

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-8454-RPQ/722

**SENSORIAMENTO REMOTO E GEOPROCESSAMENTO
APLICADOS AO ZONEAMENTO ECOLÓGICO-ECONÔMICO E
AO ORDENAMENTO TERRITORIAL**

Edison Crepani
José Simeão de Medeiros
Pedro Hernandez Filho
Teresa Gallotti Florenzano
Valdete Duarte
Cláudio Clemente Faria Barbosa

INPE
São José dos Campos
2001

RESUMO

Este trabalho apresenta uma metodologia para elaborar mapas de vulnerabilidade natural à perda de solo. O objetivo destes mapas é subsidiar o Zoneamento Ecológico-Econômico da Amazônia. Esta metodologia foi desenvolvida com base no conceito de Ecodinâmica e na reinterpretação de dados temáticos preexistentes com a utilização de imagens de satélite, que permitem uma visão sinótica e holística da paisagem. A análise e interpretação destas imagens é feita considerando-se os padrões fotográficos identificados pelas variações de cores, textura, forma, padrões de drenagem e relevo. A vulnerabilidade das unidades de paisagem é estabelecida por meio de uma escala de valores relativos e empíricos de acordo com a relação morfogênese/pedogênese analisando-se individualmente cada um dos temas: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso da terra e clima. Para o tratamento digital das imagens usadas como “âncora” nesta metodologia, editar os Planos de Informação, bem como montar e manipular o banco de dados que a acompanha, utilizou-se o software SPRING (Sistema de Processamento de Informações Geo-referenciadas desenvolvido no INPE).

REMOTE SENSING AND GEOPROCESSING APPLIED TO THE ECOLOGICAL AND ECONOMICAL ZONING AND TO THE TERRITORIAL ORDERING.

ABSTRACT

This paper presents a methodology to map the natural soil loss vulnerability. The objective of these maps is to support the Ecological and Economical Zoning of the Amazon. The methodology was developed based upon the Ecodynamic concept and on the reclassification of previous thematic data with the aid of satellite image interpretation, which aided the synoptic and holistic perception of the landscape. The analysis and interpretation of those images is based on photographic patterns such as color, texture, shape, drainage patterns and topography. The vulnerability of landscape units is based on empirical relative values according to the relationship between morphogenese/pedogenese for each of the main variables: geology, geomorphology, pedology, vegetation, land use and climate. The digital processing and the data base manipulation was performed with aid of the software SPRING developed by INPE.

SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE FIGURAS.....	vii
LISTA DE TABELAS.....	ix
1 <u>INTRODUÇÃO</u>	11
2 <u>A IMAGEM COMO “ÂNCORA” PARA O ZONEAMENTO</u>	11
3 <u>AS UNIDADES DE PAISAGEM NATURAL</u>	13
4 <u>OS POLÍGONOS DE INTERVENÇÃO ANTRÓPICA</u>	15
5 <u>ELABORAÇÃO DE UMA CARTA DE VULNERABILIDADE NATURAL À PERDA DE SOLO</u>	19
5.1 - Análise e interpretação das imagens de satélite	19
5.2 - Escala de vulnerabilidade das unidades territoriais básicas.....	20
5.3 - A paisagem.....	23
5.3.1 - A crosta superior.....	24
5.3.2 - O intemperismo.....	25
5.3.3 - O solo.....	28
5.3.4 - A denudação.....	30
5.4 - Critérios para atribuição de valores na escala de vulnerabilidade para cada tema Geologia (G), Geomorfologia (R), Solos (S), Vegetação (V) e Clima (C)...	32
5.4.1 - Geologia (G).....	32
5.4.1.1 - A importância da história da evolução geológica.....	32
5.4.1.2 - Resistência das rochas à denudação (intemperismo e erosão).....	35
5.4.1.2.1 - Rochas Ígneas.....	46
5.4.1.2.2 - Rochas Metamórficas.....	51
5.4.1.2.3 - Rochas Sedimentares.....	52
5.4.1.3 - Resistência das rochas à morfogênese.....	55
5.4.2 - Geomorfologia (R).....	55
5.4.3 - Pedologia (S).....	64
5.4.3.1 - Unidades de paisagem natural estáveis.....	66
5.4.3.2 - Unidades de paisagem natural intermediárias.....	67
5.4.3.3 - Unidades de paisagem natural vulneráveis.....	67
5.4.3.4 - Relatório e os mapas de solos do projeto RADAMBRASIL.....	68
5.4.4 - Vegetação (V)	68
5.4.4.1 - Cobertura vegetal estável.....	69
5.4.4.2 - Cobertura vegetal moderadamente estável.....	70
5.4.4.3 - Cobertura vegetal medianamente estável ou vulnerável.....	70
5.4.4.4 - Cobertura vegetal moderadamente vulnerável.....	71
5.4.4.5 - Cobertura vegetal vulnerável.....	71

