



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PIAUÍ
(UFPI)
Núcleo de Referência em Ciências Ambientais do Trópico Ecotonal do Nordeste (TROPEN)
Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais
(PGCA)
Programa Regional de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente
(PRODEMA)
MESTRADO EM DESENVOLVIMENTO E MEIO AMBIENTE
(MDMA)

**COMPARTIMENTAÇÃO GEOAMBIENTAL NO COMPLEXO DE CAMPO
MAIOR, PI: UMA ÁREA DE TENSÃO ECOLÓGICA.**

JOSÉ SIDINEY BARROS

TERESINA – PIAUÍ

2005

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PIAUÍ (UFPI)
Núcleo de Referência em Ciências Ambientais do Trópico Ecotonal do Nordeste (TROPEN)
Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais (PGCA)
Programa Regional de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente
(PRODEMA)
Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente (MDMA)

JOSÉ SIDINEY BARROS

**COMPARTIMENTAÇÃO GEOAMBIENTAL NO COMPLEXO DE CAMPO
MAIOR, PI: UMA ÁREA DE TENSÃO ECOLÓGICA.**

Dissertação apresentada ao Programa Regional de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente da Universidade Federal do Piauí (PRODEMA/UFPI/TROPEN), como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Desenvolvimento e Meio Ambiente. Área de Concentração: Desenvolvimento do Trópico Ecotonal do Nordeste. Linha de Pesquisa: Biodiversidade e Utilização Sustentável dos Recursos Naturais.

Orientador: **Prof. Dr. Antonio Alberto Jorge Farias Castro**

TERESINA – PIAUÍ

2005

JOSÉ SIDINEY BARROS

**COMPARTIMENTAÇÃO GEOAMBIENTAL NO COMPLEXO DE CAMPO
MAIOR, PI: UMA ÁREA DE TENSÃO ECOLÓGICA**

Dissertação aprovada pelo Programa Regional de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente da Universidade Federal do Piauí (PRODEMA/UFPI/TROPEN) como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Desenvolvimento e Meio Ambiente. Área de Concentração: Desenvolvimento do Trópico Ecotonal do Nordeste. Linha de Pesquisa: Biodiversidade e Utilização Sustentável dos Recursos Naturais.

Teresina, 6 de julho de 2005.

Prof. Dr. Antonio Alberto Jorge Farias Castro
Universidade Federal do Piauí (PRODEMA/UFPI/TROPEN)
Orientador

Prof. Dr. Antônio Cordeiro Feitosa
Universidade Federal do Maranhão

Prof. Dr. Luiz Fernando Carvalho Leite
EMBRAPA Meio-Norte – CPA-MN

B277c Barros, José Sidiney

Compartimentação geoambiental no Complexo de Campo Maior, Piauí: uma área de tensão ecológica/ José Sidiney Barros. — Teresina, 2005. 302f: il..

Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente) – Universidade Federal do Piauí.

Orientador: Prof. Dr. Antônio Alberto Jorge Farias Castro.

1. Geoambientes. 2. Ecótono. 3. Fitoecologia. I. Título

CDD – 577.5

JOSÉ SIDINEY BARROS

**COMPARTIMENTAÇÃO GEOAMBIENTAL NO COMPLEXO DE
CAMPO MAIOR, PIAUÍ: UMA ÁREA DE TENSÃO ECOLÓGICA.**

Dissertação apresentada ao Programa Regional de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente da Universidade Federal do Piauí, como exigência parcial para obtenção do grau de Mestre em Desenvolvimento e Meio Ambiente.

Orientador: Prof^o. Antonio Alberto Jorge Farias Castro, Dr.

TERESINA – PI

2005

AGRADECIMENTOS

À Deus e à Virgem de Fátima pela força para continuar na luta nas horas em que, desistir, seria o mais fácil.

A minha família, mãe, pai (in memorium), irmãos e sobrinhos, pelo apoio, incentivo, confiança e compreensão diante do que foi, ao longo do tempo em que durou esta pesquisa, uma ausência condicionada pelo maior número de horas dedicadas ao desenvolver deste trabalho.

Ao Prof^o Dr. Antonio Alberto Jorge Farias Castro, pela orientação sempre segura e confiante na minha capacidade de desenvolver um trabalho importante para um melhor conhecimento e caracterização da área de pesquisa.

Ao pesquisador Dr. Luiz Fernando Carvalho Leite, técnico da EMBRAPA Meio-Norte, pela orientação, visita à área de pesquisa e ajuda efetiva na caracterização e classificação dos diferentes tipos de solos presentes na área, decisivo para um melhor entendimento e relação destes com a vegetação.

Ao Prof^o Dr. Adeodato Ary Cavalcante Salviano, CCN/UFPI, ao possibilitar, em visita de prospecção à área, uma melhor definição da metodologia a ser seguida durante o desenvolver dos trabalhos de campo.

Ao Prof^o Agostinho Paula Brito Cavalcanti, Departamento de Geografia /UFPI. pelo apoio, confiança, incentivo e disponibilidade nas inúmeras vezes em que precisei da sua ajuda e experiência.

A Maura Rejane Mendes e Ruth Raquel Farias que, de formas diferentes e valorosas, se dispuseram a ajudar nesta pesquisa, com um agradecimento muito especial à última sem a qual esta pesquisa teria sido dolorosa e infinitamente difícil e que tem uma contribuição e participação inestimável em todas as fases de desenvolvimento da mesma ao participar de todas as viagens de campo e de todas as suas etapas de construção.

À Msc. Nívea Maria Carneiro Farias Castro, pelas dicas na realização da pesquisa, pela confiança e apoio.

Aos funcionários e amigos do Núcleo de Referência em Ciências Ambientais do Trópico Ecotonal do Nordeste (TROPEN): Batista Araújo, Ribamar Andrade e Maridete Brito, pela amizade, atenção e disponibilidade em todos os momentos em que necessitei da ajuda de cada um.

A todos os colegas do mestrado, em especial aqueles com os quais desfrutei de uma maior convivência em momentos de descontração, amizade, compartilhar de ideias e discussões científicas: Francisco Prancácio, Joxleide Costa, Janaína Vasconcelos, Francisca Cardoso, Aracy Araújo, Maria do Socorro Rufino, João Filho e Hamilton Araripe, a este último por ter colocado à minha disposição o apoio necessário quando das visitas de campo em área de propriedade da família, e a tantos outros que de forma direta ou indireta foram cúmplices nas diversas etapas da pesquisa.

Ao Dr. Hoston Nascimento, EMBRAPA Meio-Norte, por toda atenção, incentivo, pelas conversas inteligentes e incentivadoras, pela confiança na minha capacidade de desenvolver um trabalho importante para o conhecimento da área, por colocar à minha disposição uma área de apoio e alojamento quando das inúmeras visitas de campo para os respectivos estudos e levantamentos de dados à mesma inerentes.

À família do Sr. Raimundo Antônio Lopes e Francisca Raimunda, pela acolhida e convívio prazeroso em todas as vezes em que me desloquei à área de pesquisa.

Ao amigo Nonato Lopes pelo conhecimento da área e pela ajuda inestimável nos levantamentos de campo, sem o que esta pesquisa teria sido por demais complicada e difícil.

Aos Drs. Afrânio Fernandes (UFC) e Leonardo Félix (UFPB), com quem tive a honra de discutir, in loco, os problemas, características e peculiaridades da área.

Ao Prof^o Dr. José Machado Moita Neto (UFPI), pelos conselhos e dicas direcionados ao tratamento dos dados de similaridade.

Àqueles que simplesmente torceram pelo meu sucesso e que, porventura, não foram citados, meu muito obrigado.

RESUMO

(Compartimentação Geoambiental no Complexo de Campo Maior, PI: Uma área de Tensão Ecológica). Pesquisas ambientais geossistêmicas caracterizam os meios segundo sua morfologia, dinâmica e estruturação, onde interagem elementos bióticos, abióticos e antrópicos, fornecendo ferramentas para estudos de compartimentação ecossistêmica, problema ecológico da atualidade, suscitando ações urgentes de manejo do ambiente para efetivo controle erosional da diversidade biológica. A região pesquisada, localizada numa área de tensão ecológica, contato cerrado-caatinga, foi submetida a estudos de compartimentação geoambiental de suas unidades, segundo pressupostos da teoria geossistêmica, em levantamentos geológicos, geomorfológicos, pedológicos, fitossociológicos (estrutura e arranjo), hidrográficos, fisionômicos da cobertura vegetal. Fotos aéreas, imagens de satélite, trabalhos de campo e laboratoriais, subsidiaram a busca de inter-relações entre os fatores analisados e seus reflexos sobre a dinâmica natural. Para a estruturação da paisagem concorre a formação e individualização de microrrelevos, a cuja gênese associam-se processos físicos de erosão hídrica diferencial, ou biológicos por atividades de cupins e formigueiros. As associações vegetais refletem efeitos do relevo, geologia e balanço infiltração/deflúvio, condicionantes da dimensão das alterações. O método geomorfopedológico prioriza aspectos da caracterização física e biológica, ações antrópicas, causas e efeitos do modelado superficial e relações transporte-movimento dos materiais. As litologias em camadas sub-horizontais de arenitos quartzosos, siltitos, folhelhos, argilitos e silexitos, submetidas a uma morfogênese mecânica, exercem e sofrem controle da rede de drenagem, constituindo relevos em formato de mesas, configurando superfícies de aplainamento, com altitudes que oscilam entre 100 m a 400 m. A estas superfícies associam-se solos de fertilidade e permeabilidade variáveis, inseridos nas classes dos Neossolos, Gleissolos e Plintossolos, submetidos a excesso de água no período chuvoso e escassez no período seco, caracterizados por teores variáveis em areia, silte argila, teor em alumínio, matéria orgânica, fósforo e fortes flutuações sazonais do lençol freático, drenagem do solo e valores de pH, determinantes no estabelecimento da vegetação. Em terrenos paleozóicos, mesozóicos e de coberturas terciárias instalam-se, em cotas inferiores, representativas áreas inundáveis relacionadas, principalmente, às bacias dos rios Longá, Surubim e Jenipapo, com solos condicionados, na sua formação e evolução, à drenagem, relevo, sedimentação e fornecimento de matéria orgânica; em outras áreas, o embasamento, a

declividade, o material de origem e a pluviometria, favorecem a morfogênese limitando a espessura dos mesmos e o desenvolvimento da vegetação. O complexo vegetacional ocupa toda a extensão da Depressão de Campo Maior, Piauí, com presença freqüente, nas áreas mais elevadas, de espécies vegetais localmente identificadas como lixeira, murici, capins e árvores de pequeno porte, caules tortuosos e esgalhados; em terrenos alagadiços a associação mais característica ocorre entre gramíneas e carnaúbas. A vegetação, em manchas ou capões, configura tipos fisionômicos com contatos abruptos ou gradacionais, instalando-se em solos submetidos a processos de lateritização e ferralitização, com variações laterais de fácies. Foram analisadas as relações solo-vegetação, estrutura, relações florísticas e diversidade em 8 parcelas (0,1 ha, cada), registrando-se 4 434 indivíduos arbustivo-arbóreos com diâmetro do caule ao nível do solo ≥ 3 cm, com coleta de solos para identificação e posterior busca de correlação. A degradação ambiental deve-se, predominantemente, aos desmatamentos, uso irracional do solo, avanço e uso indiscriminado das áreas inundáveis, interferindo diretamente na dinâmica e sustentabilidade ecossistêmica.

Palavras-chave: ecótono, lateritização, microrrelevos.

ABSTRACT

(Geo-environmental Compartmentalization in the Vegetation Complex of Campo Maior, Piauí, Brazil: An ecological tension area). Geo-systemic Environmental researches characterize the means in which its morphology, dynamic and structure, where the biotic, non-biotic and anthropic elements, supply the tools for the eco-systemic compartmentalization, nowadays an ecological problem, causing urgent actions handling the environment for an effective erosion control of the biologic diversity. The researched region, located in an area of ecological tension, “cerrado (savanna) – caatinga (semi-deserted region)” was subjected to geo-environmental compartmentalization of its units, according to presupposed geo-systemic theories, in geologic, geo-morphologic, paedologic, phito-sociologic, hydrographic, physiognomic surveys and vegetal cover structure. Eye bird pictures, satellites images, field and lab work, subsidized the search for interrelations within the analyzed factors and its reflex over the natural dynamics. For the landscape structure, a formation and individualization of micro-relieves, and which genesis is associated to physical processes of differential hydric erosion, or biological due to termites and ant’s nests activities. The vegetal associations reflect relief, geology effects and a ratio infiltration/de-flowing, conditions for the shifts of dimension. The method used gives priority to the physical and biological characterization aspects, anthropoid actions, cause and effect of the superficial shaping and relations transport-movement of materials. The litologies in sub-horizontal layers of quartz sands, siltites, folhelhos, argillites, silexites, subjected to a mechanical morphogenesis, exercises and suffers control of the drainage web, constituting relieves in the shape of boards, configuring planning surfaces, with altitudes that vary between 100m to 400m. These surfaces are associated to variable permeability and fertility soils, inserted into neo-soils, glei-soils and plintos-soils classes, subjected to the excess of water during the raining period and lack of water during the dry season, characterized by the content in sand, silte clay, a content of aluminium, organic substance, phosphor, and strong seasonal fluctuations of the underground streams, soil drainage and pH values, determining in the vegetation establishment. In Paleozoic, Mesozoic and tertiary covers terrains representative flooding areas related are installed, in inferior quotas, mainly, the river Longá, Surubim and Jenipapo valleys, with conditioned soils, in their formation and evolution, drainage, relief, sedimentation and organic matter supply; In other areas, the embasement, the incline, the material of origin and the pluviometry, supply the morphogenesis limiting the width of them and the development of vegetation. The vegetation

complex occupies all extension of Campo Maior, Piauí, depression with the frequent presence, in the higher areas, of species locally know as “lixreira, murici, capins and small trees, distorted and branchy barks; in flooded terrains the most characteristic association takes place between grass and “carnaubas”. The vegetation, in “manchas or capões”, configures physiognomic types with the abrupt contact or gradual, installing themselves in soils subjected to lateritization and ironization processes, with facies lateral variations. The relations soil-vegetation relations, structure, floristic relations and diversity in 8 parcels (0,1 ha, each), recording 4.434 arbustive-arboreum individuals with the diameter of the bark at soil level ≥ 3 cm, with the collection of soils for identification and posterior correlation (matching) search. Environmental degradation is due, predominantly, to deforestation, irrational use of the soil, advance and indiscriminate use of flooding areas, interfering, therefore, directly in the ecosystem dynamic and sustainability.

Key words: ecotone; lateritization; micro-relieves

LISTA DE TABELAS

		PÁGINA
1	Precipitações médias anuais e mensais na região do Complexo de Campo Maior.	94
2	Balanço hídrico mensal para a região do Complexo de Campo Maior.	96
3	Lista florística por família, espécies, nome vulgar, numero de coletor e subambientes	197
4	Valores para alguns dos parâmetros fitossociológicos	202
5	Índice de similaridade florística, segundo Jaccard, para os subambientes	203
6	Similaridade com outros levantamentos no estado do Piauí: Barroso e Guimarães (1980), Castro (1984), Castro <i>et al.</i> , (1998), Ribeiro (2000), Farias (2003), Mendes (2003) e Oliveira (2004).	205
7	Espécies e parâmetros fitossociológicos para o Subambiente 1	208
8	Famílias e parâmetros fitossociológicos para o Subambiente 1	209
9	Valores médios para variáveis características dos solos do subambiente 1	210
10	Valores médios para variáveis características dos solos do subambiente 2	211
11	Espécies e parâmetros fitossociológicos para o Subambiente 2	212
12	Famílias e parâmetros fitossociológicos para o Subambiente 2	213
13	Valores médios para variáveis características dos solos do subambiente 3	215
14	Espécies e parâmetros fitossociológicos para o Subambiente 3	216
15	Famílias e parâmetros fitossociológicos para o Subambiente 3	217
16	Valores médios para variáveis características dos solos do subambiente 4	218
17	Espécies e parâmetros fitossociológicos para o Subambiente 4	220
18	Famílias e parâmetros fitossociológicos para o Subambiente 4	221
19	Valores médios para variáveis características dos solos do subambiente 5	224
20	Espécies e parâmetros fitossociológicos para o Subambiente 5	225
21	Famílias e parâmetros fitossociológicos para o Subambiente 5	227
22	Valores médios para variáveis características dos solos do subambiente 6	229
23	Espécies e parâmetros fitossociológicos para o Subambiente 6	231
24	Famílias e parâmetros fitossociológicos para o Subambiente 6	233
25	Valores médios para variáveis características dos solos do subambiente 7	235

		9
26	Espécies e parâmetros fitossociológicos para o Subambiente 7	236
27	Famílias e parâmetros fitossociológicos para o Subambiente 7	238
28	Valores médios para variáveis características dos solos do subambiente 8	239
29	Espécies e parâmetros fitossociológicos para o Subambiente 8	242
30	Famílias e parâmetros fitossociológicos para o Subambiente 8	244
31	Numero de espécies por famílias nos diferentes subambientes	245

LISTA DE QUADROS

		PÁGINA
1	Sumário da terminologia aplicada a perfis lateríticos residuais completos.	141
2	Classificação granulométrica de solos	182

LISTA DE FIGURAS

		PÁGINA
1	Mapa de localização da área de pesquisa.	20
2	Domínios morfoclimáticos e Províncias Fisiográficas do Brasil.	40
3	Relevo brasileiro, segundo Ab'Saber.	41
4	Unidades morfoclimáticas do relevo brasileiro, segundo Ross.	42
5	Unidades do relevo do Brasil, segundo IBGE.	44
6	Evolução das formas geométricas de vertentes.	45
7	Provável posição geográfica do mar siluriano na América do Sul.	48
8	Máxima transgressão do mar devoniano na América do Sul.	48
9	Isópacas da Formação Serra Grande.	49
10	Mapa geológico da Bacia do Parnaíba.	51
11	Geossistemas da Bacia do Parnaíba	54
12	Regiões fitoecológicas da Bacia do Parnaíba.	55
13	Imagem de satélite: Ecorregiões da caatinga.	62
14	Ecorregiões da caatinga.	63
15	Esquema ilustrativo das unidades fundamentais da morfologia de um rio.	65

16	Mapa de uso da terra.	69
17	Brasil: vegetação nativa.	75
18	Brasil: Evolução da vegetação nativa.	76
19	Os cerrados e a caatinga no Brasil.	79
20	Mapa do zoneamento agrometeorológico do Nordeste.	88
21	Mapa de altimetria para a ecorregião da caatinga.	89
22	Mapa de precipitação anual para a região do Complexo de Campo Maior.	90
23	Climatograma obtido através do balanço hídrico (Thorntwaite-Mather, 1951), de Campo Maior, PI.	93
24	Isoietas médias anuais para algumas regiões dos Estados do Piauí e Maranhão	94
25	Histograma dos valores médios mensais para a área de pesquisa.	95
26	Mapa das bacias intracratônicas do Brasil.	107
27	Mapa de inserção do Piauí na Bacia Sedimentar do Parnaíba.	109
28	Mapa paleotectônico da Província Sedimentar do Meio-Norte, Paleozóico inferior.	110
29	Coluna estratigráfica da Província Sedimentar do Meio-Norte	114
30	Ambientes litodeposicionais da Província Sedimentar do Meio-Norte.	115
31	Mapa de isópacas da Formação Poti.	117
32	Mapa de isópacas da Formação Longá.	118
33	Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba.	127
34	Mapa geotectônico do Brasil.	129
35	Série reacional de Bowen, de cristalização de minerais.	138
36	Série de meteorização de minerais, de Goldich.	138
37	Estruturação dos regolitos sob regime equatorial gerando perfis lateríticos.	142
38	Divisões do relevo brasileiro segundo Azevedo.	159
39	Mapa das bacias hidrográficas do Piauí.	163
40	Carta estratigráfica da Bacia Sedimentar do Parnaíba.	167
41	Dendograma de similaridade entre as áreas amostradas	205

SUMÁRIO

Resumo-----	04
Abstrac -----	06
Lista de Tabelas-----	08
Lista de Quadros -----	09
Lista de Figuras -----	09
1 COMPARTIMENTAÇÃO GEOAMBIENTAL DO COMPLEXO	
VEGETACIONAL DE CAMPO MAIOR – PI-----	14
1.1 Introdução-----	14
1.2 Localização e acesso-----	19
1.3 Aspectos sócio-econômicos-----	19
1.4 Métodos e técnicas-----	22
1.4.1 Objetivos e metas -----	24
1.4.2 Fundamentos metodológicos -----	29
1.4.3 Compartimentação morfopedológica-----	29
2. CARACTERIZAÇÃO REGIONAL DA ÁREA DE PESQUISA-----	33
2.1 Geomorfologia: O relevo e a teoria geossistêmica e sua contribuição ao estudo da compartimentação geoambiental-----	33
2.2 Gênese: A geomorfologia e a compartimentação geoambiental-----	37
2.3 Estruturação geomorfológica da Bacia do Parnaíba ou Província Sedimentar do Meio-Norte-----	46
2.4 Estruturação edafoclimática e fitoecológica da Bacia do Parnaíba ou Província Sedimentar do Meio-Norte-----	52
2.5 Modelação atual: Fatores responsáveis-----	57
2.5.1 O Relevo: Características locais -----	58
2.5.2 A Baixada de Campo Maior-----	59
2.5.3 Síntese fisiográfica-----	59
2.6 Os solos-----	66
2.6.1 Uso e ocupação-----	67
2.7 A vegetação-----	70
2.7.1 Amostragem e classificação -----	77
2.7.1.1 Cerrados-----	77
2.7.1.2 Caatinga-----	84
2.7.1.3 Mata dicótilo-palmácea, zona de cocais ou mata de babaçu -----	91
2.8 Solo e vegetação-----	92
2.9 Clima: Características gerais-----	93
2.10 Microrrelevos e áreas inundáveis-----	97
3. GEOLOGIA E ESTRATIGRAFIA REGIONAL E LOCAL-----	106

3.1 Revisão bibliográfica ou trabalhos anteriores: Contexto morfoestrutural e bacias intracratônicas: Considerações gerais	106
3.1.1 Província Sedimentar do Meio-Norte ou Bacia do Parnaíba	108
3.1.2 Paleozóico: Grupo Serra Grande	112
3.1.3 Grupo Canindé	112
3.1.3.1 Ambiente de sedimentação	113
3.1.3.2 Tectônica e sedimentação	116
3.1.4 Grupo Balsas: Do Neoproterozóico ou Neocarbonífero ao Permiano	119
3.1.4.1 Ambiente de sedimentação	119
3.1.4.2 Tectônica	120
3.1.5 Mesozóico: Grupo Mearim	121
3.1.6 Triássico	121
3.1.7 Cretáceo	122
3.1.8 Cenozóico	123
3.2 Geologia regional e estratigrafia	123
3.3 Estrutura e geotectônica regional	128
3.4 Geologia local: Caracterização geral da área	132
3.4.1 Caracterização do clima	133
3.4.2 Litologias	135
3.4.2.1 Regolitos	137
3.4.2.2 Argilas	144
3.4.2.2.1 Os minerais argilosos	145
3.4.2.2.2 Argilas silicatadas	147
3.4.2.2.3 Gênese das argilas específicas	148
3.4.2.2.4 Argilas ricas em óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio	148
3.4.3 Argilas na área de pesquisa	149
3.4.4 Pirita	149
3.4.5 Laterita	149
3.4.6 Sílica como sedimento químico	150
3.5 Caracterização litoestratigráfica: Característica das coberturas pedológicas	151
3.5.1 Aluviões	151
3.5.2 A Série Cenozóica	152
3.5.3 As Argilas	153
3.5.4 As Areias	153
3.5.5 Os Solos	153
3.5.5.1 Areias quartzosas	154
3.5.5.2 Podzólicos vermelho-amarelos	155
3.5.5.3 Plintossolos	155
3.5.5.4 Solos concrecionários	155
3.5.5.5 Latossolos vermelho-amarelos	156
3.5.5.6 Gleissolos	157
3.5.5.7 Planossolos	158
3.6 Geomorfologia local	158
3.7 Geologia econômica	160

4. A REDE HIDROGRÁFICA E CHEIAS -----	161
4.1 Aspectos fisiográficos gerais -----	161
4.2 A Bacia do Rio Parnaíba ou Província Sedimentar do Meio-Norte -----	162
4.2.1 Características da rede de drenagem -----	164
4.2.2 A Sub-bacia do Rio Longá-----	166
4.2.3 A Várzea do Rio Longá: Descrição e aproveitamento -----	168
4.2.4 Os Principais estrangulamentos -----	170
4.2.5 A erosão das encostas -----	170
4.2.6 Regime hidrológico e rede hidrográfica-----	171
4.2.7 A rede hidrográfica e o ordenamento do território -----	171
4.3 Ocorrência de cheias: Uma introdução às cheias na Baixada de Campo Maior -----	172
4.3.1 Condições que favorecem as cheias rápidas na região -----	173
4.3.1.1 Fatores naturais -----	173
4.3.1.2 Fatores antrópicos -----	175
4.4 Dinâmica atual: As cheias rápidas e a dinâmica das vertentes -----	176
4.4.1 As cheias rápidas-----	176
4.4.2 A dinâmica das vertentes-----	177
4.4.2.1 Aspectos gerais e evolução atual -----	178
4.4.2.2 Transporte ao longo das vertentes -----	178
4.4.2.3 Ação antrópica e a dinâmica das vertentes -----	180
5 ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS DOS SOLOS -----	182
5.1 Solos: Método de classificação -----	182
5.2 Ensaio de identificação -----	182
5.3 Estudo e caracterização local dos solos -----	183
5.3.1 Aluviões -----	183
5.3.2 Coberturas Quaternárias e Terciárias-----	184
5.4 Os solos na área de pesquisa -----	185
5.5 Uso do Solo -----	187
5.6 Os solos da Várzea do Longá -----	188
5.7 A degradação dos solos -----	189
5.8 Condicionantes do uso do solo -----	189
5.9 Capacidade de uso do Solo -----	190
5.10 Fontes de poluição: Considerações gerais -----	190
6. INTERPRETAÇÃO DOS DADOS: DISCUSSÃO -----	192
7 CONCLUSÕES -----	246
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS -----	255
Referências -----	262
Anexos -----	293

COMPARTIMENTAÇÃO GEOAMBIENTAL NO COMPLEXO DE CAMPO MAIOR, PI: UMA ÁREA DE TENSÃO ECOLÓGICA

1.1 INTRODUÇÃO

A temática ambiental tem sido, nos dias atuais, alvo de debates diferenciados em favor das mais variadas instâncias. Por isto, os questionamentos inerentes e relativos ao ambiente devem ser direcionados não apenas à natureza, mas também, e principalmente, à sociedade. De caráter nitidamente social, os problemas ambientais da atualidade necessitam de uma reflexão para a sistematização consciente de uma metodologia crítica que contemple todas as relações, mediações, contradições e oposições entre os componentes que perfazem a natureza e a sociedade, sob a luz dos novos conhecimentos científicos e tecnológicos.

Os primeiros autores a utilizarem ferramentas geossistêmicas trataram dos sistemas naturais fundamentando seus estudos na Teoria Geral dos Sistemas (BERTALANFFY, 1973), na tentativa do entendimento dos mecanismos envolvidos nos processos de controle dos sistemas ou de suas propriedades, quando em funcionamento. Podemos destacar como pesquisadores com preocupações sistêmicas os já mencionados Sotchava e Bertrand além de Strahler, Chorley, Kennedy, Hagget, Stoddart, Terjung, Hidore e Christofolletti (apud CAVALCANTI, 2000). Partindo-se destes pressupostos, a geomorfologia sistêmica volta-se, de início, para a compartimentação do relevo e suas diversas morfologias, interconectadas a partir dos processos morfogenéticos, e também para a elaboração, posterior, de modelos evolutivos que contemplem seus componentes físicos, bióticos, climáticos, sócio-econômicos e culturais. Os processos de compartimentação natural têm natureza bem distinta do processo atual de origem antrópica, diferindo fundamentalmente quanto às escalas temporais e espaciais do fenômeno.

A vulnerabilidade destes sistemas pode estar na dependência direta de diferentes fatores, na área mais diretamente relacionados àqueles de natureza endógena, como a declividade dos terrenos, tipologia e estrutura dos solos, condições edafoclimáticas e, talvez, ao número e frequência das espécies dominantes. Os desequilíbrios provocados por ações exógenas decorrem

do caráter antrópico ou como resultado da interação de eventos naturais, dito excepcionais ou catastróficos, que, no geral, têm ação isolada ou conjunta (ROSS, 1992; GUERRA et al., 2003). Os sistemas ambientais, evidenciados como consequência das ações acima descritas, têm seus limites difíceis de serem estabelecidos por, geralmente, não atuarem de forma estanque ou devido ao fato da freqüente e contínua troca de matéria e energia entre os mesmos. Este fato por si exige uma abordagem multi e interdisciplinar segundo uma visão holística, principalmente quando se observa que as relações de causa e efeito nem sempre são diretas diante do grande número de variáveis intervenientes. Os limites internos das manchas ou fragmentos podem variar de transicionais a abruptos e, em assim sendo, torna-se necessário adotarem-se critérios delimitadores dos mesmos que podem ir desde o de bacia de drenagem ao monitoramento do trabalho erosivo nesta escala.

A instalação de um processo de compartimentação em ecossistemas caracteriza-se pela redução na área original e a delimitação de manchas remanescentes isoladas que têm, na diminuição da biodiversidade, seu principal e primeiro efeito danoso (FRAGMENTAÇÃO DE ECOSSISTEMAS, 2003). A compartimentação da área em questão tem nos processos morfogênicos, sob uma forte ação dos agentes sócio-econômicos, principalmente os relativos ao uso do solo, o seu mais forte condicionante da modelagem evolutiva da paisagem. Nas baixadas, destaca-se a importância de dois fatores estratégicos para a conservação e reabilitação da paisagem: a água e o solo.

Uma das alterações fisionômicas impostas pelo processo de compartimentação é a criação de um entorno ou limite externo da mancha, ausente em períodos que antecedem ao fenômeno. A feição mais evidenciada relaciona-se ao grau de transição que, nestes casos, não é feita de forma gradativa ao contrário das áreas de ecótonos. O conhecimento prévio dos padrões de uso da terra e seus efeitos nas mudanças do ecossistema, fornecem informações que permitem o traçar de planos de manejo destas paisagens que contribuem para sua estabilidade. Outra forma de utilização dos processos de compartimentação geoambiental tem sua aplicação como base na demarcação dos usos dominantes. A forma que a paisagem assume é função do seu uso estruturante, ainda que detalhes importantes da sua compartimentação estejam na dependência de usos complementares. Este efeito sobre o espaço geológico-geomorfológico tem seu estudo desenvolvido a partir da análise das relações existentes entre seus principais componentes:

rochas, relevo, solos, topografia, rede de drenagem, clima, dinâmica da paisagem, vegetação natural e uso histórico e atual das terras (CASSETI, 1991).

O estudo da caracterização dos compartimentos e do processo de instalação dos mesmos nos respectivos ecossistemas tem se valido, em muito, das técnicas utilizadas nos programas de geoprocessamento. Como objetivo estritamente técnico, podemos citar a capacidade de sintetizar e modelar o conhecimento científico, colocado à disposição, sobre o funcionamento e distribuição espacial dos sistemas ambientais de uma área ou região na qual os meios físicos, biológicos e sócio-econômicos são analisados como um sistema ambiental relacionado às formas de relevo, tipos de solos e cobertura vegetal, cidades, obras de infra-estruturas, dentre outras, que interatuam em diferentes escalas temporais e espaciais. Não se pode deixar de utilizar as informações decorrentes das relações de causa e efeito entre os componentes do sistema ambiental e suas interações (CREPANI et al., 2000).

Atuando principalmente no sentido da sistematização e interpretação das informações sócio-econômicas, ecológicas e ambientais relativas a uma dada área ou região, os resultados técnicos pouco ou quase nada podem fazer quanto aos padrões de ocupação do espaço e utilização dos recursos naturais. É neste momento que a adoção de políticas públicas desempenham um papel preponderante e determinante. Outra ferramenta de grande importância e emprego neste tipo de estudo é a dos sistemas de informações geográficas e que, após três décadas do seu aparecimento, têm-se tornado ferramenta valiosa nas mais diferentes áreas do conhecimento, embora o conceito de computação, para o processamento de dados geográficos, tenha sua origem um pouco mais distante, reportando-se ao século passado (CREPANI et al., 2000).

A geologia é uma ciência que sempre trabalhou e dependeu de uma forte e confiável integração de dados, tendo em vista que os geólogos procuram identificar padrões geológicos úteis na paisagem, relacionando um conjunto diversificado de dados: esboços de campo, levantamentos aeromagnéticos e gravitacionais, análise da geologia regional e local, dentre outros. A geologia ambiental, como ciência, procura aplicar os conhecimentos e princípios próprios da geologia na busca do entendimento e solução para os problemas criados pela ocupação e exploração física do meio, pelo homem (AYALA CARCEDO, 1988).

A unidade caracterizada por feições, no geral, de caráter erosivo, ocorre na área na forma de superfícies estruturais pediplanadas e vales pedimentados, com mergulho suave das camadas para norte-noroeste, sendo este o seu mais efetivo controle estrutural. O relevo pode ser classificado como representativo da forma de chapada em formato de mesas, bem caracterizado na Serra de Campo Maior, Serra do Bugarim e Serra do Passa-Tempo, mais caracteristicamente observado no extremo sul da área, em superfícies que oscilam entre 100 m a 420 m de altitude. Às cotas inferiores relacionam-se áreas de interflúvios tabulares e grandes agrupamentos de mesas, intercaladas em terrenos das formações paleozóicas, mesozóicas e de coberturas terciárias (RIVAS, 1996).

As variações climáticas assumem, por toda a área, uma importância acentuada e decisiva quanto às diferentes associações vegetais, para o que contribuem, ainda, e de forma destacada, a litologia e o relevo. De extensão significativa e bem representativa na unidade mapeada são as denominadas áreas de “playa”, feição característica de sucessão de lagoas distribuídas por toda a bacia dos rios Longá, Surubim e Jenipapo. Nas proximidades destas áreas o relevo ocorre em formas levemente onduladas. Como feições importantes e de presença marcante na área observam-se, ainda, os terrenos e terraços aluviais bem desenvolvidos. De modo mais representativo e como feição predominante destaca-se um complexo vegetacional, relacionado a zonas de contato cerrado-caatinga, presente na parte central da bacia do Parnaíba, aqui distribuindo-se por toda uma região denominada de Depressão de Campo Maior (CPRM, 2000; VELLOSO et al., 2001). Nas áreas mais elevadas é freqüente a presença de espécies vegetais identificadas como *Curatella americana* L (lixreira), *Byrsonima crassifolia* A.Juss., (murici), *Axonopus purpusii* (capim mimoso), *Trachypogon spicatus* (L.F.) Kuntze., (capim agreste) e árvores de pequeno porte, geralmente com caules tortuosos e esgalhados. Em terrenos alagadiços a associação mais característica é estabelecida entre gramíneas e *Copernicia prunifera*.

A conversão de florestas tropicais em mosaicos de habitats descaracterizados por ações humanas e remanescentes isolados, tem sua instalação desencadeada, como processo, em resposta ao aumento populacional e às pressões econômicas. Estas alterações ambientais têm graves efeitos sobre a biodiversidade, e entender como e em que extensão os ecossistemas tropicais vêm respondendo a processos de desmatamento e uso inadequado e extensivo pode fornecer informações que possibilitem o desencadear de planos de conservação, com objetivo de diminuir

a taxa de perdas destas florestas, refletindo benéficamente sobre os efeitos do desmatamento, padrões climáticos e perdas da biodiversidade.

Em se tratando da atividade humana como fator gerador de mudanças, fica complicada sua utilização como responsável direta pelas alterações provocadas no ambiente pela ausência de uma prática permanente de registro das mesmas. As extensões de áreas cobertas com agricultura, atividades turísticas e de lazer parecem ser mais representativas da pressão antrópica que a própria densidade populacional. A compreensão destes e de outros aspectos é a base para o monitoramento e previsão dos efeitos da compartimentação geoambiental. A elaboração de mapas geocológicos onde se integra análise geocológica, geomorfológica e hidrológica, seria um importante mecanismo de identificação das diferentes dinâmicas nos processos de compartimentação espacial.

Tendo em vista os fatos apresentados acima faz-se necessário estudos geológicos e geotécnicos no sentido de um melhor conhecimento das características geológicas e geotécnicas dessas mesmas áreas. Tais estudos culminariam com a elaboração de uma Carta Geotécnica por demais importante quando do ordenamento e planejamento urbano. Do ponto de vista de ordenamento e planejamento urbano é de ressaltar a importância que assume a Geologia do Ambiente que teria como objetivos o levantamento e caracterização dos recursos naturais bem como seu poder de regeneração, identificação, caracterização e previsão das conseqüências dos riscos geológicos, além da determinação da capacidade e aptidão dos solos e a relação com a conseqüente ocupação humana dos mesmos, dentre outros.

Tais estudos serviriam de base para um diagnóstico mais seguro, do ponto de vista de impacto ambiental, onde seria possível uma determinação das características dos ecossistemas, sem a intervenção externa, e daquelas relacionadas a utilizações corretas ou incorretas. Neste caso assume uma certa importância a distinção entre os efeitos diretos e indiretos, aqueles atuando sobre o próprio local e ao mesmo tempo e estes últimos responsáveis por efeitos posteriores em áreas afastadas daquela onde decorre a ação. O estudo deste fenômeno em ecossistemas pode fornecer as bases para ações futuras cujos objetivos, além da conservação da biodiversidade, podem estar relacionados ao estabelecimento de práticas de desenvolvimento sustentável e de políticas de conservação e uso sustentável da mesma.

1.2 Localização e acesso

A área pesquisada está inserida dentro daquela coberta pelo Programa de Fitodiversidade e Fitossociologia dos Cerrados Marginais do Nordeste – FITCEM – e Projeto de Biodiversidade e Fragmentação de Ecossistemas nos Cerrados Marginais do Nordeste – ECOCEM do TROPEN/UFPI, Sítio 10 - no âmbito do Programa de Pesquisas Ecológicas de Longa Duração – PELD/MCT/CNPq, numa faixa representativa do Complexo Vegetacional de Campo Maior, uma área de transição ou de tensão ecológica.

Localizada no município de Campo Maior, na região denominada de Baixada de Campo Maior, com extensão de aproximadamente 1 600 km², a área, de coordenadas 04°42'57''S – 05°00'00''S e 42°00'00''W – 42°20'59''W, tem seu acesso feito a partir de Teresina, pela BR-343 que a atravessa no sentido SW-NE. Rodovias estaduais pavimentadas, como a PI-114, possibilita o acesso à área além de uma rede viária de estradas e caminhos secundários, na sua maioria em estado precário de conservação (Figura 1).

Os rios Longá, Surubim e Jenipapo, principais cursos d'água da região, dominam a hidrografia da área, os dois últimos fazendo parte, como afluentes, da sub-bacia do Rio Longá.

1.3 Aspectos sócio-econômicos

“No próximo século, rico vai ser aquele país que dispuser de três elementos-chave para a ciência do futuro: água, energia solar e biodiversidade”. Esta citação, retirada de Bissio (1994, p. 8), chama a atenção para o fato de que o centro da questão meio ambiente *versus* desenvolvimento passa agora a ser entendido como de responsabilidade social e política. O desenvolvimento atual tem-se caracterizado por ações ecologicamente predatórias, socialmente perversas e politicamente injustas.

Face ao ritmo de construção, habitação, uso do solo, obras de engenharia, consequência de um crescimento econômico e social, necessário após o advento da Revolução Industrial, tem aumentado de modo exponencial e de forma desordenada a utilização de extensas áreas provocando, desse modo, alterações no meio natural. Nomeadamente podem ser citados, como exemplo, a diminuição de áreas com solo agrícola, aumento da intensidade e extensão dos processos erosivos, exploração inadequada dos recursos naturais, ocupação desordenada destas

mesmas áreas bem como o aumento acentuado dos níveis de poluição quer do ar, quer da água, esta última atingindo os níveis superficial e subterrâneo.

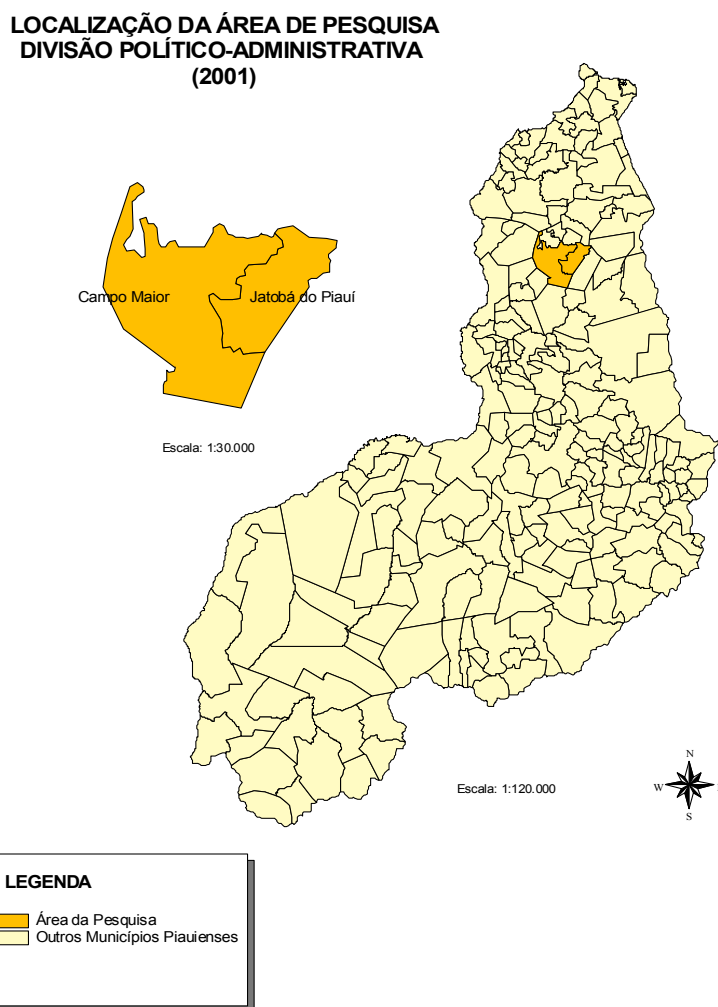


Figura 1 - Localização da Área de Pesquisa.

Esta utilização incorreta do espaço e a conseqüente degradação dos recursos naturais têm sido responsáveis por acentuados problemas do ponto de vista sócio-econômico. O processo de colonização das terras piauienses está diretamente relacionado àquele responsável por uma

herança sócio-econômica peculiar em decorrência, principalmente, do seu isolamento intra-regional e à contribuição cultural do povo africano (BAPTISTA, 1981).

Mesmo participando de todas as formas de discussão sobre o assunto, o Brasil ainda se caracteriza pela implementação de ações muito aquém daquelas que seriam necessárias e que possibilitariam a implementação de um modelo de desenvolvimento sustentável. Com a revolução industrial desencadeada em meados do século XX, o desenvolvimento tecnológico imprime mudanças profundas mais diretamente relacionadas aos valores, hábitos e costumes. No Brasil estes efeitos têm sido introduzidos e dissipados a partir da região sul, com São Paulo funcionando como pólo exportador das novas tecnologias.

No Piauí, estas novidades são introduzidas via programas e projetos definidos e financiados por órgãos nacionais e internacionais sem, no entanto, contemplarem um planejamento de acordo com a realidade local. Neste ambiente o espaço piauiense foi-se formando, tendo nas instalações das fazendas de gado o fato demarcador de seus limites interestaduais (LIMA et al., 1994).

Desde a sua formação até meados do século XX, a economia piauiense esteve atrelada à busca e uso dos recursos naturais, às pastagens nativas, à perenidade dos rios, utilizados como meio de transporte comercial, e extrativismo vegetal voltado para a viabilização das potencialidades das palmeiras. A agricultura teve sempre uma característica de subsistência sem, ao contrário de hoje, comprometer a conservação destes recursos.

A cidade de Campo Maior constitui o principal pólo de desenvolvimento econômico da região, com uma população aproximada de 42 000 habitantes, com uma ocupação fraca (20 hab/km²), sendo servida de escolas públicas de 1º e 2º graus, estando a cargo da Universidade Estadual do Piauí, UESPI, o ensino de 3º grau. A população dispõe de serviço bancário federal, estadual e particular. O Estado, também, disponibiliza serviços de água canalizada, energia elétrica, agência de correios e sistema de saúde.

A economia da região está voltada, principalmente, para a agricultura e a pecuária, tendo na extração e beneficiamento da palha de carnaúba, bovinocultura e caprinocultura as atividades de maior importância. No que se refere à extração, beneficiamento e utilização de produtos

derivados da cera de carnaúba já se encontram em finalização, pelo TROPEN, projetos voltados para o estudo e caracterização da sua cadeia produtiva com financiamento da FINEP. No setor mineral merece destaque a extração de argilas como matéria prima para a fabricação de tijolos, telhas e lajotas, comercializadas regionalmente, e de lajes de “folhelhos”, sendo esta de uso local e também como produto para exportação. As pedras de revestimento são materiais utilizados na sua forma bruta, sem qualquer tratamento para melhorar a qualidade comercial das lajes. A sua extração é feita predominantemente de forma rudimentar e artesanal, segundo a forma de lavras a céu aberto em áreas de exposição de turbiditos da Formação Longá, acentuadamente fraturados, com presença de “bezerros” (denominação local para as concentrações de óxido de ferro), contribuindo estes para a não viabilização da extração e comercialização do produto. Em áreas localizadas a sudeste de Campo Maior, nomeadamente na região de Castelo do Piauí, a extração desses “folhelhos” é feita de forma mecanizada pela ECB Pedras Ornamentais do Brasil Ltda, com produção voltada quase que exclusivamente para o mercado externo: Espanha e Chile.

O potencial de águas superficiais, principalmente provenientes dos rios Longá, Jenipapo e Surubim, é classificado como bom. Os dezessete açudes mais importantes da área apresentam uma capacidade de armazenamento de 794,8 milhões de m³, aproximadamente, com água de boa qualidade. Os poços levantados na área de pesquisa conferem, à água subterrânea, um potencial elevado, com águas de qualidade razoável e uma vazão média de 1,8 l/s.

1.4 Métodos e técnicas

Para a estratificação das unidades geoambientais utilizou-se um método geopedomorfológico, estratificando e identificando as características ecogeográficas (rocha-mãe, solo, relevo, vegetação) e os respectivos problemas geoambientais (TRICART; KIEWITDEJONGE, 1992). Em assim sendo, para a seleção das áreas a serem amostradas, do ponto de vista da florística e fitossociologia, as parcelas foram localizadas em sítios ou geoambientes, e respectivos subambientes, que apresentavam uma homogeneidade quanto às características do solo e ambiente geológico de deposição. Para cada tipo de geoambiente foram feitos levantamentos florístico, fitossociológico, pedológico, geológico e geomorfológico em quatro (4) parcelas ou repetições por subambiente, com as mesmas dimensões já utilizadas para o estudo quantitativo da vegetação. A repetição fez-se necessário tendo em vista ser, a

variabilidade, uma característica do material biológico, geológico e pedológico local. No contexto deste trabalho, o termo geoambiente é entendido como ambiente geológico e geomorfopedológico, que apresenta uma boa homogeneidade em relação a determinados fatores ambientais de interesse e característico dos mesmos, segundo método geomorfopedológico, com identificação das principais características ecogeográficas.

Os levantamentos fitossociológicos foram desenvolvidos segundo o método de parcelas seletivas, com dimensões de 20 m x 50 m (0,1 ha, cada), em áreas com cobertura a mais preservada possível. Os sítios amostrados, 32 ao todo, foram devidamente georreferenciados, com distâncias variáveis entre os mesmos, mas sempre mantendo a mesma orientação. As localizações das áreas amostradas foram determinadas em função das características geológicas, pedológicas e geomorfológicas de cada geoambiente. Foram levantados os indivíduos arbustivo-arbóreos vivos, incluindo as lianas, que apresentavam um diâmetro de caule ao nível do solo (DNS) ≥ 3 cm e identificadas, *in loco*, pelo nome vulgar e posteriormente comparadas e enviadas para especialistas. Em cada parcela foram coletadas amostras de solo para estudos laboratoriais posteriores, a uma profundidade média de 1,20 m, seguidos da respectiva classificação, numa tentativa de se estabelecer possíveis inter-relações com as diferentes fisionomias vegetacionais. Registrou-se, ademais, o número de indivíduos, ou a sua densidade, e de espécies, ou sua riqueza, com estimativa das áreas basais e alturas das plantas lenhosas. As espécies coletadas foram submetidas a tratamentos segundo técnicas usuais de herborização (MORI et al., 1989), posteriormente identificadas por comparação com outros já devidamente identificados e por especialistas para os quais foi enviado material. Exsicatas deste material foram depositadas no Herbário Graziela Barroso – OB/CNN/UFPI..

Os taxa determinados no nível específico dos geoambientes foram comparados com outros trabalhos quantitativos desenvolvidos em tipos vegetacionais diversificados do Piauí, essencialmente os de Barroso e Guimarães (1980), Castro et al., (1998), Ribeiro (2000) e Oliveira (2004) em áreas de Cerrado; Farias (2003) em área de transição; e Mendes (2003) em área de Caatinga.

No estudo em questão, quando dos levantamentos florísticos e caracterização fitossociológica da vegetação, foram importantes os dados sobre a planta, individual e no seu

conjunto, bem como sobre o geoambiente e as características do solo sobre o qual esta fitofisionomia encontra-se instalada. Como, neste caso específico, o problema residia em demonstrar a existência ou não de uma relação direta entre o solo e as diferentes fisionomias, estruturas e arranjos da vegetação em diferentes sítios, a definição da unidade experimental fundamentou-se nas características da geologia local.

Para a caracterização da vegetação foram utilizados mapas do RADAMBRASIL, escala 1:1 000 000 (BRASIL, 1973) e FOLHA CAMPO MAIOR SB. 23-X-B-VI MI – 814 da SUDENE/DSG, escala 1:100 000 como suportes para a confecção de mapa-base. Os mapas para a geologia, vegetação e solos foram elaborados a partir do tratamento de imagens do Thematic Mapper – TM/Landsat nas bandas 3B azul, 4G verde e 5R vermelha, associados aos dados obtidos a partir dos levantamentos de campo.

Todo o processo de tratamento das imagens envolveu técnicas de pré-processamento, realce e segmentação, seguida da respectiva classificação. Neste processo fez-se uso do software SPRING versão 3.6 (INPE, 2002). Os dados em geoprocessamento são classificados segundo aspectos particulares que podem estar relacionados, por exemplo, com a área, propósito, natureza da aplicação, etc. Como suporte a estas aplicações está um conjunto de sistemas computacionais.

Os trabalhos de campo contemplaram técnicas de reconhecimento geológico, segundo base cartográfica do IBGE na escala de 1:250 000, fotografias aéreas na escala 1:60 000 do ESAF/CPRM (1982) e imagens de satélite compatíveis com a escala 1:250 000, fornecidas pelo INPE, com cobertura feita em anos diferentes.

1.4.1 Objetivos

Esta pesquisa fundamentou-se na discussão de aspectos relativos à instalação de processos de compartimentação geoambiental (AB'SABER, 1969; ROSS, 1992), segundo uma perspectiva sistêmica, cujos princípios devem-se principalmente a Sotchava (1977) e Bertrand (1971), a partir da qual torna-se possível caracterizar os elementos estruturantes dos ecossistemas e de suas relações, além de possibilitar evidenciar algumas características diretamente responsáveis pela fragilidade destas áreas, contemplando o estudo geológico, geomorfológico, pedológico e fitossociológico, numa tentativa de inter-relação, em áreas consideradas frágeis, e as medidas

indicadas para posterior implemento de ações que permitam um desenvolvimento e utilização sustentável desses ecossistemas e das comunidades diretamente envolvidas. A análise dos processos geoambientais contempla aspectos diversos da região natural, de modo mais específico aqueles relacionados à caracterização física e biológica, às ações antrópicas, às causas e efeitos do modelado superficial e sua relação com transporte e movimento dos materiais. A análise geomorfológica do tipo sistêmica permitiu tratar a compartimentação do relevo numa inter-relação direta com diferentes morfologias, determinadas pelos processos morfogenéticos, para o que necessário se fez a definição de seus componentes físicos (rocha, solo e estrutura), bióticos (biomassa/biomas), climáticos (clima atual e paleoclima), sócio-econômico e cultural (uso e ocupação).

O objeto de estudo está representado pelas rochas da Formação Longá e Formação Poti e unidades limítrofes, representantes últimas de um dos mais importantes ciclos tectono-sedimentares da Bacia do Parnaíba, de idade aproximada àquela correspondente ao fechamento do corredor de contato desta bacia com a do Amazonas, com datação siluro-devoniano (430 – 400 M.a.). Do ponto de vista geológico, este período representa um limite discordante de grande magnitude devono-permo-carbonífero (350 – 270 M.a.). As litologias em camadas sub-horizontais, geralmente representadas por arenitos quartzosos, siltitos, folhelhos, argilitos, camadas de silexitos e conglomerados ferruginosos e ferrúgino-silicosos, com mergulhos suaves e sob a ação de uma morfogênese mecânica, sofrem, na área, um certo controle da rede de drenagem.

As áreas de tensão ecológica correspondem a faixas de transição edafoclimáticas de dimensões consideráveis, entre dois domínios distintos, submetidas a condições pedológicas diferentes no interior de determinado domínio geobotânico. Em função dos aspectos envolvidos na configuração da área ela pode ser definida como um ecótono, entendido como áreas onde ocorre uma mistura de vegetações de domínios adjacentes e diferentes, ou como um enclave e, neste caso, observa-se a formação de manchas de vegetação pertencente a uma classe diferente da dominante (RADAMBRASIL, 1978), com elementos florísticos que lhes são próprios do ponto de vista qualitativo e/ou quantitativo.

A compartimentação do espaço geológico-geomorfológico, ou fragmentação dos ecossistemas, é um dos mais sérios problemas ecológicos da atualidade, responsável pela perda de grande número de espécies, algumas até mesmo desconhecidas, o que suscita ações urgentes de manejo do ambiente com a finalidade de se evitar a erosão ou depreciação da diversidade biológica e de seus benefícios. O efeito deste processo em ecossistemas apropriados como espaço agrícola, pode apresentar formas diversificadas (CASSETI, 1991). O desenho do espaço é determinado por inter-relações dependentes entre a estrutura agrícola, minifúndio ou latifúndio, a forma do relevo, a geologia, a hidrografia, dentre outros. O tipo de compartimentação, arquitetura, paisagem peculiar, vegetação, tipo de cultura, forma das parcelas, etc., ou seja, componentes de escala local, definem o caráter dos sítios.

A compartimentação do tipo geomorfológica pode ser definida em função das diferenças altimétricas, processos de erosão e cobertura do material. As formas estruturais têm sua formação e evolução condicionada às características geológicas da área (AB'SABER, 1969; ROSS, 1992). A fragilidade e/ou vulnerabilidade dos ecossistemas podem estar definidas por condições naturais endógenas condicionadas pela declividade dos terrenos, tipologia e estrutura dos solos, condições climáticas e edáficas, número e frequência das espécies dominantes. Desequilíbrios provocados por ações exógenas fazem-se presentes e de forma determinantes e condicionadoras, quer seja de caráter antrópico, quer na forma de efeitos desencadeados por eventos naturais excepcionais de dimensão catastrófica.

A modificação dos habitats tornou-se uma das principais causas da extinção de espécies e conseqüente perda da biodiversidade. Nestes casos, a compartimentação instala-se quando grandes extensões de habitats transformam-se em uma série de pequenas áreas isoladas diferentes da original. Os efeitos imediatos e mais devastadoramente sentidos são a perda da diversidade biológica e conseqüente perda da heterogeneidade de habitats com posterior limitação da distribuição das espécies até sua total extinção. Quanto mais frágeis e mais endêmicas, maior o comprometimento destas espécies e das a elas relacionadas.

O estudo deste fenômeno em ecossistemas pode fornecer as bases para ações futuras cujos objetivos, além da conservação da biodiversidade, podem estar relacionados ao estabelecimento de práticas de desenvolvimento sustentável e de políticas de conservação e uso sustentável da

biodiversidade. O estudo associado de cartas temáticas geológicas, pedológicas ou de cobertura da vegetação, extraídas de dados de sensoriamento remoto combinadas com técnicas de sistemas de informação geográfica, pode fornecer dados importantes sobre os atributos da paisagem. Para estes indicadores do estado das relações funcionais da paisagem pode-se fazer uso do ciclo hidrológico na face terrestre como indicador do estado da estrutura e funcionamento da paisagem (CREPANI et al., 2000).

Ao longo de anos, a concentração desordenada da população e das atividades, em áreas de fragilidade e vulnerabilidade significativas, tem trazido prejuízos ao meio ambiente, destruindo ecossistemas e comprometendo a diversidade biológica e paisagística local. A degradação ambiental é causada, principalmente, por desmatamentos, uso irracional do solo, avanço e uso indiscriminado sobre áreas inundáveis, entre outros, interferindo diretamente na dinâmica ecossistêmica destas zonas. Novas abordagens como as que procuram avaliar as alterações nas características do solo nestas áreas, naquelas devido à erosão e outros processos físicos, nas áreas de entorno, como também o efeito do tipo de atividade humana e sua história na área do entorno da mancha, além da comparação entre manchas resultantes de processos naturais e antrópicos de forma integrada, podem ajudar na compreensão do problema.

Todo trabalho científico tem como objetivo contribuir para o avançar do conhecimento sobre um determinado tema ou área bem como o de funcionar como suporte para a política de desenvolvimento, ordenamento e utilização em qualquer área ou região. Neste sentido, espera-se fornecer dados dos fragmentos remanescentes com características geocológica e sócio-econômica; contribuir, a partir destes dados, para a determinação de indicadores sócio-econômicos da influência das atividades humanas nas modificações do ambiente e para o diagnóstico do impacto das diferentes atividades humanas sobre a diversidade de fragmentos florestais, dentre outros.

Vale ressaltar que as reais dificuldades na obtenção de dados primários e secundários da base bibliográfica têm como causa, além das anteriormente citadas, aquelas decorrentes da falta de estudos e trabalhos desenvolvidos na área. A eliminação de algumas barreiras quando de uma abordagem formal dos componentes bióticos e abióticos está no cerne do diagnóstico geoambiental, a partir do qual torna-se possível a identificação de unidades ambientais

homogêneas, ou geoambientes, tendo como resultado final uma avaliação integrada desses componentes.

O estudo do diagnóstico ambiental é caracterizado, na sua fase inicial, pelas abordagens temáticas fundamentadas na análise, seleção e hierarquização dos atributos dos componentes físicos e bióticos. Os limites das unidades geológicas, sua litologia e estruturas, surgem como produtos das abordagens relativas a cada unidade em estudo, contribuindo de modo decisivo para a elaboração de idéias sobre a origem do relevo e da natureza e propriedade dos solos. Ademais, os dados para uma avaliação do potencial hidrogeológico também tem, na geologia, seu embasamento e, de modo particular, na própria compartimentação morfoestrutural que é feita paralelamente à análise do relevo.

A análise da compartimentação geoambiental engloba estudos geomorfológicos e pedológicos que permitem entender os processos envolvidos e determinantes nas alterações das rochas, além de estabelecer o potencial e limitações do solo. De uma análise integrada da geologia, pedologia e geomorfologia poder-se-á estabelecer uma compartimentação morfopedológica na área. Os dados climáticos e sua relação com a distribuição fitoecológica, além dos inerentes ao regime hídrico, possibilitam uma avaliação climática. O potencial erosivo, elemento essencial para o entendimento da ecodinâmica da área, depende da análise da precipitação.

O estudo da vegetação permitirá estabelecer e definir, a partir de sua compartimentação ou fragmentação, as regiões, formações, subformações, vegetação secundária e antropismo. Da relação entre a distribuição florística e o solo, relevo e clima é possível definir as estruturas geoambientais. As interações ou correlações da etapa posterior, conduzem à identificação das estruturas e da dinâmica dos espaços. O objetivo destas correlações é permitir compartimentar a área em unidades territoriais homogêneas ou geoambientais, principalmente do ponto de vista de geossistemas e da caracterização dos mesmos quanto às potencialidades e limitações, o que contribui para que se possa estabelecer perspectivas de utilização, conservação e restrições de uso. O diagnóstico geoambiental final também subsidia uma avaliação da qualidade dos ambientes, bem como de sua capacidade de resposta às pressões decorrentes de uma ocupação e exploração dos seus recursos.

1.4.2 Fundamentos metodológicos

O método utilizado e desenvolvido durante o estudo e caracterização da área passou pela busca do entender, delimitar e explicar toda uma configuração ecossistêmica da área, na tentativa de se estabelecer causas e uma ordem lógica para toda uma compartimentação dos ambientes ali diagnosticados. Pesquisas desenvolvidas a este nível procuram caracterizar uma área a partir da compartimentação de ecossistemas delimitados, fazendo uso de um número considerável de métodos e técnicas relacionadas, mais especificamente, ao geoprocessamento, à ecologia da paisagem, à elaboração de cartas temáticas como ferramentas para sua posterior avaliação, ordenamento, gestão e recuperação.

A metodologia contemplou, ademais, algumas técnicas utilizadas no zoneamento ou divisão por geoambiente, com objetivo de fornecer elementos que permitam uma caracterização, distribuição e arranjo da vegetação, além de elaborar um prognóstico da área que possibilite um melhor aproveitamento de seus recursos naturais de acordo com suas potencialidades e limitações. Este aproveitamento está também dependente do estado de ocupação da área. Nesta pesquisa também fez-se uso do conceito de Ecodinâmica e dos preceitos envolvidos na reinterpretação de dados preexistentes, necessários quando do tratamento de imagens de satélites (TRICART, 1968, 1976).

1.4.3 Compartimentação morfopedológica

Os métodos mais diretamente envolvidos no estudo sobre compartimentação do meio físico têm por base toda uma linha de pesquisa estruturada e direcionada para o levantar de características próprias do meio em questão, contemplando mais diretamente os aspectos do substrato geológico, do solo, do relevo e da vegetação além de outros dados que se fizerem importantes para identificar e delimitar áreas com características homogêneas quanto aos aspectos geológicos, pedológicos, morfológicos e da vegetação, como as rupturas de declive ou de uma transição gradual. As áreas que se destacam no terreno em função de cotas mais elevadas, nas formas de colinas amplas ou médias, foram individualizadas em diferentes segmentos tendo por base o seu perfil e projeção mais plana. As formas mais planas e rebaixadas, como planícies fluviais ou áreas de inundações, foram ressaltadas como resposta às características hidrodinâmicas próprias.

Os dados obtidos foram alvo de estudo e análise quanto a possíveis inter-relações, com a finalidade de uso atual da área, como mecanismo que possibilite a detecção e caracterização de uma efetiva influência e interferência humana em cada compartimento. A cartografia do solo, relevo, vegetação e litologia serviram de suporte quando da elaboração de uma carta de compartimentação do meio físico.

A metodologia utilizada serviu de suporte nas visitas de campo, durante as quais foram feitas coletas de materiais, vegetação e solos, para uma série de análises seguidas das respectivas classificações. As imagens de satélites forneceram dados importantes para a delimitação de áreas-problemas, caracterização da geologia e vegetação predominantes. A bibliografia funcionou, neste caso, como base, a partir da qual trabalhos e ações posteriores foram determinados e desencadeados, como meio de uma melhor caracterização, prognóstico fiel e conseqüente ordenamento e utilização adequada. O uso de mapas e imagens de satélites fundamentaram todos os levantamentos primários da área.

As relações entre geologia, fitossociologia ou vegetação e a delimitação dos ecossistemas ou geoambientes passou, também, pelo estudo das características físico-químicas e das classes dos solos, sua disposição na paisagem, constituindo-se num elemento importante e definidor de todo um conjunto de inter-relações entre áreas afins ou não. Destas depende a compartimentalização ou individualização de geoambientes, afins ou diferenciados, bem como das respectivas potências e potencialidades associadas. O importante é que o estudo permita no final estabelecer relações entre as informações disponíveis dos recursos naturais e agrossocioeconômicos para o perfeito entendimento e estabelecimento de políticas de ordenamento e uso adequados. Para tal contribuiu o estudo do solo e vegetação a partir de consultas a relatórios, mapas exploratórios e de reconhecimento e de outros dados do meio natural.

Numa primeira etapa o estudo voltou-se para a identificação das condicionantes geológicas como fatores determinantes do tipo de relevo, elementos litológicos e geotectônicos, que definem os traços morfoestruturais e que correspondem a uma ordem de grandeza regional denominada domínio (AB'SABER, 1969; ROSS, 1992). As diferentes formas de relevo podem resultar de interações efetivas entre fatores climáticos passados e atuais, topografia, rede de

drenagem e solos. No conjunto, estas formas diferenciadas de relevo configuram unidades geomorfológicas que, no geral, possuem a mesma história evolutiva. Outra pretensão que se teve foi a de procurar estabelecer relações entre a geotectônica, geologia, pedologia, geomorfologia, clima, atividades antrópicas e o processo ou processos de compartimentação do espaço geológico-geográfico da área. Para isto, e dentro desta seqüência, necessário se fez, num primeiro momento, um relativo conhecimento prévio da área, adquirido a partir de uma visita de reconhecimento e de consulta bibliográfica a trabalhos ali desenvolvidos ou nas suas proximidades, o que permitiu, num momento seguinte, uma visão inicial dos problemas principais bem como de áreas-alvo onde estudos mais pormenorizados deveriam ser desenvolvidos.

No mapeamento das unidades procurou-se contemplar os níveis de hierarquia, assim representados:

- Domínios morfoclimáticos, utilizando para tanto a geomorfologia como modeladora e definidora da compartimentação física de abrangência espacial, como resultante da ação do clima e da hidrologia. Também consta estudo histórico da paleogeografia e clima da área (IBGE, 1993);
- Regiões ecológicas, que compreende compartimentações próprias da paisagem física, que devem refletir o arranjo estrutural do relevo, natureza, extensão e padrões dos ecossistemas (AB'SABER, 1969; ROSS, 1992).
- Setores agroecológicos, definidos por compartimentações naturais resultantes das inter-relações entre fatores pedológicos (processos pedogenéticos, profundidade dos solos, textura, erodibilidade, etc.), morfologia e vegetação predominante.

No que se refere à ecodinâmica ou à identidade estrutural e funcional das unidades mapeadas, a pesquisa revestiu-se de fundamental importância quando da definição dos limites que o meio ambiente oferece ao uso e ocupação do espaço. A partir do entendimento e caracterização da dinâmica assumida pelas formas constituintes da paisagem torna-se viável e necessária uma avaliação dos riscos de degradação que determinadas atividades, ou utilização das terras, poderá desencadear na área. O estudo da compartimentação e classificação de unidades

territoriais deve contemplar, para seu entendimento, o grau de estabilidade (pedogênese) ou instabilidade (morfogênese) das paisagens segundo sua localização e domínio (relevo). Uma primeira abordagem da compartimentação do espaço geográfico foi feita segundo análise da relação entre os principais componentes de uma região: rocha, relevo, solos, topografia, rede de drenagem e clima.

Os sistemas de classificação podem ser entendidos como artifícios criados pelo homem com o objetivo de facilitar a organização, visualização e compreensão de sistemas naturais complexos, baseados em critérios pré-estabelecidos. O limite entre áreas de tensão ecológica e biomas vizinhos nem sempre tem sua delimitação clara, tendo em vista que podem variar em função de alterações ambientais.

CARACTERIZAÇÃO REGIONAL DA ÁREA DE PESQUISA

2.1 GEOMORFOLOGIA: O RELEVO E A TEORIA GEOSISTÊMICA: CONTRIBUIÇÃO AOS ESTUDOS GEOAMBIENTAIS.

As ciências geográficas, nas últimas décadas, têm sido influenciadas ou inovadas por movimentos que adotam diferentes abordagens sendo que, aquela referente aos sistemas foi, de longe, a de efeito e ação mais generalizado. Os primeiros artigos a adotarem uma idéia de sistemas na literatura geográfica são devidos a Strahler (1950, 1952) e Hack (1960), embora o uso de modo mais explícito e significativo da teoria dos sistemas, em Geografia Física, só venha a acontecer a partir dos trabalhos de Chorley (1962). Desde então, as noções e perspectivas, dessa nova concepção estrutural, faz-se de forma rápida e crescente nos trabalhos geográficos e nas pesquisas, bem como ao nível de livros didáticos mais especificamente direcionados ao ensino superior.

Para a Geografia Física, os geossistemas correspondem a “organizações espaciais oriundas dos processos do meio ambiente físico” e os setores sócio-econômicos a “organizações espaciais oriundas dos processos ligados com as atividades humanas” (CHRISTOFOLETTI, 1990, p. 96). Os elementos constituintes dos mesmos assumem características particulares, tendo em vista que o seu estudo só é possível a partir do momento em que ocupem áreas e territórios que possam ser registrados através de fotos aéreas, imagens de radar e satélite, dentre muitos outros. Há um consenso geral de que a topografia, a vegetação e os solos representam, dentre outros, os principais elementos, o mesmo não acontecendo com o clima, já que como componente do geossistema, embora sentido e contribuindo significativamente para a percepção da paisagem, não possa ser materializável e visível na superfície terrestre. Apesar disto, é inquestionável a sua importância como fonte de energia e como elemento controlador dos processos da dinâmica do geossistema. Um outro controle importante, e que não pode ser menosprezado, é aquele exercido pelas atividades antrópicas que também funcionam como fornecedoras de energia e matéria,

desencadeando processos modificadores das características, dinâmica e transformação dos sistemas.

A teoria geossistêmica tem suas bases, ou fontes de inspiração, quando da integração do meio físico-biótico na escola dos naturalistas do século XIX. Como consequência tem-se uma consolidação de procedimentos metodológicos a partir das práticas desenvolvidas no século XX, tendo na necessidade da observação e descrição detalhada de campo um exemplo representativo. Esta teoria surge como ferramenta da geografia física em função da necessidade da geografia lidar com os princípios de interdisciplinaridade, síntese, abordagem multiescalar e dinâmica, para um posterior prognóstico que envolve toda o desenvolvimento das áreas em estudo (SOTCHAVA, 1977). Esta teoria fundamenta-se em alguns princípios básicos, tais como:

- considera a natureza como sistemas dinâmicos abertos e hierarquicamente organizados, delimitáveis ou passíveis de circunscrição espacial;
- caráter bilateral ou dual, ao se analisar, de um lado, a estrutura homogênea própria e, de outro, as feições integrativas dos mesmos;
- noção de dinâmica, que possibilita classificá-los segundo seu estado ou estados sucessivos, bem como a elaboração de hipóteses sobre sua dinâmica futura ou caráter preditivo;
- inclusão do antrópico como mecanismo de avaliação dinâmica de um geossistema, além do direcionamento dos processos ou mecanismos envolvidos.

Até então a geografia sofria uma influência da abordagem positivista e, de forma inequívoca, comprometida com empreendimentos colonizadores que, de forma positiva, contribuíram para um significativo enriquecimento teórico e metodológico aos pesquisadores da natureza. Foi nos anos 60 que a Geografia Física começou a sofrer influências e modificações no seu campo de ação e formação, tanto teórica como tecnicamente. A adoção da teoria de sistemas vem permitir e possibilitar a análise das formas, dos processos e da dinâmica evolutiva dos sistemas geoambientais. Tendo por base os trabalhos de Ludwig von Bertalanffy, Strahler (1952) introduz, na Geomorfologia, a teoria dos sistemas, cujos conceitos e abordagens tiveram uma aceitação maior e predominante nos estudos realizados na Geografia Física (HUGGETT, 1985).

Dokuchaev publica, em 1883, um trabalho sobre zonalidade dos solos passando, desde então, a ser considerado o grande precursor da abordagem genética nas ciências do solo. Neste trabalho, o autor reconhece a importância da descrição genética e do uso do método comparativo. Os estudos sobre os solos, desenvolvidos pelos pesquisadores russos, contribuíram para a estruturação de uma proposta de classificação e para uma visão não estática e geológica da gênese dos solos, além da identificação dos fatores de formação envolvidos no processo.

A Teoria Geral dos Sistemas, embasada nos pressupostos da segunda lei da termodinâmica, permitiu o desenvolvimento de uma teoria voltada para a investigação científica dos sistemas em várias ciências, no que se refere à sua aplicação tecnológica, além de promover a discussão do novo paradigma científico para o que contribuiu a própria filosofia dos sistemas. A teoria geossistêmica surge então, permanecendo até meados do século XX pouco difundida passando, mesmo assim, a apropriar-se de diversos ramos científicos. A difusão da teoria no mundo ocidental, apesar da sua formulação na escola russa por Sotchava, em 1960, dá-se através da escola francesa, a partir de um artigo publicado em 1960, por Bertrand, em 1968.

Bertrand, (1971), confere à paisagem um caráter científico através da proposição de geossistemas, fundamentada na concepção sistêmica, quando diz (...) “uma porção de espaço caracterizada por um tipo de combinação dinâmica, portanto instável, de elementos geográficos diferenciados – físicos, biológicos e antrópicos – que ao atuar dialeticamente entre si, fazem da paisagem um conjunto geográfico indissociável, que evoluem em bloco, tanto sob os efeitos das interações entre os elementos que o constituem, como sob o efeito da dinâmica própria de cada um dos seus elementos considerados separadamente”. Em trabalho publicado em 1972, este autor defende a utilização da escala temporo-espacial quando das proposições de classificação taxonômica em unidades superiores (zonas, domínios ou regiões naturais) e em inferiores (geossistemas, geofácies e geótopos). No mesmo artigo este autor volta a defender a importância da identificação dos geossistemas, por se situarem, segundo Tricart e Cailleux (1965), na 4ª, 5ª ou 6ª grandeza temporo-espacial.

Beroutchachvilli (1983) e Bertrand (1971) e Ferreira (1997), entendem os geossistemas como entidades resultantes da conjunção de fatos distintos, como a história geológica, a

morfogênese do relevo, o clima em seu movimento, a dinâmica biológica e a participação humana em sua evolução histórica.

Sotchava (1977), defende que, mesmo sendo considerados fenômenos naturais, os geossistemas precisam ser entendidos e estudados à luz dos fatores econômicos e sociais, diretamente envolvidos na sua estruturação, e das significativas conexões em seu interior. Tais influências antropogênicas configuram o limite entre o estado diverso e o original do geossistema. O referido autor dá ênfase ao fato de que o estado diverso do geossistema pode ser reflexo das influências antropogênicas quando comparado com o seu estado original, e advoga, como princípio básico de sua teoria, principalmente, o de que a natureza deve ser considerada como sistemas dinâmicos abertos e hierarquicamente organizados, passíveis de delimitação ou circunscrição espacial.

Gregory (1992), assume que, segundo esta teoria, os sistemas podem ser definidos como conjuntos de elementos com variáveis e características diversas, que mantêm relações entre si e entre o meio ambiente. A análise poderá estar voltada para a estrutura desse sistema, para seu comportamento, para as trocas de energia, limites, ambientes ou parâmetros.

Na Ecologia, a teoria dos sistemas propõe o conceito de ecossistema passando, desde então, esta ciência a figurar como um dos primeiros ramos científicos a utilizar os pressupostos da teoria geossistêmica (TROLL, 1992; GREGORY, 1977) e que mais tarde influenciaria a geomorfologia (CHORLEY, 1962) e a geografia física (SOTCHAVA, 1962; BERTRAND, 1971; TRICART, 1976).

O conhecimento da geografia física, nomeadamente o teórico-metodológico, tem evoluído segundo percursos não lineares, nem sempre cronológicos e com idas e vindas frequentes. Rodrigues (2001), define como essencial, para se compreender os elementos básicos dessa proposição, o fato de que esta teoria está inserida no contexto das tentativas ou formulações teórico-metodológicas da geografia física, elaboradas como resposta às necessidades e dificuldades da geografia diante de abordagens com caráter fortemente interdisciplinar. Monteiro (1978, 2000), chama a atenção para alguns cuidados necessários quando da abordagem das possibilidades e dificuldades em se incluir o antrópico na avaliação da dinâmica, seus processos e mecanismos.

A teoria geossistêmica, a partir dos seus princípios básicos, tem contribuído de forma significativa para os estudos geográficos e ambientais. Nesta área não se pode deixar de citar outras proposições similares, respaldadas também na teoria geral dos sistemas. Neste caso estão a proposta de abordagem morfodinâmica de Tricart (1976), e a ecogeográfica de Tricart e Killian (1979). No que se refere às avaliações ambientais, essas abordagens possibilitam a identificação de unidades territoriais com dinâmicas semelhantes, funcionando como suporte em processos de planejamento e gestão ambiental.

As possibilidades de aplicação das abordagens referenciadas tornam-se de difícil utilização, em especial no Brasil, diante de um conhecimento territorial falho e desarticulado tanto do ponto de vista básico como de compatibilidade com a escala dos geossistemas. Para além disso, tem-se as dificuldades decorrentes da própria complexidade das propostas geossistêmicas, ecogeográficas e morfodinâmicas. Destas, a de Tricart (1976), tem sido fortemente aplicada nas pesquisas de trabalho ou identificação de unidades de planejamento físico-territorial por possibilitar, tal como a teoria dos geossistemas, a delimitação espacial de unidades e posterior classificação quanto à estabilidade, singularidade, grau de recorrência, fragilidade ou vulnerabilidade à ação antrópica, principalmente.

2.2 Gênese: A geomorfologia e a compartimentação geoambiental

A importância do relevo em estudos que contemplam a compartimentação geoambiental é de grande valia, nomeadamente quando este funciona como suporte das derivações ambientais observadas como consequência dos diferentes processos de apropriação, uso e transformação que lhes são impostos pelo homem (CASSETI, 1991). Segundo os princípios geológicos, o relevo tem sua estruturação em resposta à ação de forças endógenas, tectogenéticas e construtivas; e exógenas, morfodinâmicas e destrutivas ou modeladoras. Ao longo do tempo geológico, a ação antagônica destas forças concorre para a formação e instalação de processos importantes para o modelado e características assumidas na superfície da Terra, principalmente no que se refere à estrutura do solo e da cobertura vegetal, bem como do próprio equilíbrio ecológico.

Uma análise do relevo como estrato geográfico, deve contemplar aspectos inerentes às interações naturais e sociais quando da sua utilização como fonte de recursos físicos ou daqueles provenientes do seu aproveitamento econômico pelo homem. Sob este ponto de vista, o estudo do

meio tem, nas questões que envolvem compartimentação geoambiental (AB'SABER, 1969; ROSS, 1992), como base ou suporte para sua análise e entendimento, a noção de geossistema (SOTCHAVA, 1977). Segundo Engels (1979 apud CASSETI, 1991, p. 29), necessário se faz, ao tratar-se das questões ambientais e das leis da sociedade, determinantes e envolvidas nas relações de produção, o entendimento das leis da natureza, quando diz que...

(...) somos a cada passo advertidos que não podemos dominar a natureza como um conquistador domina um povo estrangeiro, como alguém situado fora da natureza; nós lhe pertencemos, com a nossa carne, nosso sangue, nosso cérebro; estamos no meio dela; e todo o nosso domínio sobre ela consiste na vantagem que levamos sobre os demais seres de poder chegar a conhecer suas leis e aplicá-las corretamente.

Bertrand (1971), reforça a importância, em estudos ambientais, da perfeita relação entre relevo, clima e hidrologia ou o que denomina de potencial ecológico, e entre a vegetação, solo e fauna, ao que chamou de exploração biológica. Os desequilíbrios ou rupturas entre estas unidades decorrem da intervenção desordenada, por parte do homem, quando se apropria do meio (CASSETI, 1991). As conseqüências ambientais instalam-se quando as propriedades geoecológicas são transformadas, pela ação do homem, em propriedades sócio-produtivas, com maior ou menor abrangência, em função das características do processo e do modo particular de produção.

A metodologia a ser utilizada em estudos voltados para o uso e apropriação dos meios tem, em Tricart (1968, 1976), uma das primeiras tentativas de classificação ecodinâmica. Segundo este autor os meios podem ser:

- estáveis, quando a pedogênese prevalece sobre a morfogênese, com dissecação moderada e conservação das vertentes fortemente protegidas pela vegetação, que funciona como barreira à ação dos processos mecânicos;
- fortemente instáveis, onde os fenômenos de morfogênese praticamente dominam toda a dinâmica local, quer como causa natural ou antrópica;

- intergrades ou de transição, caracterizados por uma alternância entre os processos pedogenéticos e morfogenéticos.

Ab'Saber (1969), defende a sistematização da análise geomorfológica em três níveis de integração: compartimentação topográfica ou estudo das formas assumidas pelo relevo; estrutura superficial ou individualização dos compartimentos morfológicos; e a fisiologia da paisagem ou caracterização da fisionomia ou estruturação dos constituintes do relevo com base na dinâmica climática atual (Figura 2).

Ainda segundo este autor a fisiologia da paisagem procura, como objetivos principais, compreender a organização, funcionamento e dinâmica das paisagens, com ênfase no estudo e análise integrada dos seus elementos além de buscar compreender e discutir conceitos, leis e influências das ações antrópicas. A paisagem é vista e analisada, neste sentido, como unidade espacial, integrada temporal e espacialmente, contemplando, ainda, os processos genéticos determinantes da sua elaboração. O maior entrave neste tipo de pesquisa está na ausência de dados ou informações prolongadas e criteriosas, principalmente coletadas em tempos críticos, quando da instalação dos processos morfogenéticos (Figura 3).

Os níveis taxonômicos de Ross (1992), para o mapeamento geomorfológico mantêm, com a abordagem teórico-metodológica de Ab'Saber (1969), uma completa relação. Segundo aquele autor, o relevo pode ser cartografado nos seguintes táxons: as morfoestruturas, as morfoesculturas, os tipos ou padrões fisionômicos das formas, as formas individuais, os elementos relacionados às formas ou às vertentes e formas estruturadas a partir dos processos atuais, inclusive antrópicos (Figura 4).

Cassetti (1991, p. 51), defende que “o geo-relevo é, ou **deve ser** (grifo nosso), entendido como indicador dos processos morfoclimáticos atuais, resultando na dinâmica das formas e propriedades adquiridas em sua gênese”.

A geografia física tem suas bases implantadas a partir dos trabalhos, em escala regional, de Vidal de La Blache, século XIX, na França, apesar de sua origem ser reportada aos séculos XVIII e XIX na forma de conhecimento científico difundido entre os naturalistas. Documentos importantes de naturalistas, principalmente alemães como Kant, Ritter, Humboldt, foram

produzidos contemplando uma geografia excepcionalmente descritiva e narrativa de lugares, constituindo-se nas primeiras bases de formação da geografia como ciência, em especial para a geografia física.

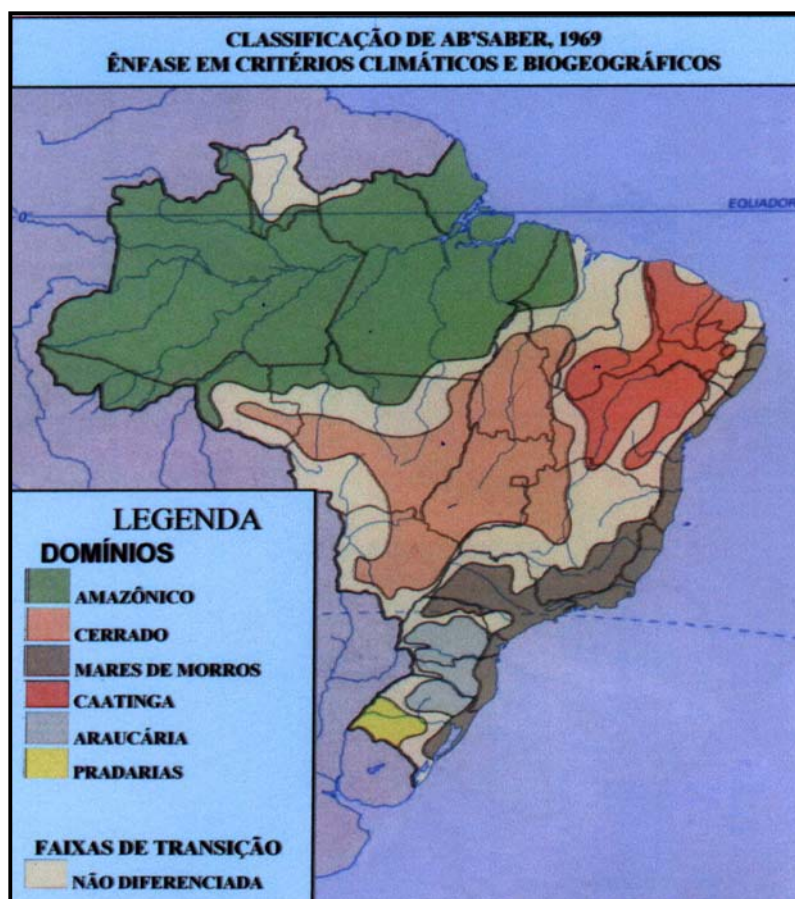


Figura 2 - Domínios Morfoclimáticos e Províncias Fitogeográficas do Brasil, segundo Ab'Saber (1969).

A individualização das unidades geoambientais homogêneas, ou geoambientes, têm como suporte a dinâmica ambiental dos processos instalados, desde os de caráter estritamente naturais aos desencadeados a partir da intervenção antrópica. Uma área em processo de compartimentação do espaço ecossistêmico fica submetida, em consequência, a fenômenos de sucessão ecológica com formação de um novo habitat cujos efeitos não têm merecido a devida atenção quanto ao seu

efetivo papel. Gascon, Laurence e Lovejoy (2001), usam a designação de habitat matriz para este novo habitat ou floresta secundária, atribuindo-lhes acentuada importância na evolução da dinâmica do ecossistema em manchas de florestas.



Figura 3 - Relevo Brasileiro, segundo Ab'Saber (1969).

A Bacia ou Província Sedimentar do Meio-Norte apresenta um relevo que, no geral, está condicionado à formação geológica da área e aos efeitos do intemperismo local. A geomorfologia caracteriza-se por um relevo de formas suaves (Figura 5), desde as formas subtabulares de suas

cuestas aos chapadões sub-horizontais, aos tabuleiros e colinas típicas, até às suas planícies litorâneas (RIVAS, 1996).



Figura 4 - Unidades Morfoesculturais do Relevo Brasileiro, segundo Ross (1996).

Outras classificações do relevo piauiense foram elaboradas em função dos interflúvios denominado, então, de alto, médio e baixo. Moreira (1977), defende para este relevo feições de “depressões intermontanas” modeladas em “glacis” ou esplanadas e “bajadas” ou “depressões”,

denominando-os de os grandes “glacis” subatuais, os pequenos “glacis” funcionais, em geral desenvolvidos localmente, as depressões ou “bajadas” sertanejas e os relevos residuais de “inselbergs”.

