

SISTEMA TECTÔNICO MARGINAL DO CRÁTON DO GUAPORÉ

F.F.M. DE ALMEIDA*

ABSTRACT

On the junction of the Guaporé Craton with the Paraguay-Araguaia folded belt a marginal tectonic system was developed whose components are exposed along 3,200km. The main component of this system on its northern part is the extense Tocantins-Araguaia marginal geosuture, a zone of deep faults intruded by basic and ultrabasic rocks. On the big concavity of the cratonic border in Mato Grosso, Bolivia and Paraguay marginal basins developed in which were accumulated glacial-continental and marine deposits mainly of carbonatic nature. The molassic Alto Paraguay foredeep is another component of the marginal system. Its extension to the miogeosynclinal zone was intensively folded. At the southeastern Paraguay the marginal tectonic system is represented by an acid vulcano-plutonism (Caapucú) developed at the end of the Brasiliano cycle.

The problem of junction between the craton and the folded belt is discussed under the exposed tectonic analysis.

INTRODUÇÃO

Problemas dos mais interessantes da geotectônica apresentam-se com o estudo dos limites entre as plataformas antigas (cratons) e as faixas de dobramentos desenvolvidas à sua periferia. Trata-se de zonas estruturalmente muito complexas, condicionadas à presença de intensos falhamentos da massa cratônica, responsáveis por movimentos verticais e horizontais de grande amplitude. Esses movimentos são acompanhados, freqüentemente, de espessa sedimentação em bacias epicratônicas que se estendem à faixa geossinclinal. Assim se originam, nessas zonas de transição, *sistemas tectônicos marginais* cujos componentes principais são suturas marginais, às vezes tão profundas (geossuturas) que se tornam permeáveis ao magma; bacias sedimentares pericratônicas, antefossas e áreas vulcânicas marginais. Esses componentes desenvolvem-se em ocasiões diversas da evolução geossinclinal, dispondo-se ao longo da zona de junção entre o cráton e a faixa de dobramentos e em parte se sobrepondo.

O estudo dos sistemas tectônicos marginais, além do aspecto puramente acadêmico, por representarem a evolução geodinâmica de margens continentais pretéritas, oferece grande interesse prático, por freqüentemente constituírem sítios de variada mineralização policíclica, o que é comprovado por numerosos exemplos no mundo.

No presente trabalho o autor propõe-se a caracterizar o sistema tectônico marginal desenvolvido à borda do cráton do Guaporé no decorrer do ciclo tectogênico Brasiliano. Esse sistema, salvo coberturas locais, expõe-se ao longo de 3.200 km, nos estados do Pará, Goiás e Mato Grosso, assim como nas regiões orientais da Bolívia e do Paraguai (Mapa Tectônico do Brasil, 1971).

O limite entre o cráton e a faixa de dobramento só se expõe em território brasileiro. Salvo onde localmente coberto, pode ser verificado ao longo de 2.700 km. Em planta, apresenta-se com traçado convexo-côncavo. O trecho convexo para a faixa de dobramentos é quase retilíneo, por ser muito pequena sua curvatura. Desenvolveu-se sobretudo em Goiás e Pará. Seu principal componente é uma zona de falhamentos marginais, uma faixa geossutural que limita o cráton do Guaporé. O trecho sul configura, em planta, grande arco cuja concavidade volta-se para a faixa de dobramentos. Estende-se desde as faldas da Serra do Roncador, uns 40 km a N de Ministro João

*IG/USP

Alberto, até a sul da cidade mato-grossense de Bonito, onde o referido limite se oculta sob as camadas carboníferas da bacia do Paraná.

No trecho meridional da borda cratônica, durante a fase que precedeu a inversão geosinclinal, desenvolveram-se bacias marginais que foram preenchidas de depósitos terrígenos e carbonatados, após o que se constituiu em parte dele, extensa bacia molássica com caráter de antefossa.

No extremo sul exposto, da borda cratônica, já em território paraguai, reconhece-se outro componente do sistema tectônico marginal, uma área na qual se manifestaram fenômenos vulcânico-plutônicos no final do ciclo Brasiliano.

As direções gerais dos eixos de dobramentos, das grandes falhas longitudinais inversas, da clivagem e da xistosidade ao longo da faixa periférica de dobramentos são essencialmente paralelas ao limite do cráton, em toda a extensão em que se expõem. Também ao longo dessa faixa é fácil reconhecer-se na assimetria das dobras, posição da clivagem plano-axial e inclinação dos planos de falhas inversas, a vergência tectônica dirigida para o antepaís cratônico. As bacias marginais tiveram sua borda interna intensamente deformada durante a última fase tectogênica que afetou a área miogeossinclinal, à qual se estendem.

