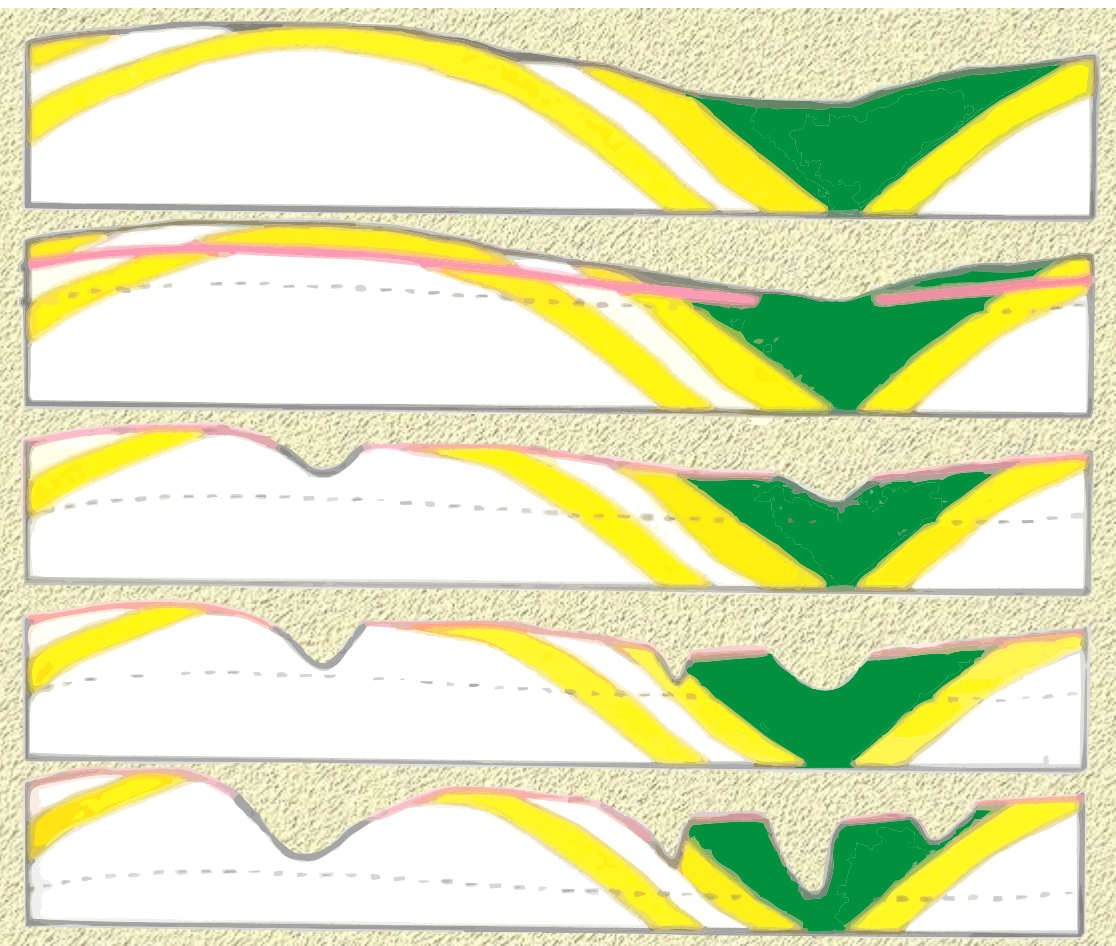


Evolução Geomorfológica do Distrito Federal





*Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
Embrapa Cerrados
Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento*

ISSN 1517-5111

Julho, 2004

Documentos 122

Evolução Geomorfológica do Distrito Federal

Éder de Souza Martins
Adriana Reatto
Osmar Abílio de Carvalho Jr.
Renato Fontes Guimarães

Planaltina, DF
2004

Exemplares desta publicação podem ser adquiridos na:

Embrapa Cerrados

BR 020, Km 18, Rod. Brasília/Fortaleza

Caixa Postal 08223

CEP 73310-970 Planaltina - DF

Fone: (61) 3388-9898

Fax: (61) 3388-9879

<http://www.cpac.embrapa.br>

sac@cpac.embrapa.br

Comitê de Publicações

Presidente: *Dimas Vital Siqueira Resck*

Editor Técnico: *Carlos Roberto Spehar*

Secretária-Executiva: *Maria Edilva Nogueira*

Supervisão editorial: *Maria Helena Gonçalves Teixeira*

Revisão de texto: *Maria Helena Gonçalves Teixeira*

Normalização bibliográfica: *Marilaine Schaun Pelufé*

Capa: *Jussara Flores de Oliveira*

Editoração eletrônica: *Jussara Flores de Oliveira*

Impressão e acabamento: *Divino Batista de Souza*

Jaime Arbués Carneiro

Impresso no Serviço Gráfico da Embrapa Cerrados

1ª edição

1ª impressão (2004): tiragem 100 exemplares

Todos os direitos reservados.

A reprodução não-autorizada desta publicação, no todo ou em parte, constitui violação dos direitos autorais (Lei nº 9.610).

CIP-Brasil. Catalogação na publicação.
Embrapa Cerrados.

E93 Evolução geomorfológica do Distrito Federal / Éder de Souza Martins...
[et al.]. - Planaltina, DF : Embrapa Cerrados, 2004.
57 p. — (Documentos / Embrapa Cerrados, ISSN 1517-5111;
n. 122)

1. Geomorfologia. 2. Pedologia. 3. Distrito Federal. I. Martins, Éder de Souza. II. Série.

551.41 - CDD 21

© Embrapa 2004

Autores

Éder de Souza Martins

Geól., Dr., Embrapa Cerrados

eder@cpac.embrapa.br

Adriana Reatto

Eng. Agrôn., M.Sc., Embrapa Cerrados

reatto@cpac.embrapa.br

Osmar Abílio de Carvalho Jr.

Geól., Dr., Departamento de Geografia

Campus da UnB, ICC Ala Norte, Asa Norte, CEP

70910-900, Brasília, DF

osmarjr@unb.br

Renato Fontes Guimarães

Eng. Cartóg., Dr., Departamento de Geografia

Campus da UnB, ICC Ala Norte, Asa Norte, CEP

70910-900, Brasília, DF

renatofg@unb.br

Apresentação

O Distrito Federal é uma região representativa do Planalto Central. Neste estudo apresenta-se uma proposta de evolução geomorfológica dessa região. É uma contribuição importante para compreensão ambiental e subsídio a estudos de solos tropicais.

Roberto Teixeira Alves

Chefe-Geral da Embrapa Cerrados

Sumário

Introdução	9
Características Fisiográficas e Clima Atual	9
Geologia	11
Grupo Paranoá – Meso-neoproterozóico	15
Pedologia	17
Latosolo Vermelho (LV)	19
Latosolo Vermelho-Amarelo (LVA)	19
Cambissolo (C)	20
Argissolo Vermelho-Amarelo (PVA)	20
Argissolo Vermelho (PV)	21
Solos Hidromórficos (G)	21
Neossolo Flúvico (RU)	22
Neossolo Quartzarênico (RQ)	22
Estudos Sistemáticos de Solos do Distrito Federal	22
Geomorfologia	26
Belcher (1954)	27
Penteado (1976)	29

CODEPLAN (1984)	31
BRASIL (1984)	33
Pinto (1986, 1987, 1994)	34
Perfis topográficos típicos do Distrito Federal	39
Discussão	40
Propostas de compartimentação geomorfológica	40
Controle litoestrutural	42
Cobertura pedológica e as couraças	43
Modelo de Evolução Geomorfológica	46
Referências Bibliográficas	52
Abstract	57

Evolução Geomorfológica do Distrito Federal

Éder de Souza Martins

Adriana Reatto

Osmar Abílio de Carvalho Jr.

Renato Fontes Guimarães

Introdução

Este Documento é uma síntese dos aspectos físicos do Distrito Federal com o objetivo de desenvolver uma proposta de evolução geomorfológica para a região. Os modelos existentes são confrontados e discutidos em relação a vários fatos geológicos e pedológicos.

Características Fisiográficas e Clima Atual

O Distrito Federal localiza-se no Planalto Central do Brasil ([Figura 1](#)), compreendendo área de 5.814 km², limitando-se ao norte pelo paralelo de 15°30' latitude Sul, a leste pelo Rio Preto, ao sul pelo paralelo de 16°03' de latitude Sul e a oeste pelo Rio Descoberto. A região é drenada por rios que pertencem a três das mais importantes bacias fluviais da América do Sul: a Bacia do Paraná (Rio Descoberto, Rio São Bartolomeu), Bacia do São Francisco (Rio Preto) e Bacia do Tocantins (Rio Maranhão).

A vegetação predominante no Distrito Federal é o Cerrado, cobrindo cerca de 90% da área. Encontram-se todos os tipos de vegetação comumente englobados sob o termo Cerrado, desde árvores de porte elevado até ervas esparsas, formando um mosaico com a vegetação de Matas de Galeria e Ciliares em torno das drenagens e rios ([EITEN, 1994](#)).

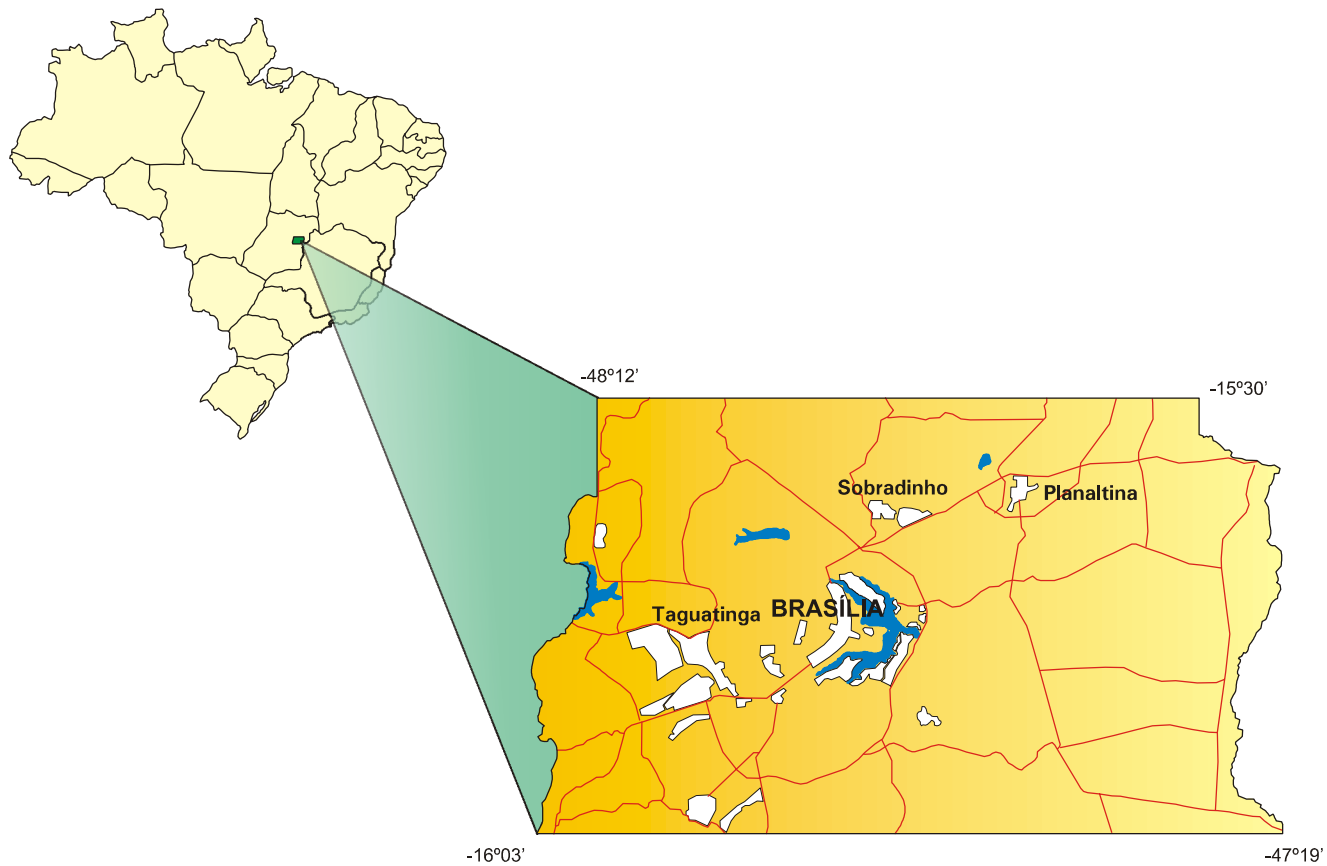


Figura 1. Localização do Distrito Federal.

Segundo a classificação de Köppen, o clima atual na região do DF enquadra-se entre os tipos tropical de savana e temperado chuvoso de inverno seco, caracterizado pela existência bem nítida de duas estações: uma chuvosa e quente, entre os períodos de outubro e abril, e outra fria e seca, de maio a setembro ([HIDROGEO, 1990](#)).

Como as variações locais de precipitação não são relevantes, a classificação climática baseia-se principalmente nas variações de temperatura ([CODEPLAN, 1984](#)). Conforme esse estudo, o clima tropical de altitude (Cwb) é típico das chapadas mais elevadas, acima de 1200 m. Caracteriza-se pela temperatura inferior a 18 °C, no mês mais frio, e média inferior a 22 °C, no mês mais quente. O clima tropical de altitude (Cwa) ocorre no Pediplano de Brasília, em cotas entre 1000 e 1200 m. Caracteriza-se pela temperatura inferior a 18 °C, no mês mais frio, e média superior a 22 °C, no mês mais quente. O clima tropical (Aw) situa-se nas principais bacias hidrográficas da região, abaixo da cota de 1000 m. Caracteriza-se pela temperatura média superior a 18 °C, em todos os meses do ano.

Segundo [Embrapa \(1978\)](#), as precipitações variam entre 1500 e 2000 mm anuais, sendo a média em torno de 1600 mm, alcançando em janeiro o seu maior índice pluviométrico (320 mm/mês) e durante os meses de junho, julho e agosto, chegando à média mensal total da ordem de 50 mm.

Em relação à umidade relativa do ar, durante os meses de janeiro a abril, os valores flutuam em torno de 75%. Em agosto, atinge média mínima de 30%, porém, durante alguns dias, pode atingir valores de até 11%.

Geologia

O DF está localizado no setor oriental da Província Estrutural do Tocantins, mais especificamente, na porção centro sul da Faixa de Dobramentos Brasília ([ALMEIDA; HASUI, 1984; MARINI et al., 1981, 1984](#)). De acordo com esses autores, a estruturação brasileira é representada principalmente por dobras isoclinais a recumbentes, lineares, com foliação de transposição, falhamentos inversos, cavalgamentos, transcorrências e, no final do ciclo, uma tectônica distensiva. Todas essas estruturas mostram marcada vergência para leste, em direção ao Cráton do São Francisco. A geologia da região ([Figura 2](#)) é composta de rochas metassedimentares dos grupos Canastra, Paranoá, Araxá e Bambuí ([FREITAS-SILVA; CAMPOS, 1999](#)). Na [Figura 3](#), apresenta-se a coluna estratigráfica do DF, conforme esses autores.