Toda e qualquer evolução do relevo está condicionada à presença de um nível de base, representado por um curso d’água e do qual depende a intensidade do mesmo. Qualquer alteração no nível local de base desencadeia processos de ajustamento do relevo às novas condições. Penck (1924), associa os processos de evolução do comportamento das formas de relevo aos movimentos da crosta, sendo que a tendência à convexização instala-se como resposta a fenômenos de soerguimento rápido do relevo, e aqueles de aspectos mais suaves resultariam em formas mais côncavas. O equilíbrio seria mantido quando houvesse uma compensação entre soerguimento crustal e incisão vertical ou erosão linear, o que concorreria para que o relevo não sofresse qualquer elevação real de sua superfície (Figura 6). Além do exposto, as características morfogenéticas do relevo também dependem de outros atributos como o declive, a natureza físico-química da rocha e do clima. Na morfogênese é importante a natureza da rocha e suas características texturais. A participação de determinados elementos confere, à cobertura, diferentes graus de resistência. O perfil da vertente, tão importante como agente facilitador ou barreira a estes processos, é fortemente condicionado pela litologia.

A área pesquisada apresenta variações no relevo que, no geral, assume feição suavemente ondulada a acidentada, aquela de maior presença e esta última mais localizada na porção Sul, onde estão situadas as serras de Campo Maior, do Bugarim e do Passa-Tempo. Às fisionomias de campo rupestre (exposição do substrato) e campo de altitude associam-se solos rasos e jovens e, às altitudes menores os solos ditos mais antigos e profundos onde se instalam os cerrados e florestas.

O regime de água nos solos é um fator condicionante, na área, da distribuição das fisionomias na paisagem e depende da localização topográfica do sítio na sub-bacia hidrográfica e da profundidade destes solos. Formações mais abertas, instalam-se em áreas mais altas com drenagem boa em solos rasos; as outras fisionomias com solos mais profundos ocupam áreas mais baixas.

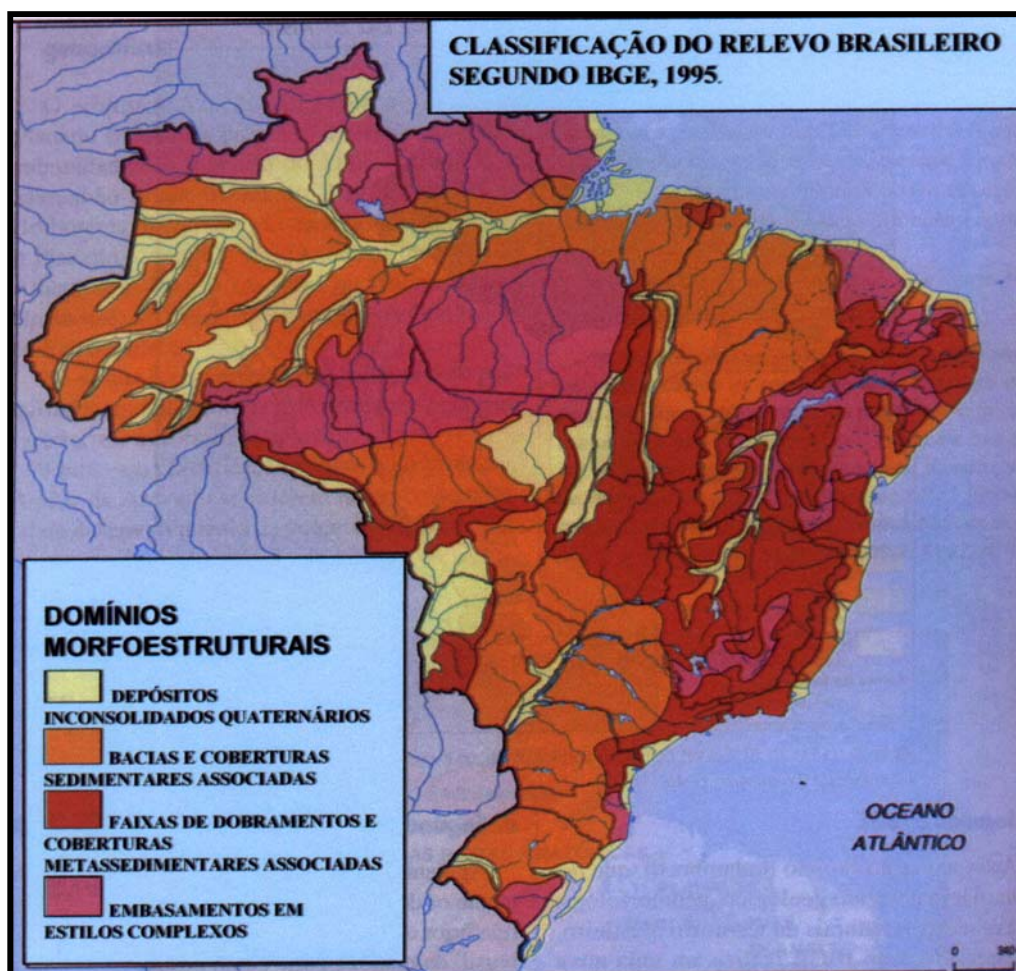


Figura 5 - Unidades do Relevo do Brasil, segundo IBGE (1995).

Oliveira-Filho (1988) e Ratter et al., (1992, 1996, 1977), defendem como fatores importantes para a ocorrência da vegetação de Cerrado, os seguintes: clima sazonal com estação seca bem definida; solos de baixa fertilidade, ácidos, profundos e bem drenados; e ocorrência de fogo com certa regularidade. Advogam, também, que quando algum destes fatores sofre um certo alívio, o Cerrado cede lugar a outras fisionomias.

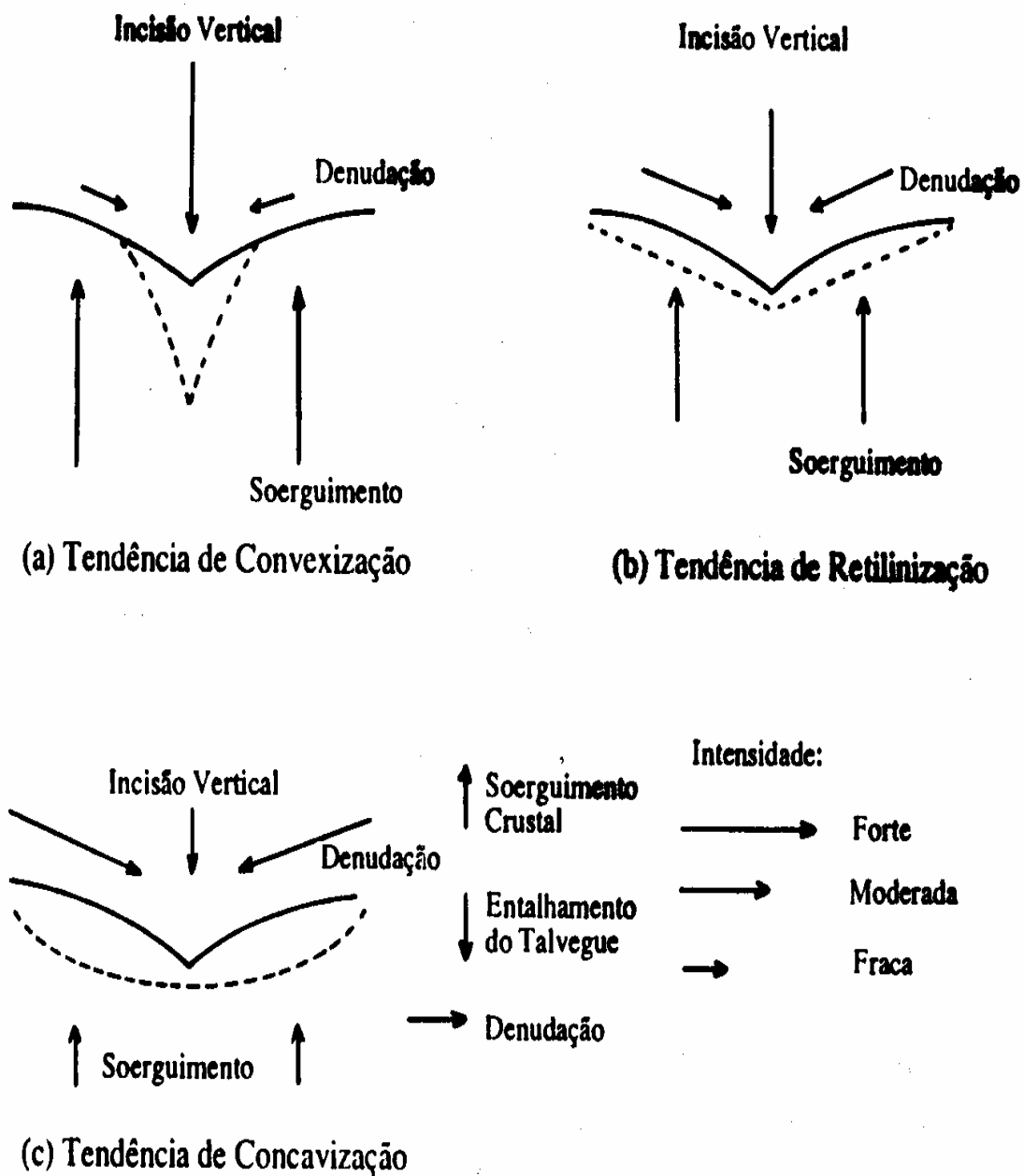


Figura 6 - Evolução das Formas Geométricas das Vertentes (Cf. PENCK, 1924 apud CASSETI, 1991).

2.3 Estruturação geomorfológica da Bacia do Parnaíba ou Província Sedimentar do Meio-Norte

De modo geral, como feição predominante na bacia, a morfologia da região está diretamente condicionada e relacionada aos fatores paleoclimáticos e litologias regionais. Estas últimas, ocorrem de modo variado, com rochas sedimentares classificadas como arenitos quartzosos, siltitos, folhelhos e argilitos, associados a camadas de silexito e calcários fossilíferos. Ocorrem numa disposição sub-horizontal, com mergulhos suaves. Na serra de Campo Maior, o relevo assume formas de chapadas e mesetas, com superfícies em torno de 100m a 400m de altitude.

A compartimentação topográfica possibilita a individualização de um relevo de linhas suaves, onde sobressaem as formas subtabulares das *cuestas* piauienses, plainos horizontais das chapadas, tabuleiros e colinas maranhenses, até às planícies litorâneas (IBGE, 1996). A configuração assumida pela geomorfologia tem, na posição intracratônica da região, o fator determinante desta fisionomia, favorecendo a estruturação geológico-sedimentar na forma de uma vasta bacia que tem, nas várias transgressões e regressões marinhas, como efeito dos movimentos epirogenéticos, os fatores condicionantes da sua gênese. Para tanto contribuíram, ainda, os movimentos subsidentes e de arqueamentos do Paleozóico, período ao qual se associam os mais importantes ciclos sedimentares do Brasil.

No final do Pré-Cambriano (600 M. a.), quando a crosta terrestre esteve sujeita a profundas perturbações tectônicas, toda a área da bacia esteve submetida a processos de rebaixamento. O preenchimento da bacia ocorreu em ritmos diferentes, com algumas interrupções no fornecimento de material responsável pelo aparecimento de discordâncias configuradas, principalmente, na forma de estratificação cruzada. As evidências de uma sedimentação em ambiente marinho raso estão presentes nos pacotes de arenitos permeáveis, com *ripple marks*, estratificação cruzada, estratos conglomeráticos e freqüentes restos de flora e fauna terrestres e animais marinhos da maioria de suas formações (GÓES, 1995).

Os processos de estruturação da bacia são datados do Siluriano (430 M. a.) e Permiano (270 M. a.), tomando-se por base a ausência, ou quase, de perturbações tectônicas, inexistência de metamorfismo, ocorrências de depósitos de carvão e petróleo e abundância de fósseis. O início do preenchimento da bacia, no Siluriano, corresponde ao período de separação dos blocos de

estruturas mais antigas do País (Brasília e Guiana) como conseqüência da invasão dos mares epicontinentais (Figuras 7 e 8). Data deste período a destruição das antigas estruturas brasileiras e a instalação de processos erosivos responsáveis, também, pela configuração de extensas e baixas planícies, aproveitadas pelos mares rasos devonianos para penetrarem no interior do escudo brasileiro (PETRI; FULFARO, 1983).

Os depósitos de clásticos espessos e finos das formações Serra Grande e Pimenteiras, são representantes da sedimentação marinha iniciada na bacia durante o Devoniano Inferior, estando o Devoniano Médio representado pela Formação Cabeças, e o Devoniano Superior pela Formação Longá. A Formação Poti, do Carbonífero Inferior, com sedimentação continental ao lado do fácies marinho, representa os depósitos mais modernos do grande ciclo de sedimentação marinha. Fácies mais profunda ocorre no Carbonífero Superior com depósitos marinho, lacustre, fluvial e eólico, que refletem as oscilações da bacia (Figura 9). Este período também representa o final do ciclo sedimentar em ambiente exclusivamente marinho (PETRI; FULFARO, 1983). O fácies continental tem início com os sedimentos da Formação Pedra de Fogo, no Permiano (270 M. a.), cujo pacote atinge, localmente, 300 m de espessura.

Os sedimentos mesozóicos, de espessura variável e com alguns depósitos salinos, evidenciam um reinício da deposição marinha aqui representado pela Formação Mutuca. Os depósitos continentais do Triássico (220 M. a.), tiveram sua gênese ligada a ambientes de clima árido ou semi-árido com mergulho fraco para o interior da bacia. Derrames de diabásios são reportados, ainda, ao Cretáceo (135 M. a.), na forma de diques e *sills* associados aos arenitos Sambaíba, da Formação Enxu, que ocuparam a porção central do geossinclíneo. Após este período de atividade ígnea o preenchimento da bacia foi caracterizado por depósitos de origem continental restritos à sua porção centro-sul e os de fácies marinha à porção central e noroeste, bem evidentes nas camadas Grajaú da Formação Enxu. A Formação Codó, do Cretáceo Superior, testemunha a continuidade da deposição marinha em áreas baixas do centro da bacia. Todos os processos geológicos de preenchimento da bacia, após o Terciário, não ficaram restritos, como até então, a área da bacia, assentando, assim, sobre uma área mais ampla do que aquela até então ocupada (PETRI; FULFARO, 1983).

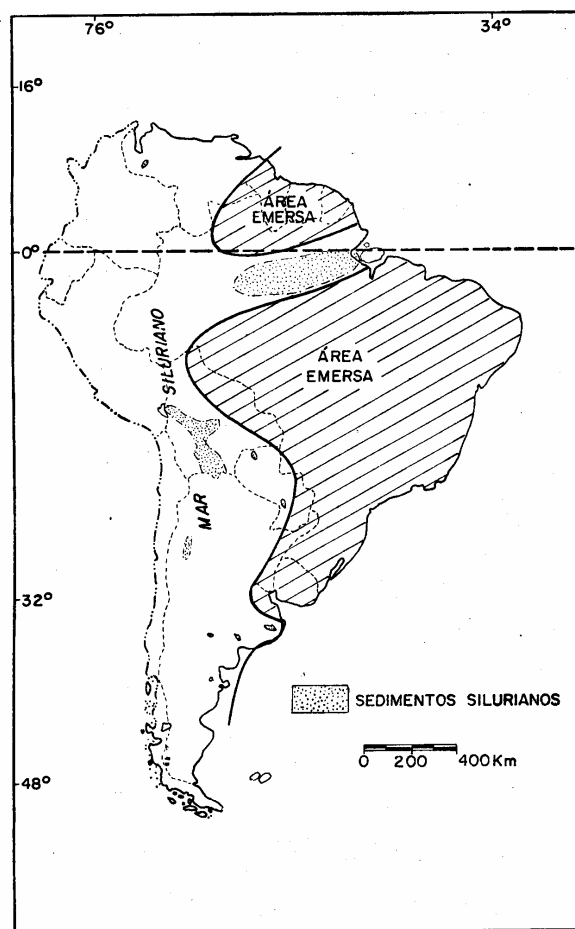


Figura 7 - Provável posição geográfica do mar siluriano na América do Sul (PETRI; FULFARO, 1983).

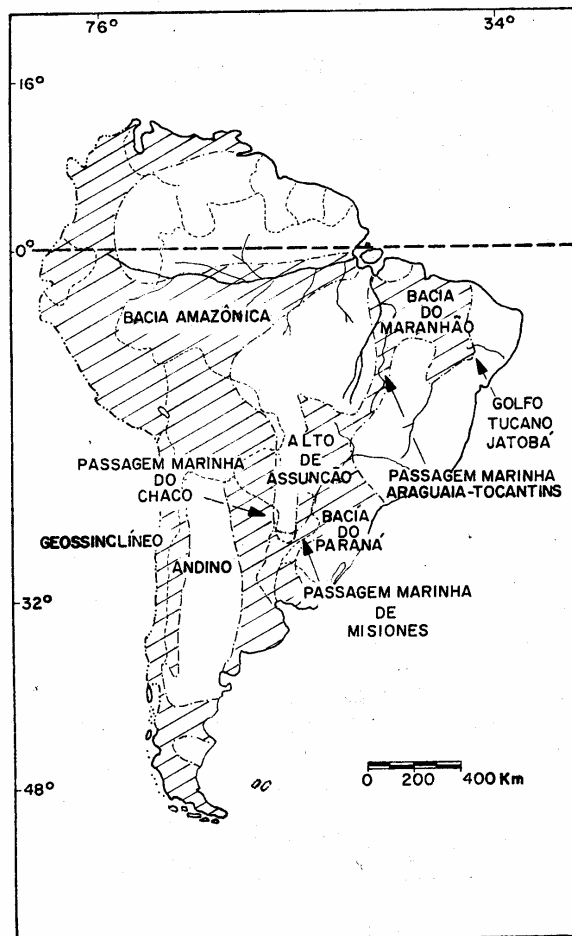


Figura 8 - Máxima transgressão do mar devoniano na América do Sul LANGE; PETRI, 1967).

O extravasamento da deposição marinha para além das fronteiras da bacia, no Cretáceo, sobre áreas do cristalino, estende-se por todo o pacote sedimentar da Chapada do Araripe, no sudoeste do estado do Ceará. A sedimentação do período Terciário, iniciada com características de fácies marinha curta, assume progressivamente feições continentais até a deposição da Formação Barreiras, no final do período. Datam deste período as extensas coberturas de mantos detríticos areno-argilosos, mapeáveis principalmente na borda norte da bacia do Parnaíba. Representam, no geral, acumulações importantes dos processos de retomada de erosão sobre áreas cratônicas arqueadas.

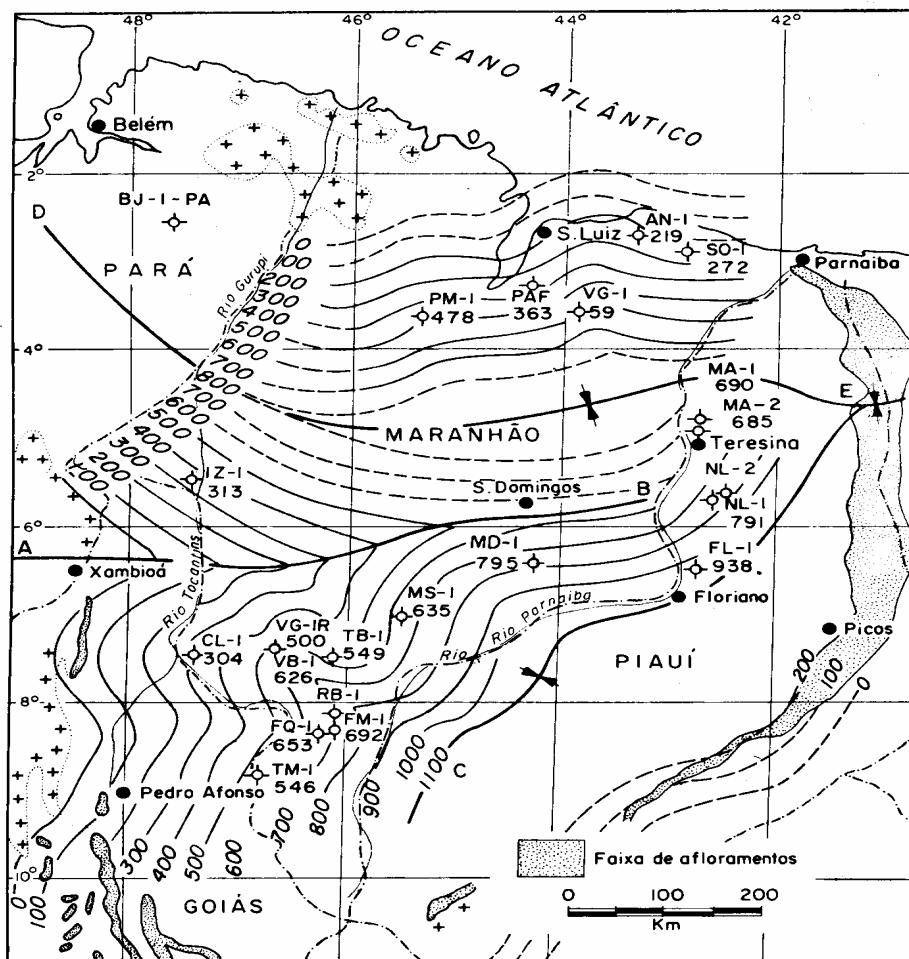


Figura 9 - Isópacas da Formação Serra Grande, segundo Aguiar (1971).

O Quaternário, iniciado a 1 M. a., com depósitos litorâneos, com destaque para o delta do Parnaíba-Longá, embutido na faixa de terrenos sedimentares da série Barreiras, resulta de diferentes processos de sedimentação.

Movimentos orogênicos não afetaram a bacia de Parnaíba, como demonstra a monotonia da sua litologia e a não observação de camadas tectonicamente perturbadas (Figura 10). As perturbações eminentemente diástróficas, resultado dos esforços verticais de caráter epirogenético, estão configuradas na forma de amplos e suaves dobramentos para nordeste e noroeste e dos falhamentos, de efeito mais localizado, cujos rejeitos são evidenciados nas áreas das bordas da bacia. De modo mais acentuado e característico, estes dobramentos podem ser

mapeados nos pacotes sedimentares das Formações Pimenteiras, do Devoniano Superior, Cabeças e estratos do Permiano.

As formas do modelado do Complexo de Campo Maior estão associadas a feições de chapadas e chapadões, com topos regulares e vales pouco profundos, à exceção das áreas próximas às serras de Campo Maior, Bugarim e Passa-Tempo. As áreas representadas por amplos interflúvios assumem aspectos locais de colinas suavemente onduladas com vertentes de declives suaves, estando as elevações mais proeminentes ligadas diretamente a formas residuais e remanescentes dissecados, como nas serras supracitadas. A couraça laterítica é mapeada em toda a área de capeamento das superfícies aplainadas e remanescentes, assumindo feições de colúvio como resposta a processos de desintegração, de modo mais freqüente nas vertentes das colinas. Nestes sítios assumem um papel importante na preservação dos solos subjacentes, bastante susceptíveis ao intemperismo e à ação do homem, elementos ativos das alterações ambientais. Associado a estas áreas ainda é de se notar, como resposta ou efeito de cobertura laterítica, uma certa homogeneidade morfoestrutural e topográfica.

Os compartimentos referentes às superfícies aplainadas assumem uma configuração suavemente convexa, apresentando altitudes mais elevadas na porção Sul da área e diminuição das mesmas na direção Este, onde se posiciona a calha do rio Longá e para onde convergem todos os cursos da rede de drenagem. Todos os canais fluviais estão condicionados às estruturas geológicas, com incisões suaves mas suficientes para expor as rochas da Formação Longá. Neste caso associam-se a processos de dissecação, de morfogênese sobre rochas friáveis, assumindo aspecto de erosão regressiva.

Os solos apresentam algum conteúdo em água mesmo em épocas secas. A presença de canais anastomosados, aos quais mais diretamente se associa o encharcamento destas áreas, pode ser responsável pela maior ou menor dimensão dos remanescentes florestais ou capões. Estes remanescentes florestais apresentam uma forte associação com os microrrelevos ou capões. Para a instalação desta fisionomia, assumida pela paisagem, contribui de forma acentuada a declividade do terreno: quanto maior o declive maior velocidade terá a água e as dimensões dos capões diminuem, observando-se o contrário quando a declividade diminui e vice-versa.

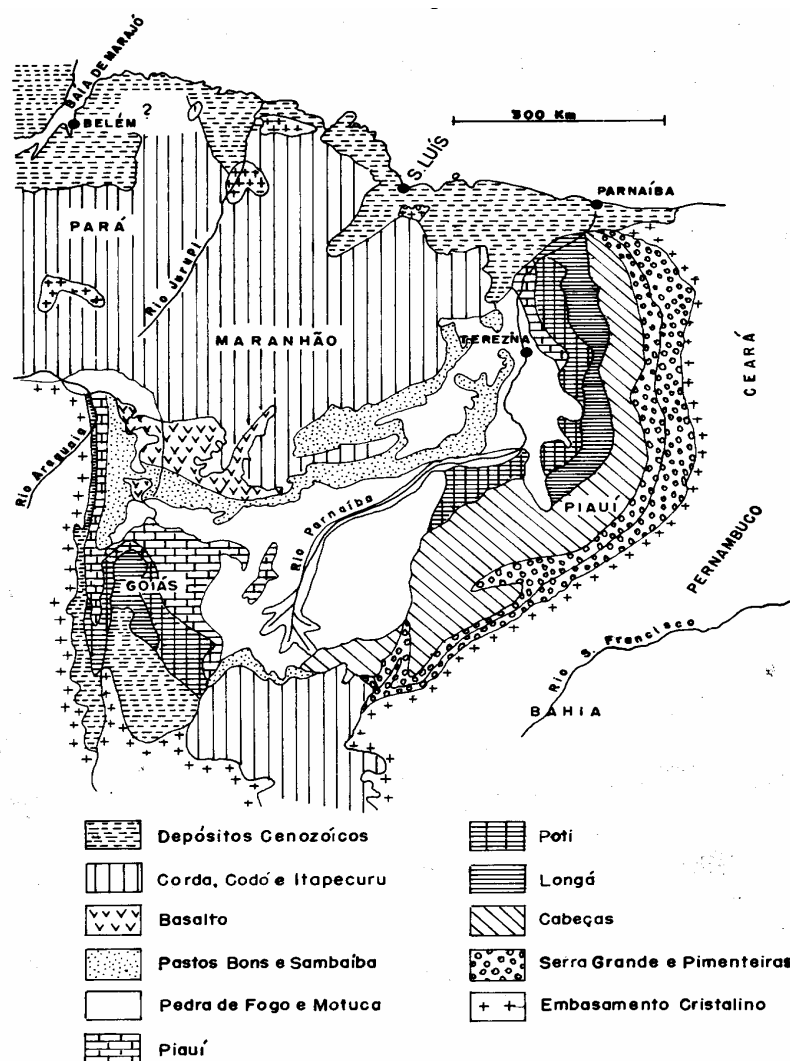


Figura 10 - Mapa geológico da Bacia do Parnaíba (modificado de MESNER; WOOLRIDGE, 1964 apud PETRI; FULFARO, 1983).

Segundo Maio (1987, p. 90), a flutuação do nível freático contribui para a instalação destas feições, passando as mesmas a funcionarem como “remanescentes de um nível, em função do qual o lençol freático se rebaixou”. Do ponto de vista de variações dinâmicas, que contribuem para a aceleração dos processos, pode-se citar, em primeiro lugar, o homem, ao desmatar florestas com cuducifolia ou subcaducifolia, e a ação da água, que não encontra obstáculos.

2.4 Estruturação edafoclimática e fitoecológica da Bacia do Parnaíba ou Província Sedimentar do Meio-Norte

A Bacia Hidrográfica do Rio Parnaíba tem sua área compartimentada, segundo estudos do Rivas (1996), em unidades geoambientais denominadas de Geossistemas (Figura 11). Estes, por sua vez, foram subdivididos em Geofácies e agrupados em regiões segundo características fitoecológicas e climáticas (Figura 12), listadas a seguir.

Região de Savana (Cerrado). Instalada no alto curso do rio Parnaíba e de seus afluentes, ocupa a área sudeste da bacia hidrográfica, com clima subúmido com duas estações bem definidas e pluviosidade anual em torno de 1 000 mm/ano a 1 300 mm/ano. Fisionomias de Savana Arbórea Aberta e Arbórea Densa, com variações locais, ocorrem numa relação direta com solo, altitude e distribuição de umidade. Às fisionomias de Savana Parque e Savana Gramíneo-Lenhosa estão associados solos concrecionários ou plínticos; aos fundos dos vales, locais de maior umidade, observa-se uma associação dos buritizais, conferindo uma fisionomia de Floresta de Galeria; em áreas de solos mais profundos há um predomínio da Savana Arbórea Aberta e da Savana Arbórea Densa. As unidades geoambientais desta região foram denominadas pelo Rivas (1996) de Chapadas do Alto Parnaíba, com seus chapadões de topos planos regulares, com cotas em torno de 600 m a 800 m, instaladas sobre arenitos e siltitos das formações Pedra de Fogo e Piauí, sobrepostas por coberturas areno-argilosas com predomínio de Latossolos Amarelos; Vãos do Alto Parnaíba, com seus vales amplos e rampas pedimentadas sobre arenitos, siltitos e folhelhos das Formações Poti e Piauí, apresentando coberturas areno-argilosas e arenosas recobertas por Latossolos Amarelos e Areias Quartzosas; Cabeceiras do Parnaíba, com fisionomia de uma grande depressão interplanáltica e vegetação com fisionomias de Savana Arbórea Aberta, Savana Parque e manchas de Savana Arbórea Densa sobre coberturas de Areias Quartzosas; Tabuleiros de Balsas, com rampas irregulares modeladas em siltitos, argilitos e arenitos recobertos por Latossolos Amarelos álicos e distróficos e Areias Quartzosas; e Chapadas das Mangabeiras, com áreas de topos planos e altimetria em torno de 600 m a 800 m recobertos por Latossolos Amarelos álicos e distróficos, bem como áreas com escarpas íngremes a partir de processos de erosão diferencial em arenitos e siltitos da Formação Urucuia, originando os Neossolos Litólicos.

Região de Estepe (Caatinga). Ocupando áreas de clima semi-árido das porções Sudeste e Este da bacia e apresentando índices pluviométricos que oscilam em torno de 450 mm/ano e 750 mm/ano, esta feição encontra-se instalada em rochas do embasamento cristalino onde apresenta

feições fitoecológicas de Estepe Arbórea Densa, Estepe Arbórea Aberta e Estepe Parque. Associadas a esta região estão, principalmente, as unidades geoambientais da *Cuesta* da Serra Grande, com seus estratos mergulhando para o centro da bacia em estruturas monoclinais e relevos de topos planos, modelados nos arenitos da Formação Serra Grande, cuja cobertura apresenta características areno-argilosas que evoluem para solos do tipo Latossolos Amarelos álicos e Areias Quartzosas álicas; os Tabuleiros do Canindé, com seus amplos interflúvios tabuliformes, suavemente inclinados, moldados sobre arenitos, siltitos e folhelhos recobertos por Latossolos Amarelos álicos e Areias Quartzosas, com ocorrência local de Podzólicos Vermelho-Amarelos; a Depressão de Crateús, caracterizada por feições planas irregulares em migmatitos, granitóides, gnaisses e xistos do embasamento cristalino sobre os quais ocorrem solos Brunos Não Cálcicos e Podzólicos Vermelho-Amarelos; as Depressões de São Raimundo Nonato, na forma de uma rampa suavemente inclinada em direção ao rio Parnaíba, assentada sobre rochas granitóides, migmatíticas e xistosas do embasamento cristalino, sobrepostas por coberturas areno-argilosas das quais originam-se os Latossolos Amarelos; a Chapada do Araripe, com topos planos e altitudes em torno de 800 m, inumados por cobertura areno-argilosas a partir das quais originam-se Latossolos Amarelos álicos profundos, Neossolos Litólicos eutróficos e onde predomina uma cobertura vegetal com fisionomia de Estepe Arbórea.

Região de Floresta Ombrófila. Localizada ao longo da Serra da Ibiapaba sob um clima úmido com precipitações em torno 1 500 mm/ano, esta fisionomia apresenta-se constituída por árvores perenifólias. A unidade geoambiental que integra esta região é a *Cuesta* da Ibiapaba, que representa uma continuidade da *Cuesta* da Serra Grande, na qual predominam rampas suavemente inclinadas e conservadas sobre arenitos da Formação Serra Grande sobre os quais repousa uma cobertura areno-argilosa. Os solos presentes na área enquadram-se nos Latossolos Amarelos álicos e as Areias Quartzosas ou Neossolos Flúvicos.

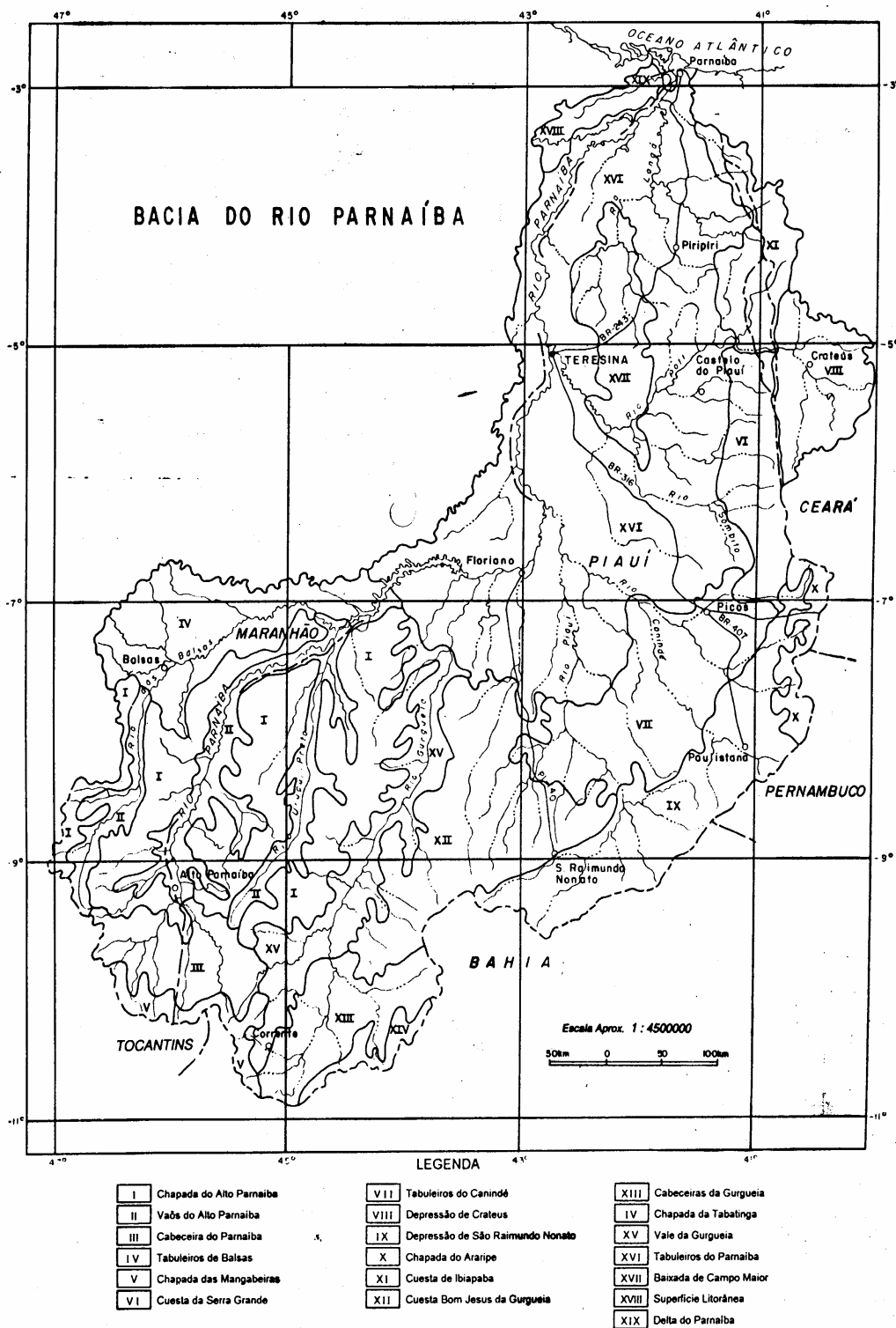


Figura 11 - Geossistemas da Bacia do Parnaíba (RIVAS, 1996).

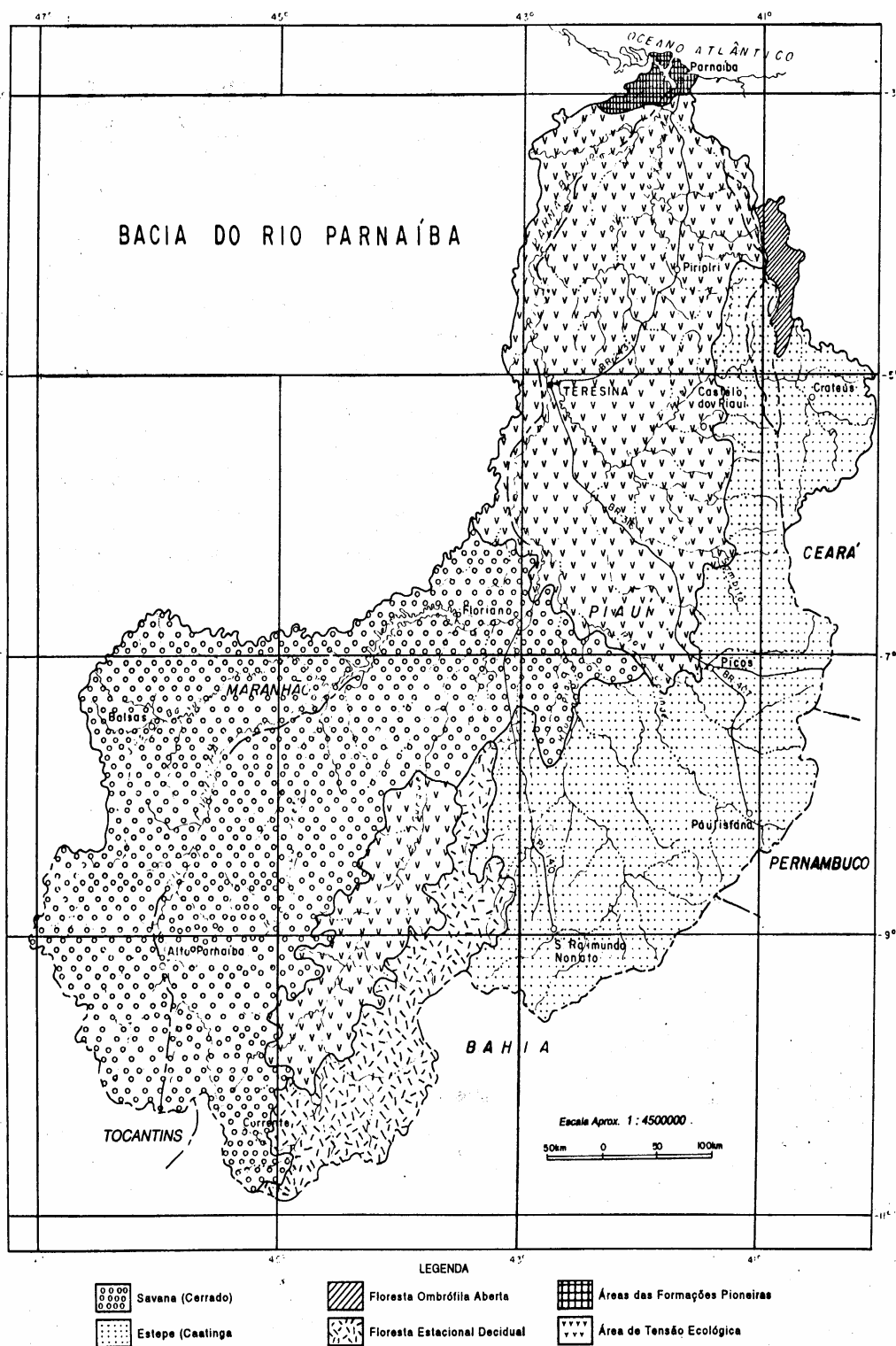


Figura 12 - Regiões Fitoecológicas da Bacia do Parnaíba (RIVAS, 1996).

Região da Floresta Estacional Decidual. Encravada na porção sul da bacia, esta região apresenta-se submetida a um clima subúmido com índices pluviométricos em torno de 1 000 mm/ano e vegetação adaptada a processos de deficiência hídrica. Desta região fazem parte as seguintes unidades geoambientais: *Cuesta* Bom Jesus da Gurguéia com extensas rampas suavemente inclinadas, de frentes escarpadas esculpidas em arenitos, conglomerados, siltitos e argilitos, recobertos por sedimentos areno-argilosos que originam Latossolos Amarelos álicos profundos; Cabeceiras do Gurguéia de extensas rampas suavemente inclinadas em migmatitos gnáissicos e xistosos com coberturas alúvio-coluvionares das quais originam-se os Latossolos Amarelos álicos e as Areias Quartzosas; Chapada da Tabatinga, com topos planos constituídos por xistos e quartzitos com cobertura areno-argilosa e Latossolos Amarelos álicos e Areias Quartzosas.

Área de Tensão Ecológica. Estas formações vegetais constituem o maior domínio fitoecológico da bacia, caracterizando-se por apresentarem floras indiferenciadas com forte interpenetração na forma de enclave e ecótono. O clima atuante é do tipo semi-árido a úmido, com isoietas de 700 mm/ano a 1 500 mm/ano. Os contatos mais significativos ocorrem entre Savana/Estepe e Savana/Floresta Estacional. As principais unidades geoambientais desta feição são as listadas a seguir: Vale do Gurguéia, situado no centro da bacia, com rampas conservadas e de inclinação suave, entalhadas em arenitos, folhelhos e siltitos, sob uma cobertura areno-argilosa com Latossolos Amarelos álicos, Solos Podzólicos Vermelho-Amarelos distróficos, Solos Litólicos distróficos, Solos Aluviais ou Neossolos Flúvicos e Solos Gleizados; Tabuleiros do Parnaíba, dispostos ao longo do médio e baixo curso do rio Parnaíba e compreendendo a zona de transição entre o semi-árido da caatinga e o clima úmido da Amazônia, caracteriza-se por uma acentuada variação morfopedológica determinada por interações diversas entre estruturas, litologias e clima, com reflexo na cobertura vegetal, solos e no próprio modelado superficial, instalando-se sobre arenitos e siltitos com cobertura de Latossolos Amarelos álicos distróficos e Solos Podzólicos Vermelho-Amarelos álicos formados a partir de uma cobertura areno-argilosa; Baixada de Campo Maior, caracterizada por suas áreas deprimidas e inundáveis, reflexo da impermeabilidade natural da seqüência pelítica da Formação Longá, dominante por toda a região, e da qual derivam-se solos plínticos e concrecionários.

Área das Formações Pioneiras. Esta fisionomia tem o seu domínio ao longo de todo o delta do rio Parnaíba, abrangendo áreas de dunas, planícies fluviais e depressões inundáveis que constituem os geossistemas Superfície Litorânea e Delta do Parnaíba. Sob áreas recentes do Holoceno, na forma de mangues e com vegetação de restinga, compreende as seguintes unidades geoambientais: Superfície Litorânea com áreas planas de Areias Quartzosas, colonizadas por uma Vegetação Pioneira Marinha Arbustiva sob forte ação do pastoreio e eólica responsáveis pela forte instabilidade ali observada; Delta do Parnaíba com típicas e extensas planícies fluvio-marinhas, áreas de manguezais sob um clima úmido e quente.

2.5 Modelação atual: Fatores responsáveis

No estudo da geomorfologia da área é de ressaltar a importância, na sua modelação, do papel desempenhado pelo rio Longá. Além disto, a extensão do aluvionamento da Várzea do Longá e de seus afluentes mais importantes na área, Surubim e Jenipapo, faz com que o grau de importância da atividade erosiva da rede hidrográfica tenha sido bem acentuado. Como consequência desta atividade o rio Longá teve um encaixe violento nos sedimentos paleozóicos e mesozóicos, bem representado no trecho entre as serras de Campo Maior, Bugarim e Passa-Tempo e a sede do município, e uma consequente destruição dos sedimentos das formações Poti e Longá sendo este último responsável pelo alargamento dos vales dos rios mais importantes da área.

No estudo dos fatores responsáveis pela diferenciação morfológica da área, pode-se ressaltar a sua relação direta com as características geoestruturais da região. No entanto, os diferentes conjuntos litoestratigráficos observados apresentam diferentes processos de erosão, sendo interessante ressaltar estas diferenciações geomorfológicas o que é feito no mapa geomorfológico.

É de fácil conclusão que o principal agente erosivo ou responsável pela geodinâmica externa atual é a água, quer como agente de erosão, como desestabilizador de vertentes, como agente de transporte ou de deposição de material sólido. Neste caso, o ritmo e a intensidade das precipitações e das escorrências atuam como fatores condicionantes da atividade da água. A isto somam-se a topografia e as características litológicas e estruturais dos terrenos. O produto final dessa atividade erosiva é de melhor observação ao longo das vertentes, mais ou menos abruptas,

e que apresentam-se constituídas por formações detríticas, consolidadas ou não, e de elevada permeabilidade. Os processos de geodinâmica externa apresentam alguns fatores condicionantes que os influenciam mais direta e ativamente. Dentre estes podemos citar os ligados à cobertura vegetal, à atividade animal e à intervenção do homem. De uma ação conjunta ou em separado destes fatores, os processos de geodinâmica externa podem ser acelerados ou desacelerados. Neste caso, é de ressaltar o papel importante desempenhado pela intervenção humana, quer no sentido de controlar a atividade da água, quer pelo agravamento daqueles processos.

2.5.1 O Relevo: Características locais

A Região do Complexo de Campo Maior é caracterizada por uma estrutura em monoclinal que associada à alternância de rochas, com consistência, permeabilidade e plasticidade diferentes, representadas por conglomerados, folhelhos, argilas, arenitos e siltitos pouco consolidados, possibilitaram o desenvolvimento de relevos de costeira. A continuidade deste relevo monoclinal é interrompida pelo acentuado entalhe do rio Longá originando, com isto, a divisão desta costeira em dois troços: um oriental e outro ocidental.

O reverso das costeiras é representado por uma extensa vertente inclinada para S e SE, onde podem ser observados declives moderados com algumas superfícies planas e praticamente horizontais (retalhos de antigos níveis de aplanamento).

A presença de declives fortes (superiores a 15°) a muito forte (superiores a 30°) pode ser observada em locais onde o relevo é mais dissecado com vertentes retilíneas (vales das ribeiras ao pé das serras) e setores da vertente da margem esquerda do vale do rio Longá, respectivamente.

A exposição do anverso da Costeira das serras a sul de Campo Maior, com orientação SW-NE, tem um traçado pouco sinuoso sendo cortada pelo vigoroso encaixe do rio Longá, estando sua frente representada por uma vertente de forte declive com altitude máxima de 420m e um perfil retilíneo ou retilíneo-côncavo. As rochas desta porção da costeira são representadas por formações sedimentares siluro-devonianas, com folhelhos, arenitos e siltitos, aflorantes na sua porção superior, responsável pelas feições em cornijas. Segmentos retilíneos de grande extensão estão talhados em arenitos com intercalações de folhelhos e siltitos.

2.5.2 A Baixada de Campo Maior

A norte do anverso e com direção N-S ou NW-SE estende-se o vale dissimétrico do rio Longá e seus dois afluentes principais, Surubim e Jenipapo, talhado em afloramentos caracteristicamente areníticos e silto-argilosos (Devoniano e Carbonífero inferior). O vale ou Baixada de Campo Maior, é mais amplo na secção ocidental da costeira onde é drenado pelo rio Longá, de escoamento SE-NW, até a confluência dos três cursos d'água, onde esta depressão apresenta um fundo relativamente plano e com altitudes que variam entre 90 metros e 115 metros.

A pouca resistência oferecida à ação dos agentes erosivos está relacionada com o fácies predominantemente detrítico dos afloramentos paleogênicos, o que confere à depressão um aspecto simples, estando na sua grande parte desenvolvida sobre unidades arenosas e silto-argilas das formações Longá e Poti.

Na sua porção norte o relevo ocorre de modo bastante dissecado como reflexo do vigoroso encaixe do rio Longá e seus principais afluentes. Declives fortes a muito fortes, superiores a 20° e 25° respectivamente, são possíveis de serem observados ao longo das vertentes dos vales. Na sua porção mais superior, estas vertentes quase sempre apresentam expressões morfológicas características, com *cornijas* de relevo monoclinal.

Do ponto de vista atual, o entalhe dos principais cursos d'água e seus tributários, contribuíram de modo acentuado para a sua forte dissecção, de certo modo mais vigorosa quando sob afloramentos de rochas brandas, como arenitos com intercalações argilas.

2.5.3 Síntese fisiográfica

Este Complexo configura o que, a partir do Seminário de Planejamento Ecorregional da Caatinga, foi denominado de Ecorregião (Figura 13), uma unidade relativamente grande de terra e água, delimitada pelos fatores bióticos e abióticos que regulam a estrutura e função das comunidades naturais que lá se encontram. Neste sentido, constitui-se num bloco geográfico de tamanho considerável, com sistemas ecológicos diversificados e caracterizados por processos

bióticos e abióticos próprios (VELLOSO et al., 2001). Apesar de uma pequena porção localizada no sudoeste do Maranhão, a sua maior extensão ocupa espaço geográfico piauiense. Os seus limites são estabelecidos a norte pela mata dicótilo-palmácea ou mata de babaçu; a nordeste pela região de carrasco da Serra da Ibiapaba; a sul e sudeste pelo cerrado e cerradão e a norte pela Depressão Sertaneja Setentrional (Figura 14).

O Zoneamento Geoambiental do Nordeste delimita, nesta ecorregião, as unidades do Complexo de Campo Maior, as superfícies dissecadas dos vales do Guruguéia, Parnaíba, Itapecuru e Tocantins, as superfícies dissecadas diversas e as chapadas intermediárias e baixas (EMBRAPA, 2000).

O Complexo de Campo Maior compreende as superfícies aplainadas, desgastadas e rebaixadas ao norte da região de Campo Maior e Buriti dos Lopes, PI, (superfícies planas e suaves onduladas; superfícies onduladas e vertentes; superfícies preservadas e superfícies rebaixadas) e superfícies aplainadas, desgastadas e rebaixadas ao sul da região de Campo Maior e Buriti dos Lopes, PI, (superfícies aplainadas; superfícies pouco movimentadas; chapadas baixas e superfícies rebaixadas) (CPRM, 2000). Os solos são, no geral, constituídos por frações granulométricas da classe de areias quartzosas, contendo concreções lateríticas, permeáveis, textura leve, pouco desenvolvidos e de baixa resistência. Localmente são hidromórficos, como em Campo Maior, com saturação baixa, parcialmente evoluídos, baixa percentagem de argila e susceptíveis à erosão.

A área em estudo tem sido alvo ao longo dos anos de uma ocupação nas formas intensiva e exaustiva de suas unidades morfológicas, localizando-se na região central e norte do Piauí, com feições geológicas de uma superfície plana e rebaixada de 50 m a 420 m de altitude, com solos rasos e de baixa fertilidade natural. A vegetação tem aspecto fisionômico de savana africana.

As áreas comprometidas pelos riscos de degradação atingem cerca de 50%, utilizadas na atividade pecuária, de plantações de café, arroz, mandioca, milho e retirada de lenha, algumas dessas atividades contribuindo largamente para processo de compactação do solo. Segundo estudos desenvolvidos na área, este complexo apresenta-se num estágio atual de comprometimento de sua estabilidade, necessitando de intervenções que visem sua conservação (VELLOSO et al., 2001).

A compreensão da evolução do modelado e das formações superficiais como decorrente da relação morfogênese/pedogênese, começa a ser difundido a partir da década de 70 com trabalhos de pedólogos e geomorfólogos franceses. O equilíbrio ecodinâmico entre estas duas feições está diretamente relacionado com as características do solo e das formas do modelado, sob a influência determinante e condicionante do clima.

Como definido na metodologia, ao se fazer uso da análise sistêmica em acordo com a classificação proposta por Tricart (1976), modificada por Crepani et al., (2000), utilizou-se a definição de geossistema de Monteiro (1978):

(...) um sistema complexo, onde interagem elementos humanos, físicos, químicos e biológicos e onde os elementos sócio-econômicos não constituem um sistema antagônico e oponente, mas sim estão incluídos no funcionamento do próprio sistema.

O Complexo está inserido nos domínios da Formação Longá que apresenta solos com problemas de drenagem, constituindo-se de áreas inundáveis de altitude entre 50m e 200 m. São solos rasos, do tipo Plintossolos, mal drenados, textura média/grossa, ácidos e de baixa fertilidade. As áreas não inundáveis, observadas na Formação Longá, atingem cerca de 650m de altitude. Ameaçados pela pressão antrópica estão os seus principais rios: Longá, Poti, Jenipapo e Parnaíba. A precipitação média gira em torno dos 1 300 mm/ano, geralmente concentrada nos meses de Dezembro a Junho, com clima quente e úmido, tropical chuvoso e com períodos de seca que podem atingir 6 meses.

A Formação Longá (ver mapa em anexo), predominante em toda a área, é litologicamente formada de arenitos com intercalações de folhelhos e siltitos cinza-claros a esbranquiçados, laminados. Estende-se da cidade de Campo Maior até o município de Batalha, com afloramentos típicos nas proximidades de Batalha, Campo Maior, margens dos rios Surubim, Longá e seus afluentes, e no rio Jenipapo. O contato inferior com a Formação Cabeças dá-se através de brusca mudança litológica, sendo que a relação de contato superior apresenta variações litológicas entre os siltitos Longá e os arenitos da Formação Poti. O ambiente de deposição foi o de águas profundas (CPRM, 2000).

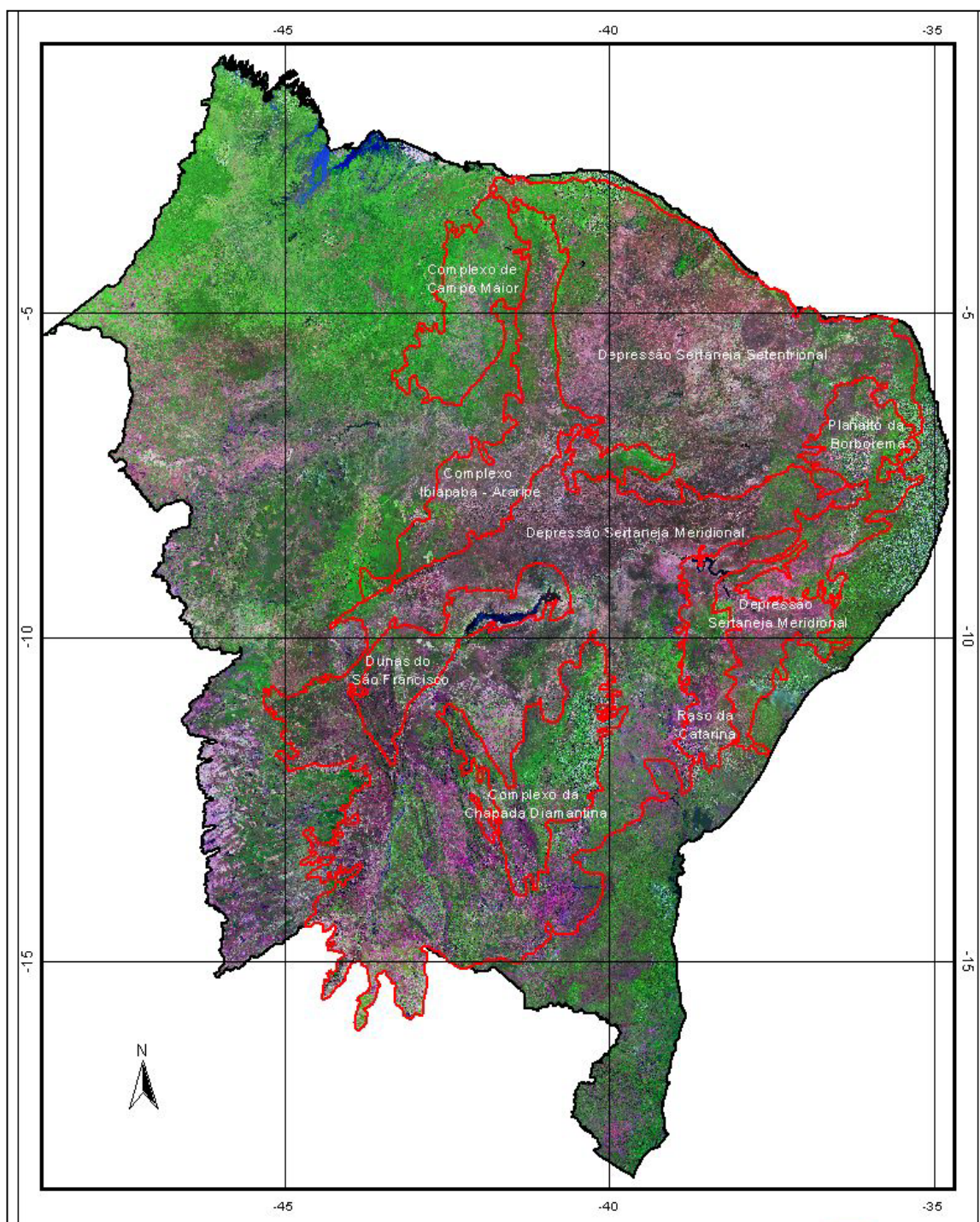


Figura 13 - Imagem de satélite das ecorregiões da caatinga. Fonte: Velloso et al., 2001.

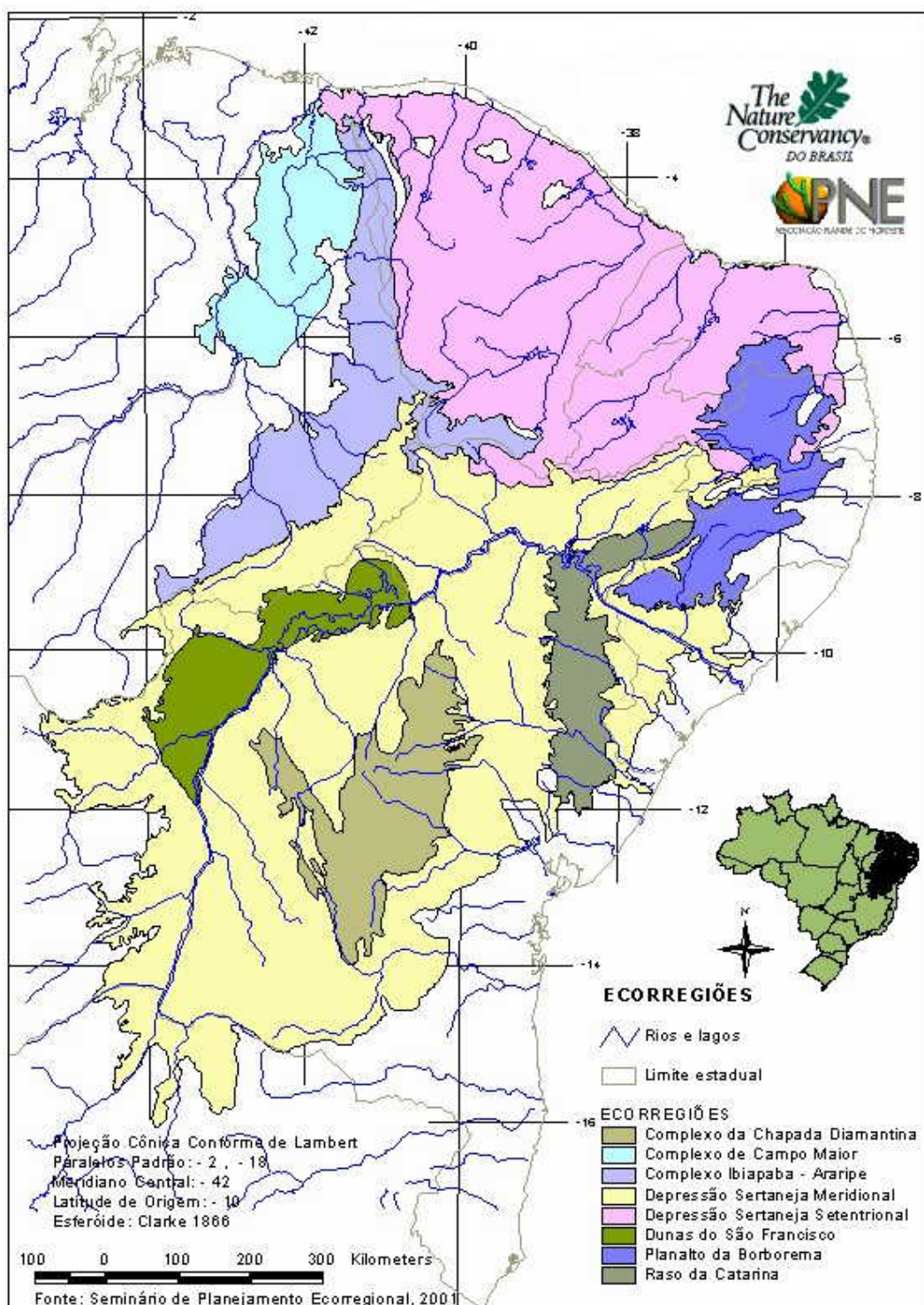


Figura 14- Ecorregiões da caatinga. Fonte: Velloso et al., 2001.

As variações climáticas assumem, por toda a área, uma importância acentuada e decisiva quanto às diferentes associações vegetais, para o que contribuem, ainda, e de forma destacada, a litologia e o relevo. De modo mais representativo e como feição predominante destaca-se um complexo vegetacional relacionado a zonas de contato cerrado-caatinga, presente na parte central da bacia do Parnaíba, aqui distribuindo-se por toda uma região denominada de Depressão de Campo de Maior. Nas áreas mais elevadas é freqüente a presença de espécies vegetais diferentes e diversificadas, e em terrenos alagadiços a associação mais característica é estabelecida entre gramíneas, principalmente capim mimoso (*Axonopus purpusii*), capim agreste (*Trachypogon spicatus*) e carnaúbas (*Copernicia prunifera*). As flutuações climáticas do Terciário e Quaternário influenciaram os padrões de distribuição geográfica das espécies bem como nos mecanismos de especiação (CERQUEIRA, 1982; LARA; PATTON, 1998; MARROIG; CERQUEIRA, 1997). A este período também é relacionado a descontinuidade de habitats e fragmentação em diferentes tipos vegetacionais, como consequência das oscilações do nível do mar e das mudanças climáticas. Quando da instalação dos processos de fragmentação, as comunidades vegetais, em particular as espécies, desencadeiam uma série de respostas condicionadas a fatores diversos, como a história do fragmento, tamanho, forma, impacto das ações humanas, grau de isolamento e sensibilidade própria a estes processos (RAMBALDI; OLIVEIRA, 2003).

As associações vegetais encontradas na área estão condicionadas principalmente às variações climáticas, onde o relevo e a litologia assumem um papel destacado nas áreas litoecológicas ali predominantes:

- floresta aberta decídua, que ocorre nos baixos platôs e curso médio do rio Parnaíba, em contato com as zonas de Cerrado de florestas secundárias e Amazônicas;
- zona de contato Cerrado-Caatinga, ao longo da depressão de Campo Maior ou parte central da Bacia do Parnaíba como é mais conhecida;
- floresta densa, inserida nos domínios da sub-região de cocal da Baixada Maranhense em áreas de relevo aplainado bem característica da região de Caxias.

A síntese fisiográfica de uma determinada área tem como objetivo uma melhor caracterização da sua morfologia, fornecendo informações para o seu conseqüente ordenamento. Para este fim são necessárias informações quanto ao clima local, solo, subsolo e hidrologia, além de dados sobre o uso humano da mesma. Após uma visita de reconhecimento à área em estudo, da recolha de dados, também fornecidos a partir do estudo de fotografias aéreas e de uma base topográfica e geológica, individualizamos e cartografamos elementos tais como (Figura 15):

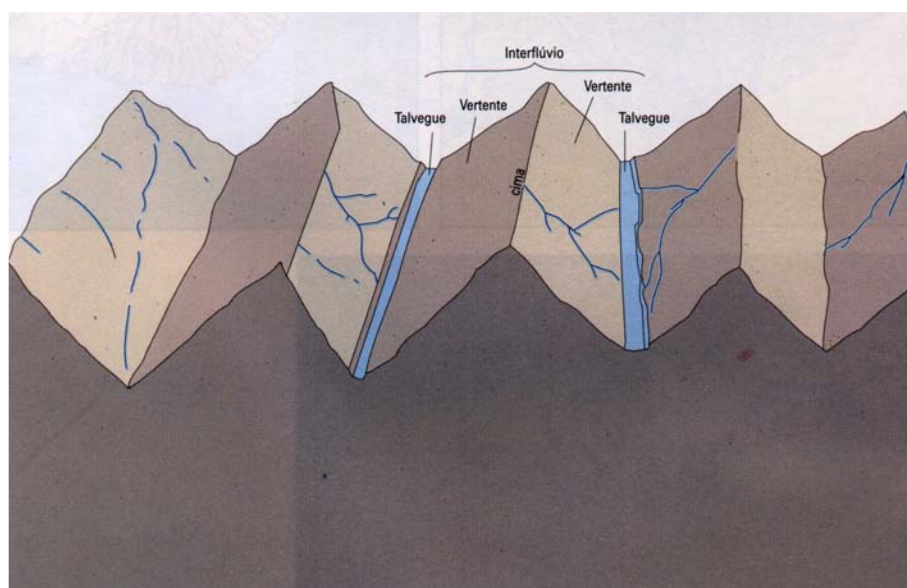


Figura 15 - Esquema ilustrativo das unidades fundamentais da morfologia de um rio.

1. Zonas de Vales: Geralmente são vales preenchidos por linhas d'água naturais, de formas côncavas, declives suaves e onde se processam acumulações de material. Neste caso é perfeitamente possível distinguir os vales principais que correspondem aos troços terminais das principais linhas d'água, como dos rios Longá, Surubim e Jenipapo. As zonas ocupadas por estes vales são geralmente planas com cotas que não ultrapassam os 90-100 metros, onde ocorrem os depósitos aluvionares dos respectivos rios, podendo, local e esporadicamente, atingirem a cota dos 80 metros. Localmente algumas zonas são enquadradas na classe de vales principais, embora não correspondam a troços terminais das respectivas bacias hidrográficas.

Zonas de menores dimensões, mais estreitas, com declives superiores àqueles observados nas zonas anteriores e localizadas em pontos de maior altitude, correspondem aos chamados vales secundários. É de ressaltar que, do ponto de vista local, torna-se difícil delimitar zonas de vales principais e secundários, principalmente em casos onde se verifica uma continuidade da linha d'água principal.

2. Zonas de Festos: Estas zonas estão estreitamente relacionadas às linhas de separação de águas, apresentando-se geralmente em forma côncava e de declive suave a moderado. Também é possível a sua divisão em zonas de festo principal correspondentes às linhas limite das principais bacias hidrográficas encontrando-se, portanto, em cotas mais elevadas, ou seja, nos cumes das encostas; e em zonas de festos secundários que separam linhas d'água de ordem inferior e de níveis hipsométricos mais baixos.

3. Linhas de Festos e Talvegues: São linhas diretamente relacionadas aos elementos anteriormente descritos, fortemente caracterizadores da paisagem e que condicionam sua utilização, quer funcionem como obstáculos físicos, limite de visibilidade, etc. Do ponto de vista fisiográfico, estas linhas representam encostas muito inclinadas e um declive acentuado em relação à linha de drenagem ou de festo mais próxima, respectivamente.

4. Encostas: A sua localização em terreno corresponde às zonas situadas entre linhas de festos principais e as zonas dos vales. Aqui a sua delimitação baseia-se exclusivamente em critérios hipsométricos ao relacionar zonas de festos e talvegues principais e zonas dos vales. Ao longo destas encostas ocorrem variações nos declives apresentados, desde os mais baixos junto às zonas dos vales aos superiores com declives variados.

2.6 Solos

Na gênese dos solos e do relevo estão envolvidos fatores condicionantes como as condições climáticas, vegetação, litologias e o tempo. Por toda a região são possíveis de serem encontrados os seguintes tipos de solos (CPRM, 2000):

Areno-quartzosos ou Neossolos Quartzarênicos: são areias quartzosas, com um conteúdo laterítico, permeáveis, textura leve, pouco desenvolvidas e de baixa consistência. De modo geral, e em Campo Maior particularmente, assumem feições específicas na forma de solos

hidromórficos, com vegetação também típica do tipo carnaubal. São solos de baixa saturação, parcialmente evoluídos, baixos teores em argila, bem ou mal drenados, mas apresentando alguma susceptibilidade à erosão. Dispõem-se por mais de 50% da área e cobrem parte das Formações Cabeça, Longá, Poti, Piauí, Pedra de Fogo, Motuca, Sardinha e cobertura terciária.

Podzólicos Vermelho-Amarelo: solos bem desenvolvidos, ácidos, de baixa a média fertilidade, textura argilosa, e baixo conteúdo de carbono. Na área de ocorrência deste tipo de solo está instalada a vegetação de floresta decídua mista e em áreas das formações Pedra de Fogo e Itapecuru.

Concrecionários lateríticos: solos sem interesse para a agricultura por apresentarem-se com um baixo teor em argila, pouco profundos, em áreas de relevo suavemente ondulado e vegetação do tipo Cerrado sobre sedimentos das formações Poti e Pedra de Fogo.

Latossolos: identificados como de elevado conteúdo laterítico, são solos de textura média, permeáveis, de baixa fertilidade, ocupando terrenos de idade terciária, sobre coberturas terciárias e domínio de transição entre a floresta e o Cerrado. Em terrenos aluvionares possuem textura de areia e argila. Os Latossolos ocorrem, na Baixada de campo Maior, como solos formados em área de relevo escarpado, de pouca espessura e baixa fertilidade.

A caracterização das diferentes classes de solo foi feita a partir dos dados das análises físicas e químicas do material coletado em trincheiras, uso de trados de rosca e de copo ou ao longo de paredões de encostas ou de cortes de estradas. As análises foram feitas no Laboratório de Análises de Solos (LASO), Centro de Ciências Agrárias da UFPI, em Teresina, segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos da EMBRAPA (1999).

2.6.1 Uso e ocupação

Na tentativa de indicar a utilização atual do solo (Figura 16), bem como da caracterização dos padrões sob os quais baseiam-se a sua distribuição foi possível, na área em estudo, cartografar os seguintes meios de utilização do solo:

— áreas ocupadas total ou parcialmente, com edifícios, vias e outros, responsáveis pela destruição total ou parcial do solo e vegetação;

— áreas com edificações dispersas, presença de vias e outras pavimentações, que limitam o uso destas áreas, as quais apresentam uma densidade de 1 a 14 edifícios por hectare;

— áreas utilizadas para plantio de produtos hortifrutigranjeiros;

— áreas de cultivo de cereais forrageiros, onde pratica-se a rotação de culturas em função do solo e relevo;

— áreas onde o solo é utilizado para cultivo temporário, principalmente na forma de pousios e/ou pastagem de sequeiro;

— áreas de pedreiras e saibreiras, ativas ou desativadas;

— áreas utilizadas para depósito de lixo e aterro sanitário;

— áreas sem vegetação (solo exposto), originadas por causas naturais ou artificiais.

Da análise do quadro anterior é digno de ressaltar:

- o acentuado predomínio e importância das áreas com construção que, acrescidas das áreas com intervenção antrópica ou ditas artificializadas, corresponde a 1/4 da superfície da área;
- ao contrário do que se prevê, tendo em vista as características do solo, nota-se uma insignificante representatividade das áreas utilizadas com fins florestais e silvo-florestais;
- fraca representatividade das culturas de regadio, em contraste com as culturas temporárias de sequeiro, especialmente as cerealistas.

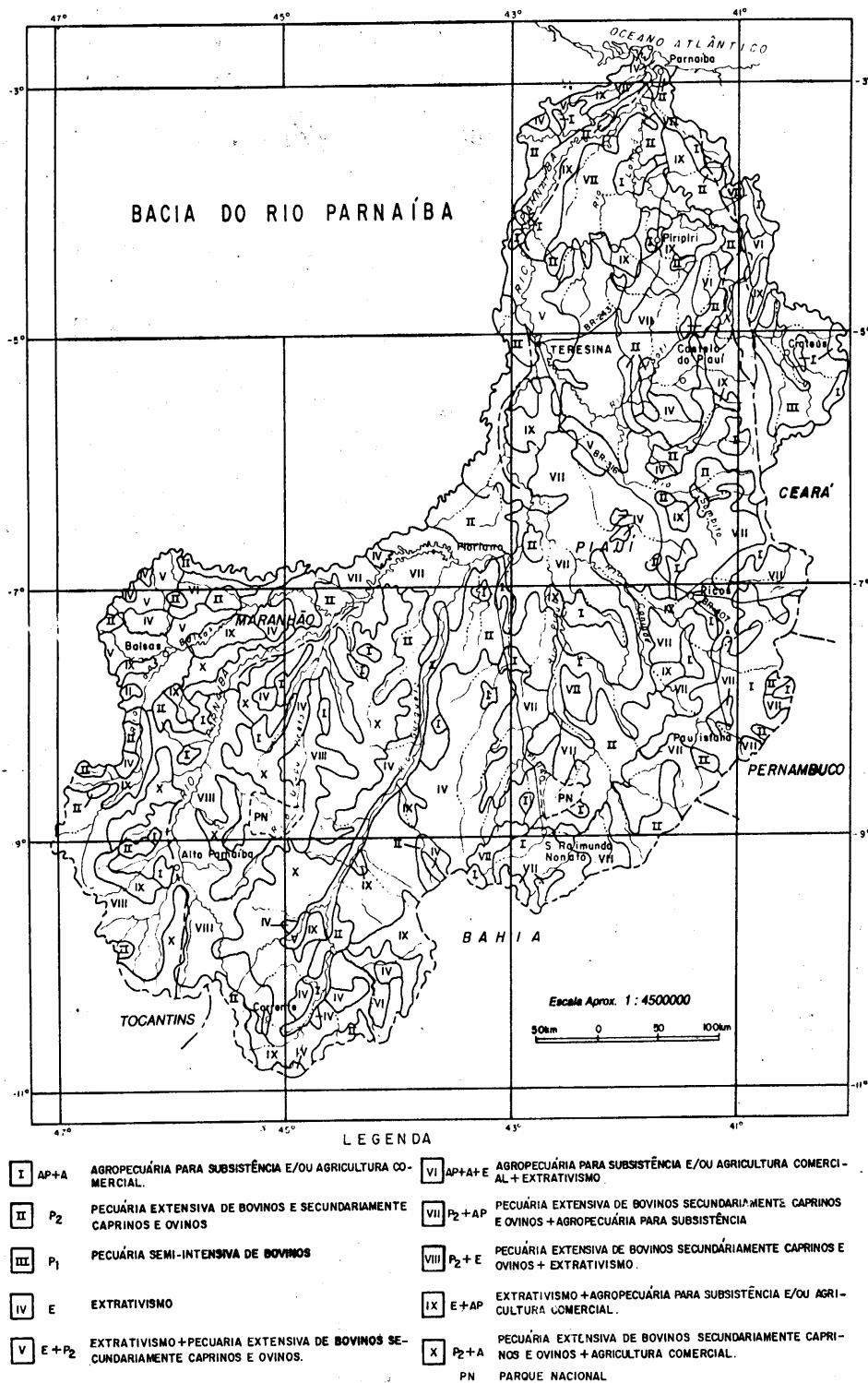


Figura 16- Mapa de uso da terra (RIVAS, 1996).

Ao longo de toda a área observam-se zoneamentos decorrentes da própria utilização do solo, fazendo com que ocorram contrastes acentuados quando do uso dos mesmos. Assim é que, toda a zona a norte das Várzeas do Longá tem os solos utilizados de uma forma marcadamente rural e industrial, o que condiciona as demais utilizações do solo. Há estudos (RIVAS, 1996), em que defende-se, para a Bacia do Parnaíba, a prática de três tipos de sistemas de uso da terra: tradicional, de transição e modernizado (Figura 16). Esta classificação foi baseada em dados sobre agricultura, pecuária, extrativismo, práticas agrícolas e relações sociais de trabalho e produção.

2.7 A vegetação

Os ecossistemas brasileiros estão distribuídos, segundo Fernandes (2000), em sete domínios fitogeográficos, com os Cerrados ocupando 23,7% de todo o território nacional onde ocorre de forma contínua ou compartimentada em manchas, neste caso como consequência, fundamentalmente, da intervenção humana.

Os primeiros dados sobre a vegetação do nordeste brasileiro datam do século XIX. As primeiras propostas de classificação devem-se a Karl Friedrich Philip von Martius (1839) e George Gardner (1889 apud RIZZINI, 1963; FERRI, 1980). Sistemas diferenciados de classificação foram propostos a partir dos trabalhos de Rizzini (1963), Andrade-Lima (1981), Ferri (1980) e Fernandes e Bezerra (1990). De certo modo, os sistemas propostos mais confundem do que esclarecem ou unificam dados, principalmente devido ao fato de fundamentarem-se em critérios os mais diversos, o que, segundo Fernandes e Bezerra (1990), dificulta ou mesmo inviabiliza qualquer tentativa de comparação.

A partir da década de 80, o uso do sensoriamento remoto como nova ferramenta, possibilitou a obtenção de novas e significativas abordagens, com conseqüente extração de informações, sobre as quais se sustentam as novas técnicas de mapeamento e classificação da vegetação. A heterogeneidade e dinâmica da paisagem têm o estudo, compreensão e caracterização fundamentados nas cartas temáticas geradas a partir do uso de tratamento de imagens (CREPANI et al., 2000).

O nordeste, com 154 867 200 ha de área tem, no Cerrado, o segundo maior domínio florístico-vegetacional desta região, sendo que 94 046 100 ha (62%) é coberto pelo semi-árido e o restante, 58 821 100 ha, pelo não semi-árido (MELO NETO et al., 1992). No Brasil, 5,9% dos cerrados estão distribuídos em terras do Piauí, equivalentes a 11 856 866 ha deste domínio (CASTRO, 1994) de cerrado sensu lato, com 8 349 759 ha ocupando área de domínio e 3 507 107 ha de transição (CEPRO, 1992). O clima é do tipo semi-árido e os cerrados encontrados nesta região são denominados de marginais, denominação esta que reflete a sua posição em relação à área nuclear desta fisionomia, instalada no Brasil Central.

Os cerrados do Brasil distribuem-se segundo cinco grupos diferenciados, com base em comparações florístico-geográficas, a partir de dados de espécies lenhosas arbustivas e arbóreas denominados, então, de cerrados de São Paulo, cerrados do Planalto Central, cerrados do Nordeste, cerrados do Pantanal e cerrados do litoral (CASTRO, 1994a, 1994b). Uma outra divisão para este bioma é feita levando-se em consideração os valores para a latitude e altitude do local de ocorrência, advindo daí as designações de cerrados de baixa altitude (0 a 500 m), para aqueles classificados como do litoral e do Nordeste; os de média altitude (500 a 900 m), para os de São Paulo; e os de alta altitude (900 a 1 200 m), para os do Planalto Central. Os cerrados do litoral, dos tabuleiros litorâneos ou migratórios, assentam sobre rochas terciárias do Grupo Barreiras (FIGUEIREDO; FERNANDES, 1987; GUERRA, 1980).

Segundo Castro (1994a, 1994b), o padrão lati-altitudinal para os cerrados no Brasil fica evidenciado diante da sua amplitude continental (-4° a 24° de latitude e 8 a 1 175 m de altitude), contribuindo, ademais, para este padrão uma consistência florística significativa. A distribuição geográfica das espécies vegetais, ou da flora do cerrado, ocorre com uma ampla distribuição, ou não, o que contribui para que este bioma não seja possuidor de uma flora permanente. Estes dados levaram Castro (1994a, 1994b) a classificar a flora do cerrado como do tipo “areal”. Neste mesmo trabalho, o autor supracitado levanta questões quanto aos cerrados funcionarem como centro de endemismo e de diversidade. Richardson (1978 apud CASTRO; MARTINS, 1999) defende que um número significativo da flora central oreádica pode ser tido como endêmica.

Fato incontestavelmente observado ao longo da distribuição dos cerrados brasileiros é o da constante substituição de espécies explicada, de modo mais provável, em função da

deficiência hídrica anual, bem característica na direção sudeste-nordeste, associada a uma evidente diminuição da temperatura média anual e de sentido oposto. A separação dos cerrados brasileiros em três supercentros de biodiversidade (Cerrados do Sudeste Meridional, Cerrados do Planalto Central e Cerrados do Nordeste), pode ser estabelecida levando-se em consideração, segundo Castro (1994a, 1994b), as barreiras climáticas (polígono das geadas e polígono das secas) e altitudinais (400 m a 900 m).

A flora piauiense, por ocupar áreas ecotonais marginais ao cerrado central, ocorre com uma diversidade significativa e particular. No Piauí observa-se a presença de caatinga em 37% da sua área territorial, com 33% de cerrado e 19% de áreas de transição, segundo dados de Oliveira et al., (1997). As áreas ecotonais ou de transição dispõem-se ao longo de uma faixa de direção norte-sudeste (RIVAS, 1996), com intercalações de estratos arbóreos, arbustivos, graminóides e com plantas xerófilas. Ecótonos configuram zonas de transição entre biomas próximos e distintos, como resposta às mudanças climáticas podendo, assim, serem entendidos como sensíveis e importantes indicadores dessas mudanças (WEAVER; ALBERTSON, 1956).

De sua extensão em área de transição, mais especificamente em terras do Piauí e Maranhão, o cerrado *sensu lato* ocorre com fisionomias de campo sujo de cerrado, campo cerrado, cerrado *sensu stricto* e cerradão de cerrado, individualizados segundo questões naturais, primárias, pedológicas, fitogeográficas e antrópicas. De modo particular, no Piauí, nas áreas de transição são freqüentes contatos do cerrado com caatinga, carrasco, mata seca decídua, mata estacional subdecídua, mata de babaçu, carnaubal, mata ripícula ou, ainda, com o Complexo Vegetacional de Campo Maior. Para este Complexo, mais diretamente, Castro et al., (1998 apud CASTRO; MARTINS, 1999 p. 156) defende um arranjo em mosaicos de vegetação, enquadrados nos tipos fisionômicos de “campo cerrado, savana de *Copernicia*, campos periodicamente inundáveis e/ou vegetação de parque”.

No estudo e caracterização dos cerrados do Piauí e Maranhão, as primeiras contribuições devem-se a Rizzini (1963, 1976) ao defender o conceito e posicionamento em zona marginal e individualidade fitogeográfica, ambas restritas ao Nordeste. Os primeiros levantamentos da flora lenhosa devem-se a Barroso e Guimarães (1980), no Parque Nacional de Sete Cidades, no município de Piracuruca. Levantamento idêntico foi levado a efeito por Castro (1984), na Estação

Ecológica de Uruçuí-Una, município de Baixada Grande do Ribeiro. Critérios ecológicos, para fins de utilização agrícola de áreas do cerrado, foram contemplados nos trabalhos de Goergen (1986) e Jenrich (1989).

Os trabalhos de Castro (1994a), contribuem para que os cerrados do Nordeste venham a ser, a partir de então, designados e conhecidos como cerrados marginais distais, com uma flora posicionada às margens das áreas ocupadas pelo Cerrado Central contribuindo, ademais, para a difusão da idéia de que estas áreas funcionariam como um dos supercentros de biodiversidade. Com base em treze levantamentos florísticos e/ou fitossociológicos, Castro et al., (1998) caracterizam os cerrados do Piauí, situando-os entre as latitudes 3°58' e 8°51' S, longitudes de 41°43' e 45°15' W, altitudes variando de 70 m a 430 m, temperatura média de 26,3°C a 27,0°C, precipitações anuais oscilando entre um mínimo de 1 217 mm e um máximo de 1 709 mm e deficiência hídrica com valores entre 365 mm/a e 560 mm/a. O clima, segundo o método de Thornthwaite e Mather (1995), transitaria entre o subúmido seco a subúmido úmido. A sazonalidade hídrica da região confere aos solos características próprias e particulares, sendo freqüente a presença de concreções, plintita, petroplintita e cores variegadas como resposta à oscilação do nível freático, dificuldades de drenagem e deficiência de nutrientes.

A Bacia do Parnaíba tem, na fisionomia das suas paisagens, uma vegetação que reflete a influência das províncias fitogeográficas da floresta Amazônica, dos Cerrados do Planalto Central e da Caatinga (DUQUE, 1980; BLACK, 1971; RIZZINI, 1963; EMPERAIRE, 1989, 1991). Esta representa uma área de transição ecológica. Fernandes (2000), Emperaire (1989) e Castro (2003), advogam, para os Cerrados e Caatinga, a maior distribuição em áreas de transição. Castro (2003), chama a atenção para o padrão de distribuição em mosaicos desta vegetação.

Segundo um número considerável de estudo, as diferentes fisionomias e arranjos estruturais da vegetação dos cerrados devem-se à própria heterogeneidade fisiográfica, em associação direta com o solo e relevo. O IBDF (1981), acrescenta, como fator, a incidência de fogo. Não há sobre a área, estudos que contemplem este elemento como importante fator de modificação ou degradação ambiental. A sua ocorrência faz-se, essencialmente, de modo acidental, com o seu início relacionado a práticas locais de “limpeza” ou desmate de áreas para o plantio. Segundo estudos da EMBRAPA/SPI (1996), a ação antrópica sobre a cobertura vegetal

brasileira nos últimos cinco séculos tem sido devastadora. As figuras seguintes dão-nos uma idéia desta ação a partir da vegetação primitiva, ou do que sobrou dela, diante dos processos de ocupação pelo homem. (Figuras 17 e 18).

Condicionados pelos fatores climáticos, o relevo e as litologias assumem um papel importante como controladores das três regiões fitoecológicas ali encontradas: Floresta Aberta Decídua, Zona de Contato Cerrado-Caatinga e Floresta Densa. Na zona de contato Cerrado-Caatinga é de ressaltar a Depressão de Campo Maior, com partes superfícies elevadas e terrenos alagadiços. A vegetação dos cerrados é caracterizada por troncos retorcidos, lignificados, com fendas ou sulcos, em vastos campos e segundo dois estratos estruturalmente bem distintos: um herbáceo-subarbustivo, outro arbustivo-arbóreo. Como característica própria e denunciante, a folhagem é esclerófila, espessa, obtusa e semicaducifolia mais evidente no período seco.

O substrato sedimentar tem, no geral, idade Terciária, com solos profundos, vermelho-amarelados, porosos e de boa drenagem, contribuindo esta característica última para a instalação de uma forte lixiviação. Os solos nestas áreas apresentam-se como arenosos, argilosos e siltosos, submetidos a um clima sazonal condicionante do baixo teor em matéria orgânica (COUTINHO, 1978, 2002).

A retração dos cerrados, como resposta a uma ação antrópica deve-se, principalmente, à falta de consciência ambiental, ao completo desconhecimento de sua acentuada diversidade e como área de ampliação da fronteira agrícola.

