

## O CONTEXTO GEOTECTÔNICO E A MORFOGÊNESE DA PROVÍNCIA SERRANA DE MATO GROSSO

Jurandyr Luciano Sanches ROSS

### RESUMO

A área serrana que serve de divisor de águas entre as bacias dos rios Cuiabá e Paraguai, participantes da bacia hidrográfica do Paraná, e dos rios Arinos e Teles Pires, pertencentes à bacia hidrográfica do Amazonas, caracteriza-se por extenso terreno (aproximadamente 400km de extensão e 40km de largura) de relevos residuais, remanescentes de fases erosivas do Pré-Cretáceo e do Cenozóico. Estes relevos serranos resultaram inicialmente da atividade orogênica que se processou no Pré-Cambriano Superior, a partir de bacia geossinclinal e da geração dos cinturões orogênicos do Ciclo Brasileiro. Deste processo, resultou o Geossinclíneo Paraguai-Araguaia de grande extensão. As serras residuais, sustentadas por arenitos e secundariamente por calcários, fazem parte deste extenso geossinclíneo. Os dobramentos, associados a falhamentos transcorrentes e inversos, seguidos de fases erosivas diversas, são os responsáveis pela esculturação dos relevos em estruturas dobradas mais preservadas do Brasil. Formas em cristas assimétricas de bordas de anticlinais interiormente erodidas, de sinclinais alçadas ou ainda vertentes abruptas de dorsos de anticlinais de topos aplainados, dispostos em paralelo a vales sinclinais, depressões anticlinais fechadas, vales superimpostos, gargantas epigênicas, topos retilinizados em diferentes níveis altimétricos, bem como ocorrência de amplas depressões circundantes são fatos de grande presença neste tipo de modelado.

A gênese, portanto, destes relevos encontra explicação não só na tectônica antiga que gerou o cinturão orogênico mas também na tectônica cenozóica que o colocou novamente em evidência com o soerguimento epirogenético da Plataforma Sul-americana e os processos erosivos que se sucederam principalmente ao longo do Cenozóico Superior.

### ABSTRACT

The watershed between the Cuiaba and Paraguai river basins (Parana River hydrographical basin) and the Arinos and Teles Pires rivers (Amazon hydrographical basin), is characterized by a large area (approximately 400km by 40km) of residual relief, remaining from erosive phases of the pre-Cretaceous and the Cenozoic. The relief resulted initially from an orogenic activity that occurred during the Upper Precambrian, starting from a geosynclinal basin and from the generation of the orogenetical belts of the Brazilian Cycle. From this process resulted the extensive Paraguai-Araguaia geosyncline. The residual mountains sustained by sandstone and secondarily by limestone are part of this great geosyncline. The foldings associated to elapsd and inverted faults followed by several erosive phases are responsible for the relief of the best preserved folded structures in Brasil.

In this kind of modelling one can specially observe: asymmetric ridges on the borders of internally eroded anticlineals; raised synclinal or, still, abrupt slopes on the sides of levelled top anticlineals, parallel to synclinal valleys; closed anticlinal depressions; superimposed valleys, water and wind-gaps, flat-topped interfluves at various altimetric levels and also large surrounding depressions.

The genesis of these reliefs can be found not only in the former tectonics that produced the orogenic belt but also in the Cenozoic tectonics that brought them back to salience, with the epirogenic lifting of the Southamerican Platform and the erosive processes that followed mainly in the Upper Cenozoic.

### 1 INTRODUÇÃO

O estudo ora apresentado resultou de um trabalho sistemático de pesquisa desenvolvido no Laboratório de Geomorfologia do Departamento de Geografia da FFLCH — USP.

Este trabalho teve, desde o início, dois grandes objetivos: testar a metodologia para análise geomorfológica elaborada pelos pesquisadores soviéticos e tentar aproximar mais o entendimento do que ocorreu, no passado, com o relevo na

região do alto Paraguai-Cuiabá, sobretudo na Província Serrana e adjacências.

Para atingir estes objetivos, trabalhou-se com imagens de radar nas escalas 1:250.000 e 1:100.000, cartas topográficas nas escalas 1:100.000 e outros produtos, como cargas geológicas, geomorfológicas e pedológicas do Projeto RadamBrasil, da CPRM, DNPM, bem como a bibliografia disponível.

O trabalho desenvolveu-se tanto em gabinete como no campo. As atividades de gabinete corresponderam ao estudo bibliográfico, análise da documentação secundária e, principalmente, à execução das cartas geomorfológicas na escala 1:100.000, reduzidas posteriormente para 1:200.000, e da carta 1:250.000, reduzida para 1:500.000. Estes produtos cartográficos nortearam a pesquisa e, ao mesmo tempo, sintetizaram, no seu término, o estudo elaborado. O controle de campo desenvolveu-se através da observação e descrição sistemática dos fatos, bem como aferição dos cartogramas gerados em laboratório.

A metodologia de pesquisa apoiou-se nos conceitos de morfoestrutura e morfoescultura de GERASIMOV & MESCERIKOV (1968) e na proposta de análise geomorfológica de BASENINA *et al.* (1972), aplicada por ABREU (1982) no Brasil, na Serra do Espinhaço em Minas Gerais. Neste sentido, GERASIMOV & MESCERIKOV (*op. cit.*) partem do pressuposto que as morfoestruturas não podem ser consideradas como um substrato passivo, mas um elemento ativo no processo de desenvolvimento do relevo, e que as morfoestruturas representam o papel dos processos endógenos, determinando, com isso, as formas grandes (extensas) do relevo.

O conceito de morfoescultura associa-se aos processos exógenos e, embora possa estender-se por grandes áreas, manifesta-se melhor nas formas pequenas do relevo, contidas nas formas grandes (morfoestruturas). Estes conceitos serviram sobretudo para a elaboração da carta geomorfológica regional (ROSS, 1987) que serve de instrumento de apoio à análise geomorfológica desenvolvida para a Província Serrana e adjacências, em escala média (1:100.000). A análise geomorfológica apoiou-se na proposta de BASENINA *et al.* (*op. cit.*) e, para tanto, elaborou-se uma bateria de documentos, tais como:

- Carta morfológica a partir da interpretação de imagens de radar na escala 1:100.000;
- Carta de declividade a partir de cartas topográficas na escala 1:100.000;

— Bateria de perfis geológico-geomorfológicos;

— Integração das informações de campo, de laboratório e bibliográficas, que se consubstanciou na carta geomorfológica e no relatório analítico-científico.

Neste artigo apresenta-se o resultado sintético do estudo elaborado, omitindo-se os cartogramas por motivos técnicos operacionais.

## 2 O ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A Província Serrana corresponde a um pequeno segmento mais preservado, de uma extensa estrutura, cujos limites extremos estão separados por aproximadamente 2.500km. É um relevo residual com 400km de extensão, que tem gênese complexa e estreita relação com o arco-arcabouço estrutural que o sustenta. Está inserida em um contexto geotectônico que faz parte dos cinturões orogenéticos do Ciclo Brasileiro (550 a 990 m.a.), onde se inclui o chamado Geossinclíneo Paraguai-Araguaia. Desta forma, sua origem data da fase final da consolidação da Plataforma Brasileira, quando esta passa do estágio de Paraplataforma para o de Ortoplataforma (ALMEIDA, 1967).

A bacia geossinclinal, ao sofrer pressões de direção SE-NW na região da atual Província Serrana, permitiu o aparecimento da estrutura dobrada. Conforme ALMEIDA (1968), o estilo das dobras holomórficas é marcadamente linear, com disposição paralela às bordas da Plataforma do Guaporé ou Sul Amazônica. Os flancos das dobras são verticais ou inversos e, juntamente com os planos axiais e de xistosidade, exibem vergência para E e SE, isto é, para a plataforma contra a qual se processou o transporte tectônico de grandes placas de falhas de empurrão, algumas, segundo ALMEIDA (*op. cit.*), com mais de 100km de extensão. São também reconhecidas falhas transcorrentes de grande envergadura, assinaladas nos mapas geológicos. Essa estrutura é mantida por um espesso pacote de rochas sedimentares do Pré-Cambriano Superior (BARROS *et al.*, 1982).

A seqüência sedimentar, das mais antigas para as mais recentes, está representada por arenitos finos a médios, siltitos e argilitos da Formação Bauxi; paraconglomerados com matriz argilo-siltosa da Formação Moenda; calcários e dolomitos da Formação Araras; arenitos ortoquartzíticos e feldspáticos da Formação Raizama; folhelhos, siltitos e arcóseos da Formação Sepotuba; e siltitos, arcóseos e argilitos da Formação Diamantino. De acordo com ALMEIDA (1964), esta seqüência sedimentar, caracterizada por uma bacia molássica, desenvolveu-se a

partir da antefossa marginal à Plataforma Sul Amazônica, onde a subsidência máxima do geossinclíneo permitiu a ocupação marinha e a continuação do processo de sedimentação. Com isto foram depositados os materiais carbonatados, os arenitos e, finalizando, com a sedimentação de origem continental (Figura 1).

Para OLIVATTI (1976), a faixa orogênica do Geossinclíneo Paraguai-Araguaia ter-se-ia desenvolvido a partir de duas bacias geossinclinais. Uma representada pelos sedimentos do Grupo Cuiabá, com característica eugeossinclinal, e outra pelas rochas do Grupo Paraguai, correspondente ao miogeossinclinal. Enquanto as litologias geradas na primeira bacia estão representadas pelos terrenos da Depressão Cuiabana, os da segunda sustentam os relevos elevados da Província Serrana.

