: **a)** *fabric* S-C e *shear bands*/C' (Figuras 5.31, 5.26, 5.27, 5.28, 5.29, 5.30; C e C' são superfícies de cisalhamento – micro-falhas; S é o *fabric* mineral – em geral, uma foliação/laminação de argilominerais equivalente ao plano XY do elipsóide de *strain* finito; Figura 5.32), com assimetria consistente, incluindo estruturas lineares associadas (estas menos proeminentes; podem variar de *slickenlines* com argilominerais fibrosos a uma orientação de forma de grãos e/ou precipitados ferruginosos, mal definida; Figura 5.33); pela sua equivalência cinemática, serão referidas como “lineações de estiramento”, marcando a direção de máxima distensão – eixo X, cuja orientação em planta equivale à “direção de transporte tectônico”; **b)** *boudinage* de níveis arenosos numa matriz mais fina, foliada (plano S; Figura 5.34), feição que frequentemente define zonas de *mélange* (estruturas similares são descritas por Caby 1976, Petit & Laville 1987, Labaume *et al.* 1991); os *boudins* são caracteristicamente assimétricos (Figura 5.26, 5.35, 5.36; *boudins* sigmoidais ou tipo σ ; Simpson & Schmid 1983, Simpson 1986, Hanmer & Passchier 1991), menos comumente rotacionados (clastos tipo δ ; Figura 5.37); suas dimensões individuais variam de centimétricas a métricas; **c)** dobras, que podem variar de mais abertas, assimetria consistente e charneiras em alto ângulo com a lineação X (Figura 5.36; neste caso, constituem indicadores cinemáticos), ou apertadas, com assimetria variável e charneira subparalela à direção de transporte/lineação X (Figura 5.38), equivalentes às dobras com charneiras rotacionadas, típicas de sítios de alto

strain em zonas de deformação dúctil (Malavieille *et al.* 1984, Ridley 1986, Gaudemer & Tapponnier 1987, Hanmer & Passchier 1991).



Figura 5.31 – Zona de descolamento, identificada na Formação Barreiras, com sigmóides em níveis argilosos, indicando transporte tectônico para WNW. Falésia próxima ao povoado de Redonda.

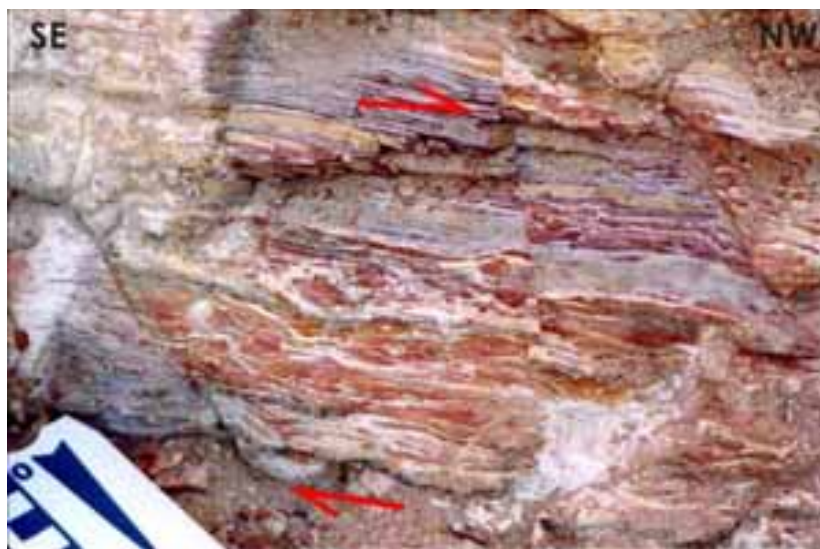


Figura 5.32 – Detalhe na zona de descolamento que acompanha a base da fácies superior da Formação Barreiras na figura 5.13B. A fina laminação confere à rocha aparência de um folhelho. Notar clastos tectônicos e minidobras, com transporte para NW.



Figura 5.33 – Fabric L>S evidenciado pela orientação e forma das concreções ferruginosas, associado a uma falha distensional próximo a Ponta Grossa. Ver localização na figura 5.5.

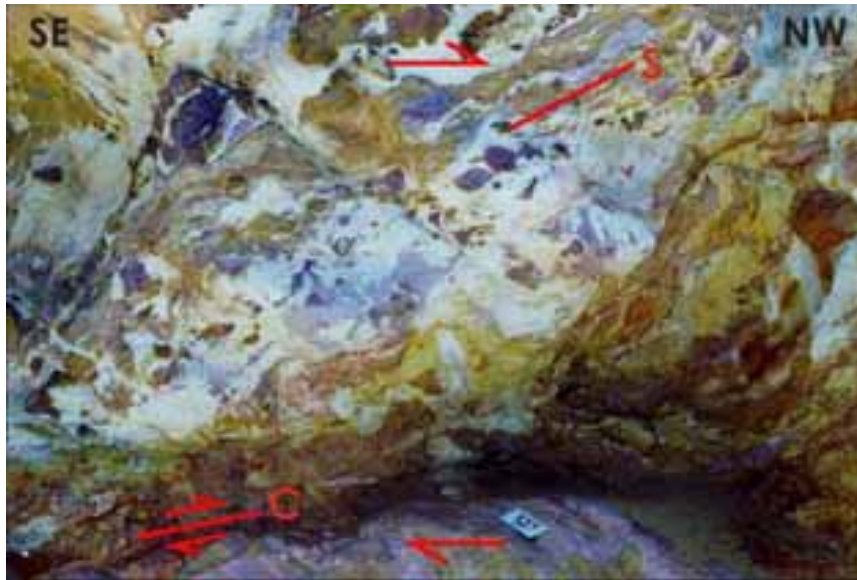


Figura 5.34 – Zona de descolamento (zona escura na parte inferior da foto) a oeste da Seção B (Figura 5.11). Notar laminação e boudinage das camadas paralelizadas aos planos S.



Figura 5.35 – Boudinage penetrativa dos níveis areno-conglomeráticos e o movimento down-dip de uma zona de descolamento (inclinada para oeste). A rocha adquire o aspecto de mélangé, com blocos isolados. Localização a oeste da Seção B (Figura 5.11).



Figura 5.36 – Detalhe da zona de descolamento ilustrada na figura 5.11A. Movimento down-dip indicado por sigmóides e minidobras não rotacionadas.

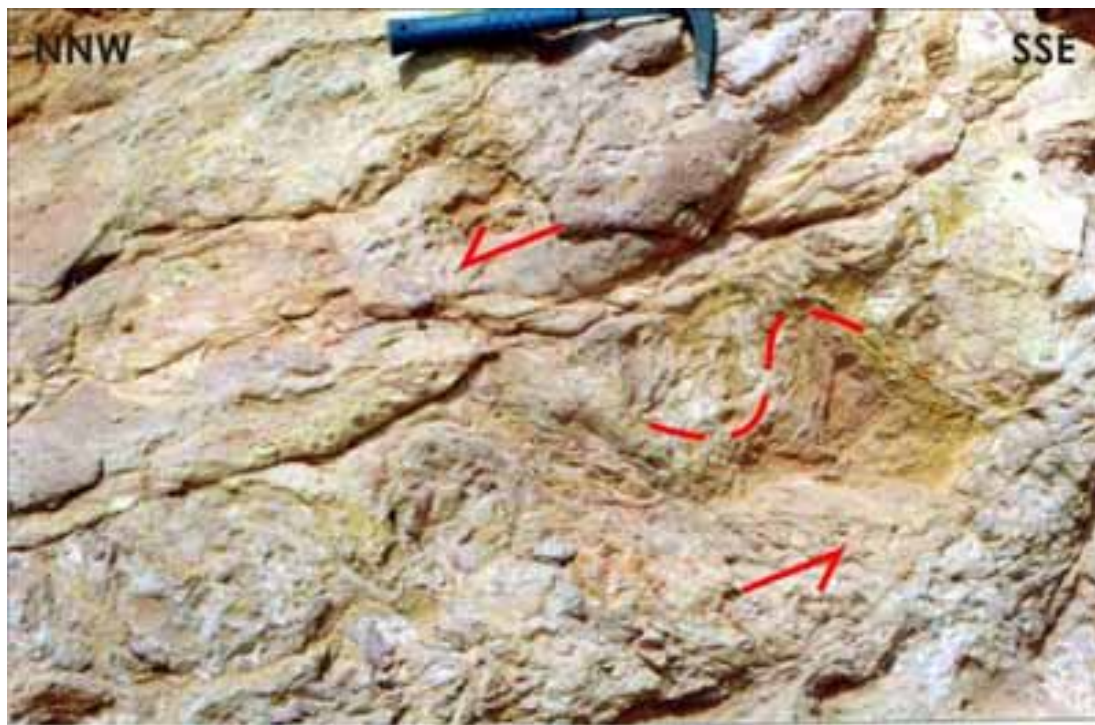


Figura 5.37 – Clastos tectônicos rotacionados, indicando movimento down-dip em zona de descolamento ilustrada na figura 5.11B.

As zonas de descolamento ocorrem associadas aos dois estilos de falhas distensionais – em dominó ou lítricas. Ao longo do setor estudado, o transporte tectônico é predominantemente de topo para W/WNW (ver seções e projeções nas figuras 5.9, 5.11 e 5.14, e critérios cinemáticos nas figuras 5.13E, 5.22, 5.26, 5.29, 5.30, 5.31, 5.32, 5.34, 5.35, 5.36, 5.37 e 5.41), com exemplos locais (Figura 5.14 - Seção C e figuras 5.27, 5.28) antitéticos; nas rampas que seccionam o acamamento, o movimento é consistentemente *down-dip*, confirmando os descolamentos como estruturas distensionais.

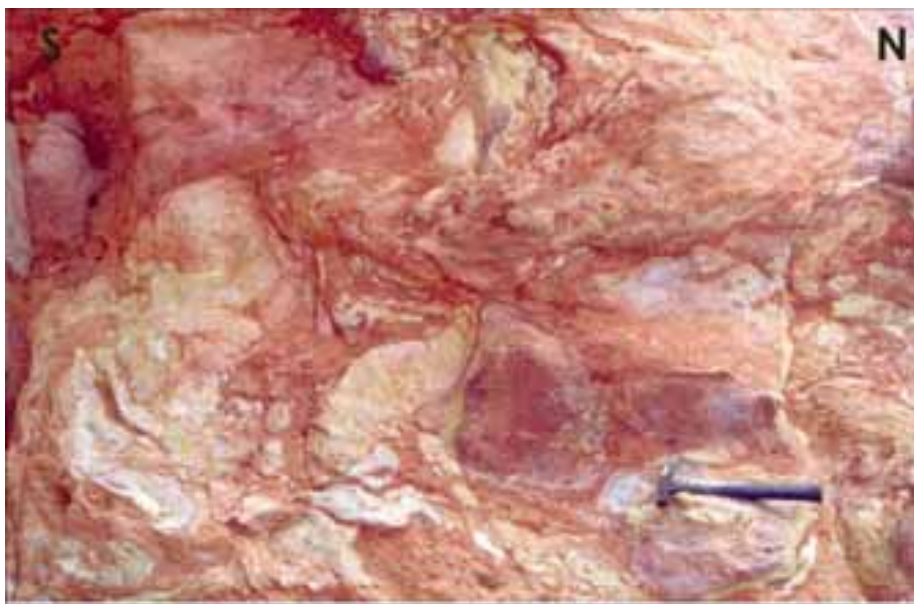


Figura 5.38 – Acamamento dobrado e boudinado ao longo do descolamento ilustrado na figura 5.11B. As dobras são recumbentes e muito apertadas, com charneira subparalela à direção de movimento, consistente com alto strain hidroplástico.

As feições acima descritas (a, b, c) também podem ser observadas ao longo dos planos de falhas de médio a alto ângulo (Figuras 5.14, 5.26, 5.39). Em quaisquer dos casos, estas feições equivalem, em geometria e significado cinemático, às de rochas deformadas em condições de alto *strain*/plasticidade cristalina. Em baixas temperaturas, o comportamento “dúctil” (pseudo-dúctil) é determinado pela saturação em água do sedimento e razão argila/areia elevada, condições típicas da deformação hidroplástica (Owen 1987, Agar *et al.* 1989, Maltman *et al.* 1993, Maltman 1994). As feições tipo S, C e C' (*shear bands*) normalmente ocorrem em sedimentos finamente laminados (Figuras 5.27, 5.32), o que sugere uma equivalência reológica às estruturas miloníticas (Lister & Snoke 1984), de temperaturas mais elevadas. Em escala mesoscópica, o *fabric* planar é realçado pela alternância de lâminas ou finas bandas com maior ou menor conteúdo de argila e óxidos/hidróxidos de Fe (vs. quartzo) ou de granulometria variável (Figuras 5.26, 5.27).

Quando seccionam a fácies superior da Formação Barreiras, algumas das falhas principais e zonas de cisalhamento são marcadas pelo estiramento e achatamento de concreções ferruginosas (por vezes, películas de espessura centimétrica, acrescidas em torno de seixos do conglomerado lateritizado), que imprimem um *fabric* L>S no protólito sedimentar (Figura 5.33), originado por processos de solução por pressão e precipitação (Gratier 1987). Zonas de cisalhamento tardias, em várias escalas também afetam/retrabalham esse *fabric* (Figuras 5.39, 5.40), realçando a lineação; o arranjo sigmoidal, S-C, do *fabric* atesta a cinemática distensional dessas estruturas, confirmada pelo rejeito normal das camadas deslocadas (rejeito de 5 a 6 m, afetando a camada de conglomerado lateritizado nas figuras 5.9 e 5.39).

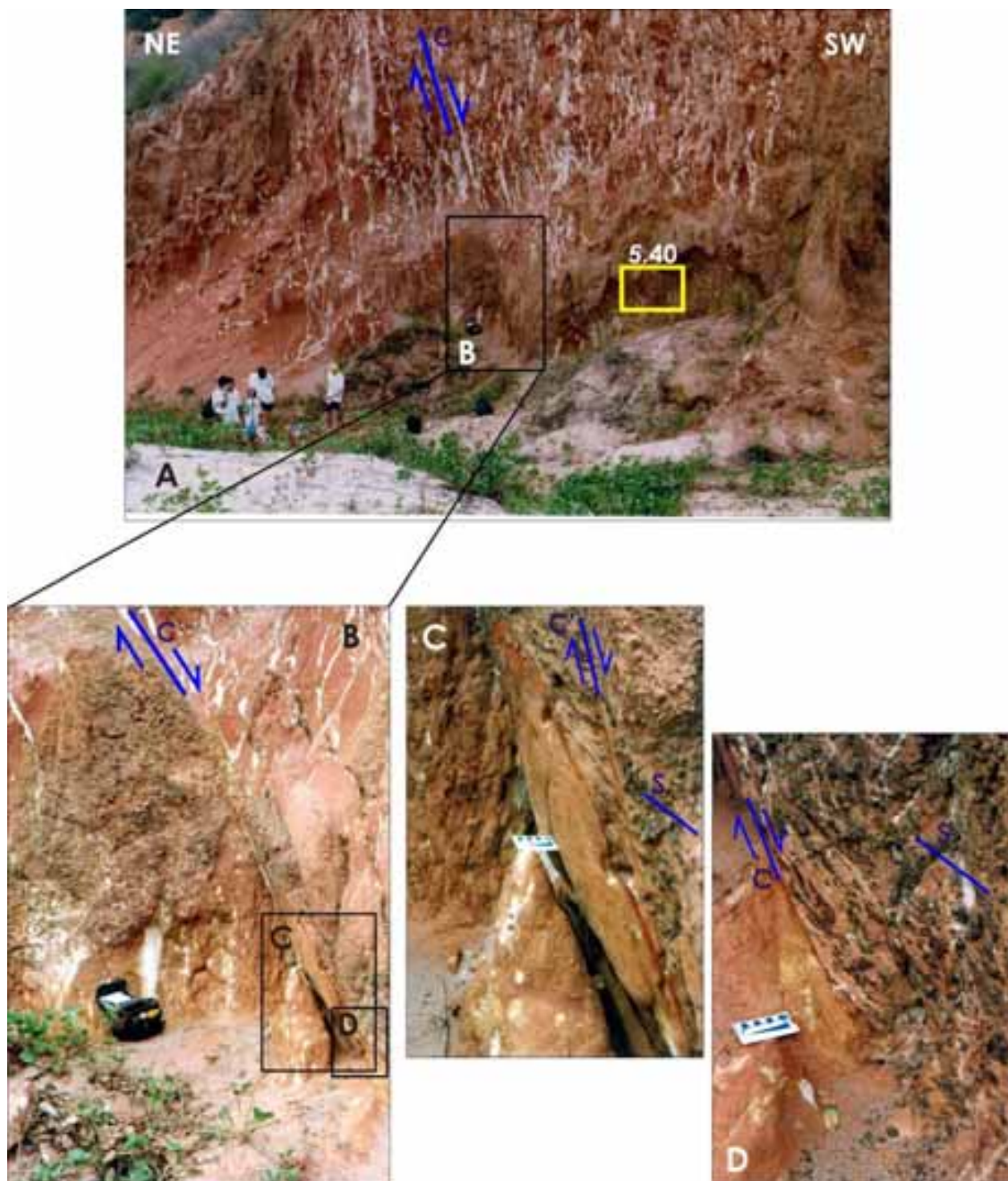


Figura 5.39 – Zona de cisalhamento distensional tardia (D_3) com rejeito métrico, deslocando nível de conglomerado lateritizado. Os detalhes ilustram planos S, C e C' (shear bands). Notar o fabric LS (ou $L>S$) acentuado nas concreções ferruginosas. Ver localização na figura 5.9A. Uma estrutura análoga também ocorre mais afastado do plano de cisalhamento (Figura 5.40; comparar com a figura 5.33).

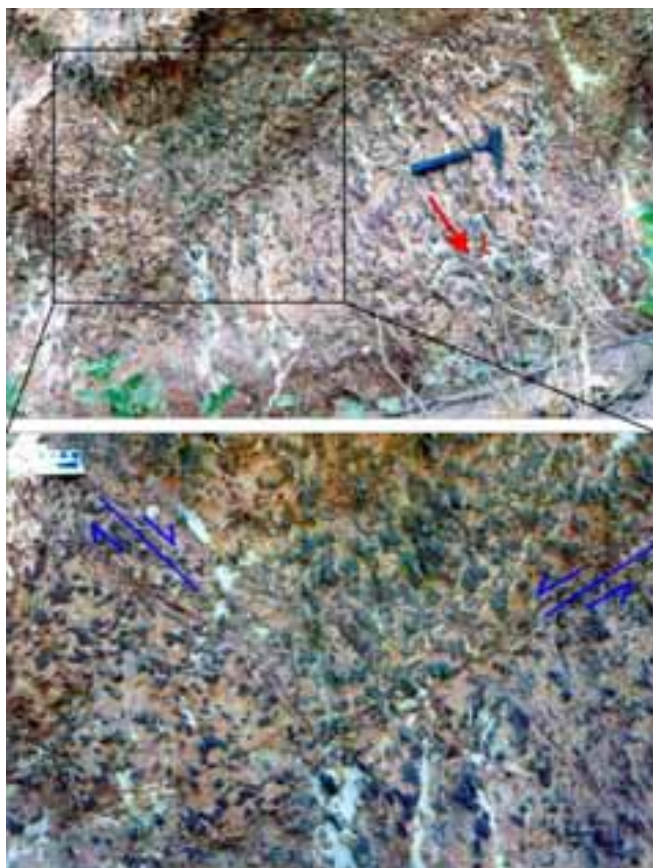


Figura 5.40 – Falhas distensionais tardias, semi-frágeis, afetando fabric $L>S$ prévio, impresso em concreções ferruginosas. Detalhe localizado na figura 5.39.

Na item 5.4.2, foram ilustrados diversos casos de desenvolvimento seqüencial, progressivo, das estruturas distensionais (Figuras 5.9, 5.11 e 5.14). Um outro exemplo interessante de deformação progressiva é interpretado na figura 5.41. No lado oeste do mini-perfil, falhas normais com *fabric* S-C bem marcado (d na figura) são interceptadas por uma estrutura tardia de alto ângulo (e); essas falhas são reconhecidas como sintéticas em relação a um descolamento com transporte para WNW, que ocorre na base da falésia (a). No lado esquerdo do mini-perfil, as falhas são subverticais e antitéticas (b); o descolamento subjacente (a) está nitidamente arqueado (*dobrado*) e não aparenta ser interceptado (ou seja, atua como piso) para essas falhas; o efeito de arrasto no acamamento produz uma feição de crenulação (b), assemelhada (ou de fato representando ?) a uma estrutura contracional. Na evolução interpretada, a formação de falhas antitéticas (em b) ao longo de um descolamento principal com transporte para WNW (a; etapas i e ii na figura 5.41) é sucedido pela definição de um cavalo triangular (iii) com a nucleação de uma falha em seqüência (c-d; a ordem de desenvolvimento das estruturas poderia ser diferente da que é sugerida). O piso do cavalo triangular é arqueado na evolução do movimento (iv), completado pela nucleação de uma falha em alto ângulo (e).

Em vários casos, o funcionamento das zonas de descolamento (ou de falhas de mais alto ângulo, também iniciadas em regime hidroplástico) teve continuidade em regime frágil, provocado por maior compactação e perda de água do sedimento. As estruturas que denotam esse estágio frágil são os planos de fraturas melhor definidos (comparar figura 5.40

com as figuras 5.9C, 5.21, 5.22, 5.44, 5.46) com *slickenlines* fibrosos ou de abrasão; juntas de distensão verticalizadas (Figura 5.23), ocasionalmente com preenchimento de quartzo, são igualmente tardias na história de litificação dos sedimentos.

Efeitos de cominuição mecânica, precipitação ou dissolução de minerais (sobrecrescimentos de óxidos/hidróxidos de Fe em seixos de quartzo; Figura 5.39), e concentração de argilas, podem estar envolvidos nos casos ilustrados, o que requer estudos micropetrográficos para definição.

A importância (frequência, continuidade, espessura individual ou acumulada, consistência no sentido de transporte; *trend* WNW/E-W e predominantemente para oeste) das estruturas de descolamento neste setor da região são consistentes com uma deformação distensional de forte magnitude, indubitavelmente de origem tectônica, feição que já referimos como de conhecimento inédito em termos da Formação Barreiras, nesta e em outras regiões da costa brasileira.

Rotação de Blocos e a Magnitude da Deformação

A deformação distensional em Ponta Grossa é caracterizada por vários exemplos de basculamento das camadas, por vezes em ângulos expressivos (Figura 5.42).

Conforme já referido e amplamente documentado na literatura, o estilo de falhas em dominó (Figuras 5.9C, 5.21, 5.22) implica no basculamento das camadas com a rotação de blocos e falhas delimitantes, acima ou confinados por zonas de descolamento. É possível relacionar valores angulares dessas rotações com o *strain*/distensão que caracteriza um setor deformado, em um modelo simplificado (Wernicke & Burchfiel 1982).

Em situações de forte deformação, como parece ser o presente caso, a suavização do mergulho das falhas normais (classicamente falhas de alto ângulo), inicialmente desenvolvidas, termina por bloquear o movimento nas mesmas; para acomodar incrementos adicionais de distensão, novas famílias de falhas normais devem ser criadas e podem, por sua vez, serem rotacionadas na continuidade da deformação. A literatura documenta casos excepcionais (distensão cenozóica na Província *Basin and Range*, oeste norte-americano; Proffett Jr. 1977, Gaudemer & Tapponnier 1987) onde o acamamento termina por se verticalizar, ou mesmo se inverter; falhas normais adquirem baixo ângulo, subhorizontalizam-se ou excepcionalmente adquirem geometria de falhas inversas (no sentido de movimento do teto *up-dip*). Uma situação análoga foi mapeada em um trecho das falésias em Ponta Grossa, conforme documenta a figura 5.43. Observar na mesma a combinação de acamamento verticalizado e falhas subhorizontais, diagnóstico de *strain* muito elevado (> 100% de distensão). É importante diferenciar este estilo com respeito aos casos em que o acamamento está paralelo às falhas de baixo ângulo, ou seja, as zonas de descolamento, que também podem (mas não necessariamente) envolver *strain* elevado. Uma outra situação de rotação pronunciada será discutida adiante, tentativamente associada ao evento distensional tardio.

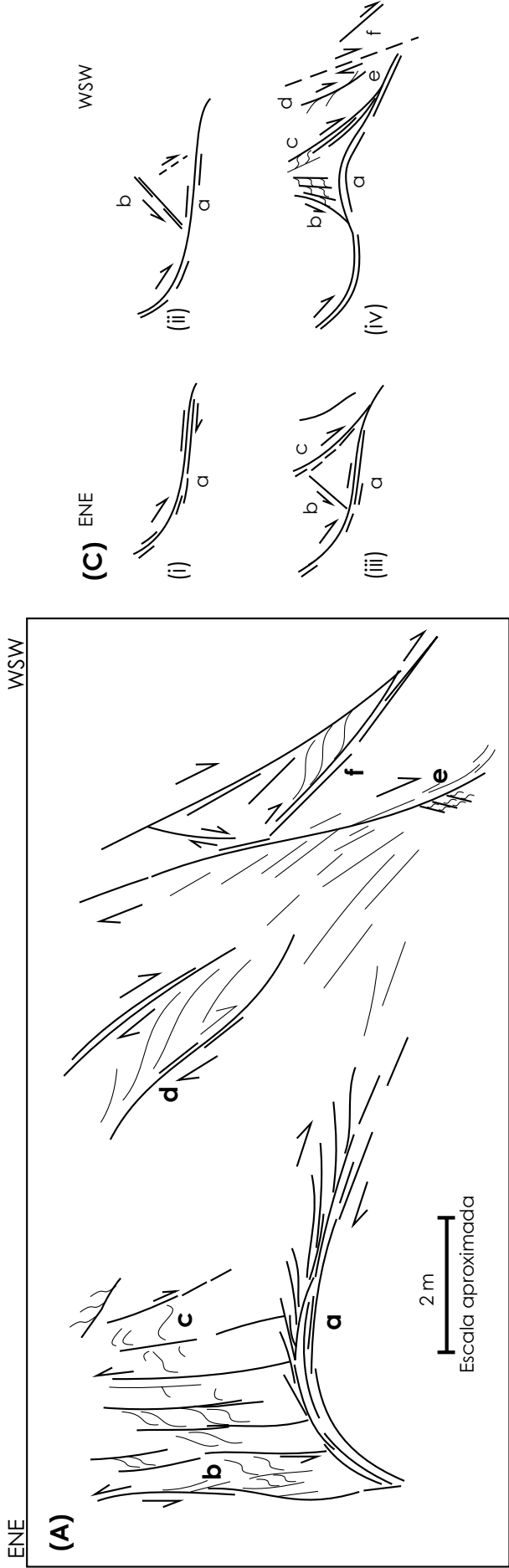


Figura 5.41 - Detalhe de estruturas no teto de uma zona de deslocamento distensional. (A) Reconstrução da estrutura em trecho da falésia. (B) Detalhes nos sítios localizados em (A). Notar superfícies S-C-C' (a, d, e, f) e planos C-C' rotacionados e com aspecto de crenulação (b, c); a zona de deslocamento é ondulada (a). (C) Evolução progressiva da estrutura. Discussão no texto. Trecho localizado a oeste da Seção B, entre o marco 800m.

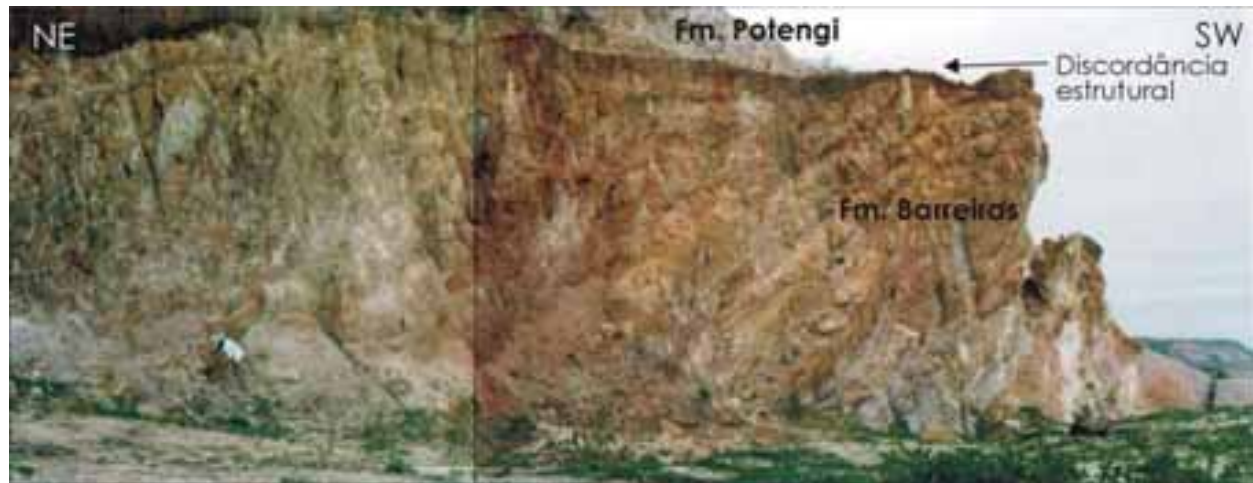


Figura 5.42 – Forte basculamento do acamamento da fácies inferior, e espessamento das camadas da fácies superior da Formação Barreiras próximo ao povoado de Ponta Grossa. Ver também a figura 5.9A.

Dobras Distensionais

Estas estruturas refletem a acomodação das camadas em resposta aos problemas de espaço gerados pelo movimento de blocos ao longo de falhas com geometria tipo piso e rampa (*flat and ramp*). É importante distingui-las com respeito às dobras contracionais, de modo a não inferir uma cinemática incorreta para a deformação (p.ex., definindo um falso ou hipotético episódio de inversão). Estruturas dobradas foram documentadas nas seções B e C de Ponta Grossa (Figuras 5.11 e 5.14, respectivamente). Em ambos os casos, pela geometria mais irregular ou ocorrência localizada (comparativamente às dobras contracionais), proximidade a falhas distensionais e ausência de outras feições diagnósticas de contração (falhas inversas, clivagem em alto ângulo), preferimos optar pela interpretação mais simples, e considera-las como estruturas distensionais. Um outro exemplo, em meso-escala (afetando o descolamento e falhas pré-existentes, figura 5.41), é também associado ao movimento de falhas normais.

Falhas de Rejeito Direcional: Zonas de Transferência ou Deformação Superposta ?

No setor abordado, falhas de rejeito direcional são comparativamente pouco frequentes. Referimos aqui três dessas falhas (Peroba, a SE de Redonda; a sul da Seção A e a NE daquela seção), as quais poderiam constituir estruturas contemporâneas (zonas de transferência das falhas normais adjacentes) ou um conjunto distinto. Não foram obtidos dados que conduzissem a um diagnóstico desses casos. Todas são falhas oblíquas, sinistrais. Um desses exemplos (próximo à Seção A) envolve uma rocha de falha bem cimentada, típica de um regime frágil, com estrias oblíquas associadas (Figura 5.44). A segunda alternativa é de que essas falhas estão relacionadas a um evento distinto (D_3 ?), o que parece ser mais difícil de conciliar, em termos cinemáticos (transcorrência sinistral ENE e falhas normais WNW).

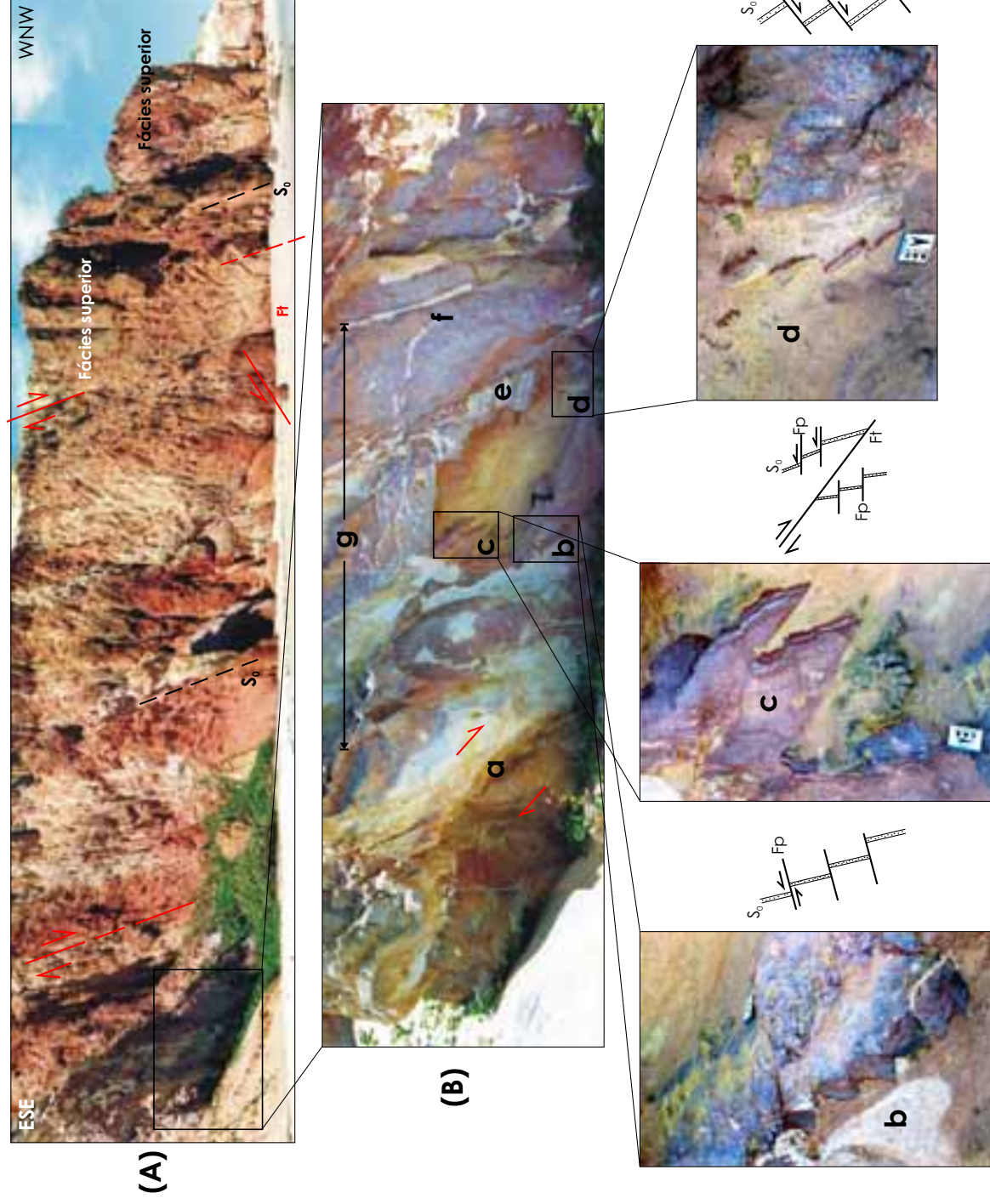


Figura 5.43 - Painel e detalhes ilustrando de deformação distensional de grande magnitude, a leste de Ponta Grossa (leste da Seção A). (A) Vista geral entre os marcos 450 a 560m. O acamamento da Formação Barreiras mergulha forte para oeste e é seccionado por falhas de alto ângulo; a fácies superior da Formação Barreiras ocorre na parte WNW do corte. (B, C) Detalhe e esboço esquemático de trecho em que ocorrem falhas precoces (Fp), fortemente rotacionadas (detalhes b, c) e localmente simulando movimento inverso (d). Em (c), falhas normais tardias (Ft), de ângulo mais forte, dão falsa idéia de movimento inverso precoce. Os detalhes em (b) e (c) ilustram falhas antifráticas antigas, rotacionadas e subhorizontalizadas. Em (d), a rotação de falhas sinécticas origina um pseudo-rejeito inverso. Fp = falha precoce, Ft = falha tardia.