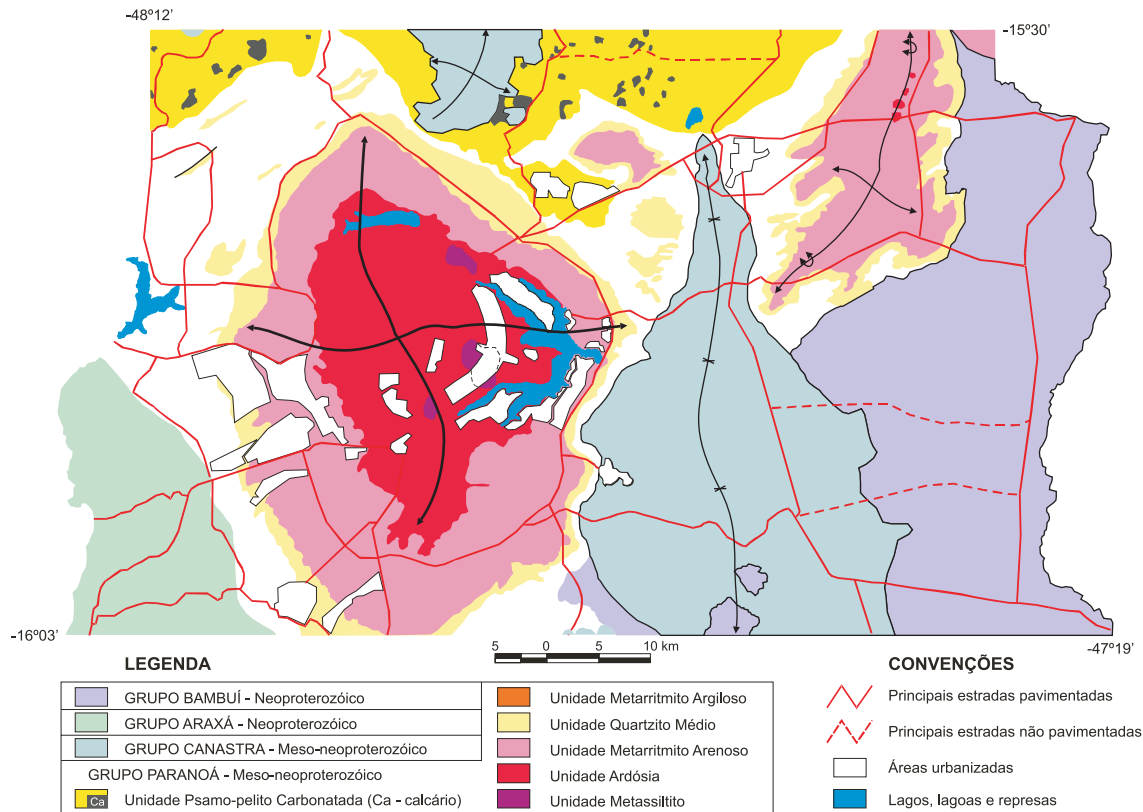


Figura 2. Mapa Geológico simplificado do DF.

Fonte: [Freitas-Silva e Campos \(1999\)](#).

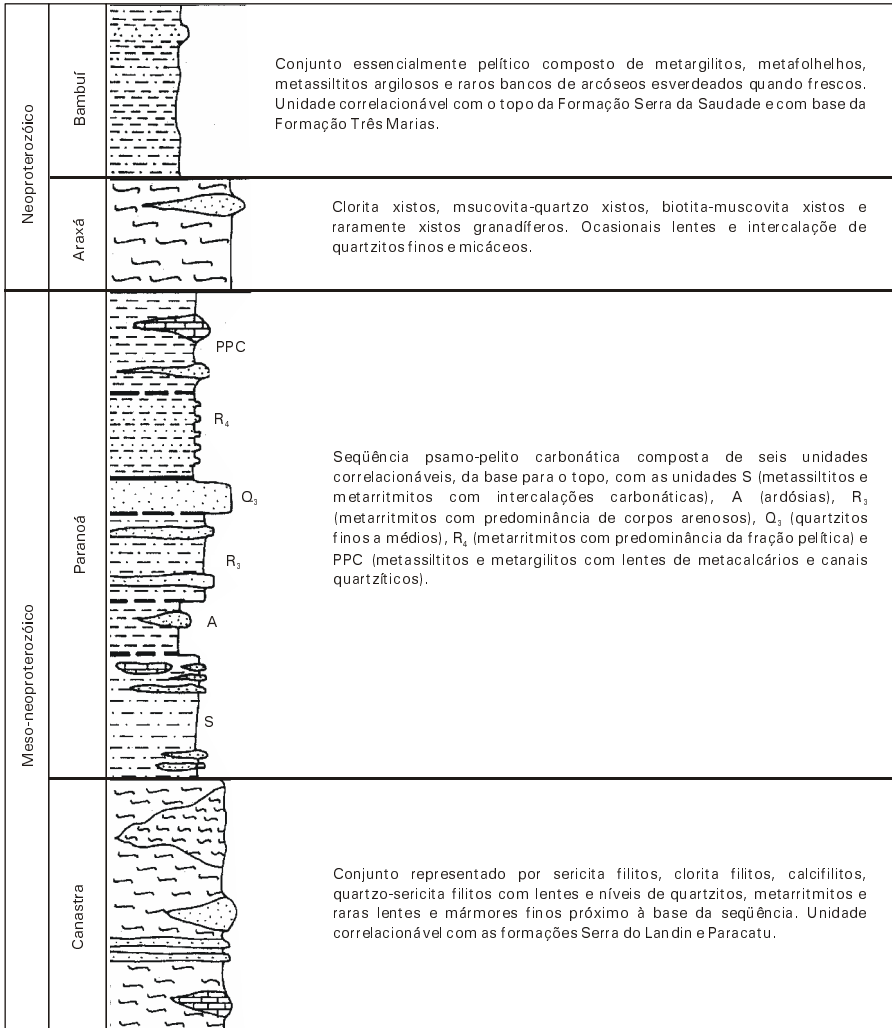


Figura 3. Recomposição litoestratigráfica do DF. Os cavalgamentos provocaram inversões estratigráficas onde o Grupo Canastra ocorre sobre os grupos Paranoá e Bambuí, o Grupo Paranoá sobre o Grupo Bambuí e o Grupo Araxá sobre o Grupo Paranoá. Os grupos Canastra e Paranoá representam, provavelmente, unidades cronocorrelatas dispostas lateralmente, enquanto os grupos Araxá e Bambuí representam sedimentos cronocorrelatos depositados em bacias depositadas em porções mais internas e externas, respectivamente, dentro da Faixa Brasília.

Fonte: [Freitas-Silva e Campos \(1999\)](#).

O Grupo Paranoá é considerado de idade Meso-neoproterozóica, sendo composto de rochas metapsamo-pelíticas e carbonatadas, estudadas por [Faria \(1995\)](#) na região de São João da Aliança/Alto Paraíso de Goiás. No DF, são separadas em seis unidades, correlacionáveis da base para o topo com as unidades S, A, R₃, Q₃, R₄ e PC das áreas-tipo.

O Grupo Canastra é datado como de idade Meso-neoproterozóica, sendo subdividido nas formações Serra do Landin, Paracatu e Serra dos Pilões ([FREITAS-SILVA; DARDENNE, 1993](#)). No DF, é constituído principalmente por clorita e sericita filitos e subordinadamente calcifilitos, filitos carbonosos, quartzitos e mármores finos, correlacionáveis com as formações Serra do Landin e Paracatu.

O Grupo Araxá foi datado como Neoproterozóico ([PIMENTEL et al., 1993](#)), sendo no DF, representado por muscovita xistos, clorita-quartzito xistos, muscovita-granada xistos e raras lentes de quartzitos micáceos.

O Grupo Bambuí foi extensivamente estudado por [Dardenne \(1978\)](#), sendo considerado de idade Neoproterozóica e constituído pela seqüência pelito-carbonatada-arcoseana, dividida da base para o topo nas formações Jequitaiá, Sete Lagoas, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. No DF, são representados por metassiltitos, metassiltitos argilosos, metargilitos e raras intercalações de arcóseos, correlacionáveis ao topo da Formação Serra da Saudade e à base da Formação Três Marias.

Os contatos entre as várias unidades são tectônicos e representados por sistemas de cavalgamentos regionais com vergência para o Cráton, desenvolvidos durante a evolução do Ciclo Brasileiro. Os sistemas de empurrão invertem a estratigrafia regional e foram denominados Sistema do Paranã (sobrepõe o Grupo Paranoá sobre o Grupo Bambuí), Sistema Bartolomeu/Maranhão (coloca o Grupo Canastra sobre os grupos Paranoá e Bambuí) e Sistema Descoberto (desloca o Grupo Araxá sobre o Grupo Paranoá) ([FREITAS-SILVA; CAMPOS, 1999](#)).

As megaestruturas observadas no DF denunciam dobramentos no estilo domos e bacias (caixa de ovo) onde se observa alongamento maior do eixo NS em relação ao EW, evidenciando um padrão de interferência de esforços nessas direções, sendo a mais importante a EW, com vergência para o Cráton do São Francisco. Essas megaestruturas são associadas à última fase do Ciclo Brasileiro¹.

¹ Comunicação pessoal de F.H. Freitas-Silva ao pesquisador Éder de Souza Martins da Embrapa Cerrados, via oral em 1997.

Os lineamentos marcados pelas linhas de drenagem e cristas evidenciam padrão de cisalhamento conjugado N45W e N45E associados à compressão de oeste para leste. Os lineamentos próximos de NS e EW podem ser interpretados como fraturas de extensão e dilacionais respectivamente. Essa organização dos lineamentos é típica de toda a Faixa Brasília².

A principal direção de falhas/fraturas foi observada por [Freitas-Silva e Campos \(1993\)](#) na região do Parque Nacional de Brasília é N15E/90, mas evidenciando nos estereogramas grande dispersão apresentada no campo de forma radial em relação à Barragem de Santa Maria. A segunda direção importante de falhas/fraturas é ortogonal ao sistema anterior. Esses dados indicam que essas feições rúpteis, que ultimaram o processo, são resultantes do padrão de domeamento existente.

A geologia do grupo Paranoá será detalhada, em função de seu conhecimento mais amplo e maior representatividade no DF.

Grupo Paranoá – Meso-neoproterozóico

[Freitas-Silva e Campos \(1999\)](#) reconheceram seis litofácies da seqüência deposicional Paranoá no DF. A caracterização dessas litofácies foi baseada na litologia, textura, estruturas sedimentares e geometria, de maneira a refletir ambientes particulares de deposição.

As litofácies são descritas a seguir, da base para o topo ([Figura 3](#)):

Unidade S – Representada pela fácies Metassiltito, sendo caracterizada por metassiltitos argilosos, cinza-claros, vermelhos a brancos, laminados, sericíticos e apresentando intercalações lenticulares métricas de quartzito médio, localmente grosseiras. Estruturas de contração são típicas. A espessura máxima é de 130 m. O ambiente de deposição é interpretado como de plataforma pelítica com tempestitos ocasionais. Ocorre na Chapada do Pipiripau.

Unidade A – A fácies Ardósia é constituída de ardósias roxas e vermelhas, com bandas brancas cuja estrutura mais conspícua é a clivagem ardosiana. Na parte superior, ocorrem ocasionais intercalações de metassiltitos e quartzitos finos com espessuras máximas de 20 cm, com estrutura *hummocky*, apresentando espessura máxima de 60 m. O ambiente de deposição é interpretado como de plataforma pelítica com tempestitos no topo. Ocorre na depressão do Paranoá.

² Comunicação pessoal de F.H. Freitas-Silva ao pesquisador Éder de Souza Martins da Embrapa Cerrados, via oral em 1997.

Unidade R₃ – A fácies Metarritmito Arenoso caracteriza-se pela alternância de camadas arenosas e pelíticas onde predominam as primeiras e empresta caráter rítmico à rocha. Este salienta intenso dobramento N70E a EW, em chevron. Consta de alternâncias de bancos de quartzitos finos a médios que atingem até 8 m na base da unidade, sendo as demais intercalações predominantemente centimétricas e raramente até 2 m, com metassiltitos e metargilitos de cores variadas. A espessura máxima dessa unidade é de 150 m. O ambiente deposicional é interpretado como de plataforma dominada por tempestades, nas porções basais a medianas, passando para o topo a intermaré com eventos periódicos de tempestades. Ocorre adjacente a fácies Ardósia, na forma de superfícies planas, mais baixas que os topos da chapada da Contagem, no semidomo de Brasília.

Unidade Q₃ – Representada pela fácies Quartzito Médio, localmente, possui leitões, granulometria grossa e microconglomerática constituídos essencialmente de quartzo e sericita. Na base, são comuns as intercalações centimétricas silto-arenosas. Raramente ocorrem intercalações lenticulares de metarritmito. A unidade apresenta-se com espessura máxima de 25 m. O ambiente de deposição é interpretado como de plataforma arenosa dominada por ondas e correntes de maré. Ocorre nos topos da chapada da Contagem no semidomo de Brasília.

Unidade R₄ – Representada pela fácies Metarritmito Argiloso, sendo composta de alternâncias de metassiltitos e metargilitos e quartzitos finos em camadas predominantemente centimétricas, com certo domínio da fração silte-argila. A espessura máxima dessa unidade é de 100 m. Interpreta-se o ambiente de deposição como plataforma pelítica com tempestades ocasionais. Ocorre nos flancos do semidomo de Brasília.

Unidade PC – Caracterizada pela fácies Argilo-carbonatada, com metargilitos, ardósias, metamargas, lentes de calcário e calcarenitos. Ocorrem raras lentes de dolomitos com estromatólitos. Na parte inferior da unidade, as lentes de calcário possuem bandamentos argilosos, lentes de quartzitos médios a microconglomeráticos que ocorrem comumente na base de toda a unidade. A espessura máxima dessa unidade é de 150 m. O ambiente de deposição é interpretado como marinho. Ocorre na Bacia do Rio Maranhão.

Pedologia

Os solos do DF representam as principais classes de solo do Bioma Cerrado ([BUJOI; CLINE, 1973](#)). A melhor fonte de informações sobre os solos encontrados no DF é o trabalho realizado pelo Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos ([EMBRAPA, 1978](#)), de onde se obteve o mapa pedológico do DF, na escala 1:100.000 ([Figura 4](#)).

Com base no trabalho citado, identifica-se que nessa região estão as três classes de solos mais importantes, denominadas de Latossolo Vermelho (LV), Latossolo Vermelho-Amarelo (LVA) e Cambissolo (C). A representatividade territorial desses solos, no DF, é de 85,49%.

Os Latossolos representam 54,47% da área, divididos em LV (38,63%) e LVA (15,84%). A classe LV ocorre principalmente nos topos das chapadas, principais divisores com topos planos, na Depressão do Paranoá e na Bacia do Rio Preto. A classe LVA ocorre principalmente nas bordas de chapada e divisores, em superfícies planas, abaixo dos topos da chapada da Contagem, sempre adjacente à classe LV. A classe LVA ocorre especialmente no divisor Descoberto-Preto.

A classe Cambissolo (31,02%) ocorre preferencialmente nas vertentes das bacias mais importantes, do Maranhão, do Descoberto e do São Bartolomeu, além das encostas com declividades mais elevadas na depressão do Paranoá e na Bacia do Rio Preto.

Todas as outras classes que ocorrem no DF cobrem 9,06% do total, representadas por: Argissolos (4,09%); Nitossolos (0,09%); Neossolos Flúvicos (0,19%); Gleissolos (4,16%); Neossolos Quartzarênicos (0,53%). O restante da área é representado por superfície aquática e áreas urbanas (5,45%). Os Argissolos são mais comuns na Bacia do Maranhão associados ao Chernossolo Argilúvico. Os solos aluviais (Neossolo Flúvico) ocorrem em porções restritas dos Vales do Rio Preto e Rio Maranhão. Os solos hidromórficos (principalmente o Gleissolo) são importantes ao longo de córregos pequenos e nascentes dos principais rios. A classe Neossolo Quartzarênico é típica do rebordo de chapadas, especialmente, sobre quartzitos.