Embora ambas as bacias geossinclinais tenham passado por processos orogenéticos, a resposta estrutural, segundo FIGUEIREDO & OLIVATTI (1974), foi diferenciada. Enquanto as rochas do Grupo Cuiabá passaram por dobras isoclinais muito fechadas e sofreram baixo metamorfismo, nas do Grupo Alto Paraguai os dobramentos são simétricos numa sucessão de anticlinais-sinclinais, entretanto sem apresentar metamorfismo. A disposição em forma de arco, com concavidade voltada para sudeste, de acordo com HENNIES (1966), mostra diferenças marcantes no comportamento das dobras. Na secção ocidental as dobras são alongadas e estreitas, na central são mais amplas, alternando-se com algumas estreitas e com eixos mergulhando para leste. Na parte oriental observam-se novamente dobras estreitas, acompanhadas por dobramentos secundários. Este comportamento estrutural, acompanhado de falhamentos inversos, determina contribuição marcante nas formas do relevo da Província Serrana.

Entretanto, não está apenas no arcabouço estrutural a explicação genética do relevo da área. Embora haja uma dificuldade enorme em se estabelecer uma morfocronologia absoluta por motivos técnicos e operacionais, bem como pela existência de grandes hiatos geológicos, é possível delinear a forma relativa. Do mesmo modo pode-se entender a morfogênese, ainda que de forma extremamente conjectural, baseando-se nas informações geológicas e morfológicas obtidas em gabinete e nas pesquisas de campo.

Levantam-se algumas perguntas: O que teria ocorrido com o relevo da região após terem cessado os grandes eventos geotectônicos do Pré-Cambriano Superior? Quais foram os processos endógenos e exógenos que atuaram na área a partir do momento em que a plataforma brasileira se consolidou no estado de ortoplataforma e os cin-

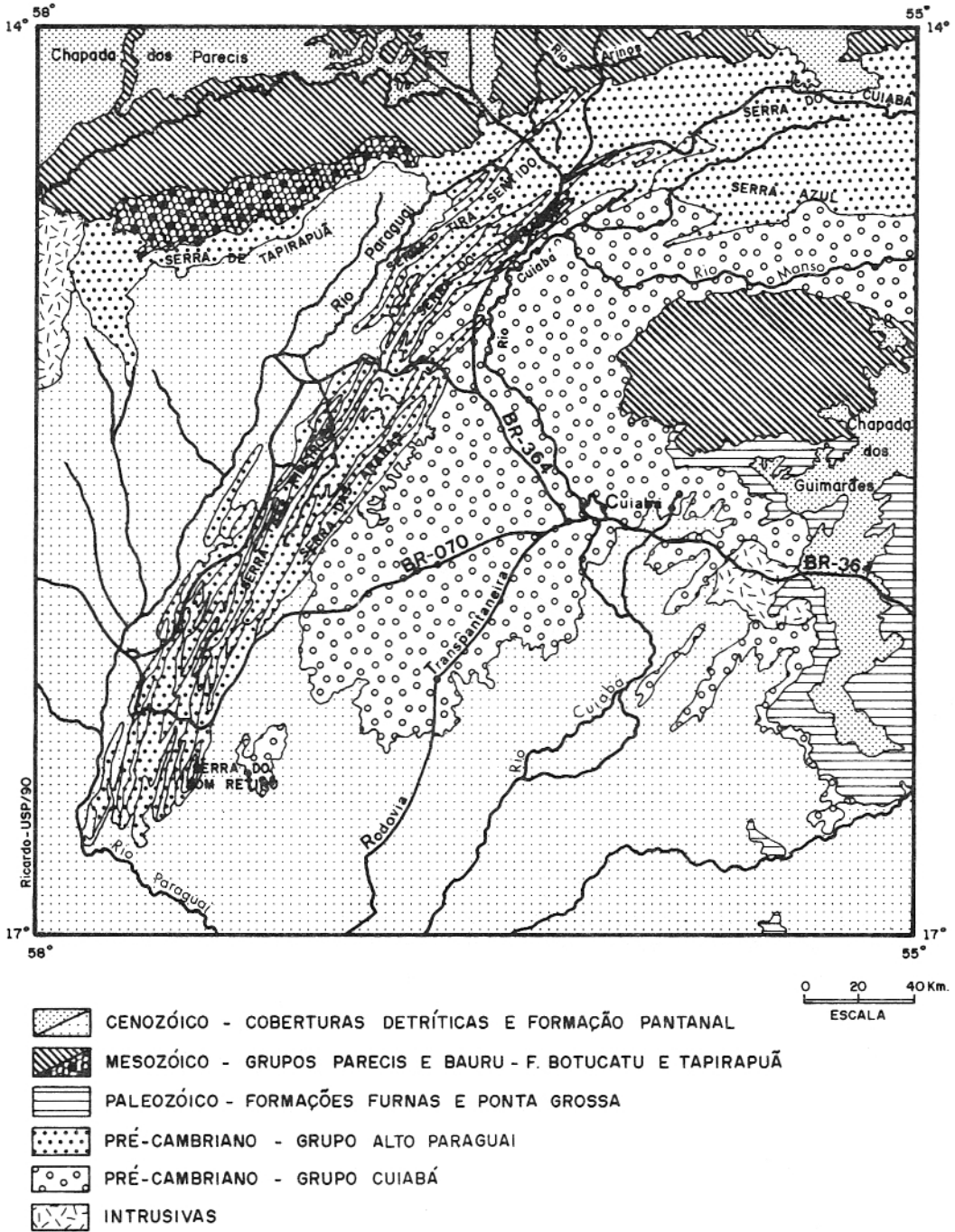
turões orogenéticos, ao invés de ser gerados, passaram a ser desnudados por processos erosivos diversos e reordenados por agentes tectônicos de outra natureza que não os dobramentos?

### 3 O AVANÇO DOS CONHECIMENTOS DA MORFOGÊNESE REGIONAL

A análise de imagens de radar e da Carta Geomorfológica chama a atenção para uma série de fatos estruturais e paleoclimáticos. Entre estes estão a maior frequência de sinclinais alçadas na faixa leste do conjunto serrano, a presença de topos aplainados em diferentes níveis topográficos, tanto sobre sinclinais alçadas como em anticlinais de topo arrasado, o nivelamento do topo plano do Planalto dos Parecis com o topo da Província Serrana na secção nordeste, a existência de extensos segmentos de estruturas melhor preservadas na parte central, a presença de cursos d'água superimpostos, como o rio Jauquara e outros, a existência de latossolos vermelho-amarelos ou ainda vermelho-escuros nos topos aplainados e a ocorrência de níveis de cascalhos e de concreções ferruginosas nos topos e nas depressões ou fundos de vales como dos rios Pari e Paraguai.

Tanto AB'SABER (1954) como ALMEIDA (1964) admitem como evento notório a ocorrência de uma superfície de erosão truncando as dobras antigas. AB'SABER (*op. cit.*) afirma que a Província Serrana é "um relevo jurássico evoluído a partir de uma superfície de erosão que truncava as dobras" e que estas dobras são paleozóicas peneplanadas no Mesozóico. ALMEIDA (1964) denominou tal superfície de erosão de "pré-Parecis". Também HENNIES (1966) emite conclusões a respeito, afirmando que, "mesmo tendo caráter tectônico, esse relevo é resultante da exumação de uma cobertura sedimentar que inicialmente cobria toda a região". Informa ainda que, para norte e nordeste da área de estudo, tal estrutura desaparece sob a cobertura cretácea do Planalto dos Parecis.

RIBEIRO FILHO *et al.* (1975), ao desenvolverem pesquisa geológica em uma faixa de terrenos que se estende da Chapada dos Parecis até a Chapada dos Guimarães, envolvendo a porção norte e nordeste da Província Serrana, identificam quatro ciclos erosivos principais correlacionando-os aos níveis regionais. O primeiro seria o que aplanou as rochas dos Grupos Cuiabá e Alto Paraguai e teria idade pré-devoniana. Uma prova da intensidade desse processo é a ocorrência de rochas devonianas, diretamente depositadas sobre o Grupo Cuiabá, faltando o espesso pacote do Grupo Alto Para-



Fonte: Adaptado do Projeto Radambrasil - Folha SD-21 - Cuiabá

FIGURA 1 — Esboço geológico regional.



guai numa área muito próxima às maiores ocorrências desse grupo. O segundo ciclo, igualmente intenso e extenso, foi o que atuou no Terciário e cujos testemunhos são os abundantes planaltos, onde ocorrem camadas lateríticas com perfis maduros, situados numa cota em torno de 550-600m. O terceiro ciclo, imediatamente posterior, tem como testemunhos a serra de Tapirapuã e sua cobertura laterítica numa cota em torno de 400-450m. O último ciclo é o atual, que corresponde à formação da Baixada Cuiabana e da Depressão Periférica de Paranatinga, das planícies aluviais dos rios Paraguai e Araguaia e das escarpas dos planaltos. Embora possa se discutir a validade de uma relação direta entre níveis morfológicos e idade dos ciclos de erosão, há pelo menos fundamentação na argumentação da idade do primeiro ciclo, apesar de não serem discutidos nem localizados os eventos citados. Os outros três níveis certamente merecem maiores críticas.

Interpretação muito diferente é a de PETRI & FULFARO (1981) que, ao estudarem a geologia da Chapada dos Parecis, apresentam uma interpretação oposta às até então apresentadas, ao se referirem à área serrana: "A Província Serrana, constituída de sedimentos copaleozóicos (Cambriano e Ordoviciano), não metamorfizados, fortemente dobrados, eleva-se a 800m em suas partes mais altas. No 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". Embora colocada no condicional, esta interpretação é completamente contrária às anteriores, que admitem como mais certo existir superfície pré-cretácea nivelando os topos desta área serrana. PETRI & FULFARO (*op. cit.*) reforçam esta idéia ao explicarem as prováveis áreas-fontes dos sedimentos Parecis, que teriam origem na Província Serrana e nos terrenos hoje baixos da bacia do rio Paraguai; afirma ainda que 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 eocenozóica para os depósitos mais antigos do Cenozóico da Chapada..."