As informações de campo, ora disponíveis, sobre essa extensa região são ainda muito escassas, limitadas a percursos de reconhecimento realizados numa época em que não eram ainda disponíveis fotografias aéreas, e a estudos de maior detalhe, em poucas áreas de interesse econômico. Parte da faixa de dobramentos a noroeste de Culabá foi recentemente mapeada pelo autor (Fig. 1). Fazem falta quaisquer informações geofísicas, indispensáveis para a adequada interpretação do comportamento em profundidade, das fraturas marginais. Apesar dessas limitações, os conhecimentos existentes são suficientes para bem definir o sistema marginal e compreender sua importância na tectônica do continente. Para demonstrá-la, basta que se lembre que a junção entre o cráton do Guaporé e a faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia é também o limite que na plataforma sul-americana separa a área ocidental, consolidada em princípios do Pré-cambriano Superior e não mais regenerada, da oriental, que foi extensivamente retomada durante o Pré-cambriano Superior.

GEOSSUTURA TOCANTINS — ARAGUAIA

Em 1965, Kegel, através da interpretação de fotografias aéreas, reconheceu uma complexa estrutura que separa a região de orientações estruturais proximamente dirigidas a norte-sul das que, a oeste, orientam-se sobretudo entre NW e EW. Denominou-a *lineamento Tocantins-Araguaia*, nome dos rios que aproximadamente ao longo dela se desenvolvem, nos limites entre Goiás, Pará e Mato Grosso. A região era então quase desconhecida. O Mapa Geológico do Projeto Araguaia (Barbosa *et alii*, 1966), a Folha Geológica SB. 22-SC23, (Araguaia-Tocantins) recentemente publicada pelo Projeto RADAM (Galeão da Silva *et alii*, 1974) e informações de geólogos que têm visitado a região permitem-nos definir mais precisamente a natureza e posição do lineamento proposto por Kegel e nele reconhecer uma longa *geossutura marginal* desenvolvida na junção do cráton com a faixa de dobramentos.

A geossutura Tocantins-Araguaia é uma faixa de falhamentos profundos, exposta à margem do cráton ao longo de 700 km entre a região a norte de Tucuruí, no Rio Tocantins, e o paralelo 9° 30' S, onde se oculta sob a bacia quaternária em que se situa a Ilha do Bananal, no Rio Araguaia. Supomos que se estenda sob essa cobertura para ressurgir às faldas da Serra do Roncador a norte de Xavantina, nas imediações do paralelo 14°S. Se isso vier a se confirmar, por métodos geofísicos, a geossutura terá uma extensão mínima de 1.200 km. Sua extensão para norte, à área da Ilha de Marajó já foi sugerida por Kegel (*op. cit.*).

Ao longo do trecho exposto, a geossutura apresenta-se como uma faixa de rochas epimetamórficas pertencentes ao Grupo Tocantins, geralmente correlacionado ao Grupo Cuiabá. Também nela ocorrem gnaisses e granitos do Complexo do Xingu (Galeão da Silva *et alii*, *op.cit.*). Ela é aproximadamente seguida pelo Rio Araguaia a jusante da Ilha do Bananal, pelo Tocantins a jusante de Marabá e seu afluente nesse trecho, o Rio Vermelho. Ao longo do Rio Tocantins, conforme descrições de Barbosa *et alii* (*op.cit.*) as rochas apresentam-se intensamente fraturadas segundo direções NNW e NNE, fraturas que condicionam a orientação dos canais sub-retilíneos do rio, orientados a NNW, e posicionam as cachoeiras e corredeiras, assim como os diques de diabásio que ali ocorrem. Esses autores atribuem ao Grupo Tocantins, grauvacas em parte conglomeráticas que se apresentam nesse trecho do rio, sobrepostas ao Complexo Xingu.

A julgar-se pela posição das rochas intrusivas na geossutura, é esta uma ampla zona de falhas, e não uma só falha. No paralelo de Araguacema a zona teria de 40 a 60 km de largura, com o que seria comparável à geossutura que limita a borda sul da plataforma Siberiana com a faixa de dobramentos baikalianos da região de Baikal (Naumov, 1973).

Não se pode, por ora, saber se as falhas orientadas a NW, e outras menos destacadas, assinaladas na Folha Geológica Araguaia-Tocantins do Projeto RADAM são geneticamente relacionadas com a geossutura, nem conhecer a natureza das falhas nela compreendidas. Certo é, porém, que algumas dessas falhas tem caráter abissal, pois que foram permeáveis a intrusões magmáticas de natureza peridotítica, gábrica e granodiorítica, que se alinharam ao longo de 650 km desde a sul de Araguacema a norte de Tucuruí. Várias delas acham-se assinaladas na referida Folha do Projeto RADAM, mas temos informações de que outras existem. Algumas das intrusões apresentam-se como cristas, orientadas a norte-sul, longas de vários km. Assim, a Serra de Taina Recan a noroeste de Araguacema, suportada por intrusões ultrabásicas, tem 40 km de extensão por 3 de largura máxima (Galeão da Silva *et alii, op. cit.*).

Desconhecem-se, por ora, as características petrográficas e relações estruturais das eruptivas contidas na geossutura, mas apesar disso elas permitem com segurança definir-la como uma zona em que fraturas certamente verticais, suficientemente profundas, comunicaram a parte inferior da crosta ou o próprio manto superior com a faixa de dobramentos. Possivelmente relacionado a diques de diabásio que ocorrem na região apresenta-se na Serra de Tracará, a oeste de Tucuruí, derrame de basalto do ciclo Brasiliano.