A fitossociologia, como técnica estatística de caracterização da vegetação, permite o estudo das relações biológicas entre as espécies e seu comportamento, sendo de fundamental importância a taxonomia (RIZZINI, 1997; ANDRADE, 2003). O estabelecimento de inter-relações e/ou correlações, entre solo e vegetação, é por demais importante para o entendimento do comportamento destes dois constituintes do meio.

Coutinho (2002), entende o Cerrado como um “complexo de formações oreádicas” (ABREU; CASTRO, 2004), com suas fisionomias de campo limpo a Cerrado. As fisionomias savânicas de campo sujo, campo cerrado e cerrado *sensu stricto*, feições ecotonais segundo este

mesmo autor, posicionam-se entre as formas extremas florestal ou cerradão e campestre ou campo limpo.

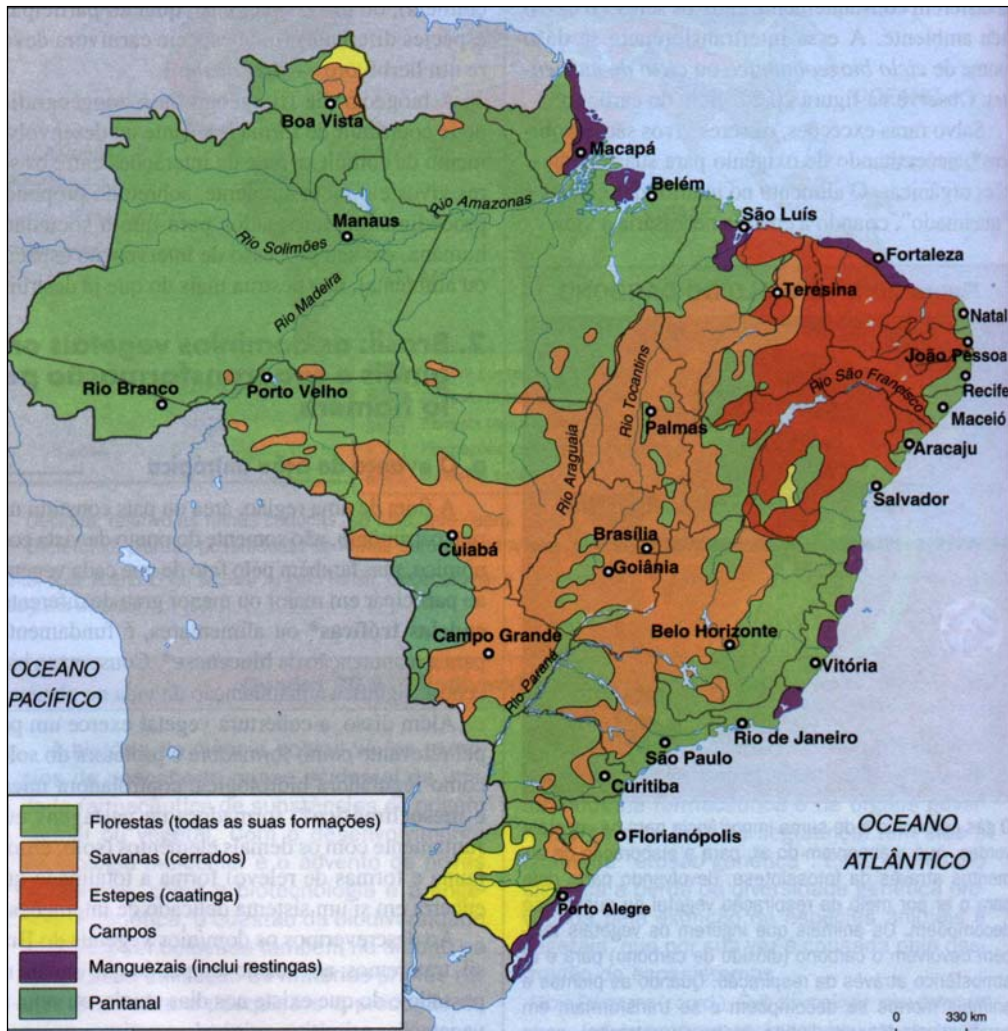


Figura 17 - Brasil: Vegetação nativa. Fonte: Embrapa/SPI, 1996.

Os primeiros estudos sobre a flora piauiense são devidos a naturalistas, em trânsito, sem o aprofundamento necessário, como Spix e Martius (1819), Gardner (1839), Schwocke (1878), Taubert (1895) e Lutzburg (1912, 1914). Os primeiros estudos mais direta e inteiramente dedicados à botânica piauiense devem-se a Iglesias (1914, 1919). A vegetação do Estado tem uma atenção mais profunda com os trabalhos de Porto (1952), seguindo-se-lhe Kuhlmann (1977)

e Andrade Lima (1981). O Projeto RADAM (1973) distribuiu a vegetação piauiense segundo 6 tipos morfoclimáticos.

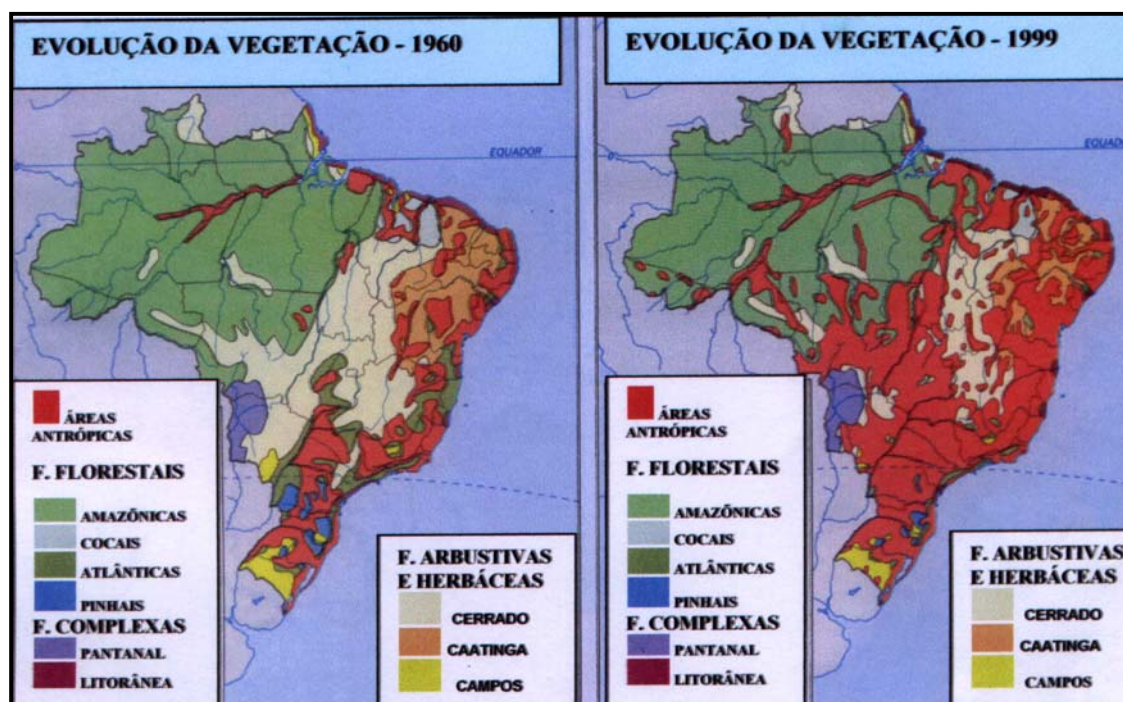


Figura 18 – Brasil: Evolução da vegetação nativa. Fonte: IBGE, 1992 (apud SIMIELLI, 1999).

O Projeto RADAMBRASIL (1981) utiliza, na classificação para vegetação instalada em área de tensão ecológica, designações savânicas, desde fisionomias de Savana Arbórea Aberta, com floresta-de-galeria, até Savana Parque, com floresta de galeria. Ainda segundo este projeto, nas áreas de entorno os tipos fisionômicos mais freqüentemente encontrados podem ser incluídos como Savana Arbórea Densa, Floresta submontana e Dossel Emergente.

A Savana arbórea aberta, ou campo cerrado, caracteriza-se pela presença de um tapete gramíneo-lenhoso e árvores raquíticas submetidas, anualmente, à ação do fogo. Áreas areníticas lixiviadas e solos concrecionários, constituem as litologias de suporte para esta fisionomia. São árvores e arvoretas tortuosas, com córtex suberoso e espesso, com destaque para os gêneros *Qualea*, *Cochlospermum*, *Tabebuia*, dentre outros.

Nas áreas de Savana Parque, a vegetação distribui-se de forma esparsa, típica de áreas encharcadas ou brejosas deprimidas ou naquelas onde ocorre um forte controle litológico, não permitindo um maior adensamento. São áreas submetidas a uma forte ação antrópica, acentuada em função do seu uso no pastoreio ou como culturas anuais. Popularmente conhecida como campo sujo, tem sua fisionomia e instalação relacionadas a áreas de exposição de solos ressecados, argilosos, com cascalheira silicosa ou ferruginosa.

A Savana Arbórea Densa tem sua fisionomia, na literatura, associada a zonas de transição entre Savana Arbórea Aberta e Floresta Estacional. A presença de árvores de porte pequeno a médio, podendo atingir valores em torno de 10 m a 15 m, confere-lhe um aspecto de floresta, instalada de modo mais freqüente em áreas areníticas fortemente lixiviadas, com solos concrecionários típicos de clima tropical estacional e mais conhecida como “cerradão”.

A área-alvo está implantada numa zona de transição ecológica ou ecotonal (RIVAS, 1996), com significativa variação espacial e temporal. Sob uma análise *in situ* ou a partir de imagem de satélite, a vegetação assume um aspecto fisionômico em mosaicos, capões ou manchas, termos de uso local, com plantas de ambiente seco, como a caatinga, passando por savanas de carnaúbas em áreas deprimidas e alagáveis até florestas estacionais semidecíduas de ambientes úmidos.

2.7.1 Amostragem e classificação da vegetação

2.7.1.1 Cerrados

Ocorrendo de modo mais característico e típico na região central do Brasil, o Cerrado aparece, como manchas de dimensões variadas (Figura 19), em outros estados como Minas Gerais, São Paulo, porção ocidental da Bahia, sul do Maranhão, em diferentes áreas no Piauí, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, Rondônia, Roraima e Pará. Distribuindo-se por regiões tropicais onde é caracterizado por duas estações bem definidas, inverno seco e verão chuvoso, apresenta-se com uma vegetação, aparentemente seca, compreendida entre arbustos esparsos e gramíneas, assentadas em solo tropical savânico.

Integrante do bioma *savana* já ocupou, em tempos, áreas mais extensas do território brasileiro, para alguns estudiosos cerca de um quarto, onde pode ocorrer com diferentes aspectos

ou fisionomias: cerradão, no qual ocorre um predomínio de árvores; cerrado, propriamente dito, com árvores espaçadas, de troncos tortuosos e suberizados; campo cerrado, campo sujo e o campo limpo, onde a vegetação é do tipo arbustiva e herbácea. A descoberta recente de que muitas plantas do Cerrado são possuidoras de órgãos subterrâneos utilizados na defesa contra o fogo, sustenta as hipóteses de que a vegetação deste bioma é condicionada pela ocorrência do fogo assim como pela baixa fertilidade e o elevado teor em alumínio dos seus solos. Novas propostas surgem no final da década de 50 – o oligotrofismo distrófico – que utiliza o excesso de açúcares e gorduras, produzidos na fotossíntese por estas plantas do Cerrado, como responsável pelo aspecto de ambiente árido assumido pelas mesmas.

A hipótese mais recente, e também a mais aceita, defende, para a vegetação do Cerrado, uma ação conjunta de fatores como a estacionalidade climática, a pobreza em nutrientes dos solos e a presença freqüente do fogo que, de acordo com a sua incidência no tempo e no espaço condiciona as diferentes fisionomias vegetacionais deste bioma (Figura 19).

Dos 2,5 milhões de km² originais restam, apenas, 700 mil km², ou seja, o equivalente a 33%. A sua biodiversidade é tida como elevada mesmo diante de características outras impróprias como solos ácidos de baixo teor em nutrientes e elevada concentração de alumínio. Tais condições de inadequação ao uso não foram suficientes para torná-lo imune a ações de desmatamento, utilização na agropecuária extensiva, fonte de matéria-prima para carvão vegetal, apropriação de suas terras para a expansão de fronteiras agrícolas, o que tem gerado impactos ambientais negativos na forma de erosão e compactação do solo, assoreamento dos rios, bem como a evidência de choques culturais e sociais, dentre outros. Durante as décadas de 50 e 60 ocorreram fortes migrações de agricultores, nomeadamente do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná, para os Cerrados de Mato Grosso do Sul e Goiás. Datam deste período os primeiros sinais de impactos ambientais negativos.

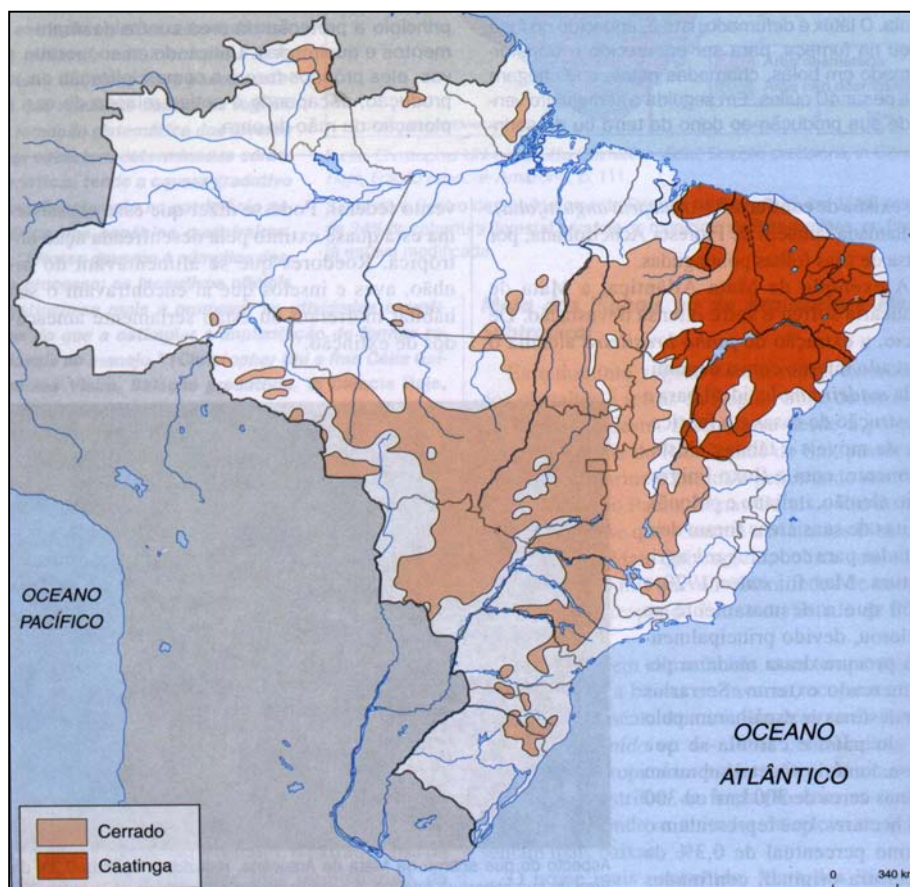


Figura 19 - Os cerrados e a caatinga no Brasil. Fonte: CONTI; FURLAN, 1996.

O elevado índice de biodiversidade está configurado nas quase 10 mil espécies de plantas, 837 de aves e 161 de mamíferos, seriamente ameaçados, sendo, ainda, este bioma brasileiro o que tem sido alvo das mais intensas e significativas alterações por conta, dentre outras, da ocupação humana. A contaminação das suas águas superficiais e subterrâneas atinge níveis preocupantes quando se constata que três das maiores e mais importantes bacias hidrográficas da América do Sul – Tocantins-Araguaia, São Francisco e Prata – estão instaladas nesta região. As atividades mineradoras, a agricultura mecanizada em expansão, a pecuária extensiva, as monoculturas, para além da freqüente abertura de estradas têm, também, sido responsáveis pela destruição ou, no mínimo, comprometedoras de grandes áreas do Cerrado. Das suas terras, apenas 2% estão protegidas na forma de parques ou reservas. Segundo o GEO Brasil (2002), 25% das áreas desmatadas não têm viabilidade econômica e em 80% das pastagens observa-se algum nível de degradação.

O estado atual do conhecimento dos Cerrados do Brasil demonstra uma forte heterogeneidade florística, com flora característica de cada sítio ou área, permitindo distribuí-los em três supercentros de biodiversidade: os cerrados do sudeste meridional, os cerrados do Planalto Central e os cerrados do Nordeste (CASTRO, 1994, 1999) individualizados em função das barreiras climáticas - polígono das secas e das geadas – e de cotas altimétricas, de 400m – 500 m e 900 m – 1 000 m. Exercendo um controle no padrão de distribuição das espécies vegetais estão a latitude e altitude.

As savanas brasileiras são denominadas de Cerrados (SOLBRIG, 1996; RATTER et al., 1996), cobrindo 25% do território nacional, tendo o planalto central como área nuclear, estando limitado ao norte pelos estados do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte; e ao sul pela estado do Paraná (FERRI, 1977; EITEN, 1990; RATTER et al., 1996), com trabalhos de levantamento da flora ainda feito de modo escasso desde Warming (1908).

Rizzini (1963), produz uma compilação de dados, catalogando 537 espécies entre árvores e arbustos; Heringer et al., (1976), faz um registro de 774 espécies entre árvores e arbustos e Filgueiras e Pereira (1993), numa área do Distrito Federal, cita um total de 2.264 espécies vasculares nativas. Castro (1994), trabalhando em áreas com fisionomia de cerrado *sensu lato*, registra cerca de 1 753 espécies lenhosas (arbustos e árvores), onde não estão incluídas as lianas. Castro et al., (1992, 1995) estimam, para a flora magnoliófito do cerrado *sensu lato*, valores entre 5 268 a 7 024 espécies de magnoliphyta, distribuídas em 366 - 575 gêneros e 88 - 210 famílias botânicas. Mendonça et al., (1998) confirma, em seus trabalhos, estes dados baseando-se numa compilação de 6 671 taxa nativo, distribuídos em 170 famílias e 1 144 gêneros. Trabalhos posteriores de Ratter e Dargie (1992), Castro (1994) e Ratter et al., (1996), fornecem listas de espécies arbóreas típicas do cerrado *sensu stricto*.

Os cerrados brasileiros estão instalados em uma faixa do território nacional que se estende desde São Paulo ao Piauí configurando, no conjunto, os três supercentros de biodiversidade já referenciados. Este complexo vegetacional mantém relações ecológicas e fisionômicas com outras áreas savânicas da América tropical, bem como com outras localizadas nos continentes africanos e australianos (BEARD, 1953; COLE, 1958; EITEN, 1972, 1990). As áreas de ocorrência estão instaladas em superfícies que atingem valores para a altitude desde os 300 m,

observados na baixada Cuiabana (MT) até os 1 600 m na chapada dos Veadeiros (GO), (AB'SABER, 1983; LOPES, 1984; RIBEIRO, 2000), encontrando-se no Piauí em cotas que oscilam entre 70 m e 430 m (CASTRO et al. 1998).

A variação fisionômica e florística caracteriza, de forma acentuada, a vegetação dos cerrados (EITEN, 1972; RATTER et al., 1996; MENDONÇA et al., 1998; WALTER, 1998; CASTRO et al., 1999). A riqueza de espécies neste domínio pode estar subestimada diante de problemas relativos à taxionomia (CASTRO, 1996; CASTRO et al., 1998). Os cerrados do nordeste é, para Castro (1994), um dos supercentros de diversidade do cerrado – cerrados marginais (CASTRO, 1996) – estando fortemente ameaçado pela interferência antrópica, com apenas 20% encontrando-se em estado original. Para os estados do Piauí e Maranhão, Castro (1994), Rivas (1996) e Fernandes (1998), defendem cifras em torno de 20 milhões de hectares.

A complexidade florística e ecológica dos Cerrados limitam, ou de certa forma inviabilizam, seu enquadramento numa fisionomia única e representativa. A idéia do xeromorfismo para a sua vegetação, segundo Ferri (1963, 1971, 1977, 1980), é incompatível com o fato de que as perdas de água ocorrem de forma constante. A não observação de sinais de murchamento e de alterações na floração e frutificação das espécies suporta a idéia do seu não condicionamento à escassez de água no solo. A configuração ou fisionomias assumidas pelas associações das plantas do Cerrado deve-se ao oligotrofismo, ou seja, à carência de micronutrientes no solo, responsável pelo aspecto xeromórfico principalmente no que se refere à presença de escleromorfismo e nanismo. Em áreas de clima uniforme, como as do Complexo de Campo Maior, as associações vegetais de Cerrado diferem-se pelo fator solo.

Uma análise mais cuidadosa do Cerrado não pode contemplar apenas os aspectos fitogeográficos ou zoogeográficos, diante da sua não uniformidade paisagística e complexidade da composição faunística. Qualquer estudo com o objetivo de compreender a sua dinâmica ecológica, deve buscar uma integração entre os diferentes ambientes, caracterizando-o e entendendo-o como um sistema biogeográfico constituído por subambientes integrados com os demais componentes do seu entorno.

Para Castro (1994a, 1994b), as áreas de Cerrado do Brasil apresentam-se compartimentadas, a ponto de conferir determinadas características, a partir das quais torna-se

possível uma diferenciação em grupos de baixa, média e alta altitude, configurando um padrão florístico lati-altitudinal. Em consonância com estas características, os Cerrados do Nordeste, nomeadamente do Piauí e Maranhão, são denominados de “cerrados marginais distais” a partir de Castro (1994a), de acordo com a sua posição marginal em relação aos cerrados brasileiros.

Os solos, sob a influência de uma forte sazonalidade hídrica, apresentam-se com um conteúdo acentuado em concreções, plintita ou laterita, e coloração entre o cinza-claro e amarelo. As fortes variações do lençol freático, os problemas de drenagem ou, ainda, o baixo teor em cálcio são outros fatos observados, que contribuem para a presença de diferentes classes de solos. Da interação entre ferro, ou ferro e alumínio, e água, sob a influência efetiva de uma alternância de períodos secos e úmidos, como consequência, mais direta, da variação do nível freático pode-se associar a formação de solos concrecionários e de plintita. Às tonalidades mais escuras do solo relacionam-se condições anaeróbias, como resposta a uma elevação do nível freático; aos tons mais amarelados relaciona-se uma taxa de umidade elevada, à qual também está associada a formação de goetita em ambiente rico em ferro ou caolinita quando este conteúdo é mais baixo (OLIVEIRA et al., 1995).

A flora deste bioma é denominada pelo autor supracitado como do tipo “areal” (CASTRO, 1994a, 1994b), face à ausência de uma flora característica para o Cerrado *sensu lato* e diante da observação, e constatação, de uma fisionomia vegetacional localizada, com algumas espécies presentes de modo mais freqüente. Espécies como *Byrsonima crassifolia*, *Qualea grandiflora*, *Qualea parviflora*, *Stryphnodendron coriaceum* e *Vatairea macrocarpa* estão entre as mais comuns. Para estudiosos como Eiten (1972), Fernandes e Bezerra (1990) e Rizzini (1963, 1976), os chamados Cerrados marginais apresentam uma flora com menor diversidade e riqueza, comparada àquela do Cerrado Central, mas com novos elementos florísticos oriundos das formações vegetacionais circunvizinhas. A partir dos levantamentos e dos dados coletados diretamente no campo, para além dos provenientes da análise de imagens de satélites TM/Landsat, foi possível identificar os seguintes tipos de cobertura vegetal:

1. Fisionomias de Florestas ou Indivíduos arbóreos perenifólios com alturas iguais ou superiores a 3 – 4 m e cobertura variável;

2. Floresta tropical aluvial ocasionalmente inundável. Esta fisionomia ocorre na área em sítios que se distribuem ao longo ou nas imediações dos principais corpos d'água, ocupando áreas não muito extensas. Naturalmente gradam para áreas savânicas e florestais. Os solos são geralmente de composição arenosa, localmente mais argilosa ou do tipo Gleissolos, com um forte recobrimento por serapilheira. A vegetação apresenta um dossel com altura regular onde predominam as palmeiras. Em apenas uma área, denominada de Marte, a vegetação assume estrutura de mata, com uma boa presença de cipós sobre um solo concrecionário conglomerático. São terrenos bem drenados, ricos em lianas. Aqui a palmeira não ocorre de modo predominante como era de se esperar, tendo em vista sua instalação em área inundável, como observado em áreas similares.
3. Floresta tropical semidecídua. Em contraste com a fisionomia anterior, a vegetação nas áreas identificadas como caracterizantes deste grupo têm sua distribuição não associada a cursos d'água. A geomorfologia apresenta-se segundo um relevo plano a suavemente ondulado, de altitudes em torno de 200 m. O solo apresenta a menor espessura observada em toda a área de estudo, podendo ser observado, de modo localizado, a vegetação instalada diretamente sobre a rocha aflorante, significativamente fraturada. A vegetação apresenta uma acentuada caducifolia, com árvores e arbustos.

Dos 11 856 866 ha dos Cerrados piauienses (CASTRO, 1994), 70,4% ou 8 349 759 ha são classificados segundo características próprias ou de Cerrado sensu lato, e os 29,6% restantes ou 3 507 107 ha distribuem-se pela suas áreas de transição ou ecotonais (RIVAS, 1996). Nas zonas de transição ou ecotonais os Cerrados apresentam contatos com caatinga, carrasco, mata seca decídua, mata estacional subdecídua, mata de babaçu e carnaubal, mata ripícula, ou com um complexo vegetacional – Complexo de Campo Maior – caracteristicamente identificados por um mosaico ou manchas de vegetação denominadas localmente como “campo cerrado, savana de *Copernicia*, campos periodicamente inundáveis e/ou vegetação de parque” (CASTRO et al., 1998).

Como região de clima semi-árido, o nordeste do Brasil tem os seus cerrados considerados marginais em relação àqueles do Planalto Central. Muitas destas áreas são entendidas como de transição ecológica, com caatingas e cerrados distribuindo-se por uma área considerável (FERNANDES, 1990; EMPERAIRE, 1989; CASTRO, 2003). Segundo Castro (2003), as áreas de transição com vegetação distribuída segundo formas em mosaico, diante da grande heterogeneidade espacial, necessitam de mais estudos para um posterior e mais seguro entendimento e caracterização. O IBGE (1979) defende que, para as diferentes fisionomias vegetais, concorre uma heterogeneidade fisiográfica em associação com diferentes classes de solo e de relevo além da incidência de fogo.

Para o Estado do Maranhão, Rizzini (1976) lista 14 espécies para o cerrado *sensu lato*; Oliveira et al., (1988), fornece uma lista com 244 espécies distribuídas em 68 famílias e 193 gêneros para a vegetação do Parque Estadual do Mirador. Conceição (2000), para a mesma área, em parcelas de 10 m x 20 m, elabora uma lista com 2 567 indivíduos distribuídos por 81 espécies, 69 gêneros e 34 famílias.

Para os cerrados do Piauí, em 1976, Rizzini registra 61 espécies em áreas de cerrado *sensu lato* e Barroso e Guimarães (1980), num primeiro estudo florístico no Parque Nacional de Sete Cidades, defende a presença de 229 espécies. Com base na análise de dados de 12 levantamentos em áreas de cerrado *sensu lato*, dos quais 11 são pioneiros, Castro et al., (1998) apresenta informações mais completas da flora arbustiva-arbórea ao listar 308 táxons compreendendo 60 famílias.

2.7.1.2 Caatinga

A Caatinga é descrita e tida como a vegetação típica do Nordeste semi-árido, exceção feita às áreas do Estado do Maranhão, compreendendo a caatinga seca não arbórea, com cactáceas e ausência de árvores; a caatinga seca arbórea, com suas árvores e arbustos isolados; a caatinga arbustiva densa, na forma de bosques; e a caatinga de relevo mais elevado, onde predominam os bosques com vegetação densa (Figura 19).

Distribui-se a leste e sudeste do estado do Piauí, com vegetação do tipo arbórea, arbustivo-arbórea a arbustiva, de elevada caducifólia, com folhas grandes, suculentas e

espinhosas, tendo, no geral, ausência de lianas e epífitas (DUQUE, 1980; ANDRADE-LIMA, 1981). As plantas são do tipo xerófilas, com grande incidência de cactáceas e bromeliáceas, caducifólias, exceto aquelas de raízes profundas como palmeiras e juazeiros, e com xeromorfismo. O Rivas (1996) indica, como áreas de distribuição típica, a microrregião de Campo Maior e Valença do Piauí, e a mesorregião do sudeste, onde estão os municípios de São Raimundo Nonato, Picos, Pio IX e Alto-Médio Canindé. Trabalhos voltados para a caracterização deste Bioma, no Piauí, são raros, com destaque para Emperaire (1989), que identifica cinco tipos fisionômicos florestais, e Lemos e Rodal (2002), estes em áreas de chapada sedimentar no Parque Nacional da Serra da Capivara.

Dos 1,1 milhões de km² de área original, cerca de 40 mil km² da caatinga constituem, hoje, áreas em estágio final de desertificação, como resposta à retirada da vegetação para utilização como lenha, devido ao uso como área de pastagem e práticas inadequadas de agricultura (Figura 19).

O semi-árido nordestino compreende cerca de 10% do território nacional ao estender-se por cerca de 800.000km² (RODAL et al., 1992) de uma área denominada de “Polígono das Secas”, instalada em terras dos estados do Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Bahia, Sergipe e norte de Minas Gerais. Ab’Saber (1974), Henck (1972) e Mello Netto et al., (1992), definem como parâmetro limitante para esta área a isoietta de 800 mm. Como característica marcante tem-se a presença de chuvas intensas em alguns anos e secas em outros, sob uma taxa elevada de evapotranspiração e solos de baixa capacidade de infiltração (AB’SABER, 1974). Em regiões submetidas a este tipo climático, a Caatinga faz-se presente como feição dominante apesar da forte degradação à qual vem sendo submetida ao longo de centenas de anos de uso inadequado e insustentável dos seus solos e recursos naturais, como consequência da ocupação desordenada de suas terras em favor da expansão agrícola familiar, pecuária extensiva e do forte crescimento rural.

Os primeiros levantamentos deste bioma devem-se a Tavares et al., (1969 a, 1969b, 1970, 1974 a, 1974b, 1975), seguindo-se-lhes os levantamentos de Moura (1987), Santos (1987), Ferraz (1989), Martins (1989), Araújo (1990), Emperaire (1991), Fonseca (1991), Rodal (1992), Alcoforado Filho (1993), Araújo et al., (1990, 1998, 1999), Figueiredo et al., (2000) e Lemos e

Rodal (2002). Emperaire (1989), em um dos raros trabalhos sobre este bioma, realiza uma amostragem estratificada, aleatória, em áreas de cobertura sedimentar do Piauí e Maranhão e depressão do São Francisco, identificando, então, cinco tipos fisionômicos-florísticos. Lemos e Rodal (2002), em levantamento de 50 parcelas (10 m x 20 m) no Parque Nacional da Serra da Capivara, registra uma densidade de 5 827 ind/ha e uma dominância média de 31,9 m²/ha.

Instalado preferencialmente sobre áreas sedimentares, este bioma ocupa, no Piauí, 37,0% da extensão das terras localizadas a leste e sudeste do Estado. A sua fisionomia e padrão de distribuição das espécies, diante de um número reduzido de levantamentos florísticos e fitossociológico, ainda levanta problemas quanto às suas características mais próprias e inerentes à sua vegetação. Alguns destes levantamentos foram levados a efeito nos últimos anos, com objetivo de suprir esta negligência quanto ao conhecimento deste bioma. Dentre estes merece destaque o Zoneamento Agroecológico do Nordeste, ZANE (EMBRAPA, 2000), e o Seminário da Caatinga, no âmbito do Programa Nacional da Biodiversidade (PROBIO, 2000) do Ministério do Meio Ambiente. Estes trabalhos voltaram-se, principalmente, para o conhecimento dos aspectos geofísicos, degradacionais e da necessidade de conservação sem, no entanto, apresentarem dados mais importantes e contemplativos sobre a distribuição da sua biodiversidade.

O Seminário de Planejamento Ecorregional da Caatinga – 1 Etapa - identifica, para o bioma supracitado, um total de oito ecorregiões, aqui entendida como “unidade relativamente grande de terra e água delimitada pelos fatores bióticos e abióticos que regulam a estrutura e função das comunidades naturais que lá se encontram” (VELLOSO et al., 2001, p. 3). Os limites entre ecorregiões distintas (Figura 13), é determinado quando alguns fatores específicos sofrem alterações, dentre os quais citam-se a precipitação, altitude ou relevo (BAILEY, 1998).

O clima reinante é do tipo quente e semi-árido, sazonal, com valores de precipitação inferiores a 1 000 mm/ano, concentrados ao longo de 3 ou 6 meses. A evapotranspiração atinge valores significativamente altos, entre 1 500 mm e 2 000 mm por ano, o que gera um *déficit* hídrico. Segundo a classificação de Koppen, este clima enquadra-se no tipo BSh. Os solos vão de rasos e pedregosos a profundos e arenosos, de baixa ou alta fertilidade, acentuadamente degradados e com instalação, em algumas áreas, de processos de desertificação (Figura 20).

Mesmo sob o domínio de condições adversas, a Caatinga é possuidora de uma diversidade de ambientes significativa, com vegetação caducifólia, xerófila e espinhosa, tipologias estas presentes em função e dependentes de variações locais de solo e disponibilidade de água.

O Complexo de Campo Maior, como uma das oito ecorregiões do bioma Caatinga, identificada a partir do Seminário de Planejamento Ecorregional da Caatinga (VELLOSO et al., 2001), tem sua maior extensão ocupando terras do estado do Piauí, com uma área menor que se estende para o sudoeste do Maranhão. A sua individualização faz-se a oeste pela mata dicótilo-palmácea distribuindo-se segundo a extensão do baixo e médio Parnaíba; a nordeste pela região de Carrasco da Ibiapaba; a sul e sudeste pelo Cerrado e Cerradão; e ao norte pela Depressão Sertaneja Setentrional. (Figura 13). O Complexo de Campo Maior, as superfícies dissecadas dos vales do Gurguéia, Parnaíba, Itapecuru e Tocantins, as superfícies dissecadas diversas e as chapadas intermediárias e baixas, constituem as Unidades Geoambientais (UG) desta ecorregião (Figura 20), onde predominam os plintossolos da Formação Longá, caracterizados por serem rasos, com problemas de drenagem, ácidos, de baixa fertilidade e textura de argilosa a média. Como feições típicas desta área citam-se as planícies de inundações, com 50 m a 200 m de altitude, e as elevações, como as serras de Campo Maior, Bugarim e Passa-Tempo, com altitudes em torno de 380 m – 420 m (Figura 21).

A bacia hidrográfica do rio Longá destaca-se como principal curso d'água, atravessando praticamente toda a extensão da Baixada de Campo Maior, no sentido N-S, tendo como principais afluentes os rios Jenipapo e Surubim.

O clima, local, é do tipo úmido, tropical chuvoso, com 6 meses de seca por ano mas com uma precipitação média anual em torno de 1 200 mm – 1 500 mm (Figura 22). Estes valores elevados para a precipitação, associada às inundações periódicas, destacam-se como os fatores que mais direta e eficientemente exercem um controle sobre a biota da região.

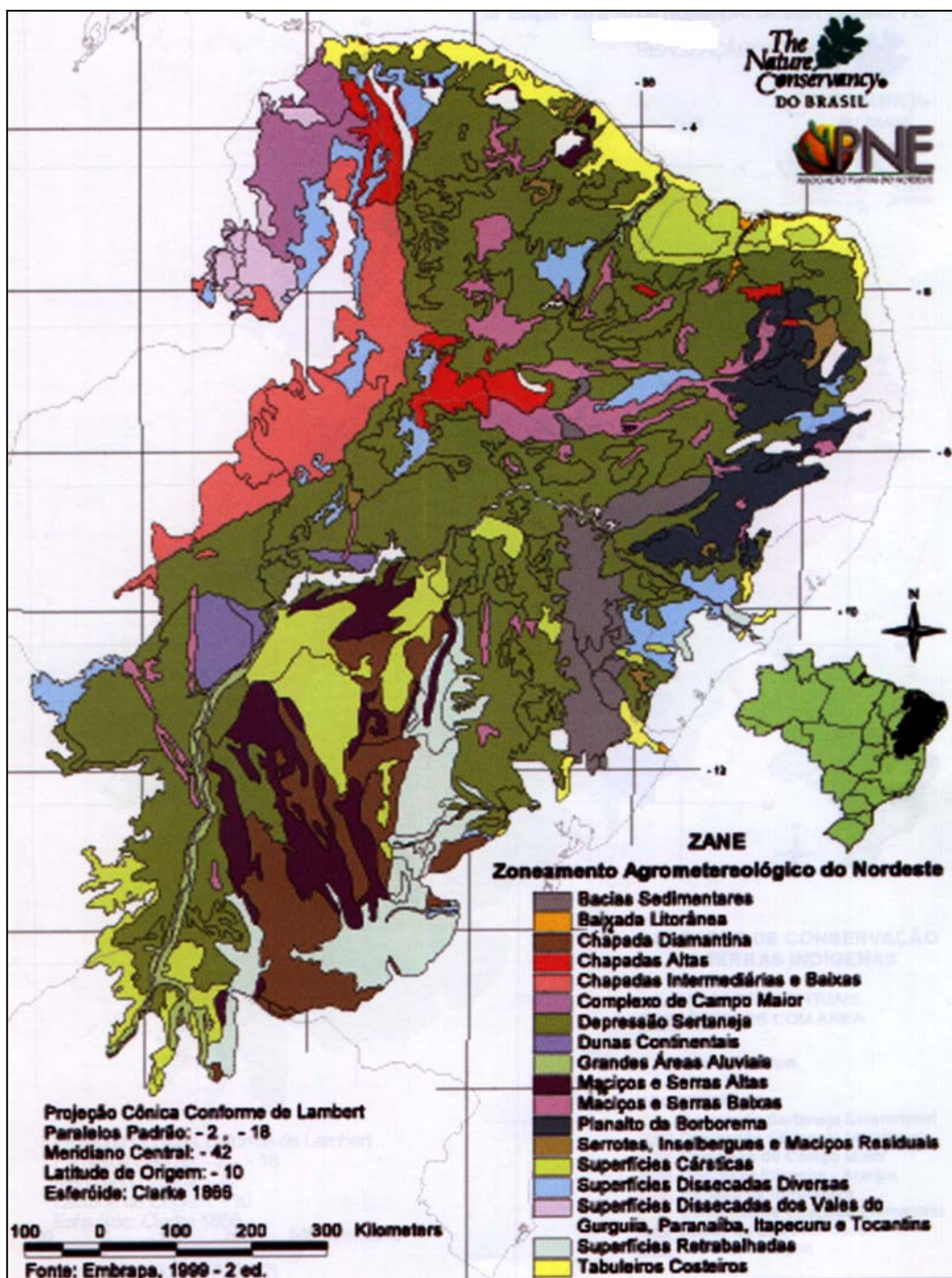


Figura 20 - Zoneamento agrometeorológico do nordeste. Fonte: Velloso et al., 2001.

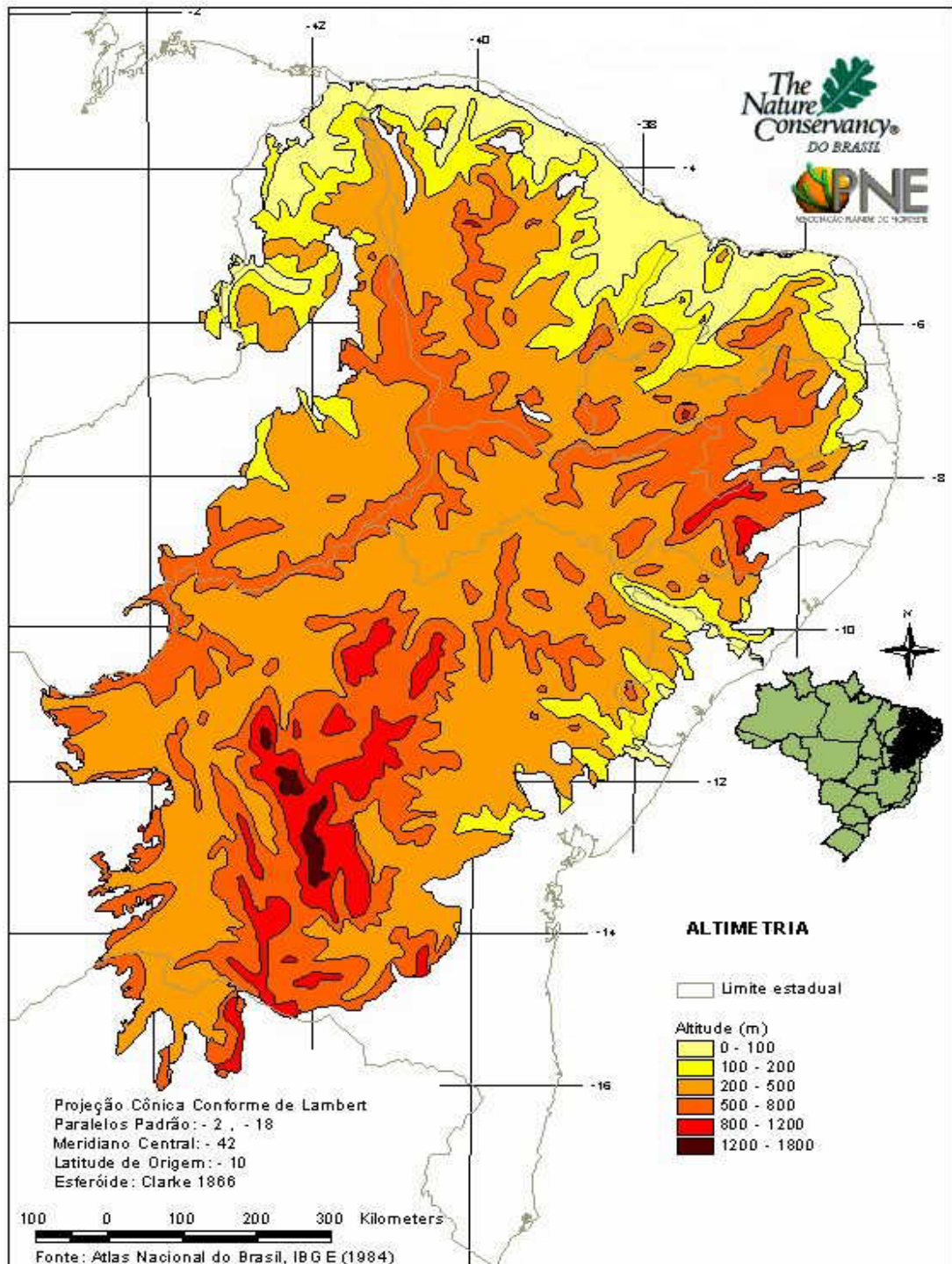


Figura 21 - Mapa altimétrico para a caatinga. Fonte: Velloso et al., 2001.

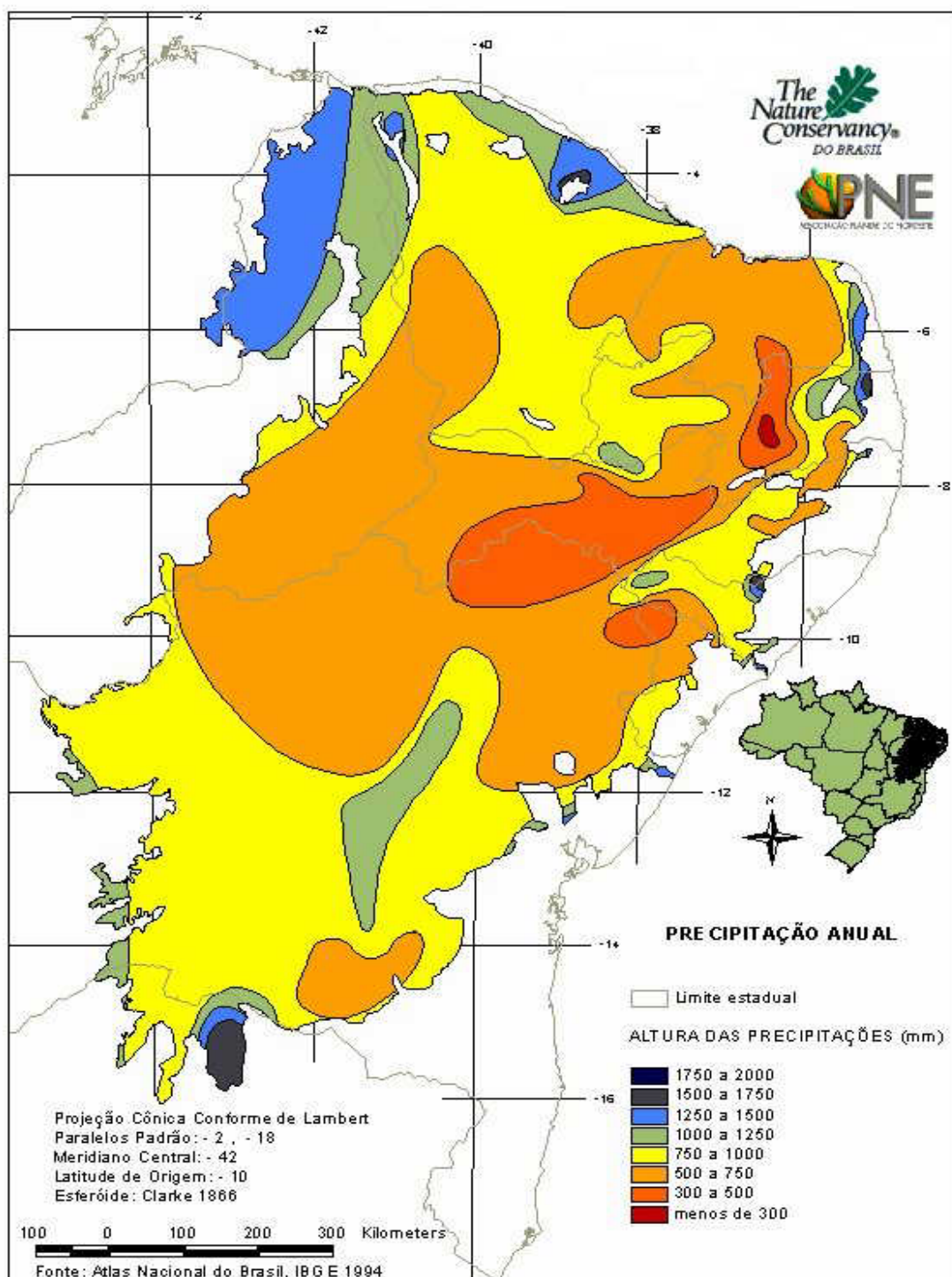


Figura 22 - Mapa de Precipitação Anual. Fonte: Velloso et al., 2001.

A bacia hidrográfica do rio Longá destaca-se como principal curso d'água, atravessando praticamente toda a extensão da Baixada de Campo Maior, no sentido N-S, tendo como principais afluentes os rios Jenipapo e Surubim.

O clima, local, é do tipo úmido, tropical chuvoso, com 6 meses de seca por ano mas com uma precipitação média anual em torno de 1 200 mm – 1 500 mm (Figura 22). Estes valores elevados para a precipitação, associada às inundações periódicas, destacam-se como os fatores que mais direta e eficientemente exercem um controle sobre a biota da região.

Para o Complexo de Campo Maior, Velloso et al., (2001) define uma vegetação de ecótonos do tipo cerrado/caatinga e cerrado/mata, com caducifolia e subcaducifolia do tipo estacional. Ocorre, ainda, uma vegetação herbácea com fisionomia de savana africana, além daquela restrita ou mais estreitamente relacionada às planícies inundáveis, denominadas de savana de *Copernicia*, diante do predomínio de carnaubais.

Estudos sobre áreas de transição no estado do Piauí têm, em Oliveira et al., (1997), em área de transição caatinga de areia e carrasco, no município de Padre Marcos, um dos primeiros sobre o tema. Na região de Complexo de Campo Maior, estudos neste sentido também são raros, citando-se apenas o de Farias (2003) e o presente estudo, sendo os dois tidos como pioneiros em suas respectivas proposições e objeto de estudo.

2.7.1.3 Mata dicótilo-palmácea, zona de cocais ou mata de babaçuais

A zona de cocais, área implantada entre a Floresta Amazônica, a Oeste, a Caatinga, a Leste, e o Cerrado, ao Sul, é tida como de transição ecológica ou ecotonal, situando-se entre o clima úmido da Amazônia, o clima semi-árido do sertão nordestino e o clima menos úmido, também conhecido como de duas estações bem definidas – seco e chuvoso - do Brasil Central. As regiões nas quais esta fisionomia pode ser mais freqüente e caracteristicamente encontrada pertencem aos estados do Maranhão, Piauí, Rio Grande do Norte e norte de Tocantins.

As palmeiras, principalmente o babaçu, a carnaúba e o buriti, constituem a vegetação ali predominante, instalada após o desaparecimento da vegetação original, como consequência do forte antropismo e por isto tidas, hoje, como florestas secundárias.

2.8 Solo e vegetação

A importância do nível freático e da variação da sua profundidade com as características físicas do substrato para o desencadeamento de processos de formação de solos, é apontada por autores como Beard (1953), Ratter (1992) e Sarmiento et al., (1971) como um dos fatores a exercer um controle efetivo na variação florística das savanas (cerrados) tropicais. Castro et al., (1998) posiciona a maioria dos cerrados do Piauí como savana hiper-sazonal de Sarmiento (1971), tendo por base dados relativos à variação sazonal do nível piezométrico, ao longo dos anos, em áreas similares à do Complexo Vegetacional de Campo Maior.

Para Mucina (1997) e Burke (2001), a composição, estrutura e distribuição das comunidades vegetais nas mais diferentes áreas têm uma relação estreita com o respectivo geoambiente. Neste caso, as comunidades instaladas em áreas ecotonais poderiam representar os mais importantes indicadores das mudanças.

No caso dos trópicos, as savanas estão sob influência de unidades climáticas significativas, diferentes substratos geológicos, solos, drenagem e fatores outros de efeitos perturbadores. Para autores como Eiten (1972), as savanas brasileiras (cerrados) enquadram-se perfeitamente nestas condições, e responsabiliza o substrato rochoso, as diferentes altitudes, profundidades, drenagem e fertilidade dos solos como fatores delimitantes e possibilitadores da presença dos cerrados em determinada área ou região. Os cerrados do Nordeste do Brasil estão dispostos e implantados em grandes planícies de baixas altitudes e condições climáticas variáveis (NIMER, 1988, 1990; CASTRO et al., 1998).

A região onde se instala o Complexo Vegetacional de Campo Maior, por apresentar características de zona de transição ecológica, configura-se como uma área das mais importantes para estudos voltados para caracterização da vegetação. Trata-se de uma região bastante diferenciada e com variações laterais significativas, associadas à sua condição ecotonal e à forte sazonalidade climática, responsável por marcadas flutuações periódicas no lençol freático. A falta de trabalhos, com enfoque no estabelecimento das possíveis relações entre as comunidades vegetais e os fatores ambientais, constitui um dos mais fortes entraves à sua caracterização e posicionamento fisionômico. A amostragem da vegetação para este estudo de caracterização teve

como fator determinante, quanto à localização das áreas para levantamento fitossociológico, as características dos diferentes geoambientes.

2.9 Clima: Características Gerais

O clima na área da bacia, como reflexo da sua instalação entre o clima semi-árido do nordeste e o clima úmido da Amazônia, apresenta acentuadas alterações locais em função de fatores meteorológicos, circulação atmosférica e condições de relevo. A sua classificação foi feita a partir de dados da série histórica disponível na área, referente ao período de 1912 a 2001, fornecido pela Secretaria de Agricultura, Abastecimento e Recursos Hídricos – Departamento de Hidrometeorologia do Estado do Piauí (Figura 20), e outra série entre os anos de 1936 a 1985 (Tabela 1) em relatório da CPRM (2000).

As séries serviram de base para a avaliação do balanço hídrico anual para a região (Figura 23), segundo o sistema de Thornthwaite-Matter (1955). Para a caracterização do clima foram utilizados dados de precipitação, evapotranspiração potencial e real, importantes diante das características particulares e próprias da área em estudo.

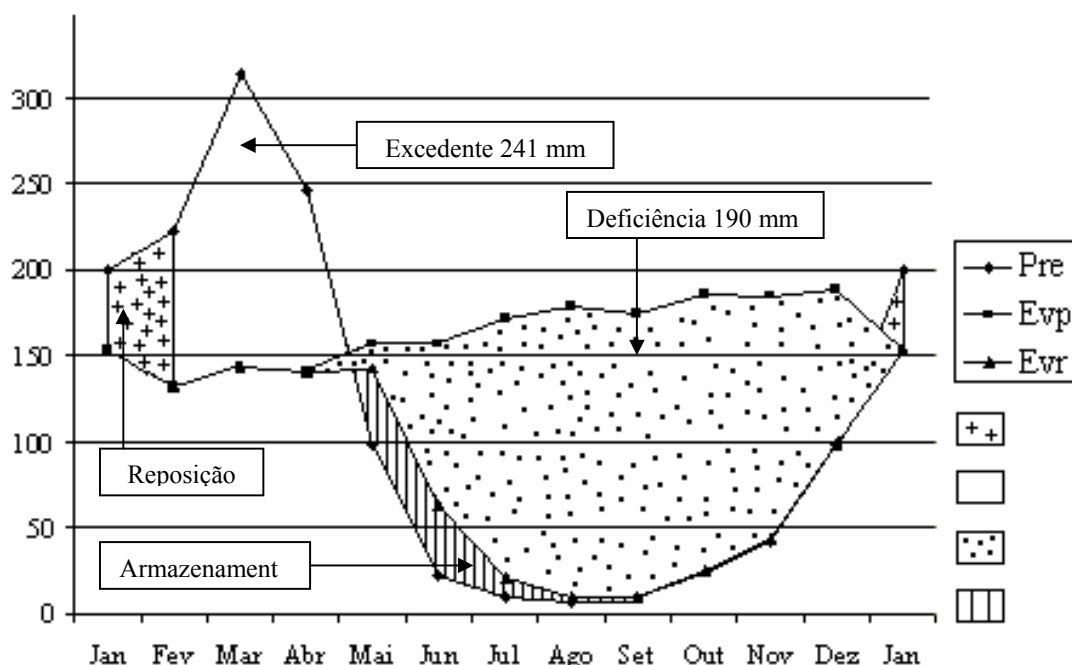


Figura 23 - Climatograma – Campo Maior, PI (Thornthwaite-Mather, 1955).
Fonte: CPRM, 2001.

O clima da região, segundo a classificação de Koppen, enquadra-se no tropical subúmido (C1WA'4a) com temperaturas oscilando entre um máximo de 35°C e mínimo de 23°C nos meses secos. A precipitação é o elemento determinante do clima da área por, ao contrário dos demais elementos, revestir-se de características contrastantes no tempo e no espaço, atingindo valores anuais de 1 208,8 mm, extremamente elevados quando se compara com dados de áreas afins com vegetação caducifólia de transição.

Tabela 1- Precipitações médias mensais e anuais para a Região de Campo Maior, PI.

Estação	Período	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	Média Anual
Campo Maior	1936/85	200,3	215,5	327,8	234,2	104,4	20,8	8,4	8,6	8,4	22,3	45,2	109,1	1.305,0

Fonte: CPRM, 2001.

Para o período de observação compreendido entre os anos de 1936 e 1985, a SUDENE determina valores em torno de 1 305,0mm/ano para a precipitação na região. A partir do mapa de isoietas, elaborado pela CPRM (2000), constata-se uma pluviosidade crescente no sentido leste-oeste (Tabela 1 e Figura 24).

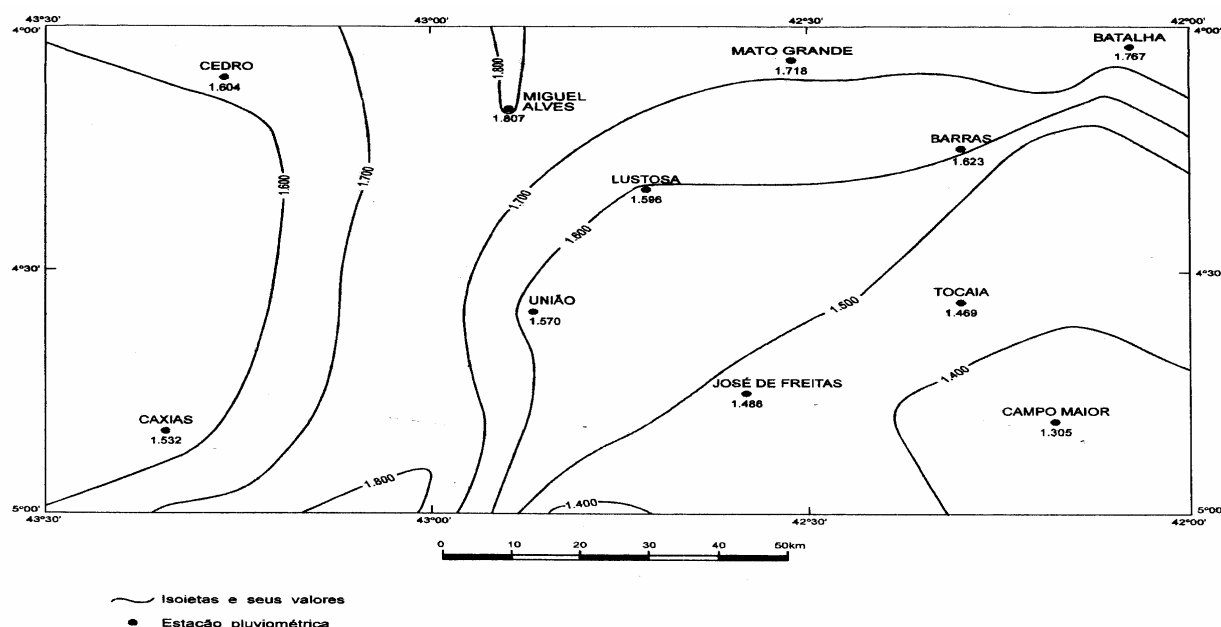


Figura 24 - Isoietas médias anuais para algumas regiões dos Estados do Piauí e Maranhão.

Fonte: CPRM, 2000.

A evapotranspiração potencial atinge valores acentuadamente elevados, acima de 1 960 mm (Tabela 2). Os histogramas elaborados com os valores médios anuais possibilitam a identificação dos regimes pluviométricos para a área, onde fica caracterizado dois períodos diferentes: um seco, ao longo dos meses de julho a outubro, e outro chuvoso, de novembro até meados de maio. O mês de março apresenta-se como aquele no qual se observa uma maior concentração pluviométrica, ficando os meses de julho e setembro como os de menor precipitação (Figura 25). Por toda área da bacia há um predomínio do regime de chuvas torrenciais, condicionante de todo o fluxo da rede hidrográfica. Todas as nascentes da maioria dos rios desta bacia, à exceção do rio Parnaíba, estão localizadas em áreas de menor índice pluviométrico, condicionando o regime dos mesmos.

O estado do Piauí caracteriza-se por temperaturas elevadas como consequência da sua posição geográfica, ao situar-se em latitudes e altitudes baixas, e das correntes aéreas. Guimarães (1921, apud BAPTISTA, 1981) escreve que “o Piauí, segundo remotos conceitos de Aristóteles, seria uma fornalha. Situa-se na zona equatorial, onde naquelas priscas eras, o raciocínio não podia admitir a vida, tal a energia do calor solar idealizado pelo sábio, ainda hoje continua ignorado o seu clima”. Branco (1992), atribui ao Piauí a presença de três tipos climáticos com bases geográficas e não meteorológicas: uma situada entre a serra da Tabatinga e o rio Gurguéia com “invernos regulares e umidade quase nula”; o outro entre os rios Gurguéia e Canindé, e o terceiro do Canindé ao litoral, de clima seco, quente e debilitante, atenuado apenas pelos ventos oceânicos que o povo batiza de parnaibinha”.

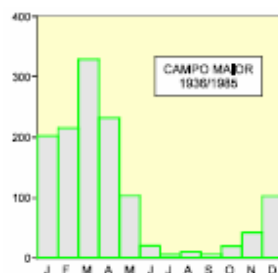


Figura 25 - Histograma dos valores médios mensais para as precipitações na Região de Campo Maior, PI.
Fonte: CPRM, 2000.

Tabela 2 - Balanço Hídrico mensal, segundo Thornthwaite-Mather . Fonte: CPRM, 2000. Local: Campo Maior – altitude: 125 m; latitude. 04°49’S; longitude: 42°11’ WGR. Período: 1963 a 1985.

Mês	Temperatura Média (°C)	Evapotrans-piração não corrigida	Correção	Evapotrans-piração Potencial (mm)	Precipitação Pluvial (mm)	Saldo P-EP (mm)	Armazenamento (mm)	Alteração (mm)	Evapotrans-piração Real (mm)	Déficit Hídrico (mm)	Excedent e Hídrico (mm)	Índice de Umidade Efetiva	Clima
Jan	27,6	5,2	31,8	165	200	+36	100	0	165	-0	+36	+22	B1 - úmido
Fev	22,0	2,1	28,5	59	216	+157	100	0	59	-0	+157	+267	A-super-úmido
Mar	28,3	5,8	31,2	179	328	148	100	0	179	-0	+83	+83	B4 - úmido
Abr	29,0	6,4	30,0	191	234	+43	100	0	191	0	+23	+23	B1 -subúmido
Mai	28,1	5,6	30,9	172	104	-68	32	0	172	0	-0	-0	C1-sub-úmido seco
Jun	24,0	2,9	29,7	86	21	-66	0	-32	53	34	-23	-23	D - semi-árido
Jul	28,2	5,6	30,9	174	8	-166	0	0	8	166	-57	-57	E -árido
Ago	25,6	3,8	30,9	118	9	-110	0	0	9	110	-56	-56	E - árido
Set	29,2	6,5	30,0	195	8	-187	0	0	8	187	-57	-57	E - árido
Out	29,1	6,4	31,5	203	22	-181	0	0	22	181	-53	-53	E - árido
Nov	29,8	7,1	30,6	218	45	-173	0	0	45	173	-48	-48	E -árido
Dez	28,9	6,3	6,3	199	109	-90	0	0	109	90	27	27	D - semi-árido
Ano	27,2	-	-	+1.960	1.305	-655	-	0	+1.021	939	-9	-9	C1Sub-úmido

Fonte: CPRM, 2000.

Koppen classifica o clima do Estado como do tipo Aw (tropical com chuva de verão) observado na área de Teresina para sul; Aw' (tropical com chuvas de verão retardadas) presentes em Teresina, Amarante e a norte de Teresina e Bsh (semi-árido, quente, com inverno seco) no sudoeste. Thornthwaite, a partir do índice de umidade, para o qual contribuem dados do excedente anual de água, da deficiência anual de água e da evapotranspiração potencial, determina, então, oito tipos de climas para o Brasil dos quais três são possíveis de serem observados no Piauí: clima úmido do cerrado (com 67% do Im entre 20 e 100); clima úmido do meio-norte (com 42% do Im entre 20 e 100) e o semiárido da caatinga (com 53% do Im entre -20 e -40).

Hargraves (1974 apud AB'SABER, 1983), estabeleceu uma importante classificação agroclimática para o Nordeste, como um todo. Este autor encontra quatro tipos de climas, todos passíveis de serem observados no Piauí: semi-árido, árido, muito árido e úmido. Estas designações foram modificadas por Ab'Saber para semi-árido moderado, semi-árido rústico, semi-árido acentuado e subdesértico e subúmido passando a úmido.

2.10 Microrrelevos e áreas inundáveis

A ocorrência de relevos planos a suavemente ondulados parece estar associada à formação de depressões, que contribuem, de forma decisiva, para os mecanismos facilitadores de sua instalação. Nas áreas onde o relevo apresenta-se segundo vertentes mais acentuadas a sua presença é praticamente nula, para o que contribui, neste caso específico, o maior escoamento superficial das águas meteóricas.

As áreas ou depressões inundáveis representam para o sertanejo, na impossibilidade de perfurar poços e diante da escassez de água, um meio de armazenamento deste bem natural a partir do acúmulo da água meteórica. A desvantagem destas áreas, como reservatório de água, está relacionada à baixa capacidade de retenção da mesma por um período maior.

Na área em estudo para além desta finalidade as depressões são utilizadas no plantio de diferentes culturas e principalmente como ambiente natural de ocorrência da carnaúba, bem de grande importância econômica da região. A carência, na literatura, de dados sobre estas áreas afeta mais diretamente as ciências geológicas e geográficas, bem como os estudos sobre a

vegetação destes ecossistemas. Pesquisas no sentido de se conhecer a flora das depressões inundáveis, associado ao estudo das possíveis relações entre estes elementos e os meios onde as mesmas estão instaladas bem como dos seus entornos, será vital para a perfeita caracterização e entendimento dos mecanismos ou fatores ecológicos envolvidos na sua gênese.

Na literatura encontram-se citações da presença de microrrelevos amplamente distribuídos por todo o território nacional e de modo preferencial nos Cerrados do Brasil Central. Os microrrelevos ocorrem de forma mais freqüente e característica numa estreita relação com áreas aluvionares inundáveis das planícies e depressões e com campos brejosos, preferencialmente situados nas proximidades de encostas de serras e planaltos. De forma predominantemente circular, esta compartimentação do relevo apresenta-se nucleada com cupins e/ou termiteiras e uma vegetação, na sua maioria, de cerrado, fortemente contrastante com os campos-limpos que constituem as áreas no seu entorno.

Na área pesquisada são popularmente conhecidos por *capões*, *capãozinho* ou *morrote*. No Brasil Central, onde sua presença é mais acentuada e onde, em conseqüência, o número de trabalhos é bem mais significativo, as denominações vão desde *murudu*, *murundu* ou *morundu* como nos trabalhos de Diniz de Araújo-Neto (1981), Diniz de Araújo-Neto et al., (1986), Furley (1986), Penteado-Orellana (1980) e Oliveira-Filho (1988).

O IBDF e FBCN (1981), identificam-nos como *covoal*, na Serra da Canastra; Cunha et al., (1983), no Pantanal Mato-grossense e na Depressão Cuiabana, utilizam a denominação de *morrote*, *cocoruto*, *capãozinho* e *ilha*, todas denominações de uso local; Eiten (1983), em estudos na Planície do Araguaia refere-se aos microrrelevos como *varjão* ou *monchão*, nomes estes difundidos na região.

Na literatura internacional, nomeadamente a inglesa, encontram-se referências a estas fisionomias em Eiten (1972, 1975), como *earth platform*; Ratter et al., (1973), como *termite savanna formation*; Mathews (1977), como *termite hillocks*; Prance e Schaller (1982), como *cerrado island around termite hills*; Diniz de Araújo-Neto et al., (1986), Furley (1985) e Ratter (1977), como *murundu*; Ratter (1987), como *hummock*; Schaeffer (1958), Newcomb (1952), Fairbridge (1968), Péwé (1948), Ritchie (1953) e Cox (1984), como *mima-mounds* e, por fim, em Hole (1981), como *pimple-mounds*.

Em linguagem alemã são identificados como *termitensavannen* por Trol (1936); em espanhol por *cerritos* em Sarmiento e Monastério (1971), e *tatucos* por Folster e Huber (1984). Citações ocorrem, ainda, no idioma africano onde são designados por *gilgai*, segundo Ojany (1968), Scott (1963), Kalpagé (1976) e Oakes e Thorp (1951).

No Brasil, esta fisionomia está relacionada a áreas periodicamente inundáveis como a Planície do Bananal (RADAMBRASIL, 1981), Planícies e Pantanaís do Médio e Alto Guaporé (RADAMBRASIL, 1982) e Planícies e Pantanaís Mato-grossenses (RADAMBRASIL, 1982). Autores outros caracterizam estes microrrelevos, situando-os em outras regiões do Brasil, como o fazem Oliveira-Filho (1988) na Depressão Cuiabana; Eiten (1983), Embrapa (1978), Penteado-Orellana (1980), Furley (1985), Ratter (1977) e Diniz de Araújo-Neto (1981, 1986), em trabalhos no Planalto dos Parecis, Planalto dos Guimarães e Planalto Central Goiano, além de Eiten (1983) no Planalto Dissecado do Sul do Pará.

Os microrrelevos são definidos e caracterizados na literatura geológica e geomorfológica a partir dos trabalhos de Dalquest e Scheffer (1942), ao referirem-se a pequenos montes, então denominados de *mima-mounds*, em estudos sobre os fatores bióticos e abióticos envolvidos na sua formação no Oeste dos Estados Unidos. Os trabalhos de Fairbridge (1968), Péwé (1948) e Ritchie (1953) advogam uma origem diferente para os *mima-mounds* tidos, pelos autores supracitados, como resposta a processos erosivos.

Cole (1960), em estudos desenvolvidos no Pantanal Mato-grossense estabelece uma relação entre a presença da *Curatella americana*, a popular lixeira ou sambaíba, e áreas povoadas por termiteiras, as quais no seu processo de instalação vão acumulando sedimentos e posicionando, em consequência, os microrrelevos em cotas acima do nível de inundação.

Ao estudar os campos brejosos próximos às encostas da Serra do Roncador-MT, Eiten (1972, 1975) atribui à presença do cupim o papel determinante e estruturante para a instalação dos microrrelevos ou murundus. Para este autor, a construção e individualização na paisagem dos mesmos, decorre da tentativa freqüente de posicionar os seus ninhos numa cota acima do nível de saturação de água no solo. O mesmo autor não compartilha da hipótese segundo a qual estas feições tenham origem a partir da degradação dos cupinzeiros. Ratter et al., (1973), denomina os

murundus da Planície do Araguaia e da Serra do Roncador de *termite savanna formation* numa perfeita analogia com as savanas de cupins da África.

A região de Sagarana, MG, em estudos da Fundação João Pinheiro (1975), nos campos brejosos de encosta, tem os seus microrrelevos denominados de *concentração de termiteiras*, como também o faz Prance e Schaller (1982) no Pantanal Mato-grossense. Estes autores defendem que a presença das térmitas, e a conseqüente construção das termiteiras, são responsáveis e estão na base do surgimento e desenvolvimento de diminutas ilhas de vegetação de cerrado distribuídas entre gramíneas ou campo limpo.

A origem e evolução dos microrrelevos ainda levantam sérias controvérsias. Na literatura especializada, a teoria mais bem elaborada e aceita sobre a origem e formação desta fisionomia do relevo local, como resultado da atividade das térmitas, nos é dada por Mathews (1977) ao estudar os campos brejosos de encosta da Serra do Roncador-MT. Segundo este autor estão envolvidas no processo três fases distintas. A primeira fase tem início com a chegada e instalação de uma espécie de cupim, com maior tolerância a ambientes úmidos, a *Armitermes cerradoensis*, cuja chegada à área coincide com o período mais seco, iniciando o processo com a construção de um ninho na base de um tufo de gramínea. O início da segunda fase é marcada pela morte desta primeira espécie de cupim, sucedendo-se-lhes as *Anoplotermes sp.*, que associadas às minhocas continuam o trabalho de construção e aumento do cupinzeiro nas estações úmidas. Nesta fase ocorre a invasão e colonização da área por plantas com menor capacidade de tolerância aos encharcamentos. A terceira fase ou fase final inicia-se com a instalação de uma nova espécie de cupim, a *Comitermes snyderi*, durante as estações mais secas, sendo responsável pelo aumento considerável nas dimensões do cupinzeiro. O ataque freqüente, a partir deste estágio, por parte de tamanduás e tatus ou outros animais que tenham nos cupins uma fonte de alimento obriga esta nova população a reparos constantes e subseqüentes o que resulta na formação de montes cada vez maiores. Neste estágio ocorre, paralelamente, a invasão e ocupação da área por plantas lenhosas de cerrado. O autor acima referido, justifica a uniformização observada na distribuição dos microrrelevos como conseqüência da divisão de territórios de forrageamento de espécies hostis entre si.

Os processos de dinâmica superficial, mais especificamente a erosão, passa e ser considerada, a partir de 1980, como determinante na formação destes microrrelevos. Penteados-Orellana (1980), fundamenta a sua explicação para a formação dos microrrelevos nos processos evolutivos do paleoclima das paisagens do Brasil Central durante o período Quaternário e, de modo mais específico, do Holoceno. No seu estudo a autora posiciona estas feições como originadas em antigas rampas colúviais cujos solos foram submetidos, à época, a um reentalhamento de caráter erosivo durante o último período úmido, cerca de 2 500 anos antes, assumindo estes microrrelevos uma feição reliquial de um paleorelevo em áreas com presença de cupinzeiros.

Em trabalhos posteriores na mesma área, Furley (1985, 1986) e Diniz de Araújo-Neto et al., (1986), contemplando a configuração e distribuição dos microrrelevos e solos, o regime do lençol freático, a vegetação e a própria atividade dos cupins nestas áreas e entorno defendem, para a formação dos mesmos, a intervenção dos seguintes fatores: ação erosiva da água superficial, atividade dos insetos no processo de cimentação do solo, exposição de lateritas ou outro tipo de rocha, e a cobertura vegetal na sua ação de retenção e fixação do solo.

A idéia dos microrrelevos, *murundus* ou *capãozinhos* como uma espécie de relíquia do relevo, solo e cerrado primitivo, está embasada no desencadear do processo a partir do escoamento superficial difuso das águas encosta abaixo, responsável pela instalação e aprofundamento de canais ou leitos preferenciais de escorrência. Os sulcos resultantes de tal processo acentuam as diferenças na superfície original até então recoberta por cerrado, desde a época Holocênica, no último período seco por volta de 10 000 anos atrás. O avanço dos campos encosta acima como resposta a um clima de características mais úmidas é tido como responsável pelo recuo ou diminuição dos Cerrados.

A evolução do relevo e conseqüente acentuação dos processos pedogenéticos, como resposta a fenômenos de hidromorfismo, geram um maior declive e abatimento da topografia culminando com a incisão do vale que é, segundo Lima (1996), geoquímico e não fluvial. Para este autor, a importância e ação dos processos erosivos configuram-se quando da inclinação das vertentes, ao contrário dos pedogenéticos que atuam de forma continuada.

Oliveira-Filho (1988), ao analisar *monchões* na Depressão Cuiabana reporta, aos cupins, uma importância maior no processo de instalação e formação dos mesmos, com solos cuja gênese está relacionada a fenômenos de degradação e erosão de outros cupinzeiros. Neste caso particular o referido autor não encontra dados que lhe permita estabelecer qualquer influência da rede de drenagem na formação dos microrrelevos, embora estejam os mesmos situados em áreas sazonalmente inundáveis.

Na América do Sul, Sarmiento e Monastério (1971), defendem, para a formação dos microrrelevos das savanas venezuelanas, por eles denominados de *cerritos*, a ação de processos eminentemente erosivos enquanto Folster e Huber (1984), relaciona-os a fenômenos de dissolução erosiva circular e refere-se aos mesmos como *tatucos*, presentes nas zonas de transição entre savana-floresta na amazônia venezuelana.

A composição e estrutura da vegetação dos microrrelevos, para autores como King (1977a, 1977b, 1977c), na Grã Bretanha, sofre influência fundamental e determinante das formigas que, na tentativa de colocarem seus ninhos protegidos acima do nível piezométrico local elevam os montes de terra alterando, em consequência, a química do solo.

Oliveira-Filho (1988) defende que, além da atividade dos termitófagos, a erosão pluvial contribui para que os solos ao redor dos cupins passem por alterações nas suas propriedades físicas e químicas. Nas regiões estudadas, sítios com presença de microrrelevos apresentam uma elevada fertilidade proveniente do enriquecimento em nutrientes e sais minerais provenientes do acentuado acúmulo de matéria orgânica, fezes e saliva, esta última utilizada com material cimentante nas paredes dos edifícios.

A origem e os processos envolvidos na formação dos microrrelevos tem levantado, ao longo do tempo, uma série de questionamentos e controvérsias. Pullan (1979, apud OLIVEIRA-FILHO, 1988), atribui a sua formação a uma ação conjunta de vários fatores, dentre os quais estariam, mais diretamente envolvidos, a atividade dos cupins, a presença da vegetação, a ação efetiva dos processos erosivos e a intervenção de grandes mamíferos e do homem. Todo o processo iniciar-se-ia a partir do transporte de terra utilizada pelos cupins na construção do edifício que sobressair-se-ia na topografia por efeito da erosão diferencial desencadeada pela água da chuva e da destruição por ação de animais termitófagos. A colonização pela vegetação

dificultaria a ação dos agentes erosivos e a desestruturação destes microrrelevos dar-se-ia por ação de animais e do próprio homem, quando da utilização destes sítios para praticas agrícolas, pecuaristas ou outras.

De um modo geral, qualquer que seja o processo envolvido na sua formação, quer por ação dos cupinzeiros, quer por diferenciação hídrica, os microrrelevos têm em comum o fato de ocorrerem com a mesma forma convexa, de instalarem-se em ambientes de fisionomia savânica, com solos e vegetação interna diferentes dos que ocorrem no seu entorno, e serem nucleados por termiteiras. Na América do Sul, segundo Wheeler (1936), as formigas assumem mais freqüentemente a função de predadoras dos cupins e invasoras de ninhos, ficando por conta dos tamanduás, tatus ou outros animais os efeitos de predação e destruição dos cupinzeiros.

Oliveira-Filho (1988), Araújo-Neto et al., (1986) e Furley (1986), delegam à erosão diferencial, dentre aqueles fatores tidos como de formação dos microrrelevos de encostas, o papel fundamental. Para estes autores, os *murundus* de encostas representam unidades de relevo em áreas planas e serras, em cuja gênese estariam envolvidos processos de erosão hídrica. Em se tratando de áreas aluvionares ou aluvionares inundáveis formadas a partir de processos agradacionais ou de deposição de sedimentos, bem como aquelas localizadas em sítios deprimidos alagáveis, a hipótese de erosão diferencial não pode se utilizada como base explicativa para sua gênese.

Macedo e Bryant (1987, 1989), direcionam seus estudos para a questão relacionada aos sítios localizados entre os interflúvios e as zonas deprimidas e chamam a atenção para as diferentes tonalidades de vermelho amarelado a cores brunas ou cinzas que os solos destas áreas apresentam. Para os mesmos autores o fato deve-se a fenômenos de transformações de óxido de ferro em goetita e hematita, diretamente relacionados a um gradiente de umidade edáfica.

A presença dos microrrelevos está associada a sítios nos quais os solos são submetidos sazonalmente a um excesso de água e em cujo interior a cobertura pedológica freqüentemente ocorre em tons mais escuros associados ou não à presença de concreções lateríticas e a fenômenos de hidromorfismo.

A organização ou estrutura e fisionomia, assumidas pelos microrrelevos, têm relação com a compartimentação do meio: quando instalados nas vertentes são geralmente aureolados ou aproximadamente circulares, forma esta também associada a sítios onde as depressões são fechadas; quando instalados em vertentes com depressões abertas e topografia mais plana a sua distribuição faz-se de modo que a sua extensão maior esteja posicionada perpendicularmente à declividade da encosta. Nestes casos fica evidente a relação entre processos de formação dos microrrelevos e a evolução do nível médio do lençol freático, estando este, por sua vez, dependente dos processos associados à formação dessas mesmas depressões.

Os trabalhos encontrados na literatura sobre zonas de transição ou ecótonos postulam que em biomas de savana ou cerrado a vegetação caracteriza-se pela adaptação a uma estação seca prolongada, localmente podendo ultrapassar um período de 7 meses, e onde a estrutura e fisionomia alternam-se entre Cerrado, Campo e mata de galeria. Em situações como esta é determinante a ação do nível do lençol freático.

A vegetação das áreas onde estão instalados os microrrelevos pode ser tida como intermediárias entre uma vegetação de Cerrado que exige solos bem drenados submetidos a períodos prolongados de acumulação de água e a de mata de galeria com vegetação adaptada a problemas de drenagem em solos supersaturados. Decorre daí que esta vegetação de campo dominante em áreas inundáveis apresenta uma boa adaptação a períodos de extrema alternância entre saturação e dissecação.

Para os estudiosos, a individualização dos microrrelevos e suas características decorrem de fenômenos competitivos entre plantas do Cerrado, endêmicas nas savanas do Brasil Central, e as de campo, mais bem adaptadas a períodos de excesso e escassez de água, em áreas utilizadas pelas termiteiras para instalação dos seus edifícios. Ao longo do período de instalação, as térmitas transportam um volume considerável de nutrientes, modificam as características físico-químicas dos solos dotando-os de boa drenagem e posicionando-o acima do nível de saturação gerando, assim, condições adequadas para a instalação e desenvolvimento da vegetação de Cerrado.

Um outro dado importante, e que sobressai numa análise mais acurada, é a da estreita relação entre a localização preferencial dos microrrelevos e as nascentes ou áreas no entorno dos

principais cursos d'água. Outro dado que merece citação diz respeito à forma que assume a vegetação quando da sua instalação, ao configurar verdadeiras ilhas, feição esta associada a um posicionamento, nas porções média e inferior das vertentes, distribuindo-se de forma mais ampla por toda a superfície do terreno, misturando-se estrato graminoso e arbóreo nas partes mais altas das vertentes não sujeitas às inundações sazonais.

A análise do que foi exposto permite supor que a inundação sazonal atingia, em tempos pretéritos, as partes mais elevadas das vertentes o que permite, por outro lado, constatar que o nível freático deve ter passado por processos de rebaixamento ao longo dos anos e que, por sua vez, a disponibilidade de água no solo está a diminuir.

Em algumas áreas estudadas deparamos com duas situações diferentes e que, aparentemente, servem de suporte para as duas teorias levantadas e compartilhadas por diferentes autores sobre a origem dos microrrelevos ou de que a origem deste compartimento geoambiental em áreas de brejo de encostas pode ser explicada a partir da teoria física, baseada na erosão diferencial, e a biológica, fundamentada na atividade dos cupins e termiteiras.

GEOLOGIA E ESTRATIGRAFIA REGIONAL E LOCAL

3.1 CONTEXTO MORFOESTRUTURAL E BACIAS INTRACRATÔNICAS: Considerações Gerais

As futuras áreas de instalação das bacias intracratônicas brasileiras (Figura 26), nas quais se inclui a Bacia do Parnaíba ou Província Sedimentar do Meio-Norte, geologicamente inseridas nos domínios do Cráton Sul-Americano, estiveram submetidas aos processos de erosão durante a maior parte do Siluriano, encontrando-se, portanto, emersas. A individualização destas bacias é feita a partir de arcos marginais, que também lhes servem de limites e têm suas delimitações estabelecidas entre o Siluriano e o Devoniano. Durante grande parte deste período as bacias do Paraná e Parnaíba ainda mantiveram-se interligadas e, segundo Petri e Fulfaro (1983), a definição dos limites das três grandes bacias intracratônicas de sedimentação brasileiras, Amazonas, Parnaíba e Paraná, só ocorreu no Eocarbonífero.

O aporte sedimentar recebido por estas bacias configura espessos pacotes sedimentares, cuja espessura pode atingir valores entre 4 000 metros a 5 000 metros, com mergulhos regionais centrípetos e suaves, gradativamente menores em direção ao centro das respectivas depressões. Ao tempo em que os processos de configuração destas bacias encontravam-se em amplo desenvolvimento, a comunicação entre as mesmas estabelecia-se a partir do que Rezende e Pamplona (1970) denominam de “corredor”. No caso específico da Bacia do Parnaíba, ou Meio-Norte, um destes corredores, a NW, era responsável pela ligação com a Bacia do Amazonas, passando ao sul de Belém e chegando à Ilha de Marajó; outro, a Este, estabelecia contato com a região de Jatobá-PE, e um, a Sul, fazia a intercomunicação com a Bacia do Paraná correspondendo, estes, à região onde hoje se posicionam os rios Tocantins e Araguaia (PETRI; FULFARO, 1983).

Datações fossilíferas conferem, aos depósitos mais antigos das três bacias, uma idade siluriana para a Bacia do Amazonas e devoniana para as bacias do Parnaíba e Paraná. Outra característica comum às três bacias prende-se ao fato de, no início de suas formações, possuírem

feições francamente marinhas, sob domínio dos mares do Devoniano até o Permiano, quando ocorre sua retirada definitiva. O período Devoniano assume importância acentuada na Plataforma Sul-Americana por corresponder àquele no qual registram-se as maiores transgressões marinhas de toda a história geológica do Cráton Sul-Americano além do fato, não menos importante, dos sedimentos deste período terem sido os primeiros a apresentarem um conteúdo fossilífero significativo, estendendo-se por toda a América do Sul. São fósseis na sua grande maioria marinhos.

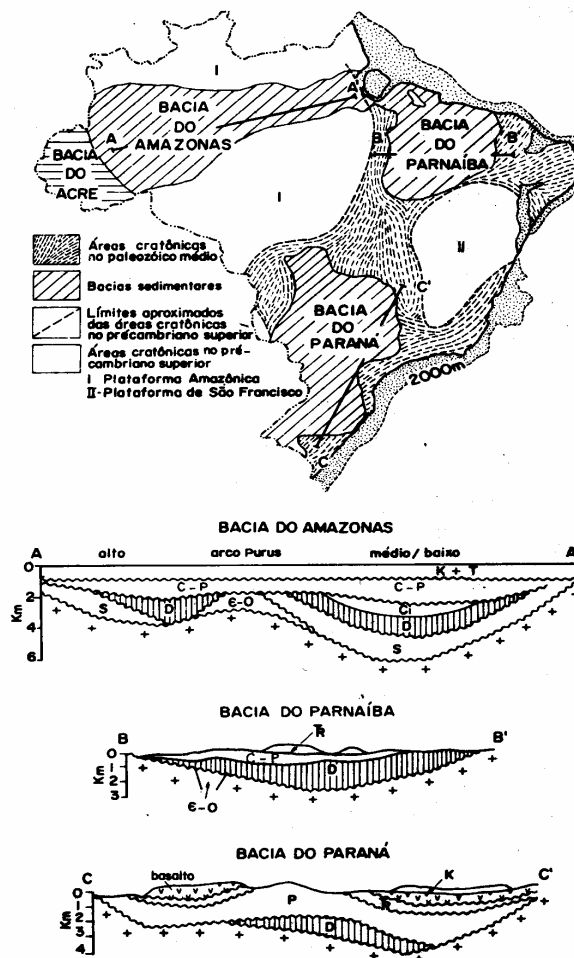


Figura 26 - As bacias intracratônicas do Brasil (PETRI; FULFARO, 1983).

A formação de fossas tectônicas e sedimentação de plataforma no Jurássico, associado ao estabelecimento de processos que levariam, no Cretáceo, à instalação das bacias costeiras contribuiu para que as bacias intracratônicas perdessem suas individualidades com deposição não restrita e que ultrapassava os respectivos limites. As forças envolvidas nos processos de estruturação destas bacias ainda levantam controvérsias dentro da tectônica da plataforma sul-americana, mais especificamente quanto ao fato de serem estas predominantemente de tração ou se compressivas.

