

CAPÍTULO IV

A região III abrange geograficamente o extremo Nordeste e o Meio-Norte brasileiros, sendo constituída pela região de dobramentos Nordeste, pelo cráton de São Luís, pelas unidades geológicas ou faixa dobrada da região do Gurupi e pelas seqüências que compõem as diversas bacias sedimentares de idade pós-ordovicianas dessa região.

REGIÃO DE DOBRAMENTOS NORDESTE

A região de dobramentos Nordeste ou província Borborema constitui uma entidade tectônica que deve sua configuração atual ao evento tectono-orogênico brasileiro, desencadeado no final do Proterozóico Superior. Esta concepção foi primeiramente estabelecida por Almeida (1967) a partir do primeiro *rush* de investigações geocronológicas no Brasil e confirmada posteriormente por ensaios mais detalhados, realizados por Brito Neves (1975), Brito Neves et alii (1974), Almeida et alii (1976), etc. (fig. 4.1). Os estudos preliminares procuraram enquadrar a evolução desse sistema dentro de uma concepção geossinclinal, embora certas características fundamentais deste modelo só pudessem ser verificadas na faixa Sergipana (também chamada de geossinclinal de Propriá).

Investigações recentes no limite norte do cráton do São Francisco, novos dados geocronológicos, estudos de análise estrutural nas faixas xistosas e até concepções regionais de reconstrução Brasil-África (Mascarenhas, 1979; Jardim de Sá, 1978; Jardim de Sá & Hackspacher, 1980; Dalton de Souza et alii, 1979), têm comprovado a complexidade estrutural e a longa história crustal desta região. As idéias vigentes admitem unanimemente que amplos segmentos desta província estrutural resultaram do retrabalhamento do embasamento siálico durante o evento tectono-orogênico brasileiro.

A figura 4.1 representa a interpretação geotectônica de Brito Neves (1975) e Almeida et alii (1976) para esta província estrutural brasileira, considerada como uma região poligeossinclinal, limitada pelos crátons do São Francisco e de São Luís. Estes autores discriminam a faixa Sergipana, o maciço Pernambuco-Alagoas, além de diversos maciços medianos, geanticlinais, sistemas dobrados, molassas e coberturas sedimentares correlativas do ciclo brasileiro. Independente da hierarquia geotectônica atribuída por estes autores, algumas destas entidades são bem caracterizadas litológica e estruturalmente, razão pela qual a maioria das denominações formais propostas por eles, foi aqui mantida. Entretanto, um enquadramento dentro de modelos de evolução geotectônica foi evitado, devido à incerteza de correlações entre um sem número de designações litoestratigráficas existentes no Nordeste, quase sempre mal definidas e abusivamente empregadas.

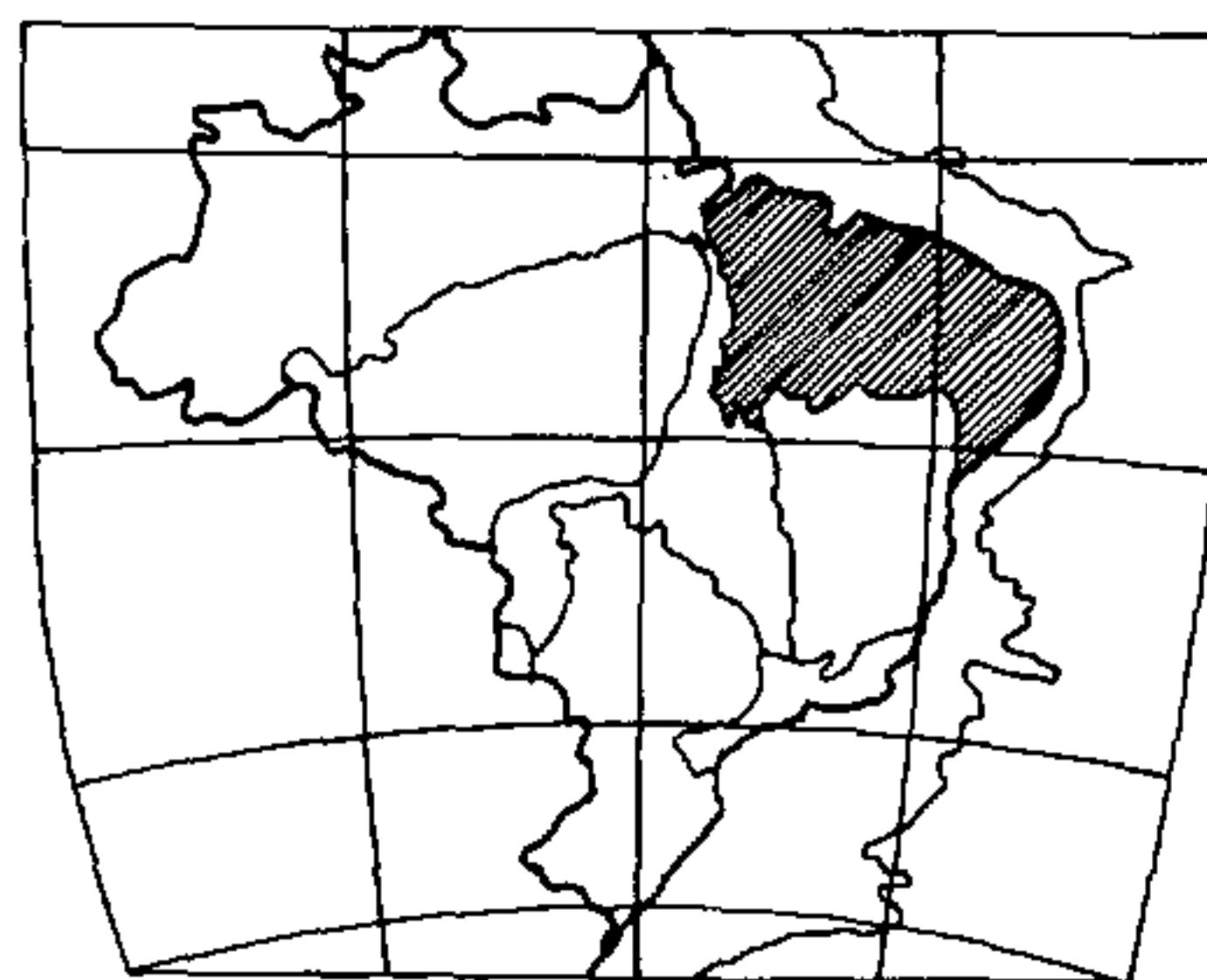
Por este motivo, preferiu-se uma subdivisão do Pré-cambriano nordestino em domínios estruturais mais genéricos, conforme se apresenta na figura 4.2. Diferencia-se os domínios Médio Coreaú, Cearense, Transnordestino, Extremo Nordeste e Sergipano.

O domínio Médio Coreaú corresponde a área pré-cambriana situada a noroeste do Lineamento Sobral-Pedro II, incluindo o sistema de dobramentos do Médio Coreaú, de Brito Neves (1975). Nele distingue-se uma sucessão alternada de blocos altos e baixos descritos por M.J. Costa et alii (1973) (figura 4.2): o *horst* de Granja, o *graben* de Martinópolis, o *horst* de Tucun-

A REGIÃO DE DOBRAMENTOS NORDESTE E A BACIA DO PARNAÍBA, INCLUINDO O CRÁTON DE SÃO LUÍS E AS BACIAS MARGINAIS

EDILTON JOSÉ DOS SANTOS
MARIA GLÍCIA DA NÓBREGA COUTINHO
MÁRCIO PAULO DE ATAÍDE COSTA
RONALDO RAMALHO

REGIÃO III



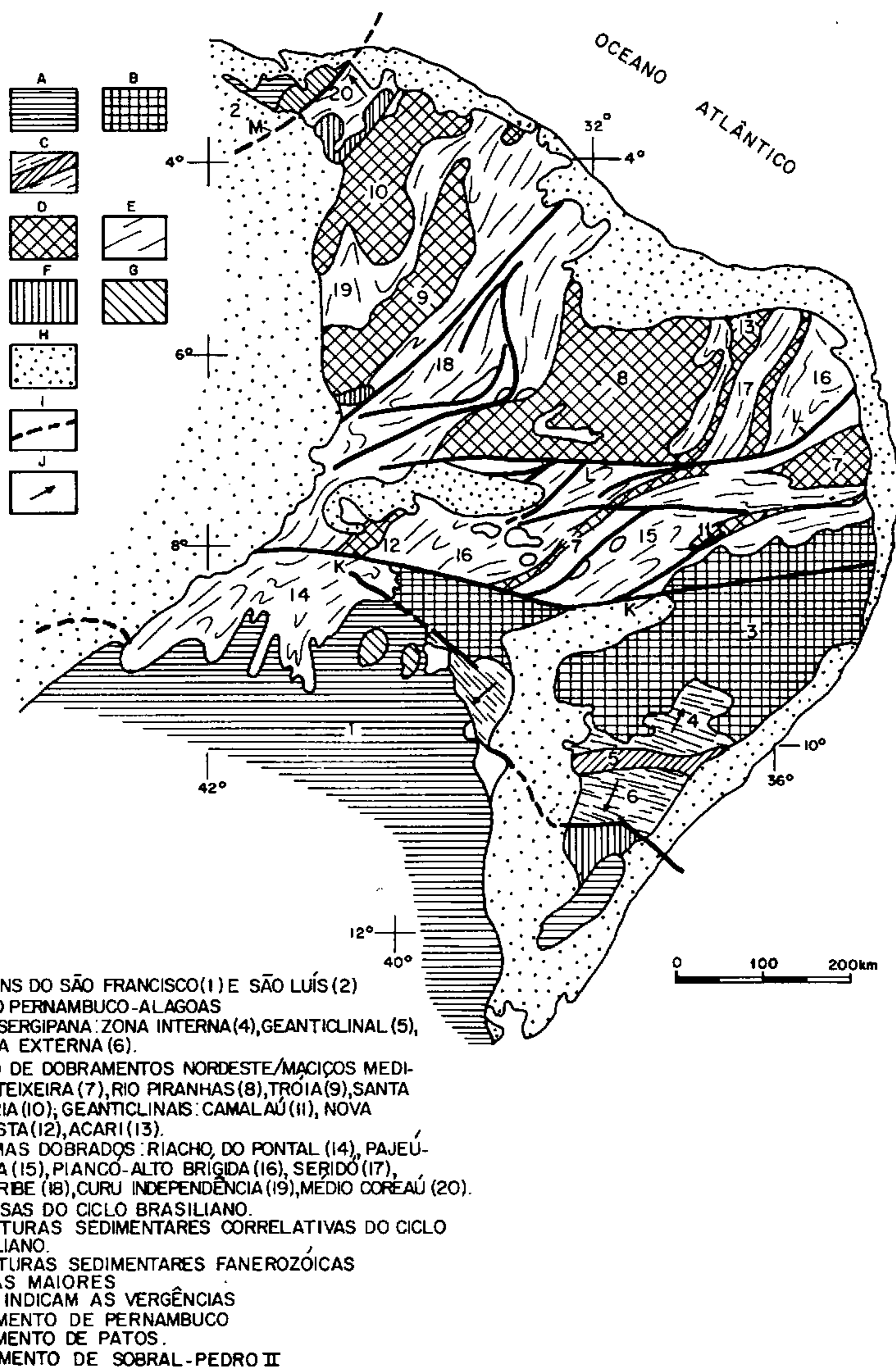


Fig. 4.1 — O sistema ou região de dobramentos Nordeste, segundo Almeida et alii (1976).

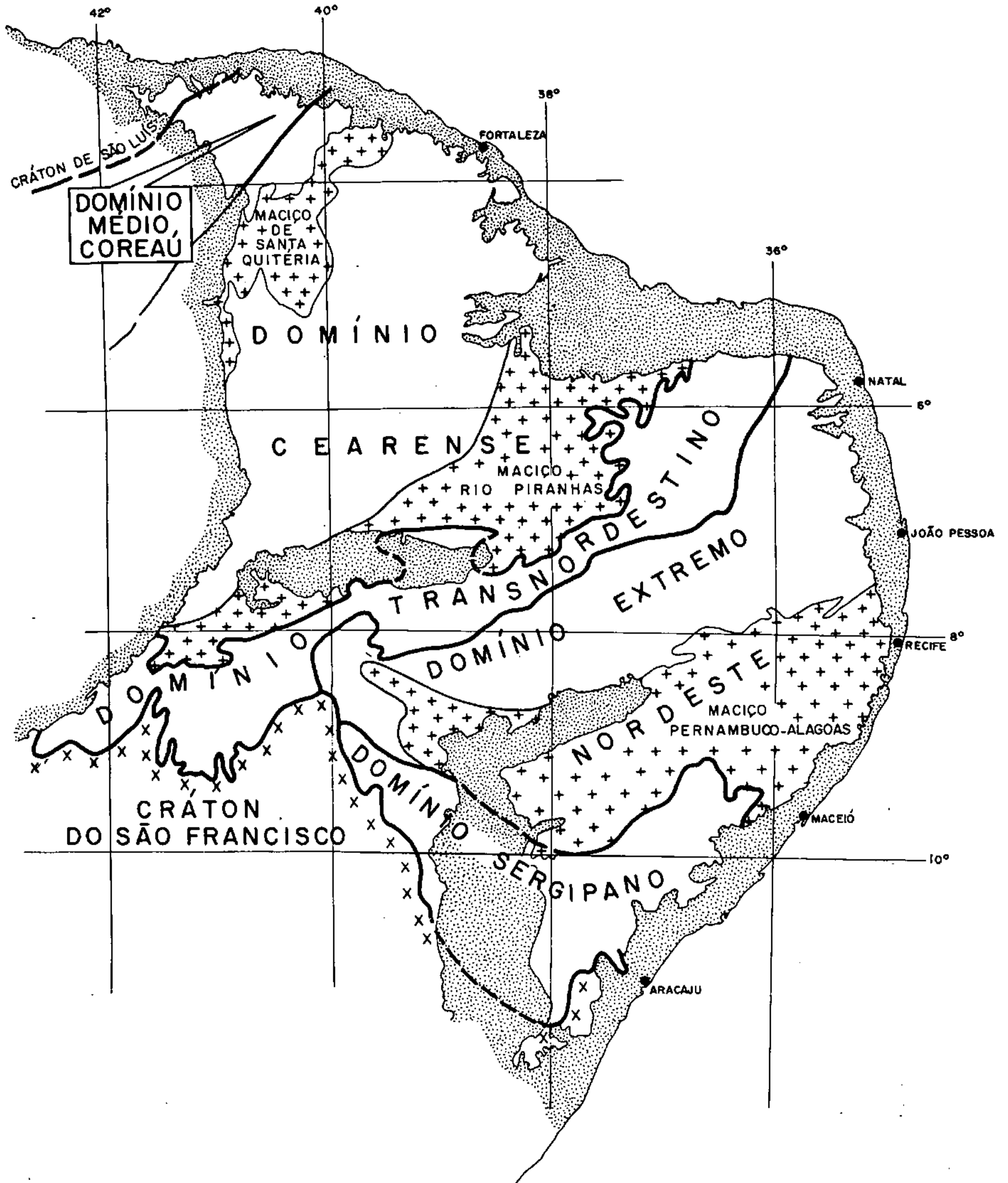


Fig. 4.2 — Domínios estruturais da região de dobramentos Nordeste.

duba, o *graben* Bambuí-Jaibaras e a plataforma de Sobral, esta última já fora do domínio aqui descrito. Os horsts são constituídos por rochas do Proterozóico Inferior, talvez até mais antigos, enquanto que os *grábens* são preenchidos por rochas não metamórficas ou metamorfozadas a um baixo grau; entre essas últimas, distingue-se aquelas de posicionamento incerto dentro do Proterozóico — caso do grupo Martinópole, aquelas do Proterozóico Superior — grupo Ubajara, e do Cambro-Ordoviciano — grupo Jaibaras e graníticas.

O domínio Cearense distribui-se entre o Lineamento Sobral-Pedro II e a faixa metamórfica central da Província, aqui denominada de domínio Transnordestino. Suas características essenciais são o estilo estrutural não linear, coerente com a predominância da infraestrutura migmatítica-granítica; amplas exposições de um embasamento pré-brasiliano, com abundância de máfico-ultramáficas; e presença de relíquias metamórficas de características litológicas peculiares. Entidades características deste domínio são os maciços de Santa Quitéria e Rio Piranhas, descritos por Brito Neves (1975).

O domínio Transnordestino corresponde a uma faixa metamórfica que atravessa diagonalmente a Província numa extensão de aproximadamente 950 km. Nela predominam metamórficas e graníticas de médio grau, com estrutura predominantemente linear, abrangendo três subdomínios característicos: Seridó, Piancó- Alto Brígida e Riacho do Pontal.

O domínio Extremo Nordeste situa-se imediatamente ao sul do domínio anterior e estende-se até o sistema de falhas de Macururé-Pedro Alexandre-Batalha. Desenvolvem-se amplas exposições de uma infraestrutura migmatítica, com predominância do embasamento pré-brasiliano; faixas metamórficas não migmatíticas são pouco desenvolvidas e de constituição litológica pouco característica. A entidade mais representativa é o Maciço Pernambuco-Alagoas.

O domínio Sergipano situa-se imediatamente ao norte do cráton do São Francisco, sendo limitado ao norte pelo sistema de falhas Macururé-Pedro Alexandre-Batalha. Constitui o único domínio cujo alongamento não se faz segundo a direção NE-SW e sim segundo o *trend* NW-SE. Com características de zoneamento metamórfico, foi inicialmente equiparado a uma geossinclinal (Humphrey & Allard, 1967, Santos & Silva Filho, 1975; Silva Filho et alii, 1978). Recentemente, Brito Neves et alii (1978) e Almeida et alii (1979) subdividiram-no em duas faixas dobradas — externa ou sergipana e interna ou subalagoana, separadas por um alto estrutural — a geanticlinal de Propriá. Predominam seqüências de médio e baixo grau, com pouco desenvolvimento de graníticas; as seqüências de baixo grau assemelham-se em grande parte àquelas do domínio médio Coreau, enquanto que as de médio grau são caracterizadas pela ampla distribuição de ultramáficas.

Destaque especial deve ser dado aos extensos falhamentos que seccionam a região de dobramentos em várias direções. Kegel (1961, 1965) foi o primeiro a chamar a atenção desses falhamentos de dimensão regional, aos quais propôs a utilização do termo lineamento. Ebert (1962) enfatizou a importância dos lineamentos da Paraíba e de Pernambuco na estruturação dessa região, definidos numa faixa de direção E-W que denominou de "Zona Transversal". Contribuições posteriores (Cobra, 1966; Barbosa et alii, 1970a; Santos, 1971; Brito Neves, 1975; Mello, 1979; Agrawal, 1981) destacaram principalmente o seu caráter transcorrente, reconhecendo-lhe, entretanto, o caráter policíclico, com reativações inclusive no Mesozóico.

A figura 4.3 mostra a distribuição dos principais lineamentos da Região de Dobramentos Nordeste. Observa-se que o domínio Médio Coreau é caracterizado por um sistema de falhas paralelas de direção NE-SW, destacando-se o lineamento Sobral-Pedro II (fig. 4.4). No Domínio Cearense são característicos os falhamentos de mesma direção (p.ex. Senador Pompeu) e os de direção N-S ou NNW-SSE (Tauá, Rio Groaíras, Orós e Jaguaribe). Na Zona Transversal, predominam os falhamentos de direção E-W (lineamentos Paraíba, Cariris Velhos e Pernambuco) e NE-SW (Serra Talhada, Afogados da

Ingazeira e Congo). No Domínio Sergipano, a predominância é dos falhamentos de direção WNW-ESE e ENE-WSW.

Mello (1979) defendeu a existência de um padrão regmático fundamental da crosta e interpretou a dinâmica dos falhamentos através dos modelos de Moody & Hill; dada a importância estrutural desses lineamentos, este autor também propôs a existência de 3 províncias estruturais no Nordeste, separados pelos lineamentos da Paraíba e de Pernambuco: Províncias Caririana, Transversal e Sergipana.

É evidente a influência dessa trama de suturas regionais na estruturação das faixas de supracrustais, sugerindo a existência de um ou mais episódios de fragmentação de um supercontinente formado no Arqueano. Nesta evolução, a presença de extensas faixas proterozóicas de supracrustais psamíticas e psefíticas (unidades Po, Pe e Ps) podem representar o testemunho de um estágio *rift*, que seria sucedido por um estágio de mar aberto, cujos sedimentos obliterariam ou não as seqüências do estágio anterior, conforme supõe Siqueira (1978).

Em alguns domínios, é possível que o arranjo desses falhamentos esteja relacionado mesmo a antigas junções triplices, como sugere o modelo dos falhamentos do Médio Coreau e seu limite com o domínio Cearense (Falhas de Sobral-Pedro II, Tauá e R. Groaíras), ou ainda o arcabouço existente nas supracrustais da região de Cococi (CE), arranjadas pelos falhamentos de Tauá, Senador Pompeu e Alto Alegre-Caraíbas.

Assim, parece fora de dúvida que esses lineamentos passaram por um estágio tensional, de rifteamento crustal intraplaca, evoluindo para falhamentos compressivos, de empurrão e transcorrência no estágio de fechamento dos mares proterozóicos, com a colisão das placas brasileiras em jogo. Já no início do Paleozóico, esses falhamentos voltaram a assumir um comportamento tensional, com a formação das molassas brasileiras, regime que elas herdariam definitivamente, nas subseqüentes reativações fanerozóicas.

CRÁTON DE SÃO LUÍS E UNIDADES GEOLÓGICAS DA REGIÃO DO GURUPI

A presença de uma área estável muito antiga no litoral dos estados do Maranhão e Pará ficou evidenciada por Hurley et alii (1967), através de datações radiométricas Rb-Sr e K-Ar, que forneceram idades em torno de 2 000 Ma para rochas dessa região, corroborando um estudo anterior de reconstrução geográfico-geológica dos continentes africano e sul-americano, em posição pré-deriva continental, feito por Bullard et alii (1965, in Hurley et alii, 1967). Na área próxima a São Luís, Hurley et alii (1967) detectaram os mesmos limites de idades observáveis no oeste Africano; segundo esses autores determinações K-Ar situam-se no *range* de 410 a 640 Ma, enquanto que determinações Rb-Sr em rocha total posicionam-se em torno de 2 000 Ma (ciclo Transamazônico), dados esses confirmados posteriormente no vale do rio Gurupi por Almaraz & Cordani (1969) (fig. 4.5).

Com base nos trabalhos de Hurley et alii (1967), Almeida (1967) propôs a existência, na região em pauta, da plataforma de São Luís e de uma faixa tectogênica baicaliana. Esta área cratônica de São Luís, conforme denominação dada por Cordani et alii (1968), Cordani (1968) e Almeida et alii (1976), constituiria no fim do Pré-Cambriano Superior o antepaís de uma faixa dobrada de idade pré-cambriana superior a cambriana, existente no seu bordo sul, cujas rochas formadas por xistos, filitos, quartzitos e itabiritos constituem o grupo Gurupi (Moura, 1936). Ainda segundo Almeida et alii (1973), rochas clásticas não dobradas, aflorantes nessa área, estimadas como de idade cambro-ordoviciano, poderiam representar molassa final do ciclo Brasileiro.

Uma tentativa de extensão do cráton de São Luís até a zona limreira Piauí-Ceará foi feita por Brito Neves (1975), ao admitir a hipótese de sua conexão com o maciço de Granja, por analogias de ordem litológica, estrutural e de comporta-

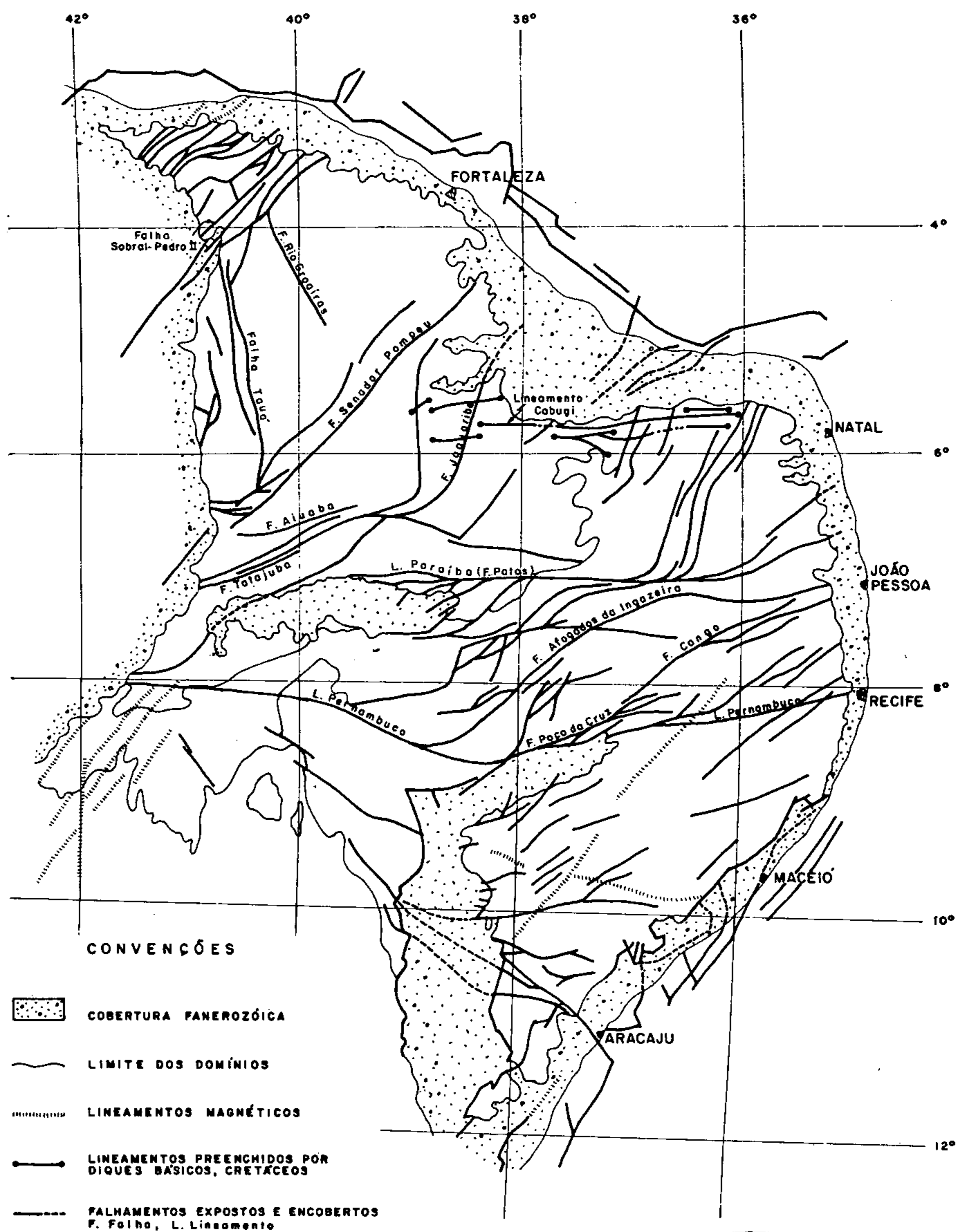


Fig. 4.3 — Principais falhamentos e lineamentos da região de dobramentos Nordeste.

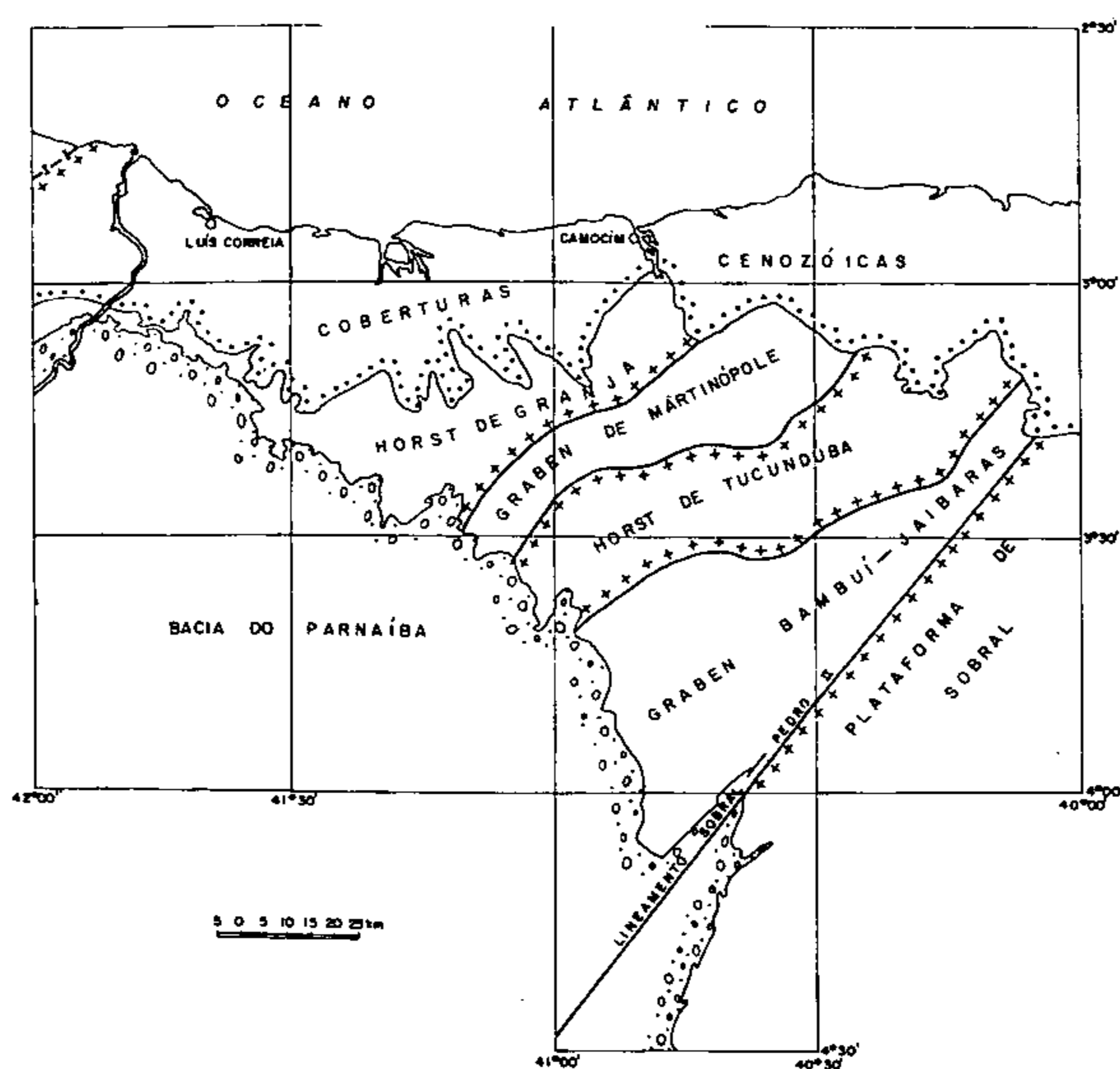


Fig. 4.4 — Domínio médio Coreau (compilado de Costa et alii, 1973).

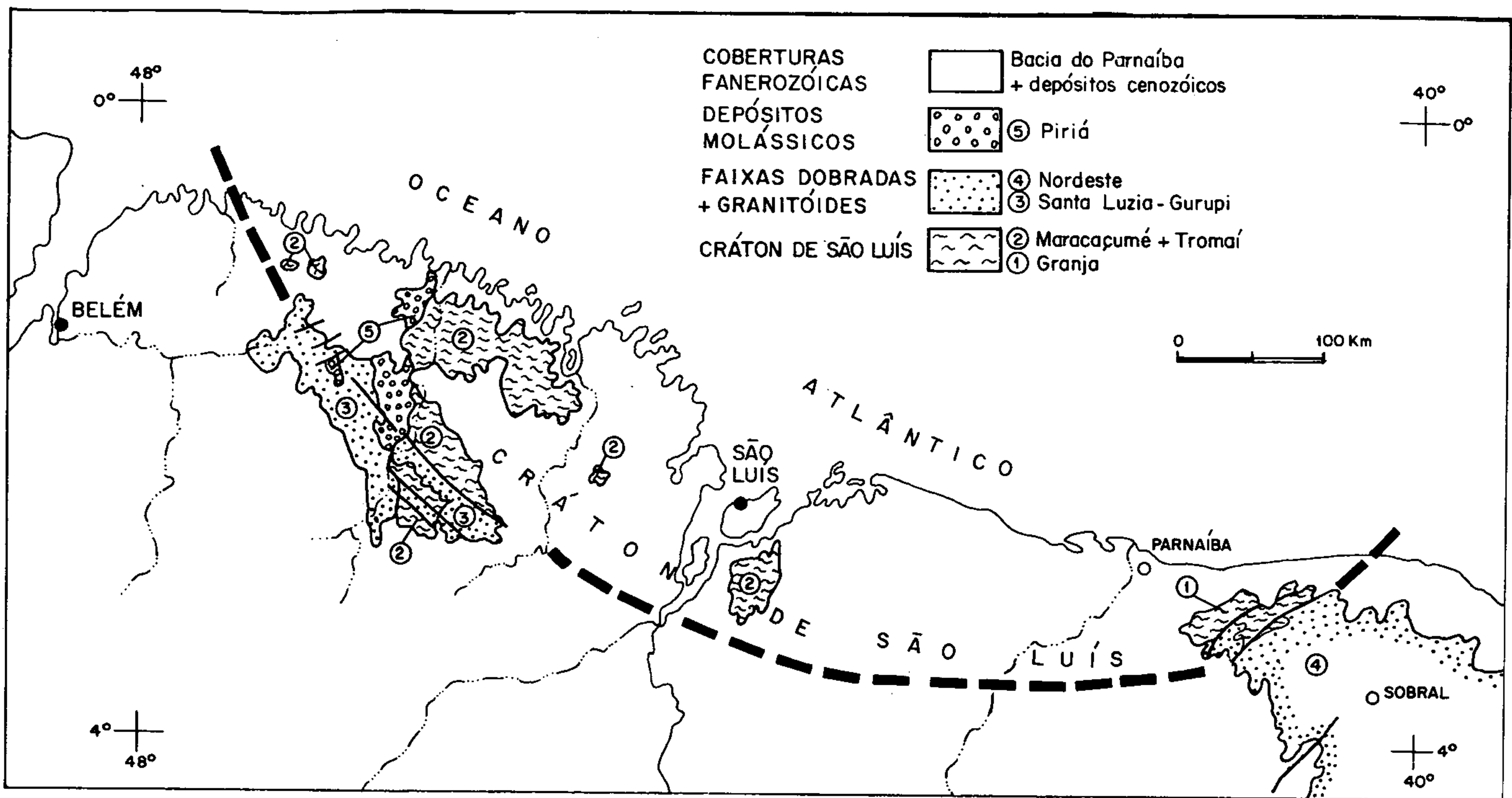


Fig. 4.5 — O cráton de São Luís e unidades geológicas da região do Gurupi, segundo Almeida et alii (1973), Brito Neves (1975), J.L. da Costa et alii (1975, 1977) e Abreu et alii (1980a), com modificações.

mento geotectônico. As duas áreas estariam separadas, entretanto, por uma fração do complexo basal efetivamente remobilizado no ciclo Brasileiro.

Mapeamentos geológicos na região, somente foram realizados a nível de reconhecimento regional e escala pequena por Francisco et alii (1971), J.L. da Costa et alii (1975, 1977) e Abreu et alii (1980a), cujos resultados são sintetizados no presente mapa geológico, utilizando-se em especial os conceitos expressos pelos últimos autores no estudo das rochas pré-cambrianas da região dos rios Piriá, Gurupi e Maracaçumé, entre os estados do Pará e Maranhão. Esses autores, calcados em conhecimentos anteriores e em estudos adicionais de geologia regional, fazem uma nova proposta estratigráfica para a região do cráton de São Luís. Esta nova proposta, associada àquela feita anteriormente por J.L. da Costa et alii (1977), é aqui seguida com algumas modificações.

Dessa forma, os gnaisses e migmatitos que compõem o cráton de São Luís são colocados no Arqueano por Abreu et alii (1980a), sob a denominação de complexo Maracaçumé ou associação metamórfica Maracaçumé conforme proposta inicial de J.L. da Costa et alii (1977). As faixas móveis, que bordejam com direção aproximada NNW-SSE e NW-SE a borda sul desse complexo, são representadas pelos xistos da formação Santa Luzia, talvez de idade Transamazônica, e pelos metamorfitos de baixo grau da formação Gurupi, referida ao ciclo Brasileiro. Um conjunto de unidades sedimentares, englobadas na formação Piriá (J.L. da Costa et alii, 1977), é aqui referido ao limite Proterozóico Superior-Paleozóico, representando possivelmente depósitos da etapa orogénica final do ciclo Brasileiro.

Manifestações vulcano-plutônicas, com valores radiométricos da ordem de 2 000 Ma e afetando, em especial, o complexo Maracaçumé, foram denominadas de formação Tromai (Abreu et alii, 1980a) ou associação anorogénica Tromai (J.L. da Costa et alii, 1977). As suas relações com as faixas móveis entretanto não são bem estabelecidas. Abreu et alii (1980a),

colocam-nas em posição pós-Santa Luzia e pré-Gurupi. Em vinculação com eventos brasileiros, Abreu et alii (1980a) caracterizam ainda uma manifestação de natureza magmática representada pela intrusão alcalina de Boca Nova e pelo granitóide de Nei Peixoto.

ARQUEANO (A(T-B)) E PRÉ-CAMBRIANO NÃO DIFERENCIADO (PX)

Estas duas unidades serão abordadas conjuntamente dada à similaridade litológica frequentemente encontrada entre as duas; os núcleos arqueanos foram limitados em mapa apenas pelo suporte geocronológico que possuem, diferentemente das áreas de Pré-Cambriano não diferenciado.

Arqueano da parte setentrional do cráton do São Francisco

O Arqueano do norte da Bahia tem sido referido como grupo Caraíba e, mais recentemente, como complexo metamórfico-migmatítico. Dalton de Souza et alii (1979) descreveram gnaisses anfibolíticos com intercalações de máfico-ultramáficas, gnaisses quartzo-feldspáticos e migmatitos metatexiticos, os quais predominam na região noroeste de Petrolina (entre Barrinha, Abóbora e Itamotinga). Nas imediações da barragem de Sobradinho, predominam diatexitos e granito-gnaisses, os quais abrigam batólitos graníticos de geração ou regeneração transamazônica. Biotita-moscovita-gnaisses aparecem em faixas, normalmente associadas a quartzitos, como aquelas ocorrências descritas por Caldasso et alii (1973) no anticlinório de Ponta da Serra. Granulito ocorre na Fazenda Rocinha, a leste-sudeste de Juazeiro. São frequentes as intercalações de rochas calcissilicáticas, quartzitos, biotita-xistos arteríticos, formações ferríferas, rochas máfico-ultramáficas, além de ocasionais mármores. Dentre as máfico-ultramáficas são conhecidos

anfíbolitos, tremolita-actinolita-xistos, hornblenditos, talcoxis-tos, serpentinitos, piroxenitos e anortositos.

Datações Rb-Sr realizadas por Dalton de Souza et alii (1979) em rochas da região de Remanso definiram uma isócrona de referência típica do ciclo Jequié ($T = 2\,600$ Ma e $R_o = 0,705$) com rejuvenescimento transamazônico. Idades K-Ar de algumas amostras apresentaram idades compatíveis com o fechamento do sistema transamazônico ($1\,762 \pm 51$ Ma) e com o sistema brasileiro (547 ± 9 Ma). Jardim de Sá et alii (1978) encontraram, em 3 amostras de migmatitos de Santa Rosa de Lima, idades entre 2 300 e 3 000 Ma, para uma razão inicial de $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,705$. Tais amostras situam-se junto a linha isocrônica de 2 700 Ma ($R_o = 0,707$), definida como idade de migmatização de rochas mais antigas que 3 000 Ma, indicando, portanto, uma herança catarqueana.

No embasamento do domínio Sergipano, entre Riachão do Dantas, Itabaianinha e Inhambupe, também afloram rochas desta unidade. Silva Filho et alii (1979) distinguiram granulitos, charnockitos e diatexitos. Entre os charnockitos, individualizam-se enderbitos, leptinitos e granoblastitos, observando-se algumas intercalações de quartzitos. Na área dos granulitos, aparecem hornblenda-piroxênio granulitos com ou sem biotita, granulitos ácidos, hornblenda-piroxênio-biotita-gnaisses e biotita-granada-gnaisses, sendo comuns as intercalações de norito. Nas proximidades de Arauá e Buquim ocorrem granoblastitos kinzigíticos, devendo-se mencionar também quartzitos em Riachão do Dantas e calcissilicáticas em Arauá. Estes autores definiram uma isócrona de $1\,750 \pm 90$ Ma ($R_o = 0,705$) para estas rochas, que representam um evento de retrometamorfismo regional, já que as vulcânicas de Arauá, que as cortam, possuem também esta idade. A idade de formação é atribuída à 2 700 Ma, idade do complexo Jequié estabelecida por Cordani (1973).

Arqueano do cráton de São Luís

No cráton de São Luís, nos estados do Pará e Maranhão, o embasamento arqueano foi descrito por Costa et alii (1977) e Abreu et alii (1980a), como associação metamórfica ou complexo Maracaçumé, respectivamente. Os gnaisses e migmatitos, em íntima associação, são os tipos litológicos mais comuns desse complexo, apresentando composição granítica à tonalítica. Normalmente apresentam acentuada foliação com alternância de leitos félsicos e máficos, ocorrendo, localmente, tipos isótopos e maciços com características de granitóides. Encraves ortoanfíbolíticos (actinolita-tremolita, hornblenda verde) de formas e dimensões variáveis são frequentes.

Algumas determinações radiométricas disponíveis indicam idades transamazônicas para esse complexo na área de São Luís e no vale do Gurupi (Hurley et alii, 1967; Almaraz & Cordani, 1969), observando-se também idades brasileiras, a leste de São Luís e outras ainda no Ceará, onde Brito Neves (1975) e Almeida et alii (1976) admitem a existência de uma fração da área cratônica de São Luís (maciço de Granja). Entretanto, considerando a presença de um complexo vulcano-plutônico mais jovem (Tromaí), não metamorfizado na região do Gurupi com idade em torno de 2 000 Ma cortando o complexo Maracaçumé e afetando, provavelmente, também as supra-crustais da formação Santa Luzia, uma idade arqueana para esse complexo é sugerida.

Arqueano e Pré-Cambriano não Diferenciado da região de dobramentos Nordeste

Domínio Médio Coreá

As rochas que compõem o *horst* ou maciço de Granja, foram aqui incluídas no Pré-Cambriano não Diferenciado. Segundo Costa et alii (1973) predominam migmatitos de aspecto granitóide, com foliação irregular ou difusa. De Granja para o norte, esse tipo cede lugar a fácies quartzofeldspáticas com

granada abundante, parecendo corresponder a kinzigitos. Incluem também granulitos, metatexitos, quartzitos puros, micáceos e ferruginosos. Segundo Brito Neves (1978), as rochas deste maciço caracterizam-se pela pobreza em rubídio, o que dificulta sua determinação geocronológica. A incidência de idades convencionais entre 900 e 1 450 Ma nessas rochas, cujos pontos situam-se acima e abaixo de uma isócrona de referência de $1\,150 \pm 176$ Ma, definem provavelmente uma etapa vigorosa de homogeneização isotópica de rochas mais antigas. De um modo geral, a maioria dos autores aceita que o maciço de Granja constitui uma extensão de cráton de São Luís (fig. 4.4, fig. 4.6).

Domínio Cearense

Neste domínio, distingue-se os núcleos arqueanos de Tauá e Tróia, além dos complexos de tipo Tamboril-Santa Quitéria, englobados no Pré-Cambriano não Diferenciado (fig. 4.6).

Núcleos de Tauá e Tróia — O núcleo da Tauá é composto principalmente por uma vasta massa diorítica, contendo núcleos de olivina-gabro, com variado grau de migmatização; na região ao sul de Tauá, Oliveira et alii (1974) descreveram migmatitos e gnaisses com herança máfica, além de restritas intercalações de mármore dolomíticos, grafitosos e tremolíticos.

No núcleo de Tróia, predominam rochas quartzofeldspáticas descritas por Campos et alii (1976) como leptinitos. Brito Neves (1975) refere-se a uma seqüência de gnaisses leucocráticos e anortosíticos interestratificados com rochas máfico-ultramáficas, que ocuparia a parte central do denominado maciço de Tróia. A peculiaridade mais marcante do maciço de Tróia é a presença de uma variada suite de ultramáficas, incluindo serpentinitos cromitíferos, xistos antofiliticos e tremolíticos, aparecendo na periferia de núcleos granitizados. Tais massas podem representar cinturões ultramáficos intradômicos erodidos, que constituem típicas entidades arqueanas.

Determinações radiométricas realizadas por Brito Neves (1975) indicaram uma idade isocrônica de $2\,150 \pm 200$ Ma, com $R_o = 0,703 \pm 0,001$, com rejuvenescimento por volta de 550 Ma. Entretanto, duas amostras de gnaisses plagioclásicos, talvez anortosíticos, fogem totalmente da isócrona transamazônica, devendo tratar-se de testemunhos arqueanos.

Complexos do tipo Tamboril-Santa Quitéria — Vastas massas migmatíticas que aparecem na parte norte do Domínio Cearense são formadas por rochas descritas por Campos et alii (1976) como complexo Tamboril-Santa Quitéria. Braga et alii (1977) comparam estes maciços a domos gnáissico-graníticos manteados mas, na realidade, tratam-se de estruturas comparáveis aos *upwellings* migmatito-graníticos da Groenlândia (Haller apud Mehnert, 1971; Talbot, 1979). No maciço de Santa Quitéria predominam fácies gnáissicos, metatexiticos e facoidais nas margens, e migmatitos de estruturas não planares, até homófanos no seu interior. Não são incomuns resíduos de anfíbolitos, anfíbolio-gnaisses, quartzitos e rochas calcissilicáticas, devendo-se destacar o *trend* de jazimentos de ferro, existente ao longo do riacho dos Macacos, com aproximadamente 38 km de extensão. A extensão do maciço de Santa Quitéria a oeste da falha de Tauá resultou de interpretação dos dados de Costa et alii (1973) e Barbosa et alii (1977), os quais descrevem rochas comparáveis a diatexitos e gnaisses oftálmicos na área a oeste de Novo Oriente, Crateús e Nova Russas. Complexos de características similares aparecem nas regiões de Quixeramobim e Saboeiro, ou seja, são massas diatexitico-granitóides, interpretadas à luz dos dados de Campos et alii (1976).

Brito Neves et alii (1975) encontraram 3 isócronas de referência Rb-Sr para os diferentes componentes do maciço de Santa Quitéria. As rochas granitóides apresentaram idades brasileiras (680 ± 25 Ma e 500 ± 25 Ma), enquanto que os enclaves anfíbolíticos e calcissilicáticos alinharam-se segundo uma isócrona de $1\,050 \pm 150$ Ma, com razão inicial de $0,708 \pm 0,002$. Estes autores admitem este último valor como início do

processo de granitização, devendo a idade desses enclaves ser mais antiga e atribuível ao ciclo Transamazônico.

No chamado maciço Rio Piranhas as rochas desta unidade têm sido referidas como complexo Caicó, mas são aqui correlacionadas ao complexo Tamboril-Santa Quitéria. Distingue-se faixas gnáissicas principalmente na região limítrofe Rio Grande do Norte-Ceará (entre Alto Santo, Iracema, Pau dos Ferros e Tenente Ananias); porém, a dominância é de migmatitos fortemente homogeneizados, principalmente na região intrabatolítica de Pombal, Brejo do Cruz, Catolé do Rocha, Patu e Olho d'Água do Borges. São freqüentes os relictos máficos, principalmente anfibolíticos, dioríticos e gabróicos, devendo-se destacar sua incidência nas áreas de Riacho do Cruz (Campos et alii, 1976), Augusto Severo, Cajazeiras, Piancó-Bonito de Santa Fé e Acari. Na área ao sul da chapada do Araripe alternam-se biotita-gnaisses finos e metatextitos, encaixando granito-gnaisses, além de hornblenda-gnaisses e metabásitos. Supracrustais quartzíticas são conhecidas na região de Pau dos Ferros, Paulistana e ao longo da faixa Itajubatiba-Coremas-Cachoeiras dos Índios; itabiritos e quartzitos ferruginosos ocorrem em Macacos e na serra da Formiga, na interface com o domínio Transnordestino. São conhecidas também intercalações carbonáticas e calcissilicáticas.

Determinações radiométricas indicam uma idade mínima transamazônica. Vandoros (in Brito Neves, 1975) encontrou uma idade K-Ar de $2\,030 \pm 61$ Ma para um gabro da região de Cedro; há referências também a idades Rb-Sr de aproximadamente 1 900 Ma próximas a essa área, $1\,808 \pm 74$ Ma em Pereiro, $2\,015 \pm 87$ Ma ao norte de Sousa.

Complexo do tipo Madalena — Na região entre Madalena e Choró foi individualizada outra área do Pré-Cambriano não diferenciado, neste caso com características diferentes dos anteriormente descritos. Esta área caracteriza-se pela abundância de máfico-ultramáficas, ausência de supracrustais e padrão não linear de sua estrutura. Braga et alii (1977) salientam a predominância de hornblenda-gnaisses, os quais incluem máfico-ultramáficas e calcissilicáticas. Ainda não existem determinações geocronológicas neste tipo de terreno.

Domínio Transnordestino, subdomínio Seridó

Ovais arqueanas dos complexos Caicó e São Vicente — No subdomínio Seridó, há núcleos arqueanos bem caracterizados, encontrados ao longo de anticlinais e ovais, que são ocupados pelos denominados complexos Caicó e São Vicente. O complexo Caicó, descrito originalmente por Meunier (1964), foi posteriormente usado de uma forma indiscriminada por vários autores, que o estenderam a outras regiões do Nordeste. Brito Neves et alii (1975) reativaram o uso do termo, recomendando a sua utilização atual apenas na área-tipo, situada no trecho entre São José do Seridó e Jardim de Piranhas. Segundo esses autores, o complexo Caicó é constituído por metassedimentos gnáissicos, xistos, quartzitos, paranfibolitos e calcários, com migmatitos e rochas graníticas associadas. Estruturalmente, é caracterizado por um dobramento semiplástico, com freqüência de braquidobras, lineações sinuosas com um *trend* geral NNE e N-S e planos axiais raramente verticais. O estudo geocronológico constatou uma isócrona Rb-Sr que caracteriza uma idade de $2\,720 \pm 135$ Ma. Um alinhamento de 1 750 Ma, carente de maior confirmação, pode significar um rejuvenescimento transamazônico, enquanto que idades Rb-Sr e K-Ar de 480-720 Ma devem indicar processos de regeneração granítica e idade de resfriamento, relativos ao ciclo Brasileiro.

O complexo São Vicente (Ebert, 1968) aflora nos ovais de Caicó, Florânia e São Vicente, tendo sido bem estudado por Pessoa (1976). Predominam migmatitos e plagioclásio-gnaisses, com mergulhos fortes da foliação gnáissica; além de gabróides e dioritóides. As determinações geocronológicas efetuadas na oval de Caicó (incluindo também rochas do complexo Caicó) indicaram uma idade de $2\,670 \pm 100$ Ma, com razão inicial de $0,701 \pm 0,001\,4$; entretanto uma amostra apresen-

tou idade convencional de $3\,590 \pm 190$ Ma ($R_o = 0,705$), evidenciando a presença de material mais antigo que o ciclo Jequié. Nas demais ovais, parece ter ocorrido total rejuvenescimento transamazônico, como testemunha a excelente isócrona de $2\,170 \pm 40$ Ma ($R_o = 0,702\,1 \pm 0,000\,4$) obtida por Pessoa (1976) para as rochas da oval de Florânia. Na região de Lajes, rochas atribuídas ao complexo Caicó apresentaram idade da ordem de $3\,017 \pm 74$ Ma (Brito Neves, 1978); este mesmo autor encontrou, nesta região idades Rb-Sr convencionais variando de 1 063 Ma até 2 315 Ma, em diversos componentes de migmatitos.

Recente reavaliação feita por Hama (1980) sugere a existência de relíquias catarqueanas atestadas por duas amostras que se enquadram em isócrona de crosta primária ($T = 3\,658 \pm 100$ Ma, $R_o = 0,705\,4$), determinada por Grant. (apud Hama, 1980). Além disso, a análise de várias determinações realizadas pelo próprio Hama e por diversos autores em rochas dos núcleos de Caicó, Lajes, Florânia, Natal, Presidente Juscelino e Caiçara do Rio do Vento* indicam a presença dos ciclos Guriense e Jequié nesta região, através do estabelecimento de duas isócronas, respectivamente de idades $3\,118 \pm 150$ Ma ($R_o = 0,705\,4$) e $2\,526 \pm 67$ Ma ($R_o = 0,704\,4$).

Domínio Extremo Nordeste

Arqueano de Limoeiro — O arqueano da região de Limoeiro constitui uma relíquia preservada dentro do maciço Pernambuco-Alagoas e seus limites são ainda muito mal definidos. Nele predominam dioritos variadamente gnaissificados e migmatizados, incluindo massas irregulares de máfico-ultramáficas; freqüentemente desenvolvem-se diatextitos e granitos de anatexia de evidente influência do evento brasileiro. Notável é a presença de um maciço gabro-anortositico (ω), com particularizações máfico-ultramáficas, contendo massas de minério ilmenítico, aflorante entre Limoeiro e Grayatá. Diversas idades convencionais demonstram a longa história crustal desta região. Cordani (in Brito Neves et alii, 1974) obteve idades K-Ar convencionais de $2\,800 \pm 110$ Ma e $2\,980 \pm 95$ Ma em anfibólio e em rochas do complexo gabro-anortositico de Limoeiro; além disso, há incidência de idades transamazônicas e brasileiras.

Outras ocorrências do Arqueano — Ocorrências similares à de Limoeiro aparecem mais ao norte, na parte oriental dos estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte. São os núcleos diatexiticos de Natal e Presidente Juscelino, com herança máfica testemunhada pela presença de pequenos corpos de diorito, gabro e anfibolito. Brito Neves (1978) determinou uma isócrona de referência superior a 2 300 Ma e idades convencionais da ordem de $2\,974 \pm 71$ Ma e $3\,237 \pm 245$ Ma em rochas destes dois maciços. Testemunhos não mapeáveis na escala do mapa, mas de igual significado, são os charnockitos de Caruaru e Santa Cruz do Capibaribe. Embora Sial (1968) os tenha considerado como intrusões do final do Pré-Cambriano, o contexto geológico sugere uma idade mais antiga. Petrograficamente são charnockitos mesocráticos e melanocráticos, de composição granodiorítica, diorítica e sienítica; convém mencionar a presença de um albita-charnockito na localidade de Normandia, município de Caruaru.

