

## GEOLOGIA DA CHAPADA DOS PARECIS, MATO GROSSO, BRASIL

SETEMBRINO PETRI\* e VICENTE JOSÉ FULFARO\*\*

**ABSTRACT** The Parecis Plateau separates the Amazonas basin from the La Plata River basin, and thus is one of the most important watersheds in South America. It is made up of the Parecis Formation that lies in unconformity upon the Early Cretaceous Tapirapuã Basalt and crystalline rocks of Pre-Silurian age. The Parecis Formation begins with fine sandstones having an abundant clay matrix, followed by fine-to-medium grained, cross-bedded sandstones. To the south, several levels of conglomerate enveloping clayey sandstone lenses represent the upper part of the Formation, which in the north comprises a thick cross-bedded sandstone sequence. The summit of the plateau is covered by Tertiary gravel deposits that unconformably overlie the Parecis Formation.

Directions of paleocurrents drawn from cross-bedding in the sandstones show a northward transport, which is also indicated by increasing thicknesses of the sandstone facies northward. The main source area for the whole formation would then be located to the south. The gravel deposits that rest in unconformity upon the sandstones show a paleocurrent directed to the south, based on pebble orientation and on the distribution of sedimentary bodies resembling old conglomerates.

An idea of the tectonic and paleogeographic evolution of this area may be obtained from these facts and also from knowledge of the stratigraphic column of the adjoining Paraná sedimentary basin. In the Late Cretaceous, fluvial sedimentation was going on throughout the Parecis and Paraná basins, which were separated by an arch, here named the Paraguay Arch, made up of Pre-Silurian metamorphic and sedimentary rocks of the Alto Paraguay — and Cuiabá Groups. This arch is a great continental N-S tectonic structure separating two cratonic areas that is represented in the studied area by rocks of the Paraguay Geosyncline. To the south, this arch has a continuation through the N-S oriented Asunción Arch, now tectonically depressed in a graben where olivine basalts 46 m.y. old crop out.

During the Eocene the Paraguay Arch underwent downfaulting that also gave rise to the present geomorphic situation and the initiation of the Amazonas and La Plata River basin. Conglomerate deposits formed along the southern flank of the Parecis Plateau, the newly formed watershed of these two great basins. At this time climatic conditions were probably semi-arid. Climatic oscillations and base level changes led to the present situation with downcutting through the gravel deposits by streams of the Paraguay River basin.

**INTRODUÇÃO** A estratigrafia e a estrutura geológica da Chapada dos Parecis, norte do Mato Grosso, são aqui estudadas. Esta chapada constitui-se no divisor de águas das duas maiores bacias fluviais da América do Sul, as bacias do Amazonas e do Prata (Fig. 1).

O flanco sul da chapada é parcialmente formado por basaltos eocretáceos e o topo é constituído por depósitos cenozóicos. As encostas situadas entre os basaltos e a superfície de cimeira, que constitui o divisor, são ocupadas por sedimentos neocretáceos da Formação Parecis. Este complexo de rochas mesozóico-cenozóicas assenta-se sobre seqüências pré-cambrianas e eopaleozóicas, ocupando terras baixas e a chamada Província Serrana.

A região era, até data relativamente recente, desprovida de boas estradas e infestada de malária, dificultando o desenvolvimento de trabalhos geológicos que fossem além de reconhecimentos. Castelnau (1850, 1851 e 1852) e Evans (1894) realizaram observações geológicas durante suas viagens. No século XX surgiram diversos trabalhos, iniciando com o de Campos (1909, *in* Almeida, 1964). Seguiram-se os de Oliveira (1915), Ab'Saber (1954), Almeida (1964), Oliveira (1964), Hennies (1966) e Guimarães (1971). Este último autor incluiu na Formação

Parecis arenitos eopaleozóicos e, portanto, sua discussão sobre a idade desta Formação foi prejudicada. Em data mais recente, equipes de geólogos da Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM) pesquisaram a área dentro do Projeto Aluviões (Correa e Couto, 1972) e do Projeto Centro-Oeste. Os trabalhos que versam sobre a geologia regional das chapadas do interior do Brasil geralmente tratam os depósitos cretáceos apenas de passagem.

O presente trabalho teve os seguintes objetivos:

a) identificar mais precisamente as áreas de ocorrência das rochas cretáceas e cenozóicas da Chapada dos Parecis; b) sugerir, com os dados obtidos, possíveis ambientes geradores das formações presentes; c) reconstruir paleocorrentes e, principalmente; d) estabelecer as prováveis relações entre esses depósitos sedimentares e as bacias sedimentares do Amazonas e do Paraná.

Estudos sedimentológicos e estratigráficos foram realizados tendo em vista aqueles objetivos. Discutiu-se, também, a evolução tectônica da área, que esteve relacionada com o comportamento do Arco Central Paraguaio (Fig. 1), durante o Mesozóico e o Cenozóico.

\* Instituto de Geociências, USP - Caixa Postal 20899, CEP 01000 - São Paulo

\*\* Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP - CEP 13500 - Rio Claro