3.1.1 Província Sedimentar do Meio Norte ou Bacia do Parnaíba

A atual Província Sedimentar do Meio-Norte foi denominada inicialmente, por Derby (1884), de Bacia do Parnaíba e recebeu ao longo do tempo denominações outras como Maranhão, Meio-Norte e Piauí-Maranhão (COIMBRA, 1991). Situa-se no nordeste ocidental do Brasil em terrenos dos Estados do Maranhão, Piauí, Tocantins e Ceará (Figura 27).

De forma aproximadamente poligonal, e com limites erosivos indicadores de reativações tectônicas, está separada das bacias do Amazonas, do Marajó, São Luis e Barreirinhas, através de estruturas tectônicas na forma de arcos ou altos estruturais: Ferrer - Urbano Santos, que a separa das fossas tectônicas de São Luis e Barreirinhas, e Tocantins ou Tocantins-Araguaia, que a separa da Fossa de Marajó e da bacia do Amazonas (Figura 28). Com uma área em torno de 400 000 km² está posicionada sobre embasamento estabilizado na passagem Proterozóico superior/Paleozóico inferior (GÓES, 1995).

Inserida na Plataforma Sul-Americana foi classificada como intracratônica (BRITO NEVES, 1983), bacia cratônica tipo I de interior simples plataformal (ASMUS; PONTE, 1973 apud LEITE et al., 1975) ou intracratônica de interior remoto (SZATMARI, 1982). Os sedimentos são predominantemente siliclásticos paleozóicos, atingindo espessura de até 3 000 m, e mesozóicos do final da sedimentação.

Os limites da área sedimentar aflorante da Província Sedimentar do Meio-Norte estão determinados pelo Lineamento Tocantins-Araguaia (KEGEL, 1966), de direção N-S, a Leste; Falha de Tauá (SANTOS et al., 1984), de direção N-S, também a Leste; Lineamento Senador Pompeu (CORDANI et al., 1984), de direção NE - SW, a Sudeste; Arco São Vicente Ferrer-

Urbano Santos-Guamá (REZENDE; PAMPLONA, 1970; CORDANI et al., 1984), de direção E-W, a Norte; e pelo Arco Capim (GÓES, 1995), de direção NE-SW, a Noroeste.

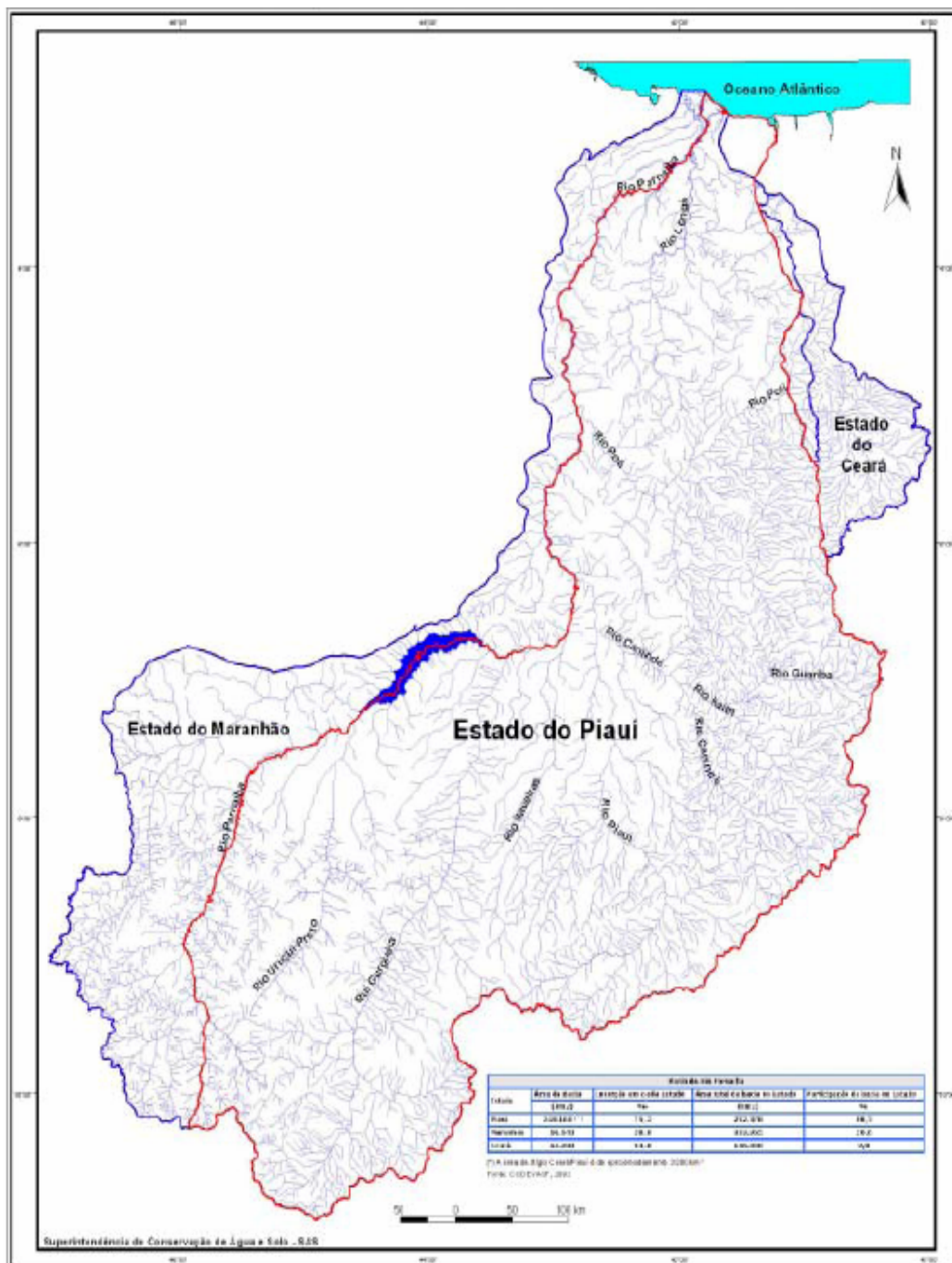


Figura 27 - Inserção do Piauí na Bacia Sedimentar do Parnaíba. Fonte: ANA-SAS, 2004.

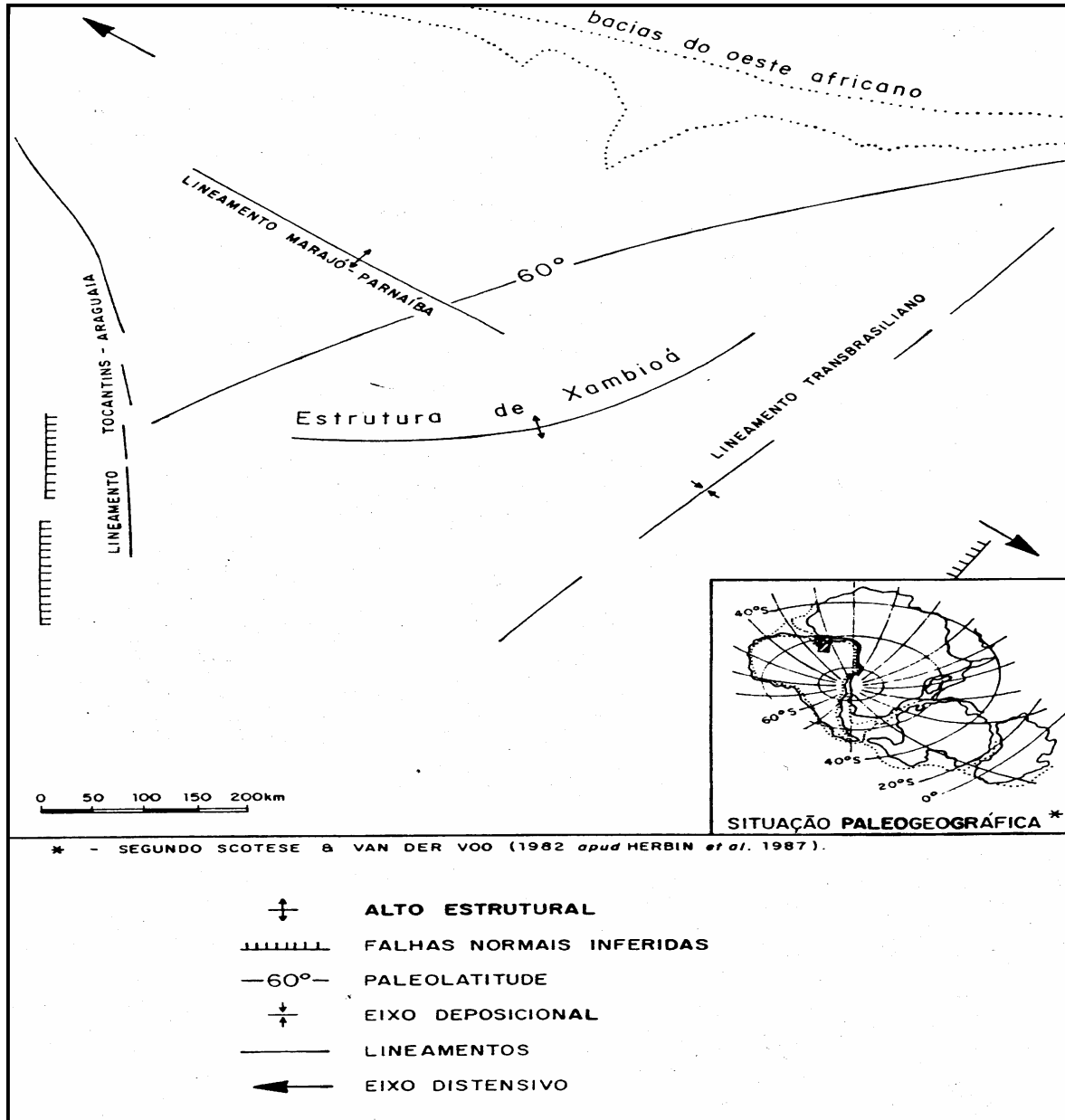


Figura 28 - Mapa paleotectônico da Província Sedimentar do Meio-Norte. Paleozóico Inferior (GÓES, 1995).

A compartimentação da Bacia tem na Estrutura de Xambioá, de direção E-W, no Arqueamento do Alto Parnaíba, de direção E-W (COIMBRA, 1983; CASTELO BRANCO; COIMBRA, 1984), no Lineamento Transbrasiliano (Falhas de Sobral-Pedro II e Jaguarapi, CORDANI et al., 1984), no Lineamento do Rio Parnaíba (CORDANI et al., 1984), no Lineamento do Rio Grajaú (CORDANI et al., 1984) e no lineamento de direção NW-SE os elementos estruturais mais importantes e atuantes.

O lineamento Tocantins-Araguaia (KEGEL, 1966), na realidade representa um conjunto de linhas de falhas de direção geral N-S e é também responsável por separar os sedimentos da bacia das rochas pré-cambrianas. Com função semelhante, o lineamento de Remanso (KEGEL, 1966), de direção E-W, delimita a bacia a Sul.

Outro contato delimitado por falha ocorre na borda oriental da bacia e tem nas escarpas da Serra Grande, seu representante mais típico e, neste caso em especial, é também um remanescente da extensão para Este. Autores como Campbel et al., (1949), Mesner e Woolridge (1964) e Aguiar (1971), reforçam, em seus trabalhos, esta idéia acrescentando que, os limites atuais, Sul, Norte, Este e Oeste da bacia do Parnaíba, diferem dos originais o que implicaria ter, esta bacia, uma área superior aos seus atuais 600 000 km².

A origem da bacia, segundo Aguiar (1971), deve-se ao desenvolvimento de eixos de subsidência, sendo um de direção SE, formado a partir da região de Marajó, e outro NE com traçado passando pela cidade de Floriano-PI, separados pelo arco de Xambioá, este de direção NE. Os processos de configuração da bacia desenvolveram-se no fim do Siluriano ou início do Devoniano.

Góes (1995), redefine a história sedimentológica da Bacia do Parnaíba. A complexidade tectono-sedimentar e a evolução, em vários ciclos, foram utilizadas pela autora para a proposição de compartimentação da Província Sedimentar do Meio-Norte em bacias com gêneses, estilos tectônicos, preenchimento sedimentar e idades diferentes (Figura 29).

O período seguinte, ou Eocarbonífero, estende-se desde o Siluriano ao Eocarbonífero, período este em que na bacia ocorre deposição essencialmente de clásticos, com abundância e conservação de fósseis em ambiente predominantemente marinho de fase transgressiva.

3.1.2 Paleozóico: Grupo Serra Grande

Na Bacia do Parnaíba tem início a deposição do Grupo Serra Grande e Canindé (CAROZZI et al., 1975). As formações Mirador, Tianguá, Jaicós e Itaim, essencialmente areníticas com intercalações de folhelhos, estão incluídas no Grupo Serra Grande. A Formação Mirador, conglomerática, corresponde à parte basal do grupo. Arenitos finos quartzosos e feldspáticos, subgrauvacas e folhelhos representam as litologias da Formação Tianguá, em muito semelhantes à Formação Jaicós, diferindo esta apenas por apresentar uma granulometria mais grosseira. Os arenitos intercalados com folhelhos da Formação Itaim são de finos a muito finos, às vezes sílticos e com aumento do teor em argila.

3.1.3 Grupo Canindé

O Grupo Canindé com cerca de 1 000 m de espessura compreende as formações Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. Constituído-se essencialmente de folhelhos cinza-escuros a esverdeados e micáceos a Formação Pimenteiras caracteriza-se, ainda, por apresentar intercalações de arenitos quartzosos e um conteúdo em fósseis superior à Formação Itaim. Os arenitos da Formação Cabeças sobrepõem-se, em contato gradacional, aos folhelhos da Formação Pimenteiras. São, no geral, de granulometria fina com conteúdo considerável em silte. Onde apresentam uma composição mais grosseira o fazem segundo estratificação irregular, com diques de arenitos e estruturas outras indicativas de condições instáveis. Os diamectitos, típicos desta formação, são encontrados na sua porção médio-superior.

Os sedimentos da Formação Longá gradam a partir da formação Cabeças, sendo constituídos, principalmente, por folhelhos negros, finamente laminados, com intercalações de siltitos ou arenitos finos cinza-claros, representantes de um período de extenso avanço do mar. Os minerais acessórios mais freqüentemente presentes são as micas, siderita e pirita, esta em nódulos irregulares. Rastros de seres vermiformes são comuns nestes sedimentos, sendo pobre o seu conteúdo em fósseis.

Assentando sobre a Formação Longá posicionam-se os arenitos cinza-claros ou brancos, os siltitos e folhelhos com lentes de calcário e argilitos da Formação Poti. Os arenitos têm granulometria de fina até conglomerática e presença de estratificação cruzada. Na sua base são

comuns fósseis da fauna marinha e, no topo, onde os sedimentos são tipicamente de ambiente continental, encontram-se restos de vegetais terrestres. A Formação Poti e Formação Longá têm suas litologias interpretadas como depositadas em subambientes deltáicos e de transição, respectivamente (GÓES, 1995). Para esta autora, as duas formações supracitadas instalaram-se em ambientes pertencentes à região costeira, acentuadamente complexa, onde coexistiam baías, estuários, deltas, mangues, dunas e praias. (Figura 30).

Boyd et al., (1992 apud GÓES, 1995), estrutura seu modelo evolutivo como vinculado a movimentos de eustasia e tectônica, responsáveis pela sedimentação. Segundo este modelo a base da Formação Poti e topo da Formação Longá constitui uma mesma seqüência deltaico-estuarina-plataformal marinha. Os sistemas marinhos ou transicionais resultam de fenômenos eustáticos, tectônicos e de fornecimento de material. As condições para tal conjuntura de processos interativos foram desencadeadas a partir do rebaixamento do nível do mar, o que tornou possível a coexistência entre os sistemas litorâneos e marinho ao término da deposição dos sedimentos da Formação Longá e início daqueles da Formação Poti. A esse sistema Boyd (1992 apud GÓES, 1995) chama de regressivo, sustentado por dados sedimentológicos e paleontológicos de subsuperfície.

Estudos petrográficos classificam os sedimentos como essencialmente terrígenos psamíticos do tipo arenitos subarcoseanos, líticos e pelíticos, com predomínio dos primeiros (GÓES, 1995). A seleção é, no geral, boa com elevada incidência de quartzo e feldspato e percentagens menores de minerais micáceos, estes mais fortemente presentes quanto menor for a granulometria dos litotipos. Os folhelhos têm sua ocorrência restrita a profundidades maiores, de difícil exposição na área. A sua mineralogia constitui-se predominantemente de caulinita, illita, clorita e esmectita (GÓES, 1995). As argilas têm na caulinita, esmectita, illita, clorita e interestratificados, a sua mais freqüente mineralogia. A introdução de argila por bioturbação pode conferir, aos arenitos, um efeito mosqueador capaz de mascarar a sua textura original.

3.1.3.1 Ambientes de sedimentação.

Iniciando com a Formação Mirador e terminando na Formação Poti, a sedimentação Eopaleozóica da Bacia do Parnaíba representa uma seqüência transgressiva-regressiva ao longo

da qual diversos episódios transgressivos estiveram presentes durante a deposição de uma mesma formação.

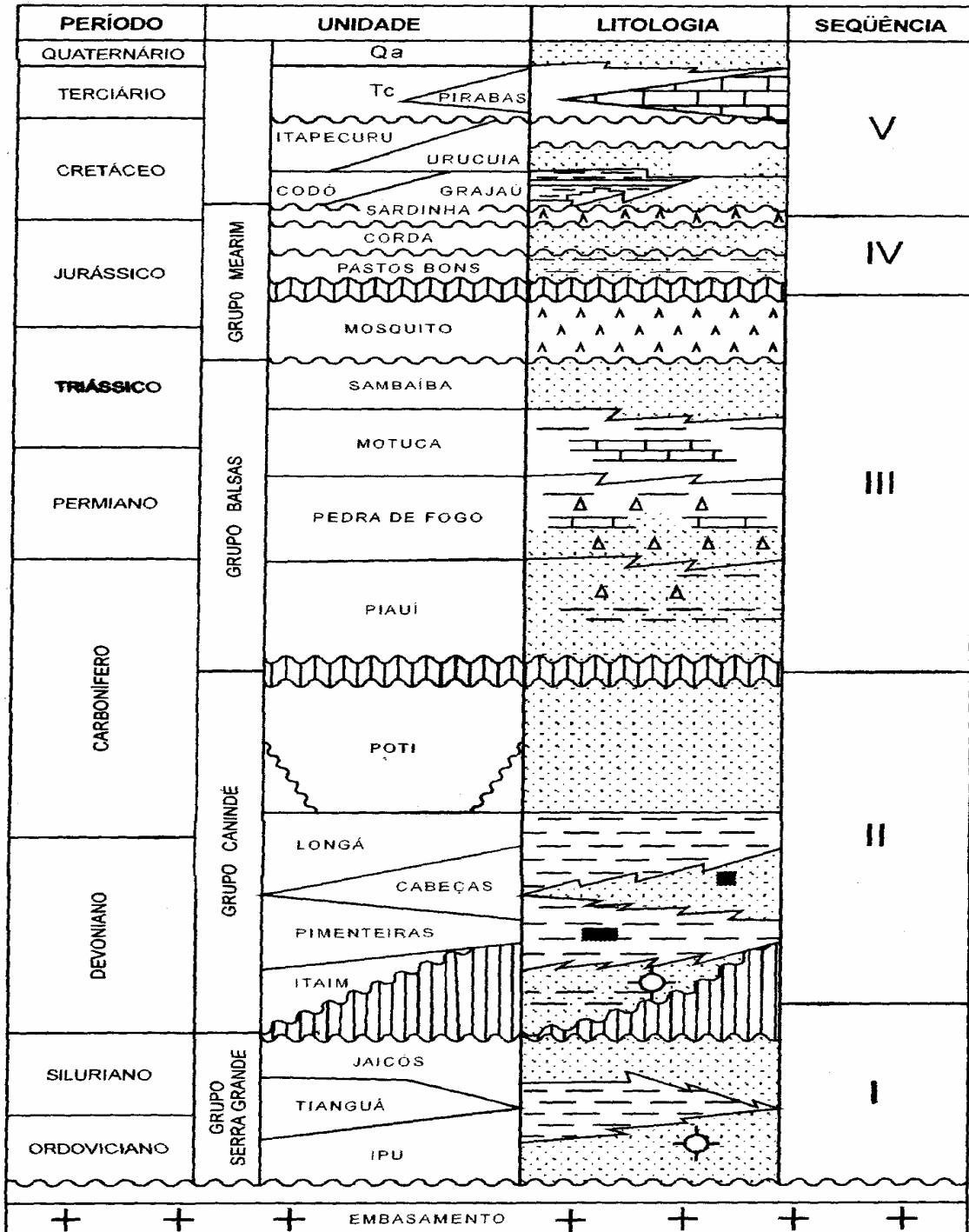


Figura 29 - Coluna estratigráfica da Província Sedimentar do Meio-Norte (GÓES, 1995).

Cronoestratigrafia				Unidade Estratigráfica	Descrição Litológica/ Estruturas Sedimentares	Interpretação	Potencial Mineral	
Eon	Era	Período	Época					
F	C	E	Quaternário	Holoceno	Aluviões (QHa)	Sedimentos de origem clástica (areias, silte, argilas).	Sistema fluvial meandrante	Areia, cascalho e argila para construção civil
			Terciário	Plio-Pleistoceno	Coberturas (Tc)	Sedimentos inconsolidados, de constituição areno-argilosa; concreções lateríticas. Lateritos imaturos.	Cobertura residual e/ou transportada. Alteração superficial.	Piçarra para construção civil, argila e areia.
BACIA SEDIMENTAR DO PARNAÍBA								
F	M	E	Cretáceo	Superior	Formação Itapecuru (Ki)	Arenitos bordôs e arroxeados com intercalações silíticas; concreções lateríticas.	Leques aluviais; alteração vulmíca.	Areia e argila para construção civil.
				Inferior	Grupo Mearim	Formação Sardinha (Ks)	Rochas intrusivas básicas, ocorrem em forma de diques e soleiras.	Intrusão
N	E	Jurássico	Superior	Superior		Formação Corda (Jc)	Arenitos bem selecionados, bimodais, matriz caulínica. Estratificação cruzada de grande porte, níveis argilosos e icnofósseis.	Sedimentos eólicos e lacustrinos.
					Formação Motuca (Pm)	Folhelhos e siltitos vermelhos, com intercalações de arenitos, argilitos e calcários. Estratificações plano-paralela e cruzada acanalada; icnofósseis.	Depósitos de tração e suspensão associados. Pulsos litorâneos.	Caulim e argilas. Calcário para construção civil, metalurgia e indústria química.
R	P	Permiano	Médio	Grupo Balsas	Formação Pedra de Fogo (Ppf)	Intercalações de arenitos róseos, sigmoidais, com folhelhos, argilitos e níveis de silix. Estratificações plano-paralela e cruzada de baixo ângulo. Estruturas <i>flaser, wavy e linsen</i>	Planície de maré e sistema deltaico associados.	-
					Formação Piauí (Cpi)	Co-seqüências de arenitos bimodais com estratificação, cruzada, plano-paralela e sigmoidal. Siltitos, argilitos e calcários fossilíferos intercalados. Estruturas de fluidização, <i>herring bone</i> e <i>climbing</i> .	Dunas e interdunas; plataforma de águas rasas e agitadas.	Calcários para corretivo de solo.
O	Z	Carbonífero	Inferior	Grupo Canindé	Formação Poti (Cpo)	Arenitos sigmoidais amalgamados; arenitos quartzosos sob forma de lobos de suspensão, com marcas onduladas, <i>ladderback ripples, swaley cross stratification, wavy, linsen</i> .	Frente deltaica; litoral dominado por ondas.	Material para construção civil e gemas (ametista).
					Formação Longá (Dcl)	Arenitos finos silicificados; argilosos, micáceos. Laminação cruzada, de baixo ângulo, laminação plano-paralela e marcas onduladas.	Turbiditos distais	Gemas (ametista) e quartzo hialino; material para construção civil.
O	C	Devoniano	Superior	Grupo Canindé	Formação Cabeças (Dc)	Arenitos creme-avermelhados, silicificados, sigmoidais, limitados por planos de estratificação.	Zona costeira submetida ao movimento de marés.	-

Figura 30 - Ambientes deposicionais das litologias das formações da Província Sedimentar do Meio-Norte (GÓES, 1995).

Carozzi et al., (1975), defende que a sedimentação Eopaleozóica nesta bacia pode ser enquadrada em dois modelos deposicionais, um do tipo ambiental em deltas crescentes e outro de depósitos glaciais em ambientes fluviais, deltáicos e interdeltáicos, com diferenças e variações nas respectivas seqüências decorrentes de causas tectônicas ou climáticas. Alguns minerais podem ser utilizados como indicadores de determinadas condições ambientais, como o boro, indicador de uma paleosalinidade e freqüentemente presente em ambiente marinho; alumínio, titânio e bário, associados à ilita, também denunciam condições marinhas, e a caulinita típica de ambiente de deposição continental.

3.1.3.2 Tectônica e sedimentação

O padrão deposicional na bacia parece ter sofrido efeito do controle estrutural ou tectônico, principalmente devido aos lineamentos de direção NW-SE, NE-SW e N-S, responsáveis, também, pela forma da própria bacia. O mar Eopaleozóico atinge o nordeste através da área situada entre o rio Parnaíba e o rio Poti. A ligação entre a bacia do Parnaíba e a do Amazonas faz-se, então, pela abertura NW e, através da abertura sul, com a bacia do Paraná. Tem início a fase talassocrática (PETRI; FULFARO, 1983).

Para a deposição dos sedimentos da Formação Poti evidenciam-se, a partir da análise dos mapas de isópacas (Figura 31), dois eixos preferenciais: um, de orientação NE-SW, posicionado paralelamente à Falha Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) e outro, de direção E-W, coincidindo com o Lineamento Marajó-Parnaíba através do qual estabelecia-se a ligação com a Bacia do Amazonas (GÓES, 1995).

O mapa de isópacas para a Formação Longá mostra que o seu eixo de deposição instalou-se segundo a mesma direção que o da Formação Piauí, ambos divergentes da Formação Poti e com direção NW-SE (Figura 32).

Da análise destes mapas, depreende-se que as posições sul-sudeste e ocidental funcionaram como bordos de sedimentação e da sua comparação, com aqueles referentes às demais unidades, fica evidenciado, para esta região, durante todo o Paleozóico, o papel de alto estrutural (GÓES, 1995).

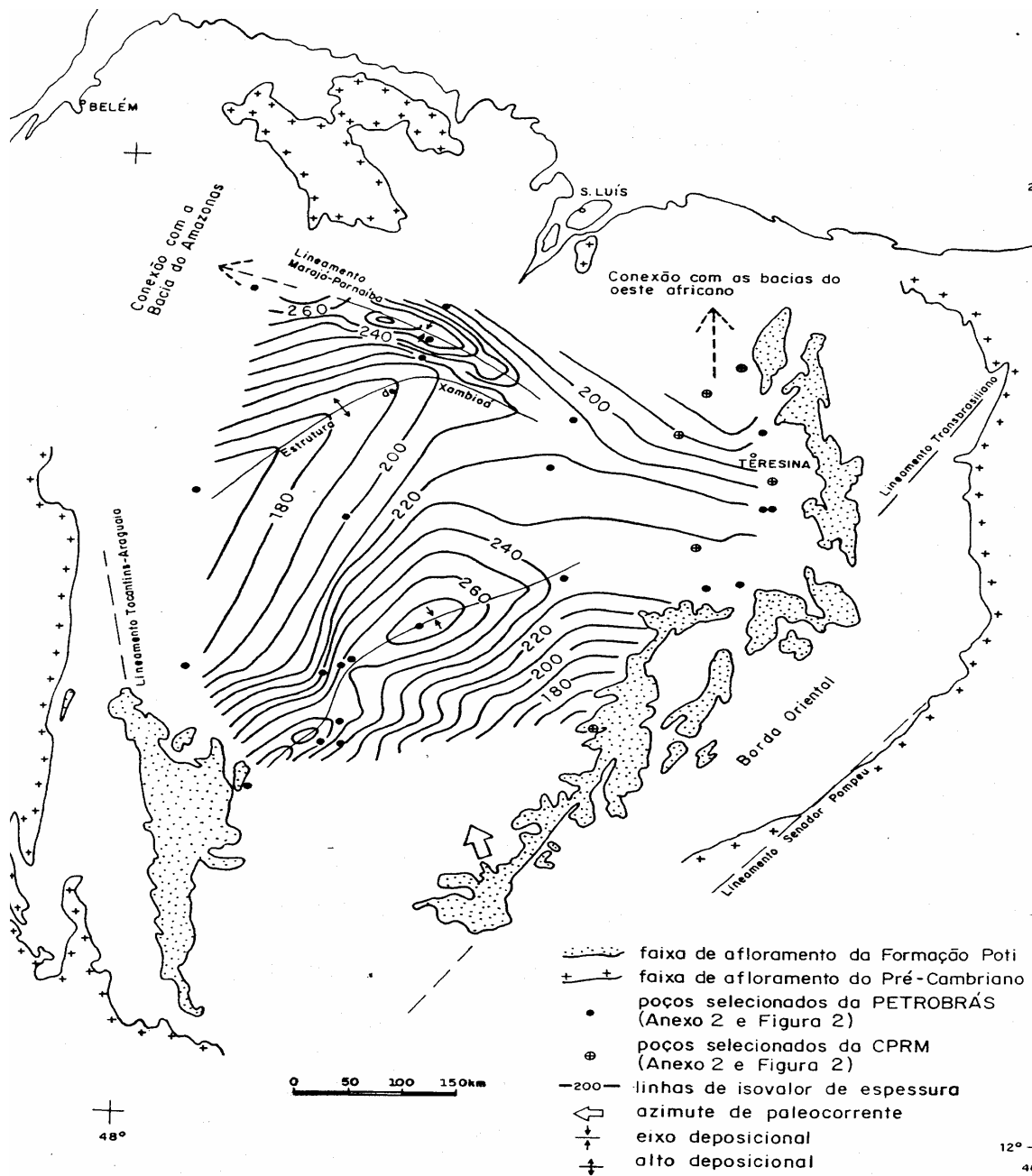


Figura 31 – Mapa de isópacas da Formação Poti (GÓES, 1995).

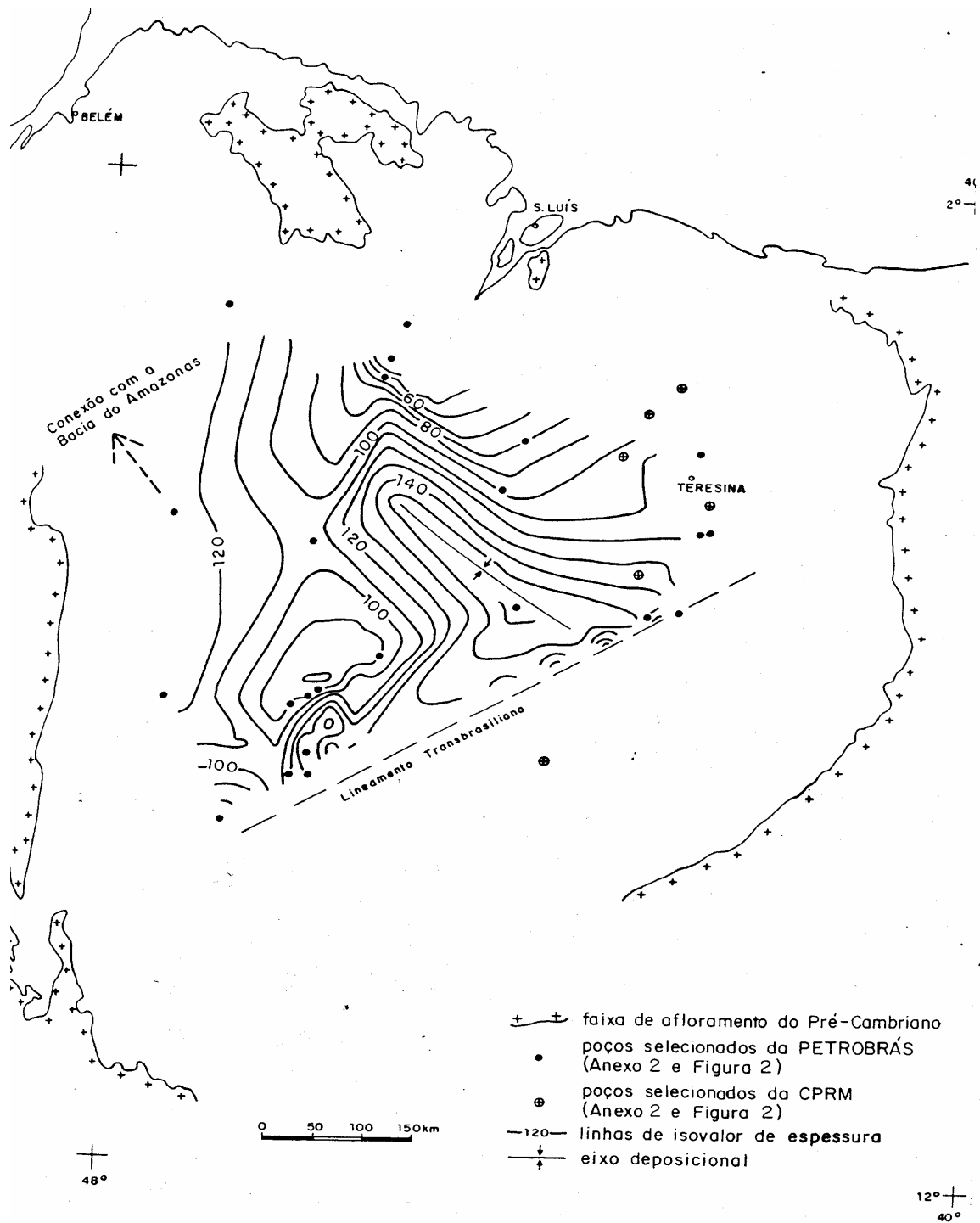


Figura 32 - Mapa de isópacas da Formação Longá (GÓES, 1995).

Dados do Carbonífero inferior e dos estudos de Carozzi et al., (1975) e Lima e Leite (1978), configuram esta área como fornecedora, durante toda a fase de individualização da bacia, de clásticos grosseiros. Para Góes (1995), desde o final da deposição das litologias da Formação Poti a área já estava submetida a taxas elevadas de evaporação com clima mais seco. Ao tempo da deposição da Formação Piauí as condições já migraram para francamente semi-áridas.

Fenômenos de tectonismo na Província Sedimentar do Meio-Norte ou do Parnaíba são mais facilmente observados e estão relacionados ao período de deposição da porção superior da Formação Poti, bem evidenciados a partir da análise de afloramentos de fácies de canais fluviais em contato com fácies de planícies de maré ou a partir dos conglomerados e arenitos da base da Formação Piauí.

3.1.4 Grupo Balsas: Do Neopaleozóico ou Neocarbonífero ao Permiano

Período de extensa deposição e influência marinha com mesmo comportamento nas três bacias: rápida fase transgressiva e lenta fase regressiva. A seqüência neocarbonífero-permiano representa a deposição final da fase talassocrática e, na bacia do Parnaíba, corresponde aos depósitos das formações Piauí, Pedra-de-Fogo, Motuca e Sambaíba. O preenchimento da bacia neste período tem início com a deposição de arenitos avermelhados, com estratificação cruzada, na base, e folhelhos verdes e vermelhos com intercalações de lentes de sílexito e arenitos avermelhados, no topo, da Formação Piauí. Sedimentação cíclica identifica os depósitos da Formação Pedra-de-Fogo, uma seqüência de arenitos, siltitos, calcários e folhelhos esverdeados tendo, nas camadas de sílexito e nódulos de sílex, sua característica mais particular. Constituindo-se, na base, de arenitos seguidos da deposição de folhelhos vermelhos, anidrita, calcários e arenitos, a Formação Motuca, depositada em seguida, apresenta um conteúdo acentuado em restos de peixes. Já a Formação Sambaíba, afossilífera e testemunho dos depósitos finais permianos, está representada através dos arenitos, com estratificação cruzada, posicionados em áreas mais centrais da bacia.

3.1.4.1 Ambientes de sedimentação

As primeiras seqüências deposicionais da bacia foram formadas em ambientes não-marinhos, com predominância de áreas com planícies de inundação. É deste período a ocorrência

de secas prolongadas que, de modo localizado, assumem condições desérticas como bem registra os depósitos de areias eólicas e ventifactos (MESNER; WOOLRIDGE, 1964). Outros dados confirmam uma grande transgressão do mar sobre as planícies em condições de clima seco.

Aridez mais acentuada e predominantemente continental contribuíram para os ambientes particulares durante a deposição da Formação Motuca, embora os espessos depósitos de anidrita e a abundância em fósseis de gastrópodes sejam usados como argumentos na defesa de condições ambientais de mar remanescente neste período (MESNER; WOOLRIDGE, 1964). As intercalações de anidrita, restrita aos sedimentos da porção inferior desta formação, servem de indicativo, ademais, de influências cada vez menores de condições marinhas. A deposição da Formação Sambaíba, sob condições essencialmente continentais, é outro dado que vem reforçar essa hipótese.

3.1.4.2 Tectônica

A sedimentação neopaleozóica ocorreu em meio a movimentos tectônicos de subsidência e elevações diferenciais de blocos nas três bacias, de modo mais significativo entre o Eo-Neocarbonífero e final do Permiano.

Na Bacia do Parnaíba a movimentação tectônica foi responsável pela sua completa emersão e ação erosiva, ao que se segue um período de nova subsidência com os depósitos neocarbonífero-permianos. Neste período ocorre a migração do principal eixo de subsidência, inicialmente restrito à borda oriental da bacia, passando a ocupar sua região central no Neopaleozóico. A deposição da Formação Piauí testemunha o levantamento da borda Este e redução do Arco Xambioá-Teresina, que posteriormente desapareceu (AGUIAR, 1971). Foi durante a deposição dessa formação que o mar neopaleozóico, de ocorrência restrita, invade a área da bacia de forma transgressiva vindo do Marajó. A fase regressiva ainda ocorre dentro da Formação Piauí, o que define um ambiente inicial não-marinho que passa para marinho ao tempo de sua estruturação. A influência marinha ainda está registrada aquando da deposição da Formação Pedra-de-Fogo e Motuca mas sob condições continentais cada vez mais acentuadas gradando, no final, para francamente continentais durante a deposição dos estratos da Formação Sambaíba.

3.1.5 Mesozóico: Grupo Mearim

Neste período registra-se o aumento da continentalidade das bacias intracratônicas que tem como resultado a emersão geral do território brasileiro e ação erosiva generalizada, contribuindo para que o Mesozóico tenha um registro muito pobre.

3.1.6 Triássico

Os derrames basálticos com intercalações de arenitos da Formação Mosquito e depósitos sedimentares da Formação Pastos Bons e Corda representam, na bacia, as litologias do Triássico. Os derrames basálticos e diabásicos da Formação Mosquito estão intercalados com arenitos, em contato discordante tanto com a Formação Sambaíba, sobre a qual repousa, como com a Formação Corda que lhe sobrepõe. Os depósitos vulcânicos mais expressivos de ocorrência na bacia localizam-se no seu lado ocidental (HASUI et al., 1984, 1991).

Arenitos e argilitos contendo intercalações de folhelhos escuros, betuminosos, calcíferos e silicificados constituem as principais litologias da Formação Pastos Bons, segundo Aguiar (1971), em contato discordante sobre as formações Motuca, Pedra-de-Fogo, Piauí e Poti. Já com a Formação Corda este é do tipo gradacional e concordante, apresentando esta, como litologias, rochas areníticas e argilosas com intercalações de siltitos e folhelhos. O fato dos depósitos da Formação Pastos Bons praticamente preencherem áreas rebaixadas de uma superfície de deposição irregular, faz com que a Formação Corda repouse sobre formações mais antigas, como bem evidencia o seu contato com a Formação Cabeças. Cunha e Carneiro (1973), com base nestes dados, defendem a idéia de que as formações Pastos Bons e Corda configuram variações faciológicas de uma mesma unidade estratigráfica.

A Formação Mosquito, essencialmente constituída por rochas vulcânicas, ainda é alvo de controvérsias quanto à idade atribuída a estas rochas, repousando, de forma discordante, sobre a Formação Sambaíba (SIAL, 1976; HASUI et al., 1968). Arenitos e argilitos com intercalações de folhelhos betuminosos, calcíferos, silicificados, sílticos e com silexito, segundo Aguiar (1971), representam as litologia da Formação Pastos Bons que assentam, em discordância angular, sobre a Formação Motuca, Pedra-de-Fogo, Piauí e Poti. A Formação Corda, com arenitos claros, argilosos, calcíticos e intercalados com siltitos e folhelhos, apresenta estratificação cruzada onde

alternam-se grãos finos e grosseiros. O contato com a Formação Pastos Bons é de forma concordante e gradacional podendo, no entanto, devido à superfície irregular de deposição, repousar diretamente sobre formações mais antigas, de modo mais freqüente com a Formação Cabeças. As estratificações cruzadas e as características físico-químicas de sua litologia, predominantemente arenosas e argilosas, fornecem dados a partir dos quais pode-se defender, para a bacia, no Triássico, ambientes de deposição flúvio-lacustres. A quase que total ausência de fósseis e o caráter calcífero e betuminoso de sua litologia reforçam esta hipótese.

3.1.7 Cretáceo

O Cretáceo na Província Sedimentar do Meio Norte faz-se representar através das litologias das formações Grajaú, Codó e Itapecuru. A Formação Grajaú tem nos conglomerados basais a litologia representativa do início da deposição cretácea, sobrepostos por rochas areníticas claras com estratificação cruzada laminar (AGUIAR, 1971), recobrando, através de discordância, todas as unidades mais antigas da bacia. Folhelhos escuros betuminosos e calcíferos com intercalações de calcários, anidrita e arenitos constituem os depósitos da Formação Codó (ABREU, 1973; REZENDE; PAMPLONA 1970; AGUIAR, 1971; apud PETRI; FULFARO, 1983). Os últimos depósitos cretáceos na bacia, na forma de arenitos com intercalações de folhelhos, correspondem às litologias da Formação Itapecuru. A exposição dos estratos ocorre sempre de modo característico segundo rebordos escarpados e taludes escalonados em função da elevada resistência, dos mesmos, à erosão. Estes depósitos ocupam área significativa da bacia e de modo mais restrito às situadas na sua porção central.

O Cretáceo, principalmente o período identificado como Aptiano-Albiano, foi caracterizado por uma forte subsidência na bacia, correspondendo a ciclos e ambientes diversificados. Um ciclo transgressivo-regressivo está representado na seqüência Grajaú-Codó-Itapecuru, onde a deposição da Formação Grajaú ocorre em ambientes de planícies de inundações, submetidos a um tectonismo incipiente, gradativamente substituído por condições de mares restritos quando da deposição da Formação Codó. É neste período que o Arco Ferrer-Urbano Santos, alto estrutural que separa a Bacia do Parnaíba da Fossa de Barreirinhas, inicia uma fase de levantamento, evento este também responsável por obstruir a invasão completa do

mar. É também devido à sua atividade que ocorre a instalação de condições adequadas para a sedimentação nas bacias marginais do norte (PETRI; FULFARO, 1983).

3.1.8 Cenozóico

Terrenos Cenozóicos na Bacia do Parnaíba ainda são de difícil datação e mesmo sua ocorrência ainda é assunto bastante controverso na literatura.

3.2 Geologia regional e estratigrafia

Os primeiros trabalhos exploratórios de reconhecimento da geologia da Bacia do Parnaíba datam da primeira década deste século, a cargo, inicialmente, do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, e a uma participação posterior do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). Correspondem a este período os trabalhos de Lisboa (1914 apud LIMA; LEITE, 1978), segundo uma escala regional. O Conselho Nacional de Petróleo realizou trabalhos no Piauí e Maranhão com objetivos específicos de um conhecimento litocronoestratigráfico da Bacia Sedimentar do Parnaíba, trabalhos estes inicialmente devidos a Plummer (1946). Ao discorrer sobre o caráter da sedimentação paleozóica da bacia, e ao considerar suas rochas adequadas ao armazenamento do óleo, Campbell et al., (1949) oferece uma das mais significativas contribuições para o conhecimento da geologia da bacia.

Estudos mais diretamente relacionados às coberturas sedimentares da região Meio-Norte do Brasil, devem-se a pesquisadores como Derby (1884), Small (1914) e Lisboa (1914) quando, a partir deste período, toda a área é englobada numa única unidade geotectônica – a Bacia do Parnaíba - exceção feita às chamadas bacias marginais. Kegel (1956), a partir de estudos comparativos entre as bacias intracratônicas brasileiras e sul-americanas, contribui com um novo olhar sobre conceitos estratigráficos, de modo mais específico aos relacionados com os depósitos silurianos e devonianos. Mesner e Woolridge (1964) desenvolvem trabalhos sobre o estabelecimento e entendimento de uma coluna estratigráfica para a bacia e sub-bacia do Parnaíba, subdividindo suas unidades estratigráficas em três seqüências sedimentares, além do enfoque sobre a tectônica e os ambientes deposicionais respectivos. Defendem, ademais, um espessamento da sua seqüência litológica para Sudeste no Siluriano-Carbonífero bem como da sua granulometria, com uma migração para Oeste da zona de maior subsidência da bacia no fim

do Paleozóico e do Triássico. Lange e Petri (1967), direcionam seus estudos para aspectos do mapeamento sistemático de detalhe, gravimetria e sismicidade. Cunha (1968 apud AGUIAR, 1971), faz uma caracterização fotogeológica da Bacia de São Luís.

A Bacia ou Província Sedimentar do Meio-Norte foi assentada num grande geossinclinal e, segundo Osório de Freitas (apud BAPTISTA, 1981), “francamente aberta para o mar na orla setentrional do núcleo bóreo-brasília, prolongando-se submarinamente numa plataforma de cem metros de profundidade, rumo norte”. Mendes e Petri (1971) defendem que “durante certa época do Devoniano estendia-se muito para sul. É possível que o mar devoniano se estendeu, ininterruptamente, da bacia do Parnaíba à bacia do Paraná, via Goiás e Mato Grosso”.

Plummer (1946) entende a sedimentação da bacia como tendo sido formada ao longo de quatro ciclos nos quais combinaram-se sedimentações continentais e marinhas. O início do preenchimento da bacia, cujo afundamento reporta-se ao período de perturbação da crosta terrestre no final do Pré-Cambriano, instala-se ainda no Paleozóico, no Siluriano inferior, quando a área fica submetida a processos de subsidência. As primeiras transgressões são datadas até o Siluriano superior quando o mar regride, mas é no Devoniano que a plataforma brasileira é invadida pela maior transgressão marinha já registrada e por isso responsável pela sedimentação de Leste para Norte a partir da serra da Ibiapaba em direção ao rio Parnaíba. A este período estão relacionadas as transgressões e regressões, às quais se associam movimentos subsidentes e arqueamentos do Paleozóico. São deste período as formações Serra Grande, Pimenteiras, Cabeças e Longá. A diminuição do nível do mar submete a área da bacia a processos constantes de subsidência, possibilitando a exposição das litologias das diferentes formações. Toda a sedimentação da bacia deu-se sobre o embasamento cristalino. Os efeitos das transgressões e regressões marinhas na Bacia Sedimentar do Meio-Norte refletem-se na sua coluna estratigráfica que, a partir das propostas de Kegel, da Petrobrás, do DNPM, de Camargo Mendes e Caldas Lins, fica bem determinada.

A era Mesozóica (220 – 135 M. a.), inicia-se com processos de reativação tectônica, com aparecimento de depósitos continentais de climas áridos, no Triássico, atingindo a bacia, entre o Triássico superior e o Jurássico inferior, sua estabilização. No Cretáceo a área foi palco de atividades ígneas de alguma intensidade, com derrames de diabásios, à qual também, estão

relacionadas as deposições continental e marinha. O início de uma fase marinha, relativamente curta, marca o período Terciário no qual o processo de deposição de sedimentos na bacia corresponde a uma fase eminentemente continental, caracterizada pela formação de sucessivos pediplanos. Os depósitos litorâneos da bacia correspondem ao Quaternário, com exposições típicas encontradas nos baixos Parnaíba e Longá.

Góes (1995) propõe uma coluna estratigráfica para a Bacia do Parnaíba (Figura 33), como constituindo-se de três seqüências deposicionais a partir de dados de Sloss (1963, 1981), Mesner e Woolridge (1964), Soares et al., (1974), Coimbra (1983), Cunha (1986) e Góes e Feijó (1994). Almeida (1969) chama de fase talossocrática inferior à seqüência BETA de Soares et al., (1974) na qual se incluem os clásticos silurianos do Grupo Serra Grande. A seqüência deposicional está representada, da base para o topo, por conglomerados e arenitos continentais (Formação Ipu), arenitos e folhelhos (Formação Tianguá) e arenitos e conglomerados (Formação Jaicós). A seqüência seguinte, intermediária talassocrática final ou mesocrática, constitui-se de sedimentos marinhos transgressivos (Formação Itaim), diamictitos e arenitos deltáicos (Formação Cabeças), folhelhos transgressivos (Formação Longá) e arenitos regressivos finais (Formação Poti). A fase final ou geocrática tem seqüência dividida em dois subconjuntos: um, com arenitos, calcários e anidrita (Formação Piauí), representantes de sedimentação continental eólica com incursões marinhas, seguindo-se-lhes os arenitos, folhelhos e calcários marinhos (Formação Pedra de Fogo) e terminando nos folhelhos e anidrita dos mares remanescentes (Formação Motuca); outro, do início do Triássico, depositados em ambiente tectonicamente ativo, final do ciclo Hercíniano, período no qual a bacia foi assolada por processos de desertificação com reflexos nos arenitos eólicos (Formação Sambaíba) e também os sedimentos finais da bacia. A evolução tectono-sedimentar da Província reflete a estreita relação entre composição e estrutura do substrato pré-cambriano e os esforços atuantes ao longo do processo de deriva continental.

As litologias aflorantes na área de estudo estão representadas por arenitos, siltitos e folhelhos cinza-escuros das formações Longá e Poti. Kegel (1965) e Mabesoone (1974), datam a Formação Longá como do período Devoniano superior a partir de estudos dos polens e de macro e microfósseis. Campbel (1949), defende para esta formação uma idade carbonífera, logo acima da Formação Serra Grande; já Blankennagel (1952) entende-a como do Devoniano superior. Esta

formação dispõe-se de modo concordante com a Formação Cabeças e mergulha suave para Oeste, expondo-se em faixas contínuas de direção Norte-sul, localmente para Sudoeste.

A formação Poti, de idade Carbonífera segundo a Petrobrás e Eocarbonífera segundo Petri e Mendes (1971), não é considerada nos levantamentos do projeto RADAM por entender ser impossível a separação entre os sedimentos desta Formação e os da Formação Piauí. Góes (1995) entende esta Formação como do Carbonífero inferior. Os primeiros dados sobre esta Formação são devidos a Lisboa (1914) ao denominar uma seqüência de folhelho carbonáceo (MENDES; PETRI, 1971). Posteriormente outros estudiosos fazem referência às suas litologias, principalmente compostas de arenitos grosseiros, médios ou finos, com intercalações de argilitos e siltitos cinza-escuros e folhelhos (PAIVA; MIRANDA, 1937). Esta formação sofre os efeitos de uma tectônica representada por falhas, localmente associadas a processos magmáticos, estes na forma de diques e soleiras, configurando-se num testemunho da fase mais moderna do grande ciclo de sedimentação marinha tendo em vista a presença de camadas hulhíferas (MOREIRA, 1977). Sua porção mais basal é constituída de depósitos sedimentares representativos dos fenômenos transgressivos, embora menos significativos que os observados anteriormente, do período Carbonífero. Contacta com a Formação Longá de forma concordante sendo freqüente a presença de escarpas quando do encontro, principalmente, com a Formação Corda.

A fase final ou geocrática tem seqüência dividida em dois subconjuntos: um, com arenitos, calcários e anidrita (Formação Piauí), representantes de sedimentação continental eólica com incursões marinhas, seguindo-se-lhes os arenitos, folhelhos e calcários marinhos (Formação Pedra de Fogo) e terminando nos folhelhos e anidrita dos mares remanescentes (Formação Motuca); outro, do início do Triássico, depositados em ambiente tectonicamente ativo, final do ciclo Herciniano, período no qual a bacia foi assolada por processos de desertificação com reflexos nos arenitos eólicos (Formação Sambaíba) e também os sedimentos finais da bacia. A evolução tectono-sedimentar da Província reflete a estreita relação entre composição e estrutura do substrato pré-cambriano e os esforços atuantes ao longo do processo de deriva continental.

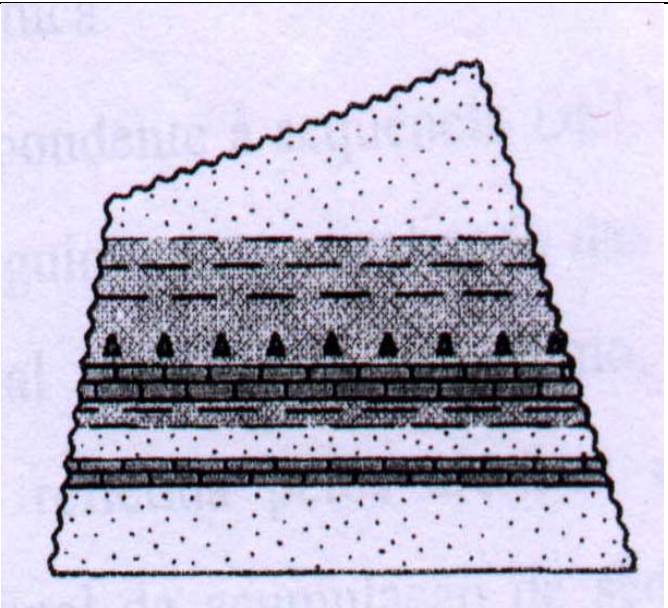
CRONO		LITOESTRATIGRAFIA		
		FORMAÇÃO	GRUPO	W LITOLOGIA E
M E S O Z O I C O	T R I Á S S I C O			
		SAMBAÍBA	B A L S A S	
P A L E O Z Ó I C O	P E R M I A N O	MOTUCA		C A N I N D É
		PEDRA DE FOGO		
	C A R B O N Í F E R O	PIAUÍ		
		POTI		
		LONGÁ		
		CABEÇAS		
	D E V O N I A N O	PIMENTEIRAS		
		ITAIM		
		JAICÓS	S E R R A G R A N D E	
	S I L U R I A N O	TIANGUÁ		
IPU				

Figura 33 - Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba (modificado de GÓES et al., 1989).

3.3 - Estrutura e geotectônica regional

A Província Estrutural do Parnaíba foi assim definida por Almeida (1969), ao referir-se a uma área de aproximadamente 600 000 km², ocupando áreas das regiões nordeste, norte e centro-oeste do Brasil, instalada na porção oriental da Plataforma Sul-Americana (Figura 34).

Brito Neves et al., (1983), classifica esta área como do tipo intracratônica, atribuindo a sua forma geométrica elipsoidal às feições estruturais do seu embasamento cristalino. Rochas do Paleozóico e do Arqueano bordejam as duas porções nordeste, sudeste e sudoeste onde assumem formas de maciços medianos. A sua individualização e os seus contatos estão assim definidos: a Oeste, com o Cráton Amazônico, pelo arco estrutural ou Geossutura Tocantins-Araguaia; a Norte, com a Bacia de Barreirinhas, pelo Arco Ferrer-Urbano Santos e a Sul, com a Bacia do São Francisco, através do Arco de São Francisco. Esses arcos representam faixas de dobramentos do Proterozóico Médio-Superior e têm nos metamorfitos de baixo a médio grau suas litologias predominantes.

Cordani et al., (1984), defende que a evolução da Bacia do Parnaíba inicia-se como resposta aos efeitos de adensamento da litosfera do planeta num período posterior à expansão térmica decorrente da Orogênese Brasileira. Instalando-se sobre uma crosta continental, que apresentava blocos de composição e idade diferentes, tem sua história geológica relacionada a um megassistema de fraturas condicionantes dos processos de implantação e desenvolvimento tectono-sedimentar até, pelo menos, o Eocarbonífero quando é assolada por reativações episódicas, que vão até o Cretáceo, constituindo um pacote que atinge uma espessura de cerca de 3 400 m (GÓES, 1994).

Durante os processos de instalação dessas reativações o embasamento da Bacia do Parnaíba esteve sob a ação de forças tectônicas, diagonal e transversalmente dispostas, segundo duas direções preferenciais: uma nordeste-sudoeste na forma de falhas normais e transversais e de grabens, cujos eixos são posicionados paralelamente à direção das falhas correspondendo, estas feições, ao Lineamento Transbrasiliano (CORDANI et al., 1984); e outra que atravessa a bacia no sentido nordeste-sudeste e é responsável por uma série de alinhamentos, como o Lineamento Picos-Santa Inês, de reflexo na morfologia.

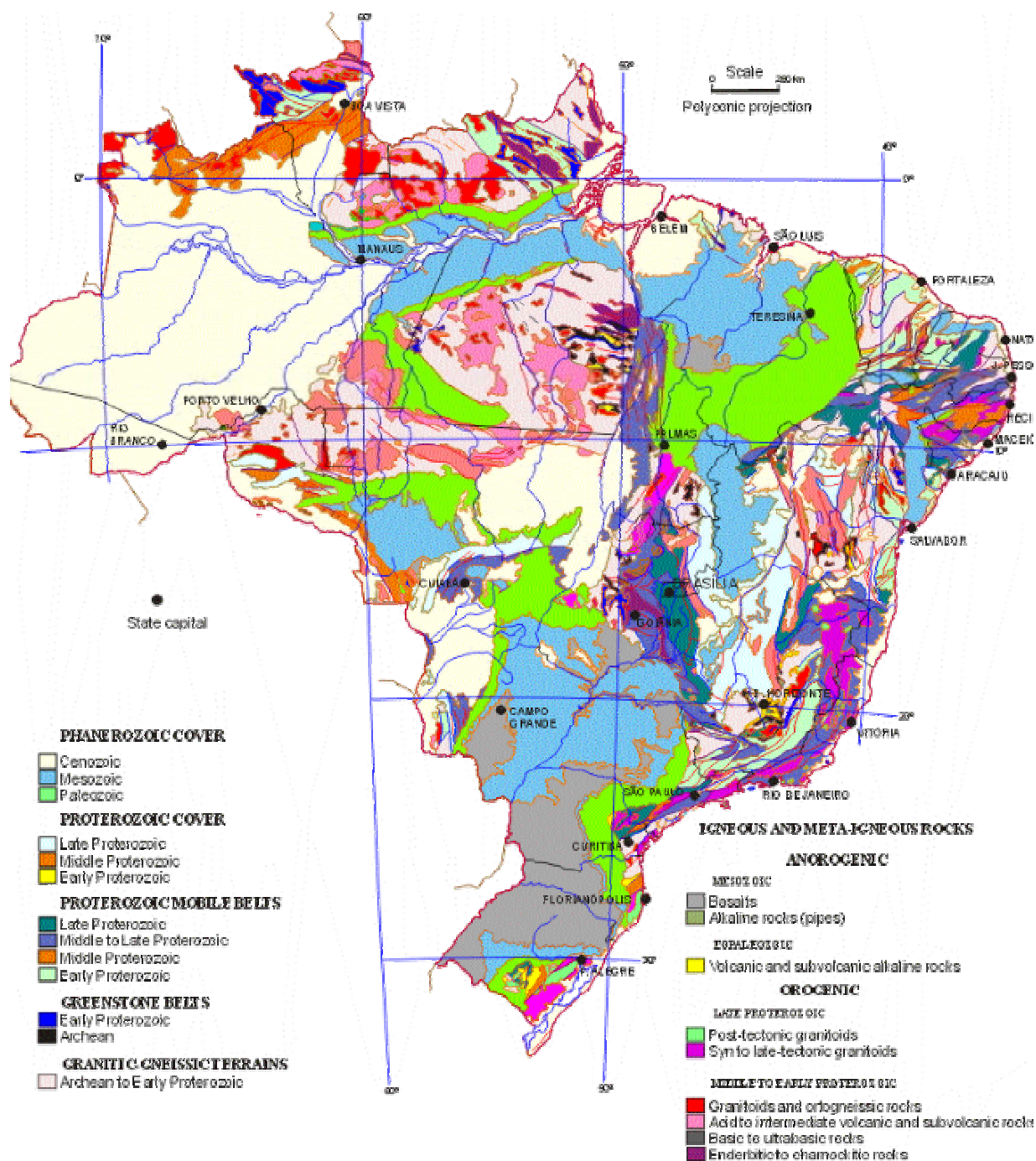


Figura 34 - Mapa geotectônico do Brasil (CPRM, 2001).

Durante os processos de instalação dessas reativações o embasamento da Bacia do Parnaíba esteve sob a ação de forças tectônicas, diagonal e transversalmente dispostas, segundo

duas direções preferenciais: uma nordeste-sudoeste na forma de falhas normais e transversais e de grabens, cujos eixos são posicionados paralelamente à direção das falhas correspondendo, estas feições, ao Lineamento Transbrasiliano (CORDANI et al., 1984); e outra que atravessa a bacia no sentido nordeste-sudeste e é responsável por uma série de alinhamentos, como o Lineamento Picos-Santa Inês, de reflexo na morfologia.

Carozzi et. al., (1975), posicionam outro lineamento, de efeito significativo, na porção Sul, de importância gradativamente menor em direção ao centro da bacia, com acentuado controle sobre o padrão deposicional e que, do ponto de vista de controle tectônico sin-sedimentar, configura-se como remanescente da continuidade, outrora existente, entre as bacias do Amazonas e do Parnaíba. Os dados denunciadores de que, no Proterozóico, estas bacias pertenciam à mesma massa cratônica encontra suporte nas direções noroeste-sudeste, coincidente com o *trend* das Guianas, e nordeste-sudoeste, também coincidente com o *trend* do Guaporé, do referido lineamento. A abertura Sul, responsável pela continuidade ou ligação com a Bacia do Paraná far-se-ia através de uma faixa restrita e ocupada pelo rio Araguaia como demonstra a presença de sedimentos devonianos.

Fortes (1992), atribui à dinâmica brasileira as forças envolvidas no processo de configuração da matriz estrutural e formação de grabens sigmoides na Bacia do Parnaíba. Góes (1995), estabelece para a coluna sedimentar da bacia a presença de cinco seqüências deposicionais, cujas designações são inerentes ao período de deposição das mesmas e por isso denominadas de siluriana, devoniana, permo-carbonífera, jurássica e cretácica, separadas por discordâncias regionais e contemporaneamente correlacionadas a eventos globais.

Cunha (1986), para os clásticos do Grupo Serra Grande, representados pelas formações Ipu, Tianguá e Jaicós, advoga condições flúvio-deltáica e marinha rasa para o ambiente de deposição inicial da bacia. Uma discordância erosiva assinala o fim da deposição deste grupo e tem, no soerguimento da região como efeito da Orogênese Caledoniana, de idade Siluro-Devoniana, a sua causa. Ao evento seguinte deve-se a deposição do Grupo Canindé, com características de uma nova fase de subsidência, constituído pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti, sedimentadas em ambientes ocasionalmente submetidos a alternância de episódios transgressivos e regressivos onde estão registradas as oscilações do nível do mar neste

período. As seqüências sedimentares deste grupo refletem, ademais, uma forte influência das feições preexistentes, associadas aos grabens e lineamentos, quando da sua deposição. Novo soerguimento epirogenético atua sobre a área no final do Mississipiano, responsável por uma ampla exposição da bacia, submetida, então, a condições de clima quente e úmido, por uma acentuada discordância de caráter regional, e por mascarar, ou segundo alguns estudiosos, pela perda da identidade marinha da bacia.

No Carbonífero Médio, depositam-se os clásticos do Grupo Balsas, sob os efeitos de uma fraca inversão e ao qual se associam as formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. Os depósitos deste grupo correspondem à segunda fase de sedimentação, estando as áreas-fontes de todo o material sob a influência dos lineamentos Transbrasiliano e Picos-Santa Inês, cuja carga é transportada em direção ao centro da bacia. À presença de um mar remanescente interior e que, sob condições subseqüentes de maior aridez, foi-se tornando mais restrito, estão relacionados os depósitos evaporíticos e carbonáticos e os relacionados a um domínio estritamente continental, respectivamente (PETRI; FULFARO, 1983).

As condições deposicionais da bacia passam por mudanças significativas no Triássico. À instalação de um novo eixo extensional ENE-WSW no Jurássico, associado, segundo Costa et al., (1991a, 1991b) ao desenvolvimento do Atlântico Equatorial, deve-se a reativação das descontinuidades deste período. Manifestações vulcânicas de caráter extrusivo, não contínuas mas de efeito periódico, fizeram-se sentir na área da bacia relacionadas, segundo Lima e Leite (1978), à abertura do Atlântico Norte. Aproveitando uma distensão ao longo da estrutura N-S, de idade compreendida entre o Triássico e o Jurássico, o vulcanismo incipiente da bacia tem sua última manifestação no Eo-Cretáceo, agora de forma intrusiva, gerando complexos alcalinos e *pipes* bem característicos. Diques e soleiras de diabásios desta fase atravessam estratos paleozóicos até a Formação Corda, do Mesozóico, neste caso relacionados com a abertura do Atlântico Sul. Após este período de intensa atividade tectônica e vulcânica, a área da bacia fica submetida a uma fase de intensa erosão à qual está relacionada a deposição das formações Pastos Bons (flúvio-lacustre), Corda (flúvio-eólica), Grajaú (eólica) e Itapecuru/Urucuia (fluvial e planície de maré) encerrando, assim, a sedimentação da Bacia do Parnaíba.

O desenvolvimento de perfis lateríticos sobre as unidades aflorantes e mapeáveis, na área da bacia, tem sua origem em ambientes tectonicamente estáveis sob condições de clima quente e úmido. A desestruturação destes níveis lateríticos, a partir dos quais dá-se a deposição das coberturas detríticas/lateríticas subseqüentes, instala-se na bacia no período entre o final do Cretáceo e o início do Terciário, período no qual ocorre uma manifestação tectônica que desencadeia movimentação do relevo que, associando-se à transição do clima quente e úmido para árido, afeta também a vegetação (PETRI; FULFARO, 1983; MENDES; PETRI, 1971).

A Bacia Sedimentar do Meio-Norte ou do Parnaíba tem suas feições atuais como resultado de processos superficiais de aplainamento do Ciclo Sul-Americano ao qual se relaciona, também, a instalação da atual rede de drenagem, sendo subseqüente a estes processos os responsáveis pela implantação de uma nova fase de aplainamento das suas superfícies e a deposição dos terraços aluviais.

As formações geológicas da Região do Complexo de Campo Maior apresentam uma estrutura em monoclinal, com inclinações para S e SE em direção à sub-bacia do Longá e cujos valores oscilam entre 2° e 25°. Uma rede de falhas relativamente densa, com orientações predominantes entre NW-SE e NNE-SSW, afetam a região, de modo mais evidente na porção Sul da área junto às serras. Os indícios de uma tectônica ativa nesta área são extremamente discutíveis, face ao pequeno número e ausência de uma expressão direta na morfologia. O papel da tectônica sobre a morfologia da região parece ter sido mais passivo, com influências indiretas nas variações locais da inclinação das camadas e na existência de faixas de esmagamento, áreas estas mais facilmente erodidas e aproveitadas para a instalação de cursos d'água.

3.4 Geologia local: Caracterização geral da área

A análise dos processos geoambientais contempla aspectos diversos da região natural na qual está inserida a área em estudo, de modo mais específico àqueles relacionados à caracterização física e biológica, às ações antrópicas, às causas e efeitos do modelado superficial e sua relação com transporte e movimento dos materiais.

A área-alvo deste estudo apresenta uma aparente complexidade quando da individualização e caracterização dos ecossistemas, complexidade esta também observada na sua

litologia e no próprio posicionamento desta mesma geologia. Um dos objetivos da pesquisa, a partir de uma perspectiva sistêmica, voltou-se para a caracterização dos elementos estruturantes da área e das relações que se estabelecem entre eles, enfatizando características outras que venham a lhes conferir fragilidade ou resistência aos agentes ou forças degradadoras responsáveis pela sua compartimentação.

A identificação de processos de formação de compartimentos geológico-geomorfológicos, como resultado da ação conjunta da geologia, clima, vegetação e hidrografia, é de acentuada importância para a caracterização dos processos atuantes sobre estas áreas. Como efeito decorrente desta compartimentação é de se esperar, segundo estudos neste sentido, uma influência na distribuição da cobertura vegetal, associada à forma da região, e com a qual se estabelece uma rede de interdependência acentuadamente complexa.

O prognóstico final da área reflete ou deve refletir uma integração das investigações interdisciplinares de natureza agroecológica e agrossocioeconômica para o que contribui, em muito, a noção de Unidade Geoambiental – UG – definida de acordo com as disciplinas contempladas (geologia, geografia, ecologia, pedologia, etc.), mas de um modo geral entendida como uma entidade que apresenta uma variação ou mudanças mínimas, segundo uma escala cartográfica, e na qual o substrato, vegetação natural, sua modelagem, natureza e distribuição dos solos constituem um conjunto ou unidade. Uma UG tem por base as classes dos solos e sua disposição ou ocorrência.

A Bacia Sedimentar do Meio-Norte, ou Parnaíba, corresponde à Província homônima, com exposição, a Norte-noroeste, de unidades pré-silúricas. A sua evolução como sinéclise ocorreu entre o Siluro-Devoniano e o Jurássico, estando delimitada a noroeste pelo Arco de Tocantins (MESNER; WOOLRIDGE, 1964). Segundo Baptista (1981), a bacia sedimentar do PI-MA tem sua localização definida pelas coordenadas geográficas de 03° e 10° de latitude Sul e 41° e 49° de longitude Oeste de Greenwich, cobrindo áreas, na sua maior parte, pertencentes aos estados do Piauí e Maranhão e pequenas porções dos estados de Goiás, Tocantins, Pará e Ceará. A sua superfície está estimada em 600 000 km², estando preenchida por um pacote sedimentar que atinge, em algumas áreas, uma espessura máxima de 3 000 m.

O processo de preenchimento da bacia, segundo Plummer (1964), ocorreu em quatro ciclos com materiais que evidenciam ambientes continental e marinho. Petri e Fúlfaro (1983), defendem que a instalação do processo de afundamento da bacia teve início no final do Pré-Cambriano. A bacia esteve submetida a períodos de transgressão e regressão sucessivos, associados a subsidências e movimentos epirogenéticos, principalmente durante o Paleozóico, com sedimentos intermediários do Mesozóico e recentes do Cenozóico. A litologia está representada principalmente por arenitos, com intercalações de siltitos, argilitos, conglomerados e calcários, distribuindo-se por todas as formações com uma certa monotonia.

O magmatismo básico atinge esta bacia no período Jurássico, na forma de diques, soleiras e derrames, cujas causas estão associadas ao novo regime tectônico vinculado aos processos de abertura do Atlântico equatorial, responsáveis por modificações significativas na sua configuração estrutural, mais especificamente no setor norte-noroeste.

Falhas e deslocamentos estão aqui associados ao período Albo-Aptiano responsáveis pela configuração da bacia de Barreirinhas, tendo no Arco Ferrer-Urbano Santos a estrutura que a individualiza desta bacia. No período posterior, Albiano, essa tectônica contribuiu para a instalação das bacias de São Luís e Bragança -Viseu e a extensão deste arco para noroeste, assumindo, a bacia, sua configuração atual. A cobertura sedimentar teve sua maior extensão durante o Cenozóico.

Separando-se das Bacias do Amazonas e do Marajó por estruturas tectônicas, sua individualização é feita segundo arcos ou altos estruturais, embora a presença de sedimentos paleozóicos sob depósitos cretáceos comprove sua maior extensão para norte e noroeste. Os seus limites atuais a Norte, Sul, Este e Oeste não correspondem aos limites originais, excedendo, em épocas anteriores, os 600 000 km². Como bacia que sofreu alterações na sua extensão ao longo de vários períodos geológicos, é do tipo intracratônica isolada com origem no final do Siluriano ou no início do Devoniano.

3.4.1 Caracterização do clima

Os histogramas elaborados a partir dos valores médios anuais permitem identificar um regime pluviométrico para a área, caracterizado por dois períodos: um seco, ao longo dos meses

de julho a outubro, e outro chuvoso, de novembro até meados de maio. Para a região de Campo Maior, o mês de março apresenta-se como aquele no qual se observa uma maior concentração pluviométrica, ficando os meses de julho e setembro como os de mais baixa pluviometria (Tabela 1, Figuras 21 e 22).

O clima da área foi caracterizado segundo o sistema de Thornthwaite-Mather (1955), como do tipo subúmido seco, com excedente no verão e pequena amplitude térmica ($C_1W_2A_{5^a}$). O excedente hídrico ocorre entre os meses de janeiro e abril com os meses de maio e dezembro apresentando uma maior deficiência. A evapotranspiração fica em torno de 1 970,0 mm, para áreas com índices de aridez de 20,00 e hídrico de 14,21.

3.4.2 Litologias

A Região do Complexo de Campo Maior é constituída por rochas de natureza essencialmente sedimentar, datadas do Siluro-Devoniano à atualidade. Como consequência desta diversidade litológica e da individualização de afloramentos de diferentes idades e fácies, a influência na morfologia e dinâmica das vertentes ocorre, também, de modo diferente.

Paiva e Miranda (1937), ao estudarem testemunhos de sondagem do Serviço Geológico e Mineralógico, em Teresina – PI, denominam estas camadas de Formação Poti, devendo-se a Oliveira e Leonardos (1943), a determinação do seu limite inferior como correspondendo a uma profundidade de 433 m.

Com base nestes mesmos testemunhos, Campbell et al., (1949) redefinem a espessura desta formação, situando-a no intervalo de 32,4 m até 424 m de profundidade e subdividem-na em camadas Piauí e Campo Maior. Trabalhos posteriores levaram Campbell a retomar a definição inicial de Paiva e Miranda (1937) de formações Piauí e Poti. Na década subsequente, vários pesquisadores concordam em que as formações Poti, Longá e Piauí representam a fase talassocrática terminal da Bacia do Parnaíba, estando a Formação Poti posicionada sobre a Formação Longá e sobreposta pela Formação Piauí. Esta formação, segundo Mesner e Woolridge (1964), subdivide-se em dois membros com arenitos conglomeráticos e raras intercalações de folhelhos micáceos representando as litologias do membro inferior, estando o superior constituído por arenitos com intercalações de folhelhos micáceos e escassos leitos de carvão.

Posteriormente Cruz et al., (1973), Leite et al. (1975) e Lima e Leite (1978) adotam esta mesma subdivisão nos seus respectivos trabalhos e caracterizam esta formação, na sua porção Norte, como sendo composta por arenitos finos com intercalações de siltitos e folhelhos carbonosos na unidade inferior e siltitos com raras intercalações de folhelhos e arenitos finos como as litologias características da sua unidade superior. A área central apresenta, na unidade inferior, arenitos finos a médios e raras intercalações de folhelhos e com siltitos escuros e arenitos com piritas na unidade superior. Arenitos médios a grosseiros com intercalações de siltitos e arenitos finos constituem as litologias da porção Sul desta mesma formação.

Lima e Leite (1978), referem-se a uma variação de granulometria, crescente no sentido sul-sudeste, com arenitos finos presentes na região de Campo Maior e Monsenhor Gil, arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada em Eliseu Martins e conglomerados polimíticos em Gilbués, dados estes compatíveis com a hipótese da localização de áreas-fonte na porção Sul da bacia.

A Formação Poti é tida como de fraco conteúdo fossilífero, o que não impossibilita que, fósseis de uma fauna marinha representada principalmente por bivalves, possa ser encontrada nas rochas que constituem a base desta formação, em contraste com sua porção superior mais rica em restos vegetais terrestres, freqüentemente na forma de carvão e geralmente transportados. Para esta formação, Mesner e Woolridge (1964) defendem uma formação em ambiente marinho para a porção inferior e flúvio-deltaico para a superior. Planícies de inundações no topo desta unidade, como característico de um sistema fluvial, é defendido por Cruz et al., (1973) e Leite et al., (1975) para o topo desta unidade. Trabalhos posteriores de Lima e Leite (1978), relacionam depósitos inferiores como de ambientes de águas marinhas rasas a partir da observação de *ripple marks* e fósseis característicos. A presença de arenitos e folhelhos, segundo um sistema de perfeita alternância, bem como da observação de superfícies de truncamento, levaram estes autores a defenderem um ambiente flúvio-deltaico como estando na base da formação das litologias encontradas na porção superior.

Litologias representativas de ambientes de barras de maré, em sistemas deltáicos, foram interpretadas por Della Fávera e Uliana (1979) e Della Fávera (1980) além de outros que, segundo estes mesmos autores, ter-se-iam formados em barras de desembocadura em deltas.

Della Fávera (1990), identifica na seqüência Devoniana-Mississippiana da Bacia do Parnaíba, e que corresponde às formações Longá e Poti na sua porção inferior, da base para o topo, treze paraseqüências com espessura em torno de 12m a 40m e distribuídas em dois sistemas: um, Transgressivo, com depósitos plataformais com tempestitos e outro, Regressivo, com estratos sigmoidais e fácies fluviais e de planícies de inundação.

3.4.2.1 Regolitos

Em regiões tropicais, quando do estudo do meio ambiente, assume importância significativa o entendimento dos mecanismos envolvidos nos processos de formação do regolito, aqui entendidos como “todo material inconsolidado que recobre o substrato rochoso inalterado, ou protolito, sendo formado por material intemperizado *in situ* ou transportado”, segundo definição de Porto (2003 p. 25). Nestas regiões, a degradação química é acelerada como resposta às temperaturas elevadas e umidade acentuada que, ao atuarem conjuntamente, podem gerar regolitos com espessura superior ou próxima dos cem metros.

Os fatores condicionantes dos processos intempéricos estão diretamente dependentes das características e condições internas ou endógenas e das externas ou exógenas, aquelas subordinadas à composição mineralógica e granulométrica da rocha que, por sua vez, dependem do grau de alteração dos minerais determinado em função das respectivas susceptibilidades à alteração, segundo a ordem de estabilidade dos mesmos como demonstrado nas séries de Goldich (1938) e Bowen (1938) para formação e meteorização de minerais (Figuras 35 e 36); e estas dependendo diretamente das condições climáticas e geomorfológicas.

Os processos de formação dos regolitos também estão dependentes ou sofrem influência, no caso dos fatores endógenos, da estabilidade tectônica da área e do tempo de exposição dos mesmos; quanto aos fatores exógenos, o controle é exercido através do clima, da ação física das raízes, do regime hidrológico, que podem favorecer ou não a formação de espessos regolitos. Da ação conjunta destes fatores resultam os mais complexos e variados perfis de formação dos regolitos.

Os processos de formação dos regolitos também estão dependentes ou sofrem influência, no caso dos fatores endógenos, da estabilidade tectônica da área e do tempo de exposição dos

mesmos; quanto aos fatores exógenos, o controle é exercido através do clima, da ação física das raízes, do regime hidrológico, que podem favorecer ou não a formação de espessos regolitos. Da ação conjunta destes fatores resultam os mais complexos e variados perfis de formação dos regolitos.

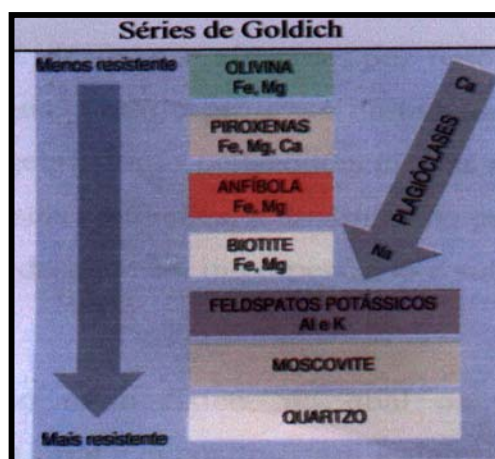
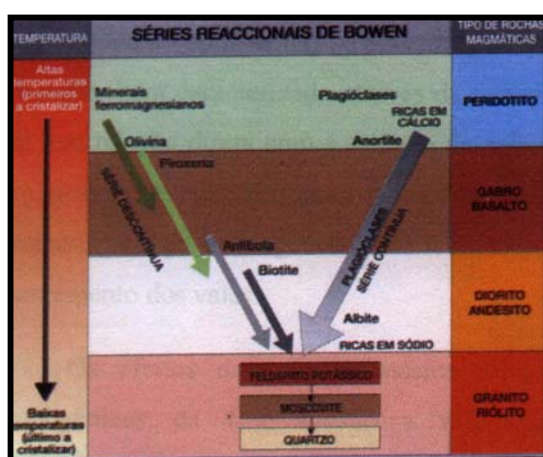


Figura 35 - Série reacional de Bowen (1938). Figura 36 - Série de meteorização de Goldich (1938), (figuras adaptadas pelo autor de Winkler, 1977)

A teoria bioresistástica de Erhart (1956), defende que áreas com cobertura vegetal, em meio ácido, características das regiões intertropicais, têm, nos processos de infiltração, o fator desencadeador de alterações dos silicatos de alumina ou feldspatos a partir do qual a caulinita é formada. Este mineral, juntamente com o quartzo, integra a estrutura física da maioria dos solos. A solubilização dos hidróxidos de ferro e alumínio permite a incorporação subsequente dos mesmos ao solo, ao contrário de elementos outros como K, Na, Ca e Mg (elementos alcalinos ou alcalinos-terrosos), além do Si, que sofrem transporte pela água, sendo responsáveis pela formação, posterior, das rochas organógenas. Todo este processo é identificado, pelo autor acima citado, como característico da chamada fase de biostasia na qual a atividade geomorfológica é nula ou fraca, e onde o potencial ecológico e a exploração biológica, de Bertrand (1971), encontram-se em equilíbrio.

Na fase seguinte ou de resistasia, do mesmo autor, ocorre a retirada dos elementos incorporados ao solo, como os minerais, os hidróxidos de ferro e alumina, por fenômenos de lixiviação, bem caracterizado através da turbidez da água. Todo o processo de instalação desta

fase tem relação direta com a retirada da cobertura vegetal, como consequência das alterações climáticas ou da ação antrópica. Neste ambiente e sob estas condições, a dinâmica da paisagem é dominada pela geomorfogênese com acentuada retirada de material intemperizado e subsequente assoreamento dos vales.

Os efeitos da ação resistásica refletem-se no meio físico, no qual os depósitos organogênicos da fase biostásica são substituídos por depósitos argilo-lateríticos. O intemperismo físico, que depende diretamente dos processos químicos de alteração da rocha, tem no fraturamento por cristalização de sais e no efeito dos raios solares sobre o protolito, os seus principais mecanismos de modificações destes quando de sua exposição. Em áreas de não afloramento dos mesmos, recobertos que são por espessos regolitos, as alterações são devidas ao alívio de pressões ao gerar fraturas aproximadamente paralelas à superfície ou que se processam segundo planos de fraqueza originais. Processos de redução de volume de áreas circunvizinhas, como consequência da lixiviação química, podem contribuir para facilitar a instalação dos processos supracitados.

Os efeitos provenientes das reações químicas do intemperismo são devidos, principalmente, à intervenção da água meteórica e dos gases nela contidos, neste caso mais especificamente o CO_2 e o O_2 . Minerais secundários formadores do regolito e material dissolvido, passível de serem removidos em solução ou reprecipitados em ambientes favoráveis no regolito, representam os produtos finais dessas reações (PORTO, 2003). O intemperismo químico acima caracterizado atua segundo reações de dissolução, oxidação e hidrólise. Reações de dissolução são desencadeadas a partir da solubilização dos elementos constituintes dos minerais, com intensidade dependente diretamente da quantidade de água que atua sobre os minerais e das respectivas taxas de solubilidade. A intervenção do O_2 no processo caracteriza de modo particular as reações de oxidação que têm, como produto final, a formação de óxidos ou hidróxidos e água. De modo preferencial é facilitada quando o mineral apresenta, na sua rede cristalina, íons polivalentes de Fe e Mn, decorrendo daí a cor avermelhada característica dos regolitos tropicais. Já as reações de hidrólise são mais comuns sobre minerais silicáticos e mais características sobre feldspatos potássicos que, após alteração, transformam-se em ilita, caulinita ou gibsitita.

O intemperismo físico ou químico, ou o desencadear favorável de um ou outro processo, está na dependência das condições climáticas reinantes no interior do regolito, condicionantes dos mecanismos de lixiviação aí observados. Segundo Guerra e Cunha (2003), a quantificação ou determinação do efeito ativo da lixiviação pode ser avaliada a partir dos valores dados pela diferença entre a precipitação e o escoamento superficial e a evapotranspiração. Em áreas como a do Complexo de Campo Maior, onde a evapotranspiração apresenta taxas significativas, este processo assume importância considerável. Como os regolitos podem ter sua gênese ligada a longos e complexos processos evolutivos, freqüentemente os mesmos podem não refletir as características das regiões associadas. Butt (1987) defende um intervalo de tempo entre 102 a 103 anos, necessário para que os solos apresentem características adaptativas às novas condições e possam, assim, refletir ou apresentar marcas do regime de formação.

Na área em estudo é significativa a ocorrência e o desenvolvimento de perfis lateríticos bem estruturados, em seqüências ou zonas de crosta nodular, crosta conglomerática endurecida, crosta psolítica, finalizando com uma cobertura de cascalho laterítico. No geral, os dois tipos básicos de regolitos estruturados mais freqüentemente sob regime tropical têm seu desenvolvimento condicionado um, a um regime equatorial, e o outro, a um regime sazonal, culminando com formação de crostas ou perfil laterítico *sensu strictu*, como representado no Quadro 1 (PORTO, 2003).

Em regiões tropicais, o uso do termo regolito está diretamente relacionado a perfis lateríticos. Buchanan (1807), utiliza pela primeira vez este termo referindo-se a um material de cor vermelha e consistência dura de uso freqüente na construção. Na atualidade este termo engloba todo o perfil laterítico (NAHON; TARDY, 1992; TARDY, 1993). Pedro e Melfi (1983), defendem a intervenção de mecanismos diferentes nos processos de evolução de perfis lateríticos em regiões tropicais: o primeiro, denominado pelos autores supracitados de ferralitização, caracterizando-se pela não dissociação das argilas cauliníticas dos oxihidróxidos de ferro, que passam a constituir uma massa homogênea posicionada nas superfícies do perfil e responsável pela formação de latossolos, é um processo típico de ambientes úmidos (LUCAS; CHAUVEL, 1982); o segundo, no qual já se observa a separação das argilas dos oxihidróxidos de ferro, culminando com a formação de níveis concrecionários ferruginosos, com horizontes característicos, foi identificado como lateritização e relaciona-se mais diretamente a ambientes

com estações secas e úmidas alternas e bem demarcadas. Ambos os processos estão ilustrados na figura seguinte (Figura 37).

