

O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

F. F. M. DE ALMEIDA*

ABSTRACT This paper is an attempt to justify the original concept of the São Francisco Craton and to define its limits. This Craton covered almost the entire State of Bahia and parts of the near Minas Gerais, Goiás, Pernambuco and Sergipe States during the Brasiliano Cycle. The author characterizes the Araçuai folded belt whose structures correspond to the Macaúbas Group and are disposed on the southern and southeastern borders of the Craton. The nature of the limits of the Craton with the adjacent folded belts is discussed. A proposal to establish these limits along evident marginal faults with justified inferences between them is submitted.

INTRODUÇÃO A regeneração havida durante a segunda metade do Pré-Cambriano Superior, de grande parte da área cratônica surgida com o término do Ciclo Transamazônico, poupou um núcleo com cerca de 650 000 km², que viria a atuar como antepaís do Ciclo Geotectônico Brasiliano, que então se iniciou. Coube provavelmente a D. Guimarães identificá-lo em 1951, posto que lhe atribuiu extensão excessiva para norte; denominou-o Arqui-Brasil. H. Ebert, em 1965 (*in* Ebert, 1968), reconheceu sua existência em Minas Gerais, nele incluindo a Serra do Espinhaço, e atribuiu-lhe caráter de antepaís assintico, sem discutir seus limites. R. Pflug (1965) denominou maciço de São Francisco a área cratônica situada a oeste da Serra do Espinhaço, em Minas Gerais, também não discutindo seus limites. Em 1966, L. Barbosa chamou Cráton Franciscano a uma área inteiramente situada na bacia hidrográfica do Rio São Francisco, que teria alcançado estabilidade no Arqueano. Nesse mesmo ano, Almeida definiu a plataforma do São Francisco, envolvida por faixas de dobramentos baikalianos (brasilianos), e pela primeira vez quase todo o território do Estado da Bahia foi considerado pertencer a esse cráton**. Em 1969, Pflug e colaboradores restringiram a designação cráton Sanfranciscano à região ocidental, adjacente à Serra do Espinhaço; a leste desta só existiria um pequeno cráton, a que chamaram de Lençóis, situado na Chapada Diamantina, na Bahia. Os dois crátons seriam separados pelo "Geossinclinal Minas", que também envolveria, a leste, o cráton de Lençóis. U. Cordani (1973a), caracterizando uma faixa de rejuvenescimento isotópico brasiliano no vale do Rio Paramirim, também propôs o desmembramento do cráton do São Francisco na Bahia, conservando esse nome para a região de ocorrência do Grupo Bambuí, a oeste, e denominando cráton do Salvador a área que inclui a Chapada Diamantina e a região que se estende desta até a costa. Em 1973, durante o "Simpósio sobre o Pré-Cambriano do Cráton do São Francisco e a Parte Norte-Oriental do Brasil", a questão da conceituação desse cráton foi muito discutida (Cordani, 1973b), sem que se chegasse a conclusões claras quanto à natureza da importante entidade tectônica e sua delimitação no tempo e no espaço.

No presente trabalho, o autor, que não participou daquele simpósio, procura trazer sua contribuição ao esclarecimento do assunto, discutindo o conceito e os limites do cráton e sua evolução antes de ser integrado à plataforma sulamericana.

*Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

**Como *cráton* entendemos plataforma cujo embasamento consolidou-se em tempos pré-brasilianos. Esse sentido está de acordo com o adotado na segunda edição (em preparação) do Mapa Tectônico da Europa e países adjacentes (1:2 500 000), como indicado na respectiva *Notícia Explicativa* (UNESCO e Academia de Ciências da URSS, 1973) e no Mapa Tectônico do Mundo (1:15 000 000), em compilação pela Subcomissão da Carta Tectônica do Mundo

O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, UMA ENTIDADE TECTÔNICA DO CICLO BRASILIANO Em 1936, Stille propôs o nome *Kraton* para substituir *Kratogen* (oposto de *Orogen*), introduzido na literatura geológica por Kober (1921): *Die alten erstarrten Tafeln wollen wir hier kurzweg als Kratogene bezeichnen. Die orogenetische Zonen als Orogene*. Para Stille (1940), os crátons são partes deformáveis da crosta terrestre que não mais sofrem uma deformação de tipo alpino, mas sim de tipo germânico. As definições implicam em dois conceitos básicos: antigüidade e ausência de dobramentos alpinótipos.

O conceito de plataforma de São Francisco foi originalmente proposto em 1966, com base nessas definições: uma área extensa, consolidada antes do Ciclo Brasileiro, durante o qual não sofreu dobramentos de tipo alpino, mas atuou como antepaís dos geossinclíneos que então se desenvolveram às suas bordas.

A Serra do Espinhaço e a borda ocidental da Chapada Diamantina, na Bahia, assinalam o sítio do interior do cráton onde evoluiu, em condições paratectônicas, durante a primeira metade do Pré-Cambriano Superior, sua mais nova faixa de dobramentos, representada pelo Grupo Espinhaço e seu homólogo, o Grupo Chapada Diamantina. Tal processo se realizou em função da reativação de antigas falhas do embasamento, no que difere da Serra do Espinhaço, em Minas Gerais, cujas estruturas são de idade brasileira, tendo-se desenvolvido no complexo inferior da cobertura cratônica.

A julgar por recentes determinações de idade (Jardim de Sá *et al.*, 1976a), o metamorfismo e as principais deformações nessa faixa processaram-se por volta de 1.200 m.a., seguindo-se, a aproximadamente 1.100 m.a., a intrusão de um gabro nos metassedimentos de Brotas de Macaúbas, bem como de um granito, no embasamento exposto no vale do Rio Paramirim. Este último valor representa um mínimo de idade para o desenvolvimento da referida faixa, em cujo embasamento se conhecem rochas de idade transamazônica.

Como sói acontecer, a ocasião da consolidação do embasamento varia de uma para outra região do cráton. Idades de pelo menos 2.570 m.a. são conhecidas para o Complexo de Guanambi, a oeste da Serra do Espinhaço, na Bahia, (Jardim de Sá *et al.*, 1976b). Na extremidade sul do cráton, em Minas Gerais, valores superiores a 2.600 m.a., indicando presença de rochas do Pré-Cambriano Inferior, são conhecidos na região do Quadrilátero Ferrífero (Herz, 1970). Idades transamazônicas foram obtidas de intrusões graníticas no embasamento gnáissico-migmatítico de Sete Lagoas, em Minas Gerais, (Pinson *et al.*, 1967), São Domingos, em Goiás, (Hasui e Almeida, 1970), Santa Maria da Vitória (G. Amaral, *in* Ponçano e Paiva Filho, 1975), Palmas de Monte Alto (Tavora e Ferreira, 1966), assim como do sienito, próximo de Bom Jesus da Lapa (Jardim de Sá *et al.*, 1976b), na Bahia. Elas indicam o retrabalhamento do antigo complexo no decorrer do Ciclo Transamazônico, durante o qual esse embasamento constituiria a borda do cráton. É sabido que as jazidas de minérios de ferro do tipo itabirito, como as do Quadrilátero Ferrífero, originaram-se sobretudo nas imediações das bordas cratônicas (Sutton, 1971), no decorrer de ciclos geotectônicos equivalentes ao Transamazônico.

O embasamento da região do cráton situada a leste da faixa de dobramentos do Espinhaço foi intensamente afetado pelo Ciclo Transamazônico, que nela desenvolveu sedimentação, metamorfismo regional em fácies de xisto verde a anfibolito, migmatização local e magmatismo de variado caráter, fenômenos que, em parte, atuaram sobre rochas ainda mais antigas. Embora processos tectônicos e magmáticos tenham nela se realizado após o término desse ciclo, mesmo durante o Fanerozóico, certo é que não mais se manifestaram ali fenômenos de natureza geossinclinal.