A discussão da área-fonte dos sedimentos dos Parecis e a idade dos sedimentos do topo da chapada são extremamente conjecturais, entretanto admitir que a atual área serrana corresponde em parte à área-fonte de certa forma entra em oposição aos fatos relatados por outros autores e também pelo que foi constatado nesta pesquisa. De imediato levanta-se a dúvida sobre a validade de considerar como do Cenozóico os

fanglomerados identificados por PETRI & FULFARO (*op. cit.*), pois tais ocorrências são tidas, por outros autores que pesquisaram na área, como pertencentes aos Grupos Parecis e Bauru. Correspondem a lentes de conglomerados formados basicamente por seixos rolados de quartzo e que certamente não procederam da Província Serrana e sim provavelmente de antigos terrenos altos do Grupo Cuiabá, onde os veios de quartzo são abundantes.

Não se pode descartar totalmente que a Província Serrana tenha sido uma significativa área-fonte à medida que se observou a presença ainda que muito rarefeita de seixos de arenito semelhantes aos encontrados nas cristas da área serrana adjacente. ROSS & SANTOS (1982), tentando estabelecer uma datação mais aproximada desta superfície de topo da Província Serrana, arrolaram as diversas ocorrências de lentes de conglomerados constituídos por seixos rolados de quartzo e secundariamente de arenitos (provavelmente originários da Formação Raizama). Estas ocorrências foram observadas pelos autores tanto sobre a Província Serrana quanto a leste (Planalto da Borda Noroeste da Bacia do Paraná), ou ainda a noroeste (Planalto dos Parecis), sendo vinculadas respectivamente aos Grupos Bauru e Parecis datados do Cretáceo.

Na pesquisa atual podem-se constatar, além dos eventos já tratados pelos autores anteriores, outras informações de natureza geomorfológica que, cruzadas com fatos de caráter litoestratigráfico, permitem afirmar com elevado grau de segurança ser tal superfície pré-cretácea; com grande possibilidade, teria passado por mais de uma fase erosiva. Tal possibilidade pode ser inferida das informações de natureza litoestrutural obtidas através das cartas geológicas regionais e do mapeamento geomorfológico, bem como dos trabalhos efetuados no campo. A leste da área ora pesquisada, na borda da Bacia do Paraná, na região da Chapada dos Guimarães, os metassedimentos do Grupo Cuiabá estão truncados por ciclo de erosão ao nível atual de 600m. Grande parte desta superfície encontra-se encoberta pelas formações Furnas (Devoniano), Botucatu (Jura-Cretáceo) e Bauru (Cretáceo). Está muito evidente nas imagens de radar a diferença no padrão das formas de relevo entre as litologias metassedimentares, bem como nos patamares ou degraus esculpidos nas rochas da Bacia do Paraná. Entretanto, o mais significativo é a descontinuidade da camada basal, representada pela Formação Furnas. Esta é bruscamente interrompida tanto para norte como para oeste, dando lugar à presença da Formação Botucatu que passa a desempenhar a posição de camada basal depositada diretamente sobre tal superfície.

Os fatos em questão demonstram que antes da deposição da Formação Botucatu houve atividade erosiva que certamente retirou os sedimentos Furnas. Vislumbra-se também, embora careça de melhor informação, que a cobertura do Grupo Bauru (Cretáceo) se estende mais para o norte e se deposita também diretamente sobre as rochas do Grupo Cuiabá. Este evento possibilita conjecturar sobre a probabilidade de ter ocorrido um outro ciclo erosivo entre a fase de deposição do Botucatu e do Bauru. Por outro lado, em nenhum trabalho desenvolvido na região, constatou-se a presença, ainda que de forma residual, de sedimentos das formações ora citadas sobre as superfícies niveladas da Província Serrana, exceção feita aos arenitos do Grupo Parecis datados do Cretáceo.

Diante da inexistência de testemunhos das formações Furnas, Botucatu e outras, sobre os topos da Província Serrana e mesmo ao norte nos terrenos rebaixados do Planalto dos Parecis, é difícil afirmar com maior segurança que esta área serrana sofreu vários ciclos erosivos no Pré-Cretáceo. Em função disto só é possível admitir a existência destes ciclos extrapolando-se para a área vizinha ora discutida. Outro dado a considerar é que tal superfície pré-Parecis ou pré-cretácea, ao ser elaborada, certamente não se encontrava no nível altimétrico atual. O fato é que, para se chegar às superfícies tão aplanadas como os topos da Província Serrana, a área passou certamente por um longo período de arrasamento, rebaixando generalizadamente o relevo regional. Esse desgaste foi tão extenso que possibilitou, em um momento posterior, o recobrimento ainda que parcial desta superfície pelos sedimentos cretáceos do Grupo Parecis. Para que se possa entender o que ocorreu com o relevo após a sedimentação cretácea, é preciso admitir a presença ou ocorrência de novas atividades tectogenéticas. Deste modo, as referências de BARBOSA (1965) sobre as superfícies de erosão no Brasil, de ALMEIDA (1967) sobre a Reativação Wealdeniana e de AB'SABER (1969) sobre o ritmo da epirogênese pós-cretácea, possibilitam montar mais um segmento sobre a morfogênese da área.

É fato tido como certo que a Plataforma Brasileira sofreu soerguimento de caráter epirogênico, sobretudo ao longo do Cenozóico, precisamente até o Terciário Médio. Deste modo, os eventos ocorridos nesta área assemelham-se aos observados e melhor estudados no sul e sudeste do Brasil. Assim, no Mioceno ou no Neo-Oligoceno ocorreram os falhamentos em blocos que resultaram na escarpa da serra do Mar, e nas atuais bacias de São Paulo e Taubaté (Fulfaro, 1974, *apud* PETRI & FULFARO,

1981), sucederam falhamentos, soerguimentos e abatimentos que permitiram a retomada das atividades erosivas. Vários autores levantam esta questão ao estudarem a área e adjacências. Entre estes, ALMEIDA (1948a) admite que, ao mesmo tempo que ocorreram soerguimentos que colocaram as formações do Cretáceo em áreas elevadas dos atuais divisores, também se processaram abatimentos que originaram áreas baixas, como a bacia do alto Paraguai.

OLIVATTI (1976), ao referir-se ao Geosinclíneo Paraguai-Araguaia, admitiu a presença de subsidências na área por influência da orogenia andina. RIBEIRO FILHO *et al.* (1975) admite que a pequena inclinação das camadas nas Chapadas dos Parecis e Guimarães decorrem de movimentos epirogenéticos; FIGUEIREDO & OLIVATTI (1974) também admitiram a atuação da epirogênese pós-Parecis. VIEIRA (1965) sugeriu que o soerguimento do Parecis teria ocorrido no Pleistoceno. Aproximando-se desta idade, PENA *et al.* (1975) afirmam que atualmente a intensificação de arqueamentos antigos já está permitindo a erosão dos finos sedimentos continentais cenozóicos que ocorrem nos topos planos e elevados da borda da Bacia do Paraná.

GONÇALVES & SCHNEIDER (1970) também admitem ter ocorrido soerguimentos após a sedimentação terciária (TQdl), encontrados nos topos das Chapadas dos Parecis e Guimarães. Stormer *et al.* (1975, *apud* PETRI & FULFARO, 1981) informam que um tectonismo ocorrido há cerca de 46 milhões de anos (datação radiométrica em rochas básicas) causou falhamentos, intrusões e a subsidência do chamado "Arco de Assunção" situado na mesma direção do Geosinclíneo Paraguai-Araguaia, em território paraguaio, confirmando os efeitos da tectogênese em tempos mais recentes na região.

#### 4 NOVA INTERPRETAÇÃO SOB A LUZ DE OUTRAS INFORMAÇÕES

Diante do quadro apresentado, fica evidente a interferência, tanto antiga quanto recente, de fatores endógenos no processo de esculturação do relevo regional. A Carta Geomorfológica e as pesquisas de campo trouxeram à luz elementos que permitiram melhor avaliar a morfogênese (ROSS, 1987). Entre estes fatos estão: 1) os três níveis morfológicos, bem distintos nos topos aplanados e retilinizados da Província Serrana (450-550m, 600-700m, 800-860m) — topos das sinclinais alçadas que quase sempre são os níveis mais altos; 2) a presença, em qualquer dos três níveis de topos retilinizados ou ainda planos, de inúmeros cursos d'água com segmentos

adaptados à estrutura, seguidos de inflexões bruscas e passando a seccionar bordas de anticlinais ou abas de sinclinais alçadas; 3) ocorrência de níveis de concreções ferruginosas com aspecto residual nos topos planos da anticlinal do Rio Novo ou serra do Cuiabá; 4) existência de latossolos vermelho-amarelos ou, ainda, latossolos vermelho-escuros, nos topos das serras do Vira-Saia, Tira-Sentido, Tombador, do Cuiabá e Azul; 5) o nivelamento do topo da serra do Cuiabá (anticlinal do Rio Novo) com os topos aplanados do Planalto dos Parecis no divisor Arinos-Teles Pires - Cuiabá; 6) presença de linhas de falhas inversas ladeando as sinclinais alçadas; 7) afloramento dos calcários preferencialmente nas vertentes externas das abas das sinclinais alçadas e no interior das depressões anticlinais; e 8) ocorrência de matacões de rocha calcária nos terrenos baixos e aplanados, exclusivamente nas proximidades das bordas das sinclinais alçadas.