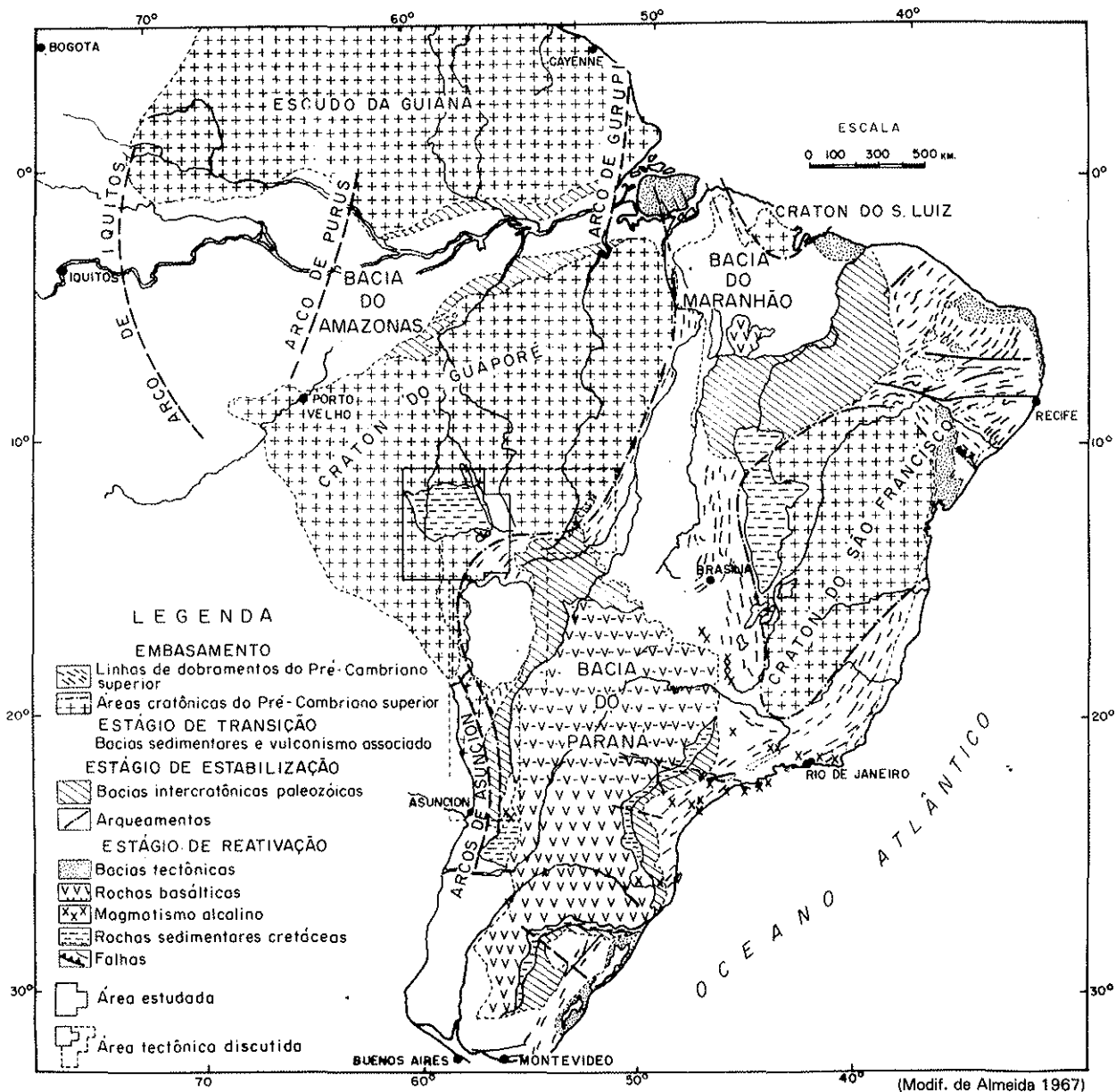


Figura 1 — Embasamento

**LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA** A região está localizada entre as latitudes de 11° e 15° S, e as longitudes de 56° e 60° W, que inclui a Chapada dos Parecis e áreas vizinhas. A Chapada, divisor de águas entre as bacias do Amazonas e do Prata, atinge 650 m de altitude. As cabeceiras do sistema fluvial do Rio Paraguai (pertencente à Bacia do Prata) descem pelos flancos meridionais da Chapada enquanto as cabeceiras do sistema fluvial do Rio Amazonas descem pelos flancos setentrionais. Os cursos de água do flanco sul são mais curtos e, portanto, dotados de nível mais elevado de energia que os do flanco norte. A Chapada, portanto, é uma *cuesta*, mergulhando suavemente para o norte, e fortemente dissecada, de modo que as cabeceiras das duas maiores bacias hidrográficas da América do Sul estão, às vezes, separadas por distâncias de menos de 3 km (Fig. 2).

Os depósitos mesozóicos e cenozóicos são bruscamente interrompidos, no lado norte, ao longo da latitude de

11°30' S, por um sistema de falhas, entrando em contato com o embasamento pré-cambriano do Craton de Guaporé (Figs. 1 e 2). Referências à ocorrência de rochas da Formação Parecis, ao norte dessa latitude, não foram confirmadas visto que tais rochas foram identificadas por Amaral (1974) como sedimentos arenosos eopaleozóicos e, como tal, aparecendo no mapa geológico do Projeto Centro-Oeste (Fig. 2). As rochas mesozóicas são limitadas, ao norte, pelo referido paralelo de 11°30'; a oeste se estendem pelo Território de Rondônia; e a leste atingem o meridiano de 54° W.

Ao sul e a leste da Chapada dos Parecis estende-se a Província Serrana, formada por rochas eopaleozóicas exibindo amplos sinclínios e anticlínios dirigidos para NE-SW. As cristas correspondem às rochas mais resistentes dos anticlínios enquanto os vales correspondem aos sinclínios. Ao sul da Província Serrana estende-se a Bacia Cuiabana ocupada por rochas pré-cambrianas e me-