A faixa de intrusões básico-ultrabásicas da geossutura Tocantins-Araguaia foi confundida nos trabalhos pioneiros sobre as ultrabásicas de Goiás (Almeida, 1968) com as que ocorrem no interior daquele Estado. Todavia, deve-se agora reconhecer o caráter marginal daquela faixa, enquanto que intrusões ultrabásicas como as de Hidrolândia, Pontalina, Cromínia e outras, representam uma zona de fraturas abissais de posição intrageossinclinal, intrusivas no Grupo Araxá. Por sua vez, estas são mais novas que os grandes corpos básico-ultrabásicos de Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava, componentes que são do embasamento pré-Uruaçuaniano, exposto em blocos tectonicamente penetrados no Grupo Araxá. Mencione-se ainda a existência, no sul de Goiás, de faixa de intrusões alcalino-ultrabásicas de idade cretácea, e conclui-se que pelo menos 4 épocas de intrusão de rochas ultrabásicas se apresentaram nesse estado.

Desconhecemos a ocasião em que se originou a geossutura Tocantins-Araguaia. Ela é posterior ao Transamazônico, pois que não foi afetada pela tectogênese desse ciclo e sua direção faz grande ângulo com as estruturas nele criadas. Estava ativa no decorrer do ciclo Brasiliano, se realmente o Grupo Tocantins a ele pertencer, como supomos. Como se verá, parece não ter então cessado sua história.

A geossutura Tocantins-Araguaia assemelha-se à que, em longos trechos, limitam a sul e leste a plataforma Siberiana (Savinskiy *et alii*, 1971; Naumov, *op.cit.*) que tanta atenção despertam para a pesquisa mineral (Kasanskiy e Terent'yev, 1968), ou a plataforma do Sul da China, no Vietnã do Norte (Din'Kat, 1972).

BACIAS MARGINAIS DE PRÉ-INVERSÃO

O trecho côncavo, mato-grossense, da borda cratônica, teve evolução diversa da anterior. Caracterizou-se pelo desenvolvimento de bacias marginais marinhas, que de certo modo constituíram transição entre o geossinclíneo e seu antepaís cratônico.

No desenvolvimento do geossinclíneo Paraguai-Araguaia observam-se claramente os 3 estágios clássicos da evolução geossinclinal. O estágio inicial, representado pelo Grupo Cuiabá, caracterizou-se pela sedimentação marinha de materiais terrígenos, maiormente pelíticos, com muito pouco carbonato e quase nenhum material vulcânico (cinzas existem em grauvacas). A presença de grauvacas e de turbiditos rítmicos constituindo típicos depósitos de *flysch* (*ortoflysch*) descritos por Almeida (*op.cit.*) da região de Cuiabá atestam a inquietação tectônica reinante no ambiente miogeossinclinal. Essas rochas viriam a ser linearmente dobradas e regionalmente metamorfisadas em facies xisto-verde, numa primeira fase tectônica (Fig. 1), que sucedeu à deposição do *flysch* e precedeu a dos grupos mais novos. No decorrer desse estágio evolutivo a borda cratônica aparentemente manteve-se emersa, pois que são desconhecidas, sobre ela, camadas homólogas ao Grupo Cuiabá.

O Grupo Jangada parece indicar novo estágio evolutivo que precedeu a inversão geossinclinal. Suas relações com o anterior são ainda duvidosas, posto que nos pareça separá-los discordância angular pouco importante. Ele atesta claramente a extensão ao geossinclíneo Paraguai-Araguaia, de expressivo fenômeno climático. Seus tilitos e *drifts* marinhos são reconhecidos nas proximidades do limite do geossinclíneo com o cráton, desde pelo menos as nascentes do Rio São Manoel ou Teles Pires (Hennies, 1966), senão mesmo desde as faldas da Serra do Roncador (Almeida e Hennies, 1969), até à região de Escobar, a leste de Paraguarí, no Paraguai Oriental (Karpoff, 1965), comprovando que a glaciação do final do Pré-cambriano afetou grande área da margem do cráton do Guaporé e do geossinclíneo adjacente.

A região onde mais patentes se mostram os produtos dessa glaciação é uma área alongada, com cerca de 350 km de comprimento, ampla de 30 a 40 km, situada na borda externa da faixa de dobramentos. É drenada pelo Rio Cuiabá a montante de Acorizal e por seus afluentes, os rios Jangada e Chiqueiro Grande, assim como pelo Rio Sangradouro Grande, às faldas da Serra das Araras (Fig. 1). Nela o Grupo Jangada inicia-se com a Formação Acorizal (Almeida, 1965 a), constituída de quartzitos líticos e *drifts* argilosos transformados em filitos, com abundantes seixos largados por gelos flutuantes. Sua espessura estimada é de cerca de 600 m. Seguem-se duas formações predominantemente constituidas de tilitos, denominadas Engenho, a inferior, com cerca de 200 m de espessura, e Marzagão, espessa de uma centena de metros. Separam-nas meio milhar de metros de espessura de sedimentos muito regularmente estratificados, com predomínio de folhelhos na parte inferior e de arenitos com estratificação plano-paralela a cruzada, na superior; contém seixos isolados com até quase 1 m de diâmetro, que só podem ter sido largados por gelos flutuantes. Constitui o conjunto a Formação Bauxi, assim designada por Almeida (1965 a), que bem se expõe nas bordas dos sinclinais de Jauquara e Araras.