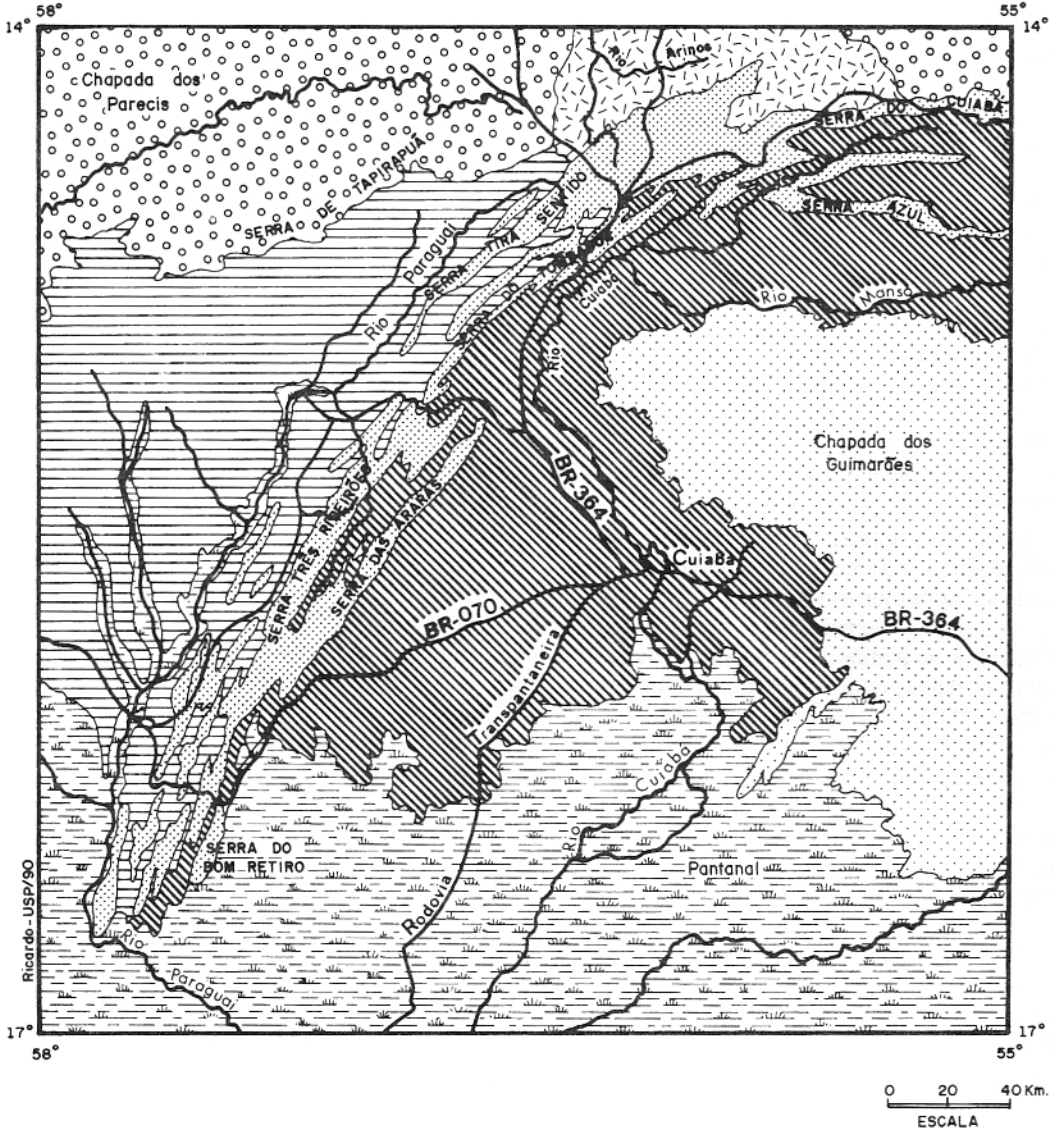
Estes fatos ajudam a decifrar a evolução morfogênica regional, confirmando ou ampliando os conhecimentos anteriores. O que primeiro chama a atenção são os três níveis retilinizados ou planos da Província Serrana. O nível mais baixo, cujos topos se encontram entre 450 e 550m, corresponde, conforme já foi anteriormente citado, ao trecho em que a Província Serrana está menos atacada pelos processos erosivos. Há, aí, uma relação acentuada entre a morfologia e o arcabouço estrutural. Neste segmento o modelado põe em evidência tênue os dorsos das anticlinais que no conjunto regional sugerem amplas formas lombares. Embora tais estruturas se encontrem muito preservadas da ação denudacional, as camadas sedimentares superiores, referentes às formações Sepotuba e Diamantino, foram totalmente retiradas das partes mais altas nos ciclos erosivos pré-cretáceos. A Formação Sepotuba só é encontrada, neste trecho, no val das sinclinais como ocorre no ribeirão Estivado e nos vales dos rios Pari e Lavrinha, em posições altimétricas menores. Mesmo na faixa mais a leste, onde estão as formas residuais das sinclinais alçadas da serra da Cancela e de Nobres, os topos não ultrapassam 400m. Embora nas cartas geológicas esteja assinalada a presença de falhas inversas, é evidente que esta área é a menos afetada pelos efeitos tectogênicos da Reativação Wealdeniana ou epirogênese pós-cretácea. A preservação dos dorsos das anticlinais e, de certa forma, também do val das sinclinais associadas ao comportamento morfológico denota menor atividade denudacional e permite afirmar que, ao ocorrer a epirogênese pós-cretácea, este segmento foi o que menos se elevou. Com isto pôde preservar-se mais, sendo inclusive a área que por mais tempo perma-

neceu encoberta pelos sedimentos da Formação Parecis (Figura 2).

Os outros dois níveis encontram-se a E-NE e a S desta área. O nível situado a E-NE, na área das serras do Cuiabá e Azul-Morro Selado, apresenta topos planos e retilinizados, nivelados entre 600-700m. A serra do Cuiabá, correspondente à anticlinal do Rio Novo, mostra seu topo plano, testemunhando uma superfície de erosão pós-cretácea. Tal superfície encontra-se nivelada com o topo plano do Planalto dos Parecis, sendo que, em determinados trechos, os sedimentos do Grupo Parecis a recobrem parcialmente. Isto é nítido nas nascentes dos rios Verde e Novo e ribeirão Beija-Flor. Projetando-se para sul, esta superfície sobe em rampa e tangencia os topos das serras do Morro Selado e Azul, no nível dos 700m, correspondentes a abas da sinclinal alçada da Água Fria. Enquanto o topo da serra do Morro Selado (aba norte) é retilinizado e em forma de crista, a serra Azul (aba sul) apresenta longo trecho de topo plano. Isto mostra que tais topos passaram por um ou mais velhos ciclos erosivos, que truncaram esta estrutura.

Tanto ao norte como ao sul da sinclinal da Água Fria e da anticlinal do Rio Novo, as cartas geológicas registram falhamentos inversos e normais, o que possibilita admitir a influência tectogênica no soerguimento destas estruturas. Embora tais linhas de falhas devam associar-se à fase dos dobramentos, é muito provável que tenham sofrido reativações com deslocamentos desiguais de blocos, após a fase erosiva pré-cretácea. Este soerguimento foi desigual, tanto entre as sinclinais do sul desta secção como na anticlinal do Rio Novo ao norte. Esta desigualdade também se evidencia em relação ao nível dos 450-550m do segmento central da área serrana. Os movimentos epirogênicos ocorridos até o Terciário Médio muito provavelmente foram os responsáveis por esse basculamento desigual, atuando principalmente nos falhamentos antigos que assim foram reativados. Como consequência disto, tem-se a superfície de erosão pré-cretácea ou pré-Parecis posicionada nos diferentes níveis altimétricos já citados.

Interpretação semelhante pode ser feita para os terrenos elevados até 800-860m, na secção mais ao sul da Província Serrana. Nesta secção, conforme já foi amplamente descrito, encontram-se segmentos de topos planos em sinclinais alçadas, bem como dorsos de anticlinais com topos também bastante aplanados, associados a cristas de topos retilinizados. Estes níveis são encontrados na sinclinal das serras das Araras-Água Limpa e no topo da anticlinal das serras Três Ribeirões do Sabão, ambas sustentadas pelos arenitos da Formação Raizama. Mais



- |  |                                |  |                            |
|--|--------------------------------|--|----------------------------|
|  | PLANALTOS DA BACIA DO PARANÁ   |  | DEPRESSÃO CUIABANA         |
|  | PLANALTO DOS PARECIS           |  | DEPRESSÃO DO ALTO PARAGUAI |
|  | PROVÍNCIA SERRANA              |  | PANTANAL MATOGROSSENSE     |
|  | DEPRESSÃO PERIFÉRICA DO ARINOS |  |                            |

Fonte: Adaptado do Projeto Radambrasil - Folha SD-21 - Cuiabá

FIGURA 2 — Unidades do relevo regional.

ao sul, as abas das sinclinais alçadas da Chapola, do Boi Morto e do Retiro não ultrapassam os 650m de altitude, enquanto os dorsos e cristas das anticlinais interiormente erodidas apresentam altitudes geralmente inferiores aos 600m e com grande freqüência em torno dos 450-500m.

Fato significativo é a presença das linhas de falhas inversas que ladeiam as sinclinais alçadas. Da mesma forma que o caso anterior, aqui tem-se como certa a atuação desigual dos movimentos tectogênicos, colocando em posições altimétricas mais elevadas as sinclinais alçadas da faixa oriental da Província Serrana. Parece evidente que tais sinclinais encontram-se em situação de relevo invertido muito mais por influência tectônica do que por atividade erosiva. Deste modo ficam entendidas as diferenças de níveis dos topos da Província Serrana, que parecem estar associadas ao soerguimento desigual de grandes blocos, por ocasião dos movimentos epirogenéticos pós-cretáceos. Por outro lado, não se pode descartar uma informação importante relativa aos sedimentos quaternários da alta bacia do rio Paraguai.