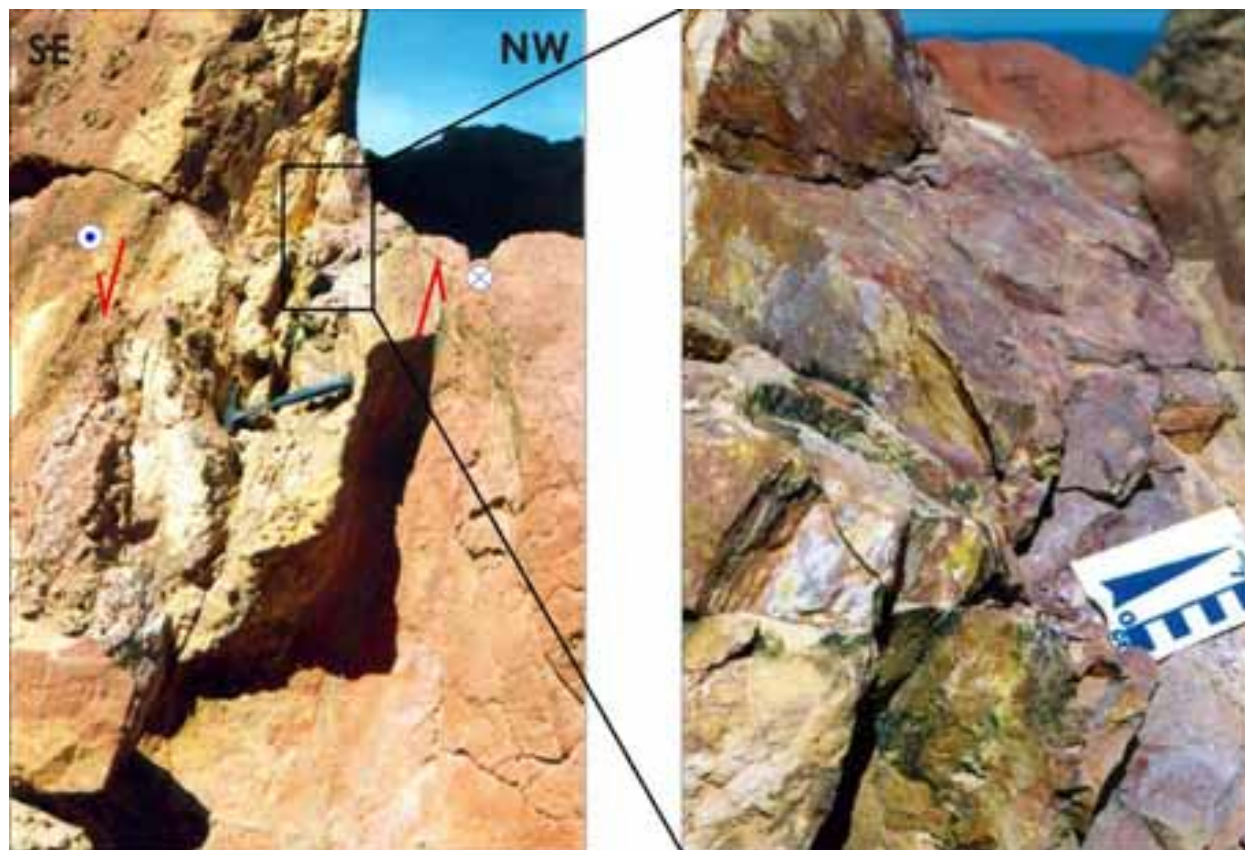


Figura 5.44 – Falha oblíqua com desenvolvimento de cataclasito fino, bem cimentado, em arenitos da Formação Barreiras próximo ao povoado de Ponta Grossa.

Aspectos Cronológicos: o Evento Distensional Principal e Outras Estruturas

Outras estruturas frágeis de natureza distensional estão ligadas a eventos precoce e tardio, assinalados na região de Ponta Grossa.

Falhas normais E-W, com estrias de alto rake, afetam o calcário da Formação Jandaíra em um trecho da Seção B (Figuras 5.45 e 5.11). Os dados são escassos para um diagnóstico adequado. No contexto local, essas falhas estão restritas a um bloco alóctone (possivelmente um cavalo) na porção inferior da falésia. A interpretação mais simples parece ser a sua associação a um evento precoce de distensão N-S, conforme previamente comentado, e então referido como D₁.

O evento distensional principal tem eixo X estimado como WNW/E-W, a partir da projeção horizontal dos *slickenlines* nos vários diagramas estereográficos (Figuras 5.9, 5.11, 5.14). O mesmo foi designado de D₂, o que é aqui mantido.



Figura 5.45 – (A) Falha normal precoce (evento D_1), E-W, afetando o calcário da Formação Jandaíra, fortemente basculado; (B) Detalhe do plano de falha, com desenvolvimento de slickenfibers no calcário. Ver localização na figura 5.11.

Um evento mais jovem, com distensão N-S/NNE, está representado por: **a)** um enxame de falhas E-W de alto ângulo e com componente normal, afetando a Formação Barreiras nas proximidades de Redonda (Figura 5.46) e mais restritamente em vários trechos nas falésias de Ponta Grossa; **b)** zonas de cisalhamento de direção WNW afetam a fácies superior da Formação Barreiras, na Seção A (Figura 5.9A); essas zonas exibem um *fabric* S-C muito bem desenvolvido a partir da deformação de concreções ferruginosas que sobrecrescem seixos de quartzo (Figura 5.39); **c)** uma importante falha normal (ou com componente normal) E-W, com mergulho para norte, é inferida a partir do basculamento das camadas no trecho das falésias entre os marcos 1100 e 1220 m (Figura 5.13A-C). No setor leste do corte, o basculamento pronunciado (60° a 70°) fez aflorar o Calcário Jandaíra, sotoposto à Formação Barreiras, e rotacionou uma falha normal precoce, transformando-a em uma falha “inversa aparente”, de baixo ângulo (Figuras 5.13D e 5.47). O basculamento também afeta um importante descolamento D_2 , reconhecido ao longo de praticamente toda o setor ilustrado na foto (com transporte para oeste inferido por estruturas S-C-C' nos blocos variavelmente basculados – figura 5.13E assemelhando-se a falhas transcorrentes dextrais com mergulho para sul), o que suporta a proposta deste evento distensional tardio, D_3 .

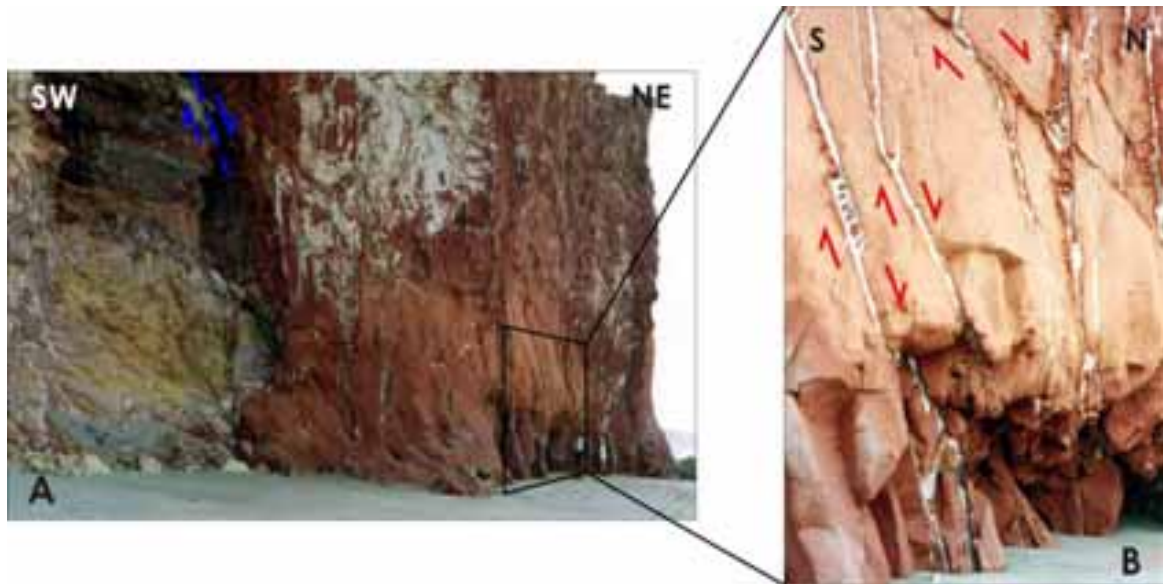


Figura 5.46 – Falha E-W/WNW de alto ângulo, com componente normal, justapondo as fácies superior (lado NE) e inferior (SW) da Formação Barreiras, a leste de Redonda. No detalhe (B), falhas normais e fraturas de alto ângulo (juntas de distensão); estas últimas são reativadas por cisalhamento normal na progressão da deformação, quando as mesmas adquirem um ângulo mais baixo.

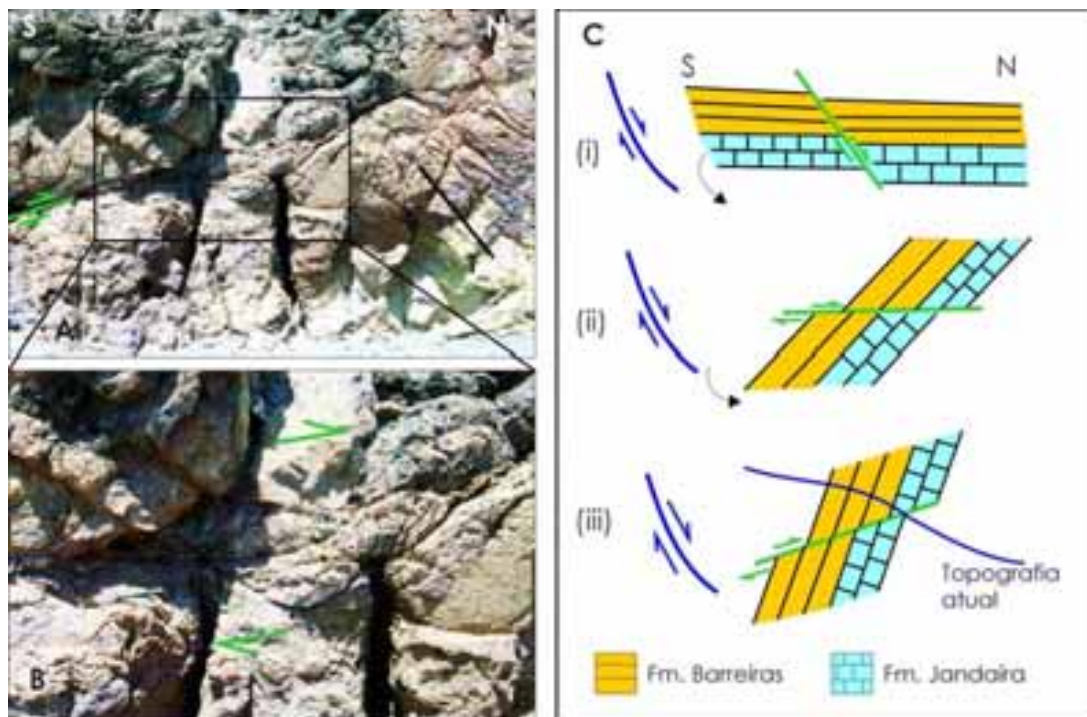


Figura 5.47 – (A) Falha de baixo ângulo interpretada como “inversa aparente” (movimento deduzido das juntas T), em função da forte rotação anti-horária do acamamento (70° no local); (B) Detalhe da geometria de cavalos; (C) Modelo evolutivo, no qual uma falha sintética precoce (evento D_1 , i) adquire movimento inverso aparente (ii e iii); o basculamento das camadas fez aflorar o calcário da Formação Jandaíra na atual faixa de praia. Ver localização na figura 5.13D.

5.5.3 – As Estruturas Contracionais e Transcorrências Oblíquas em Vila Nova

A deformação caracterizada ao longo das seções D, E e F, na localidade de Vila Nova (NW da sede municipal de Icapuí), tem sua expressão dominante no estilo (ou componente) contracional que afeta a fácies inferior da Formação Barreiras. Todavia, são igualmente característicos os *graben* com abertura oblíqua, preenchidos pela fácies superior daquela formação.

As Dobras

No geral, a deformação (ou um componente) contracional é evidenciada pelo dobramento das camadas da fácies inferior da Formação Barreiras. São dobras suaves, mais restritamente abertas (ângulos interlimbos geralmente na faixa de 120-150°; ver figuras 5.16, 5.18 e 5.20), com perfil da classe 1B (Ramsay 1967; dobras paralelas) ou do tipo 1D (Hudleston 1973). A geometria é de dobras cilíndricas, com caimento suave das charneiras para NNE e plano axial de forte mergulho (dobras normais a suavemente inclinadas, subhorizontais ou com fraco caimento). Os anticlinais estão preferencialmente preservados (ver adiante). O comprimento de onda pode variar na ordem de 60 a 150 m. Todas as seções exibem dobras, e um enxame delas ainda ocorre por mais de 500 m, a oeste/NW do trecho coberto pela Seção F. Além da geometria regular, não foram caracterizadas falhas normais (lítricas) que pudessem justificar a sua origem como dobras distensionais associadas.

Fabric e Estruturas Menores Associadas às Dobras

A presença de dobras bem desenvolvidas e, em especial, de um *fabric* associado, são feições un usuais na literatura que descreve a Formação Barreiras. O *fabric* é do tipo S>L (Figuras 5.48, 5.49, 5.50, 5.51), sendo marcado por uma clivagem espaçada (ou clivagem disjuntiva; ver terminologia em Borradaile *et al.* 1982) incipiente, com disposição em leque (Figura 5.20), por vezes mais desenvolvida no flanco levemente “inverso” (ou seja, com maior *strain* interno) de uma das dobras (Figura 5.20A; ver também Figura 5.51). Uma “lineação de estiramento” ou lineação mineral é definida por agregados de óxido de ferro (Figura 5.49) ou por um *fabric* de forma em grãos de quartzo (Figura 5.51), elipsoidais e estatisticamente orientados, dispondo-se com forte *rake* em alguns dos planos de clivagem (Figura 5.20). A formação deste *fabric* (ver discussão sobre estruturas similares em Gratier 1987) envolve processos de dissolução (originando um incipiente *fabric* SL de forma em grãos de quartzo; Figura 5.51), concentração local (residual) de argilominerais e precipitação/reprecipitação de óxidos/hidróxidos de Fe (Figura 5.49). A orientação do *fabric* planar coincide com a dos planos axiais das dobras, apontando para a contemporaneidade e estilo contracional destas estruturas, o que é também sinalizado pelo alto ângulo da lineação mineral.

No lado SE da Seção E (bem como a oeste da Seção F), os flancos do anticlinal exibem falhas inversas cortando o acamamento (Figura 5.18), feição sugestiva de um mecanismo de deslizamento flexural para a formação da dobra.



Figura 5.48 – Clivagem desenvolvida no plano axial da dobra na Formação Barreiras, localidade de Vila Nova. Ver localização na figura 5.20B.



Figura 5.49 – Lineação de “estiramento” evidenciada em agregados ferruginosos, contida no plano de clivagem das dobras na localidade de Vila Nova (ver figuras 5.48 e 5.20 para situação). O cabo do martelo aponta para norte.



Figura 5.50 – Clivagem no plano axial da dobra na Formação Barreiras, localidade de Vila Nova. Ver localização na figura 5.20B



Figura 5.51 – Fabric de forma em grãos de quartzo no arenito da Formação Barreiras. Notar o traço da linha horizontal. Ver localização na figura 5.20A.

Estrutura em Flor Positiva

Ainda na Seção E (ver figura 5.18), o acamamento da Formação Barreiras é deslocado por falhas com componente inverso. O arranjo das falhas está centrado numa estrutura subvertical, na qual os *slickenlines* são de baixo *rake*, conduzindo à interpretação de uma estrutura tipo flor positiva, conforme delineado naquela figura. Esta é outra evidência importante para caracterizar o estilo (ou componente) contracional da deformação da Formação Barreiras em Vila Nova.

Transcorrências Distensionais Oblíquas

Ao longo das seções mapeadas (mas não a NW das mesmas), os sinclinais estão obliterados por estruturas de *graben* com abertura oblíqua (Figuras 5.16 e 5.20), caracterizada por um *fabric* L>S (Figura 5.52) e indicadores cinemáticos (em geral, estruturas S-C) das zonas de cisalhamento delimitantes (Figura 5.53), que também incluem *milonitos argilosos*. É importante assinalar a relação sistemática entre os sinclinais e os *graben* (e de modo complementar, entre os anticlinais e os *horst*), evidenciando controle do evento distensional oblíquo pelas formas estruturais (e paleorelevo) herdadas do evento contracional. A consideração das estruturas contracionais (precoces) e distensionais oblíquas (mais tardias), em conjunto, materializa um processo de inversão estrutural negativa. Os *graben* (Figura 5.54) constituem estruturas *pull-apart*, características de sítios/contextos de transtracção (ver exemplos em Wilcox *et al.* 1973, Mather & Westhead 1993, Cozzi 2000).

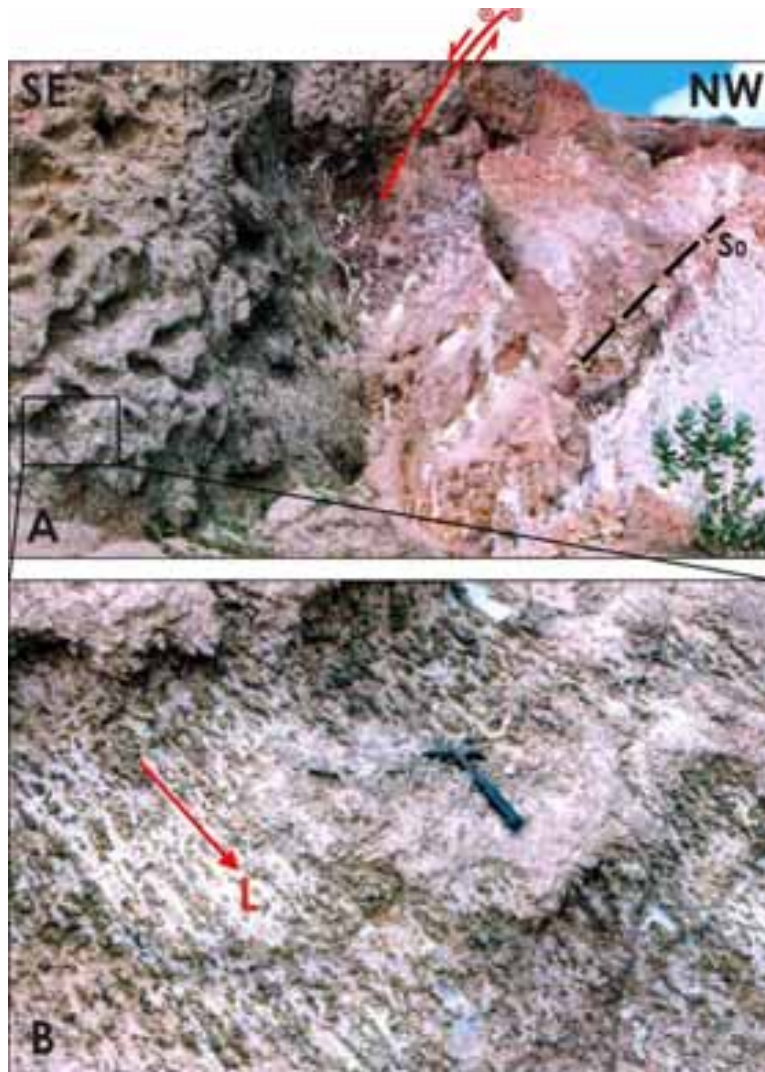


Figura 5.52 – (A) Contato de falha (oblíqua) entre a fácies superior da Formação Barreiras (à esquerda) e a fácies inferior (à direita). (B) Detalhe de fabric L (ou L>>S) relacionado a uma etapa precoce da deformação transtraccional (D_{2d}). Falésias de Vila Nova entre as seções E e F.

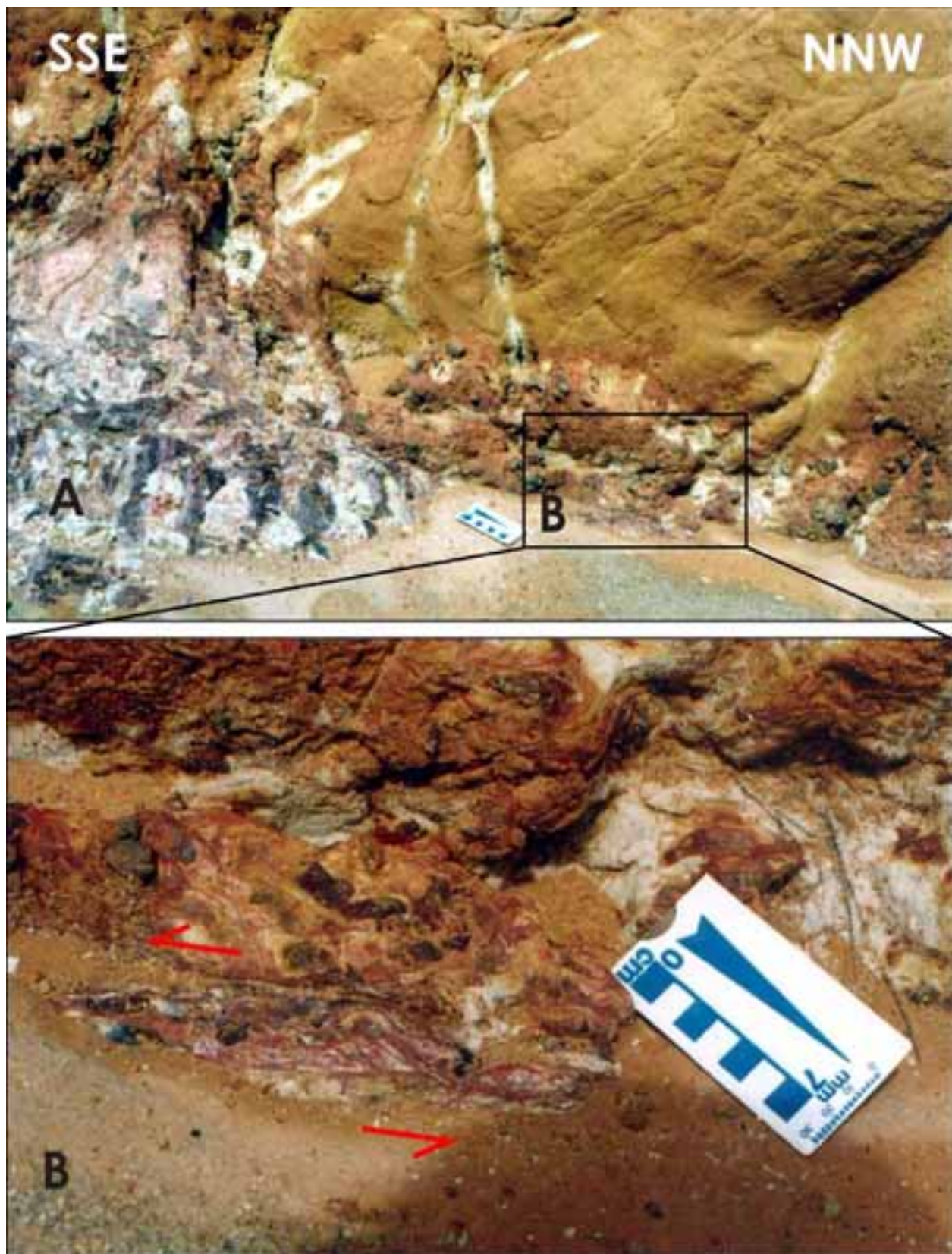
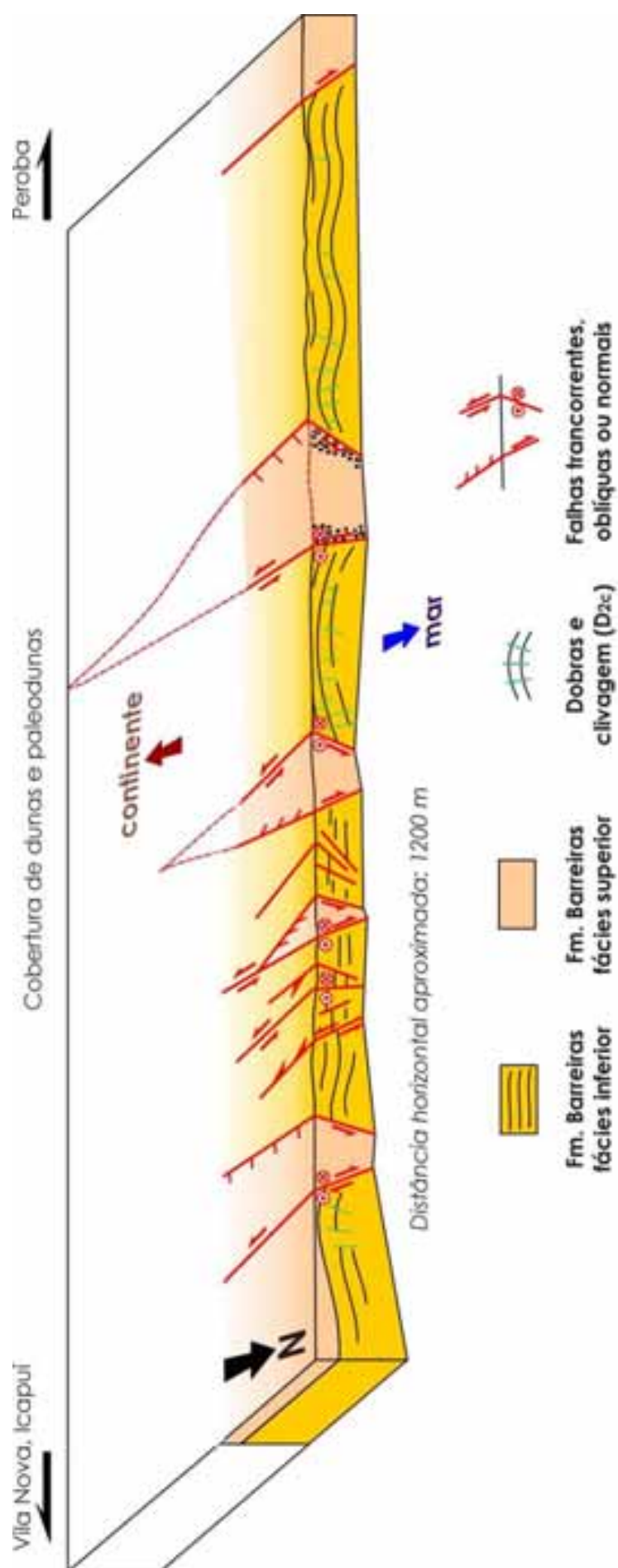


Figura 5.53 – (A) Contato de falha entre as fácies superior (à direita) e inferior (à esquerda) da Formação Barreiras. (B) Detalhe em planta de estrutura S-C indicando componente de movimento sinistral.



5.6 – Relações Cronológicas e com Eventos Depositionais

As relações cronológicas entre os eventos deformacionais ocorridos ao longo do setor de litoral estudado podem ser discutidas, em termos relativos, utilizando os marcadores nos quais as estruturas foram impressas – as camadas das diferentes unidades lito-estratigráficas, e os níveis de intemperismo que foram identificados ao longo das seções, em especial quando relacionados à deposição e posterior evolução da Formação Barreiras.

As fácies identificadas para a Formação Barreiras podem ser, de forma simplificada, denominadas (pela forma de ocorrência nas falésias) de *fácies inferior*, caracterizada por arenitos finos siltico-argilosos [**B Arn s/a (X_{bo})**], bem acamadados, exibindo estratificações cruzadas incipientes, de baixo ângulo, e níveis conglomeráticos locais (em Vila Nova), e de *fácies superior*, composta por arenitos médios a grossos com intercalações freqüentes de níveis conglomeráticos e aspecto predominantemente maciço [**B Arn m/g (M/GN)**]. A fácies inferior foi tipicamente depositada em um contexto tectônico de quiescência, com material argiloso abundante, bem estratificada e com poucos níveis conglomeráticos. Na fácies superior predominam sedimentos de granulometria mais grossa (arenitos e arenitos conglomeráticos), com frequentes níveis de conglomerados e aspecto maciço, provavelmente decorrente da obliteração de estruturas primárias por deformação sin-sedimentar (fluidização). Nas ocorrências afastadas (Sítio Retirinho, p.ex.) do setor deformado entre Ponta Grossa e Vila Nova, a fácies superior da Formação Barreiras tem estratificação melhor definida. Diques neptunianos também denunciam deformação pré-litificação (Figura 5.4). Os contatos entre essas fácies são predominantemente tectônicos e, menos comumente, normais (Figura 5.9) ou envolvendo uma discordância erosional de origem tectônica, com erosão (ou não deposição) da fácies inferior em blocos soerguidos (Figura 4.20). A Formação Tibau, identificada fora do setor deformado analisado neste capítulo, tem uma relação de equivalência lateral (região de Lagoa do Mato, a NW) ou é capeada (região de Tibau, a E/SE) pela Formação Barreiras. Sedimentos parcialmente consolidados (ou inconsolidados), capeando a Formação Barreiras ou a Formação Tibau, foram tentativamente correlacionados e denominados de Formação Potengi. Finalmente, a Formação Jandaíra está sotoposta à Formação Barreiras e aflora localmente nas imediações do povoado de Ponta Grossa.

A discordância estrutural na base da Formação Potengi é o primeiro e mais evidente marcador cronológico da deformação caracterizada neste capítulo, definindo a sua idade mínima. Em outras localidades, a Formação Potengi capeia a Formação Barreiras em discordância paralela (ver ilustrações e discussão no Capítulo IV). A idade máxima das estruturas descritas corresponde à base da Formação Barreiras ou mesmo o topo da Formação Jandaíra, no caso das estruturas distensionais precoces discutidas em conexão com as figuras 5.10 e 5.11. O topo da Formação Jandaíra é datado como do Eocampaniano,

o que representaria o limite máximo de idade para aquelas estruturas precoces. Provavelmente elas são bem mais jovens (Mioceno ?), já que aparentemente também afetam a base da Formação Barreiras. A designação de evento D_1 foi utilizada (item 5.5) para estas estruturas precoces.

A datação relativa do evento distensional designado de *principal* é dada pela relação com as fácies da Formação Barreiras – mais especificamente, pela presença ou ausência de feições de espessamento das camadas nos blocos abatidos, aproximando-se dos planos de falha. Conforme discutido nas seções precedentes (em especial, na figura 5.9, que ilustra o espessamento de camadas da fácies superior, associado a uma falha lítrica), este evento deformacional esteve ativo durante a deposição da fácies superior (e subsequente) e claramente pós-data a deposição da fácies inferior (cujas camadas apresentam espessura constante). Esta relação é mantida em ambos os setores estudados em detalhe – Ponta Grossa e Vila Nova. O evento principal pode então ser referido como D_2 .

Em Vila Nova, a deformação com componente contracional também pós-data a fácies inferior, sendo que a deformação da fácies superior iniciou controlada pelos baixos estruturais deste evento. Em adição, a deposição da fácies superior continuou durante o desenvolvimento das estruturas distensionais, espessada nos *graben* com abertura oblíqua. A correlação das estruturas distensionais entre ambos os setores (D_{2d}) parece ser a hipótese mais plausível; deve ser lembrada a semelhança desses *graben* oblíquos no setor de Vila Nova (seções D, E e F; Figuras 5.16, 5.18, 5.20, 5.54) com outros mais tipicamente distensionais, em Ponta Grossa (Seção B, figura 5.11). Em um exemplo interessante em Vila Nova (a oeste da Seção E), os conglomerados preenchem espaços tectônicos, gerados pela movimentação de uma falha transcorrente oblíqua; os seixos não estão deformados mas seus sobrecrescimentos ferruginosos exibem *strain* variável, tanto na vertical (estão mais alongados na base da estrutura) como na horizontal (mais deformados na parte interna da estrutura; Figura 5.55).

Nos *graben*, a fácies superior da Formação Barreiras desenvolve as maiores espessuras e os níveis de conglomerados são freqüentes. No anticlinal do setor SE da Seção D, em Vila Nova (Figura 5.16), a mesma acompanha o mergulho do flanco longo, o que não ocorre nas demais dobras deste setor, sugerindo que a fácies superior não foi depositada, ou foi erodida, nos altos estruturais (anticlinais reativados como *horst*). As várias relações aqui descritas podem ser acomodadas num contexto evolutivo no qual a deposição da fácies superior da Formação Barreiras iniciou ao final do evento contracional, aproveitando um paleorelevo estruturalmente controlado. No desenrolar da inversão negativa (distensão oblíqua), a deposição foi concentrada nos baixos estruturais – os *graben* oblíquos superimpostos aos sinclinais precedentes.

Pelo exposto neste item e precedentes, a Formação Barreiras superior é sintectônica ao evento referido como D_{2c} , aceitando a correlação dos sedimentos de Vila Nova com

aqueles de Ponta Grossa. A fácies inferior pré-data a deformação contracional, referida previamente como D_1 .

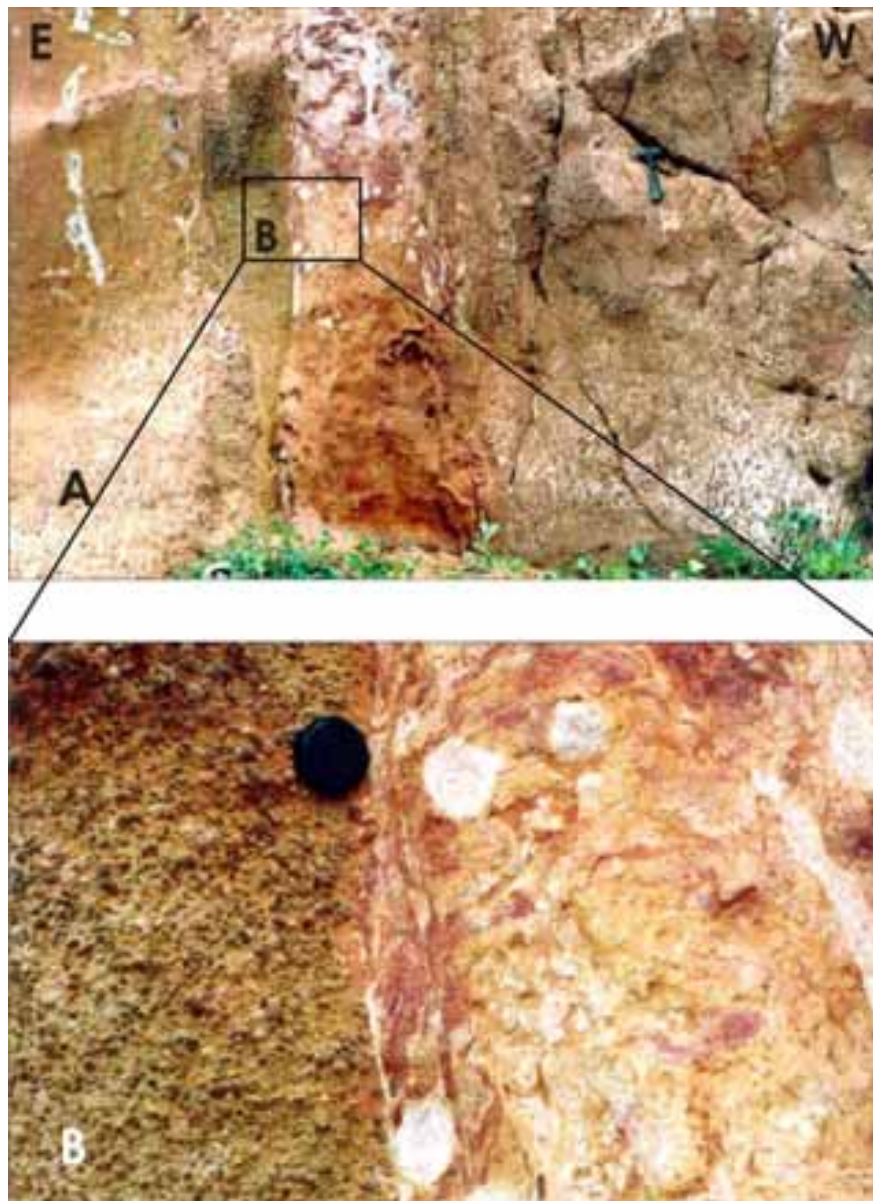


Figura 5.55 – (A) Falha oblíqua, perpendicular ao corte, gerando abertura de espaços em sítios pull-apart, preenchidos por conglomerados da fácies superior da Formação Barreiras; os depósitos iniciais apresentam um fabric desenvolvido em torno dos clastos. (B) Detalhe do contato entre um cavalo de arenitos argilosos (fácies inferior muito deformada) com conglomerados sintectônicos.

As feições discutidas conduzem a inferir um curto lapso de tempo entre essas deformações, ou mesmo uma relação de penecontemporaneidade, entre o que foi designado (item 5.5.3) de D_1 (deformação contracional em Vila Nova) e o conjunto referido como D_2 (a deformação distensional em ambos os setores). Essa proximidade no tempo pode ser tratada, de forma mais conveniente, adotando as designações de D_{2d} e D_{2c} , respectivamente para a *deformação principal* na Formação Barreiras, distensional em Ponta Grossa e Vila Nova e contracional unicamente em Vila Nova (ver figura 5.54). Um contexto de transcorrência (variando de transpressão a transtração) seria uma das possibilidades para explicar esta relação entre estruturas próximas no tempo e/ou lateralmente dispostas.

Seguindo com a proposta, as estruturas distensionais ou transcorrentes tardias (com distensão N-S) podem ser então referidas como D₃. A designação D₁ será retida para abrigar: **a)** as estruturas distensionais precoces (idade mínima correspondendo aos níveis basais da Formação Barreiras), descritas na Seção B (item 5.4.2); todavia, no contexto da margem transcorrente/transformante, falhas com distensão N/NNE também poderiam equivaler, no tempo, às estruturas D_{2c}; **b)** estruturas mais antigas, de idade cretácea, a serem discutidas no próximo capítulo.

Um outro tipo de controle cronológico é a relação com os níveis ou eventos de intemperismo, expressos pelas crostas ferruginosas genericamente designadas de "lateritas". Com base nas seis seções estruturais levantadas, e outros afloramentos distribuídos entre as localidades de Ponta Grossa e Vila Nova, foram individualizados pelo menos dois "níveis" (ou eventos) distintos de intemperismo.

O primeiro é denominado de *Intemperismo 1* e atinge a base da fácies superior da Formação Barreiras (e/ou o topo da fácies inferior, além de níveis mais basais), sendo claramente afetado (deformação das concreções ferruginosas) pelas estruturas tardias relacionadas à distensão N-S (evento D₃; zonas de cisalhamento na porção oeste da Seção A; Figuras 5.9 e 5.39). O mesmo ocorre em relação a algumas das falhas do evento distensional principal (D_{2d}), que também geram um *fabric* impresso nas concreções ferruginosas (Figuras 5.5, 5.33, 5.40, 5.52). Em diversas seções, observa-se que os precipitados ferruginosos do Intemperismo 1 também preenchem os planos de falhas D_{2d} (Figuras 5.9B, 5.20, 5.56, 5.57). Numa primeira aproximação, o Intemperismo 1 forneceria um controle cronológico similar ao da fácies superior da Formação Barreiras, ou ainda mais jovem, situando os últimos incrementos do evento D_{2d} ao final do Plioceno/início do Pleistoceno.