Assim definidas as idades das estruturas do embasamento do cráton do São Francisco, verifica-se não ser justificável seu desmembramento em dois crátons, como proposto por

Pflug e colaboradores, em 1969, e por Cordani, em 1973. Aqueles autores, estabelecendo correlações inaceitáveis (veja, por exemplo, Mascarenhas, 1973), atribuem a um só ciclo, que denominam Minas/Bambuí, um conjunto de grupos, formações e séries que realmente caracterizam a evolução policíclica da região, além do que não fazem distinção entre as faixas de dobramentos ortotectônicos, indicando mobilidade de tipo geossinclinal, das que, na Chapada Diamantina, são coberturas de plataforma deformadas que tomaram como representando miogeossinclíneos. Tendo incluído, no que chamaram *Geossinclinal Minas*, rochas que realmente têm idades de mais de 2.000 m.a., como as do Supergrupo Minas, do Quadrilátero Ferrífero, as do Grupo Jacobina e outras que são do final do Pré-Cambriano, senão mesmo cambrianas, chegaram a uma interpretação geotectônica da zona central da Bahia que não nos parece convincente.

U. G. Cordani (1973a) aponta a inflexão das estruturas para noroeste, em Salto da Divisa no Rio Jequitinhonha, dizendo que ela leva a influência do Ciclo Brasileiro até às regiões de Caculé, Paramirim e Brotas de Macaúbas, explicando as idades K/Ar encontradas por Tavora *et al.* (1967), em sua grande maioria referentes ao intervalo 450-650 m.a. Caracterizando essa faixa como rejuvenescida no Ciclo Brasileiro, com base nesse rejuvenescimento isotópico, pois que não reconhecemos qualquer indício de ter existido um processo de regeneração* brasileira na região do Espinhaço na Bahia, subdivide em dois o cráton do São Francisco, separando as porções (às quais chama crátons de São Francisco e Salvador) pela referida faixa rejuvenescida. Deve-se notar que o rejuvenescimento isotópico das idades K/Ar (quase todas em feldspatos e micas) pode ter sido originado por muitas causas não-ligadas a um processo de regeneração tectônica. A faixa de dobramentos do Espinhaço foi a última a se desenvolver no cráton do São Francisco. Provavelmente durante o clímax dos dobramentos nas faixas marginais, sofreu movimentos póstumos, sobretudo reativação dos grandes falhamentos, o que se deu após a deposição do Grupo Bambuí. Deformação reticular dos cristais, neoformação de minerais (o Bambuí sabidamente apresenta leve metamorfismo, na maioria de suas ocorrências sobre o cráton), cisalhamento, metassomatismo, hidrotermalismo e outros fenômenos que acompanham tais movimentos podem ter sido responsáveis pelo rejuvenescimento isotópico observado. Ele parece refletir as condições paraplataformais que imperavam na área cratônica durante a tectogênese brasileira. De resto, os grandes dobramentos do Grupo Espinhaço antecedem a deposição do Grupo Bambuí, que, em ambos os lados da faixa de dobramentos, apresenta-se com deformações orientadas quase normalmente a ela, sem afetá-la de modo significativo. A faixa de dobramentos do Espinhaço termina a norte, ao encontrar-se com estruturas brasileiras orientadas a NE, que ali bem se refletem nas deformações impostas às camadas do Grupo Espinhaço, denunciando a proximidade da borda do cráton.

Os dados geocronológicos relativos à faixa de dobramentos do Espinhaço, na Bahia, e à Chapada Diamantina, apresentados ao XXIX Congresso Brasileiro de Geologia por Jardim de Sá e colaboradores, comprovam ter ela evoluído antes do Ciclo Brasileiro, quando já constituía um embasamento rígido para o apoio da cobertura Bambuí.

Não tendo se desenvolvido processos tectogênicos na faixa de dobramentos Espinhaço, durante o Ciclo Brasileiro, que justifiquem desmembrá-lo em dois crátons, não cabe o abandono do conceito original da plataforma (cráton) do São Francisco, embora os limites que foram sugeridos por Almeida, em 1966, devam ser precisados e modificados de acordo com os modernos conhecimentos que se tem da região.

*O termo é aqui aplicado no sentido em que foi definido por Stille em 1940, significando o restabelecimento de condições ortogeossinclinais numa região já consolidada

AS COBERTURAS PRÉ-CAMBRIANAS As coberturas pré-cambrianas existentes sobre o cráton do São Francisco compreendem dois complexos sedimentares separados por discordância angular. O mais antigo expõe-se amplamente na Chapada Diamantina da Bahia, da qual toma o nome (Brito Neves, 1967). É de natureza essencialmente clástica, predominantemente psamopelítica (Brito Neves, 1967; Mascarenhas, 1969 e 1973; Schobbenhaus e Kaul, 1971). Inclui, localmente, rochas vulcânicas de natureza ácida a intermediária. É correlativo do Grupo Espinhaço, do interior da faixa de dobramentos exposta na Serra do Espinhaço. A espessura dessa cobertura, na Chapada Diamantina, cresce rapidamente para oeste, ao passar à faixa de dobramentos do Espinhaço. Na região de transição, no oeste da Chapada, onde possui milhares de metros de espessura, a cobertura apresenta-se muito deformada e pouco metamorfisada (Schobbenhaus, 1969). A ocidente da faixa de dobramentos, ou não existe o complexo de cobertura mais antigo, ou está oculto sob o mais novo. Nas Serras do Cabral, da Água Fria e do Bicudo, onde a erosão do complexo de cobertura mais novo expôs o Grupo Espinhaço, observa-se subconcordância entre eles, sugerindo que ambos fazem parte da cobertura plataformal. De resto, todo o Grupo Espinhaço, em Minas Gerais, parece ter esse caráter, afetado, porém, pelos dobramentos e falhamentos da faixa brasileira adjacente.

O complexo superior da cobertura cratônica compreende a Formação Jequitai, em Minas Gerais, a Formação Bebedouro, na Bahia, o extenso Grupo Bambuí, a Formação Três Marias, os grupos Estância e Rio Pardo e camadas correlativas, conhecidas sob outras denominações.

A Formação Jequitai e suas correlativas testemunham um episódio climático havido por ocasião do desenvolvimento do estágio estrutural inferior nos geossinclíneos marginais aos crátons do São Francisco e de Guaporé, que então se achavam em maior parte, senão inteiramente, emersos. Geleiras continentais da grande glaciação havida em muitas regiões do mundo, no final do Pré-Cambriano, depositaram sobre ambos verdadeiros tilitos, que se incluem em sedimentos flúvio-glaciais e glácio-lacustres. Esses tilitos, conforme pudemos verificar recentemente na região de Jequitai, em Minas Gerais, possuem grande quantidade de seixos tipicamente estriados, facetados e polidos pelo trabalho dos gelos. Na Serra da Água Fria, o tilito recobre pavimento quartzítico sulcado e estriado pelos gelos (Isotta *et al.*, 1969; Ponçano e Paiva Filho, 1975). Depósitos similares, ainda pouco investigados, expõem-se sobre o cráton na região de Jaborandi, no oeste da Bahia (Ponçano e Paiva Filho, 1975), assim como na Chapada Diamantina, onde constituem a Formação Bebedouro (Derby, 1905). O autor, certa vez, ali examinou rocha com características de tilito, na base da cobertura brasileira, exposta no eixo de um grande sinclinal atravessado pela estrada de Palmeiras a Seabra.

Os depósitos continentais glaciais e proglaciais existentes sobre o cráton do São Francisco são correlativos das metagrauvacas seixosas contidas na parte baixa do Grupo Macaúbas da faixa de dobramentos Araçuai, onde constituem *drifts* estratificados glácio-marinhos (Karfunkel e Karfunkel, 1975; Hettich 1975).

O Grupo Bambuí e as formações correlativas sobre o cráton do São Francisco representam a sedimentação marinha resultante de sua submersão quase total, por ocasião do desenvolvimento do segundo estágio estrutural nos geossinclíneos marginais. Os depósitos glaciais subjacentes haviam sido grandemente erodidos e em muitos lugares, como no extremo sul do cráton, o Grupo Bambuí recobre diretamente o embasamento cristalino. À custa dessa erosão, grande volume de detritos foi levado ao geossinclíneo Brasília, para se acumular em deltas, representados pela Formação Paranoá. À época da inundaçã, pelo menos nos primeiros tempos, apresentavam-se relevos emersos que responderam pelas intercalações de níveis conglomeráticos, como o Samburá em Minas Gerais, geralmente

situadas em posições baixas no grupo. A confusão entre eles e as camadas psefíticas da Formação Jequitai tem sido uma das causas da suposição de que o Macaúbas representa um equivalente clástico do Bambuí. Na Serra do Cabral, na estrada de Joaquim Felício para Várzea da Palma, verificamos claramente que a sedimentação Bambuí, iniciada por uma camada de cerca de 3 m de espessura de arenito, recobre o tilito Jequitai, separando-os uma superfície de erosão aplainada. De resto, a grande e rápida variação de espessura da Formação Jequitai, no flanco oriental dessa serra, também atesta a ação erosiva que precedeu a deposição das camadas marinhas. Discordância angular local já havia sido apontada por L. J. de Moraes (1937) na Serra do Rompe Gibão, no extremo norte de Minas Gerais. A sedimentação predominantemente pelítica e carbonatada do Grupo Bambuí sobre a área cratônica indica ambiente de águas marinhas rasas e planícies de maré, em área subsidente geralmente de baixa a média energia (Marchese, 1974).