Estes sedimentos, que se encontram ao longo da Depressão do Alto Paraguai, de acordo com os dados das cartas geológicas, são do Pleistoceno. Entretanto, na atualidade, estão em franca fase denudacional através da ação fluvial que já instalou uma rede de drenagem bem hierarquizada. Isto denota uma mudança no nível de base regional em tempos relativamente recentes. A mudança decorre de um abaixamento do Pantanal ou do soerguimento da área serrana e planáltica. Fica bem acentuado este fato ao observar-se a presença de patamares residuais ao longo dos vales dos rios Pari e Paraguai, sustentados por linhas de pedras e horizontes de concreções ferruginosas, pondo em evidência uma retomada dos processos erosivos recentes. Assim, parece evidente o efeito da neotectônica interferindo na reesculturação do relevo da área. Por conseguinte, não se pode colocar de lado a possibilidade de ocorrência de pulsações tectogênicas de caráter intermitente de pequena envergadura, porém de efeitos significativos. Se isto é um fato evidenciado através da morfologia da área da Depressão do Alto Paraguai, certamente interfere no modelado da área serrana, ainda que de modo menos perceptível.

A análise do comportamento da rede de drenagem também leva à mesma direção até aqui discutida, tanto a respeito da superfície de erosão pré-Parecis, como aos efeitos tectônicos do Terciário Médio. É muito marcante o caráter de superimposição que os pequenos e médios cursos d'água apresentam. São freqüentes as gar-

gantas epigênicas ou "water gaps", tanto em bordas de anticlinais esvaziadas como em abas de sinclinais alçadas. Os exemplos mais significativos são observados nos ribeirões Água Fina e São José, na aba norte da sinclinal da Água Fria; o rio Novo, na anticlinal da serra do Cuiabá; o rio Paraguai, na anticlinal da serra do Tira-Sentido; córrego Três Ribeirões, na anticlinal das serras Três Ribeirões-Sabão; o córrego Salobra Grande, na sinclinal da serra das Araras. Há, entretanto, alguns exemplos mais espetaculares como o rio Jauquara que, após drenar amplo vale sinclinal, sofre inflexão brusca para oeste e passa a sectionar subsequentemente cristas de anticlinais e sinclinais representados pelas serras da Camarinha, do Canal e Vãozinho através de estreitos e profundos boqueirões.

Guardam alguma semelhança de comportamento os rios Cachoeirinha, Jacobina e outros menores, que se encontram mais ao sul. O fato é que estes cursos d'água denotam um caráter de rios superimpostos a partir de uma pretérita superfície de erosão que, ao sofrer soerguimento e reativação dos processos erosivos, alterou suas características morfológicas. Esta nova atividade denudacional passou a atuar de forma mais acentuada nas litologias menos resistentes, possibilitando o rebaixamento do relevo nos segmentos mais frágeis da estrutura, ao mesmo tempo que se processou o entalhamento e a conseqüente superimposição da rede de drenagem.

Outro elemento significativo da análise da rede de drenagem refere-se à tendência marcante da drenagem em dirigir-se para oeste ou noroeste da região serrana. O fato é nítido nos cursos do ribeirão São José e Água Fina, afluentes do rio Cuiabá; no rio Novo, afluente do Arinos; nos altos cursos do Arinos e do rio Paraguai; nos rios Pari e Lavrinha que, após percorrerem vales sinclinais com direção norte-sul, se voltam para oeste. O rio Jauquara também se dirige para oeste, após drenar vale sinclinal e cruzar várias serras em boqueirões profundos e estreitos. Os rios Cachoeirinha, Jacobina, Salobra Grande, Três Ribeirões e outros menores — todos com suas nascentes em vales sinclinais, depressões anticlinais ou nos topos planos e elevados da Província Serrana — tomam direção oeste ou noroeste.

As informações anteriormente expressas permitem concluir sobre três importantes eventos: 1) De fato, a rede de drenagem evoluiu a partir de uma extensa superfície de erosão; 2) Esta superfície foi soerguida pela ação tectogênica; 3) Tal soerguimento foi desigual, havendo um levantamento maior na porção oriental, o que condicionou a drenagem para a parte ocidental.



A interpretação obtida através da análise da drenagem vem ao encontro do que se constatou ao analisar os níveis morfológicos dos topos da Província Serrana.

Poder-se-ia admitir que tais desníveis altimétricos dos topos da Província Serrana, bem como a direção preferencial da drenagem para o Ocidente, estariam vinculados a uma superfície em rampa pretérita e que, portanto, a drenagem atual simplesmente adaptou-se a ela, ou então, que os diferentes níveis de topos poderiam ter surgido com fases erosivas subseqüentes, resultantes de diferentes ciclos de erosão. Entretanto, a análise dos eventos não deixa margem a essa segunda possibilidade. O fato de: 1) existir predominância de sinclinais alçadas posicionadas na faixa oriental; 2) topos e cristas das sinclinais alçadas serem retilíneos ou ainda planos; 3) de se encontrarem entre 100 a 300m acima dos topos planos das anticlinais mais baixas; e 4) de estarem ladeadas por linhas de falhas, que são antigas e que certamente foram reativadas mais recentemente, permite admitir, como mais provável, o soerguimento intermitente e desigual dos blocos.

Além dos indicadores dos níveis morfológicos, do tipo de modelado, da estrutura e da hidrografia, há ainda que considerar as ocorrências de tipos de solos e suas relações morfológicas. A ocorrência dos latossolos vermelho-amarelos nos topos planos das anticlinais da serra do Virasaia, Tira-Sentido, Requeijão, Tombador, Cuiabá, bem como o latossolo vermelho-escuro do topo da serra Azul, com características semelhantes aos solos dos topos do Planalto dos Parecis, já citados anteriormente, são indicadores importantes da existência de relações genéticas e cronológicas entre eles. Além disto, os topos do Planalto dos Parecis encontram-se nivelados, formam uma superfície contínua com o topo da serra do Cuiabá e suas características morfopedológicas são as mesmas. Os latossolos vermelho-amarelos de textura média aparecem nos topos do Planalto dos Parecis, da média vertente até o fundo dos vales, enquanto nos segmentos interfluviais amplos dominam latossolos vermelho-escuros de textura argilosa.

No topo das serras acima citadas predominam latossolos vermelho-amarelos justamente onde a morfologia tem uma leve convexidade. Entre os segmentos bem planos, como no topo da aba sul da sinclinal da Água Fria ou serra Azul, encontra-se como relictual uma pequena mancha de latossolos vermelho-escuros de textura argilosa. Tais elementos permitem estabelecer uma relação de reciprocidade morfopedogenética e morfocronológica, possibilitando conjecturar que no passado, provavelmente até o

Terciário Médio, havia uma superfície erosiva pré-cretácea contínua, que unia os topos planos da Província Serrana com os topos do Planalto dos Parecis ao norte e certamente o Planalto da Borda Noroeste da Bacia do Paraná, mais precisamente na Chapada dos Guimarães, onde os eventos descritos se repetem de forma semelhante.

A interpretação em pauta vem ao encontro da existência de verdadeiros matacões residuais de concreções ferruginosas nodulares, expostas no topo da serra do Cuiabá, em posição de topo no segmento em que há mudança na geometria da vertente, ou seja, quando se passa do topo plano para uma fraca convexidade. Deste modo, tais ocorrências são observadas na alta vertente e tudo leva a crer que se trata de materiais residuais, herança de um recobrimento pouco mais espesso de sedimentos detríticos lateríticos, preservados nos topos do Planalto dos Parecis, associados aos latossolos vermelho-escuros. Estes solos são geralmente acompanhados de espessa ocorrência de concreções ferruginosas nodulares posicionadas na passagem dos horizontes argilosos para os arenosos. Crê-se que a presença residual generalizada destas concreções no topo da serra do Cuiabá deve-se à extensividade pretérita dos latossolos vermelho-escuros, juntamente com os sedimentos arenosos do Grupo Parecis, os quais remontam ao Terciário Médio.

#### 5 AS DEPRESSÕES CIRCUNDANTES — A CHAVE DE ENTENDIMENTO DA MORFOGÊNESE REGIONAL

O entendimento dos processos geradores da abertura das depressões circundantes à Província Serrana, embora extrapole os limites da área de estudo, não pode ser marginalizado, pois é essencial para se apreender melhor o quadro morfogenético regional, bem como da Província Serrana. Parece não haver dúvidas de que a abertura das depressões do Alto Paraguai, Cuiabana e Periférica do Arinos se processou ao longo do Cenozóico Superior.

É bem possível que pelo menos duas grandes fases erosivas atuaram nas rochas do Grupo Cuiabá antes do ciclo erosivo que gerou a atual Depressão Cuiabana. Os dados fornecidos pelos mapeamentos geológico e geomorfológico do Projeto Radambrasil põem em evidência a descontinuidade das coberturas sedimentares devonianas (formações Furnas e Ponta Grossa), bem como mesozóicas (Formação Botucatu e Grupo Bauru). Na borda ocidental da bacia do Paraná, mais precisamente na área de contato da Chapada dos Guimarães com a Depressão Cuiabana, as rochas do Grupo Cuiabá estão encobertas pe-

las rochas devonianas, principalmente na secção a leste e nordeste. Neste trecho, observa-se que a escarpa festonada com acentuado gradiente topográfico tem na parte mais baixa, como sustentáculo, as rochas do Grupo Cuiabá e em suas partes mais elevadas (média vertente para o topo) os arenitos das formações Furnas e Ponta Grossa.

Na secção da Chapada dos Guimarães, que está voltada para noroeste, mais precisamente delimitada pela bacia do rio Casca (afluente do rio Manso), o contato se processa de forma diferente. A Chapada se desdobra em patamares de níveis intermediários, desaparecem as rochas devonianas e as rochas do Grupo Bauru se assentam diretamente sobre a litologia do Grupo Cuiabá. Neste trecho, denominado por ROSS & SANTOS (1982) de Planalto do Rio Casca, o contato entre as duas litologias se processa no mesmo nível, pois os sedimentos mesozóicos estão também muito desgastados pelos processos erosivos mais recentes. Estes dados de natureza geológica e geomorfológica permitem admitir como certo que, antes de esta depressão atingir a situação presente, passou pelo menos por dois grandes ciclos erosivos: um pré-devoniano e outro pré-cretáceo. Enquanto o primeiro erodiu basicamente as litologias do Grupo Cuiabá, o segundo retirou parcialmente sedimentos devonianos e retrabalhou as rochas do Grupo Cuiabá. Após o ciclo, processou-se a sedimentação mesozóica que recobriu as formações sedimentares anteriores, as metassedimentares do Grupo Cuiabá e as do Grupo Alto Paraguaí.