O *Intemperismo 2* assume mais claramente a geometria de um nível, consistentemente acompanhando a base da Formação Potengi e truncando toda a estruturação subjacente. Em função dessa estruturação, o Intemperismo 2 afeta/capeia tanto a fácies inferior como a fácies superior da Formação Barreiras, como pode ser observado nos diferentes perfis (Figuras 5.9, 5.11, 5.14, 5.16, 5.18 e 5.20). Nesses termos, o Intemperismo 2 é um marcador cronológico equivalente à base da Formação Potengi (idade mínima) ou topo da Formação Barreiras, seguramente no Pleistoceno.



Figura 5.56 – Nível de intemperismo 1, preenchendo plano de falha normal D_{2d} , na localidade de Ponta Grossa, (ver localização na figura 5.9B, Seção A).



Figura 5.57 – Nível de intemperismo 1 preenchendo plano de falha D_{2d} na localidade de Vila Nova. Ver figura 5.20 para localização.

Uma datação absoluta desses perfis de intemperismo, relacionados à deposição e deformação da Formação Barreiras, pode fornecer uma idade mais precisa para a evolução geológica da região e a posição crono-estratigráfica desta unidade e da Formação Potengi, dado à ausência de registros paleontológicos e impossibilidade de datação pelos métodos convencionais da geocronologia. Atualmente, pesquisadores estão aplicando o método geocronológico ^{40}Ar - ^{39}Ar em óxidos de manganês (grupo da hollandita) para obter idades dos processos de intemperismo (Vasconcelos 1999, Hautmann & Lippolt 2000, Li & Vasconcelos 2002). A datação desses perfis/eventos de intemperismo constituiria um poderoso subsídio para esclarecer a evolução tectônica neógena, em diversas regiões no Nordeste do Brasil.

5.7 – Feições Microestruturais na Formação Barreiras

5.7.1 – Introdução

Em rochas sedimentares, a identificação de feições microestruturais constitui uma ferramenta adicional para a caracterização estrutural de uma região. Este tipo de abordagem é relativamente recente (Petit & Laville 1987, Pickering 1987, Farrell & Eaton 1987, Agar *et al.* 1989, Chatterjee 1994, Yang & Gray 1994, Labaume *et al.* 1997). Em geral, o estudo de lâminas delgadas de rochas sedimentares é condicionado pela visão de processos sedimentares, sem conceder atenção a detalhes de feições microtectônicas. Buscando uma integração entre a sedimentologia/arcabouço estratigráfico, e a evolução estrutural da região em estudo, este item abordará, de forma resumida, algumas considerações bibliográficas sobre os mecanismos de deformação originados em baixas temperaturas. Em seguida, serão discutidas as feições microtectônicas observadas nas seções delgadas da Formação Barreiras.

5.7.2 – Mecanismos de Deformação em Baixa Temperatura

A caracterização dos aspectos microscópicos constitui uma importante ferramenta na identificação dos processos deformacionais que afetam um sedimento ou rocha. Cada mineral ou rocha responde de maneira específica à deformação aplicada produzindo, desta forma, microestruturas e microtexturas particulares, diagnósticas dos processos ou mecanismos de deformação específicos. Mecanismos de deformação são reportados na literatura como os processos que imprimem modificações, predominantemente de forma, a um mineral ou a uma rocha. Desta forma, são conhecidos inúmeros mecanismos de deformação e vários deles estão bem caracterizados na literatura (Schmid 1982, Groshong Jr. 1988, Knipe 1989, Means 1993, Williams *et al.* 1994, Passchier & Trouw 1996).

A resposta à deformação depende não somente da reologia do material, mas também varia em função de uma série de fatores externos, tais como temperatura, pressão, atividade de fluidos, etc. Com a variação das condições termo-barométricas (que normalmente aumentam com a profundidade na crosta), ocorre a passagem de um regime frágil para um regime dúctil; conseqüentemente, os mecanismos deformacionais também mudam. A passagem entre tais regimes não ocorre de maneira brusca mais sim gradual, e nem sempre é bem definida. Além disso, em uma rocha poliminerálica, certos minerais podem se comportar de maneira frágil, enquanto outros se comportam ductilmente, apesar de todos terem sido submetidos às mesmas condições deformacionais. No ambiente superficial ou de baixa profundidade, a evolução de um sedimento para uma rocha sedimentar, via diagênese e litificação, também é marcada pela atuação de diferentes mecanismos deformacionais (Owen 1987, Maltman 1994).

Os mecanismos de deformação em baixa temperatura podem ser agrupados em três conjuntos distintos: **(i)** mecanismo de transferência de massa por difusão; **(ii)** mecanismos de fraturamento; **(iii)** mecanismos de fluxo particular. A Tabela 5.1 ilustra de forma resumida estes três grupos, com os mecanismos de deformação, processos e microestruturas relacionadas, que serão descritos resumidamente a seguir.

Tabela 5.1 - Mecanismos e processos de deformação de baixa temperatura. As principais microestruturas associadas a cada mecanismo estão relacionadas.

	Mecanismo de Deformação	Processo	Microestruturas
Mecanismo de Transferência de massa por Difusão	Dissolução por Pressão	♦ Dissolução ♦ Transferência de solução ♦ Precipitação	Grãos truncados Estilólitos Sombras de pressão Veios fibrosos
Mecanismo de Fraturamento	Microfraturamento	♦ Fraturamento intergranular ♦ Microplasticidade ♦ Plasticidade geral ♦ Creep intergranular	Microfraturas Microvênulas Planos de inclusões fluidas
	Deslizamento Friccional	♦ Fricção	Microfalhas
	Fluxo Cataclástico	♦ Microfraturamento ♦ Rotação de grãos ♦ Deslizamento	Bandas cataclásticas Grãos angulosos Microfraturas Microdomínios
Mecanismo de Fluxo Particular	Fluxo Granular	♦ Tixotropia ♦ Sensitividade ♦ Liquefação ♦ Fluidização	Grãos alinhados indeformados

O primeiro grupo (Tabela 5.1) envolve os mecanismos de transferência de massa por difusão. Este grupo é representado pela dissolução por pressão, que é caracterizada pela transferência de material por difusão em uma fase fluida intergranular, em resposta a gradientes de tensões em torno da superfície do grão (Beach & King 1987, Gratier 1987). Os minerais precipitados podem ser os mesmos que o mineral dissolvido, ou podem ser de

natureza diferente do mineral original. A dissolução por pressão é importante em condições diagenéticas ou de baixo grau metamórfico (Gratier 1987), onde os fluidos são abundantes. Em adição aos mecanismos de fraturamento, a dissolução por pressão possui um papel fundamental na deformação ao longo de falhas e "zonas de cisalhamento", em níveis crustais rasos (Gratier *et al.* 1999).

Os mecanismos de fraturamento (Tabela 5.1) podem ser representados pelo fluxo cataclástico, microfraturamento e deslizamento friccional.

O fluxo cataclástico envolve a fragmentação mecânica das rochas, com posterior deslizamento e rotação dos fragmentos (Passchier & Trouw 1996). Inicialmente, desenvolvem-se fraturas dispersas ao longo do material deformado. À medida que o processo avança, mais fraturas são formadas e coalescem, isolando vários fragmentos angulosos na rocha. As condições de cataclase são fortemente dependentes do material envolvido e da pressão de fluidos.

O deslizamento friccional (Tabela 5.1) compreende a ocorrência de deslizamento em uma superfície de fratura pré-existente (Van der Pluijm & Marshak 1997).

Os mecanismos de fluxo particular, correspondentes ao terceiro conjunto de mecanismos de deformação em baixas temperaturas, são caracterizados principalmente pelo movimento ou transporte de partículas em virtude da perda de coesão entre elas e/ou pela passagem de um fluido. Tratam-se de mecanismos importantes em materiais inconsolidados, em sedimentos parcialmente litificados e em gouges de falhas. Um exemplo deste mecanismo é o fluxo granular, que ocorre sob baixas pressões confinantes e altas pressões de fluidos. As pressões de fluidos elevadas reduzem a tensão normal suportada pelos contatos entre os grãos, facilitando o seu deslocamento.

5.7.3 – Microestruturas Deformacionais Identificadas na Formação Barreiras

Ao longo das seções estruturais levantadas nas localidades de Ponta Grossa e Vila Nova, foram estudadas doze seções delgadas em arenitos da Formação Barreiras. De vez que o material estudado era bastante friável, a confecção das lâminas requereu técnicas especiais de impregnação. As lâminas foram orientadas segundo a seção XZ do elipsóide de deformação finita.

O estudo realizado permitiu identificar microestruturas indicativas de uma evolução tanto em ambientes saturados como subsaturados em água, com evidências da atuação concomitante de processos diagenéticos.

Microfalhamentos com componente distensional foram observados na localidade de Ponta Grossa (Figuras 5.58A e B), evidenciados através do deslocamento de níveis argilosos. Estes níveis podem mostrar, em uma mesma lâmina, feições indicativas de deformação tanto em regime frágil como em regime "dúctil" – melhor referido como hidroplástico, tendo em

vista que, nestes casos os grãos de quartzo, isoladamente, poder ser alinhados na matriz (efeito de rotação) mas não exibem *strain* ou cataclase/cominuição (Figura 5.58A). Nas proximidades dos planos das microfalhas, os grãos de quartzo tendem a ser re-orientados, passando a seguir a direção do plano de fraturamento, ou dispendo-se oblíquos ao mesmo (Figura 5.58B). Microfalhamentos distensionais podem constituir pequenos *graben*, como ilustrado na figura 5.58B. Provavelmente, estas microestruturas se desenvolveram em condições de razoável saturação em água no sedimento. Por outro lado, o veio oblíquo à falha, dobrado (Figura 5.58A, B), provavelmente testemunha condições de deformação mais “frágeis”, com expulsão de fluídos. Notar ainda que os “vazios” elipsoidais (possivelmente concreções ou agregados minerais) sugerem que o acamamento sofreu um processo de tectônica por soterramento, marcando o plano XY do elipsóide de *strain* finito.

A deformação também afeta filmes e concreções compostos por óxidos/hidróxidos de ferro, por vezes adotando formas sigmoidais (Figura 5.59), demonstrando que o desenvolvimento da deformação distensional foi, em parte, posterior ou mesmo sincrônico aos processos de cimentação e laterização, confirmando as evidências de escala mesoscópica (Figuras 5.33, 5.39, 5.52). Filmes marcados pela precipitação de óxidos de Fe representam superfícies de dissolução, originalmente dispostas em baixo ângulo com o acamamento.

Também foram amostrados os “milonitos hidroplásticos” que ocorrem em vários setores das falésias, tal como o ilustrado nas figuras 5.13 e 5.32. As rochas são muito finas (aspecto de folhelho), bandadas, preservando clastos ferruginosos sigmoidais (Figura 5.60A). Em um fácies “ultramilonítico”, extremamente fino, a estrutura não fica realçada na escala de lâmina (Figura 5.60B). Fraturas de distensão, escalonadas, reportam um incremento frágil tardio.

As evidências microestruturais levantadas comprovam a ocorrência de deformação tectônica, em um contexto de soterramento raso (subsuperficial) do pacote sedimentar. O desenvolvimento das falhas parece ter sido fortemente controlado pela presença de água nos sedimentos, gerando microestruturas de caráter hidroplástico, indicativos da atuação do mecanismo de fluxo granular. Essas estruturas são superpostas por feições de caráter mais frágil, como veios, microfraturas e microfalhas, o que denota a passagem para mecanismos de fraturamento e deslizamento friccional, desenvolvidos em condições de maior litificação dos sedimentos a partir de sua progressiva desidratação.

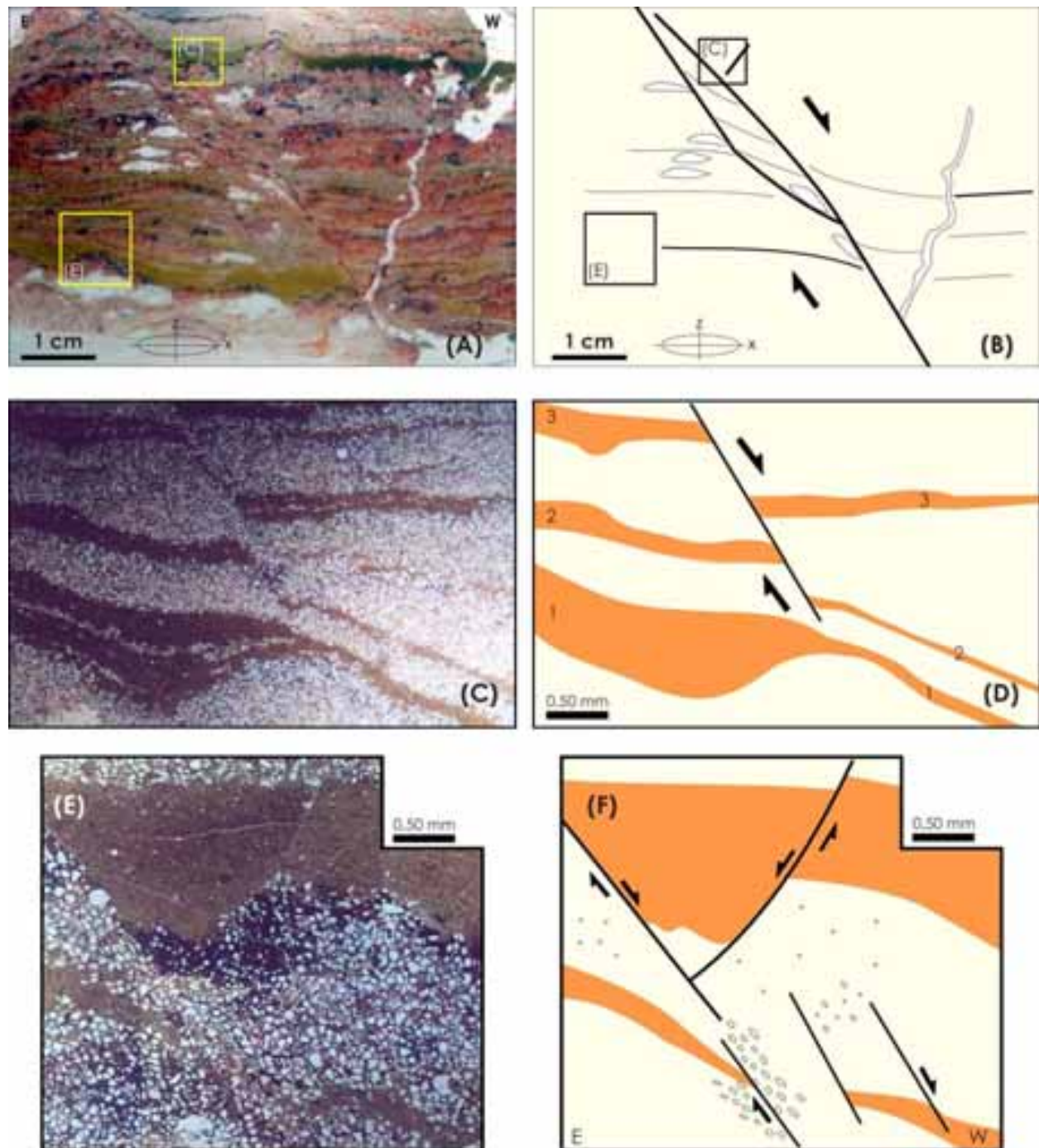


Figura 5.58 – Aspectos microscópicos do enxame de falhas distensionais em estilo dominó, próximo à vila de Ponta Grossa; em escala meso-macro (Figura 5.9C), as falhas têm aspecto caracteristicamente descontínuo, feição que pode se modificar em menor escala (A, B), onde as falhas de anastomosam e defletem o acamamento de um siltito. Notar os agregados elipsoidais (removidos na preparação da lâmina) paralelos a S_0 , bem como um veio oblíquo, dobrado, coerente com o movimento da falha. (C, D) Detalhe dos níveis deslocados, sendo que o rejeito é arrefecido na parte inferior do detalhe. (E, F) Pequeno graben definido. Nicóis paralelos.

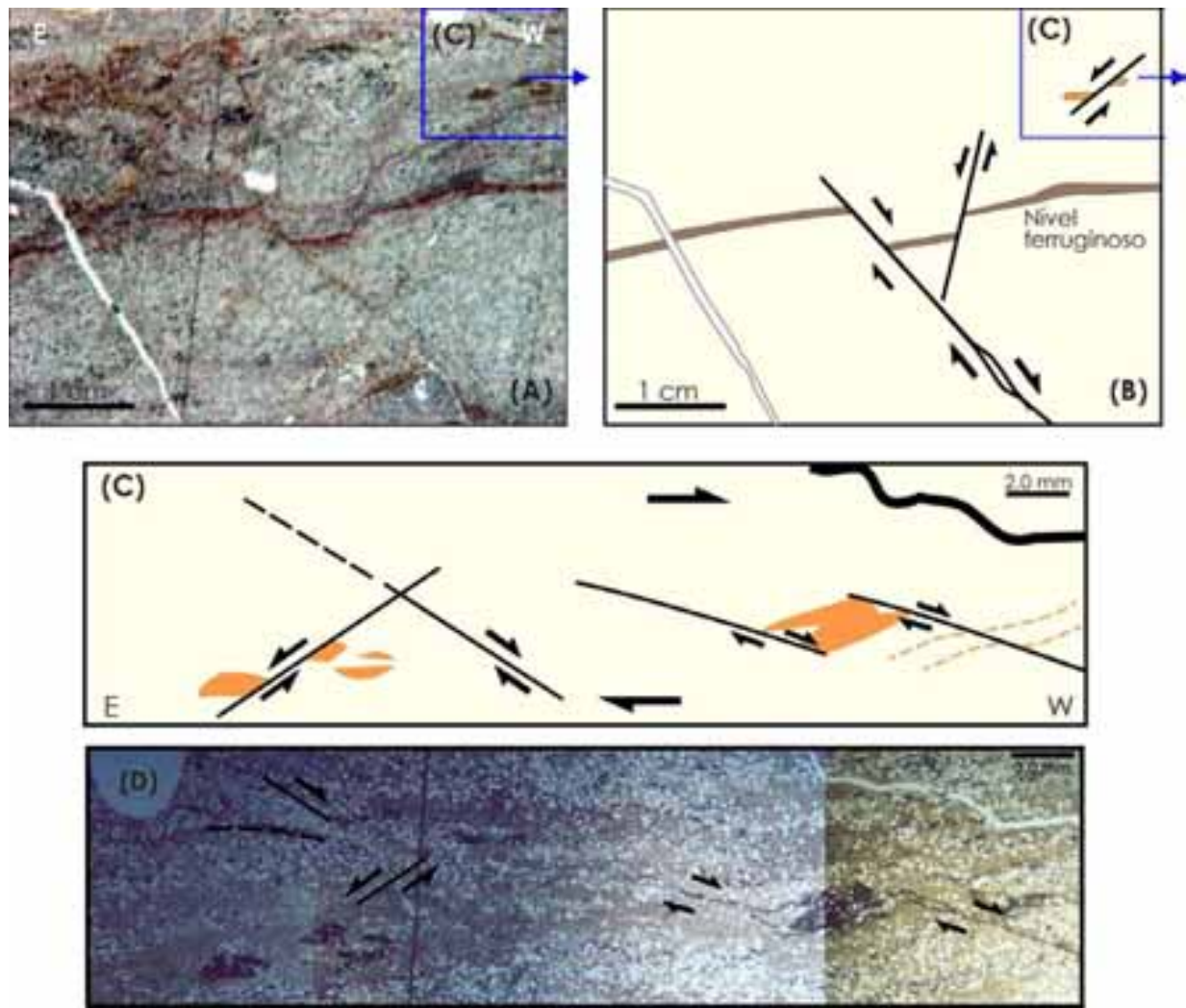


Figura 5.59 – Aspectos microscópicos nas falhas distensionais de Ponta Grossa. (A, B) Microfalhas normais afetando um nível ferruginoso (superfície de dissolução) precoce. (C, D) Exemplos de microfalhas normais de baixo ângulo, em par conjugado (à esquerda) ou definindo uma ponte contracional com forma sigmoidal (à direita). No canto superior NE, o dobramento no veio é compatível com movimento de topo para oeste. Nicóis paralelos.

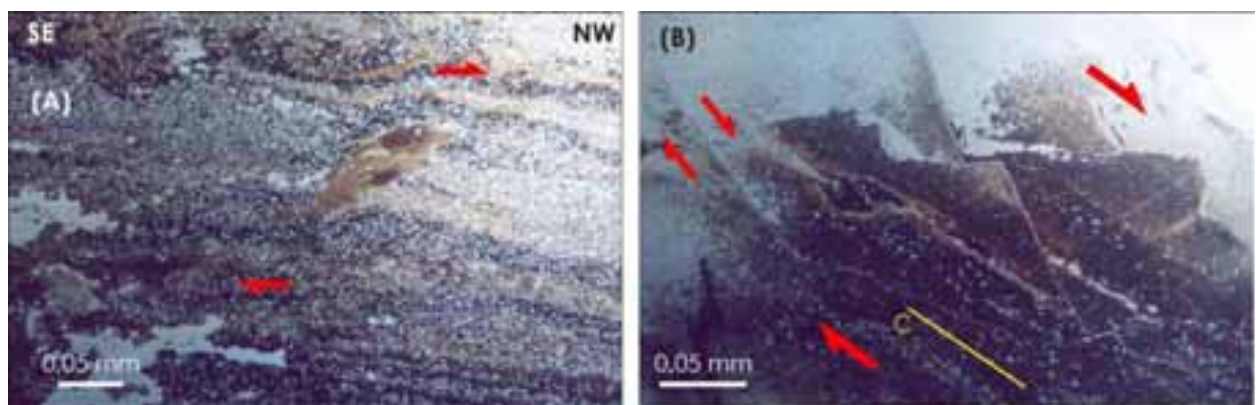


Figura 5.60 – (A) Clasto sigmoidal argiloso em "milonito hidroplástico". (B) Fraturas escalonadas e planos C' em fácies ultramilonítica ao longo de uma zona de descolamento na localidade de Ponta Grossa (ver figura 5.13 para localização). Nicóis paralelos.

5.8 – Arcabouço Regional, Discussão de Modelos e Exercício de Quantificação

A estruturação observada ao longo do litoral estudado caracteriza uma tectônica distensional (evento D_{2d}) que se estende por distância apreciável (20 km na direção geral WNW), desde o Sítio Retiro Grande até as imediações de Icapuí (Vila Nova; Figura 5.61). Entre Ponta Grossa e Redonda, a direção de distensão máxima (σ_3) inferida varia de E-W a WNW (as falhas variam em direção de N-S a NNE), com σ_1 subvertical (*slickenlines* com alto *rake* nos planos de falhas). A deformação alcançou grandes magnitudes, tendo em vista que: **a)** falhas planares de alto ângulo ($> 50^\circ$) são normalmente mais tardias, representando os últimos incrementos; **b)** são freqüentes as falhas de baixo ângulo ($< 45^\circ$) e descolamentos (*detachments*), associadas com forte basculamento das camadas (mergulhos que podem variar de 30° a 60° , ou mais). Em um trecho das falésias em Ponta Grossa, o basculamento chegou a verticalizar (e localmente inverter) camadas (Figura 5.43).

Na região de Vila Nova, as estruturas distensionais (D_{2d}) adquirem uma cinemática oblíqua, a direção predominante das falhas varia de N-S a NNW e o componente direcional é sinistral. Os planos de falhas são sempre de alto ângulo. Estruturas contracionais constituem uma peculiaridade neste setor: dobras e estruturas em flor positiva, precoces em relação aos *graben* oblíquos, com direção variando de N-S a NNE (evento D_{2c}).

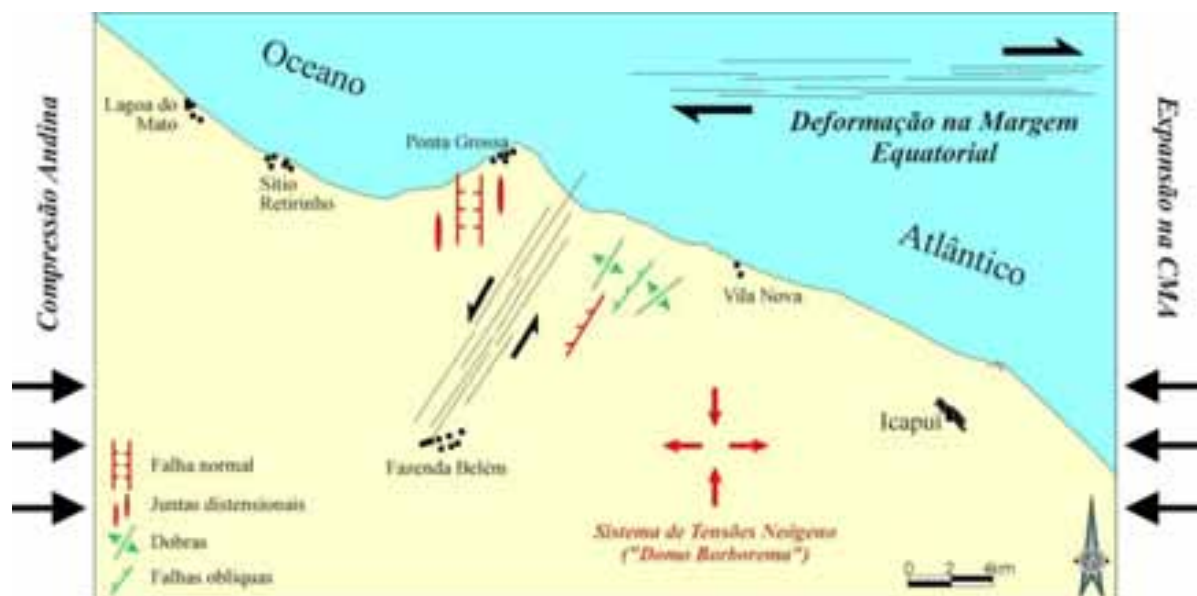


Figura 5.61 – Desenho esquemático com a localização dos trends NE (transcorrente – Fazenda Belém) e E-W (transformante – Margem Equatorial Atlântica), com os setores distensional (região de Ponta Grossa) e contracional (região de Vila Nova). Estão representados, esquematicamente, os principais sistemas de tensões envolvidos.

Visualizadas em conjunto, as estruturas que podem ser designadas de principais (D_2), em relação à Formação Barreiras, partilham de uma relação cronológica muito estreita (discussão no item 5.6). Em adição, deve ser considerado a sua localização em um trecho do

litoral que corresponde à projeção das estruturas com *trend* NNE/NE, que compõem o Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém (o LPGFB; item 5.3.2 e figura 5.61). Este arcabouço estrutural diversificado, em superfície, deve ser correlacionado, em termos mecânicos e cronológicos, com a deformação registrada em subsuperfície – p.ex., no Campo da Fazenda Belém, através de dados sísmicos e magnéticos. Este tópico será abordado no próximo capítulo. Todavia, os dados analisados neste capítulo, em conjunto com modelos já discutidos na literatura (item 5.2), permitem esboçar uma nova interpretação para o contexto e evolução tectônica cenozóica na borda ocidental da Bacia Potiguar.

A ocorrência penecontemporânea de estruturas distensionais e contracionais (D_{2d} e D_{2c}), em relação angular compatível, dispostas lateralmente aos lineamentos retilíneos que se propagam com *trend* NE/NNE, é melhor explicada pela sua associação com uma estrutura maior de cinemática transcorrente, o LPGFB. A figura 5.62 esboça diferentes relações entre estruturas transcorrentes maiores ($\pm$ componentes de transpressão ou transtração) e outras estruturas de menor escala – incluindo dobras, falhas inversas ou normais, e outras. Este tipo de modelo está bem divulgado na literatura, em artigos clássicos (Harland 1971, Wilcox *et al.* 1973, Harding 1974, Sanderson & Marchini 1984, Christie-Blick & Biddle 1985, Woodcock & Fisher 1986, Gamond 1987, Sylvester 1988, McClay & Dooley 1995, McClay & Bonora 2001) e em outros textos (Ramsay & Huber 1987, Choukroune 1995, Van der Pluijm & Marshak 1997).

No modelo de evolução transcorrente/transformante da Margem Equatorial Brasileira, a partir do Cretáceo superior (Zalan *et al.* 1985, Azevedo 1991, Matos 2000, Jardim de Sá 2001; item 5.2.4 e figura 5.61), os grandes lineamentos (falhas de alto ângulo) com *trend* NE devem ter sido reativados em cinemática sinistral (antitéticos) e/ou contracional, em conexão com o movimento dextral das falhas E-W (Figura 5.62a, b). O movimento sinistral inferido para esta estrutura maior (o LPGFB) é corroborado pelo componente direcional, também sinistral, observado nos *graben* oblíquos de Vila Nova (itens 5.4.3 e 5.5.3). Esta cinemática deve explicar os dobramentos e estruturas contracionais associadas (o evento D_{2c}), precoces, caracterizadas na região de Vila Nova. Pelas suas relações angulares e o tipo de *fabric* associado ($S > L$, L de alto *rake*), as estruturas D_{2c} em Vila Nova parecem corresponder a um sítio de transpressão na terminação (ou conexão com o LPGFB) de uma estrutura E-W dextral na plataforma rasa, cf. figura 5.62a, d, f) ou, alternativamente, na terminação transpressional de uma zona sinistral NE, o LPGFB (Figura 5.62c-i).

O intervalo de tempo Mioceno-Pleistoceno corresponde, no Nordeste, à implantação de falhas transcorrentes, oblíquas e normais, que no conjunto caracterizam um regime com distensão geral na superfície e menor eixo distensivo (σ_1) N-S (ver item 5.2.5). Continuando a explorar os modelos da figura 5.62, as estruturas distensionais entre Redonda e Ponta Grossa (D_{2d}) seriam melhor explicadas em associação à terminação em transtração do LPGFB, em uma etapa de cinemática transtracional sinistral (Figura 5.62c-iii) durante o Neógeno.

A associação das estruturas D_{2d} em Ponta Grossa e Vila Nova, com sítios/terminações transtracionais de um lineamento NE sinistral, pode ser compatibilizada, em termos mecânicos e cinemáticos, consoante aos modelos esboçados na figura 5.63:

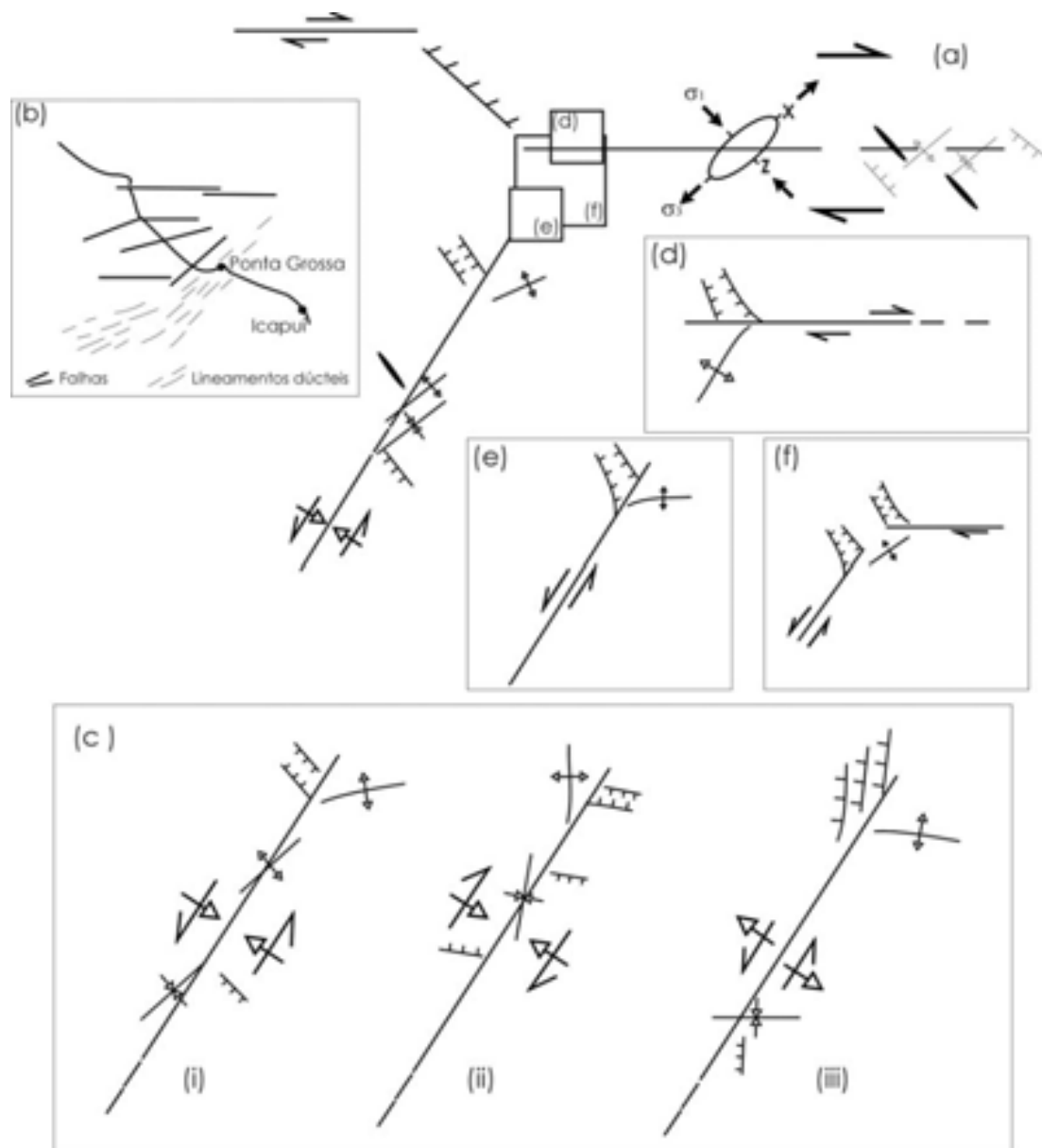


Figura 5.62 – Modelos estruturais esquemáticos para a deformação Cretácea-Cenozóica. (a) Modelo regional com as estruturas na Margem Continental (E-W, NW) e no interior (NE, a exemplo do LPGFB); (b) Lineamentos interpretados do mapa magnético (Figura 6.12 no próximo capítulo), com direções NE e E-W; (c) Estruturas associadas à movimentação transpressional do LPGFB, com cinemática sinistral ou dextral. (d), (e), (f) Detalhes na terminação do LPGFB e sua interconecção com uma zona transcorrente E-W hipotética situada no domínio oceânico. Explicação no texto. As estruturas D_{2d} em Ponta Grossa e adjacências pode ser melhor explicadas por situações tipo c-iii (ou c-i, e, f), e são incompatíveis com c-ii. As estruturas D_{2c} podem ser melhor explicadas por c-i ou f, sendo incompatíveis com c-ii.

(a) As estruturas distensionais com direção N-S estariam interligadas a um sistema em flor negativa, neste caso refletindo um nível mais superficial da estrutura, no qual o componente de rejeito direcional da deformação (sinistral nos planos NE) é defletido e atenuado num sítio de transtração predominante. Neste contexto, ambos os estilos seriam contemporâneos e refletiriam uma zonation estrutural condicionada ao nível de profundidade da deformação;

(b) As falhas distensionais de direção N-S podem refletir estruturas contemporâneas ou mais jovens, sem interligação mecânica, no entanto condicionadas ao mesmo campo de tensões que originou as estruturas em flor (supostamente associadas a transcorrências sinistrais), ou a um campo similar (transtração sinistral nos planos NE).