A seguir são descritas as principais características das classes mais importantes de solos.

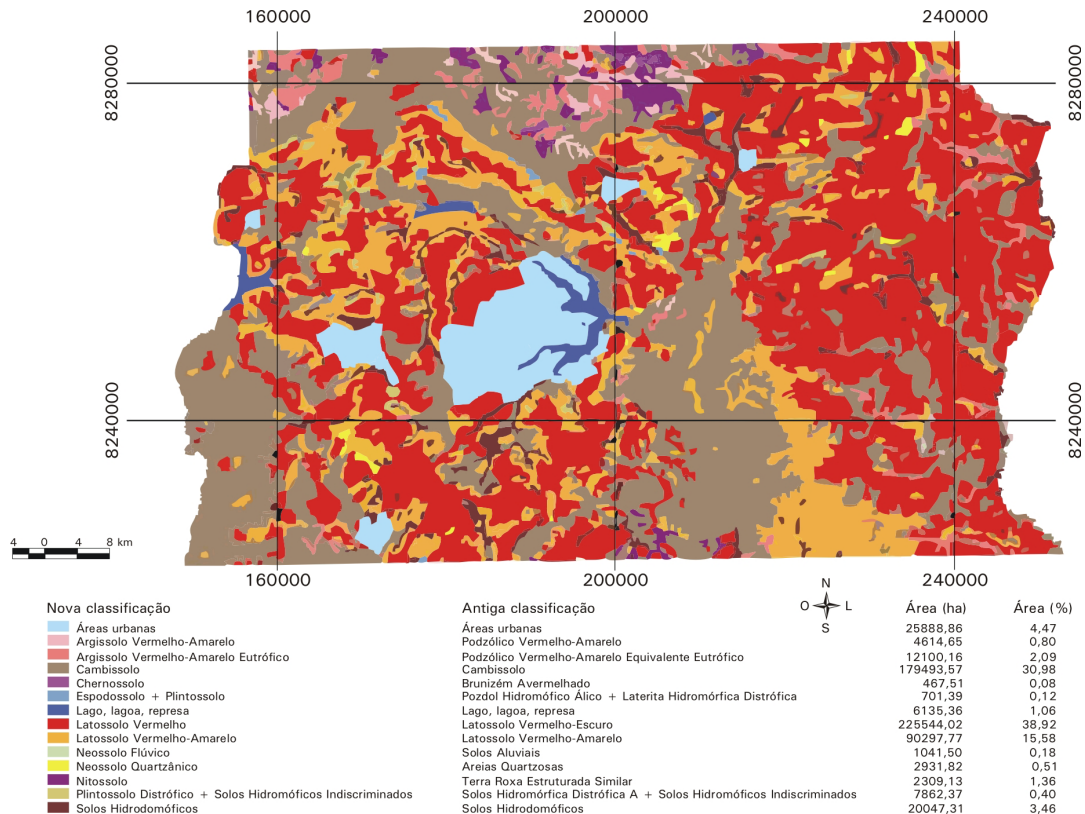


Figura 4. Mapa Pedológico simplificado do DF.

Fonte: [Embrapa \(1978\)](#).

Latossolo Vermelho (LV)

[Embrapa \(1978\)](#) define como solos não hidromórficos, com horizonte A moderado e horizonte B latossólico, textura argilosa ou média e ricos em oxihidróxidos de Fe e Al. São muito porosos, bastante permeáveis e de acentuados a fortemente drenados. Também são álicos e fortemente ácidos.

A vegetação associada é geralmente de Cerrado e Cerradão. Em geral, o relevo é plano a suave-ondulado, de grande continuidade. Ocorre nas chapadas mais elevadas e nos divisores de drenagem mais contínuos, sobre as rochas do Grupo Paranoá.

O horizonte A é subdividido em A_1 e A_3 , com espessura entre 20 e 50 cm, apresentando cor predominantemente bruno-avermelhada escura, com estrutura granular fraca a moderadamente desenvolvida, sendo friável a muito friável quando úmido.

O horizonte B latossólico possui as seguintes características:

- espessura quase sempre maior que 250 cm;
- pouca ou nenhuma diferenciação entre seus subhorizontes;
- relação K_i (SiO_2/Al_2O_3) quase sempre inferior a 2,0;
- gradiente textural (B/A) é baixo.

O Latossolo Vermelho apresenta cores no horizonte B com matiz 2,5YR ou mais vermelho e normalmente valor 4 ou menor.

Latossolo Vermelho-Amarelo (LVA)

Ainda em [Embrapa \(1978\)](#), a distinção entre os Latossolos Vermelho e Vermelho-Amarelo está apenas relacionada à cor do horizonte B. Neste, as cores variam do vermelho ao amarelo, matiz 2,5YR ou mais amarelado. Alguns perfis também podem apresentar caráter concrecionário e plântico.

A vegetação associada é geralmente de Cerrado *stricto sensu*, Campo Limpo e Campo Sujo. Ocorre preferencialmente nas bordas das chapadas mais elevadas e na transição entre os divisores e drenagens nas áreas de ocorrência do Grupo Paranoá e nas chapadas mais baixas sobre rochas do Grupo Canastra, apresentando vertentes com declividades entre 5% e 20%, retilíneas a convexas.

Cambissolo (C)

Essa classe é constituída por solos pouco desenvolvidos, caracterizados por possuírem B câmbico em que alguns minerais primários facilmente intemperizáveis ainda estão presentes ([EMBRAPA, 1978](#)).

A vegetação associada geralmente é de Campo Limpo. Ocorre preferencialmente nas vertentes mais onduladas.

As características básicas definidas para os horizontes B câmbico, na região do DF, que os diferenciam do latossólico, são resumidas da seguinte forma:

- espessura quase sempre menor que 70 cm;
- relação $K_i > 2,2$;
- apresenta, em geral, textura mais grosseira;
- saprólito com maior espessura;
- as transições entre os horizontes A, (B), C são claras e abruptas.

O horizonte A apresenta cores bruno-avermelhada-escura, bruno-acizentada-escura e bruno-escura, com matizes variando de 5YR a 10YR.

O horizonte B é geralmente de coloração bruno-avermelhada, bruno-amarelada, vermelho-amarelada ou vermelha, com matiz variando de 2,5 YR a 10 YR.

Argissolo Vermelho-Amarelo (PVA)

A classe Argissolo Vermelho-Amarelo (PVA) são solos distróficos ou álicos que apresentam perfil do tipo A, Bt e C, com distinta individualização de horizontes ([EMBRAPA, 1978](#)). As transições são claras e planas de A para o Bt e gradual e plana do Bt para o C. O horizonte Bt é caracterizado por apresentar um gradiente textural mais argiloso em relação ao horizonte A. A espessura dos horizontes varia conforme o contexto do relevo, mas geralmente com espessuras inferiores as dos Latossolos e, muitas vezes, inferiores a 50 cm.

A classe PVA apresenta textura argilosa e média, são solos bem drenados, moderadamente porosos, sobretudo, na parte superficial. Essas características, associadas ao relevo movimentado, conferem a esses materiais elevada suscetibilidade à erosão.

Apresenta agregados granulares a subangulosos, pequenos a médios em dimensão. A cerosidade é comum entre os agregados. As cores do horizonte Bt apresentam matizes que variam de bruno (6.5 YR) a vermelho-amarelado (4 YR).

Essa classe (0,82%) ocorre preferencialmente na região norte e noroeste do DF, sobre rochas da unidade pelito-carbonatada do Grupo Paranoá. Ocorrem em áreas representativas de relevo ondulado e forte ondulado, com altitudes variando de 800 a 900 m e sob cobertura vegetal de Floresta Subcaducifólia e Cerradão Subcaducifólio.

Argissolo Vermelho (PV)

Essa classe não apresenta nenhum perfil descrito por [Embrapa \(1978\)](#). Entretanto, alguns estudos de campo, realizados pelo autor, mostram que a classe PV ocorre de forma intermediária, em topossequências, entre a classe C, no topo, e a classe PVA, na base.

Localmente, ocorrem as classes Nitossolo Vermelho (NV) e Chernossolo Argilúvico (MT) associadas a PVA e PV. Entretanto, com base em estudos recentes realizados pela equipe da Embrapa Cerrados, admite-se as classes NV e MT como PVA e PV, com diferentes graus de fertilidade, em função da classificação pedológica atualmente em vigor no Brasil ([EMBRAPA, 1999](#)).

Existe grande similaridade com a classe PV, entretanto apresenta matizes de 2,5 YR ou mais avermelhados.

Solos Hidromórficos (G)

Os solos hidromórficos incluem as classes Plintossolo e Gleissolo ([EMBRAPA, 1978](#)).

Esses solos caracterizam-se por apresentar horizonte A bem desenvolvido e processos de redução do Fe em ambientes com elevada atividade da água e baixa drenagem. As estruturas do horizonte B geralmente são maciças.

O horizonte B da classe Plintossolo apresenta mosqueados e nódulos ferruginosos. A razão Ki geralmente é maior que 2.2 em função da elevada atividade da sílica.

Ocorrem em torno de drenagens e pequenos córregos associados ao afloramento do lençol freático. Os relevos geralmente são planos a suave-ondulados. A vegetação de Mata de Galeria é típica desse tipo de solo.

Neossolo Flúvico (RU)

Os Neossolos Flúvicos desenvolvem-se sobre sedimentos aluviais associados às planícies das principais bacias da região ([EMBRAPA, 1978](#)). Geralmente, apresentam granulometria arenosa e horizonte A bem desenvolvido. Vegetação de Mata de Galeria e Ciliar ocorre nesse tipo de solo. O relevo é plano, típico de planícies.

Neossolo Quartzarênico (RQ)

A classe Neossolo Quartzarênico (RQ) apresenta como material de origem os quartzitos do Grupo Paranoá. Esses solos ocorrem no compartimento Rebordos. A diferenciação em relação aos Latossolos deve-se simplesmente à textura que, no caso do RQ, é de areia franca à areia ([EMBRAPA, 1978](#)). Os Latossolos cuja contribuição de quartzitos é bastante significativa apresentam no máximo textura média.

Na classe RQ, os agregados são formados por grãos simples, compostos de quartzo. Em função da fraca estrutura, esses solos são bastante suscetíveis à erosão. Apresentam também elevada permeabilidade e condutividade hidráulica. A espessura é similar à encontrada nos Latossolos.

Estudos Sistemáticos de Solos do Distrito Federal

Alguns trabalhos foram desenvolvidos visando ao estudo da gênese dos solos do DF, entretanto, ainda, de forma pontual e fragmentada. Um resumo dessas contribuições é apresentado a seguir.

[Romano e Rosas \(1970\)](#) mostram a extensa espessura do saprólito, descrito em estudo hidrogeológico, variando entre 50 e 150 m. Na descrição de um testemunho de sondagem na região de Brazlândia, na porção oeste do DF, realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em conjunto com a Companhia de Águas e Esgoto de Brasília (CAESB) registra-se que o perfil laterítico alcança 200 m de espessura ([GUIMARÃES, 1993](#)). A maioria dos poços tubulares profundos no DF, que geralmente alcança entre 100 e 200 m de profundidade, não atinge a rocha fresca.

[Moniz \(1969\)](#) relata que a fração argila dos solos da toposseqüência, relativos à Série Taguatinga, são ricos em gibbsita (61% a 71%), seguido por caulinita (20% a 25%).

[Rodrigues \(1977\)](#) caracteriza os atributos químicos dos Latossolos em toposseqüência na Embrapa Cerrados, chegando à conclusão de que a classe Vermelho apresenta teores de 8% a 18% de Fe_2O_3 , e a classe Vermelho-Amarelo com teores inferiores a 8%.

[Macedo \(1986\)](#) apresenta estudos mineralógicos de uma hidrosseqüência de solos na Embrapa Cerrados, mostrando que a classe LV é típica de ambientes bem drenados, em relevos planos, transicionando para LVA em situações de borda de chapada, em condições de maior atividade da água. Nesse contexto, a hematita dissolve preferencialmente em relação à goethita, gerando a classe LVA.

[Carneiro \(1984\)](#) considera os solos da classe LVA, produto da lixiviação de solos da classe LV, e tal distinção pode ser utilizada como critério de idade relativa de solos, observando que a primeira predomina nas regiões de abaciamento nos limites das chapadas, por constituírem áreas de exudação com recebimento de considerável aporte hídrico.

[Kronberg et al. \(1979\)](#) estudam a geoquímica de elementos maiores e traço em Latossolos da Fazenda Água Limpa-UnB e da Embrapa Cerrados, controlados mineralogicamente por gibbsita em comparação aos solos da Bahia, controlados por montmorilonita e illita, e solos da Amazônia, controlados por caulinita, chegando à conclusão de que os solos do DF são mais empobrecidos em relação aos elementos-traço em níveis bem abaixo da abundância crustal, evidenciando o alto grau de lixiviação.

[Ferreira \(1984\)](#) mostra a existência de clorita e de interestratificado illita-esmectita em solo existente na região do Catetinho, dentro da Depressão do Paranoá. Mais recentemente, [Silva e Resck \(1993\)](#) apresentam evidências da presença de vermiculita cloritizada em LVA da região da Embrapa Cerrados na porção centro-norte do DF.

[Martins et al. \(1994\)](#) caracterizam o perfil do corte no Metrô Águas Claras, entre Taguatinga e o Córrego Vicente Pires, identificando saprólitos de rochas metapsamo-pelíticas e calhas de direção N15E preenchidas por sedimentos areno-argilosos, com espessuras variando de 15 a 40 m.

[Blanco \(1995\)](#) apresenta uma interpretação do perfil descrito no Metrô Asa Sul, caracterizando uma calha tectônica de 40 m de profundidade, no contato entre metarritmitos e ardósias, preenchida por sedimentos argilosos. Perfis de solo profundos também haviam sido identificados por [Belcher \(1954\)](#).

A Embrapa Cerrados desenvolve trabalho sistemático de mapeamento de solos em diversas bacias hidrográficas. Os estudos mostram grande diversidade de solos em escalas de mapeamento de 1:50.000, 1:25.000 e 1:10.000. Os estudos mineralógicos indicam o domínio de solos gibbsíticos nas chapadas, caulíníficos nas depressões e presença de minerais 2:1 e interestratificados em solos rasos ([REATTO et al., 1998, 1999, 2000, 2002](#)).

Estudos de [Martins \(2000\)](#) mostram que as couraças ferruginosas são importantes estratificadoras de paisagem. Esse autor caracterizou seqüências pedogenéticas de perfis com horizontes de couraça, mostrando que ocorrem fácies de degradação de couraças associadas a processos de evolução do relevo: Maciça; Pisoidal; Brechóide; Vermiforme; Colunar. A couraça maciça é considerada a fácies original de acumulação de hematita no nível abundante em caulinita. A fácies maciça é considerada a primeira fase de geração do encouraçamento, por acepção lateral do Fe. Pode-se considerar que a frente de enriquecimento em Fe migra em direção ao interior das chapadas conforme o recuo da borda avança. A zona de depressão hídrica, o *driving force* do encouraçamento, que garante as condições de acumulação do Fe na forma de hematita, migra em direção às bordas das chapadas. Quanto mais próximo do limite do Rebordo com a Escarpa, o lençol freático tende a ser mais elevado, como é atestado pelas diversas fontes d'água encontradas nessas porções, diminuindo a influência da zona de depressão hídrica e aumentando a atividade da água.