As feições atuais da Depressão Cuiabana são portanto resultado de, pelo menos, três ciclos erosivos, sendo que o terceiro ocorreu certamente no Cenozóico. O último se desenvolveu em diferentes fases, tendo, entretanto, sua atuação fortalecida pelas forças tectogenéticas. É tido como certo que, após a sedimentação cretácea, a Plataforma Brasileira passou por intensa movimentação acompanhada de soerguimentos epirogenéticos que permitiram a reativação de falhamentos antigos, abatimentos e soerguimentos de blocos, já discutidos anteriormente. Estes fatos de natureza tectônica geraram o arqueamento da borda noroeste da bacia do Paraná com eixo a NE, conforme interpretação de Oliveira & Muhlmann (1965, *apud* ROSS & SANTOS, 1982). Estes arqueamentos, acompanhados de soerguimentos e abatimentos de blocos, possibilitaram o aparecimento da bacia do Pantanal Mato-grossense, a partir da qual todo processo erosivo se desencadeou para norte, abrindo as Depressões Cuiabana e do Alto Paraguaí.

O processo erosivo, que teve como nível de base regional a vasta área do Pantanal, elaborou, através de uma ou mais fases, a superfície em rampa para norte da Depressão Cuiabana. Em algumas áreas, entretanto, tal superfície sofre modificações morfológicas, apresentando rupturas em forma de pequenos ressaltos topográficos contínuos, com gradiente de 30 a 50m, sustentados por litologias com maior abundância de veios de quartzo. A ocorrência se dá na secção SW da depressão, mais precisamente na área drenada pelo rio Sangradouro. Os contatos da depressão com as unidades circunvizinhas ocorrem quase sempre em ângulos agudos, através de escarpas ou então vertentes abruptas pertencentes às cristas de anticlinais ou sinclinais. O contato em questão sugere herança de processo de erosão com recuo paralelo de vertentes, típico de ambientes áridos ou semi-áridos.

A superfície em rampa da depressão oscila em torno de 150m no contato com os sedimentos quaternários do Pantanal e atinge entre 400 e 450m nas altas bacias dos rios Cuiabá e Manso (principal afluente da margem esquerda do rio Cuiabá). É uma típica superfície de erosão com as rochas (filitos, quartzitos, metagrauvascas), truncadas pelos processos denudacionais pretéritos e recentes. A direção estrutural regional aparece de modo muito nítido nas imagens de radar através dos ressaltos topográficos fornecidos pelas cristas quartzíticas de pequena altitude e também pela rede de drenagem de incipiente entalhamento, mas com segmentos adaptados à estrutura. O modelado — preferencialmente de topos convexos, com interflúvios amplos e vales pouco entalhados — apresenta vertentes retilíneas com declividades que raramente ultrapassam os 5%.

Os fatos anteriormente mencionados demonstram a baixa competência dos cursos d'água para imprimir uma dissecação mais vigorosa à superfície. A fraca atuação deve-se ao baixo gradiente topográfico entre o alto curso do rio Cuiabá e o nível de base regional, representado pela Planície do Pantanal. Por outro lado, há que considerar a relação litologia-solo-cobertura vegetal e regime pluviométrico, que define a morfodinâmica e a esculturação atual deste modelado. A litologia, preferencialmente representada pelos filitos com abundantes veios de quartzo, explica a presença dos cascalhos quartzosos (pavimento detrítico) que recobrem, de modo marcante, a superfície do solo. O manto de alteração quase sempre não ultrapassa um metro de espessura e, com muita frequência, apresenta horizonte concrecionário de espessura variável, que em muitos pontos aflora em superfície. Estes eventos de natureza morfopedológica

ca encontram explicação nas condições climáticas da região.

O clima com estações chuvosas e secas bem definidas pode explicar a presença dos solos com horizonte concrecionário, que oferece forte resistência ao entalhamento dos vales e à dissecação do relevo. Por outro lado, a ocorrência de enérgicos episódios de chuvas, juntamente com uma cobertura vegetal pouco densa, contribuem para uma erosão laminar intensa, transportando principalmente o material fino de alteração (argilas e siltes) e deixando como residual os materiais grosseiros, entre os quais estão os seixos angulosos e heterométricos de quartzo. Tal comportamento morfodinâmico, onde a morfogênese parece ser mais atuante do que a pedogênese, explica a abundante presença dos pavimentos detríticos rudáceos que se estendem na Depressão Cuiabana. Nos trabalhos de levantamento de campo, não se testemunhou, em nenhum ponto dela, a presença de paleopavimentos detríticos que permitissem conjecturar sobre as influências paleoclimáticas. Este quadro natural explica também o grande número de pequenos cursos d'água intermitentes na área, pois, sendo o solo pouco espesso e com horizonte concrecionário, o regime pluviométrico torrencial faz com que a infiltração seja baixa, contribuindo para um insatisfatório abastecimento do lençol freático.

A depressão tem ramificações e interpenetrações nas áreas morreadas da Província Serrana, conectando-se em nível com os vales sinclinais ou mesmo com depressões anticlinalis quase que totalmente arrasadas. Deste modo os processos circundenudacionais que se desenvolveram nas zonas de contato entre a Província Serrana e a borda noroeste da bacia do Paraná também elaboraram, onde a fragilidade litológica permitiu, corredores rebaixados e deprimidos.

Os processos que atuaram na Depressão Cuiabana também se fizeram presentes nas Depressões do Alto Paraguai a oeste, na Interplanaítica de Paranatinga a nordeste e na Periférica do Arinos a norte. A Depressão do Alto Paraguai, do mesmo modo que a Cuiabana, é uma extensão do Pantanal Mato-grossense para norte e oeste, onde se interliga com a Depressão do Guaporé. Ganha lentamente altura de sul para norte, drenada pelo rio Paraguai e seus afluentes, num padrão de drenagem subparalelo. Os vales são pouco entalhados e os cursos d'água são perenes. O modelado mostra-se preferencialmente com formas de topos planos, vertentes curtas e baixa declividade.

O contato com as áreas circunvizinhas a norte e a leste processa-se preferencialmente de forma brusca. Ao norte, este contato é feito através

de uma escarpa alcantilada esculpida em sua maior extensão em rochas básicas, basaltos da Formação Tapirapuã e, mais próximo da cidade de Diamantino, em siltitos e arcóseos da Formação Diamantino. A leste, o contato com a Província Serrana processa-se de forma brusca com vertentes de alta declividade, as quais fazem parte de elevadas cristas assimétricas pertencentes às bordas de anticlinalis ou abas de sinclinalis alçadas. Este tipo de contato em ângulos agudos sugere herança de atividade erosiva por recuo paralelo de vertentes, típica de processos morfodinâmicos de ambientes áridos ou semi-áridos.

A morfologia da superfície está esculpida em sua maior extensão nos sedimentos pleistocênicos da Formação Pantanal, predominantemente arenosos, de textura média, inconsolidados, porosos e muito friáveis. De acordo com VIEIRA (1965), apresentam espessura de 30 a 35m na região de Cáceres, diminuindo na direção norte até praticamente desaparecer. Deste modo, nas extremidades norte e grande trecho do leste, o piso da depressão está elaborado em rochas pré-cambrianas das formações Sepotuba e Diamantino. As rochas em questão são os argilitos, siltitos, arcóseos e folhelhos, que se mostram pouco alterados pela ação química e, conseqüentemente, apresentam solos extremamente rasos, quando não simplesmente afloramentos rochosos. Dão sinais evidentes de truncamento por erosão que certamente são pretéritos à deposição da Formação Pantanal.

Nas áreas em questão, principalmente na faixa a norte, observam-se com freqüência depósitos de material rudáceo, constituídos basicamente por seixos rolados de quartzo, o qual se encontra tanto sobre os interflúvios como ao longo das planícies do rio Paraguai e seus afluentes de alto curso, devendo tratar-se de resíduo de antigos cones aluviais (ROSS & SANTOS, 1982). Entretanto, é praticamente impossível estabelecer qualquer sistemática de estudo, uma vez que todo esse material se encontra muito remanejado pela exploração do diamante. É um material grosseiro, já citado em outros trabalhos, produto retrabalhado das lentes de conglomerados que podem ser encontradas com certa freqüência nos arenitos do Grupo Parecis. Por todo o Pleistoceno, durante a deposição da Formação Pantanal, este material foi erodido, juntamente com as areias do Grupo Parecis, das terras altas da borda sul e escarpada da Chapada dos Parecis e conduzido, por transporte torrencial, aos terrenos baixos da Depressão do Alto Paraguai. Não foram encontrados testemunhos que permitam afirmar ter sido este material grosseiro recoberto pelas areias da Formação Pantanal, as

quais teriam sido retiradas posteriormente por fases erosivas mais recentes.

As pesquisas de campo evidenciam a presença generalizada de seixos rolados de quartzo, principalmente na extremidade norte da depressão, tanto em posições interfluviais como ao longo das planícies dos rios Paraguai e afluentes. De acordo com o que foi dito anteriormente, ocorre uma significativa diferença no tipo de material rudáceo que aparece ao longo do vale do rio Pari, bem como nas faixas marginais oeste das serras do Tira-Sentido, do Canal e Três Ribeirões.