Complexos migmatito-granitóides — Estes ocorrem sob duas formas distintas, segundo Santos (1977): os de herança sedimentar pelítico-psamítica e os de herança máfico-ultramáfica. Entre os primeiros, o mais característico é o que compõe o chamado maciço Pernambuco-Alagoas. Este maciço é constituído por diatextitos normais e heterogêneos, contendo septos xistosos ou gnáissicos (Santos, 1977; Brito Neves, 1975). Silva Filho et alii (1979a) englobaram as rochas desta unidade no complexo granítico-migmatítico, distinguindo diatextitos, horn-

*As determinações referentes às 3 últimas localidades já pertencem ao Domínio Extremo Nordeste.

blenda-biotita-granitóides e biotita-granitóides. Os diatexitos estão intimamente associados com granitóides porfiróides e possuem enclaves supermicáceos, de anfibólito-gnaiss, anfibólito e, localmente, granulito. O neossoma é de composição principalmente diorítica. Raros metatexitos possuem estrutura estromática com paleossoma gnáissico com biotita e/ou hornblenda e neossoma granitóide e pegmatóide.

O maciço Pernambuco-Alagoas, deve ser, em parte, de idade arqueana, a levar-se em conta as relíquias de Limoeiro, Caruaru e Santa Cruz do Capibaribe anteriormente descritas. Entretanto a regeneração brasileira foi extrema, principalmente no interior do maciço. Aparentemente, na margem sudeste acham-se melhor preservadas as relíquias pré-brasileiras, observando-se uma incidência de idades entre 1 100-1 200 Ma, ainda não bem definidas, e em torno de 1 700 Ma, provável testemunho do ciclo Transamazônico. Brito Neves (1978) encontrou uma isócrona de 1 750 Ma ($R_0 = 0,705$) em migmatitos de Palmeira dos Índios, Nazaré da Mata e Escada.

As observações geocronológicas parecem indicar que a parte leste do maciço seria melhor preservada da reomogeneização isotópica brasileira, pois os núcleos granulíticos, gabro-anortosíticos e migmatíticos antigos situam-se na porção oriental do mesmo. Nesse mesmo sentido, Silva Filho et alii (1979a) sugerem uma reavaliação do conceito do maciço, considerando que uma linha passando por Belo Monte e Jacaré dos Homens separaria o maciço em dois domínios. O domínio a leste teria se originado por regeneração do embasamento da faixa sergipana, enquanto o domínio a oeste teria evoluído através da granitização direta dos metassedimentos geossinclinais do sistema Sergipano. Área de características similares é o denominado maciço de Jabitacá, descrito também por Santos (1977).

Entre os do segundo tipo, a área padrão é o chamado Maciço de Mulungu, descrito por Santos (1977). Trata-se de uma entidade confinada ao núcleo anticlinal de Algodões, incluindo 3 componentes: a) o domo de Bandarra, formado por um biotita-hornblenda-granito gnáissico, localmente com granada; b) um envoltório migmatítico máfico-ultramáfico, compreendendo anfibólitos, dioritóides, gabróides, hiperstênio-piroxenitos e perkinitos; c) os granitóides do tipo Barra da Serra, de caráter estratóide ou lenticular, representados por biotita e hornblenda-granodioritos e granitos grosseiros, localmente porfiróides.

Também pertencem a este grupo o maciço migmatítico da região de Camalaú-Cabaceiras e a área que envolve os núcleos arqueanos de Natal e Presidente Juscelino. Esta última caracteriza-se pela estruturação transversal às faixas metamórficas adjacentes, por complicações estruturais ainda não bem elucidadas e presença de algumas ovais. É constituído por gnaisses com alternância de metabasitos e de rochas quartzo-feldspáticas.

Determinações Rb-Sr efetuadas por Brito Neves (1978) nesta área, mais especificamente em migmatitos e gnaisses da serra do Doutor e Santa Cruz, definiram uma isócrona de referência de 2 000 Ma; idades similares foram encontradas também no interior do maciço, além de idades brasileiras. Na parte leste do maciço de Camalaú-Cabaceiras, estes autores encontraram idades em torno de 500 Ma, 1 000 Ma e 2 000 Ma, sendo que 2 amostras, procedentes de Campina Grande e Café do Vento, forneceram idades de $2\,373 \pm 377$ Ma e $2\,337 \pm 1\,137$ Ma.

Domínio Sergipano

Unidades do Pré-Cambriano não Diferenciado inserem-se no interior do domínio Sergipano ao longo de altos estruturais: entre Canafístula e Arapiraca, na forma de migmatitos e granulitos; na anticlinal de Jirau do Ponciano, na forma de gnaisses; nos domos manteados de Itabaiana e Simão Dias, como diatexitos.

PROTEROZÓICO INFERIOR

Região setentrional do Cráton do São Francisco

Complexos Colomi, Barreiro, Rio Salitre e Itapicuru (Plc)

No domínio marginal setentrional do cráton do São Francisco, na Bahia, ocorrem cinturões estreitos de seqüências metassedimentares e vulcano-sedimentares conhecidas como complexos Colomi, Barreiro, Rio Salitre e Itapicuru (Dalton de Souza et alii, 1979) (fig. 4.6).

Complexo Colomi — O complexo Colomi (Barbosa, 1965) foi redefinido pelos autores acima, sendo subdividido, em alguns locais, nas seguintes unidades: unidade Serra do Choro, inferior, constituída de quartzitos, metarcóseos e metarenitos, que gradam lateral e verticalmente para a unidade Castela, representada principalmente por dolomito, calcário dolomítico e magnesita; unidade Serra da Capivara, que compreende formações ferríferas; e, superpondo toda a seqüência, a unidade Serra da Bicuda, que representa uma recorrência psamítica da sedimentação. Metavulcânicas básicas, de distribuição restrita, acham-se inseridas principalmente nas duas unidades inferiores. O complexo Colomi apresenta espessura bastante variada, atingindo cerca de 800 m na serra dos Colomis. Uma idade K-Ar de $1\,205 \pm 72$ Ma de um metabasito do complexo Colomi indica uma idade de retrabalhamento, em virtude de seu posicionamento estratigráfico pré-Espinhaço (vide região IV).

Complexo Barreiro — O complexo Barreiro compreende uma seqüência vulcano-sedimentar da fácies xisto-verde, que foi subdividida por Dalton de Souza et alii (1979) nas unidades Baixa do Rancho e Serra da Ingrata. A unidade Baixa do Rancho ou unidade filítica compreende metavulcânicas ácidas, metatufos e metassedimentos finos, estes últimos podendo conter material clástico de origem vulcânica; são menos comuns metassedimentos arenosos, *cherts* e metadolomito. A unidade Serra da Ingrata compreende metavulcânicas ácidas e intermediárias, metavulcanoclásticas e metassedimentos grosseiros, incluindo quartzitos, metarcóseos, metagrauvacas e metaconglomerados.

Complexo Rio Salitre — O complexo Rio Salitre é uma seqüência de características similares, abrangendo filitos, xistos, metarcóseos, metagrauvacas, quartzitos, metabasitos e metatufos.

Idades convencionais Rb-Sr dos complexos Barreiro e Rio Salitre figuram entre 2 000 e 1 350 Ma, que são interpretadas por Dalton de Souza et alii (1979) como idades mínimas, haja vista que ambos os complexos sotopõem o supergrupo Espinhaço.

Complexo Itapicuru — O complexo Itapicuru é composto por filitos, xistos, *cherts*, metamáfico-ultramáficos, itabiritos, metassiltitos e quartzitos.

Granitóides do norte da Bahia (Campo Alegre de Lurdes, Nova Remanso, etc.) (Pl γ)

No norte da Bahia, na região ocupada pelas margens da barragem de Sobradinho e adjacências, em posição que tectonicamente caracteriza a margem setentrional do cráton do São Francisco, desenvolvem-se batólitos granitóides e intrusões menores, descritos por Dalton de Souza et alii (1979) como gerados ou reativados no ciclo Transamazônico. A representação mais expressiva é o batólito de Campo Alegre de Lurdes, de caráter híbrido, formado por granitos, adamelitos, monzonitos, granodioritos e tonalitos, com restos gnáissicos e migmatíticos (fig. 4.6).

Outras massas importantes são representadas por granitos e adamelitos com biotita; este tipo de granitóide forneceu uma isócrona de 2 000 Ma. Uma outra variedade são granodioritos com biotita, piroxênio e hornblenda, que afloram principalmente em Brejo Grande do Marinho, ao norte da chapada Diamantina. Intrusões menores são formadas por hornblenda-

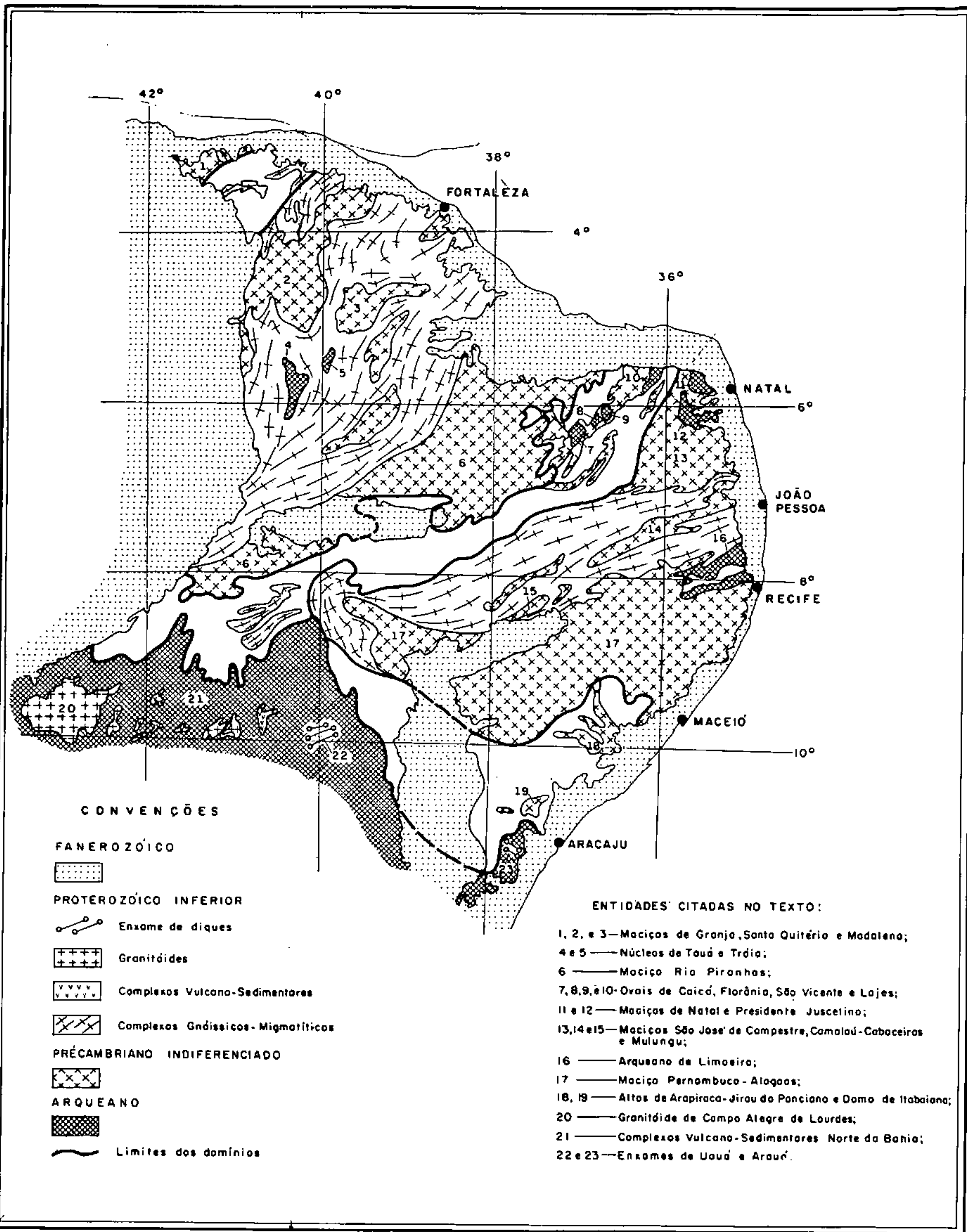


Fig. 4.6 — Distribuição do Arqueano, Proterozóico e Pré-Cambriano não diferenciado na região de dobramentos Nordeste.

granitos, riebeckita ou aegirina-granitos e sienitos, os quais podem configurar um magmatismo anorogênico mais jovem.

Diques de Arauá (Πλαα) e Uauá (Πίβυ)

O enxame de Arauá distribui-se entre Tanque Novo e Arauá, bem como ao norte de Buquim, Sergipe, compreendendo principalmente riólitos pórfiros, além de traquito, basalto e piroxenito. Uma datação Rb-Sr apontou uma idade de $1\,823 \pm 333$ Ma (Silva Filho et alii, 1979). O enxame de Uauá é mais expressivo, compreendendo dezenas de diques, alguns com até 50 km de extensão, alinhados principalmente na direção NE-SW. Investigação recente realizada por Winge & Danni (1980) indica a presença de diques e *sills* de diabásios e gabros. Estes autores supõem que tais diques foram os canais de alimentação das vulcânicas basálticas do grupo Capim, de natureza vulcano-sedimentar (fig. 4.6).

Esses enxames de diques provavelmente encerram o ciclo Transamazônico nessa região.

Cráton de São Luís

Formação Tromai (Πλυατ) — Na região do Gurupi, estados do Maranhão e Pará, Costa et alii (1977) caracterizaram a associação anorogênica Tromai, depois chamada de formação Tromai por Abreu et alii (1980), representada por um conjunto de rochas plutônicas e vulcânicas, não metamorfizadas, onde se observam tonalitos, quartzo-andesitos, granitos, trondhjemitos, granodioritos, riólitos, dacitos e tufos dacíticos (fig. 4.5).

Costa et alii (1977) referem-se ao contato discordante e eruptivo dessa formação com o complexo Maracaçumé. Nas cabeceiras do rio Gurupi, esses autores citam uma discordância eruptiva, tanto com o referido complexo, bem como com o grupo Gurupi. Entretanto, as unidades referidas no grupo Gurupi nessa região, relacionam-se provavelmente aos xistos da formação Santa Luzia, mais antiga conforme dados apresentados por Abreu et alii (1980).

Esses autores admitem que as vulcano-plutônicas Tromai possam tratar-se de um evento que se manifestou provavelmente nas fases finais do ciclo Transamazônico, responsáveis pelo metamorfismo da formação Santa Luzia. Entretanto, à semelhança do que ocorre no cráton Amazônico, uma correlação com o evento Uatumã não pode ser descartada.

Datações radiométricas realizadas por Hama (apud Costa et alii, 1977) pelos métodos K-Ar e Rb-Sr, em três amostras forneceram idades de $2\,076 \pm 96$ Ma e $1\,954 \pm 90$ Ma, respectivamente.

Granitóides — Correlacionados com essa manifestação vulcano-plutônica Tromai são os granitóides de Tracuateua e Miras-selvas que ocorrem próximos à zona litorânea entre Capanema e Bragança, no Pará, cujos valores radiométricos são da ordem de 2 000 Ma (Hurley et alii, 1967; Almeida et alii, 1968 e Wanderley F^o, 1980). Um corpo maior afetando os xistos Santa Luzia, a leste de Boca Nova, também é tentativamente correlacionado aos granitóides acima.

Região de dobramentos Nordeste

Na região de Dobramentos Nordeste o Proterozóico Inferior é representado por complexos gnáissicos de estruturação geralmente linear, representando prováveis extensões dos cinturões transamazônicos do cráton do São Francisco. Seus limites com massas migmatítico-graníticas ou maciços antes descritos são pouco precisos, sobretudo pelo marcante rejuvenescimento brasileiro que afetou ambas entidades tectônicas.

Domínio Médio Coreau

Nesta região, o Proterozóico Inferior é constituído por seqüências gnáissicas alternadas com espessos pacotes quartzíticos; as fácies gnáissicas representam tipos com intercalações de anfibolitos, alguns dos quais contendo restos de augita e enstatita.

Domínio Cearense

A leste do lineamento Sobral-Pedro II, predominam gnaisses xistosos e biotita-xistos granadíferos, incluindo mármores e rochas calcissilicáticas. Na faixa leste do maciço de Santa Quitéria, Braga et alii (1977) descreveram os mesmos gnaisses, observando uma freqüência de moscovita-gnaisses ao norte de Madalena. Na região de Crateús, Barbosa et alii (1977) descreveram uma associação de biotita-gnaisses, hornblenda-gnaisses, biotita-hornblenda-gnaisses, hornblenda-diopsídio-gnaisses, sillimanita-moscovita-gnaisses, sillimanita-turmalina-biotita-gnaisses, biotita-granada-hornblenda-gnaisses, epidoto-hornblenda-gnaisses, gnaisses calcissilicáticos e leucognaisses, ao lado de metatexitos de estruturas variadas; intercalam-se quartzitos, metarcóseo, anfibolitos, itabiritos, calcifels e mármores. Componentes importantes nesta área são mármores, particularmente abundantes em torno de Crateús, na região de Itatira e entre Canindé, Caridade e Capistrano. Estes calcários são constituídos fundamentalmente por calcita e dolomita com impurezas de quartzo, opacos, grafita, micas, anfibólios, diopsídio e epidoto. Outra peculiaridade marcante é o estilo de ovais e de estruturas de redobramento, claramente configuradas pelo arranjo das lineações no mapa.

A região oriental e meridional deste domínio caracteriza-se, ao contrário pela estruturação predominantemente retilínea e pobreza de mármore (fig. 4.17). Deve-se destacar a presença de hornblenda-granulitos e granada-piroxênio-hornblenda-gnaisses na região de Figueiredo e de gnaisses granodioríticos e tonalíticos na região de Quixariú e Barão de Aquirás (Oliveira et alii, 1974). Outra particularidade é a freqüência de xistos e gnaisses grafitosos na região de Solonópole e uma pequena concentração de *skarns* scheelitíferos nas proximidades do povoado de Milhã.

Determinações Rb-Sr confirmaram a idade proterozóica inferior dessas faixas, com forte retrabalhamento brasileiro. Várias idades convencionais de 2 000 Ma e até mais antiga (3 140 Ma) em xistos e migmatitos de Banabuiú (Kawashita et alii, 1974) são referidas.

Domínio Extremo Nordeste

A faixa que margeia ao norte o maciço Pernambuco-Alagoas foi denominada por Brito Neves (1973, 1975) de faixa Pajeú-Paraíba, sendo composto por complexos litoestratigráficos descritos por Barbosa et alii (1970) e Ferreira & Albuquerque (1969) sob as denominações de grupos Uauá e Caicó. Estudos posteriores de maior detalhe levaram Santos (1971, 1977) a redefiní-los na região central de Pernambuco, englobando-os no complexo do Alto Moxotó.

Complexo do Alto Moxotó (grupos Uauá, Caicó) — O complexo do Alto Moxotó compreende uma designação informal introduzida para reunir um conjunto de 3 seqüências litoestratigráficas: Feliciano, São Caetano e Sertânia. A seqüência de tipo Feliciano é uma unidade migmatítica com herança máfico-ultramáfica, cujo paleossoma geralmente está preservado na forma de relictos de pequenas dimensões. A fácies regional é um gnaisse de composição diorítica e tonalítica denominado de tipo Tapagem, com variada mobilização anatética. Os componentes máficos nos arredores da vila de Feliciano são anfibolitos e hornblenda-dioritos, as vezes hiperstênio-dioritos com formação ferrífera associada; nas imediações de Poço do Cruz são dioritos e gabros, com restritas intercalações de mármore, rochas calcissilicáticas e gondito. A representação mais expressiva é o complexo de Barro Vermelho, localizado perto de Custódia, compreendendo um maciço norte, formado por gabro, anortosito, diorito e anfibolito, e um maciço sul, constituído por um hornblenda-hiperito.

A seqüência Sertânia é representada predominantemente por biotita-gnaisses variadamente migmatizados, com intercalações de anfibolito, quartzito, leptinito, mármore e calcissilicática. Mármores são extremamente abundantes na região de Santa Cruz do Capibaribe e Taquaritinga do Norte. A seqüência

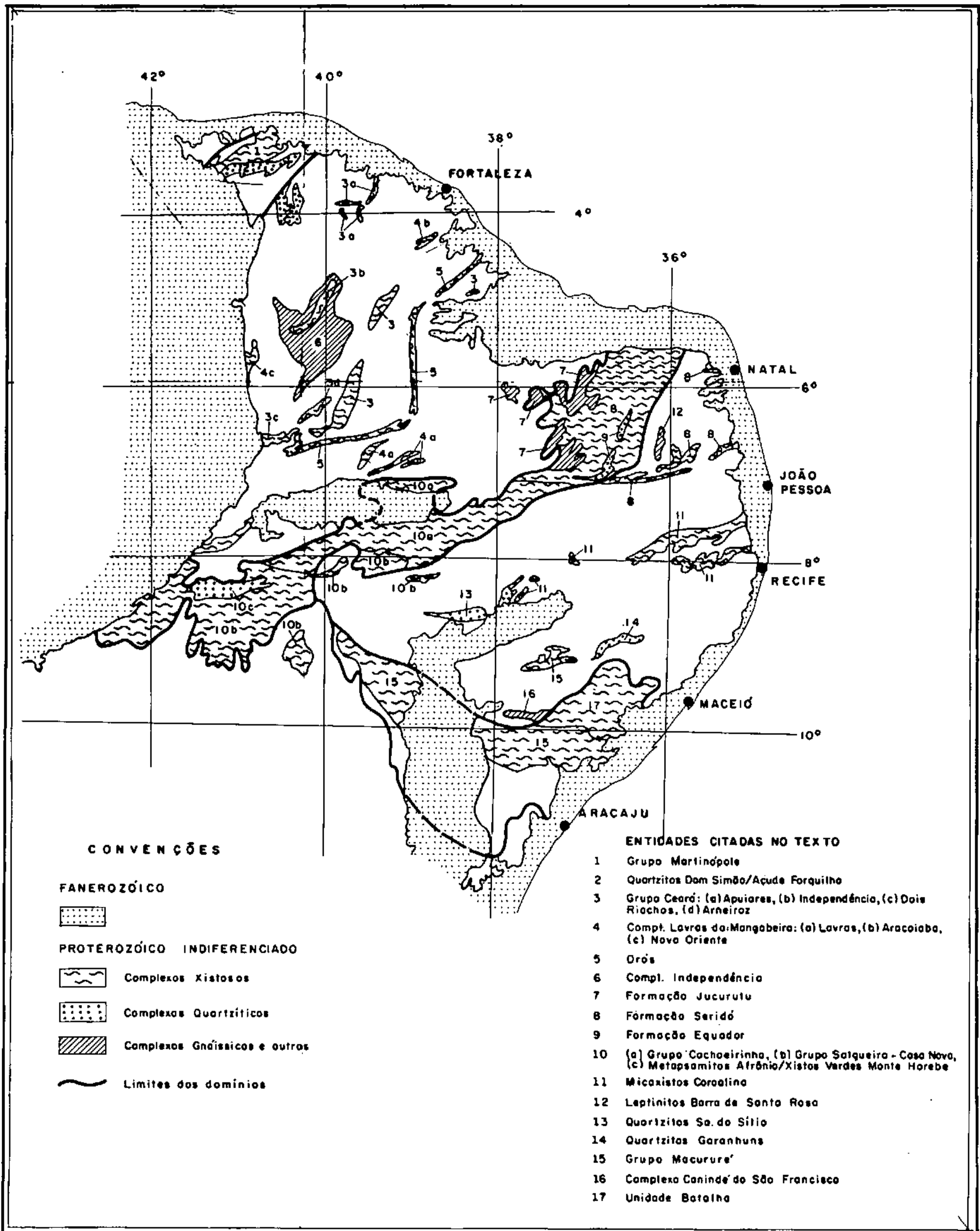


Fig. 4.7 — Distribuição do Proterozóico indiferenciado (unidades geradas ou retrabalhadas no Proterozóico Superior) na região de dobramentos Nordeste.

de tipo São Caetano corresponde a um conjunto de xistos e gnaisses com duas micas, leptinitos e quartzitos, abundantes na região limítrofe central de Pernambuco e Paraíba.

A essa seqüência provavelmente pertence um componente importante do chamado grupo Cabrobó, de Leal (1970) e os gnaisses de Rajada, no extremo oeste de Pernambuco (Siqueira Filho, 1967; Santos & Caldasso, 1977). Entretanto, neste trabalho foram destacados desta seqüência os espessos pacotes de quartzitos que afloram em Floresta e na serra do Sitío, os quais serão descritos em separado, mais adiante.

Brito Neves (1978) encontrou uma isócrona de 1 800 Ma e uma isócrona de retrabalhamento brasileiro (640 Ma).

PROTEROZÓICO INFERIOR-PROTEROZÓICO SUPERIOR

As diversas unidades aqui agrupadas apresentam um grau de incerteza quanto ao seu posicionamento estratigráfico dentro do proterozóico, possuindo como elemento comum o seu envolvimento no ciclo tectono-orogênico Brasileiro. É provável que algumas dessas unidades tenham sido totalmente geradas nesse ciclo, outras entretanto podem ter-se formado já anteriormente e apenas terem sido retrabalhadas ou rejuvenescidas isotopicamente no referido ciclo (fig. 4.7).

As datações geocronológicas nestas seqüências são restritas, sendo melhor estabelecidas na região do Seridó e no grupo Salgueiro da área de Riacho do Pontal. Essas datações comprovam a presença do evento Brasileiro. Entretanto, relações de contato com o grupo Una (Bambu) e cronocorrelatos no norte da Bahia e até mesmo com os metassedimentos do supergrupo Espinhaço, têm levado muitos autores a supor que tais faixas são entidades mais antigas, apenas retrabalhadas no ciclo Brasileiro (Inda & Barbosa, 1978; Mascarenhas, 1979; Dalton de Souza et alii, 1979; Jardim de Sá, 1978). Considerações similares já têm sido aventadas também com relação ao grupo Martinópolis e à faixa de Orós (Ries, 1977; Prado et alii, 1979). Investigações de cunho estrutural (Jardim de Sá & Salim, 1980; Jardim de Sá & Hackspacher, 1980) também têm mostrado a longa história pretérita dessas faixas. Por outro lado, a análise aqui apresentada demonstra a grande diversidade litológica e estrutural das mesmas, de modo que a aceitação de uma geração no Proterozóico Superior e a reunião das mesmas sob designações litoestratigráficas genéricas é um procedimento pouco recomendável.

Cráton de São Luís

Formação Santa Luzia (Psl) — A formação Santa Luzia, aflorante na região dos rios Gurupi e Guamá, em posição marginal ao cráton São Luís, foi anteriormente incluída por Costa et alii (1975) no grupo Gurupi. Essa formação foi definida por Abreu et alii (1980) como constituída de biotita-xistos, moscovita-xistos, xistos granadíferos, estauroilita-xistos e xistos grafitosos, tendo sido separada da unidade Gurupi por diferenças estruturais e de grau metamórfico. Segundo os autores que a definiram, a diferença mais expressiva estaria na xistosidade, que nas rochas da formação Santa Luzia é fortemente dobrada, ao contrário dos filitos Gurupi que mostram um padrão planar de dobramentos. Além disso, a presença de estauroilita nos xistos não seria compatível com a fácies xisto-verde dos filitos (fig. 4.5).

Uma idade mínima para a formação Santa Luzia é dada pela formação Tromai, datada em torno de 2 000 Ma, conforme referido na descrição dessa associação vulcano-plutônica.

Região de dobramentos Nordeste

Domínio Médio Coreaú

Grupo Martinópolis (Pm) — O grupo Martinópolis foi inicialmente descrito por Costa et alii (1973) sob a designação de Pré-Cambriano B e posteriormente denominado de grupo Martinópolis por Brito Neves (1975).

Recente investigação nessa área (Prado et alii, 1979), subdividiu o grupo em diversas formações. Assim, a formação São Joaquim, inferior, é composta por quartzitos puros, subordinadamente moscovíticos e/ou sillimaníticos, às vezes com andaluzita, e por quartzito-xistos; é conhecida também uma ocorrência de conglomerado. A formação Covão é composta por xistos com sericita, clorita, biotita e moscovita, com mármores intercalados. A formação Santa Teresinha é constituída por filitos com concentrações ferruginosas, manganíferas e grafitosas. A unidade caracteristicamente vulcano-sedimentar foi denominada de grupo São José, mas é aqui considerada como integrante do grupo Martinópolis. Esta seqüência inclui quartzito, mármore dolomítico com lentes de talco, metassedimentos pelíticos, psamíticos, grauváquicos, geralmente carbonáticos *chert* manganífero e ferrífero e metavulcânicas, estas últimas representadas por andesitos, dacitos, riódacitos, riólitos e tufos vulcânicos incipientemente metamorfizados.

A seqüência do vale do Ubari abriga a mineralização cuprífera de Pedra Verde que, segundo Korpershoek et alii (1979), compreende 3 formações: a formação São Joaquim, compreendendo 600 a 700 m de quartzitos finos, subordinadamente moscovíticos e/ou sillimaníticos, além de gnaiss; a formação Mambira, com uma espessura de 1 000 m, composta por mica-xistos finos, quartzitos, calcixistos, calcários, *cherts*, filito carbonáceo e brechas; e a formação Ubari*, com mais de 500 m de espessura, formada por conglomerado com intercalações de arenito e siltito não metamórficos. O filito Pedra Verde da formação Mambira constitui o membro cuprífero.

Unidades não designadas (Ps) — Seqüências quartzíticas espessas aparecem neste domínio (Costa et alii, 1973), compreendendo principalmente quartzitos puros e moscovíticos, às vezes incluindo fácies feldspáticos e calcissilicáticos, como na serra de Dom Simão. Quartzitos com grãos de coríndon, são descritos na região entre Coreaú e Moraújo e cianita-quartzitos feldspáticos, associados e gnaisses calcissilicáticos e xistos, ao sul do açude Forquilha, estes últimos já no âmbito do Domínio Cearense.

Domínio Cearense

Neste domínio são reconhecidas duas associações litológicas distintas: a primeira é representada pelo complexo Independência; a segunda por um conjunto de metamórficas-epi- a mesozonais genericamente referidas como grupo Ceará, numa vaga equiparação ao termo introduzido por Crandall no final do século passado. Neste trabalho, considerando-se certas diferenças litológicas existentes entre as seqüências da última associação, restringiu-se o emprego do referido termo, distinguindo-se novas associações (fig. 4.17).

Grupo Ceará (Pce) — O grupo Ceará é aqui utilizado para designar um conjunto de micaxistos e gnaisses granadíferos, com ou sem quartzito basal e com intercalações de mármores.

Na região de Apuires, o grupo está inserido em bacias intradomos; na área de Ibaçu-Independência, os quartzitos se intercalam nos xistos, delineando pequenas e complexas estruturas internas; na região de Independência, os xistos contêm sillimanita e/ou cianita, além de rutilo, presente em um venulação quartzosa que, por desagregação, produz a concentração rutilífera aluvionar desta região (Barreto, 1967). A faixa de Dois Riachos é caracterizada pela presença de espessas massas de mármore que ocorrem, aparentemente, no topo da seqüência. A faixa de Arneirós (Campos et alii, 1976) compreende um conjunto de quartzitos e leptinólitos, superpostos por granadagnaisses e hornblenda-gnaisses com augita diopsídica, contendo bandas quartzito-feldspáticas.

Complexo Lavras da Mangabeira (Pl) — É aqui designado para incluir um grupo de epimetamorfitos preservado em pequenas bacias, possuindo certa participação de rochas máfico-ultra-

*Esta unidade deve ser equivalente ao grupo Jaibaras

máficas. Na área-tipo, esta seqüência compreende 3 seções litoestratigráficas diferentes (fig. 4.8): uma seção inferior formada por gnaisses com intercalações de máfico-ultramáfica, anfibolitos, talco-xistos, serpentinitos (aos quais associam-se mais de 50 ocorrências de amianto, talco e vermiculita), formações ferríferas e *cherts**; uma seção mediana composta por micaxistos com intercalações de quartzitos e mármore dolomíticos; e uma seqüência superior composta por filitos, com níveis grafitosos; é interessante destacar a existência de uma ocorrência de ouro inclusa nesta seqüência. Nas bacias de Aracoiaba e Novo Oriente a diferenciação litoestratigráfica é menos completa e o membro inferior máfico-ultramáfico menos desenvolvido. Em Aracoiaba os gnaisses e xistos inferiores contêm intercalações de ultramáficas com talco, vermiculita e amianto; em Novo Oriente aparecem dois maciços de serpentinitos e talco-xistos com ocorrências de amianto e níquel, além de ocorrências de ferro. A unidade superior é formada por xistos e filitos com abundantes mármore, aparecendo também rochas calcissilicáticas, anfibolitos, metabasitos e possíveis *cherts* na faixa de Novo Oriente (Barbosa et alii, 1977). (fig. 4.17).

Complexo Orós (Po) — A denominada faixa de Orós, no Ceará, também atribuída por Campos et alii (1976) ao grupo Ceará, caracteriza-se estruturalmente por uma forte linearidade e uma grande extensão, relativamente à pequena espessura do pacote metassedimentar: mais de 400 km de extensão por uma largura de afloramentos de no máximo 15 km (fig. 4.17). A parte norte (Boqueirão do Cesário) é constituída por quartzitos, predominando filitos no resto da faixa. O trecho sul é caracterizado pela presença de mármore magnesianos, dolomitos e magnesita, que se concentram na região de Orós, José de Alencar e Jucás. Bodenlos (1950) descreveu na região de José de Alencar uma seqüência com aproximadamente 1 500 m de espessura (fig. 4.9) que se inicia por quartzitos, superpostos por gnaisses finamente bandados, mármore e biotita-xisto com algumas camadas de quartzito. As camadas de mármore, que contêm magnesita, possuem espessuras da ordem de 300 a 400 m. Este autor menciona ainda diques e *sills* de anfibolitos, muito numerosos nos depósitos ao sul de José de Alencar. Ries (1977) encontrou, na pedreira Cruz de Pedras, Iguatu, estruturas interpretadas como estromatólitos, similares aos que ocorrem no supergrupo Kussielida, do Rifeano Inferior da URSS (1 400-1 500 Ma).

Complexo Independência (Pi) — Dentre as supracrustais gnáissicas, destaca-se o complexo Independência (Campos et alii, 1976), constituído por gnaisses bandados, gnaisses leucocráticos, biotita e/ou hornblenda-gnaisses e, em menor proporção, leptinitos e gnaisses facoidais; incluem intercalações de metarcóseos, metagrauvas, anfibolitos, biotita e anfibólio xistos, tremolita-clorita-xistos, metabasitos e mármore. Esses gnaisses caracterizam-se por um bandamento gnáissico muito bem preservado, pela ausência de processos anatéticos, tão comuns no complexo gnáissico-migmatítico do Proterozóico Inferior; assim como, pela fraca inclinação dessa foliação, que dispõe-se, com freqüência, próxima da horizontal.

Domínio Transnordestino

Este domínio corresponde a uma típica faixa metamórfica, sendo constituída quase que exclusivamente por epi- e meso-metamórficas da associação litológica descrita neste capítulo. O subdomínio Seridó é o mais conhecido deles, onde distingue-se as formações Seridó, Jucurutu e Equador, que compõem o denominado complexo Seridó. Nos subdomínios Piancó-Alto Brígida e Riacho do Pontal, são conhecidos os grupos Salgueiro, Cachoeirinha, além das unidades informais metapsamitos de Afrânio e xistos verdes de Monte Orebe.

O complexo Seridó compreende uma seqüência de gnaisses e xistos, com intercalações de quartzitos, itabiritos, már-

more e rochas calcissilicáticas. As duas unidades principais, as formações Seridó e Jucurutu, são geralmente facilmente distinguíveis, mas as intercalações quartzíticas e carbonáticas, tomadas freqüentemente como horizontes guias de correlação, têm sido alvo de movimentada polêmica, desde o aparecimento das primeiras subdivisões estratigráficas na região (Ebert, 1955; 1966; 1967 e 1968; Meunier, 1964; Ferreira, 1967). Por este motivo, serão descritas aqui apenas as unidades fundamentais acima aludidas e a intercalação quartzítica denominada de formação Equador, na sua área tipo.

Formação Jucurutu (Pj) — Compreende um conjunto de gnaisses biotíticos com epidoto, hornblenda e moscovita, de granulação média, compactos, com bandamento geralmente pobre e composição tonalítica-granodiorítica. Característica é a presença de numerosas e espessas intercalações carbonáticas e calcissilicáticas; essas últimas aparecem associadas ou não aos mármore, sendo uma feição típica da unidade a presença dessas rochas sob a forma de lentes, nódulos ou bandas. Um horizonte quartzítico, localmente itabirítico, aparece de forma intermitente na base da seqüência. Fácies metatexiticos não são incomuns. As rochas calcissilicáticas, com freqüência, incluem típicos *skarns* cálcicos com mineralizações de scheelita, à qual se associam pirita, molibdenita, calcopirita e, em menor proporção, pirrotita, calcocita, bismutinina, bismuto nativo, powellitita, ferberita, cubanita, cuprita, marcassita, além de minerais de origem hidrotermal. Recentemente, muitos autores têm ampliado o *range* litológico da formação Jucurutu, incorporando à mesma, biotita e hornblenda-gnaisses normais, além de migmatitos francos, por considerarem os mármore e as rochas calcissilicáticas unidades litológicas guias da formação.

A formação Jucurutu, pela sua ampla distribuição superficial e características litológicas e estruturais, claramente distintas da formação Seridó, possui, na realidade, *status* de um grupo litoestratigráfico.

Formação Seridó (Pse) — Compreende uma espessa seção de micaxistos epi-a mesozonais, com raras e pouco espessas intercalações quartzíticas, carbonáticas e calcissilicáticas na sua parte inferior. Nas áreas de mais baixo grau, ocorrem clorita e sericita-xistos com estratificação bem preservada, como se verifica na região de Cruzeta e Curral Novo; nestes locais, ainda reconhece-se a estrutura sedimentar primária, com intercalações centimétricas de siltitos e folhelhos. Siltitos devem ter constituído o componente litológico mais importante da formação Seridó, dado ao elevado teor em quartzo dos xistos.

Os derivados metamórficos são, além dos clorita e sericita xistos já descritos, granada-biotita-quartzo xistos, os quais incluem freqüentemente cordierita, estauroilita, andaluzita e sillimanita. Mello & Mello (1971) estudaram detalhadamente as associações mineralógicas da formação Seridó, descrevendo o subdomínio Seridó como uma faixa metamórfica de baixa pressão.

A formação Seridó, por razões idênticas às já indicadas para a formação Jucurutu, possui características de um verdadeiro grupo litoestratigráfico.

Formação Equador (Pe) — A formação Equador é uma seqüência com mais de 800 m de espessura (Ebert, 1968) de quartzitos moscovíticos, menos comumente puros, feldspáticos, turmalínicos e lepidolíticos. Na região de Junco do Seridó e em Parelhas ocorrem metaconglomerados no topo ou próximos ao topo da seqüência. Esses metaconglomerados possuem matriz quartzosa, gravauquica e seixos de quartzito, quartzo, gnaisses, pegmatito, granito, anfibolito, quartzito hematítico e rochas calcissilicáticas (Lima et alii, 1980).

Grupos Cachoeirinha (Pc) e Salgueiro (Psa) — Estas unidades predominam nos subdomínios Piancó-Alto Brígida e Riacho do Pontal. Vários autores acreditam que os grupos Cachoeirinha e Salgueiro representem apenas fácies metamórficas diversas de um mesmo grupo litoestratigráfico. De fato, há em ambos (como na formação Seridó) uma predominância de metassedimentos pelíticos, embora investigações recentes tenham demonstrado a presença de um componente vulcanogênico no

*Esta seção não foi incluída por Campos et alii (1976) e Prado et alii (1980) no pacote de xistos e filitos do grupo Ceará, mas atribuída ao complexo Caicó.

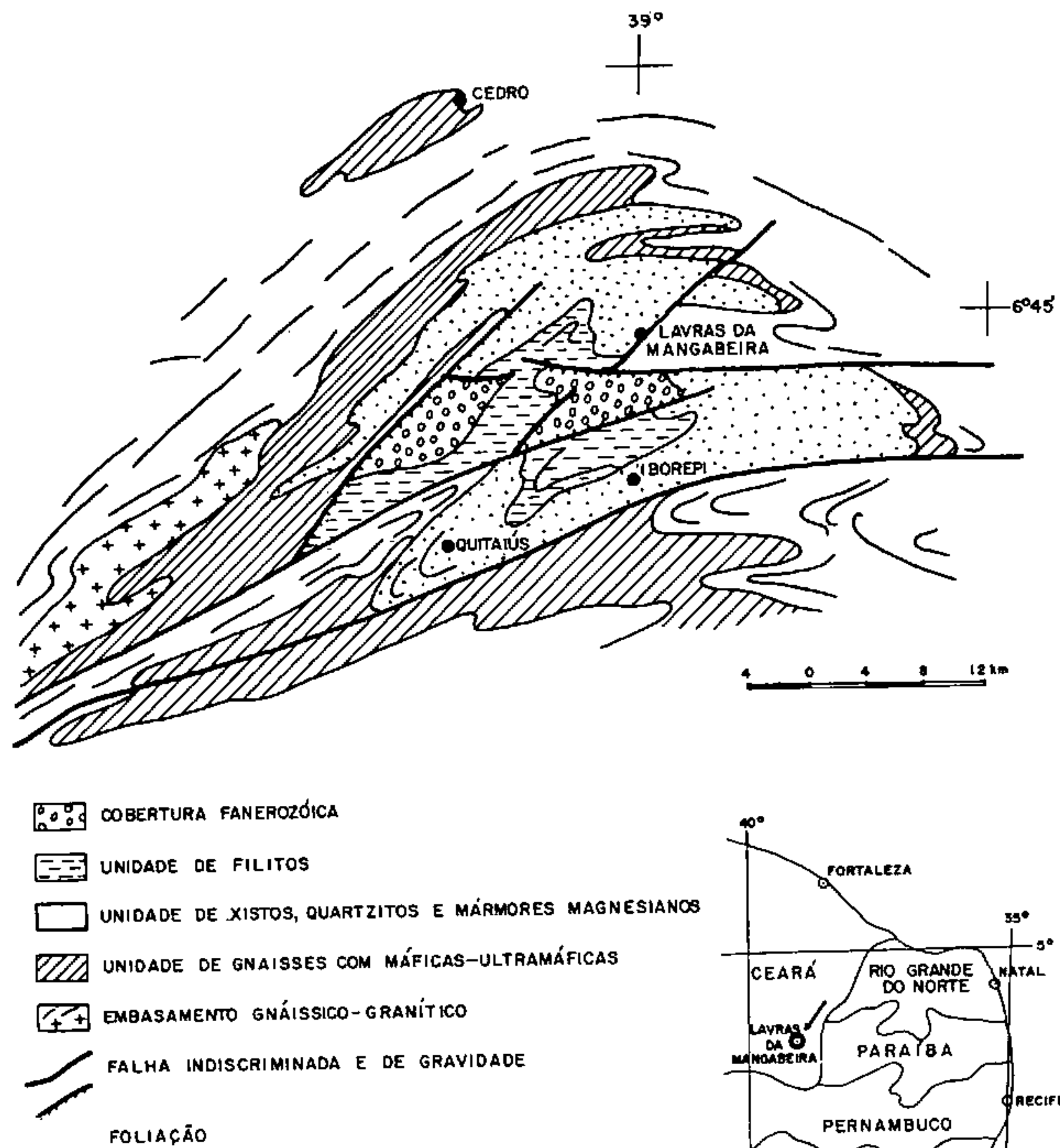


Fig. 4.8 — Mapa geológico da bacia de Lavras da Mangabeira (compilado e adaptado de Prado et alii, 1980).

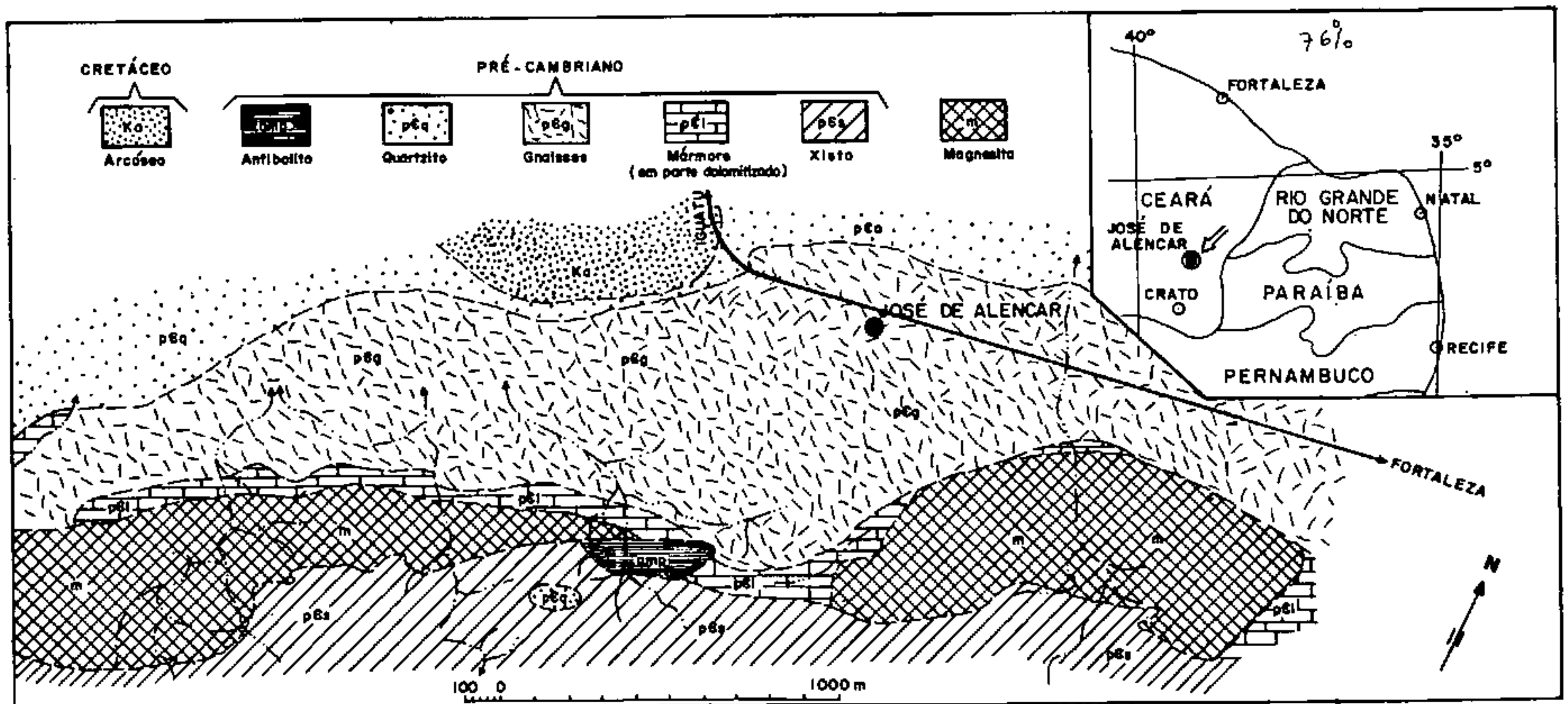


Fig. 4.9 — Mapa geológico da faixa de Orós, na região de José de Alencar, Ceará (baseado em Bodentos). (1950, com modificações).

grupo Cachoeirinha, componente este ainda não constatado no grupo Salgueiro.

O grupo Salgueiro é constituído por uma seqüência monótona de micaxistos granadíferos muito semelhantes aos da formação Seridó. Ele predomina na parte oeste da faixa Piancó-Alto Brigida e na faixa Riacho do Pontal. Quartzitos e calcários cristalinos são freqüentes na parte basal da área de Riacho do Pontal. Nesta área, a unidade foi descrita recentemente como complexo Casa Nova por Dalton de Souza et alii (1979).

O grupo Cachoeirinha foi melhor estudado na região de Aurora por Costa (1980), o qual distinguiu: uma unidade de filitos com conglomerados locais e as vulcânicas de Diamante (fig. 4.10). Esta última é formada por riólitos, dacitos, andesitos, piroclásticos, intercalados com *chert* hematítico e piritoso, grauvacas e folhelhos, metamorfizados na fácies xisto-verde. As vulcânicas foram submetidas a um metassomatismo sódico, resultando em uma associação espilito-queratófiro; além disso, desenvolveu-se uma generalizada cloritização dos componentes máficos e sericitização dos feldspatos. Ambos os processos são aparentemente conectados com alterações hidrotermais relacionadas à mineralização sulfetada de cobre da área. Evidências petroquímicas preliminares sugerem que o vulcanismo Diamante desenvolveu-se no lado oceânico de uma faixa orogênica, em um ambiente do tipo arco de ilha (Costa, 1980).

Na faixa principal do grupo Cachoeirinha, as investigações até agora efetuadas foram a nível de reconhecimento. Análise recente feita por Munis & Santos (1980), indica a presença de uma seqüência predominantemente psamítica, ao sul, e uma faixa pelítica com centros vulcano-plutônicos ao norte. O vulcanismo, associado ou não a intrusivas tonalítico-granodioríticas, é de natureza mais básica que a descrita por Costa, aparecendo andesito, dacito, diabásio, basalto e piroclásticas, metamorfizados. Na parte central da faixa ocorre um extenso horizonte itabirítico, associado a mármore.

Unidades Informais (Ps) — Na faixa Riacho do Pontal, Santos & Caldasso (1977) descreveram 3 unidades referidas como gnaisses de Rajada, metapsamitos de Afrânio e xistos verdes de Monte Orebe. Os gnaisses de Rajada são provavelmente rochas do Proterozóico Inferior e já foram referidos no capítulo anterior. Os metapsamitos de Afrânio constituem uma seqüência espessa e monótona de quartzitos puros ou moscovíticos; os xistos verdes de Monte Orebe correspondem aos anfibólitos xistos e clorita xistos descritos por Siqueira Filho (1967).

Domínio Extremo Nordeste

Neste domínio, ocorrem resquícios de faixas metamórficas, predominantemente xistosas e quartzíticas. Os micaxistos geralmente têm sido correlacionados à formação Seridó, tendo sido descrita uma unidade informal na região de Arcoverde: os micaxistos do tipo Carolina (Santos, 1971; 1977).

Micaxistos do tipo Carolina (Pca) — Compreendem micaxistos mesozonais preservados no fundo de calhas sinclinais, assoalhadas por complexos migmatíticos com elevado grau de mobilização anatética. São granada-biotita xistos, com sillimanita e cianita, possuindo ou não um quartzito basal e contendo numerosas intercalações carbonáticas. Faixas de características similares ocorrem em Surubim, Taquaritinga do Norte e em outras áreas, as quais são ainda mal caracterizadas litologicamente (complexo Surubim, gnaissse Mandaçaia, etc.).

Unidades não designadas (Ps) — Na região de Barra de Santa Rosa, Ennes & Santos (1975) mapearam uma espessa unidade leptinitica isolada em área de domínio de gnaisses e migmatitos.

Uma extensa faixa gnáissico-quartzítica aflora entre Floresta e a serra do Sítio (parte da área descrita por Santos, 1977, como seqüência de tipo São Caetano), a qual compreende gnaisses moscovíticos, quartzitos moscovíticos, hematita-quartzitos e quartzitos feldspáticos, com raro mármore e anfibólito. Na faixa quartzítica de Garanhuns, predominam quartzitos puros, às vezes formando bancos maciços fortemente recrista-

lizados; em alguns trechos, aparecem bolsões ou lentes quartzo-feldspáticas e, nas proximidades de Saloá, aparecem sillimanita-gnaisses e rochas calcissilicáticas. Quartzitos similares encontrados mais a sul e inseridos no domínio do complexo gnáissico-migmatítico, são atribuídos por Silva Filho et alii (1979a) à formação Santa Cruz do domínio Sergipano.

Domínio Sergipano

Grupo Macururé (Pma) — O grupo Macururé é considerado aqui apenas pela formação Santa Cruz e por parte da formação Traipu-Jaramataia de Silva Filho et alii (1979a); a seção que inclui as máfico-ultramáficas de Batalha é considerada correlacionável ao complexo de Canindé e, portanto, tratada em outro agrupamento litológico. A formação Santa Cruz é a unidade basal do grupo, sendo constituída por quartzitos e metarcóseos; a formação Traipu-Jaramataia (s. s.) compreende micaxistos granadíferos predominantes, arteritos, gnaisses, leptinitos, metassilitos e filitos, com intercalações de quartzitos, anfibólitos e metavulcânicas.

Complexo Canindé (Pcd) — O complexo Canindé foi descrito por Silva Filho et alii (1979b) caracterizando-se pela sua associação com rochas máfico-ultramáficas.

Esses autores distinguiram: (1) uma unidade vulcano-sedimentar, representada por meta-ultrabásitos, metabasaltos, gabros, metarcóseos, filitos e mármore e (2) uma unidade de metassomatitos, representada por sienito, adamelito e diorito, resultantes da transformação das rochas da seqüência anterior. Recente investigação de Silva Filho et alii (1979b) na zona principal do complexo permitiu a individualização das seguintes unidades (fig. 4.11): (1) Mulungu, formada por leptitos, anfibólitos; gnaisses, quartzitos, mármore e ultramáficas; (2) Garrote, constituída principalmente por leptitos; (3) Novo Gosto, compreendendo anfibólitos, calcissilicáticas, quartzitos, xistos e mármore; (4) Gentileza, formada por anfibólitos, gnaisses e rochas vulcano-sedimentares; (5) gabros, leucogabros e troctólitos.

Unidade Batalha (Pb) — É considerada como uma unidade comparável ao complexo Canindé, sendo representada principalmente pelos micaxistos com dolomitos e máfico-ultramáficas da região de Batalha e Jaramataia. Farina (1966) descreveu serpentinitos, piroxenitos, anfibólitos, hornblenditos e antofilitos, associados a dolomitos e oficalcitos. Intercalam-se bolsões de amianto antofilitico com dimensões variáveis e espessuras de 20 a 40 m. Seqüência similar ocorre ao longo da anticlinal de Jirau do Ponciano, constituindo um *trend* de serpentinitos, talco-xistos e clorititos encaixados em gnaisses hornbléndicos, também mineralizados com amianto.

MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS

Foram individualizadas no mapa algumas das intrusões de máficas e ultramáficas mais expressivas da Região de Dobramentos Nordeste, as quais são de posicionamento cronoestratigráfico ainda incerto, mormente pela ausência de datações geocronológicas.

Distingue-se inicialmente um grupo de pequenos corpos gabróides e dioritóides que inserem-se no âmbito do Proterozóico Inferior ou do Pré-Cambriano não diferenciado, muito abundantes no Domínio Cearense. O corpo mais representativo é aquele que aparece ao sul de Redenção, mas são muito numerosas massas de forma irregular que aparecem entre Crateús e Tauá e na parte oriental do maciço Rio Piranhas. No caso dessas pequenas massas de forma irregular, há dúvidas se se tratam de intrusões ou de resíduos máficos antigos, que escaparam do retrabalhamento brasileiro.