Como o recuo é reduzido pela presença da couraça, a degradação subcutânea se processa na borda, enquanto a montante, a degradação é pedogenética. Dessa forma, o avanço das fácies orienta-se da jusante à montante.

A fácies pisoidal mostra degradação subcutânea pela elevação do lençol freático. Isso significa que as condições de estabilidade da fácies maciça não estão sendo mais satisfeitas. Apesar da elevação, o lençol não deve ser subflorante e com nível inicialmente elevado e com progressivo abaixamento.

Isso pode ser explicado por variações climáticas para condições inicialmente mais úmidas e posterior recuo para condições progressivamente mais secas.

As condições de evolução da vertente devem ser levadas em consideração. A erosão laminar diferencial retira preferencialmente o *solum* na situação do limite das bordas de chapadas com as encostas. Como a couraça aflora nesse limite, aumentando a resistência à erosão, as porções a montante, com perfis de solo mais profundos, tendem a apresentar a taxa de denudação física mais elevada. Essas porções, localizadas mais a montante, tendem a nivelar com o limite da ruptura de relevo, provocando elevação do lençol freático, conjugada com o umedecimento climático.

Entretanto, essa elevação é limitada pela evolução degenerativa da borda e pela extensão da superfície com declividade menor gerada pela erosão diferencial. Quanto mais rápido for o recuo, mais alto o lençol freático ficará para aquelas posições que estavam em depressão hídrica. Por sua vez, quanto menor for o recuo, mais extenso será o plano de declividade mais baixo gerado por erosão diferencial. Quanto mais extensa for essa superfície, maior vai ser a infiltração e, conseqüentemente, a drenagem, diminuindo, no mesmo sentido, a atividade da água, estabilizando as fases mais desidratadas, como hematita.

Dessa forma, pode-se explicar a geração de um lençol freático elevado inicialmente e com progressiva diminuição, conforme essa superfície é gerada.

O início é marcado pela fase pisoidal em regime hídrico saturado e mais restritivo, marcada pela geração de oóides e pisóides caulínticos. A essa fase segue-se, paulatinamente, a fácies pisoidal empobrecida em Fe e enriquecida em Al, apresentando freqüentes vazios parcialmente preenchidos por ferriargilans, próximo às zonas fraturadas. Adjacente, é gerada a fase pisoidal enriquecida em Fe, sobrepondo os pisóides da fase anterior. Isso demonstra, novamente, que a atividade da água mais elevada que a anterior, era mais penetrante, começa a se restringir somente nas zonas mais fraturadas.

Com o avanço dessas condições, as fácies nodular e pisoidal, em ambiente cada vez mais seco, tendem a entrar em colapso mecânico, gerando a fácies brechóide sustentada por fragmentos e ausência de matriz interfragmentos. As soluções residuais provocam a precipitação de hematita interfragmentos.

Por sua vez, esse equilíbrio é metaestável, pois o potencial erosivo do limite da borda da chapada com a escarpa continua sendo elevado. O borda tende a recuar progressivamente. Conforme é realizado o seu avanço, a fácies existente a

montante, tende a entrar em desequilíbrio em seus limites pelo aumento da atividade da água.

Inicialmente, a fácies preexistente sofre aumento da atividade da água por fluxo lateral mais elevado que o da montante. Essas condições podem explicar a geração da fácies vermiforme, por contínua dissolução, geração de grandes vazios interconectados, cobertos por finas películas de goethita.

Em condições mais extremas, no limite das bordas de chapada com as escarpas, o lençol freático é aflorante e ao mesmo tempo apresenta alto fluxo, justamente por estar no limite com a escarpa. O fluxo lateral é importante, mas a variação do lençol freático, mais freqüente nessas porções da paisagem, associada à elevada evaporação, provoca um fluxo vertical preferencial. Esse fluxo canaliza a dissolução progressiva, gerando vazios verticais, cobertos por películas espessas de goethita em um segundo estágio.

Geomorfologia

O Distrito Federal situa-se em uma das porções mais elevadas do Planalto Central que, segundo [King \(1956\)](#) e [Braun \(1971\)](#), correspondem a remanescentes dos aplainamentos resultantes dos ciclos de erosão sul-americanos e Velhas que se desenvolveram entre o Terciário Inferior e Médio e entre o Terciário Médio e Superior respectivamente.

Segundo [Ab'Saber \(1977\)](#), as características geomorfológicas da paisagem, no domínio morfoclimático do Cerrado, resultam de prolongada interação de regime climático tropical semi-úmido com fatores litológicos, edáficos e bióticos.

Estudos específicos da região foram inicialmente desenvolvidos pela empresa Belcher & Associates, resumidos em [Belcher \(1954\)](#), seguidos por estudos de [Penteado \(1976\)](#), [IBGE \(1977\)](#), [Embrapa \(1978\)](#), [Brasil \(1984\)](#), [CODEPLAN \(1984\)](#), [Pinto e Carneiro \(1984\)](#), e [Pinto \(1987, 1988, 1994\)](#).

Os trabalhos mais importantes relativos à região são apresentados em maior detalhe a seguir.

Belcher (1954)

[Belcher \(1954\)](#) apresenta informações regionais da geomorfologia e distribuição de crostas lateríticas na região do Quadrilátero definido para a implantação da Capital Federal.

Foram identificadas cinco superfícies, sendo dada maior atenção para as duas mais elevadas. A primeira, a mais elevada, geralmente entre 1000 e 1100 m, e na área do DF, acima de 1200 m, apresenta declividade baixa, sendo considerada como remanescente importante de peneplanícies. A segunda superfície de aplainamento ocorre 5 a 25 m abaixo da primeira e/ou embutida nesta, apresenta-se com declividades moderadas, formas convexas e cobrindo extensões menores que a primeira superfície. O contato entre a primeira e a segunda superfícies geralmente é suave, mas também pode ocorrer, mais raramente, em vertentes com declividades mais abruptas, entre 20% e 30%.

Não existe controle litológico para a ocorrência dos remanescentes das superfícies de aplainamento, a não ser quando a rocha sobrejacente é um quartzito que sustenta e preserva as superfícies.

Os autores do relatório Belcher constataram que formas da paisagem, aparentemente idênticas, haviam sido reconhecidas e similarmente denominadas na África Central, já em 1934, por Wayland. A primeira Comissão Exploratória da Nova Capital, a Missão Cruis, reconheceu que a área geral do Quadrilátero era uma antiga peneplanície que foi sobrelevada em três estágios pela presença de residuais da primeira superfície, na forma de chapadas e *buttes* e pelo embutimento da segunda na primeira. Esses autores consideraram que essas superfícies poderiam correlacionar-se com as descritas para a África Central, sendo a primeira superfície gerada durante o Mioceno (Terciário Médio) e a segunda, formada durante o Plioceno (Terciário Superior).

Os tipos de crostas lateríticas, descritos no Relatório, são apresentados a seguir sendo colocada entre parênteses a terminologia atual:

- 1) Argilas jaspeadas moles que se transformam irreversivelmente em crostas quando expostas (horizonte mosqueado);
- 2) Crostas celulares e conglomerados jaspeados na forma de blocos vesiculares (couraça vesicular);

- 3) Concreções soltas (horizonte de linha de pedras ou de cascalho laterítico nodular);
- 4) Concreções consolidadas (couraça nodular).

A ocorrência de crostas lateríticas é restrita às bordas da primeira superfície na forma de uma faixa de uns poucos metros até mais de 100 m de largura, especialmente, quando a ruptura de declive para a segunda ou outra superfície é brusca. Consiste em uma camada de menos de 1 m, até uns poucos metros de espessura, formada por nódulos concrecionários soltos, normalmente, sustentados por uma camada de couraça vesicular e/ou nodular de espessura desconhecida, mas, provavelmente, variando de poucos a menos de um metro de espessura. Além disso, todos os *buttes*, serras e áreas irregulares estreitas, residuais da primeira superfície são cobertos por crostas com horizonte de nódulos concrecionários soltos de 1 a 5 m de espessura. Ocasionalmente, ocorrem blocos de couraças vesiculares ou pisolíticas, ao longo das arestas dos *buttes*. Esses blocos, em geral, elevam-se de vários centímetros a mais de 0,5 m acima da superfície do *butte*. Esse fato é considerado prova de que esses blocos são reliquias, e a superfície da terra tem se erodido geologicamente, talvez 1 ou mais metros, desde que as crostas formaram-se. Os flancos dos *buttes* são cobertos com cascalhos lateríticos nodulares de 1 a 2 m de espessura.

Essa forma de ocorrência sugeriu um modelo de encouraçamento associado a um fenômeno de franja que se processou com o abaixamento do nível hidrostático durante o tempo geológico, gerando as crostas pela imobilização do Fe provenientes de movimentos laterais da água. Conforme os autores, esse fenômeno tornou-se ativo provavelmente, depois de a primeira superfície estar parcialmente sobrelevada e dissecada.

Os estudos realizados não indicaram a continuidade das crostas lateríticas para o interior das chapadas, apesar de os autores considerarem que, em outras regiões lateríticas similares, como na África Central, existe grande continuidade areal das crostas. Por sua vez, mesmo que as crostas se encontrem atualmente expostas nas bordas da primeira superfície, essas foram consideradas, em grande parte, senão inteiramente, reliquias.

A segunda superfície é destituída de crostas lateríticas, apresentando, entretanto, perfis de solo com horizonte de *solum* de alguns centímetros a até mais de 15 m

de espessura, sobrepostos aos níveis de nódulos concrecionários soltos e/ou enriquecidos em fragmentos de quartzo, em contato com o horizonte de saprólito subjacente. A quantidade de fragmentos de quartzo é proporcional à presença de veios desse mineral na rocha-mãe. A espessura do horizonte de *solum* é menor em relevos mais movimentados e em vertentes mais íngremes, gerando cambissolos cascalhentos, típicos de alguns limites entre a primeira e a segunda superfícies e nas porções mais dissecadas.

A existência de horizontes de nódulos soltos concentricamente a inselbergs foi considerada como evidência de geração atual das crostas. Entretanto, os autores consideraram a hipótese de esses níveis corresponderem a crostas reliquias.

Penteado (1976)

A geomorfologia do DF é caracterizada por [Penteado \(1976\)](#) que estudou os tipos de concreções ferruginosas em superfícies de aplainamento, considerando-as como parte das superfícies de cimeira de [Ab'Saber \(1965\)](#), mantidas por seus depósitos ferruginosos e detríticos correlativos, entre o Paleógeno e Mioceno. Essa autora assume o desenvolvimento de um pediplano rejuvenescido por vários eventos durante o Terciário, produzindo cotas entre 1050 a 1300 m, sendo que, durante o Quaternário desenvolveram-se terraços baixos em dois níveis, de 950 a 1050 m e a 900 m.

Na superfície de cimeira (1200 a 1300 m), delimitada pela chapada da Contagem, ocorrem dois tipos de couraças, uma em alteritos, concrecionária a maciça (Pd3), especialmente sobre metarritmitos, e outra pedogenética (P4), desenvolvida sobre sedimentos pedogenizados argilosos derivados de materiais areno-argilosos. Essas couraças são consideradas cogenéticas e geradas durante o Paleoceno.

Embutido na superfície de cimeira ocorre um pedimento detrítico gerado pela erosão de níveis concrecionários superiores. É composto basicamente de fragmentos de couraças, gerando nível pouco espesso, de até 1 m, coberto ou não por solos, interpretados como colúvios. A idade provável proposta é do Paleoceno.

Em níveis mais baixos, o Pediplano de Brasília, considerado como a superfície de cimeira desdobrada, ocorre sobre metargilitos e siltitos, gerado entre o Eoceno-Oligoceno. Ocorrem couraças pedogenéticas (Pd2), semelhantes às encontradas na superfície mais elevada, em cotas entre 1000 e 1100 m. Da mesma forma, embutidos na superfície Pd2, ocorrem depósitos detríticos mais finos que na

situação mais elevada (P4), gerados por processo de pedimentação e muitas vezes recimentados por oxi-hidróxidos de Fe, em cotas entre 950 e 1050 m.

Ocorre, ainda, embutido em Pd2, outro pavimento detrítico (P2), a 900 m, formado por fragmentos grosseiros não agregados ou parcialmente cimentados por sílica, calcita ou oxi-hidróxidos de Fe. Os fragmentos são compostos basicamente de quartzo e quartzito, estando praticamente ausentes os fragmentos de couraças. É proposta a geração durante o Plioceno.

Um pavimento detrítico ocorre na superfície de pediplanação mais baixa (Pd1 e P1) caracterizado por níveis de fragmentos isentos de couraças, cobertos ou não por colúvios. É proposta uma idade Plio-Pleistocênica.

A superfície mais baixa ocorre entre 5 e 10 m acima das Várzeas. Caracteriza-se por depósitos aluviais de seixos de quartzo e quartzitos. Trata-se do último episódio aluvial, às vezes, recoberto por depósitos coluviais. A idade é supostamente do Pleistoceno Superior.

A superfície de cimeira desdobrada seria gerada por clima semelhante ao do presente, e as superfícies mais recentes seriam remodelamentos a partir da mais elevada, por processos relacionados com clima semi-árido com alternâncias de climas mais úmidos.

A autora considera que o Planalto de Brasília, com forma circular e aspecto dômico, imprime padrão de drenagem anelar na Bacia do Paranoá. Os vales são rasos, abertos e amplos e os desníveis entre os divisores e os talvegues são pequenos, o que dá ao Planalto um aspecto de senilidade.

Essas características indicam que a estrutura dômica originou o Pediplano de Brasília e a Chapada da Contagem. O Pediplano e seus depósitos correlativos antigos vêm se mantendo a salvo da denudação Neogênica e Pleistocênica.

Entretanto, as áreas adjacentes ao planalto dômico apresentam vales profundamente encaixados, com desníveis da ordem de 100 a 150 m cujas vertentes, isentas de couraças ferruginosas e fragmentos de couraças, indicam evolução recente.

A autora conclui afirmando que essas áreas mais dissecadas devem ter sofrido reativação erosiva, concomitante com a sobrelevação tectônica, desde o Paleógeno até o Quaternário, enquanto o Planalto de Brasília permaneceu de certa forma mais estável desde o final do Cretáceo.

CODEPLAN (1984)

[CODEPLAN \(1984\)](#) elaborou um estudo geomorfológico do Distrito Federal, apresentando uma compartimentação e propondo um modelo de evolução ([Figura 5](#)).

A compartimentação geomorfológica proposta separa dois pediplanos, superfícies residuais de aplainamento nas cotas mais elevadas, depressões interplanálticas e planícies.

O Pediplano Contagem-Rodeador apresenta as cotas mais elevadas, entre 1200 e 1400 m. Essas áreas são representadas por chapadas, chapadões e interflúvios tabulares. Esse residual de superfície de aplainamento é considerado o mais antigo, gerado por ciclo de erosão do Cretáceo Médio, com característica de clima seco em que predominaram processos de desagregação de rochas.

O Pediplano de Brasília está embutido no Pediplano Contagem-Rodeador por ruptura nítida que aparece na paisagem sob a forma de degraus. Ocupa extensa área, com cotas que variam de 950 a 1200 m. Da mesma forma que o Pediplano Contagem-Rodeador, predominam chapadas, chapadões e interflúvios tabulares cobertos por materiais oriundos das áreas mais altas. A geração do Pediplano de Brasília é considerada do Cretáceo Superior, em condições similares ao Pediplano Contagem-Rodeador. As elevações que compõem esse compartimento constituem divisores dos Rios São Bartolomeu e Preto. São elevações bastante arrasadas, com declives pouco acentuados. Nessa área, os quartzitos sustentam o relevo. O processo de lateritização levou à formação de cobertura detrito-laterítica na primeira e segunda superfícies, sobretudo, nas bordas do planalto.