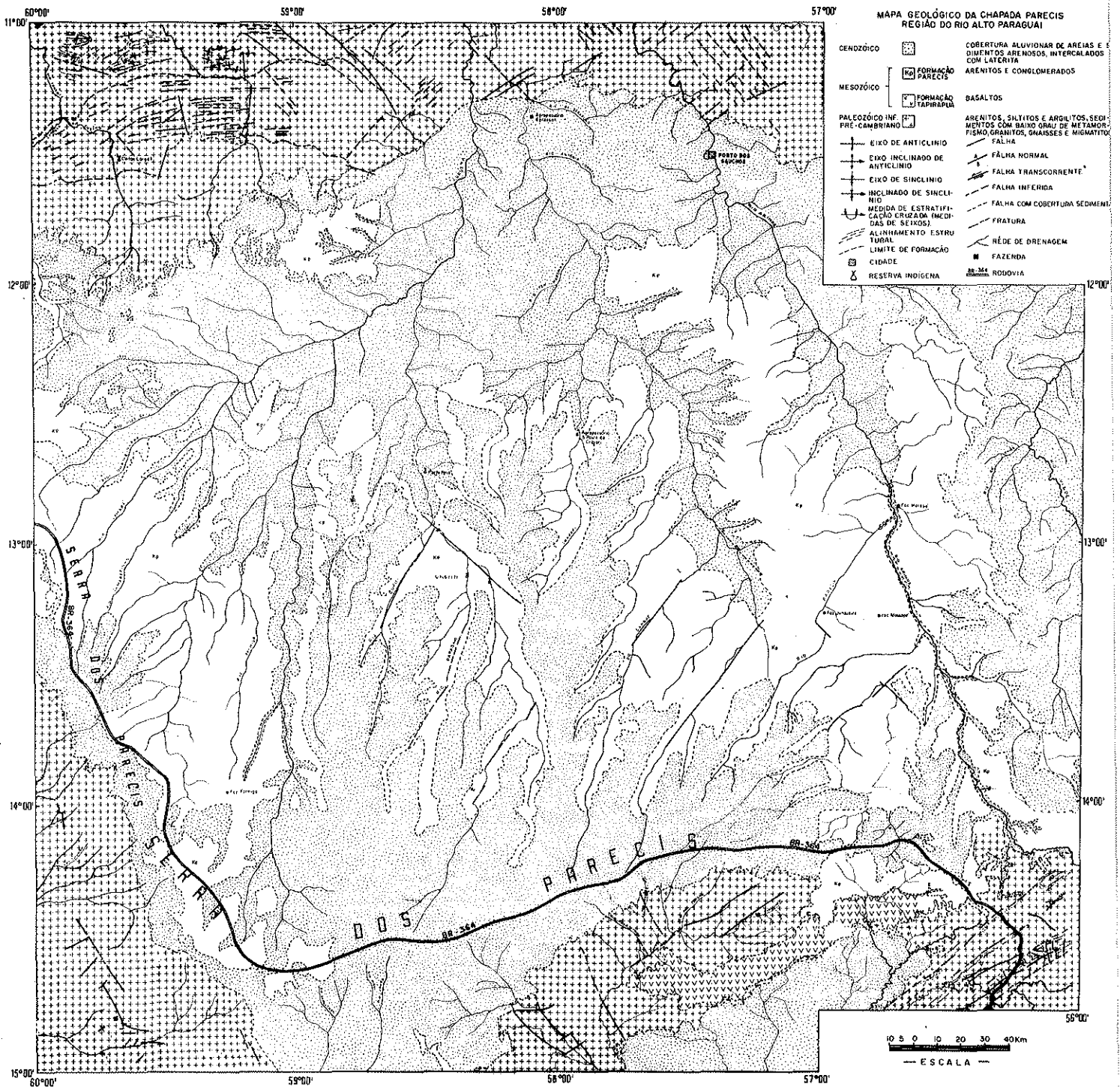


Figura 2 — Mapa Geológico da Chapada Parecis, região do Rio Alto Paraguai

tamórficas eopaleozóicas. A Baixada Cuiabana passa para o Pantanal Mato-grossense, ao sul, constituído por extensas terras baixas que mergulham para o sul, onde atingem altitudes só de algumas dezenas de metros. O embasamento dos sedimentos quaternários que ocupam o Pantanal Mato-grossense situa-se abaixo do nível do mar.

Os basaltos eocretáceos ocupam a chamada Serra de Tapirapuã, que forma o degrau frontal do flanco sul da Cuesta dos Parecis. Os sedimentos neocretáceos dispõem-se acima dos basaltos em outro degrau, sendo cobertos pelos sedimentos cenozóicos que, por sua vez, são capeados por um ubíquo leito laterítico que ocupa o topo da Chapada. A geomorfologia da região reflete, portanto, a estrutura geológica.

O topo da chapada é plano e ocupado por vegetação secundária do tipo de cerrado que contrasta com a vegetação mais densa da área basáltica e de áreas ao norte, pertencentes ao sistema de drenagem do Amazonas. A floresta é provavelmente relictiva desenvolvida durante condições climáticas diferentes das vigentes hoje. Dunas de areia são largamente desenvolvidas na área de junção das rodovias BR-364 e MT-127, onde o Rio Juruena possui suas cabeceiras. Elas parecem ter sido recentemente estabilizadas, sendo ocupadas por incipiente e delgada cobertura vegetal. A estabilização do campo de dunas é motivado antes pela vizinhança da densa floresta equatorial das grandes reservas indígenas dos Parecis e Nhambiquara, que se estendem ao norte, do que mudanças locais das condições climáticas. Regionalmente, flutuações diárias de temperatura, bem acima de 10°C, com noites frescas e dias quentes, a presença de uma estação seca e a composição arenosa das rochas são condições favoráveis ao desenvolvimento de dunas. A remoção da floresta favoreceria a expansão das dunas.

O topo da chapada está profundamente dissecado. Os sedimentos cenozóicos foram os mais afetados pela erosão, descobrindo sedimentos da Formação Parecis que afloram nos vales. A juventude desse processo é evidenciada pela presença de sedimentos recentes capeando os divisores.

**ESTRATIGRAFIA** A litostratigrafia da região foi descrita principalmente por Almeida (1964) que deu mais ênfase às rochas eopaleozóicas. Estas, que foram reunidas no Grupo Alto Paraguai, ocupam a maior parte do vale do Alto Paraguai, da Bacia do Prata e do vale do Rio Arinos, da Bacia do Amazonas. São pouco deformadas a oeste, aumentando as deformações para leste.

A coluna estratigráfica da região é a seguinte:

Terciário — Quaternário — Depósitos sem nome

Discordância

Neocretáceo — Formação Parecis

Discordância

Eocretáceo — Formação Tapirapuã

Discordância

Pré-Siluriano — Grupo Alto Paraguai

Discordância

Pré-Cambriano — Grupo Araras

**Grupo Alto Paraguai** *Formação Raizama* Esta Formação consiste, de acordo com Correa e Couto (1972), em três litofácies: a) arenitos, arcósios e subarcósios passando, para cima, para arenitos predominantemente quartzosos e siltitos, e folhelhos subordinados. Arenitos conglomeráticos se intercalam na parte basal; b) ardósias amareladas colocadas acima da litofácies a; e c) a parte superior da Formação é constituída de arenitos de granulação média a grossa, com estratificações cruzadas, estruturas gradacionais e estruturas de escavação e preenchimento. Estas sugerem ambiente fluvial como gerador desses sedimentos. A Formação aflora ao longo da rodovia Cuiabá — Santarém.

*Formação Sepotuba* Caracteriza-se por sedimentos finos. Folhelhos perfazem 70% da Formação. Subordinadamente, ocorrem arenitos, arcósios e siltitos. Ela aflora, em geral, nos núcleos dos anticlínios e, ao que parece, assenta concordantemente sobre a Formação Raizama. Seu limite ocidental corresponde, aproximadamente, ao traçado da rodovia Alto Paraguai — Nortelândia (Fig. 3). A espessura, de acordo com Hennies (1966), seria de 500 m, mas Correa e Couto (1972) admitem espessura média de 3 000 m.

*Formação Diamantino* As litologias predominantes são folhelhos duros associados a folhelhos e siltitos micáceos finamente laminados. Localmente, como, por exemplo, em torno da cidade de Diamantino, ocorrem arenitos finos, avermelhados em leitos maciços. A Formação aflora entre Diamantino e Arenópolis (Fig. 3) e suas espessuras situam-se em torno de 400 a 500 m (Correa e Couto, 1972). Ela jaz, concordantemente, sobre a Formação Sepotuba. Muitos exemplos de estruturas de escavação e preenchimento e estratificações cruzadas acanaladas são encontrados na rodovia que liga Diamantino à rodovia BR-364, nas proximidades do contato com o Basalto Tapirapuã. A lenticularidade das camadas é bem visível nesses afloramentos. As estruturas sedimentares sugerem ambiente fluvial de sedimentação. Segundo Hennies (1966), há gradual aumento da espessura da Formação em direção aos vales dos rios Cuiabá, Novo e Paranatinga, onde atinge espessuras de 2 500 a 3 000 m. É possível, portanto, que nessas áreas o ambiente de sedimentação passe para marinho raso e, neste caso, a área Diamantino-Arenópolis seria não-marinha, marginal a este mar eopaleozóico. As três formações parecem ser concordantes e, possivelmente, exibindo passagem gradacional. Correa e Couto (1972) notaram que os arenitos intercalados nos folhelhos da Formação Sepotuba são semelhantes aos da Formação Raizama, o que sugere relações de interdigitação. As três formações representariam subambientes diferentes de uma plataforma instável e sincrônicas, pelo menos parcialmente.