Nos domínios Transnordestino e Extremo Nordeste, algumas máficas, incluindo gabros, noritos, dioritos e lamprófiros, são claramente associadas ao plutonismo granítico, como são os casos das ocorrências de Taperoá e Cabaceiras, representadas

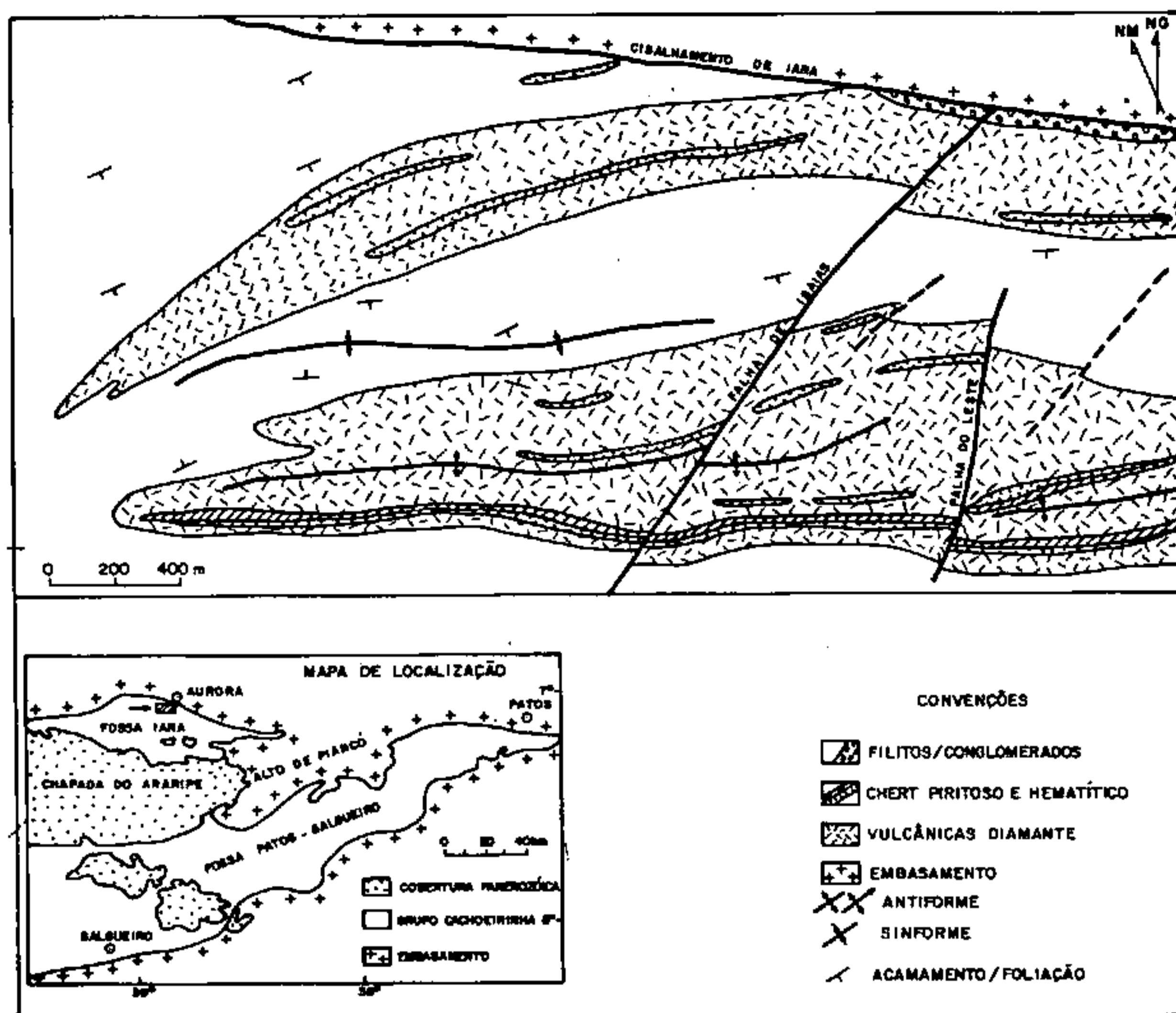


Fig. 4.10 — O grupo Cachoeirinha na região de Aurora, de acordo com Costa(1980), simplificado.

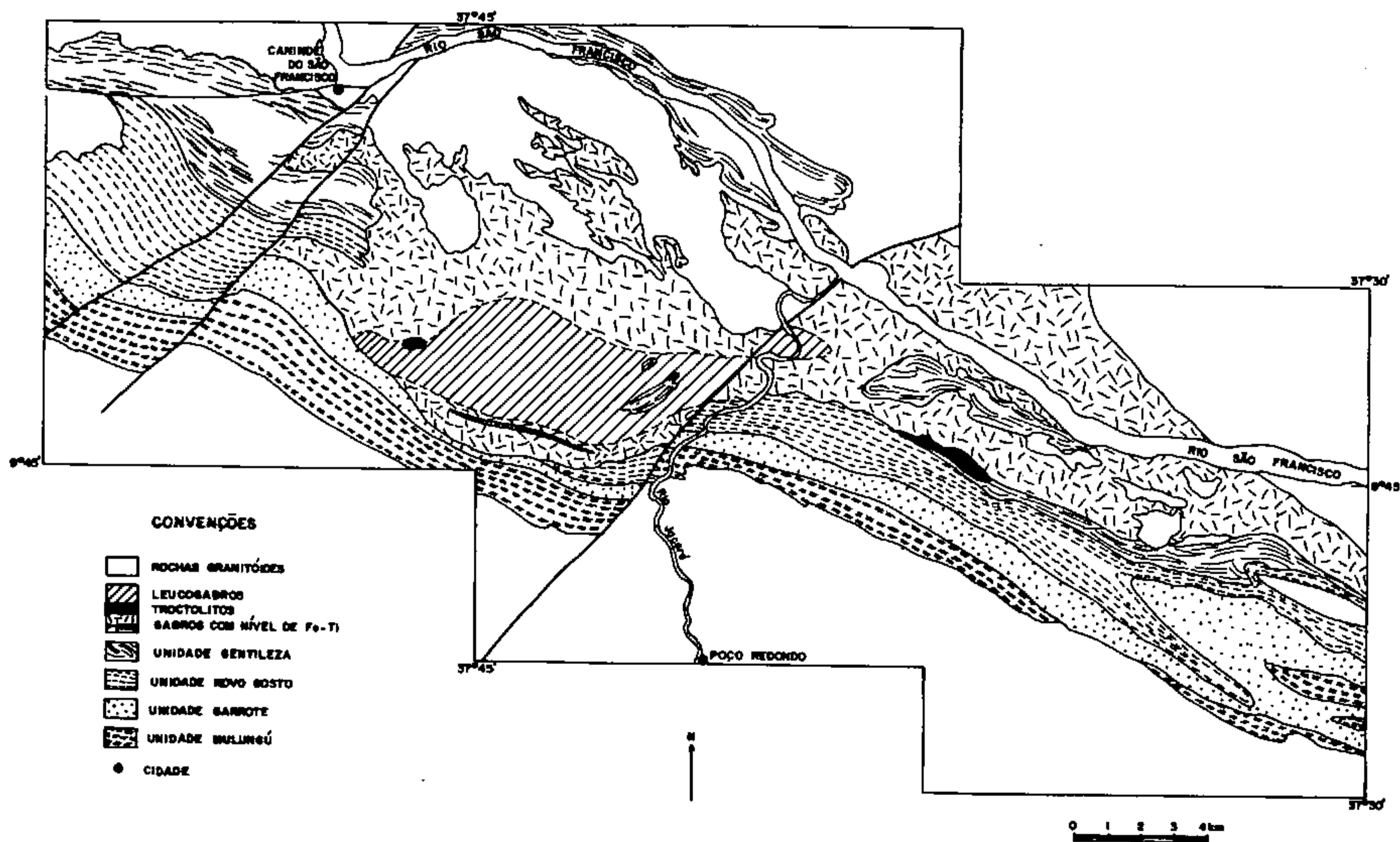


Fig. 4.11 — Mapa geológico da área-tipo do complexo de Canindé, na região limreira de Sergipe e Alagoas (segundo Silva Filho et alii, 1979b, simplificado).

no mapa; há a se destacar também ocorrências menores encontradas em: Catolé do Rocha, Jucurutu, São Rafael, Totoró, Jardim de Angicos, na região do Seridó; e Olhos d'Água no subdomínio Piancó-Alto Brígida.

Intrusões independentes dos granitos são principalmente ultramáficas que ocorrem no domínio Transnordestino, estando representado no mapa apenas o complexo de Brejo Seco, São João do Piauí. Neste complexo predominam serpentinitos, com gabro associado, aos quais relacionam-se mineralizações de amianto e níquel garnierítico. Na localidade de Massapê, proximidades de Afrânio, ocorre uma pequena intrusão de lamprófito, cujo fácies pegmatóide contém expressivas concentrações de vermiculita. Pequenas intrusões serpentínicas com ou sem amianto associado, ocorrem em Catingueira, Junco do Seridó (Salamandra) e São Tomé (Palangana), devendo-se mencionar também um stock de cumingtonito em São Rafael e um dique de metadiabásio em Santana do Matos.

PROTEROZÓICO SUPERIOR-SEQÜÊNCIAS METASSEDIMENTARES

Cráton de São Luís

Formação Gurupi (PSg) — Ao conjunto de rochas metamórficas pré-cambrianas expostas na região dos rios Gurupi, Piriá e Maracaçumé, Moura (1936) denominou de série Gurupi, composta por filitos, sericita-xistos hematíticos, associados a micaxistos, itacolomitos, quartzitos sericíticos e itabiritos, cortados por abundantes veios de quartzo.

No presente mapa, a representação da formação Gurupi segue o conceito de Abreu et alii (1980), incluindo também ao que esses autores denominaram de "formação" Chega Tudo. Assim, Abreu et alii (1980) incluíram na formação Gurupi os "metamorfitos de baixo grau representados por ardósias, filitos, metagrauvas e alguns níveis de quartzitos, largamente expostos ao longo da BR-316, entre Capanema e o rio Gurupi". A área de distribuição dessa unidade, conforme esses autores é bem mais restrita que admitido anteriormente, o que os levou a utilizar o termo formação, em vez de grupo como antes adotado.

A formação Gurupi exhibe estruturas primárias de acamamento bem preservadas, mostrando geralmente direções NNW-SSE, com dobras normais de mergulhos 50-80°.

Abreu et alii (1980) utilizaram ainda provisoriamente o nome Chega Tudo para designar um conjunto de "rochas verdes" constituídas por quartzo, clorita, sericita, magnetita, calcita e albita, com metamorfismo na fácies xisto-verde, que apresentam uma foliação cataclástica bem desenvolvida. A origem e o relacionamento estratigráfico da chamada "formação" Chega Tudo permanece no campo das hipóteses, uma vez que os referidos autores admitem a sua formação a rochas milonitizadas resultantes do metamorfismo dinâmico que afetou os tonalitos do complexo Maracaçumé, ou a "manifestações cataclásticas em seqüência pelítica correlacionável à formação Gurupi", além de outras possibilidades.

Região de dobramentos Nordeste

Domínio Médio Coreau

Grupo Ubajara (PSub) — Neste domínio desenvolve-se o grupo Ubajara, anteriormente referido como grupo Bambuí. Costa et alii (1973) descreveram-no como uma seqüência de espessura superior a 4 000 m de sedimentos clásticos e químicos, parcialmente metamorfizados ao nível de fácies xisto-verde. Esse grupo compreende quatro unidades litoestratigráficas distintas, denominadas de formações Trapiá, Caiçaras, Freicheirinhas e Coreau. A formação basal, Trapiá, é composta por arenitos finos e quartzitos, dispostos em bancos com acamamento regular, de granulação média a fina, cimento siltico-argiloso e cores cinza e parda. Localmente foram transformados em cornubianitos da fácies albita-epídoto-hornfels, no

contato com o granito Mocambo. A formação Caiçaras é composta principalmente por ardósias vermelhas com intercalações de 10 a 15 m de quartzitos, compondo uma seqüência de aproximadamente 400 m. A formação Freicheirinhas é constituída por calcários de granulação fina, coloração preta, cinza e rósea, intercalados por margas, metassiltitos e quartzitos finos. A espessura é da ordem de 400 a 500 m. A formação Coreau compreende uma seqüência da ordem de 2 000 m de arenitos arcoseanos, grauvas e arcóseos, parcialmente metamorfizados no contato de intrusões graníticas. As fácies mais grosseiras são grauvas líticas e conglomeráticas e ocorrem preferencialmente no bordo oeste da faixa.

Domínio Cearense

Grupo Ubajara (PSub) — Uma unidade equivalente ao grupo Ubajara ocorre na região de São Julião, sudeste do Estado do Piauí. Esta unidade compreende um componente epimetamórfico, de ardósias, filitos e rochas carbonáticas, que gradam verticalmente para siltitos, arenitos, argilitos, arcóseos, brechas e uma provável componente vulcanoclástica.

Domínio Transnordestino, subdomínio Riacho do Pontal

Unidade Vargem Grande (PSvg) — A seqüência de Vargem Grande foi descrita por Caldasso et alii (1973) como um conjunto de calcita-moscovita-clorita-quartzo-xistos, com horizontes de calcixistos e mármore epimetamórficos, aflorantes na região sudeste do Piauí, próximo a São Raimundo Nonato.

Domínio Sergipano

Supergrupo Canudos (PScd) — O supergrupo Canudos, neste trabalho, inclui apenas os grupos Miaba, Vaza-Barris e Estância, da recente investigação de Silva Filho & Brito Neves (1979). O Grupo Miaba inicia-se pela formação Itabaiana, formada principalmente por quartzitos, além de metassiltitos; seguem-se as formações Jacarecica, constituída por metagrauvas e metargilitos; Jacoca, representada por calcários e metargilitos subordinados; e Capitão-Palestina, formada por filitos e metagrauvas. O grupo Vaza-Barris inclui a formação Olhos d'Água, constituída por calcários com intercalações de filitos, metassiltitos e sericita-clorita-xistos, e a formação Frei Paulo-Ribeirópolis, formada por quartzitos, metassiltitos, filitos, ardósias e metagrauvas. O grupo Estância compreende as formações: Juetê, predominantemente arenítica e siltica, com níveis conglomeráticos; Acauã, formada por calcários, dolomitos e níveis clásticos finos; e Lagarto, representada por arenitos interestratificados com siltitos e argilas.

Convém mencionar a presença de stocks alongados de gabros, concordantes com as rochas do grupo Vaza-Barris na região de Canudos. Colônias são encontradas nas formações Acauã e Olhos d'Água; recentemente Muniz (1980), descreveu uma nova espécie de icnofóssil do gênero *Cochlichnus* na formação Lagarto, encontrada em afloramento da estrada Lagarto-Simão Dias.

MAGMÁTICAS DO PROTEROZÓICO SUPERIOR

Cráton de São Luís

Graníticas — Em vinculação com a faixa dobrada Gurupi-Santa Luzia, na borda da área cratônica de São Luís, Abreu et alii (1980) registraram manifestações de natureza magmática, representadas pelo granitóide de Nei Peixoto e outros corpos sem denominação a este correlacionáveis, na porção sudeste dessa faixa; bem como pela intrusiva pré-tectônica alcalina de Boca Nova.

O granitóide de Nei Peixoto revelou uma isócrona de Rb-Sr com valor de 580 Ma (Villas apud Abreu et alii, 1980), que representaria um evento sintectônico do ciclo Brasileiro.

Alcalina de Boca Nova (PSA) — A ocorrência de Boca Nova constitui um maciço de nefelina-gnaiss ou litchfieldito, que corta os micaxistos da formação Santa Luzia, sendo considerada como um magmatismo pré-tectônico ou do início da orogenia brasileira. Villas (apud Abreu et alii, 1980) encontrou um valor isocrônico Rb-Sr de 680 Ma para essas rochas.

Região de dobramentos Nordeste

Nessa área desenvolveu-se no final do ciclo Brasileiro um enérgico e complexo processo de plutonismo granítico, gerando batólitos e *stocks* de natureza variada (fig. 4.12).

Domínio Médio Coreau

No maciço de Granja instalou-se um batólito granítico porfiróide com particularizações sieníticas (granitóide de Chaval).

Domínio Cearense

Nesse domínio aparecem outras massas batolíticas, de nítida filiação migmatítica, freqüentemente associadas a vastas áreas ou maciços migmatíticos.

No maciço Rio Piranhas, desenvolvem-se grandes plutões alongados na parte oeste, como os de Pereiro, Luís Gomes e Serra Branca e plutões de estruturação mais complexa na parte leste, como os de Pombal, Catolé do Rocha, Patu, Portalegre, Janduí, Brejo do Cruz, Serra do João do Vale, São Rafael, etc. A maioria dos batólitos são granodioritos porfiróides com herança máfica, transformados total ou parcialmente em granitos equigranulares por fusão anatética. A presença de relíquias melanocráticas é comum entre esses maciços, aparecendo como dioritos e gabros marginais, inseridos no interior dos plutões ou simplesmente como enclaves. No interior do maciço de Catolé do Rocha, há um corpo de forma circular constituído por norito com um envoltório diorítico, cortado por diques de espessartito (Lima et alii, 1980).

Os batólitos dos maciços estão estruturados em dobras de baixo ângulo, recumbentes, *nappes* e cogumelos, estruturação que eles impõem às rochas dos próprios maciços que os sediam. Por exemplo, toda a margem leste e sul do maciço de Santa Quitéria repousa sobre os complexos gnáissicos e xistosos encaixantes, com algum acavalamento presente na região de Independência.

Ainda merece destaque um conjunto de granitóides com 2 micas, desenvolvido a leste de Solonópole, associado ao campo pegmatítico dessa área.

Domínio Transnordestino

Esta área, ao contrário, é caracterizada pela presença de plutões menores, mais homogêneos e de estruturação vertical. Na região do Seridó, além dos batólitos associados a exposições do embasamento, predominam leucogranitos grosseiros ou porfiróides como os maciços de Lagoa Seca, Gargalheira, Acauã, Catunda, Cerro Cora, Serra Rajada, Serra da Macambira, Serra das Flexas, etc.; e granodioritos-monzogranitos com enclaves de dioritos e gabros, como os maciços de Totoró, Serra da Garganta, Serra do Estreito, Serras das Poças, Jardim de Angicos, etc. Há ainda um grupo de hololeucogranitos, como as intrusões da Serra da Aldeia e Bestas Bravas; e o grupo dos granitos pegmatóides, abundantes na região entre Pedra Lavrada e Picuí.

Jardim de Sá et alii (1980) distinguiram nesta região vários impulsos graníticos, associados aos 3 eventos tectônicos presentes nesta faixa. A associação mais antiga aparece na forma de xenólitos de ortognaisses predominantemente granodioríticos e tonalíticos. A segunda associação compreende *augen* gnaisses, ortognaisses porfiróblásticos e granito-granodiorito-gnaisses desenvolvidos no contato embasamento-cobertura, na forma de massas autóctones ou intrusivas estratóides;

formas e estruturas indicam forte controle pela tectônica de dobras com plano axial suave, recumbentes e de tipo *nappe*. O terceiro episódio granítico desenvolveu granitos porfiríticos, granitóides nebulíticos e *schlieren* e granitos-granodioritos porfiróblásticos, os quais ocupam grandes volumes dos plutões desta região; associam-se dioritos e gabros, na forma de xenólitos, *stocks* e massas. São interpretados como diápiros formados no final do ciclo Brasileiro (650 ± 30 Ma). O acúmulo de líquido anatético, talvez a partir dos granitos nebulíticos, teria propiciado a formação de diques e *stocks* de granito-granodiorito cinza e róseo, equigranular, fino a médio, pouco ou não deformado, que representaria o evento tarditectônico a pós-tectônico. A figura 4.13 é um mapa geológico do maciço de Acari (segundo Jardim de Sá et alii, 1980) e dá uma idéia da complexidade evolutiva dos plutões graníticos do Seridó.

O plutonismo que se desenvolveu ao longo dos subdomínios Riacho do Pontal e Piancó-Alto Brígida, deu lugar a duas associações graníticas: um grupo de granodiorito-monzogranito, nitidamente relacionado com material máfico primário, e um grupo de leucogranitóides de origem primária freqüentemente desconhecida. Os plutões pertencentes ao primeiro grupo são numerosos, devendo-se destacar os granitos de tipo Itaporanga e os granodioritos de tipo Conceição (Almeida et alii, 1967), amplamente distribuídos na faixa Piancó-Alto Brígida e Riacho do Pontal. Estes constituem os mais perfeitos exemplos de maciços circunscritos ou desarmonizados do Nordeste, compreendendo granodiorito, tonalito, quartzo-monodiorito e monzogranito com biotita, hornblenda e, menos comumente, augita e epidoto. A herança máfica é testemunhada pela onipresença dos enclaves máficos e pela associação com meladiorito, anfibolito, gabro e lamprófiro encontrada em alguns maciços (e. g. maciço de Olhos d'Água, conforme Beurlen et alii, 1978).

Domínio Extremo Nordeste

Na área adjacente ao domínio Transnordestino ainda predominam intrusões pouco profundas podendo-se mencionar os granitóides em torno de Campina Grande (Pocinhos, Taperoá e Cabaceiras), alguns dos quais com núcleos dioríticos e gabróicos preservados. São muito comuns, também, os leucogranitóides como, por exemplo, os maciços de Teixeira, Tavares, Imaculada, Sítio dos Nunes, etc. É possível que estes representem granitóides tipo S (White & Chappell, 1977) ou leucogranitos de natureza metassedimentar, de Lameyre et alii (1974), como é possível para o caso do granito de Sítio dos Nunes, em que os enclaves são todos de natureza metassedimentar (Santos & Vasconcelos, 1977) (fig. 4.14). Entretanto, na maioria dos casos a falta de estudos petrológicos e de análise isotópica, impedem uma melhor conceitualização desses granitos.

Os maiores complexos batolíticos do Nordeste ocorrem no maciço Pernambuco-Alagoas. Massas graníticas, como os de Arcoverde-Fazenda Nova, Chã Grande, Rio Formoso e Manari-Caraibeira, são plutões coalescentes com mais de 5 000 km² de área, resultantes, talvez, de sucessivos ciclos de geração granítica. Isto é testemunhado pela heterogeneidade desses maciços, aparecendo relíquias melanocráticas, fácies porfiróides, fácies migmatíticas e gnaissóides envolvidos em uma massa equigranular granítico-diatexitica. No batólito de Arcoverde-Fazenda Nova, Santos (1977) distinguiu fácies porfiróides tipo Itaporanga, fácies diatexiticas tipo Arcoverde e fácies graníticas róseas tipo Buíque. Nos maciços ao sul, Santos & Silva Filho (1975) e Silva Filho et alii (1979a) individualizaram hornblenda-biotitagranitos porfiróides e biotita-granitos, além de intrusões menores de granitóides com duas micas tipo Cariba e hornblenda-granitóides sienitos tipo Águas Belas.

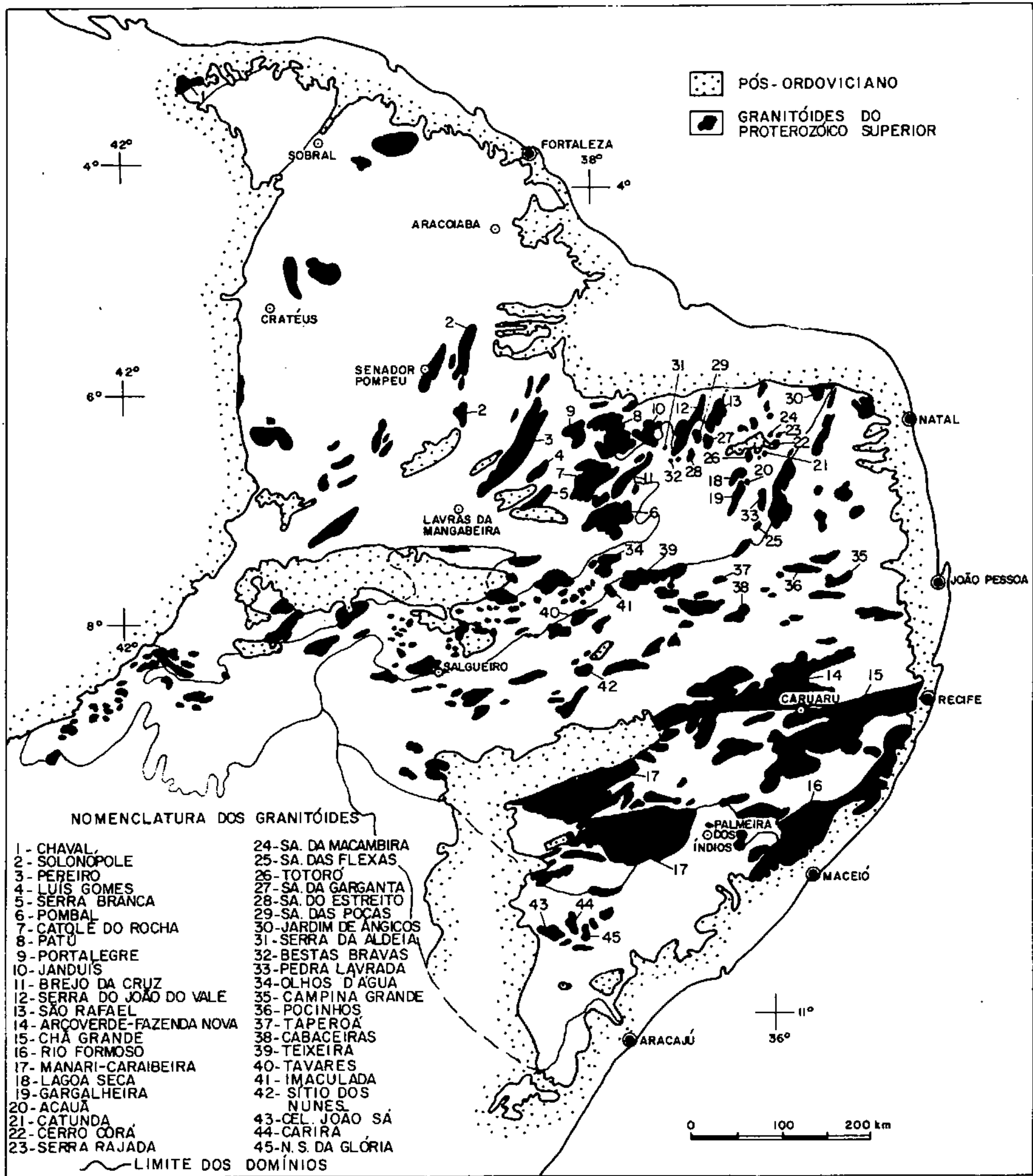


Fig. 4.12 — Os granitóides do Proterozóico Superior na região de dobramentos Nordeste.

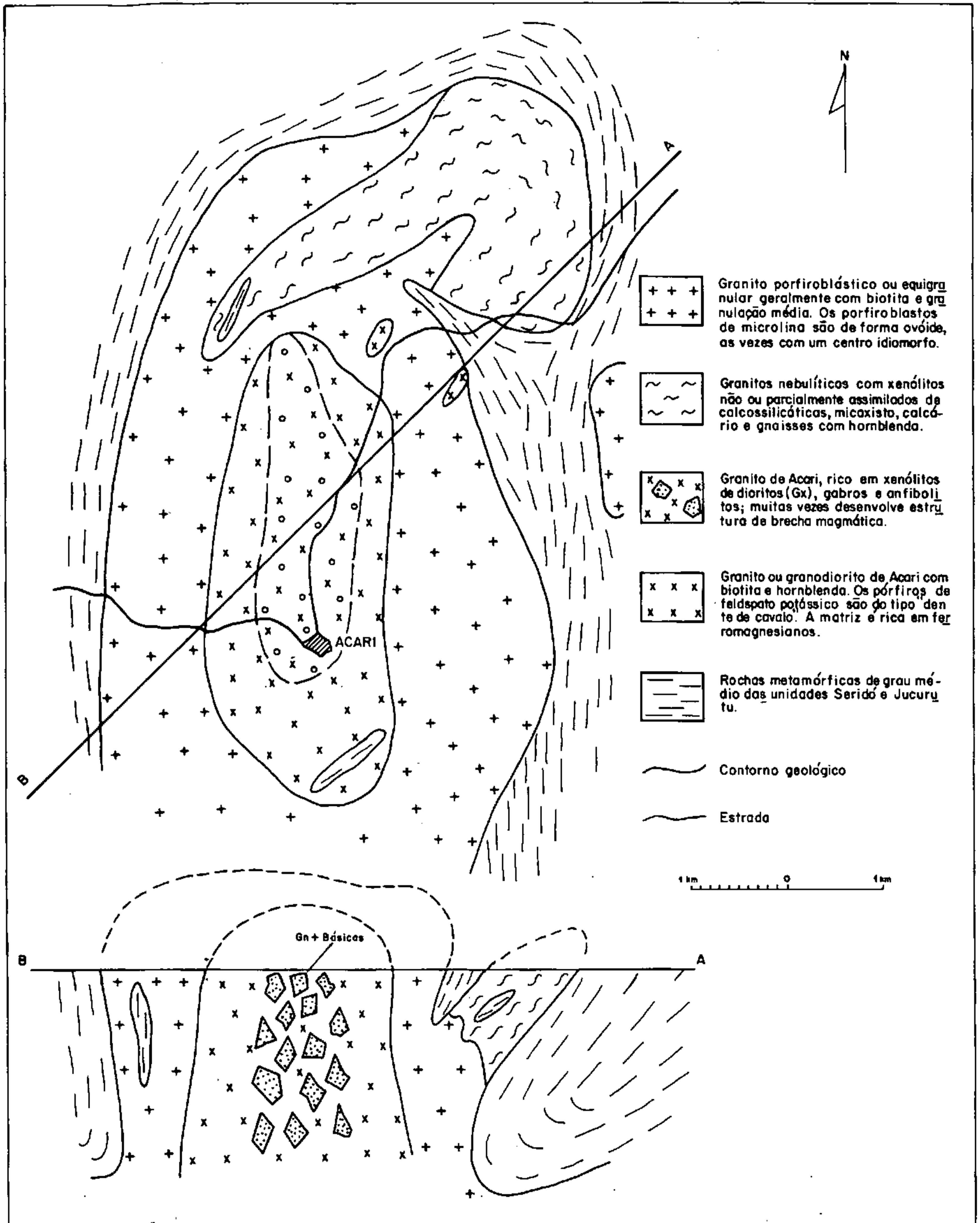
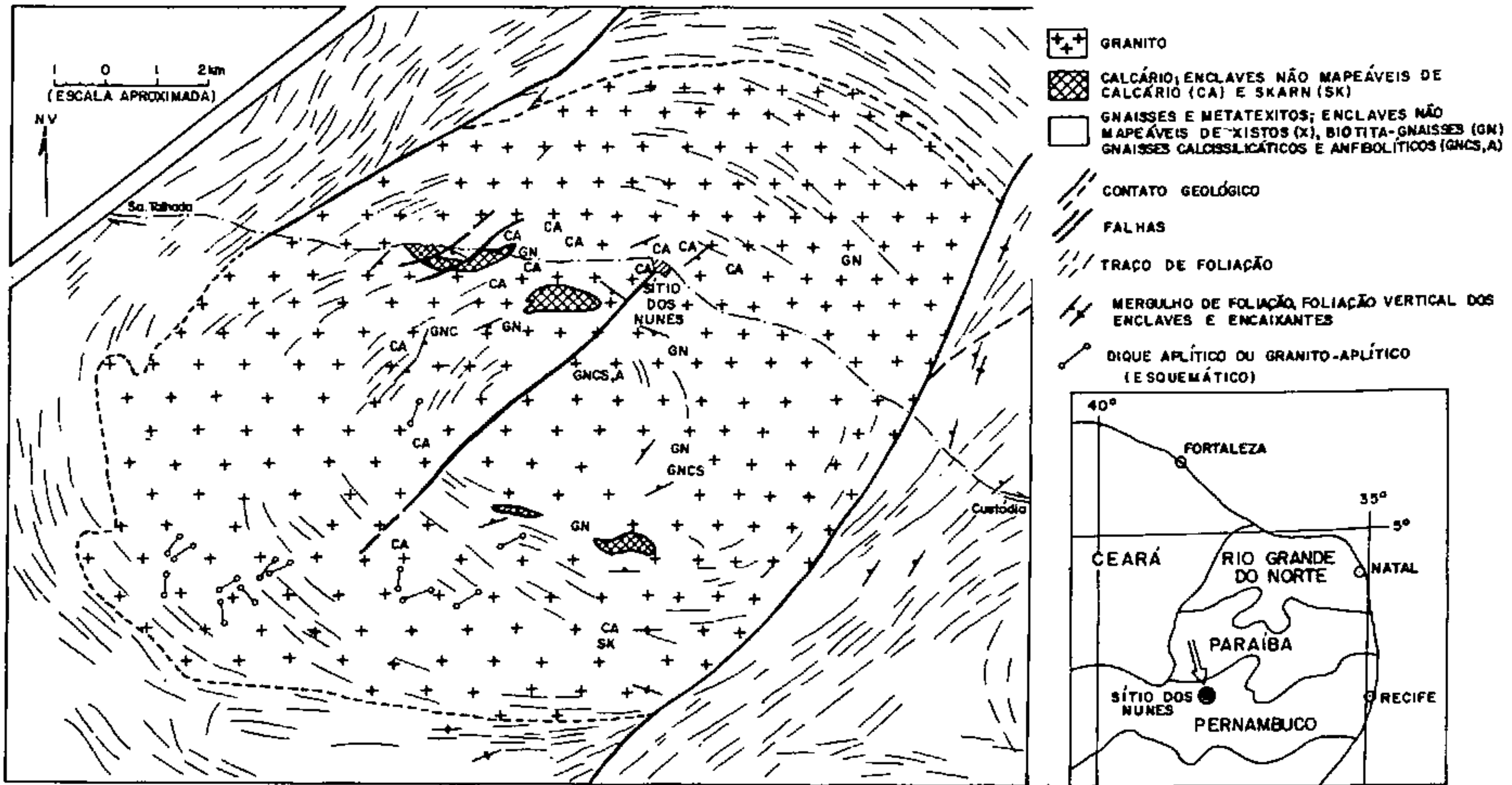


Fig. 4.13 — Mapa geológico do maciço granítico de Acari, Rio Grande do Norte (segundo Jardim-de Sá et alii, 1980).



Domínio Sergipano

Nesse domínio ocorrem granitóides do tipo N.S. da Glória ou Cel. João Sá, descritos por Humphrey & Allard (1969), Santos & Silva Filho (1975) e Silva Filho et alii (1974). Esses últimos autores destacam os maciços da região de Cel. João Sá, norte de Carira, noroeste de N. S. da Glória, Propriá, Canhoba, N. S. de Lurdes, Gracho Cardoso e Itabi. Tratam-se de corpos de forma e dimensões irregulares, alguns atingindo área superior a 300 km²; outros são de menores dimensões e de formato mais regular, como o corpo de Sítio Novos, de forma notavelmente circular. Os contatos com as rochas metassedimentares do grupo Macururé são bruscos, verificando-se uma adaptação estrutural ou um truncamento dessas encaixantes. Enclaves são muito comuns. Silva et alii (1979a) descrevem xenólitos de coloração escura ricos em biotita (supermicáceos) e de micaxistos granadíferos; entretanto, observações no granitóide de Cel. João Sá indicam a frequência de enclaves dioríticos e sua semelhança com os granodioritos de tipo Conceição da faixa Piancó-Alto Brigida (Santos & Silva Filho, 1975), de modo que parte desses granitóides deve ter geração a partir de material diorítico-tonalítico.

PROTEROZÓICO SUPERIOR-PALEOZÓICO

Da mesma forma como ocorreu em outras regiões do Brasil, o evento orogenético do ciclo Brasiliano, desenvolvido no final do Proterozóico Superior, tem registros que indicam também a sua influência ainda no início da era paleozóica.

No sistema dobrado Nordeste, a seqüência mais representativa e melhor preservada desse episódio de fechamento do ciclo Brasiliano é a do gráben de Jaibas, no Ceará, representada pelo grupo Jaibas. Outras unidades menores correlacionáveis à mesma, ocorrem na região de Cococi, no Ceará e nas proximidades de São Julião, no Piauí. Nessas áreas desenvolveram-se seqüências clásticas e vulcânicas com plutonitos ácidos e intermediários associados. Já na porção sul da região III, na interface do cráton do São Francisco com o domínio Sergipano, o episódio acima é representado por

seqüências clásticas formadas por preenchimento de fossas, referidas como formações Palmares (ex-Estância) e Juá.

Na região do cráton de São Luís, relaciona-se esse episódio tentativamente à formação Piriá (fig. 4.5).

Granitóides (PP_γ), sienitos (PP_σ) e diques de rochas ácidas e intermediárias (PP_α) da região de dobramentos Nordeste

Os plutonitos ácidos a intermediários do limite Proterozóico Superior-Paleozóico marcam o encerramento do evento magmático, tardio, do ciclo Brasiliano, sendo representados por alguns batólitos, intrusões menores, diques e vulcânicas, sempre ligados a falhamentos de grande expressão (fig. 4.15).

Domínio Médio Coreau

Dentre os granitóides, os membros mais característicos são as intrusões de Meruoca, CE, instaladas ao longo do lineamento Sobral-Pedro II, que atravessam as rochas do gráben Ubajara (Bambuí)-Jaibas. O maciço de Mocambo é um corpo com aproximadamente 180 km² de área aflorante. Danni (1972) reconheceu uma fácies marginal granodiorítica leucocrática, caracterizada pela presença de numerosos enclaves cornubianíticos e por *schlieren* biotíticos; uma fácies porfiróide existente na parte norte do maciço, caracterizada pela existência de fenocristais de ortoclásio, com até 5 cm de comprimento; e uma fácies dominante no resto do maciço, de caráter equigranular. Segundo Costa et alii (1973), esta fácies é um monzogranito grosseiro, aparecendo também uma fácies hornblêndica ao sul, de provável composição tonalítica. O granito de Meruoca é um plutão de forma grosseiramente quadrada, com aproximadamente 400 km², caracterizado pela coloração vermelha, notável pobreza em máficos e caráter álcali-potássico (Na_2O / K_2O médio = 0,57). Estes mesmos autores citam uma fácies cinza, sem hornblenda, granófiro, na parte sudeste do corpo e um *stock* satélite — Santa Teresinha —, de composição supostamente quartzo-diorítica-granodiorítica ($Na_2O / K_2O = 1,41$).

Associado a esses plutões ocorre um enxame de diques na região de Coreau, incluído por Costa et alii (1973) na for-

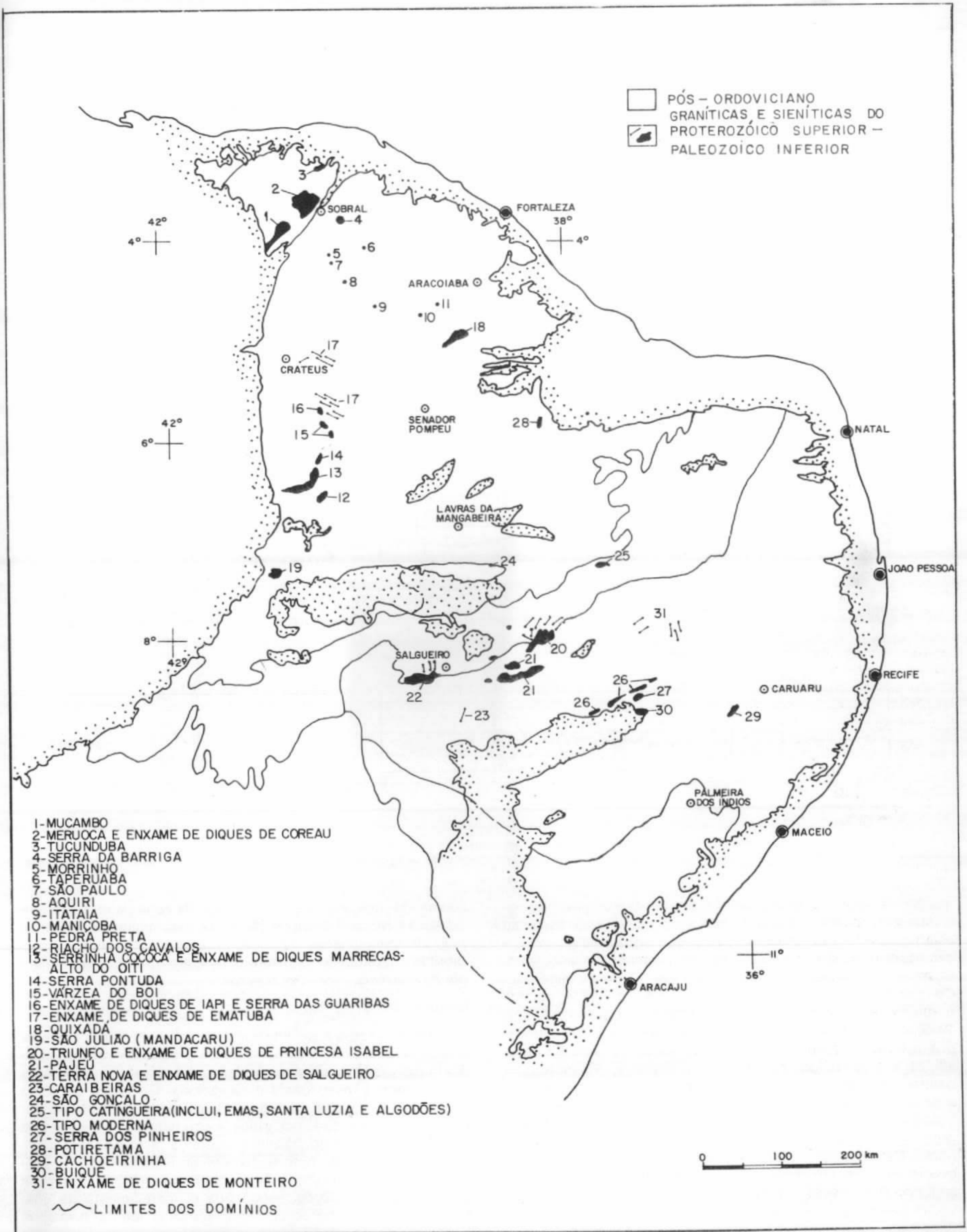


Fig. 4.15 — Os granitóides do Proterozóico Superior-Paleozóico da região de dobramentos Nordeste.

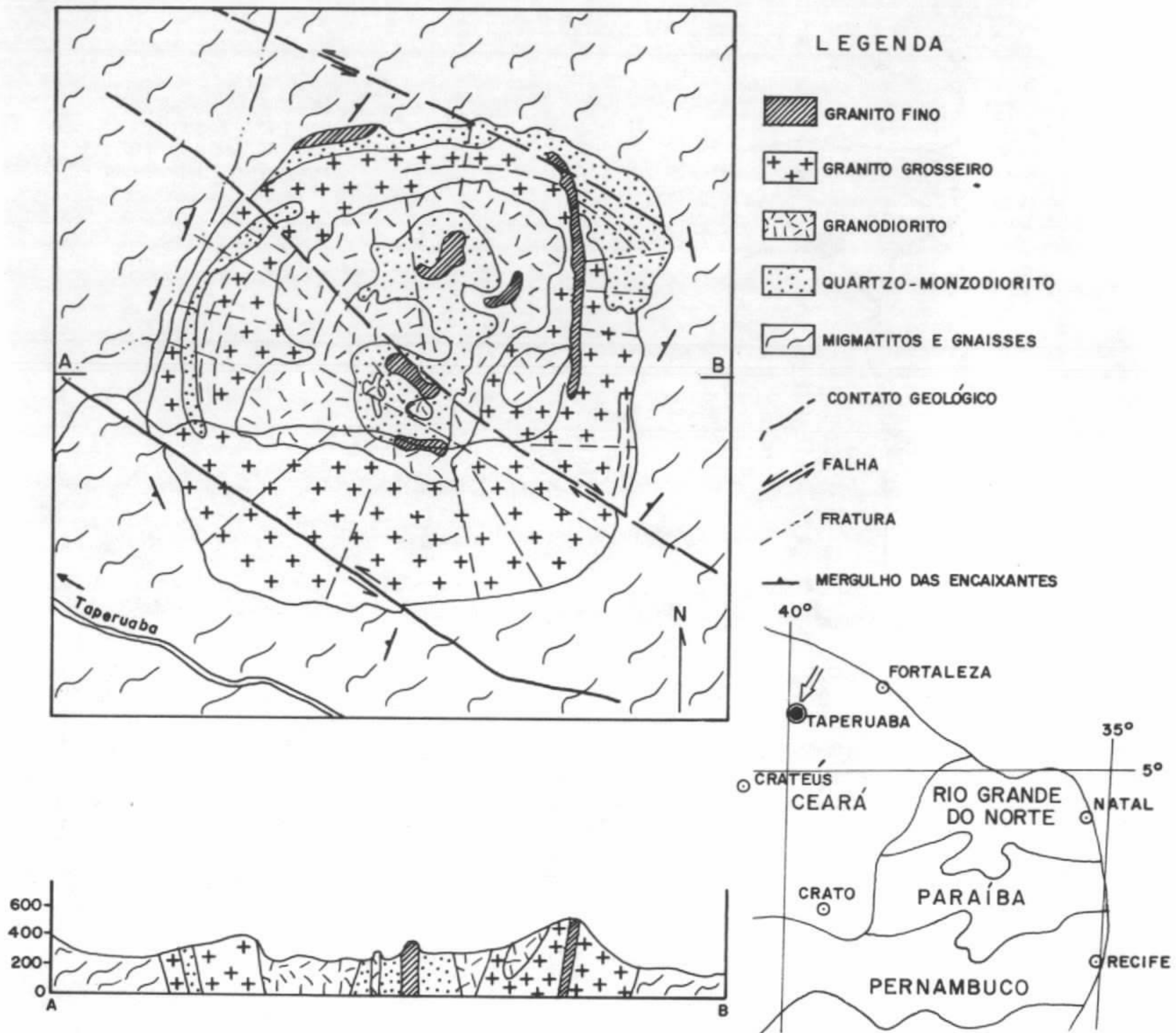


Fig. 4.16 — O complexo anelar de Taparuaba, CE (segundo Haddad & Leonardos Jr., 1980).

mação Parapuú, do grupo Jaibaras. Entretanto, observações e datações recentes sugerem que este enxame pertence ao estágio de *rifting* do grupo Jaibaras, que implantou-se sobre a cobertura dobrada do grupo Ubajara e de seu embasamento. Costa et alii mapearam diques com até 10 km de extensão. Compreendem riólitos pórfiros, granófiros, riódacitos, dacitos e microgranodioritos pórfiros (Rocha & Leonardos Júnior, 1975). Citam-se também diques de gabro ofítico cortando o grupo Ubajara, porém, pelas próprias descrições de Costa et alii, os termos básicos ocorrem como diques e *sills* na porção central do gráben Jaibaras, devendo estes gabros pertencer a uma pulsação subsequente do magmatismo. Diabásios e basaltos deste evento posterior são encontrados cortando o granito de Meruoca, nas proximidades da cidade de mesmo nome. Determinações geocronológicas de plutônicas e hipabissais indicam um intervalo de idades entre 520 a 508 Ma, segundo Brito Neves (1978).

O sienito de Tucunduba é aqui preliminarmente admitido como relacionado ao magmatismo Meruoca-Mocambo, embora a única datação disponível, K-Ar de 424 ± 6 Ma (Prado et alii, 1979), indique apenas o resfriamento final. Trata-se de um *stock* de forma aproximadamente elíptica, com cerca de

30 km² de área, implantado ao longo da zona de cisalhamento de Água Branca. A composição não é essencialmente sienítica, pois são mencionadas variações para quartzo-sienitos e granodioritos; acredita-se ocorrerem também granitos normais e até *hipersolvus* (alcali-potássicos).

Domínio Cearense

Nos arredores e no interior do maciço de Santa Quitéria, adjacente ou ao norte da falha do rio Groaíras, ocorrem diversas intrusivas félsicas desse período, atravessando, nesse caso apenas rochas mesozonais e catazonais. O maciço da Serra da Barriga é um *plug* com 6 km de diâmetro, constituído por um granito de textura porfírica a pegmatóide. Os *stocks* de São Paulo e Morrinho possuem contatos facetados, provavelmente falhados, que bem testemunham o baixo nível de profundidade das intrusões. Segundo Farina (1977), tratam-se de alaskitos estaníferos, sendo que o aparecimento de uma fácies micácea de borda contendo topázio, fluorita, turmalina e, talvez, cassiterita, sugere a existência de processos de graisenização.

Granitos e sienitos uraníferos aparecem principalmente na margem oriental do maciço de Santa Quitéria. A intrusão

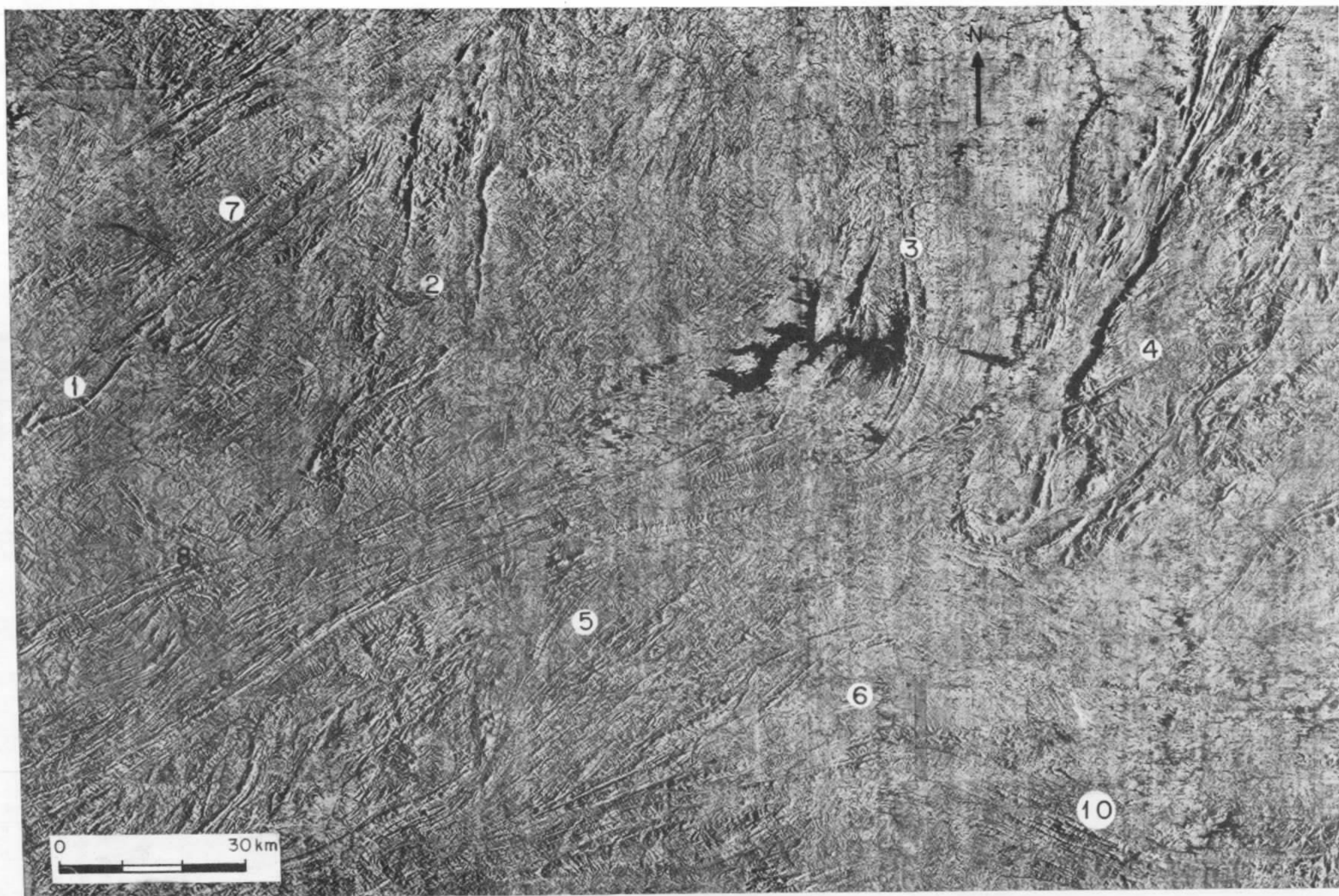


Fig. 4.17 — Parte sul do domínio Cearense. 1 e 2 — supracrustais do grupo Ceará; 3 — complexo Orós; 4 — granitóide de Pereiro; 5 e 6 — complexo Lavras da Mangabeira; 7 — falha de Senador Pompeu; 8 — falha de Aiuaba; 9 — falha de Tatajuba; 10 — falha de Patos. Mosaico semicontrolado de radar do projeto Radam /RadamBrasil-DNPM (1975-1976). Coordenada central: 6°35'S-39°35'W.

mais expressiva é o complexo anelar de Taparuaba, descrita recentemente por Haddad & Leonardos Júnior (1980) (fig. 4.16). Trata-se de um complexo com 9 km de diâmetro, formado por quartzo-monzodiorito, granodiorito, granito róseo grosseiro, granito fino, aplito, pegmatito e veios de quartzo. O quartzo-monzodiorito forma o núcleo central da estrutura, circundado por granodiorito e granito. Restos do teto, existentes na parte central, indicam processos de afundamento interno da câmara magmática. Os quartzo-monzodioritos ocorrem também como anéis na parte externa da intrusão, representando resquícios de uma estrutura anelar não totalmente digerida pelas intrusões mais jovens. A mineralização uranífera estaria ligada a processos de dessilicificação das rochas graníticas, acompanhada de albitização, microclinização do plagioclásio, hematização da biotita, metassomatismo sódico da hornblenda (formação de riebeckita), com posterior deposição de calcita, óxido de ferro e apatita, juntamente com o urânio, nas cavidades deixadas pelo quartzo.

Na maioria dos locais, os granitos já foram totalmente transformados em albita-sienito ou rocha fosfática, como é o caso da ocorrência de Aquiri. A rocha mineralizada é um sienito róseo na forma de veios, cortando um granito alcalino, ambos atravessando rochas do complexo Tamboril-Santa Quitéria. Na ocorrência de Pedra Preta, o protominério é um albitasienito com estrutura brechóide; nas ocorrências de Itataia e Maniçoba a albitização e a colofanização foram extremas, não havendo sequer vestígios de sienito. Relacionada a esse evento metassomático, ocorreu uma expressiva concentração de urânio, à qual está associada a importante jazida de Itataia.