As Depressões Interplanálticas e o Planalto Dissecado do Alto Maranhão abrangem áreas menores e mais baixas que os outros compartimentos, com altitudes entre 800 e 950 m. Nas áreas das Bacias dos Rios São Bartolomeu, Preto e Descoberto, aparecem relevos de colinas e interflúvios tabulares, predominando declives muito acentuados. Na Bacia do Maranhão, ao norte, onde o relevo é dissecado, ocorrem vertentes abruptas e pequenas elevações de aspecto tabular. A proposta de geração desses compartimentos relaciona-se a alternâncias de clima úmido e seco, gerando erosões sucessivas, provavelmente associadas a soerguimentos tectônicos. Não foi sugerida nenhuma proposta para datar esses compartimentos.

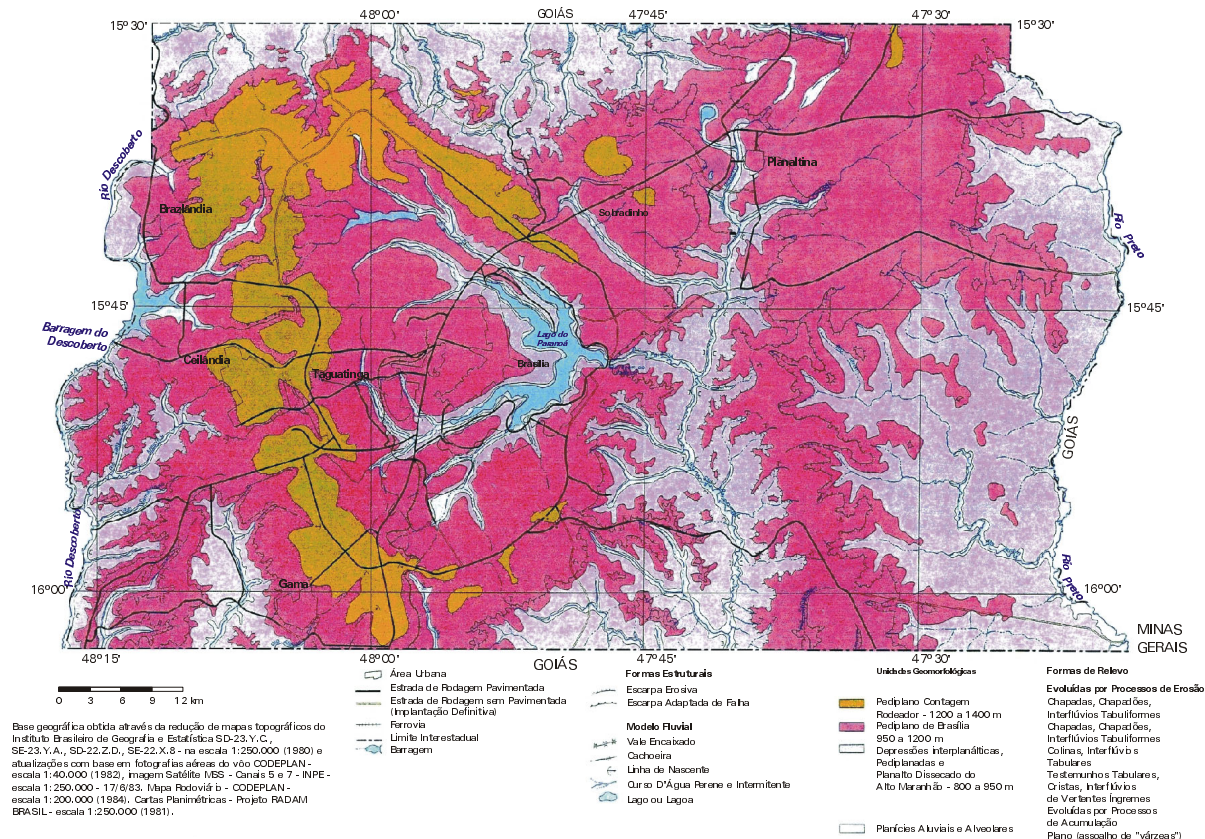


Figura 5. Mapa Geomorfológico do DF.

Fonte: [CODEPLAN \(1984\)](#).

As planícies aluviais e alveolares correspondem às áreas mais baixas e de formação mais recentes, relacionadas ao Holoceno. O relevo apresenta formas planas elaboradas sobre sedimentos fluviais. As planícies alveolares diferenciam-se das aluviais em relação à forma. As alveolares apresentam-se alargadas, penetrando na rede de drenagem, a montante do curso d'água, e as aluviais são justapostas ao fluxo fluvial.

Na proposta da [Codeplan \(1984\)](#), existem três tipos de escarpas: erosiva, adaptada à falha e por falhamento. As escarpas erosivas foram geradas por erosão diferencial, nos limites dos Pediplanos. As escarpas adaptadas à falha são modeladas sobre antigas estruturas falhadas. As escarpas por falhamento são evidentes a noroeste da região na passagem do compartimento mais alto para o imediatamente inferior.

Brasil (1984)

O Projeto RADAM, Folha Brasília, SD-23 ([BRASIL, 1984](#)), por meio de estudo regional, em escala 1:250.000, designa as superfícies residuais de aplainamento encontradas na região estudada neste trabalho, como Chapadas do Distrito Federal. Estas se caracterizam por modelados constituídos principalmente de uma superfície de aplainamento degradada e retocada pela dissecação incipiente produzida pelos Rios São Bartolomeu e Preto. Nos interflúvios, as vertentes são convexo-côncavas, apresentando desníveis de 28 a 69 m e declividades mais freqüentes entre 5 e 15°. De maneira geral, a dissecação é diferencial nos vales, com índices de aprofundamento de drenagem entre 50 e 112 m.

Os processos considerados atuantes no presente são de alteração por lixiviação, erosão superficial por escoamento difuso e saltação com ou sem pavimentação e ainda, escoamento concentrado elementar ocorrendo geralmente ravinas e voçorocas. Algumas vezes as ravinas e as voçorocas encontram-se revegetadas. Durante a época de fortes chuvas, concentradas no verão, o remanejamento do material coluvial friável é intenso. Esse material, removido das encostas e carregado para as partes mais baixas, favorece a formação de *bad-lands*. Na própria área da cidade de Brasília, são registradas diversas ocorrências de voçorocas.

O Projeto classificou as crostas lateríticas como pedogenéticas, em alteritos e na forma de detritos recimentados. Propôs idades de geração das crostas correlacionáveis às superfícies de aplainamento, entre o Terciário e o

Quaternário. Considerou que as chapadas mais elevadas constituem residuais de pediplano do Terciário Inferior onde ocorrem crostas lateríticas de diversos tipos. Foi também reportado que as crostas de topo formam geralmente ressaltos topográficos a partir dos quais descem rampas em direção aos vales abertos dos rios. Em uma ocorrência de topo, considerada representativa, em cortes da estrada DF-7, entre Sobradinho e Brasília, observam-se grandes blocos de material consolidado em torno de troncos vegetais englobados na couraça ferruginosa. As características observadas no campo indicam que esta couraça foi formada na base de um espesso Latossolo na borda de um vale entalhado. É composta de fragmentos de quartzo angulosos e subarredondados, com diâmetro variando de alguns micrômetros até pouco mais de 1 mm, perfazendo 60% da rocha. Este material é cimentado por oxi-hidróxidos de Fe e a hematita parece bem cristalizada nas paredes das cavidades.

Depois da formação das crostas ferruginosas que preservaram o pediplano do Terciário Inferior, a região foi submetida a uma fase erosiva, com predominância da ação mecânica. Essa fase degradou fisicamente as crostas, gerando fragmentos que chegam a apresentar 20 cm de diâmetro e transportados para as áreas mais baixas em forma de rampas e, posteriormente, recimentados. Essa fase representa os retoques no pediplano do Terciário Inferior. Durante as fases de pedimentação, no Quaternário, foram remanejadas sobre as encostas, procedendo à dissecação pelos vales.

Finalmente, considera que as deformações do pediplano e os basculamentos relacionam-se com a reativação de antigas estruturas falhadas durante os ciclos tectônicos precedentes. Na rodovia DF-15, em direção a Planaltina, apesar do relevo plano, verificam-se, também, alguns efeitos da tectônica. Esse relevo desce em rampa, sendo delimitado por ressaltos topográficos que acusam uma movimentação com ajuste nas estruturas. Assim, é que um dos planos assume o aspecto de uma depressão, com cerca de 900 a 950 m de altitude, embutida nos topos tabulares que chegam aos 1250 m como na chapada da Contagem e no Morro da Canastra. Lineações estruturais também controlam as direções do Lago Paranoá, principalmente ao norte, onde é delimitado por uma escarpa adaptada à falha.

Pinto (1986, 1987, 1994)

Segundo [Pinto \(1986\)](#), a paisagem natural do DF apresenta-se integrada por 13 unidades geomorfológicas que constituem geossistemas interrelacionados e

hierarquizados. Por suas similaridades morfológicas e genéticas, as unidades geomorfológicas agrupam-se em três tipos de paisagem (macrounidades) característicos da Região de Cerrado (Tabela 1 e [Figura 6](#)).

Região de Chapada – A Macrounidade região de Chapada ocupa cerca de 34% da área do DF e é caracterizada por topografia plana a plano-ondulada, acima da cota 1000 m, destacando-se a Chapada da Contagem que praticamente contorna a cidade de Brasília. Desenvolve-se sobre quartzitos (Chapadas da Contagem, Brasília e Pipiripau), ardósias, filitos e micaxistos (Chapada Divisora São Bartolomeu - Preto e a Chapada Divisora Descoberto - Alagado). As coberturas são formadas principalmente por couraças vesiculares/ pisolíticas e Latossolos, de resistências variadas, ocupados pelos principais rios da região.

Tabela 1. Macrounidades Geomorfológicas do DF.

Macrounidades	Unidades	Área total (km ²)	%
Região de Chapada 1968 km ² 33,8%	Chapada da Contagem	1028	17,7
	Chapada de Brasília	202	3,5
	Chapada do Pipiripau	445	7,7
	Chapada Divisora São Bartolomeu - Preto	188	3,2
	Chapada Divisora Descoberto - Alagado	105	1,8
Área de dissecação intermediária 1793 km ² - 30,9%	Depressão do Paranoá	726	12,5
	Vale do Rio Preto	1067	18,4
	Curso superior do Rio Maranhão	574	9,9
	Curso do Rio São Bartolomeu	270	4,6
Região Dissecada de Vale 2053 km ² 35,5%	Curso superior do Rio São Bartolomeu	608	10,5
	Alto Curso do Rio Descoberto	237	4,1
	Curso superior do Rio Descoberto	270	4,6
	Alto Curso do Rio Alagado	94	1,6
Total		5814	100,0

Fonte: [Pinto \(1994\)](#).

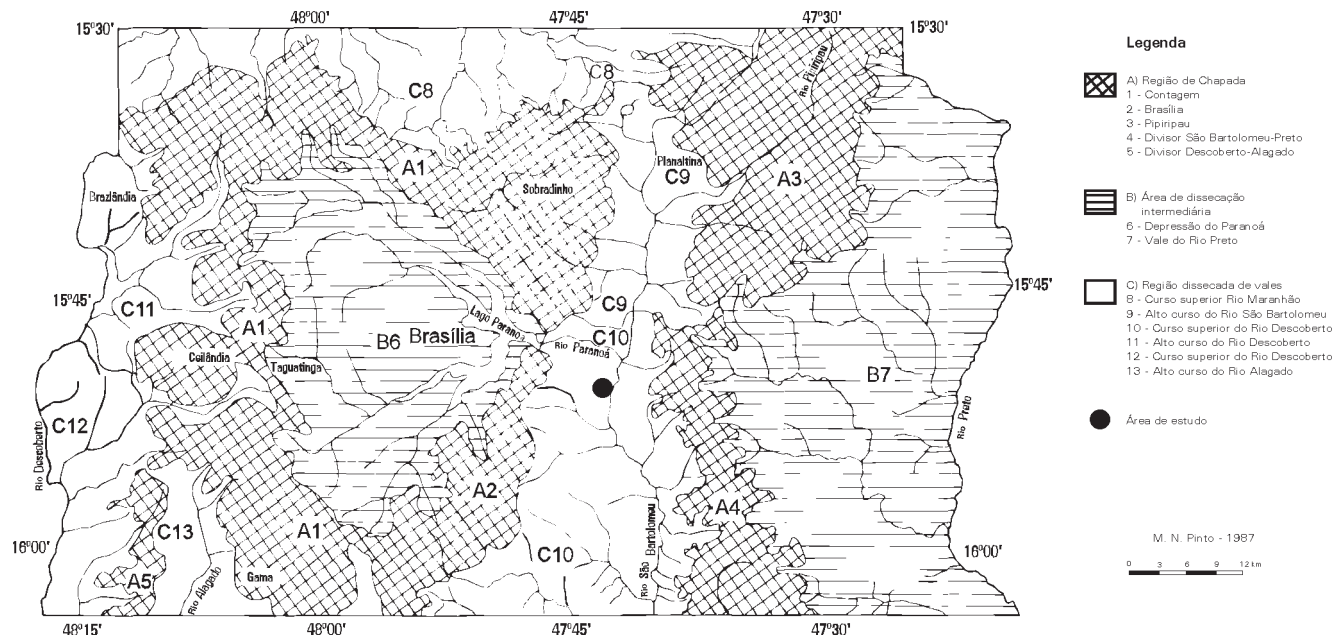


Figura 6. Mapa Geomorfológico do DF.

Fonte: [Pinto \(1994\)](#).

Área de Dissecação Intermediária – Esse tipo de paisagem ocupa cerca de 31% do DF e corresponde às áreas fracamente dissecadas, drenadas por pequenos córregos, modeladas sobre ardósias, filitos e quartzitos (Depressão do Paranoá e Vale do Rio Preto). Nos interflúvios, ocorrem couraças, Latossolos e fragmentos de quartzo.

Região Dissecada de Vale – Ocupa aproximadamente 35% do DF e corresponde às depressões de litologias.

Segundo [Pinto \(1987\)](#), tanto as chapadas como os pediplanos e pedimentos são residuais de aplainamentos cenozóicos, tendo sido as primeiras (chapadas) modeladas por processos de etchiplanação durante o Terciário e os demais (pediplanos e pedimentos), por processos de pediplanação e pedimentação iniciados no Plioceno e alternados durante o Quaternário, por fases de dissecação ao longo dos vales.

[Pinto \(1994\)](#) considera a evolução a partir de um extenso aplainamento cretácico por pediplanação, sob condições ambientais caracterizadas por aridez. A reativação tectônica iniciada no Cretáceo Médio propiciou continuado soerguimento e inclinação da área para E/SE, em direção à calha do Rio São Francisco.

O ambiente cretácico foi alterado no início da era cenozóica, durante o Paleógeno, quando surgiram condições de clima tropical úmido, com duas estações bem marcadas e de longa duração. O clima, associado com a continuidade da epirogênese, foi responsável por um estágio temporal de equilíbrio dinâmico do sistema natural que gerou um aplainamento por etchiplanação em rochas quartzíticas. Essa nova superfície é denominada de etchiplano Paleogênico. No final do Eoceno, em virtude da diminuição do ritmo da epirogênese, os níveis de base de erosão foram alterados e interrompeu-se o equilíbrio dinâmico do sistema primitivo.