Para o interior do cráton, o Grupo Jangada tem sua espessura rapidamente reduzida, para terminar em cunha. Camadas a ele aparentemente atribuíveis, ocorrem sob os dolomitos do Grupo Araras a leste de Porto Espírido, onde não alcançam 100 m de espessura. Do mesmo modo em Puga, a sul de Corumbá, no planalto da Bodoquena, e em Escobar, a espessura do grupo parece-nos muito limitada.

Para o interior do geossinclíneo, onde o Grupo Jangada só se apresenta em grandes sinclinais, como os de Guia e Coxipó-Açu (Fig. 1) é rápida e notável sua mudança de facies, pois deixam de se mostrar típicos tilitos, que cedem lugar a *drifts* marinhos, ricos em seixos e blocos isolados. Os próprios quartzitos Acorizal passam a termos litológicos mais finos, que não mais se destacam na topografia. No sinclinal de Guia, a norte de Cuiabá, estimamos em cerca de 3000 m a espessura do Grupo Jangada, pelo menos dois terços dos quais constituídos de *drifts*.

O Grupo Jangada é o mais antigo depósito do Ciclo Brasiliano transgressor sobre a margem do cráton do Guaporé, onde sua modesta espessura indica que ela ainda se mantinha mais ou menos estável.

Já cessara o fenômeno glacial, e muito aquecera o clima, quando a subsidência geossinclinal passou a se estender à borda do antepaís, causando nela o aparecimento de bacias marginais que foram invadidas pelo mar ao longo de 1.300 km, entre a alta bacia do Rio Paranatinga em Mato Grosso e o Rio Aquidabá, no Paraguai. Essa ingressão marinha estendeu-se a mais de 150 km para o interior do cráton, pois alcançou o Rio Juba a oeste de Tapirapuã em Mato Grosso, a serrania de Sunsas na Bolívia e as margens do Rio Paraguai a jusante da foz do Rio Apa, no Paraguai Oriental, sendo desconhecida sua extensão sob a cobertura do Chaco.

Os depósitos que então se acumularam em perfeita concordância sobre o Grupo Jangada, nas bacias marginais da borda do antepaís cratônico e na região periférica do miogeossinclíneo têm recebido denominações variadas: grupos ou formações Itapucumí, Bodoquena, Corumbá e Araras. Todos têm como característica comum a grande quantidade de calcários e dolomitos. Sobre a área cratônica não são metamórficos, mas na geossinclinal, onde sua espessura claramente aumenta para atingir poucos milhares de m foram intensamente deformados e metamorificados em facies xisto-verde baixa, durante a última fase de dobramentos.

É provável que as seqüências terrígeno-carbonatadas da borda do cráton tenham se acumulado em várias bacias marginais, que todavia não podem ser delimitadas. Seu desenvolvimento dependeu estritamente da evolução do geossinclíneo vizinho, ao qual elas se estendiam.

Através de tão vasta região, geologicamente ainda pouco investigada, torna-se difícil correlacionar colunas estratigráficas locais. Na Serra da Bodoquena Almeida (1965b) distinguiu 4 formações no Grupo Corumbá. A inferior, denominada Cerradinho, caracteriza-se pela diversidade litológica de suas camadas, que compreendem arcóseos conglomerados e arenitos basais, arenitos, siltitos, silex, margas, calcários e dolomitos. No planalto da Bodoquena, em plena área cratônica, essa formação alcança cerca de 600 m de espessura. No Paraguai Oriental julgamos a ela pertencer a Formação Itapucumí, que contém espessuras de centenas de m de calcários e dolomitos. Na região entre Corumbá e Albuquerque a Formação Cerradinho é descontínua, sugerindo que ali devia haver uma elevação. Supomos que as formações Cerradinho e Itapucumí representam uma bacia marginal dos primeiros tempos da ingressão marinha sobre a plataforma, preenchida por quantidade apreciável de materiais detriticos provenientes de seu interior, associados a carbonatos em parte de origem algal, epineríticos e de planícies de maré.

Na periferia da Baixada Cuiabana a Formação Guia (Hennies, 1966) representa os depósitos terrígeno-calcários do início da invasão marinha. É possível que ali não se estendam ao interior da plataforma, pois os poucos lugares onde conhecemos a base do Grupo Araras, na periferia da antefossa molássica, ele se inicia com a formação dolomítica Nobres.

A Formação Bocaina da região de Corumbá (Almeida, 1945) estende-se ao oriente boliviano e à Serra da Bodoquena, provavelmente representando o máximo da transgressão marinha sobre a margem cratônica, a julgar pela extensão, uniformidade e grande espessura dos dolomitos que quase com exclusividade a constituem, e sobretudo se for confirmada a possível correlação entre ela e a Formação Nobres (Hennies, *op.cit.*), do Grupo Araras. Sobre o cráton unicamente se apresentam espessuras parciais dessa formação, mas estimamos que no planalto da Bodoquena ela alcance um milhar de m. Na Serra das Araras, na borda da faixa geossinclinal, a formação dolomítica Nobres apresenta-se completa e ali medimos 1.200 m para sua espessura total, quase inteiramente constituída de dolomitos.