**Basalto Tapirapuã** Este basalto, de natureza toleítica, cobre uma área de 350 km<sup>2</sup>, a oeste da cidade de Diamantino e norte das cidades de Alto Paraguai, Nortelândia e Arenópolis. Localmente, ele exhibe estruturas amigdaloidais, tendo sido reconhecido como derrame vulcânico. Atinge espessura máxima de 300 m em sua borda ocidental, decrescendo para 50 m nas proximidades de Diamantino e se acunhando entre Diamantino e a

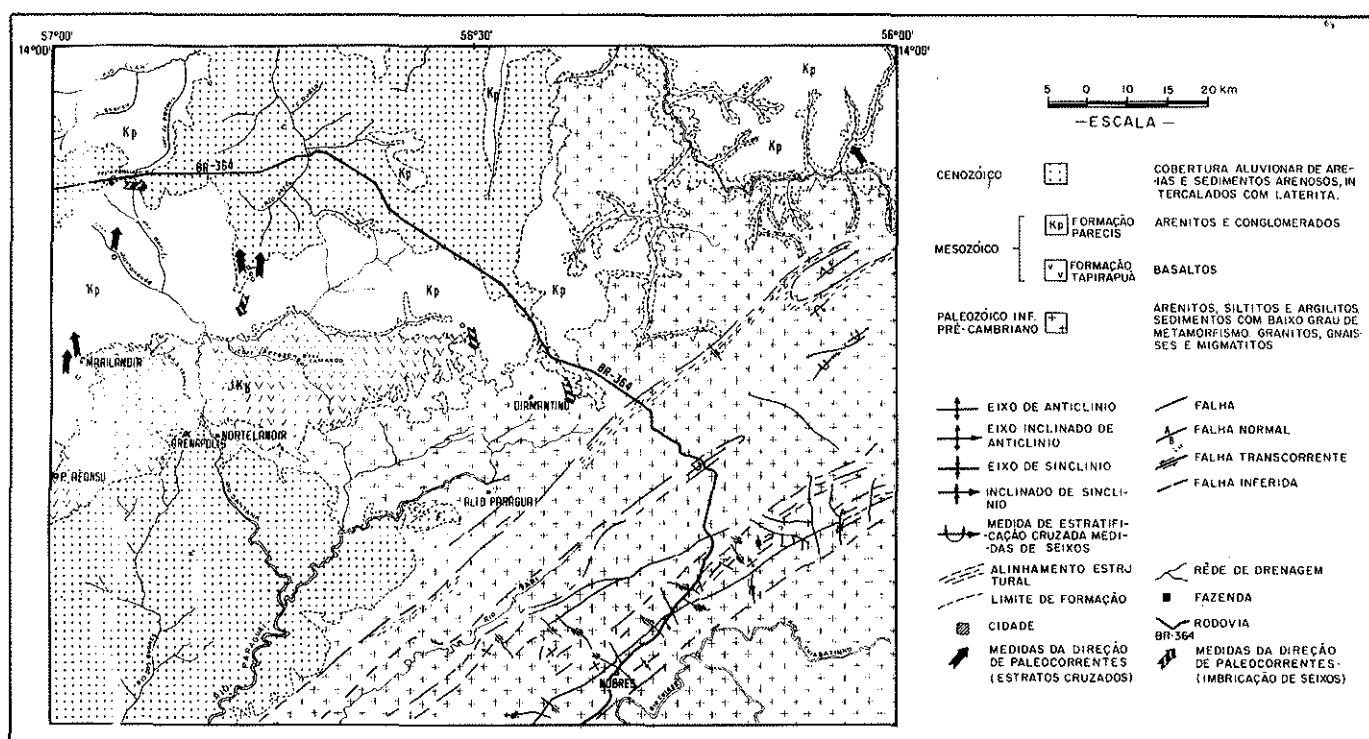


Figura 3 — Mapa geológico da Chapada Parecis, região do Rio Alto Paraguai

rodovia BR-364, quando, então, a Formação Parecis se assenta diretamente sobre o Grupo Alto Paraguai.

A idade eocretácea, determinada por métodos radiométricos, permite sua correlação com os enormes derrames basálticos da Bacia do Paraná (Fig. 1). A identificação do basalto como derrame e sua datação são de importância primordial para o estabelecimento da sucessão de eventos tectono-sedimentares que ocorreram na área.

**Formação Parecis** O primeiro trabalho sobre a cobertura arenosa da Chapada dos Parecis foi de autoria de Vogel (1893). A Formação foi, contudo, delimitada pela primeira vez por Oliveira (1915). Almeida (1964) considerou a possibilidade de que esta Formação pudesse ser um prolongamento da Formação Bauru da Bacia do Paraná, de idade neo-cretácea. Conglomerados que afloram ao longo da rodovia que liga Diamantino à BR-364 foram colocados por Almeida (*op. cit.*) na base da Formação Parecis. Contudo, uma idade mais nova, cenozóica, é sugerida pelas medidas de paleocorrentes (Fig. 3).

As melhores exposições desta Formação situam-se entre Nortelândia e a Fazenda Camargo. A Fig. 4 reproduz uma seção geológica SW-NE, nesta área, intersectando o Basalto Tapirapuã e a Formação Parecis. O contato entre essas duas formações localiza-se próximo ao Rio Santana. Neste local, a Formação Parecis se inicia com um siltito grosseiro avermelhado, mal selecionado, com diâmetro médio dos grãos da ordem de 0,031 mm. Subordinadamente, ocorrem camadas de arenitos bem selecionados, com diâmetro médio dos grãos de 0,100 mm.

Arenitos muito finos a finos constitui a principal litologia da Formação na área estudada (Fig. 3). Os sedimentos mais argilosos são constituídos por siltitos de granulação média (Fazenda Camargo) a grossa (margem esquerda do Rio Arinos), em leitos aparentemente maciços.