Outro cortejo de intrusivas de pequena profundidade ocorre nas proximidades da falha de Tauá e acompanhando as margens da bacia do Cococi, estas últimas numa disposição muito similar à associação Meruoca-Mocambo. Compõe-se tal associação de plutões compostos e, principalmente, de intrusões menores, *stocks*, *plugs*, diques anelares e enxames de diques. As intrusões de Riacho dos Cavalos e Serrinha-Cococá bordejam a bacia de Cococi. A primeira é um *stock* de forma perfeitamente elíptica, com aproximadamente 50 km² de área, referida por Oliveira et alii (1974) como um granitóide pórfiro; sua composição varia de diorito a mangerito e granito. O plutão Serrinha-Cococá é um corpo arqueado, acompanhando o cruzamento das falhas de Tauá e Alto Alegre-Caraíbas. É composto por uma intrusão quase elíptica ao norte, Cococá, de características similares a de Riacho dos Cavalos; e por um plutão alongado ao sul, Serrinha, formado por granitóides hololeucocráticos equigranulares, localmente incluindo riebeckita. Este plutão se faz acompanhar de um enxame de diques (Marrecas-Alto do Oiti) na sua margem norte ou cortando o próprio plutão, enxame este que inclui: álcali-riólitos, biotita-andesitos, andesitos, quartzo-dioritos pórfiros e ortoclásio-hornblenda-lamprófiros (vogesitos). O granito da Serra Pontuda tem características similares ao plutão Serrinha. O enxame de diques de Tauá, mais ao norte, é formado por aplitos, pegmatitos e veios de quartzo, estes últimos contendo esmeralda e ametista.

Ao norte de Tauá, acompanhando a margem direita da falha de mesmo nome, ocorrem intrusões similares. Os *plugs* de Várzea do Boi são granitos porfiróides de forma circular e elíptica, que apresentam em suas margens diques anelares de biotita-granito, granito gráfico e microdiorito. Os diques anelares de Japi cortam o diorito, sendo constituídos por granitos róseos com hornblenda. Os enxames de Ematuba e Serra das Guaribas, são diques de direção oeste-noroeste, constituídos predominantemente por riólitos, dacitos e dacitos pórfiros, aparecendo, em menor proporção, riodacitos pórfiros, andesitos e traquitos. Alguns são de grandes dimensões, atingindo até 5 km de extensão por 300 m de largura.

Outra intrusão deste grupo é o maciço de Quixadá, de forma subelíptica, encaixado na falha de Senador Pompeu.

Braga et alii (1977) descrevem granodioritos porfiróides, equigranulares grosseiros e equigranulares de granulação média, tendo biotita e hornblenda com máficos; Kawashita et alii (1974) fazem referência a monzonitos. Os enclaves dioríticos ovalados constituem uma característica importante dessa intrusão. Determinações Rb-Sr em rocha total e em minerais indicaram um *range* de idade entre 451 e 500 ± 40 Ma; idades K-Ar de minerais, situam-no entre 564 e 518 Ma (Kawashita et alii, 1974).

Ao longo do sistema de falhas de Tatajuba, na região de São Julião, ocorre um outro conjunto de intrusões graníticas de pequena profundidade. De acordo com Farina (1980), compreende um conjunto de hipabissais e subvulcânicas associadas a uma bacia do tipo Ubajara-Jaibaras. Cerca de 10 a 20 pequenos corpos compõem um *cluster* intrusivo, tanto no embasamento gnáissico-migmatítico, como na seqüência de cobertura. A composição varia de granodiorito a tonalito, quartzo-diorito, diorito, sienito e granito; andesitos e riólitos predominam entre as hipabissais. Minerais de cobre ocorrem disseminados ou em rede de vênulas nestas rochas. Alterações hidrotermais são observáveis, tais como sericitização, feldspatização potássica, argilização, biotitização, cloritização, carbonatação, epidotização e silicificação. Segundo Farina (1980), tais características sugerem tratar-se de um *porphyry copper*.

Domínios Transnordestino e Extremo Nordeste

Deve-se mencionar particularmente sienitos e enxames de diques, embora muitas intrusões graníticas possam também pertencer a este evento tardio de atividade granítica brasileira. A falta de estudos mais detalhados sobre essas rochas impede, porém, a individualização destas últimas. Assim, o conjunto de plutões e hipabissais sieníticas que se distribui entre Triunfo, Pajeú e Terra Nova é a entidade mais característica. Barbosa et alii (1970) mapearam cerca de 9 maciços sieníticos nessa área, distribuídos ao longo de um *trend* NE-SW, acompanhando um complexo sistema de falhas. Os batólitos de Triunfo e Pajeú são associados a granitos, mas as relações intrusivas dos sienitos em relação a estas rochas são muito claras. Sadowski (1973) distinguiu no maciço de Triunfo (Serra da Baixa Verde) sienito com augita sódica e richterita e um gnaisse de transição com indícios de fenitização; uma datação K-Ar em feldspato indicou uma idade de 575 Ma. Esse maciço é acompanhado por um enxame de diques que compreende sienitos, quartzo-sienitos, umptekitos, lindóitos, nordmarkitos, shonkinitos, riólitos e dacitos (Almeida et alii, 1967). Outro enxame de mesma natureza ocorre nas proximidades do plutão de Terra Nova, na forma de diques sieníticos paralelos cortando o granito de Salgueiro. Um dique semi-anelar ocorre no povoado de Carnaubeira atravessando o lineamento Pernambuco, o que comprova a geração bem tardia desse magmatismo.

Outras duas associações ocorrem na forma de diques inseridos no lineamento Paraíba e falhas subsidiárias e na faixa cataclástica Poço da Cruz-Cruzeiro do Nordeste (ramificação do lineamento Pernambuco). A primeira, inclui o sienito de São Gonçalo e os diopsídio-hedenbergita-aegirina-eckermanita-granitos (tipo Catingueira) de Emas, Catingueira, Serra de Santa Luzia e Algodões, numa faixa de ocorrência descontínua de quase 300 km de extensão. Deve-se acrescentar a presença de intrusivas feldspáticas (epissieníticas) uraníferas tipo Itataia, em S. José do Espinharas e, possivelmente, em Caldas Brandão. A segunda associação é formada pelos granitóides de tipo Moderna (Santos & Vasconcelos, 1973), que compreendem diques de hedenbergita-adamelitos e ferrohastingsita-granodioritos e granitos, que ocorrem no *trend* Poço da Cruz-Moderna-Henrique Dias-Poção. Essa associação inclui também o *stock* da Serra dos Pinheiros, situado a oeste de Arcoverde, formado por uma andradita-hedenbergita-trondhjemitos e por um cortejo de filões pegmatíticos com amazonita. Determinações K-Ar em richterita do sienito de

São Gonçalo forneceram idades de 648 ± 32 e 632 ± 31 Ma; já um dique sienítico da região de Salgueiro apresentou uma datação K-Ar em rocha total de 484 ± 15 Ma.

Ocorrências sieníticas isoladas ocorrem em Potiretama, Cachoeirinha, Água Branca e Buíque. O complexo de Buíque é formado principalmente por sienito, acompanhado por diorito, traquito, granito, tufos e cinzas vulcânicas (Zanini, 1980). Este complexo também foi submetido a processos metassomáticos que dão origem à mineralização fósforo-uranífera tipo Itataia. Deve-se mencionar ainda o enxame de diques de Monteiro, formados por sienitos, dacitos e riólitos (Ferreira & Albuquerque, 1969).

Pegmatitos

Enxame de diques de natureza diversa são os de pegmatitos mineralizados da Borborema e do Ceará. A chamada província pegmatítica da Borborema compreende um enxame com mais de 800 pegmatitos, distribuídos principalmente na parte oriental da faixa do Seridó, numa extensão de mais de 200 km, associados aos granitos pegmatóides antes descritos.

Distingue-se os pegmatitos potássicos e os sódicos, os homogêneos e os heterogêneos. Entre os minerais de valor econômico, destacam-se berilo, columbita, tantalita, cassiterita e pedras coradas (sobretudo água-marinha, turmalina e variedades de quartzo); deve-se destacar também a presença de minerais de lítio, bismuto, urânio e terras-raras. Cunha & Silva (1979) distinguiram zonas de pegmatitos com berílio, tântalo, tântalo-berílio, estanho e terras-raras, sendo que na região de Picuí distingue-se um núcleo central tantalífero, uma zona intermediária berílio-tantalífera e berilífera, uma zona externa estanífera e, aparentemente, uma zona mais externa, de pegmatitos com terras-raras. Este autor distinguiu os distritos berilíferos de Acari, Cariri, Taperoá e Desterro, e os distritos de terras-raras de São Rafael, Florânia, São Vicente, Coronel Ezequiel, Cubati e São Mamede.* No Ceará distinguem-se os campos pegmatíticos de Cristais, Solonópole e Itapiúna. São mineralizados em berílio, tantalita-columbita, cassiterita e espodumênio (Marinho & Cunha, 1971).

Determinações K-Ar e Rb-Sr em minerais de pegmatitos forneceram idades entre 450 e 550 Ma.

Seqüências sedimentares do cráton de São Luís

Formação Piriá (PPP) — A formação Piriá (Costa et alii, 1975, 1977) ocorre associada à faixa dobrada Gurupi-Santa Luzia, na região do Gurupi, englobando no presente mapa, também, as formações Igarapé de Areia e Viseu (Abreu et alii, 1980), esta última depositada sobre o complexo Maracaçumé, na área cratônica de São Luís.

Abreu et alii (1980) descreveram a formação Piriá *sensu stricto* como uma seqüência composta de grauvas, arenitos finos e folhelhos, claramente condicionada a zona de falhas. A formação Igarapé de Areia, segundo esses autores, é representada por arcóseos e arenitos grosseiros a silticos e níveis conglomeráticos, enquanto que a formação Viseu é constituída por uma seqüência de metarenitos com metassiltitos a ardósias no topo.

Abreu et alii (1980) admitiram a possibilidade de correlação entre as formações Igarapé de Areia e Viseu. Ambas apresentam-se fracamente dobradas, esta última também levemente metamorfizada, enquanto que para a formação Piriá s.s. não há referência à deformação. A origem e relacionamento estratigráfico dessas duas unidades com as formações Gurupi e Santa Luzia não estão definidas.

Abreu et alii (1980) admitem, entre outras hipóteses, representar a formação Viseu uma cobertura plataformal e a formação Igarapé de Areia um depósito molássico. A formação

Piriá é tida por esses autores como um depósito molássico de etapa orogênica final, de idade supostamente eopaleozóica.

No presente mapa, essas três unidades englobadas na formação Piriá, são colocadas tentativamente no limite Proterozóico Superior-Paleozóico e interpretadas como molassas da faixa dobrada Gurupi, provavelmente relacionada ao ciclo Brasileiro.

Seqüências sedimentares e vulcano-sedimentares da região de dobramentos Nordeste

Domínio Médio Coreau

Grupo Jaibaras (PPjb) — Segundo Costa et alii (1973), o grupo Jaibaras compreende uma seqüência vulcano-clástica de espessura superior a 3 000 m composta por quatro formações. A formação basal, Massapê, é composta por ortoconglomerados brechóides, com matriz argilo-arenosa e blocos angulosos até decimétricos de calcário, arenito, gnaiss, e siltito; intercalam-se níveis lenticulares de arenito conglomerático com matriz argilosa cinza-esverdeada. Estima-se uma espessura de 100 m na região de Aprazível. A formação Pacujá, superposta à anterior, constitui a unidade dominante do gráben de Jaibaras, com uma espessura na parte sul da ordem de 1 500 m. É representada por uma associação de arenitos líticos e arcoseanos, folhelhos vermelhos micáceos e, subordinadamente, grauvas e horizontes conglomeráticos.

A seqüência intermediária é representada pela formação Parapuá, que compreende uma complexa suite de rochas vulcânicas, incluindo derrames e piroclásticas, com uma espessura de pelo menos 350 m; diques e *sills* aparecem cortando as formações Massapê e Pacujá, assim como o embasamento e, raramente, o plutão granítico de Meruoca. Costa et alii (1973) distinguiram uma associação magmatogênica normal e uma associação espilito-queratófira. A primeira é formada por andesitos, dacitos e riólitos, bastante alterados hidrotermalmente, além de diques e *sills* de diabásios e gabros. A outra associação é representada por basaltos, andesitos e alguns riólitos, espilitizados e queratofirizados em diversos graus, o que se reflete na formação de rochas com albita, clorita, epidoto, tremolita-actinolita e calcita. A seqüência superior corresponde à formação Aprazível, de caráter conglomerático; a matriz é arcoseana e os blocos, com dimensões desde alguns centímetros até 1 m, são de gnaiss, xisto, filito, ardósia, quartzito, calcário, arenito, rochas vulcânicas e granito.

No gráben de Martinópole, o grupo Jaibaras é representado principalmente pelas formações Massapê, Pacujá e Aprazível; na região de Pedra Verde, é representado pela formação Ubari.

Determinações geocronológicas indicam idades entre 510 e 515 Ma para o grupo Jaibaras, sendo que idades K-Ar da formação Parapuá, na região de Martinópole, forneceram valores de 478 ± 6 e 502 ± 8 Ma (Prado et alii, 1979).

Domínio Cearense

Na bacia do Cococi e em pequenos restos de bacias próximas a Pio IX, o grupo Jaibaras é representado principalmente por seus membros sedimentares (Campos et alii, 1976). Na região de São Julião, o grupo Jaibaras é representado por brechas e conglomerados, com certa atividade vulcanogênica subaérea associada. Ocorrências isoladas são encontradas ainda em Sitiá e Aurora (CE).

Domínio Sergipano

Formações Palmares (PPpm) e Juá (PPj) — A formação Palmares (ex-Estância) é constituída essencialmente por clásticos grosseiros, conglomerados e grauvas. Silva Filho & Brito Neves (1979) descrevem uma fácies arcoseana grosseira contendo fragmentos de quartzito, filito e granulito, estratificada ou não, e uma fácies conglomerática constituída por seixos e calhaus subarredondados de granito, *chert* e calcário em

* Recentemente foi evidenciado um importante campo pegmatítico de água-marinha na região do Tenente Ananias, Rio Grande do Norte (Esdras A. Leite, inf. verbal).

matriz grauvaquica. Associam-se grauvacas com estruturas sedimentares que caracterizam esta unidade como turbiditos.

A formação Juá é formada por um conglomerado basal, com seixos e calhaus imbricados de vulcânicas, filitos e granitos, com matriz grauvaquica; e por grauvacas com estratificação cruzada paralela e de pequeno porte na parte superior.

FANEROZÓICO

Bacias sedimentares

Antes de entrar-se na discussão das unidades litoestratigráficas do Fanerozóico da região III é feito um rápido apanhado das importantes bacias sedimentares que completam o panorama geológico dessa região (fig. 1.10 e 4.1).

Bacia de São Luís — A bacia de São Luís situa-se na área cratônica de São Luís e é formada por um gráben alongado de 15 000 km².

A estratigrafia da bacia de São Luís não foi alvo de estudo específico. Apenas é referida em trabalhos de caráter regional e que abordam a evolução tectono-sedimentar da margem continental norte do Brasil.

Segundo Resende & Pamplona (1970), encontram-se na bacia sedimentos tentativamente datados do Eocambriano, Siluriano e Triássico-Jurássico, depositados em continuidade à seqüência da bacia do Parnaíba. A bacia cretácea de São Luís ter-se-ia formado durante o Albiano Superior com o abatimento tardio (posterior à formação da bacia de Barreirinhas) da porção oeste do arco Ferrer-Urbano Santos. Depositaram-se então a formação Itapecuru, no Cretáceo Superior, e discordantemente a formação Pirabas, no Terciário.

Já Miura & Barbosa (1972) apontam a existência, na bacia, da formação Codó (Aptiano-Albiano), depositada direta e discordantemente sobre sedimentos eocambrianos. Sobre ela, assentam, em ordem ascendente, as formações Itapecuru (já no Albiano), Alcântara (Albiano-Cenomaniano), Pirabas e Barreiras. Estes autores correlacionam a formação Codó com a seqüência basal, cretácea, da bacia de Barreirinhas (base do grupo Canárias). Esta correlação implica em que enquanto a área da bacia de São Luís ainda se comportava como simples extensão da bacia do Parnaíba, a de Barreirinhas já havia se abatido como bacia marginal. Tal raciocínio não foi considerado pelos citados autores, pois no mesmo trabalho eles sugerem uma gênese síncrona das bacias cretáceas de São Luís e Barreirinhas, relacionada à abertura do Atlântico na região.

A ocorrência na bacia de São Luís de sedimentos Codó típicos (espessura máxima de 150 m), inclusive com fácies evaporítica, foi confirmada por Fernandes & Piazza (1978).

Bacia de Barreirinhas — A bacia de Barreirinhas situa-se no litoral do estado do Maranhão entre São Luís e Parnaíba. Sua área emersa é de aproximadamente 13 000 km². É limitada ao sul por falhamentos normais e pelo arco Ferrer-Urbano Santos e a oeste pelo horst de Rosário (Resende & Pamplona, 1970).

A bacia originou-se da tafrogenia que se seguiu ao fendilhamento entre os continentes sul-americano e africano durante o Aptiano. Blocos do embasamento e formações paleozóicas e jurássicas da bacia do Parnaíba foram rebaixados, formando-se um semigráben sobre o qual se depositaram os sedimentos clásticos basais do grupo Canárias (Pamplona et alii, 1972).

Durante o Albiano, prosseguiu o preenchimento da bacia com os sedimentos deltaicos do grupo Canárias. No início do Cenomaniano, ocorreu uma transgressão, interrompendo o ciclo de deposição terrígena do grupo Canárias e iniciando o ciclo carbonático do grupo Caju. Falhamentos normais transformaram a bacia de semigráben em marginal aberta para norte (Pamplona et alii, 1972).

Na área emersa da bacia, apenas sedimentos neogênicos e quaternários são registrados acima do grupo Caju.

A seqüência estratigráfica característica da bacia de Barreirinhas é de idade cretácea e vai do Albiano Médio ao Campaniano. Esta seqüência assenta discordantemente sobre o Pré-Cambriano, no flanco oeste da bacia, e sobre os sedimentos paleozóico-mesozóicos da bacia do Parnaíba, no flanco sul a leste da bacia. Sobreposta discordantemente aos sedimentos do Cretáceo, ocorre a formação Pirabas, do Mioceno (Pamplona, 1969).

Bacia de Sergipe-Alagoas — A bacia de Sergipe-Alagoas foi originada por falhamentos normais ao longo de zonas de fraqueza da crosta formando uma sucessão de horsts e grábens de direção NE-SW que constitui a característica estrutural mais marcante da bacia.

Sua coluna estratigráfica compreende rochas neopaleozóicas e mesozóicas, capeadas por clásticos cenozóicos, terciários e quaternários.

Bacia de Pernambuco - Paraíba — Asmus & Ponte (1972) classificam a bacia Pernambuco-Paraíba como bacia costeira ou do tipo V, miogeossinclíneo (Dewey & Bird, 1970).

A linha de costa e a borda da plataforma continental, ambas com direção geral norte-sul cortam abruptamente as estruturas do embasamento pré-cambriano, cujas direções são essencialmente leste-oeste (alinhamentos de Patos e Floresta).

Trabalhos geofísicos realizados na porção emersa da bacia levaram Rand (1967) a admitir a presença de blocos falhados em direção ao oceano, num assentamento estrutural semelhante ao da bacia de Sergipe — Alagoas. Segundo Asmus & Carvalho (1978), embora seja plausível e mesmo esperado um estilo tectônico semelhante ao da bacia de Sergipe — Alagoas, a espessura sedimentar na plataforma, admitida como não superior a 2 500 m (Souza, 1972), indica para essa região uma subsidência ao longo de sua história geológica bem menor que a das áreas da margem continental que lhe ficam ao norte e ao sul. Falhamentos subordinados, de direção leste-oeste, foram evidenciados através de mapeamento geológico na porção emersa (A. D. Assis, 1976; informação verbal) e de levantamento sísmico de reflexão na plataforma continental (Souza, 1972).

O tectonismo que deu origem a essa bacia, aconteceu provavelmente no Eocretáceo (Asmus, 1975; Ponte & Asmus, 1976). A província magmática do Cabo Santo Agostinho, próximo à cidade de Recife teve sua atividade datada de 114-90 Ma (Vandoros & Valarelli, 1976).

Segundo Asmus & Carvalho (1978), a área de Pernambuco — Paraíba, possivelmente, foi sítio de um soerguimento que a tornou no estágio pré-*rift-valley*, mais elevada que as áreas adjacentes, tanto ao norte (bacia Potiguar) como ao sul (bacia de Sergipe — Alagoas). Esse soerguimento associado a uma anomalia térmica subcrustal, associa-se, também, num estágio subsequente (*rift-valley*), à atividade magmática do cabo Santo Agostinho.

Bacia Potiguar — A bacia Potiguar situada no extremo nordeste do Brasil, ocupa a metade setentrional do Rio Grande do Norte e a região nordeste do Ceará.

Asmus & Porto (1972) classificam esta bacia como bacia costeira ou miogeossinclínio (Dewey & Bird, 1970).

Sua estrutura, relativamente simples, é de um monoclinial com mergulhos suaves variando em torno de 2°, em direção à costa. Interpretações baseadas em dados de poços denunciam alguns indícios de falhamentos. Mergulhos anômalos ao longo do rio Apodi, mormente no trecho compreendido entre Governador Rosado e Moçoró, bem como indícios de falhas ao norte de Ipanguaçu, sugerem perturbações tectônicas nos estratos da bacia.

O esboço estrutural da bacia apresenta as seguintes feições:

- plataforma oeste — uma estrutura monoclinial rasa, com mergulhos suaves, em torno de 2°, para NNE-E,

limitada a oeste e sudoeste pelo embasamento cristalino, e a leste por uma zona de falha, alinhada ao longo do rio Apodi;

- gráben central — uma fossa tectônica relativamente rasa, limitada a leste e oeste pelas plataformas monoclinais. Ao sul defronta com o embasamento e mergulha em direção ao mar, onde atinge, nas imediações de Macau, profundidade de 1 200 m;
- plataforma leste — uma monoclinal rasa, suavemente inclinada para o norte, limitada ao sul pelo embasamento e a oeste por uma zona de falha, alinhada segundo a direção que vai de Upanema à foz do rio Camurumbi.

A seguir serão abordadas as unidades estratigráficas que compõem a coluna estratigráfica da bacia.

Bacia do Araripe — Abrange parte dos estados do Piauí, Pernambuco e Ceará, tendo sua maior extensão neste último estado. Contém sedimentos da formação Tacaratu (paleozóica) do grupo Brotas — formações Aliança e Sergi (mesozóicas) — e do grupo Araripe — formações Santana e Exu (mesozóicas). Na bacia, as camadas superiores apresentam-se subhorizontais e suavemente inclinadas para norte e nordeste, enquanto a seqüência inferior a norte e leste, mostra-se bastante afetada por falhamentos relacionados provavelmente à reativação do lineamento Paraíba, o que não é observado nas porções sul e oeste.

Parecem reportar ao Siluriano Inferior (Almeida, 1967), os sedimentos da formação Tacaratu, inaugurando um estágio evolutivo em que a plataforma brasileira já estaria plenamente consolidada e invadida, periodicamente, por mares epicontinentais. Inaugurando a Reativação Wealdeneana, do Jurássico Superior, depositaram-se os sedimentos das formações Aliança e Sergi (grupo Brotas). No Cretáceo Inferior ocorreu um intenso tectonismo de falhas, relacionadas a deriva dos continentes (Beurlen, 1967), reativando ou formando bacias interiores, com uma sedimentação continental inicial, que posteriormente, evoluiu para marinha. Na bacia, esta fase é representada pelas formações Santana e Exu, do grupo Araripe.

Bacia de Mirandiba — A bacia está localizada na região do município de Mirandiba, no estado de Pernambuco. Foi descrita pela primeira vez por Moraes (1948 apud Braun, 1966). Registra sedimentos das formações Tacaratu (paleozóica), Aliança e Marizal (mesozóicas).

A partir do Siluriano até o Permiano, a sua área esteve sujeita a um contínuo abaixamento epirogênico, que resultou na deposição da formação Tacaratu (fase talassocrática). Do Permiano ao Eojurássico, sofreu um forte aplainamento, com a destruição quase total de seu registro sedimentar de então. No Neojurássico, no estágio pré-deriva dos continentes, depositaram-se os sedimentos da formação Aliança (grupo Brotas). No final do Jurássico, com a Reativação Wealdeneana (Almeida, 1967), deu-se o rifteamento do Atlântico Sul, com o posterior nivelamento do relevo imprimido pelo tectonismo. A bacia, entretanto, não foi penetrada pela transgressão marinha que então se processava, mantendo-se marginalizada do processo de deposição evaporítica e recebendo os clásticos continentais da formação Marizal. A partir do Terciário, a bacia esteve submetida aos ciclos erosivos que modelaram o relevo, em sua configuração atual.

Bacia do Rio do Peixe — É uma bacia de afundamento cujo desenvolvimento está diretamente relacionado às estruturas do embasamento. No Cretáceo Inferior, deu-se um intenso tectonismo de falhas, reativando ou formando bacias interiores como a do Rio do Peixe, na qual teve início, uma sedimentação continental, que posteriormente passou a marinha, depositando-se assim os sedimentos do grupo Rio do Peixe. Reativações no lineamento da Paraíba e, talvez a formação de novos falhamentos, tiveram papel marcante no desenvolvimento da bacia e este tectonismo, segundo Beurlen (1968),

estão relacionados aos movimentos de separação entre a América do Sul e a África iniciados com a Reativação Wealdeneana do Jurássico Superior (Reativação Sul-Atlântica).

Bacia de Iguatú-Icó — As bacias Iguatú-Icó têm comportamento estrutural análogo às demais pequenas bacias cretáceas do Nordeste brasileiro, com menor ou maior grau de deformação superimposto. Originaram-se em depressões tectônicas preexistentes do embasamento, seguido de subsidência durante a fase sedimentar. Tiveram importância no desenvolvimento da bacia, a reativação do lineamento da Paraíba e o estabelecimento de novos falhamentos no Cretáceo Inferior.

Bacia do Parnaíba — A bacia intracratônica do Parnaíba, também conhecida como bacia do Maranhão, é sobretudo uma bacia paleozóica, embora depósitos mesozóicos pouco espessos cubram grandes áreas. A espessura sedimentar máxima excede pouco mais de 3 000 m, dos quais 2 500 m são paleozóicos e o restante mesozóicos.

Em consequência de movimentos tectônicos de estilo epirogênico, a sedimentação da bacia se processou durante três megaciclos (Mesner & Wooldridge, 1964), relacionados com transgressões e regressões marinhas. Pelas oscilações vagarosas, preponderantemente subsidentes, chegaram a ser acumulados sedimentos marinhos de mar raso epicontinental durante os movimentos transgressivos, como também sedimentos continentais nas fases de regressão.

Na história da evolução sedimentar da bacia, os megaciclos apresentam-se segundo fases distintas: Siluriano Superior /Devoniano-Carbonífero Inferior; Carbonífero Superior-Permiano /Triássico e Cretáceo.

Bacia de Tucano-Jatobá — A porção basinal de Tucano abrange uma área de aproximadamente 28 000 km², distribuindo-se numa faixa de direção predominantemente norte-sul. Sua origem relaciona-se a abatimentos mesozóicos, que formaram uma grande fossa tectônica preenchida por sedimentos, com espessura máxima de 7 000 m representada na sua porção leste segundo Bruni et alii (1976).

Sua estruturação regional é de um gráben assimétrico, com mergulho regional para leste. Seus sedimentos foram afetados por sistemas de falhamentos normais, sendo o principal de direção NE-SW. Ao lado deste, aparece outro de direção NW-SE. Algumas dobras anticlinais e sinclinais resultantes de reajustamento dos blocos falhados estão também presentes. Almeida & Ghignone (apud Carvalho Filho & Sampaio, 1972) referem-se a três fases tectônicas distintas na área, sem, contudo relacionarem tais eventos com os diferentes sistemas de falhamentos que afetaram esta porção basinal. A primeira, foi o tectonismo durante ou após deposição da formação Itaparica. A segunda, foi o tectonismo durante e após a deposição do Candeias Médio, prolongando-se até a sedimentação de Ilhas Superior (formação Pojuca). A terceira, foi o tectonismo pós-São Sebastião e pré-Marizal. A interação dos sistemas de falhamentos condicionou o aparecimento de alguns altos estruturais, onde o embasamento chega a aflorar (alto da Caraíba).

Viana et alii (1971) propuseram a seguinte coluna estratigráfica para a porção basinal, da base para o topo: grupo Brotas (formações Aliança e Sergi); grupo Santo Amaro (formações Itaparica e Candeias); grupo Ilhas (formações Marfim e Pojuca); grupo Massacará (formação São Sebastião); todas elas englobadas no supergrupo Bahia e mais a formação Marizal e o grupo Barreiras. Bruni et alii (1976) não concordaram totalmente com esta coluna e justificaram a não inclusão do grupo Brotas como um dos componentes do supergrupo Bahia, o que será mantido no presente trabalho.

O Paleozóico da porção basinal de Tucano abrange as formações Tacaratu e Inajá (Siluro-Devoniano e Devoniano) e, mais restritamente, os sedimentos de Neocarbonífero e do Permiano das formações Curitiba e Santa Brigida.

A porção basinal de Jatobá compreende uma área de 6 200 km², mantendo um comprimento máximo de 155 km e largura de 50 km, assemelhando-se em forma, uma elipse de direção E-W. O seu limite norte é marcado pela falha de Ibimirim (rejeito acima de 4 000 m). A oeste é limitada pelo rio São Francisco e está separado da porção basinal de Tucano pelo arco tectônico do São Francisco.

É formada pelos sedimentos paleozóicos do grupo Jatobá (formações Tacaratu, Inajá, Ibimirim e Moxotó), por sedimentos jurássicos e cretáceos do grupo Brotas e do supergrupo Bahia e, ainda, pela formação São Sebastião, além de sedimentos areno-argilosos do Terciário — Quaternário.

Segundo Bruni et alii (1976) estes sedimentos depositaram-se numa porção basinal formada por diastrofismo intenso e que foi eventualmente ativada por eventos tectônicos posteriores, resultando numa coluna sedimentar estimada em 3 200 m, no mínimo, em sua porção mais profunda (Barreto, 1968).

Bacia do Recôncavo — Esta bacia sedimentar mesozóica situa-se na costa Atlântica, entre a foz do rio de Contas e Alagoíneas. O Jurássico Superior é nela representado pelo grupo Brotas. Os seus sedimentos cretáceos são os dos grupos Santo Amaro, Ilhas e Massacará e, ainda, os das formações Salvador e Marizal. O Cenozóico compreende os sedimentos Barreiras.

O estilo tectônico prevalecente na bacia é o de falhas normais, estando ela limitada pelos falhamentos de Salvador e de Maragojipe, associados ao rifteamento do Atlântico Sul. Segundo Pedreira et alii (1976), no Jurássico Superior deu-se o rompimento continental, que separou a América do Sul da África, ao longo dos setores NE-SW e norte-sul da junção tripla formada pela costa a nordeste de Salvador e entre a baía de Todos os Santos e a latitude 16°S e, em terceiro, em que começou a se depositar a seqüência mesozóica do Recôncavo. Para Asmus & Porto (1972), esta sedimentação pode ser classificada como em bacia estilo tafrogeossinclíneo.

Segundo a Petrobrás (1972), as grandes feições tectônicas internas da bacia do Recôncavo já estavam delineadas desde o começo do andar Rio da Serra (início do Berriasiano), época da deposição inicial do grupo Santo Amaro (formação Itaparica). Os intensos processos tectônicos que a definiram estruturalmente, somente ocorreram após a sedimentação do membro Tauá, da formação Candeias. No seu bordo leste, nesta época, o sistema de falhas de Salvador avançou progressivamente, em intensidade, do sul para norte. Em virtude do relevo mais acentuado, a área leste constituiu-se na principal fonte de sedimentação na bacia.

Bacia de Almada — A bacia situa-se na região costeira centro-sul do estado da Bahia. Contém depósitos correspondentes ao grupo Brotas (Jurássico Superior), aos grupos Ilhas e Santo Amaro (Cretáceo Inferior) e Urucutuca (Cretáceo Superior), além de sedimentos no final do Cenozóico.

O assentamento tectônico inicial da bacia, segundo modelos de Kinsman (1975), foi em área interdômica, deprimida no Juro-Triássico entre duas áreas dômicas limítrofes, ao norte e ao sul (Asmus, 1977), que foi chamada de depressão Afro-Brasileira. A bacia tem embasamento cristalino siálico, caracterizado, de um modo geral, por falhamentos principais paralelos aos lineamentos estruturais do Pré-Cambriano, de direção norte-sul e norte-nordeste. O seu arcabouço estrutural é constituído por falhas normais, de grande extensão, paralelas à linha de corte e escalonadas do continente em direção ao oceano, ativas principalmente no Neojurássico-Eocretáceo.

Segundo Carvalho (1965), na porção basinal da Almada, um sistema de falhas mais novo (pré-Urucutuca), de direção NNW, inverte a situação estrutural da bacia, aparecendo ela com blocos elevados a leste. O rejeito das falhas varia de uns poucos metros até mais de 1 000 m.

SILURIANO-DEVONIANO

Formação Cariri (SDc)

Small, em 1914 (apud Cruz & França, 1971) e Moraes (1924), descreveram os sedimentos da serra do Araripe. Porém, os trabalhos mais valiosos, do ponto de vista estratigráfico, foram os de Beurlen (1962) e Anjos (1962), que respectivamente sugerem os nomes de formação Cariri e formação Mauriti, para a mesma unidade mais inferior da seqüência sedimentar ali encontrada. Barbosa et alii (1970) passam a denominá-la de formação Tacaratu, correlacionando-a com o "Devoniano A" da bacia do Jatobá, Pernambuco e, provavelmente, com a formação Serra Grande da bacia do Parnaíba. Esta possível correlação já havia sido aventada por Braun (1966).

A formação Tacaratu jaz discordantemente sobre o embasamento, representado principalmente por granitóides, migmatitos, gnaisses, xistos e filitos. Seus sedimentos são compostos de arenitos conglomeráticos, cinza-esbranquiçados a avermelhados, com seixos de quartzo. O arenito e a matriz arenosa dos conglomerados contêm feldspato fresco ou caulinizado. Em subsuperfície observa-se arenitos grosseiros com intercalações de níveis conglomeráticos irregulares. Beurlen (1962) descreve grande parte de seus sedimentos como silicificados e transformados, localmente, em quartzitos conglomeráticos. A silicificação deu-se após a deposição, anteriormente à sedimentação do arenito da formação sobrejacente.

Os seus arenitos apresentam estratificação muito irregular, ocorrendo tanto sob forma maciça, como estratificação cruzada deltaica e aleitamento gradacional (Braun, 1966).

Na bacia do Araripe, esta formação aflora numa faixa relativamente estreita, à nordeste da Chapada do Araripe, na região de Crato, Juazeiro do Norte, Missão Velha, Milagres e Mauriti, diretamente sobre o embasamento. No poço 1PS-12-CE sua espessura atingiu 86 m, terminando no embasamento.

Seus contatos com o embasamento subjacente e com a formação Aliança, sobrejacente, são discordantes.

A formação Tacaratu possui raríssimos elementos paleontológicos, o que torna problemática a determinação de seu ambiente de deposição. Contudo, devido a constância de sua litologia, sua potência e a presença de aleitamento gradacional e de estratificação cruzada deltaica, Braun (1966), admite um ambiente de deposição marinho.

Sua idade deve ser considerada como do Siluriano-Devoniano.

Formação Serra Grande (SDsg)

O nome Serra Grande foi usado por Small (1913), na categoria de série, para designar os arenitos, conglomerados e calcários da borda oriental da bacia, propondo idade carbonífera.

Plummer (1948) e Campbell (1949) mantêm o mesmo conceito de Small (1913), porém atribuíram à seqüência idade cretácea.

Kegel (1952) estudando o Devoniano da bacia, propôs o termo formação Serra Grande para designar os sedimentos subjacentes à formação Pimenteira, posicionando-os no Devoniano Inferior.

Blankennagel (1952) englobou na formação Serra Grande o membro Itaim da formação Pimenteira, proposto por Kegel (1952), conceito este seguido também por Aguiar (1971).

Mesner & Wooldridge (1962) adotaram o conceito de Kegel (1952).

Rodrigues (1967) denominou a seção superior da formação Serra Grande de Blankennagel, de formação Mirador, dividindo-a em três membros: Tianguá, Iacós e Itaim, sendo este último a parte superior da seção Serra Grande.

Carozzi et alii (1975) elevando a categoria de grupo, subdivide a formação Serra Grande em quatro unidades estratigráficas.

Lima & Leite (1978) no trabalho de integração geológica e

metagenética da bacia do Parnaíba, adotaram o mesmo conceito de Blankennagel (1952).

A formação Serra Grande consiste, na seção basal, de conglomerados heterogêneos, silicificados e arenitos conglomeráticos caulínicos, bem consolidados, de cor creme à esbranquiçada, localmente arroxeadas. As faixas conglomeráticas contêm seixos de quartzo, feldspato, ardósia, grauvaca e siltito, atingindo até 6 cm de diâmetro. Seguem-se arenitos creme e esbranquiçados, finos à médios, bem selecionados, localmente arcoseanos, com desenvolvimento subordinado de níveis conglomeráticos e siltico-argilosos. No topo da seqüência predominam os clásticos finos até atingir uma fácies tipicamente pelítica (região sul da bacia).

Estratificação cruzada de baixo ângulo é a estrutura sedimentar predominante nos estratos arenosos, enquanto que nas faixas de clásticos finos predomina a estratificação paralela.

A formação Serra Grande caracteriza-se por marcante variação de espessura. A partir da borda leste, verifica-se um decréscimo, gradativo de norte para sul, chegando a não ter representatividade na borda oeste, pouco acima do paralelo de Tocantínia. A seção mais espessa em subsuperfície foi atravessada na região de Floriano, com 938 m (Aguiar, 1971). Campbell (1949) mediu em superfície 1 080 m desta unidade na região do Ipu. Lima & Leite (1978), em termos genéricos, referem-se: no flanco oeste a espessura varia de 0-30 m; na região sudoeste de 40 m a 70 m; na faixa sul e sudeste de 40 m a 110 m; na borda leste e nordeste de 100 m a 900 m.

Costa et alii (1973) assinalam uma relíquia da seção basal a leste da escarpa da Ibiapaba e a nordeste de Santana de Acaraú, preservada em uma estrutura de gráben alongado de direção NE-SW condicionado a um dos períodos de reativação do lineamento Sobral-Pedro II.

Assentando sobre rochas do Pré-Cambriano, o contato inferior da formação Serra Grande se faz geralmente de modo ondulado, dado o caráter erosivo da discordância ou por falhamento. O contato superior é concordante e gradativo com os clásticos finos da formação Pimenteira.

Lima & Leite (1978), indicam para a seção basal da formação Serra Grande uma origem continental, cujos sedimentos depositam-se ao longo da bacia em subsidência, onde o próprio gradiente forneceria energia suficiente para um rápido transporte. Para a seção média, uma deposição transgressiva marinha, em ambiente de alta energia, de águas rasas, litorâneas e neríticas. E para a seção superior sugerem ambiente também marinho, porém de maior profundidade, possivelmente nerítico à infranerítico.

Kegel (1952), estudando os fósseis celenterados, cefalópodes, pelecípodes ou braquiópodos, do então membro Itaim da formação Pimenteira, atribui idade do Devoniano Inferior para a formação Serra Grande. Aguiar (1971), estabeleceu o zoneamento bioestratigráfico desta unidade, identificando pólenes da zona T do Siluriano Superior e pólenes da zona S pertencente ao intervalo Devoniano Inferior — Siluriano Superior. Aguiar (1971) baseando-se em correlação litológica e polínica correlaciona à parte inferior e média da formação Serra Grande, à formação Trombetas e a parte superior à formação Maecuru, ambas da bacia do Amazonas. Considera também equivalente, na bacia do Paraná, à formação Furnas.

Formação Tacaratu (SDt)

Small (1913) foi o primeiro a estudar seus sedimentos, na região do Araripe. Moraes Rego, 1936 (apud Brito Neves, 1968) introduziu a série Tacaratu, para caracterizar os sedimentos arenosos das serras da região. Beurlen (1962) denominou-os de formação Cariri e Anjos (1962) de formação Mauriti. Braun (1966) chama-a de formação Tacaratu, o mesmo fazendo Barbosa et alii (1970), que a correlacionaram tanto com o Devoniano A da bacia de Jatobá, como provavelmente, com a formação Serra Grande da bacia do Parnaíba.

A formação é constituída por arenito cinza-esbranquiçado a avermelhado, grosseiro, subangular a bem arredondado, regularmente selecionada, com leitos conglomeráticos e seixos de granito e micaxisto.

Seu contato inferior com o embasamento é discordante e o superior, com a formação Inajá, é gradual. Suas estruturas sedimentares mostram estratificações cruzadas e marcas de onda. Ocorrem, ainda, pequenos canais fluviais. A formação prolonga-se por todo o bordo sul da bacia, numa faixa de 5 km, formando as principais serras da região e continuando até o extremo leste da mesma. A espessura dos arenitos é estimada em 250 a 300 m.

Segundo Braun (1966), embora existam dúvidas quanto ao ambiente de deposição da formação Tacaratu, por ser a mesma estéril, suas estruturas primárias atribuem-lhe uma sedimentação em condições marinhas. Barretto (1968), entretanto, considera seu ambiente como continental, lacustre-fluvial, aproximando-se do marinho no final da deposição, quando teriam ocorrido as primeiras incursões marinhas.

Sua idade é tida como Siluriano — Devoniano.

A formação Tacaratu mostra arenitos claros, conglomeráticos, com feldspato fresco ou caulinizado, com seixos de quartzo e cimento silicoso. Em subsuperfície observa-se um arenito grosseiro, onde intercalam-se níveis conglomeráticos irregulares. Beurlen (1962) descreve esta formação como silicificada e, localmente, transformada em quartzito conglomerático. Os arenitos apresentam estratificação muito irregular, ocorrendo tanto sob a forma maciça, como estratificação cruzada deltaica e aleitamento gradacional (Braun, 1966).

Na bacia de Mirandiba aflora uma grande mancha de arenitos da formação, destacada da Chapada do Araripe, em torno da cidade de São José do Belmonte, que se estende para noroeste formando a Serra de Queimada Redonda. Estes arenitos, muito fraturados, formam aí pequenos grábens, às margens do Riacho Santa Cruz, entre Belmonte e Bom Nome. Também ao norte da cidade de Mauriti, na cidade de Barro e na localidade de Caldeirão, ocorrem outras exposições desta formação.

Seus contatos, provavelmente com o embasamento metamórfico subjacente (como verificado em Mauriti) e com a formação Aliança (Jurássico), sobrejacente, são discordantes.

A formação Tacaratu possui raríssimos elementos paleontológicos e, portanto, podem residir dúvidas quanto a seu ambiente de deposição. Entretanto, segundo Braun (1966), principalmente a constância da sua litologia, sua potência, a presença de aleitamento gradacional e de estratificação cruzada deltaica, sugerem um ambiente marinho.

Sua idade é tida como do Siluriano-Devoniano.

DEVONIANO

Formação Inajá (Di)

O nome Inajá foi utilizado por Barbosa et alii, para os sedimentos estudados mais amplamente por Braun (1966). Barreto (1968) propôs formalmente o nome formação Inajá, para os depósitos que ocorrem na porção média dos sedimentos devonianos da bacia de Jatobá.

Sua faixa de afloramento prolonga-se desde Petrolândia, através de Inajá, na direção da extremidade leste da bacia. Sua espessura é de aproximadamente 300 m, segundo Braun (1966).

Os seus contatos inferior e superior, respectivamente com as formações Tacaratu e Ibimirim (em subsuperfície), são concordantes. Ela é composta por arenitos finos, também médio, avermelhados, limoníticos, regularmente selecionados e friáveis. Ocorrem, também, folhelhos castanho-esverdeados e avermelhados, micáceos, silticos,ossilíferos, pouco a muito

calcíferos e siltitos avermelhados, violáceos, rosa-esverdeados, apresentando concreções limoníticas, lâminas de calcário e marga. A porção aflorante da formação Inajá foi subdividida por Villaça e Surcam, em 1965 (apud, Barreto, 1968), nas cinco fácies seguintes: siltito basal; arenito feldspático; arenito Cacimba; siltito Cacimba; arenito Lajes. Na base da formação, ocorre um arenito muito grosseiro, com pequenas lentes conglomeráticas.

Os arenitos da formação são em geral bem estratificados, apresentando marcas de ondas e estratificação cruzada abundante.

Segundo Braun (1966), a formação é sem dúvida de ambiente marinho raso, atestado por sua fauna de moluscos e moluscóides. Os seus sedimentos finos corresponderiam a períodos transgressivos, enquanto os mais grosseiros representariam as fases de regressão marinha.

Sua paleofauna e flora conferem uma idade do Devoniano Inferior a formação, assemelhando-se muito às da formação Pimenteiras da bacia do Parnaíba. Segundo Ghignone (1972), os sedimentos da formação são bastantes análogos aos da formação Ponta Grossa, da bacia do Paraná.

Formação Pimenteira (Dp)

O nome formação Pimenteira foi usado pela primeira vez por Small (1913) para designar as camadas de folhelhos e siltitos cinza-arroxeados, aflorantes nos arredores da cidade homônima, no Piauí. Entretanto, considerou esta seqüência mais antiga que os sedimentos Serra Grande.

Plummer (1948), empregou o termo de Small (1913), subdividiu-a nos membros Oitis e Picos, situando-a subjacente à formação Serra Grande, com o que corroborou Campbell (1949).

Kegel (1952) adotando o termo formação Pimenteira dividiu-a nos membros Itaim e Picos, porém posicionou esta unidade acima dos estratos Serra Grande.

Blankennagel (1952) considerando como formação Pimenteira o membro Picos de Kegel, posicionou o membro Itaim como topo da formação Serra Grande. Este conceito foi também adotado por Aguiar (1971).

Mesner & Wooldridge (1962) adotaram Kegel (1952). Rodrigues (1969) considerou o Itaim como membro superior da formação Serra Grande, modificando inclusive o contato Itaim — Serra Grande de Kegel e incluiu a formação Pimenteira no Grupo Canindé, englobando as formações Cabeção e Longá.

Carozzi et alii (1975) adotam a proposição de Rodrigues (1967), considerando a formação Pimenteira dentro do grupo Canindé, porém introduz o membro Carolina, Superior e Inferior, como início da unidade Pimenteiras.

O trabalho de integração geológica e metalogenética da bacia, realizado por Lima & Leite (1978), consideram a formação Pimenteira segundo o conceito de Blankennagel (1952).

Esta unidade caracteriza-se litologicamente por apresentar variações laterais de fácies de modo gradativo, predominando no conjunto, clásticos finos, onde os sedimentos pelíticos estão presentes em toda seção, notadamente na porção inferior da seqüência. Na seção superior, embora também apresentando alternâncias de arenito, siltito e folhelho, predominam as fácies arenosas. A presença de inúmeros ciclotemas é uma das características litológicas desta unidade. Na seção inferior os clásticos finos são constituídos por arenitos finos, argilosos, bem selecionados de cor cinza à creme com intercalações de folhelho de cores variegadas, levemente micáceos e físseis e siltitos argilosos, arroxeados, cinza e róseos. Na seção superior predominam arenitos finos, esbranquiçados, podendo localmente tornar-se conglomerático e calcífero. Subordinadamente ocorrem folhelhos cinza escuro e preto, laminados, que gradam lateralmente a folhelhos cinza e avermelhado.

Distribuído irregularmente em vários níveis da seção, predominantemente na porção inferior; ocorrem: camada oolítica ferruginosa (minério de ferro oolítico); camada fortemente ferrificada de aspecto laterítico e camada de oólitos de matriz carbonática com teor de ordem de 1,5 a 2,1% de P_2O_5 .

Estratificação plano-paralela, às vezes ondulada, é a estrutura sedimentar mais comum desta unidade, tendendo, na fácies siltito /folhelho a estrutura laminada, tipo "flaser". Localmente, são abundantes impressões de vegetais, em folhelhos cinza e esbranquiçado (região de Miracema, GO). Ocorrem também siltitos com marcas de ondas e arenitos finos com estratificação cruzada incipiente.

Acompanhando a configuração estrutural da bacia do Parnaíba, ocorrendo em estreita faixa contínua, a formação Pimenteira apresenta uma distribuição que se estende por toda a faixa leste e sudeste, sendo recoberta a sul pelos arenitos Urucuia. A seqüência tem continuidade a sudoeste e oeste, tornando-se mais espessa e com maior representatividade em termos de áreas de exposição. Sua espessura, na borda leste, apresenta valores entre 40 a 100 m; na região sudoeste foram constatadas espessuras variando de 24 a 95 m, sendo que na região de Ponte Alta do Norte alcança cerca de 200 m. (Lima & Leite, 1978.)

A formação Pimenteira assenta concordantemente sobre os sedimentos Serra Grande. O contato superior com a formação Cabeças, embora seja concordante e gradacional, por vezes se faz com acentuada quebra litológica e localmente apresenta discordância. Em vários pontos do flanco oeste e sudeste, esta unidade faz contato discordante erosivo sobre uma superfície ondulada do embasamento cristalino e por vezes tem-se também contato de falha, inclusive com outras formações paleozóicas.

A presença de inúmeros ciclotemas da formação Pimenteira onde a fácies pelítica é dominante, sugere ciclos sedimentares marinhos que se repetem, mas nem sempre são completos. Marcas de ondas e estratificação cruzada incipiente, indicam ambiente litorâneo, e sob influência de correntes e ondas. Folhelhos bioturbados sugerem ambiente de deposição de pouca energia com baixa razão de deposição, sem retrabalhamento posterior. Folhelhos laminados, escuros, localmente homogêneos, sugerem zona mais profunda de deposição. Estrutura do tipo "flaser" indica ambiente de deposição de planície de mar. Os conglomerados ferruginosos limonitizados, os níveis de oxidação, as camadas oolíticas basais e os pelitos ferrificados, distribuídos em alguns níveis estratigráficos, sugerem que por vezes os sedimentos, então depositados, estiveram sujeitos a períodos de oxidação, com ou sem retrabalhamento, dependendo da duração do intervalo de tempo sob condições de aeração, ou oxidação sub-aquática. Assim sendo, é provável que os folhelhos de ferrificação, estejam relacionados a efeitos temporais de oscilação do nível do mar, acarretando uma discontinuidade nestes horizontes.

Essas características litológicas e sedimentares sugerem, portanto, para a formação Pimenteira, um ambiente marinho infranerítico e até litorâneo, com oscilações do nível do mar causando períodos de exposição nas áreas sobrelevadas.

Mesner & Wooldridge (1962) atribuem idade Eodevoniano médio-Devoniano, para a formação Pimenteira, correlacionando-a aos folhelhos Ponta Grossa da bacia do Paraná.

Análise de associações de palinomorfos, efetuadas pela CPRM (Lima & Leite, 1978) indicaram dois intervalos de tempo correspondentes ao limite mesodevoniano (Eifeliano e Frasniano) e ao neodevoniano (Struniano-Fameniano).

Formação Cabeças (Dcb)

Plummer (1946) propôs o nome Cabeças para designar a seqüência de arenitos aflorantes nos arredores da vila Cabe-

ças a norte de Picos, Piauí, subdividindo-a em três membros: Passagem, Oeiras e Ipiranga.

Kegel (1952), em estudos detalhados do membro Passagem, considerou-o correlato ao membro Oitis da formação Pimenteira de Plummer (1946) e sugeriu o desuso do termo Oitis.

Blankennagel (1952), encontrando dificuldades no reconhecimento dos três membros, com exceção da área nas proximidades de Picos, adotou o termo genérico formação Cabeças, com o que corroboram Lima & Leite (1978).

A seqüência litológica da formação Cabeças consiste de arenitos grosseiros, cremes e esbranquiçados, mal selecionados com grãos subangulares e brilhantes passando à siltitos cinzas e arroxeados, argilosos, com níveis intercalados de folhelhos cinzas, físeis contendo localmente rastros e tubos de vermes. No topo da seqüência desenvolveram-se arenitos finos, esbranquiçados e arroxeados, com grãos subarredondados e brilhantes; subordinadamente ocorrem alguns níveis de siltitos e folhelhos cinza, às vezes piritosos.

Ainda em relação as características litológicas da formação Cabeças, na região de Itacajá, Tupiratins e Pedro Afonso, Lima & Leite (1978) fazem referência a "paraconglomerado" ou diamictito. A presença de "paraconglomerados e mudstone" já é assinalada em Perillo & Nahass (1968), e diamictito por Aguiar (1961).

Esses paraconglomerados são constituídos por seixos e blocos de dimensões variadas, provenientes do cristalino, da própria unidade Cabeças e principalmente da formação Pimenteira, imersos e distribuídos caoticamente numa matriz argilo-arenosa, de estratificação incipiente contendo zonas de oxidação, depositados no tempo Cabeças médio a superior.

Estratificação cruzada planar e ondulada são as estruturas sedimentares mais comuns da unidade. Na seção superior, localmente, ocorre estratificação cruzada incipiente.

Na borda leste da bacia, a formação Cabeças se estende de NE para SE e inflete rumo sul, tendo até cerca de 60 km de largura. Na borda oeste e sudoeste a faixa de ocorrência dessa unidade segue direção aproximada NNW-SSE, com largura média de 20 km sofrendo uma inflexão próximo a Novo Acordo, onde assume a direção N-S, observando-se a partir desse ponto um estreitamento na área de afloramento.

As maiores espessuras registradas encontram-se na região leste da bacia, atingindo valores da ordem de 300 m (Piripiri e Piracuruca) diminuindo gradativamente até a região sudeste com espessura em torno de 130-160 m. No flanco sul passa para 50-60 m e na borda oeste (Itacajá) varia de 40 a 50 m diminuindo de sul para norte até não ter mais representatividade a altura do paralelo de Araguaína. Aguiar (1971) assinala que a maior espessura encontrada em subsuperfície foi na região de Floriano, Piauí, com 206 m.

O contato superior dessa unidade com a formação Longá se faz geralmente com brusca mudança litológica, por vezes, com discordâncias locais. O contato inferior com a formação Pimenteira é predominantemente concordante, embora tenha sido registrado discordâncias locais (região de Anésio de Abreu, na serra Vermelha). Falhas de gravidade situam a formação Cabeças em contato com a formação Piauí (Ponte Alta do Norte) e com a formação Poti (Itacajá). Aguiar (1961) observou na rodovia Belém-Brasília que a formação Cabeças repousa discordantemente sobre o embasamento cristalino.

As características litológicas, sedimentares e paleontológicas dos estratos Cabeças, sugerem ambiente deposicional litorâneo com contribuições deltaicas nos níveis argilosos subordinados. Na seção média onde predominam os clásticos finos com marcas ondulares e rastros de vermes, tem-se um ambiente marinho de águas rasas, sob influência de ondas, com baixa taxa de deposição.

A origem dos paraconglomerados e diamictitos é bastante controversa: Deposição por correntes de turbidez (Ludwig, 1964; Perillo & Nahass, 1968); correntes de turbidez associada a processos deltaicos (Carozzi et alii, 1975); origem glacial

associada a fenômenos de escorregamento (Nahass, 1976); e fluxo turbulento de alta energia associado a fenômenos de escorregamento de talude de falha (Lima & Leite, 1978).