Nas áreas, já minuciosamente descritas, observam-se pequenos ressaltos topográficos dispostos de forma grosseiramente paralela às vertentes declivosas dos dorsos das anticlinais ou das cristas das abas de sinclinais e anticlinais. Os ressaltos são pequenos patamares (altura de 20m), cujas vertentes mais inclinadas estão voltadas para o lado das cristas e em conjunto com estas delimitam uma estreita e rasa depressão paralela a serras. Com certa frequência, tais patamares são interrompidos por cursos d'água que os seccionam frontalmente e abrem passagens do tipo "percées". São sustentados por uma alternância de paleopavimentos detríticos grosseiros e finos com elevado estado de ferruginização. O material rudáceo é preferencialmente representado por seixos heterométricos, associados ou não a seixos rolados de quartzo. Tais paleopavimentos demonstram claramente ter a área passado por fases climáticas recentes bem mais agressivas, durante as quais o transporte em forma de torrentes permitia que o material de tal calibre pudesse ser remanejado. Ao contrário dos seixos de quartzo das posições interfluviais, que estão descobertos, estes estão sempre recobertos por camadas de espessura variável de material detrítico fino (argilas, siltes e areias), com alto grau de ferruginização. Esta ferruginização forma um horizonte concrecionário, que é o elemento mantenedor dos patamares em forma de ressaltos topográficos marcantes.

MUNDIN (1982), ao estudar o vale do rio Pari, onde tais patamares também ocorrem, fez algumas importantes considerações. Identificou dois tipos principais de superfícies denominadas "rampas de desgaste ou pedimentos rochosos" e "rampas de pedimentos detríticos". As primeiras, a montante, correspondem aos segmentos do vale do rio Pari onde as rochas do embasamento se encontram expostas. Os contatos desta superfície com as vertentes escarpadas das serras circundantes são feitos através de rupturas bruscas de declive em "knick point". As rampas de pedimentos detríticos a jusante caracterizam-se por corresponder a uma cober-

tura aluvial ou coluvial, que se inicia a partir do pedimento rochoso e aumenta de espessura para jusante.

MUNDIN (*op. cit.*) descreve amplamente os diversos perfis, onde se pode constatar uma certa irregularidade na organização dos materiais ocorrentes. De qualquer modo, o que é dominante é a presença dos seixos rolados de quartzo associados ou não a camadas de blocos de arenitos depositados sobre as rochas truncadas por erosão. Este material grosseiro, de características heterométricas, é freqüentemente recoberto por material bem mais fino, areno-síltico-argiloso. Também é freqüente a ocorrência de um horizonte de espessura variada extremamente ferruginizado. MUNDIN (*op. cit.*) interpretou estes eventos do vale do rio Pari como testemunhos de fases climáticas áridas ou semi-áridas, que teriam atuado ao longo do Pleistoceno, enquanto o recobrimento por material fino seria do Holoceno e portanto de fase climática mais úmida. A gênese e idade da abertura da Depressão do Alto Paraguai resultariam de fases alternadas de erosão e inumação, até atingir o estado atual. A carta geológica do Projeto Radambrasil assinala, na extremidade norte da depressão, as rochas da Formação Sepotuba (Grupo Alto Paraguai) e, sobrepostos a ela, os basaltos da Formação Tapirapuã. Mais a nordeste, tal carta exhibe no piso da depressão rochas da Formação Diamantino e, sobre ela, os basaltos Tapirapuã e sedimentos cretáceos do Grupo Parecis. Como tanto as litologias da Formação Sepotuba, quanto da Diamantino, mostram sinais de truncamento por erosão e, sobrepostas a elas, de forma discordante, ocorrem as rochas de idade bem mais recente (Cretáceo) da Formação Tapirapuã e do Grupo Parecis, admite-se que a área sofreu processos de erosão no Pré-Cretáceo.

Deste modo, o vasto sinclínório (ALMEIDA, 1964), que sustenta a Depressão do Alto Paraguai, certamente antes de ser inumado pelos sedimentos do Grupo Parecis, passou por uma ou mais fases erosivas pré-cretáceas. Após o recobrimento pelos sedimentos do Grupo Parecis e pelos basaltos da Formação Tapirapuã, a área decerto passou por agressiva atividade erosiva, exumando a antiga superfície. Isto só foi possível ao longo do Terciário-Quaternário, quando os processos epigenéticos geraram abatimentos neotectônicos na região do Pantanal e soerguimentos concomitantes e generalizados da Plataforma Sul Amazônica. Com isto os processos do Cenozóico geraram a abertura da depressão. Desta maneira é evidente o paralelismo entre as Depressões Cuiabana e do Alto Paraguai quanto à morfogênese. Entretanto nesta última aparece uma fase de inumação que não se verificou

na Depressão Cuiabana. O recobrimento da superfície erosiva da Depressão do Alto Paraguai, por sedimentos pleistocênicos da Formação Pantanal, testemunham a extensividade para norte do chamado Pantanal Mato-grossense.

Por outro lado a presença de uma rede de drenagem bem hierarquizada sobre estes sedimentos, bem como a presença dos ressaltos topográficos ou patamares que aparecem no vale do rio Pari e na faixa marginal oeste das serras do Tira-Sentido, Três Ribeirões e do Canal, demonstram claramente uma retomada dos processos erosivos com incisão dos talvegues típicos de climas tropicais. Entretanto isto só foi possível em função de um pequeno rebaixamento do nível de base regional, no caso o Pantanal, ou uma pequena reativação epirogenética da Plataforma Brasileira na área, sendo que tanto um quanto outro só podem ser admitidos como efeitos da Neotectônica.

Acredita-se que a morfocronologia relativa destas depressões esteja associada ao Terciário Superior (possivelmente Plioceno) estendendo-se ao Quaternário Inferior (Pleistoceno). Deste modo corresponde a fases erosivas posteriores aos eventos tectogenéticos que afetaram geneticamente o território brasileiro até o Terciário Médio. Tais efeitos atingiram a borda ocidental da bacia do Paraná, a Plataforma Sul-amazônica, bem como as estruturas a ela incorporadas como o Geossinclíneo Paraguai-Araguaia.

No sistema de depressões que circunda a Província Serrana, cujo comportamento morfológico enquadra-se nas típicas relações entre maciços antigos e bacias sedimentares, está a Depressão Periférica do Arinos. Esta depressão guarda semelhança morfológica e principalmente genética com a Depressão Interplanáltica de Paranatinga, que se encontra mais a leste nas cabeceiras do rio Teles Pires e fora da área de estudo. Ambas têm suas aberturas para norte, pois os respectivos eixos erosivos são comandados por rios da bacia amazônica (Arinos e Teles Pires).

A Depressão Periférica do Arinos, ao contrário das demais que circundam a Província Serrana, não foi identificada em nenhum trabalho anterior, certamente pela sua pequena extensão em relação às outras vizinhas. Tal depressão é drenada pelo rio Arinos e seu principal afluente de alto curso, o rio Novo. Enquanto o rio Arinos e seus formadores apresentam drenagem conseqüente, correndo das áreas pouco mais altas da Província Serrana, o rio Novo apresenta seu curso com drenagem subseqüente ou ortoclinal. Este rio tem suas nascentes sobre a anticlinal homônima, ou também conhecida como serra do Cuiabá, e ao entrar na depressão toma

direção norte, enquanto drena os terrenos esculpidos nas litologias da Formação Sepotuba. Após entrar em contato com os arenitos da Formação Salto das Nuvens (basal do Grupo Parecis), toma direção oeste e passa a correr no contato entre os arenitos dos Parecis e os folhelhos e siltitos da Formação Sepotuba. De acordo com a descrição anterior, esta depressão, delimitada por pequenas escarpas ao norte e a oeste, elaborada nos sedimentos do Grupo Parecis e sustentada por camada de textura argilosa com elevado grau de ferruginização, foi denominada nos mapeamentos geológicos regionais de TQdl.

Ao sul o contato com a Província Serrana é feito principalmente em forma de rampa de erosão ("glacis" de erosão). Já mais a leste, a rampa dá lugar a um contato brusco com vertente de alta declividade da borda norte da anticlinal do rio Novo ou serra do Cuiabá. No leste, o contato processa-se em forma de escarpa esculpida nos terrenos sedimentares do Planalto dos Parecis. O nível morfológico oscila em torno dos 400 a 430m, seu piso está elaborado nos arenitos da Formação Salto das Nuvens (Grupo Parecis) que gerou solos extremamente arenosos (areias quartzosas e latossolos vermelho-amarelos de textura média) e nos siltitos e folhelhos da Formação Sepotuba (Grupo Alto Paraguai), que gerou solos extremamente rasos com aspecto textural argiloso e pedregoso (Cambissolos).

A depressão não testemunha uma existência pré-cretácea como as anteriores, embora parte dela sugira que houve atividade erosiva antiga e que retirou a capa sedimentar correspondente à Formação Diamantino. Pode-se tomar sua origem como mais recente, certamente pós-cretácea, pois grande parte dos sedimentos do Grupo Parecis (Cretáceo) foram escavados ao ser modelada a depressão. Pode-se aproximar ainda mais a morfocronologia relativa, ao admitir-se como certo que os sedimentos argilosos e muito ferruginizados (TQdl) que aparecem no topo do Planalto dos Parecis, sejam considerados de fato do Terciário Superior ou até do Quaternário Inferior. Tomando-se isto como parâmetro para estabelecer a idade da abertura desta depressão, chega-se ao Pleistoceno.

## 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Como estas depressões certamente são contemporâneas, pode-se generalizar e afirmar que são do Cenozóico Superior (Neogeno), ou melhor, posteriores às fases de reativação tectogenética que se processam até ao Terciário Médio.