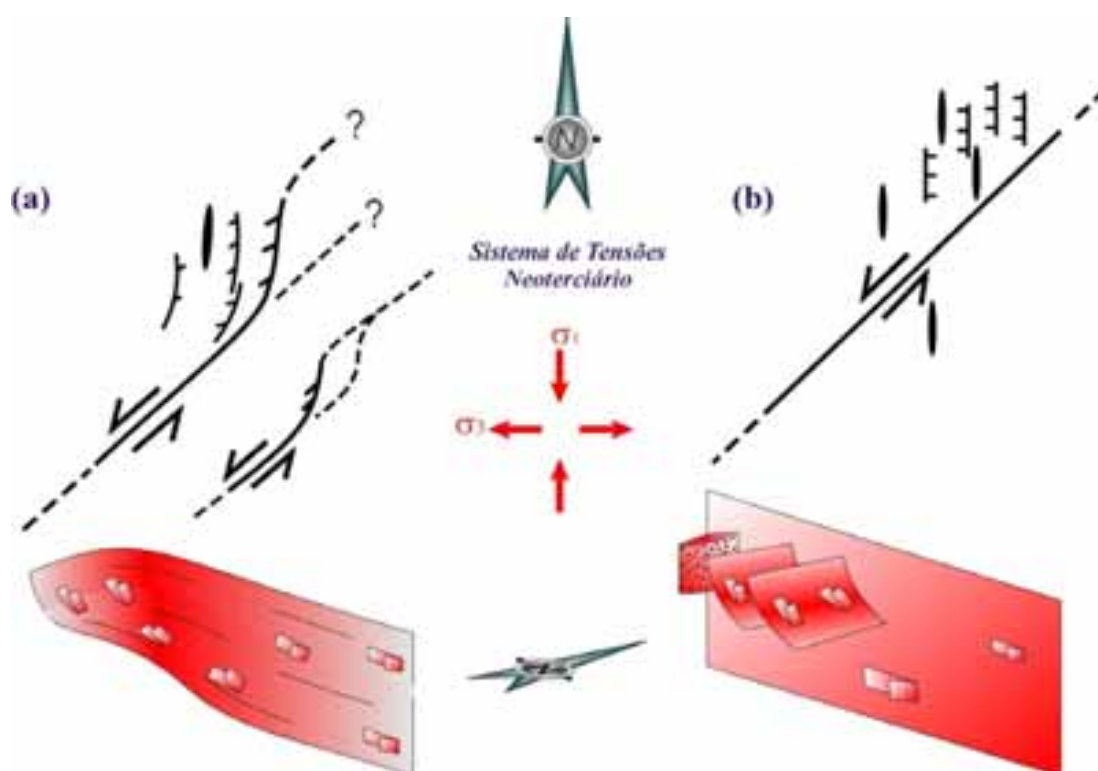


Figura 5.63 – Modelos de correlação entre as estruturas distensionais, caracterizadas em superfície na localidade de Ponta Grossa, com uma zona principal de transcorrência (ou transtrativa). Em (a), a falha transtorcente exibe uma geometria complexa de rampas e pisos em flor negativa, na terminação (jog) distensional. Em (b), as estruturas distensionais estão arranjadas lateralmente, de forma escalonada.

Em ambos os casos, e em especial na situação (a), as estruturas distensionais rasas estariam enraizadas em zonas de descolamento alojadas nos níveis inferiores da Formação Barreiras, na interface com a Formação Jandaíra e/ou na porção superior desta última.

Em termos de cronologia, a deformação caracterizada ao longo do setor de Ponta Grossa, com distensão E-W/WNW, referida como *principal*, deve ter idade do final do Neógeno ao Pleistoceno (seção 5.6 e item 5.2.5). O registro estrutural mostra que a direção de

distensão máxima teria alternado para NNE (ou em geral, N-S), em episódio precoce (D_1 , marcado por falhas E-W que afetam o calcário da Formação Jandaíra) e tardio (D_3 , evidenciado pelas zonas de cisalhamento caracterizadas na porção oeste da Seção A). Esta permuta, ou alternância nos campos de tensores, já foi evidenciada em outros sítios estruturais ao longo do Nordeste do Brasil (Jardim de Sá *et al.* 1999, Menezes & Jardim de Sá 1999, etc.).

A tectônica distensional caracterizada em Ponta Grossa alcançou considerável magnitude, uma vez que as camadas encontram-se fortemente basculadas na porção basal da Formação Barreiras, em alguns pontos chegando a se verticalizarem. De forma simplificada, utilizando gráficos para cálculos de distensão, é possível obter valores de 40 a 200% (Figura 4.64) de distensão, na direção E-W/WNW, ao longo da seção estrutural levantada em Ponta Grossa (Figura 5.8). A Seção A (Figura 5.9C) apresenta os valores mais baixos (em torno de 40-50% de distensão), enquanto que os valores mais elevados estão concentrados em trecho com acamamento fortemente basculado (acima de 60°), localizado a leste da Seção A (Figura 5.43). Valores intermediários (com 80-100% de distensão) foram obtidos ao longo da Seção C (Figura 5.14). Os gráficos utilizam a relação entre os ângulos de mergulho do acamamento e do plano de falha, em arranjos tipo dominó (Thompson 1960, Wernicke & Burchfiel 1982).

A aplicação desta abordagem ao presente caso encontra um número de limitações: a) os mergulhos das camadas são também condicionados pela geometria lítrica de falhas, ou tipo piso-e-rampa de descolamentos; b) nem sempre é nítida a associação do basculamento da camada com uma falha nas proximidades; um ou ambos podem ter histórias distintas de rotação; c) dobras distensionais modificam o mergulho desses elementos (falhas precoces e o acamamento). Desta forma, os números inferidos a partir da figura 5.64 têm um valor apenas aproximado, ou de "exercício". De todo modo, e com base nos valores de mergulho (falhas e acamamento) comumente registrados (e documentados nas várias seções do item 5.4.2, um valor de 50% pode ser considerado como uma estimativa conservadora para a distensão de evento D_2 , entre Ponta Grossa e Redonda.

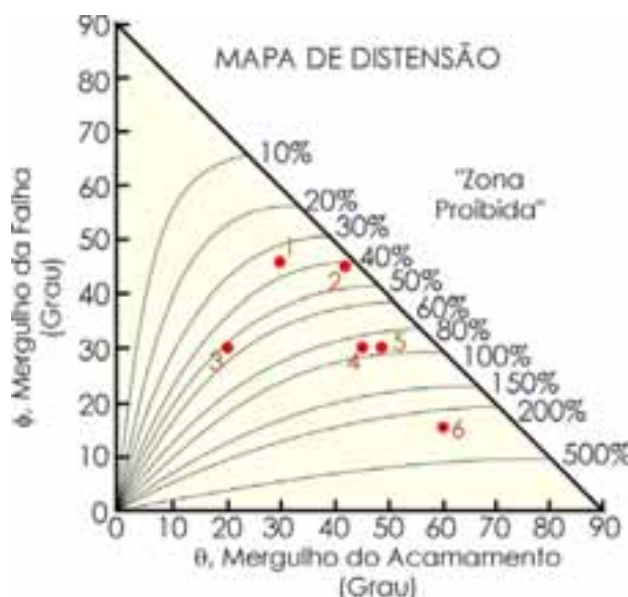


Figura 5.64 – Representação gráfica para estimativa de cálculo de distensão (Wernicke & Burchfiel 1982), na localidade de Ponta Grossa. Os pontos 1 e 2 representam valores para Seção A; os pontos 3, 4 e 5 são valores obtidos para Seção C e adjacências; e o valor do ponto 6 é obtido no setor ilustrado na figura 5.43.

Passando para o setor de Vila Nova, ao longo de todas as seções levantadas (seções D a F), as feições estruturais evidenciam uma componente contracional bem marcada pelos dobramentos e falhamentos inversos, que claramente afetam a fácies inferior da Formação Barreiras, estando ausentes (ou pelo menos fortemente atenuados) na fácies superior. Neste caso, o sistema de tensões teria envolvido uma compressão aproximadamente WNW/NW, antecedendo a deposição da fácies superior da Formação Barreiras. A partir das feições estruturais caracterizadas neste setor, foram sugeridas propostas para evolução das estruturas identificadas neste setor de Vila Nova, com um evento contracional/transpressivo (D_{2c}) sucedido por estruturas distensionais oblíquas/transtativas (Figuras 5.16 e 5.18).

A relação entre as estruturas D_{2d} a oeste (Ponta Grossa-Redonda), e D_{2c} e D_{2d} a leste (Vila Nova), caracteriza, ao mesmo tempo, uma inversão estrutural negativa, no setor oriental, e uma partição da deformação em sítios transtrativo e transpressivo, respectivamente a oeste e a leste de um eixo central do LPGFB, na faixa litorânea/plataforma rasa. Os cortes esquemáticos da figura 5.65 sumarizam este contexto tectônico em uma seqüência evolutiva.

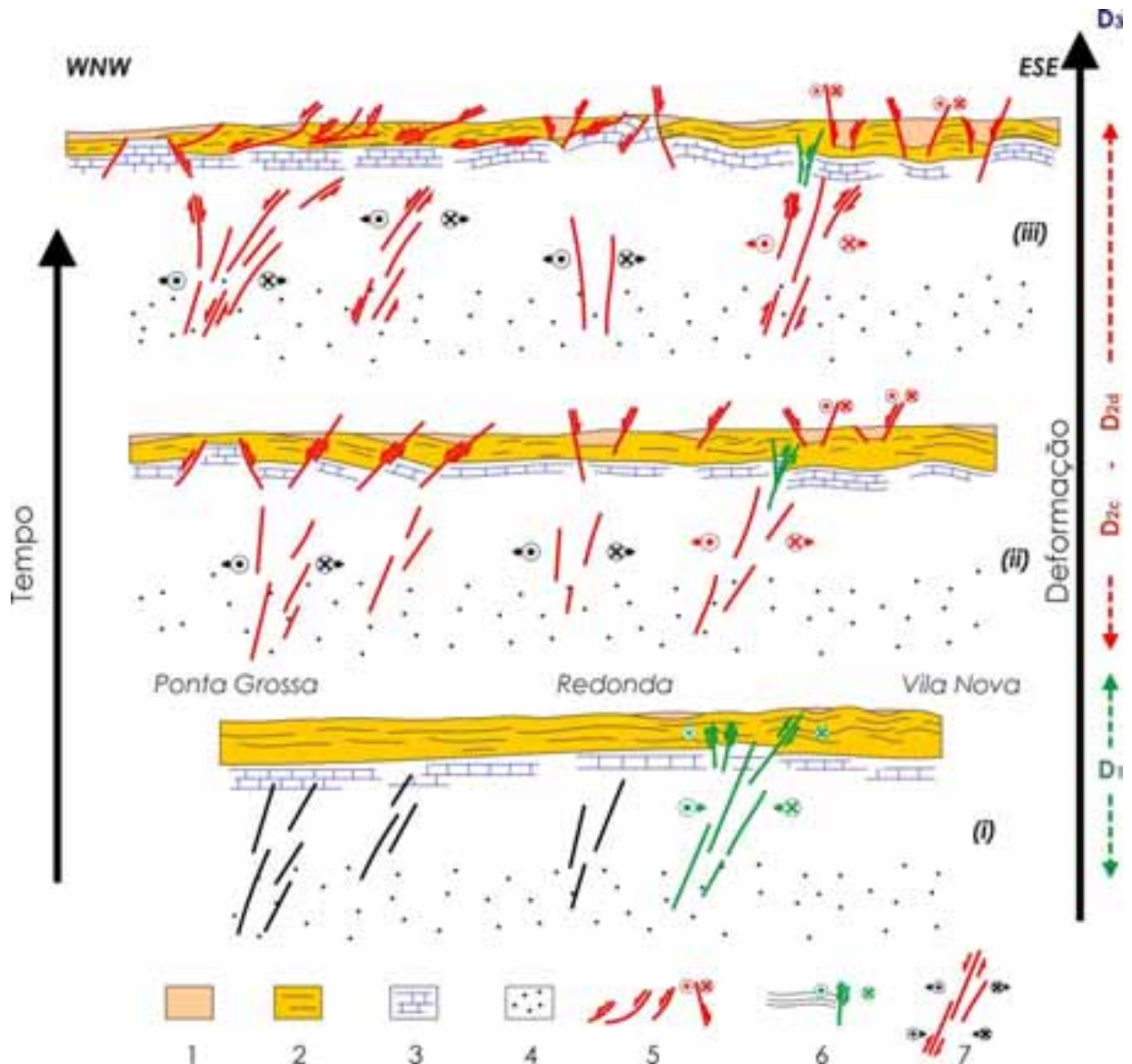
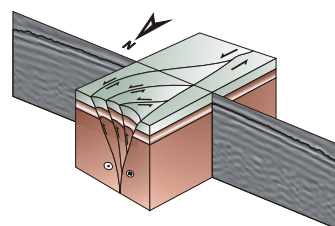


Figura 5.65 – Evolução estrutural visualizada através de perfis esquemáticos entre Vila Nova e Ponta Grossa. (i) Deformação transpressional/contracional em Vila Nova (D_{2c}); (ii) Estágio inicial da deformação distensional (Ponta Grossa a Redonda) a transtracional (Vila Nova), D_{2d} ; (iii) Estágio avançado. Ver discussão no texto. Simbologia: (1) Formação Barreiras, fácies superior; (2) Formação Barreiras, fácies inferior; (3) Formação Jandaíra; (4) Formação Açú; (5) estruturas distensionais ou transtracionais D_{2d} ; (6) estruturas contracionais/transpressionais D_{2c} ; (7) zonas de falhas neocretáceas, transcorrentes +/- componentes de encurtamento ou distensão, reativadas no Paleógeno/Neógeno.

Capítulo VI

Dados Geofísicos, Modelo Proposto e Implicações para a Estruturação, a Exploração e a Exploração de Petróleo na Borda Ocidental da Bacia Potiguar (NE do Ceará)



CAPÍTULO VI

DADOS GEOFÍSICOS, MODELO PROPOSTO E IMPLICAÇÕES PARA A ESTRUTURAÇÃO, A EXPLORAÇÃO E A EXPLOTAÇÃO DE PETRÓLEO NA BORDA OCIDENTAL DA BACIA POTIGUAR (NE DO CEARÁ)

6.1 – Introdução

Tradicionalmente, a estruturação principal observada nos campos petrolíferos nas bacias marginais do Nordeste, a exemplo da Bacia Potiguar, tem idade atribuída a diferentes épocas do Cretáceo (Bertani *et al.* 1990, Matos 1992, 1999). Se a intensa deformação que afeta a Formação Barreiras, entre Icapuí (Vila Nova) e Ponta Grossa, também ocorre em profundidade, é necessário considerar que uma significativa “parcela” da estruturação dos campos de petróleo pode ter idade bem mais jovem do que previamente suposto, no intervalo Neógeno (Mioceno a Plioceno) ao Pleistoceno. É importante avaliar esta hipótese em maior detalhe pois a principal etapa de migração e acumulação de óleo, na Bacia Potiguar, deve ter ocorrido nesse intervalo de idade (Trindade *et al.* 1992, Souto Filho 1994, Souto Filho *et al.* 2000). Na presente região, os campos de Fazenda Belém e Icapuí (ver adiante figura 6.18) são caracterizados por óleo de fonte marinho-evaporítica, identificada como a Formação Alagamar, da seqüência transicional da bacia (Santos Neto & Hayes 1999). Neste e em outros casos (p.ex., os campos ao longo do *trend* Estreito-Guamaré, associados ao Sistema de Falhas de Carnaubais), é necessário admitir processos de migração secundária através de distâncias na ordem de algumas dezenas de quilômetros (Souto Filho 1994, Souto Filho *et al.* 2000). É pertinente discutir os condicionantes dessa migração secundária, com especial atenção (dado ao escopo da presente tese) ao papel dos possíveis controles estruturais, em termos de sua idade, geometria e cinemática, em diferentes níveis da bacia/crosta continental.

No capítulo V, a deformação foi caracterizada a um nível superficial, com destaque para o forte basculamento do acamamento (até 90°), a rotação de falhas (ensejando vários exemplos de falhas normais de baixo ângulo) e as zonas de descolamento com feições de milonitos hidroplásticos, afetando as rochas da Formação Barreiras, nos setores entre Ponta Grossa e Vila Nova. A excepcional magnitude dessa deformação envolve necessariamente a sua propagação em subsuperfície, afetando as rochas reservatório de interesse para a exploração e a exploração de hidrocarbonetos – a Formação Açu. Ficam então colocadas questões como: **a)** os dados de estruturas rasas podem ser correlacionados com aqueles

delineados em subsuperfície pelas seções sísmicas? **b)** a seção neocretácea está afetada unicamente por um (ou mais de um?) evento tectônico mais antigo, neocretáceo, ou a estruturação rasa, relacionada a um evento Neógeno-Pleistocênico, é a mesma que deforma esses níveis mais profundos? **c)** quais desses eventos (se ocorreram mais de um) exercem controle, em maior ou menor grau, sobre a geometria dos reservatórios, a criação ou destruição de rotas de migração e trapas de hidrocarbonetos?

Para abordar na discussão os níveis de profundidade requeridos, é necessário examinar dados como poços (não disponíveis no presente caso), linhas sísmicas, gravimetria e magnetometria, uma parcela dos quais foi disponibilizada para o presente estudo. Para obter informações de um setor "intermediário", correspondente aos níveis de topo e acima da Formação Jandaíra, foram executados, no âmbito da presente tese, alguns levantamentos de GPR (*Ground Penetrating Radar*). Com base nessa visão das estruturas em profundidade, será possível subsidiar uma discussão mais confiável da sua geometria, cinemática, evolução tectônica e mecanismos geodinâmicos.

Desta forma, este capítulo abordará os dados geofísicos que puderam ser adquiridos para diferentes níveis de profundidade, e a sua integração com os dados estruturais de superfície. Além dos dados de GPR, foram estudadas três seções sísmicas, cedidas gentilmente pela PETROBRAS, localizadas no interior do continente próximo ao trecho estudado do litoral. Também foram utilizados os dados magnéticos sintetizados no mapa que compõe a Figura 6.12. A integração desses dados conduz a uma discussão adicional de modelos tectônicos, adequados para explicar as estruturas descritas no capítulo precedente. À luz desses modelos, serão feitas algumas considerações com relação à migração e acumulação de petróleo na borda oeste da Bacia Potiguar, a exemplo do Campo da Fazenda Belém, que encontra-se no prolongamento para sudoeste do trecho do litoral estudado.

6.2 – Ground Penetrating Radar (GPR)

6.2.1 – Introdução

O GPR é um método geofísico de imageamento da subsuperfície que utiliza pulsos elétricos para gerar ondas eletromagnéticas, na faixa de VHF/UHF, que são irradiadas por uma antena emissora transportada na superfície. A transmissão deste sinal depende das propriedades elétricas do meio (condutividade e permissividade elétrica) sob condições de alta frequência. Essas propriedades são principalmente controladas pelo conteúdo de água presente no solo. O pulso eletromagnético gerado em superfície é refletido e difratado, tanto pelas estruturas geológicas e feições anômalas que podem estar presentes no terreno, quanto por elementos superficiais (tanques, árvores, cercas, postes, etc). As ondas refletidas e difratadas são recebidas por uma antena receptora localizada na superfície do terreno (Figura 6.1). Uma série de medidas são realizadas ao longo de uma linha e, quando plotadas lado a

lado em um gráfico tempo vs. distância, fornecem uma imagem de alta resolução das estruturas em subsuperfície.

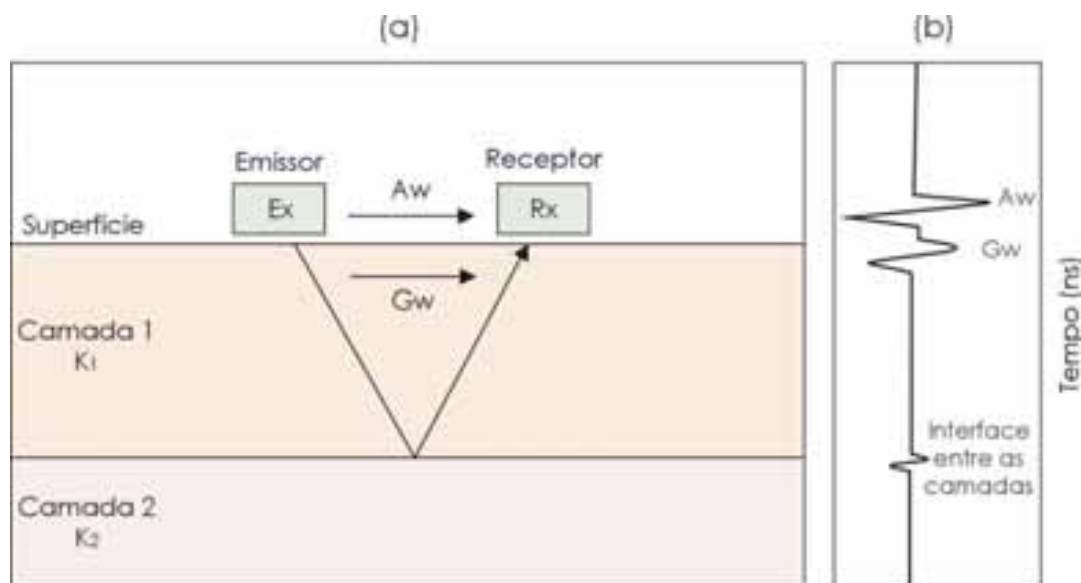


Figura 6.1 – Representação esquemática do princípio de funcionamento do GPR, segundo Oliveira Jr. (2001). (a) Considerando um ambiente composto por duas camadas, estando representado o traço da onda direta que se propaga pelo ar (A_w), da onda direta propagada através da terra (G_w) e o registro do tempo duplo de viagem até a interface entre as camadas 1 e 2. (b) Gráfico contendo os registros dos tempos de chegada de A_w , G_w e da onda refletida entre as camadas 1 e 2.

Para a área estudada, este método foi adotado com a finalidade de verificar a continuidade das estruturas no interior das falésias e o prolongamento das mesmas em maior profundidade, que para o método e a área estudada foi de no máximo 40 m. Esta profundidade depende da condutividade elétrica do meio investigado, no caso as rochas sedimentares das formações Barreiras e Potengi. A aplicação do método nesta área de estudo foi direcionada a obter informações na lacuna entre os dados estruturais de superfície e os dados sísmicos, inexistentes ou inadequados, no que se refere à Formação Barreiras e a porção superior da Formação Jandaíra.

Foram levantadas seções de GPR ao longo das falésias, em trechos pré-selecionados, que coincidem com as seções detalhadas no capítulo V. Em virtude da complexidade do meio e da interferência das coberturas pós-Barreiras, será discutida apenas a seção obtida sobre a falésia com a estruturação em dominó (ver item 5.4.2; trecho NE da Seção A e figura 5.9C), a qual forneceu os melhores resultados, certamente em função do contraste de camadas e das estruturas. Em adição, esta seção amostra um nível estratigráfico de maior interesse (a fácies inferior da Formação Barreiras) para o objetivo proposto deste item, que é a extensão do perfil estrutural até uma maior profundidade.

O equipamento utilizado na investigação foi o *SIR System 2*, fabricado pela GSSI (*Geophysical Survey Systems, Inc.*). Para o levantamento em questão foram utilizadas as antenas de 40, 80 e 200 MHz. Serão apresentados apenas os resultados referentes às antenas de 40 e 200 MHz, em virtude de terem apresentado as melhores respostas. Essas linhas levantadas em Ponta Grossa possuem uma extensão de 60 m na direção NE-SW.

Após a etapa de aquisição dos dados, as linhas de GPR (denominadas de radargramas) passaram pela etapa de processamento. Esta etapa foi realizada pela equipe de geofísica do PPGG/UFRN, a qual vem aperfeiçoando os métodos de processamento para este método. Foi empregado o programa *REFLEXW 2.5.6* disponível no PPGG, submetendo o dado bruto ao processo de correção zero-offset, correção estática, dewow, subtração da média entre traços, ganho esférico e exponencial (SEC), balanceamento espectral, migração, filtro de frequências e AGC (*Automatic Gain Control*) para *display*; para maiores informações sobre o processamento ver Xavier Neto *et al.* (2001).

6.2.2 – Seções de GPR na Localidade de Ponta Grossa

Os dois arranjos que serão abordados a seguir correspondem às antenas de 40 e 200 MHz. No primeiro caso, os parâmetros calculados pré-aquisição indicam uma maior profundidade de investigação, podendo imagear as feições estruturais na Formação Barreiras e a continuidade das mesmas no topo da Formação Jandaíra. No segundo caso, com a antena de 200 MHz, a profundidade de investigação esperada é menor; neste caso, as feições observadas estão relacionadas às formações Barreiras e Potengi, que afloram ao longo da falésia. Nas duas situações, as seções foram levantadas numa direção oblíqua às falhas fornecendo portanto um mergulho aparente para as estruturas imageadas.

6.2.2.1 – Antena de 40 MHz

Na figura 6.2a é possível observar a seção bruta da linha de GPR obtida com a antena de 40 MHz, atingindo uma profundidade de cerca de 45 m. Após submeter a referida seção a diferentes etapas de processamento, o radargrama final (Figura 6.2b) permitiu a individualização de três unidades litológicas (interpretação na figura 6.2c). Estas unidades podem ser correlacionadas com as formações Jandaíra (na base), Barreiras (na porção intermediária) e Potengi (no topo), sendo os contatos traçados com base nas mudanças nos padrões dos refletores.

O contato estimado entre as formações Jandaíra e Barreiras é marcado, no radargrama, a uma profundidade em torno de 24 m. Alternativamente, esse contato poderia ser interpretado como uma perda do sinal do GPR; no entanto, devido à ocorrência do calcário na base da falésia, próximo ao local do levantamento (a cerca de 1 km a SW), a interpretação de perda de sinal é considerada improvável. A hipótese do contato a 24 m de profundidade também é corroborada pela confiabilidade dos dados, estimada até

aproximadamente 40 m de profundidade. O contato entre as formações Barreiras e Potengi é muito bem definido no radargrama, situando-se a aproximadamente 3 m de profundidade do topo da falésia. Isto é confirmado com os dados de campo, sendo o contato aflorante na seção da falésia. Com isto, pode ser estimada uma espessura em torno de 21 m para o pacote de rochas da Formação Barreiras, no local do levantamento geofísico e abstraindo-se da geometria das falhas (o valor é mínimo para a espessura original, já que a seção está afinada pelas falhas normais).

As feições estruturais observadas no radargrama (Figura 6.2c) mostram que, no local, a Formação Barreiras está afetada por um sistema de falhas distensionais planares (com direção N-S determinada em campo), de alto a médio ângulo (variando em torno de 40 a 60°), mergulhando para oeste, compondo um padrão em dominó. É bem visível o deslocamento de refletores ao longo da falha e o basculamento do acamamento para leste, exatamente como observado na falésia (Figura 6.2c). Na porção centro-leste do radargrama, em torno de 15 m de profundidade (a partir do topo da falésia, já no subsolo), ocorrem alguns refletores horizontalizados nos quais as falhas de ângulo alto tendem a enraizar, definindo uma provável superfície de descolamento na porção inferior (da fácies basal) da Formação Barreiras. Abaixo da superfície de descolamento é observado um padrão similar àquele identificado acima, novamente com falhas normais que, ao menos em parte, cruzam o contato e continuam na Formação Jandaíra.

6.2.2.2 – Antena de 200 MHz

A figura 6.3a ilustra o radargrama obtido com a antena de 200 MHz, neste caso, atingindo uma profundidade de investigação menor (em torno de 10 m) do que a antena utilizada anteriormente (40 MHz). Com a linha de GPR processada (Figura 6.3b) foi possível individualizar duas unidades litológicas distintas, correspondendo às formações Barreiras (na base) e Potengi (no topo), novamente devido às mudanças nos padrões dos refletores.

Mais uma vez, o radargrama permite caracterizar o contato entre as formações Barreiras e Potengi a uma profundidade de aproximadamente 3 m. A diferença nos padrões dos refletores é bem marcada até mesmo na seção bruta de GPR (Figura 6.3a). Vale salientar que essa profundidade de 3 m corresponde à espessura para todo o pacote de rochas da Formação Potengi.

Na figura 6.3c é possível observar em detalhe as estruturas sedimentares da Formação Potengi, correspondendo a estratificações cruzadas, que são de caracterização mais difícil em campo. O radargrama também possibilita a individualização de diferentes fases de deposição desta unidade (possivelmente diferentes gerações de dunas), sendo interpretadas as superfícies limitantes entre as diferentes gerações de paleodunas.

Na Formação Barreiras, as feições estruturais bem caracterizadas com a antena de 40 MHz estão menos visíveis (Figura 6.3c), principalmente em virtude da menor profundidade de investigação. Neste caso, o radargrama não possibilita uma boa caracterização do

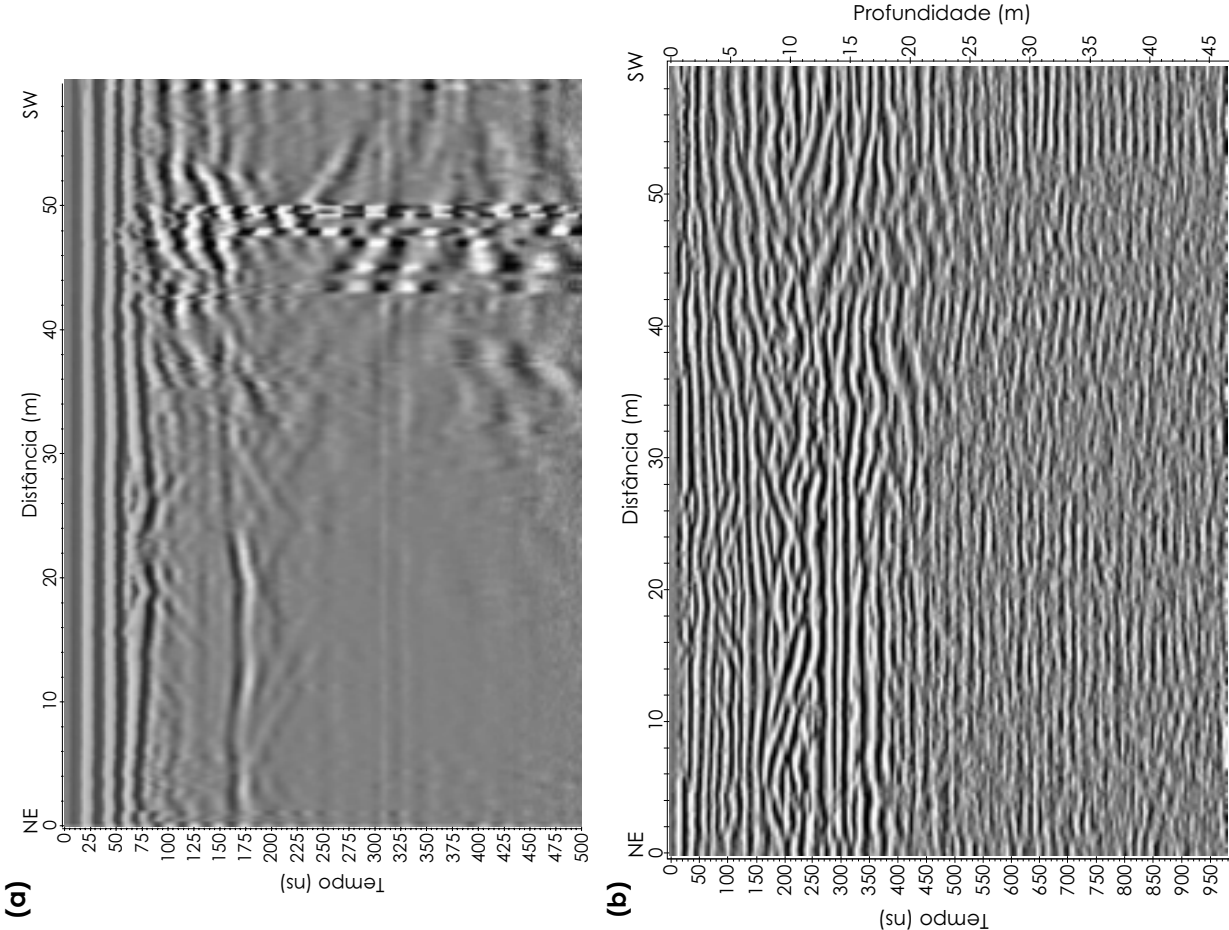


Figura 6.2 - Perfil de GPR na localidade de Ponta Grossa. Em (a) seção bruta obtida com a antena de 40 MHz. (b) seção final processada e (c) desenho com as interpretações obtidas a partir da seção processada e acima, montagem ilustrando o padrão em domínio.

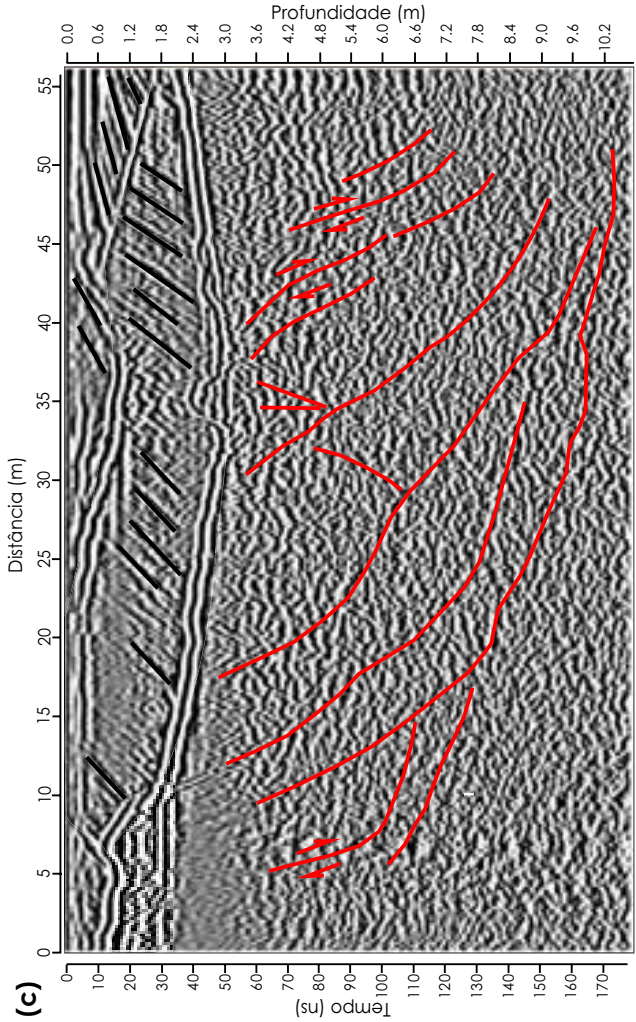
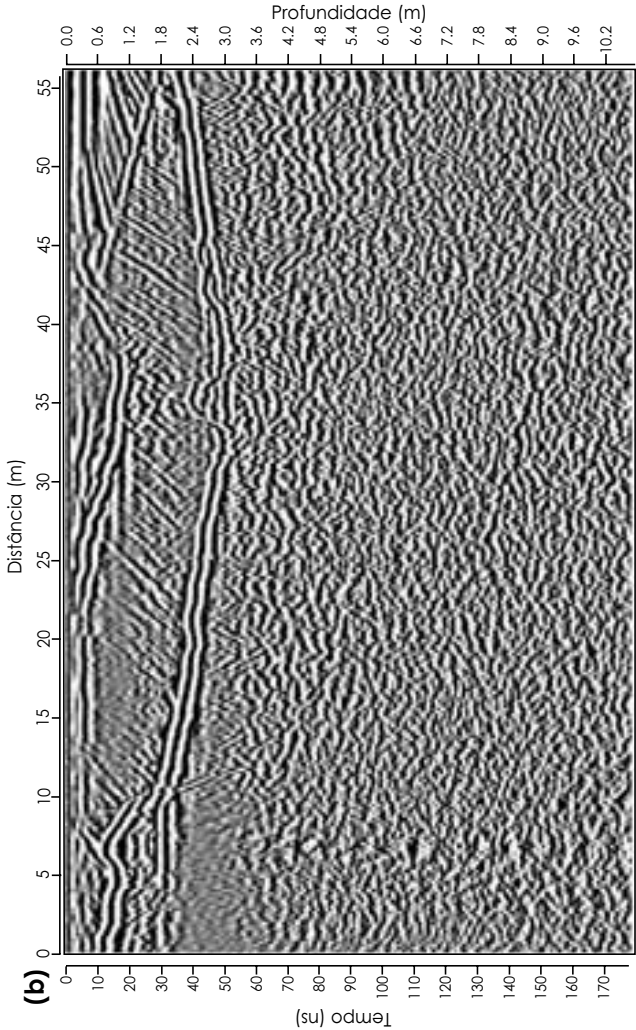
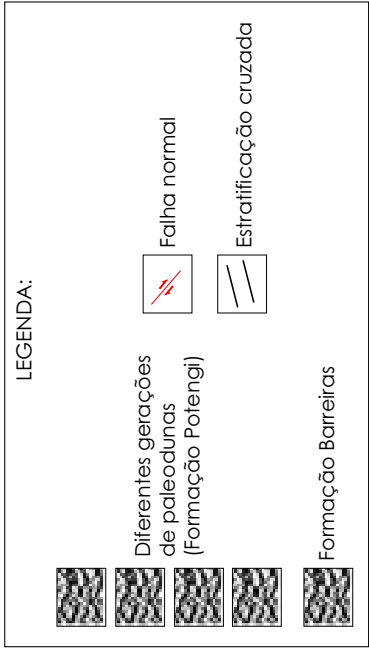
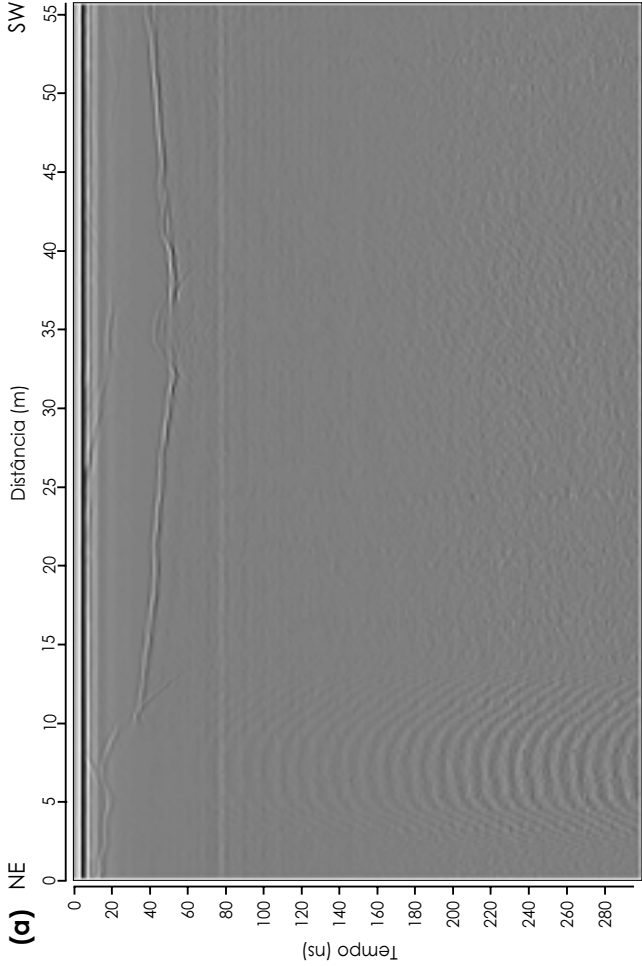


Figura 6.3 - Perfil de GPR na localidade de Ponta Grossa. Em (a) seção bruta obtida com a antena de 200 MHz; (b) seção processada e (c) seção final processada com as interpretações.

basculamento do acamamento. Nesta seção fica claro que as falhas normais tendem a evoluir de alto ângulo de mergulho (cerca de 50°) em nível mais raso, para ângulos mais baixos (até 20°) em torno de 10 m de profundidade, deste modo ao se aproximar da superfície de descolamento e definindo, nessa escala de maior detalhe, uma geometria lítrica. Outra feição importante é o truncamento das falhas normais pela base da Formação Potengi (o que nem sempre pode ser perfeitamente visualizado em campo, onde a discordância estrutural é melhor evidenciada pelo truncamento do acamamento basculado da Formação Barreiras pelas camadas horizontalizadas da Formação Potengi), confirmando a discordância estrutural caracterizada nas falésias.