Kegel (1965 e 1966) posiciona a formação Cabeças no Devoniano médio, baseado em fósseis que incluem crinóides, *Berbytha*, *Asteropyge* cf. *paituna* e inonetes cf. *syrtalis*.

Brito & Santos (1965) descrevem microfósseis do gênero *Pseudolunulidia*, também abundantes na seção superior da formação Curuá, do Devoniano Médio da bacia Amazônica.

Análises paleontológicas realizadas pela CPRM (Lima & Leite, 1978) identificaram associações de palinomorfos do Neodevoniano (Struniano e Fameniano), atribuindo-se assim idade mesodevoniana a neodevoniana.

Formação Longá (D1)

Albuquerque & Dequech (1946) designaram de formação Longá a seqüência de folhelhos cinza à preto que afloram no vale do rio Longá, próximo a Campo Maior.

Campbell (1949) chamou de formação Longá, as camadas de folhelhos com intercalações de siltitos, equivalentes estratigráficos das camadas Itaeiras de Plummer (1948).

Kegel (1965) aceitou a proposição de Albuquerque & Dequech (1946), após verificar que os estratos Itaeiras eram mais recentes que as camadas devonianas.

Lima & Leite (1978) adotaram Campbell (1949).

Posicionada estratigraficamente entre os arenitos da formação Cabeças e os da seção inferior da formação Poti, a formação Longá é constituída predominantemente, por uma seqüência pelítica de folhelhos cinza escuro, preto, esverdeado até arroxeados, homogêneos ou bem laminados, bioturbados, localmente calcíferos, micromicáceos, e secundariamente siltitos argilosos. Subordinadamente, na seção média desenvolvem-se arenitos creme, esbranquiçados róseos, bem selecionados com rastros de vermes. Próximo ao contato com a formação Poti ocorrem níveis descontínuos de arenito grosseiro a conglomerático de cor ocre, ferrificado.

Laminação paralela é a estrutura sedimentar predominante na unidade. Ocorrem também estratificação cruzada e ondulada de baixa angulosidade.

Na seção média ocorrem sedimentos com marcas de ondas e intensamente bioturbados. Na seção mais superior ocorrem estruturas do tipo "flaser".

A formação Longá não apresenta grandes áreas de exposição devido ao caráter essencialmente pelítico, encontrando-se geralmente aflorante nas calhas de drenagem. Por vezes ocorre como camadas de pequena espessura capeando os sedimentos Cabeças, como uma forma residual de capeamento argiloso, confundindo-se com coberturas arenosas (Canto do Buriti e Cristino Castro). Sua espessura na borda leste da bacia varia de 90 a 120 m; no flanco oeste assume valores na ordem de 60 a 80 m e a sul e sudeste atinge 40-60 m.

O contato superior com a formação Poti é globalmente concordante, gradacional ou de brusca mudança litológica. O contato inferior é marcado por acentuada mudança litológica, passando de arenitos finos a médios com estratificação cruzada da formação Cabeças para a seqüência pelítica Longá.

As características litológicas, sedimentares e faunísticas da formação Longá, sugerem um ambiente deposicional regressivo, passando de infranerítico na base para litorâneo na seção média e pulsações deposicionais, na porção superior, ambientes calmos de baixa energia alternados com os de zonas costeiras, até as condições de aeração e conseqüente erosão dos sedimentos (Lima & Leite, 1978).

Kegel (1952) estudando a fauna da bacia do Parnaíba, registra, para a unidade Longá uma fauna de lamelibrânquios característicos da parte inferior do Devoniano Superior.

Aguiar (1971) equipara esta unidade à formação Curuá da bacia do Amazonas, indicando que contém pólenes da zona O de Müller, de idade devoniana superior a mississippiana.

Cruz et alii (1973), baseado em estudo bioestratigráfico na região sudeste, indica que as divisões estabelecidas pela palinologia das unidades Poti e Longá, estendem a formação Longá do Devoniano Superior até o andar Viseano, do Carbonífero Inferior.

As análises paleontológicas realizadas pela CPRM, em amostras pertencentes a formação Longá, identificaram palinómorfs marinhos acritarcas e quitinozoários típicos do topo do Neodevoniano. Os quitinozoários constituem um grupo com extensão de caráter mundial, datado no final do período Devoniano. Os esporómorfs têm as características evolutivas da passagem Neodevoniano/Eocarbonífero. O gênero *Waltzispora* identificado em algumas amostras, surge no Eocarbonífero (Lima & Leite, 1978).

CARBONÍFERO

Formação Poti (Cp)

O nome Poti foi usado originalmente por Lisboa (1914) para designar os folhelhos carbonáceos que afloram no rio Poti, Estado do Piauí. O nome Poti prevalece, tem aceitação e uso generalizado por vários autores: Oliveira & Leonardos (1943), Lima & Leite (1978), compreendendo o pacote sedimentar situado estratigraficamente entre as formações Longá e Piauí.

A formação Poti consiste, no seu intervalo inferior, essencialmente, de sedimentos arenosos. No intervalo superior há uma predominância de clásticos finos, e subordinadamente sedimentos arenosos. As variações faciológicas tanto horizontais como verticais são uma das características mais marcantes deste pacote sedimentar, mesmo considerando-se as variações de espessura, na seção superior, causadas por erosão. Os clásticos arenosos do intervalo inferior são constituídos de arenitos finos e médios, cremes e esbranquiçados, porosos, friáveis, em geral, homogêneos. Localmente ocorrem pontuações de caulim. Na região sul e sudeste os arenitos são de cor rosa e contêm intercalações de siltito argiloso (Floriano-Gilbués, PI). Mais a sul, desenvolvem-se também níveis conglomeráticos com seixos de quartzo (Eliseu Martins, Cristino Castro e Bom Jesus do Gurguéia, PI), tornando-se, localmente, freqüentes em Gilbués, PI). O intervalo superior consiste de uma alternância de siltitos cinza a cinza-escuro; arenitos finos a médios esbranquiçados e amarelados com níveis subordinados de folhelhos e siltitos cinza-escuro e pretos, por vezes carbonosos, contendo restos vegetais carbonizados ou laminações de carvão. Ocorrem também arenitos calcíferos e calciarenitos, intercalados nos folhelhos. Nas regiões sudeste, sul, sudoeste e oeste este intervalo está praticamente representado, apenas por siltitos e folhelhos siltosos.

Estratificação cruzada de pequeno e grande porte é a estrutura sedimentar mais comum da unidade. Ocorrem também estratificação planoparalela e aleitamento regular ondulado (*ripple marks*), no intervalo inferior, e estruturas tipo *flaser*, na seção superior.

Esta unidade distribui-se notadamente nas regiões leste, sudeste, sul, sudoeste e oeste da bacia do Parnaíba, não tendo sido registrado áreas de afloramentos na região centro-sul. Margeia as camadas sedimentares da formação Piauí, cuja direção dos estratos, na faixa leste, é aproximadamente N-S e se infletem a SW; na borda oeste assume comportamento semelhante ao da região leste, isto é, uma distribuição que acompanha aproximadamente o contorno geológico da bacia.

Na região sul esses sedimentos estão capeados pela formação Urucua e no extremo norte por sedimentos cenozóicos.

Considerando-se, os fenômenos erosivos pré-Piauí e as marcantes variações faciológicas da formação Poti, a espessura desta unidade varia de 36 m (Gilbués, PI) a 180 m (Floriano, PI) (Lima & Leite, 1978). Perillo & Nahass (1968) registram 208 m de espessura total na região de Lizarda, PI.

O contato inferior com a formação Longá é concordante e gradacional. Localmente, este contato é marcado por brusca mudança litológica (Itaueiras, Várzea Grande e Cristino Castro). O contato superior com a formação Piauí é em geral marcado por discordância erosiva, sendo comum aí uma zona de oxidação, ou localmente, a presença de conglomerado (vale do Gurguéia, PI). Entretanto, na região de Altos e Campo Maior não se observam indícios de discordância ou vestígios de erosão pré-Piauí.

As características litológicas, sedimentológicas e faunísticas, segundo Lima & Leite (1978), sugerem para a seção inferior da formação Poti, um ambiente marinho, de águas rasas, provavelmente flúvio-deltaico, com alguma contribuição marinha.

Mesner & Wooldridge (1964) registram fauna marinha na seção inferior da formação Poti, incluindo *Edmondia*, *Nucula* e *Lingulidiscina*. Na seção superior identificam flora mississippiana com Sphenopterida. Aguiar (1971) atribui idade Carbonífero Inferior (Mississippiano). Cruz et alii (1973) assinalam idade do Carbonífero Médio a Inferior, citando palinómorfs de flora que inclui licopodiófitas, pteridófitas e esfenófitas. Lima & Leite (1978) citam esporómorfs dos gêneros *Reticulatisporites*, *Phyllotheocotrilletes* e menor representatividade *Hymenozotrilletes Convolutispora*, de idade eocarbonífera (Tournaisiano).

Formação Piauí (Cpi)

Small (1913) usou o termo "série Piauí" para designar toda seqüência paleozóica da bacia do Parnaíba. Posteriormente, Duarte (1936), Oliveira & Leonardos (1943), restringiram o termo "série" para o de formação, representando apenas as camadas carboníferas do Pensilvaniano.

Os limites estratigráficos atuais para a seqüência pensilvaniana, compreendida entre os arenitos e siltitos da formação Poti e o sílex basal da formação Pedra de Fogo é o conceito adotado por Lima & Leite (1978).

Litologicamente, a formação Piauí consiste de uma seqüência essencialmente arenosa com níveis de siltitos e folhelhos com intercalações de calcário. No topo, desenvolvem-se, localmente, níveis de sílex. Os sedimentos arenosos da seção inferior são representados por arenitos avermelhados, róseos e amarelados, finos a grosseiros, argilosos, localmente feldspáticos, pintalgados de caulim, com grãos subangulares e focos. Ocasionalmente, ocorrem níveis de siltito vermelho, argiloso com até 2 m de espessura. Mais para o topo da seção os arenitos passam a finos, bem selecionados com grãos foscos e brilhantes. A seção superior é constituída por arenitos avermelhados, amarelo-esbranquiçados, finos a médios, pintalgados de caulim, regularmente selecionados e grãos subarredondados a esféricos e foscos. Localmente, é denominado de "arenito Saraiva" (região de Teresina e Campo Maior). Desenvolvem-se também num intervalo siltitos e argilitos avermelhados e arroxeados, caulínicos e fisséis, e folhelhos com intercalações de calcário restrito, marinho, tendo sido chamado de "calcário Mocambo" (José de Freitas, PI). Muito localmente, na borda leste da bacia a seqüência Piauí inicia-se por um conglomerado com seixos e blocos de quartzo e fragmentos de arenitos numa matriz areno-argilosa. (Canto do Buriti, PI).

Estratificação cruzada tipo plano-tabular e acanalada de grande porte são as estruturas dominantes na seção. Freqüente é a presença de *cut-and-fill* e lascas ou seixos arredondados ou angulosos de argila.

A distribuição dos estratos Piauí seguem a direção geral dos demais estratos paleozóicos, ou seja, faixas aproximadamente N-S, estreitando-se para o norte.

A espessura da unidade é bastante variável. As seções mais espessas ocorrem na porção centro-sul da bacia (Goiatins), medindo 220 metros. Na borda leste a maior espessura registrada foi de 92 metros (N de Beneditinos), enquanto que no hosts de Monsenhor Gil a unidade não ultrapassa 50 m

de espessura (Lima & Leite, 1978). Aguiar (1971) assinala que a maior espessura encontrada em subsuperfície foi de 346 m (poço 1-Md-1-MA).

Compreendida no intervalo estratigráfico delimitado pelas formações Poti (base) e Pedra de Fogo (topo), a formação Piauí pode ocorrer recoberta discordantemente pelas formações mesozóicas Pastos Bons, Sambaíba, Areado e Uruçuia.

O contato inferior pode ser discordante ou concordante, enquanto que a passagem para os estratos Pedra de Fogo é concordante.

Lima & Leite (1978) atribuem para a formação Piauí, um ambiente deposicional do tipo fluvial com alguma contribuição eólica, clima semi-árido e desértico, com breves incursões marinhas.

Nos calcários restritos (calcário Mocambo, em José de Freitas, PI) que ocorrem, na seção inferior da formação Piauí Mesner & Wooldridge (1962) assinalam a presença de fauna marinha (gastrópodes, crinóides e *Spirifer cf. epimus*) estabelecendo idade pensilvaniana.

Muller (1964) baseado em estudos palinológicos, atribui idade Pensilvaniano Inferior a Superior, para a formação Piauí.

Formação Batinga (Cb)

Segundo Schaller (1969) a formação Batinga foi designada por Bender (1957), no povoado homônimo, no estado de Sergipe. Perrella (1963) propôs sua divisão em dois membros. Posteriormente Schaller (1969) subdividiram-na nos membros Atalaia, Mulungu e Boacica.

Compõe-se, basicamente, de conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos listrados que ocorrem na base da seção sedimentar da bacia, assentando discordantemente sobre rochas do embasamento.

O membro Mulungu é constituído essencialmente por conglomerados, com seixos de rochas do embasamento, com formas e dimensões variadas, dispersos numa matriz siltico-arenosa, de cor cinza-esverdeado, e ocorre com maior frequência ao sul de Alagoas.

O membro Atalaia consiste de clásticos grosseiros, predominantemente, arenitos grosseiros e imaturos, caulínicos, e de coloração esbranquiçada. Ocorre ao sul de Sergipe, sobre rochas do embasamento.

O membro Boacica caracteriza-se pela ocorrência de siltitos laminados, com aspecto vârvico, e estratificação cruzada. Estes siltitos gradam para arenitos e folhelhos. As melhores exposições ocorrem no vale do rio Boacica, em Alagoas.

De idade Carbonífera Inferior, a deposição da formação Batinga deu-se numa fase intracratônica quando a bacia de Sergipe-Alagoas integrava a extremidade leste da grande sinéclise do Parnaíba. Sua espessura média é da ordem de 200 m e a subhorizontalidade destes estratos, testemunham a grande quietude tectônica imperante nesta época. São portanto sedimentos essencialmente continentais. Os conglomerados do membro Mulungu, na base desta formação podem ser correlacionados aos diamictitos do grupo Itararé da bacia do Paraná e interpretados como sedimentos flúvio-glaciais. (Szatmari et alii, 1974.)

Formação Curitiba (Cc)

Esta formação embora assim denominada desde 1946 foi descrita por Almeida (1963). Sua área de ocorrência restringe-se à borda leste da porção basinal de Tucano, no gráben de Santa Brígida, a oeste de Canindé do São Francisco.

Sua espessura não pôde ser avaliada com precisão, não devendo ultrapassar, entretanto, 200 m. Ela sobrepõe-se discordantemente à formação Tacaratu (?) e sotopõe-se concordantemente à formação Santa Brígida. É constituída de folhelhos verdes listrados, intercalados com arenitos e calcários. Seus folhelhos apresentam tonalidades avermelhadas, cinza-

azuladas, verde-azincadas e cinza e são por vezes micáceos, calcíferos e muito duros. Os arenitos ocorrem com coloração verde-violeta e verde-creme e são ora finos, ora mais grosseiros, por vezes arcoseanos.

Seu ambiente de sedimentação é duvidoso, assemelhando-se a depósitos de ambientes de excepcional quiescência, como nas zonas mais profundas de um lago. A formação é afossilífera e, devido a sua semelhança litológica com a formação Batinga da bacia de Sergipe-Alagoas, lhe é atribuída uma idade do Carbonífero Médio a Superior (Pensilvaniano).

PERMIANO

Formação Aracaré (Pa)

Perrella (1963) definiu a formação Aracaré nas proximidades de Neópolis, no estado de Sergipe, estando a origem do nome ligada ao morro Aracaré. A partir de 1968, foi formalizada essa designação para caracterizar a seqüência de rochas correspondentes à maior parte da "formação Japoatã Inferior" (Schaller 1969).

Sua litologia é constituída de intercalações de arenitos, folhelhos e calcários associados a sílex, cuja presença é diagnóstica para reconhecimento da unidade. O sílex ocorre em leitos ou sob a forma de nódulos e inclusões podendo, com menor frequência, serem oolíticos ou até mesmo pisolíticos. Folhelhos negros estão presentes na porção basal, enquanto na parte média ocorre uma zona de picos radioativos e na parte superior predominam as ocorrências de sílex (Schaller 1969).

A formação Aracaré aflora nas proximidades da borda oeste da bacia, principalmente no vale do rio Perucaba, onde tem sua espessura máxima, da ordem de 250 metros; ocorre também no horst de Penedo, entre Neópolis e o morro do Aracaré em Sergipe. Em subsuperfície estende-se desde as proximidades de Carmópolis, em Sergipe, até a área de São Miguel dos Campos, em Alagoas, onde constatou-se sua espessura mínima, da ordem de 29 metros.

Tanto seu contato inferior com a formação Batinga, quanto o superior com a formação Bananeiras ou com a formação Candeeiro são discordantes.

Com base em esporomorfos, sua idade é atribuída ao Permiano.

Formações Pedra de Fogo e Motuca (Ppf)

Formação Pedra de Fogo — Plummer (1946) propôs a formação Pedra de Fogo para designar as camadas ricas em *chert* e fósseis vegetais *Psaronius* que afloram no vale do rio Pedra de Fogo entre Pastos Bons e Nova Iorque. Este conceito foi adotado por Lima & Leite (1978).

A formação Pedra de Fogo caracteriza-se essencialmente por uma seqüência de siltitos, folhelhos e calcários. Arenitos predominam na seção média. Ao longo de toda a seqüência desenvolvem-se leitos de até 0,50 m, às vezes, ondulados, lentes ou até nódulos achatados de sílexito, constituindo-se uma característica marcante da unidade. Troncos de madeira silicificada com até 50 cm de diâmetro são encontrados na base e próximo do topo da formação, descritos como *Psaronius*. Na borda leste da bacia a seção inferior consiste de siltito violáceo, creme e esbranquiçado, argiloso, micromicáceo, raramente calcífero, ocasionalmente fossilífero e parcialmente silicificado, contendo abundantes leitos delgados e nódulos de sílexito. Localmente, intercalados por siltitos ocorrem leitos delgados de gipsita. Intercalam-se bancos de argilito avermelhado e arroxeados também com nódulos e leitos ondulados de sílexito. Ocorrem ainda, níveis de arenito esbranquiçado, fino, argiloso, com grãos brilhantes subangulosos à subarredondados. A porção média consta de arenitos esbranquiçados e

amarelados, muito finos a médios, mal selecionados, argilosos, caulínicos, com grãos brilhantes, subangulosos a subarredondados. A seção superior compõe-se de siltitos e folhelhos arroxeados, avermelhados e marrons, micromicáceos, com laminações carbonáticas e leitos de silexito. Na borda oeste da bacia e região centro-sudoeste, intercalados na seqüência de siltitos, arenitos, folhelhos e níveis de silexito, ocorrem níveis de calcários, esverdeados e esbranquiçados, parcialmente silicificados.

É comum, nos níveis de arenito, estratificação cruzada; nos níveis de folhelho e siltito ocorrem fragmentos de conchas e minúsculas impressões de restos vegetais. São freqüentes estruturas de escorregamento (*slumping*) em pequenos dobramentos, causados por acomodação de estratos de diferentes competências.

A formação Pedra de Fogo aflora quase continuamente na porção centro-leste, oeste e principalmente na faixa centro-sul da bacia. Sua área de exposição na borda leste tem como limite norte a cidade de Coelho Neto, PI, prosseguindo para sul ao longo de uma faixa paralela ao rio Parnaíba, sofrendo uma inflexão para oeste onde se estende numa direção aproximadamente E-W. Na borda oeste assume direção aproximadamente N-S, ou seja, da região de Araguaína até a altura do paralelo de Pedro Afonso.

A espessura desta unidade assume valores variáveis. Na borda leste, varia de 25 m (região de Teresina, PI) a 70 m (Monsenhor Gil, PI). No alto Parnaíba, observa-se um espessamento de leste para oeste, em direção à calha do Parnaíba, variando de alguns metros a 50 m, alcançando 100 m em São Raimundo das Mangabeiras. Aguiar (1971) assinala que na área de São João dos Patos, sua espessura total é de 100 m, e em subsuperfície a maior espessura encontrada foi de 189 m. Leite et alii (1975) referem-se a uma espessura de 173 m, em subsuperfície, na região de Caxias (MA).

O contato inferior da formação Pedra de Fogo com a formação Piauí é, em geral, concordante, e se apresenta por vezes com brusca mudança litológica. Localmente, este contato é discordante (área de Palmeiras). O contato superior com a formação Motuca é gradacional. Esta unidade ocorre ainda, em vários pontos da bacia, recoberta pelas unidades Sambaíba e Pastos Bons.

Para o ambiente de deposição da formação Pedra de Fogo, Lima & Leite (1978) sugerem origem continental lagunar e fluvial, com contribuição eólica, ocorrendo incursões marinhas, com ciclos evaporíticos. Variações climáticas variando de úmido a árido seriam responsáveis pelas mudanças de ambiente redutor a oxidante.

Mesner & Wooldridge (1964) registraram idade eopermiana, para a formação Pedra de Fogo, baseando-se na presença de anfíbio labirintodonte. Assinalam também a presença de restos de peixes e ostracóides. Foram ainda identificados pólenes neopermianos. Confirmam como *Psaronius*, bulbos e troncos de madeira silicificada.

Cruz et alii (1972) através de estudos palinológicos identificaram micrósporos alados, indicativos de uma flora desenvolvida e variada de gimnospermas, pteridófitas e esfenófitas, que sugere idade do Permiano Inferior.

Esporomorfos, organismos da ictiofáunula e da paleoflórula, onde sobressai *Psaronius*, registrados por Lima & Leite (1978) confirmam a idade eomesopermiana para a formação Pedra de Fogo.

Formação Motuca — Plummer (1948) propôs a denominação Motuca para designar os folhelhos vermelho-tijolo com intercalações de calcário e anidrita, sobrejacentes aos estratos Pedra de Fogo, que afloram nos arredores da fazenda Motuca, entre São Domingos e Benedito Leite, Maranhão, considerando-os do Triássico.

Campbell (1949) englobando nesta formação os membros Pastos Bons e Caxias, atribui idade Juro-Cretáceo.

Oliveira (1961) conclui que a formação Motuca teria se depositado a partir do Permiano Superior ao final do Triássico.

Mesner & Wooldridge (1964) baseados em evidências fósseis, correlacionam esta unidade com a formação Rio do Rasto da bacia do Paraná, atribuindo idade neopermiana.

Northfleet & Melo (1967) definiram como formação Motuca o intervalo estratigráfico compreendido entre as formações Pedra de Fogo e Sambaíba, atribuindo uma espessura de 130 a 170 m.

Lima & Leite (1978) adotaram o conceito de Plummer (1948) porém atribuem idade Permiano Superior-Triássico.

A formação Motuca consiste de uma seqüência essencialmente arenosa tendo na seção média fácies pelítica.

A seção inferior é constituída predominantemente por arenitos finos a médios, róseos a esbranquiçados, com grãos subarredondados a esféricos, foscos e friáveis. Localmente, este intervalo é constituído por folhelhos e siltitos arenosos, de coloração vermelho-tijolo, micáceos, calcíferos, com fraturas preenchidas por calcita ou aragonita. Muito localmente podem ocorrer barita e níveis de silex (N de Balsas). Na seção média predominam siltitos e folhelhos esverdeados, às vezes de coloração marrom-esverdeada, bem laminados com fraturas preenchidas por aragonita. Ocorrem intercalações de leitos calcários argilosos e lentes de gipsita ou de calcita fibrosa. A seção superior constitui-se de arenitos avermelhados, finos a médios com grãos esféricos e foscos, argilosos, localmente micáceos. Camadas dobradas, em forma de numerosas anticlinais e sinclinais são freqüentes e estão relacionadas diretamente a faixas de fraturamentos regionais. Ocorrem também leitos de silex contorcidos, indicando pequenos dobramentos convolutos causados por deslizamentos paracontemporâneos à deposição.

Esta unidade aflora numa faixa contínua, relativamente estreita, margeando as escarpas da formação Sambaíba, na região centro-sul da bacia, estendendo-se de leste para oeste.

A espessura total da formação Motuca está em torno de 100 a 110 m (Lima & Leite, 1978).

O contato inferior da formação Motuca com a unidade sotoposta Pedra de Fogo, é em geral gradativo. O contato superior com a formação Sambaíba é concordante, e às vezes, brusco.

O ambiente de deposição é continental, flúvio-eólico, com influências de breves incursões marinhas na seção média. Subordinadamente, desenvolvem-se ambientes lagunares propiciando a deposição de calcário e gipsita.

Mesner & Wooldridge (1964) assinalam a presença do gastrópode *Pleurotomaria sp.* que ocorre também no Permiano do Peru. Atribuindo idade Neopermiana para a formação, os autores acima mencionados, correlacionam esta unidade ao grupo Rio do Rasto da bacia do Paraná.

Formação Santa Brígida (Ps)

Este nome foi introduzido em 1946. Posteriormente passou a designar todos os sedimentos do gráben de Santa Brígida. Ghignone (1963) redescreveu a formação, dividindo-a nos membros Ingá e Caldeirão (superior e inferior, respectivamente).

Sua área de afloramento, restrita à porção basal de Tucano (norte), abrange a parte oeste do gráben de Santa Brígida e as regiões de Barriga Araroeira, Gogó e Mulungu. Sua seção, medida em Santa Brígida, mostra 441 m de espessura, sendo 269 m do membro Caldeirão e 172 m do membro Ingá. Seu contato superior é discordante com a formação Aliança, enquanto o inferior é ora com a formação Curitiba ora falhado com o Devoniano, ou com embasamento cristalino. O membro Caldeirão é constituído de arenitos e siltitos vermelhos maciços e de arenitos feldspáticos, caulínicos, com estratificação cruzada. O membro Ingá é composto por arenitos quartzosos, até grosseiros, folhelhos, calcários e siltitos betuminosos.

Segundo Ghignone (1963), enquanto a porção inferior da formação Santa Brígida foi provavelmente depositada em ambiente deltaico, sua porção superior teria se sedimentado em condições marinhas, se ela realmente corresponder às camadas Pedra de Fogo da bacia do Maranhão.

Seu conteúdo fossilífero, mostrando esporomorfos *Striatites* e *Lueckisporites*, é comum também nas formações Pedra de Fogo (bacia do Maranhão) e Aracaré (bacia Sergipe-Alagoas), o que permite datá-la como de idade do Permiano (Ghignone, 1972).

JURÁSSICO

Formações Bananeiras e Serraria (Jbn)

Formação Bananeiras — O nome formação Bananeiras foi introduzido por Perrella (1963), para designar um pacote de folhelhos vermelhos, facilmente intemperizáveis, que até então vinha sendo informalmente designado por autores sucessivos como "membro Igreja Nova", "folhelho Japoatã" e "camadas vermelhas da formação Japoatã".

Schaller (1969), propôs a formalização do nome formação Bananeiras para designar estes sedimentos, indicando como seção-tipo os afloramentos que aparecem nos cortes da estrada de ferro Leste Brasileiro, a 1,3 km SW da vila de Bananeiras, SE.

Esta unidade é constituída de folhelhos e argilitos de cor avermelhada, silticos, às vezes, micromicáceos.

Boas exposições desta formação estão presentes na borda oeste da bacia, nas proximidades da cidade de Muribeca, SE até ao sul da cidade de Junqueiro, AL. Em subsuperfície sua ocorrência é regional, estando ausente apenas nos altos da bacia que sofreram profunda erosão.

Assentando discordantemente sobre os sedimentos da formação Aracaré apresenta as maiores espessuras nas proximidades de Carmópolis, SE. Ao norte a unidade se adelgaça.

Relacionados a uma fase tectônica pré-rift, esses sedimentos foram, provavelmente depositados numa planície fluvial inferior (Szatmari et alii, 1974). Correlaciona-se ou se constitui na mesma formação Aliança das bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá.

Sua idade é neojurássica (andar Dom João).

Formação Serraria — Perrella (1963) introduziu o termo formação Serraria para designar um pacote de arenitos grosseiros, anteriormente denominados de "arenito Japoatã" e "formação Japoatã Superior".

Schaller (1969) propôs a formalização do nome formação Serraria no conceito de Perrella (1963).

Como seção-tipo escolheu os afloramentos situados próximos do povoado de Serraria, às margens do rio Boacica, a 6 km SSE da cidade de Igreja Nova e 14 km NW da cidade de Penedo, AL.

Composta de arenito branco e cinza-avermelhado médio a grosseiro, mal a regularmente selecionado, feldspático, caulínico e localmente conglomerático. No topo da seção são frequentes troncos de madeira silicificada. Estratificação cruzada é a estrutura predominante em toda a seqüência.

Afloramentos desta unidade distribuem-se na borda oeste da bacia desde as proximidades da cidade de Muribeca, SE, até o rio Piauí. Em subsuperfície sua ocorrência é regional, estando ausente apenas nos altos regionais, que sofreram intensa erosão no fim do Cretáceo Inferior.

A formação Serraria assenta concordantemente sobre a formação Bananeiras.

Relacionados a uma fase tectônica pré-rift, esses sedimentos foram depositados por processos fluviais, durante o

andar Dom João (Jurássico). Correlaciona-se ou se constitui na mesma formação Sergi das bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá que, da mesma maneira que as formações Bananeiras e Aliança deveriam se constituir em uma única unidade durante o seu período de deposição. Com a fase "rift" posterior estas formações foram encaixadas nas zonas tectônicas então abertas, tendo sido erodidas nas partes altas que hoje separam as bacias de Sergipe-Alagoas das do Recôncavo-Tucano-Jatobá. Por terem sido preservadas apenas nas zonas resultantes do rifteamento, é que hoje têm denominações distintas nestas bacias.

Grupo Brotas (formações Aliança e Sergi) (Jbr)

Segundo Viana et alii (1971), Shearer em 1942 que designou de formação Brotas, os mesmos sedimentos que Barnes em 1949, dividiu em folhelho Aliança e arenito Sergi. Posteriormente esta formação foi elevada a categoria de grupo (Petrobrás, 1958), dividido nas formações Aliança e Sergi, o que foi mantido por Viana et alii (1971).

Formação Aliança — Esta seqüência, designada por Shearer em 1942 (apud Viana et alii, 1971) de folhelhos Aliança, foi descrita e formalizada pela Petrobrás (1958). Viana et alii (1971) a dividiu nos membros Afligidos (inferior), Boipeba (Médio) e Capianga (Superior) na bacia do Recôncavo.

A formação ocorre, em superfície, em todo o bordo sul da porção basinal de Jatobá. Juntamente com o arenito Sergi, isto é, dentro do grupo Brotas indiviso, estende-se em faixas descontínuas ao longo dos bordos leste e oeste da porção basinal de Tucano. Seu contato com a formação Sergi, sobreposta é gradacional e o contato inferior é discordante com as rochas paleozóicas. Sua espessura, na porção basinal de Tucano (norte), atinge cerca de 300 m. Ela é composta predominantemente por folhelhos micáceos, vermelho-tijolo, ocasionalmente manchados de verde, com algumas intercalações de calcário ostracoidal e de calcário cinza, microcristalino. Ocorrem, ainda, intercalações de siltitos e arenitos. Localmente, na sua base, ocorre um banco de calcário silicoso ("chert"). Os arenitos são cinza-esbranquiçado a vermelhos e marrons, finos a médios, regularmente selecionados, argilosos, feldspáticos, micáceos, mostrando estratificação cruzada planar, com fino acamadamento.

Segundo Braun (1966) a formação teria se depositado em ambiente fluvial, em planície de inundação, sob condições de clima peridesértico, atestado pela presença de finas lâminas de evaporitos encontradas.

A formação Aliança é pobre em fósseis. Sua idade é atribuída ao Jurássico Superior, através de seus ostracodes determinados na bacia do Recôncavo. Correlaciona-se com a formação Bananeiras da bacia Sergipe-Alagoas e com os sedimentos vermelhos da chapada do Araripe (Braun, 1966).

Formação Sergi — Anteriormente referida como formação Brotas (Pack & Almeida, 1947) e arenito Sergi da formação Brotas esta denominação foi somente formalizada por Viana et alii (1971). Taylor (1948) colocou-a como membro da então formação Brotas.

Ela aflora em duas pequenas faixas do bordo norte-nordeste da porção basinal de Tucano (norte). Juntamente com a formação Aliança, isto é, dentro do grupo Brotas indiviso, estende-se em faixas descontínuas ao longo dos bordos leste e oeste da porção basinal de Tucano. Os seus contatos, o inferior com a formação Aliança e o superior com a formação Itaparica (grupo Santo Amaro), são gradacionais. Sua espessura aproximada, na porção basinal de Tucano (norte), é de 150 m. Ela é constituída de arenitos finos a conglomeráticos, de coloração clara e cinza-esverdeada e, ainda, avermelhada.

Seus sedimentos variam de mal a regularmente selecionados e são angulares e subarredondados, argilosos, pouco feldspáticos, raramente micáceos e caulínicos, contendo alguns seixos de sílex (quando conglomeráticos) e com abundantes restos de madeira silicificada, principalmente nos bordos da bacia.

De acordo com Braun (1966), a formação possui caracteres mais evidentes de distribuição por rios. A estratificação é tipicamente torrencial e a gradação de sedimentos grosseiros para finos é irregular. Sob essas condições, teriam se formado, inicialmente, depósitos de piemonte, que, em seguida, foram retrabalhados e redistribuídos por correntes.

A formação Sergi é estéril, sendo a sua idade, do Jurássico Superior, determinada indiretamente pelos ostracodes da formação Aliança, com a qual está em contato gradacional (Viana et alii, 1971). Correlaciona-se com a formação Serraria, da bacia Sergipe-Alagoas.

Na porção de Almada, a formação Sergi repousa diretamente sobre o Complexo Cristalino e em contato normal com a formação Itaparica, sobrejacente. Na porção de Camamu, seu contato inferior, com a formação Aliança, é gradacional. Ela tem uma espessura média estimada em cerca de 180 m. Ela aflora por todo o bordo sul-sudoeste da bacia e no seu bordo nordeste. É constituída de arenito branco, amarelo-esbranquiçado, cinza muito claro, esverdeado, de granulação média a grosseira, com grãos subarredondados a bem arredondados. O arenito tem uma composição quartzosa, por vezes cloritosa e argilosa, é espesso, friável e parcialmente silicificado e fraturado. Às vezes, ocorrem seixos e leitos conglomeráticos. Sua base, em alguns afloramentos, mostra arenito de coloração variegada, muito argiloso, arcoseano, contendo leitos locais de conglomerado com seixos decompostos de gnaiss, em matriz argilosa. Em outras exposições como a nordeste, sua base é representada por ortoquartzito branco-acinzentado, fortemente cimentado e muito fraturado. Seu topo, na maior parte da área, mostra um arenito conglomerático, com seixos de quartzo predominante e alguns seixos de "chert".

Quanto as suas estruturas sedimentares, o arenito Sergi mostra estratificação cruzada (torrencial), sendo por vezes maciço. Na sua porção basal, a estratificação não é bem definida.

Segundo Carvalho (1965), restos de madeira silicificada encontrados na formação Sergi, nas bacias de Tucano e Jatobá e, ainda, a presença de ostracodes não marinhos nas bacias do Recôncavo e Tucano sugerem um ambiente de deposição continental. Segundo Braun (1966), a formação tem características fluviais, tais como estratificação torrencial e uma irregular gradação de sedimentos finos para grosseiros. Acresce-se a estes indícios fluviais, o fato dos arenitos Sergi possuírem grande quantidade de troncos mutilados de coníferas de considerável porte, sugerindo um regime torrencial. Sob essas condições devem ter se formado, inicialmente, depósitos de leques aluviais coalescentes. Correntes de grande competência devem ter distribuído os arenitos da formação.

Formação Brejo Santo (Jbs)

Braun (1966), definiu na bacia do Araripe os sedimentos do grupo Bahia, mantendo as denominações da formação Aliança e formação Sergi para as duas unidades deste grupo que ali também ocorrem.

A formação Aliança, na bacia do Araripe, segundo Braun (1966), corresponde à unidade inferior da formação Missão Velha de Beurlen (1962), também denominada de Brejo Santo por Anjos (1962).

Sua área de ocorrência abrange a porção leste da região do Araripe, próximo às cidades de Brejo Santo, Mauriti, Milagres e Missão Velha com uma espessura de aproximadamente 50 m.

Formação Sambaíba (Js)

Plummer (1948) usou originalmente o termo Sambaíba para designar os arenitos que afloram, em forma de mesetas, próximo à cidade de Sambaíba. Considerando, como membro superior da sua formação Melancieira datou-os do Cretáceo.

O termo Sambaíba teve aceitação e foi empregado indistintamente por diversos autores, nas categorias de membro, formação e até grupo: Campbell (1949), Brazil (1948), Luz (1959), Mesner & Wooldridge (1964), Aguiar (1971), Costa et alii (1973, 1975), e Lima & Leite (1978).

Litologicamente, a formação Sambaíba consiste de arenitos avermelhados, róseos, escuros e esbranquiçados, predominantemente finos e médios. Em geral, são arenitos pintalgados de caulim, com grãos subangulares à subarredondados e foscos. É comum na seção mais superior, níveis de sílex. Ainda, no topo da unidade, onde ocorrem intercalações de níveis de basalto, esses arenitos apresentam-se bastante silicificados.

Estratificação cruzada de grande porte, do tipo torrencial é a estrutura sedimentar predominante.

Esta unidade apresenta boas exposições na porção sudoeste e ao sul da bacia. Na borda oeste os sedimentos Sambaíba distribuem-se numa faixa de direção aproximada E-W.

Northfleet & Neves (1967) citam espessuras variáveis de 60 a 110 m para a formação Sambaíba. Lima & Leite (1978) referem-se a 40 m de espessura, na região de Lizarda-Gurupá; 183 m em Babaçulândia e 200 m próximo à Sambaíba. Na região centro-sul, nota-se maior expressividade em termos de espessura, enquanto que na borda oeste da bacia, suas espessuras são decrescentes num eixo E-W.

O contato inferior da formação Sambaíba, com unidades Paleozóicas (formações Piauí e Pedra de Fogo) é discordante, e concordante com a formação Motuca (Lima & Leite, 1978). O contato superior desta unidade com a formação Urucuia é discordante, e em geral mascarado por uma superfície aplainada e com cobertura arenosa; é também discordante com a formação Corda. No contato arenitos Sambaíba-basaltos sobrepostos, observa-se o truncamento dos arenitos pelo basalto.

Lima & Leite (1978) sugerem ambiente de deposição continental, fluvial, com contribuição eólica e freqüentes níveis de sedimentação francamente eólica.

Os autores acima referidos, considerando o caráter afossilífero da formação Sambaíba, atribuem por relações estratigráficas, idade do Triássico Médio a Superior, para a unidade.

Formação Mosquito (J β m)

Aguiar (1969) propôs o termo formação Mosquito para designar os derrames basálticos com intercalações de arenitos que afloram no rio Mosquito a sul de Fortaleza dos Nogueiras. O referido autor descreve 5 membros para a unidade: Basalto Inferior, Macapá, Basalto Médio, Tingui e Basalto Superior. Os membros Macapá e Tingui são constituídos por arenitos vermelhos, com leitos de sílex e siltitos róseos com intercalações de sílex. Assinala que tais membros correspondem a fácies Macapá da formação Corda de Campbell (1949) e a posiciona estratigraficamente entre as formações Sambaíba e Corda, datando do Triássico.

Lima & Leite adotam Aguiar (1969), entretanto não reconhecem o membro Tingui, concluindo tratar-se do mesmo membro Macapá.

A formação Mosquito é litologicamente constituída por derrames basálticos com uma intercalação sedimentar descontínua e restrita, tendo sido observada, na sua porção inferior, exclusivamente nas proximidades de Fortaleza dos Nogueiras, MA (Lima & Leite, 1978). Os basaltos são em geral, de cores escuras, raramente em tons verdes, afaníticos com amígdalas, preenchidas por calcedônia, zeólitos e material

criptocristalino esverdeado. Os arenitos são róseos e esbranquiçados, finos a médios, pintalgados de caulim, regularmente selecionados, com grãos brilhosos, parcialmente silicificados, com estratificação plano-paralela ou cruzada.

Os derrames basálticos da formação Mosquito afloram principalmente na região centro-oeste da bacia, abrangendo a parte NW do estado de Goiás e S-SW do estado do Maranhão. Ocorrem ainda em faixas descontínuas, de direções W-E e SW-NE, preferencialmente, nas proximidades de Riachão e Fortaleza dos Nogueiras.

A espessura total desses derrames é bastante variável. Na região de Imperatriz, MA, a sua espessura é de 175 m (furo IZst-1-MA); a leste, na região de Grajaú e Fortaleza dos Nogueiras atinge 130 m (furo NGst-1-MA) e ainda mais a leste, na serra das Alpercatas situa-se em torno de 4 m, adelgando-se até desaparecer completamente, nas proximidades de São Raimundo das Mangabeiras.

O contato superior da unidade com a formação Corda é discordante, marcado por uma superfície de erosão acentuada. O contato inferior do basalto com os sedimentos Sambaíba mostra, estes arenitos completamente truncados pelo basalto.

O tectonismo que favoreceu a extrusão do magma básico teve caráter episódico, através de sucessivos espasmos intercalados em milhões ou dezenas de milhões de anos.

Lima & Leite (1978), segundo dados radiométricos confirmam o posicionamento Jurássico-Triássico Superior, para os derrames da formação Mosquito, para a borda oeste da bacia. Este posicionamento estratigráfico já havia sido sugerido por Mesner & Wooldridge (1964). Para a parte oriental da bacia é confirmada idade eocretácea para as soleiras e diques, sendo equivalentes em tempo aos derrames da formação Sardinha (Lima & Leite, 1978).

CRETÁCEO

Grupo Bahia (Kbh)

As unidades litoestratigráficas que compõem a coluna sedimentar das bacias do Recôncavo e Tucano são reunidas, indistintamente, sob a denominação de Grupo Bahia ou Série Bahia. Viana et alii (1971) consideraram o termo Bahia na categoria de supergrupo, englobando os sedimentos continentais dos grupos Santo Amaro, Ilhas, Maçacará e formação Salvador (esta ocorre somente na bacia do Recôncavo). Brunni et alii (1976) não incluem o grupo Brotas no supergrupo Bahia, o que será adotado neste trabalho.

Formação Itaparica — A formação foi definida por Pack & Almeida (1945). Posteriormente, esta formação, juntamente com a formação Candeias, foram reunidas no grupo Santo Amaro, o que foi mantido por Viana et alii (1971).

Os seus sedimentos afloram em pequenas faixas na borda oeste da porção basinal de Tucano (sul), juntamente com a formação Candeias, reunidas no mapeamento dentro do grupo Santo Amaro Indiviso. Seus contatos com as formações Sergi, subjacente e Candeias, sobrejacente, são concordantes. Ela é constituída de folhelhos, siltitos e arenitos. Predominam folhelhos e siltitos de cores cinza-oliva e cinza-esverdeados, sílticos. Abaixo destes aparecem camadas finas de calcário creme, microcristalino e, na parte mediana, um corpo de arenito ("Zona B") cinza, fino a síltico, em geral bem selecionado e calcífero. Capeando esta seqüência ocorre um arenito cinza-esbranquiçado, às vezes esverdeado, quartzoso, às vezes feldspático, fino a médio, raramente grosseiro a conglomerático, moderadamente a bem selecionado, com estratificações cruzadas locais.

Segundo Carvalho (1965), seu ambiente de sedimentação caracterizou-se pela presença de águas doces a salobras. Seus detritos foram provavelmente transportados por rios e outros agentes. Finas intercalações de calcários evidenciam

curtos períodos de estabilidade e intensa evaporação. Os folhelhos vermelhos indicam épocas de condições mais oxidantes.

Seus ostracodes e polens indicam uma idade do Cretáceo inferior (Viana et alii, 1971). Os ostracodes da subzona de *Cypridea regeli* Wicher são os mais importantes. Ocorrem, ainda, conchostráceos e restos de plantas. De acordo com a compilação de Sampaio (Divex /Sestra, 1971) sua idade ficaria restrita ao topo do andar D. João e base do andar Rio da Serra (Neocomiano Inferior).

Formação Candeias — Esta unidade foi mencionada pela primeira vez em 1944 (apud Viana et alii, 1971), numa seção estrutural do campo de Candeias, no estado da Bahia. No ano seguinte, Pack & Almeida empregaram este termo para designar um folhelho, que corre em posição estratigráfica superior ao folhelho Itaparica. Em 1946, passou a categoria de membro da então formação Santo Amaro, sendo reconduzida à categoria de formação pela Petrobrás (1958). A formação foi redefinida por Viana et alii (1971), que a dividiram nos membros Tauá (basal), Pitanga, Gomo e Maracangalha (topo)

Os sedimentos da formação afloram ao longo dos bordos leste e oeste das partes central e sul da porção basinal de Tucano e no bordo sul da porção basinal de Jatobá. Englobada como grupo Santo Amaro Indiviso, apresenta-se também no bordo sul/sudeste da porção basinal de Tucano. Seu contato inferior com a formação Itaparica é concordante. O superior é interdigitacional com o grupo Ilhas, resultando de uma graduação lateral entre as duas unidades. Ao sul da cidade de Tucano, em subsuperfície, atinge uma espessura de 400 m, adelgando-se para o norte, até o seu desaparecimento no centro-norte da porção basinal de Tucano. É constituída de folhelhos com intercalações de siltitos, de corpos espessos de arenitos maciços e de calcários e dolomitos. Os folhelhos basais (membro Tauá) mostram coloração cinza-escura, partição acicular, laminação paralela, raras intercalações de calcário silto-argiloso e são micáceos duros e fossilíferos. Superiormente, ocorrem arenitos cinza-amarelados (membro Pitanga), finos a sílticos, moderadamente selecionados, maciços, exibindo, localmente, bolas de argila, fragmentos de folhelhos cinza-escuros e abundantes estruturas de escorregamento. Acima, apresentam-se folhelhos cinza-acastanhados (membro Gomo), cinza-escuros, calcíferos, com partição irregular e acamamento médio e espesso, às vezes maciços, com frequentes lentes de calcário microcristalino, cinza a creme, síltico e argiloso. Os folhelhos do topo da formação (membro Maracangalha) são cinza-esverdeados, micáceos, calcíferos e fossilíferos, apresentando acamamento médio a espesso.

Segundo Carvalho (1965), a presença na formação de folhelhos cinza-escuros indica ambiente de deposição redutor. Finas camadas calcárias mostram períodos estáveis, de intensa evaporação durante a sedimentação. As estruturas sedimentares dos arenitos parecem indicar períodos mais instáveis. A fauna encontrada (ostracodes, *Lepidotus*, estérias e polens) atesta a sua deposição em águas doces a salobras.

Sua idade é atribuída ao Cretáceo Inferior, com base em seus ostracodes, restos de peixes (*Lepidotus*) e conchostráceos. Segundo compilação de Sampaio (Divex /Sestra, 1971), sua idade ficaria restrita ao andar Rio da Serra (Neocomiano Inferior). Correlaciona-se com a porção média-inferior da formação Barra de Itiúba, da bacia Sergipe-Alagoas.

Grupo Ilhas — O nome "formação Ilhas" foi usado pela primeira vez por Moura (apud Viana et alii, 1971). A Petrobrás (1958) empregou o nome formação Ilhas, englobando outros sedimentos além daqueles compreendidos na definição original e dividindo-a em dois membros. Posteriormente, Viana et alii (1971) propuseram elevá-la a categoria de grupo, passando os membros a condição de formação e designando-os de Marfim (inferior) Pojuca (superior). Nas porções basinais de Tucano e Jatobá o grupo Ilhas foi mantido indiviso pela Comissão de

Revisão Estratigráfica, incluindo nele parte dos sedimentos mapeados pela Petrobrás como formação Candeias (Viana et alii, 1971).

Os seus sedimentos afloram nos bordos leste (parte central), oeste (parte sul) e norte da porção basinal de Tucano. Expõem-se também, em estreita faixa do bordo sul da porção basinal de Jatobá. Segundo Leal (1970), a espessura do grupo Ilhas varia entre 325 a 2 500 m. Enquanto na parte sul da porção basinal de Tucano, o grupo Ilhas sobrepõe-se concordantemente ao grupo Santo Amaro (formação Candeias), na sua parte centro/norte ele jaz sobre o grupo Brotas (formação Sergi). Ele está sotoposto ao grupo Massacará (contato transicional com a formação São Sebastião). É constituído, na sua seção inferior, por espessos leitos de arenitos intercalados com leitos mais finos de siltitos e folhelhos. Os arenitos são finos a silticos, cinza-claros e esverdeados, mal selecionados, com matriz argilosa e fragmentos de carvão e folhelhos. Mostram laminações, marcas de onda e estruturas de escorregamento. Os siltitos são cinza-claros e cinza-esverdeados, argilosos, micáceos, com estruturas de escorregamento e laminações paralelas e cruzadas. Os folhelhos são cinza-esverdeados, claros, escuros e-acastanhados, micáceos, calcíferos, localmente silticos, apresentando partição acicular e podendo, também, ser maciços. A seção superior do grupo Ilhas consiste de arenitos, folhelhos, siltitos e calcários intercalados. Os arenitos são cinza-esbranquiçados, cinza-esverdeados, amarelo-avermelhados, muito finos a médios, por vezes silticos, bem selecionados, com pouca matriz argilosa, calcíferos, regularmente a bem estratificados, exibindo marcas de onda e de corrente. Os siltitos são cinza-claros a esverdeados, às vezes cinza-esbranquiçados, areno-argilosos, com estratificações paralelas e, localmente, cruzadas. Os calcários são castanho, criptocristalinos, localmente oolíticos, ostracoidais, arenosos e, por vezes argilosos.

Segundo Braun (1966), os sedimentos Ilhas depositaram-se em um ambiente francamente redutor, de águas estagnadas e pouco arejadas. Os seus arenitos mostram fauna indicadora de ambiente entre lacustrino e paludal. Algumas de suas estruturas sedimentares sugerem ambiente raso e de origem fluvial.

A idade do grupo é do Cretáceo Inferior, baseando-se em seus polens, ostracodes (*Cypridea*), *Estheria* sp., moluscos (*Melania*, *Paludina*), *Lepidotus* e restos de peixes. Pode-se melhor definir o seu intervalo de tempo entre o andar Rio da Serra e parte do andar Aratu (Neocomiano Inferior) segundo compilação de Sampaio (Divex-Sestra, 1971).

Formação Salvador — Miura (1965) e Allard & Tibana (1966) estudaram o comportamento regional dos flanglomerados situados ao longo do bordo leste da bacia do Recôncavo. Nestes trabalhos, entretanto, não houve preocupação em individualizar formalmente estes sedimentos numa unidade litoestratigráfica, tendo sido designados segundo os mesmos nomes das formações com as quais se interdigitam. Viana et alii (1971) chamaram formalmente estes sedimentos de formação Salvador.

A formação aflora em um pequeno trecho ao longo da falha de Salvador, no baixo de Monte Serrat, na cidade de Salvador. Entretanto, no presente mapeamento, ela não foi registrada, devido a problemas de escala. Ela interdigita-se com todas as demais formações, estratigraficamente situadas entre a formação Candeias e a formação São Sebastião. Em áreas restritas, esta unidade tem tanto seu topo como a sua base em contatos discordantes, respectivamente com a formação Barreiras e o embasamento cristalino. Três tipos principais de conglomerados ocorrem na formação. Conglomerados verde-claros, amarelados, castanho-amarelados e vermelhos, com seixos de arenitos disseminados em matriz silto-arenosa-fina, micácea e arcoseana. Conglomerados com seixos de calcário, branco-leitosos, creme, cinza-claros, róseos,

localmente dolomíticos, subangulares a subarredondados, disseminados em matriz areno-argilosa. Conglomerados com seixos e matações de rochas metamórficas, constituídos de gnaiss, gnaiss-granitóide, quartzito róseo e filito subangulares e subarredondados, disseminados em matriz areno-argilosa. O seu membro Morro do Barro é composto por arenitos cinza-esbranquiçados, finos a conglomeráticos, mal selecionados, subarredondados e com teor de argila moderado a baixo. Quando conglomeráticos possuem grânulos e seixos de rochas cristalinas, metassedimentares e sedimentares. Subordinadamente, ocorrem conglomerados cinza-claros, com seixos de calcário metassedimentar, calcário sedimentar, folhelhos arenitos, gnaiss, quartzo e feldspato, disseminados em matriz arenosa.

Segundo Fischer (1971), os conglomerados depositaram-se segundo processos formadores de leques deltaicos, na parte meridional do bordo leste da bacia do Recôncavo. Segundo Viana et alii (1971), a formação Salvador apresenta o mesmo conteúdo fóssilífero e, conseqüentemente, a mesma idade das formações do Cretáceo Inferior com as quais se interdigita. Segundo compilação de Sampaio (Divex/Sestra, 1971), sua idade fica restrita ao andar Aratu. Correlaciona-se com a formação Rio Pitanga, da bacia Sergipe-Alagoas.

Grupo Maçacará — Designação dada por Viana et alii (1971), para abranger parte da antiga formação Ilhas e toda a formação São Sebastião. O grupo é representado pelos sedimentos da formação São Sebastião, presentes no Recôncavo.

Formação São Sebastião — De acordo com Viana et alii (1971), o nome São Sebastião, como formação, foi introduzido por Taylor (1948), que lhe atribuiu uma idade terciária. Posteriormente, foi redefinido com a inclusão dos sedimentos da formação Camaçari, de Taylor (formação Marizal), o que lhe apontava uma idade cretácea. Mais adiante, a antiga formação Camaçari foi corretamente correlacionada com a formação Marizal da bacia de Tucano, retornando, então, a formação São Sebastião à sua definição original, apenas com os seus limites redefinidos. Pontes & Ribeiro (1964) subdividiram esta formação nos membros São Sebastião Inferior, São Sebastião Médio e São Sebastião Superior, incluindo, na base do primeiro, o arenito Bebedouro. Viana et alii (1971) mantiveram a designação de formação São Sebastião e renomearam os três membros como Paciência, Passagem dos Teixeiras e Rio Joanes. No mapa geológico presente a unidade foi considerada indivisa, face as limitações de escala.