Toda a parte inferior da Formação, pelo menos nas exposições da parte média da frente da escarpa da Chapada dos Parecis, é constituída por sedimentos de granulação fina. A parte superior, exposta próxima ao topo da escarpa (Fig. 4), contém diversos níveis de conglomerados comumente associados a estruturas de cavacção e preenchimento irregularmente distribuídas. Os conglomerados que preenchem os canais possuem seixos de 10 a 20 cm de diâmetro. Pequenas lentes arenosas, com espessuras de ordem de 4 mm, ocorrem dentro dos conglomerados. As camadas conglomeráticas são separadas por leitos de siltitos e arenitos finos, contendo grânulos esparsos fortemente silicificados. Os leitos conglomeráticos possuem espessuras variáveis, de 15 a 80 cm, e os siltitos e arenitos intercalados, espessuras variáveis de 80 a 130 cm. Os conglomerados, portanto, aparecem como leitos descontínuos, havendo também esparsos afloramentos isolados.

Acima dos conglomerados ocorrem corpos de arenitos finos e muito finos, em forma de cunha, com estratificações cruzadas, de acordo com Correa e Couto (1972). A Formação, no território de Rondônia, de acordo com Oliveira (1969), inicia-se com leitos argilosos passando, para cima, para os arenitos parecis típicos. Segundo esse autor, ao longo da rodovia BR-29, entre os quilômetros 32 e 40, ao sul do Rio Barão de Melgaço, os leitos argilosos basais contêm grande número de seixos ou mesmo matações de gnaisses caoticamente distribuídos. Esta litologia foi interpretada como o resultado de corridas de lamias.

Almeida (1964) silencia sobre o possível ambiente gerador da Formação de Parecis. Contudo, tendo em vista que ele a correlacionou com a fácies não-calcária da Formação Bauru, ele implicitamente atribuiu origem fluvial à Formação. Vieira (1965) e Correa e Couto (1972) admi-

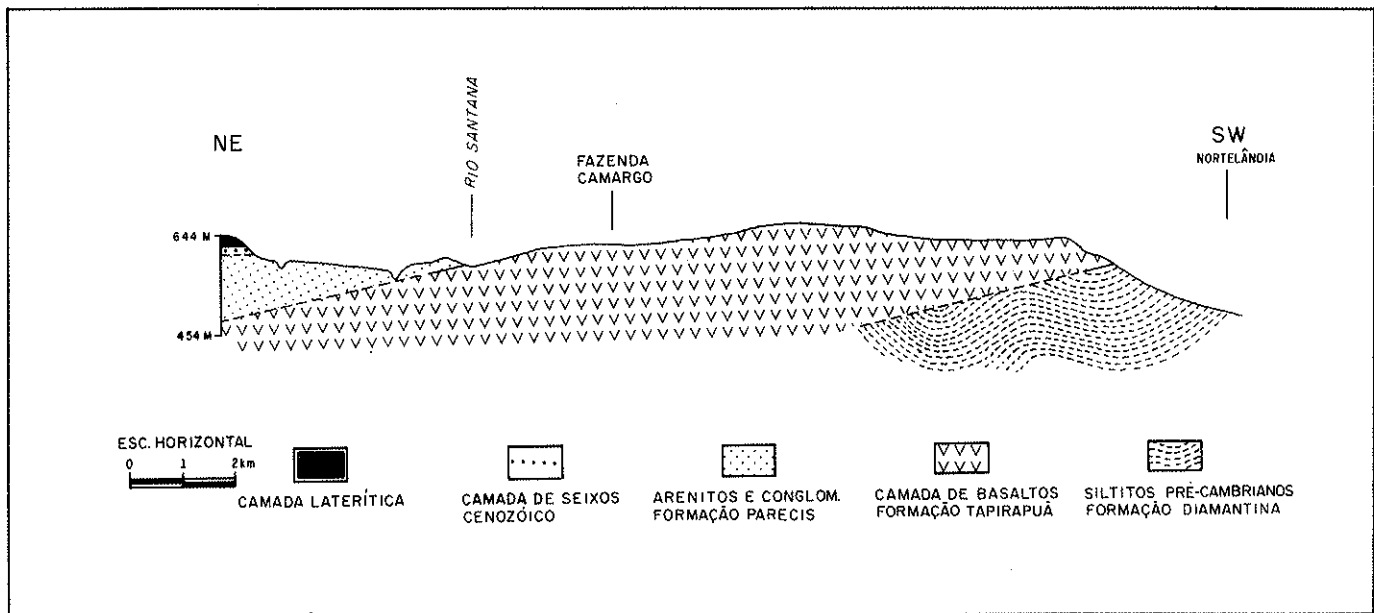


Figura 4 — Perfil geológico da Chapada do Parecis, Estado do Mato Grosso, Brasil.

tiram origem eólica. No relatório do Projeto Centro-Oeste, a Formação é subdividida em dois membros — um de origem eólica e outro, acima, de origem aquosa. As evidências geológicas aqui apresentadas, as análises granulométricas e as estruturas sedimentares excluem definitivamente origem eólica, pelo menos na área estudada. Esses sedimentos, realmente, possuem fortes características indicativas de ambiente fluvial, tendo sido originados em canais fluviais e em planícies de inundação. As seções estratigráficas e as descrições das ocorrências nas áreas estudadas pelos mesmos autores são também sugestivas de sedimentos depositados em ambientes aquosos, não obstante as interpretações anteriores.

Medidas de direções de estratificações cruzadas em vários afloramentos resultaram em vetores dirigidos para NNW e NNE, em bases regionais. As paleocorrentes durante a sedimentação Parecis, portanto, devem ter fluído para NNW e NNE, sugerindo que o depocentro da bacia estaria localizado ao norte da área estudada. Esta interpretação é consistente com a sugerida pela distribuição das espessuras da Formação, as quais aumentam para o norte até a região do sistema de falhas do paralelo  $11^{\circ}30' S$ . Em Nortelândia, a Formação possui 50 m de espessura enquanto em Utiariti (Fig. 2) os arenitos da Formação possuem espessura de, pelo menos, 120 m.

**Depósitos Cenozóicos** Almeida (1964) já tinha chamado a atenção para esses depósitos, ressaltando suas características de extensa sedimentação conglomerática disposta em forma de leque aluvial na base das escarpas de arenito Parecis. Este autor também notou a cobertura de solos arenosos sobre os basaltos da cimeira da Serra de Tapirapuã e descreveu as camadas lateríticas constituídas de nódulos vesiculares que geralmente cobrem e protegem as cimeiras da chapada. Correa e Couto (1972) chamaram-nas de “cobertura areno-laterítica”, adiantando que sua espessura ultrapassa 1,0 m. Esses autores

não mencionaram os conglomerados cenozóicos que, erroneamente, interpretaram como pertencentes à Formação Parecis.

O Quaternário das formações Pantanal, Xaraiés e Guaporé, que se estendem pelas partes mais baixas dos vales das terras baixas, são de idade mais jovem que a dos depósitos cenozóicos da Chapada, de acordo com deduções baseadas na evolução geológica da área aqui apresentada.