Na Serra da Bodoquena a Formação Bocaina é recoberta pela Formação Tamengo, a mesma que ocorre em Corumbá, onde foi definida por Almeida em 1945. Nela apresentam-se calcários negros, ocorrendo também os equivalentes pouco metamórficos de arenitos, siltitos, margas e folhelhos, em espessura total de 1.200 m, bem exposta no flanco nordeste do sinclinal de Guaicurus. Aparentemente essa formação limita-se às proximidades da junção entre o geossinclíneo e o antepaís cratônico. A Formação Guaicurus, com 1.000 m de espessura, constitui o recheio do sinclinal homônimo, da região oriental da Serra da Bodoquena. É composta quase inteiramente de materiais pelíticos, com calcários subordinados. É a mais nova formação do estágio de pré-inversão do geossinclíneo, não se estendendo à área cratônica.

A sedimentação das seqüências carbonatadas nas bacias marginais iniciou-se em região de relevo baixo, em que se expunha o embasamento cratônico parcialmente recoberto pelos sedimentos clásticos do Grupo Jangada. A sedimentação compensou a subsidência da borda cratônica, de tal modo que se processou em condições de águas rasas, de planícies de maré, a epineríticas. Mostram-no a freqüente estratificação cruzada dos arenitos e calcários clásticos e oncolíticos, a ocorrência de marcas de ondas e correntes, de estruturas estromatolíticas originadas de algas, de pisólitos, oólitos, brechas, conglomerados intraclásticos e outras estruturas primárias.

A ANTEFOSSA DO ALTO PARAGUAI

Iniciada a inversão no interior do geossinclíneo, elevou-se a margem cratônica da grande reentrância, causando o recuo do mar. A deposição da seqüência carbonatada teve seu fim, posto que não tivesse ainda sido dobrada nessa ocasião. Todavia, a subsidência voltou a se manifestar, agora num trecho limitado do sistema tectônico marginal, para nele desenvolver o terceiro estágio da evolução geossinclinal na região. Surgiu, na borda do geossinclíneo, um sulco molássico que se estendeu pelo menos desde cercanias da foz do Rio Jauru, a sudoeste de Cáceres, até a Serra do Roncador, numa distância mínima de 800 km (Almeida, 1974). A sedimentação, compensando a subsidência, espalhou-se para o interior do antepaís cratônico, até pelo menos 100 km de sua borda, recobrindo concordantemente a seqüência carbonatada. A grande estrutura representada pela antefossa tem, em conjunto, a forma de um sinclínio assimétrico, em que a borda interna, epigeossinclinal, onde a sedimentação é mais espessa, foi intensamente dobrada.

O preenchimento sedimentar da antefossa do Alto Paraguai é exclusivamente clástico, alcançando 4.000 a 5.000 m de espessura no interior do sulco geossinclinal, valor que diminui para a borda externa, epicratônica (Almeida, 1964). Na base da sedimentação apresenta-se a Formação Raizama (Evans, 1894) quase inteiramente arenosa, epinerítica, alcançando até 1.600 m de espessura mas não se tendo depositado no extremo nordeste da antefossa. A Formação Sepotuba (Oliveira, 1915) que a recobre, é predominantemente pelítica, com margas e arenitos subsidiários, tendo-se estendido à totalidade da bacia e formando-se possivelmente em ambiente lagunar ou marinho de águas tranqüilas. Ela passa gradualmente à Formação Diamantino (Campos in Paes Lemes, 1912), essencialmente continental como o provam suas estruturas, e que atesta o recuo derradeiro do mar na região. É constituída de arcóseos de granulação fina, de cor vermelha a chocolate. Alcança 2 500 m de espessura (Hennies, *op.cit.*). Enquanto que a formação mais baixa é originada sobretudo de produtos de erosão provenientes do interior do cráton, como o indica o sentido das correntes deduzido da abundante estratificação cruzada, a Formação Diamantino contém abundantes, embora diminutos fragmentos de filitos e xistos, sugerindo procedência do interior do geossinclíneo, então em inversão. Faltam conglomerados, que talvez tenham existido nas partes mais internas da bacia, hoje destruídas pela erosão.

A atuação da antefossa como bacia sedimentar cessou com os dobramentos e falhamentos que afetaram sua borda interna na fase tectogênica terminal, e principal, das deformações por compressão que atuaram no miogeossinclíneo. Desenvolveu-se ali uma tectônica de longos braquianticlinais e braquissinclinais cujos eixos são paralelos à borda recurvada do cráton (Fig. 1). Numerosas falhas longitudinais inversas, com planos mergulhados para o interior do geossinclíneo, assim como menores falhas transcorrentes, posteriores aos dobramentos, atestam a compressão havida do interior do geossinclíneo em direção ao antepaís.

Não se observam fenômenos de metamorfismo nas regiões epicratônicas dessas bacias marginais, mas onde elas foram muito tectonizadas, no interior do miogeossinclíneo, desenvolveu-se metamorfismo regional de baixa facies, que não atingiu a área ocupada pelo Grupo Alto Paraguai.