6.3 – Sísmica

6.3.1 – Introdução

Com o objetivo de alcançar um nível mais profundo de investigação, foram utilizadas três seções sísmicas 2D obtidas em terra, gentilmente cedidas pela PETROBRAS e localizadas próximas ao litoral estudado. Dentre essas seções, duas delas (denominadas de S1 e S2) possuem direção NW-SE e a terceira (S3) tem direção NE-SW. As seções S1, S2 e S3 possuem 12, 13 e 7 km de extensão, respectivamente (Figura 6.4).



Figura 6.4 – Mapa geológico da região de Icapuí-Ponta Grossa, com a localização das três seções sísmicas (S1, S2 e S3).

As seções sísmicas finais são migradas em tempo, com polarização normal, possuindo escala vertical em milissegundos, com a correção aproximada para metros de alguns níveis estratigráficos. As interpretações foram executadas no Programa Seis X, versão 3.6.2, desenvolvido pela *Paradigm Geophysical Company Ltd.*, disponível no Laboratório de Interpretação Sísmica e Visualização (LISV) do PPGG/UFRN. A partir da interpretação dessas seções, foi possível distinguir basicamente duas unidades: **(i)** o embasamento cristalino pré-cambriano tem o seu topo marcado por refletores muito fortes, situados aproximadamente a 450 m de profundidade; sobre ele, ocorre **(ii)** a seção cretácea da bacia, correspondendo às formações Açu (na base) e Jandaíra (no topo). Percebe-se de imediato que as duas unidades encontram-se fortemente afetadas por falhamentos.

6.3.2 – Interpretação das Seções Sísmicas

Ao longo das seções sísmicas interpretadas (S1, S2 e S3), fica evidenciado a presença de altos do embasamento cristalino que se alinham segundo a direção NE-SW (Figuras 6.5, 6.6 e 6.7). Esses altos são tentativamente interpretados como (pelo menos originalmente) de origem topográfica - cristas miloníticas ou gnáissico-granitóides, associadas a uma zona de cisalhamento transcorrente brasileira, cujo *trend* NE é bem característico na região. Tal interpretação coaduna-se com as observações de terreno a SW do Campo da Fazenda Belém, nas serras de embasamento cristalino alinhadas na direção NE (Serra Dantas e Serrote dos Porcos; ver figura 5.2), aflorando como janelas no interior da bacia (orladas pelos calcários da Formação Jandaíra e/ou pelos siliciclásticos da Formação Açu; ver item 5.3.2). Em alguns trechos das seções sísmicas, os refletores na base da Formação Açu terminam em *onlap* sobre os altos de embasamento cristalino (Figura 6.8), o que indica que estes constituíam, pelo menos em parte, feições paleotopográficas quando da deposição da base da Formação Açu. Na maior parte das seções, entretanto, os refletores dispõem-se de modo concordante com o mergulho do topo do embasamento.

Em escala de maior detalhe, as seções evidenciam que o topo do cristalino/porção inferior da Formação Açu está seccionada por várias falhas, que podem coincidir com os altos topográficos (que deste modo estariam reativados) ou os seus flancos. Uma parte dessas falhas pode constituir reativações da zona de cisalhamento brasileira, com a nucleação concentrada nos altos. Especialmente quando seccionam os altos do embasamento, as falhas interpretadas são, de um modo geral, de alto ângulo e com aspecto ramificado, no qual falhas de segunda ordem se enraízam ao longo de uma ou duas falhas principais (Figura 6.8), que em profundidade parecem adquirir mergulho mais suave. Essas feições, associadas à presença de componentes de rejeito (inferidos pelo deslocamento de refletores associados ao acamamento) em sua maior parte inversos (mas também normais), constituem uma geometria muito semelhante à de estruturas em flor positiva (Figuras 6.7 e 6.8). Nesta geometria (Figura 6.9), boa parte das falhas mapeadas pode ter um componente importante (principal) de

movimento direcional, constituindo falhas oblíquas transcorrentes-inversas. No geral, essas estruturas são compatíveis com um regime de transpressão ao longo de zonas de falhas com *trend* NE (definindo o Lineamento Ponta Grossa- Fazenda Belém - o LPGFB). Esse estilo contrasta com a cinemática distensional caracterizada na Formação Barreiras em Ponta Grossa, embora possa ser comparado às estruturas contracionais-transcorrentes nas falésias de Vila Nova. Através do mapa do topo do embasamento, obtido a partir da interpolação das três seções, observa-se que as estruturas interpretadas estão alinhadas na direção NE (Figura 6.10, com a ressalva do pequeno número de seções), corroborando com a hipótese de reativação tectônica dos paleo-altos do embasamento.

Em direção ao topo das seções, as falhas interpretadas diminuem de tamanho (extensão) e passam a dominar componentes de rejeito normal. A dualidade de rejeitos (normal vs. inverso) em diferentes níveis estratigráficos (topo vs. base, respectivamente) sugere uma inversão na cinemática das falhas e do próprio contexto tectônico (transtração vs. transpressão). Em exemplos localizados (número ① na figura 6.5), a inversão no componente de rejeito parece ocorrer ao longo da mesma falha, ou em falhas adjacentes de mesma orientação.

A possível ocorrência de inversão estrutural e de dois eventos cinemáticos, na cronologia proposta, é compatível com a evolução estrutural nas falésias entre Ponta Grossa e Icapuí, conforme analisado no Capítulo 5. Numa escala regional, esses eventos podem ser enquadrados no contexto tectônico da Margem Equatorial e do interior continental adjacente, em correlação com os dados na literatura (Azevedo 1991, Matos 2000, Jardim de Sá 2001; ver modelo adiante). O regime transpressivo, inferido a partir das estruturas mapeadas no nível inferior das seções sísmicas de Ponta Grossa, deve ter iniciado no Cretáceo superior, possivelmente no Albiano (Figura 6.11).

Infelizmente, o registro sísmico é deficiente ou ausente ao nível das formações Jandaíra e Barreiras, sendo que algumas das falhas interpretadas (mas não necessariamente o rejeito inverso) alcançam os calcários. Tal fato introduz uma incerteza na correlação entre essas estruturas “profundas” com aquelas mapeadas ao longo das falésias, como é o caso das estruturas contracionais em Vila Nova. Se estas últimas também se relacionam ao regime transpressivo, como é possível ou mesmo provável (ver Capítulo V/ítem 5.8 e adiante), o limite superior de tempo, para este regime, seria o Mioceno.

No tocante ao segundo evento observado nas seções sísmicas, associado a um componente normal no rejeito das falhas, sua idade máxima poderia se situar no topo do Cretáceo. Todavia, a hipótese mais simples seria correlacioná-lo com a deformação distensional caracterizada na Formação Barreiras em superfície – no máximo, Mioceno ao Plioceno. Este tópico será retomado adiante.

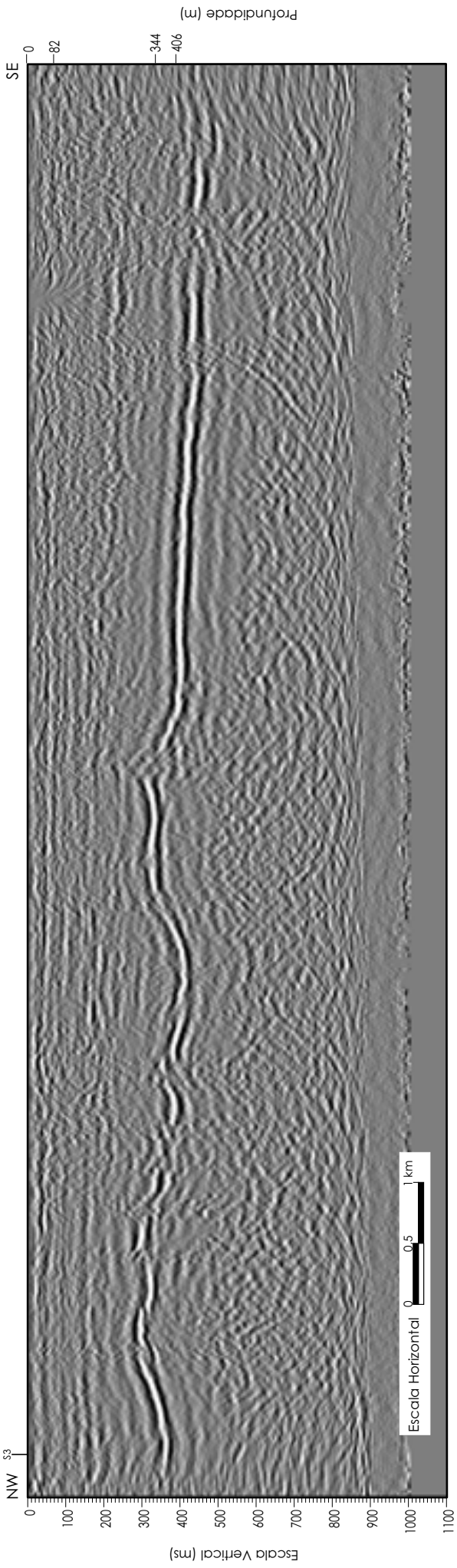
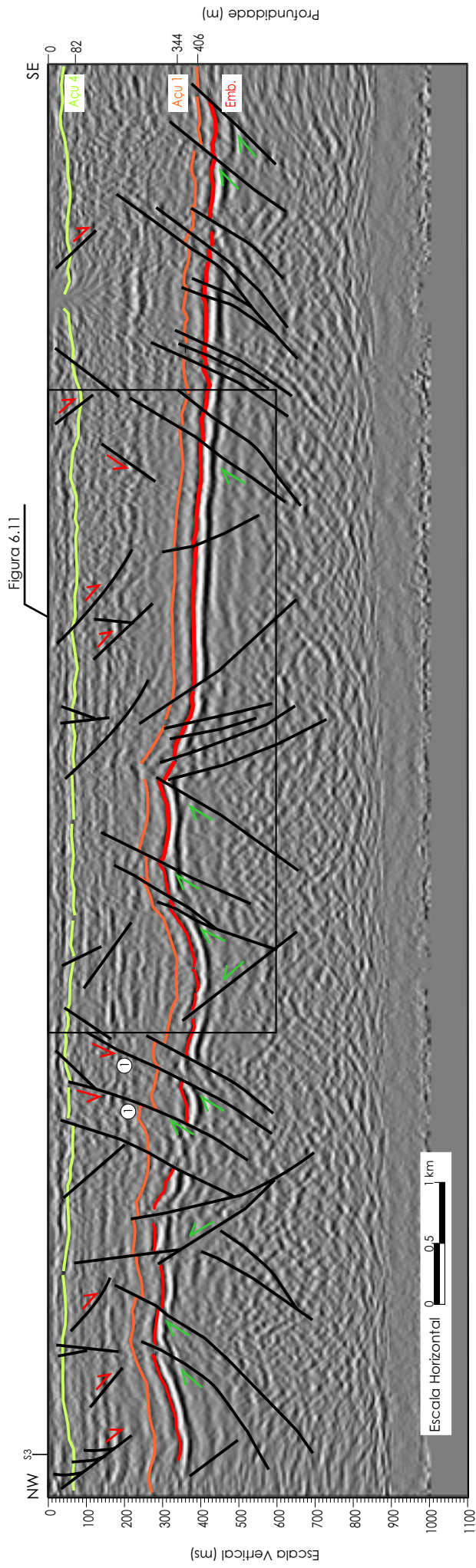


Figura 6.5 - Seção sísmica S1, mostrando o contato entre o embasamento cristalino e a seção cretácea (formações Açu e Jandaíra), bem como os paleo-altos do embasamento cristalino afetados por falhas interpretadas com movimento inverso. Escala vertical em milissegundos (tempo duplo de transição).

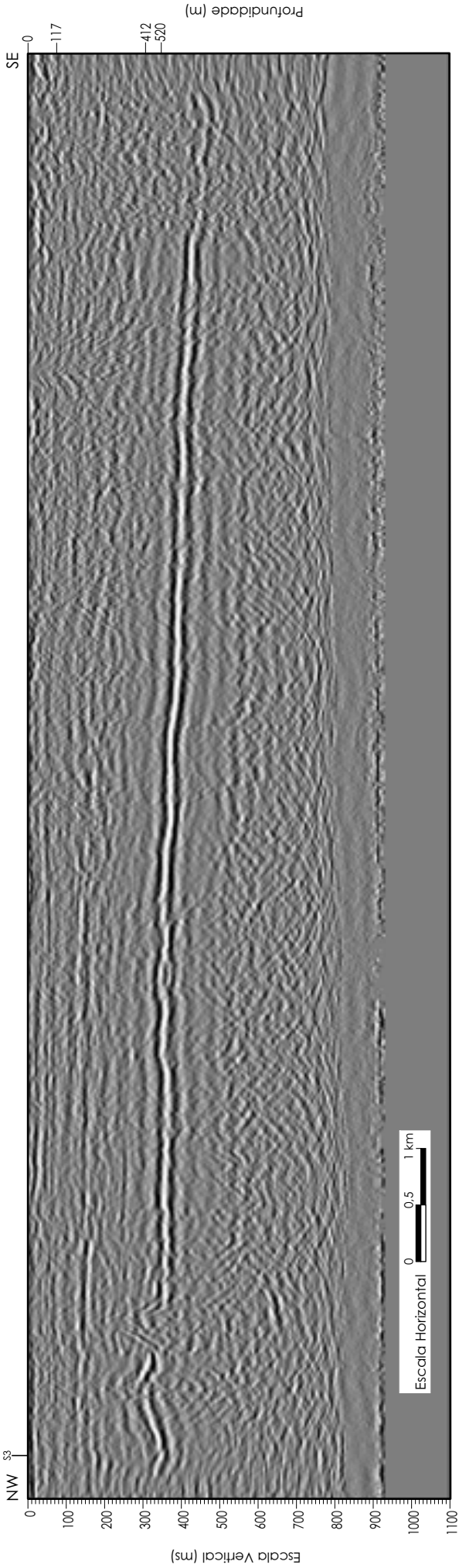
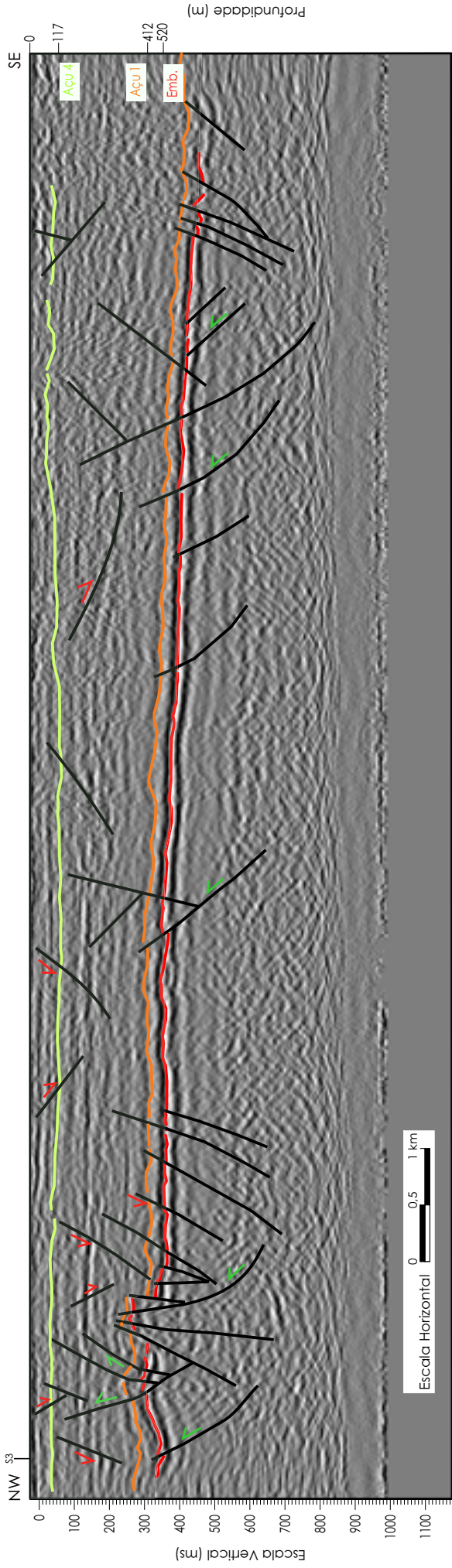


Figura 6.6 - Seção sísmica S2, com direção NW-SE, mostrando o contato entre o embasamento cristalino e a seção cretácea (formações Açu e Jandaíra), bem como falhas com componente normal. Escala vertical em milissegundos (tempo duplo de trânsito).

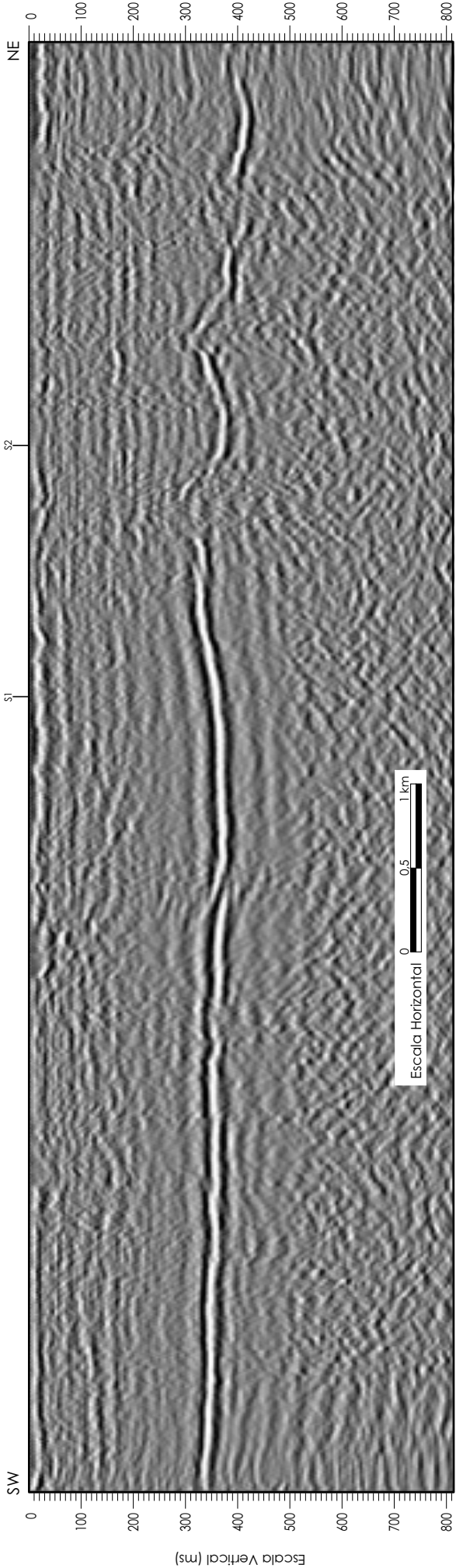
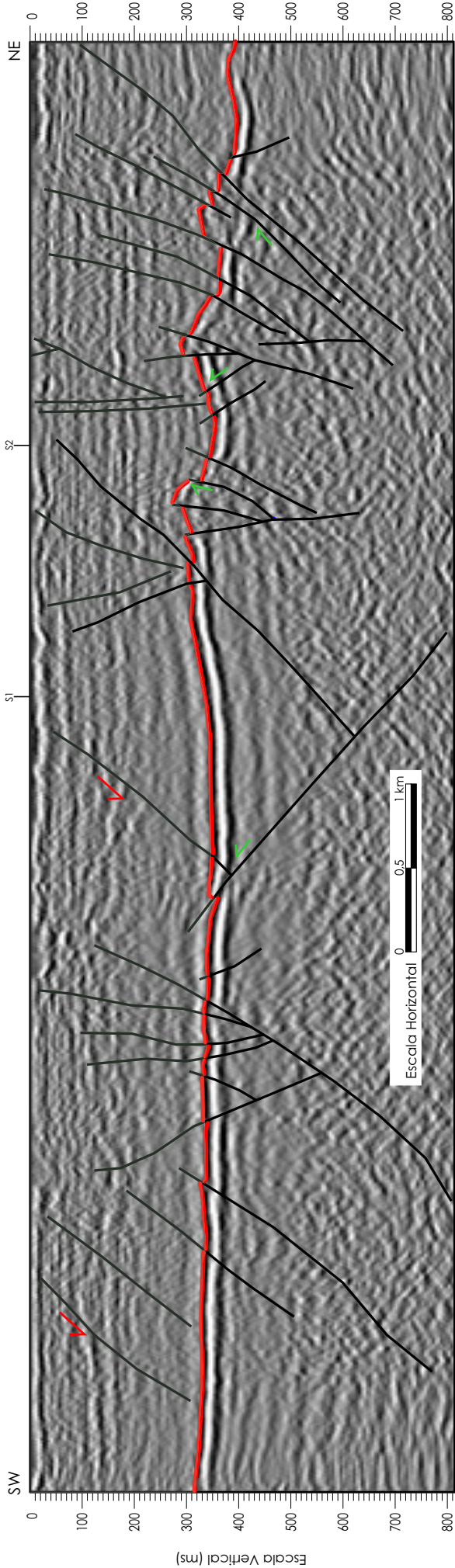


Figura 6.7 - Seção sísmica S3, mostrando o contato entre o embasamento cristalino e a seção cretácea (formações Açu e Jandaíra), bem como os paleo-altos do embasamento cristalino evidenciando estrutura em flor positiva com falhas inversas com movimento inverso. Escala vertical em milissegundos (tempo duplo de trânsito).

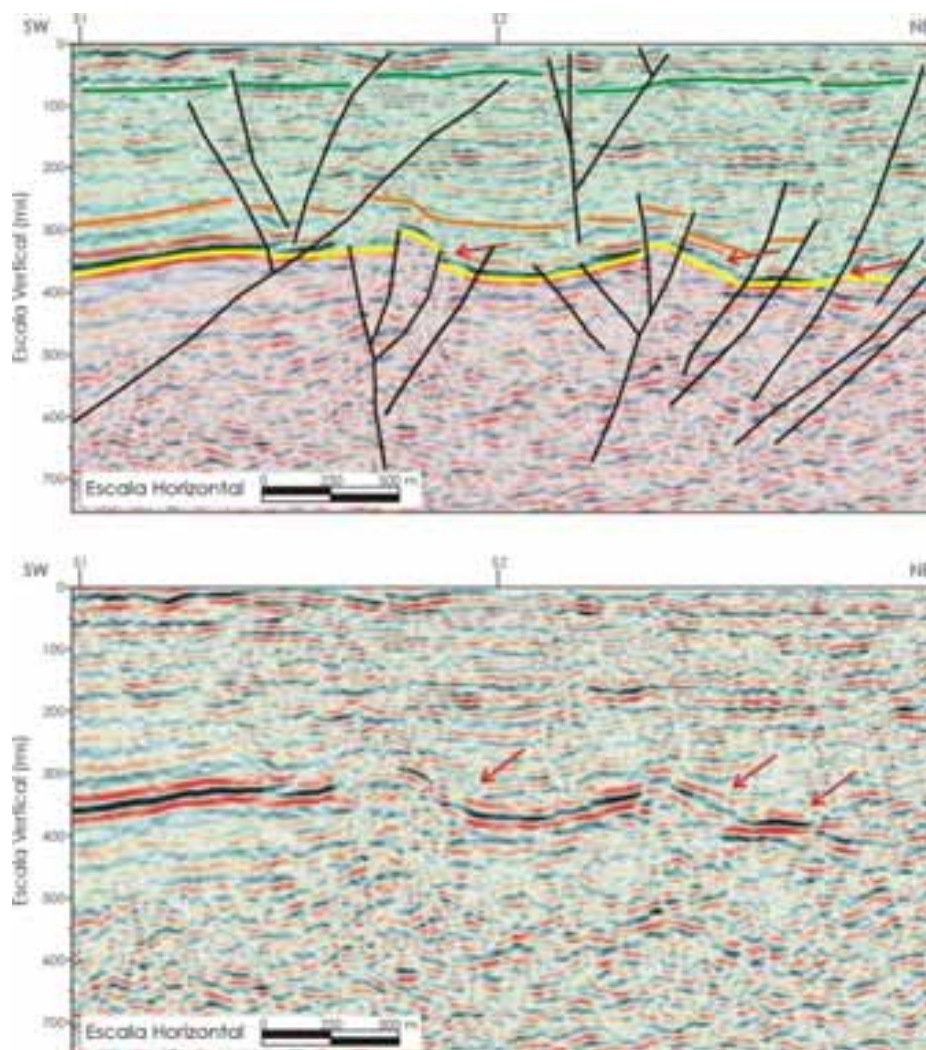


Figura 6.8 – Detalhe da seção sísmica S3 ilustrando a interpretação da estrutura em flor positiva e possíveis falhas transcorrentes apresentando componente inverso. As setas vermelhas indicam as terminações em onlap dos refletores da base da Formação Açu, sobre o embasamento.

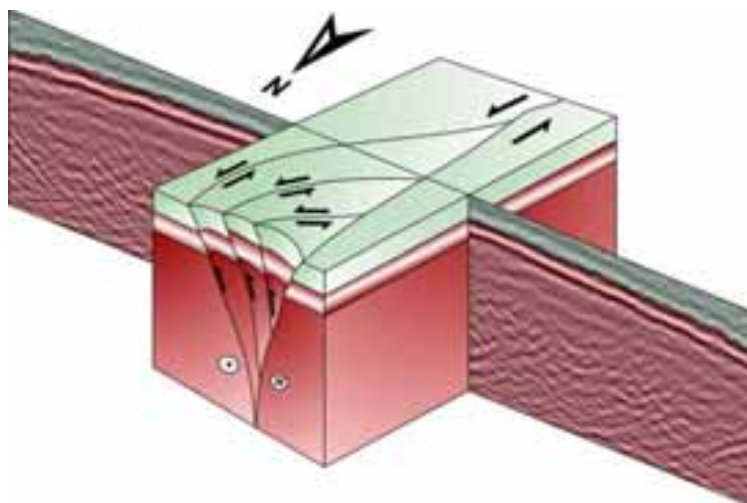


Figura 6.9 – Bloco diagrama esquemático ilustrando uma estrutura em flor positiva, gerando componentes inversos associados com a movimentação transcorrente. O componente de rejeito direcional aumenta com a profundidade.

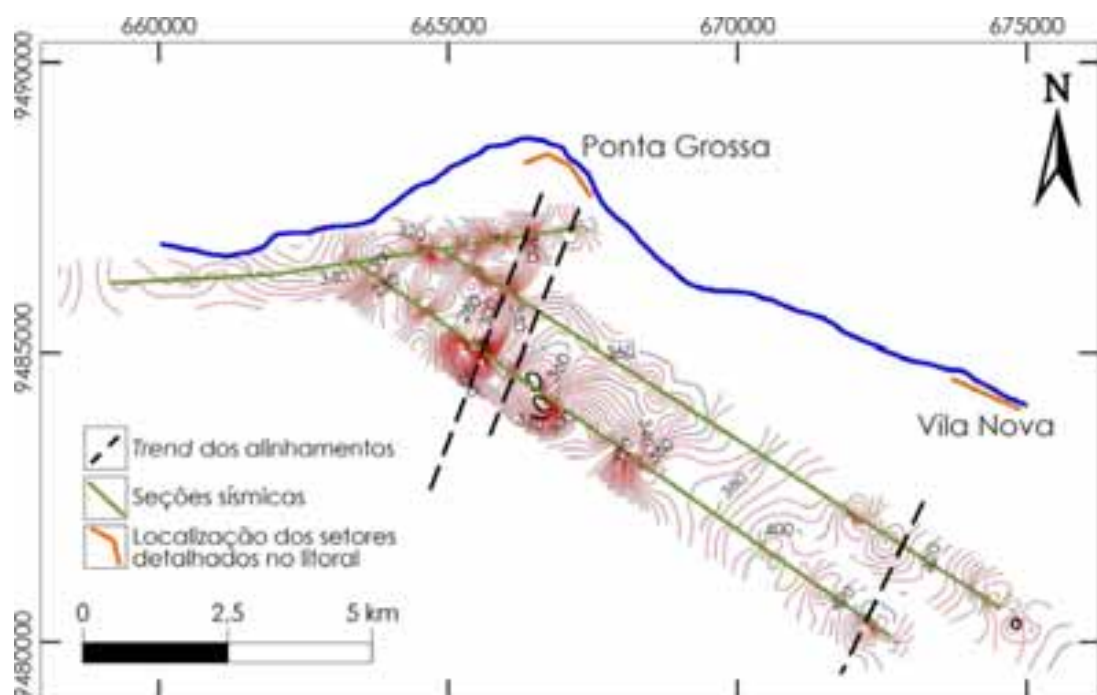


Figura 6.10 – Mapa de contorno do topo do embasamento cristalino. Mesmo com o número muito restrito de seções, o alinhamento dos paleo-altos acompanha a direção NE. As linhas estão em tempo (milissegundos), com intervalo entre as isolinhas de 20 milissegundos. Ao longo da linha de costa estão plotados os trechos detalhados ao longo das falésias nas localidades de Ponta Grossa e Vila Nova.

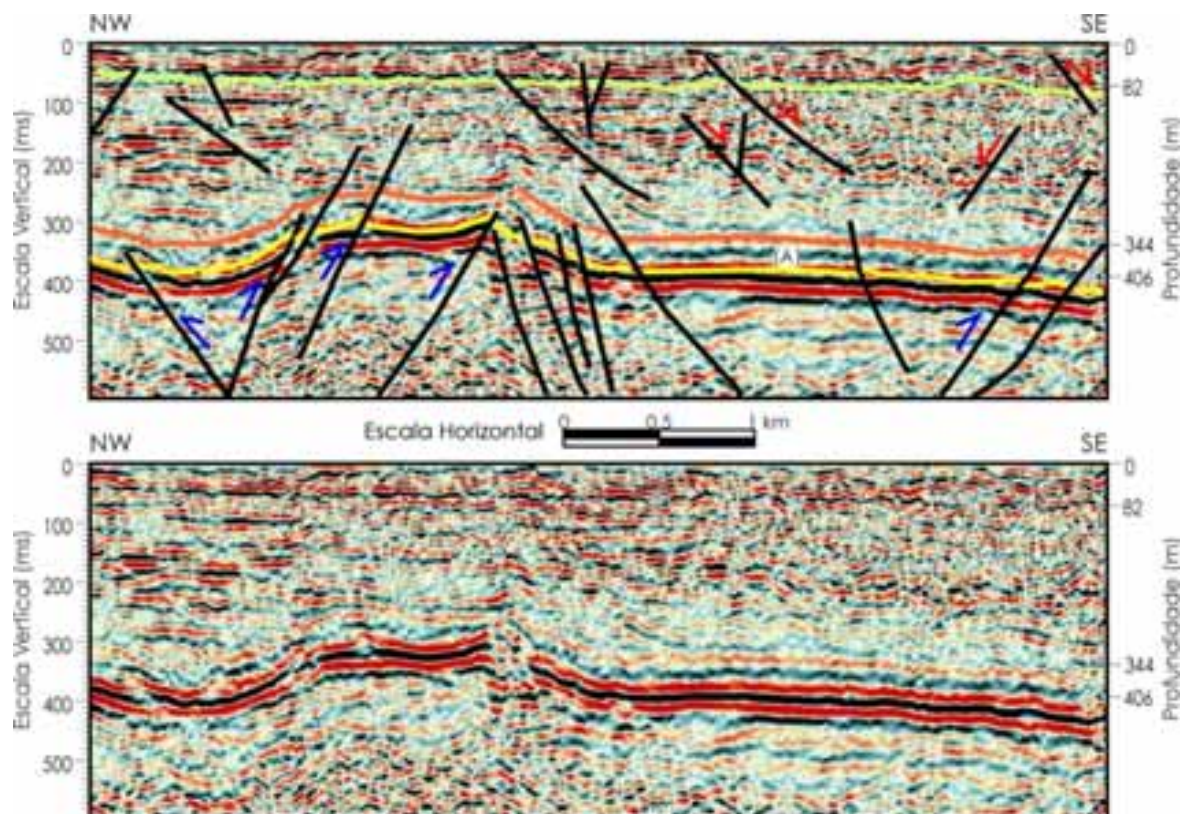


Figura 6.11 – Detalhe da seção sísmica S1 ilustrando um nível interno (A) na base da Formação Açú 1, afetado por falhas.

6.4 – Dados Magnéticos

Dados aeromagnéticos, obtidos a partir do mapa de intensidade magnética total na escala de 1:500.000, (PETROBRAS/DEPEX-SEMEPO, 1987), permitem caracterizar os *trends* NE do embasamento, correlatos às zonas de cisalhamento brasileiras, a exemplo do *trend* NE que passa exatamente através de Ponta Grossa e se prolonga para SW na Fazenda Belém. O realce desses *trends* no mapa magnético (os *lineamentos dúcteis*) é possibilitado pela espessura relativamente reduzida da seção sedimentar (≤ 500 m) nesta área. Por outro lado, observa-se que, no domínio da plataforma rasa e a NW de Ponta Grossa, as anomalias adquirem um *trend* distinto, E-W a ENE. Esta feição pode significar uma deflexão no *fabric* do embasamento ou, alternativamente, a ocorrência de falhamentos E-W mais jovens (cretáceo-cenozóicos), truncando os *trends* pré-cambrianos, como ocorre no continente (Figura 5.2).

Também se observa uma forte anomalia magnética, denotada pela concentração de isogamas, principalmente no setor submerso em frente às falésias de Ponta Grossa e adjacências a oeste, entre a referida localidade e a foz do Rio Jaguaribe (Figura 6.12). Em detalhe, esta anomalia se compõe com as zonas de *trend* E-W/ENE, e deve estar relacionada a enxames de corpos ígneos, possivelmente correlatos ao Vulcanismo Macau/Messejana.

Esta forte anomalia magnética (e os *trends* lineares destacados; Figura 6.12) localiza-se no setor ocidental dos lineamentos de direção NE (também interpretados a partir das seções sísmicas), também caracterizado pelas estruturas distensionais mapeadas entre Ponta Grossa e Icapuí. Esta localização sugere que o alojamento do material magmático, durante o Neógeno, estaria estruturalmente controlado por um sítio de transtação do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém, então ativo com movimento transcorrente sinistral, ou pela conexão do mesmo com falhas E-W (ver figura 5.62, item 5.8). Esta feição de controle permite inferir o enraizamento profundo dessas estruturas, que teriam servido como condutos de magmas mantélicos; esta feição também aponta para um alto fluxo de calor na região, com conseqüências sobre a idade de geração/maturação do óleo (ver adiante).

6.5 – Modelo Estrutural e Evolução Tectônica na Borda Ocidental da Bacia Potiguar

A partir das considerações obtidas com os dados geofísicos (GPR, sísmica e mapa magnético), será discutido um modelo de evolução tectono-estrutural que integre as informações de superfície, observadas na Formação Barreiras, com aquelas identificadas ou inferidas em maior profundidade, afetando as formações Açu e Jandaíra neste setor ocidental da Bacia Potiguar.

Mais uma vez, deve ser ressaltada a presença de estruturas distensionais complexas e a deformação de grande magnitude ao longo da costa, afetando a Formação Barreiras. A extensão desta estruturação em profundidade (cf. GPR e sísmica) e para o interior do continente (dados magnéticos, de sensores remotos e de terreno), afetando diferentes

unidades litoestratigráficas, somada a variações no seu estilo, orientação e cinemática, denota a existência (ou mesmo a coexistência) de diferentes sistemas de tensões atuando no decorrer do tempo geológico, desde o Pré-Cambriano até o Recente. Também deve ser destacado o papel do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém na evolução tectônica deste setor da Bacia Potiguar.