Maiores Subdivisões	Termos Gerais	Butt e Zeegers (1992)	Nahon e Tardy Leprun (1992)
Pedolito	Zona ferruginosa	Cascalho laterítico	Camada ferruginosa de seixos
	Laterito, duricrust, plintito, ferricrete	Couraça (psolítica nodular ou maciça)	Crosta ferruginosa psolítica
			Crosta ferruginosa conglomerática endurecida
Zona mosqueada	Zona de argilas mosqueadas	Crosta nodular macia ou carapaça nodular	Zona de argilas mosqueadas (argiles tachetés)
Saprolito	Saprolito (zona pálida)	Saprolito	Saprolito fino (argiles bariolées)
		Saprock	Saprolito grosseiro (arène/grus) horizonte pistache
Protolito	Rocha sã	Rocha sã	Rocha mãe

Quadro 1 - Sumário da terminologia aplicada a perfis lateríticos residuais completos (modificado de BUTT e ZEEGERS, 1992 apud PORTO, 2003).

Os terrenos lateríticos têm sua gênese relacionada e favorecida quando determinadas áreas ficam submetidas a fases de aplainamento dos ciclos geomorfológicos, que favorecem a instalação de fenômenos de pediplanização e em cujas superfícies estáveis se instalam processos de lateritização. A associação com climas sazonais é primordial, já que a área de mosqueamento se instala na zona de flutuação do nível freático. O acúmulo do ferro, nestas zonas, dá-se de modo gradual e contemporâneo ao rebaixamento da superfície, favorecendo a formação da crosta.

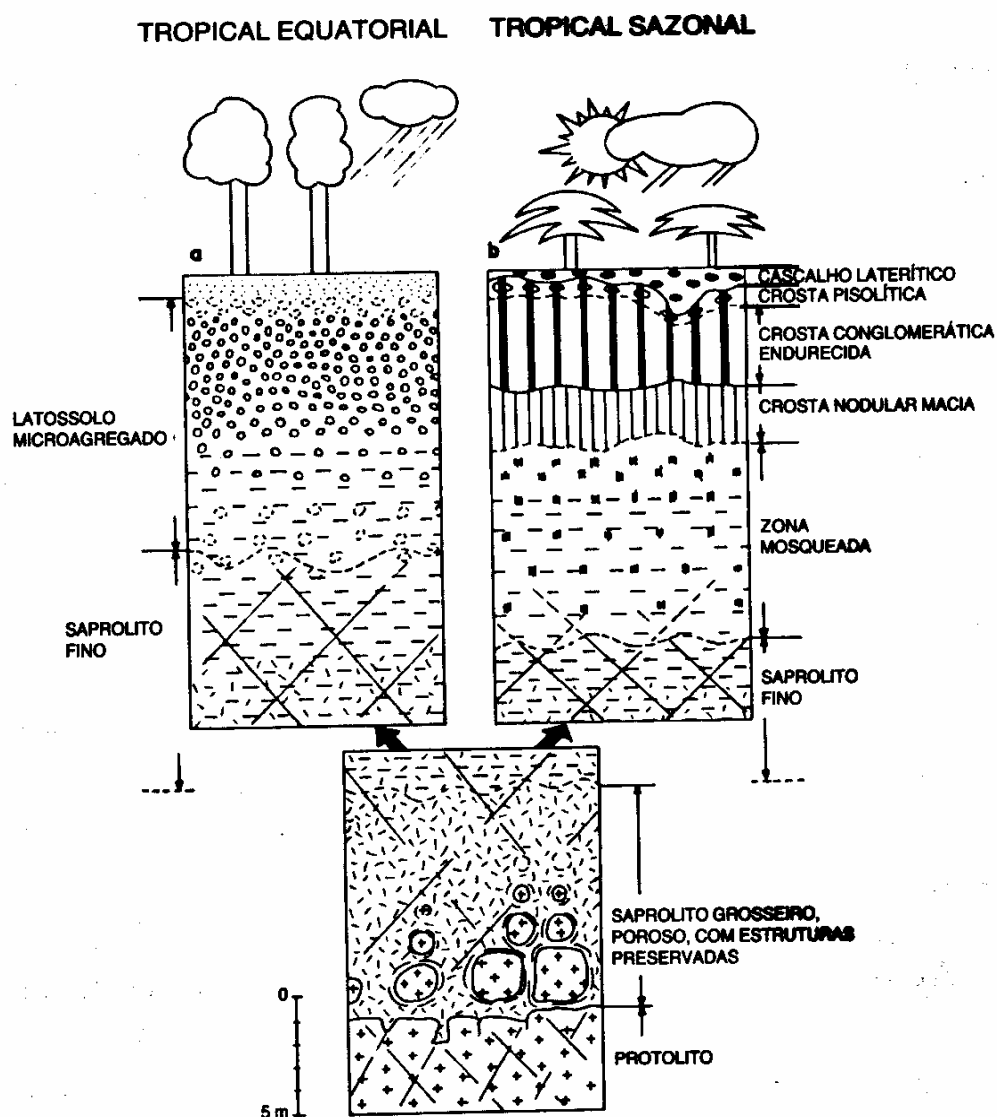


Figura 37 - Estruturação dos regolitos sob regime equatorial, gerando latossolos (a) e sazonal, gerando perfis lateríticos (b) (modificado de NAHON, 1991 apud PORTO, 2003).

A formação de uma crosta, a partir da zona mosqueada resultante de modificações do saprólito, configura um perfil laterítico em perfeito equilíbrio com as condições morfoclimáticas. Paralelamente a este processo ocorre, em superfície ou nas suas proximidades, a destruição da crosta a partir da qual são originados os latossolos com psolitos. Modificações nas condições climáticas, geomorfológicas ou estruturais internas do regolito têm como consequência alterações

significativas no regime hidrológico e a partir da instalação de tal quadro ocorre, inevitavelmente, a quebra do equilíbrio em regolitos tropicais. A esta quebra estão associados os processos de podzolização de latossolos e de modificação dos regolitos lateríticos sob regimes equatorial e árido.

A laterita, na área e de um modo geral, inclui um horizonte rico em óxidos de Fe submetido, na estação úmida, a processos de lixiviação e, na estação seca, com a perda capilar de umidade, ocorre a subida do SiO_2 e Fe_2O_3 para a superfície na forma de nódulos, fragmentos duros e crostas (silcrete e ferricrete) (PORTO, 2003). Nas condições de Cerrado e de Savana, o máximo de umidade no solo ocorre, não na superfície onde ela está sujeita à evapotranspiração, mas a alguma profundidade onde o intemperismo diferencial é intenso pelo prolongado ataque químico. Com a descida do nível de base regional ou local, controlador do freático, ocorre o rebaixamento topográfico, sendo a rocha intemperizada – o saprólito – transportado no todo ou em parte, podendo tornar exposta a frente de intemperismo sobre o leito rochoso (MABBUTT, 1965).

A plintita ou laterita hidromórfica ocorre sobre superfícies topográficas, onde o lençol freático aflora durante a maior parte do ano. A cobertura detrítico-laterítica tem sua presença na área segundo dois níveis: o primeiro, relacionado a cotas altimétricas em torno de 100 m a 200 m sobre um relevo plano a suavemente ondulado, distribuindo-se nas proximidades dos cursos d'água principais e seus afluentes, componentes da rede de drenagem da porção Sul; o segundo, está instalado na porção Norte, em cotas que não ultrapassam os 100 m e onde a rede de drenagem extravasa, alimentando superfícies rebaixadas, os baixões, ou alagáveis.

Na constituição do pacote sedimentar correspondente a esta cobertura estão as areias inconsolidadas, as argilas, as concreções ferruginosas e raros leitões conglomeráticos, estes mais diretamente relacionados à zona inferior, sobrepostos, na zona media, por um espesso pacote de laterita ferruginosa e recobertos, na superfície, por um solo areno-argiloso com concreções ferruginosas ou canga laterítica. A este pacote superior pode-se relacionar uma origem colúvio-aluvial, em ambientes submetidos a fluxos de águas pluviais concentradas do tipo enxurradas, em áreas submetidas a uma alternância de clima úmido e semi-árido. Toda a cobertura está instalada sobre arenitos e folhelhos das formações Longá e Poti.

Figueiredo et al., (1974), relacionam os solos de composição argilo-arenosa, vermelhos e concrecionários à presença de níveis argilosos coloridos e areias inconsolidadas, referindo-se aos mesmos como “coberturas lateríticas maduras e zonadas”, geralmente associadas a superfícies aplainadas e laterizadas do Terciário-Quaternário, como uma unidade edafoestratigráfica.

Na área em estudo é possível estabelecer uma associação entre a cobertura detrítico-laterítica e áreas que se sobressaem na topografia como resultado de atividades erosivas. Nestas encostas ou ressaltos topográficos, é comum a presença de camadas de material areno-argiloso associado a crostas ferruginosas. Em áreas mais arenosas, de relevo suavemente ondulado e drenagem de baixa frequência, observa-se uma vegetação de Cerrado ou Campo Sujo de Cerrado, instaladas em superfícies com Latossolos relativamente espessos e cuja altimetria oscila entre os 100 m e 130 m. Nas unidades inferiores, os solos apresentam-se com tons de vermelho, marrom e amarelo, fortemente lateritizados.

A evolução da unidade edafoestratigráfica está relacionada a processos pedogenéticos em superfícies aplainadas, submetidas a um clima tropical caracterizado por uma alternância de estações secas e chuvosas. Figueiredo et al., (1974), defendem, para a formação de coberturas lateríticas, um conjunto de condições especiais tais como: temperatura média anual em torno de 25°C, no solo; media pluviométrica superior a 950 mm ao ano; uma topografia plana; e clima do tipo tropical úmido, AW de Köppen, quente e úmido com estação chuvosa e seca, bem caracterizadas. Associado a estes fatores está, ainda, o fato do acentuado conteúdo em ferro das águas de percolação.

3.4.2.2 Argilas

As rochas argilosas são os mais finos sedimentos clásticos e consistem em restos de rochas silicatadas, com granulação entre o silte fino ou argila. O material constituinte destas rochas apresenta uma variedade e heterogeneidade acentuadas e, com base em sua origem, compreende minerais produzidos pelo intemperismo, minerais residuais que oferecem resistência aos agentes intempéricos, minerais autigênicos e minerais orgânicos. Os feldspatos e silicatos ferromagnesianos são os minerais que mais intensa e frequentemente decompõem-se sob a ação do intemperismo, estando na base da formação dos minerais de argila do tipo dos caulins e montmorilonita, assim como os óxidos de alumínio e de ferro férrico hidratado (bauxita e

limonita). Os depósitos de argilas residuais são mineralogicamente constituídos, na sua maior parte, de quartzo, mica e feldspato, associados aos argilominerais derivados de rochas-matrizes argilosas. Como mineral residual típico da argila está a illita ou mica hidratada (KRAUSKOPF, 1971).

As rochas estão sujeitas à ação dos agentes intempéricos, representados geralmente pela água e o ar, sendo os efeitos de decomposição por ação da água os mais ativos quanto maior for o seu conteúdo em íons e moléculas, como CO_2 , O_2 , OH^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- e CO_3^{2-} .

Os minerais autigênicos mais freqüentemente presentes nos sedimentos argilosos são a calcita, dolomita, opala, calcedônia, pirita, glauconita, clorita e illita. A clorita e a illita formam-se a partir de alterações diagenéticas das argilas detríticas, especialmente nos ambientes marinhos. Os remanescentes orgânicos podem ou não estar presentes em depósitos argilosos, quando o fazem estão representados pela matéria carbonosa preta, a calcita, ou a aragonita, e a opala.

O termo argila é utilizado para designar materiais argilosos de granulação fina e uniforme, na sua maioria plásticos, e que tenham nos silicatos hidratados de alumínio seu maior constituinte. O folhelho, rocha argilosa, caracteriza-se por fraturar-se de forma laminar, paralelamente aos planos de estratificação, diferenciando-se em função do seu maior ou menor conteúdo em silte ou argila. Estas rochas passam, gradativamente, para os siltitos e arenitos. Segundo uma classificação menos descritiva as argilas têm suas designações obedecendo ao modo ou ambiente de deposição vindo, daí os termos glaciais, marinhas, fluviais e lacustres.

3.4.2.2.1 Os minerais argilosos

Os minerais argilosos ou silicatos hidratados de alumínio, tipicamente formados a partir da deterioração dos feldspatos, apresentam granulação excepcionalmente fina, sendo responsáveis pelos aspectos mais característicos destas rochas. Os mais representativos deste grupo são a caulinita ($(\text{OH})_8\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}$) e a montmorilonita ($(\text{OH})_4\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{20} \cdot n\text{H}_2\text{O}$). A illita ou mica hidratada, um outro argilomineral, de composição rica em potássio, tem características que permitem posicioná-la entre a montmorilonita e a mica. A simples substituição do alumínio pelo magnésio ou ferro é suficiente para ocasionar alterações significativas nos minerais argilosos, em especial na montmorilonita, no que se refere às suas propriedades e fórmula composicional.

De difícil identificação ao microscópio, os minerais argilosos são, no entanto, de fácil diagnóstico pela difratometria de raios-X e pelas análises térmico-químicas. O ambiente de deposição pode também ser utilizado como ferramenta ou dado denunciante na identificação de certos minerais argilosos, levando-se em conta a distribuição geral e o modo de ocorrência. Embora produtos do intemperismo, o caulim e a montmorilonita tendem a formarem-se em condições ambientais diferentes: o caulim tem sua gênese ligada a ambientes ácidos, restringindo-se a meios úmidos, com boa drenagem e sujeitos a processos de lixiviação; a montmorilonita, por outro lado, tem sua formação condicionada a ambientes alcalinos com problema de drenagem e com solos ricos em magnésio, cal e álcalis. A illita, embora não tenha sua formação feita a partir dos processos intempéricos, é um mineral estável quando em ambientes alcalinos.

Uma outra característica peculiar ao ambiente de formação advém do fato da montmorilonita e a caulinita estarem presentes de modo predominante em sedimentos de origem não marinha, ao contrário da illita que mais diretamente a estes está associada. A química dos colóides é largamente utilizada quando da explicação do comportamento dos minerais argilosos, nomeadamente quando se sabe serem estes de ocorrência freqüente nesta forma. Dentre os fatores que contribuem de forma significativa para as propriedades das argilas merece atenção a sua capacidade de adsorção de água, cujos valores variam grandemente em função do tipo: as cauliniticas, por reterem água em menor quantidade, são não-plásticas; já as montmoriloníticas têm uma elevada capacidade de adsorção de água a ponto de levarem suas partículas a aumentarem em muitas vezes o seu volume original e adquirir comportamento de um gel; os outros tipos têm comportamento situado entre estes dois extremos.

O termo argila tem, na geologia, dois significados distintos: um como indicativo de seu tamanho ao referir-se ao material cujo grão é menor que 0,002mm; outro, de significado mineralógico, quando especifica minerais do grupo dos silicatos de alumínio hidratado. A mineralogia das argilas pode estar representada por minerais outros, com valores diferentes na relação Si/Al e presença de Mg, Fe, Ca e metais alcalinos. Proporções semelhantes de elementos pode conferir plasticidade e capacidade de troca iônica diferente, ao mesmo tempo em que argilas de composição diferente podem apresentar comportamento e propriedades semelhantes.

Os fenômenos que participam na sua formação envolvem alterações de silicatos de alumínio por efeito do clima ou a partir de processos hidrotermais ou seja, pela ação da água sobre alumino-silicatos em temperaturas de centenas de graus. Experimentos laboratoriais e dados de ocorrência geológica confirmam a formação da caulinita associada a soluções ácidas e a montmorilonita às básicas, estando aquele mineral habitualmente relacionado a solos de clima úmido com vegetação abundante e responsável pela acidez dos solos, e este último a solos de clima mais seco nos quais as soluções percolantes são mais alcalinas (KRAUSKPOPF, 1971).

Quanto ao ambiente de formação ou deposição das argilas não há dados que suportem uma relação direta entre ambos. Os minerais argilosos de um determinado solo podem não ser de formação local, mas decorrente da climatização de rochas ou terem sofrido transporte seguido de deposição. No que se refere à sua classificação as argilas podem ser enquadradas em dois grandes grupos: as argilas silicatadas, estreitamente ligadas a áreas temperadas; e as argilas de óxidos hidratados de ferro e de alumínio, associadas a regiões tropicais e semitropicais.

3.4.2.2.2 Argilas silicatadas

As superfícies destas argilas constituem-se de um enxame de cátions adsorvidos. A esta camada de cátions está associada uma grande e indefinida quantidade de água acondicionada, não só à superfície como entre as lâminas que constituem a micela da argila. Em regiões de elevada umidade os cátions mais frequentes, por ordem numérica, são H^+ e Ca^{++} , Mg^{++} e K^+ e Na^+ . Nas regiões áridas com boa drenagem esta ordem é alterada, com Ca^{++} e Mg^{++} predominando sobre Na^+ e K^+ e H^+ .

A mineralogia deste grupo compreende o grupo da caulinita (caulinita, haloisita, anauxita e diquita) da montmorilonita (montmorilonita, beidelita, nontronita e saponita) e o das micas hidratadas ou da illita. Na gênese das argilas silicatadas estão envolvidos processos evolutivos a partir de minerais como os feldspatos, micas, anfibólios e piroxênios, seguindo dois processos distintos:

1. alteração física e química de minerais primários responsável pela remoção de certos componentes solúveis com substituição de outros, bem evidenciado nas modificações que correm na muscovita ao se transformar em mica hidratada. A entrada de água no

reticulado daquele mineral é responsável pela perda de algum conteúdo em potássio e alumínio originando um cristal de illita menos coeso e de menor rigidez. Se a remoção contínua estiver relacionada ao conteúdo em potássio e substituição do magnésio por alumínio o mineral formado será a montmorilonita. Neste processo poderá ocorrer transição gradual de um mineral para outro e formação de minerais ditos intermediários como “illita-montmorilonita”, “clorita-illita”, “illita-vermiculita”, etc.

2. recristalização posterior de argilas silicatadas, como resultado de processos de decomposição em minerais originários. Este processo configura-se como de importância superior ao da alteração no que se refere à gênese da argila. A formação da caulinita como produto de solúveis rico em alumínio e silício durante o qual ocorre uma completa modificação estrutural dos minerais originários exemplifica, de modo típico, este processo.

3.4.2.2.3 Gênese das argilas específicas.

Illita, uma mica hidratada, forma-se sob condições específicas, como resultado de alterações das micas, como a muscovita. Sob condições diferentes sua origem está relacionada a processos de recristalização de minerais originários, como feldspatos potássicos. Ao perder parte deste conteúdo em potássio, a illita se decompõe em montmorilonita. A clorita forma-se como produto da alteração da biotita, uma mica rica em ferro e magnésio, cujo processo é acompanhado de significativa perda de magnésio, potássio e ferro. Condições amenas de intemperismo, abundância de magnésio e ausência de lixiviação excessiva estão na base da formação da montmorilonita ou como produto final da alteração de outros argilominerais silicatadas como clorita, illita e vermiculita. A caulinita, por sua vez, se forma em estágios avançados de intemperismo, acentuadamente ácidos, envolvidos na decomposição de silicatos. A recristalização dos produtos solúveis de alumínio e silício está na base de sua formação.

3.4.2.2.4 Argilas ricas em óxidos e hidróxidos de Fe e Al.

A importância do estudo deste grupo de argilas prende-se ao fato das mesmas estarem presentes em regiões temperadas misturadas com as argilas silicatadas e sua predominância em solos de regiões tropicais e semitropicais.

A gibsita ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) é o óxido de alumínio mais freqüentemente encontrado enquanto a goetita ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$), a limonita ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot x\text{H}_2\text{O}$) e hematita (estão mais direta e predominantemente presentes em solos. Como características particulares podem ser citadas a baixa viscosidade, plasticidade e coesão.

3.4.3 Argilas na área de pesquisa

A argila constitui matéria-prima importante e representativa para a região, onde ocorre principalmente na forma de estratos intercalados nos arenitos e folhelhos da Formação Longá (argila de morro) e nos aluviões dos diversos rios que drenam a região e, por isso, identificada localmente como argila de várzea. Ocorrem como produtos de diferentes ambientes de deposição, com pequenas mas significativas variações mineralógicas, o que pode conferir uma origem comum. A caracterização destas argilas ainda está na dependência de análises mais detalhadas e específicas das mesmas, objetivando determinar dados de granulometria, cor de queima, refratariedade, plasticidade e composição em óxidos.

As principais cerâmicas que utilizam este bem mineral como matéria prima localizam-se no município de Campo Maior, com produção, na sua maioria, de tijolos e telhas.

3.4.4 Pirita

A presença deste bem mineral foi detectada no sopé da Serra de Campo Maior, 6 km a Sul de Campo Maior, na zona de contato entre as formações Longá e Poti, de forma disseminada nos siltitos cinza-micáceos em lentes delgadas de 2 cm a 5 cm. Sua ocorrência foi também evidenciada nos terrenos da fazenda Nova, às margens do rio Surubim e a 5 km a SW de Campo Maior, em leitos de 3 cm encontrados nos arenitos claros. O seu modo de ocorrência faz-se na forma de cristais submilimétricos, de nódulos ou de laminações compactas.

3.4.5 Laterita

Dados provenientes de estudos sobre a composição dos solos tropicais indicam que estes apresentam uma grande variedade de minerais argilosos podendo, no entanto, e de forma localizada, conter quantidades mínimas dos mesmos e, nestes casos, o conteúdo inorgânico está representado apenas pelo óxido férrico e óxido de alumínio. Solos com tais características são

conhecidos como lateritas: ferruginosas, quando o ferro predomina; aluminosas ou bauxíticas, quando este predomínio deve-se ao alumínio. Quanto à mineralogia, consistem de diferentes misturas de hematita, goethita, gibbsite, boemita e diásporo, este de ocorrência rara.

Caracteristicamente as lateritas ferruginosas são as mais espessas. A origem deste material é ainda controversa, mas é notório, comprovado e aceito o fato de que a lixiviação é um dos principais processos envolvidos na sua gênese já que, comprovadamente, o seu desenvolvimento é melhor em solos bem drenados submetidos a uma forte precipitação pluviométrica em pelo menos parte do ano, fato este imprescindível para uma lixiviação completa. Pequenas, mas decisivas mudanças na temperatura, pH e concentração de sílica, na solução do solo, podem direcionar a formação dos óxidos de alumínio a partir da decomposição do feldspato em argila ou diretamente em óxidos, ou que a argila se decomponha em óxidos ou seja formada por eles. A laterita inclui um horizonte rico em óxidos de Fe e Al, submetidos a lixiviação durante a estação úmida e durante a estação seca a perda capilar de umidade traz o SiO_2 e Fe_2O_3 para a superfície em nódulos, fragmentos duros e crostas (silcrete e ferricrete).

3.4.6 Sílica como sedimento químico

A ocorrência da sílica nos sedimentos tem sido evidenciada segundo formas as mais diferentes possíveis, desde as arredondadas ou irregulares, criptocristalinas ou amorfas, uniformes ou com faixas coloridas como nos anéis de Liesegang. Do ponto de vista geoquímico, as variadas formas mencionadas têm sido interpretadas como prova do complexo comportamento da sílica nos meios sedimentares, bem como dos fenômenos coloidais envolvidos na sua deposição. O quartzo, sua forma mais comum, tem solubilidade acentuadamente baixa, em torno de 10 ppm de SiO_2 , com opala, tridimita, cristobalita e calcedônia com valores um pouco acima deste. Segundo experimentos laboratoriais, a solubilidade da sílica permanece constante para valores de pH inferiores a 9 (KRAUSKOPF, 1971).

Na água, a sua concentração oscila entre 10 ppm e 60 ppm de SiO_2 , valores estes considerados baixos e que têm, na sua utilização por organismos, uma das possíveis explicações. Esta concentração atinge seus valores mais baixos, cerca de 1 ppm a 2 ppm, na água do mar, onde sua utilização por organismos como diatomáceas e radiolários associado à precipitação como glauconita, feldspato autigênico, clorita e ilita, justifica tão baixa concentração. Nos

sedimentos, a sílica ocorre mais freqüentemente como calcedônia impura, cuja origem é por demais controversa e tema de muito debate.

Krauskopf (1971) defende em seus estudos, que a presença da sílica solúvel só é possível em meios com valores de pH superiores a 9, em decorrência disto a sua precipitação só ocorreria em meios onde este valor estivesse situado entre 3 e 6, condições estas de rara verificação em oceanos e mares. Walker (1960), explica o desencadear dos processos de dessilicificação e silicificação unicamente por efeito da passagem alternada de águas com pH acima de 9 para valores abaixo de 9, respectivamente. Em meios submetidos a um regime climático tropical ou subtropical, o suprimento de SiO_2 é tido como acentuado ao longo de milhares de anos como produto de lixiviação de solos lateritizados. Observa-se, nestes casos, uma intensa e extensa silicificação de natureza climática (SUGUIO, 1973). Na área de pesquisa, a presença de conglomerados ferruginosos, com seixos de sílica, ocorre nos sítios inundáveis, em capões ou microrrelevos que mais diretamente sofrem a influência do rio Jenipapo.

3.5 Características Litoestratigráficas: Caracterização das coberturas pedológicas.

3.5.1 Aluviões

Os aluviões da área do Complexo de Campo Maior, e presentes na área em estudo, incluem depósitos diretamente ligados aos leitos dos principais rios, nomeadamente nos vales dos rios Longá, Surubim e Jenipapo, bem como daqueles associados às demais ribeiras e linhas d'água afluentes dos rios principais. Localmente a definição destes aluviões é dificultada pela influência da atividade antrópica.

De um modo geral, os aluviões ocorrem com uma composição variada face à dependência direta das litologias erodidas sendo, às vezes, de difícil delimitação em função da composição apresentada pelos mesmos constituírem-se de material idêntico àquele que lhes serve de substrato. A matéria orgânica ocorre como constituinte freqüente desta litologia. Os aluviões destas linhas d'água apresentam uma litologia constituída geralmente de areias com níveis de seixos e com algumas intercalações argilosas.

De tais observações pode-se esperar que grande parte dos depósitos detríticos tenha desaparecido no período ao longo do qual se deu o encaixe dos cursos d'água. Entretanto, alguns

vestígios destas acumulações ainda podem ser observados. Com a diminuição do poder de transporte, os cursos d'água depositam, nos seus troços terminais, todo o material em suspensão, funcionando a bacia do rio Longá como o local adequado para tal descarga por ser uma extensa área deprimida e para onde converge toda a rede hidrográfica da área.

Estudos sobre os aluviões da bacia do Longá datam-nos como pertencentes ao Holoceno, caracterizados por uma espessura variada. A constituição dos mesmos ainda não se encontra bem definida, ocorrendo no geral como solos areno-argilosos a siltosos com acentuado teor em matéria orgânica.

No estudo da litoestratigrafia do Complexo, onde a área em estudo está localizada, localização esta mais precisamente na zona de abrangência das bacias dos rios Longá, Surubim e Jenipapo, é de fácil verificação a complexidade geológica que caracteriza tal área tendo em vista a heterogeneidade que alguns daqueles conjuntos apresentam, de modo mais específico e acentuado nos mais recentes (Miocênico e Quaternário). A litoestratigrafia recente ou referente às formações de cobertura quaternárias pode ser resumida nos seguintes conjuntos:

1. Aluviões do baixo Longá, próximo à sede do município e parte Sul da área de pesquisa.
2. Aluviões da Várzea do Longá, cuja heterogeneidade decorre dos diferentes materiais constitutivos e do fato das respectivas áreas fontes terem sido submetidos a transporte e deposição sob condições as mais diversas.
3. Aluviões dos vales profundos e estreitos onde ocorrem ainda os depósitos grosseiros torrenciais.

3.5.2 A Série Cenozóica

A Série Cenozóica é caracterizada por sedimentos cuja deposição ocorreu ao longo de períodos durante os quais processos transgressivos e regressivos atuaram na área. Associado a estes, está a instalação de processos de subsidência acentuada e conseqüente sedimentação através dos quais o material transportado pelos rios era fornecido em grande quantidade, principalmente durante as fases de epirogenia mais intensas.

Do ponto de vista litológico estas formações ocorrem de modo bastante diferenciado, com evidências de fácies arenosas, siltosas, argilosas e calcárias até o fácies de transição. Esta Série ocorre segundo uma estrutura em monoclinal, com inclinação para SE e valores em torno de 5° a 10°, cuja espessura pode atingir os 300 metros, mas os níveis aflorantes não ultrapassam os 30 a 40 metros. As unidades estratigráficas que constituem esta Série são de difícil correlação litoestratigráfica, daí ser possível encontrar-se na bibliografia dos trabalhos sobre a área diferentes escalas litoestratigráficas. A justificativa para tal fato deve-se à gênese de tais materiais ou às condições sob as quais os mesmos foram gerados, condições estas que incluem diferentes ambientes sedimentares caracterizados por variações laterais de fácies.

3.5.3 As argilas

Como já descrito no capítulo anterior, ocorre geralmente na forma de camadas, com espessura variável entre 1 metro e 2,5 metros, de argilitos, margas e arenitos finos argilosos com raras intercalações de calcários em plaquetas. Os depósitos destes sedimentos ocorrem em estratos intercalados nos argilitos e folhelhos das formações Poti e Longá e como depósitos aluvionares dos diversos cursos d'água da região. São encontradas em diferentes ambientes deposicionais, mas de mesma origem, dado este confirmado segundo análises físico-químicas e mineralógicas (CPRM, 2000), com pequenas variações entre os mesmos elementos analisados. A sua utilização como matéria prima está diretamente direcionada para a fabricação de tijolos de 4 e 6 furos, lajotões, K-8, telhas coloniais, PM e combongós.

3.5.4 As areias

São areias de cores variegadas, com um certo predomínio da cor vermelha talvez em função do conteúdo ferruginoso apresentado pelas mesmas, onde pode-se constatar que quanto mais clara for esta coloração mais o material constitutivo apresenta-se de forma homogênea.

3.5.5 Os solos

Pesquisas desenvolvidas e cujos dados constam da literatura sobre a região, fornecem informações sobre os principais tipos de solos e defendem que, para a ocorrência das diferentes classes, ocorre a ação conjunta de um sistema de fatores, nos quais podem ser inseridos as condições climáticas, vegetação, rocha-mãe e tempo como os mais importantes e de cuja ação

dependem mais diretamente. Apresentam-se, com freqüência, pouco desenvolvidos, horizonte B latossólico, como hidromórficos e concrecionários tropicais (CEPRO, 1992).

Segundo Reatto et al., (1998), há uma estreita relação entre os solos e o tipo de bioma, defendendo, ademais, para o Cerrado uma forte ocorrência de solos do tipo Latossolos, Areias Quartzosas, Podzólicos, Terra Roxa, Cambissolos, Plintossolos, Litossolos, Hidromórficos cinzentos e Gleissolos. O Projeto RADAM (1973) na confecção do Mapa Exploratório de Solos para a região assume, como mais representativos e importantes, os cinco tipos listados a seguir.

3.5.5.1 Areias quartzosas

São solos representados pelas areias quartzosas, com acentuado conteúdo em concreções lateríticas, permeáveis, de textura leve, pouco desenvolvidos e de resistência baixa. De modo localizado, como em Campo Maior, podem apresentar características de hidromorfismo e vegetação de campo com carnaubais dispersos. São solos pouco evoluídos, de baixa saturação, baixa percentagem de argila, bem drenados, mas susceptíveis à erosão, com disponibilidade de água até 2m de profundidade, pobres em nutrientes, estendendo-se pela região central, norte e sul da área, assentados sobre as formações Longá e Poti (REATTO et al., 1998).

Caracteristicamente profundos, pouco desenvolvidos, com horizontes do tipo A e C, pouco evoluídos e sem horizonte B típico, estes solos são texturalmente enquadrados na classe das areias, de cores claras e avermelhadas, segundo o material de origem. A sua estrutura oscila entre grãos simples a granular, o baixo conteúdo em bases permite classificá-los como distróficos e a saturação em alumínio como álicos. Ocupando vastas áreas, estes solos estão associados freqüente e principalmente a Latossolos e Argissolos em sítios fisionomicamente savânicos instalando-se freqüentemente nos campos graminóides revestidos de petroplintita ou canga laterítica.

O seu uso na agricultura é praticamente inviabilizado, nomeadamente quanto à baixa retenção de umidade, intensa lixiviação, elevada susceptibilidade à erosão e um teor acentuado em areia, próximo dos 90%. A sua utilização, diante destes fatores adversos, fica restrita a área de pastagens.

3.5.5.2 Podzólicos Vermelho-Amarelo

As feições e características mais diretamente relacionadas a este tipo de solo são as relacionadas ao fato de apresentarem-se bem desenvolvidos e ácidos, de baixa a média fertilidade, textura argilosa, feições arenosas locais e com conteúdo não significativo de matéria orgânica.

3.5.5.3 Plintossolos

Esta classe de solos ocorre de forma predominante em toda a área como resposta às características locais relacionadas, preferencialmente, a fenômenos de encharcamentos periódicos ou constantes. São, no geral, constituídos por material mineral, horizontes plínticos ou litoplínticos, de profundidade variável dependente da sua posição em relação ao horizonte A ou E ou de estar sobrejacente a horizontes com coloração variegadas ou ricamente mosqueados. São típicos de áreas deprimidas inundáveis ou de margens de cursos de água, estando mais diretamente relacionados a sedimentos do Quaternário em áreas de relevo plano a suavemente ondulado. Apresentam uma boa profundidade, problemas de drenagem e permeabilidade além de características físicas e químicas diversificadas.

O lençol freático, nestas áreas, encontra-se muito próximo da superficial ou mesmo à superfície, na maior parte do ano, o que funciona como condicionante para o aproveitamento agrícola destas mesmas áreas. São solos melhor utilizados para o uso de culturas de ciclo curto, nas épocas não chuvosas, ou àquelas que apresentam adaptações às condições de umidade, como o arroz de várzea largamente empregado na área de estudo.

3.5.5.4 Solos Concrecionários

São diretamente associados a áreas deprimidas, mal drenadas e sujeitas a inundações periódicas. A instalação dos processos de evolução, para estes, solos, depende das condições hídricas locais (VIZIER, 1983). De modo freqüente associa-se estes solos à presença, em profundidade, de horizontes formados de couraça laterítica ferruginosa, como resposta às flutuações do nível freático responsável pelo aumento do teor em sesquióxidos (BIGARELLA, 1994). Para este mesmo autor, diferentes materiais podem ser enquadrados como lateríticos,

dentre os quais as couraças ferruginosas, alumínicas ou manganésíferas, as plintitas, os solos ferratizados, os solos lateritizados e os oxissolos.

Costa (1990), defende, para a formação da laterita, a ação preponderante de fenômenos químicos sobre material incoeso rico em óxidos e hidróxidos de Fe, Al, Mn, Ti ou de fosfatos de Al, Fe, para além dos argilo-minerais, estes do grupo da caulinita.

Para Pedro e Melfi (1983), as couraças ferruginosas são produtos formados a partir dos fenômenos de rebaixamento do relevo com subsequente diminuição do regime torrencial e sob elevadas temperaturas. Para outros autores, entre eles King, estas formações, ao contrário, só ocorrem em áreas não rebaixadas pela erosão, como produto de precipitações dos constituintes ferruginosos lixiviados. A liberação da sílica como consequência dos fenômenos de dissolução do Fe, da hidrólise das argilas e da forte lixiviação, permite que todos os horizontes sejam submetidos à lixiviação. A sua feição mais característica e diferencial é a presença de perfis argilosos e/ou argilo-arenosos no horizonte A, argilosos no horizonte B, sem interesse para a agricultura por serem pouco profundos e localizados em áreas de relevo suavemente ondulado. A vegetação mais frequentemente associada a estes solos é a do tipo Cerrado, assentando-se sobre sedimentos da Formação Longá e Formação Poti.

3.5.5.5 Latossolo Vermelho-Amarelo

A instalação dos processos de lateritização é típica e denunciante deste grupo de solos, onde ocorrem com textura média, boa permeabilidade, mas baixa fertilidade, frequentemente presentes em áreas de transição entre fisionomias de Floresta e de Cerrado. São solos típicos de vegetação com fisionomia de Cerrado (s.s) e Cerradão, onde ocorrem com um índice de intemperismo elevado. A sua presença em áreas aluvionares ou de relevo escarpado confere-lhe características de solos pouco desenvolvidos, mapeáveis em terrenos que correspondem aos cursos dos rios, riachos, calhas de drenagem, depósitos de baixadas e de acumulações. Nestas áreas assumem uma textura areno-argilosa ou argilo-arenosa, pouco espessos e de fertilidade baixa.

Os solos desta classe apresentam-se como solos minerais, não hidromórficos, com horizonte B latossólico abaixo do horizonte A, com profundidade entre 200 cm a 300 cm da

superfície. Os teores de Fe_2O_3 são geralmente inferiores a 9% e relação $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ superior a este valor para uma mistura média. Caracteristicamente são solos profundos a muito profundos, drenagem de boa a muito boa, permeáveis, porosos, texturalmente bem homogêneos e com alguma dificuldade quanto à diferenciação entre os horizontes. O intemperismo é acentuado bem como o processo de lixiviação o que contribui para o predomínio de minerais de argila e de sesquióxidos na fração coloidal. Os minerais presentes apresentam uma baixa resistência ao intemperismo e os elementos nutritivos encontrados ocorrem em quantidades mínimas, não constituindo reserva nutritiva para as plantas.

As características físicas permitem o desenvolvimento de raízes e o seu manejo possibilita o emprego de qualquer implemento agrícola, tendo em vista serem encontrados em áreas onde predominam relevos planos a suavemente ondulados. Do ponto de vista químico apresentam, no entanto, alguns problemas, necessitando para uso em projetos agropecuários de medidas corretivas que visem uma melhor produtividade. Neste caso particular, o uso de adubos fosfatados, suprimento de Ca, Mg e K contribuem para uma melhoria na fertilidade natural que é, naturalmente, baixa em solos desta classe. São solos, no geral, formados a partir de alteração de sedimentos do Quaternário e Terciário-Quaternário.

3.5.5.6 Gleissolos

São solos profundos, com problemas de drenagem e formados a partir de sedimentos recentes do Holoceno. Além de um conteúdo baixo de bases, o teor em alumínio é maior que 50%, com horizonte superficial espesso e cores em tons mais escuros e teores consideráveis de carbono e matéria orgânica. É por demais evidente a variação local e lateral do solo nos seus centímetros iniciais, nomeadamente quanto ao teor em areia, silte e argila. Apresentam-se como solos álicos, distróficos e/ou eutróficos, resultantes da interação entre os principais fatores de formação: clima, organismos, rocha-mãe, relevo e tempo. Toda a dinâmica de formação, comportamento e distribuição dos solos mantêm uma relação estreita com o meio ou seu entorno. Do conhecimento deste depende, em muito, a caracterização dos solos. A correlação possível de ser estabelecida entre solo e vegetação, também conduz a uma necessidade de estudos, levantamentos e compreensão destas para que o comportamento de ambos, no meio ambiente, seja perfeitamente entendido. Reatto et al., (1998), ressaltam a importância que tem o contemplar,

em estudos desta natureza, a ação do homem, paralelamente aos fatores acima mencionados, como parte integrante que é, ao fim e ao cabo, da natureza.

3.5.5.7 Planossolos.

Acham-se presentes em áreas sujeitas a inundações periódicas, com baixa profundidade, arenosos, mal drenados e geralmente cobertos por gramíneas.

3.6 Geomorfologia local

O meio físico piauiense no que se refere à caracterização de sua geologia, geomorfologia, pedologia, climatologia e vegetação tem nos estudos do projeto RADAM (1973), Moreira (1977), Lima (1987) e Rivas (1996), os mais importantes e significativos. Dos aspectos referidos, a geomorfologia sobressai como aquele que mais intensamente precisa de estudos detalhados sobre o modelado, as formações superficiais e ao relevo em si, segundo uma abordagem atual (TRICART, 1976; PENTEADO, 1978, 1976; MARQUES, 2000). A morfogênese da região tem como substrato rochoso os arenitos Longá e Poti, que apresentam como característica própria e particular o fato de serem as únicas rochas expostas e aflorantes em climas com precipitação anual superior a 2 000 mm (MAINGUET, 1995). Ainda segundo a autora supracitada, em condições como estas, os arenitos estão diretamente associados à presença de couraças laterítica. Azevedo (1949) elabora uma divisão do relevo brasileiro e utiliza uma terminologia eminentemente geomorfológica, em detrimento da geológica, ao contrário dos seus predecessores, ao subdividir o Planalto Brasileiro em três subunidades (Figura 38). Ab'Saber (1967), propõe uma subdivisão em cinco subunidades, a saber: o Planalto do Meio-Norte ou do Maranhão-Piauí; o Planalto Nordeste ou da Borborema; o Planalto Oriental e Sul Ocidental ou Planalto Atlântico; o Planalto Central ou Goiano-Mato-grossense; e o Planalto Meridional ou Gonduânico Sul-Brasileiro.

Até então havia, por parte dos pesquisadores, uma preocupação quanto ao uso constante de uma terminologia geomorfológica quando da caracterização das formas do relevo. Somente a partir da década de 50 é que surgem os primeiros estudos que utilizam o clima na explicação destas formas. IBGE (1993), com base em levantamentos do Projeto RADAMBRASIL, propõem uma nova classificação para o relevo brasileiro embasada nas similaridades de formas, na

altimetria, nas características litológicas e estruturais e dados de clima do passado e atual. Esta classificação propõe uma divisão em quatro domínios morfoestruturais (Figura 5). Ross (1992), utilizando metodologias recentemente desenvolvidas por Mescerjakov (apud ROSS, 1992), as quais contemplam noções morfoestruturais, morfoesculturais e morfoclimáticas, propõe nova divisão para o relevo brasileiro segundo níveis hierárquicos, ou táxons, em número de três, onde o primeiro refere-se à geomorfologia, o segundo à estrutura geológica e o terceiro às unidades morfoesculturais privilegiando denominações locais e regionais (Figura 4).



Figura 38 - Divisões do relevo brasileiro, segundo Azevedo (1949).

A área mapeada compreende terrenos da bacia sedimentar fanerozóica e intracratônica do Parnaíba, localizada na Região Nordeste do Brasil. O Mapa Geomorfológico da Folha de Teresina-Jaguaribe (RADAM, 1973) assume, para a região, feições morfológicas diretamente relacionadas a fatores paleoclimáticos e litológicos regionais, em áreas inseridas na unidade morfoestrutural denominada Pediplano Central do PI-MA. As litologias em camadas sub-horizontais são geralmente representadas por arenitos quartzosos, siltitos, folhelhos, argilitos e

camadas de silexitos e calcáriosossilíferos, apresentando mergulhos suaves e que, sob a ação de uma morfogênese mecânica, sofrem um certo controle da rede de drenagem. Estas litologias aflorantes na área são rochas das formações Longá e Poti, principalmente, testemunhas de um dos mais importantes ciclos tectono-sedimentares da Bacia do Parnaíba de idade muito próxima à correspondente ao fechamento do corredor que ligava esta bacia à do Amazonas. São, no geral, rochas de idades compreendidas entre o Devoniano e o Permo-Carbonífero. Vale ressaltar que o Carbonífero Inferior no Brasil ocorre de modo mais bem preservado nas bacias do Amazonas e do Parnaíba, nesta última através da Formação Poti. Tanto esta como as unidades limítrofes, de modo especial a Formação Longá, têm sua gênese ligada a ambientes litorâneos, graças à diversidade de subambientes e intervenções de processos múltiplos, nomeadamente fluvial, oscilatórios e de maré (GÓES, 1995).

A unidade caracterizada por feições, no geral, de caráter erosivo, ocorre na área na forma de superfícies estruturais pediplanadas e vales pedimentados, com mergulho suave das camadas para norte-noroeste, sendo este o seu mais efetivo controle estrutural. O relevo pode ser classificado como representativo da forma de chapada em formato de mesas bem caracterizado nas serras de Campo Maior, Bugarim e Passa-Tempo, feições estas observadas no extremo sul da área, em superfícies que oscilam entre 100 m a 420 m de altitude. Às cotas inferiores relacionam-se áreas de interflúvios tabulares e grandes agrupamentos de mesas, intercaladas em terrenos das formações paleozóicas, mesozóicas e de coberturas terciárias. De extensão significativa e bem representativa na unidade mapeada são as denominadas áreas de “playa”, feição característica de sucessão de lagoas distribuídas por toda a bacia dos rios Longá, Surubim e Jenipapo. Nas proximidades destas áreas o relevo ocorre em formas levemente onduladas. Como feições importantes e de presença marcante na área observam-se, ainda, os terrenos e terraços aluviais bem desenvolvidos.

3.7 - Geologia Econômica

No setor mineral merece destaque a extração de argilas como matéria-prima para a fabricação de tijolos, telhas e lajotas, comercializadas a nível local e regional. Outra fonte de economia mineral da área está voltada para a retirada de lajes dos “folhelhos” da Formação Longá, sendo este bem mineral de uso na região e como matéria-prima para exportação.

REDE HIDROGRÁFICA E CHEIAS

4.1 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS GERAIS

O Rio Parnaíba configura-se como o mais importante rio constituinte da rede hidrográfica do estado do Piauí, destacando-se pela sua grande extensão, ao qual somam-se outros de menor porte, todos drenados para o mar ou com exorreísmo. Considerada a segunda maior bacia em ordem de importância no Nordeste, em função da área drenada, extensão e perenidade, ocupa uma área de 338 000 km², dos quais 72,7% em território piauiense, 18,9% em território maranhense e 7,6% em áreas do estado do Ceará e, ainda, com um percentual de 0,8% que corresponde a áreas em litígio com o Ceará. Sua localização é definida pelas coordenadas meridionais de 40°00' de latitude Sul e 47°05' de longitude Oeste (Figuras 10 e 27).

As áreas mais elevadas da bacia situam-se a leste do estado do Piauí, fronteira com o Ceará, onde atingem altitudes de 900 m, e funcionam como divisores topográficos desta bacia; na porção sudeste, o seu limite dá-se a partir do contato com a bacia sedimentar do Maranhão, áreas de exposição do cristalino e do planalto do Araripe, neste último caso no limite com Pernambuco; ao sul, fronteira com os estados da Bahia e Tocantins, as serras da Tabatinga e da Mangabeira representam estes divisores, e a oeste, por fim, tem-se os planaltos maranhenses.

O rio Parnaíba drena cerca de 80% da bacia sedimentar do Piauí-Maranhão. A geologia desta bacia compreende um espesso pacote sedimentar, com uma litologia diversificada e diferenciada segundo os ciclos de sedimentação que assolou esta bacia nas épocas paleozóica e mesozóica. Os 20% restantes correspondem às rochas do cristalino precambriano e cambro-ordoviciano e marca o limite este sudeste.

O rio Parnaíba tem o seu curso dividido e classificado em alto, médio e baixo cursos, sem que se tenha uma explicação adequada sobre os critérios adotados para esta classificação. Baptista (1981), caracteriza como alto Parnaíba a porção mais próxima das nascentes, com intenso trabalho erosivo de aprofundamento e encaixe ao longo de 784 km, correspondendo a

uma área de 77 100 km², equivalendo a 23,3% de toda a área da bacia do Parnaíba. O limite ao Sul é feito pela chapada das Mangabeiras e ao Norte pelas sub-bacias do rio Balsas (MA) e do rio Gurguéia (PI). Como outros afluentes importantes deste curso podem ser citados Parnaibinha, Medonho, Pedra Furada, Balsas, Curimatá e Pedra de Fogo, na margem esquerda maranhense; Uruçuí Vermelho, Uruçuí Preto, Taquera, Riozinho e Gurguéia, na margem direita.

Para o médio Parnaíba, este mesmo autor delimita o trecho entre a Barragem de Boa Esperança e a foz do rio Poti, numa extensão de 290 km, que corresponde a 160 200 km², equivalentes a 48,5% de toda a bacia. O rio Canindé é o seu mais importante afluente deste curso, com uma sub-bacia de 74 300 km² ou 23,21% da área total da bacia do Parnaíba e configurando a sua maior sub-bacia. Esse rio, como afluente importante, recebe três grandes afluentes: na margem direita, o rio Itaim e na margem esquerda os rios Salinas e Piauí. O rio Poti tem a segunda maior sub-bacia, em área, com 51 000 km², cerca de 15,90% de toda a bacia. Somam-se a estes o rio Itaueira bem como as sub-bacias da margem esquerda em terrenos maranhenses. Baptista (1981) faz corresponder, ao médio Parnaíba, a faixa entre a foz do rio Poti e o delta do Parnaíba, uma área de 411 km de extensão, correspondente a cerca de 93 100 km², ou seja, 28,8% da área total da bacia do Parnaíba.

4.2 Bacia do Rio Parnaíba ou Província Sedimentar do Meio-Norte

A Bacia Sedimentar do Maranhão-Piauí ou Província Sedimentar do Meio-Norte está instalada no escudo cristalino Pré-Cambriano, classificada como intracratônica, cuja evolução deu-se a partir de ciclos de sedimentação em ambiente marinho no Paleozóico e deltáico a continental no Mesozóico. A sua estratigrafia, do ponto de vista topográfico e em função dos soerguimentos epirogenéticos, apresenta-se com estratos paralelos a suavemente inclinados.

A Bacia Hidrográfica do rio Parnaíba situa-se na região nordeste do Brasil (Figuras 27 e 39), delimitada pelas coordenadas 3°00' a 11°00' de latitude sul e 40°00' a 46°30' de longitude oeste, drenando uma área de 339 390 km² e distribuindo-se pelos Estados do Piauí (75%), Maranhão (19%) e Ceará (6%). Seus limites físicos com outras bacias incluem as bacias dos rios São Francisco a Sul, Itapecuru a Oeste e Jaguaribe-Acaraú a Este (RIVAS, 1996).

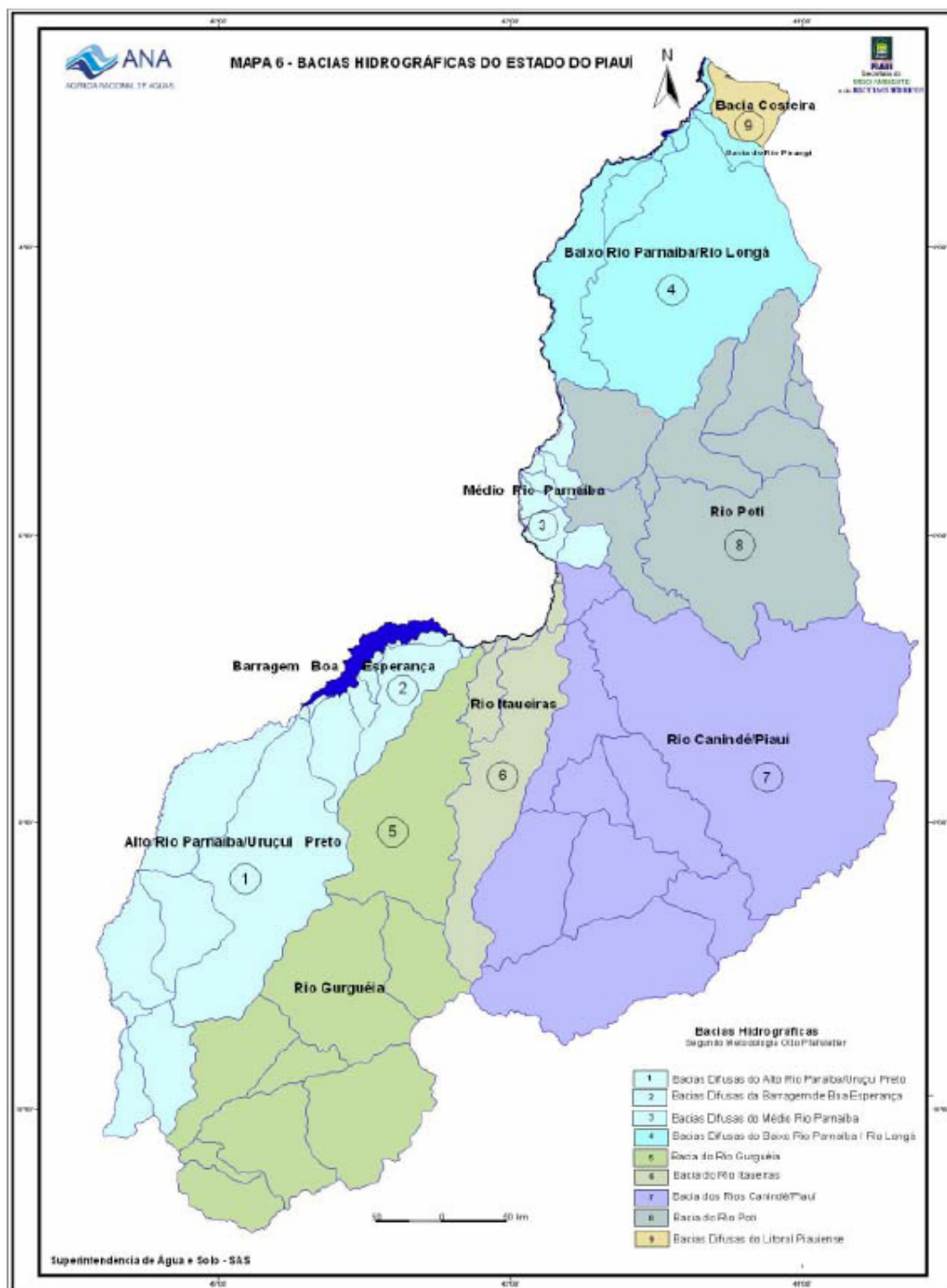


Figura 39 - As bacias hidrográficas do Estado do Piauí (ANA-SAS, 2004).

O rio Parnaíba, como rio principal da bacia, nasce na chapada das Mangabeiras, divisa dos Estados do Piauí e Tocantins, percorrendo uma extensão de cerca de 1 344 km até o seu encontro com o oceano Atlântico. Os seus tributários do alto curso e da sub-bacia do rio das Balsas são responsáveis pela sua perenidade. Classificada como assimétrica, esta bacia tem, na margem direita, sua maior concentração de afluentes representados, principalmente, pelos rios Longá, Poti, Canindé e Gurguéia. O rio das Balsas é o seu mais importante afluente da margem esquerda. A sua assimetria reflete, também, a compartimentação geotectônica, controladora dos aspectos morfológicos, pedológicos e da rede de drenagem, ocupando áreas do escudo cristalino (15%) e da bacia sedimentar do Parnaíba (85%). As rochas ígneas, metamórficas e metassedimentares do escudo cristalino, foram formadas durante os vários ciclos geológicos precambriano, sofrendo ação subsequente de ciclos erosivos diferentes responsáveis pela formação de solos de elevada fertilidade. A geotectônica também confere à rede de drenagem um padrão dendrítico, com rios pouco entalhados, intermitentes e sazonais.

O clima na área da bacia, como reflexo da sua instalação entre o clima semi-árido do nordeste e o clima úmido da Amazônia, apresenta acentuadas modificações locais em função de fatores meteorológicos, circulação atmosférica e das condições de relevo.

De um modo geral o rio Longá funciona como receptor de toda a drenagem da Região, vindo posteriormente a desaguar no rio Parnaíba. A ação do homem quer na construção de estradas e fábricas, quer de habitações dificulta, na sua maioria, ou mesmo impossibilita, a definição do setor final destas mesmas ribeiras. Do ponto de vista de densidade, a bacia do rio Longá tem sua maior expressão na região da Baixada de Campo Maior, destacando-se como principais afluentes as ribeiras do Jenipapo, Titaras, Macacos, Corrente, Anta e outras, na margem direita, e Surubim, Palmeira, Velame, Galinhas, Maratoã, Poção e outros, na margem esquerda. Com sentidos de escoamento bastante heterogêneo, esta bacia apresenta a direção N-S e SE-NW como direção preferencial de drenagem.

4.2.1 Características da rede de drenagem

Na tentativa de uma melhor caracterização e definição das características particulares e condicionantes da rede de drenagem da Região do Complexo de Campo Maior, os cursos d'água

têm os seus traçados definidos em função de quatro fatores principais ligados às particularidades da própria área de situação.

Num primeiro caso podemos individualizar a área do reverso da costeira das Serras de Campo Maior, Bugarim e Passa-Tempo e região de Campo Maior, onde os cursos de água estão adaptados ao sentido de inclinação das camadas. No caso da costeira das serras os cursos d'água apresentam uma direção preferencial de escoamento N-S e SE-NW, cujas camadas mergulham para SSW. A morfologia da Região tem uma importância determinante na definição dos padrões de drenagem, onde o topo das frentes das costeiras funciona como linhas de separação de águas. Neste caso, observa-se uma maior hierarquização, densidade e comprimento dos talwegues em áreas pertencentes ao anverso das costeiras, contrastando com o anverso de vertentes curtas e declives acentuados que contribuem para o fraco desenvolvimento e hierarquização daqueles cursos d'água (BAPTISTA, 1981).

Os principais cursos d'água desta região têm, na sub-bacia do Longá, o seu ponto de convergência. Nas áreas de individualização das depressões ortoclinais das costeiras, a drenagem tem sua disposição condicionada à litologia. Na depressão ortoclinal da costeira de Campo Maior (denominação nossa ao referirmo-nos às Serras de Campo Maior, Bugarim e Passa-Tempo), os principais cursos d'água têm o seu escoamento com direções paralelas às dos afloramentos da Formação Longá, segundo o mergulho suave das camadas ou ao longo de linhas de fratura.

Por último, podemos observar o condicionamento do traçado de alguns cursos d'água à presença de falhas ou fraturas, embora de difícil identificação, principalmente por, à primeira vista, notar-se uma não concordância entre o traçado dos cursos d'água principais e as falhas marcadas no mapa geológico. No entanto, é possível determinar orientações de alguns rios paralelos a determinados acidentes regionais, cujas direções preferenciais são NW-SE, N-S e E-W.

Do ponto de vista de importância na ação sobre o traçado dos cursos d'água, observa-se que a direção NW-SE, por apresentar características que permitem defini-la como resultante de pequenos movimentos tectônicos mais recentes que os grandes acidentes da região, assume uma maior influência na definição do padrão de drenagem desta área.

4.2.2 A Sub-bacia do rio Longá

O rio Longá, cuja designação vem dos Longás, índios que outrora habitavam a região, tem suas nascentes na lagoa do Mato ou de Longá, município de Alto Longá, em terrenos situados a uma altitude de 150 m. O seu percurso é feito sempre na direção geral sul-norte, onde apresenta baixa declividade, cerca de 0,4 m/km, ao longo de 320 km de extensão e uma área de 29 574 km², correspondendo a 9,02% da área total do Estado do Piauí (BAPTISTA, 1981; ANASAS, 2004). Como rio não perene que é, apresenta nos períodos de chuva uma acentuada concentração de lagoas resultantes do acúmulo de água em áreas deprimidas, de modo mais característico e com maior frequência nas proximidades de Campo Maior. É um rio do tipo subsequente, em relação à Formação Longá. Segundo IBGE (1996), a disponibilidade hídrica desta sub-bacia é de 5,4 bilhões de metros cúbicos com vazão média, no período seco, de 15,34 m³ /s.

A Bacia do Longá (Figura 39) está localizada na porção central da Baixada de Campo Maior, que constitui uma extensa área deprimida com um fundo plano, de declives nulo ou muito fraco, altitudes entre 90 e 110 metros e talhada nos materiais brandos das formações Longá e Poti. Aluviões de idade holocênica preenchem o fundo desta bacia, com desníveis que atingem valores entre 1 a 6 metros. A delimitação desta bacia pode ser feita, de modo aproximado, como correspondendo à área compreendida entre as coordenadas 3°03' e 5°16' de latitude Sul e entre 41°04' e 42°43' de longitude Oeste, de Greenwich (Figura 27).

A área ocupada estende-se por cerca de 23 634 km², correspondendo este valor a 9,02% de toda a área territorial do Estado do Piauí (Figura 39), distribuída por terras de mais de 17 municípios. No domínio da bacia do rio Longá, em sua porção centro-leste, situa-se a Área de Proteção Ambiental da Serra da Ibiapaba, entre as cidades de Brasileira e Domingos Mourão.

A Bacia Hidrográfica, após a Lei nº 9 433, de 09 de janeiro de 1997, Artigo 1º, inciso V, passa a ser entendida como a unidade territorial para efeito de implementação de Políticas Nacional de Recursos Hídricos e suporte para a atuação do Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos. Em toda a sua extensão esta bacia insere-se no domínio da Bacia Sedimentar do Parnaíba e apresenta formações geológicas com características diferentes (Figura 40).

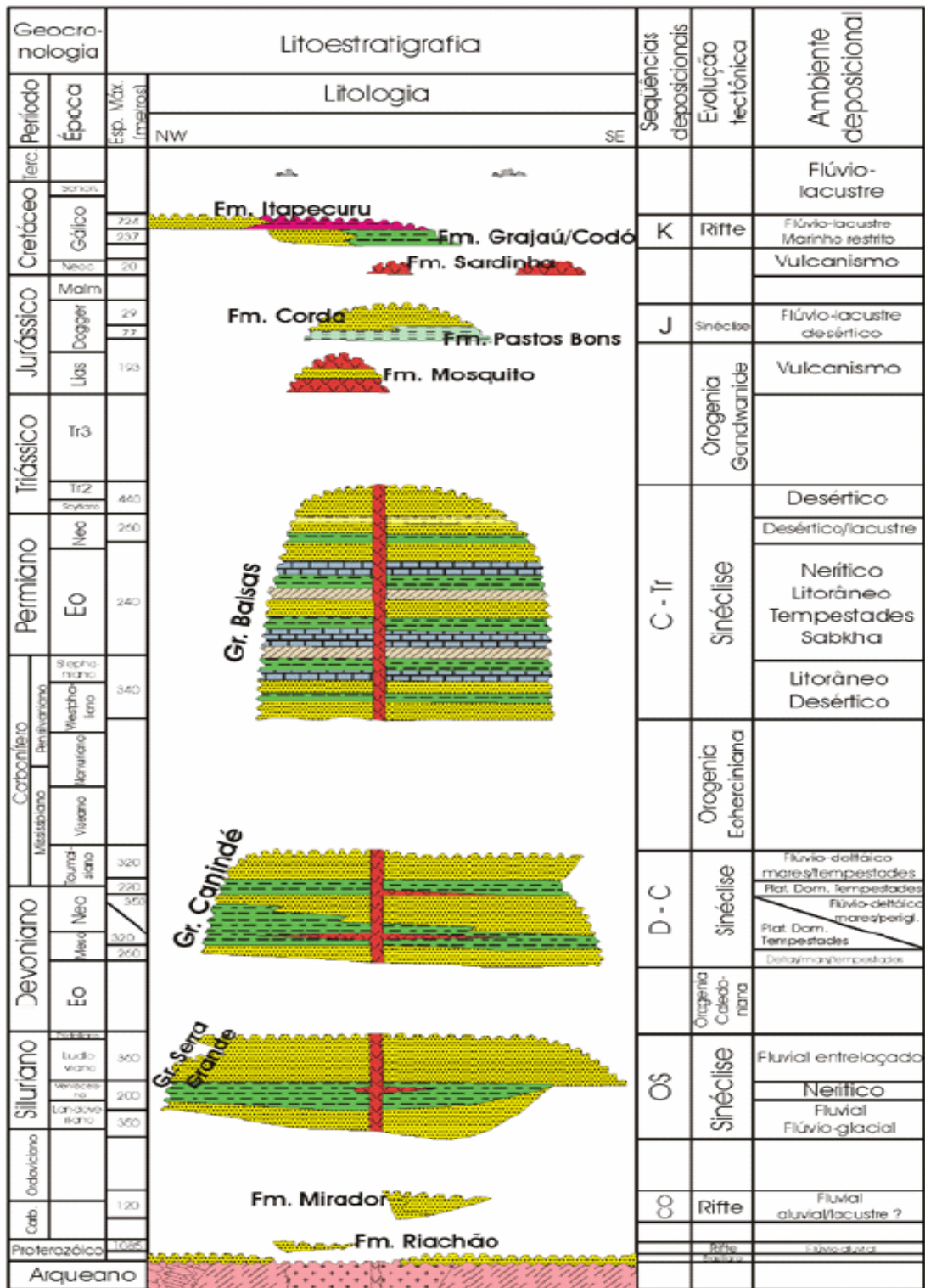


Figura 40 - Carta estratigráfica da Bacia Sedimentar do Parnaíba (ANA-SAS, 2004).

O rio Longá ao atravessar a Baixada de Campo Maior o faz segundo vales rasos, com rampas de declives suaves formadas por ação do escoamento concentrado. As unidades geomorfológicas da sub-bacia do Longá caracterizam-se por superfícies esculpidas, ao longo do tempo geológico, pela força dos agentes da dinâmica externa terrestre. Como principais feições tem-se a *Cuesta* da Ibiapaba com seus arenitos do Grupo Serra Grande; os Tabuleiros do Parnaíba com sedimentos páleo-mesozóicos com exposição de afloramentos das formações Cabeças, Longá, Poti e Sardinha com marcadas diferenças morfopedológicas que, associadas ao relevo, têm reflexos na cobertura vegetal.

A cobertura vegetal nos terrenos desta sub-bacia pode ser tida como diversificada e complexa, situando-se, do ponto de vista fitoecológico, em áreas de tensão ecológica. Por toda a área é freqüente uma vegetação com fisionomia de Parque e uma outra como mistura de Savana/Estepe. A vegetação de savana ocupa, preferencialmente, as partes mais elevadas ficando a vegetação de estepe, caracterizada por extensos carnaubais, restrita às áreas baixas e alagadas periodicamente (RIVAS, 1996; CPRM, 2000; VELLOSO et al., 2001).

Na Baixada de Campo Maior é freqüente a presença de espécies, tidas como características do contato Savana/Floresta estacional tais como aroeira, braúna, jatobá, pau-ferro, jacarandá, mangabeira, angico-de-bezerro, sucupira, coração-de-negro, etc. A Região do Mimoso tem, do ponto de vista histórico e socioeconômico, uma importância significativa para a Região da Baixada de Campo Maior, para a pecuária, principalmente, como suporte por constituir áreas de campos abertos onde predominam as gramíneas e leguminosas forrageiras. Das gramíneas merece destaque o capim-mimoso (*Axonopus purpusii*) Ness., mais diretamente ligado a áreas úmidas arenosas. O capim-agreste (*Trachypogon spicatus* (L.F.) Kuntze) destaca-se por ser perene, ocorrendo em zonas de brejo ou chapadas/cerrado (NASCIMENTO; NASCIMENTO, 2002).

4.2.3 A várzea do rio Longá: descrição e aproveitamento

A área correspondente à Várzea do Longá é constituída por uma formação aluvionar moderna cuja expressão mais característica e significativa ocupa a porção sudoeste da área de pesquisa e do município de Campo Maior. O preenchimento desta depressão com material de origem continental diversa, fornecido pelas diferentes linhas d'água responsáveis pela drenagem

de uma bacia hidrográfica de 29 574 km² constitui-se, atualmente, num aluvião cuja natureza bem reflete a dos solos encontrados a jusante.

Como solos que se encontram sujeitos à ação da água salgada, consta na bibliografia que 27% dos solos desta área são salinos, 14% alcalinos e 13% salinos-alcalinos, ocorrendo no restante da área (43% da área da Várzea) os Neossolos Quartzarênicos e Luvisolos modernos, de elevado potencial agrícola.

Como área deprimida e com dificuldade de evacuação de todo o caudal que recebe, projetos de saneamento dos terrenos para retirada do excesso de água proveniente das enxurradas a montante, já ali foram implantados. Toda esta depressão funciona como ponto de convergência de todo o caudal dos rios Longá, Surubim e Jenipapo, bem como de todas as linhas d'água afluentes direta ou indiretamente dos mesmos. Este fato contribui para que, durante o inverno, e de acordo com o ano hidrológico, ocorram inundações com períodos de duração variáveis.

A bacia do Longá cobre áreas dos municípios de Alto Longa, Altos, Campo Maior, José de Freitas, Capitão de Campos, Pedro II, União, Barras, Miguel Alves, Batalha, Piracuruca, domingos Mourão, Esperantina, Cocal, Joaquim Pires e Buriti dos Lopes, num total de 29 574 km² (BAPTISTA, 1981). Dos seus afluentes merecem destaque os rios Jenipapo, Surubim, Corrente, Taquari, dos Matos, Maratoã e Piracuruca. As linhas de água que constituem a bacia do rio Longá são caracterizadas por apresentarem, apenas durante parte do ano, um caudal natural tendo, em média, um escoamento nulo durante cerca de 120 dias por ano, vindo daí seu enquadramento num regime hidrológico do tipo torrencial (Figuras 24 e 25).

Um dos grandes problemas apresentados pelas linhas de água da área e que contribuem de forma acentuada para o seu transbordamento é aquele ligado ao forte assoreamento das mesmas, observado como consequência da sub-bacia hidrográfica está instalada numa área geomorfologicamente acidentada com fraca cobertura vegetal e uma desordenada ocupação urbanística. Todos estes fatores são responsáveis pela elevada produção de material sólido que, em contraste com a capacidade de transporte inferior ao caudal aí afluente apresentada pelos leitos regularizados, ocasionam um consequente assoreamento dos mesmos necessitando, periodicamente, de obras de desassoreamento.

4.2.4 Os principais estrangulamentos

A presença destes estrangulamentos é consequência das dificuldades de escoamento dos caudais fluviais. Ao longo dos anos a rede hidrográfica tem vindo a apresentar alterações significativas no seu funcionamento como reflexo, principalmente, do crescimento desordenado das zonas habitacionais e industriais responsáveis por uma maior impermeabilização do solo e consequente aumento do caudal sólido. Como fator agravante, a área em estudo foi submetida à instalação de infra-estruturas rodoviárias que, ao atravessarem as linhas de água, o fazem segundo estruturas mal dimensionadas e de inserção incorreta. Exemplos de tais situações podem ser observadas nas vias principais, estaduais e federais, onde os pontões apresentam secções insuficientes e com assoreamento, bem como em caminhos agrícolas onde os pontões apresentam uma capacidade de vazão inferior à dos cursos d'água que atravessam.

4.2.5 A Erosão das encostas

Na caracterização da sub-bacia hidrográfica do rio Longá é possível constatar a presença de áreas onde os leitos dos rios são consequentemente planos, áreas estas que funcionam como receptoras dos caudais de uma série de outros cursos d'água, grande parte dos quais originados em zonas com declives acentuados. Tal fato contribui para que o escoamento nestas áreas seja feito em regime torrencial, caracterizados por uma elevada capacidade de transporte de material com dimensões apreciáveis. Toda esta carga sólida é depositada em áreas do curso dos rios que apresentem declives menos acentuados. Com a ocupação de algumas destas zonas de declives acentuados, posteriormente transformadas em zonas habitacionais ou mesmo industriais ou ainda em função de modificações introduzidas no revestimento e uso dos solos, as condições de erosão do solo nestas áreas tem vindo a ser favorecida e agravada contribuindo, no final, para um significativo aumento no volume de material que aflui às linhas de água.

Antes da identificação de zonas potencialmente erodíveis é preciso lembrar que, em áreas susceptíveis à erosão, necessário se faz eliminar ou minimizar a formação de material sólido e sua correção, tais como a conservação do solo, impossibilitar a instalação de um regime torrencial nas encostas, construção de obras de retenção de material sólido e cobertura vegetal do terreno, dentre outras.

4.2.6 Regime hidrológico e rede hidrográfica

A Região é caracterizada por uma acentuada irregularidade pluviométrica o que contribui, de certa forma, para quando da utilização de médias mensais e anuais dos respectivos índices serem as mesmas utilizadas com uma certa reserva. Isto baseado em que o regime pluviométrico da região desenvolve-se segundo uma sucessão de anos secos e muito úmidos, chuvas intensas com períodos seguintes onde as mesmas são escassas, tudo contribuindo para que as médias quer mensais, quer anuais, do regime pluviométrico devam ser utilizadas com bastante cuidado quando da tentativa de sua caracterização.

Os cursos de água que drenam a Região têm seu regime determinado pelo respectivo regime pluviométrico da área. Da observação dos períodos de maior caudal destes rios, geralmente compreendido entre os meses de novembro e março, é de fácil conclusão que a este período também corresponde o de maior precipitação. Variações neste período são de possível ocorrência podendo, durante o mesmo, serem observadas precipitações reduzidas ou mesmo nulas, o que corresponde a variações no ritmo de escoamento e, conseqüentemente, no caudal das ribeiras durante a estação chuvosa. O período de menor caudal e, lógico, de precipitações baixas ou nulas corresponde àquele entre os meses de Junho e Setembro (Figuras 24 e 25 e Tabela2). As sub-bacias hidrográficas dos cursos d'água da Região têm geralmente dimensões reduzidas, com declives de leito suaves fora dos troços que margeiam as "planícies aluvionares".

4.2.7 Rede hidrográfica e o ordenamento do território

As bacias hidrográficas dos cursos d'água cujos leitos apresentam declives suaves a localmente acentuados em troços que não aqueles às margens das "planícies aluvionares" são, essencialmente, de pequeno porte e ao longo das quais o tempo de concentração das águas não excede 10 horas. Estes cursos d'água, mesmo durante os meses de maior precipitação, apresentam um caudal geralmente baixo. As condições fisiográficas, topográficas e morfológicas da região onde os mesmos estão instalados contribuem para que, durante os períodos de acentuadas precipitações, o fenômeno das cheias ocorra tendo em vista uma elevação no caudal de ponta em sucessão aos fenômenos meteorológicos que estão na origem das mesmas, responsáveis pelos transbordamentos dos leitos e causa de sérios prejuízos. Normalmente a extensão dos danos são agravadas pela ação do homem quando da ocupação dos leitos de cheias por construções. Como,

na maior parte do tempo, os rios apresentam um caudal extremamente baixo, isto faz com que os riscos inerentes à construção no interior dos leitos de cheias não sejam levados em consideração, dificultando, assim, sua conscientização.

A localização de trechos destas linhas de água em áreas declivosas, o que facilita o seu encaixe acentuado, oferece condições adequadas para que, durante o período de grandes caudais, ocorram arrastamentos de blocos e materiais grosseiros que, ao encontrarem zonas planas são, então, depositados. Este caudal sólido tem sua formação facilitada quando áreas onde a cobertura vegetal encontra-se em acentuado estado de degradação, são submetidas à ação de intensa precipitação. O caudal sólido transportado em suspensão contribui, quando da sua deposição nas zonas de vales, para ocasionar o desordenamento da rede hidrográfica. Ademais, toda a rede de drenagem urbana, agrícola e dos leitos regularizados existentes é fortemente agravada dificultando sua manutenção. O próprio poder erosivo da água é acentuado à jusante pelo aumento da velocidade média quando construções, à montante, obliteram o leito de cheias gerando uma sobrelevação do nível da água.

4.3 Ocorrência de cheias: uma introdução às cheias rápidas na Baixada de Campo Maior

A Região apresenta como característica peculiar e comum a todos os cursos d'água uma direta relação com o regime pluviométrico, fazendo com que o regime dos mesmos seja bastante irregular quer do ponto de vista mensal, quer anual, como consequência da própria irregularidade pluviométrica da área. No entanto, é marcadamente acentuada a ocorrência de, durante ou entre determinados meses, elevada concentração de precipitação nomeadamente entre os meses de novembro e março sendo este período o de maior caudal apresentado pelos cursos d'água. Vale ressaltar que, ocasionalmente, pode acontecer durante qualquer destes meses, num qualquer ano, que o nível de precipitação seja extremamente baixo ou mesmo nulo. O período no qual ocorrem os menores caudais, ou mesmo a presença de caudais nulos, geralmente corresponde àquele entre junho e setembro.

As bacias hidrográficas destes cursos d'água são, geralmente, de dimensões reduzidas, onde os mesmos se desenvolvem ao longo de perfis longitudinais de relativa inclinação. O regime hidrológico essencialmente do tipo torrencial é determinado por estas características, associadas ao regime pluviométrico, o que implica numa resposta rápida de alguns cursos

menores diante de situações de precipitação intensa e localizada. Em tais situações o escoamento excede a capacidade de vazão das ribeiras ocasionando inundações das áreas aluvionares geralmente utilizadas para a agricultura ou habitação, situações estas onde ocorrem as chamadas cheias rápidas. Estas são caracterizadas por um período de tempo curto, caudais elevados, instalando-se de modo súbito e violento. As dimensões reduzidas das bacias e o declive das áreas facilitam um escoamento veloz, contribuindo de forma decisiva para que tais cheias possam atingir efeitos danosos de grandes dimensões. A erosão, fortemente facilitada nas cabeceiras, bem como os trabalhos de sapa nas margens das ribeiras fornecem uma elevada quantidade de detritos pelos mesmos transportados em suspensão. Este caudal sólido é de fundamental importância na forma dos efeitos devastadores destas cheias, pelo fato de, em tais situações, proporcionar um aumento acentuado na potência do escoamento tornando possível o transporte de blocos de até 2 metros de dimensões (córregos nas proximidades de Batoque). Neste último caso, estes depósitos contribuem para uma sobrelevação dos níveis de água a montante.

4.3.1 Condições que favorecem as cheias rápidas na região

Não há dúvidas que os fatores que mais contribuem para a ocorrência de cheias rápidas nesta região estão relacionados, principalmente, às próprias condições naturais da região fortemente favoráveis e aquelas decorrentes da própria ação do homem que, de certa forma, tornam aquelas ainda mais favoráveis.

4.3.1.1 Fatores naturais

Alguns fatores ditos naturais contribuem de forma as vezes decisivas para um maior agravamento e extensão dos efeitos decorrentes das cheias. Dentre estes podem ser citados:

a) Precipitação.

Este fator manifesta-se através da sua intensidade e concentração num período de tempo relativamente curto. Como consequência grande parte da água não consegue infiltrar-se no solo, escorrendo pelas vertentes e posteriormente, como resultado da sua fácil concentração ao longo dos talvegues das ribeiras, gera verdadeiras ondas tal é o volume de água acumulada de forma rápida responsáveis por tais cheias e seus efeitos.

b) Regime dos cursos d'água.

Os cursos d'água da Região apresentam um regime tido como torrencial. Tal regime é condicionado por uma série de fatores caracterizadores que podem, dentre outras coisas, acentuar seus efeitos tais como uma pluviometria irregular, declives bastante acentuados das vertentes e dos seus perfis longitudinais e uma sub-bacia hidrográfica relativamente reduzida. De uma ação conjunta de tais fatores tem-se geralmente um tempo de concentração relativamente curto e escoamentos rápidos quando instalam-se períodos de precipitações intensas.

c) Litologia

A Região é caracterizada por formações ditas impermeáveis, ocorrerem com uma representatividade acentuada, apresentando as mesmas um elevado percentual em argila responsável pela elevada impermeabilidade dos terrenos, além da exposição freqüente dos arenitos da Formação Longá. A grande representatividade de afloramentos margosos e depósitos de vertente têm uma importância elevada como fator que favorece a instalação de cheias rápidas tendo em vista o baixo índice de saturação superficial de tais materiais num intervalo curto de tempo sob ação de intensa precipitação. Como consequência, tem-se a instalação do estado de escorrência ao longo das vertentes e posterior concentração das águas nos respectivos canais de escoamento.

d) Topografia

Este é um fator de certa importância por oferecer condições adequadas a uma rápida escorrência da água da chuva com elevado poder de transporte, com concentração nas áreas deprimidas, o que resulta no agravamento das inundações. A Região, neste sentido, apresenta uma topografia caracterizada pela presença de vertentes com declives acentuados, na parte sul, a moderados ou suavemente ondulados, distribuídas ao redor de áreas planas e deprimidas, como ocorre ao longo da sub-bacia do Longá e por toda a área em estudo.

e) Rede Hidrográfica

A rede hidrográfica da Região tem uma disposição pouco favorável, o que funciona como fator responsável ou importante para a instalação das inundações nesta área. O rio Longá

funciona na área como receptor final de toda a drenagem desta região, cujo desaguamento faz-se segundo um vale estreito, no rio Parnaíba. A depressão na qual está instalada a sub-bacia do Longá recebe um acentuado volume de água quando das chuvadas intensas, tendo em vista uma densidade de drenagem elevada que deságua nesta bacia. Diante da incapacidade de evacuação de todo este caudal observa-se, como conseqüência, uma inundação das áreas mais deprimidas da sub-bacia.

4.3.1.2 Fatores antrópicos

A ação do homem no sentido de modificação ou controle das características ambientais, do ponto de vista de destruição da cobertura vegetal, ocupação e impermeabilização dos terrenos, modificação do traçado dos leitos dos rios, pode favorecer o processo de instalação e conseqüente agravamento das cheias. Na Região alguns destes fatores contribuem de modo mais acentuado, daí a sua importância e utilização dos mesmos como determinante da instalação de tal fenômeno. Dentre estes são dignos de nota:

a) Estado da Cobertura Vegetal

A Região tem sido alvo de uma acentuada ação do homem no sentido da destruição da sua cobertura vegetal, cuja ausência reflete-se segundo um aumento acentuado da capacidade erosiva das águas de escorrência já que, neste caso, a não interceptação das gotas de chuva pela vegetação faz com que estas atinjam o solo com uma certa intensidade. Como conseqüência o solo é mais facilmente desagregado e mobilizado já que a ausência de raízes implica na sua não fixação.

b) Urbanização e Impermeabilização dos Terrenos

O crescente aumento populacional da região observado nos últimos anos foi feito sem o controle adequado e com uma total falta de ordenamento territorial. Vale ressaltar que mesmo tendo os fenômenos meteorológicos e o regime torrencial dos cursos d'água como o fator principal e determinante na ocorrência das cheias, os fatos acima mencionados acentuam os seus possíveis efeitos. Como conseqüência desta expansão urbana desordenada tem-se a ausência de práticas tradicionais de conservação do solo que possibilitariam uma maior capacidade de

retenção da água por parte do mesmo e a conseqüente diminuição da sua velocidade de escorrência, refletida num tempo maior de concentração nas respectivas bacias hidrográficas.

O aumento da expansão urbana implica na necessidade de impermeabilização de terrenos o que facilita a não infiltração da água e seu total direcionamento para a rede de drenagem, além do fato observado de que os canais artificiais têm superfícies perfeitamente lisas contribuindo, assim, para que as águas movam-se com acentuada velocidade. Diante disto, podemos concluir que a diminuição do tempo de concentração das bacias e a freqüência mais acentuada de cheias com caudais mais elevados têm uma acentuada contribuição das modificações introduzidas pelo homem no regime hidrológico dos cursos d'água, associados ao processo de impermeabilização dos terrenos.

c) Implantação de Estrangulamentos Artificiais

Como conseqüência de tal prática tem-se uma elevação acentuada dos níveis de água, a montante, contribuindo este fato para que, a jusante, a velocidade e o poder erosivo do escoamento atem de modo mais catastrófico. Tal prática ocorre na Região preferencialmente na forma de utilização dos leitos de cheias e das próprias margens dos leitos menores para implantação de equipamentos, unidades industriais e áreas habitacionais.

4.4 A dinâmica atual: as cheias rápidas e a dinâmica de vertentes

4.4.1 As cheias rápidas

No estudo da evolução atual do relevo da região é nítida a importância do fenômeno das cheias, decorrentes de precipitações intensas em períodos curtos. Associado a isto está o forte declive do terreno, a configuração dos vales e das sub-bacias que juntos caracterizam o regime torrencial, bem como os fatores antrópicos, estes últimos traduzidos na forma da ausência, por destruição, da cobertura vegetal, expansão urbana, impermeabilização de terrenos, estrangulamentos artificiais e obstrução dos leitos como responsáveis pelas mudanças e os conseqüentes prejuízos daí decorrentes.

Em caso de cheias deste tipo as áreas afetadas não se restringem somente às depressões, ocorrendo ainda, e de forma acentuada, os trabalhos de sapa ao longo das margens dos leitos

menores, responsáveis por processos de deslizamentos e desabamentos de terras, cuja importância é tanto maior quanto mais sinuosos apresentarem-se o traçado dos cursos d'água nestes trechos. É de esperar que sob a ação de tal processo ocorra um aumento acentuado no fornecimento de material sólido aos escoamentos, refletido de forma direta na intensidade do seu poder destruidor. A potência do escoamento em tais casos é tão fortemente aumentada que possibilita o arraste de blocos de até 3 m de dimensões (bem presentes nos riachos a este de Campo Maior e próximos da localidade Batoque).

Atualmente, e de modo mais visível, os processos de erosão instalam-se mais restrita e acentuadamente nas vertentes, sob as mais variadas formas, merecendo destaque os processos instalados naquelas desprotegidas e ao abandono após anos de intensivo cultivo, fortemente rebaixadas, na forma de escoamento líquido, preferencialmente em áreas de declives moderados talhadas em rochas areníticas e/ou margosas ou argilosas. O surgimento de pequenos entalhes, paralelos às linhas de maior declive, pode ocorrer em consequência do aprofundamento de alguns sulcos de escorrência difusa ou como resposta direta à intensidade e concentração das chuvas.

As vertentes com declives moderados e fortes ou próximos de pequenos valeiros e barrancos onde, quando das precipitações intensas, mais facilmente a água se concentra, são áreas tidas como mais favoráveis para que o processo de ravinamento se instale.

A exposição dos fatos acima, associados à observação efetuada em campo, demonstra a importância da ação das causas naturais e antrópicas na evolução das vertentes. Sob tais condições os efeitos catastróficos das inundações funcionam como resultado particular do regime pluviométrico. Este, em função da sua intensidade, pode apresentar efeitos diferentes quer ocorram no outono, quer no inverno. Sua ação durante o outono diante de um terreno cuja reserva útil de água não está completamente restabelecida, em estado pulverulento e de fácil mobilização, gera um ambiente propício para a instalação do processo de ravinamento com conseqüente carregamento de sedimentos para o fundo dos vales. Diante disto, os cursos d'água menores não têm possibilidade de escoar todo o caudal recebido o que acarreta cheias e erosão ao longo dos seus leitos favorecendo os deslizamentos e/ou desabamentos.

4.4.2 A dinâmica de vertentes

O estudo da dinâmica atual das vertentes tem por base a identificação das modificações ocorridas nas mesmas, como produto dos transportes de material ao longo de suas vertentes. Este transporte ocorre, geralmente, na forma de escoamento líquido ou na forma de movimento de massa. A ação do escoamento líquido é traduzida na forma de ravinamento das vertentes, ficando os desabamentos e deslizamentos relacionados aos movimentos de massa.

4.4.2.1 Aspectos gerais e evolução atual

Incluída na área geográfica que constitui a região denominada de Baixada de Campo Maior, geologicamente constituída por formações sedimentares paleozóicas, mesozóicas, terciárias e quaternárias, a área em estudo faz parte deste complexo geológico caracterizado por apresentar uma inclinação geral para sul e sudeste.

Durante o Quaternário o rio Longá, como eixo principal, serve de base para o desencadeamento de um processo de hierarquização da rede de drenagem superficial. Como conseqüência da descida do nível de base situado no Rio Parnaíba, a erosão remontante origina o encaixamento profundo do vale nos sedimentos paleozóicos, originando vertentes de forte declive, conservadas ainda hoje nas áreas de exposição das serras sobre sedimentos da Formação Poti. Os processos de intensas e extensas deposições aluvionares processam-se em decorrência da subida do nível de base, quer no vale encaixado, quer no vale diferencialmente alargado, constituindo este a Várzea do Longá.