VULCANO-PLUTONISMO DE CAAPUCÚ

Em Quiindi, cerca de 100 km a SE de Asunción, pode-se ver o arenito Caacupé, do Siluriano Inferior, descobrir quartzo pôrfitos, que desde ali se estendem 50 km para sul, alcançando as margens do Rio Tebiquarí em Vila Florida. Para oeste, ocultam-se sob os depósitos modernos das planícies marginais do Rio Paraguai, enquanto que para leste atingem Quyquyó. G. Vera Morinigo, com quem o autor visitou a região em 1969, sugeriu-lhe a designação *Pôrfitos de Caapucú* para essas rochas vulcânicas e intrusivas subvulcânicas associadas.

Na grande pedreira de Caapucú observam-se pôrfitos de textura variável, criptocristalina a finamente granular, com estruturas orientadas devidas a fluxo. São de cor predominantemente cinza, mas existem variedades vermelhas, que nesse local atravessam as primeiras.

Os Pôrfitos de Caapucú não são metamórficos. Recobrem os gnaisses do embasamento cristalino do cráton do Guaporé, o que bem se verifica nos arredores de Vila Florida. Não sofreram dobramentos nem apresentam sinais de tectonismo intenso, no que se distinguem de rochas semelhantes que ocorrem no vale do Rio Apa, no Brasil e no Paraguai, e que certamente são mais antigas. As deformações que se mostram nos Pôrfitos de Caapucú são devidas a falhas, algumas das quais foram fracamente mineralizadas com ferro e cobre, aquele metal tendo sido delas extraído durante a guerra contra a Tríplice Aliança. Putzer (1962) informa que o limite norte da área de pôrfitos coincide com falhamento orientado a noroeste.

Eckel (1959) descreve essas rochas como variedades de quartzo pôrfitos e riolito pôrfitos, fornecendo análise química de 3 delas. Conte e Hasui (1971) determinaram a idade de feldspatos do granito de Caapucú, pelo método K/Ar, encontrando valor de 468 ± 25 m.a. Esse granito é geneticamente associado aos pôrfitos, ocorrendo também em outras localidades, como em Quiindi. Tufos vulcânicos transformados em pirofilita, intercalam-se provavelmente nos quartzo pôrfitos, na região de Caapucú (Eckel, 1959).

Consideramos constituir o vulcano-plutonismo Caapucú um reflexo, na margem do cráton, de fenômenos da mesma natureza dos que, nas regiões internas dos geossinclíneos brasilianos, tão bem representadas no sul do Brasil, acompanharam o desenvolvimento das bacias molássicas tardias, já no Cambriano.

LIMITE ENTRE O CRÁTON E A FAIXA DE DOBRAMENTOS

A análise acima feita, do sistema tectônico marginal da área cratônica habilita-nos a discutir o problema tão importante do limite desta com a faixa periférica de dobramentos. Os ainda reduzidos conhecimentos que ora dispomos da geologia dessa extensa região e a falta de quaisquer estudos geofísicos não permitem senão um tratamento preliminar do assunto.

No trecho a norte da ilha do Bananal o limite evidentemente coincide com a geossutura marginal Tocantins — Araguaia, cujo desenvolvimento vem, provavelmente, desde a área coberta da Ilha de Marajó, como acima referido. Sendo a geossutura uma faixa de falhamentos, penetrada de erupções, com largura de dezenas de km, justo parece que se adote o extremo ocidental da faixa, assinalado pelas intrusões que ali ocorrem, como a junção entre o cráton e a zona de dobramentos, a menos que falhas de maior significado venham a ser identificadas nesse limite. Estudos aeromagnetométricos em execução permitirão precisar a posição dessa junção.

A sul do paralelo $9^{\circ}30' S$ a geossutura acha-se oculta por depósitos modernos, e só estudos geofísicos permitirão indicar a posição do limite discutido. Julgamos provável que ele se dirija para as faldas da Serra do Roncador, coincidindo com importante falhamento que ali identificamos (Almeida e Hennies, *op. cit.*).

Ao longo do trecho reentrante, em Mato Grosso, a borda cratônica acha-se coberta pelos depósitos das bacias marginais, que avançam na faixa de dobramentos, onde foram por eles envolvidas. No limite entre as duas regiões tectônicas não existem manifestações — magmáticas que comprovem falhamentos abissais. Tanto no centro-oeste mato-grossense como na Serra do Roncador apresenta-se uma quantidade de grandes falhas inversas, algumas com várias dezenas de km de extensão, todas com mergulho médio a alto para o interior da faixa de dobramentos. A essas falhas associam-se dobramentos sinclinais e anticlinais assimétricos, num conjunto estrutural característico, com terminação ocidental mais ou menos brusca (Fig. 1). Esse complexo tectônico, largo de cerca de 30 km, bem define a borda externa da faixa de dobramentos, tanto na região

centro-oeste do Estado como na borda oriental da Serra da Bodoquena. Reflete a existência de grandes falhamentos marginais afetando a borda do bloco cratônico em sua terminação sob a faixa de dobramentos, mas não parece existir uma geossutura fixando tal limite, pois falta qualquer eruptiva nesse trecho e a própria forma acentuadamente encurvada do limite cratônico não parece compatível com uma geossutura. Estudos sobre a distribuição das anomalias magnéticas e gravimétricas são necessários para precisar a posição da borda cratônica, mas parece-nos aceitável traçar a junção do craton com a faixa de dobramentos ao longo da linha mais ou menos bem definida em que os dobramentos lineares contínuos cedem lugar a deformações típicas da plataforma, ou ainda transicionais, como se observa na Figura 1. Assim sendo, propomos que a referida junção seja aceita como adiante definida.