As alternâncias climáticas seco-úmido, que ocorreram no Neogeno e que contribuíram para a abertura destas depressões, abrem a possibili-



QUADRO 1 — Resumo da evolução do relevo regional

Morfocronologia Relativa	Morfogênese Regional	Substrato Rochoso
Holoceno	Geração das Planícies Fluviais e Lacustres do Pantanal	Sedimentos inconsolidados areias finas/argilas
Pleistoceno	Deposição dos Sedimentos na Depressão do Alto Paraguai	Sedimentos inconsolidados da Formação Pantanal (areias e cascalhos)
Terciário Médio/Pleistoceno	Abertura das Depressões do Alto Paraguai-Cuiabana e Periférica do Arinos	Metassedimentos do Grupo Cuiabá e sedimentos do Grupo Alto Paraguai
	Esculturação dos Planaltos da Bacia do Rio Casca e do Planalto de Tapirapuã	Arenitos da Formação Botucatu, Grupo Bauru (Borda Noroeste da Bacia do Paraná) e Basaltos Formação Tapirapuã e arenitos do Grupo Parecis
Cretáceo Superior/ Terciário Médio	Soerguimento da Plataforma Sul-americana — Epirogênese da Plataforma Brasileira com reativação de falhas antigas com basculamento de blocos gerando desnivelamento na Província Serrana	Sedimentos em estruturas dobradas do Grupo Alto Paraguai
Cretáceo	Fecho de Sedimentação dos Grupos Parecis e Bauru respectivamente nas Chapadas dos Parecis e Guimarães	Arenitos dos Grupos Parecis e Bauru
Pré-Cretáceo	Diversas fases erosivas que deixaram como testemunhos superfícies aplanadas e/ou niveladas no topo da Província Serrana e no Planalto das Bacias do Rio Casca-Mutum.	Sedimentos e Metassedimentos dos Grupos Cuiabá e Alto Paraguai

dade de se encontrarem testemunhos paleoclimáticos significativos, quer a nível morfológico, pedológico, ou botânico. Na área é importante ressaltar alguns eventos que possibilitam admitir a interferência de climas áridos ou semi-áridos alternados com úmidos ou semi-úmidos na esculturação e abertura das depressões. Entre as características estão:

- a retinidade dos topos dos interflúvios que definem uma ampla superfície em rampa, principalmente na Depressão Cuiabana;
- o truncamento de diferentes litologias por um nível ou superfície de erosão observado nas três depressões analisadas;
- a ocorrência de paleopavimentos detríticos com material rudáceo na área da Depressão do Alto Paraguai (vales dos rios Paraguai e Pari), sugerindo transporte em lençol e atuação mecâ-

nica interferindo nas rochas no passado;

- a delimitação parcial das três depressões por vertentes de alta declividade com contato em “knick point” ou ainda escarpas que testemunham recuo paralelo;
- presença de solos extremamente rasos e cascalhentos principalmente nos trechos de ocorrência dos filitos, quartzitos, folhelhos e siltitos na Depressão Cuiabana;
- extensos trechos com recobrimento vegetal pouco denso tipo Cerrado aberto e com manchas de solos expostos;
- vestígios de espécies vegetais relictuais sobretudo cactáceas nos terrenos pedregosos e de alta declividade da área serrana adjacente.

Os eventos supracitados, embora não permitam estabelecer uma morfocronologia absoluta, constituem-se em indicadores significativos

da morfogênese destas depressões, sendo extremamente difícil, entretanto, encontrar outros parâmetros que possam aproximar mais a interpretação genética destas unidades de relevo (Quadro 1).

Os eventos geomórficos que possibilitaram a abertura das depressões circundantes à Província Serrana também a afetaram. Devido a seu caráter litoestrutural e tectônico, porém, a Província Serrana manteve-se parcialmente preservada do desgaste das diversas fases erosivas que ocorreram, sobretudo com o soerguimento pós-cretáceo. Embora existam sinais evidentes de efeitos erosivos antigos — como topos de cristas retilinizados, topos planos de dorsos de anticlinais e de sinclinais alçadas, presença de tipos de solos residuais como os latossolos, depósitos detríticos e concreções ferruginosas espessas — pode-se concluir que:

— Os três níveis de cimeira da Província Serrana decorrem de tectogênese e não de superfícies de erosão de idades diversas.

— Ocorreu pelo menos uma fase erosiva pré-cretácea que aplanou os topos da Província Serrana quando ainda não havia ocorrido o soerguimento ligado à Reativação Wealdeniana.

— A faixa oriental da Província Serrana sofreu soerguimento mais acentuado do que a ocidental, comprovado pelas altimetrias, pelas sinclinais suspensas, pelo direcionamento da drenagem de topo para oeste e pelos falhamentos inversos que margeiam as sinclinais.

— A superfície pré-cretácea de topo foi sepultada por sedimentos do Cretáceo do Grupo Parecis e, com o soerguimento, processou-se a exumação desta. Este fato se comprova pelo nivelamento dos topos da Província Serrana a nordeste com a chapada dos Parecis e pela presença residual de coberturas arenosas e depósitos de seixos rolados sobre os topos da Província Serrana.

— As cristas mais baixas que margeiam as cristas principais das abas de sinclinais alçadas associam-se à erosão diferencial, pois apresentam rochas mais tenras.

— Os terrenos baixos e relativamente planos, posicionados como vales entre as cristas anticlinais e sinclinais, concordantes ou não com a estrutura, passaram pelos processos erosivos que abriram as depressões circundantes e por isso sua evolução é conectada.

## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, A.A. de — Análise Geomorfológica: Reflexão e Aplicação — Tese de Livre-Docência apresentada à FFLCH — USP — São Paulo — 1982.
- AB'SABER, A.N. — O Planalto dos Parecis na Região de Diamantino, in Associação dos Geógrafos Brasileiros — Boletim Paulista de Geografia — São Paulo — 1954.
- AB'SABER, A.N. — Ritmo da Epirogênese Pós-Cretácica e Setores das Superfícies Neogênicas em São Paulo, in Geomorfologia 13 — IGEOG-USP — São Paulo, 1969.
- ALMEIDA, F.F.M. de — Geologia do Centro-Oeste Matogrossense — DNPM — Bol. I 215 — Rio de Janeiro, 1964.
- ALMEIDA, F.F.M. de — Origem e Evolução da Plataforma Brasileira — DNPM — Depto. Geologia e Mineralogia, n° 241 — Rio de Janeiro, 1967.
- ALMEIDA, F.F.M. de — Evolução Tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior — Anais da Academia Brasileira de Ciências, n° 40 — Rio de Janeiro, 1968.
- ALMEIDA, F.F.M. de — Contribuição à Geologia dos Estados de Goiás e Mato Grosso. Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, 1948a.
- BARBOSA, O. — Quadro provisório de superfícies de erosão e aplainamento no Brasil (Inferências paleoclimáticas e econômicas). Revista Brasileira de Geografia, 27(4): 641-642, Rio de Janeiro — 1965.
- BARROS, A.M. *et al.* — Geologia da Folha SD 21 — Cuiabá — Série Levantamento de Recursos Naturais — M.M.E. — Projeto Radambrasil — vol. 26 — Rio de Janeiro — 1982.
- BASENINA, N.V.; ARISTARCHOVA, L.B.; LUKASOV, A.A. Methods of Morphostructural Analysis Geomorphological Mapping, in Manual of Detailed Geomorphological Mapping — Commission on Geomorphological Survey and Mapping of U.G.I. — Prague — 1972.
- FIGUEIREDO, A.J. de A. & OLIVATTI, O. — Projeto Alto Guaporé; Relatório final integrado, DNPM/CPRM — Vol. 11 — (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 323). Goiânia — 1974.
- GERASIMOV, I. & MESCHERIKOV, J.A. — Morphostructure in "The Encyclopedia of Geomorphology" — Editor R.W. Fairbridge, Reinhold Book Co. — New York — 1968.

- GONÇALVES, A. & SCHNEIDER, R.L. — Geologia do Centro Leste de Mato Grosso. Petrobrás-DESUL, 43p. (Relatório Técnico Interno, 394). Ponta Grossa — 1970.
- HENNIES, W.T. — Geologia do Centro Norte Matogrossense. Escola Politécnica Universidade de São Paulo — Tese de Doutorado em Engenharia — São Paulo — 1966.
- MUNDIN, M.M. — Aspectos da Bacia do Alto Paraguai, Baixada Cuiabana — O Alto Vale do rio Pari — MT — Dissertação de Mestrado em Geografia Física. Depto. de Geografia da FFLCH da USP. São Paulo, 1982.
- OLIVATTI, O. — Contribuição à Geologia da Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia, in: Congresso Brasileiro de Geologia, 29 — Ouro Preto, 1976 — Resumo dos Trabalhos S.B.G. — Ouro Preto — 1976.
- PENA, G.S. *et al.* — Projeto Goiânia II; Relatório final. DNPM/CPRM, 5v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM 2371) v.1., Goiânia — 1975.
- PETRI, S. & FULFARO, V.I. — Geologia da Chapada dos Parecis — Mato Grosso, Brasil, in Revista Brasileira de Geociências — vol. 11, nº 4 — São Paulo — Dez. 1981.
- RIBEIRO FILHO *et al.* — Projeto Serra Azul. Rel. Final — DNPM/CPRM — Goiânia — 1975.
- ROSS, J.L.S. & SANTOS, L.M. — Geomorfologia da Folha S.D. 21 — Cuiabá, in Levantamentos dos Recursos Naturais — MME — Projeto Radambrasil, Vol. 26, Rio de Janeiro — 1982.
- ROSS, J.L.S. — Estudo e Cartografia Geomorfológica da Província Serrana — MT — Tese de Doutorado apresentada à F.F.L.C.H. — U.S.P. — São Paulo — 1987.
- VIEIRA, A.J. *et al.* — Geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso — Petrobrás — Rel. nº 303, Ponta Grossa, 1965.

*Endereço do autor:*

Jurandyr Luciano Sanches Ross — Universidade de São Paulo — FFLCH — Laboratório de Geomorfologia — Departamento de Geografia — Caixa Postal 8105 — Cidade Universitária — 05508 — São Paulo, SP — Brasil.