A Formação Três Marias, em Minas Gerais e Bahia, e o Grupo Estância, em Sergipe, ambos de natureza predominantemente siltico-arenosa, com intercalações de arcósios, representam o estágio molássico, mais novo, do Ciclo Brasileiro sobre a plataforma. Apresentam-se em discordância, geralmente pouco acentuada, sobre o Grupo Bambuí sendo deformados pelos derradeiros movimentos do ciclo. Devem ter originalmente coberto grandes extensões do cráton e sido posteriormente erodidos.

Tectônica das coberturas pré-cambrianas Ao se aproximar das bordas do cráton, a cobertura brasileira apresenta-se deformada, com dobramentos e falhamentos que tendem a ser paralelos a elas. Isso é observado, por exemplo, a oeste da Serra do Boqueirão, no noroeste da Bahia; no Grupo Rio Pardo, no sul da Bahia; na região de Sítio da Abadia, em Goiás e próximo à Serra do Espinhaço, a sul do paralelo 17° S, em Minas Gerais, onde os anticlinais das Serras do Cabral e do Bicudo e o sinclinal de Buenópolis são exemplos de tais deformações.

Nas regiões do interior do cráton, a cobertura brasileira mostra-se sub-horizontal em vastas extensões, como já o havia observado Freyberg (1932), no que denominou *Camadas Gerais*, em Minas Gerais. Assim se continuam para o interior da Bahia às regiões de Carinhanha, Bom Jesus da Lapa, Palmas de Monte Alto, Santa Maria da Vitória, Santana e Serra Dourada, nessa atitude contatando os quartzitos dobrados das serras da Ponta do Morro e do Muquém (Beurlen, 1970), porém, desta última cidade para norte, a oeste da Serra do Boqueirão, já se apresenta deformada a cobertura, como se observa no mapa de H. Beurlen (*op. cit.*)

Do exposto, conclui-se que as deformações da cobertura brasileira sobre o cráton constituem, sobretudo, um reflexo da tectogênese das faixas marginais de dobramentos.

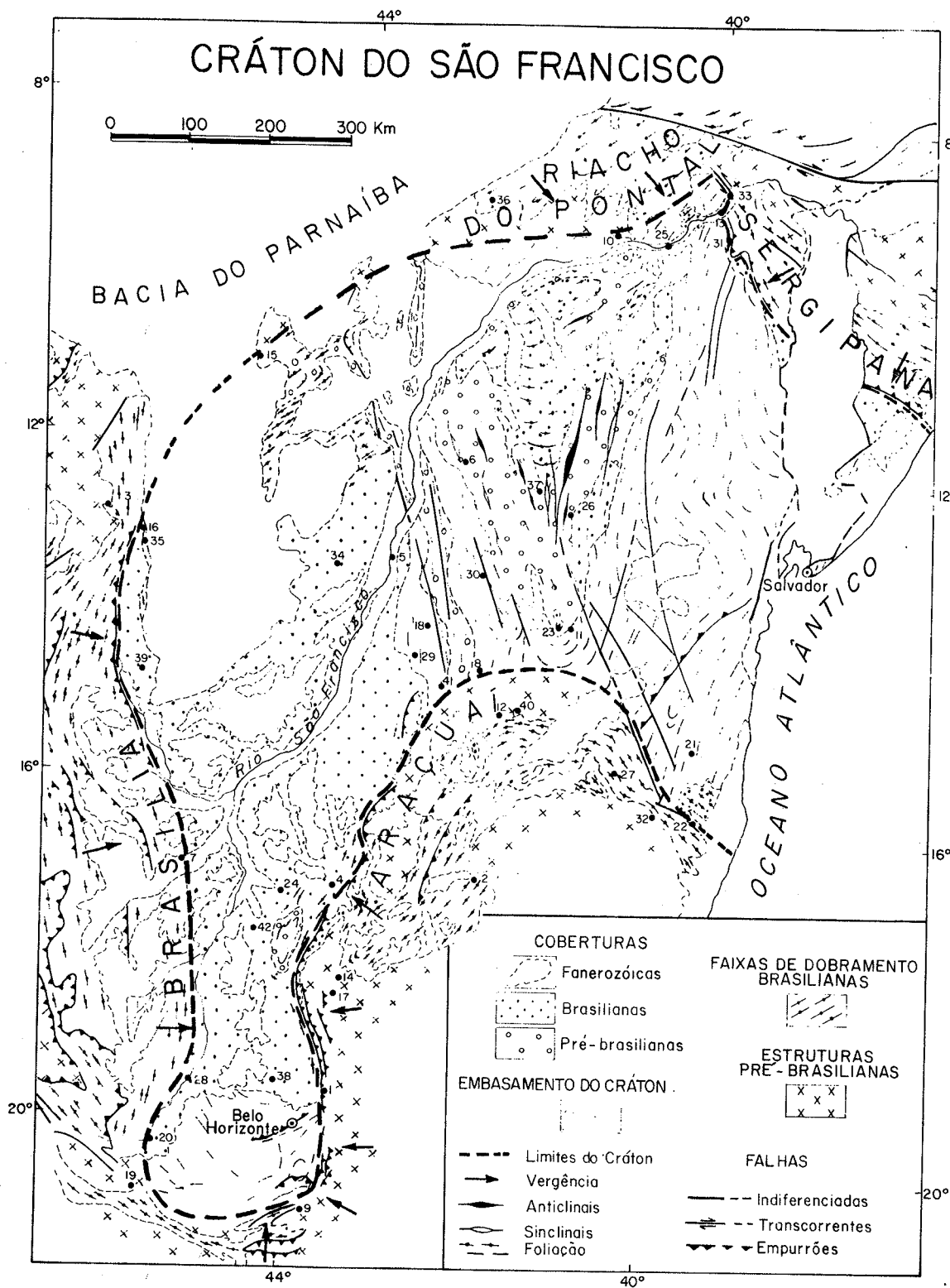
Na região ocidental da Chapada Diamantina, o grupo homônimo, amplamente exposto, apresenta dobramentos lineares, de transição para a faixa de dobramentos do Espinhaço. Em direção a leste, todavia, as camadas tornam-se pouco perturbadas, sendo geralmente não-acentuada a discordância angular com o complexo superior da cobertura. Este manifesta dois tipos de deformação, na Chapada. A oeste, a norte do paralelo 12° S (Brito Neves, 1965; 1967), apresenta-se intensa deformação das camadas, segundo direções E-W e ENE. Como os dobramentos mais antigos do Grupo Chapada Diamantina são orientados a NNW e não foram afetados por essas deformações (*v.g.* mapas de Brito Neves, 1965 e 1967, e Knijnik, 1967), manifesta-se clara desarmonia que parece resultar, como o sugeriram Mascarenhas *et al.* (inédito, *in* Mascarenhas, 1973), de um extenso processo de *décollement* da cobertura mais nova sobre a mais antiga, provavelmente tendo servido seus pelitos de *camada-sabão*. Trata-se evidentemente de uma típica deformação de cobertura plataforma.