Do ponto de vista atual, a evolução morfológica é, sobretudo, por ação da água, quer como agente de erosão, quer como desestabilizador de vertentes ou como meio de transporte e deposição de material sólido.

4.4.2.2 Transporte ao longo das vertentes: escoamento líquido

No estudo do escoamento líquido temos que levar em consideração a ação de alguns fatores que podem acelerar, acentuar ou mesmo retardar sua ação. Dentre eles podem ser citados:

a. Impacto das gotas de chuva. A ocorrência deste tipo de transporte está na dependência direta da precipitação, cuja erosão, maior ou menor, é determinada pela quantidade e intensidade das precipitações, bem como da periodicidade pluviométrica. A sua ação na área em estudo pode

ser tida como do tipo sazonal, tendo em vista estarem os períodos chuvosos compreendidos entre os meses de novembro e março.

As características da cobertura vegetal e a natureza e estado físico dos solos e/ou dos depósitos superficiais, são fatores que influenciam decisivamente no poder erosivo que terão as gotas de chuva. Sendo assim, é de se esperar que vertentes com ausência de cobertura vegetal sejam as mais atingidas, tendo no reverso da costeira das serras um exemplo típico desta situação.

b. Escoamento Difuso. As gotas de chuva ao atingirem o solo, dependendo da sua intensidade e em função do tipo de solo ou área atingida, tenderão a escorrer ocasionando, para tanto, uma série de fios de água instáveis e ramificados que se comportam como um agente seletivo ao transportar, preferencialmente, elementos finos. Este material tenderá, por fim, a ser acumulado na base das respectivas vertentes ou em locais onde ocorram mudanças no declive do terreno. Este processo é de fácil identificação no terreno, na forma de rebaixamento da topografia, refletida no aparecimento ou descobrimento das raízes de plantas ou mesmo no seu tombamento.

O efeito erosivo deste tipo de escoamento ocorre na área em estudo sobre afloramentos de natureza diversa. É de ressaltar que na evolução atual das vertentes da área em estudo a abertura de entalhos, no geral paralelos à linha de maior declive, representa um processo importante e decisivo, por ocasionar a instalação de ravinhas profundas geradas por um processo de evolução a partir de sulcos pré-existentes ou durante períodos de intensa precipitação quando surgem de modo bastante rápido.

A ação dos processos erosivos ligados ao escoamento difuso tem sua importância pela atuação conjunta de alguns fatores, dentre os quais:

1. **Precipitação:** O regime de precipitação, nomeadamente no que se refere à quantidade, intensidade e duração das mesmas, é determinante no processo erosivo daí decorrente. É de importância ressaltar que a resposta a este regime de precipitação nem sempre é o mesmo, quer seja pela presença na Região de depósitos de composições variadas (formações móveis e impermeáveis), quer pelo seu regime hídrico.

2. Topografia: Neste caso, a sua ação está diretamente ligada ao declive das vertentes, tendo em vista que um aumento no declive das mesmas corresponde a um acréscimo na força das águas de escorrência originando ravinamentos. Além da declividade, a posição topográfica da área pode contribuir para o desencadeamento do processo, posição esta quase sempre próxima de pequenos valeiros e barrancos, onde a água é inevitavelmente concentrada principalmente em períodos de elevadas precipitações.

3. Vegetação: O aproveitamento de áreas para cultivo e pastoreio constitui um dos fatores de elevada importância, ao contribuir para o avançado estado de degradação em que atualmente se encontra toda a cobertura vegetal da Região. Paralelamente, a ocorrência de incêndios ou queimadas constantes com conseqüente empobrecimento do solo, tem contribuído para acentuar o processo. Diante de tal processo, que reflete a ausência de proteção mecânica e coesão do solo, ocorre que a erosão ocasionada por ação das águas é, nestas áreas, acelerada como conseqüência de uma não diminuição ou minimização do impacto das gotas de água pela ausência da cobertura vegetal.

Um dos fatores que mais contribui para o desencadear do processo de escoamento difuso, e que de certa forma acentua seu poder erosivo, é a própria constituição do substrato rochoso, geralmente areno-argiloso ou margoso, que dificulta a infiltração da água. A presença nestas áreas de depósitos superficiais contribui, também, para o desenvolvimento do escoamento líquido ao longo destas vertentes. O fato de tais depósitos serem ricos em argila, responsável pelo aumento da impermeabilidade das referidas vertentes, faz com que durante a escorrência difusa sejam arrastadas, para a base das mesmas, materiais muito finos.

c. Escoamento Concentrado. A ocorrência de um escoamento mais concentrado está diretamente ligado à presença de barrancos e valeiros de fundo em "V", afluentes dos principais cursos d'água da região, como os rios Longá, Surubim e Jenipapo, que chegam a atingir uma profundidade de 4-6 metros. A ação destes barrancos e valeiros está condicionada por períodos de precipitações intensas, durante os quais o seu efeito erosivo é mais acentuado por canalizarem as águas, fato este responsável por uma evolução geomorfológica mais rápida das áreas onde os mesmos estão instalados. Nestes casos, a ação das águas pode ocasionar, como efeito final, deslizamentos e desabamentos superficiais.

4.4.2.3 Ação antrópica na dinâmica de vertentes

A ação do homem, como fator de contribuição para a instabilidade ou modificação das vertentes, tem sua manifestação segundo os processos descritos a seguir:

1. Destruição da Cobertura Vegetal: Como causas principais responsáveis pelo atual estado da atividade geomorfológica da área pode-se citar a degradação da cobertura vegetal, tendo recebido mais recentemente, na presença de incêndios e queimadas incontroláveis, um acentuado contributo. Este tipo de ação antrópica é mais sentido junto a áreas com vertentes abruptas, e onde as chuvas ocorrem com mais intensidade.

2. Taludes Artificiais: O processo de instalação de taludes artificiais dá-se quando da exploração de pedreiras e construção de estradas e caminhos. Grandes áreas onde antigamente se observavam *cornijas*, têm seu desaparecimento ligado à exploração de áreas como pedreiras. Tal exploração, em alguns casos junto a vertentes de equilíbrio instável, é responsável pelo desencadeamento e/ou ativamento de processos de desabamentos (p.ex. nas margens do Longá no Bairro Santa Rita, em Campo Maior).

A má concepção dos taludes, quando da construção de estradas, constitui um dos principais fatores de instabilidade das vertentes a montante, principalmente por não serem levadas em consideração as suas características e as posteriores conseqüências face às modificações produzidas. Nestes casos é de ressaltar a importância que deveria ter a relação entre o ângulo das vertentes e o ângulo de atrito interno dos materiais, principalmente das áreas onde o substrato rochoso constitui-se essencialmente de formações móveis, como na maioria das vertentes da Região a sul de Campo Maior, pelo fato de que durante uma forte chuva faça com que a coesão dos terrenos seja reduzida ou mesmo nula gerando, então, movimentos de massa ou desabamento de blocos (trecho de estrada próximo às serras, porção sul da área).

3. Modificação do Traçado de Cursos d'água: É fato largamente conhecido que modificações no traçado dos cursos d'água por ação do homem podem provocar instabilização nas respectivas vertentes, segundo causas e processos já descritos.

ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS DOS SOLOS

5.1 Solos: Métodos de classificação.

Como fase inicial dos trabalhos de identificação e caracterização dos solos da Região denominada de Complexo de Campo Maior, bem como dos aluviões da Várzea do Longá, foram coletadas amostras cujos ensaios para identificação desenvolveram-se no Laboratório do Departamento de Solos da Universidade Federal do Piauí (LASO). Desta fase constam ensaios que visam determinar as características texturais e físico-químicas das amostras de solo para posterior classificação, segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999).

5.2 Ensaios de Identificação: Composição granulométrica

A classificação granulométrica do material constituinte dos solos dispõe, para seu estudo, de um variado número de métodos que podem ser utilizados em função dos objetivos e da granulometria da fração estudada. A classificação que leva em consideração a dimensão das partículas é um processo através do qual as partículas do solo são separadas em classes diferentes, em função das dimensões apresentadas pelas mesmas (Quadro 2).

Classe Granulométrica	Subdivisão	Dimensão da partícula (mm)
Seixo	Grosso	> 60
	Médio	60 - 6
	Fino	6 - 2
Areia	Grossa	- 0.6
	Média	- 0.2
	Fina	0.2 - 0.06
Silte	Grosso	- 0.02
	Médio	- 0.006
	Fino	0.006 - 0.002
Argila		< 0.002

QUADRO 2 - Classificação granulométrica de solos. Fonte: Moniz, 1975.

Nos solos que apresentam partículas de dimensões superiores a 0.06 mm (areias e seixos) o processo de separação é feito segundo o uso de uma série de crivos. A série poderá ser ordenada em função dos objetivos do trabalho. As malhas nem sempre mantêm intervalos regulares quanto à sua abertura, não observando, ademais, uma correspondência entre esta e os limites adotados.

A granulometria da amostra submetida à crivagem é dada através do peso do material seco retido em cada crivo, cujo resultado será posteriormente plotado num papel semilogarítmico.

Na classificação dos solos com base na sua granulometria podem ser empregados diferentes métodos. Como já descrito anteriormente, um destes métodos baseia-se na percentagem de areia, silte e argila após o que estes dados são lançados em diagramas triangulares, obtendo-se assim o nome ou denominação de cada tipo de solo (MONIZ, 1975)..

5.3 Estudo e caracterização local dos solos

5.3.1 Aluviões

O complexo aluvionar observado na área apresenta, do ponto de vista de análise e caracterização, algumas dificuldades quando do seu respectivo estudo. A diversidade litológica da área que, implica numa correspondente diversificação de áreas fornecedoras de material, ou áreas-fontes, bem como a sua própria morfologia, também com feições diversas, contribuem para a enorme variedade na composição mineralógica dos diferentes aluviões e uma conseqüente diversidade quanto aos tipos de solos também ali possíveis de serem observados. Acrescente-se a estes fatores a ação, desde sempre, contínua e acentuada do homem, funcionando como um fator condicionante e contribuinte para esta variedade, cuja ação é exercida mais diretamente no tipo de solo.

Depreende-se de tais considerações a possibilidade de se enquadrar os aluviões em dois tipos característicos: os aluviões modernos e coluviões, estes últimos correspondendo ao material que aparece no sopé das vertentes cujo transporte é feito principalmente por efeito da gravidade e de difícil separação do material residual ou aluvial; e os aluviões antigos, geralmente correspondendo aos terraços fluviais e que já não recebem aporte sedimentar.

As amostras representativas desta unidade foram coletadas, principalmente, nos aluviões dos rios Longá, Surubim e Jenipapo e em algumas ribeiras secundárias afluentes destes mesmos rios. De um modo geral apresentam uma litologia constituída por argilas, areias muito soltas e siltes, cujos teores variam, de modo às vezes acentuado, de um local para outro. Essas variações locais dos teores em areia, argila e silte contribuem para que as litologias predominantes nesta unidade variem entre as argilas, argilas siltosas e/ou arenosas, siltes, siltes arenosos e as areias.

5.3.2 Coberturas Quaternárias e Terciárias

Este complexo aflora na área de modo bastante significativo particularmente para algumas formações que o constituem. Do ponto de vista de composição as unidades deste complexo apresentam uma alternância desde solos francamente arenosos até argilosos. Para algumas destas unidades mais acentuadamente presentes e aflorantes na área em estudo foram levados a efeito ensaios de identificação sobre amostras das mesmas (CPRM, 2001). Por problemas já citados anteriormente, tais como os ligados à gênese, que admite a atuação de ambientes sedimentares diversos com variações laterais de fácies, e problemas cronoestratigráficos, dentre outros, este complexo é de difícil caracterização no que se refere à sua litoestratigrafia.

Neste trabalho para efeito de interpretação e caracterização das unidades do Complexo as amostras analisadas foram agrupadas em duas classes diferentes: as francamente arenosas e as francamente argilosas. Foram analisadas 11 amostras incluídas na classe arenosa e 6 na argilosa, coletadas nas parcelas instaladas na Várzea do Longá e relacionadas ao Geoambiente 1. A variação ou mudança na composição dos materiais é bastante significativa e brusca, onde solos estritamente arenosos passam lateralmente e numa extensão não muito significativa a siltosos e argilosos. O conteúdo nestes três materiais, areia, silte e argila, suas variações e concentrações é uma das características mais marcantes deste complexo.

Em campo, as amostras analisadas ocorrem nas formas seguintes:

- areias de cores variegadas com alguns calhaus ou seixo de quartzo e de rochas areníticas, onde localmente o teor em argila pode atingir valores consideráveis.
- areias finas, soltas de cores claras, quartzosas;

- solos mais siltosos com seixos calcários, silicosos e areníticos, de cores variadas e apresentando leitões mais argilosos.
- solos argilo-arenosos grosseiros.
- solos estritamente argilosos amarelados e cinza-esverdeados.

Os solos analisados desta unidade ocorrem *in situ* com uma textura areno-silto-argilosa, escuros, com seixos de calcário, sílica e arenito, predominantemente.

Nos ensaios a que foram submetidas as amostras de textura arenosa e após a análise das curvas granulométricas, observou-se que a fração arenosa é um constituinte freqüente destes solos. São no geral areias de finas a grosseiras, algumas com seixos e solos siltosos a silto-arenosos. Apresentam-se com cores variadas, desde o esbranquiçado ao avermelhado e, de modo localizado, com algumas lentes de argilas.

As amostras de textura argilosa distribuem-se como francamente argilosos com presença da fração arenosa e/ou siltosa não significativa. No geral são solos argilosos com algum teor em areia e silte. O conteúdo em finos varia de 53% a 81% da constituição total, com grãos bastante uniformes.

5.4 Os Solos na região da área de pesquisa

A acentuada diversidade litológica e morfológica da região contribui para que a formação de solos de constituição diversa seja grandemente facilitada e observada, além daqueles resultantes de uma ação contínua do homem ao longo dos séculos.

Sob tais aspectos podem ser citados como mais representativos os seguintes tipos de solos:

- Aluviossolos Modernos e Coluviossolos, ou Neossolos Flúvicos, que ocorrem de modo mais característico ao longo das baixas aluviais das margens do Longá e áreas inundáveis. A presença de solos salinos, ou daqueles sujeitos a encharcamento temporário ou permanente (solos hidromórficos), têm uma melhor representatividade nas margens do baixo Longá e sua várzea.

- Aluviossolos Antigos. Estes solos correspondem aos terraços fluviais, têm constituição idêntica aos anteriores diferindo daqueles quanto à sua posição estratigráfica em nível mais elevado e, portanto, impossibilitados de posteriores adições de sedimentos aluvionares. Apresentam, ainda, o nível freático a uma profundidade superior ao observado nos modernos.
- Litossolos ou Neossolos Litólicos. São solos incipientes com espessura reduzida, observados em áreas facilmente erodíveis e de relevo acentuado cujos horizontes têm uma gênese de difícil definição. Os fragmentos da rocha-mãe são de fácil observação visto a sua acentuada ocorrência estando, em grande parte, submetidos a processos de meteorização. As características apresentadas pela rocha-mãe têm influência na definição da textura que os solos possam vir a apresentarem, bem como no grau de meteorização atingido pelos respectivos fragmentos.
- Litossolos Não Húmicos Normais ou Neossolos Litólicos. Ocorrem com uma espessura delgada, sendo considerados solos pobres como consequência da sua elevada utilização pelo homem de cuja ação resulta a criação de condições adequadas e favorecedoras para a instalação de fenômenos erosivos. São solos imaturos desenvolvidos em áreas de relevo normal apresentando textura média, resultante da natureza da rocha-mãe, geralmente não calcários, ou de uma ação não significativa dos processos de alteração sob tais rochas. Apresentam um pH com acidez média ou mesmo neutro, pouco expansivos e permeabilidade muito rápida. O teor em água apresentado por estes solos nos primeiros 50cm é elevado. São solos cujas características básicas dependem da natureza da rocha-mãe e da intensidade com que atuam os processos de meteorização. O seu baixo teor em matéria orgânica é uma consequência do próprio clima desfavorável ao desenvolvimento de uma forte cobertura vegetal em cujo processo contribui de modo acentuado a ação do homem quanto aos meios de cultivos cujas técnicas favorecem a instalação de processos erosivos.
- Argissolos. Este tipo de solos ocorre em cores diversas, característica peculiar que os diferenciam entre si. São solos férteis originados a partir de rochas básicas em

clima pouco úmido e em condições de drenagem pouco favoráveis. Apresentam elevada plasticidade e rigidez e que durante os períodos secos apresentam-se caracteristicamente fendilhados (área da fazenda Santa Maria, Campo Maior, por exemplo). A sua acentuada instabilidade decorre, além do processo de fendilhamento, de fenômenos de contração e expansão. O manuseio de tais solos faz-se de modo difícil pelas características próprias e particulares apresentadas pelos mesmos, tais como textura pesada, estrutura grosseira e elevada plasticidade e tenacidade. A sua fácil erodibilidade decorre da sua textura argilosa e baixa permeabilidade, mesmo em declives suaves. Diante de tais características é de se esperar ainda que surjam problemas de drenagem, principalmente em áreas planas. Vale ressaltar que, mesmo diante de tais condições desfavoráveis, estes solos possuem grande fertilidade com elevada produtividade. São solos pobres em matéria orgânica.

- Solos Hidromórficos. O encharcamento temporário ou permanente associado a fenômenos de redução são características típicas destes solos hidromórficos. Apresentam textura variável, baixa expansibilidade e elevada capacidade de campo.

5.5 Uso local do solo

Na tentativa de indicar a utilização atual do solo bem como da caracterização dos padrões sob os quais se baseia sua distribuição, foi possível, na área em estudo, cartografar os seguintes meios de utilização do solo (Figura 16):

- áreas ocupadas, total ou parcialmente, com edifícios, vias e outros, responsáveis pela destruição total ou parcial do solo e vegetação.
- áreas com edificações espaçadas, presença de vias e outras pavimentações que limitam o uso destas áreas que apresentam uma densidade de 1 a 14 edifícios por hectare.
- áreas utilizadas para plantio de produtos hortifrutigranjeiros.

- áreas de cultivo de cereais forrageiros onde pratica-se a rotação de culturas em função do solo e relevo.
- áreas onde o solo é utilizado para cultivo temporário, principalmente na forma de pousios e/ou pastagem de sequeiro.
- áreas com carvalhais associados a olivais/pomares com algum eucalipto, matos e culturas de regadio.
- áreas de pedreiras e saibreiras ativas ou desativadas.
- áreas utilizadas para depósito de lixo e aterro sanitário.
- áreas sem vegetação (solo exposto) originados por causas naturais ou artificiais.

Da análise dos dados anteriores é digno de ressaltar:

- a. o acentuado predomínio e importância das áreas com construção que, acrescidas das áreas com intervenção antrópica ou ditas artificializadas, corresponde a 1/4 da superfície;
- b. ao contrário do que se prevê tendo em vista as características do solo nota-se uma insignificante representatividade das áreas utilizadas com fins florestais e silvo-florestais.
- c. fraca representatividade das culturas de regadio em contraste com as culturas temporárias de sequeiro, especialmente as cerealistas.

Ao longo de toda área de estudo observam-se zoneamentos decorrentes da própria utilização do solo fazendo com que ocorram contrastes acentuados quando do uso dos mesmos. Assim é que em algumas zonas os solos são utilizados de uma forma marcadamente rural e em outras dominadas por culturas diversas.

5.6 Os solos da Várzea do Longá

Já caracterizada anteriormente, esta formação aluvionar é formada pela deposição de material cuja natureza está diretamente ligada a solos situados a montante. Esta formação apresenta solos classificados como aluviossilos modernos caracterizados por sua potencialidade

produtiva de baixa a média. Como resultado desta distribuição, a área ocupada pela Várzea apresenta diferentes potencialidades agrícolas, culturais e de regadio.

Em função do ano hidrológico esta área é palco de inundações por períodos longos. A degradação progressiva do revestimento vegetal da bacia hidrográfica, traduzida na forma de caudais cada vez maiores, o aumento desordenado da construção de habitações, nomeadamente nas encostas impedindo a infiltração da água, podem ser citados como fatores que contribuem para dificultar o controle das inundações.

5.7 A degradação dos solos

Na área em estudo os principais problemas ligados à destruição ou degradação dos solos têm causas diversas, podendo citar, dentre outras:

- ocupação urbano-industrial de zonas baixas e férteis nos vales das principais linhas d'água;
- erosão natural tendo na ação humana um forte e negativo condicionante (uso agro-florestal incorreto; abandono rural, consequência da ocupação urbano-industrial, etc.).
- vales preenchidos por material erodido à montante, bem como depósito de lixo, sucata, entulho, etc.
- poluição agro-industrial;
- compactação do solo como resultado do uso para construção de novas estradas e de novos loteamentos.

5.8 Condicionamento do uso do solo

Em função de toda uma problemática de uso inadequado e gestão das áreas é de verificar a importância e o reflexo que terá na degradação geral do ambiente. Na área da bacia do Longá tem-se como principais degradações do ambiente aquelas relacionadas a seguir:

- construções que nem sempre levam em conta a morfologia do terreno gerando alterações do relevo;

- construções urbano-industriais, lixeiras, poluição e compactação responsáveis pela destruição ou degradação de solos de alto valor agrícola;
- aterros e canalização das linhas d'água com conseqüente degradação do sistema hídrico;
- destruição da cobertura vegetal natural.

5.9 Capacidade de uso do solo

A área em estudo está localizada numa região onde as próprias condições naturais do ponto de vista estrutural, topográfico, climático ou hidrológico, configuram um ambiente favorável para que os processos responsáveis pela dinâmica das vertentes evoluam. Os efeitos da ação antrópica sobre ambientes submetidos a tais condições acentuam ou mesmo funcionam como fator ativador destes processos.

Diante de tais perspectivas e face ao rápido crescimento urbano na área, geralmente de uma forma desordenada, é de grande importância o estudo geomorfológico da mesma na tentativa de contribuir para o seu melhor ordenamento e urbanização. Neste sentido, necessário se faz o perfeito conhecimento dos fenômenos responsáveis pela instabilidade destas áreas bem como suas conseqüências, para que a sua utilização posterior para construção possa ser concebida obedecendo a certas condições do mesmo decorrente.

Na determinação da capacidade de uso dos solos assumem um papel importante as características apresentadas ou peculiares aos diferentes solos, como por exemplo a capacidade particular de não ocasionarem transformações nas suas características próprias quando da sua utilização ao longo de um período de tempo bastante longo.

5.10 Fontes de poluição: Considerações Gerais

As fontes de poluições antrópicas, como mineração e urbanização, são localizadas e de concentrações conhecidas, o que pode facilitar seu controle; já as classificadas como não-pontuais, como agropecuária e o desmatamento, são de localizações complicadas já que configuram áreas onde o manejo resulta no transporte de constituintes naturais para o meio ambiente, do tipo poluente ou contaminante, de mais difícil controle (KOPEZINSKI, 2000; MAY et al., 2003).

Os problemas ligados à poluição ao longo do rio Longá e de seus afluentes são decorrentes do funcionamento dos mesmos como receptor final de esgotos não tratados de origem doméstica e industrial além das águas de escorrência das zonas agrícolas que atuam como poluentes, em maior ou menor escala.

O regime torrencial que caracteriza as linhas d'água da área faz com que durante grande parte do ano funcionem as mesmas como verdadeiros canais de esgotos. Sob tal perspectiva e condições estas linhas de água são verdadeiras bacias de esgotos com conseqüente liberação de mau cheiro, foco de proliferação de doenças, presença de lixo no leito, lamas de esgotos espalhados nos leitos.

INTERPRETAÇÃO DOS DADOS: DISCUSSÃO

Algumas teorias tentam estabelecer uma relação de causa e efeito entre riqueza de espécies e área, tendo, na perda de espécies nas áreas remanescentes, como consequência da diminuição na heterogeneidade do habitat, uma das explicações mais difundidas e aceitas no meio científico. Esta heterogeneidade nos habitats faz com que a compartimentação ou fragmentação contribua para que perdas, não ao acaso, nos habitats, sejam responsáveis pela exclusão de grande número de espécies perfeitamente adaptadas a estes fragmentos. Em muitos casos, mesmo quando a área tem uma extensão considerável, basta que um recurso importante para determinada espécie esteja ausente para que a sobrevivência da mesma esteja comprometida. Fica evidenciado também que às maiores manchas relaciona-se um maior número de espécies e que, mesmo presente, o crescimento na riqueza de espécies, nestes casos, não é muito previsível ou quando ocorrem é de forma inesperada (MacARTHUR, 1972).

Como consta de toda a bibliografia de trabalhos desenvolvidos na Região do Complexo de Campo Maior, as unidades litoestratigráficas apresentam como características peculiares, diferentes fácies litológicas. Esta variação de fácies, para alguns autores, é de tal forma complexa que a grande maioria opta por subdividir as respectivas unidades. De um modo geral as rochas ali aflorantes são de natureza sedimentar, datadas do Siluriano-Devoniano até o período Quaternário, aqui incluindo-se as coberturas mais recentes. Vale ressaltar que para algumas unidades os dados disponíveis não permitem uma melhor caracterização face ao número reduzido de dados ou à sua total inexistência.

Para a classificação granulométrica dos solos foram utilizadas técnicas laboratoriais de separação dos solos nas suas diferentes frações granulométricas e análises físico-químicas, cujos dados posteriormente foram utilizados na sua classificação segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999).

Os solos analisados apresentam baixas concentrações de nutrientes disponíveis, com características predominantemente ácidas e marcadamente distróficos ($V < 50\%$), de acordo com

Lopes e Cox (1977). Valores aproximadamente iguais a estes foram encontrados por Lopes e Cox (1977), Ratter et al. (1977) e Goodland (1979) em levantamentos de solos sob cerrado e cerradão no Brasil Central. Também é de se observar a diminuição destes elementos com a profundidade dos solos (ver tabelas de solo por subambientes).

Com base nos dados das análises físicas e químicas a que foram submetidas as amostras de solos coletadas em cada subambiente, observa-se um predomínio e maior ocorrência de solos pertencentes às classes dos Neossolos, Gleissolos e Plintossolos.

Os Neossolos ocorrem com um elevado conteúdo em material mineral e orgânico, de espessura reduzida ou pouco espessos, com baixo intemperismo, distribuindo-se, principalmente, pelas classes seguintes:

- Neossolos Litólicos. Presentes em todos os subambientes, de modo mais expressivo no Subambiente 1, onde ocorrem como solos eutróficos/distróficos, de textura arenosa a média, cascalhentos, com A fraco, de caráter ácido a neutro, de fase epipedregosa em áreas de relevo plano e mal drenadas.
- Neossolos Flúvicos. De presença mais restrita ao Subambiente 1, apresenta-se com as características seguintes: são solos de caráter sódico, textura arenosa média, A fraco, meso/hipereutrófico, pH variando de ácido a neutro, com diminuição irregular do conteúdo em carbono orgânico, em áreas de relevo plano e mal drenadas.
- Neossolos Quartzarênicos. Restritos ao Subambiente 1, ocorrem como solos caracteristicamente hidromórficos, de textura média, cascalhentos, mesodistróficos a eutróficos, com pH neutro, mal drenados em áreas onde o lençol freático situa-se, na maior parte do ano, a baixa profundidade.

Os Gleissolos, nas áreas onde a sua exposição faz-se de forma mais característica, compreende solos hidromórficos, localmente sob água estagnada, com cores predominantemente acinzentadas e esverdeadas, mal drenados, com textura variando de arenosa a franco argilosa. A presença de estruturas em blocos ou prismáticas é típica destes solos, podendo observar-se uma

forte presença de gretas de contração (mud cracks). Estes solos são de ocorrência restrita ao Subambiente 1, enquadrando-se na classe dos Gleissolos Sálícos Sódicos.

As áreas onde os solos classificados como Plintossolos predominam, fazem-no como Plintossolos Pétricos Concrecionários distróficos, com mais de 50% de petroplintita nos primeiros 40cm da superfície, pH ácido a levemente neutro, em áreas de relevo plano a suavemente ondulado e em porções inferiores das encostas com boa drenagem. Esta classe de solos é mais característica das áreas inseridas no Subambiente 5.

Nesta pesquisa procuramos comparar os aspectos florísticos e fitossociológicos de comunidades vegetais, levantadas em sítios diferentes, segundo geoambientes diferentes com ênfase no relevo e características texturais e físico-químicas dos solos. Para a escolha das áreas a serem amostradas foram decisivos os critérios de cobertura (áreas preservadas e mais representativas da fitofisionomia e com menor índice de exposição do substrato rochoso) e de baixa ou nenhuma antropização. A localização das unidades de amostragem obedeceu ao sistema seletivo, em parcelas de 20 m x 50 m, num total de 4 repetições por cada geoambiente, possibilitando uma posterior comparação dos resultados. A inter-relação entre as comunidades foi estabelecida levando em consideração o índice de diversidade de Shannon, por permitir avaliar a diversidade florística e as comparações necessárias, cujos valores oscilam de 0 (zero) a valores superiores positivos, mais freqüentes entre 1,5 e 3,5 nats/ind⁻¹.

Comparando os diferentes tipos de ambientes para solo e vegetação torna-se evidente uma heterogeneidade espacial da biota, com uma variabilidade considerável observada para a vegetação, entre os diferentes sítios, especialmente para fisionomias de matas e cerradões. Prance (1987, In: GARAY; DIAS, 2001), Van Der Hammen (1983, In: GARAY; DIAS, 2001), Suguio et al., (1993 in GARAY; DIAS, 2001) e Prado e Gibbs (1993 In: GARAY; DIAS, 2001) assumem, para a vegetação do Cerrado, com base em dados palinológicos e botânicos, uma presença desde o Mioceno (27 – 10 m.a.), período geológico este situado em épocas anteriores à instalação dos impactos antrópicos iniciados, em princípio, por volta de 600 anos atrás. Para estes autores, a alternância de períodos secos/frios com os de características mais úmidas/quentes, durante o Pleistoceno e Holoceno, podem estar na base dos ciclos de contração e expansão das florestas em favor de formações vegetais mais abertas, o que pode ser tido como

determinante para a atual distribuição geográfica das formações vegetais mais importantes da América do Sul.

Dados de estudos atuais permitem estabelecer uma relação estreita entre a vegetação das savanas (cerrados), o clima, com estações bem definidas secas e úmidas, e as características dos solos, nomeadamente no que se refere à umidade, acidez e baixa disponibilidade de nutrientes. Ao fogo, herbivoria e práticas de manejo seria atribuída uma relevância menor, embora importante. A altitude parece ser outro fator que interfere na distribuição e estrutura da vegetação. Cada mancha ou capão tem uma população local ou areal, com dinâmica própria mesmo sem diferenças significativas quanto às espécies. Algumas espécies apresentam, também, um potencial econômico, como plantas do Cerrado (Pereira, 1992; IBGE, 1997, 1999 Almeida et al., 1998; Aguiar e Camargo, 2004).

Neste sentido a área pesquisa foi submetida a um levantamento fitossociológico do qual constam 4.434 espécimes, distribuídos por 39 famílias, sendo 1 (2,54%) desconhecida, e 116 espécies, das quais 18 (15,52%) são desconhecidas e 16 (13,79%) identificadas apenas ao nível de gênero (Tabela 3).

Na amostragem fitossociológica, as espécies comuns à maioria dos subambientes ou de uma ampla distribuição geográfica, foram, por ordem decrescente de presença, *Tabebuia serratifolia* (Vahl.) Nich. (pau d'arco amarelo), *Andira sp.* (angelim), *Luetzelburgia auriculata* Ducke (pau-mocó) e *Helicteres heptandra* L.B.Sm. (sacatrapo), presentes nos oito subambientes; *Cereus jamacaru* DC. (mandacaru), *Celastrus maytenus* Willd., *Combretum leprosum* Mart. (mufumbo-branco) e *Curatella americana* L. (lixeira), presentes em sete subambientes; *Anacardium occidentale* L.(cajuí), *Combretum duarteanum* Cambess. (rama-branca), *Byrsonima sp* (murici desconhecido), *Guettarda virbunoides* Cham. et Schltdt. (angélica) e *Qualea parviflora* Mart. (pau-terra-da-folha-miúda), presentes em seis subambientes; *Annona sp* (araticum), *Astrocaryum vulgare* Mar. (tucum); *Arrabidaea cf. dispar* Bureau ex K.Schum. (bugi da folha dura), *Cordia rufescens* A.DC. (grão-de-galo), *Mimosa caesalpiniiifolia* Benth. (unha-de-gato) e *Chomelia obtusa* Cham. & Schltdt. (pustemeira), presentes em cinco ambientes (Tabela 3). Quanto às famílias, as que acham-se representadas por, pelo menos, uma espécie em cada subambiente são, por ordem decrescente de distribuição geográfica: Bignoniaceae,

Combretaceae, Fabaceae, Rubiaceae e Sterculiaceae ocorrem em todos os oito subambiente; Cactaceae, Caesalpiniaceae, Celastraceae, Dilleniaceae e Mimosaceae estão presentes em sete subambientes; Anacardiaceae, Annonaceae, Arecaceae, Malpighiaceae e Vochysiaceae acham-se representadas em seis subambientes; Apocynaceae, Boraginaceae e Myrtaceae ocorrem em cinco subambientes (Tabela 3).

Algumas espécies ocorrem de modo mais restrito ou exclusivamente presente em um determinado ambiente. Segundo Gaston (1994), uma espécie pode ser considerada rara, exclusiva ou endêmica quando a sua distribuição para a florística de uma área for menor que 20%. A distribuição geográfica das espécies também pode ser tida como critério de raridade, ou exclusividade, partindo-se do princípio que uma espécie com uma frequência e presença constante por toda uma área apresenta, em consequência, uma população maior. Do ponto de vista local, a raridade de espécie é um fato freqüente pois vários são os fatores que contribuem para uma densidade variável em cada mancha, capão ou fragmento (RAMBALDI; OLIVEIRA, 2003).

Valores encontrados para a densidade total variam entre um máximo de 13 340 ind/ha numa área com fisionomia de Caatinga arbórea de Cipó sobre solo petroplíntico arenoso com seixos de sílica; um valor intermediário de 2 570 ind/ha correspondente a um capão em área de subambiente seco com cobertura de canga ou couraça laterítica nas proximidades de leito de água; e um mínimo de 2 570 ind/ha em áreas de subambiente seco sobre substrato rochoso.

Os índices de Shannon, que representam a diversidade de espécies, são relativamente baixos, com valores entre 1 800 nats/ind⁻¹ e 3 168 nats/ind⁻¹, considerados dentro dos valores mais freqüentes para a diversidade florística (Tabela 4). A maior diversidade foi encontrada em área instalada em ambiente alagável arenoso de encosta e sem microrrelevo; ao menor valor está relacionado uma área inundável, deprimida, instalada sobre solo argiloso com carnaúba e sem microrrelevo.

Tabela 3 - Lista de famílias e espécies, com nomes vulgares, levantadas na área de pesquisa, por geoambientes (G) e respectivos subambientes (S) e número de coletor (NC): Farias(F), Lopes (L), Mendes (M), Oliveira (O) e o autor (SB).

Família/Espécie	Nome Vulgar	G1 S1	G1 S2	G1 S3	G1 S4	G2 S5	G3 S6	G3 S7	G3 S8	N C
ANACARDIACEAE		*	*	*			*	*	*	
<i>Anacardium occidentale</i> L.	cajuí	X	X	X			X	X	X	564F
<i>Myracrodruon urundeuva</i> Allemão	aroeira						X			569F
<i>Spondias sp</i>	cajá						X			31SB
ANNONACEAE		*	*	*		*	*	*		
<i>Anona sp</i>	araticum	X	X	X		X		X		
<i>Ephedranthus pisocarpus</i> R.E.Fx.	cunduru verdadeiro						X			52L
APOCYNACEAE		*			*	*	*	*		
<i>Allamanda blanchetti</i> DC.	paco-paco							X		425F
<i>Aspidosperma cuspa</i> (Kunth) Blake	pereiro-branco						X	X		410, 509F
<i>A. multiflorum</i> A.DC.	piquiá-da-casca-grossa					X	X	X		508F
<i>A. pyriforme</i> Mart.	pereiro-preto				X	X	X	X		412F
<i>A. subincanum</i> Mart.	piquiá-da-casca-fina					X	X	X		534F
Desconhecida 3		X								
<i>Tabernaemontana histrix</i> Steud	burra-leiteira						X	X		396F
ARECACEAE		*	*	*	*	*			*	
<i>Astrocaryum vulgare</i> Mart.	tucum	X	X	X	X	X				
<i>Copernicia prunifera</i> (Mill.) H.E. Moore	carnaúba	X			X				X	578F
ASCLEPIADACEAE								*		
Desconhecida 1								X		
BIGNONIACEAE		*	*	*	*	*	*	*	*	
<i>Arrabidaea brachypoda</i> (DC.) Bureau	bugi-da-folha-mole			X		X	X	X		538F
<i>A. cf. dispar</i> Bureau ex K. Schum.	bugi-da-folha-dura		X	X		X	X	X		453F
<i>Banisteriopsis sp</i>	cipó mole					X				
Desconhecida 2					X		X			
Desconhecida 3								X		
Desconhecida 8				X						
<i>Jacaranda brasiliana</i> (Lam.) Pers.	caroba							X		570F
<i>Tabebuia caraíba</i> (Mart.) Bureau	caraua						X			

Família/Espécie	Nome Vulgar	G1	G1	G1	G1	G2	G3	G3	G3	N
-----------------	-------------	----	----	----	----	----	----	----	----	---

		S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	C
BIGNONIACEAE		*	*	*	*	*	*	*	*	
<i>Tabebuia impetiginosa</i> (Mart. ex DC.) Standl.	pau-d'arco-roxo			X			X	X		561F
<i>T. serratifolia</i> (Vahl.) Nich.	pau d'arco amarelo	X	X	X	X	X	X	X	X	571F
<i>T. sp</i>						X	X	X		26SB
BIXACEAE		*				*	*			
<i>Cochlospermum cf. vitifolium</i> (Willd.) Spreng.	algodão-bravo	X				X	X			560F
BOMBACACEAE							*			
<i>Pseudobombax sp</i>	imbiratanha						X			457M
BORAGINACEAE			*			*	*	*	*	
<i>Cordia rufescens</i> A. DC.	grão-de-galo		X			X	X	X	X	500F
CACTACEAE		*		*	*	*	*	*	*	
<i>Cereus jamacaru</i> DC.	mandacaru	X		X	X	X	X	X	X	522F
<i>Pilosocereus gounellei</i> (F.A.Weber) Byles e Rowley	xique-xique					X		X		520F
CAESALPINIACEAE		*	*	*	*	*	*	*	*	
<i>Bauhinia dubia</i> G. Don	mororó rasteiro		X	X						23SB
<i>B. pulchella</i> Benth.	mororó de bode		X			X	X	X		408F
<i>Caesalpinia bracteosa</i> Tul.	catinga de porco						X			518F
<i>C. ferrea</i> Mart. C. ex Tul.	pau-ferro		X			X	X			516F
<i>Copaifera coriacea</i> Mart.	podoizinho			X		X		X	X	32SB
<i>Copaifera sp</i>	podói									16SB
<i>Desconhecida 1</i>						X				
<i>Hymenaea courbaril</i> L.	jatobá-da-mata					X	X			434F
<i>Hymenaeae maranhensis</i> Y.T.Lee & Langenh	jatobá	X		X						24SB
<i>Hymenaea sp</i>	jatobá cascudo		X	X						1047O
CAESALPINIACEAE			*	*	*	*	*	*	*	
<i>Martiodendron mediterraneum</i> (Mart. ex Benth.) Koeppen.	catinga-de-porco				X		X			519F
<i>Peltogyne sp</i>				X						
<i>Sclerobium aureum</i> Benth.	sucupira			X					X	
<i>Senna acuruensis</i> (Benth.) H.S.Irwin & Barneby	besouro					X		X	X	398F

Continuação da Tabela 3

Família/Espécie	Nome Vulgar	G1 S1	G1 S2	G1 S3	G1 S4	G2 S5	G3 S6	G3 S7	G3 S8	N C
-----------------	-------------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	--------

CECROPIACEAE									*	
Desconhecida									X	
CELASTRACEAE		*	*	*	*		*	*	*	
<i>Celastrus maytenus</i> Willd.		X	X	X	X		X	X	X	
COMBRETACEAE		*	*	*	*	*	*	*	*	
<i>Buchenavia capitata</i> (Vahl.) Mart.	mirindiba					X	X	X		540F
<i>Combretum duarceanum</i> Cambess	rama-branca	X	X			X	X	X	X	504F
<i>C. lanceolatum</i> Pohl*	remela de macaco				X					550F
<i>C. leprosum</i> Mart.	mufumbo-branco	X	X	X		X	X	X	X	499F
<i>C. mellifluum</i> Eichler	farinha-seca						X			475F
<i>Terminalia actynophylla</i> Mart.	chapada		X					X	X	432F
<i>T. fagifolia</i> Mart. et Zucc.								X		28L
DESCONHECIDA				*	*					
Desconhecida 1	Maçã de macaco				X					
Desconhecida	desconhecida			X						
DILLENACEAE		*	*	*		*	*	*	*	
<i>Curatella americana</i> L.	lixreira	X	X	X		X	X	X	X	553F
ERYTHROXYLACEAE									*	
Desconhecida 1									X	
EUPHORBIACEAE			*			*	*	*		
<i>Croton campestris</i> L. *	marmeleiro					X	X	X		423F
<i>C. lundianus</i> Muell. Arg. *	velame		X							43L
FABACEAE		*	*	*	*	*	*	*	*	
<i>Amburana cearensis</i> (Allemão) A.C.Sm	imburana-de-cheiro		X				X	X		555F
<i>Andira sp</i>	angelim	X	X	X	X	X	X	X	X	31SB
<i>Dalbergia sp</i>	jacarandá							X	X	
Desconhecida 9				X						
<i>Luetzelburgia auriculata</i> Ducke	pau-mocó	X	X	X	X	X	X	X	X	565F
<i>Machaerium acutifolium</i> Vogel	violete		X				X	X	X	541F
FLACOURTIACEAE						*	*	*		
<i>Casearia ulmifolia</i> Vahl ex Vent.	cundurú-miúdo					X	X	X		450F
LAURACEAE		*	*	*						
<i>Ocotea brachybotrya</i> Mez.		X	X	X						17SB

Continuação da Tabela 3

Família/Espécie	Nome Vulgar	G1 S1	G1 S2	G1 S3	G1 S4	G2 S5	G3 S6	G3 S7	G3 S8	N C
-----------------	-------------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------	--------

LYTHRACEAE		*		*	*	*				
Desconhecida 2	cipó preto	X				X				
Desconhecida 3					X					
Desconhecida 6				X						
LEGUMINOSAE				*					*	
<i>Parkia platycephala</i> Benth	faveira de bolota			X						
<i>Stryphnodendrum coriaceum</i> Benth	barbatimão			X					X	
MALPIGHIACEAE		*	*	*		*		*	*	
<i>Banisteriopsis</i> sp	cipó-mole	X		X				X		381F
<i>Byrsonima</i> cf. <i>sericea</i> DC.	murici								X	428F
<i>B. correifolia</i> A.Juss.	murici			X				X	X	5SB
<i>B. crassifolia</i> (L.) Kunth.	murici		X	X					X	
<i>B. sp</i>	murici desconhecido	X	X	X		X		X	X	
Desconhecida 1	cipó		X							
Desconhecida 4		X								
MELASTOMATACEAE		*	*		*					
<i>Mouriri surinamensis</i> Aubl.	creoli	X	X		X					
MIMOSACEAE		*	*		*	*	*	*	*	
<i>Anadenathera colubrina</i> var. <i>cebil</i> (Griseb.) Altschul.	angico-preto						X			492M
<i>A. sp</i>	angico branco				X					
Desconhecida 1									X	
<i>Mimosa caesalpinifolia</i> Benth.	unha-de-gato	X	X			X	X	X		87L
<i>M. cf. ophthalmocentra</i> Mart.	unha-de-gato-de-soinho								X	154L
MORACEAE							*			
<i>Brosimum gaudichaudii</i> Trécul.	inharé						X			389F
MYRTACEAE		*		*		*	*		*	
Desconhecida 1		X				X			X	
Desconhecida 2				X						
Desconhecida 3				X						
Desconhecida 4	myrtacea cauliflora			X						
<i>Psidium myrsinites</i> DC.*	muta-brava						X			30L
OCHNACEAE			*	*						
<i>Ouratea sp</i>			X	X						22SB

Continuação da Tabela 3

Família/Espécie	Nome Vulgar	G1 S1	G1 S2	G1 S3	G1 S4	G2 S5	G3 S6	G3 S7	G3 S8	N C
OLACACEAE						*	*	*	*	

<i>Ximenia americana</i> L.	ameixa					X	X	X	X	372F
OPILIACEAE				*		*		*		
<i>Agonandra brasiliensis</i> Miers	pau-marfim			X		X		X		328F
POLYGALACEAE						*		*		
<i>Bredemeyera floribunda</i> Willd.	cipó-de-marfim							X		127F
<i>Triplaris surinamensis</i> Cham.	pajeú					X				
RHAMNACEAE								*		
<i>Ziziphus cotinifolia</i> Reissek*	juazeiro							X		363M
RUBIACEAE		*	*	*	*	*	*	*	*	
<i>Alibertia edulis</i> (L.C.Rich.) A. Rich. ex DC.	marmelada-roxa	X		X					X	20SB
<i>Chomelia obtusa</i> Cham. & Schltdt.	pustemeira	X	X		X		X	X		460F
<i>Coutarea hexandra</i> (Jacq.) K.Schum		X								536M
<i>Desconhecida 1</i>							X			
<i>Guettarda virbunoides</i> Cham. et Schltdl.	angélica	X	X	X		X	X	X		424F
<i>Rudgea sp</i>				X						15SB
<i>Tocoyena sellowiana</i> (Cham. & Schltdl.) K. Schum.*	jenipapinho				X					558F
SAPINDACEAE				*		*	*			
<i>Cupania sp</i>				X						21SB
<i>Magonia pubescens</i> A.St.-Hil.	tingui-de-bola					X	X			572F
SIMAROUBACEAE						*		*	*	
<i>Simarouba versicolor</i> A.St.-Hil.	paraíba					X		X	X	333F
STERCULIACEAE		*	*	*	*	*	*	*	*	
<i>Guazuma sp</i>	cunduru/mutambu						X			
<i>Helicteres heptandra</i> L.B.Sm.	sacatrapo	X	X	X	X	X	X	X	X	400F
VERBENACEAE						*	*	*		
<i>Vitex cymosa</i> Bert. ex Spreng	mama-cachorra					X	X	x		23L
VOCHYSIACEAE			*	*		*	*	*	*	
<i>Callisthene fasciculata</i> Mart.	capitão-de-campo								X	341F

Continuação da Tabela 3

Família/Espécie	Nome Vulgar	G1 S1	G1 S2	G1 S3	G1 S4	G2 S5	G3 S6	G3 S7	G3 S8	N C
<i>Qualea grandiflora</i> Mart.	pau-terra-da-folha-larga						X	X	X	433F

<i>Q. parviflora</i> Mart.	pau-terra-da-folha-miúda		X	X		X	X	X	X	380F
<i>Salvertia convallariaeodora</i> A.St.-Hil.	Folha-larga			X			X	X	X	1013 O

Continuação da Tabela 3

Os índices de Shannon, que representam a diversidade de espécies, são relativamente baixos, com valores entre 1 800 nats/ind⁻¹ e 3 168 nats/ind⁻¹, considerados dentro dos valores mais frequentes para a diversidade florística (Tabela 4). A maior diversidade foi encontrada em área instalada em ambiente alagável arenoso de encosta e sem microrrelevo; ao menor valor está relacionado uma área inundável, deprimida, instalada sobre solo argiloso com carnaúba e sem microrrelevo.

Tabela 4 - Valores para alguns dos parâmetros fitossociológicos, obtidos com o uso do FITOPAC.

	Subambientes								Média
	1	2	3	4	5	6	7	8	
Nº de Parcelas	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Nº de indivíduos	345	282	522	260	624	1334	810	257	554.25
Nº sp/unidade	29	31	43	19	41	56	54	36	38.63
Espec. Exclusivas	3	2	11	7	3	12	4	7	6.12
Espec. Desconhec.	8	7	16	5	7	7	8	6	8
Nº famílias/unid.	21	19	23	15	25	26	25	21	21.88
Nº sp/família	1.38	1.63	1.86	1.26	1.64	2.15	2.16	1.71	1.73
Fam. Exclusivas	1	-	-	-	-	3	1	1	0.75
Fam. Desconhec.	-	-	1	1	-	-	-	-	0.25
Área total(ha)	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Nº sp/ha	72.5	77.5	107.5	47.5	102.5	140.0	135.0	90.0	96.56
Densidade total	3450.0	2820.0	5220.0	2600.0	6240.0	13340.0	8100.0	2570.0	5542.5
Área basal(m ² /ha)	101.38	224.08	114.71	149.68	225.69	1007.56	151.70	53.69	253.56
Altura média (m)	4.59	3.58	3.68	3.26	3.74	5.44	3.68	3.06	3.88
Equabilidade	0.753	0.798	0.842	0.611	0.675	0.686	0.757	0.807	0.741
Índice de Shannon nats/ind ⁻¹	2.534	2.739	3.168	1.800	2.506	2.760	3.020	2.891	2.677
Classes de solos									

O porte da vegetação atinge valores, máximo e mínimo, de 18,0 m e 0,20 m, respectivamente, o primeiro em área do subambiente seco concrecionário e o segundo em solo arenoso de áreas alagáveis. Na comparação entre comunidades fez-se uso do índice de similaridade de Jaccard descrito por Muller-Dombois e Ellenberg (1974), correspondendo valores

elevados a uma semelhança ecológica, considerada elevada a partir do valor 0.5 para este índice. Para os referidos autores, o cálculo é feito a partir da expressão matemática $I J = A/B + C - A$, onde A representa o número de espécies comuns às duas áreas, B o número de espécies presentes no levantamento B, e C, o número de espécies presentes no levantamento C (Tabela 5).

Tabela 5 - Índice de similaridade florística (Jaccard) entre os subambientes (S).

Subambientes	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8
S1		48,4	39,4	37,0	31,0	26,9	25,5	33,3
S2	48,4		35,1	24,2	34,1	34,6	36,0	33,3
S3	39,4	35,1		17,1	28,3	22,8	30,8	36,8
S4	37,0	24,2	17,1		16,3	17,3	15,7	19,4
S5	31,0	34,1	28,3	16,3		51,9	57,1	29,8
S6	26,9	34,6	22,8	17,3	51,9		57,1	26,3
S7	25,5	36,0	30,8	15,7	57,1	57,1		40,0
S8	33,3	33,3	36,8	19,4	29,8	26,3	40,0	

Nos subambientes, cuja fisionomia se aproxima do Cerradão, não se observa uma identidade florística própria, pois as espécies ali levantadas também são freqüentes e comuns a outras fisionomias, como Mata Seca e Cerrado. Tais dados estão em acordo com Coutinho (1978), segundo o qual os Cerrados podem ser caracterizados a partir de dois extremos fisionômicos: um, corresponde ao Cerradão onde predomina o componente arbóreo-arbustivo e, o outro, ao campo limpo, herbáceo-arbustivo. Outras fisionomias a ele associadas podem ser consideradas ecótonos, compreendidas entre cerradão e campo limpo, nas quais incluem-se campo sujo, campo cerrado e cerrado (*sensu stricto*). Às áreas marginais do Cerrado correspondem uma flora pobre (RATTER et al., 1977), embora a presença de elementos florísticos de formações vegetais adjacentes possam ser encontrados (RIZZINI, 1963; EITEN, 1972; CASTRO et al., 1999).

Algumas variáveis importantes para a caracterização da vegetação foram quantificadas com a utilização do programa FITOPAC 1 (SHEPHERD, 1995), obtendo-se os parâmetros fitossociológicos seguintes: densidade relativa (DR), dominância relativa (DoR), freqüência relativa (FR), índice de valor de importância (IVI), índice de valor de cobertura (IVC), índice de diversidade de Shannon (H') e índice de uniformidade ou equabilidade. Os valores para as

principais características fitossociológicas das comunidades vegetais levantadas apresentam uma certa heterogeneidade na distribuição geográfica (Tabela 4).

O estudo da similaridade com dados de interpretação dos dendogramas elaborados a partir de informações introduzidas no programa SPSS (Figura 41), possibilita algumas considerações quanto às semelhanças e/ou diferenças entre parcelas e, conseqüentemente, aos geoambientes e respectivos subambientes nos quais as parcelas estão instaladas. Os dados comparativos entre os subambientes 6 e 7 demonstram uma similaridade que os diferencia dos demais, evidenciando que esta aproximação deve-se a um maior número de espécies em comum. O ambiente geológico é muito semelhante, estando, ambos, instalados em áreas não alagáveis, ou Geoambiente 3 Seco, com blocos silicosos e concrecionários. Uma forte semelhança também é estabelecida entre os subambientes 1 e 2. O ambiente geológico é semelhante, localizado em áreas deprimidas, alagáveis, com solo arenoso, petroplíntico, raso, concrecionário, de pH bastante ácido e mudança textural gradativa. O subambiente 4, pertencente ao Geoambiente 1 Alagável, posiciona-se num dos extremos do dendograma configurando uma maior diferença, por apresentar espécies exclusivas e compartilhar um menor número de espécies com aos demais subambientes. É também neste subambiente onde se observa a presença de solos acentuadamente argilosos.

Os fatores que podem contribuir para o estabelecimento das diferenças são, principalmente, a altitude, disponibilidade de água, tipo, constituição e profundidade do solo e os processos intempéricos sobre o regolito ao disponibilizar, ou não, elementos como ferro e alumínio, e a presença e profundidade em que se encontram posicionadas as camadas de crosta laterítica (pedra de jacaré, na denominação local) e de canga ou couraça laterítica.

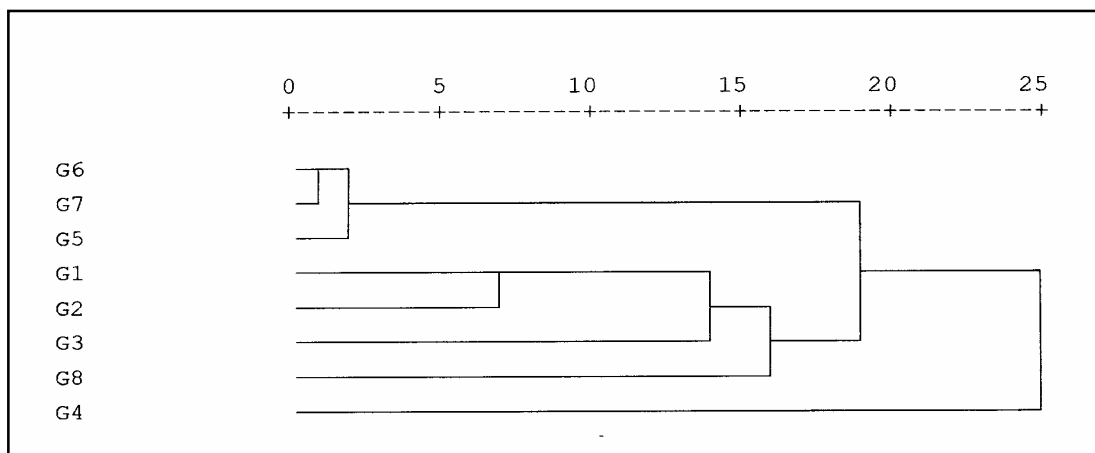


Figura 41 – Dendrograma de similaridade para os subambientes amostrados em relação à composição de espécies (G1, G2, G3 e G4 são subambientes alagáveis; G5: subambiente de transição; G6, G7 e G8 são subambientes secos).

A similaridade florística entre a lista de espécies da área pesquisada e aquela elaborada em levantamentos desenvolvidos em outras fisionomias vegetacionais do Piauí, está representada na tabela seguinte.

Tabela 6 - Similaridade florística comparativa entre as espécies levantadas na área de pesquisa e outros levantamentos de vegetação de semi-árido e cerrado nordestino (L1: autor; L2: Farias, 2003; L3: Mendes, 2003; L4: Oliveira, 2001; L5: Ribeiro, 2000; L6: Barroso e Guimarães, 1980 ; L7 a L16 : Castro, 1998).

Levan- tamen- to	Levantamentos														
	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10	L11	L12	L13	L14	L15	L16
L1	0.64	0.18	0.30	0.23	0.16	0.11	0.18	0.14	0.10	0.12	0.11	0.09	0.10	0.10	0.10

O Complexo de Campo Maior apresenta características próprias e particulares como resposta à sua localização em área de tensão ecológica ou ecotonal, ao instalar-se em uma área de transição vegetacional cerrado-caatinga. Esta posição confere à vegetação uma variedade florística significativa, possibilitando arranjos e estruturas diversas responsáveis pelas mais diferentes fisionomias.

Na busca de uma correlação entre os subambientes foi constituída uma lista das espécies mais comuns da flora, ao nível de gênero e espécie, identificadoras dos tipos de paisagens ou geoambiente (Tabela 3 - Lista florística dos subambientes individualizados no Complexo de Campo Maior). A importância das famílias na composição florística, por geoambiente, está expressa nas tabelas que representam as famílias por geoambiente, espécies por famílias e por subambiente de cada geoambiente.

O método utilizado permitiu a individualização de três (3) geoambientes (perfis fotográficos das figuras 42, 43, 44 e 45, e pranchas das figuras 46 e 47, em Anexos) e oito (8) subambientes, assim distribuídos:

GEOAMBIENTE 1. Alagável e/ou inundável, compreendendo as áreas deprimidas, de armazenamento temporário ou permanente de água, e áreas brejosas de relevo plano e solos hidromórficos de baixa altitude enquadrados nas classes de Neossolos Litólicos, Neossolos Flúvicos, Neossolos Quartzarênicos e Gleissolos, predominantemente. A este geoambiente estão relacionados os quatro (4) subambientes seguintes:

- SUBAMBIENTE 1. Ambiente das depressões arenosas, com *Copernicia prunifera*, microrrelevo e sem *Curatella americana*.

As áreas deste subambiente estão integradas no Geoambiente 1 Alagável, instalado em zonas deprimidas de baixa altitude, periodicamente inundáveis ou sujeitas a acumulação de água da chuva. São campos inundáveis com capões e presença de *Copernicia prunifera*. Esta fisionomia caracteriza-se pela presença de dois estratos, o herbáceo e o arbustivo-arbóreo, o primeiro posicionando-se no entorno dos capões e o último essencialmente no seu interior. Limitada ao exterior dos capões também estão as carnaúbas (*Copernicia prunifera*), distribuindo-se segundo uma estreita faixa de mata às margens dos leitos de água, existentes nestes sítios mas não de modo restrito. O nível freático ocorre à superfície ou muito próximo desta, o que condiciona a presença de solos encharcados ou hidromórficos.

A florística está representada nas 29 espécies, duas exclusivas, com destaque para a *Coutarea hexandra* (Jacq.) K.Schum (quina-quina), como espécie importante e exclusiva, bem como para a família Cecropiaceae. A *Copernicia prunifera* (Mill.) H.E.Moore. (carnaúba),

Ocotea brachybotrya Mez. (murici boi), *Astrocaryum vulgare* Mart. (tucum), *Luetzelburgia auriculata* Ducke. (pau-mocó) e *Hymenaea maranhensis* Y.T.Lee & Langenh. (jatobá-cascudo), são as espécies mais representativas por número de indivíduos, densidades relativas, Índice de Valor de Importância (IVI) e Índice de Valor de Cobertura (IVC), representando 65,22% do total de indivíduos levantados (345) num universo de 29 espécies (Tabela 7 e Tabela 31).

As famílias mais representativas neste subambiente são: Arecaceae com 127 indivíduos (36,81%) distribuídos em duas espécies; Lauraceae com 57 indivíduos (16,52%) representando uma única espécie; Fabaceae com 43 indivíduos (12,46%) e duas espécies; Rubiaceae com 35 indivíduos (10,46%) distribuídos em quatro espécies e Combretaceae com 16 indivíduos (4,64%) pertencentes a duas espécies (Tabela 3 e 8). O número de espécies por família é um dos mais baixos em relação aos demais subambientes (Tabelas 4 e 31).

Esta vegetação distribui-se sobre solos de textura arenosa, petroplíntico, laterítico, raso, distrófico, álico, com mudança textural gradativa. Os solos apresentam-se com um intemperismo moderado, de fase pedregosa, com petroplintita em todo o perfil. Estas áreas se destacam do conjunto por apresentarem um reduzido número de espécies e por uma baixa diversidade florística. A classificação textural dos solos enquadrá-os nas classes Arenoso, Areno-siltoso ou Areno-argiloso, com presença de *Copernicia prunifera*, microrrelevos e sem *Curatella americana*. São solos mal drenados onde a água exerce um forte poder de lixiviação, com uma ausência de concreções ferruginosas e da canga ou couraça laterítica. No entorno dos capões nota-se a presença constante e predominante de uma cobertura herbácea (NASCIMENTO; NASCIMENTO, 2002), representada por capim-mimoso (*Axonopus purpusii* Nees) e capim agreste (*Trachypogon spicatus* (L.f.) Kuntze). Os solos apresentam uma variação no tamanho das partículas, o que é responsável pelas propriedades dos mesmos e por sua classificação textural, ocorrendo, no geral, como solos profundos (acima de 1,20 m) e mal drenados (Tabela 9).

O índice de Shannon (H') é de 2,54 nats/ind⁻¹ e a similaridade florística, segundo o índice de Jaccard, é maior com o subambiente 2 (48,4%) e menor com o subambiente 7 (25,5%), (Tabela 5).

Tabela 7 - Espécies e principais parâmetros fitossociológicos para o subambiente 1 (N.Ind: número de indivíduos; DA: densidade absoluta; DR: densidade relativa; DoA: dominância absoluta; DoR: dominância relativa; FA: frequência absoluta; FR: frequência relativa; IVI: índice de valor de importância; IVC: índice de valor de cobertura).

Espécies – Subambiente 1	N. Ind.	DA ind./ha	DR %	DoA m ³ /ha	DoR %	FA %	FR %	IVI	IVC
<i>Copernicia prunifera</i>	81	810,00	23,48	54,8	54,06	100,00	20,25	80,98	77,53
<i>Ocotea brachybotrya</i>	57	570,00	16,52	9,49	9,36	100,00	14,25	29,33	25,88
<i>Astrocaryum vulgare</i>	46	460,00	13,33	7,08	6,99	100,00	11,50	23,77	20,32
<i>Luetzelburgia auriculata</i>	35	350,00	10,14	3,99	3,94	100,00	8,75	17,54	14,09
<i>Hymenaea maranhensis</i>	9	90,00	2,61	4,61	4,55	100,00	2,25	10,61	7,16
<i>Mouriri surinamensis</i>	11	110,00	3,19	3,30	3,28	100,00	2,75	9,92	6,47
<i>Curatella americana</i>	13	130,00	3,77	1,50	2,47	100,00	3,25	9,69	6,24
<i>Chomelia obtusa</i>	15	150,00	4,35	1,33	1,31	100,00	3,75	9,11	5,66
<i>Andira sp</i>	8	80,00	2,32	3,09	3,05	100,00	2,00	8,82	5,37
<i>Guettarda virbunoides</i>	13	130,00	3,77	0,55	0,55	100,00	3,25	7,77	4,32
<i>Combretum duarteanum</i>	7	70,00	2,03	2,17	2,15	100,00	1,75	7,63	4,18
<i>Combretum leprosum</i>	9	90,00	2,61	1,02	1,01	100,00	2,25	7,07	3,62
<i>Helicteres heptandra</i>	7	70,00	2,03	1,30	1,28	100,00	1,75	6,76	3,31
<i>Desconhecida 1</i>	8	80,00	2,32	0,74	0,73	100,00	2,00	6,50	3,05
<i>Alibertia edulis</i>	6	60,00	1,74	0,80	0,80	100,00	1,50	5,96	2,54
<i>Anacardium occidentale</i>	2	20,00	0,58	1,91	1,89	100,00	0,50	5,92	2,47
<i>Banisteriopsis sp</i>	1	10,00	0,29	1,45	1,43	100,00	0,25	5,17	1,725
<i>Mimosa caesalpiniiifolia</i>	4	40,00	1,16	0,16	0,17	100,00	1,00	4,77	1,33
<i>Desconhecida 4</i>	1	10,00	0,29	0,21	0,21	100,00	0,25	4,53	1,08
<i>Cochlospermum vitifolium</i>	1	10,00	0,29	0,28	0,28	100,00	0,25	4,02	0,57
<i>Desconhecida 5</i>	1	10,00	0,29	0,12	0,12	100,00	0,25	3,86	0,41
<i>Coutarea hexandra</i>	1	10,00	0,29	0,09	0,09	100,00	0,25	3,83	0,38
<i>Desconhecida 3</i>	1	10,00	0,29	0,08	0,09	100,00	0,25	3,82	0,38
<i>Celastrus maytenus</i>	1	10,00	0,29	0,06	0,07	100,00	0,25	3,80	0,36
<i>Byrsonima sp</i>	1	10,00	0,29	0,04	0,05	100,00	0,25	3,78	0,33
<i>Cereus jamacaru</i>	1	10,00	0,29	0,03	0,03	100,00	0,25	3,77	0,32
<i>Tabebuia serratifolia</i>	1	10,00	0,29	0,01	0,01	100,00	0,25	3,75	0,30
<i>Annona sp</i>	1	10,00	0,29	0,009	0,01	100,00	0,25	3,75	0,30
<i>Desconhecida 2</i>	1	10,00	0,29	0,009	0,01	100,00	0,25	3,75	0,30

Tabela 8 - Famílias e principais parâmetros fitossociológicos para o Subambiente 1 ((N.Ind: número de indivíduos; DA: densidade absoluta; DR: densidade relativa; DoA: dominância absoluta; DoR: dominância relativa; FA: frequência absoluta; FR: frequência relativa; IVI: índice de valor de importância; IVC: índice de valor de cobertura).

Famílias - Subambiente 1	N Ind.	N spp	DA ind./ha	DR %	DoA m ² /ha	DoR %	FA %	FR %	IVI %	IVC %
Arecaceae	127	2	1270.0	36.81	61.88	61.04	100.0	31.75	34.21	48.93
Lauraceae	57	1	570.0	16.52	9.49	9.36	100.0	14.25	10.22	12.94
Fabaceae	43	2	430.0	12.46	7.09	7.00	100.0	10.75	8.07	9.73
Rubiaceae	35	4	350.0	10.14	2.79	2.75	100.0	8.75	5.89	6.45
Combretaceae	16	2	160.0	4.64	3.20	3.16	100.0	4.00	4.19	3.90
Caesalpiniaceae	9	1	90.0	2.61	4.61	4.55	100.0	2.25	3.97	3.58
Melastomataceae	11	1	110.0	3.19	3.33	3.28	100.0	2.75	3.75	3.24
Dilleniaceae	13	1	130.0	3.77	2.50	2.47	100.0	3.25	3.67	3.12
Sterculiaceae	7	1	70.0	2.03	1.30	1.28	100.0	1.75	2.69	1.66
Malpighiaceae	5	3	50.0	1.45	1.70	1.68	100.0	1.25	2.63	1.57
Myrtaceae	8	1	80.0	2.32	0.74	0.73	100.0	2.00	2.60	1.53
Anacardiaceae	2	1	20.0	0.58	1.91	1.89	100.0	0.50	2.41	1.24
Mimosaceae	4	1	40.0	1.16	0.16	0.17	100.0	1.00	2.03	0.66
Bixaceae	1	1	10.0	0.29	0.28	0.28	100.0	0.25	1.78	0.29
Secropiaceae	1	1	10.0	0.29	0.12	0.12	100.0	0.25	1.72	0.20
Apocynaceae	1	1	10.0	0.29	0.08	0.09	100.0	0.25	1.71	0.19
Celastraceae	1	1	10.0	0.29	0.06	0.07	100.0	0.25	1.71	0.18
Cactaceae	1	1	10.0	0.29	0.03	0.03	100.0	0.25	1.69	0.16
Bignoniaceae	1	1	10.0	0.29	0.01	0.01	100.0	0.25	1.69	0.15
Annonaceae	1	1	10.0	0.29	0.009	0.01	100.0	0.25	1.69	0.15
Lithraceae	1	1	10.0	0.29	0.009	0.01	100.0	0.25	1.69	0.15

Tabela 9 – Valores médios para algumas variáveis das análises físicas e químicas de solos do subambiente 1.

Características	Profundidade dos Horizontes (cm)		
	0 - 20	20 - 50	>50
Textura do solo	Franco arenoso	Franco	Franco arenoso
Umidade (%)	10	12	11
PH	5.4	6	6.5
Ca ²⁺ (cmol/Kg)	0.2	0.4	0.2
Mg ²⁺ (cmol/Kg)	0.5	1.0	0.9
K ⁺ (cmol/Kg)	0.06	0.07	0.07
Na ⁺ (cmol/Kg)	0.14	0.09	0.20
Soma cátions trocáveis (S) (cmol/Kg)	0.8	1.6	1.8
Al ³⁺ (cmol/Kg)	0.2	0.2	0.1
H ⁺ (cmol/Kg)	2.5	1.2	1.6
Capacidade de troca catiônica (T) (cmol/Kg)	1.58	2.52	2.53
Saturação de bases (V) (cmol/Kg)	68.7	57.7	41
Saturação em Al ³⁺ (%)	24.3	33	25
Matéria orgânica (C) (g/Kg)	1.32	1.26	0.88
Saturação em Na ⁺ (%)	11.7	11.7	10.3

- SUBAMBIENTE 2: Áreas planas, arenosas, ausência de *Copernicia prunifera* e com microrrelevos e *Curatella americana*, em capões com entorno brejoso e vegetação herbácea densa (capim mimoso e capim agreste).

Incluído no Geoambiente 1 Alagável, este subambiente individualiza-se na paisagem a partir da exposição de um substrato arenoso, ausência da *Copernicia prunifera* e forte presença da *Curatella americana*, em áreas de microrrelevos. Os capões distribuem-se com uma boa proximidade, com áreas de entorno do tipo brejosas nas quais as herbáceas predominam (capim agreste e capim mimoso).

São áreas alagáveis, geralmente planas, com capões na forma de microrrelevos posicionados cerca de 0,20 m a 1,0 m acima do nível topográfico local. Nestas áreas os blocos de concreções lateríticas ou ferruginosas acham-se expostos de modo aleatório, sem a presença de concentrações de seixos de sílica. Nos capões é significativa uma cobertura de serapilheira. A *Curatella americana* está restrita ao entorno dos capões, geralmente associada a cupinzeiros, estes de forte presença na área onde ocorrem tanto no entorno como nos núcleos dos

microrrelevos. Vale ressaltar a forte presença do *Astrocaryum vulgare* Mart., ou tucum, nos sítios mais úmidos ou brejosos. Os solos são profundos (média de 1,70 m) com alternância de horizontes de texturas arenosas, sílticas e argilosas, enquadrando-se, segundo dados texturais, nas classes Areia, Areia franca, Franco arenoso, Silte e Franco argiloso (Tabela 10).

Tabela 10 – Valores médios para algumas variáveis das análises físicas e químicas de solos do subambiente 2.

Características	Profundidade dos Horizontes (cm)		
	0 - 20	20 - 50	>50
Textura do solo	Areia	Franco arenoso	Areia franca
Umidade (%)	9	9	8
PH	4.6	5.3	5.4
Ca ²⁺ (cmol/Kg)	0.1	0.6	0.5
Mg ²⁺ (cmol/Kg)	0.1	0.5	0.2
K ⁺ (cmol/Kg)	0.1	0.09	0.09
Na ⁺ (cmol/Kg)	0.03	0.05	0.04
Soma cátions trocáveis (S) (cmol/Kg)	0.3	1.2	0.7
Al ³⁺ (cmol/Kg)	-	-	-
H ⁺ (cmol/Kg)	0.5	0.4	0.5
Capacidade de troca catiônica (T) (cmol/Kg)	0.8	1.7	1.1
Saturação de bases (V) (cmol/Kg)	54	64	54
Saturação em Al ³⁺ (%)	-	-	-
Matéria orgânica (C) (g/Kg)	3.7	3.6	2.4
Saturação em Na ⁺ (%)	5	6	4

A flora está representada por 31 espécies, das quais cinco foram identificadas apenas ao nível de gênero e uma permanecendo desconhecida, distribuídas por 19 famílias. As espécies mais representativas, em ordem decrescente do número de indivíduos (porcentagem entre parênteses), densidade e frequência relativas e dos índices de valor de importância (IVI) e de valor de cobertura (IVC) são (Tabela 11): *Combretum leprosum* Mart., ou mufumbo-branco (15,28%), *Byrsonima crassifolia* (L.) Kunth., ou murici (19,45%), *Qualea parviflora* Mart., ou pau-terra-da-folha-miúda (5,60%), *Curatella americana* L., ou lixeira (7,64%), *Bauhinia pulchella* Benth., ou mororó de bode (1,74%), *Luetzelburgia auriculata* Ducke., ou pau-mocó (4,17%), *Celastrus maytenus* Willd., (3,13%), *Croton lundianus* Muell.Arg., ou velame (5,21%) e *Ocotea brachybotrya* Mez., ou murici boi (5,21%).

Tabela 11 – Espécies e principais parâmetros fitossociológicos para o subambiente 2 (N.Ind: número de indivíduos; DA: densidade absoluta; DR: densidade relativa; DoA: dominância absoluta; DoR: dominância relativa; FA: frequência absoluta; FR: frequência relativa; IVI: índice de valor de importância; IVC: índice de valor de cobertura).

Espécies – Geoambiente 2	N. Ind.	DA ind./ha	DR %	DoA m ³ /ha	DoR %	FA %	FR %	IVI	IVC
<i>Combretum leprosum</i>	44	440,00	15,60	41,73	18,63	100,00	11,00	37,45	34,23
<i>Byrsonima crassifolia</i>	56	560,00	19,86	13,16	5,88	100,00	14,00	28,96	25,73
<i>Qualea parviflora</i>	16	160,00	5,67	17,76	7,93	100,00	4,00	16,83	13,6
<i>Curatella americana</i>	22	220,00	7,80	10,66	4,76	100,00	5,50	15,79	12,56
<i>Bauhinia pulchella</i>	5	50,00	1,77	20,31	9,07	100,00	1,25	14,06	10,84
<i>Luetzelburgia auriculata</i>	12	120,00	4,26	10,33	4,61	100,00	3,00	12,09	8,87
<i>Celastrus maytenus</i>	9	90,00	3,19	12,52	5,59	100,00	2,25	12,01	8,78
<i>Cróton lundianus</i>	15	150,00	5,32	4,63	2,07	100,00	3,75	10,61	7,39
<i>Combretum duarteanum</i>	3	30,00	1,06	12,76	5,7	100,00	0,75	9,99	6,76
<i>Ocotea brachybotrya</i>	15	150,00	5,32	2,81	1,26	100,00	3,75	9,8	6,58
<i>Mimosa caesalpiniiifolia</i>	6	60,00	2,13	7,36	3,28	100,00	1,50	8,64	5,41
<i>Astrocaryum vulgare</i>	3	30,00	1,06	7,3	3,26	100,00	0,75	7,55	4,32
<i>Terminalia actynophylla</i>	2	20,00	0,71	6,01	2,69	100,00	0,50	6,62	3,40
<i>Anacardium occidentale</i>	5	50,00	1,77	2,81	1,26	100,00	1,25	6,25	3,03
<i>Bauhinia dúbia</i>	4	40,00	1,42	0,07	0,04	100,00	1,00	4,68	1,45
<i>Arrabidaea cf dispar</i>	3	30,00	1,06	0,6	0,27	100,00	0,75	4,56	1,33
<i>Mouriri surinamensis</i>	2	20,00	0,71	1,29	0,58	100,00	0,50	4,51	1,29
<i>Tabebuia serratifolia</i>	2	20,00	0,71	0,72	0,32	100,00	0,50	4,26	1,03
<i>Caespinia ferrea</i>	2	20,00	0,71	0,63	0,28	100,00	0,50	4,22	0,99
<i>Cordia rufescens</i>	2	20,00	0,71	0,46	0,21	100,00	0,50	4,14	0,92
<i>Guettarda virbunoides</i>	2	20,00	0,71	0,06	0,03	100,00	0,50	3,96	0,74
<i>Chomelia obtusa</i>	2	20,00	0,71	0,05	0,03	100,00	0,50	3,96	0,73
<i>Helicteres heptandra</i>	2	20,00	0,71	0,05	0,02	100,00	0,50	3,96	0,73
<i>Machaerium acutifolium</i>	1	10,00	0,35	0,32	0,15	100,00	0,25	3,73	0,50
<i>Amburana cearensis</i>	1	10,00	0,35	0,11	0,05	100,00	0,25	3,63	0,41

Tabela 12 – Famílias e seus principais parâmetros fitossociológicos para o subambiente 2 (N.Ind: número de indivíduos; N. spp: número de espécies; DA: densidade absoluta; DR: densidade relativa; DoA: dominância absoluta; DoR: dominância relativa; FA: frequência absoluta; FR: frequência relativa; IVI: índice de valor de importância; IVC: índice de valor de cobertura).

Famílias - Geoambiente 2	N Ind.	N spp	DA ind./ha	DR %	DoA m ² /ha	DoR %	FA %	FR %	IVI %	IVC %
Combretaceae	49	3	490.0	17.38	60.52	27.01	100.0	12.25	16.55	22.19
Fabaceae	47	4	470.0	16.67	49.76	22.21	100.0	11.75	14.71	19.44
Malpighiaceae	60	3	600.0	21.28	19.69	8.79	100.0	15.00	11.78	15.03
Caesalpiniaceae	12	4	120.0	4.26	21.71	9.69	100.0	3.00	6.40	6.97
Vochysiaceae	16	1	160.0	5.67	17.76	7.93	100.0	4.00	6.29	6.80
Dilleniaceae	22	1	220.0	7.80	10.66	4.76	100.0	5.50	5.94	6.28
Celastraceae	9	1	90.0	3.19	12.52	5.59	100.0	2.25	4.68	4.39
Euphorbiaceae	15	1	150.0	5.32	4.63	2.07	100.0	3.75	4.22	3.69
Lauraceae	15	1	150.0	5.32	2.81	1.26	100.0	3.75	3.95	3.29
Mimosaceae	6	1	60.0	2.13	7.35	3.28	100.0	1.50	3.56	2.71
Arecaceae	3	1	30.0	1.06	7.30	3.26	100.0	0.75	3.20	2.16
Anacardiaceae	5	1	50.0	1.77	2.81	1.26	100.0	1.25	2.76	1.51
Bignoniaceae	5	2	50.0	1.77	1.33	0.59	100.0	1.25	2.54	1.18
Ochnaceae	3	1	30.0	1.06	2.88	1.29	100.0	0.75	2.54	1.18
Annonaceae	5	1	50.0	1.77	0.36	0.16	100.0	1.25	2.40	0.97
Rubiaceae	4	2	40.0	1.42	0.12	0.06	100.0	1.00	2.25	0.74
Melastomataceae	2	1	20.0	0.71	1.29	0.58	100.0	0.50	2.18	0.64
Boraginaceae	2	1	20.0	0.71	0.46	0.21	100.0	0.50	2.06	0.46
Sterculiaceae	2	1	20.0	0.71	0.05	0.02	100.0	0.50	2.00	0.37

As famílias Combretaceae (17,01%), Fabaceae (16,32%), Malpighiaceae (20,83%), Caesalpiniaceae (4,67%), Vochysiaceae (5,56%), Dilleniaceae (7,64%), Celastraceae (3,13%), Euphorbiaceae (5,21%), Lauraceae (5,231%) e Mimosaceae (2,08%) acham-se representadas por um maior número de indivíduos (87,15% do total), dado este responsável pelos maiores valores para outros parâmetros fitossociológicos (Tabela 12), como densidade e frequência relativas e os respectivos índices de valor de importância (IVI) e de valor de cobertura (IVC). O número de espécies por família é significativo neste subambiente, com destaque para a Combretaceae, Caesalpiniaceae e Fabaceae que acham-se representadas através de quatro espécies; Malpighiaceae com três espécies e Bignoniaceae, Lauraceae, Melastomatacea e Rubiaceae cada uma com duas espécies (Tabelas 4 e 31).

O índice de Sahnnon (H'), para a diversidade florística (Tabela 5), apresenta valores médios de 2,74 nats/ind⁻¹ e o de similaridade de Jaccard permite uma maior relação como subambiente 1 (48,4%) e uma menor como o subambiente 4 (24,2%).

- SUBAMBIENTE 3. Arenoso de encosta e sem microrrelevo.

Os geoambientes desta fisionomia estão relacionados a zonas de encosta, instaladas sobre um substrato arenoso, sem microrrelevos mas com capões que se apresentam nucleados por formigueiros de térmitas (cupinzeiros). Os solos são profundos, úmidos, com horizontes de boa espessura, com predomínio granulométrico de uma textura enquadrada nas classes Areia franca e Franco arenoso (Tabela 13).

Os capões ou manchas apresentam as maiores dimensões de toda a área de pesquisa, com a presença, nas pequenas áreas de entorno ou intermédias, de uma vegetação herbácea representada, na sua quase totalidade, pelos capins mimoso e agreste.

Do levantamento florístico constam 43 espécies, sendo oito identificadas apenas ao nível de gênero e outras oito desconhecidas, distribuídas por 23 famílias. Como destaque, segundo o número de indivíduos (percentagem entre parêntesis), densidade e frequência relativas e os índices de valor de importância (IVI) e de cobertura (IVC), em ordem decrescente de percentual, podem ser citadas as seguintes espécies: *Ocotea brachybotrya* Mez., ou murici boi (11,11%), *Parkia platycephalla* Benth., ou faveira de bolota (7,27%), *Byrsonima correifolia* A.Juss., ou

muricizinho (3,63%), *Anacardium occidentale* L., ou cajuí (9,20%), *Astrocaryum vulgare* Mart., ou tucum (3,25%), *Copaifera coriacea* Mart., ou podozinho (9,00%), *Curatella americana* L., ou lixeira (3,25%), *Hymenaea maranhensis* Y.T.Lee & Langenh., ou jatobá cascudo (3,64%), *Byrsonima crassifolia* (L.) Kunth., ou murici (2,68%) e *Celastrus maytenus* Willd., (2,87%) que, ao todo, representam 55,94% de um total de 522 indivíduos (Tabela 14).

Tabela 13 – Valores médios para algumas variáveis das análises físicas e químicas de solos do subambiente 3.

Características	Profundidade dos Horizontes (cm)		
	0 - 20	20 - 50	>50
Textura do solo	Areia franca	Areia franca	Areia franca
Umidade (%)	10	11	11
PH	6.0	5.7	5.4
Ca ²⁺ (cmol/Kg)	0.2	0.1	0.1
Mg ²⁺ (cmol/Kg)	0.2	0.4	0.3
K ⁺ (cmol/Kg)	0.08	0.09	0.08
Na ⁺ (cmol/Kg)	0.04	0.04	0.03
Soma cátions trocáveis (S) (cmol/Kg)	0.5	0.6	0.5
Al ³⁺ (cmol/Kg)	-	-	-
H ⁺ (cmol/Kg)	0.6	0.5	0.5
Capacidade de troca catiônica (T) (cmol/Kg)	1.1	1.1	0.9
Saturação de bases (V) (cmol/Kg)	46	65	50
Saturação em Al ³⁺ (%)	-	-	-
Matéria orgânica (C) (g/Kg)	3.2	2.1	1.2
Saturação em Na ⁺ (%)	6	5	5

Este subambiente apresenta um dos mais significativos numero de espécies exclusivas (11) bem como o mais elevado índice de diversidade florística ou de Shannon (H'), de 3,17 nats/ind⁻¹ bem como o de equabilidade (Tabela 5).

As 43 espécies de plantas identificadas acham-se distribuídas por 23 famílias, sendo as mais representativas, em função de alguns parâmetros fitossociológicos como densidade e frequência relativas, índices de valor de importância (IVI) e de valor de cobertura (IVC), as seguintes: Lauraceae (11,11%), Leguminosae (9,00%), Malpighiaceae (6,70%), Caesalpiniaceae (17,62%), Anacardiaceae (9,20%), Myrtaceae (13,98%), Arecaceae (3,26%), Fabaceae (6,90%), Dilleniaceae (3,26%), Celastraceae (2,87%) e Sapindaceae (2,87%), responsáveis por 86,78% do total de indivíduos (Tabela 15).

Tabela 14 - Espécies e seus principais parâmetros fitossociológicos para o subambiente 3 (N.Ind: número de indivíduos; DA: densidade absoluta; DR: densidade relativa; DoA: dominância absoluta; DoR: dominância relativa; FA: frequência absoluta; FR: frequência relativa; IVI: índice de valor de importância; IVC: índice de valor de cobertura).

Espécies – Subambiente 3	N. Ind.	DA ind./ha	DR %	Do A m ³ /ha	DoR %	FA %	FR %	IVI	IVC
<i>Ocotea brachybotrya</i>	58	580,00	11,11	22,2	19,38	100,00	14,5	32,82	30,49
<i>Parkia platycephala</i>	38	380,00	7,28	22,24	19,39	100,00	9,50	29	26,67
<i>Byrsonima correifolia</i>	19	190,00	3,64	20,85	18,18	100,00	4,75	24,15	21,82
<i>Anacardium occidentale</i>	48	480,00	9,20	8,23	7,18	100,00	12,00	18,7	16,37
<i>Astrocarium vulgare</i>	17	170,00	3,26	14,42	12,57	100,00	4,25	18,16	15,83
<i>Copaifera coriacea</i>	47	470,00	9,00	2,23	1,95	100,00	11,75	13,28	10,95
<i>Curatella americana</i>	17	170,00	3,26	4,74	4,14	100,00	4,25	9,72	7,40
<i>Hymenaea maranhensis</i>	19	190,00	3,64	2,94	2,57	100,00	4,75	8,53	6,21
<i>Byrsonima crassifolia</i>	14	140,00	2,68	1,49	1,30	100,00	3,50	6,31	3,98
<i>Celastrus maytenus</i>	15	150,00	2,87	1,10	0,96	100,00	3,75	6,16	3,84
<i>Combretum leprosum</i>	13	130,00	2,49	0,69	0,61	100,00	3,25	5,42	3,10
<i>Stryphnodendron coriaceum</i>	9	90,00	1,72	1,50	1,31	100,00	2,25	5,36	3,04
<i>Bauhinia dubia</i>	13	130,00	2,49	0,48	0,42	100,00	3,25	5,24	2,91
<i>Salvertia convallariaeodora</i>	9	90,00	1,72	0,95	0,84	100,00	2,25	4,89	2,56
<i>Arrabidaea cf dispar</i>	4	40,00	0,77	0,79	0,70	100,00	1,00	3,79	1,46
<i>Cereus jamacaru</i>	5	50,00	0,96	0,39	0,34	100,00	1,25	3,62	1,30
<i>Alibertia edulis</i>	3	30,00	0,57	0,54	0,48	100,00	0,75	3,38	1,05
<i>Sclerobium aureum</i>	4	40,00	0,77	0,16	0,14	100,00	1,00	3,23	0,91
<i>Arrabidaea brachypoda</i>	4	40,00	0,77	0,04	0,04	100,00	1,00	3,13	0,81
<i>Tabebuia serratifolia</i>	3	30,00	0,57	0,04	0,04	100,00	0,75	2,94	0,61
<i>Luetzelburgia auriculata</i>	2	20,00	0,38	0,04	0,04	100,00	0,50	2,75	0,42
<i>Helicteres heptandra</i>	1	10,00	0,19	0,07	0,06	100,00	0,25	2,58	0,25
<i>Guettarda virbunoides</i>	1	10,00	0,19	0,04	0,04	100,00	0,25	2,56	0,23
<i>Qualea parviflora</i>	1	10,00	0,19	0,04	0,04	100,00	0,25	2,55	0,23
<i>Tabebuia impetiginosa</i>	1	10,00	0,19	0,02	0,02	100,00	0,25	2,54	0,21
<i>Agonandra brasiliensis</i>	1	10,00	0,19	0,02	0,02	100,00	0,25	2,54	0,21

Tabela 15 - Famílias e seus principais parâmetros fitossociológicos para o subambiente 3 ((N.Ind: número de indivíduos; N. spp: número de espécies; DA: densidade absoluta; DR: densidade relativa; DoA: dominância absoluta; DoR: dominância relativa; FA: frequência absoluta; FR: frequência relativa; IVI: índice de valor de importância; IVC: índice de valor de cobertura).