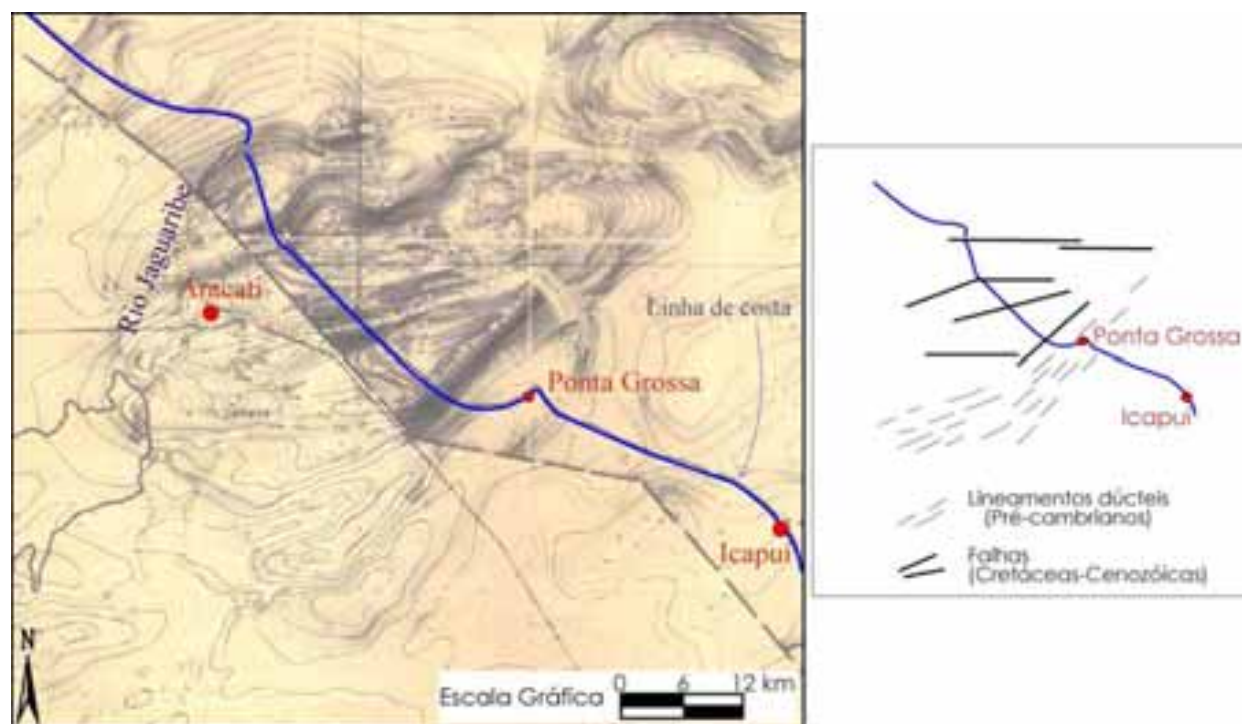


Figura 6.12 – Mapa de intensidade magnética total ilustrando a concentração de isogamas nas proximidades de Ponta Grossa, possivelmente relacionadas a um centro do Vulcanismo Macau/Messejana. Notar os trends NE a E-W, com uma interpretação simplificada no inset. Este mapa foi transportado para figura 5.62. Explicações no texto.

A interpretação das seções sísmicas sugere a ocorrência de paleo-altos do embasamento cristalino, com direção NE, que estariam originalmente associados a cristas de milonitos e granitóides ao longo de uma zona de cisalhamento brasileira (Figura 6.13a). Regionalmente, as transcorrências brasileiras com *trend* NE funcionaram em regime dextral (ou transpressivo dextral) durante aquele evento; com a exumação do terreno subsequente à orogênese, reativações em temperaturas mais baixas (inclusive frágeis) mantiveram a mesma cinemática (Jardim de Sá 1984, 1994, Vauchez *et al.* 1995). A idade dessas reativações tardi-brasilianas pode ter se estendido até o Devoniano (conforme inferido no exemplo do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba, deformado ao longo do Lineamento Sobral-Pedro II; Destro *et al.* 1994, Galvão & Alves da Silva 2001, Galvão 2002).

Durante o Cretáceo, o rifteamento no interior e margem continental do Nordeste obedeceu a uma evolução complexa, polifásica (Matos 1999, 2000). Para a região em

questão, o estágio *sin-rifte II* incluiu a deposição da Formação Pendência no *graben* Potiguar, durante o Neocomiano. Este evento deve ter reativado falhas ao longo do LPGFB, com cinemática normal/distensional; por simplificação e pela falta de registro direto e marcadores na área, este estágio evolutivo não foi representado na Figura 6.13.

A partir do Barremiano superior ao Aptiano, a abertura da Margem Equatorial Atlântica, em regime transcorrente/transformante dextral (Zalan *et al.* 1985, Azevedo 1991, Castro 1992, Matos 2000), gerou falhas principais com direção E-W ou NW e foi acompanhada pela deposição das formações Pescada e Alagamar no setor *offshore* da bacia (estágio *sin-rifte III* e *transicional* da Bacia Potiguar). As formações Açu e Jandaíra foram depositadas na etapa subsequente de subsidência termal (estágio *drifte*), entre o Albiano e o Santoniano. A deposição da Formação Açu foi então controlada pelos altos topográficos (cristas) já desenvolvidos no embasamento (Figura 6.13b,c).

Nesse intervalo de tempo (Barremiano superior ao Albiano, e provavelmente até o final do Cretáceo), o rifteamento oblíquo e a deformação subsequente neste setor da Margem Equatorial (bacias Potiguar e do Ceará) passou a ser condicionada por contração NW e distensão NE (Figuras 6.13c e 5.62a). Falhas E-W deformaram a plataforma (a exemplo do *graben pull-apart* de Jacaúna, a SE de Fortaleza; Matos 1999) e adentraram no continente (Azevedo 1991, Castro 1992, Matos 2000, Costa *et al.* 2002); estruturas equivalentes são indicadas pelos dados magnéticos na região de Ponta Grossa (Figuras 6.12 e 5.62b). Na Sub-bacia do Piauí, dobras escalonadas com *trend* NE constituem um outro exemplo da assinatura desse regime cinemático (Zalán *et al.* 1985, Azevedo 1991, Castro 1992). Falhas normais ou oblíquas de *trend* NW foram impressas na (ou principalmente na) Formação Açu, sendo reconhecidas na borda sul da Bacia Potiguar (Jardim de Sá 2001) ou em afloramentos de rochas cristalinas na faixa circum-litorânea do Ceará (Costa *et al.* 2001). Este regime cinemático deve ter reativado estruturas pré-existentes, como o LPGFB, com cinemática contracional/transpressional sinistral (estruturas de alto ângulo, antitéticas em relação ao movimento E-W dextral na margem). Nesse contexto, a reativação poderia desenvolver as estruturas em flor positiva, sinistrais (Figura 6.13c; Figura 5.62a). Embora este regime cinemático tenha sido implantado a partir do Barremiano superior (Matos 2000), as estruturas impressas na Formação Açu e no embasamento cristalino subjacente devem ter sido desenvolvidas no Albiano (antes da transgressão marinha que depositou a Formação Jandaíra), possivelmente continuando durante o Cretáceo superior até o Paleógeno (Figura 6.13c). Ao longo, ou pelo menos em setores do LPGFB, a deformação transpressiva soergueu o topo da Formação Jandaíra, facilitando a sua subsequente exumação tectônica-erosional (afloramentos dos carbonatos na base das falésias).

Na Margem Equatorial, ou em setores da mesma, o regime transcorrente E-W (e estruturas associadas), simplificadaamente designado de “Regime Equatorial”, continuou a operar durante o Neógeno. As dobras com *trend* NE na fácies inferior da Formação Barreiras, e estruturas em flor positiva, descritas na seção de Vila Nova (o evento D_{2c}; item 5.4.3), podem ter

sido desenvolvidas na mesma cinemática transpressional sinistral das zonas de falha NE (Figura 5.62a,c) ou, alternativamente, na terminação transpressional de uma zona de falha E-W dextral (Figura 5.62d,f). Dobras com *trend* NE, afetando conglomerados e arenitos da Formação Faceira, na região de Camocim (CE), constituem estruturas equivalentes (Saadi & Torquato 1992, Costa *et al.* 2002). O intenso fraturamento nos quartzitos de Jericoacoara, com destaque para as juntas de distensão NW/WNW preenchidas por veios de calcedônia, provavelmente foi reativado ou em parte desenvolvido nessa época (Costa *et al.* 2001, 2002). Em Ponta Grossa, falhas distensionais ou oblíquas dextrais, com direção E-W/WNW, bascularam as camadas e localmente exumaram ($\pm$ participação do evento subsequente; Figura 5.12) os calcários da Formação Jandaíra.

Localmente, nas falésias de Ponta Grossa, as estruturas distensionais N-S são superpostas por falhas normais ou oblíquas (com componente dextral) E-W a WNW. Em outros setores do litoral, os registros sísmicos e neotectônicos confirmam a presença de falhas E-W com cinemática dextral (ou seja, compressão NW). Essas estruturas em parte refletem a continuidade desse regime cinemático na margem continental, durante o Quaternário, interferindo com o regime de compressão E-W que caracteriza o interior continental do Nordeste (Caldas *et al.* 1997, Ferreira *et al.* 1998, Assumpção 1998, Lima *et al.* 1997, Lima 1999, Lima Neto 1998, Dantas 1998, Dantas *et al.* 1999, Costa *et al.* 2002).

A ocorrência de movimentos transcorrentes neocretáceos a cenozóicos, em zonas com direção E-W ao longo do litoral, indica que as terminações continentais das zonas transformantes oceânicas podem ser mais “ativas” do que previamente suposto (deformação ativa restrita ao setor inter-cadeia), e não apenas reativadas como falhas normais, em resposta ao peso da coluna de sedimentos (Costa & Kowsmann 1981). Um mecanismo hipotético para explicar essa atividade seria a expansão com taxas diferenciais, ao longo de diferentes segmentos da Cadeia Meso-Atlântica (Dantas 1998, Jardim de Sá *et al.* 1999, Jardim de Sá 2001).

Durante o Neógeno (Mioceno-Plioceno) e o início do Pleistoceno, é constatada a impressão de um outro regime tectônico, conduzindo a um contexto complexo, polifásico e de interferência. Na presente área, os marcadores por excelência deste regime de deformação são as rochas siliciclásticas da Formação Barreiras, notadamente nas localidades de Ponta Grossa, Redonda e Vila Nova. A deformação distensional entre Ponta Grossa e Vila Nova, caracterizada por falhas normais com direção média N-S/NNE (eixo σ_3 E-W/WNW), não é compatível (comparar direções nos modelos da figura 5.62a,c) com a deformação transpressional ao longo do LPGFB, que desenvolve(ria) falhas normais de *trend* NW ou ENE, respectivamente em cinemática sinistral ou dextral. Este estilo deformacional foi associado a um regime de transtração sinistral ao longo do LPGFB, e estaria especialmente desenvolvido em um sítio (terminação, *jog*) de transtração nessa zona de falha, mais especificamente no setor designado de norte-ocidental (Figuras 5.61, 5.62c; ver item 5.8). Este regime deformacional pode ser então designado de “Regime Neógeno”.

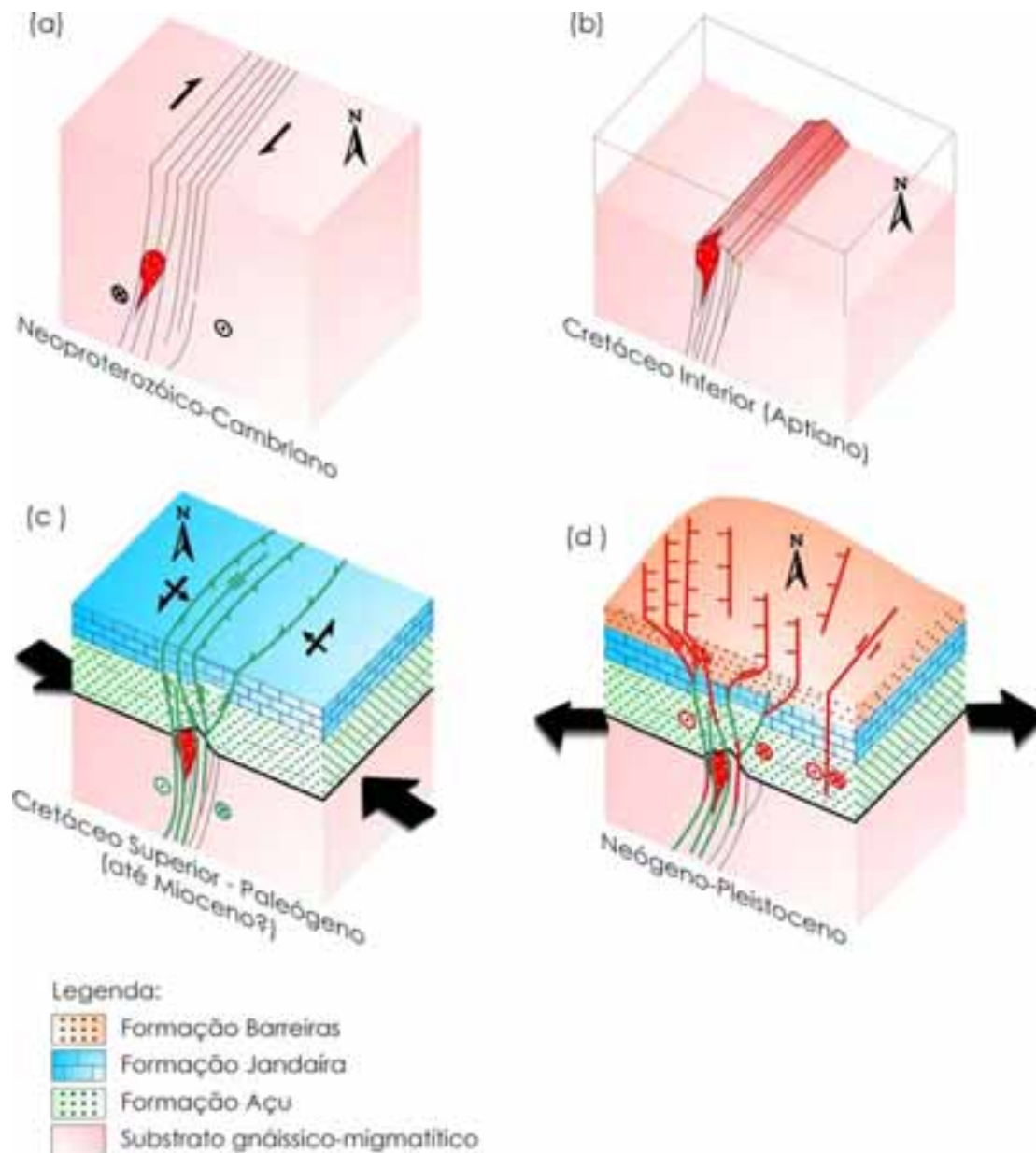


Figura 6.13 – Modelo de evolução tectônica ilustrando a variação do campo de tensões, as estruturas observadas em superfície e sua correlação com as estruturas em maior profundidade.

Nas falésias de Vila Nova, constata-se uma inversão estrutural negativa, na qual as dobras de *trend* NE na fácies inferior da Formação Barreiras (cujo *fabric* linear associado, de alto *rake*, reflete o predomínio do componente de cisalhamento puro, característico de transpressão; ver item 5.5.3), são sucedidas por estruturas tipo *graben* ou *pull-apart* que aprisionam e/ou são preenchidas pela fácies superior desta unidade. A relação cronológica exata entre as estruturas nos setores de Ponta Grossa e Vila Nova não é conhecida. A magnitude da deformação em Ponta Grossa, estimada semi-quantitativamente ou pela geometria das estruturas (falhas lítricas e de baixo ângulo, forte basculamento das camadas),

aparenta ser maior do que aquela registrada em Vila Nova (falhas de alto ângulo), que todavia também acomoda o *strain* através do componente de rejeito direcional. A interpretação mais simples é considerar as estruturas distensionais/transstrativas N-S/NE aproximadamente correlatas (penecontemporâneas) nos dois setores (Figura 6.13d), sendo precedidas ou sucedidas (ou seja, interferindo com) pelo “Regime Equatorial”, que operou continuamente no tempo.

As estruturas contracionais/transpressivas impressas na Formação Barreiras (como as de Vila Nova) representariam, deste modo, um intervalo deformacional mais antigo (sendo acompanhadas pelas falhas distensionais ou oblíquas ortogonais, que basculam camadas em Ponta Grossa), em relação ao regime de distensão/transstrativo. Esta cronologia é coerente com as feições interpretadas nas seções sísmicas. Nestas, os componentes de rejeito inverso estão concentrados nos marcadores mais antigos – os níveis inferiores da seção neocretácea e o embasamento cristalino; em contraposição, os movimentos normais (ou componentes normais de falhas oblíquas) são dominantes em níveis mais rasos.

De todo modo, e em especial pela sua magnitude expressiva, é necessário que a deformação com eixo de distensão máxima E-W a WNW, impressa na Formação Barreiras, seja transferida para a seção neocretácea e o embasamento (Figura 6.14a). As estruturas que poderiam acomodar esta cinemática hipoteticamente incluem (Figura 6.14b):

a) Falhas normais ou com componentes normais, com orientação similar (N-S a NNE), de menor porte e em geral com rejeito subsísmico, nucleadas principalmente na Formação Jandaíra, ou reativações normais de falhas pré-existent (falhas oblíquas associadas às estruturas de flor positiva) nesta última e, em especial, na Formação Açu; possíveis exemplos dessas estruturas (de maior porte) foram mapeadas nas seções sísmicas.

Por outro lado, o desenvolvimento de zonas de descolamento (*detachments*) em direção à base da Formação Barreiras pode implicar em que o estilo estrutural mais raso seja substituído por outras feições em profundidade:

b) Nas rochas carbonáticas da Formação Jandaíra, passíveis de dissolução em condições PT rasas, a distensão E-W também poderia ser acomodada por enxames de fraturas distensionais N-S subverticais, juntas estilólíticas subhorizontais, brechação e *boudinage* das camadas; esses estilos são em parte hipotéticos, e carecem de um exame de testemunhos de sondagens na área, para comprovação; todavia, os mesmos são reconhecidos em afloramentos estruturalmente equivalentes, em outros setores da Bacia Potiguar (ao longo do Lineamento de Afonso Bezerra, p.ex.; ver figura 6.15);

c) Alternativamente, as estruturas com componente normal predominante passariam a falhas oblíquas e transcorrentes em profundidade, reativando as estruturas em flor do regime transpressivo neocretáceo, ou nucleando estruturas similares, tipo flor negativa; zonas de descolamento, penetrando na Formação Jandaíra, auxiliariam a transferir o movimento distensional para os setores transcorrentes ou de cinemática oblíqua, em profundidade (Figura 5.63).

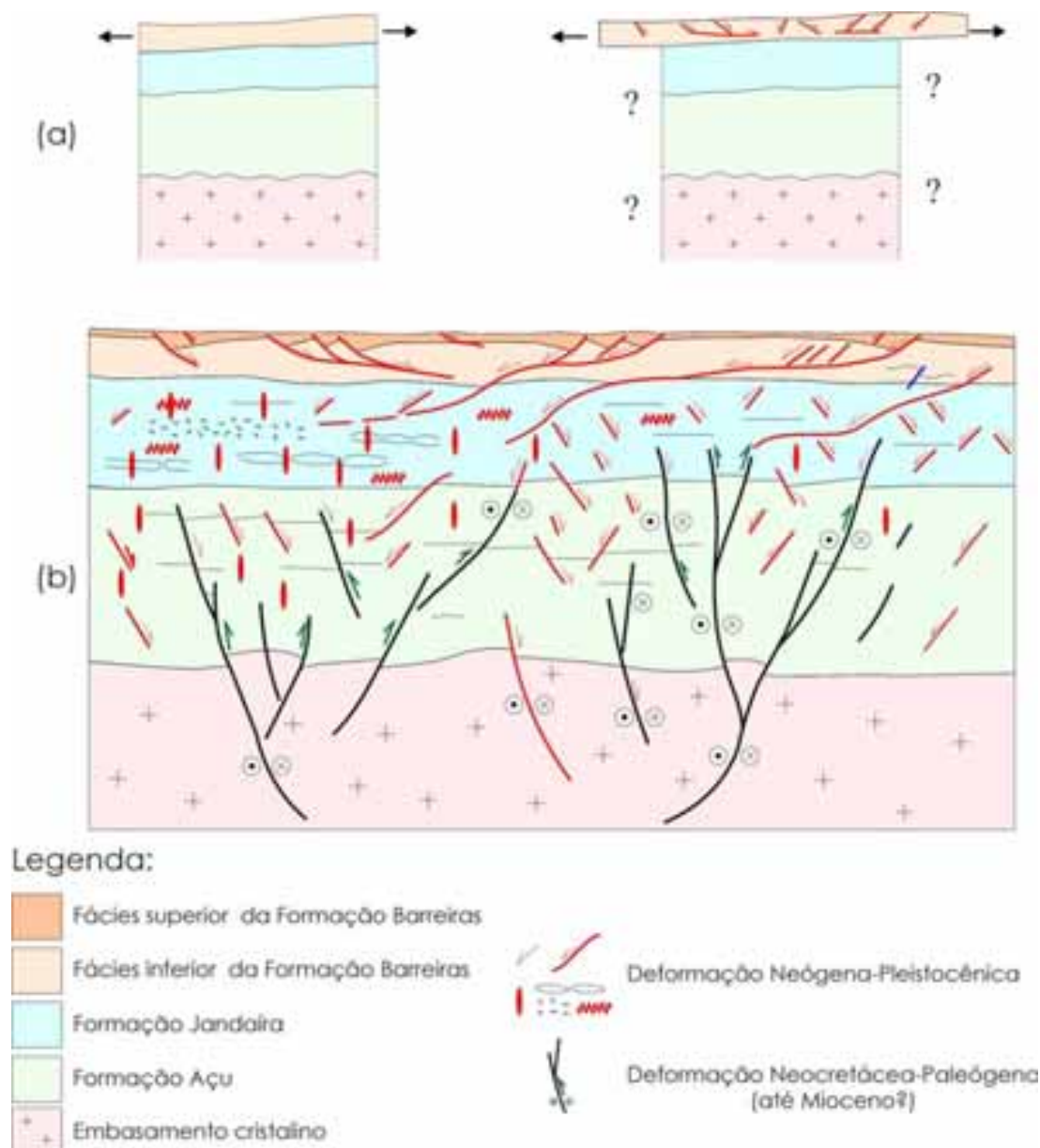


Figura 6.14 – Distribuição hipotética de estilos deformacionais em profundidade, ao longo do LPGFB. (a) a deformação distensional em superfície, caracterizada na Formação Barreiras, deve ser necessariamente acomodada em profundidade, de modo a evitar problemas de espaço (identificados por ? na figura). (b) modelos de distribuição da deformação em profundidade. A deformação transpressional (Neocretácea-Paleógena) está impressa nas formações Açú e Jandaíra (localmente na Formação Barreiras inferior). A deformação Neógena-Pleistocênica pode se distribuir do topo para a base da seção, na forma de: (i) falhas normais ou oblíquas na Formação Barreiras; (ii) falhas normais neoformadas, enxames de falhas subsísmicas, juntas de distensão, boudinage e brechação na Formação Jandaíra; (iii) falhas reativadas ou neoformadas, em parte subsísmicas, transcorrentes ou oblíquas, na Formação Açú e no embasamento. Explicações no texto.

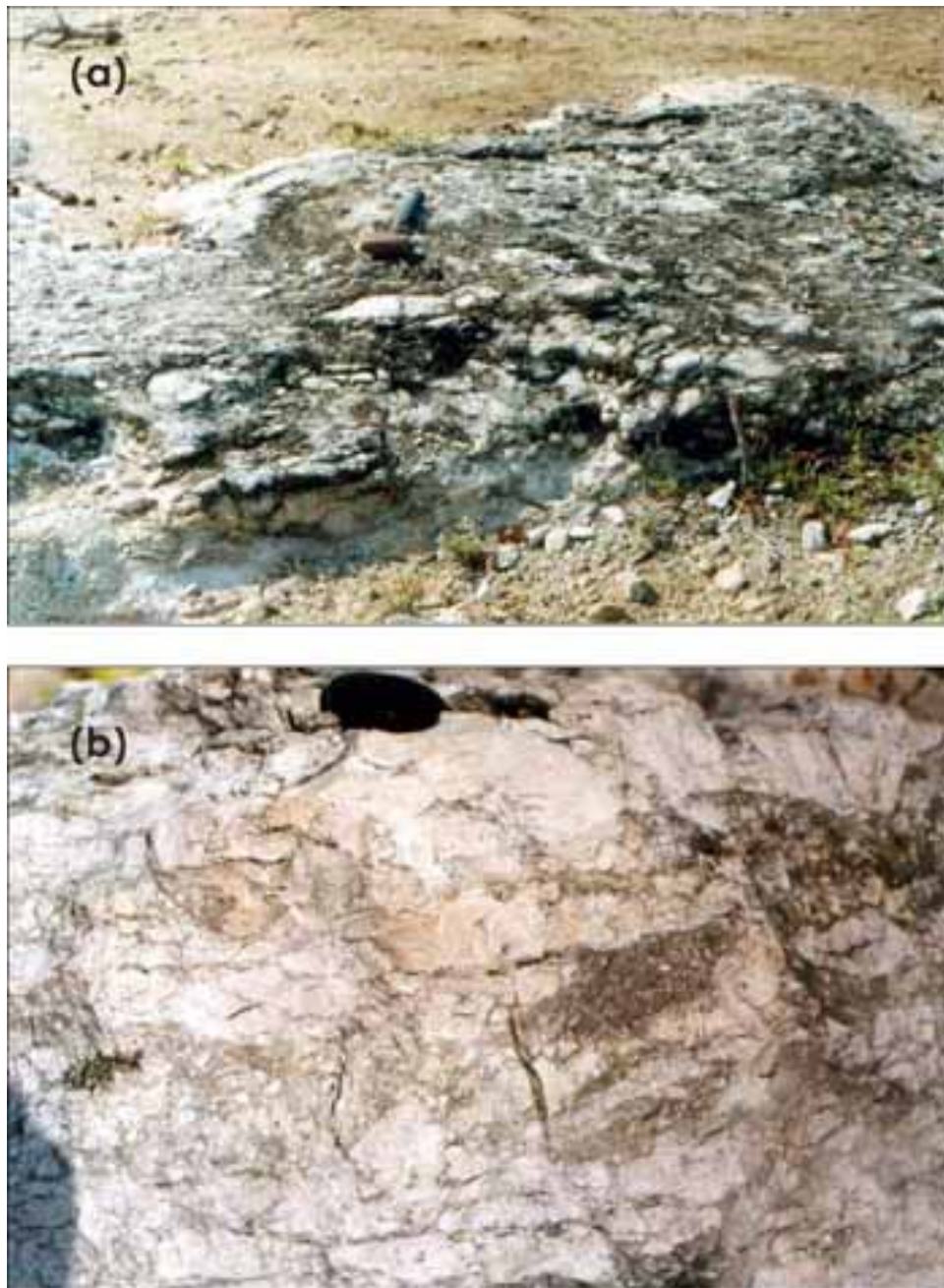


Figura 6.15 – Brecha tectônica desenvolvida no calcário da Formação Jandaíra, na zona de falha do Rio Amargoso, a SE de Macau (a). Notar clastos assimétricos (formas sigmoidais ou “em chifre”) e imbricados, em resposta ao movimento oblíquo (normal-dextral) do Sistema de Falhas de Afonso Bezerra neste setor. (b) Veios, brechação e juntas estilolíticas subhorizontais, no calcário da Formação Jandaíra deformado ao longo da Falha do Rio Amargoso, SE de Macau (Almeida & Jardim de Sá 2001).

Com base nas considerações sobre a quantificação da deformação distensional em Ponta Grossa (item 5.8), é possível efetuar novos exercícios, para “balancear” a distensão WNW/E-W (acomodada por falhas normais no nível mais raso – Formação Barreiras) por meio de movimentos transcorrentes em profundidade, conforme os modelos da figura 5.63 (ver

também figura 6.14). Assumindo um modelo simplificado de cisalhamento simples e uma abertura *pull-apart* (Figura 6.16), para acomodar uma distensão média de 50% distribuída em 6 km superficiais no setor de Ponta Grossa transversal ao Lineamento (Ponta Grossa a Peroba), seria necessário um rejeito de 4 km ao longo do LPGFB, no mesmo setor (que por sua vez poderia ser fracionado como rejeitos de $4/n$ km, ao longo de n segmentos de falhas). O rejeito estimado descreve a movimentação do LPGFB durante o Neógeno-Pleistoceno. Por um lado, esta seria uma estimativa de rejeito máximo, já que as transcorrências devem ter funcionado em regime transtrativo. Todavia, a cifra de 50% também pode ser considerada como uma estimativa conservadora para a distensão neste setor. A geometria adotada no cálculo e na figura 6.16 corresponde melhor àquela da figura 5.63a; Todavia, valores similares seriam obtidos assumindo a geometria (b) naquela figura.

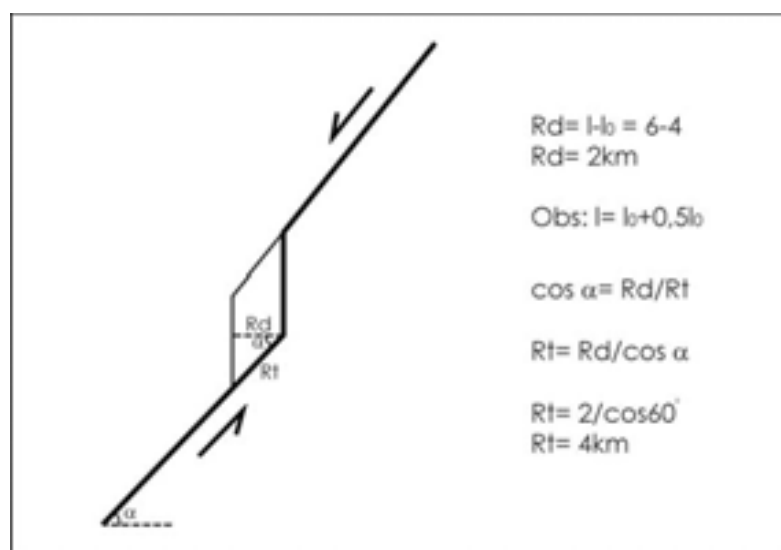


Figura 6.16 – Cálculo estimado do rejeito mínimo de transcorrência – R_t (Neoceno-zóico) no LPGFB, necessário para balancear a distensão nas falhas normais do setor oeste deste lineamento (R_d , em Ponta Grossa – Peroba). Ver explicação no texto.

Em outras regiões no litoral potiguar, o Vulcanismo Macau (e a Formação Tibau) também estão afetadas pelo evento transcorrente-distensional, tal como nos arredores de Macau, o que reforça a idade inferida para o mesmo em Ponta Grossa-Icapuí. O sistema de falhas de Afonso Bezerra, NW dextral, constitui a estrutura conjugada ao Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém (LPGFB). Além de setores com transcorrências de alto ângulo (Afonso Bezerra; Oliveira 1993), estruturas de dissolução, precipitação de fluidos, brechação, *boudinage* e descolamentos, observados ao longo da Falha de Afonso Bezerra (Dantas 1998, Dantas *et al.* 1999, Almeida & Jardim de Sá 2001; Figura 6.15), constituem modelos para visualizar a propagação da deformação nos carbonatos Jandaíra em subsuperfície, na região de Ponta Grossa (Figura 6.14). Em exposições na borda da bacia, a Formação Açu também se mostra afetada por este regime tectônico (Jardim de Sá 2001).

A deformação Neógena-Pleistocênica também é encontrada no embasamento cristalino, em geral na forma de falhas com brechação, cataclase e precipitação de sílica criptocristalina ou óxidos e hidróxidos de ferro, também observados na Formação Serra do Martins (arenitos terciários capeando os platôs interioranos). Uma situação peculiar e favorável

ao estudo de reativações de fraturas no cristalino é encontrada na região da Grota da Ferveira (Menezes 1999, Menezes & Jardim de Sá 1999), a sul da Bacia Potiguar, bem como nos quartzitos de Jericoacoara, na borda da Bacia do Ceará (Costa *et al.* 2001); em ambos os casos, precipitados minerais peculiares (opala, óxidos/hidróxidos de ferro, carbonatos; os dois primeiros também encontrados nos arenitos terciários da Formação Serra do Martins) permitem monitorar as reativações cenozóicas de fraturas tardi-brasilianas.

Este regime deformacional envolve distensão geral no plano horizontal, usualmente com maior magnitude na direção E-W (falhas normais ou transcorrentes são desenvolvidas com orientações distintas ou por condicionamentos variáveis resultantes de permuta nos eixos de tensões); em geral, a distensão principal E-W (σ_3) é mantida constante, enquanto que σ_1 e σ_2 alternam em função de efeitos de erosão ou deposição rápidas, ou da pressão de fluidos (Jardim de Sá *et al.* 1999, Jardim de Sá 2001, Jardim de Sá *et al.* 2003). Sem detrimento de outros modelos adequados, que venham a ser propostos, a coincidência aproximada de idades entre este evento tectônico e o Vulcanismo Macau permite associar esse sistema de distensão geral no plano horizontal à seção crustal superior de uma grande estrutura dômica, termalmente ativada, envolvendo estágios como: subida de uma pluma do manto; aquecimento da litosfera neste setor da Placa Sul-Americana, então se deslocando acima da pluma; soerguimento topográfico, formação de magmas basáltico-alcálicos e sua intrusão/extrusão aproveitando os sistemas de fraturas na crosta (Jardim de Sá *et al.* 1999, Jardim de Sá 2001). A figura 6.17 ilustra os grandes traços do “Regime Neógeno”.

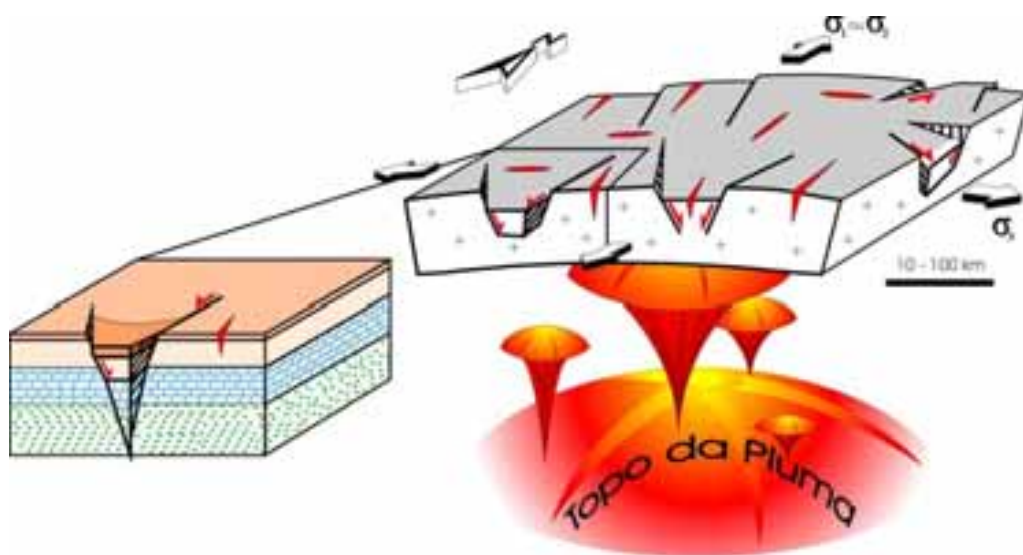


Figura 6.17 – Hipótese de trabalho atribuindo a distensão geral no plano horizontal, durante o Neógeno-Pleistoceno, à expansão do topo da litosfera (crosta superior-média) causada pela subida de uma pluma e domeamento térmico. Câmaras magmáticas na base da crosta alimentam o vulcanismo básico-alcálico dessa idade (Macau/Messejana). Em nível crustal raso, são (re)ativadas falhas normais, transcorrentes e oblíquas. Modificado a partir de Jardim de Sá *et al.* (2003, submetido).

6.6 – Implicações para a Exploração e a Exploração de Petróleo na Borda Ocidental da Bacia Potiguar

No Brasil, a Bacia Potiguar ocupa a liderança na produção de hidrocarbonetos em terra, e o segundo lugar na produção em mar, atrás apenas da Bacia de Campos (RJ). Essa produção é proveniente de rochas geradoras e reservatórios (predominantemente siliciclásticos) distribuídos nas seqüências deposicionais que constituem os três grandes estágios de desenvolvimento da bacia, denominados de rifte, transicional e drifte. Neste último, o óleo ocorre principalmente nos arenitos porosos e permeáveis da Formação Açu (Bertani *et al.* 1990).

De acordo com Bertani *et al.* (1990), o óleo acumulado na seqüência drifte pode estar condicionado principalmente a três tipos principais de trapas, denominadas de estruturais, combinadas (estruturais e estratigráficas) e paleogeomórficas. Em geral, as trapas na Formação Açu possuem um forte controle estrutural, estando localizadas principalmente ao longo de grandes falhas, a exemplo das falhas de Carnaubais e Areia Branca, com direção preferencial NE-SW (Figura 6.18).

Na área estudada, os campos da Fazenda Belém e de Icapuí (Figura 6.18) têm como reservatórios os arenitos e conglomerados da base da Formação Açu (unidade designada informalmente de Açu-1). O Campo da Fazenda Belém coincide com um importante lineamento de *trend* NE-SW, denominado nesta tese de Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém (LPGFB). Bertani *et al.* (1990) consideram este campo como um exemplo de trapa paleogeomórfica, onde as acumulações de óleo estariam condicionadas aos flancos dos paleo-altos do embasamento cristalino (Figura 6.19).