Durante o Neógeno, a redução da atividade epirogenética associou-se às alterações do clima tropical semi-úmido que passou a apresentar períodos mais curtos de chuvas e secas. Essas novas condições ambientais evoluíram para o equilíbrio dinâmico dos sistemas naturais. Novo processo de etchiplanação é fixado na região, porém, com o rebaixamento do nível de base de erosão, forma-se uma depressão interplanáltica sobre as rochas tenras que vem representar o etchiplano Neogênico.

Essa evolução manteve-se até o final do Plioceno, quando ocorreu alteração climática para condições semi-áridas, associada à mudança dos níveis de base locais. Iniciam-se os processos de pedimentação e pediplanação devido à redução do intemperismo diferencial químico e à retração da cobertura vegetal. Sob as novas condições ambientais, o intemperismo físico atuou nos interflúvios que passaram a fornecer detritos transportados, em curtos trajetos, e depositados no sopé das vertentes que evoluíram paralelamente a si mesmas e aplainadas por erosão lateral.

Durante o Pleistoceno, inicia-se um período com grandes alternâncias climáticas que permitiram nova seqüência de desdobramentos dos sistemas naturais. A mudança final para as condições de clima semi-úmido, atual na Região Centro-Oeste, deu-se no final do período Altitermal, no Holoceno. Verifica-se, assim, a ocorrência do intemperismo químico diferencial que é consequência da ação solvente da água em subsuperfície, através da lixiviação, provocando rebaixamento topográfico e a formação de rególito.

Na Figura 7, apresenta-se o modelo numérico de terreno, mostrando os intervalos altimétricos entre 750 e 1300 m. A perspectiva da Figura 8 se orienta de leste para oeste no sentido vertical, com inclinação de 30°. A margem direita do Rio Preto e a Chapada do Pípiripau estão no primeiro plano da figura; no segundo plano, observa-se o semidomo de Brasília.

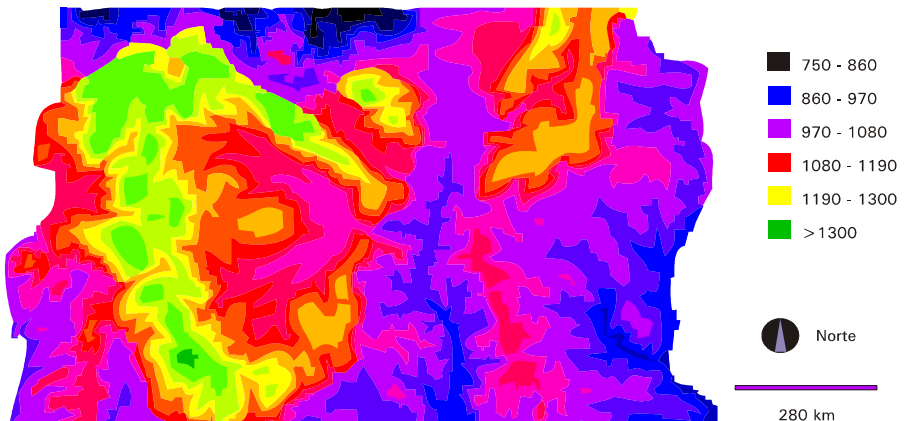


Figura 7. Modelo numérico do terreno.

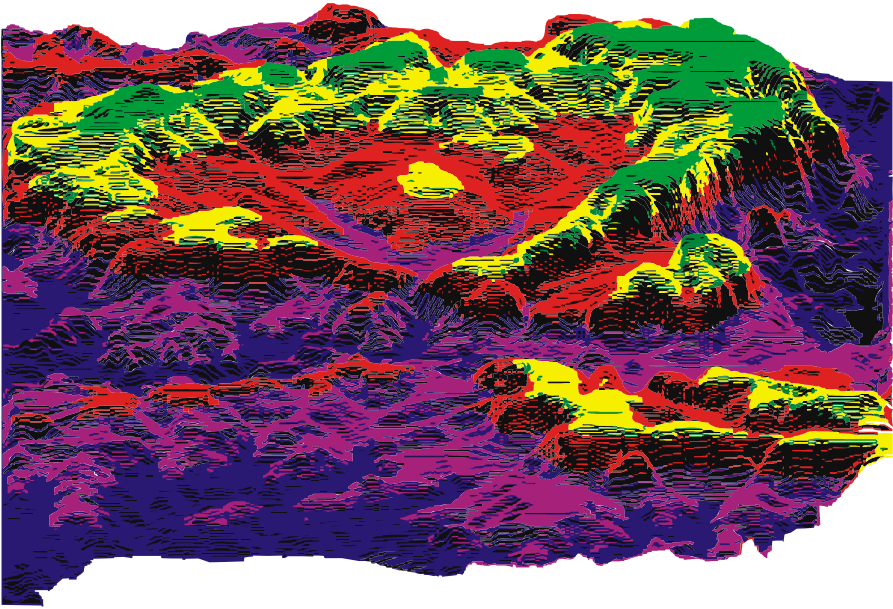


Figura 8. Visualização tridimensional do DF com direção E-O e inclinação de 30°.

Perfis topográficos típicos do Distrito Federal

As vertentes apresentam características peculiares entre os diversos compartimentos geomorfológicos (MARTINS; BAPTISTA, 1999) (Figura 9). As transições entre Chapadas Elevadas, Rebordos, Planos Intermediários e Planícies são distintas, principalmente, em função do controle litoestrutural. No caso do semidomo de Brasília, as transições entre Chapadas Elevadas e Escarpas (Figura 9 A) ocorrem de forma brusca na porção norte, enquanto as transições entre Chapadas Elevadas, Rebordos, Escarpas e Planos Intermediários apresentam declividades intermediárias na porção leste (Figura 9 B) e transições entre Chapadas Elevadas, Rebordos e Planos Intermediários são suaves nas porções internas (Figura 9 C). Nas Bacias do Descoberto e do São Bartolomeu, o compartimento Planos Intermediários apresenta relevo movimentado e residuais de aplainamento, sendo essas últimas também designadas como Chapadas Baixas e que as de maior continuidade coincidem com as chapadas divisoras do São Bartolomeu-Preto e Descoberto (PINTO, 1994) (Figura 9 D). Na Bacia do Maranhão, o relevo apresenta-se movimentado com formas semelhantes à meia-laranja, em Planos Intermediários, e planas no compartimento Planícies (Figura 9 E).

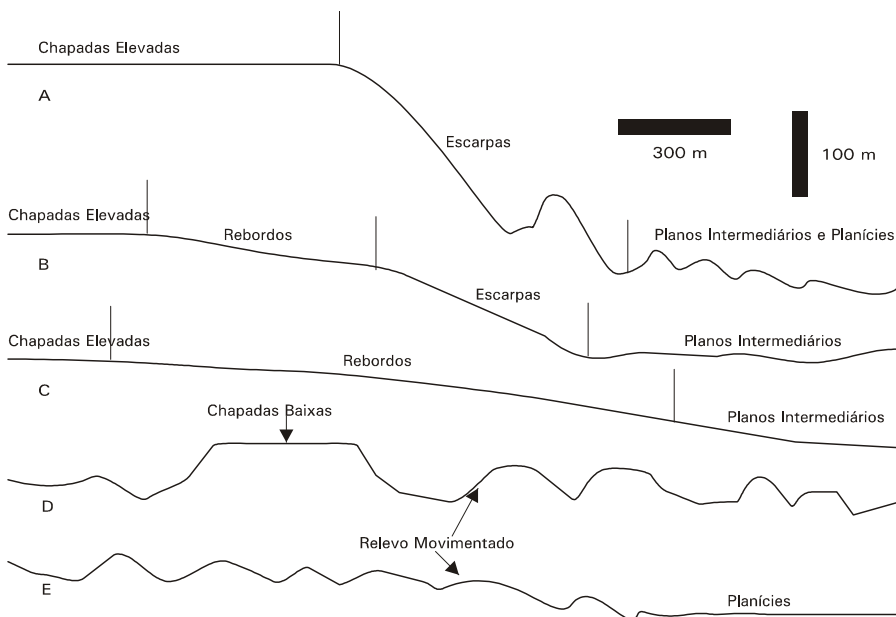


Figura 9. Vertentes do Distrito Federal. A. Transição Chapadas Elevadas/Escarpas/ Planos Intermediários na porção norte do semidomo de Brasília, mostrando vertentes com elevada declividade e maior índice de aprofundamento de drenagem; B. Transição Chapadas Elevadas/Rebordos/Escarpas/Planos Intermediários na porção leste do semidomo de Brasília, mostrando vertentes com declividades intermediárias; C. Transição Chapadas Elevadas/Rebordos/Planos intermediários na porção interna do semidomo de Brasília, mostrando vertentes com declividades baixas; D. Planos Intermediários nas Bacias do São Bartolomeu e do Descoberto mostrando presença de Chapadas Baixas e do relevo movimentado; E. Planos Intermediários e Planícies na Bacia do Maranhão, mostrando relevo movimentado e plano.

Fonte: [Martins \(2000\)](#).

Discussão

Propostas de compartimentação geomorfológica

A compartimentação geomorfológica proposta neste trabalho apresenta organização das características descritivas do relevo em função da altimetria e da declividade.

A abordagem descritiva de compartimentação também foi adotada pela [CODEPLAN \(1984\)](#), entretanto, as relações da declividade para a hipsometria não foram totalmente exploradas no referido trabalho, fortalecendo somente a definição das superfícies planas, como pode ser constatado diretamente por essas feições planares marcantes observadas na visualização tridimensional do MNT. Esse fato sugere que a compartimentação da [CODEPLAN \(1984\)](#) baseia-se principalmente na estratificação altimétrica das superfícies planas.

A compartimentação definida por [Pinto \(1994\)](#) apresenta uma fusão de conceitos descritivos e genéticos. A validade dessa abordagem depende da comprovação do modelo de etchiplanação proposto por essa autora. As feições descritivas separam o grau de dissecação, e as genéticas individualizam as superfícies de aplainamento.

Por esse motivo, ocorrem porções interplanálticas que apresentam características de Áreas de Dissecação Intermediária e foram consideradas por [Pinto \(1994\)](#) como região de Chapadas. Os principais exemplos são as Bacias do Córrego Sobradinho entre o morro da Canastra e a Chapada da Contagem e o Ribeirão Pipiripau instalado em chapada homônima.

Os Rebordos delineiam grande parte dos limites entre os outros compartimentos, individualizando as porções de Chapadas Elevadas e Planos Intermediários, acima e de Escarpas e Planícies, abaixo. A existência dessa feição, sutil no modelado, está bem individualizada nessa escala de trabalho e não foi contemplada nas outras propostas. A gênese dessa feição, ainda a ser estudada, pode estar associada ao controle litoestrutural, pedológico e hidrodinâmico.

As Escarpas são bem marcadas na compartimentação proposta, assim como são bem definidas na compartimentação da [CODEPLAN \(1984\)](#). Independente do tipo de escarpa, erosiva ou estrutural, a proposta, ora apresentada, denuncia áreas contínuas com a presença dessa feição, como toda as porções de contato entre o semi-domo de Brasília e as dissecadas das bacias mais importantes, destacando a porção norte.

Em relação as outras propostas, o compartimento Chapadas Elevadas amplia o conceito do Pediplano Rodeador-Contagem ([CODEPLAN, 1984](#)) e da região de Chapadas ([PINTO, 1994](#)), englobando porções da Depressão do Paranoá, como a feição convexa observada no núcleo do semidomo de Brasília.

O compartimento Planos Intermediários define porções planas, designadas como Chapadas Baixas, com diversos graus de dissecação, intermediários aos Planaltos e Planícies e limitados por Rebordos e Escarpas. Esse compartimento apresenta grande semelhança ao Pediplano de Brasília, definido em [CODEPLAN \(1984\)](#).

O compartimento Planícies representa a superfície limitada pelos canais dos principais rios da região e os Planos Intermediários.

Controle litoestrutural

A paisagem é compartimentada pelo controle litoestrutural. O padrão de interferência de fases NS e EW que ultimou o ciclo Brasileiro produziram domos e bacias regionais que se refletem no modelado. As feições mais marcantes são o domo estrutural de Brasília onde afloram rochas do Grupo Paranoá e as bacias estruturais, por rochas dos grupos Canastra e Araxá onde se localizam as Bacias Hidrográficas do São Bartolomeu e do Descoberto, respectivamente, e por porções carbonáticas do Grupo Paranoá onde está instalada a Bacia Hidrográfica do Maranhão.

Os domos estruturais foram cortados por superfícies de aplainamento e seus núcleos denudados, gerando Planos Intermediários, invertendo o relevo, ou seja, nas áreas onde as drenagens eram centrífugas, com o processo denudacional, passaram a ser centrípetas.

As Chapadas Elevadas que se desenvolveram sobre os flancos dos domos estruturais são escalonadas de acordo com a organização litológica. No caso do domo estrutural de Brasília, os topos são sustentados por quartzitos da unidade Q_3 , sendo sucedidos por patamares estruturais sobre metarritmitos e depressão sobre ardósias. No interior da depressão, ocorre residual de aplainamento convexo que pode ser relacionado aos níveis quartzíticos da unidade R_3 (Metarritmito Arenoso), conforme pode ser constatado no mapa geológico do DF ([Figura 2](#)) e no modelo numérico de terreno ([Figura 8](#)). Entretanto, os topos da Chapada de Brasília mostram-se rebaixados em relação aos da Contagem, de forma progressiva, de W para E ([Figura 8](#)). Esses fatos podem estar relacionados ao reflexo de dobramento assimétrico da fase de domeamento, com flancos W mais próximos da horizontal, e flanco E com maiores caimentos, indicando vergência para o Cráton do São Francisco, como é de se esperar. Isso explicaria as maiores extensões das superfícies residuais de aplainamento da porção W do

domo estrutural de Brasília, representadas pela Chapada da Contagem, em contraposição ao flanco E, mais estreita.

Os topos do divisor São Bartolomeu-Preto, incluídos nas Chapadas Baixas, estão sobre filitos do Grupo Canastra, sendo que, no interior da Bacia do Preto, ocorre a seqüência pelítica do Grupo Bambuí. As diferenças altimétricas entre as Chapadas Elevadas e as Chapadas Baixas dos Planos Intermediários podem estar relacionadas ao intemperismo diferencial sobre rochas de diferentes composições químicas e físicas.

Apesar de as superfícies residuais de aplainamento ocorrerem em cotas bem distintas, mais elevadas nas Chapadas Elevadas sobre quartzitos, no domo estrutural de Brasília e na Chapada do Pipiripau e menor sobre as Chapadas Baixas sobre filitos, nas Bacias do São Bartolomeu e topo do Preto, seriam superfícies cogenéticas escalonadas por intemperismo diferencial e desenvolvidas sobre rochas bem distintas. O aplainamento deve ter sido extensivo, tanto sobre quartzitos quanto sobre os filitos, aproveitando a morfologia preexistente de domos e bacias, o que fez que as cotas dos topos aplainados fossem diferenciadas.

Inicialmente, seria gerado um padrão de drenagem centrífuga, nos domos, e, anelar, nas bacias. Posteriormente, os domos teriam seus topos aplainados, e as bacias seriam os pontos de escape do sistema de drenagem regional.