Famílias - Subambiente 3	N Ind.	N spp	DA ind./ha	DR %	DoA m ² /ha	DoR %	FA %	FR %	IVI %	IVC %
Lauraceae	58	1	580.0	11.11	22.22	19.38	100.0	14.50	11.61	15.25
Leguminosae	47	2	470.0	9.00	23.75	20.71	100.0	11.75	11.35	14.85
Malpighiaceae	35	4	350.0	6.70	22.63	19.73	100.0	8.75	10.26	13.22
Caesalpiniaceae	92	6	920.0	17.62	6.13	5.35	100.0	23.00	9.11	11.48
Anacardiaceae	48	1	480.0	9.20	8.23	7.18	100.0	12.00	6.91	8.19
Myrtaceae	73	3	730.0	13.98	2.21	1.93	100.0	18.25	6.75	7.96
Arecaceae	17	1	170.0	3.26	14.42	12.57	100.0	4.25	6.73	7.92
Fabaceae	36	3	360.0	6.90	3.69	3.22	100.0	9.00	4.82	5.06
Dilleniaceae	17	1	170.0	3.26	4.74	4.14	100.0	4.25	3.91	3.70
Celastraceae	15	1	150.0	2.87	1.10	0.96	100.0	3.75	2.73	1.92
Sapindaceae	15	1	150.0	2.87	0.70	0.62	100.0	3.75	2.61	1.75
Bignoniaceae	13	5	130.0	2.49	1.02	0.90	100.0	3.25	2.58	1.69
Annonaceae	15	2	150.0	2.87	0.49	0.43	100.0	3.75	2.55	1.65
Combretaceae	13	1	130.0	2.49	0.69	0.61	100.0	3.25	2.48	1.55
Vochysiaceae	10	2	100.0	1.92	1.00	0.87	100.0	2.5	2.38	1.39
Cactaceae	5	1	50.0	0.96	0.39	0.34	100.0	1.25	1.88	0.65
Rubiaceae	4	2	40.0	0.77	0.60	0.52	100.0	1.00	1.88	0.64
Desconhecida 1	3	1	30.0	0.57	0.44	0.39	100.0	0.75	1.77	0.48
Lithraceae	2	1	20.0	0.38	0.04	0.04	100.0	0.50	1.59	0.21
Sterculiaceae	1	1	10.0	0.19	0.07	0.06	100.0	0.25	1.53	0.13
Desconhecida 2	1	1	10.0	0.19	0.02	0.02	100.0	0.25	1.52	0.11
Opiliaceae	1	1	10.0	0.19	0.02	0.02	100.0	0.25	1.52	0.11
Ochnaceae	1	1	10.0	0.19	0.02	0.02	100.0	0.25	1.52	0.10

Algumas famílias destacam-se por apresentarem um número elevado de espécies, dentre estas citam-se: Caesalpiniaceae (6), Bignoniaceae (5), Malpighiaceae (4), Myrtaceae, Rubiaceae, Annonaceae e Euphorbiaceae, ambas com três espécies, e Combretaceae, Leguminosae e Vochysiaceae com duas espécies (Tabelas 4 e 31).

A similaridade maior, segundo índice de Jaccard (Tabela 5), é estabelecida com o subambiente 1 (39,4%) e a menor com o subambiente 4 (17,1%).

- SUBAMBIENTE 4: Argiloso com *Copernicia* e sem microrrelevos.

Diferindo dos demais por instalar-se sobre um substrato argiloso, com presença de *Copernicia prunifera* e ausência de microrrelevos, este subambiente acha-se restrito a áreas inundáveis próximas a pequenos leitos d'água. A característica granulométrica e composicional do solo permitem enquadrá-lo, segundo a classificação textural, nas classes Franco, Franco siltoso, Franco argilo-siltoso e Franco argiloso. Os teores em Ca, Na e Mg aumentam com a profundidade, com o K comportando-se de forma contrária. O pH oscila entre valores de 3,6 a 6,5. A partir de um conteúdo em H^+ e Al^{3+} baixo, pode-se inferir que mais de 90% da capacidade de permuta das bases fica atendida pelos íons Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+ (Tabela 16).

Tabela 16 – Valores médios para algumas variáveis das análises físicas e químicas de solos do subambiente 4.

Características	Profundidade dos Horizontes (cm)		
	0 - 20	20 - 50	>50
Textura do solo	Franco arenoso	Franco argiloso	Franco argiloso
Umidade (%)	11	10	8
PH	5	4.8	5.1
Ca^{2+} (cmol/Kg)	0.2	0.3	0.4
Mg^{2+} (cmol/Kg)	0.2	0.2	1.2
K^+ (cmol/Kg)	0.10	0.02	0.20
Na^+ (cmol/Kg)	0.09	0.03	0.09
Soma cátions trocáveis (S) (cmol/Kg)	0.6	0.6	2.0
Al^{3+} (cmol/Kg)	0.5	-	-
H^+ (cmol/Kg)	5.8	0.5	0.3
Capacidade de troca catiônica (T) (cmol/Kg)	6.9	1.1	2.3
Saturação de bases (V) (cmol/Kg)	9	53	87
Saturação em Al^{3+} (%)	45	-	-
Matéria orgânica (C) (g/Kg)	4.5	1.2	0.06
Saturação em Na^+ (%)	1	3	4

Os solos são profundos, encontrando-se a rocha-mãe a uma profundidade, no geral, em torno de 2,50m. A presença de gretas de contração (mud crack) é típica destes ambientes, como resultado do fenômeno de desidratação das argilas. Localmente estes solos são conhecidos como massapê. Apresentam uma coloração que se alterna entre o cinza-claro e escuro, sendo freqüente, nas áreas de exposição e extração de grandes depósitos de argila, uma impregnação de blocos dispersos de arenito silicificado e calcário, vindo daí a designação local para estes depósitos de “argila de pedra-de-fogo”.

As parcelas instaladas neste subambiente apresentaram um total de 260 indivíduos, distribuídos por 19 espécies pertencentes a 15 famílias. O índice de diversidade de Sahnnon (H') é um dos mais baixos (1,80 nats/ind⁻¹) para uma densidade total de 2 600 ind/ha (Tabela 5). Apesar de não apresentar nenhuma família exclusiva, o número de espécies exclusivas (7) é significativo em relação aos demais subambientes, com destaque para o *Combretum lanceolatum* Pohl., ou remela de macaco, o *Mouriri surinamensis* Aubl., ou creoli, e uma espécie totalmente desconhecida, ao nível de espécie e de família, localmente conhecida como maçã de macaco. O número de espécies por família é um dos mais baixos (Tabela 4).

As espécies mais representativas deste subambiente por número de indivíduos (percentagem entre parêntesis), densidade e freqüência relativas, bem como para os índices de valor de importância (IVI) e valor de cobertura (IVC) são: *Combretum lanceolatum* Pohl., ou remela de macaco (47,70%), *Copernicia prunifera* (Mill.) H.E.Moore., ou carnaúba (19,62%), *Mouriri surinamensis* Aubl., ou creoli (6,92%), uma espécie desconhecida (6,92%), *Helicteres heptandra* L.B.Sm., ou sacatrapo (3,85%), *Chomelia obtusa* Cham. & Schlttdt., ou pustemeira (3,08%), *Celastrus maytenus* Willd., (2,69%), *Tocoyena sellowiana* (Cham. & Schlttdt) K.Schum., ou jenipapinho (1,92%), *Triplaris surinamensis* Cham., ou pajeú (0,77%) e *Cereus jamacaru* DC., ou mandacaru (1,92%), respondendo por 95,38% do total de espécies presentes na área (Tabela 17).

A similaridade florística, segundo Jaccard (Tabela 4), apresenta os mais baixos valores em relação aos demais subambiente. Mesmo configurando-se como o subambiente mais específico e com características muito particulares, apresenta uma maior similaridade com o subambiente 1 (37,0%) e a menor é estabelecida como o subambiente 7 (15,7%).

Tabela 17 - Espécies e seus principais parâmetros fitossociológicos para o subambiente 4 (N.Ind: número de indivíduos; DA: densidade absoluta; DR: densidade relativa; DoA: dominância absoluta; DoR: dominância relativa; FA: frequência absoluta; FR: frequência relativa; IVI: índice de valor de importância; IVC: índice de valor de cobertura).

Espécies – Subambiente 4	N. Ind.	DA ind./ha	DR %	DoA m3/ha	DoR %	FA %	FR %	IVI	IVC
<i>Combretum lanceolatum</i>	124	1240,00	47,69	68,71	45,91	100,00	31,00	98,87	93,60
<i>Copernicia prunifera</i>	51	510,00	19,62	44,36	29,64	100,00	12,75	54,52	49,25
<i>Mouriri surinamensis</i>	18	180,00	6,92	26,56	17,75	100,00	4,50	29,94	24,67
<i>Desconhecida 1</i>	18	180,00	6,92	1,52	1,02	100,00	4,50	13,2	7,94
<i>Helicteris heptandra</i>	10	100,00	3,85	0,76	0,51	100,00	2,50	9,62	4,36
<i>Chomelia obtusa</i>	8	80,00	3,08	1,45	0,97	100,00	2,00	9,31	4,05
<i>Celastrus maytenus</i>	7	70,00	2,69	1,49	1,00	100,00	1,75	8,96	3,69
<i>Tocoyena sellowiana</i>	5	50,00	1,92	0,59	0,39	100,00	1,25	7,58	2,32
<i>Triplaris surinamensis</i>	2	20,00	0,77	2,06	1,38	100,00	0,5	7,41	2,15
<i>Cereus jamacaru</i>	5	50,00	1,92	0,28	0,19	100,00	1,25	7,38	2,11
<i>Desconhecida 2</i>	3	30,00	1,15	0,24	0,16	100,00	0,75	6,58	1,31
<i>Desconhecida 3</i>	2	20,00	0,77	0,46	0,31	100,00	0,50	6,34	1,08
<i>Aspidosperma pyriforme</i>	1	10,00	0,38	0,48	0,32	100,00	0,25	5,97	0,71
<i>Martiodendron mediterraneum</i>	1	10,00	0,38	0,32	0,22	100,00	1,25	5,87	0,60
<i>Luetzelburgia auriculata</i>	1	10,00	0,38	0,12	0,09	100,00	0,25	5,73	0,47
<i>Astrocaryum vulgare</i>	1	10,00	0,38	0,10	0,07	100,00	0,25	5,72	0,46
<i>Anadenanthera colubrina</i>	1	10,00	0,38	0,05	0,04	100,00	0,25	5,69	0,42
<i>Tabebuia serratifolia</i>	1	10,00	0,38	0,03	0,02	100,00	0,25	5,67	0,41
<i>Andira sp</i>	1	10,00	0,38	0,007	0,01	100,00	0,25	5,65	0,39

Tabela 18 - Famílias e seus principais parâmetros fitossociológicos para o subambiente 4 (N.Ind: número de indivíduos; DA: densidade absoluta; DR: densidade relativa; DoA: dominância absoluta; DoR: dominância relativa; FA: frequência absoluta; FR: frequência relativa; IVI: índice de valor de importância; IVC: índice de valor de cobertura).

Famílias Subambiente 4	N Ind.	N spp	DA ind./ha	DR %	DoA m ² /ha	DoR %	FA %	FR %	IVI %	IVC %
Combretaceae	124	1	1240.0	47.69	68.71	45.91	100.0	31.00	33.42	46.80
Arecaceae	52	2	520.0	20.00	44.46	29.71	100.0	13.00	18.64	24.63
Melastomataceae	18	1	180.0	6.92	26.56	17.75	100.0	4.50	10.45	12.34
Desconhecida 1	18	1	180.0	6.92	1.52	1.02	100.0	4.50	4.87	3.97
Rubiaceae	13	2	130.0	5.00	2.04	1.37	100.0	3.25	4.34	3.18
Sterculiaceae	10	1	100.0	3.85	0.76	0.51	100.0	2.50	3.68	2.18
Celastraceae	7	1	70.0	2.69	1.49	1.00	100.0	1.75	3.45	1.85
Poligalaceae	2	1	20.0	0.77	2.06	1.38	100.0	0.50	2.94	1.07
Cactaceae	5	1	50.0	1.92	0.28	0.19	100.0	1.25	2.93	1.06
Bignoniaceae	4	2	40.0	1.54	0.27	0.18	100.0	1.00	2.80	0.86
Lithraceae	2	1	20.0	0.77	0.46	0.31	100.0	0.50	2.66	0.66
Fabaceae	2	2	20.0	0.77	0.13	0.09	100.0	0.50	2.58	0.54
Apocynaceae	1	1	10.0	0.38	0.48	0.32	100.0	0.25	2.46	0.35
Caesalpiniaceae	1	1	10.0	0.38	0.32	0.22	100.0	0.25	2.42	0.30
Mimosaceae	1	1	10.0	0.38	0.05	0.04	100.0	0.25	2.36	0.21

As famílias Combretaceae (47,69%), Arecaceae (20,00%), Melastomataceae (6,92%), Desconhecida 1 (6,92%), Rubiaceae (5,00%), Sterculiaceae (3,84%), Celastraceae (2,69%), Poligalaceae (0,77%), Cactaceae (1,92%) e Bignoniaceae (1,54%) são aquelas de maior representatividade na área (Tabela 18), por número de indivíduos (percentagem entre parênteses), densidade e frequência relativas e índices do valor de importância (IVI) e de valor de cobertura (IVC). O número de espécies por família é o mais baixo entre todos os subambientes, com no máximo duas espécies por família (Tabelas 4 e 31).

GEOAMBIENTE 2. Ambiente de transição, ou SUBAMBIENTE 5, situando-se entre as áreas de ocorrência dos Geoambientes 1 e 3, com forte presença de concreções ferruginosas e canga laterítica, distribuindo-se, de modo predominante, pelas classes dos Neossolos Litólicos e Plintossolos Pétricos Concrecionários.

Na compartimentação geoambiental da área de pesquisa, o Geoambiente 2 ou de Transição apresenta um único subambiente – Subambiente 5 – cuja característica principal, e que o diferencia dos demais, relaciona-se à sua instalação em zonas intermediárias entre os geoambientes alagável e seco. A topografia das áreas de ocorrência corresponde àquela onde o terreno apresenta modificações na declividade, fato este observado sempre nas zonas de transição ou de passagem gradativa entre o Geoambiente 3 Seco, típico das áreas mais elevadas, e o Geoambiente 1 Alagável, característico das áreas deprimidas. São áreas onde o relevo se apresenta suavemente ondulado, correspondendo à faixa entre o final dos solos mal drenados e úmidos e o início daqueles com boa drenagem e seco restrito às zonas com os maiores valores de altitude.

Ao corresponder a uma faixa de oscilação da umidade do solo e por apresentar-se às margens das principais depressões periodicamente alagáveis e inundáveis, as condições físico-químicas às quais o substrato rochoso fica submetido durante grande parte do ano são adequadas para a formação de depósitos de concreções ferruginosas e de canga ou couraça laterítica arenosa ou cascalhenta. O solo apresenta uma camada superficial arenosa seguida de camadas profundas de uma mistura de areia e canga laterítica. Localmente as concreções ferruginosas afloram na forma de um conglomerado com seixos ou concreções de sílica de até 20 cm de diâmetro, cimentados por material hematíticos. Nas áreas onde o teor em areia é significativo, desenvolve-

se uma vegetação de mata com muito cipó sobre áreas de microrrelevos nucleados por formigueiros de térmitas (cupinzeiros) e onde a crosta laterítica posiciona-se de modo mais profundo.

Numa das trincheiras abertas para coleta de solos foi possível observar, do topo para a base, uma camada de areia fina escura com cerca de 20 cm de espessura, sobreposta a uma outra com presença de petroplintita ou canga, com 15 cm a 20 cm de espessura, tendo por base uma camada de canga laterítica de cerca de 20 cm. Em outros sítios este perfil ocorre com uma camada de argila intercalada entre a camada arenosa e a laterítica.

Como são áreas que se posicionam às margens de zonas alagadas ou de alguma linha d'água, ou seja, acima da cota de máxima inundação, apresentam uma certo teor em água no solo o que possibilita a presença de uma vegetação bem desenvolvida com indivíduos que chegam a uma altura de 15 m, significativa para a área, em capões ou manchas que atingem, também aqui, as maiores dimensões. Segundo a composição granulométrica ou textural, os solos analisados foram enquadrados nas classes de Areia franca, Franco arenoso, Franco e Franco silicoso. O pH apresentou valores entre 3,4 a 6,5. Para os sítios onde o pH assume estes valores mais elevados, os íons de hidrogênio são responsáveis por mais de 60% da capacidade das bases permutáveis. O teor em Al^{3+} é baixo, exceto nos locais onde o pH e o cátion H^+ são também elevados. Os demais cátions Na^+ , K^+ , Mg^{2+} e Ca^{2+} estão presentes em teores relativamente baixos (Tabela 19).

Os dados florísticos e fitossociológicos para este geoambiente têm como suporte o levantamento de 624 indivíduos representando 41 espécies, distribuídos por 25 famílias, e uma densidade total de 6 240 ind/ha. O índice de diversidade de Shannon (H') foi de 2 506 nats/ind⁻¹ (Tabela 4). A sua maior similaridade, segundo índice de Jaccard (Tabela 5), ocorre quando comparado com o Subambiente 7 (57,1%) e a menor com o Subambiente 4 (16,3%). A flora está representada por um número considerável de espécies, sendo as mais significativas, listadas em ordem decrescente de percentagem, aquelas que apresentam os maiores valores para alguns parâmetros, como por exemplo o número de indivíduos (percentagem representada entre parênteses), densidade e frequência relativas, índices de valor de importância (IVI) e de valor de cobertura (IVC): *Combretum leprosum* Mart., ou mufumbo-branco (28,85%), *Combretum duarteanum* Cambess., ou rama-branca (12,50%), *Luetzelburgia auriculata* Ducke., ou pau mocó

(13,94%), *Croton campestris* L., ou marmeleiro (7,37%), *Bauhinia pulchella* Benth., ou mororó de bode (6,73%), *Tabebuia serratifolia* (Vahl.) Nich., ou pau d'arco amarelo (0,64%), *Mimosa caesalpinifolia* Benth., ou unha de gato (4,49%), *Pilosocereus gounellei* (F.A.Weber) Byles & Rowley., ou xique-xique (4,49%), *Hymenaea courbaril* L., ou jatobá-da-mata (0,48%) e *Astrocaryum vulgare* Mart., ou tucum (3,05%). As dez espécies listadas representam 82,53% do total de indivíduos levantados. Das 41 espécies identificadas, três são exclusivas deste subambiente (Tabela 20).

Tabela 19 – Valores médios para algumas variáveis das análises físicas e químicas de solos do subambiente 5.

Características	Profundidade dos Horizontes (cm)		
	0 - 20	20 - 50	>50
Textura do solo	Areia franca	Franco silicoso	Franco silicoso
Umidade (%)	15	15	17
PH	5.2	5.4	5.4
Ca ²⁺ (cmol/Kg)	0.2	0.2	0.2
Mg ²⁺ (cmol/Kg)	0.3	0.3	0.3
K ⁺ (cmol/Kg)	0.07	0.10	0.20
Na ⁺ (cmol/Kg)	0.64	0.13	1.15
Soma cátions trocáveis (S) (cmol/Kg)	1.0	0.9	1.2
Al ³⁺ (cmol/Kg)	0.3	0.7	0.9
H ⁺ (cmol/Kg)	2.3	5.8	5.7
Capacidade de troca catiônica (T) (cmol/Kg)	5.7	7.8	7.2
Saturação de bases (V) (cmol/Kg)	35	12	8
Saturação em Al ³⁺ (%)	13	14	60
Matéria orgânica (C) (g/Kg)	1.8	1.62	1.2
Saturação em Na ⁺ (%)	10	8	59

As famílias mais bem representadas na área são (Tabela 21): Combretaceae (41,51%), Fabaceae (14,26%), Caesalpinaceae (9,30%), Euphorbiaceae (7,37%), Cactaceae (6,73%), Mimosaceae (4,49%), Arecaceae (3,05%), Sterculiaceae (3,37%) e Dilleniaceae (1,60%). Para este geoambiente algumas famílias ocorrem com um número expressivo de espécies (Tabelas 4 e 31), merecendo destaque a Caesalpinaceae (6), Bignoniaceae (5), Apocynaceae (3) e Combretaceae (3). Ainda como dado interessante, é neste subambiente que algumas famílias de boa distribuição na área de pesquisa acham-se ausentes, como Anacardiaceae, Asclepiadaceae, Celastraceae, Lauraceae, Leguminosae, Ochnaceae, Poligalaceae, Rhamnaceae e Cecropiaceae.

Tabela 20 - Espécies e seus principais parâmetros fitossociológicos para o subambiente 5 (N.Ind: número de indivíduos; DA: densidade absoluta; DR: densidade relativa; DoA: dominância absoluta; DoR: dominância relativa; FA: frequência absoluta; FR: frequência relativa; IVI: índice de valor de importância; IVC: índice de valor de cobertura).

Espécies – Subambiente 5	N. Ind.	DA ind./ha	DR %	DoA m ³ /ha	DoR %	FA %	FR %	IVI	IVC
<i>Combretum leprosum</i>	180	1800,00	28,85	92,07	40,8	100,00	45,00	72,08	69,64
<i>Combretum duarteanum</i>	78	780,00	12,50	35,06	15,53	100,00	19,5	30,47	28,03
<i>Luetzelburgia auriculata</i>	87	870,00	13,94	31,06	13,37	100,00	21,75	30,15	27,71
<i>Croton campestris</i>	46	460,00	7,37	5,21	2,31	100,00	11,5	12,12	9,68
<i>Bauhinia pulchella</i>	42	420,00	6,73	4,71	7,25	100,00	10,5	1126	8,82
<i>Tabebuia serratifolia</i>	4	40,00	0,64	16,35	7,25	100,00	1,00	10,33	7,89
<i>Mimosa caesalpinifolia</i>	28	280,00	4,49	6,98	3,09	100,00	7,00	10,02	7,58
<i>Pilosocereus gournellei</i>	28	280,00	4,49	3,37	1,49	100,00	7,00	8,42	5,98
<i>Hymenaea courbaril</i>	3	30,00	0,48	10,78	4,78	100,00	0,75	7,70	5,26
<i>Astrocaryum vulgare</i>	19	190,00	3,04	3,40	1,51	100,00	4,75	6,99	4,55
<i>Helicteris heptandra</i>	21	210,00	3,37	1,02	0,45	100,00	5,25	6,26	3,82
<i>Curatella americana</i>	10	100,00	1,60	3,70	1,64	100,00	2,50	5,68	3,24
<i>Cereus jamacaru</i>	14	140,00	2,24	1,49	0,66	100,00	3,50	5,35	2,91
<i>Arrabidaea brachypoda</i>	11	110,00	1,76	1,06	0,47	100,00	2,75	4,68	2,24
<i>Senna acuruensis</i>	10	100,00	1,60	1,09	0,49	100,00	2,50	4,53	2,09
<i>Arrabidaea cf. dispar</i>	7	70,00	1,12	0,67	0,30	100,00	1,75	3,86	1,42
<i>Guettarda virbunoides</i>	5	50,00	0,80	0,68	0,31	100,00	1,25	3,55	1,11
<i>Vitex cymosa</i>	1	10,0	0,16	0,79	0,79	100,00	0,25	3,39	0,95
<i>Andira sp</i>	2	20,0	0,32	1,11	0,49	100,00	0,50	3,25	0,81
<i>Magonia pubescens</i>	1	10,0	0,16	1,20	0,53	100,00	0,25	3,13	0,69
<i>Aspidosperma subincanum</i>	2	20,0	0,32	0,37	0,17	100,00	0,50	2,93	0,49
<i>Aspidosperma multiflorum</i>	2	20,0	0,32	0,24	0,11	100,00	0,50	2,87	0,43
<i>Desconhec 2 Lithraceae</i>	2	20,0	0,32	0,20	0,09	100,00	0,50	2,85	0,41
<i>Aspidosperma pyriformium</i>	2	20,0	0,32	0,19	0,09	100,00	0,50	2,85	0,41
<i>Tabebuia sp</i>	2	20,0	0,32	0,18	0,08	100,00	0,50	2,84	0,40

<i>Casearia ulmifolia</i>	2	20.0	0,32	0,16	0,07	100,00	0,50	2,83	0,39
<i>Buchenavia capitata</i>	1	10.0	0,16	0,36	0,16	100,00	0,25	2,76	0,32
<i>Simarouba versicolor</i>	1	10.0	0,16	0,30	0,14	100,00	0,25	2,73	0,30
<i>Desconh 3 Ceasalpiniaceae</i>	1	10.0	0,16	0,23	0,10	100,00	0,25	2,70	0,26
<i>Agonandra brasiliensis</i>	1	10.0	0,16	0,19	0,09	100,00	0,25	2,69	0,25
<i>Desconhec 1 Myrtaceae</i>	1	10.0	0,16	0,07	0,03	100,00	0,25	2,63	0,19
<i>Byrsonima sp</i>	1	10.0	0,16	0,06	0,03	100,00	0,25	2,63	0,19
<i>Copaifera coriaceae</i>	1	10.0	0,16	0,04	0,02	100,00	0,25	2,62	0,18
<i>Banisteriopsis sp</i>	1	10.0	0,16	0,02	0,01	100,00	0,25	2,61	0,17
<i>Anona sp</i>	1	10.0	0,16	0,02	0,01	100,00	0,25	2,61	0,17
<i>Ximenia americana</i>	1	10.0	0,16	0,02	0,01	100,00	0,25	2,61	0,17
<i>Caesalpinia ferrea</i>	1	10.0	0,16	0,01	0,01	100,00	0,25	2,61	0,17
<i>Cochlospermum cf. vitifolium</i>	1	10.0	0,16	0,01	0,01	100,00	0,25	2,60	0,17
<i>Qualea parviflora</i>	1	10.0	0,16	0,01	0,01	100,00	0,25	2,60	0,17
<i>Ephedranthus pisocarpus</i>	1	10.0	0,16	0,01	0,01	100,00	0,25	2,60	0,17
<i>Cordia rufescens</i>	1	10.0	0,16	0,007	0,00	100,00	0,25	2,60	0,16

Continuação da Tabela 20

Tabela 21 - Famílias e seus principais parâmetros fitossociológicos para o subambiente 5 (N.Ind: número de indivíduos; DA: densidade absoluta; DR: densidade relativa; DoA: dominância absoluta; DoR: dominância relativa; FA: frequência absoluta; FR: frequência relativa; IVI: índice de valor de importância; IVC: índice de valor de cobertura).

Famílias - Subambiente 5	N Ind.	N spp	DA ind./ha	DR %	DoA m ² /ha	DoR %	FA %	FR %	IVI %	IVC %
Combretaceae	259	3	2590.0	41.51	127.50	56.49	100.0	64.75	34.00	49.00
Fabaceae	89	2	890.0	14.26	32.18	14.26	100.0	22.25	10.84	14.26
Caesalpiniaceae	58	6	580.0	9.29	16.89	7.49	100.0	14.50	6.93	8.39
Bignoniaceae	25	5	250.0	4.01	18.31	8.11	100.0	6.25	5.37	6.06
Euphorbiaceae	46	1	460.0	7.37	5.21	2.31	100.0	11.50	4.56	4.84
Cactaceae	42	2	420.0	6.73	4.86	2.16	100.0	10.50	4.30	4.44
Mimosaceae	28	1	280.0	4.49	6.98	3.09	100.0	7.00	3.86	3.79
Arecaceae	19	1	190.0	3.04	3.407	1.51	100.0	4.75	2.85	2.28
Sterculiaceae	21	1	210.0	3.37	1.02	0.45	100.0	5.25	2.61	1.91
Dilleniaceae	10	1	100.0	1.60	3.70	1.64	100.0	2.50	2.41	1.62
Apocynaceae	6	3	60.0	0.96	0.81	0.36	100.0	1.50	1.77	0.66
Rubiaceae	5	1	50.0	0.80	0.68	0.31	100.0	1.25	1.70	0.55
Verbenaceae	1	1	10.0	0.16	1.79	0.79	100.0	0.25	1.65	0.48
Sapindaceae	1	1	10.0	0.16	1.20	0.53	100.0	0.25	1.56	0.35
Flacourtiaceae	3	2	30.0	0.16	0.17	0.08	100.0	0.75	1.52	0.28
Lithraceae	2	1	20.0	0.16	0.20	0.09	100.0	0.50	1.47	0.21
Simaroubaceae	1	1	10.0	0.16	0.30	0.14	100.0	0.25	1.43	0.15
Opiliaceae	1	1	10.0	0.16	0.19	0.09	100.0	0.25	1.42	0.12
Myrtaceae	1	1	10.0	0.16	0.07	0.03	100.0	0.25	1.40	0.10
Malpighiaceae	1	1	10.0	0.16	0.06	0.03	100.0	0.25	1.40	0.09
Annonaceae	1	1	10.0	0.16	0.02	0.01	100.0	0.25	1.39	0.09
Olacaceae	1	1	10.0	0.16	0.02	0.01	100.0	0.25	1.39	0.09
Bixaceae	1	1	10.0	0.16	0.01	0.01	100.0	0.25	1.39	0.08
Vochysiaceae	1	1	10.0	0.16	0.01	0.01	100.0	0.25	1.39	0.08
Boraginaceae	1	1	10.0	0.16	0.00	0.00	100.0	0.25	1.39	0.08

GEOAMBIENTE 3. Ambiente Seco, bem drenado, intemperismo incipiente, caracterizando-se por freqüente exposição do substrato rochoso (arenitos Longá e Poti) em áreas mais elevadas, de relevo mais acidentado onde predominam solos da classe dos Neossolos Litólicos. A este geoambiente estão associados três (3) subambientes, descritos a seguir.

Os subambientes deste geoambiente caracterizam-se por apresentarem uma boa drenagem e posicionarem-se em sítios com os valores mais elevados para a altitude, quando comparados com os demais subambientes, valores estes que oscilam entre os 130m e 200m. Com base nestes valores para a altitude e as características geológicas e pedológicas, foi possível identificar três subambientes, descritos e caracterizados a seguir.

- SUBAMBIENTE 6. Ambiente seco com presença das concreções ferruginosas (pedra de jacaré na denominação local) e blocos de sílica na forma de um conglomerado.

Este subambiente ocorre com concreções e seixos de sílica e exposição das concreções ferralíticas ou lateríticas (pedra de jacaré, na denominação local). A vegetação é do tipo arbórea com alturas variando de 0,80 m a 18,0 m, sem estrato herbáceo, não associada a cursos d'água e com uma presença significativa e caracterizante de cipós.

As parcelas levantadas neste subambiente estão localizadas a uma altitude que varia entre 130 m e 150 m. O substrato constitui-se de concreções lateríticas, de profundidade não superior aos 50 cm, com baixo intemperismo e exposição localizada de camadas ou lajes do arenito silicificado ou quartzítico, bastante fraturado, da Formação Longá.

A vegetação apresenta-se com uma forma exuberante, com fisionomia de mata seca onde alguns indivíduos atingem uma altura superior aos 18 m e onde foi observada o mais alto valor para a densidade total (13 340 ind/ha). A estas áreas estão relacionados uma boa disponibilidade de nutrientes, com valores mais elevados para cátions trocáveis de Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ e H^+ e baixos teores em Al^{3+} (Tabela 22). As áreas que constituem os entornos destas manchas ou capões apresentam-se recobertas por uma camada contínua e densa de canga ou couraça laterítica, o que impede o desenvolvimento de qualquer vegetação, mesmo as herbáceas. No

interior destas manchas o clima adquire características locais, com aumento no teor de água, comportando-se como um microclima. A estas áreas associam-se, também, uma maior presença de serapilheira, constituindo uma camada de manta morta reciclável e fonte de nutrientes para que a vegetação possa desenvolver-se e crescer assumindo características e feições próprias.

Tabela 22 – Valores médios para algumas variáveis das análises físicas e químicas de solos do subambiente 6.

Características	Profundidade dos Horizontes (cm)		
	0 - 20	20 - 50	>50
Textura do solo	Areia franca	Franco arenoso	F. argilo-arenoso
Umidade (%)	14	15	17
PH	5.6	5.6	5.2
Ca ²⁺ (cmol/Kg)	0.6	0.5	0.5
Mg ²⁺ (cmol/Kg)	0.7	0.5	0.5
K ⁺ (cmol/Kg)	0.2	0.14	0.09
Na ⁺ (cmol/Kg)	0.05	0.05	0.04
Soma cátions trocáveis (S) (cmol/Kg)	1.2	0.9	0.7
Al ³⁺ (cmol/Kg)	-	0.3	-
H ⁺ (cmol/Kg)	0.7	0.5	0.4
Capacidade de troca catiônica (T) (cmol/Kg)	7.0	4.5	1.1
Saturação de bases (V) (cmol/Kg)	64	45	42
Saturação em Al ³⁺ (%)	-	8	-
Matéria orgânica (C) (g/Kg)	19.80	4.90	3.90
Saturação em Na ⁺ (%)	4	2	3

Todas estas características contribuem para que este subambiente apresente o maior número de espécies por unidade mapeada (56), distribuídas por um maior número de famílias (26). Foi observado neste ambiente, a ocorrência do maior número de espécies exclusivas (12) como também o de famílias (3). A riqueza e diversidade florística deste meio (Tabela 4), está traduzida nos maiores valores para a área basal (1 007,56 m²/ha), número de espécies por hectare (140) e número de espécies por família (2,15).

As espécies mais bem adaptadas a este ambiente, em ordem decrescente dos valores percentuais por número de indivíduos (valor entre parênteses), densidade e frequência relativas, índices de valor de importância (IVI) e de valor de cobertura (IVC) são as listadas a seguir: *Aspidosperma subincanum* Mart. ou piquiá da casca fina (23,76%), *Helicteres heptandra* L.B.Sm., ou sacatrapo (17,24%), *Hymenaea courbaril* L., ou jatobá-da-mata (1,50%), *Tabebuia impetiginosa* (Mart. ex DC.) Standl., ou pau d'arco roxo (0,75%), *Combretum leprosum* Mart.,

ou mufumbo-branco (11,40%), *Qualea parviflora* Mart., ou pau terra da folha miúda (6,97%), *Arrabidaea brachypoda* (DC.) Bureau., ou bugi da folha mole (5,62%), *Amburana cearensis* (Allemão) A.C.Sm., ou imburana de cheiro (2,10%), *Guettarda virbunoides* Cham. et Schlttdt., ou angélica (2,77%) e *Combretum duarteanum* Cambess., ou rama-branca (2,70%), representando 74,82% do total de indivíduos levantados (Tabela 23).

Das 25 famílias presentes na área, as mais importantes em função do número de indivíduos (percentagem entre parênteses), densidade e frequência relativas, índices de valor de importância (IVI) e de valor de cobertura (IVC), em ordem decrescente de percentual, são (Tabela 24): Apocynaceae (26,54%), Bignoniaceae (8,40%), Caesalpiniaceae (14,39%), Sterculiaceae (17,32%), Vochysiaceae (7,20%), Fabaceae (4,12%), Rubiaceae (3,45%), Euphorbiaceae (3,07%) e Sapindaceae (0,50%). Das doze famílias exclusivas, três merecem destaque por fazerem-se presentes através de uma única espécie: Bombacaceae (*Pseudobombax* sp ou imbiratanha), Moraceae (*Brosimum gaudichaudii* Trécul. ou inharé) e Rhamnaceae (*Ziziphus cotinifolia* Reissek ou juazeiro). O número de espécies por família é bem significativo, onde as família Bignoniaceae acha-se representada através de sete (7) espécies, Bixaceae por seis (6) espécies, as famílias Apocynaceae, Caesalpiniaceae e Combretaceae por cinco (5) espécies cada uma, Fabaceae com quatro (4) espécies, Rubiaceae e Vochysiaceae com três (3) espécies cada (Tabelas 4 e 31).

A maior similaridade, segundo índice de Jaccard é estabelecida com o Subambiente 7 (57,1%) e a menor com o Subambiente 4 (17,3%).

Tabela 23 – Espécies e seus principais parâmetros fitossociológicos para o subambiente 6 (N.Ind: número de indivíduos; DA: densidade absoluta; DR: densidade relativa; DoA: dominância absoluta; DoR: dominância relativa; FA: frequência absoluta; FR: frequência relativa; IVI: índice de valor de importância; IVC: índice de valor de cobertura).

Espécies-Subambiente 6	N. Ind.	DA ind./ha	DR %	DoA m ³ /ha	DoR %	FA %	FR %	IVI	IVC
<i>Aspidosperma subincanum</i>	317	3.170,00	23,76	136,38	13,54	100,0	79,25	39,09	37,3
<i>Helicteris heptandra</i>	230	2.300,00	17,24	51,19	5,08	100,0	57,5	24,11	23,32
<i>Hymenaea courbaril</i>	20	200,00	1,50	166,97	16,57	100,0	5	19,86	18,07
<i>Tabebuia impetiginosa</i>	10	100,00	0,75	159,72	15,85	100,0	2,5	18,39	16,6
<i>Combretum leprosum</i>	152	1.520,00	11,39	50,01	4,96	100,0	38	18,14	16,36
<i>Qualea parviflora</i>	93	930,00	6,97	60,85	6,04	100,0	23,25	14,8	13,01
<i>Arrabidaea brachypoda</i>	75	750,00	5,62	54,38	5,40	100,0	18,75	12,81	11,02
<i>Amburana cearensis</i>	28	280,00	2,10	59,51	5,91	100,0	7	9,79	8,01
<i>Guettarda virbunoides</i>	37	370,00	2,77	50,74	5,04	100,0	9,25	9,6	7,81
<i>Combretum duarteanum</i>	36	360,00	2,70	45,96	4,56	100,0	9,00	9,05	7,26
<i>Caesalpinia bracteosa</i>	59	590,00	4,42	20,63	2,05	100,0	14,75	8,26	6,47
<i>Croton campestris</i>	41	410,00	3,07	19,88	1,97	100,0	10,25	6,23	5,05
<i>Magonia pubescens</i>	6	60,00	0,45	37,99	3,77	100,0	1,50	6,01	4,22
<i>Aspidosperma pyriformium</i>	25	250,00	1,87	6,62	0,66	100,0	6,25	4,32	2,53
<i>Aspidosperma cuspa</i>	23	230,00	1,72	6,78	0,67	100,0	5,75	4,18	2,40
<i>Luetzelburgia auriculata</i>	19	190,00	1,42	4,42	0,44	100,0	4,75	3,65	1,86
<i>Caesalpinia ferrea</i>	10	100,00	0,75	8,54	0,85	100,0	2,50	3,38	1,60
<i>Ximения americana</i>	10	100,00	0,75	7,18	0,71	100,0	2,50	3,25	1,46
<i>Tabebuia serratifolia</i>	9	90,00	0,67	6,30	0,63	100,0	2,25	3,09	1,30
<i>Bauhinia pulchella</i>	11	110,00	0,82	4,51	0,45	100,0	2,75	3,06	1,27
<i>Anacardium occidentale</i>	6	60,00	0,45	8,26	0,82	100,0	1,50	3,06	1,27
<i>Myracrodruon urundeuva</i>	4	40,00	0,30	7,87	0,78	100,0	1,00	2,87	1,08
<i>Mimosa caesalpinifolia</i>	9	90,00	0,67	3,08	0,31	100,0	2,25	2,77	0,98
<i>Aspidosperma multiflorum</i>	11	110,00	0,82	1,32	0,13	100,0	2,75	2,74	0,96
<i>Celastrus mayenus</i>	10	100,00	0,75	0,62	0,06	100,0	2,50	2,6	0,81
<i>Desconhec 2 Bignoniaceae</i>	8	80,00	0,60	0,40	0,04	100,0	2,00	2,43	0,64

<i>Machaerium acutifolium</i>									
<i>Arrabidaea cf. dispar</i>	6	60,00	0,45	1,90	0,12	100,0	1,50	2,46	0,67
<i>Cereus jamacaru</i>	7	70,00	0,52	0,35	0,04	100,0	1,75	2,35	0,56
<i>Chomelia obtusa</i>	7	70,00	0,52	0,31	0,03	100,0	1,75	2,34	0,56
<i>Curatella americana</i>	2	20,00	0,15	3,96	0,39	100,0	0,50	2,33	0,54
<i>Casearia ulmifolia</i>	5	50,00	0,37	0,71	0,07	100,0	1,25	2,23	0,45
<i>Spondias sp</i>	2	20,00	0,15	2,94	0,29	100,0	0,50	2,23	0,44
<i>Ziziphus cotiniifolia</i>	2	20,00	0,15	2,77	0,28	100,0	0,50	2,21	0,43
<i>Cochlospermum cf. vitifolium</i>	4	40,00	0,30	1,15	0,11	100,0	1,00	2,2	0,41
<i>Brosimum gaudichaudii</i>	4	40,00	0,30	0,81	0,08	100,0	1,00	2,17	0,38
<i>Oualea grandiflora</i>	2	20,00	0,15	1,83	0,18	100,0	0,50	2,12	0,33
<i>Pseudobombax sp</i>	3	30,00	0,22	0,62	0,06	100,0	0,75	2,07	0,29
<i>Buchenavia capitata</i>	3	30,00	0,22	0,46	0,05	100,0	0,75	2,06	0,27
<i>Ephedranthus pisocarpus</i>	2	20,00	0,15	1,09	0,11	100,0	0,50	2,04	0,26
<i>Jacaranda sp</i>	2	20,00	0,15	0,82	0,08	100,0	0,50	2,02	0,23
<i>Desconhecida 3</i>	1	10,00	0,07	1,55	0,15	100,0	0,25	2,02	0,23
<i>Martiodendron mediterranium</i>	1	10,00	0,07	1,30	0,13	100,0	0,25	1,99	0,20
<i>Desconhec 1 Rubiaceae</i>	2	20,00	0,15	0,43	0,04	100,0	0,50	1,98	0,19
<i>Vitex cymosa</i>	1	10,00	0,07	0,91	0,09	100,0	0,25	1,95	0,17
<i>Andira sp</i>	2	20,00	0,15	0,08	0,01	100,0	0,50	1,94	0,16
<i>Cordia rufescens</i>	2	20,00	0,15	0,03	0,00	100,0	0,50	1,94	0,15
<i>Tabebuia caraiba</i>	1	10,00	0,07	0,67	0,07	100,0	0,25	1,93	0,14
<i>Salvertia convallariaeodora</i>	1	10,00	0,07	0,25	0,03	100,0	0,25	1,89	0,10
<i>Psidium mysinites</i>	1	10,00	0,07	0,24	0,02	100,0	0,25	1,89	0,10
<i>Anadenanthera colubrina</i>	1	10,00	0,07	0,22	0,07	100,0	0,25	0,07	0,10
<i>Combretum mellifluum</i>	1	10,00	0,07	0,19	0,07	100,0	0,25	0,07	0,10
<i>Tabernaemontana histrix</i>	1	10,00	0,07	0,12	0,07	100,0	0,25	0,07	0,10
<i>Mimosa opthalmocentra</i>	1	10,00	0,07	0,11	0,07	100,0	0,25	0,07	0,10
<i>Tabebuia sp</i>	1	10,00	0,07	0,10	0,07	100,0	0,25	0,07	0,10
<i>Guazuma sp</i>	1	10,00	0,07	0,04	0,07	100,0	0,25	0,07	0,10

Continuação da Tabela 17

Tabela 24 - Famílias e seus principais parâmetros fitossociológicos para o subambiente 6 (N.Ind: número de indivíduos; N.spp: número de espécies; DA: densidade absoluta; DR: densidade relativa; DoA: dominância absoluta; DoR: dominância relativa; FA: frequência absoluta; FR: frequência relativa; IVI: índice de valor de importância; IVC: índice de valor de cobertura).

Famílias - Subambiente 6	N Ind.	N spp	DA ind./ha	DR %	DoA m ² /ha	DoR %	FA %	FR %	IVI %	IVC %
Apocynaceae	354	4	3540.0	26.54	144.46	14.34	100.0	88.50	14.91	20.44
Bignoniaceae	112	8	1120.0	8.40	223.62	22.19	100.0	28.00	11.48	15.30
Caesalpinaceae	125	7	1250.0	9.37	208.98	20.74	100.0	32.25	11.32	15.06
Combretaceae	192	4	1920.0	14.39	96.63	9.54	100.0	48.00	9.28	11.99
Sterculiaceae	231	2	2310.0	17.32	51.24	5.09	100.0	57.75	8.75	11.20
Vochysiaceae	96	3	960.0	7.20	62.95	6.25	100.0	24.00	5.76	6.72
Fabaceae	55	4	550.0	4.12	65.92	6.54	100.0	13.75	4.84	5.33
Rubiaceae	46	3	460.0	3.45	51.49	5.11	100.0	11.50	4.14	4.28
Euphorbiaceae	41	1	410.0	3.07	19.88	1.97	100.0	10.25	2.96	2.52
Sapindaceae	6	1	60.0	0.45	37.99	3.77	100.0	1.50	2.69	2.11
Anacardiaceae	12	3	120.0	0.90	19.08	1.89	100.0	3.00	2.21	1.40
Olaceae	10	1	100.0	0.75	7.18	0.71	100.0	2.50	1.77	0.73
Mimosaceae	10	2	100.0	0.75	3.19	0.32	100.0	2.50	1.64	0.53
Celastraceae	10	1	100.0	0.75	0.62	0.06	100.0	2.50	1.55	0.41
Cactaceae	7	1	70.0	0.52	0.35	0.04	100.0	1.75	1.47	0.28
Dilleniaceae	2	1	20.0	0.15	3.96	0.39	100.0	0.50	1.46	0.27
Flacourtiaceae	5	1	50.0	0.37	0.71	0.07	100.0	1.25	1.43	0.22
Rhamnaceae	2	1	20.0	0.15	2.77	0.28	100.0	0.50	1.42	0.21
Bixaceae	4	1	40.0	0.30	1.15	0.11	100.0	1.00	1.42	0.21
Moraceae	4	1	40.0	0.30	0.81	0.08	100.0	1.00	1.41	0.19
Bombacaceae	3	1	30.0	0.22	0.62	0.06	100.0	0.75	1.38	0.14
Annonaceae	2	1	20.0	0.15	1.09	0.11	100.0	0.50	1.37	0.13
Desconhecida 1	1	1	10.0	0.07	1.55	0.15	100.0	0.25	1.36	0.11
Verbenaceae	1	1	10.0	0.07	0.91	0.09	100.0	0.25	1.34	0.08
Boraginaceae	2	1	20.0	0.15	0.03	0.00	100.0	0.50	1.33	0.08
Myrtaceae	1	1	10.0	0.07	0.24	0.02	100.0	0.25	1.32	0.05

- SUBAMBIENTE 7. Ambiente seco colinoso, com forte presença de uma couraça ou canga laterítica, ou cascalheira ferruginosa, sob a influência de pequenas linhas d'água.

Este subambiente encontra-se instalado em sítios de exposição de uma cobertura densa de canga ou couraça laterítica, em áreas de relevo em colinas suavemente onduladas, com linhas de água na base onde aflora o arenito Longá. Nestes sítios, e de modo esporádico, a crosta ferruginosa ou laterita pode apresentar-se exposta em trechos onde a vegetação lenhosa está ausente.

A couraça laterítica, com nódulos predominantemente hematíticos, sobrepõe-se a uma camada contínua de areia média e cascalho assumindo, este, uma presença mais significativa com o aumento da profundidade, até atingir-se a crosta laterítica, em torno de 30 cm a 50 cm da superfície. Os capões acham-se nucleados por formigueiro de térmitas (cupinzeiros) sobressaindo na topografia na forma de microrrelevos, situando-se a 1 m ou 1,20 m acima do nível topográfico local. Os solos apresentam uma composição granulométrica que lhes conferem uma textura própria das classes Areia franca, Franco arenoso e Franco argiloso. São solos com pH entre 4,6 e 6,2, com boa disponibilidade de cátions trocáveis, quando comparados aos demais subambientes, instalados em áreas submetidas a um intemperismo incipiente, boa drenagem e com altitudes entre os 150 m e 170 m (Tabela 25).

Os capões ocorrem com uma densa cobertura vegetal responsável por valores para a densidade total de 8 100 ind/ha, considerada significativa para a área. Foram identificados 810 indivíduos distribuídos por 54 espécies, representando o segundo maior número de espécies por ambiente sendo quatro exclusivas. Estas espécies estas pertencem a 25 famílias onde uma é exclusiva. O índice de Shannon (H') de 3 020 nats/ind⁻¹ é o segundo maior índice por ambiente (Tabela 4). A similaridade florística, de acordo como o índice de Jaccard (Tabela 5), é maior com o Subambiente 5 (57,1%) e 6 (57,1%), estando a menor relacionada com o Subambiente 4 (15,7%). Dos 810 indivíduos levantados, a *Curatella americana* L. ou lixeira contribui com 13,33%, *Qualea parviflora* Mart., ou pau terra da folha miúda com 11,00%, *Combretum leprosum* Mart., ou mufumbo-branco com 16,91%, *Arrabidaea brachypoda* (DC.), ou bugi-da-folha-mole com 9,75%, *Senna acuruensis* (Benth.) H.S.Irwin & Barneby., ou besouro com

3,70%, *Combretum duarteanum* Cambess., ou rama-branca com 3,70%, *Cereus jamacaru* DC., ou mandacaru com 5,06%, *Arrabidaea cf. dispar* Bureau ex K.Schum., ou bugi-da-folha-dura com 2,84%, *Guettarda virbunoides* Cham. et Schltdt., ou angélica com 2,22% e *Salvertia convallariaeodora* A.St.-Hill., ou folha larga com 2,89%, representam as espécies de maior importância com base nos valores para os principais parâmetros fitossociológicos como o número de indivíduos (valor entre parênteses), densidade e frequência relativas e os índices de valor de importância (IVI) e de valor de cobertura (IVC). As dez (10) espécies listadas representam 71,36% do total de indivíduos (Tabela 26).

Tabela 25 – Valores médios para algumas variáveis das análises físicas e químicas de solos do subambiente 7.

Características	Profundidade dos Horizontes (cm)		
	0 - 20	20 - 50	>50
Textura do solo	Franco arenoso	Franco arenoso	Franco arenoso
Umidade (%)	8	8	12
PH	5.5	5.5	5.4
Ca ²⁺ (cmol/Kg)	4.3	3.9	4.0
Mg ²⁺ (cmol/Kg)	0.5	0.2	0.3
K ⁺ (cmol/Kg)	0.8	0.3	0.3
Na ⁺ (cmol/Kg)	0.7	0.3	0.3
Soma cátions trocáveis (S) (cmol/Kg)	0.9	0.6	0.8
Al ³⁺ (cmol/Kg)	0.3	0.1	0.1
H ⁺ (cmol/Kg)	0.5	0.3	0.3
Capacidade de troca catiônica (T) (cmol/Kg)	2.2	1.1	1.1
Saturação de bases (V) (cmol/Kg)	72	63	55
Saturação em Al ³⁺ (%)	32	17	11
Matéria orgânica (C) (g/Kg)	3.6	2.1	1.2
Saturação em Na ⁺ (%)	11	11	11

Com base nos parâmetros fitossociológicos, as famílias mais representativas, por ordem decrescente de importância segundo o número de indivíduos (percentagem representada entre parênteses), densidade e frequência relativas, e os índices de valor de importância (IVI) e valor de cobertura (IVC), são (Tabela 27): Dilleniaceae (13,33%), Vochysiaceae (15,80%), Combretaceae (21,23%), Bignoniaceae (14,32%), Fabaceae (6,17%), Caesalpiniaceae (5,06%), Cactaceae (5,31%), Rubiaceae (3,09%), Apocynaceae (2,84%) e Malpighiaceae (0,62%).

Tabela 26 – Espécies e seus principais parâmetros fitossociológicos para o subambiente 7 (N.Ind: número de indivíduos; N.spp: número de espécies; DA: densidade absoluta; DR: densidade relativa; DoA: dominância absoluta; DoR: dominância relativa; FA: frequência absoluta; FR: frequência relativa; IVI: índice de valor de importância; IVC: índice de valor de cobertura).

Espécies – Subambiente 7	N. Ind.	DA ind./ha	DR %	DoA m ³ /ha	DoR %	FA %	FR %	IVI	IVC
<i>□reqüenci americana</i>	108	1.080,00	13,33	40,27	26,55	100,00	27,00	4,73	39,88
<i>Qualea parviflora</i>	89	890,00	10,99	28,86	19,02	100,00	22,25	31,86	30,01
<i>Combretum leprosum</i>	137	1.370,00	16,91	14,30	9,43	100,00	34,25	28,20	26,34
<i>Arrabidaea brachypoda</i>	79	790,00	9,75	9,44	6,22	100,00	19,75	17,83	15,98
<i>Senna acuruensis</i>	30	300,00	3,70	5,86	2,77	100,00	7,50	9,42	7,57
<i>Combretum duarteanum</i>	30	300,00	3,70	4,20	2,77	100,00	7,50	8,33	6,48
<i>Cereus jamacaru</i>	41	410,00	5,06	1,25	0,83	100,00	10,25	7,74	5,89
<i>Arrabidaea cf. dispar</i>	23	230,00	2,84	2,80	1,85	100,00	5,75	6,54	4,69
<i>Andira sp</i>	21	210,00	2,59	2,41	1,59	100,00	5,75	6,04	4,19
<i>Guettarda virbunoides</i>	18	180,00	2,22	2,80	1,85	100,00	4,50	5,92	4,07
<i>Salvertia convallariaeodora</i>	23	230,00	2,84	1,79	1,18	100,00	5,75	5,87	4,02
<i>Luetzelburgia auriculata</i>	16	160,00	1,98	3,03	2	100,00	4,00	5,83	3,98
<i>Amburana cearensis</i>	2	20,00	0,25	4,03	2,86	100,00	4,50	5,12	3,28
<i>Croton campestris</i>	22	220,00	2,72	0,82	0,54	100,00	5,50	5,11	3,26
<i>Qualea grandiflora</i>	16	160,00	1,98	1,79	1,18	100,00	4,00	5,01	3,16
<i>Helicteris heptandra</i>	19	190,00	2,35	0,89	0,59	100,00	4,75	4,79	2,94
<i>Tabebuia serratifolia</i>	4	40,00	0,49	3,09	2,04	100,00	1,00	4,39	2,54
<i>Tabebuia impetiginosa</i>	1	10,00	0,12	3,18	2,1	100,00	0,25	4,07	2,22
<i>Ximenia americana</i>	14	140,00	1,73	0,62	0,41	100,00	3,50	3,99	2,14
<i>Aspidosperma pyrifolium</i>	12	120,00	1,48	0,99	0,66	100,00	3,00	3,99	2,14
<i>Anona sp</i>	10	100,00	1,23	0,92	0,61	100,00	2,50	3,70	1,84
<i>Copaifera coriaceae</i>	7	70,00	0,86	1,32	0,88	100,00	1,75	3,59	1,74
<i>Byrsonima sp</i>	1	10,00	0,12	2,29	1,52	100,00	0,25	3,49	1,64
<i>Vitex cymosa</i>	3	30,00	0,37	1,85	1,22	100,00	0,75	3,44	1,59
<i>Machaerium acutifolium</i>	7	70,00	0,86	0,94	0,62	100,00	1,75	3,34	1,49
<i>Terminalia fagifolia</i>	1	10,00	0,12	1,98	1,31	100,00	0,25	3,28	1,43

<i>Casearia ulmifolia</i>	10	100,00	1,23	0,24	0,16	100,00	2,50	3,24	1,39
<i>Byrsonima correifolia</i>	3	30,00	0,37	1,32	0,88	100,00	0,75	3,10	1,25
<i>Agonandra brasiliensis</i>	7	70,00	0,86	0,43	0,29	100,00	1,75	3,00	1,15
<i>Chomelia obtusa</i>	7	70,00	0,86	0,25	0,17	100,00	1,75	2,88	1,03
<i>Aspidosperma subincanum</i>	5	50,00	0,62	0,45	0,3	100,00	1,25	2,77	0,92
<i>Tabeuia sp</i>	5	50,00	0,62	0,39	0,26	100,00	1,25	2,73	0,88
<i>Dalbergia sp</i>	1	10,00	0,12	0,86	0,57	100,00	0,25	2,54	0,69
<i>Desconhecida 2</i>	2	20,00	0,25	0,66	0,44	100,00	0,50	2,53	0,68
<i>Aspidosperma cuspa</i>	3	30,00	0,37	0,47	0,31	100,00	0,75	2,53	0,68
<i>Desconhec 3 Bignoniaceae</i>	3	30,00	0,37	0,39	0,26	100,00	0,75	2,48	0,63
<i>Bauhinia pulchella</i>	3	30,00	0,37	0,35	0,23	100,00	0,75	2,45	0,6
<i>Celastrus maytenus</i>	2	20,00	0,25	0,43	0,28	100,00	0,50	2,38	0,53
<i>Jacaranda brasiliana</i>	1	10,00	0,12	0,58	0,39	100,00	0,25	2,36	0,51
<i>Banisteriopsis sp</i>	1	10,00	0,12	0,53	0,35	100,00	0,25	2,33	0,48
<i>Simarouba versicolor</i>	2	20,00	0,25	0,32	0,22	100,00	0,50	2,32	0,46
<i>Cordia rufescens</i>	3	30,00	0,37	0,12	0,08	100,00	0,75	2,30	0,45
<i>Buchenavia capitata</i>	2	20,00	0,25	0,26	0,18	100,00	0,50	2,28	0,42
<i>Anacardium occidentale</i>	1	10,00	0,12	0,40	0,26	100,00	0,25	2,24	0,39
<i>Hymenaea maranhensis</i>	1	10,00	0,12	0,36	0,24	100,00	0,25	2,22	0,37
<i>Pilosocereus gournellei</i>	2	20,00	0,25	0,13	0,09	100,00	0,50	2,19	0,34
<i>Ephedranthus pisocarpus</i>	1	10,00	0,12	0,28	0,19	100,00	0,25	2,16	0,31
<i>Terminalia actynophylla</i>	2	20,00	0,25	0,06	0,04	100,00	0,50	2,14	0,29
<i>Bredemeyera floribunda</i>	1	10,00	0,12	0,21	0,14	100,00	0,25	2,12	0,27
<i>Mimosa caesalpinifolia</i>	1	10,00	0,12	0,19	0,13	100,00	0,25	2,11	0,25
<i>Aspidosperma multiflorum</i>	1	10,00	0,12	0,02	0,12	100,00	0,25	1,19	0,14
<i>Tabernaemontana histrix</i>	1	10,00	0,12	0,01	0,12	100,00	0,25	1,19	0,13
<i>Desconhecida 1 Asclep.</i>	1	10,00	0,12	0,01	0,12	100,00	0,25	1,19	0,13
<i>Allamanda blanchetti</i>	1	10,00	0,12	0,01	0,12	100,00	0,25	1,19	0,13

Continuação da Tabela 26

Tabela 27 – Famílias e seus principais parâmetros fitossociológicos para o subambiente 7 (N.Ind: número de indivíduos; N.spp: número de espécies; DA: densidade absoluta; DR: densidade relativa; DoA: dominância absoluta; DoR: dominância relativa; FA: frequência absoluta; FR: frequência relativa; IVI: índice de valor de importância; IVC: índice de valor de cobertura).

Famílias – Subambiente 7	N Ind.	N spp	DA ind./ha	DR %	DoA m ² /ha	DoR %	FA %	FR %	IVI %	IVC %
Dilleniaceae	108	1	1080.0	13.33	40.27	26.55	100.0	27.00	18.31	25.47
Vochysiaceae	128	3	1280.0	15.80	32.44	21.39	100.0	32.00	14.63	19.94
Combretaceae	172	5	1720.0	21.23	20.82	1373	100.0	43.00	13.73	18.59
Bignoniaceae	116	7	1160.0	14.32	19.90	13.12	100.0	29.00	5.15	5.73
Fabaceae	50	5	500.0	6.17	11.30	7.45	100.0	12.50	4.78	5.17
Caesalpiniaceae	41	4	410.0	5.06	7.91	5.22	100.0	10.25	4.76	5.14
Cactaceae	43	2	430.0	5.31	1.39	092	100.0	10.75	4.13	4.19
Rubiaceae	25	2	250.0	3.09	3.05	2.01	100.0	6.25	3.41	3.11
Apocynaceae	23	6	230.0	2.84	1.96	1.30	100.0	5.75	2.71	2.07
Malpighiaceae	5	3	50.0	0.62	4.16	2.74	100.0	1.25	2.45	1.68
Euphorbiaceae	22	1	220.0	2.72	0.82	0.54	100.0	5.50	2.42	1.63
Sterculiaceae	19	1	190.0	2.35	0.89	0.59	100.0	4.75	2.31	1.47
Annonaceae	11	2	110.0	1.36	1.21	0.80	100.0	2.75	1.05	1.08
Olacaceae	14	1	140.0	1.73	0.62	0.41	100.0	3.50	2.05	1.07
Verbenaceae	3	1	30.0	0.37	1.85	1.22	100.0	0.75	1.86	0.80
Flacourtiaceae	10	1	100.0	1.23	0.24	0.16	100.0	2.50	1.80	0.70
Opiliaceae	7	1	70.0	0.86	0.43	0.29	100.00	1.75	1.72	0.58
Desconhecida 1	2	1	20.0	0.25	0.66	0.44	100.0	0.50	1.56	0.34
Celastraceae	2	1	20.0	0.25	0.43	0.28	100.0	0.50	1.51	0.27
Simaroubaceae	2	1	20.0	0.25	0.32	0.22	100.0	0.50	1.49	0.23
Boraginaceae	3	1	30.0	0.37	0.12	0.08	100.0	0.75	1.48	0.23
Anacardiaceae	1	1	10.0	0.12	0.40	0.26	100.0	0.25	1.46	0.19
Poligalaceae	1	1	10.0	0.12	0.21	0.14	100.0	0.25	1.42	0.13
Mimosaceae	1	1	10.0	0.12	0.19	0.13	100.0	0.25	1.42	0.13
Asclepiadaceae	1	1	10.0	0.12	0.01	0.01	100.0	0.25	1.38	0.07

Algumas famílias destacam-se em função do número de espécies através das quais acham-se representadas neste subambiente, como as famílias Bignoniaceae (7), Apocynaceae (6), Combretaceae (6), Euphorbiaceae (5), Caesalpiniaceae (3), Malpighiaceae (3), Vochysiaceae (3), correspondendo às demais um número igual ou inferior a duas espécies (Tabelas 4e 31).

- SUBAMBIENTE 8. Ambiente instalado diretamente sobre o substrato rochoso, representado pelas lajes dos arenitos Longá e Poti.

Subambiente Seco, restrito a áreas de exposição freqüente do substrato rochoso, representado pelas lajes ou camadas planoparalelas dos arenitos Longá, de granulometria mais fina, e Poti, mais grosseiro. Este subambiente tem como característica particular a sua posição na topografia, por corresponder às maiores cotas altimétricas da área, situando-se a altitudes com valores iguais ou superiores aos 170 m. Às áreas onde o arenito não aflora, situadas entre os pequenos espaços entre um afloramento e outro, o solo apresenta um elevado conteúdo arenoso, com forte presença do capim mimoso que encontra, nestas condições, ambiente adequado para se instalar. O solo é raso, localmente inexistente, distrófico, de baixo intemperismo, de fase pedregosa e seca (Tabela 28).

Tabela 28 – Valores médios para algumas variáveis das análises físicas e químicas de solos do subambiente 8.

Características	Profundidade dos Horizontes (cm)		
	0 - 20	20 - 50	>50
Textura do solo	Franco arenoso	Franco arenoso	Areia franca
Umidade (%)	9	10	10
PH	5.5	5.5	6.2
Ca ²⁺ (cmol/Kg)	0.8	0.8	0.9
Mg ²⁺ (cmol/Kg)	0.5	0.5	0.3
K ⁺ (cmol/Kg)	0.8	0.2	0.08
Na ⁺ (cmol/Kg)	0.06	0.09	0.05
Soma cátions trocáveis (S) (cmol/Kg)	1.3	0.9	1.9
Al ³⁺ (cmol/Kg)	0.2	0.1	0.1
H ⁺ (cmol/Kg)	0.2	0.4	0.9
Capacidade de troca catiônica (T) (cmol/Kg)	6.2	3.0	2.8
Saturação de bases (V) (cmol/Kg)	63	78	79
Saturação em Al ³⁺ (%)	20	6	6
Matéria orgânica (C) (g/Kg)	3	0.9	0.6
Saturação em Na ⁺ (%)	9	7	9

As plantas lenhosas aproveitam a densa rede de fraturas para se fixarem através de suas raízes e permitir o acesso a água e nutrientes em profundidade. São áreas bem drenadas com solos extremamente rasos, com cerca de 10 cm de espessura quando presentes. Em contraste com os demais subambientes, nos quais a presença da crosta laterítica e/ou couraça ou canga laterítica faz-se de uma forma dominante ou quase imperceptível na geologia local, neste subambiente estes substratos rochosos acham-se completamente ausentes. A “cascalheira” corresponde a pequenos fragmentos do arenito que nesta, mais do que em outras áreas, encontra-se mais densamente fraturado. Com base na composição granulométrica e textural, estes solos foram enquadrados nas classes Franco arenoso e Franco siltoso, com valores para o pH entre um mínimo de 4,3 e máximo de 6,4. Os valores para os cátions trocáveis é um dos mais elevados para toda a área pesquisada, como resposta a um baixo intemperismo e lixiviação incipiente, exceção feita pra o Al^{3+} e H^+ que apresentam teores muito baixos (Tabela 28).

Dos levantamentos florísticos em parcelas deste subambiente constam 257 indivíduos distribuídos por 36 espécies, sendo sete exclusivas, pertencente a 21 famílias com uma exclusiva da área (Tabela 4). O índice de similaridade florística de Jaccard (Tabela 5), entre este e os demais subambientes, é extremamente baixos, indicando características geoambientais muito particulares, no entanto pode-se estabelecer uma maior similaridade com o Subambiente 7 (40,0%) correspondendo a menor ao comparar-se com o Subambiente 4 (19,4%).

Das 36 espécies identificadas, aquelas que apresentam os valores mais significativos para os principais parâmetros fitossociológicos (Tabela 29), com o numero de indivíduos (representado entre parênteses), densidade e freqüência relativas e índices de valor de importância (IVI) e valor de cobertura (IVC) estão listadas a seguir, por ordem decrescente de importância destes mesmos parâmetros: *Qualea parviflora* Mart., ou pau terra da folha miúda (21,01%), *Salvertia convallariaeodora* A.St.-Hill., (8,56%), *Combretum duarceanum* Cambess., ou rama-branca (4,28%), *Senna acuruensis* (Benth) H.S.Irwin & Barneby., ou besouro (12,84%), *Combretum leprosum* Mart., ou mufumbo-branco (8,17%), *Curatella americana* L., ou lixeira (1,95%), *Qualea grandiflora* Mart., ou pau terra da folha larga (3,50%), *Byrsonima correfolia* (L.) Kunth., ou muricizinho (3,11%), *Copernicia prunifera* (Mill.) H.E.Moore., ou carnaúba (1,17%), e *Luetzelburgia auriculata* Ducke., ou pau-mocó (3,89%). As dez (10) espécies listadas representam 64,84% do total de indivíduos identificados neste ambiente.

As famílias mais significativamente presentes, responsáveis por 91,83% do total de indivíduos (Tabela 30), correspondem, por ordem decrescente de importância, a Vochysiaceae (35,02%), Combretaceae (13,61%), Caesalpiniaceae (16,73%), Fabaceae (8,56%), Dilleniaceae (1,95%), Malpighiaceae (4,28%), Myrtaceae (4,67%), Arecaceae (1,17%), Bignoniaceae (1,95%), e Celastraceae (3,89%). Na sua maioria as famílias fazem-se presentes através de uma única espécie (Tabelas 4 e 31), exceto para as Combretaceae, Euphorbiaceae, Malpighiaceae e Vochysiaceae ambas com quatro (4) espécies e Caesalpiniaceae com três (3).

Tabela 29 – Espécies e seus principais parâmetros fitossociológicos para o subambiente 8 (N.Ind: número de indivíduos; DA: densidade absoluta; DR: densidade relativa; DoA: dominância absoluta; DoR: dominância relativa; FA: \square uratella \square absoluta; FR: frequência relativa; IVI: índice de valor de importância; IVC: índice de valor de cobertura).

Espécies – Subambiente 8	N. Ind.	DA ind./ha	DR %	DoA m ³ /ha	DoR %	FA %	FR %	IVI	IVC
<i>Qualea parviflora</i>	54	540,00	21,01	11,48	21,38	100,00	13,5	45,17	42,4
<i>Salvertia convallariaeodora</i>	22	220,00	8,56	4,59	8,55	100,00	5,5	19,89	17,11
<i>Combretum duarteanum</i>	11	110,00	4,28	6,37	11,88	100,00	2,75	18,93	16,16
<i>Senna acuruensis</i>	33	330,00	12,84	1,59	2,96	100,00	8,25	18,58	15,8
<i>Combretum leprosum</i>	21	210,00	8,17	2,84	5,30	100,00	5,25	16,25	13,47
\square uratella americana	5	50,00	1,95	5,10	9,52	100,00	1,25	14,24	11,46
<i>Qualea grandiflora</i>	9	90,00	3,50	3,17	5,91	100,00	2,25	12,19	9,41
<i>Andira sp</i>	10	100,00	3,89	2,77	5,17	100,00	2,50	11,84	9,06
Desconhec 4 Myrtaceae	12	120,00	4,67	1,21	2,26	100,00	3,00	9,71	6,93
<i>Byrsonima correifolia</i>	8	80,00	3,11	1,60	2,98	100,00	2,00	8,87	6,09
<i>Copernicia prunifera</i>	3	30,00	1,17	2,50	4,66	100,00	0,75	8,60	5,83
<i>Luetzelburgia auriculata</i>	10	100,00	3,89	0,59	1,1	100,00	2,50	7,77	4,99
<i>Celastrus maytenus</i>	10	100,00	3,89	0,49	0,92	100,00	2,50	7,59	4,81
<i>Anacardium occidentale</i>	3	30,00	1,17	1,80	3,36	100,00	0,75	7,30	4,52
<i>Callisthene fasciculate</i>	5	50,00	1,95	0,90	1,68	100,00	1,25	6,40	3,63
<i>Tabebuia serratifolia</i>	3	30,00	1,17	1,26	2,36	100,00	0,75	6,30	3,52
<i>Terminalia actynophylla</i>	3	30,00	1,17	1,05	1,97	100,00	0,75	5,92	3,14
<i>Bauhinia pulchella</i>	7	70,00	2,72	0,17	0,32	100,00	1,75	5,82	3,05
<i>Mimosa opthalmocentra</i>	2	20,00	0,78	1,15	2,15	100,00	0,50	5,70	2,93
<i>Simarouba versicolor</i>	3	30,00	1,17	0,58	1,09	100,00	0,75	5,04	2,26
<i>Helicteris heptandra</i>	4	40,00	1,56	0,19	0,36	100,00	1,00	4,70	1,92
<i>Machaerium acutifolium</i>	1	10,00	0,39	0,79	1,48	100,00	0,25	4,65	1,87
<i>Tabebuia impetiginosa</i>	2	20,00	0,78	0,40	0,75	100,00	0,50	4,31	1,53
Desconhecida 1	2	20,00	0,78	0,13	0,25	100,00	0,50	3,80	1,02

<i>Byrsonima sp</i>	2	20,00	0,78	0,10	0,19	100,00	0,50	3,75	0,97
<i>Copaifera coriacea</i>	2	20,00	0,78	0,07	0,13	100,00	0,50	3,69	0,91
<i>Dalbergia sp</i>	1	10,00	0,39	0,14	0,27	100,00	0,25	3,44	0,66
<i>Desconhec 3 Erythroxiliaceae</i>	1	10,00	0,39	0,14	0,26	100,00	0,25	3,43	0,65
<i>Byrsonima crassifolia</i>	1	10,00	0,39	0,12	0,24	100,00	0,25	3,40	0,63
<i>Stryphnodendrum coriaceum</i>	1	10,00	0,39	0,08	0,16	100,00	0,25	3,33	0,55
<i>Desconhec 2 Mimosaceae</i>	1	10,00	0,39	0,07	0,13	100,00	0,25	3,30	0,52
<i>Sclerobium aureum</i>	1	10,00	0,39	0,04	0,09	100,00	0,25	3,25	0,47
<i>Alibertia edulis</i>	1	10,00	0,39	0,04	0,08	100,00	0,25	3,25	0,47
<i>Cereus jamacaru</i>	1	10,00	0,39	0,02	0,05	100,00	0,25	3,21	0,44
<i>Cordia rufescens</i>	1	10,00	0,39	0,01	0,03	100,00	0,25	3,20	0,42
<i>Ximenia americana</i>	1	10,00	0,39	0,01	0,02	100,00	0,25	3,19	0,41

Continuação da Tabela 29

Tabela 30 - Famílias e seus principais parâmetros fitossociológicos para o subambiente 8 (N.Ind: número de indivíduos; N. Spp: número de espécies; DA: densidade absoluta; DR: densidade relativa; DoA: dominância absoluta; DoR: dominância relativa; FA: frequência absoluta; FR: frequência relativa; IVI: índice de valor de importância; IVC: índice de valor de cobertura).

FAMÍLIAS Subambiente 8	N Ind.	N spp	DA ind./ha	DR %	DoA m ² /ha	DoR %	FA %	FR %	IVI %	IVC %
Vochysiaceae	90	4	900.0	35.02	20.14	37.52	100.0	22.5	25.77	36.27
Combretaceae	35	3	350.0	13.62	10.28	19.15	100.00	8.75	12.51	16.38
Caesalpiniaceae	43	4	430.0	16.73	1.88	3.50	100.00	10.75	8.33	10.12
Fabaceae	22	4	210.0	8.56	4.30	8.02	100.00	5.50	7.11	8.29
Dilleniaceae	5	1	50.0	1.95	5.10	9.52	100.00	1.25	5.41	5.73
Malpighiaceae	11	3	110.0	4.28	1.83	3.41	100.00	2.75	4.15	3.85
Myrtaceae	12	1	120.0	4.67	1.21	2.26	100.00	3.00	3.90	3.46
Arecaceae	3	1	30.0	1.17	2.50	4.66	100.00	0.75	3.53	2.91
Bignoniaceae	5	2	50.0	1.95	1.66	3.11	100.00	1.25	3.27	2.53
Celastraceae	10	1	100.0	3.89	0.49	0.92	100.00	2.50	3.19	2.41
Anacardiaceae	3	1	30.0	1.17	1.80	3.36	100.00	0.75	3.10	2.26
Mimosaceae	3	2	30.0	1.17	1.22	2.28	100.00	0.75	2.74	1.72
Simaroubaceae	3	1	30.0	1.17	0.58	1.09	100.00	0.75	2.34	1.13
Sterculiaceae	4	1	40.0	1.56	0.19	0.36	100.00	1.00	2.23	0.96
Desconhecida 1	2	1	20.0	0.78	0.13	0.25	100.00	0.50	1.93	0.51
Erythroxylaceae	1	1	10.0	0.39	0.14	0.26	100.00	0.25	1.80	0.33
Leguminosae	1	1	10.0	0.78	0.08	0.16	100.00	0.25	1.77	0.28
Rubiaceae	1	1	10.0	0.39	0.04	0.08	100.00	0.25	1.74	0.23
Cactaceae	1	1	10.0	0.39	0.02	0.05	100.00	0.25	1.73	0.22
Boraginaceae	1	1	10.0	0.39	0.01	0.03	100.00	0.25	1.73	0.21
Olacaceae	1	1	10.0	0.39	0.01	0.02	100.00	0.25	1.72	0.21

TABELA 31 - Número de espécies por família por subambiente (S).

Famílias	S 1	S 2	S 3	S 4	S 5	S 6	S 7	S8
ANACARDIACEAE	1	1	1	-	-	3	1	1
ANNONACEAE	1	1	3	-	1	-	1	-
ARECACEA	2	1	1	2	1	-	-	1
APOCYNACEAE	1	-	-	1	3	5	6	-
ASCLEPIADACEAE	-	-	-	-	-	-	-	1
BIGNONIACEAE	1	2	5	2	5	7	7	1
BIXACEAE	1	-	-	-	1	6	-	-
BOMBACACEAE	-	-	-	-	-	-	-	1
BORAGINACEAE	-	1	-	-	1	1	1	1
CACTACEAE	1	-	1	1	2	1	2	1
CAESALPINIACEAE	1	4	6	1	6	5	3	3
CECROPIACEAE	1	-	-	-	-	-	-	-
CELASTRACEAE	1	1	1	1	-	1	1	1
COMBRETACEAE	3	4	2	2	3	5	6	4
DESC(Maçã-macaco)	-	-	1	1	-	-	-	-
DILLENACEAE	1	1	1	-	1	1	1	1
ERYTHROXYLACEAE	-	-	-	-	-	-	-	1
FABACEAE	2	4	3	2	2	4	5	4
FLACOURTIACEAE	-	-	-	-	2	1	1	-
LAURACEAE	1	2	1	-	-	-	-	-
LITHRACEAE	1	-	1	1	1	-	-	-
LEGUMINOSAE	-	-	2	-	-	-	-	1
MALPIGHIACEAE	3	3	4	-	1	-	3	4
MELASTOMATAACEAE	1	2	-	1	-	-	-	-
MIMOSACEAE	1	1	-	1	1	2	1	2
MORACEAE	-	-	-	-	-	1	-	-
MYRTACEAE	1	-	3	-	1	1	-	1
OCHNACEAE	-	1	1	-	-	-	-	-
OLACACEAE	-	-	-	-	1	1	1	1
OPILACEAE	-	-	1	-	1	-	1	-
POLIGALACEAE	-	-	-	1	-	-	1	-
RHAMNACEAE	-	-	-	-	-	1	-	-
RUBIACEAE	3	2	3	2	1	3	2	1
SAPINDACEAE	-	-	1	-	1	1	-	-
SIMAROUBACEAE	-	-	-	-	1	-	1	1
STERCULIACEAE	1	1	1	1	1	2	1	1
VERBENACEAE	-	-	-	-	1	1	1	-
VOCHYSIACEAE	-	1	2	-	1	3	3	4

CONCLUSÕES

A Região do Complexo de Campo Maior está instalada na área coberta pela bacia do rio Longá e seus principais afluentes, nomeadamente os rios Surubim e Jenipapo, apresentando como unidades litoestratigráficas exposições de rochas pertencentes ao complexo aluvionar recente, Formações Siluro-Devonianas e de coberturas Quaternárias-Terciárias. Embora a gênese e evolução dos respectivos solos tenham atuado de forma diferente, as propriedades geotécnicas que caracterizam alguns destes solos são de certo modo equivalentes às de outros presentes em áreas geologicamente diferentes.

A geologia da área de instalação deste complexo vegetacional contribui, de forma significativa, para a pobreza, em nutrientes, dos solos e a conseqüente limitação dos mesmos para uso agrícola (ver mapas geológico e litoambiental, em Anexos). São áreas continentais que, desde o Devoniano, período de máxima transgressão do mar, a milhões de anos, não tiveram suas terras invadidas por águas marinhas, advindo, daí, a presença de solos muito antigos. Os processos erosivos, ao longo dos tempos, foram responsáveis pelos desgastes das rochas, refletidos na paisagem em degraus ou níveis de aplanamento, de idades diferentes, como bem testemunham as serras de Campo Maior, do Bugarim e do Passa-Tempo, presentes na área. A característica sempre verde das espécies lenhosas é mantida a custa da água armazenada em profundidade, geralmente superior a 2 m, capturada a partir de raízes profundas, típicas desta vegetação. A observação destes fatos fortalece a hipótese de que estas florestas de folhagem caduca têm o seu desenvolvimento limitado e condicionado pela escassez de nutrientes do solo e não pela falta de água

Os depósitos representativos dos aluviões desta unidade são de difícil estudo e caracterização, diante de algumas particularidades próprias, principalmente no que se refere à acentuada diversidade litológica, como resultado de uma correspondente diversidade de áreas fornecedoras de material. Esta variedade e diversificação de solos, bem como das características próprias e particulares, tem na ação contínua e acentuada do homem um fator condicionador destas e para estas mesmas variedades. As amostras estudadas correspondem a aluviões que ocorrem de modo mais característicos quanto mais próximos estão das linhas de água. A sua

delimitação, no terreno, torna-se, no geral, difícil por estarem englobados e utilizados como área urbana. A difícil separação entre aluviões modernos e coluviões pode acentuar esta delimitação, fato este não observado quanto a aluviões antigos que, caracteristicamente, ocorrem como terraços fluviais. A litologia dos aluviões estudados apresenta-se constituída por argilas, areias muito soltas e silte, com teores variados, cujas diferenças têm uma relação direta com o substrato rochoso.

A exposição dos solos de idade cenozóica ocorre, na área, de modo bastante significativo, cujas unidades apresentam-se com uma composição desde francamente arenosa até argilosa. Embora em grande parte estes sejam solos cuja deposição ocorreu em ambiente de estuário e que apresentam de modo particular uma forte variação lateral de fácies, as suas características são no geral constantes mesmo que a sua litoestratigrafia ainda suscite alguma dificuldade de classificação. As amostras analisadas foram agrupadas nas classes texturais: francamente arenosas, francamente argilosas, franco-arenosas, areia franca e franco-siliciosas. A variação lateral de fácies é bem significativa no afloramento, onde solos estritamente arenosos passam, lateralmente e numa extensão não muito significativa, a siltosos e argilosos. As variações e concentrações nestes três (3) elementos evidenciam-se como uma das características mais marcante deste complexo. Ocorrem, *in situ*, como solos superficiais areno-silto-argilosos, com seixos de calcário, sílica e arenitos e presença de intercalações de argila de cores variegadas. Os solos francamente arenosos são constituídos por areias de grã fina a grosseira.

Os fenômenos de ferralitização ou de formação de crostas ferruginosas também estão relacionados aos ambientes periódica e sazonalmente inundáveis. As áreas de entorno apresentam solos concrecionários lateríticos, localmente conglomeráticos siliciosos em ambientes com pH ácido.

Em função da variação de altitude podem ser observados tipos diferentes de solos como consequência, também, do baixo ou não significativo conteúdo em água. O cálcio, como um dos cátions trocáveis mais importantes, não só como nutriente mas como elemento que interfere, e até controla, a disponibilidade de outros cátions, acha-se presente com valores mais acentuados em áreas com fisionomia de caatinga arbórea de cipó e de mata seca.

A presença sempre freqüente e de modo característico de grandes extensões de blocos concrecionários lateríticos ferruginosos e de plintita, e petroplintita, a cujos processos de formação estão associados variações no nível freático, podem ser utilizados como suporte para esta classificação. As características dos solos a partir das análises físico-químicas, que permitem classifica-los como distróficos ($V < 50\%$), álicos ($m > 50\%$), de pH baixo e valores para CTC, Al^+ e Fe considerados baixos e/ou médios são indicativos de solos de baixa fertilidade ou mesmo inférteis.

A variação espacial dos geoambientes está na dependência do tipo e profundidade do solo, disponibilidade hídrica, topografia, relevo, altitude e presença e profundidade das camadas de crosta laterítica e da canga laterítica. A composição das unidades vegetacionais mantêm uma estreita relação com a disponibilidade de nutrientes, os quais variam em função das flutuações sazonais do nível do lençol freático, do regime de drenagem da água no solo, do microclima e do nível de perturbação.

Os solos são caracterizados pelo predomínio da fração areia, seguida da argila e silte sendo, por isto, classificados como arenosos, areno-argilosos, argilo-arenosos e, de modo mais localizado, argilosos. A modificação progressiva do clima tropical no Quaternário deve ser levada em consideração quando do estudo da transformação lateral do solo. A remoção de finos, no geral restrita à fração argila, e da subsequente concentração da fração areia, é de fácil observação quando do estudo dos solos. Ocorre, paralelamente, um aumento vertical e lateral da fração argila responsável pela instalação de novas condições hídricas.

O teor em matéria orgânica é, no geral, baixo e praticamente fornecido como produto da reciclagem da serapilheira, muito importante em áreas influenciadas por um clima sazonal, com longos períodos de seca, contribuindo para que a decomposição do húmus e subsequente disponibilização e absorção dos nutrientes ocorram de modo bastante lento. São geralmente ácidos, com pH variando de menos de 4 a pouco mais de 5, contribuindo, em muito, para esta acidez, os altos níveis de Al^{3+} , que associados aos baixos valores de CTC e à baixa soma de bases tornam-nos impróprios para a agricultura, advindo daí a sua caracterização como profundamente distróficos a eutróficos.

A presença de concreções ferruginosas ou cangas lateríticas na forma de couraças, carapaças ou camadas lateríticas (pedra de jacaré, na denominação local), funcionam como barreiras à penetração da água de chuva e das próprias raízes, o que condiciona o não desenvolvimento de uma vegetação mais exuberante por toda a área e também dificulta a sua utilização como área agrícola. A presença destas couraças de modo mais contínuo e com espessuras consideráveis torna-se determinante na ocorrência das fisionomias abertas de cerrado.

O Complexo Vegetacional de Campo Maior caracteriza-se por geoambientes diversificados (perfis fotográficos das figuras 42, 43, 44 e 45, e pranchas das figuras 46, 47 e 48, em Anexos), com áreas sujeitas a inundações periódicas, em zona de transição ecológica caracterizada por uma forte instabilidade. Mudanças significativas na estrutura e arranjo das espécies vegetais ocorrem com uma acentuada frequência nestas áreas que assumem, em decorrência disto, aspectos fisionômicos de campos, cerrados, caatingas e matas sem, no entanto, enquadrarem-se de modo completo e característico em nenhuma destas fisionomias, principalmente quanto às espécies presentes e ao tipo de solo. Há, no geral, uma mistura de espécies destas quatro fisionomias, com incidência e predomínio localizado das mesmas. A localização em área de tensão ecológica ou ecotonal talvez justifique esta estrutura e arranjo das espécies, o que estaria de acordo com as diferenças significativas encontradas na composição florística dos vários tipos fisionômicos mapeados em diferentes geoambientes delimitados na área.