Correlações realizadas a partir de dados geoquímicos mostram que o óleo acumulado nos arenitos da Formação Açu foi gerado a partir da Formação Alagamar, situada na porção *offshore* da bacia (Santos Neto *et al.* 1990, Trindade *et al.* 1992, Souto Filho *et al.* 2000). Esta formação possui folhelhos pretos a cinza escuros, com intervalos ricos em matéria orgânica, depositados durante o estágio transicional de evolução da bacia. A entrada dessa unidade na janela de geração de óleo teve início no Oligoceno/Mioceno (a partir de 28 Ma; Trindade *et al.* 1992, Souto Filho *et al.* 2000).

Em reservatórios situados na porção *onshore* da bacia, como no presente caso, a presença do óleo gerado *offshore* implica em migração lateral numa faixa de algumas dezenas de quilômetros (Santos Neto *et al.* 1990, Trindade *et al.* 1992, Souto Filho *et al.* 2000). Deste modo, é necessário disponibilizar condutos (camadas, interfaces, estruturas) e trapas (estruturais, estratigráficas) para possibilitar a acumulação de óleo neste tipo de reservatório. O óleo na porção leste do Campo de Fazenda Belém tem viscosidade mais baixa; a oeste, os valores são bem mais elevados. É muito provável que o LPGFB desempenhe um papel de controle nessa compartimentação, ainda não adequadamente entendido. É reportada uma grande complexidade na distribuição das fácies/zonas da Formação Açu neste setor, em parte

creditada à influência dos paleo-altos topográficos, em parte ao próprio modelo deposicional (fluvial entrelaçado) da zona de interesse.

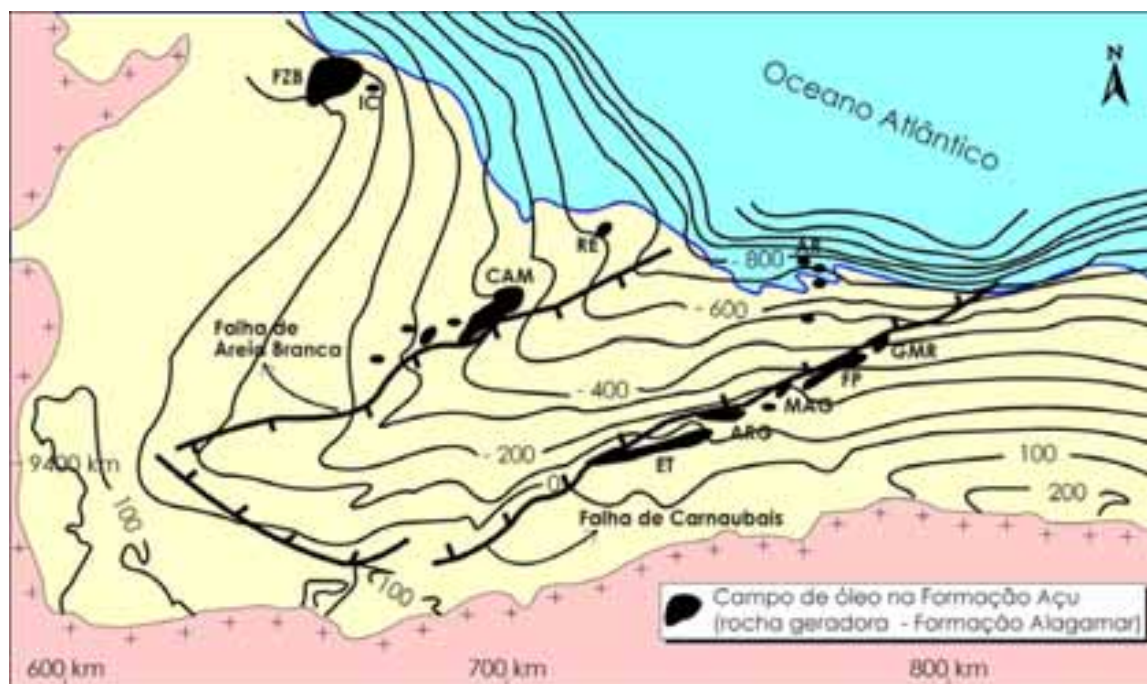


Figura 6.18 – Mapa do contorno estrutural do topo da Formação Açu com a distribuição dos campos de óleo na referida formação (porção onshore da Bacia Potiguar). Modificado de Bertani et al. (1990) e Vasconcelos et al. (1990).

Campos: FZB – Fazenda Belém, IC – Icapuí, RE – Redonda, CAM – Canto do Amaro, AR – Aratum, GMR – Guamaré, FP – Fazenda Pocinho, MAG – Monte Alegre, ARG – Alto do Rodrigues e ET – Estreito.

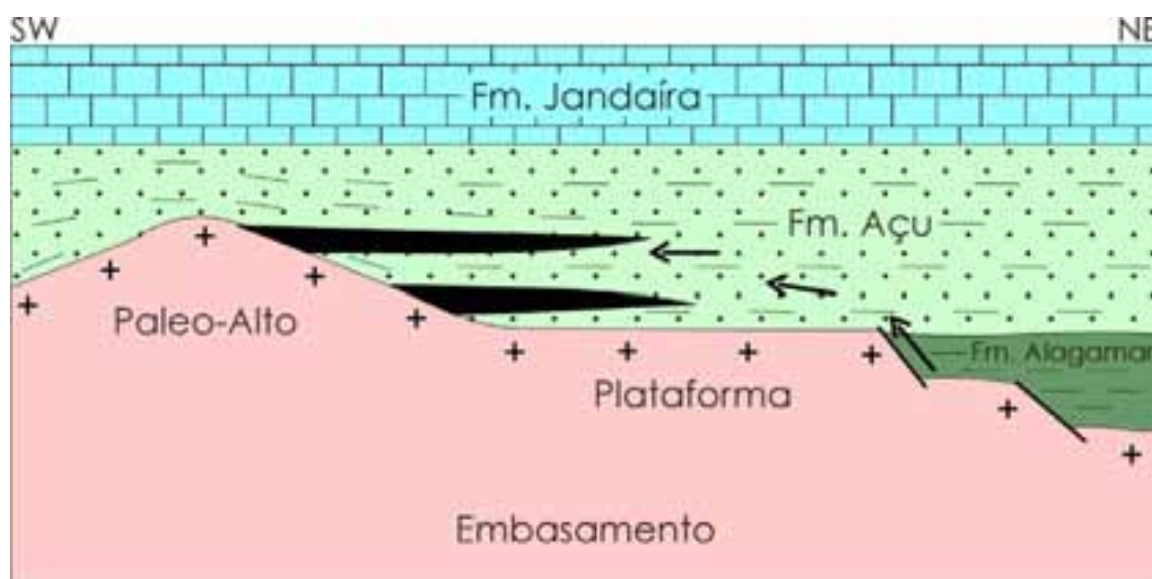


Figura 6.19 – Desenho esquemático ilustrando o modelo de acumulação para o campo da Fazenda Belém. As setas indicam a via de migração do óleo (Bertani et al. 1990).

Tendo em vista as feições deformacionais reconhecidas, desde o afloramento (nível superficial) até a seção sísmica (nível profundo), é necessário discutir o papel desse estilo estrutural na formação e na conformação deste campo de petróleo. O campo está localizado acima de um lineamento (o LPGFB) enraizado numa zona de cisalhamento brasileira, reativado com um componente de transcorrência sinistral em pelo menos duas etapas, ou dois regimes cinemáticos, desde a deposição das rochas reservatório da Formação Açu. O regime principal, condicionado pela cinemática transcorrente/transformante ao longo da Margem Equatorial, foi especialmente marcado durante o Cretáceo superior. Todavia, as reativações de falhas transcorrentes E-W (ou nucleação de novas falhas, em marcadores recentes) demonstra que o mesmo continuou ativo até o Holoceno. Interposto a este, pela ação de uma pluma do manto, ocorreu o evento de domeamento e distensão geral na crosta superior, no intervalo Neógeno-Pleistoceno; o LPGFB foi então reativado em transtracção, tendo associado um amplo enxame de falhas oblíquas e normais. Um outro fator importante é o provável controle de um centro vulcânico pelo LPGFB, numa possível terminação transtraccional *offshore*, o que sugere o enraizamento profundo desta estrutura e, conseqüentemente, um ambiente de fluxo de calor elevado, com influência nos processos de geração e migração do óleo.

Em síntese e como uma das principais contribuições da presente tese, constata-se que a estruturação do Campo da Fazenda Belém, e possivelmente de outros na Bacia Potiguar, foi significativamente alterada (ou construída) em época relativamente jovem, a partir do Mioceno, em um evento que coincide no tempo com a etapa principal de geração e migração de óleo na bacia.

Atendendo aos requisitos de conservação de área/volume na crosta, durante a deformação, as estruturas mapeadas em superfície necessariamente se propagam na vertical, nas modalidades sintetizadas na figura 6.14. Nesse contexto, fica fácil perceber que uma parte significativa da complexidade do Campo de Fazenda Belém pode ser de natureza estrutural. O movimento das falhas pode justapor, lateral e/ou verticalmente, blocos contendo diferentes fácies (com porosidades distintas) da Formação Açu, condicionando rotas de migração em menor escala, e gerando e/ou destruindo trapas. Esta possibilidade deve ser considerada ao mesmo nível de prioridade da hipótese de controle do reservatório pela geometria de canais, níveis selantes e outras feições sedimentares. No mesmo sentido, a interpretação das seções sísmicas disponibilizadas indica que os "paleo-altos" do embasamento tiveram a sua geometria modificada (e em geral, amplificada) pelas estruturas em flor positiva (Figuras 6.5 e 6.7). Esta feição provavelmente configura as trapas do campo como híbridas, em parte paleogeomórficas (Bertani *et al.* 1990), em parte estruturais.

Do ponto de vista estrutural, a migração lateral (secundária) do óleo, envolvida na formação deste Campo, foi condicionada, numa escala mais ampla, pela rampa da Formação Açu (+ Jandaíra), mergulhando suavemente em direção ao oceano. A pressão exercida pelo peso do pacote sedimentar, decrescendo para o interior do continente, resulta em um gradiente hidráulico que impulsiona a água e o óleo através dos poros das rochas,

auxiliado por fatores como a fluatibilidade do óleo e seu contraste de viscosidade em relação à água (Lima Neto 1989, Trindade *et al.* 1992, Souto Filho 1994). Este sistema de fluxo *regional*, cuja geometria pode ser descrita como "horizontal", requer que as camadas condutoras (*carrier beds*; a subunidade Açú-1, no caso do Campo da Fazenda Belém, ou Açú-3 em vários outros campos na porção emersa da bacia) sejam capeadas por níveis selantes, respectivamente Açú-2 e Açú-4, sendo este último bastante efetivo em tal papel (Souto Filho 1994).

Planos de anisotropia pré-existentes também contribuem para definir rotas de migração, neste caso em uma escala aqui referida como de detalhe, a exemplo do acamamento e outras formas de corpos primárias, e das falhas, estas últimas com base na sua geometria, interconectividade e caráter selante ou condutor. Estas feições devem originar "anomalias" no padrão de fluxo regional. Falhas e fraturas interconectadas, condutoras, constituem o principal condicionante da migração "vertical". A rede de fraturas modelada na figura 6.14 ilustra as múltiplas possibilidades de geometria e interconectividade de estruturas (falhas de primeira ordem vs. subsísmicas, de alto vs. baixo ângulo, etc). Notar que, nos regimes de deformação caracterizados (transcorrência e distensional), a maior parte das fraturas (juntas e falhas) apresenta mergulhos fortes (em especial as juntas de distensão) a medianos (ou seja, favorecem migração vertical), sendo que a geometria de pisos (descolamentos) e rampas propicia caminhos de migração que podem conectar camadas em diferentes níveis estratigráficos.

A permo-porosidade das falhas depende do estilo de deformação e da litologia das camadas justapostas, sendo que o resultado final freqüentemente tem um balanço positivo, no sentido de facilitar o fluxo de fluidos, o que é óbvio nos exemplos aflorantes da Formação Barreiras, caracterizada por cores variegadas que traduzem reações de oxidação, descoloração e precipitação de fases minerais (Figuras 5.33, 5.39). Por outro lado, o maior conteúdo de argilo-minerais e a freqüência de camadas ou lentes de sedimentos finos na Formação Barreiras favorece a formação de "espelhos argilosos" (*smear shales*), que exibem estruturas internas "miloníticas" (milonitos hidroplásticos; ver item 5.5.2); estes casos tendem a produzir estruturas seladas. Na Formação Jandaíra (exemplos aflorantes em outros sítios), as falhas são comumente preenchidas por precipitados carbonáticos, que encontraram espaços abertos quando da sua migração. Nos arenitos da Formação Açú, as falhas e bandas de deformação provavelmente desenvolvem uma matriz cominuída, inicialmente com aumento da permo-porosidade; posteriormente, a precipitação de soluções ricas em sílica tende a desenvolver estruturas seladas (ver exemplos equivalentes em Antonellini & Aydin 1995, Aydin 2000).

Em um contexto tectônico ativo, a migração de um fluido na escala referida como *local* é condicionada pela orientação da tensão mínima (σ_3 , distensão máxima) e, em relação a esta, dos planos de anisotropia porventura existentes (Heffer & Lean 1993, Sibson 1994, Barton *et al.* 1997, Finkbeiner *et al.* 1997, Lima 1999, Aydin 2000, Antonellini & Mollema 2000). No geral, o

fluido é drenado da rocha (a partir de um meio poroso, isotrópico) em direção às descontinuidades orientadas em alto a médio ângulo com σ_3 - respectivamente, fraturas de distensão ou de cisalhamento/falhas (Figura 6.20). Estas últimas são bastante favoráveis a canalizar fluidos pois tendem a possuir alto grau de interconectividade (permo-porosidade) em função da rede de fraturas de segunda ordem (Figura 6.21a). Nessa escala de maior detalhe, o fluido obedece a gradientes de pressão ao longo das falhas, que interligam setores em contração/transpressão, de onde o fluido é expulso, até setores em distensão/transtração, para onde o fluido é drenado. Jogs, terminações de falhas e a abertura intermitente de fraturas de cisalhamento conjugadas, são exemplos de sistemas naturais de bombeamento capazes de drenar óleo, modificando o padrão de fluxo *regional* e podendo conduzir à formação ou destruição de acumulações (Sibson 1994, Muir Wood 1994). A figura 6.21b e c ilustra essas feições. Notar que esses sistemas de *bombeamento tectônico* podem induzir padrões locais de fluxo, tanto na vertical (principalmente o caso das falhas normais) como na horizontal (caso das falhas de rejeito direcional).

Souto Filho (1994) e Souto Filho *et al.* (2000) modelaram a migração do óleo gerado na Formação Alagamar, através do tempo. No caso da unidade Açú-3, decorridos 5 milhões de anos após início da migração (cujo pico é estimado ca. 24 Ma, limite do Oligoceno com o Mioceno), o padrão de fluxo identifica claramente o papel das grandes descontinuidades NE (sistemas de falhas de Carnaubais e de Areia Branca; Figura 6.22a) como rotas preferenciais para avanço da frente de óleo. Esta feição também é sugerida pelo modelamento da migração de óleo ao longo da unidade Açú-1 (Figura 6.22b). A frente de migração avança para o continente, no setor entre Icapuí e Ponta Grossa, coincidindo com a localização do LPGFB; mais a leste, a mesma frente de migração exhibe movimento vertical. A própria diferenciação nas características do óleo da Fazenda Belém, entre setores distintos em torno do LPGFB, reforça o papel das descontinuidades estruturais na migração secundária do óleo.

Considerando a sua idade tardia no contexto da bacia, a migração do óleo aproveitou descontinuidades pré-existentes (as grandes estruturas cretáceas) mas deve ter sido controlada ou influenciada, no fluxo de *detalhe*, pelo regime tectônico neógeno, associado ao domeamento (com falhas normais, transcorrentes e oblíquas).

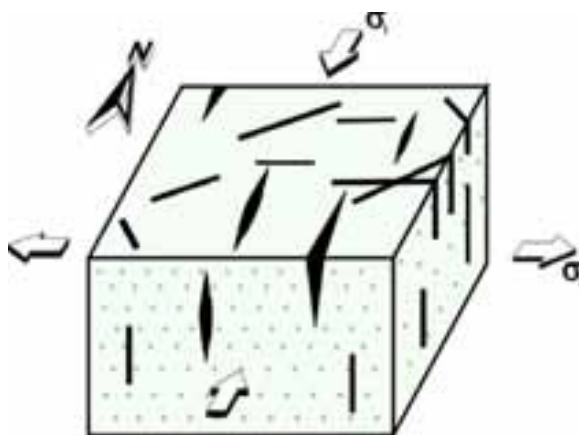


Figura 6.20 – Abertura de fraturas em relação ao campo de tensões neotectônicas (situação adequada ao Regime Neógeno no Nordeste do Brasil). Fraturas em alto ângulo com σ_3 (ou subparalelas a σ_1) são preferencialmente abertas. Na figura, a espessura do traço das fraturas é proporcional ao seu comportamento de abertura. Modificado de Jardim de Sá *et al.* (2003, submetido).

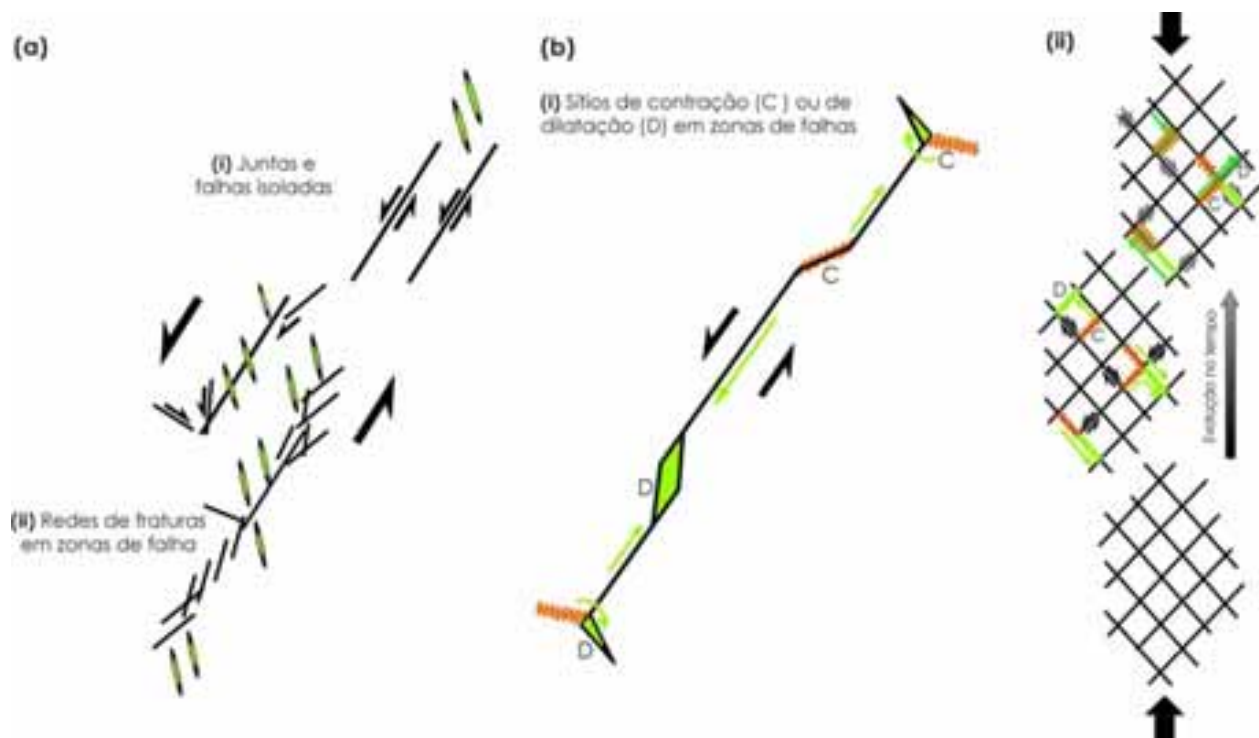


Figura 6.21 – **(a)** Conectividade de fraturas e a permo-porosidade estruturalmente induzida em rochas. Contrastar as situações: **(i)** juntas e falhas isoladas (menor favorabilidade a um sistema de fluxo em escala efetiva, salvo pela ocorrência de grandes fraturas em orientação favorável, abertas) vs. **(ii)** uma rede de fraturas interconectadas ao longo de uma zona de falha (maior favorabilidade, distâncias de migração maiores). **(b)** sistemas de bombeamento tectônico; as setas simples indicam o fluxo de um fluido. **(i)** sítios de contração (onde ocorre expulsão do fluido) e de dilatação (acumuladores de fluido), em terminações e cotovelos (jogs) de falhas ativas; **(ii)** abertura intermitente de fraturas de cisalhamento conjugadas, durante deformação progressiva. Reproduzido de Jardim de Sá et al. (2003, submetido). Os desenhos retratam a seção σ_1 - σ_3 (ou X-Z) do elipsóide de tensões relacionado; o qual corresponde a uma seção vertical no caso de falhas normais, e horizontal no caso de transcorrências.

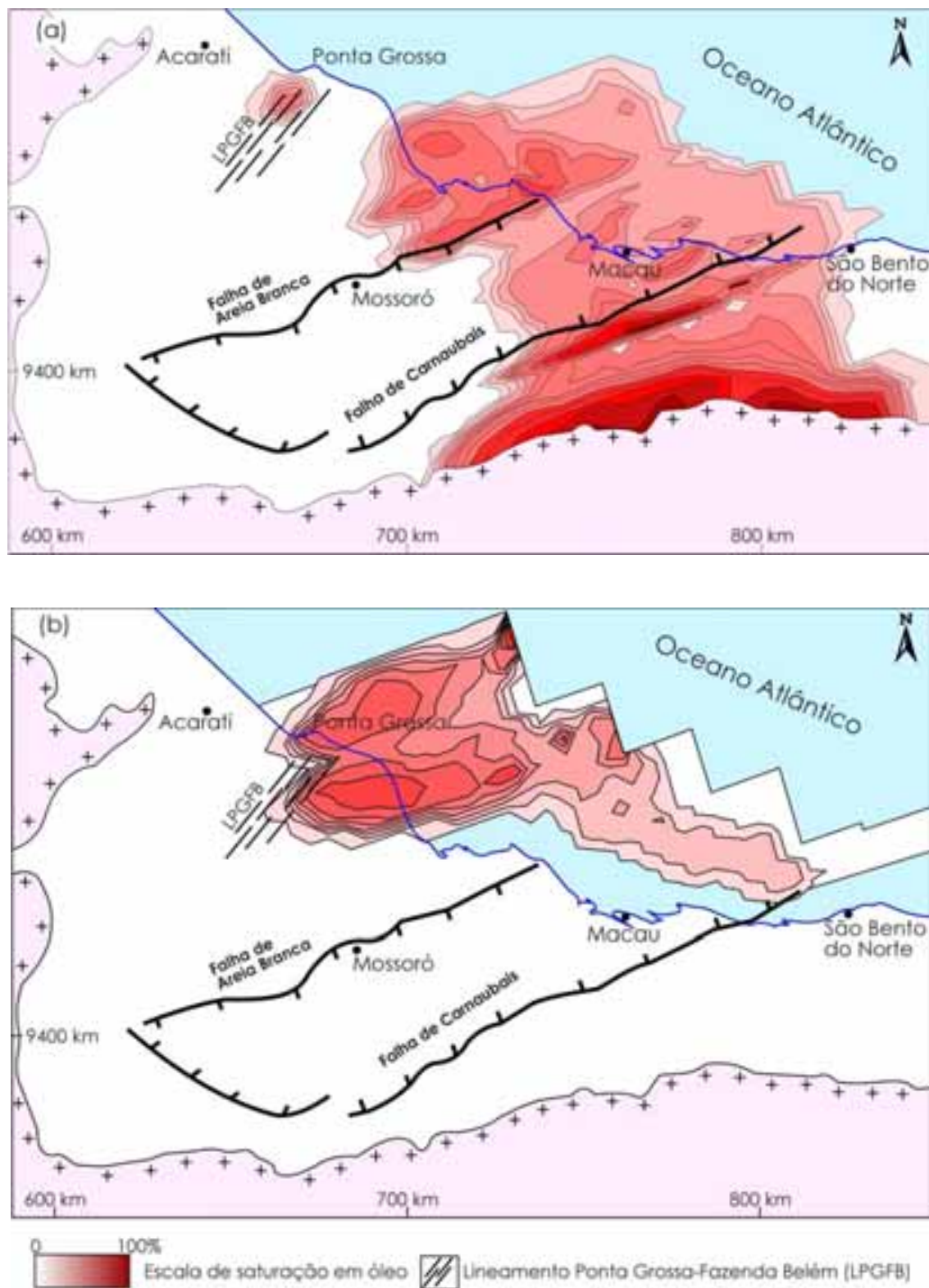


Figura 6.22 – Mapas de saturação de óleo (Souto Filho 1994) em duas situações: (a) para a unidade Açu 3, em 5 milhões de anos após início da migração secundária e (b) para a unidade Açu 1, em 2 milhões de anos após início da migração secundária. Nos dois mapas estão inseridas as principais falhas do seu arcabouço estrutural, bem como o LPGFB.



Capítulo VII

Discussões e

Considerações Finais

CAPÍTULO VII

DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os estudos realizados ao longo do litoral cearense, entre as localidades de Lagoa do Mato e Icapuí, no extremo noroeste da Bacia Potiguar, foram direcionados à caracterização dos aspectos litoestratigráficos (com o estudo litofaciológico), deformacionais (com o mapeamento detalhado das feições estruturais) e tectônicos (incluindo correlações com dados geofísicos). Ao longo do texto, foram discutidos os resultados obtidos em cada método/abordagem. A comparação e integração desses resultados serão agora sintetizadas em três tópicos principais: aspectos litoestratigráficos, feições estruturais, dados geofísicos e implicações para a exploração e exploração de hidrocarbonetos, neste setor da Bacia Potiguar.

Aspectos Litoestratigráficos.

As diferentes unidades aflorantes ao longo do litoral estudado foram caracterizadas e organizadas em um quadro litoestratigráfico, requerido para prover marcos de tempo (relativos ou absolutos) aos quais serão referidas as feições deformacionais. Os carbonatos encontrados na base das falésias foram correlacionados à Formação Jandaíra, em virtude das semelhanças entre as fácies aqui identificadas com aquelas caracterizadas para aquela formação, em outras localidades da Bacia Potiguar (Gil 1997, Córdoba 2001). Alternativamente, estas rochas poderiam ter sido correlacionados com a Formação Guamaré. Todavia, esta última apresenta fácies distintas (Pessoa Neto 1999) daquelas descritas neste trabalho.

A principal problemática de correlação, na área estudada, refere-se às rochas siliciclásticas que dominam nas falésias, previamente consideradas por alguns autores como correlatas à Formação Açu, de idade neocretácea (Ursulino & Sousa 1992). Em tal caso, a deformação registrada nas falésias entre Ponta Grossa e Vila Nova poderia ser de idade também neocretácea. Esta hipótese de correlação foi definitivamente descartada tendo em vista que, em alguns trechos na base das falésias, carbonatos da Formação Jandaíra afloram em condição autóctone. Um outro fato que corrobora a correlação com a Formação Barreiras é aportado pelos dados sísmicos e de sondagens da PETROBRAS, que registram uma profundidade em torno de 250-300 m, para o topo da Formação Açu, na área. A correlação desta seqüência siliciclástica com a Formação Barreiras foi um ponto fundamental para o desenvolvimento deste trabalho e implicações derivadas, comprovando uma idade relativamente jovem, neógena-pleistocênica, para o evento deformacional de grande magnitude, que ocorre nesta região.

A Formação Barreiras foi caracterizada segundo duas fácies distintas, de acordo com as feições texturais e estruturas sedimentares. A primeira fácies (porção inferior da formação) compreende uma seqüência mais acamadada, com estruturas sedimentares preservadas e abundância de componentes finos. A fácies superior constitui uma seqüência mais maciça e arenosa. O fato desta fácies não apresentar estruturas sedimentares provavelmente reflete a atuação da deformação sin-sedimentar e efeitos de liquefação/fluidização, que afetam esta fácies, obliterando o acamamento. Um outro ponto que merece destaque são os níveis de intemperismo que atingem a Formação Barreiras, e que também se prestam como marcos de tempo em relação aos eventos deformacionais.

A presença de rochas da Formação Tibau, entre as localidades de Lagoa do Mato e Sítio Retirinho, envolve a passagem lateral para as rochas da fácies superior da Formação Barreiras. Esta interdigitação indica que essas unidades representam, pelo menos em parte, fácies penecontemporâneas de um complexo sistema deposicional. Finalmente, observa-se que as formações Barreiras e Tibau são capeadas por rochas que foram tentativamente correlacionadas à Formação Potengi. Essa correlação é baseada nas semelhanças observadas entre esses litotipos e aqueles estudados por Nogueira *et al.* (1990) e Lucena (1999), em outras regiões do litoral potiguar. Nesta região, a individualização das formações Barreiras e Potengi é marcada por uma expressiva discordância estrutural no topo da Formação Barreiras, evidenciada pelo basculamento de suas camadas por um evento deformacional que não atingiu a Formação Potengi.

Feições Estruturais.

Na região estudada, devem ser destacados o forte basculamento (e até verticalização) das camadas da Formação Barreiras, em associação a uma deformação distensional de considerável magnitude, que não encontra paralelo em descrições prévias sobre a Formação Barreiras, em todo o território brasileiro. Arranjos complexos de falhas distensionais em dominó, com freqüentes zonas de descolamento, também traduzem a magnitude deste evento deformacional, que se estende desde Ponta Grossa até Vila Nova, próximo a Icapuí. Em adição, a Formação Barreiras também exibe dobras bem desenvolvidas, na localidade de Vila Nova.

A distribuição geográfica dos setores estruturais mapeados (nas localidades de Ponta Grossa e Vila Nova) envolve uma coincidência com lineamentos brasileiros e zonas de falhas NE, sendo que estas últimas parecem controlar os campos de petróleo da Fazenda Belém e Icapuí, borda ocidental da Bacia Potiguar.

Considerando a deformação distensional, os afloramentos entre as localidades de Ponta Grossa e Redonda oferecem uma oportunidade ímpar para documentar vários estilos estruturais que, no país, em geral são conhecidos apenas indiretamente, através de seções sísmicas nas bacias costeiras. Neste acervo, vale ressaltar as falhas com arranjo em dominó e as falhas lítricas sin-deposicionais, além de expressivas zonas de descolamento. Além de estilos

essencialmente frágeis, foram descritas feições que mimetizam as estruturas de zonas miloníticas na deformação dúctil, com *fabric* e indicadores cinemáticos de grande coerência (estruturas S-C, C' e correlatas). Tais estruturas são desenvolvidas em regime de deformação hidroplástico, com elevado conteúdo em água + argilo-minerais nos protólitos sedimentares, que deste modo reproduzem feições de “*plasticidade*” similares às de tectonitos de alta temperatura.

As estruturas contracionais observadas na localidade de Vila Nova afetam a fácies inferior da Formação Barreiras, com dobras bem desenvolvidas ao longo de 1,5 km de extensão. As dobras possuem associado um *fabric* S>L incipiente, gerado por mecanismos de dissolução, concentração residual e precipitação. Uma inversão negativa é documentada pela superposição de falhas oblíquas, delimitando estruturas de *graben pull-apart* preenchidos pela fácies superior da Formação Barreiras. Este trecho também constitui um exemplo singular de estilos estruturais ainda não reportados na literatura, em unidade tão jovem.

As estruturas acima referidas estão particionadas geograficamente entre dois setores do denominado Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém (o LPGFB, com *trend* NE), caracterizando sítios e regimes em transpressão ou transtensão, por sua vez conectados com estruturas transcorrentes E-W ao longo da Margem Equatorial.

Os diferentes estilos caracterizados no litoral entre Ponta Grossa e Vila Nova envolvem uma notável regularidade das estruturas, em orientação e indicadores cinemáticos, conduzindo à exclusão de hipóteses alternativas para sua explicação, tais como: **a)** feições puramente gravitacionais, associadas a paleodeclives da plataforma – no presente caso, os sedimentos são de ambiência continental e o transporte de massa é feito subparalelamente à costa; **b)** colapso em dolinas – esta hipótese poderia ser levantada considerando que o substrato da Formação Barreiras é formado pelos calcários da Formação Jandaíra. No entanto, os pacotes sedimentares são regulares; uma mistura caótica de blocos, numa mega-dolina, não produziria a grande consistência/compatibilidade das estruturas e indicadores cinemáticos. Deste modo, as estruturas aqui descritas foram geradas a partir de eventos tectônicos, cuja idade abrange o limite Neógeno-Quaternário.

Dados Geofísicos, Modelo Tectônico e Implicações para a Exploração e Exploração de Petróleo no Setor Ocidental da Bacia Potiguar.

A forte deformação caracterizada na Formação Barreiras, que constitui um nível muito raso na crosta, deve ser compatibilizada com as estruturas que afetam as rochas em maior profundidade. Neste caso específico, a arquitetura tectônica identificada nas formações Açu e Jandaíra, antes creditada principalmente a um evento neocretáceo, provavelmente contém uma contribuição considerável desta estruturação neógena, o que pode levar a várias implicações no tocante à exploração e/ou exploração de óleo neste setor da Bacia Potiguar, influenciando nos processos de migração secundária, geração e/ou destruição de trapas.

Os dados de GPR comprovaram adicionalmente a ocorrência de superfícies de descolamento na base da Formação Barreiras ou topo da Formação Jandaíra, que podem servir de pontes para transferir a deformação neógena a uma maior profundidade.

A reavaliação das seções sísmicas permitiu interpretar estruturas em flor afetando a interface entre o topo do embasamento cristalino e a base da Formação Açu, com destaque para componentes inversos que (e ao oposto dos componentes normais em níveis rasos) parecem predominar na base da seção sedimentar. Os paleo-altos do embasamento constituem, em parte, feições paleogeomórficas (que integravam a paisagem durante a deposição da Formação Açu), em parte tectônicas (reativação de zonas de cisalhamento brasilianas que amplificaram tais altos, concomitante e subseqüentemente à deposição da Formação Açu).

A propagação desta deformação em profundidade, a partir das falhas e superfícies de descolamento desenvolvidas na Formação Barreiras, deve atingir a Formação Jandaíra com falhas subsísmicas, *boudinage* e superfícies de dissolução. A Formação Açu exhibe reativações de transcorrências com componente inverso (*cf.* Vila Nova) ou normal (Ponta Grossa) e estruturas em flor.

O modelo estrutural proposto para integrar as feições observadas em superfície com aquelas de subsuperfície está associado a dois regimes tectônicos: **(i)** a deformação transcorrente dextral da Margem Equatorial, associada com terminações em transpressão de zonas E-W ou zonas NE transpressionais antitéticas, sinistrais (a exemplo do LPGFB), funcionando intermitentemente desde o final do Cretáceo; **(ii)** uma etapa transtraccional neógena-pleistocênica, associada a processos de vulcanismo (Macau, Messejana) e domeamento térmico, na qual o LPGFB continuou a funcionar com cinemática sinistral.

A evolução estrutural assim caracterizada deve ser considerada na avaliação de campos petrolíferos situados neste contexto tectônico (como por exemplo, os campos da Fazenda Belém e Icapuí) ou em outros setores da Bacia Potiguar. A idade relativamente jovem desse importante evento deformacional encontra paralelo com a evolução das condições de maturação e migração do óleo. A ocorrência de eventos deformacionais contemporâneos pode prover espaços abertos para migração e acumulação de óleo, bem como ativar sistemas de bombeamento, mistura de água com o óleo, formação e destruição de trapas, e processos correlatos.

Esta nova compreensão da evolução tectônica da Bacia Potiguar, identificada nas unidades mais rasas, implica na possibilidade de que este constitua um importante registro estrutural nas seqüências pós-rifte. Além de proporcionar um melhor entendimento da estruturação profunda, a arquitetura de falhas neógenas deve constituir um importante controle na migração e acumulação de hidrocarbonetos, neste e possivelmente em outros setores da bacia, permitindo otimizar os modelos para exploração e exploração de petróleo, tanto na porção emersa quanto na porção submersa da bacia.

Capítulo VIII

Referências Bibliográficas

Sousa D.C. 2002. *Litoestratigrafia e deformação cenozóica na região de Icapuí, Ceará, e implicações para a estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da Bacia Potiguar (NE do Brasil)*. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Tese de Doutorado, 189p.