Cobertura pedológica e as couraças

Apesar de dinâmica e ativa, a cobertura pedológica geralmente apresenta indícios do grau de maturidade e dos processos geradores do modelado. Infelizmente, no Distrito Federal não existem estudos minuciosos, especialmente, em grandes profundidades da cobertura pedológica e muito menos do horizonte de saprólito. Os estudos mais refinados estão restritos a profundidades definidas pelo perfil de controle do sistema brasileiro de classificação de solos que é de 2 m ([CAMARGO et al., 1987](#)).

A partir dessa visão, os pedólogos mostram que existe uma organização dos solos na paisagem, conforme toposseqüências controladas principalmente pelo regime hídrico ([RODRIGUES, 1977](#); [MACEDO, 1986](#)). A classe LV ocorre preferencialmente em ambientes bem drenados, típicos de Planaltos, enquanto a classe LVA ocorre em limites dos Planaltos ([MACEDO, 1986](#)) e/ou nas

interfaces com corpos d'água ([RODRIGUES, 1977](#)). Dessa forma, a classe LVA seria um produto de degradação da classe LV em ambientes com atividade mais elevada da água ([CARNEIRO, 1984](#)) que provoca a dissolução preferencial da hematita em relação à goethita ([MACEDO; BRYANT, 1987](#)). A relação da gibbsita com a caulinita não é evidenciada nessas toposseqüências, mas esses autores demonstram que as Chapadas Elevadas apresentam tendência de serem mais abundantes em gibbsita, enquanto as superfícies mais baixas (Planos Intermediários e Planícies) mais abundantes em caulinita, indicando maior grau de maturidade para os solos dos Planaltos mais elevados e antigos.

Entretanto, [Belcher \(1954\)](#) observou perfis de solos profundos, com mais de 15 m de espessura. O estudo detalhado desses perfis espessos deve ser empreendido para que sejam encontradas as conexões importantes com a evolução pedológica e do modelado. As calhas preenchidas por sedimentos, descritas por [Martins et al. \(1994\)](#) e Blanco (1995) podem estar relacionadas a essas ocorrências de solos espessos. Essas calhas podem ter sido geradas pelo desenvolvimento de voçorocas ou de rede de drenagem em eventos climáticos mais antigos, preenchidas em eventos pluviais intensos, possivelmente durante o Pleistoceno.

Em relação às couraças, todos os autores são unânimes em afirmar que essas são cogenéticas à superfície nas quais se encontram. Entretanto, [Thomas \(1974\)](#) demonstra que nem sempre os materiais intemperizados apresentam a mesma idade da superfície associada.

Outra afirmação comum a todos os autores é a diminuição progressiva de couraças das superfícies residuais mais elevadas para as mais baixas, que praticamente estão ausentes. Resumindo: em todas as contribuições, há a constatação de que as couraças mais importantes ocorrem nas superfícies residuais mais elevadas e horizontes nodulares parcialmente cimentados e que os perfis de linha de pedras são abundantes nas superfícies residuais mais baixas.

[Belcher \(1954\)](#) descreve importantes ocorrências de couraças ferruginosas com características bem peculiares. O processo gerador das couraças proposto está associado à própria evolução dos Rebordos por meio de um fenômeno de franja onde as soluções enriquecidas em Fe provenientes das Chapadas Elevadas seriam imobilizadas nos limites dos Rebordos. Por sua vez, associa essas couraças a outras encontradas na Terra, considerando-as como reliquiárias, colocando tentativamente a geração no Terciário Inferior.

Considerando que os Rebordos são os locais de evolução mais dinâmicos da paisagem, apresentando limites com Escarpas com as declividades mais elevadas encontradas, não se espera que as couraças existentes sejam reliquias do Terciário Inferior. Se o que foi descrito ocorre, realmente, espera-se uma evolução *pari passo* das couraças conforme avança o recuo das vertentes das Chapadas Elevadas. Portanto, essas couraças têm a mesma idade do Rebordo que as aloja. Como os Rebordos não são fixos e recuam progressiva e constantemente, as couraças estão em processo contínuo de modificação. A idade aparente depende do tempo de residência local do Rebordo onde a couraça está alojada.

O tempo de residência depende da própria couraça, visto que constitui uma barreira física à erosão, provocando a diminuição da velocidade de recuo da Escarpa, adjacente ao Rebordo. Os limites das Chapadas Elevadas, observados no modelo numérico de terreno ([Figura 8](#)), geralmente muito bem definidos pela ruptura brusca de relevo realizada por Escarpas, podem estar associados a essa evolução das couraças. Dessa forma, se confirmados os dados de [Belcher \(1954\)](#), as couraças constituiriam estratificadores da paisagem.

É interessante notar que a ocorrência de couraças nos Rebordos das Chapadas Elevadas deve estar associada a solos da classe LVA, com caráter concrecionário e/ou plíntico, típicos desse contexto. A classe LVA, nessas condições, pode ter algumas possibilidades genéticas, quais sejam:

- a) o horizonte de *solum* desenvolveu-se anteriormente ao encouraçamento, não guardando relação genética direta entre eles;
- b) o horizonte de *solum* representa sedimentos depositados sobre as couraças;
- c) o horizonte de *solum* desenvolveu-se a partir das couraças.

Ocorrências similares de couraças em Rebordos de Chapadas são típicas da África Central e com base nessa informação os autores consideram que o clima atual é o responsável pela geração do conjunto faciológico típico descrito por Belcher ([BEAUVAIS, 1991](#); [TARDY, 1993](#)).

Outros autores não deixam clara a forma de ocorrência das couraças, afirmando que ocorrem preferencialmente nas bordas das chapadas ([PENTEADO, 1976](#); [CODEPLAN, 1984](#)). Entretanto, [Pinto \(1994\)](#) afirma que a região de Chapada apresenta cobertura de Latossolos e de laterita. A laterita, tanto vesicular quanto pisolítica é encontrada nas bordas das chapadas ou sobre a superfície quando falta o horizonte A dos solos.

Aparentemente esses autores supõem a existência de uma cobertura mais extensiva das couraças nas superfícies residuais de aplainamento, cobrindo grande parte das Chapadas Elevadas e Baixas. Nesse caso, as couraças devem apresentar gênese associada às fases de geração e degradação das superfícies de aplainamento e, portanto, guardar registros antigos que podem remontar ao Terciário. [Martins \(2000\)](#) demonstra que as variações faciológicas de couraças são resultantes de exposição dos níveis encouraçados e subsequente processo de degradação. Isso indica que o horizonte de couraça foi exposto por processos erosivos remontantes e a ação bioclimática progressiva sobre as couraças. O processo de etchiplanação seria o melhor modelo para a evolução do relevo.

Modelo de Evolução Geomorfológica

A evolução geomorfológica da região pode ser interpretada com base em estudos realizados e nos modelos existentes na literatura. Na [Figura 10](#), representa-se a proposta de modelo de evolução pedogeomorfológica no Distrito Federal, nas seguintes etapas:

- 1. Formação de superfícies desniveladas** (Superfície Pós-Gondwana, Cretáceo Médio a Superior) – processos de denudação física diferencial em clima árido associados a soerguimento regional. Formação de superfície com baixa declividade e parcialmente dissecada. Condicionamento litoestrutural atuante. Domos estruturais em posições mais elevadas e bacias estruturais em posições mais baixas. Materiais derivados de quartzitos e metarritmitos preservados em posições mais elevadas. Materiais derivados de ardósias e filitos posicionados em elevações menores.
- 2. Geração de rególitos lateríticos complexos** (Superfície Sul-americana, Paleoceno a Mioceno Inferior) – Processos de intemperismo químico em condições úmidas e quentes. Diferenciação de rególitos lateríticos complexos abaixo da superfície desnivelada inicial. Formação de couraça maciça por acumulação de hematita nas porções medianas dos rególitos, entre o saprólito e o *solum*, pelo mecanismo de depressão hídrica.
- 3. Denudação dos rególitos lateríticos** (Mioceno Inferior) – Soerguimento e mudança para condições climáticas mais secas. Processos de intemperismo físico diferencial. Aprofundamento do nível de base e dissecação da superfície Sul-americana. Nos resíduos dessa superfície, denudação do topo dos rególitos, aflorando os níveis de couraças.

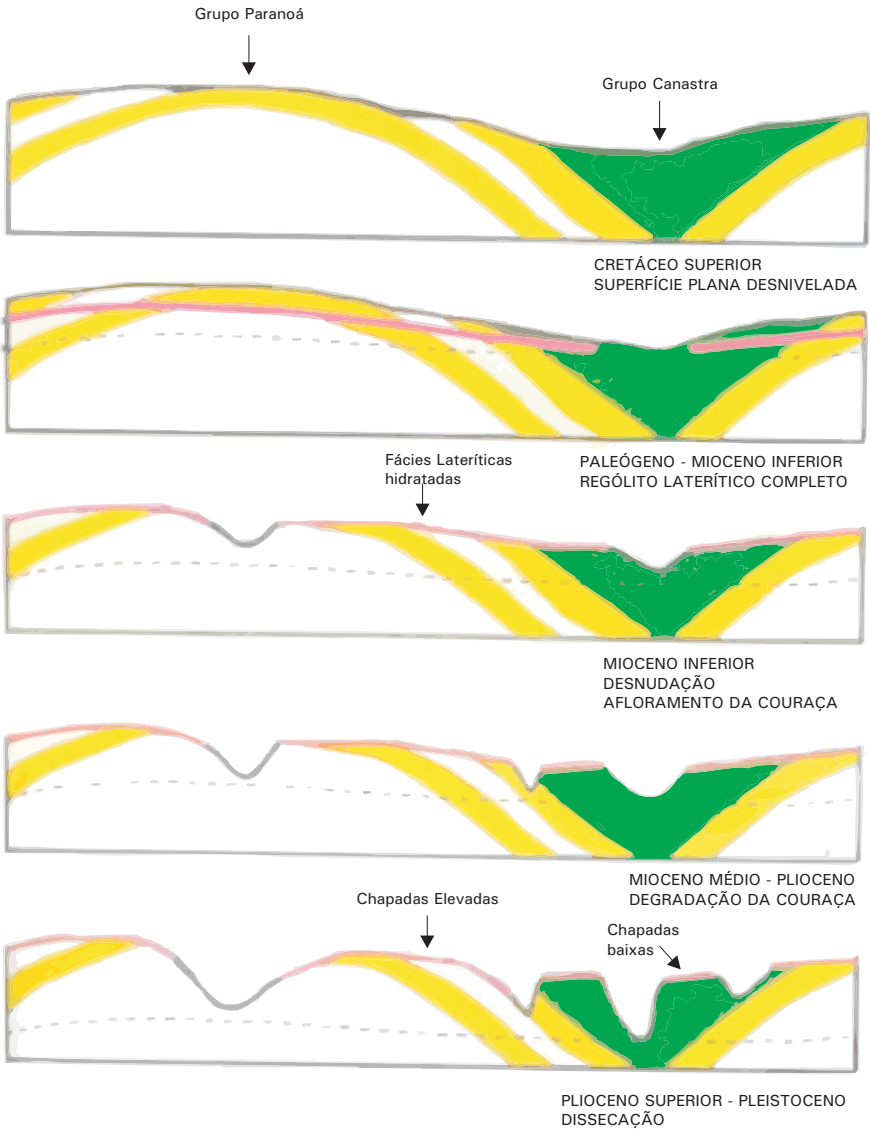


Figura 10. Proposta de evolução geomorfológica do Distrito Federal.

- 4. Formação de novo conjunto de fácies laterítica (Mioceno Médio a Plioceno) –**
Processos de intemperismo químico em condições climáticas úmidas e quentes. Aprofundamento do saprólito. Degradação das couraças maciças no interior das chapadas em condições hidratadas e elevada atividade biológica, formando couraças de diversos tipos morfológicos e *solum*. Processos de dissolução de minerais mais desidratados, hematita e caulinita e cristalização de minerais mais hidratados, goethita e gibbsita.
- 5. Dissecação das superfícies residuais e sedimentação (Plioceno Superior) –**
Soerguimento e mudanças para condições climáticas mais secas. Processos de intemperismo físico diferencial. Dissecação das superfícies residuais. Formação de calhas por erosão linear. Sedimentação no interior das calhas em eventos pluviométricos torrenciais.
- 6. Alternâncias de domínio entre processos erosivos e pedogenéticos (Quaternário) –** Várias oscilações climáticas curtas, entre o seco e úmido. Durante os ciclos secos, maior atividade erosiva e aumento do recuo das vertentes de maior declividade. Durante os ciclos úmidos, maior atividade química e pedogênese. Aprofundamento do saprólito grosso. Atualmente, as seqüências de solos estão em equilíbrio com as condições climáticas.

Nessa revisão, mostra-se que a geomorfologia da região tem importante controle litoestrutural. Na escala regional, as megaestruturas geológicas estão associadas a um padrão de amplas dobras que formam domos e bacias estruturais. Essas estruturas mostram importante assimetria que se reflete no relevo e o acamamento das rochas tendem a ser mais suaves nos flancos W dos domos e E das bacias estruturais, condicionando a preservação dos relevos residuais aplainados. O exemplo do Domo de intemperismo diferencial sobre camadas organizadas horizontalmente, ou próxima da horizontal, tende a preservar mais da ação dos processos denudacionais, do que sobre camadas inclinadas tendem a ser denudadas mais rapidamente.

As principais feições do relevo acompanham esse controle estrutural, ou seja, as porções mais elevadas estão associadas aos domos, e as bacias hidrográficas estão associadas às bacias estruturais. A Depressão do Paranoá é a única porção na qual se observa uma inversão do objeto em escala regional. O núcleo do Domo de Brasília foi denudado, formando a Depressão.

Além do controle estrutural, a composição das rochas também é fator fundamental. As Chapadas Elevadas estão controladas por nível de quartzito que separa esse compartimento das Bordas de Chapada sobre Metarritmitos. Nesse contexto, as couraças também são importantes estratificadores da paisagem, limitando as Bordas de Chapada com as Escarpas. Esses níveis são os mais resistentes ao intemperismo em relação aos materiais de *solum* e saprólito, formando limites importantes de rupturas de declive.

No contexto das Chapadas Baixas, o nível de couraças é importante estratificador da paisagem. Os relevos residuais das superfícies de aplainamento, associados a esse nível de couraças, mostram uma passagem brusca entre as superfícies planas de topo e as escarpas de elevada declividade. O saprólito, abaixo do nível de couraça, formado de filitos, apresenta elevado grau de isotropia, enquanto a couraça constitui o material mais resistente ao intemperismo, condicionando o relevo típico dessa porção. As vertentes dissecadas ocorrem em saprólito argiloso bastante impermeável à infiltração da água, condicionando densidade elevada de canais de drenagem.

O controle litoestrutural é evidente por causa da extensiva degradação das superfícies de aplainamento, aflorando as porções mais profundas dos rególitos, i.e. saprólitos que apresentam características físicas dependentes da rocha-mãe e controlam os processos denudacionais produzidos pelo intemperismo diferencial. As superfícies de aplainamento ocorrem como resíduos de extensão reduzida.

A história da geomorfologia da região está diretamente relacionada com a evolução das superfícies de aplainamento. Dados bibliográficos afirmam que a superfície mais antiga da região formou-se durante o ciclo Sul-americano, entre o Cretáceo Superior e o Mioceno Inferior ([BRAUN, 1971](#)).

A maioria dos autores afirma que a pediplanação foi o processo responsável pela formação da superfície Sul-americana. No entanto, as condições climáticas vigentes durante o período de formação dessa superfície eram úmidas e quentes ([FRAKES, 1979](#)). A pediplanação exige condições de clima árido ou semi-árido para sua formação.