Os sedimentos da formação afloram em toda a parte leste da bacia do Recôncavo, com limites sul entre as cidades de Simões Filho e Candeias. Sua espessura varia em torno de 1 800 m. Seu contato inferior é transicional, com a formação Pojuca enquanto o superior é discordante com a formação Marizal e/ou formação Barreiras. É constituída, na sua seção inferior (membro Paciência), de arenitos, folhelhos e siltitos. Os arenitos são finos a grosseiros, subarredondados, regularmente selecionados, calcíferos e feldspáticos, com nódulos de calcário castanho-amarelado e intercalações finas de argila cinza-amarelada a vermelho-claro. Os siltitos e folhelhos são cinza-claros e cinza-avermelhados e também apresentam nódulos de calcário e intercalações argilosas. O folhelho preto, que pode ser considerado camada-chave, é fóssilífero, levemente micáceo e calcífero. O arenito Bebedouro, da base da formação, é cinza-esbranquiçado, fino a médio, feldspático, maciço, subarredondado e regularmente classificado. A seção intermediária da formação (membro Passagem dos Teixeiras) caracteriza-se, na base, por espessos bancos de arenitos intercalados com delgadas camadas de argilas silticas variegadas e de folhelhos silticos. Os arenitos variam de bem estratificados a maciços e são cinza-amarelados, róseos e cinza-esbranquiçados, finos a médios, caulínicos e regularmente selecionados. Os folhelhos e siltitos são cinza-amarelados, vermelhos, marrons, ricos em conchostráceos gigantes e ostra-

codes. Na sua parte superior ocorrem argilas sílticas, folhelhos, siltitos e arenitos finos. Os folhelhos são bem estratificados, vermelhos, marrons, amarelos e verde-cobre, micáceos e ricos em microfósseis constituindo-se, portanto, numa boa camada-chave. A seção superior da formação (membro Rio Joanes) é constituída de arenitos finos, argilas, siltitos e folhelhos. Os arenitos são róseos, cinza-avermelhados, vermelhos brilhantes, geralmente maciços, às vezes com estratificação cruzada, mal selecionados e arcoseanos. As argilas são cinza-avermelhadas e plásticas. Os folhelhos e siltitos são cinza-claros, róseos, vermelhos, violeta, chocolate, amarelo-acastanhados, micáceos, sílticos e contêm, localmente, finas lâminas de óxido de ferro. No seu topo, ocorrem arenitos grosseiros, conglomeráticos, claros e friáveis.

Segundo Braun (1966), a formação possui estruturas de preenchimento (*cut and fill*), marcas ondulares de sola (*sole markings*), moldes de sulco (*flut casts*), depósitos de canais, etc., todos bons indicadores de ambiente raso e de origem fluvial.

Seus fósseis mais comuns são polens, ostracodes, conchotráceos e restos de peixes. Seus ostracodes indicam uma idade do Cretáceo Inferior. Segundo compilação de Sampaio (Divex /Sestra 1971) pode-se restringir a sua idade entre o andar Aratu até o topo do andar Jiquiá. Correlaciona-se com a formação Penedo da bacia Sergipe-Alagoas.

Formação Cabo (Kc)

As primeiras referências a esta formação são encontradas em "Geologia do Brasil" de Oliveira & Leonardos (1943), considerada como parte integrante da "série das Barreiras".

Mabesoone (1971) estudando a origem destes conglomerados sugere que os blocos foram depositados num ambiente marinho agitado, enquanto a matriz foi introduzida numa fase posterior sob condições continentais.

Mello (1971), considera que a distribuição dos elementos constituintes da formação é dada em três fácies: conglomerática, arcoseana e síltico-argilosa.

Asmus & Carvalho (1978) considera que os processos responsáveis pela deposição desta formação estão relacionadas ao estágio *rift-valley*.

A formação Cabo consiste essencialmente de conglomerados polimiticos, grosseiros, que em direção leste gradam para arenitos arcoseanos e siltitos argilosos. Estes clásticos estão cortados por freqüentes diques ácidos pertencentes ao complexo ígneo do Cabo Santo Agostinho.

Constituindo a base da coluna estratigráfica da bacia de Pernambuco-Paraíba, esta unidade tem ocorrência local, restrita ao sul de Recife, nas proximidades da cidade do Cabo e estão cobertos pelos derrames do referido complexo ígneo.

Considerando-se o caráter afossilífero desses clásticos sua idade é determinada por relações de contatos. Conforme já abordado, esta unidade é mais velha que o complexo ígneo do Cabo Santo Agostinho, de idade 114 a 90 Ma (Vandoros & Valarelli, 1976). O caráter sintectônico desses conglomerados (Mabesoone, 1971) permite associá-los ou com o tectonismo formador da bacia, no Eocretáceo (pré-Aptiano), ou com reativações tectônicas que na bacia Sergipe-Alagoas, ocorreram durante o pré-Aptiano e o Aptiano, promovendo uma subsidência para oeste, com inversão de mergulho das camadas já depositadas. (Asmus & Carvalho, 1978).

Esta formação representa a seqüência clástica continental, inferior, do estágio *rift-valley* (Asmus & Carvalho, 1978).

Subgrupo Coruripe (Kco)

O nome Coruripe foi proposto pela Comissão de Revisão Estratigráfica da Bacia (Schaller, 1969) para caracterizar o pacote sedimentar, compreendido entre a base da formação Muribeca e o topo do subgrupo Igreja Nova (formação Serra-

ria). A origem do nome é devido ao rio homônimo, que corta, aproximadamente o centro da área geográfica onde ocorre esta unidade.

O subgrupo Coruripe consiste de uma seqüência de clásticos finos a grosseiros com desenvolvimento subordinado de calcários não marinhos.

Compreende as seguintes formações: Barra de Itiúba, Penedo, Rio Pitanga, Morro do Chaves, Coqueiro Seco e Ponta Verde.

Formação Barra de Itiúba — Essa unidade foi individualizada, em 1948, por Kreidler como "membro Barra de Itiúba", da "formação Japoatã", cuja origem do nome está relacionada ao povoado homônimo, situado na margem setentrional do rio São Francisco, AL. Em 1960 o Estudo da Bacia definiu, a partir de dados de subsuperfície a "formação Feliz Deserto", que, em parte correspondia à unidade em pauta. Entretanto, a definição daquela unidade tinha um significado bioestratigráfico. Perrella (1963) sugeriu abandonar o termo "Feliz Deserto" em favor de Barra de Itiúba, conferindo a este termo o mesmo significado que Kreidler lhe emprestara, embora elevando-o à categoria de formação, no que foi apoiado pela Comissão (Schaller, 1969).

A formação Barra de Itiúba consiste de uma seqüência de folhelho, verde-oliva a negro, com intercalações de siltitos, arenitos finos e calcários micríticos e coquinas ostracodais.

Afloramentos desta formação são encontrados desde os vales do rio Japarutuba-Mirim, SE, até os rios Perucaba e Boacica, AL. Melhores registros ocorrem em subsuperfície.

Assentando concordantemente sobre a formação Serraria, a espessura da formação Barra de Itiúba é variável. Em Sergipe parece provável que esta unidade está truncada pela discordância eocretácea, onde a espessura não ultrapassa 500 m. Em Alagoas estes valores atingem a ordem de 2 000 m.

No final do Jurássico (andar Dom João), uma grande reativação tectônica afetou a depressão Afro-Brasileira (Estrela, 1972), produzindo uma série de falhas normais, iniciando o rifteamento do continente gondwânico e a individualização das atuais bacias costeiras e, dentro destas, a delineação das feições estruturais mais importantes. Estas movimentações tectônicas causaram ainda o represamento da planície fluvial iniciando a formação de um imenso lago no qual se depositaram os sedimentos da formação Barra de Itiúba, na bacia de Sergipe-Alagoas. Assim sendo, estes sedimentos representam, provavelmente uma fase de planície deltaica (Szatmari et alii, 1974).

É atribuída idade do Neocomiano Inferior (Cretáceo Inferior) ou seja, base do andar Rio da Serra à base do andar Buracica, para a formação Barra de Itiúba.

Formação Penedo — A formação Penedo foi descrita, originalmente, por Kreidler & Andery (1949) como "membro Penedo", pertencente à "formação Japoatã", por ele também definida. Posteriormente, em 1960, o Estudo da Bacia definiu, a partir de dados de subsuperfície "as formações Poxim e São Miguel", que em parte, correspondem à seqüência dos sedimentos em foco. A referida Comissão propôs o abandono dos nomes Poxim e São Miguel (estes termos subentendiam, apenas um significado bioestratigráfico), em favor do nome Penedo de Kreidler, elevando-o à categoria de formação (Schaller, 1969).

O nome Penedo foi tomado em alusão à cidade homônima do estado de Alagoas. A seção-tipo adotada por Schaller (1969) são os afloramentos expostos na margem sul do rio São Francisco, em um trecho paralelo ao rio, de 3,5 km de extensão a noroeste da cidade de Neópolis, SE.

Esta unidade consiste de espessos leitos de arenitos brancos a amarelados, mal classificados com intercalações de folhelhos e siltitos. Os arenitos, em geral, caulínicos apresentam estratificação cruzada. Localmente desenvolvem-se calcários argilosos.

Boas exposições ocorrem desde o vale do rio Japarutuba, SE, até o vale do rio Coruripe, AL.

Com espessura em torno de 800 m, a formação Penedo assenta concordantemente sobre a formação Barra de Itiúba. Lateralmente, pode variar para os sedimentos da formação Rio Pitanga.

Seu ambiente de deposição é provavelmente semelhante ao da formação Barra de Itiúba.

Sua idade é Neocomiano (Cretáceo Inferior), ou seja, varia desde a parte média do andar Buracica até a parte inferior do andar Jiquiá.

Formação Rio Pitanga — O nome formação Rio Pitanga foi introduzido pela Comissão de Revisão Estratigráfica (Schaller, 1969) para caracterizar a seção de conglomerados, distribuídos em cunhas, adjacentes às grandes falhas das bordas da bacia e dos altos regionais, e que sofrem uma rápida diminuição no tamanho dos grãos, gradando para arenitos e folhelhos das formações adjacentes, em áreas mais afastadas da antiga margem sedimentar.

A unidade foi primeiro reconhecida por Bender (1957), que a denominou "membro C" do que designara "formação Muribeca". Posteriormente, estes sedimentos receberam o nome de "Poxim/São Miguel", pelos geólogos de subsuperfície (apud Schaller, 1969).

O nome rio Pitanga se originou do poço pioneiro Rio Pitanga nº 1 (RP-1-SE) perfurado a 10 km a oeste da cidade de Aracaju, e cujo intervalo de 1 822-2 605 m foi escolhido como seção-tipo da unidade.

Esta unidade é caracterizada pela ocorrência de clásticos grosseiros — conglomerados e brechas — de coloração esverdeada a avermelhada, com lentes intercaladas de folhelhos e siltitos vermelhos e alguns blocos de calcário margoso.

Aflorando em faixas descontínuas na borda oeste da bacia, estes sedimentos ocorrem desde Propriá, até Muribeca, SE. Em subsuperfície, ocorrências são conhecidas desde as áreas de Itaporanga e Riachuelo até Taquari, SE.

Em Alagoas não se conhece nenhuma ocorrência desta formação.

Sua espessura é bastante variável, com maiores valores, em torno de 800 m, registrados no baixo de Japarutuba, SE.

A formação Rio Pitanga grada lateralmente para as formações Morro do Chaves e Penedo. Localmente pode assentar-se discordantemente sobre sedimentos da formação Barra de Itiúba, ou formações mais antigas.

Concomitantemente com a deposição da formação Penedo e Morro do Chaves, adjacentes às grandes falhas e intimamente associados a estas, depositaram-se os conglomerados sintectônicos da formação Rio Pitanga. Estes sedimentos são portanto depósitos de tálus ou leques aluviais (Szatmari et alii, 1974).

Sua idade é Neocomiano (Cretáceo Inferior), ou seja, vai do andar Aratu até o topo do andar Jiquiá.

Formação Morro do Chaves — Desde Hartt (1870) são as rochas desta unidade conhecidas nos afloramentos do morro do Chaves, nas proximidades da cidade de Propriá, SE. Bender (1957) denominou rochas semelhantes que afloram nos arredores da cidade de Muribeca, SE, de "formação Muribeca". Posteriormente, contudo, Schaller (1969) propôs a designação formação Morro dos Chaves para caracterizar a seqüência de calcários, margas e coquinóides e dolomitos que têm como seção-tipo o intervalo 2 541-2 945 m do poço pioneiro CS-1-AL (Coqueiro Seco, AL).

Esta unidade caracteriza-se por bancos e leitos de calcários e margas coquinóides. Ocorrem também folhelhos castanhos e cinza e arenitos finos cinzas, localmente conglomeráticos.

Em Sergipe, são conhecidos afloramentos desta unidade nas proximidades das localidades de Muribeca, Visgueiro, Riacho dos Pilões, Japoatão e no morro do Chaves, próximo a Propriá. Em Alagoas ocorre no vale do rio São Miguel e na

localidade de Pedreira, a sudeste da cidade de Porto Real do Colégio. Em subsuperfície a extensão desta formação é regional, sendo conhecida desde a área de Japaratinga, no norte de Alagoas, até a área de Baixa Grande, SE.

Sua espessura em Sergipe não alcança valores superiores a 200 m enquanto que em Alagoas atinge a ordem de 1 500 m.

A formação Morro do Chaves assenta concordantemente sobre a formação Penedo. Em direção à borda da bacia grada para os conglomerados da formação Pitanga e em direção ao centro da bacia, na área de Alagoas, para a formação Coqueiro Seco.

Enquanto na bacia de Alagoas desenvolvia-se uma sedimentação deltaica com a deposição das formações Coqueiro Seco e nas áreas estruturalmente baixas, os folhelhos lacustres da formação Ponta Verde, na bacia de Sergipe depositavam-se os sedimentos da formação Morro do Chaves. Estes sedimentos, juntamente com os sedimentos da formação Coqueiro Seco representam os últimos depósitos lacustrinos na bacia.

Sua idade é Neocomiano (Cretáceo Inferior) ou seja, andar Jiquiá.

Formação Coqueiro Seco — Schaller (1969) formalizou o nome formação Coqueiro Seco para designar grande parte do pacote sedimentar descrito no Estudo da Bacia, de 1960, como "formação Jiquiá".

O termo Coqueiro Seco provém da vila do mesmo nome, situada a oeste de Maceió (AL), onde vários poços penetraram a unidade. São designados com este termo os sedimentos betuminosos e os arenitos sotopostos aos folhelhos verdes da formação Ponta Verde e sobrejacente aos calcários da formação Morro do Chaves.

Como seção-tipo desta unidade foi escolhido o intervalo 613-2 541 m, do poço pioneiro CS-1-AL (Coqueiro Seco), perfurado cerca de 5 km a oeste de Maceió, AL.

Esta unidade consiste de arenitos finos a médios com níveis conglomeráticos e folhelhos betuminosos a sub-betuminosos. Subordinadamente, intercalados nos folhelhos, ocorrem níveis de calcário dolomítico.

Esta unidade é restrita à área de Alagoas. Distribuída desde a área de Jiquiá, até Maceió, AL, sua maior espessura ocorre no baixo de Alagoas.

Assenta concordantemente sobre a formação Morro do Chaves, são depósitos do tipo lacustrino.

Sua idade é Neocomiano (Cretáceo Inferior), ou seja, idade Jiquiá.

Formação Ponta Verde — O Estudo da Bacia designou uma seção de folhelhos verdes que ocorrem na porção central alagoana da bacia, de "unidade Maceió Inferior".

Schaller (1969) introduziu formalmente o nome formação Ponta Verde para designar estes sedimentos, considerando que estes folhelhos constituem uma unidade litoestratigráfica independente, facilmente destacável dos sedimentos das formações Muribeca e Coqueiro Seco, unidades sobrepostas e sotopostas respectivamente.

Como seção-tipo é indicado o intervalo 1 383-1 622 m do poço pioneiro PV-1-AL (Ponta Verde), perfurado nas proximidades da cidade de Maceió, AL.

Esta unidade é constituída predominantemente por folhelhos cinza-esverdeados. Subordinadamente, desenvolvem-se níveis delgados de silito-arenoso.

De ocorrência restrita apenas à área de Alagoas, esta unidade ocorre apenas em subsuperfície, no baixo de Alagoas. Até então não foram identificados afloramentos pertencentes a esta seqüência.

Sua espessura varia em torno de 200 m.

São depósitos lacustrinos de idade Cretáceo Inferior, ou seja, andar Alagoas.

Formação Pastos Bons e formação Corda (Kcp)

Formação Pastos Bons — Lisboa (1935) usou pela primeira vez o nome "camadas Pastos Bons" para designar os folhelhos e arenitos esverdeados e marrons-avermelhados que ocorrem nas vizinhanças da cidade homônima, no Maranhão.

O nome Pastos Bons teve aceitação e uso generalizado na bacia do Parnaíba tendo sido empregado na categoria de membro por Plummer (1948).

Campbell (1949) denominou o conjunto Motuca-Sambaíba de formação Pastos Bons, atribuindo idade jurássica.

Luz (1959) propôs elevar a então formação Pastos Bons à categoria de grupo e seus membros à de formação.

Mesner & Wooldridge (1964), estudando o posicionamento estratigráfico da unidade Pastos Bons, sugerem idade do Triássico Superior.

Lima & Leite (1978), adotam o conceito de Lisboa (1935), entretanto consideram como pertencentes à formação Corda, os arenitos que recobrem concordantemente a unidade Pastos Bons na região da seção-tipo. Essas relações foram utilizadas por Aguiar (1969).

A formação Pastos Bons litologicamente consiste de duas seções. A seção inferior, em geral, se inicia por um conglomerado, cuja composição varia em função da natureza dos estratos subjacentes. Acima dos conglomerados, seguem-se arenitos esverdeados, cremes e esbranquiçados, onde estas colorações se alternam em delgados níveis, conferindo à rocha um aspecto listrado. São arenitos argilosos com grãos finos e médios, subarredondados e pouco brilhosos. Localmente ocorrem intercalações de calcário, parcialmente silicificados. Acima dos níveis carbonatados seguem-se bancos de *mudstone* arenoso. A seção superior é mais arenosa, constituída predominantemente por arenito róseo a avermelhado, localmente esbranquiçado, fino a siltico e argiloso. Ocorrem intercalações de folhelhos e siltitos róseos a cinza-esverdeados, localmente fossilíferos.

Estratificação cruzada plano-paralela é a estrutura predominante ao longo da seqüência. Localmente, ocorre estratificação cruzada.

Os sedimentos correspondentes a esta unidade apresentam áreas de exposição relativamente extensas, distribuídas essencialmente na região centro-oeste da bacia, abrangendo principalmente o vale do rio Itapecuru e seus principais afluentes, ou seja, o Alpercatas e Balseiros.

A espessura é bastante variável, compreendendo valores entre 35 a 60 m.

De leste para oeste da bacia a formação Pastos Bons assenta discordantemente sobre as formações paleozóicas Poti, Piauí, Pedra de Fogo e Motuca. Este contato em geral é marcado por um conglomerado basal, ou localmente por discordância litológica brusca. O contato superior com a formação Corda é concordante e gradacional.

Lima & Leite (1978) sugerem que a formação Pastos Bons foi depositada em paleodepressões continentais, lacustrinas, com alguma contribuição fluvial, em clima semi-árido. Nas áreas topograficamente altas de ocorrência dos espessos derrames basálticos, há uma ausência de deposição desses sedimentos.

O nível fossilífero é de natureza pelítica, com restos de peixes "ganóides", fragmentos de conchostráceos e cutículas vegetais. Análises paleontológicas identificaram ostrocóides e o peixe *Lepidotes plauhyensis*, Macrosemiidae e Pleuropholidae, sendo estes últimos restritos ao Jurássico Médio e Superior. Esta idade é atribuída por Lima & Leite (1978).

Os conchostráceos associados à ictiofáunula citada, foram estudados por Pinto & Puper (1974) confirmando o gênero *Macrolimnadiopsis* de Beurlen (1974) datados do Jurássico Superior, podendo estender-se até o Cretáceo Inferior.

Formação Corda — Lisboa (1914) usou pela primeira vez a denominação Corda para designar os arenitos vermelhos que

ocorrem intercalados em basaltos no vale do rio Mearim. Ao conjunto arenitos-basaltos chamou de "série Mearim" (Triássico) e aos folhelhos da base do Codó, chamou de "série Grajaú", de idade cretácea.

Campbell (1949) conclui que Grajaú e Corda eram o mesmo arenito, e denominou de camadas Grajaú. Posteriormente designou de formação Corda os arenitos acima dos derrames basálticos e abaixo dos folhelhos Codó, distinguindo três fácies: Itaguatins, Macapá e Curador.

Moore (1961) identificou um segundo derrame basáltico, acima dos arenitos Corda de Campbell (1949) e considerou-o de idade cretácea.

Mesner & Wooldridge (1964) consideraram esse segundo derrame basáltico como situado entre as formações Corda e Codó e atribuíram idade jurássica, juntamente com a formação Corda.

Northfleet & Melo (1967) incluíram na formação Corda os derrames basálticos com duas intercalações sedimentares, sendo estes últimos denominados de membros Macapá e Fortaleza.

Aguiar (1969) considera como formação Corda a seção de sedimentos com espessura em torno de 80 m, com intercalações de sílex, de idade jurássica, assentando sobre os basaltos Mosquito e recoberta também discordantemente pelos basaltos Sardinha.

Lima & Leite (1978) adotam o conceito de Aguiar (1969).

Quando a formação Corda ocorre em contato com os basaltos da formação Mosquito, a seqüência litológica dessa formação inicia-se por arenitos grosseiros a conglomeráticos, marrom-avermelhado e arroxeados, onde se observa blocos de até 20 cm de basalto alterado, calcita, sílex, arenito, argilito e calcário, imersos em uma matriz arenosa. Quando a unidade repousa diretamente sobre outras formações, estando ausentes os basaltos Mosquito, a seqüência litológica consiste essencialmente de arenitos argilosos marrons-avermelhados e arroxeados, finos a médio, ocasionalmente grosseiros, pintalgados de caulim com estratificação cruzada de grande porte. Localmente, esses arenitos são muito calcíferos (Imperatriz, Tocantinópolis e Grajaú). Mais para o topo da seqüência Corda podem ocorrer intercalações nos arenitos, níveis de argilitos, siltitos argilosos e folhelhos com estratificação cruzada. Localmente esses pelitos são fossilíferos, com restos de conchostráceos. O topo da unidade é constituído por arenitos arroxeados e marrom-avermelhado, médio a grosseiro, grãos arredondados e foscos com seixos de quartzo, com estratificação plana de grande porte. Ocorrem intercalações de níveis irregulares de argila.

A formação Corda aflora em uma faixa relativamente contínua ao longo de toda a região central da bacia. Estende-se desde a borda oeste, nas proximidades da foz do Araguaia até a margem esquerda do Parnaíba, nas vizinhanças de Teresina. Aflora ainda em uma faixa de direção aproximada NW-SE, iniciando-se na região de Elesbão Veloso até a região de Agri-colândia. Ocorre ainda em faixas descontínuas na região leste de Floriano e a nordeste de Canto do Buriti.

Sua espessura varia de 30 m (região de Imperatriz) a 84 m (região de Pastos Bons) segundo Lima & Leite (1978). (poço IZst-1-MA). Northfleet & Melo (1967) atribuem a espessura de 80 m na região de Fortaleza dos Nogueiras para a unidade Corda.

A formação Corda prograda discordantemente sobre diversas unidades paleozóicas e mesozóicas. Esta unidade recobre discordantemente os basaltos Mosquito (Fortaleza dos Nogueiras, Grajaú, Araguaína e Imperatriz); a formação Sambaíba (São Raimundo das Mangabeiras e São Domingos do Azeitão); as formações Poti, Piauí e Pedra de Fogo (Caxias e Teresina) e a unidade Motuca (Caxias e Teresina). Seu contato com a formação Pastos Bons é através de um contato concordante e gradacional.

O contato superior desta unidade tem caráter discordante com as formações Codó, Grajá e Itapecuru, através de uma superfície de discordância, onde desenvolvem-se níveis conglomeráticos.

Os sedimentos grosseiros, conglomeráticos, com seixos e blocos de basalto Mosquito, que ocorrem na base da seqüência Corda sugerem correntes de alta energia, rápido retrabalhamento de ambiente continental, fluvial. As características litológicas, sedimentares (características dos grãos e estruturas), sugerem ambiente deposicional fluvial com contribuição eólica em clima semi-árido a desértico. Os níveis pelíticos e seu conteúdo fossilífero sugerem ambiente lacustrino.

Conchostráceos do gênero *Lioestheria* e *Macrolimnadiopsis*, além de ostracodes do gênero *Candona*, identificados em níveis pelíticos da unidade Corda, confirmam ambiente lacustrino (Lima & Leite, 1978).

Formação Missão Velha (Kmv)

Na bacia do Araripe a formação Sergi foi definida por Braun (1964; 1966) e corresponde à unidade superior da formação Missão Velha de Beurlen (1962).

Nesta bacia, a formação Missão Velha pode ser observada, no norte, entre as cidades de Crato e Nova Olinda e, no sul, a oeste da cidade de Jardim. As maiores espessuras apresentam-se entre Crato e Porteiras, calculando-se uma possança máxima de 140 m, no município de Barbalha. Seu contato inferior ou é gradacional com a formação Brejo Santo ou em discordância angular com rochas do embasamento. O seu contato superior é com a fácies carbonática da formação Santana, passando bruscamente de seus clásticos para os sedimentos químicos desta última formação.

Ela é constituída de um arenito ora esbranquiçado e amarelado, ora avermelhado, fino a médio, com níveis grosseiros e conglomeráticos contendo seixos de quartzo, de folhelho ou argilito, micas e fragmentos de feldspato e rocha. Ocorrem intercalações de siltitos e folhelhos de espessuras variáveis e, em menor escala, de calcarenito, conglomerado calcário de aspecto brechóide e marga betuminosa. É marcante a ocorrência de troncos silicificados nos níveis conglomeráticos.

Seu aleitamento é geralmente torrencial (Braun, 1966) predominando estratificação cruzada nos conglomerados e arenitos e, ainda, estratificação do tipo plano-paralela. Raramente é encontrada estratificação normal.

Segundo Braun (1966), os movimentos tectônicos da bacia do Araripe começaram após, ou mesmo no final da sedimentação da formação Sergi, extinguindo-se antes do início da deposição da formação Santana. O ambiente de sedimentação da formação Missão Velha caracteriza-se pela ação distribuidora de rios. A estratificação cruzada de seus sedimentos é tipicamente torrencial e a gradação de sedimentos grossos para finos é irregular. O arredondamento dos grãos é, geralmente, incipiente. Este conjunto de fatos, associados a presença de grande quantidade de troncos de coníferas de considerável porte, quase sempre mutilados, reforça a hipótese da vigência de um regime torrencial. Sob essas condições, teriam se desenvolvido, inicialmente, depósitos de piemonte, que posteriormente sofreram as ações retrabalhadora e distribuidora de correntes de grande competência.

Grupo Rio do Peixe e grupo Iguatu (Kr)

Grupo Rio do Peixe — Crandall (1910) foi o primeiro a fazer referência a esta bacia, correlacionando seus sedimentos com as formações cretáceas do Ceará. Partiu da premissa que a bacia concentrava-se com as camadas basais da chapada do Araripe e com os arenitos aflorantes ao sul de Lavras de Mangabeira. As primeiras descrições de suas camadas de arenitos e folhelhos alternados, porém, deve-se a Moraes (1924), que

designou-as de série Rio do Peixe. Braun (1969) dividiu sua seqüência em três unidades litológicas distintas ("A", "R" e "C"), evitando, entretanto, dar nomes às mesmas, antes de um estudo integrado das outras bacias isoladas na região Nordeste. Já Albuquerque (1970) usou as denominações de formação Antenor Navarro e de formação Sousa, correspondendo às unidades "A" e "B" de Braun (1969) e de formação Rio Piranhas para a unidade "C" deste último autor.

O grupo Rio do Peixe aflora em pequenas faixas no bordo norte da bacia, representado aí pela sua formação Antenor Navarro. A formação Sousa aflora na maior parte da bacia. Já a formação Piranhas expõe-se a sul da cidade de Sousa, próximo ao povoado de Umaú. A formação Antenor Navarro, sua unidade basal, repousa em discordância angular sobre o embasamento metamórfico (gnaisse milonítico, no furo F. est. LF. PB-1 da Lagoa do Forno, na bacia de Sousa). Começa principalmente com sedimentos imaturos, mal selecionados e angulosos, incluindo brechas, conglomerados brechóides com seixos, calhaus e blocos de rochas creme a vermelho-claro, numa matriz arenosa com cimento argiloso e, por vezes, silicoso. Ocorrem, intercalados, leitos de siltitos e argilitos variegados e arenitos finos creme-avermelhados. Gradativamente estes arenitos grosseiros passam a finos, com cimento silto-argiloso e com intercalações de leitos finos de argilito e siltito e de níveis de carbonato impuro.

O contato do topo da formação Antenor Navarro com a formação Sousa sobrejacente, é concordante e gradacional. De um modo geral, a seqüência da formação Sousa é monótona, predominantemente pelítica e caracterizada por uma sucessão de camadas finas, paralelas, de fácies mais argilosas e carbonáticas, até arenitos finos e siltitos de cores vivas, com leitos argilosos e margosos intercalados. Especialmente nas suas partes inferior e superior, são comuns níveis arenosos mais grosseiros, até conglomeráticos. Em vários níveis ocorrem restos fósseis, como ostracodes, conchostráceos, dentes e escamas de peixes e fragmentos ósseos.

A formação Rio Piranhas recobre a formação Sousa em contato gradacional. Sua seqüência começa com arenitos mais finos na base, evoluindo para fácies mais grosseiras e conglomeráticas, no topo. Os arenitos da porção inferior são de finos a médios. Calcíferos, com grãos angulosos e subangulosos, micáceos, cimentados por material silto-argiloso. Contêm intercalações de arenitos arcoseanos mais grosseiros até conglomeráticos, mal selecionados. Na porção superior da formação predominam arenitos conglomeráticos e conglomerados, com mal selecionamento e caráter arcoseano. São abundantes as tonalidades cinza, creme e amarelada. A matriz é de grãos e grânulos de quartzo e é cimentada por silte e, às vezes, por argila calcífera.

Enquanto a porção inferior da formação Antenor Navarro não apresenta estruturas sedimentares bem definidas, sua porção superior mostra estratificação cruzada e bancos espessos com estratificação plano-paralela. Na formação Sousa, nos arenitos intercalados na sua porção inferior, ocorrem bancos espessos com marcas de onda e estratificação cruzada. Na sua porção superior, os arenitos e siltitos arenosos mostram acamamento fino e plano-paralelo. Na formação Rio Piranhas, os arenitos finos de sua porção inferior apresentam-se ora maciços, ora em bancos de 2 m de espessura com estratificação plano-paralela e, freqüentemente, exibindo estratificação cruzada torrencial. Na sua porção superior ocorrem bancos espessos com estratificação cruzada.

A formação Antenor Navarro aflora em pequenas faixas da bacia, principalmente no riacho do Jabotá (na localidade de Logradouro), a norte de Sousa (no açude de Areias), na localidade de Rio do Peixe (município de Poço), a leste de Santa Helena (na localidade de Melancia), a sudoeste de Antenor Navarro (nas localidades de Formigueiro e Lagoa do Gato), ao sul de Miraúna (na localidade de Arapua) e na Fazenda Pititinga (a oeste de Marizópolis). A formação Sousa encontra-se exposta nas localidades de Malhada Grande (na barranca

do rio Piranhas), de Passagem da Pedra (no leito do rio do Peixe) e de Pedregulho. A formação Rio Piranhas aparece em superfície apenas ao sul da cidade de Sousa (junto à falha de São Gonçalo) e sua espessura máxima aflorante atinge 320 m, na localidade de Curral. Em subsuperfície, o grupo Rio do Peixe apresenta espessura de cerca de 990 m, medida no furo F. est. LF. PB-1 de Lagoa do Forno (bacia de Sousa). Nesta região a formação Antenor Navarro contribui com cerca de 86 m de espessura, a formação Sousa com cerca de 800 m e a formação Rio Piranhas com cerca de 140 m.

A formação Antenor Navarro, de características sintectônicas, foi transportada e depositada, inicialmente, em regime torrencial, oxidante, na ampla depressão formada na zona de afundamento, passando, posteriormente, deste ambiente tipicamente fluvial com características de fácies de cones aluviais, para o ambiente francamente lacustre, redutor e de pouca atividade tectônica, da deposição da formação Souza. Nesta última formação verificou-se épocas de condições ambientais de águas agitadas, oxidantes e com episódios de instabilidade tectônica de curta duração. A passagem da formação Sousa para a formação Rio Piranhas mostra recorrência de nova fase de instabilidade tectônica, criando as condições de relevo necessárias para o retorno do regime torrencial, oxidante, semelhante ao vigente durante a deposição da formação Antenor Navarro.

O grupo Rio do Peixe tem um bom conteúdo fossilífero. Braun (1966) mostra ocorrência de fragmentos ósseos, dentes de peixe e espécimes de *Darwinula* sp., de água doce, que se distribuem desde o Carbonífero Superior ao Recente, e *Cypriidea vulgaris*, de água doce, encontrada no Berriasiano da bacia do Recôncavo (formação Ilhas Inferior), sem correspondente na chapada do Araripe. Posteriormente, Braun (1969) definiu paleontologicamente a idade das camadas da bacia Rio do Peixe entre o Berriasiano e o Barremiano, correspondente ao intervalo de deposição das formações Sergi e Santana, do Araripe, e das formações Candeias, Ilhas e, provavelmente, parte inferior da formação São Sebastião da bacia Recôncavo-Tucano-Jatobá. Para Beurlen & Mabeoone (1969) a bacia Rio do Peixe, juntamente com a bacia Iguatu, representam a extremidade norte da chapada do Araripe e Braun (1969) admite que os arenitos conglomeráticos, por ele mapeados como Sergi na área nordeste do Araripe, possam ser, em parte, a sua unidade "A" do grupo Rio do Peixe.

Grupo Iguatu — Small (apud Moraes, 1924) foi o primeiro a assinalar em mapa geológico a bacia de Iguatu, representando a sua seqüência sedimentar como a do arenito inferior da série Araripe. Já Moraes (1924) admite não só essa correlação como também relaciona-a com a seqüência Rio do Peixe. Posteriormente, a antiga formação Iguatu foi dividida em três membros: superior, composto por arenitos finos e arenitos conglomeráticos; o médio, composto por arenitos finos, siltitos e calcários com leitos conglomeráticos; o inferior composto por arenitos grosseiros e conglomerados. Há uma grande identidade estratigráfica e paleogeográfica entre as bacias de Iguatu e Rio do Peixe também como as outras bacias menores. Os caracteres litofaciológicos e a evolução tectono-estrutural são também muito semelhantes, o que conduziu alguns autores a admitir tratar-se de uma área com sedimentação contínua. Na bacia de Iguatu os sedimentos do grupo Rio do Peixe são referidos como grupo Iguatu. Segundo Cruz & França (1971), este grupo tem como características principais as suas acentuadas mudanças laterais de fácies, com alternância de unidades argilosas, arenosas e argilo-margosas dispostas em camadas finas e concordantes.

O grupo ocorre, principalmente, na região de Iguatu e ainda nas regiões de Icó. Lima Campos, Lavras da Mangabeira, formando bacias isoladas. Repousa em discordância angular sobre o embasamento. A sua porção inferior caracteriza-se pela ocorrência de arenitos conglomeráticos, arcoseanos e mal selecionados. Os fragmentos grosseiros são de quartzo e quartzito (e outras rochas cristalinas), angulosos, numa matriz

arenosa e com cimento silicoso. Ocorrem também conglomerados brechóides. No centro da bacia destacam-se arenitos finos da parte superior da porção inferior, alternando com leitos silticos, argilosos e carbonáticos.

A porção média do grupo Iguatu é bastante similar à do grupo Rio do Peixe (formação Sousa). Sua seqüência é essencialmente pelítica. Na sua parte inferior, há maior presença de siltitos roxos, vermelho-escuros, avermelhados e de coloração de chocolate, com cimento calcífero, e margas variegadas com calcários impuros maciços. Intercalam-se arenitos finos, calcíferos e silto-argilosos, com quartzo abundante e feldspatos e micas comuns. Especificamente na bacia de Icó, predominam arenitos finos a médios, sendo os níveis carbonáticos mais raros. Na parte superior da porção média do grupo Iguatu, ocorrem arenitos finos e silticos arenosos, passando no seu topo a arenitos grosseiros, caulínicos, com níveis conglomeráticos e com menor registro de margas e calcários impuros.

A porção superior do grupo Iguatu mostra, na sua parte inferior, arenitos finos a médios, calcíferos, cimentados por material silto-argiloso. Apresentam-se intercalações de arenitos grosseiros e conglomeráticos, sendo freqüentes, localmente, os leitos delgados de siltitos, argilitos e folhelhos. Os leitos carbonáticos são raros, ou mesmo ausentes. Na parte superior desta porção, ocorrem arenitos conglomeráticos e conglomerados de tonalidades cinza, creme e amarelada. Sua matriz é composta predominantemente por fragmentos quartzosos, cimentado por silte e, ocasionalmente, por argila-calcífera.

Em superfície, a porção inferior do grupo Iguatu atinge espessuras de 400 m, no extremo sudeste da bacia de Iguatu, próximo a falha da serra do Torto. Na bacia de Icó, a espessura desta unidade basal é calculada em 390 m; para a porção média do grupo, só existem estimativas de um total de 800 m de sedimentos, na bacia de Iguatu, contudo sem constatação direta. Para a porção superior do grupo, não existem registros bibliográficos quanto a sua provável espessura.

A porção inferior do grupo Iguatu parece ter se depositado inicialmente em ambiente oxidante, torrencial, evoluindo deste ambiente fluvial, com características de cones aluviais, para um ambiente lacustre, redutor (porção da seqüência) e, finalmente, retornando, na sua porção superior, para as mesmas condições ambientais de sua porção inferior.

Segundo a maioria dos autores que estudaram as bacias cretáceas do nordeste, a idade do grupo Iguatu ficaria definida entre o Berriasiano e o Barremiano, compreendendo o mesmo intervalo de tempo determinado para o grupo Rio do Peixe. Para Beurlen & Mabeoone (1969), as bacias de Iguatu e Rio do Peixe representam a extremidade setentrional da chapada do Araripe.

Formação Sardinha (K₃s)

Aguiar (1969) denominou de formação Sardinha aos basaltos aflorantes próximos à aldeia Sardinha, a SW da cidade de Barra do Corda, posicionando-os acima da formação Corda e abaixo da formação Itapecuru.

Moore (1961) mapeou os basaltos desta unidade colocando-os sobre a formação Grajaú e abaixo da formação Codó.

Mesner & Wooldridge (1964) posicionam esses basaltos sobre a formação Corda, e sob a unidade Codó.

Lima & Leite (1978) adotam Mesner & Wooldridge (1964).

Litologicamente, segundo Aguiar (1969) esta unidade consiste de basaltos de cor preta e textura amigdaloidal. Entretanto, Lima & Leite (1978) descrevem a formação Sardinha como representada por um material argiloso, vermelho-escuro e arroxado, em avançado estágio de alteração.

A área de ocorrência desta unidade é muito restrita, aflorando a SW de Barra do Corda, entre as malocas Sardinha e Baixão do Peixe, na margem esquerda do rio Corda. Ocorre também a NE, próximo a localidade de Ourives e a cidade de Barra do Corda.

Estudos de fotointerpretação (Lima & Leite, 1978) mostram que a formação Sardinha se situa topograficamente no mesmo nível e também levemente mais alta que os arenitos Grajaú. Entretanto observações de campo levaram estes autores a admitir que esta unidade está estratigraficamente abaixo dos arenitos Grajaú, uma vez que estes são discordantes sobre a formação Corda, e interdigitam-se com a formação Codó.

Semelhante à formação Mosquito as lavas da formação Sardinha se extravasaram através de fissuras em condições subaéreas, continentais.

Em todas as áreas de ocorrência das unidades Grajaú, e Codó, não foram observados derrames basálticos, diques e soleiras intromissos que justificassem manifestações magmáticas pós Albiano-Aptiano. E as datações geocronológicas efetuadas em diabásios indicam idade cretácea inferior, evidenciando intrusões não relacionadas ao vulcanismo Juro-Triássico, da formação Mosquito (Lima & Leite, 1978). São frequentes intrusões de diabásio, concentradas nas regiões centro-leste, leste e nordeste, de idade cretácea inferior, correspondente portanto ao vulcanismo Sardinha, representadas por diques ou soleiras.

As exposições destes corpos intrusivos estão distribuídas principalmente em áreas circunvizinhas a Esperantina, Matias Olímpio, Várzea Grande, Amarante, Elesbão Veloso, Ilhas Coelho, Itaueiras, Pedro II, interpostas entre unidades paleozóicas (Pimenteira e Cabeças, Cabeças e Longa ou Longá e Poti). A presença destas intrusivas é ainda constatada em áreas sedimentares mesozóicas nas regiões de Orozimbo, Pastos Bons e Colinas.

A intrusão e extrusão de magmas básicos, com possíveis diferenciações ultrabásicas e alcalinas, estão intimamente relacionadas aos fenômenos estruturais de caráter mecânico que atuaram na bacia quando esta já se achava com sua coluna estratigráfica completa ou quase completa ou ainda guardando relações com estruturas mais antigas talvez anteriores ao início da sedimentação paleozóica, a exemplo de falhas que cortam tanto as rochas cristalinas do embasamento como as rochas sedimentares da bacia do Parnaíba, que poderiam sofrer períodos de imobilização tectônica alternados por intervalos de reativação, possivelmente durante o Mesozóico.

Nesse contexto cabe também referir as ocorrências de kimberlitos existentes na borda sul da bacia do Parnaíba. Essas rochas foram detectadas nas estruturas do Redondão e Apicuns, na região de Gilbués — Monte Alegre do Piauí, sul do Piauí. Diversas outras possíveis estruturas (*pipes?*) existem na região (Silva et alii, 1972).

Formação Codó e formação Grajaú (Kcg)

Formação Codó — Lisboa (1935) foi quem primeiro descreveu folhelhos betuminosos associados a calcários no vale do rio Itapecuru, na região de Codó, MA.

Campbell, em 1947, posicionando-a no Cretáceo Inferior, incluiu a formação Codó entre as suas formações Enxu e Serra Negra. Posteriormente (Campbell, 1949) posiciona esta unidade sobre a formação Corda e sob a formação Itapecuru.

Mesner & Wooldridge (1964) indicam idade eocretácea e ambiente lagunar para a formação Codó.

Aguiar (1969) assinala que o contato da formação Codó, posicionada entre as unidades Grajaú e Itapecuru, é concordante.

Resende & Pamplona (1970) estudam o desenvolvimento paleoambiental desta unidade relacionando-o à evolução do arco Ferrer-Urbano Santos.

Carneiro (1974) conclui que as formações Codó e Grajaú, são interdigitais e equivalem-se cronoestratigraficamente, e admite que o contato superior com a formação Itapecuru é concordante, salvo discordância locais. E o contato inferior com a formação Corda é assinalado como concordante.

Leite et alii (1975) baseando-se em dados de sondagens subdividem a unidade em três seções.

Lima & Leite (1978) apesar de adotarem como formação Codó o conceito de Lisboa (1935) e Campbell (1949), no entanto seguem as subdivisões propostas por Leite et alii (1975), ratificando a interdigitação entre Codó e Grajaú, proposta por Carneiro (1974).

Segundo Leite et alii (1975), a formação Codó consiste, litologicamente:

— Seção inferior — inicia-se por conglomerados basais, sobrepostos por folhelhos cinza-esverdeados a pretos, localmente betuminosos, com fraturas preenchidas por pirita. Ocorrem níveis de calcário, culminando com uma camada de gipsita de 11 m de espessura.

— Seção média — inicia-se por conglomerado polimicto com seixos representativos da seção inferior que foi retrabalhada, passando para folhelhos com ostracodes. No topo ocorre marga piritosa, com ostracodes, lamelibrânquios e gastrópodes.

— Seção superior — constituída por arenitos e siltitos cinza, carbonosos, com restos vegetais, calcíferos e piritosos.

As áreas de afloramento dos sedimentos da unidade Codó são geralmente restritas e descontínuas, normalmente ocorrendo nos vales dos principais cursos fluviais da região central da bacia. Estendem-se desde o flanco oeste, na região a noroeste da confluência do Tocantins com Araguaia, até o vale do Parnaíba, na região nordeste, próximo a Esperantina.

Carneiro (1974) estimou, para a formação Codó, a espessura de 75 a 80 m na região de Sítio Novo — Grajaú. Lima & Leite (1978) assinalam ao longo do rio Tocantins até a região do povoado de São José do Mearim, espessuras em torno de 20 m; a norte de Marabá, 15 m e nas regiões de Codó e Esperantina não ultrapassam 12 m. Nos poços estratigráficos 1 UN-23-PI (Buriti), 1 UN-25-PI (Afonso Cunha) e PM st-1-MA (Pindaré Mirim), os perfis litológicos registram seções completas da formação Codó, com 85 m, 104 m e 185 m, respectivamente.

A formação Codó marca o início de uma transgressão marinha, preenchendo paleodepressões, recobrando indistintamente as formações mais antigas em sua bacia de deposição. O caráter discordante do contato inferior é comprovado tanto em superfície como em subsuperfície. Evidências de campo, levaram Lima & Leite (1978) a admitirem uma interdigitação entre as unidades Codó e Grajaú.

A seqüência Codó é inicialmente transgressiva, culminando por ciclos evaporíticos, indicativos de um breve recuo ou ruptura de um mar restrito, ocasionando ambiente fechado. Segue-se nova transgressão, registrada pela presença de calcários, margas e folhelhos, com gastrópodes, lamelibrânquios, com fases salobro-lacustrinas indicadas pelos ostracodes. A fase final da sedimentação Codó, dar-se-ia com a deposição de clásticos, com aleitamento regular ondulado, estruturas *flaser*, restos vegetais carbonosos, piritosos, em ambiente paludal, provavelmente de planície de maré.

Os esporomorfos representados por *Inaperturopollenites*, *Cicatricosisporites*, *Schizia*, *Cingularisporites*, *Lycopodiumsporites* e *Classopolis* indicam idade eocretácea (aptiana). Os ostracodes *Cypridea*, *Darwinulidae*, *Paraschuleridea* são correlacionáveis aos ocorrentes na formação Santana da chapada do Araripe (Lima & Leite, 1978).

Mesner & Wooldridge (1964) assinalam a presença de *Anomia*, *Arca* e *Corbula*, que juntamente com as evidências palinológicas, permitiram a datação, atribuindo idade neo-aptiana e eolbiano.

Formação Grajaú — Lisboa (1935) denominou "arenito Grajaú" a uma seção sob os folhelhos e calcários Codó, atribuindo idade cretácea.

Mesner & Wooldridge (1964) não individualizaram os arenitos Grajaú de Lisboa, englobando-os na formação Corda, da mesma maneira que tinha feito Campbell (1949).

Aguiar (1969) usou o nome formação Grajaú no mesmo sentido de Lisboa (1935), posicionando-a entretanto sobre os basaltos Sardinha ou sobre os arenitos da formação Corda. O contato superior com a formação Codó é assinalado como concordante.

Carneiro (1974) admite contemporaneidade deposicional entre as formações Codó e Grajaú e que são interdigitadas e considera contato concordante com a formação Itapecuru.

A formação Grajaú consiste essencialmente de arenitos esbranquiçados a cremes, finos e conglomeráticos, com estratificação cruzada e plano paralela, com grãos predominantemente limpos, brilhantes e arredondados. Estes arenitos ocorrem tanto friáveis como silicificados. Localmente ocorrem intercalações de camadas de até 2 m de argilitos vermelhos, arroxeados, marrons e creme, com aleitamento regular ondulado.

Esta unidade encontra-se exposta na porção centro-oeste e parte da região centro-norte da bacia, constituindo uma faixa relativamente estreita e descontínua, de direção aproximada E-W, mantendo estruturalmente as mesmas direções das camadas mesozóicas. Distribui-se nas áreas de Imperatriz, Sítio Novo, Grajaú, Barra do Corda, Presidente Dutra e São Domingos do Maranhão. Seu limite oeste corresponde ao rio Tocantins, estendendo-se então para leste até o meridiano 44º próximo do rio Itapecuru.

A formação Grajaú recobre discordantemente as formações Sambaíba, Mosquito e Corda. O posicionamento litoestratigráfico das formações Grajaú e Codó sugere uma equivalência cronoestratigráfica entre estas unidades. Na região do rio Tocantins, os psamitos Grajaú ocorrem estratigraficamente acima dos pelitos Codó; a NW da cidade de Grajaú, os pelitos Codó são capeados pelos sedimentos arenosos da unidade Grajaú. Na região Presidente Dutra, a formação Grajaú ocorre sobre os pelitos Codó (Lima & Leite, 1978).

As observações acima referidas, coadjuvantes com o fato de haver concordância das formações Codó e Grajaú com a formação Itapecuru, levaram os autores acima referidos, a admitirem contemporaneidade estratigráfica e interdigitação entre estas unidades.

As características litológicas e estruturais associadas às relações estratigráficas, sugerem ambiente de deposição flúvio-deltaico, cuja sedimentação foi sincrônica com os depósitos transgressivos da unidade Codó.

Considerando-se que esta unidade é afossilífera, sua equivalência cronoestratigráfica com a formação Codó, leva a admitir idade do Cretáceo Inferior.

Formação Muribeca (Km)

O nome Muribeca foi introduzido por Bender (1957) para designar os sedimentos aflorantes próximo à cidade homônima, SE.

No estudo da bacia de Sergipe-Alagoas, correlações errôneas induziram ao equívoco de também incluir na denominação "formação Muribeca" os evaporitos e rochas associadas perfuradas, inicialmente na área de Cotinguiba, SE. A partir daí, então, "Muribeca" passou a designar, em subsuperfície, uma unidade diversa daquela que Bender (1957) havia definido em superfície.

Schaller (1969) propôs que o termo formação Muribeca fosse reservado para nomear a unidade de subsuperfície, caracterizada por sua produção de hidrocarbonetos, como também, por ser de uso generalizado e consagrado em vários trabalhos sobre a bacia.

A formação Muribeca é constituída de intercalações de folhelhos betuminosos, calcários laminados, evaporitos, arenitos e conglomerados. Esta unidade está dividida em cinco membros: Maceió, Tabuleiro dos Martins, Carmópolis, Ibura e Oiterinhos.

— Membro Maceió — constituído de intercalações de arenitos, folhelhos betuminosos e espessos depósitos de evapori-

tos, informalmente designados evaporitos "Papuera", constituídos de halita, intercalados em sedimentos terrígenos.

— Membro Tabuleiro dos Martins — composto de folhelhos betuminosos com intercalações de calcário laminado. Este membro grada para o membro Maceió, sotoposto e para o membro Carmópolis sobreposto.

— Membro Carmópolis — constituído de clásticos grosseiros, conglomerados e arenitos com algumas intercalações de calcário e folhelho. Esta unidade representa o principal "reservatório de hidrocarbonetos". Este intervalo está presente em toda a área de ocorrência da formação Muribeca, exceto em pequenos altos contemporâneos à sua deposição.

O membro Carmópolis está dividido em três partes: basal, médio e superior.

A basal consiste de conglomerados policompostos, depositados em paleovales e nas depressões ainda imersas, enquanto parte da área era submetida à erosão. A colmatagem dessas áreas baixas pelos conglomerados, peneplanizou a bacia, formando uma superfície ligeiramente ondulada onde depositaram-se por processos fluviais a seqüência média, constituída por arenitos finos e grosseiros com intercalações de conglomerados e folhelhos. Na bacia de Alagoas, somente a parte conglomerática é conhecida. A parte superior é constituída de arenitos finos e folhelhos, tidos como depositados por processos fluviais. Possui também, algumas intercalações de calcários coquinóides que poderiam ter sido depositados em ambiente transicional entre continental e marinho.

— Membro Ibura — constituído essencialmente de evaporitos, denominado "evaporitos Ibura".

A transgressão marinha que se segue à deposição dos sedimentos do membro Maceió, foi provavelmente de caráter regional na bacia de Sergipe, cobrindo inteiramente as áreas anteriormente emersas e peneplanizadas pela "discordância pré-Aptiana". As condições climáticas, anteriormente estabelecidas, permitiram a precipitação de rochas evaporíticas. Subsídência diferencial localizada, em geral relacionada a rejuvenescimento parcial de baixos preexistentes (baixo de Japarutuba, Santa Rosa de Lima e Mosqueiro), formou uma série de sub-bacias, margeadas por plataformas mais rasas e estáveis. Para o interior, já nas proximidades do embasamento formaram-se as sub-bacias de Taquari-Vassouras e Santa Rosa de Lima.

A seção basal deste membro consiste principalmente de halita, e nas plataformas marginais de calcários e delgadas lâminas de anidrita. São freqüentes, próximo às margens da bacia níveis de folhelho betuminoso. A seção média caracteriza-se por sais de potássio e magnésio. A seção superior é representada por espessos pacotes de halita e delgadas lâminas de silvinita.

— Membro Oiterinhos — constituído essencialmente de folhelhos e siltitos com algumas intercalações de anidrita.

No estado de Sergipe e norte de Alagoas, a formação Muribeca assenta-se discordantemente sobre estratos mais antigos do subgrupo Coruripe e do embasamento. Na região central de Alagoas assenta-se concordantemente sobre os folhelhos da formação Ponta Verde.

A formação Muribeca é de idade Cretáceo Inferior (Aptiano), ou seja, andar Alagoas. Segundo Szatmari et alii (1974) esta unidade foi depositada inicialmente por processos fluviais (membro Carmópolis) e posteriormente numa planície costeira, já com início de restrição (base do membro Ibura) passando para lagunar fechado, lagunar semifechado, planície costeira e culminando com lagunar aberto no membro Oiterinhos.

Formação Marizal (Kmz)

Designada por Brazil (1948), sua formalização só foi proposta por Viana et alii (1971), na bacia do Recôncavo-Tucano. O termo foi utilizado por Braun (1966), para descrever a seqüência cretácea ocorrente na bacia de Mirandiba (denominação estendida à serra do Tonã, Bahia, e, também, à parte do Cretáceo Superior de Jatobá, Pernambuco).

Em discordância com a formação Aliança, subjacente, os sedimentos da formação Marizal são compostos por arenitos grosseiros, heterogênicos e de tonalidade alaranjada ou avermelhada, por leitos de siltitos e, localmente, por folhelhos acinzentados, castanhos e amarelados. Na base da formação ocorrem, ainda, um arenito arcoseano e conglomerados.

As estruturas sedimentares presentes nos arenitos são estratificação cruzadas torrenciais, podendo ter eles também uma estruturação maciça. Apresenta-se, ainda, na formação, uma fácies de solifluxão (torrente de lama) contendo metacões de rochas arqueanas e da formação Tacaratu.

A formação Marizal mostra excelente afloramento no quilômetro 560 da estrada de ferro, no município de Mirandiba, Pernambuco, onde, além do seu nível de folhelhos e siltitos, podem ser vistos detalhes do depósito de torrente de lama (*mud flow*).

Segundo Braun (1966), a formação Marizal tem mais caráter de depósito de piemonte. No fim do Neocomiano a região achava-se elevada em franca degradação. A erosão rápida, devida aos fortes gradientes, propiciava a deposição, no final do processo de degradação, dos sedimentos continentais da formação.

Folhas e folíolos fósseis encontrados na formação Marizal, na bacia de Mirandiba, permitiram uma análise paleontológica, que posicionou sua seqüência sedimentar no Cretáceo Inferior.