Os conglomerados cenozóicos da Chapada formam, na realidade, cascalheiras que ocupam um degrau da frente das escarpas, situado entre os arenitos Parecis, que afloram nas encostas, e um segundo topo chato, ocupado pelos basaltos Tapirapuã. Ocorrem, também, onde se ausentam os basaltos, cobrindo, em parte, o contato direto entre as formações Parecis e Diamantina.

As cascalheiras são formadas principalmente por seixos de quartzo. Subordinadamente, aparecem quartzitos e metarenitos. Os seixos de maiores dimensões atingem 10 cm de diâmetro, contudo são mais comuns os de 2 a 8 cm. A forma esférica predomina, perfazendo cerca de 43% dos seixos. Seixos discóides constituem 26% do total e os restantes são de forma cilíndrica ou de lâmina.

A forma das litossomas sugere leques aluviais, como já foi lembrado por Almeida (1964); contudo, sua distribuição, como também a gradação vertical para componentes arenosos, sugere fanglomerados de idade pós-Parecis.

Medidas de imbricação de seixos nos afloramentos resultaram no reconhecimento de vetores geralmente com direções SSW e SSE, com um vetor deduzido de afloramentos próximos a “Porto Parecis”, na BR-364, dirigido para ESE.

Os depósitos areno-lateríticos são mais jovens que as cascalheiras. Estruturas de escavação e preenchimento foram observadas entre essas duas unidades em afloramentos da Fazenda Camargo.

**EVOLUÇÃO TECTÔNICA E PALEOGEOGRÁFICA DURANTE O MESOZÓICO E O CENOZÓICO**

Tendo em vista que o Basalto Tapirapuã é a única unidade precisamente datada, as relações de contato entre o basalto e a Formação Parecis revestem-se de importância primordial. O basalto possui a idade de 135 milhões de anos, de acordo com Minioli *et al.* (1971). É em corpo magmático básico isolado, cronologicamente correlacionado aos extensos corpos basálticos da Bacia do Paraná, distribuído em muitos derrames empilhados. Faltam dados sobre o comportamento do Basalto Tapirapuã a este respeito, mas, a julgar por sua espessura, haveria só um ou poucos derrames de distribuição areal e restrita. Ele se acunha em uma área não muito longe da cidade de Diamantino (Fig. 3). Os amplos depósitos de colúvio e algumas ocorrências das cascalheiras cenozóicas encobrem os contatos Parecis-Tapirapuã. A superfície desse contato é de natureza discordante, erosiva. Um afloramento, cerca de 2,1 km de Marilândia em direção a Afonso, poderia lançar dúvidas sobre essa discordância visto que um arenito da Formação Parecis, próximo ao contato com basalto, está fortemente fraturado e silicificado. Estudos petrográficos de seções delgadas desse arenito não revelaram, contudo, nenhum sinal de efeitos de metamorfismo de contato, como, por exemplo, dissolução parcial de grãos de quartzo e recristalizações, feições comuns em arenitos situados nas proximidades de *sills* e diques de diabásio na Bacia do Paraná. As rochas basálticas Tapirapuã, portanto, são consideradas derrames, baseado nas seguintes evidências: a) área de ocorrência (350 km<sup>2</sup>); b) espessura (350 m entre Pedro Afonso e Nova Olímpia, segundo Vieira, 1965); e c) falta de evidências de metamorfismo de contato.

A Formação Parecis, portanto, deve ser mais jovem que o Basalto Tapirapuã. Oliveira (1915) noticiou a presença de troncos silicificados de dicotiledôneas em "Serra do Norte", porém trabalhos posteriores (Almeida, 1964; Hennies, 1966; Corrêa e Couto, 1972; e Projeto Centro-Oeste) não revelaram fósseis nessas camadas. A idade cretácea atribuída à Formação é baseada na correlação com o Grupo Bauru bem como em considerações sobre a evolução geológica da área.

No presente trabalho, chama-se a atenção sobre a possibilidade de correlação com a Formação Alter-do-Chão da Bacia do Amazonas. Neste caso, a correlação da Formação Parecis seria com a parte inferior do Grupo Bauru (incluindo aqui a Formação Caiuá no sentido dos autores mais modernos).

As paleocorrentes que prevaleceram durante a sedimentação da Formação Parecis eram dirigidas para NNE e NNW, deduzidas de medidas de estratificações cruzadas em arenitos da Formação. Sua espessura aumenta para o norte reforçando esta interpretação. O depocentro da Formação deveria localizar-se em uma área ao norte da estudada aqui. As rochas-fontes, portanto, deveriam localizar-se ao sul, na região hoje deprimida que compreende as terras baixas do Rio Alto Paraguai como também a Serra de Tapirapuã e a Província Serrana. Esta província é uma região colínosa que constitui o divisor de águas entre os rios Paraguai e Cuiabá.

A Província Serrana, constituída de sedimentos eopaleozóicos (Cambriano e Ordoviciano), não-metamorfizados mas fortemente dobrados, eleva-se 800 m em suas

partes mais altas. Durante o cretáceo, esta província poderia ter sido ainda mais elevada e teria sido área-fonte tanto para a formação Parecis como para os sedimentos cretáceos da parte noroeste da Bacia do Paraná, pertencentes ou correlacionados ao Grupo Bauru.

Durante o Cenozóico, a atual área-limite entre bacias do Paraná e Amazonas ter-se-ia elevado em relação à velha área-fonte, iniciando, então, a modelagem do relevo atual. Os arenitos da Formação Parecis estão silicificados ao longo das zonas de fraturas e brechas, e milonitos ocorrem ao longo das falhas.

Fulfaro e Suguio (1974) propuseram uma coluna estratigráfica para o Cenozóico do Estado de São Paulo, baseados na evolução tectônica da Bacia do Paraná nesse Estado, desde o final do episódio de sedimentação do Grupo Bauru, de idade cretácea. Esses autores sugeriram que o clima reinante durante a sedimentação carbonática, que caracteriza a parte superior do Grupo Bauru, seria semi-árido. A evidência apontada para essa dedução é a interpretação de Suguio (1973), diagnosticando como caliche os nódulos calcários da parte superior do Grupo. Os autores supracitados acreditam que as mesmas condições climáticas teriam prevalecido no início do Cenozóico, baseados nas características dos depósitos que hoje estão conservados em muitos dos amplos divisores dos rios do Estado de São Paulo. Tais depósitos pós-Bauru, interpretados como do Eoceno, possuem características estruturais e distribuição espacial que permitem sua interpretação como fanglomerados.