Desde as faldas da Serra do Roncador, a uns 60 km a norte de Ministro João Alberto (Xavantina), o limite dirige-se para WSW em busca das nascentes do Rio Paranatinga, que acompanha pela vertente norte para cruzá-lo nas proximidades de Paiol. Desse ponto segue para o Rio Novo, um dos formadores do Rio Arinos, perlongando seu vale pelo sul, e após atravessar outros formadores deste rio, alcança a região de Estivado. Dali, infletindo-se para rumo SW, segue pelo vale do córrego Pari, cruza o Rio Jauquara e dirige-se para a região de Cáceres, cidade que deixa a oeste, assim como o Morro do Selado. Aproximando-se do Rio Paraguai, prolonga seu curso até onde ele se inflete para ESE, para contornar a terminação brusca da Província Serrana, a montante do Morro Descalvado. Naquela inflexão o limite cruza o rio e penetra em território boliviano, oculto pelos sedimentos quaternários do Pantanal. Observe-se que o limite proposto não coincide necessariamente com o da região dobrada e falhada, mas aproximadamente indica a passagem dos dobramentos holomórficos, tipicamente geossinclinais, e os de transição, para as deformações plataformais. Na Bolívia ainda não nos é possível indicar a posição do limite, que não deve passar longe, a oeste, das grandes lagoas, pois volta a penetrar no Brasil a norte de Corumbá. Toda a morraria que o Rio Paraguai contorna entre esta cidade e Coimbra pertence à área cratônica. Desde que volta a penetrar no Brasil, o limite segue coberto pelo Pantanal, à margem esquerda do Rio Paraguai, em busca da borda oriental da Serra da Bodoquena, que alcança nas imediações do Porto Carrero. Dali prossegue em rumo ESE em direção a Bonito, passando a oeste da cidade, na subida da serra. Continuando agora em rumo quase sul, cruza a rodovia para Miranda a umas duas léguas a leste de Vila Gaúcha, ocultando-se em seguida sob o Grupo Aquidauana.

O limite proposto baseia-se em trabalhos de campo, realizados por Almeida e Hennies (para o trecho compreendido entre os rios Paranatinga e Arinos). Consideramos que a linha assim definida assinala o limite entre a faixa de dobramentos lineares e a área de deformações plataformais. No Paraguai o limite acha-se oculto, mas sabemos que passa a leste das intrusões alcalinas de Cerro Corá e Cerro Sarambí, pois verificamos terem ambas erguido o embasamento cristalino sobre o qual repousam as camadas carboníferas e nele reconhecemos estruturas do cráton e não da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia.

Admitimos a possibilidade de o limite discutido passar sob a bacia do Paraná e ressurgir no Uruguai, onde separa a faixa de dobramentos brasilianos, representada pelo Grupo Lavalleja, de orientação aproximadamente norte-sul, da área migmatítica a oeste, com orientações estruturais próximas de leste-oeste e na qual datações transamazônicas têm sido verificadas. Assim sendo, esse limite alcança o Rio da Prata entre Piriápolis e Montevidéu. Se tal possibilidade vier a se confirmar, a importante linha estrutural definida atravessa a plataforma sul-americana desde a foz do Rio Amazonas até o estuário do Rio da Prata.

ATIVIDADES PÓSTUMAS

O sistema tectônico marginal do cráton do Guaporé, desenvolvido durante o decorrer do ciclo Brasiliano, manifestou atividades póstumas durante os tempos fanerozóicos. No Paleozóico antigo as sinéclises do Chaco e do Paraná foram em extenso trecho separadas por uma antéclice disposta ao longo da margem cratônica, a que Putzer (1962) chamou *zentral-paraguayischen Schwelle*. No Carbonífero nela se processou a intrusão das rochas alcalinas de Fecho dos Morros e Pão de Açucar no Brasil, e Fuerte Olimpo, no Paraguai. Durante a reativação mesozóica da plataforma sul-americana a borda cratônica ocupada pelo sistema tectônico descrito sofreu apreciável movimentação, com a reativação de falhas do embasamento e penetração de magma, no Paraguai Oriental, em Mato Grosso, Goiás e Pará, onde são conhecidos numerosos diques de diabásio, derrames basálticos (Serra de Tapirapuã; São João, a nordeste de Diamantino) e centros de intrusões alcalinas e alcalino-ultrabásicas, sendo conhecidos carbonatitos, no Paraguai Oriental. Intrusões quimberlíticas já foram identificadas próximo ao limite cratônico em Mato Grosso, na região das nascentes do Rio Teles Pires, e outras devem existir, pois diamantes são lavrados ao longo da maior parte de sua extensão, no Paraguai Oriental (alto vale do Rio Ipané),