Na região oriental da Chapada, a leste do meridiano $41^{\circ} 30' W.G.$, a cobertura brasileira apresenta dobramentos suaves e falhamentos, segundo direções variando entre NNW e N-S. O complexo inferior da cobertura foi claramente envolvido nessas deformações, ao contrário do que se observa em outras regiões da Chapada, mais a oeste. Examinando-se os mapas de Mascarenhas (1973) e Söfner (1973) e as imagens de radar recentemente obtidas pelo Projeto RADAM-BRASIL, verifica-se que, a norte do paralelo $12^{\circ} S$, as grandes falhas do embasamento exposto a leste da Chapada, próximo a ela, passam a se infletir de NNW para N-S, mesma atitude que assumem os eixos das dobras da cobertura, como o anticlinal de Lençóis e o sinclinal de Morro do Chapéu. Verifica-se, também, que falhas do embasamento se continuam na cobertura da Chapada, entre elas, aparentemente, a grande falha de Planalto, que parece estender-se até além de Lençóis. É esta uma falha certamente muito antiga, que de tal modo teria se reativado após a deposição do Grupo Bambuí. Os fatos apontados parecem indicar que as deformações da cobertura cratônica, na região oriental da Chapada Diamantina, são sobretudo de natureza *induzida*, devido à reativação de antigas falhas do embasamento. Esse tipo de deformações é também muito característico da tectogênese plataformal.

O PROBLEMA DOS LIMITES DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO O cráton do São Francisco é circundado por faixas de dobramento desenvolvidas durante o Ciclo Brasileiro, que apresentam estruturas geralmente paralelas às suas bordas, mas cortam em variados ângulos as estruturas pré-brasileianas de seu embasamento (Fig. 1). A delimitação dessas faixas com a massa cratônica é problema dos mais importantes, não só por seu significado científico, como pelas implicações práticas que pode apresentar. É sabido que regiões próximas a esses limites são freqüentemente mineralizadas, tendo-se disso um exemplo na distribuição das jazidas de fosfatos e de metais básicos do oeste de Minas Gerais. Entretanto a solução desse problema pode oferecer muitas dificuldades, a começar pelo que se deve entender por tais limites. No caso do cráton do São Francisco, é desconhecida a existência de grandes discontinuidades crustais às suas bordas, como a zona geossutural marginal, permeável a intrusões ultramáficas, que, em Goiás e no Pará, separa o cráton do Guaporé da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia (Almeida, 1974). Os limites são sobretudo do tipo gradativo, como parece o caso da borda ocidental, em Minas Gerais e Goiás.

As faixas brasileiras que envolvem o cráton apresentam dobramentos lineares e grandes falhas, num conjunto estrutural que manifesta vergências em direção a ele. Na Fig. 1, assinalamos essas vergências, nas seções em que são claramente reconhecíveis. Falhas inversas de grande e pequeno ângulo, como ocorrem em Sergipe, nordeste da Bahia, Goiás e Minas Gerais, resultaram desse transporte tectônico em direção ao cráton. Adotamos, como limites convencionais do cráton, as falhas mais externas das faixas de dobramento, aguardando novos estudos, particularmente levantamentos gravimétricos, que possam oferecer melhor opção para seu traçado. Trechos há em que as deformações holo-

Figura 1 — Cráton do São Francisco, com indicação de seus limites prováveis, coberturas e faixas marginais de dobramentos brasileiros. Localidades referidas no texto: 1, Altamira; 2, Araçuaí; 3, Aurora do Norte; 4, Bocaiúva; 5, Bom Jesus da Lapa; 6, Brotas de Macaúbas; 7, Caatinga; 8, Caculé; 9, Carandaí; 10, Casa Nova; 11, Contendas do Sincorá; 12, Cordeiros; 13, Curaçá; 14, Diamantina; 15, Formosa do Rio Preto; 16, Galheiros; 17, Gouveia; 18, Guanambi; 19, Guapé; 20, Iguatama; 21, Itaju da Colônia; 22, Itapebi; 23, Ituaçu; 24, Jequitaiá; 25, Juazeiro; 26, Lençóis; 27, Macarani; 28, Martinho Campos; 29, Palmas de Monte Alto; 30, Paramirim; 31, Patamutê; 32, Salto da Divisa; 33, Santa Maria da Boa Vista; 34, Santa Maria da Vitória; 35, São Domingos; 36, São Raimundo Nonato; 37, Seabra; 38, Sete Lagoas; 39, Sítio da Abadia; 40, Tremedal; 41, Urandi; 42, Várzea da Palma



mórficas da faixa de dobramentos passam gradualmente às idiomórficas da cobertura cratônica, impondo limites de certo modo arbitrários. Em outros, a zona limítrofe está oculta por coberturas, como no sul da Bacia do Parnaíba, ou ainda a profunda erosão da faixa de dobramentos expôs seu embasamento, que se confunde com o do cráton, como acontece no centro-sul de Minas Gerais e sudeste da Bahia. Acresce a dificuldade decorrente da falta ou da insuficiência de informações geológicas adequadas, como é o caso da região litorânea dos estados da Bahia e de Minas Gerais. Informações geofísicas, disponíveis para áreas ainda muito restritas, nada contribuem, por ora, para o esclarecimento do problema.

Ante as dificuldades expostas, os limites que ora propomos têm caráter tentativo e convencional, devendo ser precisados com a aquisição de novos conhecimentos sobre a geologia do país.

Eles representam, contudo, um progresso em relação aos propostos anteriormente, em especial no que se refere aos trechos noroeste e sudeste da borda do cráton.

OS LIMITES A OESTE E AO EXTREMO SUL O limite ocidental do cráton, em Goiás e Minas Gerais, parece poder traçar-se ao longo de um sistema de falhas inversas, que, embora não detalhadamente investigado, separa as estruturas do cráton das que, a oeste, compõem os intensos dobramentos holomórficos da faixa Brasília. O traçado ora proposto, no trecho entre os paralelos 13° S e 19° S, coincide com o originalmente sugerido em 1966, adotado pelos organizadores do Mapa Tectônico do Brasil (1971) e por Costa e Angeiras (1971). O mapeamento da região pelos geólogos da PROSPEC levou à identificação, nesse trecho, de grande falha que trabalhos recentes de Carraro *et. al.* (1975) estendem para sul do paralelo 16° S até à região da represa de Três Marias. Ante o exposto, sugerimos seja traçado, como segue, o limite (convencional) ocidental do cráton do São Francisco. Proveniente das imediações de Aurora do Norte, onde surge de sob a cobertura cretácea da Serra Geral de Goiás, segue em rumo SSW, para passar a meia-distância entre Galheiros e Prata, trecho esse que verificamos no campo, não tendo encontrado falhamento marginal, que possivelmente existe. Mais a sul, alcança a grande falha inversa indicada no mapa de Braun (1968), que, ao penetrar em Minas Gerais, acompanha a Serra de São Domingos e o rio homônimo. Em fotografias aéreas e imagens de radar e de satélite, essa longa falha é bem reconhecível como o último acidente importante que existe a leste da faixa de dobramentos holomórficos. Ela atravessa o Rio Paracatu nas imediações de Caatinga, já então com rumo SSE, que mantém para cruzar as ramificações ocidentais da represa de Três Marias e alcançar o Rio São Francisco a oeste de Martinho Campos. Dali propomos seja traçado o limite já não mais na zona de falha, porém seguindo o vale do rio até a deflexão de seu curso em Iguatama. Nesse último trecho, o limite aproximadamente separa o Grupo Bambuí, pouco dobrado, da região intensamente deformada a oeste.

As exposições do Grupo São João Del Rei, que, no sul de Minas Gerais, representam a continuação da faixa de dobramentos Brasília, descrevem grande arco com concavidade voltada para o antepaís cratônico a norte. As estruturas dessa faixa influem acentuadamente no traçado do Rio Grande entre Guapé e a foz do Rio das Velhas, no traçado deste Rio das Velhas até a foz do Carandaí, bem como no traçado deste último até a cidade homônima. Um conjunto de extensas falhas de empurrão e outras, com transporte para N e NNW (Ebert, 1957), apresenta-se nessa faixa, que tem sua continuidade para leste interrompida em consequência da erosão fanerozóica, que só poupou restos das formações brasileiras mais profundamente embutidos no embasamento. Admitimos que a borda

original do cráton deva ser traçada pouco a norte dos trechos fluviais acima referidos, de tal modo que nele seja situado o Quadrilátero Ferrífero.