Brazil (1948) denominou de formação Marizal, a seção sedimentar por ele mapeada na serra de Marizal. O mesmo autor definiu outra seção, semelhante à primeira, próximo a cidade de Cícero Dantas, a qual atribuiu uma idade terciária e nomeou de formação Cícero Dantas. Posteriormente, estas duas unidades foram reunidas em uma única seção sedimentar, chamada de formação Marizal (Viana et alii, 1971).

Ela aflora em uma extensa faixa de direção norte-sul, com mais de 300 km de comprimento, por aproximadamente 70 km de largura, na porção basinal de Tucano. Na porção basinal de Jatobá, encontra-se exposta em uma faixa contínua, em seu bordo norte, e em áreas restritas no seu centro. A espessura média da formação está em torno de 150 m, podendo atingir 300 m no centro da porção basinal de Tucano. Seu contato inferior se faz por discordância angular com a formação São Sebastião e o superior, com os sedimentos Barreiras, é também discordante. É constituída predominantemente de arenitos e conglomerados, ocorrendo, ainda, siltitos folhelhos e calcários. Os arenitos são variegados, de colorações cinza-esbranquiçada e amarelo-avermelhada, finos e grosseiros, mal selecionados, quartzosos, argilosos, caulínicos e raramente ferruginosos, com estratificações cruzadas freqüentes. Seus conglomerados são policompostos, cinza-esbranquiçados, constituídos de matacões e seixos de arenitos vermelhos levemente metamorfizados, de calcários, quartzo e sílex em matriz arenosa. Os folhelhos são cinza-róseos e amarelados, silticos, pouco calcíferos, apresentando, por vezes finas lâminas de gipsita e barita. Os siltitos são róseos e amarelo-avermelhados, micáceos, argilosos e raramente ferruginosos e calcíferos. Os raros calcários são de cor cinza a cinza-amarelada finamente cristalizados e às vezes argilosos.

Segundo Braun (1966), a formação tem mais caráter de depósito de piemonte. Baseado em seus palinórfos, a sua idade é do Cretáceo Inferior, mais especificamente do Aptiano. Correlaciona-se com o membro Carmópolis da formação Muri-beca, da bacia Sergipe-Alagoas.

Na bacia do Recôncavo, aflora nos arredores de Camaçari e Alagoinhas. A sua espessura média está em torno de 50 m. Seu contato inferior se faz por discordância angular com a formação São Sebastião e o superior, com os sedimentos Barreiras, é também discordante. É constituída predominantemente de arenitos e conglomerados, ocorrendo, ainda, siltito, folhelhos e calcários. Os arenitos são variegados, de colorações cinza-esbranquiçada e amarelo-avermelhada, finos a grosseiros, mal selecionados, quartzosos, argilosos, caulínicos, raramente ferruginosos e com estratificações cruzadas fre-

qüentes. Seus conglomerados são policompostos, cinza-esbranquiçados, constituídos de matacões e seixos de arenitos vermelhos, levemente metamorfizados, de calcários, quartzo e sílex, em matriz arenosa. Os folhelhos são cinza-róseos e amarelados, silticos, pouco calcíferos, apresentando, por vezes, finas lâminas de gipsita e barita. Os siltitos são róseos e amarelo-avermelhados, micáceos, argilosos e raramente ferruginosos e calcíferos. Os raros calcários são de cor cinza-amarelada, finamente cristalizados, às vezes argilosos.

Formação Santana (Ksa)

Esta denominação foi utilizada por Small, em 1914 (in Cruz & França, 1971) para designar os calcários e argilas de seção média da sua "série Araripe". Braun (1964) sugere uma correlação entre os seus sedimentos e os da formação Riachuelo, de Sergipe.

A fácies carbonatada da formação Santana constitui-se essencialmente de calcários com intercalações de folhelhos, siltito mais ou menos calcífero, marga e calcarenito. O calcário é quase sempre laminado, micrítico, geralmente de cor creme, e, por vezes cinza ou marrom ferrugem. O folhelho, que ocorre intercalado, é geralmente cinza, fossilífero, calcífero e de fraca consistência. As intercalações de siltitos são também cinzas, friáveis, mais ou menos calcíferas e laminadas, com palhetas milimétricas de moscovita e com massas piritosas. Já os níveis de margas e arenitos são cinza-claros, creme e esverdeados e encontram-se algo decompostos.

A fácies argilo-siltica e evaporítica da formação Santana inicia-se com uma camada de gipsita, capeada por uma seqüência de folhelhos, margas e siltitos. A gipsita é esbranquiçada, com tons acinzentados e esverdeados, apresentando-se sob forma de agregados de cristais de gipsita bem desenvolvidos, sendo comum a presença de veios anastomosados de gipsita fibrosa branca. Os folhelhos podem ser cinza ou avermelhados, em parte calcíferos e fossilíferos. Os siltitos, da mesma cor dos folhelhos, são friáveis e calcíferos. As margas, geralmente em níveis descontínuos e de concreções, são de cores creme e cinza-esverdeadas, ora consistentes, ora semidecompostas. Por vezes, esta seção inclui um arenito esbranquiçado a amarelado, fino a grosseiro, friável, raramente calcífero. Imediatamente acima deste pacote, ocorre um horizonte intercalado com calcarenito com ictiólitos em concreções. Por sobre esta camada, observa-se ainda, uma seqüência de folhelhos e siltitos.

A formação Santana é de um modo geral laminada, podendo ocorrer, localmente, suaves ondulações e estruturas de colapso, geodos de calcita recristalizadas, zonas de turbação e juntas paralelas e verticais.

A fácies carbonatada da formação aflora na parte norte da chapada do Araripe, nos municípios de Santana do Cariri, Nova Olinda, Crato, Barbalha, Missão Velha, Abaiara e Porteiras, sendo sua espessura máxima de 75 m localizada entre as cidades de Crato e Missão Velha. A fácies argilo-siltica e evaporítica é a que tem maior faixa aflorante, estendendo-se na meia encosta em torno da chapada do Araripe, nos estados do Ceará, Pernambuco e Piauí. Sua espessura estimada varia de 30 a 90 m. A formação Santana superpõe-se discordantemente à formação Sergi e o seu contato superior com a formação Exu está sempre encoberto pelo solo, ou depósito de talus, oriundo da erosão da escarpa do arenito desta última formação.

O sistema deposicional da formação Santana mostra um complexo de planície de maré, *sabkhas* e lagunas, com indicações de uma seqüência transgressiva, possivelmente por uma elevação do nível eustático do mar. Seu topo é encerrado pelo alargamento das lagunas de maré. Nesta fisiografia haveriam comunicações com drenagens fluviais e conexões marinhas, propiciando a existência da fauna mista de peixes.

As paleofaunas ocorrentes na formação Santana são extremamente diversificadas e permitem situar a sua idade no Ap-

tiano-Albiano, ou no Albiano Inferior. Correlaciona-se com a formação Riachuelo da bacia Sergipe-Alagoas e com a formação Codó da bacia do Parnaíba:

Formação Taipu-Mirim (Ktm)

Anteriormente designado Alagoas, esta formação foi renomeada, evitando-se duplicidade com o andar Alagoas, da divisão cronoestratigráfica das bacias do Recôncavo e Tucano. A denominação adotada foi a formação Taipu-Mirim (Gama Junior, 1974).

Segundo Carvalho (1965), na foz do riacho Itacarezinho e na foz do rio Cururupe, os seus sedimentos repousam diretamente sobre o complexo cristalino. Na foz daquele riacho, o fraturamento bem definido observado nos arenitos expostos, sugerem ter sido esta formação afetada por falhamentos. Na foz do rio Cururupe, os seus sedimentos estão perturbados e cortados por diques de diabásio. Segundo Guimarães (1958), em Cururupe torna-se clara a ação de injeções basálticas sobre os depósitos sapropélicos. A presença destes sedimentos na bacia de Almada pode ser constatada, também, em furo raso. Admite-se que, em subsuperfície, a formação esteja em discordância angular com as mais velhas, do Cretáceo Inferior, subjacentes, assim como também com as formações marinhas, sobrejacentes (Carvalho, 1965). A formação aflora bem restritamente na porção de Almada, expondo-se com bastante frequência na porção de Camamu.

A unidade é composta por arenito róseo, amarronzado, grosseiro a conglomerático grãos angulosos e subangulosos, muito feldspático, boa percentagem de vazios, regularmente duro, mostrando seixos de calcário cinza. Intercalada com o arenito, ocorre uma camada de argila verde, mal estratificada, arenosa, micácea e mole. Na foz do rio Cururupe, apresentam-se folhelhos cinza-escuros a pretos, bem laminados, silticos, bastante micáceos, betuminosos, parcialmente calcíferos, algo piritosos, com muita matéria orgânica, interestratificados tanto com finas camadas de calcário cinza-escuro, microcristalino, duro, como com siltitos cinza e pretos, finamente estratificados, calcíferos, muito micáceos e com bastante matéria orgânica. Associado a estes sedimentos, ocorre um arenito do mesmo aspecto que o descrito no riacho Itacarezinho.

Nos poços VBS-1-BA e TM-1-BA (baía de Camamu-Maraú) atravessou-se, respectivamente, 83 a 68 m de sedimentos Taipu-Mirim. Em sondagens realizadas na desembocadura do rio Cururupe, foram constatadas espessuras de ordem de 70, 100 e 195 m.

Segundo Carvalho (1965), polens, ostracodes e restos de peixes dos sedimentos da formação indicam deposição em águas doces a salobras, com base no ambiente determinado para a formação, na bacia Sergipe-Alagoas. A presença de folhelhos escuros, laminados é com abundante matéria orgânica, sugere ambiente deposicional restrito, com águas rasas e calmas, sob condições redutoras. Finos níveis de calcário intercalados, evidenciam períodos estáveis de intensa evaporação. Os arenitos arcoseanos, conglomeráticos, podem indicar certo soerguimento das áreas-fonte, possibilitando o transporte destes clásticos mais grosseiros, por correntes de maior competência. A abundância de feldspatos bem preservados nestes arenitos, indica rápida deposição e subsidência.

A idade Aptiano-Albiano para a formação foi determinada através de palinologia (pólen, zona II) e da presença de ostracodes "207".

Província magmática do Cabo de Santo Agostinho (Kac, Kyc)

A província magmática do Cabo de Santo Agostinho, próximo à cidade de Recife, teve sua atividade datada em 114-90 Ma (Vandoros & Valarelli, 1976). Apresenta uma grande diversidade de tipos de rochas, compreendendo basaltos, andesitos, riólitos, ignimbritos, granitos pórfiros e riebeckita-granitos.

Segundo estes autores essa província magmática representa um produto de diferenciação, em etapas, de magma olivina-basáltico calcioalcalino.

Granito do Cabo de Santo Agostinho — Associado com riólitos, traquitos, andesina-basaltos, situa-se a 30 km ao sul de Recife, onde ocupa uma área de 5 km² formando um promontório. Seu limite oeste se dá com aluviões recentes e sedimentos da formação Barreiras. A periferia deste stock é encoberta por esses sedimentos e pelo mar. A massa global é de natureza alcalina, havendo subordinadamente granito pórfiro e diorito. Diques subverticais de quarto-pórfiros cortam o corpo da direção E-W. Mineralogicamente este granito é composto de quartzo, feldspato alcalino, riebeckita, zircão, opacos e fluorita. A estrutura mais característica do granito é a miarolítica, onde os micromiarólitos estão formados por quartzo idiomórfico e feldspato além de apresentar preenchimento secundário de carbonato ferruginoso. Consta-se íntima associação do granito com extrusivas do tipo basalto e riólitos de idade K-Ar de 97 Ma, pouco mais velha do que os granitos de idade de 90 Ma. A associação do granito com as vulcânicas e a proximidade das idades, sugerem que este corpo plutônico tenha tido origem a partir da diferenciação ígnea.

Formação Algodões (Kal)

Esta formação foi nomeada anteriormente de "série Algodões", substituindo o termo série Camamu. A sua caracterização como formação coube a Campos (1902).

Ela aflora em um pequeno setor da porção basinal de Camamu, a norte de Maraú e na parte sul da ilha de Tinharé, a leste de Taperoá. A sua espessura oscila entre 42 e 75 m. Seu contato com a formação Taipu-Mirim é provavelmente discordante, estando ela, por vezes, assentada sobre o embasamento cristalino. Seu contato superior é discordante. Ela é composta por calcário dolomítico basal, creme a cinza-claro, denso, maciço e fossilífero, passando superiormente a calcários argilosos, bem estratificados e fossilíferos e, finalmente, a folhelhos calcíferos cinza-escuros e azulados.

Seu ambiente de sedimentação é tipicamente marinho e os seus fósseis situam a sua idade no Albiano.

Grupo Apodi (Kap)

Oliveira & Leonardos (1943) denominaram de grupo Apodi ao pacote de sedimentos constituído de arenitos e calcários aflorantes na bacia costeira do Rio Grande do Norte.

Kreidler & Andery (1949) subdividem o grupo em duas unidades: "calcário Jandaíra" (seção superior) e o "arenito Açú" (seção inferior), terminologias estas mantidas por Kegel (1957) e Buerlen (1967).

Sampaio & Schaller (1968) propuseram as denominações formação Açú e formação Jandaíra para designar as unidades acima relacionadas.

Formação Açú — Esta formação foi inicialmente subdividida por Kegel (1957) e Buerlen (1967), em três membros. Rebouças et alii (1967) consideraram apenas dois membros, o que foi posteriormente retificado por Sampaio & Schaller (1968).

A formação Açú caracteriza-se tanto em superfície como em subsuperfície por uma fácies clástica, em geral avermelhada. O membro inferior da unidade é constituído de conglomerados finos, cor avermelhada, com seixos de quartzo e matriz arenosa, gradando para arenito arcoseano, mal selecionado.

Em direção ao topo, ocorrem intercalações de arenitos finos e silticos, vermelhos e verdes, argilosos, micáceos e caulínicos.

O membro superior compõe-se de argilas vermelhas e esverdeadas, silticas e arenosas na porção mais superior, associadas a nódulos e bancos de calcário. Ocorrem intercalações de arenitos calcíferos tornando-se frequentes nas margens da bacia. Localmente, existem ocorrências de gipsita (Governador Rosado, RN).

Dados de subsuperfície, revelam uma espessura superior a 500 m para a unidade (poços G-1-RN e M-1-RN).

A formação Açú repousa discordantemente sobre o embasamento. O contato superior é regularmente transicional, porém, localmente ocorrem contatos abruptos (Afonso Bezerra, RN). Na parte central da bacia esses sedimentos repousam sobre os folhelhos de formação Gangorra.

Sampaio & Schaller (1968), baseando-se na identificação específica de um *Triorites* que ocorre em sedimentos albonomanianos do Senegal, inferiram esta idade para os sedimentos da formação Açú. De acordo com estes autores, a ausência de representantes faunísticos nos sedimentos continentais desta formação, é atribuída a uma rápida deposição e/ou elevada percentagem de areias, que favorecem a circulação de água, com a subsequente dissolução das carapaças.

Formação Jandaíra — A formação Jandaíra (Sampaio & Schaller, 1968), era conhecida por "calcário Jandaíra" (Kreidler & Andery, 1949).

Esta unidade caracteriza-se tanto em superfície, como em subsuperfície, pela predominância de carbonatos marinhos.

Na parte central da bacia ocorre uma fácies dolomítica, representada por dolomitos creme-acastanhados, microcristalinos a recristalizados, com intercalações de coquina e arenitos calcíferos, gradacionais e calcários clásticos e dolomíticos. Ocasionalmente ocorrem intercalações de anidrita.

Para oeste, a formação Jandaíra consiste de calcários creme-claros a esbranquiçados e calcários microcristalinos, localmente nodulosos, coquinoidais, com bancos fossilíferos. Intercalados, ocorrem horizontes arenosos com estratificação cruzada. Localmente o calcário torna-se margoso com intercalações de folhelho preto e carbonoso.

Para leste a seção é composta de arenitos argilosos, cinzentos e calcíferos com abundantes fragmentos de moluscos.

Em subsuperfície, a espessura da formação varia de 250 a 300 m.

O contato inferior da formação Jandaíra com os sedimentos Açú é gradacional enquanto o contato superior com os sedimentos terciários é discordante.

A fauna, representada predominantemente por ostracodes e foraminíferos, sugere ambiente de deposição marinho, de águas rasas e agitadas em zonas neríticas.

A presença de *Siphogenerinoides cf. S. dentata* Chenouard et alii e *Brachycythere sapucariensis* Kroemmelbein, permite atribuir idade Turoniana-Santoniana para a formação Jandaíra (Sampaio & Schaller, 1968), correlacionando-a com os sedimentos da formação Cotinguiba na bacia de Sergipe-Alagoas.

Formação Exu (Kex)

Small (1913) chama os sedimentos da formação Exu de Arenito Superior. Em trabalhos subsequentes eles recebem outras denominações, tais como formação Araripe (Moraes, 1962) e formação Feira Nova (Anjos, 1962). No entanto, foi Beurlen (1962) quem primeiro utilizou o nome Exu, para a formação que encerra a seqüência sedimentar da bacia do Araripe e que já é consagrado pelos estratígrafos brasileiros.

A formação compreende um arenito amarelado a avermelhado, médio a grosseiro, por vezes conglomerático, com seixos arredondados e centimétricos de quartzo. Normalmente ele é friável, poroso e permeável, exceto quando localmente está silicificado. Em certas regiões apresenta manchas e níveis caulínicos impuros.

As estruturas sedimentares predominantes são estratificações plano-paralelas e cruzada fluvial (ou torrencial). Os arenitos são horizontais a subhorizontais.

Seu contato inferior é feito com várias unidades, de acordo com o local. No norte da chapada do Araripe, ele repousa sobre a fácies argilo-siltica e evaporítica da formação Santana. No sul e oeste, o arenito está diretamente sobre o embasamento. O arenito Exu capeia toda a seqüência sedimentar da bacia do Araripe. Sua espessura é bem grande e variável,

principalmente quando cobre o embasamento cristalino. Na parte oriental da chapada, atinge 240 a 280 m de espessura; em Ouricuri chega a 180 m; em Simões compreende 160 m.

Segundo Braun (1966), os arenitos da formação Exu (estêreis em microfósseis) depositaram-se em ambiente fluvial típico. Sua idade pode ser colocada, duvidosamente, no Turoniano-Albiano, ou no Albiano.

Formação Itapecuru (Kit)

Campbell, em 1947, foi quem primeiro descreveu esta unidade, denominando-a de formação Serra Negra. Posteriormente, passou a usar o termo Itapecuru, atribuindo-lhe idade cretácea, posicionando-a com discordância local sobre a formação Codó.

Mesner & Wooldridge (1964) consideram a formação Itapecuru como de idade albiana, correlacionando-a com a formação Tutóia da bacia de Barreirinhas. Northfleet & Neves (1967), para região sul da bacia, assim como Barbosa et alii (1966) para o flanco oeste, correlacionam esta unidade com a formação Uruçuaia.

Litologicamente, esta unidade consiste, no flanco oeste e noroeste da bacia, de arenitos avermelhados, médios a grosseiros, com faixas conglomeráticas, muito argilosos, pintalgados de caulim, com estratificação plano-paralela incipiente e cruzada. Ocorrem intercalações de argilitos e siltitos argilosos, de coloração variegada. Seguem arenitos avermelhados e esbranquiçados, finos a médios, caulínicos, com estratificação cruzada de grande porte e estruturas de corte e preenchimento (*cut and fill*). Ocorrem ainda fragmentos angulosos e arredondados de argila. Nas demais regiões os arenitos são geralmente finos, com faixas de arenitos médios. Na região nordeste e norte são freqüentes delgadas zonas de oxidação, registrando breves interrupções na sedimentação e areação dos sedimentos, sem entretanto haver retrabalhamento.

A formação Itapecuru apresenta extensas e contínuas áreas de exposição, notadamente nas regiões centro-oeste, norte e centro-leste. Ocorre ainda em faixas isoladas e restritas do flanco oeste, a W da região da Araguaina e Colinas de Goiás.

Sua espessura aflorante é superior a 200 m, sendo que as menores espessuras foram registradas em área a N e W de Marabá e em áreas restritas a W de Araguaina e Colinas de Goiás, variando de 20 a 60 m. Os perfis de furos estratigráficos indicam espessuras que variam de 270 m (VGst-1-MA), 400 m (PMst-1-MA) a 600 m (PAF-3-MA) (Lima & Leite, 1978).

O contato inferior da unidade com as formações Codó e Grajaú, é concordante, apresentando discordâncias locais. Quando se sobrepõe a formações mais antigas, tem caráter discordante. Na região NW é recoberta discordantemente por material argilo-arenoso, pertencente a depósitos terciário-quaternários.

Na área de São Luis e Alcântara, notadamente próximo ao porto Itaqui, a formação Itapecuru é recoberta por folhelhos e siltitos argilosos vermelhos com lentes de calcário, fossilífero.

Lima & Leite (1978) atribuem deposição continental acentuadamente fluvial, com sugestivas faixas lacustrinas e de planícies de inundação em clima semi-árido, devido ao extensivo caráter oxidante dos sedimentos da formação Itapecuru.

Mesner & Wooldridge (1964) assinalam que os sedimentos vermelhos afossilíferos Itapecuru passam a uma fácies escura, carbonosa, no lado oeste da bacia de Barreirinhas permitindo seu posicionamento como Albiano.

Através de correlação litoestratigráfica da plataforma continental e bacias costeiras adjacentes, foram apresentados por Miura & Barbosa (1972), dentro dos intervalos cronoestratigráficos marinhos por palinologia e linhas de tempo de extensão regional, datada no Albiano e incluída na seqüência genética Barro Duro-Arpoador, caracterizada pela predominância de clásticos derivados de um sistema fluvial (oeste e sul) a deltaico (a leste).

Apesar de não terem sido encontrados registros fossilíferos desta unidade na bacia, os fósseis encontrados na bacia de São Luis, nos calcários de parte superior da seção Itapecuru

curu (formação Alcântara) permitem ampliar sua idade até ao Cenomaniano, levando Lima & Leite (1978) a admitirem idade do Albiano-Cenomaniano para a formação Itepecuru.

Formação Estivas

Esta formação foi inicialmente referida por Moraes (1928).

Posteriormente, Beurlen & Cobra (1960), realizaram estudos paleontológicos sobre esta unidade.

Esta unidade é representada por calcário dolomitizado de ocorrência muito local, restrita ao sul do Recife, localizada a SW da cidade Nossa Senhora do Ó (PE).

Sua idade não é bem definida, devido à ausência de fósseis diagnósticos. Entretanto, Beurlen & Cobra (1960), assinalam o achado fóssil *Neithea sergipensis*, que permite colocar esta formação no Albiano, correlacionando-a com a formação Riachuelo, da bacia de Sergipe-Alagoas.

Asmus (1975), baseando-se na idade anteriormente aceita para as rochas ígneas do Cabo, entre 99 e 85 Ma (Vandoros et alii, 1966), coloca a formação Estivas sob a formação Cabo.

Baseado em novas datações das rochas ígneas do Cabo de Santo Agostinho (114 a 90 Ma; Vandoros & Valarelli, 1976), Ponte & Asmus (1976) colocam os calcários da formação Estivas sobre os conglomerados da formação Cabo.

Grupo Paraíba (Kp)

Deve-se a Oliveira & Leonardos (1943) o nome grupo Paraíba, para designar as formações cretáceas Beberibe e Gramamê e a formação Maria Farinha, atribuída ao Terciário. Estas unidades têm idade e relações estratigráficas bem definidas.

Formação Beberibe — O nome Beberibe foi proposto por Kegel (1955) para designar uma camada fossilífera, intercalada nas areias argilosas aflorantes no vale do rio Beberibe, próximo a Recife; esse autor a inclui na formação Itamaracá, como membro Beberibe. Na conceituação estratigráfica atual, essa formação engloba a fácies continental da antiga formação Itamaracá.

Esta unidade representa uma fácies clástica constituída essencialmente de arenitos e siltitos de cor amarelo-esbranquiçado, localmente carbonáticos.

Com espessura em torno de 300 m, a formação Beberibe é recoberta concordantemente pelos sedimentos carbonáticos da formação Gramame, unidade sobrejacente, e estão bem representados entre Abreu e Lima (PE) e o rio Arataca.

Asmus & Carvalho (1978) sugerem ambiente litorâneo, lagunar e estuarino, com interposições de fácies carbonáticas de plataforma.

Sua fauna principalmente de moluscos permitiu Beurlen (1967), baseado no amonóide *Pseudoschloenbachia*, atribuir-lhe idade Santoniano-Campaniano.

Formação Gramame — A designação Gramame foi proposta por Eusébio de Oliveira, em 1940, referindo-se às ocorrências de calcários margosos no vale do rio homônimo.

Sua fauna foi bem estudada por Maury (1930).

A formação Gramame com 40 m de espessura, compreende calcários de plataforma rasa com fácies de calcarenitos litorâneos e de fosfato na porção inferior. Esta unidade registra o avanço de uma transgressão marinha na bacia de Pernambuco-Paraíba.

A fauna, incluindo amonóides (*Pachydiscus*, *Sphenodiscus* e *Pseudophyllites*) e foraminíferos (principalmente dos gêneros *Globotruncana* e *Fallotia*), levou Beurlen (1967), a atribuir idade do Maestrichtiano, para a unidade.

Grupo Sergipe (Ks)

O nome Sergipe foi usado por Hartt (1870), com sentido cronoestratigráfico, ora na categoria de "série" ora na categoria de "sistema".

Petri (1962) empregou o nome "Sergipe" na categoria de "supergrupo", nele incluindo toda a seção sedimentar da bacia.

Chaves (1963) restringiu o nome à categoria de grupo, para designar apenas a seção marinha da bacia.

Schaller (1969) manteve o conceito da Chaves (1963), dividindo o grupo em três formações: Riachuelo, Cotinguiba e Piaçabuçu.

Formação Riachuelo — Moraes Rego, em 1933, usou o nome Riachuelo na categoria do grupo.

Campbell (1946) redefiniu o nome como "formação Riachuelo" designando a seqüência de folhelhos, siltitos, e carbonatos que afloram nas proximidades de Riachuelo, Maruim, Laranjeiras, Rosário do Catete e Pacatuba, SE.

Bender (1957) desmembrou desta unidade a sua "formação Maruim".

Schaller (1969) definiu como formação Riachuelo a seqüência de carbonatos, folhelhos, siltitos e arenitos sobrepostos à formação Muribeca e sotopostos aos carbonatos da formação Cotinguiba, dividindo-a em 4 membros: Angico, Taquari, Maruim e Aguilhada.

— Membro Angico — constituído principalmente de arenitos finos a grosseiros. Próximo à falha da bacia, é constituído de conglomerado sintectônico. Grada lateralmente, em direção ao centro da bacia para os clásticos finos e calcários do membro Taquari. Representa provavelmente uma fácies de leques aluviais coalescentes. Sua área de ocorrência está restrita a uma faixa de aproximadamente 5 a 10 km de largura ao longo da borda oeste da bacia de Sergipe.

— Membro Taquari — constituído de folhelhos intercalados com siltitos e calcários micríticos. É provável que este membro represente duas fácies depositadas em ambientes distintos: a primeira de plataforma rasa, como fácies mais distal dos sedimentos do membro Angico e a segunda como fácies de talude, posterior à implantação da "barreira" recifal formada pelos calcários do membro Aguilhada.

— Membro Maruim — consiste principalmente de calcário-oolítico-pisolítico de origem algálica e alguns recifes coralinos-algálicos isolados — *patch reefs*.

— Membro Aguilhada — consiste em dolomitos sacaroidais, e calcários não dolomitizados, principalmente. Está sobreposta em geral concordantemente e, localmente, em discordância homogênea aos sedimentos da formação Muribeca.

A formação Riachuelo estende-se desde o flanco sul do horst de Penedo e do alto Muribeca-Japoatã, em direção sul, para além do rio Vasa-Barris, SE. Ocorre ainda no gráben de Pontal de Coruripe, AL. As exposições da unidade distribuem-se apenas em Sergipe, numa faixa de cerca de 20 km de largura, entre a área de Itaporanga, ao sul de Aracaju, até o vale do rio Poxim, ao norte de Pacatuba.

A formação tem espessura relativamente uniforme que oscila em torno de 500 m.

O conteúdo fóssil da unidade (foraminíferos planctônicos e bentônicos, ostracodes, amonóides, gastrópodes e lamelibrânquios) permite atribuir a esta formação uma idade Aptiano Superior-Albiano Superior.

Formação Cotinguiba — Desde Hartt (1870) são conhecidos os nomes Cotinguiba e Sapucari, nas categorias de grupo e formação respectivamente.

Campbell (1946) separou os calcários maciços — "calcários Laranjeiras" dos "calcários estratificados" — "calcários Sapucari".

Bender (1957) definiu a unidade sob o nome de "Sapucari-Laranjeiras".

Schaller (1969) mantém o nome na categoria de formação segundo o conceito de Hartt (1870), indicando como seção-tipo os afloramentos situados ao longo da BR-101, no trecho limitado entre as cidades de Cotinguiba e Pedra Branca, SE.

Litologicamente a unidade caracteriza-se pela marcante predominância de carbonatos maciços ou estratificados e argi-

litos e siltitos cinzas a verde, na base. São individualizados dois membros: Aracaju e Sapucari.

— Membro Aracaju — intercalações de folhelhos e calcários situados na porção basal da formação.

— Membro Sapucari — consiste de carbonatos maciços e estratificados. Localmente argiloso. Subordinadamente, ocorrem brecha e banco de coquina, como também dolomitização.

A formação aflora apenas em Sergipe, cujos afloramentos ocorrem numa faixa de 5 a 10 km de largura, desde Japaratuba, ao norte, até o rio Real, ao sul. Em poço sua extensão é conhecida desde o flanco sudeste do horst de Penedo até a foz do rio Real, com tendência a desaparecer ao longo da costa.

Com espessura média de 200 m, esta unidade assenta-se discordantemente sobre a formação Riachuelo.

Após a deposição da formação Riachuelo a bacia sofreu um basculamento contínuo para leste, estabelecendo definitivamente condições de oceano aberto, caracterizada principalmente pela deposição de calcários micríticos da formação Cotinguiba, típicos de plataforma.

Sua fauna de ostracodes, foraminíferos, amonóides, moluscos, equinóides e pólen, confirmam idade que vai do Turoniano ao Santoniano.

Formação Piaçabuçu — O nome Piaçabuçu foi sugerido por Ruedli (1963) para designar uma "seqüência de perfil elétrico", abrangendo as "formações" Calumbi e Terciário Inferior, do Estudo da Bacia.

Schaller (1969) propôs o nome formação Piaçabuçu para nomear a seqüência de folhelhos cinza e esverdeados, clásticos, piritosos, médios a grosseiros, calcários e dolomitos, que ocorrem sobrepostos à seção de carbonato da formação Cotinguiba. Compreende dois membros: Calumbi e Marituba.

O nome Calumbi foi inicialmente usado por Duarte (1936) e redefinido por Bender (1957) na categoria de formação. Schaller (1969) formalizou o nome na categoria de membro.

O nome Marituba, foi proposto por Schaller (1969) para designar os sedimentos Terciário Inferior de Ruedli (1963).

Como seção tipo da formação Piaçabuçu (Schaller, 1969), foi escolhido o intervalo de 90-1651 m do poço RSF-6-AL, perfurado nas proximidades da foz do rio São Francisco, AL.

Litologicamente, a unidade consiste de: membro Calumbi — argilitos e folhelhos com intercalações de arenito.

Membro Marituba — arenitos médios a conglomeráticos.

A formação Piaçabuçu apresenta-se numa faixa de 10 a 20 km de largura, a partir da praia, ao longo de toda a bacia Sergipe-Alagoas; essa faixa de ocorrência é mais larga na parte sergipana da bacia e mais estreita e descontínua na parte alagoana.

Com espessura máxima observada de 2 177 m atravessada no poço AB-1R-SE (Areia Branca), SE, esta unidade assenta discordantemente sobre os calcários da formação Cotinguiba.

Estabelecidas as condições de oceano aberto na bacia, tem-se inicialmente a deposição de calcários micríticos da formação Cotinguiba, típicos de plataforma, e a seguir, encerra-se a deposição com os sedimentos terrígenos da formação Piaçabuçu.

Os foraminíferos planctônicos e bentônicos como também os esporomorfos atestam idade que vai do Campaniano ao pós-Mioceno, para a formação Piaçabuçu.

Formação Urucutuca (Ku)

Esta formação foi mapeada e descrita por Carvalho (1965), na porção basinal de Almada, tendo em vista a extensa área de ocorrência dos seus sedimentos, suas características litológicas e idade determinável.

Segundo Carvalho (1965), a presença desta formação na porção basinal de Almada constitui o único vestígio de transgressão marinha nesta bacia. A atitude horizontal e subhorizontal das suas camadas sugere não ter sido ela afetada por tectonismo. Seus sedimentos jazem sobre as formações do Cretáceo Inferior, em discordância angular. Sua litologia mos-

tra folhelhos cinza-escuros, parcialmente carbonosos, micáceos, piritosos, espessos, ricos em foraminíferos, interestratificados com siltito cinza-escuro, argiloso, micáceo, piritoso. Apresenta, ainda, calcário cinza, arenoso, em lentes delgadas, muito fossilífero (foraminíferos), arenitos amarelados, finos a médios, delgados, muito argilosos, micáceos, friáveis e conglomerados lenticulares. Estes conglomerados são semelhantes ao ocorrente na porção superior da formação. São polimictos, de granulação média a grosseira, mal consolidados com seixos e blocos do complexo cristalino (gnaisse), subarredondados. Os seus seixos são, ainda, de quartzo, quartzito, arenito e *chert*. Mostram, também, palhetas e blocos pequenos de folhelhos cinza, marrom e esverdeado, esparsos blocos de brecha calcária cimentada por barita e blocos e seixos de calcário microcristalino. Todos estes componentes são englobados por uma matriz argilosa, algo arenosa, cinza, creme, arcoseana. No topo da formação Urucutuca, ocorrem, ainda, folhelhos cinza a violáceos, micáceos e duros.

Os níveis de folhelhos da formação são todos bem laminados (Carvalho, 1965).

A formação aflora em parte do bordo nordeste e na parte sul da porção de Almada. Na zona litorânea, ao longo da costa, ela está presente em subsuperfície (Carvalho, 1965). No seu afloramento da vila Urucutuca, sua espessura é de 40 m. No furo raso F-4, na margem do rio Almada, o valor atinge 130 m.

Segundo Carvalho (1965), seus fósseis são de ambiente tipicamente marinho, em condições de mar aberto. Seus foraminíferos, e seus aspectos litológicos são sugestivos de condições redutoras, em ambiente nerítico, confinado a plataforma continental. A predominância de sedimentos finos carbonosos na porção inferior da formação, aliada à ausência de grosseiros, sugerem rápida transgressão marinha. Sugerem, ainda, um mar calmo e duradouro. Os conglomerados de sua porção superior, com intercalações de folhelhos e siltitos violáceos, indicam ambiente litorâneos, durante fase regressiva do mar.

A idade da formação Urucutuca é do Cretáceo Superior, do Campaniano-Maestrichiano, baseando-se em seus polens e, principalmente, em seus foraminíferos.

TERCIÁRIO

Macau, Açú e Boa Vista (TT β m)

São derrames basálticos de idade eoterciária (Oligoceno a Mioceno) que ocorrem a sul de Macau e a leste de Açú, no Rio Grande do Norte e em Boa Vista, na Paraíba.

A ocorrência de derrames de basalto na parte emersa da bacia Potiguar foi primeiro relatada por Kegel (1957). Mayer (1974) propôs formalmente designar estas extrusivas do Rio Grande do Norte sob o nome de formação Macau.

Formação Maria Farinha (TTm)

Como resultado do ciclo transgressivo-regressivo que afetou a costa nordestina no final do Cretáceo e início do Terciário, depositaram-se os sedimentos que constituem a seqüência Beberibe-Gramame-Maria Farinha, da bacia de Pernambuco-Paraíba, representando a formação Maria Farinha os depósitos da fase regressiva.

Estes calcários fossilíferos afloram em estreita faixa da costa pernambucana, entre Recife e o vale do rio Goiana, e alcançam maior expressão espacial na ilha de Itamaracá.

Os calcários da costa pernambucana foram estudados por Rathbun (1875) que os designou de camadas Maria Farinha, camadas São José, camadas Nova Cruz e camadas Itamaracá, referindo-as ao Cretáceo. Oliveira & Leonardos (1940) empregou a combinação formação Maria Farinha para caracterizar estas camadas.

A formação Maria Farinha é composta por uma seqüência de calcários quase puros e calcários argilosos e dolomíticos, dispostos em bancos com espessuras variando de centímetros

a poucos metros. A espessura total da formação é de cerca de 30 m podendo alcançar valores maiores em direção à plataforma continental. De acordo com Mabesoone (1967), a formação Maria Farinha é constituída de quatro tipos de sedimentos: a partir da base ocorrem calcários litográficos a sublitográficos, seguidos de calcários detríticos finos e puros, biomicritos, e por calcários detríticos, pelmicritos, e, no topo, calcários detríticos argilosos.

A formação Maria Farinha repousa concordantemente sobre a formação Gramame podendo, também, interdigitar-se com a formação Beberibe. Todas estas formações podem ser capeadas pelos depósitos terciários do grupo Barreiras.

A idade da formação Maria Farinha, de acordo com o seu conteúdo fóssilífero é, segundo Davies (1934), paleocênica.

Fósseis: Os calcários da formação Maria Farinha são muito fóssilíferos, sendo que nos tipos muito recristalizados, os fósseis, às vezes, desaparecem. A fauna caracteriza-se pela abundância dos Nautilidae (*Hercoglossa*, *Cimonia*, etc.), lamelibrânquios (*Venericardia*, *Crassatellites*, *Nucula*, *Cucullaea*, etc.), gastrópodes (*Turritellidae*, *Campanile*, Naticidae, Scalidae, Cypraeidae, Strombidae, etc.), equinóides (*Linthia*, etc.), crustáceos (*Callianassa*, Raninidae, Xanthidae, Ocypodidae, etc.), briozoários, etc. Entre os foraminíferos é importante, principalmente, a representação do gênero *Globigerina*.

Fonólito de Mecejana (TTλm)

Segundo Braga et alii (1977), a primeira referência a uma rocha alcalina no Ceará provém de Almeida (1958), que se refere ao morro Cararu, localizado na foz do rio Pacoti, 6 km a nordeste de Mecejana.

Vandoros & Oliveira (1968) descrevem o corpo alcalino de Mecejana como de forma desconhecida, visto que "... os contatos estão cobertos por sedimentos recentes do grupo Barreiras". Definiram-no como constituído por um fonólito de idade oligocênica ($28,6 \pm 9$ Ma), apresentando similitudes químicas e petrográficas com os fonólitos de Fernando de Noronha.

Os trabalhos de campo revelaram a presença de vários *necks* e inúmeros diques de rocha alcalina, evidenciando a existência de um vulcanismo alcalino continental na região. Os *necks* apresentam-se topograficamente como serrotes circulares a elipsóides, recebendo denominações locais de serrote Preto, Pão de Açúcar, Salgadinho, Japarara, Ancuri e Cararu, merecendo destaque os serrotes Salgadinho e Pão de Açúcar por exibir forma característica de cones vulcânicos, com presença de diques associados ao corpo central (Braga et alii, 1977).

Os diques de rocha alcalina foram considerados como um segundo tipo de vulcanismo, preenchendo zonas de fraturamento de tensão das rochas encaixantes. Os diques são verticais ou subverticais e os mais espessos são formados por traquitos (Braga et alii, 1977).

Os fonólitos constituem a maior percentagem das rochas alcalinas encontradas na área. Ocorrem, ainda, traquitos, tufos e um único essexito.

Formação Pirabas (TTP)

Descrita por Maury (1925), é caracterizada por calcários creme-claro, moles, fóssilíferos, associados a folhelhos vermelhos a cinza-esverdeado, normalmente lenticulares. Associada aos calcários e folhelhos ocorre comumente areia quartzosa, média a grosseira. Sua espessura máxima, reportada por Pamplona (1969), é de 200 m. Os contatos inferior e superior são discordantes, respectivamente com o Cretáceo e com os sedimentos quaternários (Pamplona, 1969). O ambiente de deposição é marinho, nerítico e litorâneo de águas límpidas, em costa baixa e clima quente. Sua idade é tida como eomiocênica.

Os calcários da bacia de Pirabas foram mencionados pela primeira vez, em 1876, por Pena. No ano seguinte, Derby (1877) correlacionou estes calcários aos das bacias cretáceas da

costa de Pernambuco e de Sergipe e, em 1903, Katzer, após o estudo dos fósseis encontrados na região, considerou-os como pertencentes ao Cretáceo Superior.

No mapa geológico do Brasil, editado em 1919, por J.C. Branner, os sedimentos Pirabas são colocados como pertencentes ao Eoceno.

Em 1924, Maury propôs que estes calcários fossem denominados formação Pirabas e posicionados no Mioceno Inferior.

Petri (1957) propôs denominações faciológicas para os diferentes tipos de ambientes formadores dos sedimentos Pirabas: fácies Castelo (ambiente nerítico); fácies Canecos (ambiente de águas bem rasas); fácies Baunilha Grande (ambiente de mangue). Ackermann (1964), estudando a geologia e fisiografia da região Bragantina, sugeriu a substituição do nome Canecos pelo mais expressivo de fácies Capanema e, em 1969, este mesmo autor (Ackermann, 1969), em face de novos estudos, sugeriu que a formação Pirabas fosse dividida não em fácies, mas em membros denominados Olaria, Capanema e Fortaleza, sugestão esta que não foi aceita pelos autores subsequentes.

A formação Pirabas representa os mais extensos depósitos miocênicos emersos do Brasil e é, essencialmente, de origem marinha. Está sotoposta aos sedimentos do grupo Barreiras e sobreposta, em discordância, a unidades mais antigas.

A fácies Baunilha Grande é constituída por argilas negras, piritosas e folhelhos cinza-esverdeado e se restringe à pequena área do litoral paraense. A fácies Castelo é constituída de calcários maciços, acinzentados, e se estende por grande parte da área litorânea. A fácies Capanema é representada por calcários micríticos, dolomíticos e pelmicríticos e ocupa partes mais interioranas da região Bragantina.

De acordo com os fósseis estudados por Maury a idade desta formação é eomiocênica. A espessura da formação, é segundo os estudos de Ackermann, de 48 m, na jazida de Olaria.

A formação Pirabas, aflora, além do litoral do estado do Pará, em áreas restritas do Maranhão e do Piauí. No Maranhão foram descritos afloramentos em Carutapera, Estandarte, baía de Turiaçu, Cururupu, baía de Cumã, São João de Cortes e na ilha de São Luís todos pertencentes à formação Pirabas. Na região do baixo Parnaíba, no Piauí, a norte e a leste de Buriti dos Lopes, são encontrados afloramentos de calcário que se situam a até 30 km da costa e afloram nos rebordos erosivos dos platôs esculpido nos sedimentos do Barreiras. Mesner & Wooldridge (1964) se referem a calcários miocênicos sobre os depósitos cretáceos da bacia do Barreirinhas.

Tanto no Maranhão como no Piauí os afloramentos da formação Pirabas são de extensão bastante reduzida.

A formação Pirabas é muito rica em fósseis, predominantemente de moluscos, muitos dos quais, são bons fósseis-guia, como: *Orthaulax*, *Crucibulum*, *Echinochama*, *Chione* (*Lirophora*), *Aturia*, etc. Paleontologicamente, a formação Pirabas, encerra um grande número de espécies comuns de outras formações sincrônicas da província Caribéana do hemisfério norte.

Cabuji, Cubati, etc. (TTβc)

As ocorrências de vulcanismo fissural, basáltico, encontradas na região Nordeste, foram inicialmente descritas por Moraes (1924) que, em seu relato, sugeriu uma correlação dessas rochas com as de Fernando de Noronha e dos Abrolhos. Santos (1968) denominou lineamento Cabuji a este fraturamento fissural de direção E-W.

Ferreira & Albuquerque (1969) descreveram estas rochas como compostas de dois tipos principais: os diques de diabásio que preenchem as fendas e os basaltos que ocorrem sob a forma de *neck* ou de *sill*.

Kegel (1965) datou o vulcanismo basáltico como eoterciário, baseado na ocorrência de derrames abaixo dos sedimentos do grupo Barreiras, na bacia costeira do Rio Grande do Norte. Almeida (1969) correlacionou a atividade vulcânica do Nor-

deste com a ocorrida na plataforma Brasileira e desenvolvida durante o Oligoceno e o Mioceno.

Grupo Barreiras (TTb)

A denominação Barreiras com sentido estratigráfico foi empregada pela primeira vez por Moraes Rêgo (1930) que, estudando a região oriental da Amazônia, chamou a atenção para a semelhança entre os sedimentos terciários que constituem os baixos platôs amazônicos e os que formam os tabuleiros da costa norte, nordeste e leste brasileiro. Moraes Rêgo (1930) sugeriu chamar estes sedimentos de série das Barreiras, descrevendo-os como "leitões de argilas de cores variegadas, geralmente vivas, vermelhas, verdes, brancas ou mosqueadas com leitões de areias inconsistentes e concreções ferruginosas, que formam blocos ou massas lenticulares e cuja origem explica-se por uma circulação de águas em condições climáticas severas".

Diversos autores como Hartt, Sopper, Albuquerque, Moraes Rêgo já haviam antes descrito estes sedimentos, denominando-os de "camadas terciárias", "argilas mosqueadas", "arenitos terciários", "camadas dos tabuleiros", etc, referindo-se ao nome Barreiras apenas com conotação morfológica. Nos trabalhos posteriores a 1930, os autores passam a aplicar, indiscriminadamente, os termos série ou formação das Barreiras.

Kegel (1957), trabalhando no Rio Grande do Norte, destacou da base da formação Barreiras, a formação Infrabarreiras, para abranger as camadas predominantemente caulínicas, de poucos metros de espessura, que já haviam, aliás, chamado a atenção de Moraes (1924) ao descrever a série Serra dos Martins. Bigarella & Andrade (1964) verificaram nos arredores de Recife a possibilidade de dividir os sedimentos Barreiras em duas unidades, separadas por uma discordância erosiva, propondo então elevar a formação à categoria de grupo, constituído na parte inferior pelos sedimentos clásticos pouco consolidados, de granulação fina a grosseira, da formação Guararapes e na parte superior, pelos depósitos siltico-argilosos até arenosos, de coloração cinza e mosqueada e depósitos arenosos mal selecionados com linhas de seixos, da formação Riacho Morno.

Campos e Silva (1966) destacou, na região de Natal, duas formações que se sobrepunham aos sedimentos da formação Riacho Morno e se caracterizavam pela falta de estratificação. A mais antiga, composta por uma seqüência de sedimentos mal selecionados e eventualmente com camadas silicificadas, denominada formação Macaíba e a mais recente, composta por areias argilosas alaranjadas, chamada formação Potengi.

Mabesoone et alii (1972) descreveram os sedimentos Barreiras, no Nordeste, como constituídos por uma seqüência afossilífera de coloração variegada, constituída predominantemente de arenitos siltico-argilosos, argilas areno-siltosas e leitões conglomeráticos com preponderância de cores avermelhadas e ocorrências de intercalações caulínicas de cores esbranquiçadas. Os sedimentos são comumente mal selecionados e com nitida predominância das frações areia e argila. Estes autores sugeriram que o grupo Barreiras fosse constituído por três unidades litostratigráficas intercaladas por unidades edafostratigráficas, conforme mostra o quadro abaixo:

- Holoceno — areias brancas
- Pleistoceno — intemperismo Potengi
 - formação Macaíba
- Plioceno — intemperismo Riacho Morno
 - formação Guararapes
- Mioceno — intemperismo laterítico
 - formação Serra dos Martins
- Oligoceno — intemperismo caulínico.

Bigarella (1975), em estudos mais recentes, mostrou a relação dos depósitos cenozóicos com a evolução do relevo regional e preferiu manter o grupo Barreiras composto pelas forma-

ções Guararapes e Riacho Morno. Para este autor, a formação Macaíba seria o equivalente litorâneo da formação Serra dos Martins e portanto mais antiga que o Barreiras. Por outro lado, a formação Potengi foi considerada como um depósito de retrabalhamento eólico dos sedimentos do grupo Barreiras e incluiria todos os depósitos arenosos pleistocênicos.

Devido à grande extensão territorial que ocupa, os sedimentos do grupo Barreiras apresentam variações regionais, de maneira que vários autores descreveram formações que parecem pertencer ao grupo ou significarem unicamente variações faciológicas deste.

No Pará, foram descritas a formação Ipixuna (Francisco et alii, 1971) e as argilas de Belterra (Sombroek, 1966), podendo corresponder esta primeira à porção inferior do grupo Barreiras. No Maranhão, Campbell (1950) fez referências à formação São Luís. No Piauí foram estudadas as formações Jaiós (Plummer et alii, 1948) e Baixa Grande (Mabesoone, 1966), também correlacionáveis à porção inferior do Barreiras. No Ceará, foram mapeadas a formação Camocim (Costa et alii, 1973), na região litorânea, a formação Faceira (Sudene-Asmic, 1967), ocupando o vale do rio Jaguaribe e considerada por Mabesoone et alii (1972) como contemporânea do grupo Barreiras e a formação Moura, de Cruz (1962), na bacia de Iguatu. No Rio Grande do Norte, foram descritas as formações Tibau (Campos e Silva, 1966) e Moçoró (Caldas Lins & Andrade, 1960), também correlacionáveis à parte inferior do grupo Barreiras. Na Paraíba, foi identificada a formação Campos Novos (Holder Neto & Silva, 1973-74), datada como terciária pré-miocênica e ocupando área de planalto. No litoral de Pernambuco, Cobra (1968) descreveu a formação Cabo, de ocorrência muito restrita e no estado de Sergipe, Mabesoone (1966) correlacionou a sua formação Divina Pastora à formação Macaíba. Na Bahia, foi mapeada a formação Capim Grosso (Brito Neves & Feitosa, 1969), constituindo os tabuleiros sublitorâneos e as formações São Sebastião e Camaçari (Taylor, 1948), esta última englobada em estudos posteriores na parte superior do grupo Barreiras.

A formação Barreiras se sobrepõe discordantemente a inúmeras unidades estratigráficas. No litoral paraense repousa sobre os calcários miocênicos da formação Pirabas. Na bacia Amazônica se sobrepõe aos arenitos cretáceos da formação Alter do Chão. Na costa pernambucana capeia os calcários paleocênicos da formação Maria Farinha e nas proximidades da foz do rio São Francisco repousa sobre os sedimentos terrígenos da formação Piaçabuçu.

Os sedimentos do grupo Barreiras compõem um relevo de interflúvios tabulares e colinas semi-arredondadas cortadas geralmente em falésias, frente ao mar.

Baseado nos estudos de Bigarella (1975), a idade do grupo Barreiras é de miocênica superior a pleistocênica, se excluirmos a formação Serra dos Martins.

Sedimentos detríticos e lateritas (TT)

São sedimentos arenosos ou lateríticos que recobrem, indistintamente, todas as unidades estratigráficas regionais. Litologicamente, são sedimentos semiconsolidados ou incoerentes, mal classificados, de matriz areno-argilosa, com seixos de quartzo, caulim e limonita dispersos. A coloração é amarelada ou avermelhada, em decorrência da infiltração de óxidos de ferro. No contato com as rochas sotopostas, o material é mais grosseiro, às vezes conglomerático, com maior concentração de seixos de quartzo.

As coberturas têm espessura variada, podendo atingir até 30 m de espessura, e, morfológicamente, apresentam-se como capeamentos de platô, sendo encontradas nos mais diferentes níveis altimétricos.

As coberturas são correlacionáveis aos sedimentos do grupo Barreiras, podendo representar algumas delas a base do grupo.

As coberturas detríticas capeiam os remanescentes da superfície de aplainamento neogênica e representam, portanto,

um depósito contemporâneo a esse pediplano. Sua idade deve ser, pois, de oligocênica a pliocênica.

Formação Serra do Martins — Os sedimentos que capeiam as chapadas interioranas da Borborema foram chamados por Moraes (1924) de série Serra do Martins. Esta combinação foi depois transformada por Mabeoone (1966) em formação Serra do Martins e os sedimentos foram correlacionados às formações Moçoró, de Caldas Lins & Andrade (1960), Infrabarreiras, de Kegel (1957), e Tibau, de Campos e Silva (1966), passando a ocupar a base do grupo Barreiras.

A formação Serra do Martins é composta de sedimentos essencialmente areno-argilosos, de coloração variegada, com dominância de vermelho e com concreções ferruginosas, às vezes pseudoconglomeráticas. Na porção mais superior das chapadas, a formação caracteriza-se preponderantemente por uma composição arcoseana, com ausência de estratificação, grande variação na textura e presença de níveis argilosos variegados, às vezes, caulínicos. Localmente, verifica-se incipiente laterização e silicificação. Constitui capêamentos de planalto.

A formação Serra do Martins capeia as áreas aplainadas do pediplano superior da região Nordeste.

Tomando-se como base as idéias de Kegel e Campos e Silva de que o pediplano foi encurvadq em forma de abóbada por movimentos epirogenéticos que aconteceram segundo Almeida (1967) no Oligoceno Superior e se estenderam até o Mioceno Inferior, pode-se admitir que o capeamento Serra do Martins seja de idade oligocênica.

Na região noroeste da bacia do Maranhão-Piauí ocorrem coberturas constituídas de argilas e arenitos caulínicos, sotopostos ao grupo Barreiras, em discordância erosional e jazendo sobre as camadas cretáceas da formação Itapecuru. Estes sedimentos foram denominados formação Ipixuna por Francisco et alii (1971) e podem representar a base do grupo, sendo portanto correlacionáveis à formação Infrabarreiras de Kegel (1957). Várias outras formações descritas no Nordeste são também correlacionáveis à formação Infrabarreiras. Plummer (1946) descreveu no Maranhão, nas proximidades do vale do rio Parnaíba, as camadas Nova Iorque, datando-as do Eoceno. No Piauí foram descritas as formações Baixa Grande por Mabeoone (1966) e Jaicós por Plummer et alii (1948), ambas constituídas por depósitos areníticos ricos em seixos e recobrindo os sedimentos paleozóicos e mesozóicos da bacia. Mabeoone (1966) chama a atenção para a existência de coberturas sobre superfícies de diferentes idades, sugerindo que a formação Baixa Grande fosse considerada de idade terciária inferior. Mabeoone acredita que as formações Serra do Martins, Infrabarreiras, Moçoró e Solânea são semelhantes e representam apenas variações litológicas locais.

PLEISTOCENO (QP)

Os depósitos pleistocênicos ocupam áreas reduzidas na região Nordeste do Brasil. Apenas na costa do Maranhão, estes depósitos possuem expressão que permite representá-los na escala de 1:2 500 000. Na região do médio vale do rio Turiaçu foram mapeados sedimentos pleistocênicos, preenchendo a planície entre o rio Turiaçu e o rio Pericumã. Esta sedimentação é de natureza fluvial com forte contribuição de material lacustrino.