em Mato Grosso (Diamantino, Arinos, Paranatinga, Teles Pires, etc.), e no baixo Tocantins. A geossutura Tocantins-Araguaia parece ter estado ativa durante o Paleozóico e o Mesozóico, limitando a oeste a bacia do Maranhão. No Cenozoico, o limite entre as duas províncias geotectônicas volta a apresentar mobilidade, responsável pelo desenvolvimento do Pantanal mato-grossense, com quase 500m de espessura de sedimentos do Quaternário, e da ilha do Bananal, cuja espessura de sedimentos é ainda desconhecida. A ilha de Marajó situa-se num graben mesozóico, aparentemente localizado no prolongamento coberto da geossutura.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece ao Conselho Nacional de Pesquisas, à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo e ao Departamento Nacional da Produção Mineral auxílios e facilidades diversas que tornaram possível a realização da pesquisa.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. de — 1945 — Geologia do sudoeste matogrossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM*, Rio de Janeiro, 116: 1-118.
- — 1964 — Geologia do centro-oeste mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM*, Rio de Janeiro, 215: 1-137
- — 1965a — Geossinclíneo paraguaio. In: SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS, 1^a, 1965 — Anais. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. p. 88-109.
- — 1965b — Geologia da Serra da Bodoquena. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM*, Rio de Janeiro, 219: 1-96.
- — 1968 — Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no proterozóico superior. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 40: 285-96.
- — 1974 — A antefossa do Alto Paraguai. Trabalho apresentado no 282 Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre.
- & HENNIES, W.T. — 1969 — Reconhecimento geológico da Serra do Roncador. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 18 (1): 23-30.
- BARBOSA, O.; ANDRADE RAMOS, J.R.; ANDRADE GOMES, F.; HELMBOLD, R. — 1966 — Geologia estratigráfica, estrutural e econômica do "Projeto Araguaia". *Monografia da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM*, Rio de Janeiro, 19: 1-94, mapa.
- CONTE, D. & HASUI, Y. — 1971 — Geochronology of eastern Paraguay by the potassium-argon method. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 1 (1): 33-42.
- DIN'KAT, N. — 1972 — Tipy glubinnykh razlomov Severnogo V'yetnama i zakomernostiik razmeahcheniya. *International Geology Review*, Washington, D.C., 14 (9): 937-46.
- ECKELE, E.B. — 1959 — Geology and mineral resources of Paraguay, a reconnaissance. *Geological Survey Professional Paper*, Washington, 327: 1-110.
- EVANS, J.W. — 1894 — Geology of Matto Grosso, particularly the region drained by the upper Paraguay. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, London, 50 (2): 85-104.
- GALEÃO DA SILVA, G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. — 1974 — Geologia das folhas SB. 22 Araguaia e parte da SC. 22 Tocantins. In: MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA — DNPM — PROJETO RADAM — Levantamento de Recursos Minerais. Rio de Janeiro, v. 4, p.1/3 — 1/143
- HENNIES, W.T. — 1966 — *Geología do centro norte mato-grossense*, 65 p., mapas / Tese — Escola Politécnica da USP, São Paulo / [Inédito]
- KARPOFF, R. — 1965 — Observations géologiques au sud-est d'Asunción (Paraguay). *Compte Rendu de l'Academie des Sciences de Paris*, Paris, 261: 5558-60.
- KASANSKIY, V.I. & TERENT'YEV, V.M. — 1968 — Prograničnyye zony aktivizirovannykh platform i ikh metallogeniya. *International Geology Review*, Washington, D.C., 11 (2): 179-93.
- KEGEL, W. — 1965 — A estrutura geológica do nordeste do Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM*, Rio de Janeiro, 227: 1-47, mapa.
- MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL — 1971 — *Mapa tectônico do Brasil*, escala 1:500.000. Rio de Janeiro, DNPM.
- NAUMOV, V.A. — 1973 — Structure of the marginal suture of the Siberian platform in the Baikal region. *Geotectonics*, 1: 17-8.



OLIVEIRA, E.P. de — 1915 — **Geologia; reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso.** Rio de Janeiro, Exp. Scient. Roosevelt-Rondon, Com. Linhas Teleg. Estado de Mato Grosso ao Amazonas. 82p. Anexo 1.

PAES LEME, A.B. — 1912 — **Mineralogia e geologia.** Rio de Janeiro, Com. Linhas Teleg. Estado de Mato Grosso ao Amazonas. 23p. Anexo 5.

PUTZER, H. — 1962 — **Geologie von Paraguay.** Berlin, Gebrüder Born — traeger. 182p. (Beitrage zur regionalen Geologie der Erde, v.2)

SAVINSKIY, K.A.; ALEKSANDROV, V. K.; MORDOVSKAYA, T.V.; OSHCHEPKOV, Yu. S.; DANILOV, F.V. — 1971 — **K probleman granits Sibirskoy plataformy.** International Geology Review, Washington D.C., 15 (1): 66-74.