OS LIMITES SUL E SUDESTE O soerguimento fanerozóico Existem claras evidências de que a região adjacente às bordas sul e sudeste do cráton do São Francisco se sujeitou a um apreciável soerguimento após a tectogênese brasileira. Esse processo é em parte atribuível à inversão pós-geossinclinal, mas sem dúvida também à epirogênese posterior, pelo que foi descoberto o próprio embasamento do cráton a sul do paralelo de Sete Lagoas.

Ao longo da Serra do Espinhaço, esse soerguimento, e conseqüente erosão, acha-se claramente manifestado. Assim, no paralelo de Bocaiúva, o Grupo Macaúbas, com espessura muito reduzida pela erosão, apresenta-se ao nível da cobertura cratônica. O tectonogruppo geossinclinal equivalente ao Bambuí plataformal foi evidentemente erodido. Observe-se o contraste com a borda ocidental do cráton, em Minas Gerais e Goiás, e também a analogia com a região cuiabana da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia. Mais ao sul, no paralelo de Diamantina, são os quartzitos do Grupo Espinhaço que estão ao nível da cobertura cratônica, elevados pelo sistema de falhas marginais. Ainda mais ao sul, na janela de Gouveia, já o próprio embasamento cristalino ocupa essa posição. Do paralelo de Altamira para sul, o Grupo Espinhaço limita-se a restos esparsos no embasamento granítico-migmatítico, sobre o qual repousam as formações supracrustais do Quadrilátero Ferrífero, mais antigas que aquele grupo. Verifica-se, portanto, que, de norte para sul, níveis cada vez mais profundos da crosta estão expostos. Uma conseqüência bem evidente desse processo foi a destruição, pela erosão, da continuidade que deve ter existido à borda do cráton, entre os grupos São João del Rei e Macaúbas. De tal modo, torna-se aparentemente difícil delimitar o cráton em sua borda leste, em Minas Gerais. Todavia um notável sistema de falhas marginais tinha-se desenvolvido nesse limite durante a tectogênese brasileira. Elas estão muito bem-expostas no flanco ocidental da Serra do Espinhaço, mas julgamos tê-las identificado também na borda oriental do Quadrilátero Ferrífero.

A mais nova tectônica reconhecível no Quadrilátero Ferrífero é representada por um sistema de falhas de empurrão existente em seu canto SE e em toda a borda leste. Ele foi originalmente mapeado, na década de 50, pelos geólogos do DNPM-USGS (veja Dorr, 1969) e, recentemente, por professores da Escola de Minas de Ouro Preto (Alves de Lima *et al.*, 1975). O mapa elaborado pelo primeiro grupo indica que não só formações da Série Minas como as do próprio Grupo Nova Lima foram lançadas sobre a Série Itacolomi, em conseqüência de movimentos dirigidos de ESE para WNW, no sul do Quadrilátero, e de E para W, em sua borda oriental. Consideramos esse sistema de falhas como desenvolvido durante o Ciclo Brasileiro, representando extensão, para sul, das falhas que separam a Serra do Espinhaço da área cratônica situada a oeste. O mapeamento de Schöll (1972) mostra que estas últimas, provindo de norte, alcançam a região de Altamira; entre ela e o Quadrilátero, não teriam sido identificadas por se apresentarem no complexo granítico-gnáissico, ainda não detalhadamente investigado.

A faixa de dobramentos Araçuaí Propomos denominar *Araçuaí*, nome tomado da cidade e do rio nela situados, a faixa de dobramentos brasileiros adjacente às bordas sul e sudeste do cráton do São Francisco, em Minas Gerais e regiões vizinhas da Bahia. O Grupo Macaúbas (Formação Macaúbas, de Moraes, 1929) e os gnaisses, xistos, quartzitos e calcários a ele associados, no sul da Bahia, representam os depósitos geossinclinais que a caracterizam, sendo admissível que equivalentes do Grupo Bambuí também possam existir

nela. As estruturas da Serra do Espinhaço, em Minas Gerais, a ela pertencem, pelo menos em parte.

O Grupo Macaúbas apresenta-se em estreita faixa exposta na zona de falhas que limita a Serra do Espinhaço a oeste, alcançando proximidades do Quadrilátero Ferrífero perto de Altamira. Entretanto só a norte do paralelo de Diamantina tem sua área de ocorrência expandida, estendendo-se em rumo NNE (Moraes 1932a), no norte de Minas Gerais, para penetrar na Bahia, em direção a Cordeiros, já com rumo NE. Entre essa cidade e Tremedal, parece orientar-se a faixa Araçuaí a E-W (veja Mascarenhas, 1973, Fig. 2), seguindo depois em rumo SE, para Maracani, Maiquinique, Salto da Divisa, no baixo Rio Jequitinhonha, e Itagimirim, para então se ocultar sob a planície costeira do baixo vale do Rio Buranhém (veja a Fig. 1, *in* Silva Filho, 1974). Alguns granitos são intrusivos nessa faixa.

O Grupo Macaúbas recobre, em discordância angular, o Grupo Espinhaço, sendo, por sua vez, também assim recoberto pelo Bambuí, como tem sido referido por alguns investigadores. Representa a sedimentação geossinclinal de caráter variado, originalmente constituída de pelitos, arenitos, grauvacas, arcósios e conglomerados, ocorrendo subordinadamente calcários, itabiritos e produtos vulcânicos básicos. Essas rochas foram diversamente modificadas pelo metamorfismo, que cresce desde fácies xisto-verde, nas regiões próximas ao Espinhaço, a anfibolito, nas regiões dos baixos cursos dos rios Jequitinhonha, Araçuaí e Pardo.

Em trabalhos recentes, Karfunkel e Karfunkel (1975) e Hettich (1975) descrevem a estratigrafia do Grupo Macaúbas na região sul de sua área de ocorrência. Por ter sido o Grupo Bambuí inteiramente destruído pela erosão que se seguiu à inversão geossinclinal* (ou ainda não tendo sido identificado um tectonogrupo geossinclinal que lhe seja equivalente), é impossível determinar a espessura original do Grupo Macaúbas; o meio milhar de metros indicado por J. Karfunkel e B. Karfunkel e mesmo os pouco mais de 1 000 m medidos por M. Hettich são evidentemente valores mínimos, incompatíveis com o metamorfismo de suas rochas. Moraes (1937) atribuiu ao grupo milhares de metros de espessura.

As metagrauvacas seixosas constituem os metassedimentos mais em evidência do grupo, não só pela facilidade com que se deixam identificar, como pelos problemas genéticos que suscitam. Representam realmente uma fração limitada do grupo, não mais que 200 a 350 metros de espessura, nas áreas investigadas por J. Karfunkel, B. Karfunkel e M. Hettich. Ocorrem em sua parte inferior, mas não basal. Sua origem glacial, sugerida por Hartt (1870) e Derby (*in* Moraes, 1932a), foi mais firmemente proposta por Moraes Rego (1930) e Moraes e Guimarães (1930). Os evidentes indícios de ações glaciais sobre o cráton próximo, representados pela Formação Jequitá e seu embasamento quartzítico, estriado e modelado, e menos claramente pela Formação Bebedouro, na Bahia, aliados à correlação de ambas com o Grupo Macaúbas da faixa de dobramentos, indicam que as metagrauvacas seixosas constituem o equivalente glácio-marinho, depositado no geossinclíneo, de detritos arrastados pelos gelos provenientes do continente, a oeste (Hettich, 1975). Essa interpretação, todavia, não é unanimemente aceita. F. Renger, em 1970, supôs ser o Macaúbas molassa da orogênese Minas, idéia aceita por Schöll (1972). Schmidt

*O mesmo fato se manifesta na faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia, na região de Cuiabá, onde só o sinclinal de Guia, a noroeste da cidade, contém, em seu recheio, calcários da seqüência carbonatada de pré-inversão (Almeida, 1974)

(1972), sem excluir a possibilidade de origem glacial, sugeriu representarem as metagrauvas, correntes submarinas de lama. Em 1973, Pflug e Renger, afirmando existirem passagem gradual e interdigitações entre Macaúbas e Bambuí e considerando ser aquele grupo, molassa sinorogênica da faixa orogênica Minas, reuniram-nos num Supergrupo São Francisco, o que não parece justificável. O ambiente glácio-marinho geossinclinal em que se depositaram as grauvas seixosas do Grupo Macaúbas é o menos propício para fornecer indícios seguros de fenômenos glaciais, não só pela natureza estratificada de suas rochas e pela possível confusão com depósitos próprios aos geossinclíneos, como pelas transformações subseqüentes que essas rochas sofreram. Tais indícios são menos obscuros nos depósitos correlativos continentais da cobertura plataformal vizinha, onde claramente têm sido reconhecidos, tanto em Minas Gerais como em Mato Grosso. Parece bem evidente que o clima glacial atestado pelas metagrauvas seixosas do Grupo Macaúbas e sua Formação Jequitai precedeu ao clima quente sob o qual se acumulou o Bambuí. Todavia clima quente já existia antes da glaciação, pois que, em posição mais baixa que as referidas metagrauvas, foram encontrados, no médio Jequitinhonha, dolomitos contendo estruturas *Conophyton* (Schöll, 1976).