As semelhanças entre a situação nos divisores de águas do Estado de São Paulo, na área onde o Grupo Bauru está presente, e na Chapada dos Parecis são tão grandes que não se pode fugir a uma interpretação análoga. O Cenozóico da Chapada possui características de fanglomerados e está situado sobre os sedimentos da Formação Parecis, cronologicamente equivalente ao Bauru. As evidências sugerem idade eoceno para os depósitos mais antigos do Cenozóico da Chapada.

As determinações das orientações dos seixos das cascalheiras eoceno da Chapada dos Parecis resultaram no reconhecimento de vetores dirigidos para SSE e SSW. Tais vetores sugerem paleocorrentes com rumos SSE e SSW, que está de acordo com o modelo proposto.

A Província Serrana pertence a uma enorme linha estrutural que se estende da desembocadura do Rio Amazonas à região de Assunção, no Paraguai. A direção desta linha, da foz do Amazonas à região estudada, é N-S. Daí ela curvar-se para WSW, bordejando a Chapada dos Parecis, curvando-se depois, novamente para o sul, atingindo o Paraguai, onde é chamada de Arco Central Paraguai (Putzer, 1962) ou Arco de Assunção (Lange e Petri, 1967). Este arco foi a fonte ocidental para os sedimentos da bacia do Paraná durante o Paleozóico e o Mesozóico, quando, então, constituía-se em terras elevadas. Um tectonismo que ocorreu há cerca de 46 milhões de anos causou a subsidência do arco. Essa idade foi deduzida pelas datações radiométricas de rochas básicas, ricas em nódulos de olivina, provenientes do manto, intrusivas ao longo de planos de falhas da fossa tectônica de Iparacá no Paraguai (Stormer *et al.*, 1975). Essa fossa ocupa parte do espaço geográfico do Arco Paraguai Central. As terras baixas do Pantanal Mato-grossense constituem-se na extensão natural, para o norte, da região paraguai

tectonicamente deprimida e, portanto, a mesma idade pode ser atribuída a elas e aos movimentos diferenciais que causaram o desenvolvimento da Chapada dos Parecis.

No mapeamento geológico da área do Rio Aporé, na divisa do Estado de Goiás com Mato Grosso do Sul, no Parque Nacional das Emas, foi constatado que os sedimentos do Grupo Bauru estão falhados e, no interior das depressões, assentam-se os sedimentos Terciários da Formação Cachoeirinha, indicando sua origem a partir dos altos formados pelo falhamento pós-Bauru.

O modelo de eventos geológicos proposto é ilustrado na Fig. 5. A situação geológica reinante durante o neocretáceo e o eoceno até 46 milhões de anos atrás desapareceu, dando lugar ao desenvolvimento da Chapada dos Parecis e dos depósitos de cascalheiras, atingindo-se, gradualmente, a presente topografia.

**CONCLUSÕES** Os conglomerados da Formação Parecis, borda da Chapada, são diamantíferos (Petri e Fulfaro, 1975). Sucessivos retrabalhamentos concentraram os diamantes nas cascalheiras cenozóicas e, finalmente, nos aluviões recentes e sub-recentes dos rios da Bacia do Paraguai, onde estão sendo explorados. De acordo com o modelo proposto, as rochas diamantíferas primárias seriam encontradas ao sul da Chapada dos Parecis, na área do Pantanal Mato-grossense tectonicamente rebaixada. Essa área atualmente está coberta por sedimentos cenozóicos que atingem, em alguns lugares, 350 m de espessura, revelados por sondagens. As supostas rochas magmáticas diamantíferas primárias, portanto, não aflorariam.

Intensos movimentos tectônicos têm sido frequentemente notados no Brasil Sul e Sudeste. Quando este tectonismo atingiu seu clímax, as fossas de Santos e Pelotas, na atual plataforma continental, estavam em fase de

máxima subsidência e a Serra do Mar, adjacente, em fase de máxima elevação. A Chapada dos Parecis e terras baixas adjacentes poderiam ter tido história similar. O vale do Rio Paraíba, estendendo-se através dos Estados de São Paulo e do Rio de Janeiro, é um vale tectônico de afundamento. Falhamentos em bloco, de idade miocênica (ou neo-oligocênica) representam a drenagem, resultando em diversas bacias sedimentares isoladas, como as de São Paulo, Taubaté, etc. (Fulfaro, 1974). Esta fase da reativação *Wealdeana* (Almeida 1967) deve ter sido a responsável pelo desenvolvimento da Chapada dos Parecis.

A paleogeografia e o arcabouço tectônico que condicionaram a deposição dos sedimentos da Formação Parecis sugerem a presença de ampla bacia sedimentar dentro do Cráton de Guaporé, com depocentro localizado em uma região hoje ocupada por afloramentos de rochas eopaleozóicas e pré-cambrianas. Movimentos tectônicos cenozóicos nesse cráton teriam levantado os sedimentos cretáceos causando sua subsequente remoção por erosão. Sugere-se aqui o planejamento de futuras pesquisas no sentido de comparar os sedimentos da Formação Parecis com os sedimentos cretáceos da Formação Alter-do-Chão, da Bacia do Amazonas.

**Agradecimentos** À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo auxílio concedido para os trabalhos de campo. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo financiamento de viagem com a finalidade de apresentar o trabalho do XXV Congresso Internacional de Geologia, realizado na Austrália. À Companhia de Desenvolvimento de Mato Grosso e a seu geólogo Giancarlo Lastoria, pelo fornecimento de veículo durante parte de nossos trabalhos de campo, e à pós-graduanda Maria Helena Zucon, do Instituto de Geociências da USP, pelas análises de laboratório.