Na região costeira, já haviam sido citados os arenitos Turiaçu e os folhelhos Pirapemas; ambos considerados formações por Oliveira & Leonardos (1940) e englobados por estes autores nos sedimentos do grupo Barreiras. Estudos posteriores indicaram ser estas rochas formações praianas quaternárias.

Na região a sul da baía de São Luís, também conhecida como campos de São Marcos, onde o encontro dos rios Pindaré, Grajaú e Mearim forma um largo estuário, Campbell (1950) descreveu a formação Perizes, constituída de argilas cinzentas fracamente consolidadas e que corresponderiam, mor-

fologicamente, a terraços mais antigos, ilhados pela sedimentação fluvial holocênica.

Na costa maranhense, a leste de São Luís, na região conhecida como Lençóis Maranhenses, forma-se uma larga planície constituída de aluviões marinhas do Quaternário antigo e recoberta parcialmente por depósitos eólicos recentes.

No restante da costa nordestina, entre o Piauí e o Rio Grande do Norte e também na Bahia, são encontradas formações dunares antigas, entremeadas ou parcialmente recobertas por formações eólicas recentes. Estas formações pleistocênicas são geralmente descritas como constituídas de areias acastanhadas ou acinzentadas e são de ocorrência bastante restrita.

No Ceará, na depressão periférica da Serra Grande e no sul, próximo aos contrafortes da chapada do Araripe, são encontradas coberturas detriticas sobre interflúvios rebaixados que podem provavelmente serem pleistocênicas. Estas coberturas são bastante representativas na região de Reriutaba. No vale do rio Jaguaribe alguns terraços de cascalheiras possuem características de terraços pleistocênicos.

PLEISTOCENO-Holoceno (QPH)

Os sedimentos aqui englobados constituem áreas onde a sedimentação pleistocênica intercala-se com a holocênica. Estão representados por aluviões fluviais, depósitos marinhos e eólico-marinhos.

As aluviões fluviais são predominantemente areno-argilosas com níveis conglomeráticos. Compõem terraços subatuais de nível mais elevado que os terraços atuais e são encontradas sobretudo na região Amazônica.

Os depósitos marinhos formam praias, restingas e recifes e são compostos por areias quartzosas, inconsolidadas e bem classificadas, de coloração creme-claro a branca, granulação fina a média, grãos arredondados e foscas. Restos de carapaças de animais marinhos são freqüentes. Os recifes são de composição calcarenítica, ricos em fragmentos de animais e algas, ou são constituídos de arenitos ferruginosos de origem continental.

Os recifes formam longas barreiras distribuindo-se desde a costa do Ceará à da Bahia.

Os depósitos eólico-marinhos estão localizados em áreas de intercalação de sedimentação eólica com sedimentação marinha. São encontrados, principalmente, no litoral do Piauí, do Ceará e do Rio Grande do Norte.

HOLOCENO (QH)

Os sedimentos holocênicos são constituídos por aluviões fluviais, depósitos flúvio-marinhos, marinhos, eólicos e eólico-marinhos.

Aluviões fluviais são sedimentos predominantemente arenosos com lentes mais finas de silte e argila, com cascalho variado em lentes no meio do conjunto. São encontradas também áreas de sedimentos siltosos, ricos em frações orgânicas. Constituem os terraços fluviais atuais.

Os depósitos flúvio-marinhos compõem as planícies flúvio-marinhas no gólfão Maranhense. São constituídas de areias, siltes, argilas e vasas. É comum nessas áreas a presença de mangues.

Os depósitos marinhos são compostos por areias bem classificadas, inconsolidadas, de granulação fina a média e contendo restos de animais marinhos. Presença de vasas e mangues. Constituem as praias e restingas atuais.

Os depósitos eólicos são constituídos por areias e formam os campos de dunas atuais dos chamados Lençóis Maranhenses.

Os depósitos eólico-marinhos são constituídos por areias eólicas e marinhas. São encontrados no litoral, entre Parnaíba e Natal.

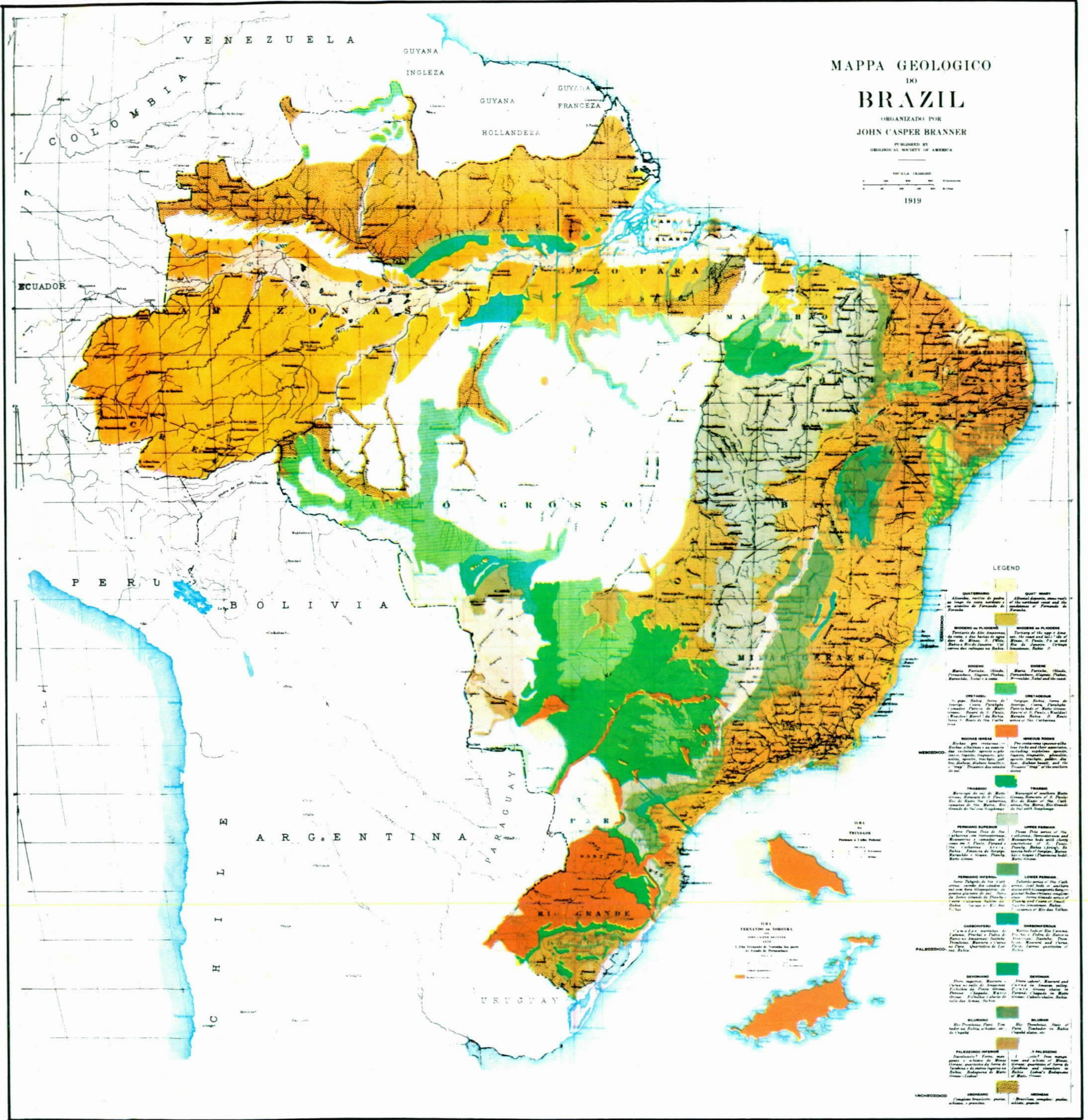
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. de et alii. Esboço estratigráfico do Pré-Cambriano da região do Gurupi, estados do Pará e Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camboriú, 1980. *Anais do ... Florianópolis*, SBG, 1980, v.2, p. 647-58.
- ACKERMANN, F.L. *Geologia e fisiografia da região Bragantina*. Manaus, INPA, 1964. 90p. (Cadernos da Amazônia, 2.)
- ACKERMANN, F.L. *Esboço para a geologia entre a cidade de Belém — rio Gurupi e Atlântico — rio Guamá*. Belém, Imprensa Universitária, 1969. 79p.
- AGRAWAL, V.N. Preliminary note on the deformation sequence in the Serra das Russas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 10, Recife, 1981. *Atas do ... Recife*, Soc. Bras. Geol., 1981, p. 361-364.
- AGUIAR, G.A. Reconhecimento geológico ao longo do Rio Tocantins entre Porto Nacional e Pedro Afonso (Goiás). Belém, Petrobrás, 1961. (Rept. 170.)
- AGUIAR, G.A. *Bacia do Maranhão, geologia e possibilidades de petróleo*. Belém, PETROBRÁS, RENOR, 1969 (Relatório Técnico Interno, 371).
- AGUIAR, G.A. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Anais ... São Paulo*, Sociedade Brasileira de Geologia, 1971, v.3, p. 113-22.
- ALBUQUERQUE, O.R. de. & DEQUECH, V. Contribuição para a geologia do Meio-Norte especialmente Piauí e Maranhão. Brasil. In: CONGRESSO PANAMERICANO DE ENGENHARIA DE MINAS E GEOLOGIA, 2, Petrópolis, 1946. *Anais*, Rio de Janeiro, 1946, v.3, p. 69-109.
- ALLARD, G.O. & TIBANA, P. Extensão pré-cretácea e petrografia da Série Estância, reconstituída pelo estudo dos conglomerados cretáceos do Recôncavo. *B. técnico*. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 9 (1): 17-45, jan./mar., 1966.
- ALMARAZ, J.S.U. & CORDANI, U.G. Delimitação entre as Províncias Geocronológicas Pré-Cambrianas ao longo do Rio Gurupi. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Salvador, 1969. *Resumo das conferências e comunicações*. Salvador, SBG, 1969. (Boletim especial, 1.)
- ALMEIDA, A.C.F. de. *Geologia das Bacias de Jatobá e Tucano Norte*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEXPRO, 1963 (Relatório interno, n. 1873).
- ALMEIDA, F.F.M. de. Geologia e petrologia do arquipélago de Fernando de Noronha. *Monogr. Div. Geol. Mineral. Dep. Nac. Prod. Min.*, Rio de Janeiro, n. 13, 1958. 181p.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Origem e evolução da plataforma brasileira. *B. Div. Geol. Mineral. Dep. Nac. Prod. Min.*, Rio de Janeiro, n. 241, 1967. 36p.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Salvador, 1969. *Anais do ... Salvador*, SBG, 1969, p. 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. de. & BLACK, R. Geological comparison of eastern South America and Western Africa. *Anais Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 40 (supl.): 317-9, 1968.
- ALMEIDA, F.F.M. de et alii. *Granitic rocks of Northeast South America*. Recife, IUGS/UNESCO, 1967. 41p.
- ALMEIDA, F.F.M. de et alii. Radiometric age determinations from Northern Brasil. *B. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, 17 (1): 3-14, 1968.
- ALMEIDA, F.F.M. de et alii. The Precambrian evolution of the South America cratonic margin south of Amazon river. In: NAIRN, A.E.M. & STEHLI, F.G. ed. *The Ocean basins and margins*. New York, Plenum, 1973, v.1, p. 411-46.
- ALMEIDA, F.F.M. de et alii. The upper precambrian of South America. *B. IG. Inst. Geocienc.*, São Paulo, 7: 45-80, 1976.
- ALMEIDA, F.F.M. et alii. Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. *An. Acad. Bras. Cienc.*, Rio de Janeiro, 52: 49-60, 1979.
- ANJOS, N.F.R. dos. Geologia de Ipubi. *B. Instituto de Geologia, Universidade do Recife* (3): 49-51, 1962.
- ASMUS, H.E. Controle estrutural da deposição mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. *R. Bras. Geocienc.*, São Paulo, 5 (3): 160-75, set. 1975.
- ASMUS, H.E. *Diferenças nos estágios iniciais da evolução tectônica da margem continental leste brasileira: possíveis causas e implicações*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES, DEPRO, REMAC, 1977. 36p. (Comunicação Interna REMAC — 007/77).
- ASMUS, H.E. & CARVALHO, J.C. Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do nordeste brasileiro, Sergipe, Alagoas e Pernambuco. In: BRASIL. Projeto Remac. *Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil*. Rio de Janeiro, Petrobrás, 1978, p.1-24. (Projeto Remac, 4).
- ASMUS, H.E. & PONTE, F.C. The Brazilian Marginal Basins. In: NAIRN, A.E.M. & STEHLI, F.G., ed. *The oceans basins and margins*. New York, Plenum, 1972.
- ASMUS, H.E., & PORTO, R. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. *Anais do ... Belém*, SBG, 1972, v.2, p. 67-90.
- BARBOSA, A.J. et alii. *Projeto Cratêus — Geologia; relatório final*. Recife, DNPM/CPRM, 1977. 7v.
- BARBOSA, O. *Geologia das folhas Remanso e Santo-Sé Bahia*. Rio de Janeiro, DNPM/PROSPEC, 1965. 38p.
- BARBOSA, O. et alii. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do projeto Araguaia. *Monogr. Div. Geol. Mineral. Dep. Nac. Prod. Min.*, Rio de Janeiro, n. 19, 1966. 94p.
- BARBOSA, O. et alii. Geologia econômica de parte da região do médio São Francisco, Nordeste do Brasil. *B. Div. Fom. Prod. Min. Dep. Nac. Prod. Min.*, Rio de Janeiro, n. 140, 1970. 97p.
- BARRETO, A. Sumário geológico da região rutilífera de Independência, Ceará. *B. Est. SUDENE*, Recife (2): 45-56, 1967.
- BARRETO, P.M.C.O. Paleozóico da Bacia de Jatobá, Pernambuco. *B. Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 17 (1): 29-45, 1968.
- BENDER, F. *Geology of Sergipe Basin*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, DEPEX, RNPE, DIREX, 1957. (Relatório, 69).
- BEURLEN, H. Sobre a origem singenético-sinsedimentar de alguns corpos mineralizados em chumbo, zinco e fluorita no grupo Bambuí e dispersão geoquímica primária dos elementos mineralizantes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28 Porto Alegre, 1974. *Anais do ... Porto Alegre*, SBG, 1974, v.6, p. 49-60.
- BEURLEN, K. A geologia da Chapada do Araripe. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 34 (3): 365-70, 1962.
- BEURLEN, K. A estrutura geológica do nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967. *Anais do*. Curitiba, SBG, 1967, p. 151-8.
- BEURLEN, K. Bacias cretáceas intra-continentais do Nordeste do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 4, Recife, 1968. *Resumos das Comunicações ... Recife*, Sociedade Brasileira de Geologia, 1968, p. 13-14.
- BEURLEN, K. & COBRA, R.O. Novas localidades fossilíferas no litoral de Pernambuco. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 32 (2): 7, 1960.
- BEURLEN, K. & MABESOOONE, J. M. Bacias cretáceas intra-continentais do nordeste do Brasil. *Notícias Geomorfológicas*, Campinas, 9 (18): 19-34, 1969.
- BEURLEN, K. et alii. Considerações sobre a geologia entre Piancó e Catingueira. PB. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais do*. Recife, SBG, 1978, v.1, p. 58-68.
- BIGARELLA, J.J. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 47 (supl.): 365-393, 1975.
- BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Arq. Inst. Ciências da Terra*, Recife, 2: 2-14, 1964.
- BLANKENMAGEL, R. K. Report on the eastern margin of the Maranhão basin Belém, Petrobrás, 1952. (Rept. 27.)
- BODENLOS, A.J. *Magnesite deposits of central Ceará, Brazil*. Washington, government Printing Office, 1950. 153p.
- BRAGA, A. de P.G. et alii. *Projeto Fortaleza*. Relatório final. Recife, DNPM/CPRM, 1977. 10v.
- BRANNER, J.C. Outline of the geology of Brazil to Accompany the geological map of Brazil. *B. Geological Society of America*, Washington, 30 (2): 189-338, June 1919.
- BRAUN, O.P.G. Notas estratigráficas sobre a Bacia do Araripe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 18, Poços de Caldas, 1964. SBG, 1964.
- BRAUN, O.P.G. Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da região Nordeste do Brasil (Bacias de Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe). *B. Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, n. 236, 1966. 75p.
- BRAUN, O.P.G. *Geologia da Bacia do Rio do Peixe — Nordeste do Brasil*. Rio de Janeiro, PROSPEC/DNPM, 1969. 23p. (Relatório Inédito).
- BRAZIL, J.J. Vale do rio Vaza-Barris. In: BRASIL. Conselho Nacional do Petróleo. *Relatório ... 1947*, Rio de Janeiro, 1948, p. 95-107.
- BRITTO, I.M. & SANTOS, A.S. Contribuição ao conhecimento dos microfósseis silurianos a devonianos da bacia do Maranhão. Parte I — Os Netromorphitae (Leiofusidae). *Notas Preliminares e Estudos. Divisão de Geologia e Mineralogia*, n. 129, 21p. 1965.
- BRITO NEVES, B.B. de. Contribuição ao léxico estratigráfico do Leste do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 4, Recife, 1968. *Atas ... Recife*, Sociedade Brasileira de Geologia — Núcleo Nordeste, 1968.
- BRITO NEVES, B.B. de. Elementos da geologia pré-cambriana do nordeste oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. *Anais do*. Aracaju, SBG, 1973, v.2, p. 105-34.
- BRITO NEVES, B.B. de. *Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino*. São Paulo, Instituto de Geociências da USP, 1975. 198p. (Tese Doutorado).
- BRITO NEVES, B.B. de. *Estudo da geocronologia da faixa costeira pré-cambriana do nordeste*. Recife, CNPq, 1978. 13p.
- BRITO NEVES, B.B. de & FEITOSA, E. Proposição e estudos geológicos da formação Capim Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Salvador, 1969. *Resumos*. Salvador, SBG, 1969, p. 60. (B. especial, 1.)
- BRITO NEVES, B.B. de et alii. Reavaliação dos dados geocronológicos do Pré-Cambriano do nordeste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais do*. Porto Alegre, SBG, 1974, v.6, p. 261-71.
- BRITO NEVES, B.B. de et alii. Contribuição à geocronologia do pré-cambriano cearense. *B. Nucl. Nordeste Soc. Bras. Geol.*, Recife (5): 299-318, 1975. (Simpósio de Geologia do Nordeste, 7, Fortaleza, 1975).
- BRITO NEVES, B.B. de et alii. O sistema de dobramentos Sergipano — análise do conhecimento. *Publicação especial do Núcleo da Bahia da Sociedade Brasileira de Geologia*, Salvador, 3: 369-98, dez. 1978. (Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton de São Francisco e suas faixas marginais — agosto, 1977.)
- BRUNI, M.A.L. et alii. Folha Aracaju (SC.24). In: SCHOBENHAUS FILHO, C. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*. Brasília, DNPM, 1976. p. 5-158, 205-226.
- BULLARD, E. et alii. The fit of the continents around the Atlantic. *Phil. Trans. Royal Soc.*, London, 258: 41-51, 1965.
- CALDAS LINS, R. & ANDRADE, G.O. *Os rios da carnaúba*. I. O rio Mossoró (Apodi). Recife, Publ. Inst. Joaquim Nabuco /Imp. Oficial, 1960. 118p.
- CALDASSO, A.L. da S. et alii. Projeto Sudeste do Piauí II — Parte das folhas São João do Piauí — SC.23-X-B Paulistana — SC.24-V-A; relatório final integrado Recife, DNPM-CPRM, 1973. 103p.
- CAMPBELL, D.F. *Annual report Sergipe party*. Rio de Janeiro, CONSELHO NACIONAL DE PETRÓLEO, 1946 (PETROBRÁS, Maceió, RENE, DIREX, Relatório, 7.)
- CAMPBELL, D.F. Revised report on the reconnaissance geology of the Maranhão basin. Belém, Petrobrás, 1949. (Rept. 7.)
- CAMPBELL, D.F. Seção estratigráfica da bacia do Maranhão. In: BRASIL. Cons. Nac. Petr. *Relatório de 1949*, Rio de Janeiro, 1950. Pág. 12.
- CAMPOS, L.F.G. de. *Reconhecimento geológico e estudo das substâncias betuminosas da Bacia do Marahu, Estado da Bahia*. São Paulo, V. Steidel, 1902. 21p.
- CAMPOS, M. de et alii. *Projeto Rio Jaguaribe — Geologia; Relatório final*. Recife, DNPM-CPRM, 1976. 15v.

- CAMPOS E SILVA, A. Considerações sobre o quaternário do Rio Grande do Norte. *Arq. Inst. Antropol. UFRN*, Natal, 2 (1/2): 275-301, 1966.
- CARNEIRO, R.G. Mapeamento estrutural da área de Grajaú — Imperatriz. Belém, PETROBRÁS, 1974. 45p. (Relatório Técnico, 358)
- CAROZZI, A.V. et alii. *Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-carbonífera da bacia do Maranhão*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES, 1975 (Petrobrás-Seção de exploração de Petróleo, publ. 7)
- CARVALHO, K.W.B. de. Geologia da Bacia Sedimentar do Rio Almada. *B. técnico PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 8 (1): 5-55, jan./mar., 1965.
- CARVALHO FILHO, A.R. & SAMPAIO, D.R. *Projeto Euclides da Cunha. Relatório Final*. Salvador, CNEN/CPRM, 1972. 1v.
- CHAVES, O.P. *Relatório dos Trabalhos de Prospecção das Jazidas de Enxofre, Galena e Cobre, Bahia*. Salvador, DNPM, Relatório 1086, 1963.
- COBRA, R.Q. Orientação dos eixos de quartzo do milonito da Serra das Russas. *B. rec. nat. Sudene*, 4 (1/2): 45-51, 1966.
- COBRA, R.Q. Geologia da região do cabo de Santo Agostinho, Pernambuco. *B. Div. Fomento Prod. Mineral.*, Rio de Janeiro, 142, 48p., 1968.
- CORDANI, U.G. Esboço da geocronologia pré-cambriana da América do Sul. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 40 (Supl.): 47-51, 1968.
- CORDANI, U.G. *Evolução Geológica Pré-cambriana da Faixa Costeira do Brasil entre Salvador e Vitória*. São Paulo, Instituto de Geociências da USP, 1973. 98p. (Tese Livre Docência).
- CORDANI, U.G. et alii. Outline of the Precambrian geochronology of South America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5: 629-32, 1968.
- COSTA, J.L. da et alii. *Projeto Gurupi*; relatório final de etapa. Belém, DNPM-CPRM, 1975. 3v.
- COSTA, J.L. da et alii. *Projeto Gurupi*; relatório final de etapa 2. Belém, DNPM-CPRM, 1977. 8v.
- COSTA, M.J. *Rock and soil geochemical investigations on sulphidebearing precambrian metavolcanics at Aurora, Ceará State, North East Brazil*. Leicester, Fac. of Sci. of the Univ. of. 1960. 129p. (Tese Mestrado).
- COSTA, M.J. et alii. *Projeto Jalbaras*; Relatório final. Recife, DNPM-CPRM, 1973. 5v.
- CRANDALL, R. *Geographia, geologia, suprimento d'água, transporte e açudagem nos estados orientais no Nordeste do Brasil, Parahyba. R. Grande do Norte e Ceará*. Rio de Janeiro, Inspeção de Obras Contrás as Secas, 1910. 137p. (Ser. 1, D.E. — Hidrogeologia, Geologia, Assumptos Gerais — publ. 4).
- CRUZ, W. Geologia da faixa Oeste de José de Alencar, município de Iguatu, Ceará. *Arq. Geol.*, Recife, 3: 11-41, 1962.
- CRUZ, W.B. & FRANÇA, H.P.M. *Inventário hidrogeológico básico do nordeste: Folha n.º 14 — Jaguaribe — SO*. Recife, Divisão de Documentação da SUDENE, 1971. (Série Hidrogeologia, n. 31).
- CRUZ, W.B. et alii. *Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba; relatório de progresso 02: fotointerpretação preliminar*. Recife, DNPM-CPRM, 1972. 25p.
- CRUZ, W.B. et alii. *Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba. Relatório final da 1.ª etapa*. Recife, CPRM-DNPM, 1973. 3v.
- CUNHA E SILVA, J. da. *Zonamento polimetálico da Borborema*. Rio de Janeiro, CPRM, 1979. 38p. Inédito.
- DALTON DE SOUZA, J. et alii. *Projeto Colômi — Geologia da região do médio São Francisco*; Relatório final. Salvador, DNPM-CPRM, 1979. v.1.
- DANNI, J.C.M. Geologia da porção sul do grupo Jaibaras-Ceará. *R. Bras. Geociênc.*, São Paulo, 2 (2): 85-97, jun, 1972.
- DAVIES, A.M. *Tertiary fauna*. London, 1934. v.2.
- DERBY, O.A. Contribuições para a geologia da região do Baixo Amazonas. *Arch. Mus. Nac.*, Rio de Janeiro, 3: 77-104, 1877.
- DEWEY, J.F. & BIRD, J.M. Plate tectonics and geosynclines. *Tectonophysics*, 10: 625-38, 1970.
- DUARTE, A.G. Estado de Sergipe [Estudos geológicos]; In: BRASIL. Serviço Geológico e Mineralógico. *Relatório anual do director... anno de 1935*. Rio de Janeiro, Direct. Estat. Produção Mineral, 1936. 187p. p. 39-46.
- EBERT, H. Pesquisas geológicas na parte Sudeste de Minas Gerais e (nordeste). In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de geologia e Mineralogia. *Relatório anual do diretor ano de 1954*. Rio de Janeiro, Ser. Graf. do IBGE, 1955. p. 79-89.
- EBERT, H. [Geologia do Pré-Cambriano brasileiro] In: BRASIL. Divisão de Geologia e Mineralogia. *Relatório anual do diretor, ano de 1955*. Rio de Janeiro, Ser. Graf. Instituto Brasileiro de Geologia e Estatística, 1956, 125p., p. 67-81, il. mapa.
- EBERT, H. Baustil und regionalmetamorphose in präkambrischen grundegebirge brasiliens. *Tschermaks Min. U. Petr. Mitt.*, Viena, 8 (1): 49-81, 1962.
- EBERT, H. A subdivisão estratigráfica e tectônica do Pré-Cambriano no Rio Grande do Norte e Paraíba. *Eng. Min. Metal.*, 43 (253): 37-38, il. Rio de Janeiro, 1966.
- EBERT, H. Observações sobre a subdivisão estratigráfica e a idade do Pré-Cambriano no Nordeste brasileiro. *Eng. Min. Metal.* 46 (273): 111-112, il. Rio de Janeiro 1967.
- EBERT, H. Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 40 (supl.): 215-29, jun., 1968.
- EBERT, H. *Geologia do Alto Seridó — Nota explicativa à Folha Geológica de Currais Novos, 1/250 000 — Brasil/SUDENE*. Recife, SUDENE, 1969. 120p. (Série Geologia Regional, n. 11).
- ENNES, E.R. & SANTOS, J. da S.A. *Projeto Piauí*; relatório final. Recife, CPRM-CNEN, 1975. 2v.
- ESTRELLA, G.O. O estágio "rift" nas bacias marginais do leste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. Belém, 1972. Anais do... Belém, SBG, 1972. v.3, p. 29-34.
- FARINA, M. Asbesto de Alagoas; relações litológicas estruturais e genéticas. Importância econômica. Recife, SUDENE, 1966. 67p. (Série Especial, 3).
- FARINA, M. Perspectivas metalogenéticas de alguns Granitos pós-orogênicos do nordeste brasileiro. *B. Nucl. Nordeste Soc. Br. Geol.*, Recife (6): 121-29, 1977 (Simpósio de Geologia do Nordeste, 8. Campina Grande, 1977).
- FARINA, M. *Mineralização cupro-argento-aurífera de São Julião — Piauí*; caracterização geológica preliminar do primeiro "porphyrycopper" do Brasil. Recife, CPRM, 1980. 19p.
- FERNANDES, G. & DELLA PIAZZA, H. Estratégia para a investigação da faixa de folhelho pirobetuminoso do Codó. *Min. Metal.*, Rio de Janeiro, 42 (400): 32-34, jul, 1978.
- FERREIRA, J.A. de M. Considerações sobre uma nova estratigrafia do Pré-cambriano do nordeste brasileiro. *Min. Metal.*, Rio de Janeiro, 45 (265): 25-28, jan, 1967.
- FERREIRA, J.A. de M. & ALBUQUERQUE, J. do P.T. Sinópsese da geologia da fôlha Seridó. Recife, SUDENE, 1969. 52p. (Série Geologia Regional, 18.)
- FISHER, W.L. *Notas de aula do CATEX III*. Salvador, PETROBRÁS/SEPEP, DIPE, SETUP, 1971.
- FRANCISCO, B.H.R. et alii. Contribuição à geologia da fôlha de São Luis (SA-23), no estado do Pará. *B. Mus. Par. Emílio Goeldi. Nova Sér. Geol.* Belém 17: 1-40, est. 1-5, agô. 1971.
- GAMA JR., E. *Sumário geológico da Folha SD.24-X-C-IV-3, Ilha do Queipe*. PETROBRÁS/DNPM, 1974.
- GHIGNONE, J.I. *Geologia do flanco oriental da Bacia de Tucano Norte (do Vazabarris ao São Francisco)*. Salvador, PETROBRÁS/SETEX, 1963. (Relatório Interno).
- GHIGNONE, J.I. Ensaio da paleogeologia do nordeste e as seqüências sedimentares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. *Anais...* Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. 3v. v.2, p. 21-28.
- GUIMARÃES, D. *Geologia estratigráfica e econômica do Brasil*. Belo Horizonte, Estabelec. Gráfico Santa Maria, 1958. 450p.
- HADDAD, R.C. & LEONARDOS JR., O.H. Granitos anelares de Taperuaba, Ceará e processos metassomáticos associados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camboriú, 1980. *Anais do...* Florianópolis, SBG, 1980. v.5. p. 2626-33.
- HAMA, M. *Geocronologia da região do Seridó*; novas datações geocronológicas para o Projeto Scheelita do Seridó, relatório técnico. São Paulo, CPRM, 1980. 28f.
- HARTT, C.F. *Geology and physical geography of Brasil*. Boston, Fields Osgood, 1870. 620p.
- HOLDER NETO, F. & SILVA, E.J.B. Formação Campos Novos: nova unidade estratigráfica no Nordeste brasileiro. *Estudos sedimentológicos*, Natal, 3-4: 79-87, 1974.
- HUMPHREY, L. & ALLARD, G.O. O geossinclinal de Propriá, província tectônica do Pré-Cambriano Posterior recém-descoberta no escudo brasileiro. *B. técnico. PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 10 (3/4): 409-30, 1967.
- HUMPHREY, F.L. & ALLARD, G.O. *Geologia da área do domo de Itabaiana, Sergipe e sua relação com a geologia da geossinclinal de Propriá, um elemento tectônico recém-reconhecido no Escudo Brasileiro*. Rio de Janeiro, Petrobrás, 1969. 160p.
- HURLEY, P.M. et alii. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science*, Washington, 157: 495-500, 1967.
- INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.F. *Texto explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia*, Escala 1:1 000 000. Salvador, Coordenação na Produção Mineral da Secretaria das Minas e Energia, 1978. 122p.
- JARDIM DE SÁ, E.F. Revisão sobre a "Faixa dobrada do Seridó" e eventuais correlatos no Nordeste. *Ciência*, Natal, 1978. p. 77-83.
- JARDIM DE SÁ, E.F. & HACKSPACHER, P.C. Reconhecimento estrutural na borda Noroeste do Craton São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camboriú, 1980. *Anais do...* Florianópolis, SBG, 1980. v.5, p. 2719-31.
- JARDIM DE SÁ, E.F. & SALIM, J. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó, RN-PB. *Min. Metal.*, Rio de Janeiro, 44 (421): 16-29, jul/ago. 1980.
- JARDIM DE SÁ, E.F. et alii. Reconnaissance geochronology of the infrastructure of part of the São Francisco Craton in the state of Bahia, Brazil. *J. Mineral.*, Recife, 7: 87-96, 1978.
- JARDIM DE SÁ, E.F. et alii. "Estratigrafia" de rochas granitoides na região do Seridó, RN-PB, com base em critérios estruturais. Natal, UFRN, 1980. 11p.
- KATZER, F. *Grundzuge der Geologie des unteren Amazonas gebietes des staates Pará in Brasilien*. Leipzig, 1903. 296p.
- KAWASHITA, K. et alii. *The behaviour of solid mass spectrometer and ages of some rocks from the State of Ceará, Brazil*. São Paulo, CP-GEO/USP, 1974. 7p. (Relatório inédito datilografado.)
- KEGEL, W. Sobre a Formação Piauí (Carbonífero Superior) no Araguaia: Brasil Div. Geol. Min., Notas Prelim. e Estudos. Rio de Janeiro, 56, 7p., 1952.
- KEGEL, W. Geologia do fosfato de Pernambuco. *B. Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, n. 157, 1955. 54p.
- KEGEL, W. Contribuição ao estudo da bacia costeira do Rio Grande do Norte. *B. Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, n. 170, 1957. 52p.
- KEGEL, W. Os Ilneamentos da Estrutura Geológica do Nordeste. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, 33: 25, 1961.
- KEGEL, W. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. *B. DNPM, Div. Geol. Min.*, Rio de Janeiro, (227): 1-52, 1965.
- KEGEL, W. Rastos do Devoniano da bacia do Parnaíba. *B. Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, n. 233, 1966. 32p.
- KINSMAN, D.J.J. Rift-valley basins and sedimentary history of trailing continental margins. In: FISHER, A.G. & JUDSON, S. ed. *Petroleum and Global Tectonics*. Princeton, Princeton University, 1975. p. 83-126.
- KORPERSHOEK, H.R. et alii. A Geologia da região de Pedra Verde, Ceará. *B. Nucl. Nordeste Soc. Bras. Geol.*, Recife (7): 349-63, 1979 (Simpósio de Geologia do Nordeste, 9. Natal, 1979).
- KREIDLER, W.L. & ANDERY, P.A. Estado de Alagoas. In: BRASIL. CONSELHO NACIONAL DO PETRÓLEO. *Relatório 1948*, Rio de Janeiro, 1949. p. 75-76.

- LAMEYRE, J. et alii. Granites orogéniques et granites cratóniques; reflexions sur un aspect fondamental de la geotechnique. In: BELLIERE, J. et alii. *Geologie des domaines cristallins*. Liège, Société Géologique de Belgique, 1974. p. 183-221.
- LEAL, A. de S. Inventário hidrogeológico do nordeste, folha n.º 19 — Aracaju — NO. Recife, SUDENE, 1970. 242p. (série Hidrogeologia, 33).
- LEITE, J.F. et alii. *Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba; relatório final das etapas II e III*. Recife, DNPM-CPRM, 1975. 5v.
- LIMA, E. de A.M. & LEITE, J.F. *Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Integração Geológica Metalogenética*. Recife, DNPM-CPRM, 1978. 16v.
- LIMA, E. de A.M. et alii. *Projeto Scheelite do Seridó; relatório final*. Recife, DNPM-CPRM, 1980. 35v.
- LISBOA, M.A.R. The permian geology of Northern Brazil. *American journal of science*, New Haven, Ser. 4, 37 (221): 425-43, may, 1914.
- LISBOA, M.A.R. A bacia do Gurupy e as suas minas de ouro. *B. Serviço de Fomento da Produção Mineral*, Rio de Janeiro, n. 7, 1935. 61p.
- LUDWIG, G. *Nova divisão estratigráfica e correlação faciológica por meio de pequenas estruturas internas dos sedimentos silurianos na bacia do médio Amazonas*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, 1964. 72p. (Ciência, técnica, petróleo. Seção Exploração de petróleo. Publicação, 1).
- LUZ, A.A. da. *Estudo especial da Bacia do Maranhão*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, RENOR, 1959 (Relatório Técnico Interno, 1141).
- MABESOONE, J.M. Relief of Northeastern Brazil and its correlated sediments. *Geomorph. Zeitsch.*, Berlin, 10: 419-59, 1966.
- MABESOONE, J.M. Sedimentologia da faixa costeira Recife-João Pessoa. *Bol. Soc. Bras. Geol.* v.16, n. 1, p. 57-72, 1967.
- MABESOONE, J.M. O conglomerado da formação Cabo, origem múltipla? *R. Assoc. Geol. Pernambuco*, Recife, 1 (3): 25-32, 1971.
- MABESOONE, J.M. et alii. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *R. Brasileira de Geociências*, São Paulo, 2 (3): 173-88, 1972.
- MARINHO, J.M.L. & CUNHA, J.A. *Contribuição ao estudo dos pegmatitos do Ceará*. Fortaleza, SUDEC, 1971. 84p.
- MASCARENHAS, J. de F. Evolução geotectônica do pré-cambriano do estado da Bahia. In: INDA, H.A.V. coord. *Geologia e recursos minerais do estado da Bahia; textos básicos*. Salvador, SME/CPM, 1979. v.2, p. 55-165.
- MAURY, C.J. Fósseis terciários do Brasil. *Monografia. Serviço Geológico e Mineralógico*, Rio de Janeiro, 4, 1925. 665p.
- MAURY, C.J. O Cretáceo da Parahyba do Norte. *Monogr. Serviço Geológico Mineralógico do Brasil*, Rio de Janeiro, n. 8, 1930. 350p.
- MAYER, E. Estratificação preliminar na Plataforma Continental na Bacia Potiguar. Rio Grande do Norte, s.l., Petrobrás, 1974, inédito.
- MEHNERT, K.R. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. 2ed. Amsterdam, 1971-405p. (Development in petrology, 1).
- MELLO, A.A. de. *Estudo sedimentológico da Formação Cabo*, Recife, 1971.
- MELLO, A. O granitóide de Acari (RN). *Assoc. Geol. PE, Rev. Trim.*, Recife, 11 (5): 43-59, 1972.
- MELLO, A.A. Características geológicas e metalotectônicas dos cinturões móveis do Nordeste Oriental. CPRM, Recife, relat. inédito, 1979. 82p.
- MELLO, A. & MELLO, ZENAIDE F. de A. Série fácies metamórficas tipo andaluzita-silimanita do Alto Seridó. *Assoc. Geol. PE, Rev. Trim.*, Recife, 1 (3): 5-10, 1971.
- MESNER, J.C. & WOOLDRIDGE, L.P. *Maranhão basin, study revision*. PETROBRÁS, RENOR, DIREX, 1962. (Relatório, 205).
- MESNER, J.C. & WOOLDRIDGE, L.C. Estratigrafia das bacias paleozóica e cretácea do Maranhão. *B. téc. Petrobrás*, Rio de Janeiro, 7 (2): 137-64, abr./jun., 1964.
- MEUNIER, M.A. Succession stratigraphique et passages lateraux dus au métamorphisme dans la série Ceará, Antecambrien du nord-est brésilien. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 259: 3796-799, nov. 1964.
- MIURA, K. *Estudos dos fragmentos na margem leste da Bacia do Recôncavo*. Salvador, PETROBRÁS/SETEX, 1965. (Relatório Interno, n. 887).
- MIURA, K. & BARBOSA, J.C. Geologia da plataforma continental do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. Belém, 1972. *Anais do ...* Belém, SBG, 1972. v.2, p. 57-66.
- MOORE, B. *South central Maranhão 1961 field project*. Belém, PETROBRÁS, 1961. (Relatório Técnico).
- MORAES, L.J. de. *Serras e montanhas do nordeste*. Rio de Janeiro, Inspetoria de Obras Contra Secas, 1924. 86p. (Ser. 1, D — Geologia, publ. 58).
- MORAES, L.J. de. Estudos geológicos no Estado de Pernambuco. *B. Serviço de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, n. 32, 1928. 101p.
- MORAES, L.J. de. *Reconhecimento fotogeológico da região do nordeste do Brasil. Folhas SA.24-V e SB.24-C, D, H, I, J, N, O, T, U, e W*. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, LASA, 1962.
- MORAES REGO, L.F. *Notas sobre a geologia do território do Acre e da bacia do Javari*. Manaus, C. Cavalcante, 1930. 45p.
- MORAES REGO, L.F. de. O vale do São Francisco (ensaio de monografia). *R. Museu Paulista*, São Paulo, 20: 491-706, 1936.
- MOURA, P. de. Rio Gurupy. *B. Serv. Geol. Mineral. Bras.*, Rio de Janeiro, n. 78, 1936. 66p.
- MULLER, H. *Resultados palinológicos de amostras dos sedimentos devonianos e silurianos da Bacia do Maranhão e da Bacia Amazônica, examinados durante os meses de janeiro até julho de 1964*. Salvador, PETROBRÁS, RPBa, DIREX, 1964. (Rel. Interno, 784).
- MUNIS, M. de B. & SANTOS, E.J. dos. *Prospecto cobre, chumbo e zinco na faixa Cachoeirinha-Salgueiro; relatório técnico — científico*. Recife, CPRM, 1980. 51p.
- MUNIZ, G. da C.B. *Cochlichnus lagartensis* ichnosp. Nov. Ichnofóssil da formação Lagarto. Grupo Estância, no estado de Sergipe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camboriú, 1980. *Anais*. Florianópolis, SBG, 1980. v.5, p. 3101-5.
- NAHASS, S. Relatório de viagem ao flanco oeste da Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, CPRM, 1976. 12p. (Relatório Técnico Interno).
- NORTHFLEET, A.A. & MELO, M.T. *Geologia da região norte de Balsas-Maranhão*. Belém, PETROBRÁS, 1967. 55p. (Relatório Técnico, 268).
- NORTHFLEET, A.A. & NEVES, S.B. *Semi-detilhe da região SW de Balsas*. Belém, PETROBRÁS, 1967. 60p. (Relatório Técnico, 259).
- OLIVEIRA, A.I. de & LEONARDOS, O.H. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, Comissão Brasileira dos Centenários de Portugal, 1940. 472p.
- OLIVEIRA, A.I. de & LEONARDOS, O.H. *Geologia do Brasil*. 2ed. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura. serviço de informação Agrícola, 1943. 813p. (Série Didática, 2).
- OLIVEIRA, J.C. de et alii. *Projeto Cococi; relatório final integrado*. Recife, DNPM-CPRM, 1974. 5v.
- OLIVEIRA, M.A.M. Reconhecimento Geológico no Flanco Oeste da Bacia do Maranhão. Belém, Petrobrás, 1961. (Rept. 171.)
- PACK, O.L. & ALMEIDA, L.A. *Estratigrafia e Tectônica: Região do Recôncavo*. In: BRASIL. Conselho Nacional do Petróleo. *Relatório 1945*. Rio de Janeiro, 1945. 86p.
- PACK, O.L. & ALMEIDA, A.L. *Annual Geological Report for the year of 1945*. Salvador, Conselho Nacional do Petróleo, 1947. (Relatório Interno CNP).
- PAMPLONA, H.R.P. Litoestratigrafia da bacia cretácea de Barreirinhas. *B. técnico. PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 12 (3): 261-90, 1969.
- PAMPLONA, H.R.P. et alii. Evolução Geológica do Grupo Canárias, Bacia de Barreirinhas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. *Anais ...* Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. v.3, p. 93-106.
- PEDREIRA, A.J. de C.L. et alii. *Geologia da região centro oriental da Bahia I, Bahia II e sul da Bahia; relatório integrado*. Salvador, DNPM-CPRM, 1976. 2v.
- PENNA, D.S.F. Breve notícia sobre os sambaquis do Pará. *Arch. Museu Nacional*, Rio de Janeiro, 1: 85-99, 1876.
- PERILLO, I.A. & NAHASS, S. *Semi-detilhe do sudeste de Pedro Afonso*. PETROBRÁS, 1968. (Relatório Técnico, 320).
- PERRELLA, J.M. de L. *Novidades sobre o NE de Sergipe e SE de Alagoas*. Maceió, PETROBRÁS, SERDESTE, RPNE, 1963 (Relatório, 253).
- PESSOA, D.A. *Estudo geocronológico das rochas policíclicas do complexo São Vicente nos anticlinários de Caicó e Florânia-RN*. São Paulo, Instituto de geociências da USP, 1976. 53p. (Tese Mestrado).
- PETRI, S. Foraminíferos miocênicos da Formação Pirabas. *B. Faculdade de Filosofia Ciências e Letras da Universidade de São Paulo*, n. 216 (Geologia n. 16), p. 1-79, 1957.
- PETRI, S. Foraminíferos cretáceos de Sergipe. *B. Faculdade de Filosofia Ciências e Letras da Universidade de São Paulo*, Série Geologia, v. 265, n. 20, 1962. 140p.
- PETROBRÁS. *Basin Study*. Salvador, RPBa, SETEX, 1958. (Rel. Interno n. 554).
- PINTO, I.D. & PURPER, I. Observations on Mesozoic conchostraca from the north of Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais ...* Porto Alegre. Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v.2, p. 305-16.
- PLUMMER, F.D. Report on Maranhão and Piauí geosyncline. Rio de Janeiro, Cons. Nac. Petr. 1946. Inédito.
- PLUMMER, F.B. et alii. Estados do Maranhão e Piauí (geologia). In: CONSELHO NACIONAL DO PETRÓLEO. *Relatório 1946*. Rio de Janeiro, 1948. p. 87-134.
- PONTE, F.C. & ASMUS, H.E. The Brazilian marginal basins, current state of knowledge. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro 48: 215-39, 1976. Suplemento. Simpósio Internacional sobre as margens continentais do tipo Atlântico.
- PONTES, A.R. & RIBEIRO, C.L. *Detilhe Geológico do Recôncavo Central (Mata, Salvador, Candeias e Santo Amaro)*. Salvador, PETROBRÁS /SETEX, 1964. (Relatório Interno, n. 787).
- PRADO, F. da S. et alii. *Projeto Martinópolis; relatório final*. Recife, DNPM-CPRM, 1979. v.1.
- PRADO, F. da S. et alii. *Projeto Lavras da Mangabeira; relatório da etapa I*. Fortaleza, DNPM-CPRM, 1980. v.1.
- RAND, H.M. Estudos geofísicos na faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *B. Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 16 (1): 87-99, 1967.
- RATHBUN, R. Preliminary report on the cretaceous lamellibranchs collected in the vicinity of Pernambuco, Brazil, on the Morgan Expedition of 1870. *Proc. Soc. Nat. Hist.*, Boston, 17 (2): 241-256, 1875.
- REZENDE, W.M. & PAMPLONA, H.R.P. Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano Santos. *B. Tecn. Petrobrás*, Rio de Janeiro, 13 (1/2): 5-14, jan./jun. 1970.
- RIES, A.C. Stramatolites in the Ceará group, precambrian in Brazil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8. Campina Grande, 1977. *Atas do ...* Recife, SBG, 1977. p. 393-96 (Boletim-Núcleo do Nordeste. SBG, 6).
- ROCHA, M.A. & LEONARDOS JR., O. H. Geologia da bacia de Jaibaras. *B. Mineralógico*, Recife (3): 75-88, 1975.
- RODRIGUES, R. *Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da Bacia do Parnaíba*. Belém, PETROBRÁS, 1967. 61p. (Relatório Técnico, 273).
- RUEFLI, W.H. Surface-subsurface correlation Sergipe/Alagoas. Maceió, PETROBRÁS, SERDESTE, RPNE, DIREX, 1963. (Relatório, 274).
- SADOWSKI, G.R. O batólito quartzo-sienítico da serra da Baixa Verde, Pernambuco. *B. IG. Inst. Geocienc.*, São Paulo, 4: 39-46, ago. 1973.
- SAMPAIO, A.V. *Compilação sobre as correlações das bacias sedimentares brasileiras*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DIVEX, SESTRA, 1971. (Relatório Interno).
- SAMPAIO, A.V. & SCHALLER, H. Introdução à Estratigrafia Cretácea da Bacia Potiguar. *B. técnico. PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 11 (1): 19-44, jan./mar. 1968.
- SANTOS, E.J. dos. *Contribuição ao estudo da geologia da quadricula de Açú*. Recife, SUDENE, Div. de Documentação, 1968. 116p. (Série Geol. Regional, 6).
- SANTOS, E.J. dos. As feições estruturais da folha Arcoverde, Pernambuco e o mecanismo dos falhamentos da Zona Transversal. *Min. Metal.*, Rio de Janeiro, 53 (313): 35-40, jan. 1971.
- SANTOS, E.J. dos. O modelo e evolução pré-cambriana da região de Arcoverde, Pernambuco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. *Atas do ...* Campina Grande, Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo do Nordeste, 1977. p. 225-45. (Boletim, 6.)

- SANTOS, E.J. dos & CALDASSO, A.L. da S. Síntese dos conhecimentos e ensaio interpretativo da área do riacho do Pontal, Nordeste do Brasil. *Publ. Espec. Nucl. da Bahia Soc. Bras. Geol.*, Salvador (3): 399-426, 1978 (Reunião preparatória para o Simpósio sobre o cráton do São Francisco, Salvador, 1977).
- SANTOS, E.J. dos & MELO, C.B.M. Diversidade do plutonismo brasileiro do Nordeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais*. Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. v.6, p. 2624-35.
- SANTOS, E.J. dos & SILVA FILHO, M.A. Ensaio interpretativo sobre a evolução da geossinclinal de Propriá. *Min. Metal.*, Rio de Janeiro, 39 (367): 3-22, out. 1975.
- SANTOS, E.J. dos & VASCONCELOS, M.L.S. Características dos granitóides de tipo moderno do lineamento Pernambucano. *Min. Metal.*, Rio de Janeiro 36 (339): mar. 1973.
- SANTOS, E.J. dos & VASCONCELOS, M.L.S. Plutonismo granítico nos arredores do Sítio dos Nunes, Pernambuco e seu significado no contexto da granitização brasileira do Nordeste. *R. Bras. Geocienc.*, São Paulo, 7 (1): 58-72, mar. 1977.
- SCHALLER, H. Revisão estratigráfica na Bacia de Sergipe/Alagoas. *B. técnico. PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 12 (1): 21-86, jan./mar., 1969.
- SIAL, A.N. Petrologia dos charnockitos de duas localidades em Pernambuco. *J. Mineral.*, Recife, 6: 41-60, 1968. (Edição especial decenária).
- SILVA, G.A.N.P. da et alii. *Projeto Gilbués*. Relatório final. Recife, DNPM-CPRM, 1972. v.1.
- SILVA FILHO, M.A. da & BRITO NEVES, B.B. de. O sistema de dobramentos sergipano no nordeste da Bahia. In: INDA, H.A.V. coord. Geologia e recursos minerais do estado da Bahia; textos básicos. Salvador, SME /CPM, 1979. v.1, p. 203-17.
- SILVA FILHO, M.A. da et alii. *Projeto Sul da Bahia*; geologia da folha SD.24-Y-D, relatório final. Salvador, DNPM-CPRM, 1974. v.1.
- SILVA FILHO, M.A. da et alii. A geossinclinal Sergipana: estratigrafia, estrutura e evolução. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais do ...* Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. v.6, p. 2464-77.
- SILVA FILHO, M.A. da et alii. Geologia da geossinclinal sergipana e do seu embasamento; projeto Baixo São Francisco/Vasa Barris. Brasília, DNPM, 1979a. 131p. (Série Geologia, 13. Seção Geologia Básica 10).
- SILVA FILHO, M.A. da et alii. Projeto complexo Canindé do São Francisco; relatório final. Salvador, DNPM-CPRM, 1979b. v.1.
- SIQUEIRA, L.P. Considerações novas sobre a evolução estrutural das faixas dobradas do Nordeste Brasileiro. CPRM, Salvador, relat. inédito, 1978, 15p.
- SIQUEIRA FILHO, J. de. *Geologia da folha Jutai Pernambuco*. Recife, SUDENE, 1967. 52p. (Série Geologia Regional, 7).
- SMALL, H. *Geologia e suprimento de água subterrânea no Ceará e parte do Piauí*. Rio de Janeiro, Inspectoria de Obras Contra as Secas, 1913, 80p. (Série 1, D-Geologia, 25).
- SMALL, H.L. Geologia e Suprimento d'Água Subterrânea no Piauí e Parte do Ceará: Brasil Ins. Obr. Contra Secas, Ser. I. D., Publicação n.º 32, 146p., Rio de Janeiro, 1914.
- SOMBROEK, W.G. *Amazon soils, a reconnaissance of the soil of the Brazilian Amazon Region*. Wageningen, Centre Agric. Publ. Document, 1966. 292p.
- SOUZA, A.M.M. de et alii. Reconhecimento geológico no limite Pará-Mato Grosso, Projeto São Manuel. Brasília, DNPM-CPRM, 1979. 27p.
- SOUZA, M.M. *Reconhecimento sísmico na plataforma continental do Nordeste brasileiro*. PETROBRÁS, 1972. (Relatório Interno).
- SUDENE-ASMIC. Grupo de estudo do vale do rio Jaguaribe. *Estudo geral de base do vale do rio Jaguaribe*. Recife, 1967. v.7, p. 124-32.
- SZATMARI, P. et alii. *Evaporitos de Sergipe*; geologia e geoquímica. Aracaju, Petrobrás, 1974. v.1.
- TALBOT, C.J. Infrastructural migmatitic upwelling in east Greenland interpreted as thermal connective structures. *Precambrian, Res.* Amsterdam, 8 (1/2): 77-93, 1979.
- TAYLOR, E.F. Estado da Bahia. In: BRASIL. Conselho Nacional do Petróleo. *Relatório ... 1946*. Rio de Janeiro, 1948. p. 148-62.
- VANDOROS, P. & OLIVEIRA, M.A.F. de. Sobre o fonólito de Mecejana, Ceará. *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro, 40 (2): 203-206, 1968.
- VANDOROS, P. & VALARELLI, J.V. Geologia da região do cabo de Santo Agostinho, PE. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. *Resumos dos trabalhos*. Belo Horizonte, SBG, 1976. p.19.
- VANDOROS, P. et alii. Idades absolutas das rochas ígneas da região do Cabo Pernambuco. *Publ. Nucl. Rio de Janeiro Soc. Br. Geol.* Rio de Janeiro, (1): 64-6, 1966 (Congresso Brasileiro de Geologia, 20, Vitória, 1966).
- VIANA, C.F. et alii. Revisão estratigráfica da Bacia Recôncavo /Tucano. *B. técnico PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 14 (3/4): 157-92, jul./dez., 1971.
- WANDERLEY F.º, J.R. Geocronologia do Granito de Mirasselas, Nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, 1980. *Resumos*. Florianópolis, SBG, 1980. p. 426.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, Amsterdam, 43: 7-22, 1977.
- WINGE, M. & DANNI, J.C.M. Compartimentos geotectônicos pré-brasileiros entre Caratácá e Bendengó - município de Uauá, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980. *Anais do ...* Florianópolis, SBG, 1980. v.5, p. 2785-95.
- ZANINI, L.F.P. Prospecto chumbo e ouro de Buique, PE., relatório técnico-científico final. Recife, CPRM, 1980. 27p.



MAPPA GEOLOGICO DO BRAZIL (1919)
Escala: 1:5 000 000
Publicado pela Geological Society of America
Organizado por John Casper Branner (inclui texto explicativo)
Dimensões: 106 x 99 cm