Dobramentos holomórficos e grandes falhas inversas junto à borda do cráton, em Minas Gerais, caracterizam a tectogênese geossinclinal na faixa Araçuaí. A vergência em direção a ele tem sido posta em evidência, onde trabalhos de detalhe foram executados.

Recentes investigações geocronológicas por isócronas Rb/Sr em rocha total, conduzidas por Sá e Kawashita (1976), indicam que os xistos Macaúbas do médio curso do Rio Jequitinhonha foram metamorfoseados a 600 ± 50 m.a. e penetrados de granitos tardios a 517 ± 7 m.a., valores que caracterizam precisamente episódios brasileiros na evolução da faixa de dobramentos Araçuaí. Também no trabalho de Cordani (1973a) verifica-se que todas as datações K/Ar e Rb/Sr feitas em rochas do sul da Bahia, provenientes da região aqui atribuída à faixa Araçuaí (Fig. 1), indicaram idades brasileiras.

Traçado dos limites sul e sudeste O sistema de falhas inversas, mediante as quais os grupos Espinhaço e Macaúbas foram lançados sobre o Grupo Bambuí, a oeste da Serra do Espinhaço, define claramente a justaposição da borda ocidental da faixa de dobramentos Araçuaí, à borda do cráton do São Francisco. A sul do paralelo $18^{\circ} 30' S$, tais falhas foram já assinaladas em diversos trabalhos compilados em mapa por Pflug e Renger (1973). A norte, onde ainda não existem trabalhos de detalhe, elas foram observadas, em diversas seções, por Moraes (1932b, 1937), Cobra (1969) e outros. Ao penetrarem no cráton do São Francisco, as estruturas da Serra do Espinhaço apresentam a *deflexão de Urandi*, onde as direções dominantes NNE que possuem em Minas Gerais voltam-se para NNW. Nela, as estruturas brasileiras do espinhaço mineiro cedem lugar às uruaçuanas, do baiano.

No norte de Minas Gerais e na região vizinha da Bahia, como referimos, a faixa Araçuaí descreve grande arco com concavidade voltada para sul, já observado por Mascarenhas (1973) e que bem se percebe nas imagens de radar. Os poucos conhecimentos, ora disponíveis, sobre a geologia da região não permitem apontar a posição da borda cratônica a norte da faixa de dobramentos. Certamente ela se situa a sul do Rio de Contas, pois que, a norte, já se apresenta a cobertura cratônica em Ituaçu e em Contendas do Sincorá. O Grupo Rio Pardo (Pedreira *et al.*, 1969) possui características de uma bacia marginal desenvolvida à borda do cráton, que ali está bem caracterizado pelo magmatismo

alcalino brasileiro (Fujimori, 1967; Cordani *et al.*, 1974) de Itaju da Colônia e de Potiraguá, assim como por idades do Pré-Cambriano Inferior de seu embasamento, determinadas por Cordani (1973a). Esse autor indica o falhamento de Itapebi (ou falha de Planalto, *af.* Mascarenhas, 1973) como o limite da faixa de dobramentos do Ciclo Brasileiro com o Complexo Granulítico de Jequié, embasamento do cráton. Tais considerações e a certeza que temos de que os dobramentos brasileiros não se estenderam à região do Espinhaço, na Bahia, levam-nos a propor como limite convencional do cráton, nessa região, o indicado na Fig. 1. Ele evidentemente carece de melhor definição, que só se poderá obter com o mapeamento detalhado da região.

O LIMITE NORTE A faixa de dobramentos Brasília oculta-se sob a cobertura da Serra Geral de Goiás. Estruturas que a ela se correlacionam ressurgem à borda da bacia do Parnaíba, expondo-se em São Raimundo Nonato no Piauí, representadas pelo Grupo Salgueiro. Constituem a denominada faixa de dobramentos Riacho do Pontal (Brito Neves, 1975).

No sul do Piauí e a noroeste da Bahia, as estruturas do Pré-Cambriano Superior, recobrimo um embasamento granítico gnáissico transamazônico ou mais antigo, adaptam-se a duas direções predominantes, como já o havia observado Kegel (1965). As mais antigas, manifestadas nos dobramentos da Serra do Espinhaço, dirigem-se entre N-S e NNW, enquanto que as mais novas, certamente brasileiras, orientam-se a NE. As serras do Boqueirão e do Estreito, suportadas por quartzitos do Grupo Espinhaço, terminam, a norte, em falhas, deflexões e sinuosidades que denotam a compressão causada pelos esforços do Ciclo Brasileiro, orientados de NW para SE (Winge, 1968). As estruturas do Grupo Espinhaço que se mostram a oeste da extremidade da Serra do Boqueirão, na alta bacia do Rio Preto, também adotam direção NE, como está indicado no Mapa Geológico do Brasil ao Milionésimo (Folha Rio São Francisco).

Embora tenham sido erodidas as rochas brasileiras, na região a SW de São Raimundo Nonato, impossibilitando precisar a delimitação do cráton, é evidente que seus limites muito se aproximam da divisa dos dois estados, como o comprovam as relações entre as estruturas brasileiras e as que anteriormente afetaram o Grupo Espinhaço. De tal modo, o limite convencional pode ser aproximadamente traçado entre a cidade de Formosa do Rio Preto, na Bahia, e a terminação da Serra do Estreito.

Entre os meridianos 42° e 40° W.G., é difícil indicar a posição da borda do cráton. Supomos que, até Casa Nova, no Rio São Francisco, o limite deva ser traçado muito próximo a ele, de modo a separar os metassedimentos da faixa Riacho do Pontal, que ocorrem à sua margem esquerda, dos testemunhos da cobertura cratônica, que, à margem direita, chegam junto ao rio na Serra do Incaibro, próximo a Casa Nova*. Assim traçado, o limite orienta-se a E-W, portanto obliquamente às direções NE a NNE dos eixos dos dobramentos que ali se apresentam na faixa Riacho do Pontal. A obliquidade da direção da vergência, dirigida para SE, parece ser, em relação à orientação da borda do cráton, a causadora das sinuosidades dos limites de exposição do Grupo Salgueiro, que denotam o intenso comprometimento do embasamento pré-brasiliano nos dobramentos.

*Veja Folha n.º 19, do Mapa Hidrogeológico do Nordeste, Departamento de Recursos Minerais, SUDENE

Brito Neves (1975) denominou bacia marginal de Barra Bonita aos depósitos brasileiros, de pouco a nada metamórficos, de uma pequena depressão que o Rio São Francisco atravessa entre Juazeiro e Curaçá. Ela comprova a extensão do cráton à margem esquerda do rio, bem próximo a sua terminação norte, onde ele se articula com o maciço mediano Pernambuco-Alagoas, separando-os grande falha que atravessa o rio em Santa Maria da Boa Vista.

O traçado do limite do cráton com a faixa de dobramentos sergipana oferece poucos problemas. Tanto em Sergipe como na Bahia, onde a faixa termina no Rio São Francisco próximo a Curaçá, o limite é claramente assinalado por destacadas falhas inversas que sobrepõem diferentes tectonogrupos, lançando-os em parte sobre a cobertura Bambuí do cráton, como ocorre em Patamutê, Corundundum, Bendengó, etc.