A etchiplanação, por outro lado, exige períodos úmidos e quentes para a formação de rególito, intercalados por períodos de soerguimento e/ou de clima seco que denudam parcial ou totalmente o rególito produzido na etapa anterior,

aflorando níveis do rególito, ou mesmo a superfície basal de intemperismo. Pode-se afirmar que o processo de etchiplanação é a melhor alternativa teórica para explicar a evolução da superfície Sul-americana.

O modelo de etchiplanação, também, tem fortes evidências nos estudos de geologia dos rególitos lateríticos. Esses estudos mostram, utilizando outra terminologia, os mesmos processos de evolução pedogeomorfológica.

Conforme os estudos existentes, o ciclo Sul-americano iniciou a partir de uma superfície plana formada durante o ciclo Pós-Gondwano. Esse último ciclo é caracterizado por importante soerguimento dos continentes que provocou uma dissecação da superfície plana e o rebaixamento do nível de base regional. Na região estudada, essa superfície já acompanhava a morfologia das megaestruturas descritas, ou seja, apresentava um relevo mais positivo sobre os domos estruturais, sendo que nas bacias estruturais a superfície era mais rebaixada.

Dessa forma, o nível de base regional, no início do ciclo Sul-americano, era relativamente profundo, em relação às porções mais de topo da superfície aplainada no ciclo anterior. A mudança climática para condições mais úmidas e a manutenção de temperatura elevada, na transição entre o Cretáceo e o Terciário, iniciou um processo de intemperismo químico intenso. A manutenção dessas condições climáticas e a estabilidade tectônica até o final do ciclo Sul-americano possibilitaram o desenvolvimento de rególito bastante evoluído. Até o Mioceno Inferior, a morfologia da superfície original foi pouco modificada.

O desenvolvimento do rególito laterítico promoveu a formação de zona de depressão hídrica nas porções medianas dos rególitos que possibilitaram a acumulação de hematita, gerando a couraça maciça.

Durante o Mioceno Inferior, uma nova reativação tectônica, associada ao clima mais seco, finalizou o ciclo Sul-americano e provocou importante processo de denudação do topo do rególito laterítico até o nível da couraça maciça. A superfície foi remodelada por dissecação, e o nível de base foi rebaixado. Pode-se concluir que a superfície Sul-americana, pelo menos na região estudada, pode ser classificada como um etchiplano dissecado, conforme classificação de [Thomas \(1974\)](#).

A partir do Mioceno Médio, com a retomada de condições climáticas mais úmidas e quentes, a couraça maciça começou a ser degradada progressivamente, formando fácies de couraças e *solum* com assembléias minerais hidratadas, goethita e gibbsita. Pode-se considerar que a principal etapa de formação dos Latossolos sobre as chapadas, desenvolveu-se durante esse período. A proposta desse período está relacionada com a necessidade de um tempo relativamente longo para a desestabilização da couraça hematítica e a formação de fácies de degradação em condições hidratadas. O saprólito fino também evoluiu, tornando-se mais espesso.

A partir do Plioceno Superior, outra reativação tectônica, associada ao clima seco, provocou o aprofundamento do nível de base, e um novo processo de denudação reduziu mais ainda a extensão dos resíduos de aplainamento por regressão erosiva de suas escarpas. Esse evento foi responsável pela geração de calhas nas vertentes da Depressão do Paranoá, preenchidas por sedimentos provenientes da cobertura pedogenética.

Depois desse evento, o clima tornou-se oscilante entre semi-úmido e seco, em função dos ciclos de glaciação. A formação de espesso saprólito grosso, como o observado na seqüência Capão da Onça (40 m), deve estar associada ao intemperismo posterior à reativação tectônica Pliocênica. Considerando essa hipótese, o rebaixamento do nível de base deve ser da mesma ordem da espessura do saprólito grosso, ou seja, 40 m.

O modelo de etchiplanação proposto por [Pinto \(1994\)](#) indica a formação de dois etchiplanos, o mais antigo desenvolvido sobre quartzitos, durante o Paleógeno e o mais novo sobre metarritmitos, durante o Neógeno. Essa proposta é inviável, conforme os estudos realizados, uma vez que as denudações produzidas durante esses dois períodos não chegaram a níveis mais profundos que a couraça nos resíduos da superfície de aplainamento. Além disso, segundo a proposta apresentada aqui, formou-se apenas um etchiplano, durante o Mioceno Inferior. O evento associado ao Plioceno apenas remodelou a superfície residual, sem afetar, pelo menos de forma expressiva, a cobertura pedogenética sobre as couraças, formada entre o Mioceno e o Plioceno, e produziu, conforme colocado acima, calhas entulhadas por sedimentos que foram posteriormente pedogenizados em equilíbrio com as condições climáticas atuais.

Referências Bibliográficas

- AB'SABER, A. N. **Da participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do planalto brasileiro**. 1965. 197 f. Tese (Livres Docência) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1965.
- AB'SABER, A. N. Os domínios morfoclimáticos na América do Sul: primeira aproximação. **Geomorfologia**, São Paulo, v. 52, p. 17-28, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. **O pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher Ltda., 1984. 501 p.
- BEAUVAIS, A. **Paléoclimats et dynamique d'un paysage cuirassé du centrafricain**: morphologie, pétrologie et géochimie. 1991. 315 p. These - Université Poitiers, Poitiers, 1991.
- BELCHER, J. **O relatório técnico sobre a nova capital**: relatório Belcher. Brasília, DF: CODEPLAN, 1954.
- BLANCO, S. B. **Aspectos de geologia de engenharia da escavação do metrô de Brasília**: trecho Asa Sul. 1995. 92 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade de Brasília, Brasília, 1995.
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SD. 23 – Brasília**. Rio de Janeiro, 1984. (Levantamentos de Recursos Naturais, 19).
- BRAUN, O. P. G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 32, n. 3, p. 3-39, 1971.
- BUOL, S. W.; CLINE, M. G. **Soils of the Central Plateau of Brazil and extension of results of field research conducted near Planaltina, Federal District**. Ithaca: Cornell University, 1973. 43 p. (Agronomy Mimeo, 73-13).
- CAMARGO, M. N.; KLAMT, E.; KAUFMANN, J. H. Classificação de solos usada em levantamentos pedológicos no Brasil. **Boletim Informativo**. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Campinas, v. 12, n. 1, p. 11-33, 1987.
- CARNEIRO, P. J. R. **Modelo de interpretação de imagens de sensores remotos aplicados ao planejamento regional e urbano**: Brasília como área teste. 1984. 132 f. Dissertação (Mestrado em Geologia de Engenharia) - Universidade Nova de Lisboa, Lisboa, Lisboa, 1984.
- CODEPLAN. **Atlas do Distrito Federal**. Brasília, DF, 1984.

DARDENNE, M. A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1978. v. 2, p. 597-610.

EITEN, G. Vegetação do cerrado. In: PINTO, M. N. (Org.). **Cerrado: caracterização, ocupação e perspectivas**. 2. ed. rev. ampl. Brasília, DF: UnB: SEMATEC, 1994. p. 17-74.

EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. **Levantamento de reconhecimento dos solos do Distrito Federal**. Rio de Janeiro, 1978. 455 p. (Embrapa-SNLCS. Boletim Técnico, 53).

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Brasília, DF: SPI; Rio de Janeiro: CNPS, 1999. 412 p.

FARIA, A. **Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança - Alto Paraíso de Goiás**. 1995. 201 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília.

FERREIRA, J. **Estudo de minerais de solos do Distrito Federal por difratometria de raios -X**. [S.l.: s.n.], 1984. 23 p. Relatório de Bolsa de Iniciação Científica.

FRAKES, L. A. **Climates through geological times**. Amsterdam: Elsevier, 1979. 310 p.

FREITAS-SILVA, F. H.; CAMPOS, J. E. G. Geologia do Distrito Federal. In: INVENTÁRIO hidrogeológico e dos recursos hídricos superficiais do Distrito Federal. Brasília: SEMATEC: IEMA: MMA-SRH, 1999. 1 CD-ROM.

FREITAS-SILVA, F. H.; CAMPOS, J. E. G. **Geologia do Parque Nacional de Brasília, escala 1:25.000**. [Brasília: s. n.], 1993. 57 p. Relatório Final IG-UnB.

FREITAS-SILVA, F. H.; DARDENNE, M. A. Proposta de subdivisão estratigráfica formal para o Grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 1993, Brasília. **Anais...** Brasília, DF: SBG-DF, 1993. p. 164-165.

GUIMARÃES, G. **Projeto CAESB – CC 1874.350, Furo 4BZ-01-DF, Brazlândia, DF**. [S.l.: s.n.], 1993. 44 p. Relatório Final, Convênio CAESB/CPRM.

HIDROGEO. **Estudo de impacto ambiental do setor habitacional Taquari – SHIQ**. Brasília: Terracap, 1990. 430 p.

IBGE. **Geografia do Brasil, região Centro-Oeste**. Rio de Janeiro, 1977. v. 4, p. 310.

- KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.
- KRONBERG, B. I.; FYFE, W. S.; LEONARDOS, O. H.; SANTOS, A. M. The chemistry of some Brazilian soils: element mobility during intense weathering. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 24, n. 3/4, p. 211-229, 1979.
- MACEDO, J. **Morphology, mineralogy and genesis of a hydrosequence of Oxisols in Brazil**. 1986. 73 f. Dissertação (M.Sc.) - Cornell University, Ithaca, 1986.
- MACEDO, J.; BRYANT, R. B. Preferential microbial reduction of hematite over goethite in Brazilian Oxisol. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 53, n. 4, p. 1114-1118, 1987.
- MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DANNI, J. C. A evolução geotectônica da faixa Brasília e do seu embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., 1981, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1981. p.100-113.
- MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DARDENNE, M. A.; DANNI, J. C. Província Tocantins, setores central e sudeste. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Coord.). **O pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. p. 205-264.
- MARTINS, E. S. **Petrografia, mineralogia e geomorfologia de rególitos lateríticos no Distrito Federal**. 2000. 196 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília, DF, 2000.
- MARTINS, E. S.; BAPTISTA, G. M. M. Compartimentação geomorfológica do Distrito Federal. In: INVENTÁRIO hidrogeológico e dos recursos hídricos superficiais do Distrito Federal. Brasília: SEMATEC: IEMA: MMA-SRH, 1999. cap. 2, 1 CD-ROM.
- MARTINS, E. S.; CARDOSO, F. B. F.; GASPAR, J. C. Dados preliminares da geologia de perfis de intemperismo em cortes do Metrô, Águas Claras-DF. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 1994, Brasília. **Anais...** Brasília: SBG, 1994. p. 202-205.
- MONIZ, A. C. Estudo mineralógico de uma topossequência de Brasília. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIAS DO SOLO, 12., Curitiba: [s.n.], 1969. p. 70-71.

PENTEADO, M. M. Tipos de concreções ferruginosas nos compartimentos geomorfológicos do Planalto de Brasília. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 16, p. 39-53, 1976.

PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A. Idade do metarriolito da seqüência Maratá, Grupo Araxá, GO: estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 64, p. 19-28, 1993.

PINTO, M. N. Aplainamento nos trópicos: uma revisão conceitual. **Geografia**, v. 13, n. 26, p. 119-129, 1988.

PINTO, M. N. Caracterização geomorfológica do Distrito Federal. In: PINTO, M. N. (Org.). **Cerrado: caracterização, ocupação e perspectivas**. 2. ed. rev. ampl. Brasília: UnB: SEMATEC, 1994. cap. 9, p. 285-344.

PINTO, M. N. Superfícies de aplainamento do Distrito Federal. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 49, p. 9-27, 1987.

PINTO, M. N. Superfícies de aplainamento na Bacia do São Bartolomeu, Distrito Federal/Goiás. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 48, p. 237-257, 1986.

PINTO, M. N.; CARNEIRO, P. J. R. Análise preliminar das feições geomorfológicas do Distrito Federal. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEÓGRAFOS, 4., 1984, São Paulo. **Anais...** São Paulo: EDUSP, 1984. v. 2, p. 190-213.

REATTO, A.; CORREIA, J. R.; SPERA, S. T. Solos do Bioma Cerrado. In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P. (Ed.). **Cerrado: ambiente e flora**. Planaltina, DF: Embrapa-CPAC, 1998. p. 47-88.

REATTO, A.; MARTINS, E. S.; FARIAS, M. R.; VALVERDE, A. A.; BLOISE, G. L. F. **Levantamento de reconhecimento de solos da área de proteção ambiental de Cafuringa na escala de 1:100.000**. Planaltina, DF: Embrapa Cerrados, 2002. (Embrapa Cerrados. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento, 47).

REATTO, A.; SPERA, S. T.; CORREIA, J. R.; MARTINS, E. S.; BLOISE, G. L. F.; SILVA, A. V. **Levantamento semidetalhado dos solos na Bacia do Olaria-DF, escala 1:30.000**. Planaltina, DF: Embrapa Cerrados, 2000. (Embrapa Cerrados. Boletim de Pesquisa, 15).

REATTO, A.; SPERA, S. T.; CORREIA, J. R.; MILHOMEM, A. S. **Caracterização dos solos e sua associação com fitofisionomias em uma bacia hidrográfica:**

aspectos pedológicos e químicos. Planaltina, DF: Embrapa-CPAC, 1999. 23 p. (Embrapa-CPAC. Boletim de Pesquisa, 8).

RODRIGUES, T. E. **Mineralogia e gênese de uma sequência de solos do cerrado do Distrito Federal**. 1977. 101 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1977.

ROMANO, O.; ROSAS J. G. C. Água subterrânea para fins de abastecimento de água e irrigação no Distrito Federal. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., Brasília. **Anais...** Brasília, DF: [s.n.], 1970. p. 313-333.

SILVA, J. E.; RESCK, D. V. S. Ocorrência da "vermiculita cloritizada" em Latossolos da região dos cerrados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 24., 1993, Goiânia. **Anais...** Goiânia: [s.n.], 1993. v. 1, p. 235-236.

TARDY, Y. **Pétrologie des latérites et des sols tropicaux**. Paris: Masson, 1993. 459 p.

THOMAS, M. F. **Tropical geomorphology: a study of weathering and landform development in warm climates**. New York: John Wiley & Sons, 1974. 332 p.

Geomorphological Evolution of Federal District

Abstract – *This work constitutes a synthesis on the physical aspects of Federal District and a proposal of geomorphologic evolution is presented, with the following stages: formation of double surface (After-Gondwana Surface, Medium to Superior Cretaceous) – differential physical denudation processes in arid climate associates to the regional uplift; complex lateritic regolit generation (South American surface, Paleocene to Inferior Miocene) – Weathering chemical processes in humid and hot conditions. Differentiation of complex lateritic regolit below the initial double surface; Lateritic regolit denudation (Inferior Miocene) – Uplift and change for climatic conditions more droughts. Processes of differential physical weathering. Bellowing of the base level and dissection of the South American surface; formation of new lateritic facies (Pliocene to Medium Miocene) – Processes of chemical weathering in humid and hot climatic conditions. Bellowing of the saprolit. Degradation of the massive crusts inside plain surface in hydrated conditions and high biological activity; dissection of the residual surfaces and sedimentation (Superior Pliocene) – Uplift and changes for climatic conditions more droughts. Processes of differential physical weathering. Dissection of the residual surfaces; domain alternations between erosive and pedogenetic processes (Quaternary) – Several short climatic oscillations, among the dry and humid. During the dry cycles, larger erosive activity and increase of the indent of the slopes of larger steepness. During the humid cycles, larger pedogenetic and chemical activity.*

Index terms: relief, landscape evolution, lateritic profiles, etchplain.