Nas fisionomias em forma de capões, com ou sem microrrelevos, são notáveis as variações na florística e diversidade bem como na distribuição e arranjo das espécies. A presença de capões descontínuos está associada a áreas abertas. As diferenças entre capões estão relacionadas efetivamente, para além da invasão e/ou substituição de espécies, à profundidade do nível freático que é responsável por conferir características delimitadoras e diferenciais entre áreas inundáveis e alagáveis, bem como à profundidade do solo, variável para áreas muito contíguas. Áreas nas quais o nível freático ocorre mais próximo da superfície são susceptíveis a processo de alagamento e/ou encharcamento, sem a individualização dos microrrelevos. Em áreas sujeitas a inundações e restritas às zonas deprimidas, os capões, de origem edáfica, assumem forma de microrrelevos que sobressaem na topografia do terreno e aos quais se associam formigueiros e cupinzeiros. As principais causas relacionadas à instalação de processos

diferenciados e importantes, no conjunto, para a configuração geoambiental da área devem-se à heterogeneidade de solos, com vegetação restrita; à topografia local, com áreas elevadas, de encostas, alagadas e de brejos; e aos processos hidrológicos, responsáveis pela individualização de áreas temporária e permanentemente alagadas. Estes fatores podem ter uma ocorrência isolada ou combinada. Uma das conseqüências mais direta do exposto é a diversidade de habitats como resposta a uma heterogeneidade de ambientes, resultando comunidades também heterogêneas.

Ao compararem-se os tipos vegetacionais presentes neste complexo fica difícil enquadrá-los em uma determinada fisionomia específica para o que contribui, além dos fatos já expostos, o número reduzido de trabalhos na área.

Em ambientes de tão estreita e freqüente variação lateral de solo e de ambiente geológico há, no entanto, algumas espécies com uma amplitude geográfica significativa, de presença freqüente nos mais diferentes ambientes. Além desta estreita faixa de distribuição, têm em comum o fato de serem consideradas espécies do cerrado em comparação com levantamentos em diferentes áreas de diferentes fisionomias (Tabela 6). São, no geral, espécies vegetais que têm uma ampla faixa de tolerância genética podendo, por isto, serem encontradas nos mais diferentes ambientes para o que necessário se faz o desenvolver de trabalhos que possam ou não comprovar uma tal suposição.

Quanto à distribuição das famílias é de se notar certas particularidades relativas à sua distribuição por ambientes. Valores elevados para a densidade ocorrem em ambientes bem drenados, com relevo suavemente ondulado a plano e de altitude superior a 140m, onde o solo é do tipo arenoso petroplântico, com forte silicificação e pH variando entre 5,2 e 6,0. Nestes ambientes os níveis de cátions trocáveis são elevados em solos predominantemente distróficos.

As matas de terra firme, por estarem instaladas sobre solos bem drenados, apresentam um maior número de espécies e famílias, além de uma acentuada diversidade, quando comparadas com as de áreas úmidas (alagáveis ou inundáveis).

A heterogeneidade florística dos cerrados do Nordeste brasileiro (cerrados do Piauí e Maranhão) fica bem caracterizada no Complexo de Campo Maior diante da grande diversidade fisionômica, como resultado dos diferentes arranjos e estruturas locais assumidas pela flora em

cada área, caracterizando aquilo que em capítulo anterior foi caracterizado como flora “areal”. O Complexo Vegetacional de Campo Maior está inserido numa área cuja fronteira é marcada por uma barreira climática, encontrando-se, assim, dentro da chamada região do “polígono das secas”, e pelas cotas altimétricas, estas de valores situados entre 400-500m de altitude. A similaridade estabelecida a partir da comparação entre a lista de espécies levantadas na área de pesquisa e aquelas representativas de outros levantamentos de diferentes tipos vegetacionais do Piauí, segundo a relação presença-ausência, evidencia uma semelhança, em ordem decrescente de percentagem, de 64,0% com Farias (2003), 29,5% com Oliveira (2004), 23,1% com Ribeiro (2000), 17,9% com Castro (1998), 16,7% com Mendes (2003) e 15,9% com Barroso e Guimarães (1980), estando as maiores diferenças estabelecidas com Castro (1998), num levantamento em Capitão de Campos, PI, de 9,00%, com Castro (1998), num levantamento em Uruçuí-Una, PI, de 10,0% e Castro (1998), num levantamento em Piripiri, PI, de 8,9% (Tabela 6).

Ao comparar as espécies levantadas nesta pesquisa com aquelas constantes nos levantamentos acima referenciados, constata-se que 6 espécies ocorrem com exclusivas da área do Complexo: *Celastrus maytenus* Willd., *Croton lundianus* Muell.Arg., *Mimosa cf. ophthalmocentra*, *Mouriri surinamensis* Aubl., *Ocotea brachybotrya* Mez., e *Triplaris surinamensis* Cham.

Da análise dos dados de florística e fitossociologia das parcelas fica evidente a não existência de uma flora permanente, mas sim localizada ou típica de cada área ou compartimento geoambiental. Também é de fácil constatação que algumas espécies são possuidoras de uma maior plasticidade ou de uma ampla distribuição geográfica (Tabela 3). Para a instalação desta compartimentação contribuem, de forma decisiva, as características físico-químicas do solo, daí poder-se dizer que estes tipos diferenciados de vegetação são pedoclimaxes ou pedobiomas. O clima, em si, não é um fator condicionante destas fisionomias ou alterações. O fator fundamental é o clímax climático edáfico, com o solo funcionando como fator limitante, e variação lateral do solo como condicionante e determinante das diferentes fisionomias assumidas, de modo local, pela vegetação.

Outro dado importante relaciona-se ao fato do estrato lenhoso (árvore e arbusto) e herbáceo (ervas e subarbusto), comportarem-se como tipicamente heliófilos. De um modo mais

particular constata-se que o estrato herbáceo compõe-se de espécies para as quais o sombreamento interfere, de modo prejudicial, no seu crescimento e desenvolvimento. Nos sítios onde o adensamento da vegetação é mais forte, o estrato herbáceo está praticamente ausente o que, ao fim e ao cabo, termina por estabelecer um certo antagonismo entre estes dois estratos. O exposto serve para, de certa forma, caracterizar a área como um ecótono, diante da acentuada competição entre a vegetação herbácea/subarbustiva e a arbórea/arbustiva.

Em determinados sítios, onde a disponibilidade de água é deficiente, a vegetação desenvolveu um sistema radicular subterrâneo, composto de raízes pivotantes bem desenvolvidas, a ponto de atingirem entre 10 a 15 metros de profundidade, às vezes até mais, na busca de suprirem suas necessidades de água por encontrar-se, esta, acessível apenas em camadas profundas permanentemente úmidas. Este fato é de fácil observação nas serras de Campo Maior e Bugarim, especialmente, onde é possível segui-las ao longo de fendas e fraturas dos paredões expostos, por mais de 10 m.

As espécies de caatinga que ocorrem nas áreas com fisionomias de cerrados, localmente conhecidas por marmeleiro, mufumbo, unha de gato, unha de gato de “soinho”, amburana, dentre outras, são aquelas de maior poder de abrangência ou com maior poder de dispersão, diante de uma forte presença por toda a região, talvez por serem dotadas de uma faixa de tolerância genética mais ampla, ou seja, uma plasticidade tão grande que reflete-se na anatomia a ponto de suportar diferenças ambientais sem as subseqüentes alterações macrofisiológicas adaptativas. Isto explicaria o fato observado da presença de um número considerável de indivíduos de uma mesma espécie em um determinado sítio, ao contrário da sua quase total ausência em outro onde encontra-se representada, no geral, por apenas um indivíduo.

As ilhas de capões de cerrado podem indicar ou representarem indícios da sua evolução vegetacional. Há apenas um aumento na densidade como resposta ao processo de competição e às diferentes pressões de seleção peculiares a estes ambientes. Estes microrrelevos ou ilhas de capões podem, então, ser explicados a partir da competição entre plantas do cerrado nas savanas do Brasil Central, e as de campo, adaptadas às condições de extrema alternância entre os fenômenos de saturação e dissecação. Nas áreas com microrrelevos a dinâmica hídrica dos solos ainda precisa de um melhor estudo e compreensão. Alguns destes fragmentos são utilizados como

áreas agrícolas ou de exploração seletiva de algumas espécies de madeira, este último responsável por modificações na estrutura da floresta. As espécies mais utilizadas nas áreas de extração seletiva são a aroeira (*Myracrodruon urundeuva*), o ipê-roxo (*Tabebuia impetiginosa*), a cerejeira ou imburana-de-cheiro (*Amburana cearensis*) e o jatobá (*Hymenaea courbaril*). Algumas espécies com potencial econômico, como plantas do Cerrado, e de utilização local, são listadas a seguir:

- Plantas alimentícias: *Anacardium occidentale*, *Hymenaea courbaril*, *Hymenaea maranhensis*;
- Plantas aromatizantes: *Amburana cearensis*;
- Plantas têxteis: *Guazuma sp*, *Pseudobombax sp*;
- Plantas corticeiras: *Agonandra brasiliensis*;
- Plantas medicinais: *Brosimum gaudichaudii*, *Stryphnodendrum coriaceum*, *Tabebuia impetiginosa*, *Parkia platycephala*;
- Plantas de uso no artesanato: *Magonia pubescens*.

A presença de escleromorfismo associado à folhagem surge em função da baixa disponibilidade de água ou à escassez de nutrientes no solo. A caducifolia nestas áreas ocorre como consequência do stress hídrico, onde apenas as espécies de cerrado não sofrem este efeito de forma significativa.

Quando da coleta de amostras pelo método de perfuração ou tradagem pôde-se observar a presença de dois níveis freáticos: o primeiro posicionado acima de uma camada de argila seca, sazonalmente recarregada durante os meses de chuva; o segundo mais profundo, e confinado por camadas argilosas, e por isso tido como permanente. Em decorrência deste fato pode-se, então, aventar uma estreita relação ente a presença das concreções lateríticas e a faixa de oscilação dos dois níveis freáticos: à faixa de oscilação do nível freático superior estariam associados os processos de concrecionamento ferruginoso ou de lateritização; à faixa de saturação permanente estariam restritos os fenômenos de mosqueamento ou ferralitização. Nas áreas inundáveis com microrrelevos, a saturação em água decorre do efeito acumulativo da chuva.

A dinâmica hídrica dos solos, como fator limitante e condicionador das fisionomias e presença/ausência de determinada espécie, ainda precisa de melhores estudos para um mais correto entendimento e compreensão dos processos de formação e transformação envolvidos na sua morfogênese e/ou pedogênese. Paralelamente a isto, devem ser levados a efeito levantamentos dos arranjos dos horizontes pedológicos, no sentido vertical e lateral, em perfis alinhados ao longo de seções topográficas.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os Cerrados como centro de biodiversidade pode ter uma relação direta com a diversidade de ambientes e subambientes, de fácil observação e individualização nas suas áreas de ocupação. A posição estratégica, entre domínios morfoclimáticos brasileiros importantes, propicia condições de fácil intercâmbio florístico e faunístico com áreas de entorno. Estas condições estão presentes, ao longo de toda a sua extensão, desde o Mato Grosso do Sul ao Piauí, segundo seu eixo maior, com limites a Oeste com a Floresta Amazônica, a Leste com a vegetação de caatinga nordestina e a Sul e Sudeste com a Floresta Atlântica. Sob tais condições fica favorecida a instalação de corredores de migração por via terrestre ou aquática.

Os compartimentos geomorfológicos na área, refletem uma ação conjunta e sinérgica da geologia, clima, vegetação e hidrografia na forma de planícies fluviais instaladas entre terrenos elevados e morros isolados em contraste com os contrafortes e reversos da Serra de Campo Maior, Serra do Bugarim e Serra do Passa-Tempo. A distribuição da cobertura vegetal sofre uma relativa influência desta compartimentação.

A saturação hídrica no solo pode ter caráter seletivo, resultando em diferenças florísticas entre comunidades vegetais. Algumas espécies de Cerrado apresentam uma baixa tolerância a solos hidromórficos, estando restritas aos morrotes ou aos microrrelevos; outras, como a *Curatella americana* (sambaíba, lixeira), são possuidoras de uma maior tolerância à variação sazonal na saturação hídrica do solo. O que, no nosso entender, uniformiza os solos, é a presença de concreções ferruginosas segundo horizontes plínticos mosqueados, vermelhos e amarelos, quando úmidos, e que, após secagem em períodos de dessecação, evoluem, ao endurecer em profundidade, para nódulos ferruginosos de até 250 cm. A água atua como principal fator uniformizador das características físico-químicas dos solos através do forte efeito lixiviante, já que as áreas alagáveis ficam saturadas por um período de tempo considerável. Através das perfurações por tradagem ou em trincheiras, para coleta de amostras de solos para análises posteriores, observou-se a presença destes dois níveis freáticos

A área de pesquisa pode ser enquadrada num pedobioma diante dos tipos extremos de solo e vegetação azonal. A vegetação dos pedobiomas sofre um controle mais acentuado do solo em detrimento do clima, o que propicia a ocorrência das mesmas formas vegetacionais em solos parecidos de diferentes zonas, fundamentando-se nesta característica a designação de vegetação azonal. Em se tratando das espécies vegetais, a sua distribuição depende diretamente das condições físicas particulares do habitat, de ação indireta, o que pode ser tido como responsável pela presença das mesmas distantes das suas áreas naturais desde que ocorra uma certa proteção contra a competição de outras espécies. O limite natural a esta distribuição instala-se quando mudanças físico-ambientais significativas diminuem o seu poder competitivo podendo, na maioria dos casos, desaparecerem ou contribuírem com um número mínimo de indivíduos por área, impedindo o atingir do seu ótimo biológico. As condições de calor e temperatura, de água ou hidratação, intensidade luminosa, duração do dia, nutrientes no solo, fogo, pastoreio, dentre outras, constituem alguns dos fatores condicionantes do crescimento e desenvolvimento das plantas. A repetição observada de espécies vegetais em habitats similares na forma de distribuições similares, como resultado das diferentes combinações possíveis, suporta a nossa afirmação de que as espécies, na área, são praticamente as mesmas, ocorrendo apenas certas diferenças localizadas no arranjo ou estrutura assumida pelas mesmas nos diferentes ambientes.

Algumas espécies apresentam uma ampla distribuição geográfica, suportando pequenas, mas significativas, alterações nas condições climáticas ou microclimáticas locais. Da análise dos dados que constam das tabelas representativas do número de espécies por famílias levantadas em cada geoambiente, observa-se que a distribuição das famílias faz-se de forma diferente nos subambientes, com destaque para um número reduzido das mesmas. A existência de ecótipos ou mudança no biótopo podem permitir uma maior e mais ampla distribuição geográfica, passando a vegetação a sofrer influência mais diretamente das condições de climatização locais. A lei de mudança do biótopo fornece subsídio para justificar a presença de determinadas espécies em habitats similares, tanto a um mesmo nível altitudinal como em diferentes faixas de variações de altitudes, como nas regiões montanhosas, o que permite a sua presença a níveis topográficos não próprios da espécie ou espécies.

Alguns solos velhos, como os do período Terciário, sob intemperismo profundo, têm seus íons básicos e o ácido silícico lixiviados, favorecendo a precipitação dos sesquióxidos de Fe e Al

na forma de lateritas, gerando solos ferralíticos ou latossolos. Em meios como este, ocorre uma decomposição rápida da serapilheira, com uma forte ação dos cupins na destruição da madeira. Nestas condições, os solos são extremamente deficientes em nutrientes com valores para o pH em torno de 4,5 a 5,5, contrastando, às vezes, com uma vegetação até certo ponto exuberante. Este fenômeno repete-se a cada ano para liberação dos nutrientes e subsequente absorção pelas raízes. Como os nutrientes encontram-se disponíveis apenas na porção superior do solo, a vegetação pode aí permanecer e crescer por muito tempo. Somente após um desflorestamento ou queima é que o ciclo poderá ser interrompido.

Os danos ambientais e/ou ameaças à alteração adversa das características do meio ambiente e à degradação da qualidade ambiental, tem suscitado preocupações quanto à sustentabilidade ecológica, que visa a conservação e o uso racional do estoque de recursos naturais incorporados às atividades produtivas. A sustentabilidade do ambiente constitui a base física que assegura a compatibilidade do desenvolvimento com a manutenção dos processos ecológicos essenciais, bem como com a diversidade e recursos hídricos. Nesse caso, a Geomorfologia tem contribuído de forma decisiva no diagnóstico da degradação ambiental, além de apontar soluções para resolver esses problemas. Os solos, como parte mais superficial do relevo, servem de palco para toda sorte de danos.

Na área pesquisada, das atividades lesivas que implicam danos ambientais constatou-se um predomínio daquelas relacionadas à utilização das encostas, à exploração mineral e ocupação irregular do solo urbano. São atividades que implicam desmatamento, escavações do solo, desestabilização das encostas, descaracterização da paisagem, corte em aforamentos rochosos com obstrução dos cursos d'água e depósitos de rejeitos de lavra. Mais especificamente no que se refere à extração mineral, quer seja para retirada de lajes ou extração de argilas, as áreas são sempre abandonadas após a exploração, ficando em estado crítico de degradação.

A fraca presença de uma vegetação florestal por toda a área, a despeito de uma forte presença de uma vegetação do tipo savana, pode estar diretamente relacionada à instalação de camadas impermeáveis a água, como as crostas lateríticas de forte presença na área de pesquisa, onde ocorrem a diferentes níveis de profundidade no solo, desde um nível superficial ou aflorante até cerca de 2,20 m. A sua presença, principalmente à superfície, serve de barreira à instalação de

uma vegetação florestal própria da zona, ao modificar o equilíbrio hídrico do solo, conferindo às fisionomias uma origem edáfica e não climática. Associado a isto está a pobreza em nutrientes dos solos nestes sítios.

Em áreas mais baixas e facilmente inundáveis os solos são encharcados ou hidromórficos, sobressaindo na fisionomia pequenas ilhas com uma vegetação própria e caracteristicamente encontrada em sítios localizados a uma maior altitude. Estas paisagens podem assumir, de modo localizado, a fisionomia de parque na forma de manchas ou mosaicos. Em solos texturalmente arenosos, presentes nas depressões inundáveis ou alagáveis e no entorno dos capões ou em áreas de brejo, há um nítido predomínio das gramíneas e outras herbáceas de pequeno porte, cujas raízes ramificadas, com suas densas redes, conseguem absorver a água contida na camada superior do solo e sobreviver mesmo em períodos de baixa precipitação. As plantas lenhosas, espécies que lhes são antagônicas, utilizam as suas raízes grossas capazes de se entenderem a grandes distancias, horizontal e vertical, para se instalarem e sobreviverem em áreas com uma cobertura pedregosa. Uma diminuição no tamanho e um maior afastamento entre as espécies lenhosas surgem como resposta a uma menor taxa de precipitação. As suas raízes podem aproveitar fendas existentes no substrato rochoso, como observado nos arenitos Longá e Poti, que constituem as duas principais litologias aflorantes na área, alimentando-se da água aí contida. O excesso de água durante a época das chuvas pode funcionar, também, como barreira ao crescimento de plantas lenhosas, criando condições adequadas para o aparecimento de um tapete uniforme de ervas.

Nas áreas onde as camadas de solos arenosos são profundas é freqüente observar-se o domínio de dois tipos de vegetação: às áreas arenosas, nas quais a água se infiltra mais rapidamente, corresponde uma fisionomia de savana com vegetação esparsa distribuída entre gramíneas e outras herbáceas; àquelas onde a presença de crostas lateríticas, superficiais ou em profundidades, impedem a infiltração da água desenvolve-se uma vegetação densa de bosques ou mata seca. Fato curioso, observado na área, é que quando a crosta está posicionada à superfície a vegetação é bastante rarefeita com grandes espaços ocupados por gramíneas, exceto quando se verifica, também, a presença de formigueiros. Estes, são locais de boa drenagem e onde sempre se desenvolve uma boa cobertura vegetal.

Quando a camada de retenção ou de crosta laterítica está posicionada a uma profundidade suficiente para permitir o acúmulo de água nas camadas subjacentes de areia, arejada e úmida, uma vegetação com fisionomia de floresta encontra condições adequadas para se instalar. Outra variante local da paisagem é observada quando a crosta laterítica está posicionada a uma profundidade uniforme, ficando a vegetação restrita, neste caso, às pequenas elevações ou microrrelevos.

As situações descritas anteriormente leva-nos a defender a hipótese de que a presença da crosta laterítica, ou pedra de jacaré na denominação local, e sua localização, aliado à profundidade e condições hídricas do solo bem como à baixa disponibilidade de nutrientes, representam os principais fatores que mais diretamente condicionam a distribuição, alternância ou instalação das diferentes fisionomias vegetais identificadas na área pesquisada.

As zonas de cotas altimétricas mais baixas, ou depressões, caracterizam-se pelo domínio de duas diferentes comunidades vegetais, ervas e palmeiras, e pelos depósitos de areia e argilas negras. Como a evaporação potencial atinge valores superiores à pluviosidade anual, os solos de forte conteúdo argiloso ressecam e fragmentam-se em polígonos (gretas de contração ou mud crack) com fendas profundas, configurando um biótopo desfavorável à presença de árvores. As savanas de *Copernicia*, ou savanas de palmeiras, encontram nas áreas inundáveis, com solos arenosos subjacentes a camadas de argilas em profundidade, ambiente propício para o seu desenvolvimento, destacando-se na paisagem como uma comunidade vegetal homogênea.

Outra situação de ocorrência na área e de característica importante prende-se à presença, em alguns sítios, de uma cobertura contínua de canga ou couraça laterítica que também serve de controle ou barreira à instalação e distribuição da vegetação. É de fácil observação e constatação que a sua distribuição à superfície impede o desenvolvimento de uma cobertura herbácea permitindo, no entanto, o desenvolvimento de árvores isoladas ou distanciadas significativamente umas das outras. O suprimento de água, neste caso, faz-se através da sua captura em profundidade. O fato observado de que a *Curatella* ocorre nestas áreas de forma sempre verde, mesmo durante o período de estiagem, é mais um dado importante no qual se baseia a hipótese de que a água encontra-se armazenada em profundidade. A perda de água por dia desta e de outras espécies lenhosas gira em torno de 10 litros, na época seca, época em que o solo de canga

encontra-se também seco. Logo, o fornecimento de água deve ser proveniente das camadas inferiores. A captura de água nestas áreas, bem como naquelas em que a vegetação se instala diretamente sobre o arenito aflorante, faz-se a partir de um sistema de raízes que podem atingir cerca de 10 m de comprimento, eventual e localmente podendo atingir cifras maiores, como observado na Serra do Bugarim, ao aproveitarem as fendas existentes para atingirem os horizontes com boa disponibilidade de água.

Portanto, as diferenças florísticas têm sua variabilidade relacionada a características muito particulares e localizadas, dentre as quais podem ser citadas a variabilidade espacial, presença da água, que nas áreas deprimidas também é importante o tempo de inundação, profundidade da lâmina d'água, presença/ausência de afloramento rochoso, posicionamento na topografia, profundidade e pobreza/riqueza de nutrientes do solo, e presença e profundidade da crosta e canga ou camada laterítica. Esta última com importância acentuada, para o que contribui, ainda, o fato da crosta de laterita ocorrer de forma contínua, em níveis uniforme e diferentes. Em cada uma destas situações, ou nas situações contrárias, ocorre o desenvolvimento de uma vegetação com estrutura também diferente, permitindo a individualização das seguintes fisionomias:

- Bosques densos ou florestas secas, em terrenos arenosos úmidos e suavemente ondulados, quando a crosta laterítica posiciona-se de modo profundo; ou de gramíneas, em áreas rebaixadas, quando esta profundidade é baixa. Neste último caso, a presença de árvores só foi observada quando, paralelamente, também ocorria a presença de formigueiros.
- Quando a crosta ocorre de modo contínuo, o que condiciona o tipo de fisionomia é a sua profundidade o que possibilita o desenvolvimento de florestas nas porções de relevo mais ondulado onde a crosta posiciona-se a uma maior profundidade e de gramíneas em áreas deprimidas.
- Em situações, nas quais a crosta é encontrada a um nível uniforme com retenção de água, o relevo assume uma importância significativa no controle da distribuição da vegetação: nas áreas mais onduladas ocorre a instalação das savanas arborizadas e nas pequenas depressões desenvolve-se uma cobertura de gramíneas.

- Quando posicionada a diferentes profundidades e de modo descontínuo, observa-se a presença de bosques ou florestas nas áreas mais elevadas de relevo suavemente ondulado e de gramíneas nas áreas inundadas das depressões.

8 REFERÊNCIAS

ABREU, M. C; CASTRO, A. A. J. F. Estudo quantitativo de manchas remanescentes de cerrado no Parque Ambiental de Teresina, Teresina, Piauí. **Pub. Avulsas Ciência Ambiental**. Teresina, nº 9, p. 1-14, 2004.

AB'SABER, A. N. **Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário**. Geomorfologia, São Paulo, IGEOG-USP, (81), 1969.

AB'SABER, A. N. O domínio dos cerradões. Introdução ao conhecimento. **Fundação Centro de Formação do Servidor Público**, v. 3, n. 4, p. 41-55, 1983.

AB'SABER, A. N. **O domínio morfoclimático semi-árido das caatingas brasileiras**. São Paulo. Instituto de Geografia da USP, 1974.37p.

AB'SABER, A. N. Domínios morfoclimáticos e províncias fitogeográficas do Brasil. **Orientação**, São Paulo, IG-USP. Nº 3 março 1967

AGUIAR, G. A. Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971. **Anais**. São Paulo, SBG. v.3, p. 113-122.

ALCOFORADO FILHO, F.G.. **Composição florística e fitossociológica de uma área de caatinga arbórea no município de Caruaru-PE**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal Rural de Pernambuco, 220p, Recife.1993.

ALMEIDA, F. F. M. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., Salvador, 1969. **Anais**. Salvador, SBG. P.29-46.

ANA-SAS. **Atlas de Abastecimento de Água do Estado do Piauí**. Brasília, DF.2004

ANDRADE, L. A. **A fitossociologia como ferramenta para conservação**; minicurso.UFPB: Areia, 2003.

ANDRADE-LIMA, D. **The caatingas dominium**. Revista Brasileira de Botânica, São Paulo, v. 4, p. 149-53, 1981.

ARAÚJO, E. de L.; SAMPAIO, V. S. B; RODAL, M. J. N. Composição florística e fitossociológica de três áreas de caatinga de Pernambuco. **Revista Brasileira de Biologia** 55(4): 595-607.1990.

ARAÚJO, F. S. et al. Organização comunitária do componente lenhoso de três áreas de carrasco em Novo Oriente - CE. **Revista Brasileira de Biologia**, São Paulo, 58(1): 85-95, 1998.

ARAÚJO, F. S.; MARTINS, F. R.. Fisionomia e organização da vegetação do carrasco no Planalto da Ibiapaba, Estado do Ceará. **Acta Botanica Brasílica**, São Paulo, 13(1): 1-14. 1999.

ARAÚJO NETO, M. D. de. **Solos, água e relevo dos campos de murundus na Fazenda Água Limpa, Distrito Federal**. Dissertação de mestrado, Brasília, UnB, 1981.

ARAÚJO NETO, M. D. de., et al. The “murundus” of the “cerrado” region of central Brazil. Journal of Tropical Ecology 2: 17-35. 1986. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

ARSHAD, M. A. Physical and chemical properties of termite mounds of two species of Macrotermes (Isoptera, Termitidae) and the surrounding soils of the semi-arid savanna of Kenya. Soil Science 132, 1981. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

ASMUS, H. E.; PONTE, F. C. **The brazilian marginal basins**. In: PETRI, S.; FULFARO, V. J. Geologia do Brasil. (Fanerozóico). São Paulo: T. A. Queiroz: Ed. da Universidade de São Paulo, 1983.

AZEVEDO, A. de. O planalto braileiro e o problema da classificação de suas formas de relevo. In: **Boletim da AGB**, São Paulo. 1949.

AYALA CARCEDO, F. J. La geologia ambiental en el contexto de las disciplinas y problemas ambientais. **Serie Engenharia Geoambiental**, Inst. Tecn. Geominero de España, Madrid, pp 9-15. 1988.

BAILEY, R. G. **Ecorregions**: the ecosystem geography of the ocean continentes. Springer-Verlag: New York, 1998.

BANERGEER, S. P; MOHAN, S.C. Some characteristics or temitaria soils in relation to their surroundings in New Forest State, Dehra dun. The Indian Forester 102. 1976. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

BAPTISTA, J. G. **Geografia física do Piauí**. 2ª edição. Re. Aum. Teresina: CODEPI, 1981. 360p.

BARROSO, G. M; GUIMARÃES, E. F. Excursão botânica ao parque nacional de Sete Cidades, Piauí. **Rodriguésia**, Rio de Janeiro, v.22, n.53, p.241-267, 1980.

BEARD, J. S. **The savanna vegetation of northern tropical America**. Ecological monographs, v. 23, 1953.

BEROUTCHATCHVILLI, N. L. **Métodos de pesquisas geográfico-paisagísticas e a cartografia do estudo dos complexos territoriais naturais**, Geórgia: Editora da Universidade de Tbilisi, 1983.

BERTALANFFY, L. von. **Teoria geral dos sistemas**. Petrópolis, Vozes, 1973.

BERTRAND, G. Paisagem e Geografia Física Global: Esboço Metodológico. **Cadernos de Ciências da Terra** (13), São Paulo, IG/USP, 1971.

BIGARELLA, J. J. Paleocorrentes e deriva continental (comparação entre América do Sul e África). **Boletim Paranaense de Geociências**, v.31, 1973.

BIGARELLA, J. J; MABESOONE, J. M; LINS, C. J; MOTA, F. Paleogeographical features of the Serra Grande e Pimenteiras formations (Parnaíba Basin, Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.1, 1965.

BISSIO, B. Novos paradigmas, velhos desafios. In: **Revista Ecológica e Desenvolvimento**. Rio de Janeiro. Ed. Terceiro Mundo Ltda. Ano 3, nº 40, 1994.

BLACK, J. N. **Energy relations in crops production a preliminary survey**. Ann. Appl. Biol.. 67:272-278. 1971.

BLEKENNAGEL, R. K. **Sumário geológico e potencial de água subterrânea da margem leste da Bacia do Maranhão**, Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1962.

BODOT, P. Étude écologique des térmites des savannas de Basse Cote d'Ivoire. Insectes Sociaux 34. 1976. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

BOYD, R.; DALRYMPLE, R.; ZAITLIN, B. A. Classification of clastic coastal depositional environments. **Sedimentary Geology**, v.80, p.139-150. 1992.

BRANCO, S. M. **Ecologia da cidade**. São Paulo. Ed. Moderna, 1992.

BRITO NEVES, B, B. **O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil, escala 1:1.000.000**. São Paulo, 177p (Tese de Livre Docência – Instituto de Geociências, USP). 1983.

BUCHANAN, F. A journey from mandras through the countries of Mysore, Kanara and Malabar, volume 2 and volume 3. East India Co., London, vol. 2: 436-461, 559; vol. 3: 66, 89, 251, 258, 378. 1807. In: **Geomorfologia e meio ambiente** / Antonio José Teixeira Guerra e Sandra Baptista Cunha (organizadores). 4ª ed. – Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003.

BUTT, C. R. M. **A basis for geochemical exploration models for tropical terrains**. Chem. Geol., 60:5-16,. 1987.

CAMPBELL, D. F. Bacia do Maranhão. **Relatório**. Conselho Nacional do Petróleo, 1949, p.81-83.

CAMPBELL, D. F.; ALMEIDA, L. A.; SILVA, S. O. Relatório preliminar sobre a geologia da Bacia do Maranhão. **Boletim do Conselho Nacional de Petróleo**, v. 1, p.1-60. 1949.

CAROZZI, A. V. et al. Análise ambiental e evolução tectônico-sedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. **Ciência, Técnica, Petróleo. Seção Exploração do Petróleo**, v. 7, p.1-48. 1975.

CASSETI, W. **Ambiente a apropriação do relevo**. São Paulo: Contexto, 1991. – (Coleção Ensaios).

CASTELO BRANCO, R. M. G; COIMBRA, A. M. Contribuição ao conhecimento tectomagmático da borda sul da Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos**. SBG, 1984.

CASTRO, A. A. J. F. **Áreas de conservação**. Quid, Teresina, vol. 4, n. 1, p. 183-9.

CASTRO, A. A. J. F. **Florística e fitossociologia de um cerrado marginal brasileiro, parque estadual de Vuçununga, Santa Rita do Passa-Quatro – SP**. Campinas: UNICAMP. 243p. Tese de Mestrado. 1987.

CASTRO, A. A.J. F. Cerrados do Brasil e do Nordeste: considerações sobre os fatores ecológicos atuantes, ocupação e fitodiversidade. **Revista Econômica do Nordeste**, Fortaleza, vol. 27, n. 2, p. 183-205, 1996.

CASTRO, A. A. J. F; MARTINS, F. R; FERNANDES, A. G. The woody flora of cerrado vegetation in the state of Piauí, northeastern Brazil. *Edinburgh Journal of Botany*, Edinburg, vol. 55, n. 3, p. 455-72, 1998.

CASTRO, A. A. J. **Comparação florístico-geográfica (Brasil) e fitossociologia (Piauí-São Paulo) de amostras de cerrado**. Campinas: UNICAMP. 520p. Tese (Doutorado). 1994a.

CASTRO, A. A. J. F. **Comparação florística de espécies do cerrado**. Silvicultura, São Paulo, vol. 15, n. 58, p. 16-8, nov./dez. 1994b.

CASTRO, A. A. J. F; MARTINS, F. R; TAMASHIRO, J. Y; SHEPHERD, G. J. How rich is the flora of brazilian cerrados? **Anais Missouri Botanical Gaules**, 86,1999.

CASTRO, A. A. J; MARTINS, F. R. Cerrados do Brasil e do Nordeste: caracterização, área de ocupação e considerações sobre a sua fitodiversidade. **Pesq. Foco**, São Luis, v.7, n.9, p.147-178, jan./jun. 1999.

CASTRO, A. A. J. F. Vegetação e flora da estação ecológica de Uruçuí-Una (resultados preliminares). In: CONGRESSO NACIONAL DE BOTÂNICA, 34. Porto Alegre, 1983. **Anais**. v. 2. Porto Alegre: Sociedade Botânica do Brasil. p. 251-61, 1984.

_____. A riqueza florística dos cerrados brasileiros: considerações sobre o conhecimento de sua flora arbustivo-arbórea magnoliofítica. In: REUNIÃO NORDESTINA DE BOTÂNICA, 16, 1992, Crato, CE. **Resumos**. Crato: Universidade Federal do Cariri, P. 41,1992.

CASTRO, A. A. J. F.; MARTINS, F. R.; SHEPERD, G. J. Comparação florístico-geográfica (Brasil) de amostras de Cerrado. **In: Congresso Nacional de Botânica**, 46., 1995, Ribeirão Preto: USP/Sociedade Botânica do Brasil, P. 125,1995.

CASTRO, A. A. J. F., MARTINS, F. R., FERNANDES, A. G.. The woody flora of cerrado vegetation in the state of Piauí, northeastern Brazil. **Edinburgh Journal of Botany**, Edinburgh: v. 55, n. 3, p 455 – 472, 1998.

CASTRO, A. A. J. F. Cerrados do Brasil e do Nordeste: considerações sobre fatores ecológicos atuantes, ocupação, conservação e fitodiversidade. **Revista Econômica do Nordeste**, Fortaleza, v.27, n.2, p. 183-205. 1999.

CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

CAVALCANTI, A. P. B. **Impactos e Condições Ambientais da Zona Costeira do Estado do Piauí**. Tese (Doutorado), Rio Claro (SP). 2000.

CEPRO. **Macrozoneamento costeiro do Estado do Piauí**. Fundação CEPRO, Fundação Rio Parnaíba. Teresina, 1996.

CEPRO. **Perfil dos Municípios**. Teresina: 420p.1992.

CEPRO.Secretaria de Planejamento. **Cerrados piauienses: estudo preliminar de suas potencialidades**. Teresina, 1992. 63p.

CERQUEIRA, R. South American Landscapes and their Mammals, pp. 53-76, 1982. **IN: Fragmentação de Ecossistemas: causas, efeitos sobre a biodiversidade e recomendações de políticas públicas / Denise Marçal Rambaldi, Daniela América Suárez de Oliveira (orgs.)**. Brasília: MMA/SBF, 2003.

CERRADO: ecologia e caracterização/editores técnicos Ludmilla Moura de Souza Aguiar, Amábilio José Aires de Camargo. – Planaltina, DF: Embrapa Cerrados; Brasília: **Embrapa Informação Tecnológica**, 2004. 249p.: il. color.

CHORLEY, R. J. Geomorphology and general systems theory. **U. S. Geol. Survey Prof. Paper** 500-B (Tradução em Notícia Geomorfológica, 11(21): 3-22, 1971, Campinas). 1962.

CHRISTOFOLETTI, A. A aplicação da abordagem em sistemas na geografia física. **Revista Brasileira de Geografia**, 52(2): 21-33, abr/jun. 1990.

COIMBRA, A M. **Sistematização crítica da obra**. São Paulo, 54p. (Tese de Livre-Docência – Instituto de Geociências – USP). 1991.

COIMBRA, A. M. **Estudo sedimentológico e geoquímico do permio-triássico da Bacia do Maranhão**. São Paulo, 2v. (Tese de doutoramento – Instituto de Geociências – USP). 1983

COLE, M.M. A savana brasileira. **Boletim carioca de geografia**. v.11, 1958.

COLE, M. M. Cerrado, caatinga and pantanal: the distribution and origin of the savanna vegetation of Brazil. **Geographical Journal** 126. 1960. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis. **Tese de Doutorado**. FFLCH-USP. 2002.

CONCEIÇÃO, G.M. **Florística e fitossociologia de uma área de cerrado marginal, Parque Estadual do Mirador, Mirador, Maranhão**. Dissertação de Mestrado. 148p. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2000.

CONTI, J. B; FURLAN, S. A. **Geocologia**: o clima, os solos e a biota. IN: ROSS, J. L. S. (org.). Geografia do Brasil. São Paulo, Edusp/FDE, 1996.

CORDANI, U. G. et al. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Ciência, Técnica, Petróleo. Seção Exploração do Petróleo**, v. 15, p. 20-27. 1984.

COSTA, J. B. S; BORGES, M. S; IGREJA, H. L. S; HASUI, Y. Borda sul da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço pré-cambriano. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, **Boletim de Resumos**, Rio Claro, SBG-Núcleo São Paulo, 1991 a.

COSTA, J. B. S; BORGES, M. S; IGREJA, H. L. S; HASUI, Y. Borda sul da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço pré-cambriano. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, **Boletim de Resumos**, Rio Claro, SBG-Núcleo São Paulo, 1991b.

COSTA, J. L. da, et al. Lateritos e lateritização. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 36, Natal, 1990.

COUTINHO, L. M. O conceito de cerrado. **Revista brasileira de Botânica**. 1978.

COUTINHO, L. M. O bioma Cerrado. In: KLEIN, A. L. (Org.). **Eugen warming e o Cerrado brasileiro: um século depois**. São Paulo: Editora UNESP; Imprensa Oficial do Estado, 2002.

COX, G. W. Mounds of mystery. Natural History 93. 1984. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

CPRM. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Carta Hidrogeológica. Folha SB 23XB – Caxias. 2000.

CPRM. **Mapa geotectônico do Brasil**, 2001.

CREPANI, E. et al. **Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento Aplicados ao Zoneamento Ecológico-Econômico e ao Ordenamento Territorial**, INPE, 2000.

CRUZ, W. B.; ABOARRAGE, A. M.; SANTOS, M. E. C. M. **Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba – Relatório de progresso das etapas II e III**. Recife, DNPM/CPRM. 2v. 1973.

CUNHA, C. N.; CAMPOS, M. M.; SILVA, M. Q. **Estudos biológicos preliminares de uma área de cerrado inundável, transição entre cerrado e pantanal**. (Mimoso – Santo Antônio de Leverger, MT). Cuiabá, UFMT. 57p. 1983.

CUNHA, F. M.; CARNEIRO, R. G. **Carta geológica da Bacia do Parnaíba – escala 1:1.250.000**. PETROBRÁS/DNPM. 1973.

CUNHA, F. M. B. **Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. Rio de Janeiro, 107p. (Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências/UFRJ). 1986.

DALQUEST, W. W; SCHEFFER, V. B. The origin or mima-mounds of western Washington. *Journal of Geology* 50, 1942. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

DELLA FÁVERA, J. C. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba**. Porto Alegre, 2 v. (Tese de Doutorado – Instituto de Geociências/UFRS). 1990.

DELLA FÁVERA, J. C.; ULIANA, M. A. Bacia do Maranhão – possibilidades para treinamento em fácies e ambientes sedimentares. Rio de Janeiro, **Petrobrás**, v. 1 (relatório interno). 1979.

DELLA FÁVERA, J. C. Reconhecimento de novas fácies e ambientes deposicionais da Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Resumos**. Camboriú, SBG, p.357.

DERBY, O. A. Estructura geológica e mineraes, 1884 In: Góes, A. M. **A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba**. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências/USP, 1995.

DINIZ DE ARAUJO NETO, M. **Solos, água e relevo dos campos de murundus na Fazenda Água Limpa, Distrito Federal**. Dissertação de mestrado, Brasília, Universidade de Brasília, 1981.

DINIZ DE ARAUJO NETO, M. et al. The murundus of cerrado region of Central Brazil. *Journal of Tropical Ecology*. 2, 1986. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

DOKUCHAEV, V. V. (1883). Citado In: PALMIERI, F; LARACH, J. O. I. *Pedologia e Geomorfologia* In: **Geomorfologia e Meio Ambiente** / Antonio Teixeira Guerra e Sandra Baptista da Cunha (org.). 4ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003.

DUQUE, G. **O nordeste e as lavouras xerófilas**. 3ª ed. Mossoró – RN: ESAM (Coleção Mossoroense, 143), 1980. 316p.

EITEN, G. The cerrado vegetation of Brazil. *Botanical review*. 33(2) 201-341.1972. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

EITEN, G. The vegetation of the Serra do Roncador. **Biotropica** 7: 112-35, 1975.

EITEN, G. **Classificação da vegetação do Brasil**. Brasília. Conselho Nacional do Desenvolvimento Científico e Tecnológico, 1983.

EMBRAPA. **Levantamento de reconhecimento dos solos do Distrito Federal**. Brasília, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. 1978.

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de solos**. EMBRAPA Solos. Brasília. 412p. 1999.

EMBRAPA/SPI/TERRA VIVA. Atlas do meio ambiente do Brasil. Brasília, **Terra Viva**, 1996.

EMBRAPA. **Zoneamento Agroecológico do Nordeste do Brasil**. Diagnóstico e Prognóstico. Documento n. 14, Setembro, 2000.

EMPERAIRE, L. **Vegetation et gestion des ressources naturelles dans la catinga du sud-est du Piauí (Brésil)**. Paris: ORSTOM, 1989. 319p. Tese (Doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles) - Université Pierre et Marie Curie. (Travaux et Documents Micro edités, 52), 1989.

_____. Vegetação e flora. In: IBAMA. **Plano de manejo do Parque Nacional da Serra da Capivara, São Raimundo Nonato-PI**. Brasília: FUNDAM, 1991. p.61-206.

ENGELS, F. A. Dialética da natureza. 3ª ed. Rio de Janeiro, **Paz e Terra**, 1979.

ERHART, H. **La theorie bio-rexistasiqye et les problèmes biogeographiques et paleobiologiques**. Soc. Biogeog., França, CNR (288): 43 – 53, 1956.

ERHART, H. A teoria biorreexistásica e os problemas biogeográficos e paleobiológicos. **Notícias Geográficas**, Campinas, v.6, nº 11, p.51-58 (tradução da ed. francesa), 1966.

FAIRBRIDGE, R. W. Encyclopedia or geomorphology. Stroudsburg, Dowden Hutchinson & Ross. 1968. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

FERNANDES, A. **Fitogeografia brasileira**. Forataleza. Multigraf, 340 p. 2000.

FERNANDES, A.; BEZERRA, P. **Estudo fitogeográfico do Brasil**. Fortaleza: Stylus Comunicações, 1990. 205p.

FERRAZ, E.M.N. **Florística e fitossociologia de uma área de caatinga arbórea da fazenda Boa Vista, Custódia-PE**. Recife: UFRPE, 1989.122p. Monografia de Graduação.

FERREIRA, K.B. **Estudo fitossociológico em uma área de cerrado marginal no município de Afonso Cunha-Ma.** São Luís, 1997. 53p. Monografia de Graduação.

FERRI, M. G. **A vegetação brasileira.** Edusp. São Paulo, 1980.

FERRI, M. G. (ed.). **I SIMPÓSIO SOBRE O CERRADO.** São Paulo, EDUSP/Blucher. 1963. 376p.

FERRI, M. G. (ed.). **III SIMPÓSIO SOBRE O CERRADO.** São Paulo, EDUSP/Blucher. 239p. 1971.

FERRI, M. G. (ed.). **IV SIMPÓSIO SOBRE O CERRADO.** Belo Horizonte, São Paulo, EDUSP/Itatiaia, 1977a. 415p.

FERRI, M. G. Ecologia dos cerrados. In: M. G. FERRI (coord.). **IV SIMPÓSIO SOBRE O CERRADO: BASES PARA UTILIZAÇÃO AGROPECUÁRIA.** Belo Horizonte, Editora Itatiaia: São Paulo, EDUSP. 1976. p.15-33.

FIGUEIREDO, A J. de A. et al. **Projeto alto Guaporé: relatório final.** Goiânia, DNPM/CPRM, 11v. (Relatório do Arquivo Técnico do DGM, 2323). 1974.

FIGUEIRÊDO, L. S.; RODAL, M. J. N.; MELO, A. L. Florística e fitossociologia de uma área de vegetação arbustiva caducifólia no município de Buíque-Pernambuco. **Naturalia** 25: 2000. p. 205-224.

FIGUEIREDO, M. A.; FERNANDES, A. G. Encraves de cerrado no interior do Ceará. **Ciência Agrônômica**, Fortaleza, v.18, n.2, p.1-4. 1987.

FILGUEIRAS, T.S.; PEREIRA, B.A. Flora do Distrito Federal. In: **Cerrado: caracterização, ocupação e perspectivas.** UNB, Brasília. 1993. Pp.345-404.

FOLSTER, H; HUBER, O. Interrelaciones suelos-vegetation en el área galipera, Territorio Federal Amazonas – Venezuela. Caracas, Ministerio del Ambiente y los Recursos Naturales Renovables. 1984. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

FONSECA, M. R. **Análise da vegetação arbustivo-arbórea da vegetação hiperxerófila do nordeste do estado de Sergipe**. Campinas: UNICAMP, 1991. 187p. Tese de Doutorado. Universidade Estadual de Campinas, Campinas. 1991.

FORTES, F. P. Os grabens sigmoidais da Bacia do Parnaíba e a Matriz Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo. **Anais..** São Paulo SBG, v. 1., p. 552-554. 1992.

FRAGMENTAÇÃO DE ECOSSISTEMAS: causas, efeitos sobre a biodiversidade e recomendações de políticas públicas / Denise Marçal Rambaldi, Daniela América Suárez de Oliveira (orgs.). Brasília: MMA/SBF, 2003.

FUNDAÇÃO JOÃO PINHEIRO. Aspectos geomorfológicos da área do Projeto Sagarana. Revista da Fundação João Pinheiro 5. 1975. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

FURLEY, P. A. Notes on the soils and plant communities of Fazenda Água Limpa, Brasília, DF, Brazil. Occasional Publications N. S. N° 5. Edinburgh, Department of Geography, University of Edinburgh, 1985. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

FURLEY, P. A. Classification and distribution of murundus in cerrado of central Brazil. **Journal of Biogeography** 13: 265-268. 1986.

GARAY, I. E. G.; DIAS, B. F. S. **Conservação da biodiversidade em ecossistemas tropicais: avanços conceituais e revisão de novas metodologias de avaliação e monitoramento**. Irene Garay e Bráulio F. S. Dias (org.). Petrópolis: Editora Vozes, 2001.

GASCON, C., LAURENCE, W.F; LOVEJOY, T. E. Fragmentação florestal e biodiversidade na Amazônia. In: **Conservação da biodiversidade em ecossistemas tropicais: avanços conceituais e revisão de novas metodologias de avaliação e monitoramento/** Irene Garay; Bráulio F. S. Dias (org.). Petrópolis: Editora Vozes, 2001.

GEOBRASIL 2002. **Perspectiva do meio ambiente no Brasil**/Organizado por Thereza Christina Carvalho Santos e João Batista Drumond Câmara. Brasília: Edições IBAMA, 2002.

GOERGEN, G. **Critérios ecológicos para o desenvolvimento de modelos de aproveitamento agrícola adaptados a regiões das chapadas no Piauí central/Brasil**. Teresina: DNOCS/BMG/GTZ, 1986.

GÓES, A. M. **A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba**. Tese (Doutorado). USP/IG. São Paulo, 1995.

GÓES, A. M. de O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.8, p.57-67. 1994.

GÓES, A. M. de O.; TRAVASSOS, W. A. S.; NUNES, K. C. Projeto Parnaíba – reavaliação da bacia. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 38, Camboriú, 1994. **Anais**. Camboriú, SBG, v.3, p.307-310. 1994.

GOODLAND, R; FERRI. M. G. **Ecologia do cerrado**. Belo Horizonte. Editora Itatiaia; São Paulo, EDUSP, 1979. 193p.

GREGORY, K. J. **A natureza da geografia**. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 1992.

GUERRA, A. J. T. (Org.). **Geomorfologia e meio ambiente**/Antônio José Teixeira Guerra e Sandra Baptista Cunha (org.). 4ª ed.- Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003.

GUERRA, A. T. **Diccionario geológico-geomorfológico**. 6.ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1980.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid tropical region. *American Journal of Science*, 258-A: 80-97 (Tradução em **Notícia Geomorfológica**, 12(24). 3-37, 1972). 1960.

HASUI, Y; CORDANI, U. G. Idades potasio-argônio de rochas eruptivas mesozóicas do oeste mineiro e sul de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, **Anais**, Belo Horizonte, SBG v. 1, 1968.

HASUI, Y; HARALYI, N. L. E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Parnaíba. **Geociências**, v.10, 1991.

HASUI, Y; ABREU, F. de A. M; VILLAS, R. N. N. Provincia Parnaíba. In: ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, EDUSP, 1984.

HENCK, K. **As florestas da América do Sul**: ecologia, composição e importância econômica. São Paulo. Universidade de Brasília/Polígono, 446 p. 1972.

HERINGER, E.P. *et al.* A flora do Cerrado In. Simpósio sobre Cerrado, 1976. Brasília, DF. Bases para a utilização agropecuária. **Anais**. São Paulo: EDUSP. Pp 211-232 (Reconquista do Brasil).

HOLE, F. D. Effects of animals on soil. *Geoderma* 25, 1981. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

HUGGETT, R. J. **Earth surface systems**. Berlin, Springer Verlag, 1985.

IBDF; FBCN. **Plano de manejo – Parque Nacional da Serra da Canastra**. Brasília, Instituto Brasileiro de Desenvolvimento Florestal & Fundação Brasileira para a Conservação da Natureza. 96p. 1981.

IBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia. **Mapa de unidades de relevo do Brasil**. Esc. 1:5.000.000. 1993.

JENRICH, H. **Vegetação arbórea e arbústea nos altiplanos das chapadas do Piauí central: características, ocorrência e empregos**. Teresina: DNOCS, Eschborn: BMZ/GTZ, 1989.

KALPAGÉ, F. S. C. P. Tropical soils classification, fertility and management. London, Butter & Tenner, 1976. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

KEGEL, W. Rastos do Devoniano da Bacia do Parnaíba. **Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia**. DNPM, v. 233, p.1-32. 1966.

KEGEL, W. As INCONFORMIDADES NA Bacia do Parnaíba e zonas adjacentes. **Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia**. DNPM, v.160, 1956.

KEGEL, W. A estrutura geológica do nordeste do Brasil. **Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia**. DNPM, v. 227, 1965.

KING, T. J. The plant ecology on ant-hills in calcareous grassland I, II e III. Patterns os species in relation tp ant-hills ins outhern England. *Journal of Ecology* 65, 1977a, 1977b, 1977c. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

KOPEZINSKI, I. **Mineração x meio ambiente**: considerações legais, principais impactos ambientais e seus processos modificadores. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS, 2000.

KRAUSKOPF, K. B. **Introdução à geoquímica**; tradução de Michal Lando e Paulo S. C. Bogus. São Paulo. Polígono, Editora da USP. 1972.

LANGHE, F. W.; PETRI, S. The Devonian of the Paraná Basin, **Bol. Paran. Geocien.** v.21/22, p.5-55. 1967.

LARA, M. C; PATTON, J. L. Evolutionary diversification of spiny rats (genus *Trinomys*, Rodentia; Echimyidae) in the Atlantic Forest of Brazil. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 120: 6661-686, 1998. IN: **Fragmentação de Ecossistemas**: causas, efeitos sobre a biodiversidade e recomendações de políticas públicas / Denise Marçal Rambaldi, Daniela América Suárez de Oliveira (orgs.). Brasília: MMA/SBF, 2003.

LEMONS, J. R; RODAL, M. J. N. Fitossociologia do componente lenhoso de um trecho da vegetação de caatinga no Parque Nacional Serra da Capivara, Piauí, Brasil. **Acta Bot. Bras.**, jan. 2002, vol.16, no.1, p.23-42. ISSN 0102-3306.

LEITE, J. F; ABORRAGE, A M; DAEMON, R. F. Projeto carvão da Bacia do Oarnaíba. – **Relatório Final das Etapas II e III**, Recife, DNPM/CPRM, 5v. 1975.

LIMA, E. de A. M.; LEITE, J. F. **Projeto de estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba – integração geológica-metalogenética**. Recife, DNPM/CPRM. 2v. 1978.

LIMA, I. M. M. F. *et al.* **Piauí, tempo e espaço**. São Paulo, Ed. do Brasil, 2ª ed. 1994.

LIMA, I. M.de M. Relevo Piauiense: uma proposta de classificação. **Revista CEPRO**. Teresina, v. 12, n. 2, 1987.

LIMA, S. C. **As veredas do ribeirão Panga no triângulo mineiro e a evolução da paisagem**. Departamento de Geografia, FFCL, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 260p. 1996.

LISBOA, M. A. R. The Permian geology of the northern Brasil. **American Journal of Sciences**, v.177, p.425-442. 1914. In: Góes, A. M. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. Tese (Doutoramento). IG/USP. 1995.

LOPES, A. S. **Solos sob cerrado**: características, propriedades, manejo. 2ª ed. Piracicaba: Associação Brasileira de Potássio e Fósforo, 1984. 162p.

LOPES, A. S.; COX, F. R. Cerrado vegetation. In: Brazil: an edaphic gradient. **Agronomical Journal**, n. 69. 1977.

LUCAS, Y.; CHAUVEL, A. Soil formation In tropically weathered terrains, in: Govett, G. J. S. (ed.), **Handbook of Exploration Geochemistry**. Elsevier. 4: 57-78pp. 1992.

MABBUTT, J. A. **The weathered landsurface of central Australia**. Zeitschrift fur geomorphologie, (9). 1965.

MABESOONE, J. M; ROLIM, J. L. Estratigrafia do Quaternário Continental do Nordeste brasileiro, Na. **XXVIII Congr. Bras. Geol.**, v. 3, p. 59-64, 1974.

MacARTHUR, R. H. **Geographical ecology**: Patterns in the distribution of Species. Harper & Row, New York. 1972.

MACEDO, J.; BRYANT, R. B. **Morphology, mineralogy and genesis of hydrosequence of oxisols in Brazil**. Soi. Sci. Soc. Am. J., 53, 1114-1118. 1989. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

MACEDO, J.; BRYANT, R. B. Preferential microbial reduction of hematite over goethite in brazilian Oxisol. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53, 1114-1118. 1989. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

MAINGUET, M. **L'home et la Sécheresse**. Collection Géographie. Masson géographie. Paris, Milan, Barcelona, 200-225pp. 1995.

MAIO, C. R. Análise Geoambiental na Compartimentação Morfológica do Distrito Federal. In: **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, 49 (3), 1987.

MARROIG, G; CERQUEIRA, R. Plio-Pleistocene South América history and the Amazon Lagoon hypothesis: a piece in the puzzle of Amazonian diversification. *Journal of Comparative Biology*, 2: 103-119, 1997. IN: **Fragmentação de Ecossistemas: causas, efeitos sobre a biodiversidade e recomendações de políticas públicas** / Denise Marçal Rambaldi, Daniela América Suárez de Oliveira (orgs.). Brasília: MMA/SBF, 2003.

MARTINS, F.R. Fitossociologia de florestas no Brasil: um histórico bibliográfico. **Pesquisa**, São Leopoldo, v.40, p.103-164, 1989. (Série Botânica)

MARQUES, J. S. Ciência geomorfológica. In: Guerra, A J.; Cunha, S. B. Da. (org.). **Geomorfologia, uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 2001.

MATHEWS, A. G. A. **Studies on termites from the Mato Grosso State, Brazil**. Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências. 267p. 1977.

MELLO NETTO, A. V; LUIS, R. C; COUTINHO, S. F. S. Áreas de exceção úmidas e subúmidas do semi-árido do nordeste do Brasil: estudo especial. In: **Impactos de variações climáticas e desenvolvimento sustentável em regiões semi-áridas**. Recife. Fundação Joaquim Nabuco/ICID. 12 p. 1992.

MENDES, J. C.; PETRI, S. **Geologia do Brasil**, Min. Ed. e Cul. Inst. Nac. Livro-Enciclop. Brasil., Bibliot. Univ., 4,1 – Geol., Tomo 9, 1971.

MENDONÇA, F. **Geografia Física: Ciência Humana?** 7^a ed. – São Paulo, 2001. – (Repensando a Geografia).

MESNER, J. C.; WOOLRIDGE, P. Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous Coastal Basins, North Brazil, **Bull. Am. Ass. Petr. Geol.**, v. 48, n.º. 9, p.1475-1512. (Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretáceas do Maranhão” – tradução de C. W. M. Campos, Bol. Técn. Petr., v. 7, n. 2, p. 137-164). 1964.

MONIZ, A. C. **Elementos de Pedologia** (org.). Rio de Janeiro, Livros Científicos, 1975.

MONTEIRO, C. A. Derivações antropogênicas dos geossistemas terrestres no Brasil e alterações decorrentes: perspectivas urbanas e agrárias do problema da elaboração de modelos de avaliação. In: **Simpósio sobre a comunidade vegetal como unidade biológica, terrestre e econômica**, 4. São Paulo, 1978.

MONTEIRO, C. A. F. **Geossitema: a história de uma procura**. Org. e ver. Y. T. Rocha, J. L. s. Ross, F. Cavalheiro, L. Coltrinari, São Paulo, Contexto/Geosp. 2000.

MOREIRA, A. A. N. Relevô: In: **Nordeste**. Rio de Janeiro: IBGE, 1977. cap. 1, p. 1-45.

MOURA, J.W.S. **Disponibilidade e qualidade de pastos nativos e de capim buffel (*Cenchrus ciliaris* L.) diferido no semi-árido de Pernambuco**. Recife: UFRPE, 1987. 159p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife.

MUELLER-DOMBOIS, D.; ELLENBERG, H. **Aims and methods of vegetation ecology**. New York: John Willey and Sons, 1974.

NAHON, D.;TARDY, Y. The ferruginous laterite. In: Govett, G. J. S. (ed.). **Handbook of Exploration Geochemistry**, Elsevier, 4: 41-78pp. 1992.

NASCIMENTO, M. do P. S. C. B; NASCIMENTO, H. T. S. do. Gramíneas da Região do Mimoso no Piauí. **Comunicação Técnica** 144, EMBRAPA, 2002.

NEWCOMB, R. C. Origin of mima-mounds. Thurston County region, Washington. Journal of Geology 60, 1952. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

NIMER, E. Clima. In: **IBGE**. Geografia do Brasil; v. 2, p. 151-187, Rio de Janeiro, 1990.

OAKES, H; THORP, J. Dark-clay soils of warm regions variousally called Rendzina, Black, Cotton soils, Regur and Tirs. Soil Science Society of America Proceedings 15, 1951. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

OJANY, F. F. The mound topography or the Thika and Athi Planis of Kenya:a problem of origin. Erdkunde 22, 1968. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

OLIVEIRA, M. E. A; SAMPAIO, E. V. S. B, CASTRO, A. A. J. F; RODAL, M. J. N. Flora e fitossociologia de uma área de transição carrasco-caatinga de areia em Padre Marcos, Piauí: **Naturalia** 22. 1997.

OLIVEIRA, M. E. A. *et al.* Flora e fitossociologia de uma área de transição carrasco-caatinga de areia em Padre Marcos, Piauí. **Naturalia** 22: 1997. p. 131-150.

OLIVEIRA-FILHO, A T. **A vegetação de um campo de monchões – microrrelevos associados a cupins na região de Cuiabá, MT**. Instituto de Biologia, Universidade Estadual de Campinas. Tese (Doutorado), 168p. 1988.

OLIVEIRA, A.L. *et al.*. **Relatório projeto parque estadual do Mirados. São Luís: UEMA, 1988.**

OLIVEIRA, M. E. A; MARTINS, F. R; CASTRO, A. A. J. F. Checklist do Parque Nacional de Sete Cidades (Brasileira e Piracururca), Piauí. In: CONGRESSO NACIONAL DE BOTÂNICA, 51, 2000, Brasília. **Anais.** Brasília, Soc. Botânica do Brasil, 2000.

PAIVA, G.; MIRANDA, J. Carvão mineral do Piauí. **Boletim. Departamento Nacional de Produção Mineral.** DNPM, v.20, p.1-16. 1937.

PEDRO, G.; MELFI, A. J. **The superficial alteration in tropical regions and the lateritization phenomena.** In: MELFI, A. J. & CARVALHO, A. (eds.). II International Seminar on Lateritization Processes, São Paulo, Brazil, 3:13p. 1983.

PENCK, W. **Die morphologische Analyse.** Stuttgart, I. Engelhorn's Nachf, 1924.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia.** 2ª ed. Rio de Janeiro; IBGE, 1978.

_____. Tipos de concreções ferruginosas nos compartimentos geomorfológicos do planalto. **Notícia Geomorfológica**, 16(32), 1976.

PENTEADO-ORELLANA, M. M. Microrrelevos associados a térmitas no cerrado. **Notícias Geomorfológicas** 20: 61-71. 1980.

PETRI, S.; FÚLFARO, V. S. **Geologia do Brasil.** São Paulo: T. A. QUEIROZ. Ed. Da Universidade de São Paulo, 1985.

PETRI, S; MENDES, J. C. **Geologia do Brasil.** Ed. Cult. Int. Nac. Livro, Geologia nº 9, 1971.

PÉWÉ, T. L. **Origin of mima mounds.** Science Monthly 66: 293-296. 1948.

PLUMMER, F. B. Bacia do Parnaíba. **Relatório. Conselho Nacional do Petróleo**, p.87-134. 1946. In: Góes, A. M. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. Tese (Doutoramento). IG/USP, 1995.

PORTO, C. G. Intemperismo em regiões tropicais. In: **Geomorfologia e meio ambiente/** Antonio José Teixeira Guerra e Sandra Baptista Cunha (organizadores). 4ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003.

PRADO, D. E; GOBBS, P. E. Patterns of species distribution in the dry seasonal forests of South America. Annual Missouri Botanical Garden. 1993. In: GARAY, Irene E. G; DIAS, Braulio F. S. **Conservação da biodiversidade em ecossistemas** tropicais: avanços conceituais e revisão de novas metodologias de avaliação e monitoramento. Petrópolis: Editora Vozes, 2001.

PRANCE, G. T. Biogeography of neotropical plants. In: GARAY, Irene E. G; DIAS, Braulio F. S. **Conservação da biodiversidade em ecossistemas** tropicais: avanços conceituais e revisão de novas metodologias de avaliação e monitoramento. Petrópolis: Editora Vozes, 2001.

PRANCE, G. T; SCHALLER, G. B. Preliminary study of some vegetation types of the Pantanal, Mato Grosso, Brazil. Brittonia 32: 228-251. 1982. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

PROBIO 2000. Seminário sobre avaliação e Identificação de Ações Prioritárias para a Conservação, Utilização Sustentável e Repartição de Benefícios da Biodiversidade do Bioma Caatinga. www.biodiversitas.or/caatinga.

PROJETO RADAMBRASIL. Folha SB.23. Teresina e parte da folha SB.24 Jaguaribe: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1973.

PROJETO RADAMBRASIL. **Folha SB.24/25 Jaguaribe/Natal**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1981.

RADAMBRASIL. Ministério das Minas e Energia. **Projeto RADAM**, 1978.

RAMBALDI, D. M; OLIVEIRA, A. S. de. **Fragmentação de Ecossistemas**: Causas, efeitos sobre a biodiversidade e recomendações de políticas públicas/Denise Marçal Rambaldi, Daniela América Suárez de Oliveira (orgs.). Brasília: MMA/SBF, 2003.

RATTER, J. A. et al. Observations on the vegetation of northeastern Mato Grosso I. The woody vegetation types of the Xavantina-Cachimbo Expedition area. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B. Biological Sciences*, 266, 1973. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

RATTER, J. A.; ASKEW, G. P; MONTGOMERY, R. F; GIFFORD, D. R. Observações adicionais sobre o cerrado de solo mesotrófico no Brasil Central. In: SIMPÓSIO SOBRE O CERRADO, 4., 1976, Brasília, **Anais**. São Paulo, 1977.

RATTER, J. A.; DARGIE, T. C. D. An analysis of the floristic composition of 26 cerrado areas in Brazil. **Edinburgh Journal of Botany**. v. 49, p. 235-250, 1992.

RATTER, J. A. *et al.* Analysis of the floristic composition of the Brazilian cerrado vegetation II: comparison of the wood vegetation of 98 areas. **Edinburgh Journal of Botany**. V. P. 153-180, 1996.

REATTO, A. *et al.* Solos do bioma Cerrado: aspectos pedológicos. Cap. 2. In: SANO, S. M; ALMEIDA, S. P. (eds.). **Cerrado: ambiente e flora**. Planaltina: EMBRAPA/CPAC, 1998.

REZENDE, W. M.; PAMPLONA, H. R. P. Estudo do desenvolvimento do Arco Ferre-Urbano Santos. **Boletim Técnico da Petrobrás**, v.13, p.5-14. 1970.

RIBEIRO, L. F. **Riqueza de plantas lenhosas e distribuição de grupos ecológicos em uma área de cerrado no Piauí, Brasil.** Recife: UFPE, 2000. 68p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 2000.

RITCHIE, A. M. The erosion of the mima mounds of southwest Washington. **Journal of Geology** 61: 41-50. 1953.

RIVAS, M. P. (coord.). Macrozoneamento Geoambiental da Bacia Hidrográfica do Parnaíba. Rio de Janeiro, IBGE. (**Série Estudos e Pesquisas em Geociências**, 4). 1996.

RIZZINI, C. T. A flora do cerrado: análise florística das savanas centrais. In: FERRI, M. G. (Coord.). **Simpósio sobre o cerrado.** São Paulo: Ed. Edgard Blucher/EDUSP, 1963.

RIZZINI, C. T. Contribuição ao conhecimento das floras nordestinas. **Rodriguésia**, Rio de Janeiro, v.28, n.41. p.137-193, 1976.

RIZZINI, C. T. **Tratado de fitogeografia do Brasil:** aspectos ecológicos, sociais e florísticos. 2º ed. Rio de Janeiro: Âmbito Cultural Edições Ltda., 1997.

RIZZINI, C.T. Nota prévia sobre a vegetação fitogeográfica do Brasil. **Separata da Revista Brasil, de geografia e estatística.** Conselho Regional de Geografia. Rio de Janeiro, 1963.

RODAL, M. J. N. **Fitossociologia da vegetação arbustivo-arbórea em quatro áreas de caatinga em Pernambuco.** Campinas: UNICAMP, 1992. 224P. Tese (Doutorado em Ciências) - Universidade Estadual de Campinas, Campinas. 1992.

RODRIGUES, C. A teoria geossitêmica e sua contribuição aos estudos geográficos e ambientais. **Revista do Departamento de Geografia**, 14, USP, 2001.

ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia**, 6 FFLCH-USP, São Paulo, 17-29p. 1992.

SANTOS, M.F.A.V. **Características de solo e vegetação em sete áreas de Parnamirim, Pernambuco**. Recife: UFRPE, 1987. 230p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife.

SANTOS, E. J. dos. et al. A região de dobramentos nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais. In: GÓES, A. M. **A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba**. Tese (Doutorado). USP/IG. São Paulo, 1995.

SARMIENTO, G.; MONASTERIO, M. Ecología de las sabanas de America Tropical. Analisis macroecológica de los llanos de Calabozo, Venezuela. **Cuadernos Geográficos** n° 4. 126p. 1971.

SCHEFFER, B. B. Do fossorial rodents originate Mima-type microrelief? *American Midland Natulist*, 59, 1958. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

SCOTT, R. M. The soils of the Nairobi-Thika-Yatta-Mnachakos area. Nairobi, Department of Agriculture 60, 1963. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

SHEPHERD, G. J. **FITOPAC 1**. Manual do resumo. Departamento de Botânica da UNICAMP, Campinas, SP. 1995.

SIAL, A. N. The post-paleozoic volcanism of northeast Brasil and its tectonic significance. **An. Acont. Bras. Cien.** Simpósio Internacional sobre margens continentais do tipo atlântico, v. 48, supl, 1976.

SMALL, H. Geologia e suprimento d'água subterrânea no Ceará e parte do Piahy: Brasil. **Publicações. Inspeção Federal de Obras Contra as Secas, Série I, D**, n.25, p.1-80. 1913. In: GÓES, A. M. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. Tese (Doutoramento). IG/USP. 1995.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FULFARO, V. J. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. **Anais**. Porto Alegre, SBG, v.4, p.61-83.

SOLBRIG, O. T. **From genes to ecosystems: a research agenda for biodiversity**. IUBS, Paris, 123p. 1991.

SOTCHAVA, V. O Estudo dos Geossistemas. In: **Métodos em Questão nº 16**, São Paulo, IG/USP, 1977.

SPIX, J. B. von.; MARTIUS, C. F. P. von. Viagem pelo Brasil. 3 vols, **Imprensa Nacional**, Rio de Janeiro. 1938.

STRAHLER, A N. Dynamic basis of geomorphology. **Geol. Soc. Of America Bul.** 63: p. 923-938, 1952.

SUGUIO, K. et al., The evaluation of the continental and coastal environment during the last climate cycle in Brazil (120 KY BP to presente). **Boletim do Instituto de Geografia-USP**. Serie Cientifica, 24, 1993.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo, Edgard Blucher, Ed. Da Universidade de São Paulo, 1973.

SZATMARI, P. et al. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v.17, p.180-188. 1987.

TARDY, Y. **Petrologic des laterites et des Sols Tropicaux**. Masson, Paris, 460p. 1993.

TAVARES, S. *et al.* Inventário florestal do ceará. I. Estudo preliminar das matas remanescentes do município de Quixadá. Recife, **Boletim de Recursos Naturais**, v. 7, n. 1/4 p. 93-111, 1969.

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. **The water balance**. Centerton: Laboratory of Climatology. 104p. (Publication in Climatology, 8). 1955.

TRICART, J. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro. FIBGE/SUPREN, 1968.

_____ A Geomorfologia nos estudos integrados de ordenação do meio natural. **Boletim Geográfico**, Rio de Janeiro, v. 34, N. 251, 1976.

TRICART, J; CAILLEUX, A. **Principes et métodos de la geomorphologie**. Paris: Masson & Cie Editeurs, 1965.

TRICAR, J.; KIEWITDEJONGE, C. **Ecogeography and rural management**. Harlow: Longman Scientific, 1992.

TRICART, J; KILLIAN, J. L. **L'Eco-geographie et L'Aménagement du milieu naturel**. Paris, Francois Maspero, 1975.

TROLL. C. Termitensavannen. In: Louis, H & Panzer, W., eds. *Landerkundliche Forschung Festschrift fur Norbert Krebs*. Stuttgart, J. Engelhorns Nachf., 1936. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

TROLL, G. **Landscape ecology (geoecology) and biocnology**. A terminology study. *Geoforum*, 8: 43-46. 1970.

VAN DER HAMMEN, T. The paleoecology and paleogeography of savanna. In: GARAY, Irene E. G; DIAS, Braulio F. S. **Conservação da biodiversidade em ecossistemas tropicais**: avanços conceituais e revisão de novas metodologias de avaliação e monitoramento. Petrópolis: Editora Vozes, 2001.

VELLOSO, A. L. *et al.* **Ecorregiões: Propostas para o Bioma Caatinga**; resultados do seminário de planejamento ecorregional da caatinga. Recife, TNC/APNE, 75p. 2001.

VIZIER, J. F. Étude des phénomènes d'hydromorphie dans les sols des régions tropicales a saisons contrastées. ORSTOM, Paris, **Série Travaux et Documents**, 165, 294p. 1983.

WALKER, T. R. Carbonate replacement of detrital crystalline silicate minerals as source of autigenic silic in sedimentary rocks. Geological Society of America Bulletin, v. 71, 160. In: GÓES, A. M. **A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba**. Tese (Doutorado). USP/IG. São Paulo, 1995.

WALTER, H. **Vegetação e zonas climáticas**: tratado de ecologia global/ Heinrich Walter; (tradutoras Anna Terzi Giova, Hildegard T. Buckup); revisão técnica e notas Antonio Lamberti – São Paulo: EPU, 1986

WARMING, E. Lagoa Santa: contribuição para a geographia phytobiologia. 1908. In: FERRI, M.G. **A vegetação de cerrados brasileiros**. São Paulo:ITATIAIA/ EDUSP, 1973. 386p.

WEAVER, J. E; ALBERTSON, F. W. **Grasslands of the great plants: their nature and use**. Johnson Lincolns. Nebraska. 1956.

WHEELER, W. M. Ecological relationships of Ponerinae and otherants to termites. Proceedings of the American Academy or Arts and Sciences 71, 1936. In: CASTRO JUNIOR, P. R. de. **Dinâmica da água em campos de murundus do Planalto dos Parecis**. Tese de Doutorado. FFLCH-USP. 2002.

WINKLER, HELMUT G. F. **Petrogeneses das rochas metamórficas**. Tradução: Carlos Borges Junior; revisão: Ruy Ozório de Freitas. São Paulo, Edgard Blucher; Porto Alegre, Universidade federal do Rio Grande do Sul, 1977.

WILCOVE, D. S. *et al.* In: Soulé, M. E. **Conservation biogeography**: The science of scarcit. Sinaues. 1986.

ANEXOS



Figura 42 - Perfil fotográfico que mostra a estrutura da vegetação na Parcela 6, Geoambiente Alagável, Subambiente 1 arenoso, com carnaúba, microrrelevo e sem lixeira.



Figura 43 - Perfil fotográfico que mostra a estrutura da vegetação na Parcela 10, Geoambiente 5 de Transição, Subambiente 5, Área de Marte, com microrrelevos.



Figura 44 - Perfil fotográfico que mostra a estrutura da vegetação na Parcela 23, Geoambiente Seco, Subambiente 7 com cobertura de canga laterítica e relevo colinoso.



Figura 45 - Perfil fotográfico que mostra a estrutura da vegetação na Parcela 29, Geoambiente Seco, Subambiente 8 sobre substrato rochoso.



Figura 46: Estrutura e arranjo da vegetação nos subambientes em período chuvoso (esquerda) e seco (direita).

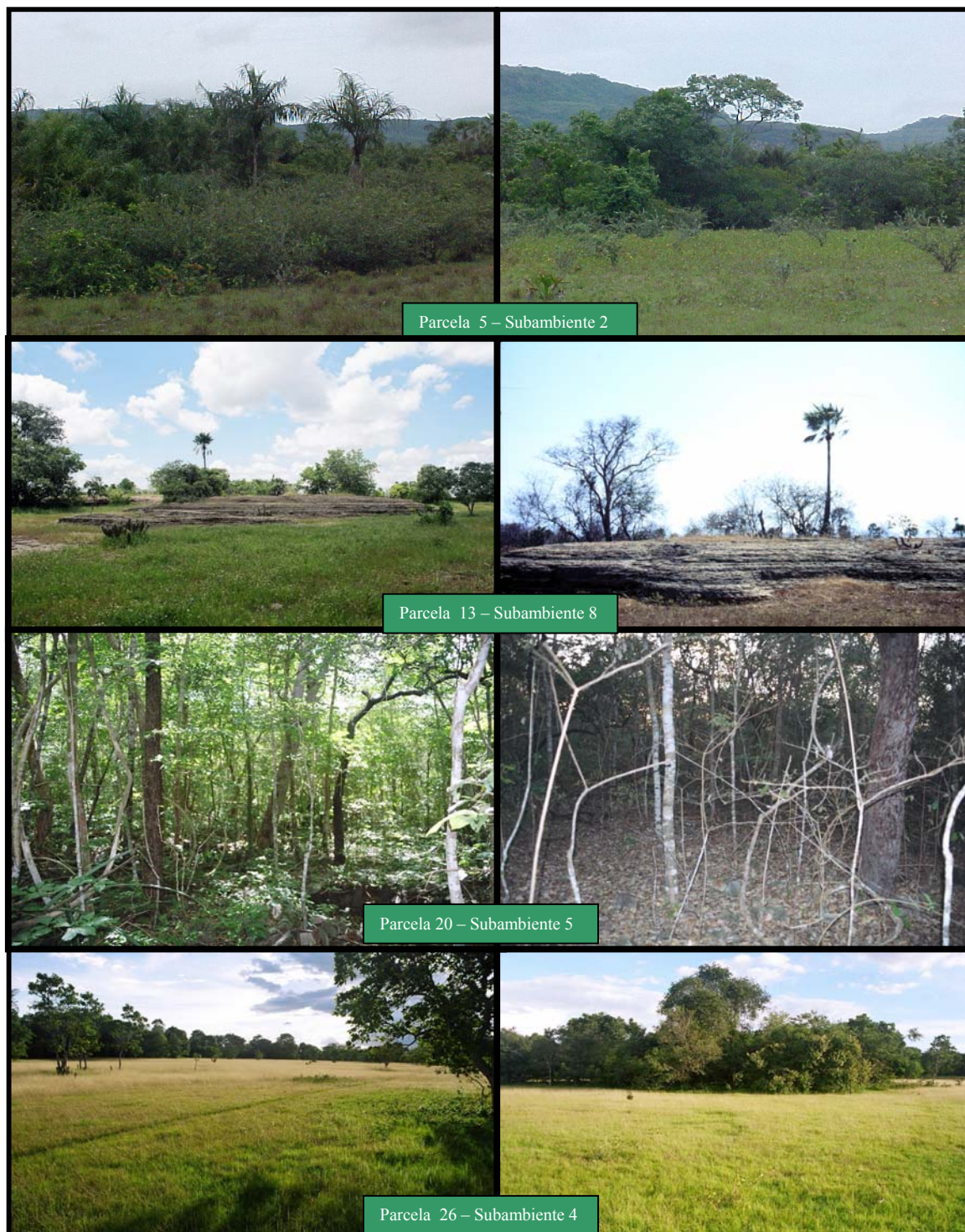


Figura 47 - Estrutura da vegetação nos Geoambientes no Complexo de Campo Maior, em época chuvosa

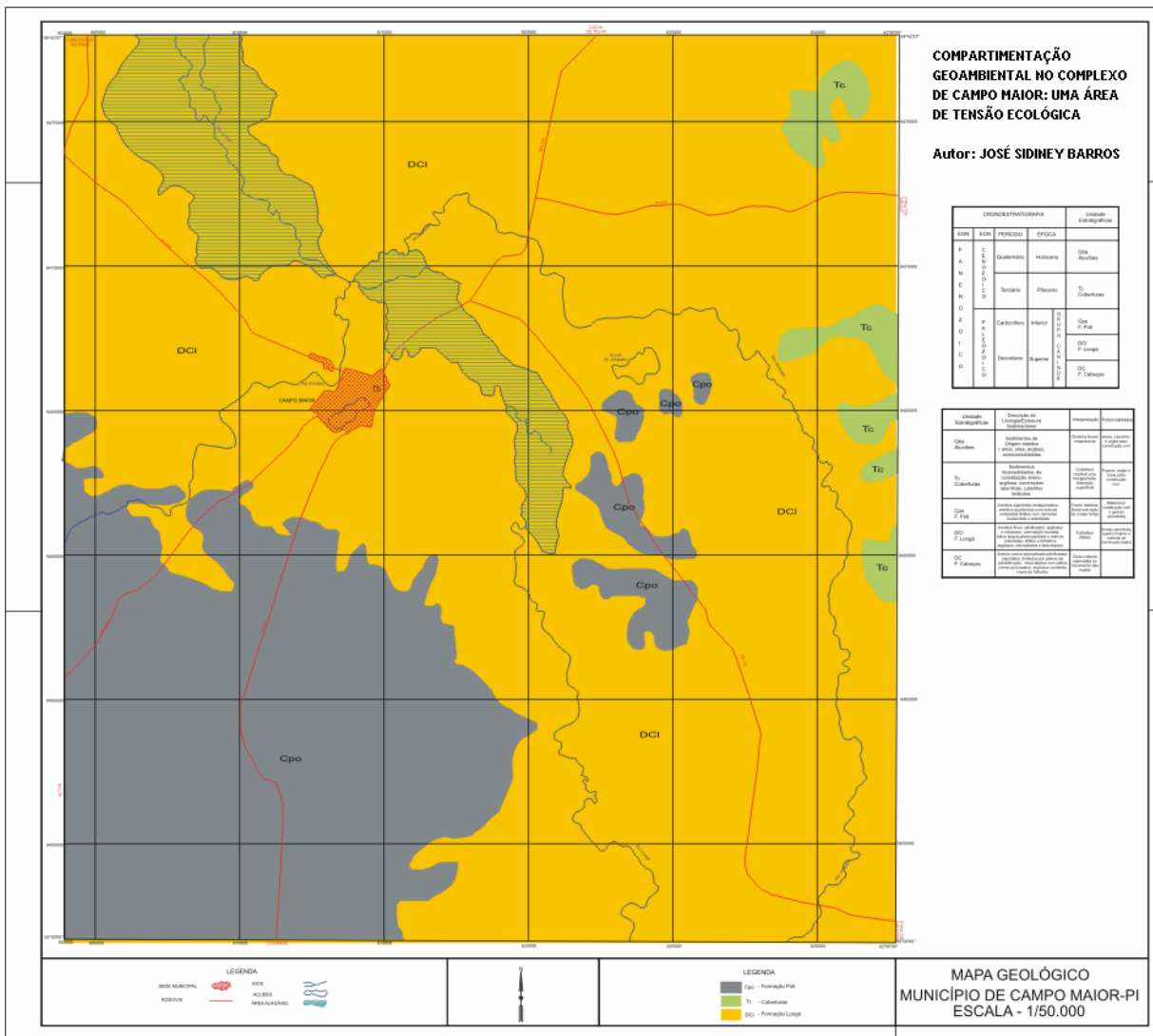


Figura 48 - Mapa Geológico

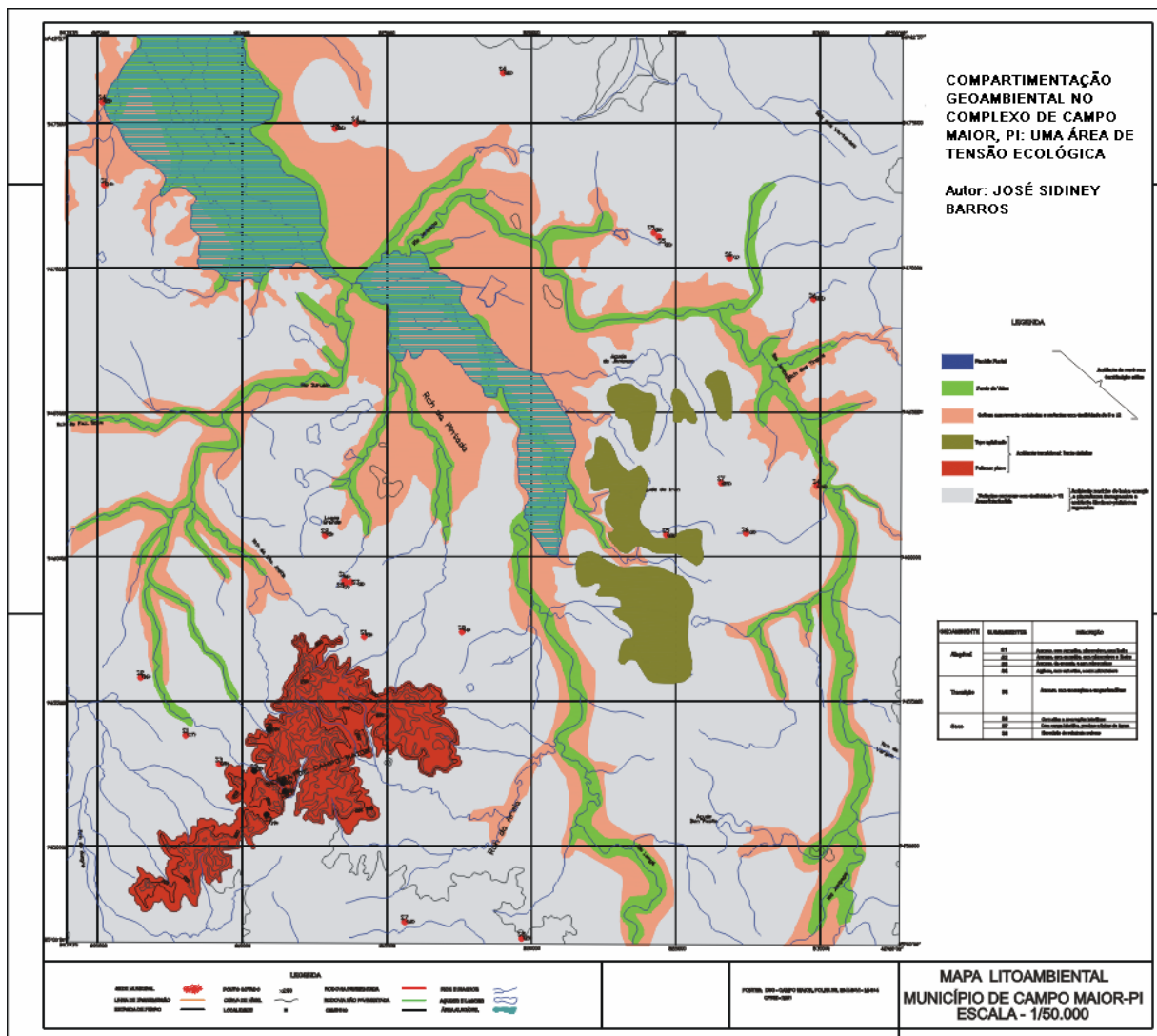


Figura 49 – Mapa Litoambiental