A faixa de dobramentos, através da posição de suas estruturas planares, manifesta acentuada vergência dirigida para o cráton, a SW (Humphrey e Allard, 1968; Jordan, 1971). Estudo geocronológico (Brito Neves e Cordani, 1973) confirma terem-se realizado, no Ciclo Brasileiro, o metamorfismo e a intrusão de granitóides nessa faixa. O Grupo Estância, em Sergipe, pouco deformado e não-metamórfico, representa material de natureza molássica que se estende do interior da faixa de dobramentos (Formação Juá), que recobre em discordância angular, até sobre o cráton.

CONCLUSÕES O cráton do São Francisco é uma grande unidade tectônica que compreende a maior parte do Estado da Bahia e se estende às regiões vizinhas de Minas Gerais, Sergipe, Pernambuco e Goiás. Seu embasamento consolidou-se ao término do Ciclo Transamazônico, após o que somente sofreu deformações de natureza paratectônica. Sua cobertura compreende dois complexos. O mais antigo é correlativo de uma faixa de dobramentos desenvolvida durante a primeira metade do Pré-Cambriano Superior. O mais novo, brasileiro, recobre quase metade de sua área. Faixas de dobramentos surgiram durante a evolução de geossinclíneos dispostos às bordas do cráton no Ciclo Brasileiro, na segunda metade do Pré-Cambriano Superior. Processos de sedimentação, tectogênese, metamorfismo e magmatismo em condições comparáveis às dos miogeossinclíneos foram acompanhados, em seu término, pela inversão geossinclinal. Resultaram relevos às bordas do cráton, cuja erosão destruiu grandes trechos das faixas marginais de dobramentos e causou o recobrimento, de parte pelo menos do cráton, com depósitos molássicos. A tectogênese brasileira desenvolveu, nesses geossinclíneos, dobramentos **holomórficos e falhamentos inversos**, denotando acentuada vergência em direção ao antepaís cratônico, e deformou as bordas de sua cobertura. Sistemas de falhas marginais e, na falta deles, zonas de transição dos dobramentos holomórficos para os de natureza plataformal permitem traçar aproximadamente metade dos limites do cráton. Em outros trechos, nos quais a erosão destruiu os materiais brasileiros, sem que se observem falhas marginais ou ainda por se acharem cobertos, esses limites só podem ser aproximadamente indicados.

Agradecimentos O autor agradece aos professores Roberto Nogueira Cardoso, Joachim Karfunkel e Manfred Hettich, do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, ao Dr. Friedrich Renger e aos colegas do Instituto Eschwege, de Diamantina, a organização de proveitosa visita à região de ocorrência do Grupo Macaúbas, em Minas Gerais, e as informações que durante seu decorrer lhe prestaram.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M. de - 1966 - Origem e evolução da Plataforma Brasileira. II Semana Debates Geológicos, CAEG, pp. 45-67 (debates, pp. 68-89), Porto Alegre
- ALMEIDA, F. F. M. de - 1974 - Sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé. Anais XXVIII Congr. Bras. Geol., 4: 7-10, Porto Alegre
- ALVES DE LIMA, J. O., FERREIRA, C. M., SCHMIDT, J. C., D'ELBOUX, C. V., MOREIRA, M. D. e OLIVEIRA JUNIOR, O. A. - 1975 - Setor G da Geotransversal E-W. Convênio DNPM-EFMOP, mapa, Ouro Preto
- BARBOSA, A. L. - 1966 - Síntese da evolução geotectônica da América do Sul. Esc. Fed. Minas Ouro Preto, Bol. Inst. Geol., 1(2): 91-111, Ouro Preto
- BEURLIN, H. - 1970 - Geologia da Folha Paratinga-Bahia. SUDENE, Div. Geol., Ser. Geol. Reg. n.º 12, 49 pp., Recife
- BRAUN, O. P. G. - 1968 - Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. Anais XXII Congr. Bras. Geol., pp. 155-166, Belo Horizonte
- BRITO NEVES, B. B. de - 1965 - Notas preliminares da geologia e hidrologia da Série Bambuí na região central da Bahia. CONESP, Rel. n.º 13, 43 pp., Recife
- BRITO NEVES, B. B. de - 1967 - Geologia das folhas de Ipamerim e Morro do Chapéu, BA. CONESP, Dep. Técnico, Relat. 17, 53 pp., mapa, Recife
- BRITO NEVES, B. B. de - 1975 - Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. Inst. Geociên. USP, 198 pp. (tese inédita), São Paulo
- BRITO NEVES, B. B. de e CORDANI, U. G. - 1973 - Problemas geocronológicos do "Geosinclinal Sergipano" e do seu embasamento. Anais XXVII Congr. Bras. Geol., 2: 67-76, Aracaju
- CARRARO, C. C., CHIANG, L. C. e YAMAGATA, S. K. - 1975 - Interpretação geológica da região do alto e médio São Francisco baseada nas imagens MSS do ERTS-1. Inst. Pesq. Espaciais, Rel. n.º 790/TPT/018, 115 pp., São José dos Campos
- COBRA, R. Q. - 1969 - Laminação de fluxo e cisalhamento na Serra do Espinhaço, Minas Gerais. SUDENE, Div. Geol., Série Esp. n.º 11, 38 pp., Recife
- CORDANI, U. G. - 1973a - Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória. Inst. Geoc., Univ. São Paulo, Tese (inédita), 98 pp., São Paulo
- CORDANI, U. G. - 1973b - Definição e caracterização do Cráton do São Francisco. Anais XXVII Congr. Bras. Geol., 2: 142-145, Aracaju
- CORDANI, U. G., BERNAT, M., TEIXEIRA, W. e KINOSHITA, H. - 1974 - Idades radiométricas das rochas alcalinas do sul da Bahia. Anais XXVIII Congr. Bras. Geol., VI: 253-259, Porto Alegre
- COSTA, L. A. J. e ANGEIRAS, A. G. - 1971 - Geosynclinal evolution of the epi-Baykalian platform of Central Brazil. Geol. Rdsch., 60(3): 1024-1050, Stuttgart
- DERBY, O. A. - 1905 - The geology of the diamond and carbonado washings of Bahia, Brazil. Econ. Geol., 1: 134-142, Urbana
- DORR II, J. van N., - 1969 - Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Geol. Surv. Prof. Pap. 641-A, 110 pp., Washington
- EBERT, H. - 1957 - Beitrag zur Gliederung des Prakambriums in Minas Gerais. Geol. Rdsch., 45: 471-519, Stuttgart
- EBERT, H. - 1968 - Ocorrências de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. Anais Acad. Bras. Ciên., 40 (suplemento): 215-229, Rio de Janeiro
- FREYBERG, B. V. - 1932 - Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Gerais (Brasilien). N. Jb. Miner. Geol. Paleont. Sbd., 2: 403 S., Stuttgart
- FUJIMORI, S. - 1967 - Rochas alcalinas do sul do Estado da Bahia. DNPM, Div. Geol. Min., Not. Prelim. Est. 141, 11 pp., Rio de Janeiro
- GUIMARÃES, D. - 1951 - Arqui-Brasil e sua evolução geológica. DNPM, Div. Fom. Prod. Miner., Bol. n.º 88, 314 pp., Rio de Janeiro