CAPÍTULO VIII

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A

- Agar S.M.; Prior D.J.; Behrmann J.H. 1989. Back-scattered electron imagery of the tectonic fabrics of some fine-grained sediments: implications for fabric nomenclature and deformation processes. *Geology*, **17**: 901-904.
- Alheiros M.M; Lima Filho M.F.; Monteiro F.A.J.; Filho J.S.O. 1988. Sistemas deposicionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. In: SBG/Núcleo Norte, Cong. Bras. Geol., 35, Belém, *Anais*, **2**: 753-760.
- Alheiros M.M. & Lima Filho M.F. 1991. A Formação Barreiras. *Revisão geológica da Faixa Sedimentar Costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte*. Recife, UFPE/CT/DG. Estudos Geológicos - Série B, Estudos e Pesquisas, **10**: 77-88.
- Almeida F.F.M.; Hasui Y.; Brito Neves B.B.; Fuck, R. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 8, Atas 363-391.
- Almeida C.B. & Jardim de Sá E.F. 2001. Contexto estratigráfico e estrutural do Vulcanismo Macau e o condicionamento tectônico da ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia Potiguar. In: Cong. Bras. P & D em Petróleo e Gás, 1, Natal, 51-51.
- Amador E.S. 1982. Depósitos relacionados a unidade inferior do Grupo Barreiras no Estado do Espírito Santo. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Cong. Bras. Geol., 32, Salvador, *Anais*, **4**: 1451-1461.
- Amaro V.E.; Amaral G.; Lardeaux J.M. 1999. Reativação tectônica Meso-Cenozóica das estruturas brasileiras na faixa litorânea oriental do Nordeste do Brasil, com base nos dados gravimétricos, imagens Landsat 5-TM e GEMS/Banda X. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis, 46-50.
- Anjos S.M.C.; Souza R.S.; Sombra C.L.; Scuta M.S. 1990. Evidência de atividade vulcânica na base da Formação Pendência, Bacia Potiguar Emersa. *Bol. Geoc. da Petrobras*, **4(4)**: 555-558.
- Antonellini M. A.; Aydin A.; Pollard D.D. 1994. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. *J. Struc. Geol.*, **16(7)**: 941-959.
- Antonellini, M. & Aydin A. 1995. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometry and spatial distribution. *AAPG Bulletin*, **79**: 642-671.
- Antonellini, M. & Mollema, P. 2000. A natural analog for a fractured and faulted reservoir in dolomite: Triassic Sella Group, Northern Italy. *AAPG Bulletin*, **3**: 314-344.

- Arai M.; Uesugui N.; Rossetti D.F.; Góes A.M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no Nordeste do Estado do Pará. In: SBG/Núcleo Norte, Cong. Bras. Geol., 35, Belém, *Anais*, **2**: 738-752.
- Araripe P.T. & Feijó F.J. 1994. Bacia Potiguar. *Bol. Geoc. da Petrobras*, **8(1)**: 127-141.
- Assumpção, M. 1998. Seismicity and stress in the Brazilian passive margin. *Bull. Seismol. Soc. America*, **88**: 160-169.
- Aydin A. 2000. Fractures, faults and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Marine and Petroleum Geol.*, **17**: 797-814.
- Azevedo R.P. 1991. *Tectonic evolution of brazilian equatorial continental margin basins*. University of London, Imperial College, London, Tese de Doutorado, 455p.

B

- Barreto A.M.F.; Bezerra F.H.R; Suguio K. 2000a. Variações do nível do mar durante o Holoceno no Rio Grande do Norte, Brasil. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 18, Recife, *Boletim* 16, 15-15.
- Barreto A.M.F.; Bezerra F.H.R; Suguio K.; Tatumi S.H. 2000b. Algumas evidências de níveis marinhos pleistocênicos no litoral do Rio Grande do Norte, Brasil. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 18, Recife, *Boletim* 16, 16-16.
- Barton C.A., Moss D.E., Zoback M.D. 1997. In-situ stress measurements can help define local variations in fracture hydraulic conductivity at shallow depth. *The Leading Edge*, **Nov.:** 1653-1656.
- Basile C.; Mascle J.; Popoff M.; Bouilli J.P.; Mascle G. 1993. The Ivory Coast – Ghana transform margin: a marginal ridge structure deduced from seismic data. *Tectonophysics*, **222**: 1-19.
- Beach A. & King M. 1987. Discussion on pressure solution. *Bull. Geol. London*, **135**: 649-651.
- Bertani R.T.; Costa I.G.; Matos R.M.D. 1990. Evolução Tectono-sedimentar, Estilo Estrutural e o Habitat do Petróleo na Bacia Potiguar. In: Raja Gabaglia G.P. & Milani E.J. (eds.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobras, 291-310.
- Bezerra F.H.R. & Vita-Finzi C. 2000. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology*, **28**: 591-594.
- Bezerra F.H.R.; Amaro V.E.; Vita-Finzi C.; Saadi A. 2001. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *J. South Amer. Earth Sci.*, **14**: 61-75.
- Bezerra F.H.R.; Lima Filho F.P.; Amaral R.F.; Caldas L.H.O; Costa Neto, L.X. 1998. Using beachrocks and hydro-isostatic predictions to identify Holocene coastal tectonics in NE Brazil. In: Stewart I.S. e Vita-Finzi C. (eds.). *Coastal Tectonics*. Geological Society Special Publication, **146**: 279-293.
- Bigarella J.J. & Andrade G.O. 1964. Considerações sobre a Estratigrafia dos Sedimentos

- Cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). Arq. Inst. Ciênc. Terra, Recife, **2**: 2-14.
- Bigarella J.J. 1975. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. *Anais da Acad. Bras. Ciências*. **47**: 365-393. (suplemento)
- Bittencourt A.C.S.P.; Dominguez J.M.L.; Ussami N. 1999. Flexure as a tectonic control on the large scale geomorphic characteristics of the eastern Brazil coastal zone. *J. Coast. Res.*, **15**: 505-519.
- Borradaile G.J.; Bayly M.B.; Powell C.McA. 1982. *Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics*. Springer-Verlag, 551p.
- Branner J.C. 1902. Geology of the northeast coast of Brazil. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **13**: 41-98.

C

- Cabbold P.R.; Gapais D.; Means W.D.; Treagus S.H. 1987. Shear criteria in rocks. *J. Struc. Geol.*, **9(5/6)**: 521-778.
- Caby R. 1976. Tension structures related to gliding tectonics in the Caledonian superstructure of Canning Land and Wegener Halvo, central East Greenland. *Rapp. Gronlands Geol. Unders.*, **72**: 5-24.
- Caldas L.H.O.; Coriolano A.C.F.; Dantas P.E.; Jardim de Sá E.F. 1997. Os beachrocks no litoral do Rio Grande do Norte: potencial como marcadores neotectônicos. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza, *Boletim* 15, 369-376.
- Campos e Silva A. 1965. O Grupo Barreiras na região de Natal. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Arq. Inst. Antropol., 1-3.
- Campos e Silva A. 1966. Considerações sobre o Quaternário no Rio Grande do Norte. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Arq. Inst. Antropol., **2(1/2)**: 275-301.
- Campos e Silva A. 1968. O Grupo Barreiras e unidades correlatas no Rio Grande do Norte. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 4, Recife, 21-22.
- Campos e Silva A. 1969. Contribuição ao estudo do Grupo Barreiras no Rio Grande do Norte. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Arq. Inst. Antropol., 5-14.
- Castro A.S. 1992. *Arcabouço estrutural e evolução tectônica da sub-bacia de Icarai, Bacia do Ceará*. Universidade Federal do Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 107p.
- Chang H.K.; Koswmann R.O.; Figueredo A.M.F. 1988. New Concepts on the Development of East-Brazilian Marginal Basins. *Episodes*, **11(3)**: 194-202.
- Chatterjee K.K. 1994. Micro- and meso-scale deformation structures in experimental fault zones. *J. Struct. Geol.*, **16(10)**: 1463-1476.
- Chiavenato M.C. 1990. *Geologia de uma área a leste de Russas – CE (Borda oeste da Bacia Potiguar emersa)*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 107p.
- Choukroune P. 1995. *Déformation et déplacements dans la croûte terrestre*. Masson, Paris,

226p.

- Christie-Blick N. & Biddle K.T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: Biddle, K.T. & Christie-Blick, N. (eds.). *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., **37**: 1-34.
- Córdova V.C. 2001. *A evolução da Plataforma Carbonática Jandaíra durante o Neocretáceo na Bacia Potiguar: análise paleoambiental, diagenética e estratigráfica*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual de São Paulo, Rio Claro, Tese de Doutorado, 239 p.
- Coriolano A.C.F.; Jardim de Sá E.F.; Cowie P.A.; Amaral C.A. 1997. Estruturas frágeis no substrato da região de João Câmara (RN): correlação com a Falha Sísmica de Samambaia? In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza, *Boletim* 15, 325-329.
- Coriolano A.C.F.; Lucena L.F.; Jardim de Sá E.F. 1999. A deformação quaternária no litoral oriental do Rio Grande do Norte. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis, 67-70.
- Costa M.P.A. & Kowsmann R.O. 1981. Tectonismo vertical no Pós-Paleógeno do Platô do Ceará e suas possíveis causas e implicações. *Bol. Téc. Petrobras*, **24(1)**: 23-32.
- Costa P.R.C.; Almeida C.B.; Jardim de Sá E.F.; Antunes A.F.; Arthaud M.H. 2001. Estruturas nos quartzitos da Região de Jericoacoara, NW do Ceará: registros do Ciclo Orogênico Brasileiro e da evolução da margem continental Meso-cenozóica. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 19, Natal, *Boletim*, 324-325.
- Costa P.R.C.; Antunes A.F.; Jardim de Sá E.F.; Amaro V.E.; Matos R.M.D. 2002. O registro da deformação Mesozóica relacionada à abertura da Margem Equatorial Atlântica no litoral do Estado do Ceará (NE do Brasil): Evidências a partir da análise de imagens orbitais e de afloramentos. In: SBG/Núcleo Nordeste, Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa, *Anais*, 623-623.
- Cozzi A. 2000. Synsedimentary tensional features in upper triassic shallow-water platform carbonates of the Carnian Prealps (northern Italy) and their importance as palaeostress indicators. *Basin Research*, **12**: 133-146.
- Cremonini O.A. 1993. *Caracterização estrutural e evolução tectônica da área de Ubarana, porção submersa da Bacia Potiguar, Brasil*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 143 p.
- Cremonini O.A. 1995. A reativação tectônica da Bacia Potiguar no Cretáceo Superior. In: SBG/Núcleo Sul, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, 277-280.
- Cremonini O.A. & Karner G.D. 1995 Soerguimento tectônico e erosão na Bacia Potiguar submersa, e seu relacionamento com a evolução da margem equatorial brasileira. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 16, Recife, *Boletim* 14, 181-184.
- Cremonini O.A.; Goulart J.P.M.; Soares U.M. 1996. O Rife Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. In: SBG/Núcleo Sudeste, Simp. sobre o Cretáceo no Brasil, 4, Rio Claro, *Boletim*, 89-93.

Cruz L.R. & Jardim de Sá E.F. 2000. A expressão da falha de samambaia na região litorânea de Touros (RN), extremo leste da Bacia Potiguar. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 18, Recife, *Boletim* 16, 131-131.

Cypriano J.L. & Nunes A.B. 1968. Geologia da Bacia Potiguar. Natal, PETROBRAS/DIREX/RPNE. (Relatório Final).

D

Dantas E.P. 1998. *Gravimetria e sensoriamento remoto: uma aplicação ao estudo da tectônica recente entre Macau e São Bento do Norte (RN)*. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Dissertação de Mestrado, 97p.

Dantas E.P.; Jardim de Sá E.F.; Castro D.L. 1999. Análise de lineamentos na porção central da Bacia Potiguar, e sua reativação neotectônica. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis, 86-89.

Della Fávera J.C.; Castro J.C.; Soares U.M.; Rossetti E.L.; Matsuda N.; Hashimoto A.T.; Gusso J.; Rodrigues R.; Azambuja N.C.; Alves D.B. 1992. *Estratigrafia de Seqüências da Formação Pendência, Bacia Potiguar*. Rio de Janeiro, PETROBRAS/DEPEX/CENPES. (Relatório interno).

Della Fávera J.C. 2001. *Fundamentos de estratigrafia moderna*. ed. Universidade Estadual do Rio de Janeiro. 1ª edição. Rio de Janeiro, 263p.

Destro N.; Szatmari P.; Ladeira E.A. 1994. Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil. *J. Struct. Geol.*, **17(2)**: 196-207.

Dunham R.J. 1962. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: Ham, W. E. (eds.). *Classification de Carbonate Rocks*, Tulsa, 108-121. (AAPG, memoir 1).

F

Farias P.R.C.; Castro J.C.; Tibana P.; Barrocas S.L.S. 1990. Cretáceo da Bacia Potiguar. In: SBG/Núcleo Nordeste, Cong. Bras. Geol., 36, Natal, *Roteiro de excursão*, 43p.

Farias P.R.C. 1997. Geologia de superfície da área de detalhe de Macau. PETROBRAS/GEXP/GELAB. 83p. (Relatório Final).

Farrel S.G. & Eaton S. 1987. Slump strain in the Tertiary of Cyprus and the Spanish Pyrenees. Definition of paleoslopes and models of soft-sediment deformation. In: M. E. Jones & R. M. F. Preston (eds.). *Deformation of sediments and sedimentary rocks*. Geological Society Special Publication no. 29, 181-196.

Ferreira J.M.; Moreira J.A.M.; Oliveira R.T.; Takeya M.K.; Assumpção M. 1997. Correlação entre a sismicidade e estrutura da Bacia Potiguar, NE do Brasil. In: SBGf, Cong. Int. Soc. Bras. Geof., 5, São Paulo, *Anais*, **1**: 972-973.

Ferreira J.M.; Oliveira R.T.; Takeya M.K.; Assumpção M. 1998. Superposition of local and regional

- stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms the Potiguar Marginal Basin. *Geophys. J. Int.*, **134**: 341-355.
- Finkbeiner T., Barton C.A., Zoback M.D. 1997. Relationships among in-situ stress, fractures and faults, and fluid flow: Monterey Formation, Santa Maria Basin, California. *AAPG Bulletin*, **81**: 1975-1999.
- Fonseca V. P. 1996. *Estudos morfo-neotectônicos na área do baixo curso do Rio Açu (Açu – Macau) – RN*. Instituto de Geociências, Universidade de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 105p.
- Fortes F.P. 1987. Mapa geológico da Bacia Potiguar (escala 1:100.000) – a origem da bacia mesozóica de Apodi em decorrência do ciclo orogênico brasileiro. Natal, PETROBRAS/DEBAR/DINTER, 116p. (Relatório interno).
- Francisco B.H.R.; Loewenstein P.; Silva O.F.; Silva G.G. 1971. Contribuição à geologia da Folha de São Luiz (SA-23), no Estado do Pará. Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi, Geologia nº 17, 40p.
- Françolin J.B.L. & Szatmari, P. 1987. Mecanismo de Rifteamento da Porção Oriental da Margem Brasileira. *Rev. Bras. Geoc.* **17(2)**: 196-207.

G

- Galvão C.C. 2002. *Mapeamento geológico estrutural da região NE de Santana do Acaraú – CE, com ênfase a deformação frágil*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Departamento de Geologia, Natal, Relatório de Graduação, 60p.
- Galvão C.C. & Alves da Silva F.C. 2001. Mapeamento geo-estrutural da região de Santana do Acaraú, Ceará, com ênfase à deformação frágil. In: Cong. Bras. P & D em Petróleo e Gás, 1, Natal, 55-55.
- Gamond J.F. 1987. Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. *J. Struc. Geol.*, **9(5/6)**: 609-620.
- Gaudemer Y. & Tapponnier P. 1987. Ductile and brittle deformations in the northern Snake Range, Nevada. *J. Struc. Geol.*, **9**: 159-180.
- Ghignone J.I. 1979. Geologia dos sedimentos Fanerozóicos no Estado da Bahia. In: H. Inda (ed.) *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia - Textos Básicos*. Salvador, SME/CPM, **1**: 24-117.
- Gibbs A. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *J. Geol. Soc. Lond.*, **141**: 609-620.
- Gil J.A. 1997. *Estratigrafia e análise paleoambiental da Plataforma Carbonática Jandaíra; Turoniano-Campaniano da porção centro-oeste da Bacia Potiguar*. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 146p.

- Gopinath T.R. 1994. Texture and depositional processes in the continental sediments of the Barreiras Formation (Tertiary-Quaternary), Paraíba-Brazil. In: 14th International Sedimentological Congress. Abstracts. Recife. A10-11.
- Gratier J.P. 1987. Pressure solution-deposition creep and associated tectonic differentiation in sedimentary rocks. In: M.E. Jones & R.M.F. Preston (eds.). *Deformation of sediments and sedimentary rocks*. London, Geological Society Special Publication, 25-38.
- Gratier J.P.; Renard F.; Labaume P. 1999. How pressure solution and fracturing processes interact in the upper crust to make it behave in both a brittle and viscous manner. *J. Struct. Geol.*, **21**: 1189-1197.
- Groshong Jr. R.H. 1988. Low temperature deformation mechanisms and their interpretation. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **100**: 1329-1360.

H

- Hancock P.L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *J. Struct. Geol.*, **7(3/4)**: 437-457.
- Hanmer S. & Passchier C. 1991. Shear-sense indicators: a review. *Geol. Survey Canada, Pap.* 90-17: 72p.
- Harding T.P. 1974. Petroleum traps associated with wrench faults. *AAPG Bulletin*, **58**: 1290-1304.
- Harland W. R. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geol. Mag.*, **103(1)**: 27-42.
- Hautmann S. & Lippolt H.J. 2000. ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of central european K-Mn oxides: a chronological framework of supergene alteration processes during the Neogene. *Chem. Geol.*, **170**: 37-80.
- Heffer K. & Lean J.C. 1993. Earth stress orientation: a control on, and a guide to, flooding directionality in a majority of reservoirs, in *Reservoirs Characterization III*, Pen Well Books.
- Hudleston P.J. 1973. Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, **16**: 1-48.

J

- Jardim de Sá E.F. 1984. A evolução proterozóica da Província Borborema. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 11, Recife, Atas 278-296.
- Jardim de Sá E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 803p.
- Jardim de Sá E.F. 2001. Tectônica cenozóica na margem equatorial da Província Borborema, Nordeste do Brasil (A contribuição da Geologia Estrutural no continente). In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 8, Recife, 25-28.

Jardim de Sá E.F.; Matos R.M.D.; Moraes Neto J.M.; Saadi A. 1999. Epirogenia Cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis, 58-61.

Jardim de Sá, E.F., Nascimento da Silva, C.C., Coriolano, A.C., Medeiros, W.E. Reavaliação da abordagem estrutural e modelos de ocorrência de água subterrânea em terrenos cristalinos. In Feitosa, F.A.C. & Manoel Filho, J. (eds.). *Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações*. Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 3ª. edição (submetido 2003).

K

Kegel W. 1957. Contribuição ao estudo da Bacia Costeira do Rio Grande do Norte. Brasil DNPM. Boletim nº 170. Rio de Janeiro. 52p.

King L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. *Rev. Bras. Geogr.* **18(2)**: 147-265.

Knipe R.J. 1989. Deformation mechanisms – recognition from natural tectonites. *J. Struct. Geol.*, **11**: 127-146.

L

Labaume P.; Berty C.; Laurent P. 1991. Syndiagenetic evolution of shear structures in superficial nappes: an example from the Northern Apennines, NW Italy. *J. Struct. Geol.*, **6**: 617-638.

Labaume P.; Maltman A.; Bolton A.; Tessier D.; Ogawa Y.; Takizawa S. 1997. Sclay fabrics in sheared clays from the décollement zone of the Barbados accretionary prism. In: Shipley T.H.; Ogawa Y.; Blum P.; Bahr J.M., eds., *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*, **156**: 59-77.

Li J.W. & Vasconcelos P.M. 2002. Cenozoic continental weathering and its implications for the palaeoclimate: evidence from ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology of supergene K-Mn oxides in Mt Tabor, central Queensland, Australia. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, **200**: 223-239.

Lima C.C. 1999. *Expressions Topographiques et Structurales de L'etat de Compression generalisee au sein de La Plaque Sud-Americane*. These de Doutorado. L'université de Rennes 1. 124p.

Lima C.C.; Viviers M.C.; Moura J.R.S.; Santos A.A.M.; Carmo I.O. 1990. O Grupo Barreiras na Bacia Potiguar: relações entre o padrão de afloramento, estruturas pré-Barreiras e neotectonismo. In: SBG/Núcleo Nordeste, Cong. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, **2**: 607-620.

Lima, C.C.; Nascimento, E.; Assumpção, M. 1997. Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in the South American plate. *Geophys. Jour. Intern.*, **130**: 112-124.

Lima C.C.U. 2000. O neotectonismo na costa do sudeste e nordeste brasileiro. *Rev. Cienc. & Tecn.*, **15**: 91-102.

Lima C.C.U. & Vilas Boas G.S. 1999. Evidências de neotectonismo nas falésias do Grupo

- Barreiras, litoral sul da Bahia. In: VII Congresso da ABEQUA. Porto Seguro. viiabequa_icp002.pdf
- Lima Neto F.F. 1989. Hidrogeologia da Bacia Potiguar – aplicação da hidrodinâmica à prospecção de petróleo. SINTEX, I Seminário de Interpretação Exploratória, PETROBRAS: 271-277.
- Lima Neto F.F. 1998. *O exemplo da interferência mecânica de uma interface fraca: o campo atual de tensões na Bacia Potiguar*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 320p.
- Lister G.S. & Snoke A.W. 1984. S-C Mylonites. *J. Struc. Geol.*, **6**: 617-638.
- Lucena L.R.F. 1999. *Implicações tectônicas na hidrologia do Aqüífero Barreiras e Sistema Lacustre do Bonfim, Nísia Floresta-RN*. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Dissertação de Mestrado, 105p.

M

- Mabesoone J.M.; Campos A.; Silva A.C.E.; Beurlen K. 1972. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Rev. Bras. de Geoc.*, **2**: 173-188.
- Mabesoone J.M. et al. 1987. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte e, do seu embasamento. Relatório interno. FINEP/PADCT. 60p.
- Mabesoone J.M. et al. 1991. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte. Recife, UFPE/CT/DG. Estudos Geológicos - Série B, Estudos e Pesquisas, **10**: 252p.
- Malavieille J.; Lacassin R.; Mattauer M. 1984. Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. France*, **5**: 895-906.
- Maltman A.J. 1994. Prelithification deformation. In: Hancock, P.L., (ed.). *Continental deformation*. Pergamon Press, 143-158.
- Maltman A.J.; Byrne T.; Karig D.E.; Lallemand S. 1993. Deformation of the toe of an active accretionary prism: synopsis of results from ODP Leg 131, Nankai, SW Japan. *J. Struc. Geol.*, **15(8)**: 949-964.
- Mather A.E. & Westhead R.K. 1993. Plio/Quaternary strain of the Sorbas Basin, SE Spain: evidence from sediment deformation structures. *Quaternary Proceedings*, **3**: 57-65.
- Matos R.M.D. 1987. Sistema de Riftes Cretáceos do NE Brasileiro: In Seminário de Tectônica da PETROBRAS, 1. Rio de Janeiro, Atas..., PETROBRAS/CENPS/DEPEX, 126-159.
- Matos R.M.D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, **11(4)**: 766-791.
- Matos R.M.D. 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. In: Cameron, N. R., Bate, R. H. & Clure, V. S. (eds.)

- The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, Special Publications, **153**: 55-73.
- Matos R.M.D. 2000. Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic. In: Mohriak W & Talwani M. (eds.). *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Geophysical Monograph, **115**: 331-354.
- McClay K. & Bonora M. 2001. Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bulletin*, **85(2)**: 233-260.
- McClay K. & Dooley T. 1995. Analog models of pull-aparts. *Geology*, **23**: 711-714.
- Means W.D. 1993. Elementary geometry of deformation processes. *J. Struct. Geol.*, 15: 343-349.
- Menezes M.R.F. 1999. *Estudos sedimentológicos e caracterização estrutural da Formação Serra do Martins nos Platôs de Portalegre, Martins e Santana, RN*. Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Dissertação de Mestrado, 165p.
- Menezes M.R.F.; Souza Filho L.V.; Barros S.D.S. 1998. Discordâncias e inundações no Grupo Barreiras, litoral leste do Rio Grande do Norte. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Cong. Bras. Geol., 50, Belo Horizonte, *Anais*. 75-75.
- Menezes M.R.F. & Jardim de Sá E.F. 1999. Caracterização de fraturamento neotectônico em rochas cristalinas: a exemplo da Grotta da Ferveadeira, Santana do Matos, RN. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis, 62-66.
- Misuzaki, A.M.P. 1989. A Formação Macau na porção submersa da Bacia Potiguar. *Bol. Geoc. da Petrobras*, **3(3)**: 191-200.
- Monteiro M.C. & Faria R.T. 1990. Formação Jandaíra. In: Projeto Potiguar. Natal, PETROBRAS/CENPS/SUDEP/DIGER. 82p. (Relatório Interno).
- Moraes L.J. 1928. Estudos geológicos no Estado de Pernambuco. Serv. Geol. Min. Rio de Janeiro. Boletim 32, 100p.
- Morais Neto J.M. 1999. *As Coberturas Sedimentares Terciárias do Interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a Gênese da Antéclise da Borborema*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 170p.
- Muir Wood R. 1994. Earthquakes, strain-cycling and the mobilization of fluids, in Parnell, J., (ed.). *Geofluids: origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., **78**: 85-98.
- Mussa D. 1958. Dicotiledônio fóssil da Formação Barreiras, Estado de Sergipe. DNPM, Bol. Div. Geol. Min., 181p.

N

- Neto A.S.T. & Oliveira J.J. 1985. O preenchimento do rift-valley na Bacia do Recôncavo. *Rev. Bras. Geoc.* **15(2)**: 97-102
- Nogueira A.M.B.; Costa Neto L.X.; Lima M.S.; Oliveira M.I.M.; Campos e Silva M.F.; Fernandes

C.A.N. 1990. Evolução geoambiental da faixa costeira entre Ponta do Calcanhar e Ponta dos Marcos – RN. In: SBG/Núcleo Nordeste, Cong. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, **2**: 784-795.

O

Oliveira A.I. & Leonardos O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Serv. Inf. Agric., 813p.

Oliveira D.C. 1992. *O papel do enxame de diques Rio Ceará-Mirim na evolução tectônica do Nordeste Oriental (Brasil): implicações na deformação do Rifte Potiguar*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 172p.

Oliveira D.C. 1993. Contribuição ao estudo das estruturas rasas na Bacia Potiguar: análise estrutural do afloramento de Afonso Bezerra (RN) e adjacências. In: SBG/Núcleo Minas, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte, 306-311.

Oliveira D.C. 1994. Novas considerações sobre a evolução tectônica do enxame de diques do Rio Ceará-Mirim - Nordeste do Brasil. *Rev. da Escola de Minas, Ouro Preto*, **47**:52-54.

Oliveira D.C. 2000. New data on the relative-age and petrochemistry of the Magmatic Cuó event (Potiguar Basin; Northeast Brazil). In: SBG/Núcleo Sudeste, Internat. Geolog. Cong., 31, Rio de Janeiro, CD-Rom.

Oliveira D.C.; Matos R.M.D.; Soares U.M. 1993. Contribuição ao estudo das estruturas rasas na Bacia Potiguar: análise estrutural do afloramento de Afonso Bezerra (RN) e adjacências. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte, 306-311.

Oliveira Jr., J. G. 2001. *Dois testes de imageamento com GPR em problemas de controle ambiental em regiões tropicais: migração de dunas e localização de dutos de óleo enterrados*. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Dissertação de Mestrado, 86p.

Owen G. 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. In: M.E. Jones & R.M.F. Preston (eds.). *Deformation of sediments and sedimentary rocks*. London, Geological. Society Special Publication, 11-24.

P

Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag, 289p.

Pavlidis S.B. 1989. Looking for a definition of Neotectonics. *Terra Nova*, **1**: 233-235.

Pessoa Neto O.C. 1999. *Análise estratigráfica integrada da plataforma mista (siliciclástica-carbonática) do Neogeno da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil*. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 220p.

Petit J.P. & Laville E. 1987. Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstone. In: Jones M.E. & Preston R.M.F., (eds.). *Deformation of sediments and sedimentary rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ., **29**: 107-121.

- Pickering K.T. 1987. Wet-sediment deformation in the Upper Ordovician Point Leamington Formation: an active thrust-imbricate system during sedimentation, Notre Dame Bay, north-central Newfoundland. In: M. E. Jones & R. M. F. Preston (eds.). *Deformation of sediments and sedimentary rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ, **29**: 213-239.
- Ponte F.C. 1969. Estudo morfoestrutural da Bacia Sergipe-Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobras*, **12**: 439-474.
- Proffett Jr. J.M. 1977. Cenozoic geology of the Yerington district, Nevada, and implications for the nature and origin of Basin and Range faulting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**: 247-266.

R

- RADAMBRASIL 1981. Geologia e mapeamento geológico, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso potencial da terra. Folhas SB-24/25 Jaguaribe/Natal. Rio de Janeiro, (Levantamento de recursos naturais), v. 23, 774p., + anexos.
- Ramsay J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, 568p.
- Ramsay J.G. & Huber M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology*. Vol. 2 Folds and fractures. Academic Press, 700p.
- Reading H.G. 1980. *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Publications. 3ª edição. Londres, 15-16.
- Regalli M.S.P. & Gonzaga S.M. 1982. Palino-cronostratigrafia da Bacia Potiguar. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPS/DIVEX/SEPALI. 18p. (Relatório Interno).
- Regalli M.S.P.; Uesugui N.; Santos A.S. 1974. Palinologia dos sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil. *Boletim Técnico da Petrobras*, **17(3)**: 177-191.
- Ridley J. 1986. Parallel stretching lineations and fold axes oblique to a shear displacement direction – a model and observations. *J. Struc. Geol.*, **8**: 647-653.

S

- Saadi A. 1993. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*, **1**: 1-15.
- Saadi A. & Torquato J.R. 1992. Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará. *Rev. Geol.*, **5**: 5-38.
- Salim J.; Souza C.J.; Muniz G.C.B; Lima M.R. 1975. Novos subsídios para a elucidação do episódio "Barreiras" no Rio Grande do Norte. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 7, Fortaleza, Atas, 149-158.
- Sampaio A.V. & Schaller H. 1968. Introdução à estratigrafia cretácea da Bacia Potiguar. *Boletim Técnico da Petrobras*, RPNE/DEXPRO, Rio de Janeiro. **11(1)**: 19-44.
- Sanderson D.J. & Marchini W.R.D. 1984. Transpression. *J. Struc. Geol.*, **6(5)**: 449-458.
- Santos Neto E.V.; Mello M.R.; Rodrigues R. 1990. Caracterização geoquímica dos óleos da

- Bacia Potiguar: In: SBG/Núcleo Nordeste, Cong. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, **2**: 974-985.
- Santos Neto E.V. & Hayes J.M. 1999. Use of hydrogen and carbon stable isotopes characterizing oils from the Potiguar Basin (onshore), Northeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, **83(3)**: 496-518.
- Schimid S.M. 1982. Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. In: J. H. Kenneth (ed.). *Mountain building processes*. London, Academic Press, 95-110.
- Sial A.N.; Long L.E.; Pessoa D.A.; Kawashita K. 1981. Potassium-argon ages and strontium isotope geochemistry of Mesozoic and Tertiary basaltic rocks, Northeastern Brazil. *Anais Acad. Bras. Cienc.*, **53(1)**:115-122.
- Sial A.N.; Fodor R.V.; Long L.E. 1991. Peridotite xenoliths and Tertiary alkaline-basalts in Northeastern Brazil. In: SBG/Núcleo Centro-Oeste, Internat. Kimberlite Conference, 5, Brasília, 3-13.
- Sibson R.H. 1994. Crustal stress, faulting and fluid flow, in Parnell, J., (ed.). *Geofluids: origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. **78**: 69-84.
- Silva A.O.; Abrahão D.; Santos M.B. 1994. Estratigrafia de Sequências do Cenomaniano Superior-Turoniano Inferior da Bacia Potiguar. In: SBG/Núcleo Sul, Cong. Bras. Geol., 38, Balneário de Camburiú, *Anais*, **1**: 590-592.
- Silva Filho M.A. & Braga A.P.G. 1989. A morfologia da costa e a tectônica recente: um exemplo a sul de Natal. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 13, Fortaleza, *Boletim* **11**, 203-206.
- Silva T.C. & Tricart J. 1980. Problemas do Quaternário do litoral sul da Bahia. In: SBG/Núcleo Sul, Cong. Bras. Geol., 31, Balneário Camboriú, *Anais*, **1**: 603-606.
- Simpson C. & Schmid S.M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**: 1281-1288.
- Simpson C. 1986. Determination of movement sense in mylonites. *Journal of Geological Education*, **34**: 246-261.
- Sousa D.C. 1998. *Caracterização dos minerais pesados aplicada à distinção de unidades estratigráficas (área Açú-RN)*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Relatório de Graduação. 46p.
- Sousa D.C.; Jardim de Sá E.F.; Matos R.M.D.; Oliveira D.C. 1999. Deformação sin- e pós-Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (Icapuí/CE), litoral ocidental da Bacia Potiguar. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis, 90-93.
- Sousa D.C., Jardim de Sá E.F., Matos R.M.D. 2001. Caracterização da deformação na Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (Icapuí, CE), litoral ocidental da Bacia Potiguar. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 8, Recife, 355-357.
- Souto Filho J.D. 1994. *Utilização de simulador numérico na análise do processo de migração secundária de petróleo*. Universidade de Campinas, Campinas, Dissertação de Mestrado, 164p.

- Souto Filho J.D.; Correa A.C.F.; Santos Neto E.V.; Trindade L.A.F. 2000. Alagamar-Açu petroleum system, onshore Potiguar Basin, Brazil: A numerical approach for secondary migration. In: M.R. Mello and B.J. Katz, (eds.). *Petroleum systems of South Atlantic margins: AAPG Memoir* **73**: 151-158.
- Souza S.M. 1982. Atualização da Litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Cong. Bras. Geol., 32, Salvador, *Anais*, **5**: 509-592.
- Suguio K.; Bidegain J.C.; Morner N.A. 1986. Dados preliminares sobre as idades paleomagnéticas do Grupo Barreiras e da Formação São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.* **16(2)**: 171-175.
- Sylvester A. G. 1988. Strike-slip faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**: 1666-1703.

T

- Takeya M.K.; Ferreira J.M.; Pearce R.G.; Assumpção M.; Costa J.M.; Sophia C.M. 1989. The 1986-1989 implate earthquake sequence near João Câmara, northeastern Brazil – evolution of seismicity. *Tectonophysics*, **167**: 117-131.
- Teixeira L. 1991. *Arcabouço estrutural da porção submersa da Bacia Potiguar*. Rio de Janeiro, PETROBRAS. (Relatório interno).
- Thompson G.A. 1960. Problem of late cenozoic structure of the Basin Ranges. In: Internat. Geolog. Cong, 21, Copenhagen, **18**: 62-68.
- Tibana P. & Terra G.J.S. 1981. Seqüências Carbonáticas do Cretáceo na Bacia Potiguar. *Boletim Técnico da Petrobras*, **24(3)**: 74-183.
- Trindade L.A.F.; Brassel S.C.; Santos Neto E.V. 1992. Petroleum migration and mixing in the Potiguar Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, **76**: 1903-1924.

U

- Ursulino D.M.A. & Sousa M.O.L. 1992. *Mapeamento geológico e geoambiental do município de Icapuí (extremo leste do Ceará)*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, Relatório de Graduação, 80p.

V

- Van der Pluijm B.A. & Marshak S. 1997. *Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics*. McGraw Hill, 495p.
- Vasconcelos E.P.; Lima Neto F.F.; Ross S. 1990. Unidades de Correlação da Formação Açu. In: SBG/Núcleo Nordeste, Cong. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, **1**: 227-240.
- Vasconcelos P.M. 1999. K-Ar and ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology of weathering processes. *Annu. Ver. Earth Planter. Sci.*, **27**: 183-229.

- Vauchez A.; Neves S. P.; Caby R.; Corsini M.; Egydio-Silva M.; Arthaud M.; Amaro V.E. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *J. South Amer. Earth Science.*, 8: 247-266.
- Vilaça J.G.; Nogueira A.M.B.; Silveira M.I.M.; Carvalho M.F.; Cunha E.M.S. 1986. Geologia ambiental da área costeira de Ponta de Búzios a Barra de Maxaranguape – RN. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 12, João Pessoa, 220-227.
- Vilas Bôas G.S.; Sampaio F.J.; Pereira A.M.S. 2001. The Barreiras Group in the Northeastern coast of the State of Bahia, Brazil: depositional mechanisms and processes. *Anais da Acad. Bras. Ciências*. **73**: 417-427.

X

- Xavier Neto P.; Oliveira Jr J. G.; Medeiros W. E. 2001. Processamento de dados de GPR como uma etapa imprescindível para obtenção de boas imagens sobre solos condutivos: um exemplo associado a localização de dutos. In: SBGeof, Cong. Intern. Soc. Bras. Geof., Salvador, 7, Res. Exp, 723-726.

W

- Wernicke B. 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, **22**: 108-125.
- Wernicke B. & Burchfiel B.C. 1982. Modes of extensional tectonics. *J. Struc. Geol.*, **4**: 105-115.
- Wilcox R.E.; Harding T.P.; Seely R.D. 1973. Basic Wrench Tectonics. *AAPG Bulletin*, **57**: 74-96.
- Williams P.F.; Goodwin L.B.; Ralser S. 1994. Ductile deformation processes. In: P.L. Hancock (ed.). *Continental deformation*. Oxford, Pergamon Press, 01-27.
- Woodcock N.H. & Fisher M. 1986. Strike-slip duplexes. *J. Struc. Geol.*, **8(7)**: 725-735.

Y

- Yang X. & Gray D.R. 1994. Strain, cleavage and microstructure variations in sandstone: implications for stiff layer behavior in chevron folding. *J. Struc. Geol.*, **16(10)**: 1353-1365.

Z

- Zalán P.V.; Nelson, E.P.; Warme, J.E.; Davis, T.L. 1985. The Piauí Basin: rifting and wrenching in an Equatorial Atlantic transform basin. In: Biddle & Blick (eds.) *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. Soc. Econ. Paleontologist and Mineralogist (SEPM), Spec. Publ.* **37**: 177-192.