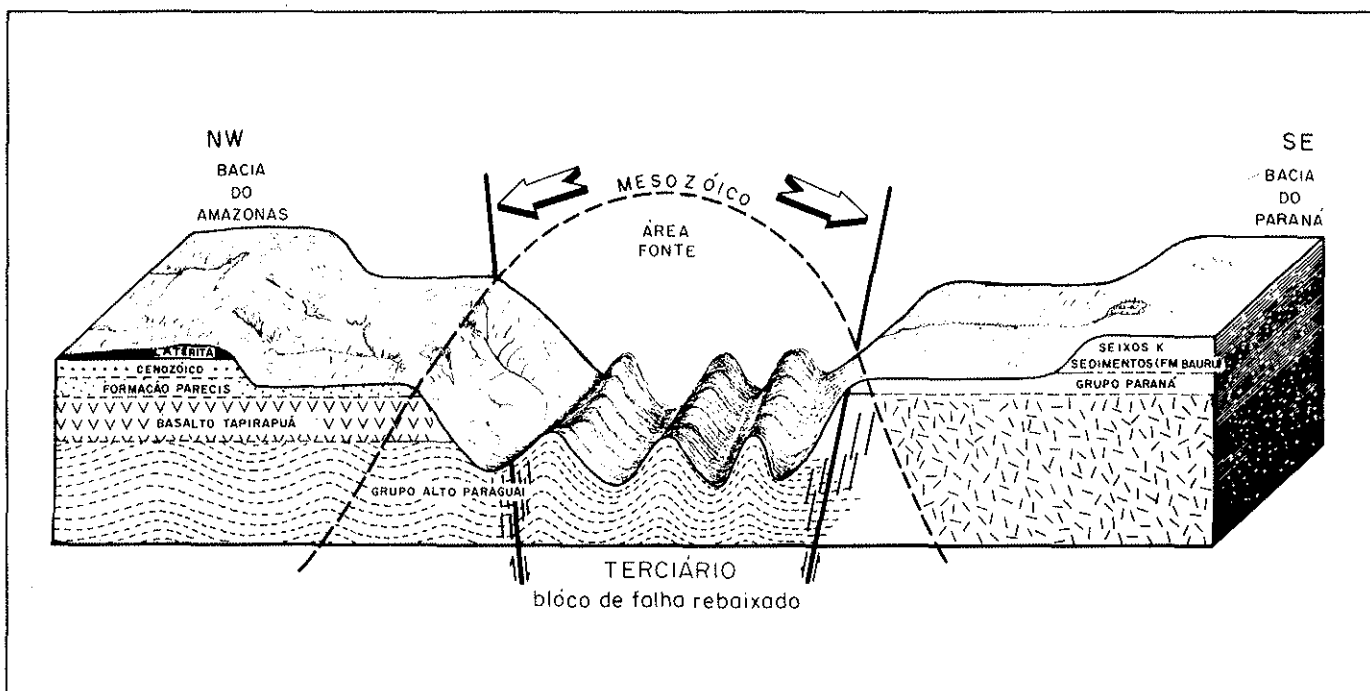


Figura 5 — Evolução tectônica mesozóica-cenozóica da região da Chapada dos Parecis



## BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A. N. — 1954 — O Planalto dos Parecis na região de Diamantino (Mato Grosso), *Rev. Paul. Geogr.* n° 17:63-79. São Paulo.
- AMARAL, G. — 1974 — Geologia pré-cambriana da região amazônica. Inédito. Tese de Livre-Docência na Univ. de São Paulo. São Paulo.
- ALMEIDA, F. F. M. de — 1964 — Geologia do Centro-Oeste Matogrossense, Brasil. Div. Geol. Min., n° 215:134 pp. Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F. F. M. de — 1967 — Origem e evolução da plataforma brasileira, Brasil. Div. Geol. Min., n° 241:36 pp. Rio de Janeiro.
- CASTELNAU, F. de — 1850, 1851, 1852 — Expedition dans les parties centrales de l'Amérique du Sud — Histoire du voyage: Tome II (1850): 485 pp.; Tome III (1851):483 pp.; Itinéraires et coupe géologique, part IV (1852). P. Bertrand Libraries ed. Paris.
- CORREA, J. A. e COUTO, E. A. do — 1972 — Projeto Aluviões: Brasil. Dep. Nac. Prod. Min. e CPRM. Inédito. Goiânia.
- CPRM — 1975 — Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso: Brasil. Dep. Nac. Prod. Min. e CPRM. Inédito. Goiânia.
- EVANS, J. W. — 1894 — The geology of Mato Grosso (particularly the regions drained by the upper Paraguay). *Geol. Soc. London., Quart. Jour.* 50(2):85-104. Londres.
- FULFARO, V. J. — 1974 — Tectônica do alinhamento estrutural do Paranapanema. *Bol. Inst. Geoc.*, Univ. de São Paulo, 5:129-138. São Paulo.
- FULFARO, V. J. e SUGUIO, K. — 1974 — O Cenozóico paulista: gênese e idade. XXVIII Congr. Bras. Geol. An., vol. 3, pp. 91-102, Porto Alegre.
- GUIMARÃES, D. — 1971 — O arenito Parecis e sua posição crono-geológica, Brasil. Div. Geol. Min. Not. Prel. e Est., n° 150:3-6. Rio de Janeiro.
- HENNIES, W. T. — 1966 — Geologia do Centro-Oeste Matogrossense. Inédito. Tese de Doutorado na Univ. de São Paulo. São Paulo.
- LANGE, F. W. e PETRI, S. — 1967 — The Devonian of the Paraná Basin: Problems in Brazilian Devonian Geology. *Bol. Paran. Geo.* 21/22:5-61.
- MINIOLI, B., PONÇANO, W. L. e OLIVEIRA, S. M. B. — 1971 — Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil Meridional. *An. Ac. Bras. Ciên.* 43(2):433-437. Rio de Janeiro.
- OLIVATTI, O. — 1980 — Projeto Paulipetro, Relatório Final Bloco 70. Comp. Pesq. Rec. Min., CPRM — Superintendência Regional de Goiânia. Inédito.
- OLIVEIRA, E. P. — 1915 — Geologia, reconhecimento geológico do Noroeste de Mato Grosso. Expedição Científica Roosevelt — Comissão Rondon de Linhas Telegráficas — Estado de Mato Grosso — Anexo I. 82 pp. Rio de Janeiro.
- OLIVEIRA, M. A. M. — 1964 — Reconhecimento geológico expedido do Alto Paraguai. Petrobrás. Inédito. Ponta Grossa.
- PETRI, S. e FULFARO, V. J. — 1975 — O arcabouço geológico do diamante do Centro-Oeste de Mato Grosso. II Congr. Ibero-Americano de Geol. Econ. Res. Comunicações. Buenos Aires.
- PUTZER, H. — 1962 — Geologie von Paraguay. Beitr. z. Reg. Geol. der Erde. Band. 2-Gebrüder Borntr. Berlin Nikol. 182 pp.
- STORMER, J. C., GOMES, C. B. e TORQUATO, J. R. F. — 1975 — Spinel — Iherzonite nodules in basanite lavas from Asunción, Paraguay. *Rev. Bras. Geoc.* 8:176-185.
- SOARES, P. C., LANDIN, P. M. B., FULFARO, V. J. e SOBREIRO NETO, A. F. — 1980 — Ensaio de Caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. *Rev. Bras. Geoc.* 10(3): 177-185.
- SUGUIO, K. — 1973 — A Formação Bauru: Calcários e sedimentos detríticos associados. Inédito. Tese de Livre-Docência da Univ. de São Paulo. São Paulo.
- VIEIRA, A. F. — 1965 — Geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso. Petrobrás, n° 303, Inédito. Ponta Grossa.
- VOGEL, P. — 1893 — Reisen in Mato Grosso 1887/1888 (Zweite Schingu-Expedition). *Gessels-f-Erdk. z. Berlin, Zeitschr. B. XXVIII, S.* 243-352. Berlin.

Recebido em 30 de novembro de 1981.