- HARTT, C. F. — 1870 — *Geology and physical geography of Brazil*, 620 pp., (Fields Osgood), Boston
- HASUI, Y. e ALMEIDA, F. F. M. de — 1970 — *Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro*. Soc. Bras. Geol., Bol. **19**: (1): 5-26, São Paulo
- HERZ, N. — 1970 — *Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Geol. Surv. Prof. Paper 641-B, 58 p., Washington
- HETTICH, M. — 1975 — *Zur Genese des Macaúbas und Geologie des Gebietes nördlich der Serra Negra (Minas Gerais, Brasilien)*. Geol. Jb. **14**: 47-85, Hannover
- HUMPHREY, F. L. e ALLARD, G. O. — 1968 — *The Propriá geosyncline, a newly recognized tectonic element in the Brazilian Shield*. XXIII Intern. Geol. Congr., **4**: 123-139, Praga
- ISOTTA, C. A. L., ROCHA CAMPOS, A. C. e YOSHIDA, R. — 1969 — *Striated pavement of the Upper Precambrian glaciation in Brazil*. Nature, **222** (5192): 466-468, Londres
- JARDIM DE SÁ, E. F., BRITO NEVES, B. B. de, McREATH, I. e BARTELS, R. L. — 1976a — *Geocronologia e o modelo tectonomagmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Septentrional, Bahia*. Anais XXIX Congr. Bras. Geol., Resumos dos Trabalhos, pp. 204, Belo Horizonte
- JARDIM DE SÁ, E. F., McREATH, I., BRITO NEVES, B. B. de e BARTELS, R. L. — 1976b — *Novos dados geocronológicos sobre o Cráton do São Francisco no Estado da Bahia*. Anais XXIX Congr. Bras. Geol., Resumos dos Trabalhos, pp. 203, Belo Horizonte
- JORDAN, H. — 1971 — *The late Precambrian synclinorium of Curaçá (Brazil)*. Geol. Jb., **88**: 617-628, Hannover
- KARFUNKEL, B. e KARFUNKEL, J. — 1975 — *Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço-Zone mit besonderer Berücksichtigung des Tillit-Problems (Minas Gerais/Brasilien)*. Geowissenschaftlichen Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br., Dissertation, 86 pp.
- KEGEL, W. — 1965 — *A estrutura geológica do nordeste do Brasil*. DNPM, Div. Geol. Miner., Bol. n.º 227, 47 p., Rio de Janeiro
- KNIJNIK, P. R. — 1967 — *Geologia da Quadrícula Barra do Mendes (S-076) — Bahia*. SUDENE, Div. Geol., Ser. Geol. n.º 8, 54 pp. Recife
- KOBER, L. — 1921 — *Der Bau der Erde*. Borntraeger, ed., 324 p., Berlin
- MARCHESE, H. G. — 1974 — *Litoestratigrafia y petrologia del Grupo Bambuí en los Estados de Minas Gerais y Goiás, Brazil*. Rev. Bras. Geoc., **4**: 172-190, São Paulo
- MASCARENHAS, J. de F. — 1969 — *Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina entre Itaeté e Seabra — Bahia*. Anais XXIII Congr. Bras. Geol., Bol. Esp. n.º 1, pp. 59-60 (resumo), Salvador
- MASCARENHAS, J. de F. — 1973 — *A geologia do Centro-Leste do Estado da Bahia*. Anais XXVII Congr. Bras. Geol., **2**: 35-66, Aracaju
- MORAES, L. J. de — 1929 — *Geologia da região diamantina de Minas Gerais*. Rel. An. Dir. Serv. Geol. Min. 1928, pp. 29-34, Rio de Janeiro
- MORAES, L. J. de — 1932a — *Área ocupada pela Formação Macaúbas no norte de Minas Gerais*. Anais Acad. Bras. Sci., **IV**: 111-114, Rio de Janeiro
- MORAES, L. J. de — 1932b — *Sobre a ocorrência de uma falha de empurrão na Serra da Tocaia*. Anais Acad. Bras. Ciên., **IV** (2): 63-66, Rio de Janeiro
- MORAES, L. J. de — 1937 — *Geologia Geral, in Moraes, L. J. e outros: Geologia Econômica do Norte de Minas Gerais, parte I*, 111 pp., Serv. Fom. Prod. Min., Bol. n.º 14, 192 pp., Rio de Janeiro
- MORAES, L. J. de e GUIMARÃES, D. — 1930 — *Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais*. Acad. Bras. Ciên., **II** (3): 153-186, Rio de Janeiro
- MORAES, REGO, L. F. de — 1930 — *Glaciação copaleozóica no centro do Brasil*. Anais Acad. Bras. Ciên., **II**: 109-112, Rio de Janeiro
- PEDREIRA, A. J., SOUTO, P. G. e AZEVEDO, H., — 1969 — *Metassedimentos do Grupo Rio Pardo, Bahia, Brasil*. Anais XXIII Congr. Bras. Geol., pp. 87-100, Salvador
- PFLUG, R. — 1965 — *Zur Geologie der südlichen Espinhaço-Zone und ihrer präkambrischen Diamantvorkommen, Minas Gerais, Brasilien*. Z. deutsch. geol. Ges., **115**: 177-215, Hannover
- PFLUG, R. e RENGER, F. — 1973 — *Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton do São Francisco*. Anais XXVII Congr. Bras. Geol., **2**: 5-22, Aracaju

- PFLUG, R., SCHOBENHAUS, C. e RENGER, F. — 1969 — Contribuição à geotectônica do Brasil Oriental. SUDENE, Div. Geol., Ser. Esp. n.º 9, 59 pp., Recife
- PINSON, W. H., WHITTEMORE, D. O., FAIRBAIRN, H. W. e HURLEY, P. M. — 1967 — Rb/Sr whole rock ages of rocks near Sete Lagoas, Minas Gerais, Brazil, in Variation in isotopic abundances of strontium, calcium, argon, and related topics. 15th. Ann. Prog. Rept, Cambridge, Massachusetts Inst. Technology, Dept. Geology and Geophysics, pp. 37-39
- PONÇANO, W. L. e PAIVA FILHO, A. — 1975 — Diamictitos pré-cambrianos do Cráton do São Francisco e rochas associadas, Minas Gerais e Bahia. Inst. Pesq. Tecnol., São Paulo, Publ. n.º 1050, 11 pp., São Paulo
- RENGER, F. — 1970 — Fazies und Magmatismus der Minas-Serie in der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. Geol. Rdsch., **59**: 1253-1292, Stuttgart
- SÁ, J. H. S. e KAWASHITA, K. — 1976 — Idades Rb/Sr de rochas do Grupo Macaúbas, MG. Anais XXIX Congr. Bras. Geol., Resumos dos Trabalhos, p. 220, Belo Horizonte
- SCHMIDT, H. L. — 1972 — Fazieswechsel in der São Francisco — Serie (Bambuú) bei Bocaiúva, Espinhaço-Zone, Minas Gerais Brasilien. Beih. geol. Jb., **121**: 59-94, Hannover
- SCHOBENHAUS, C. — 1969 — Mapa geológico preliminar da Região Setentrional da Serra do Espinhaço, Bahia Central (Brasil), Anais XXIII Congr. Bras. Geol., pp. 75-86, Salvador
- SCHOBENHAUS, C. e KAUL, P. F. T. — Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina, Bahia Central. Min. Met., **53** (315): 116-120, Rio de Janeiro
- SCHÖLL, W. U. — 1972 — Der südwestliche Randbereich der Espinhaço Zone, Minas Gerais, Brasilien. Geol. Rdsch., **61**: 201-216, Stuttgart
- SCHÖLL, W. U. — 1976 — Estromatólitos (Conophyton) em dolomitos do Grupo Macaúbas. Anais XXIX Congr. Bras. Geol., Resumos dos Trabalhos, p. 363, Belo Horizonte
- SILVA FILHO, M. A. da — 1974 — Os kinzigitos do extremo sul da Bahia — sua origem e posição estratigráfica relativa. Anais XXVIII Congr. Bras. Geol., **4**: 159-164, Porto Alegre
- SÖFNER, B. — 1973 — Observações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano da Chapada Diamantina SE e da área contígua. Anais XXVII Congr. Bras. Geol., **2**: 23-32, Aracaju
- STILLE, H. — 1936 — Tektonische Beziehungen zwischen Nordamerika und Europa. XXVI Int. Geol. Congr., 1933, Washington., pp. 829-838
- STILLE, H. — 1940 — Einführung in den Bau Amerikas. Borntraeger, ed., 717 pp., Berlim
- SUTTON, J. — 1971 — Some developments in the earths crust. Geol. Soc. Australia, Sp. Paper 3, pp. 1-10, Canberra
- TAVORA, J., CORDANI, U. G. e KAWASHITA, K. — 1967 — Determinações de idade potássio-argônio em rochas da região central da Bahia. Anais XXI Congr. Bras. Geol., pp. 234-244, Curitiba
- TAVORA, J. e FERREIRA, L. M. O. — 1966 — Determinação da idade de algumas rochas da Bahia pelo método potássio-argônio. XX Congr. Bras. Geol., Publ. n.º 1, Núcleo Rio de Janeiro, pp. 88-89, Rio de Janeiro
- WINGE, M. — 1968 — Geologia da região das serras do Estreito e Boqueirão — NW da Bahia e SSE do Piauí. SUDENE, Div. Geol., Ser. Geol. n.º 17, Recife