5.4.4.6 - Relatório e os mapas fitoecológicos do projeto RADAMBRASIL.....	71
5.4.4.6.1 - Casos especiais de vegetação.....	72
5.4.4.7 - Conceituação dos termos de vegetação.....	72
5.4.5 - Clima (C).....	75
REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA.....	81
APÊNDICE A -COMPARAÇÃO ENTRE A LEGENDA INICIAL E ATUAL DO PROJETO RADAMBRASIL (MAPA FITOECOLÓGICO) E OS RESPECTIVOS VALORES NA ESCALA DE VULNERABILIDADE.....	84
APÊNDICE B - VALORES DE INTENSIDADE PLUVIOMÉTRICA PARA AS CARTAS DO MAPA ÍNDICE REDUZIDO DO BRASIL NA ESCALA DE 1:250.000.....	93
APÊNDICE C - REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA CONSULTADA.....	98

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
1 - Fluxograma geral da metodologia do ZEE.....	12
2 - Padrão de resposta espectral dos principais alvos da superfície terrestre.....	21
3 - Padrões de dissecação do relevo.....	61
4 - Precipitação média anual do Brasil.....	77
5 - Média da duração do período chuvoso do Brasil.....	77
6 - Mapa Índice Reduzido das Folhas da Carta do Brasil na escala 1:250.000.....	80

LISTA DE TABELAS

	Pág.
1- Uso da terra e perda de solo.....	18
2 - Avaliação da estabilidade das categorias morfodinâmicas.....	22
3 - Escala de vulnerabilidade das unidades territoriais básicas.....	22
4 - Valores de denudação em algumas bacias fluviais brasileiras.....	31
5 - Rochas mais importantes em proporção de cobertura da crosta superior.....	36
6 - Proporção dos minerais expostos na superfície da crosta superior.....	37
7 - Elemento químicos mais comuns na crosta da terra.....	37
8 - Eletronegatividade dos principais elementos químicos formadores de rochas.....	41
9 - Diferença de eletronegatividade e porcentagem do caráter iônico da ligação.....	41
10 - Classificação dos silicatos.....	42
11 - Composição média das rochas ígneas extrusivas em porcentagem de peso dos principais óxidos.....	49
12 - Composição média das rochas ígneas intrusivas em porcentagem de peso dos principais óxidos.....	50
13 - Composição química dos minerais das rochas metamórficas.....	52
14 - Composição química média das principais rochas sedimentares.....	54
15 - Escala de vulnerabilidade à denudação das rochas mais comuns.....	56
16 - Matriz do índices de dissecação do relevo.....	60
17 - Matriz do índices do dissecação do relevo.....	60
18 - Classes de declividade com os respectivos valores da escala de vulnerabilidade.....	62
19- Valores de vulnerabilidade para a intensidade de dissecação do relevo.....	62
20 - Valores de vulnerabilidade para a amplitude altimétrica.....	62
21 - Valores de vulnerabilidade para a declividade das encostas.....	63
22 - Taxas médias de formação e perda de solo.....	66
23- Valores de vulnerabilidade/estabilidade dos solos.....	68
24 - Características físicas das chuvas nas diversas regiões do Brasil.....	78
25 - Escala de erosividade da chuva e valores de vulnerabilidade à perda de solo.....	79
A.1 - Comparação entre a legenda inicial e atual do projeto radambrasil (mapa fitoecológico) e os respectivos valores na escala de vulnerabilidade.....	85
B.1 - Valores de intensidade pluviométrica para as cartas do mapa índice reduzido do brasil na escala de 1:250.000.....	94

1 INTRODUÇÃO

Neste trabalho é apresentada uma metodologia para capacitar técnicos dos estados da Amazônia Legal na elaboração da primeira fase do Zoneamento Ecológico - Econômico desta região. Assim, a partir da aplicação desta metodologia, é possível gerar *cartas de vulnerabilidade natural à perda de solo* para subsidiar o Zoneamento Ecológico - Econômico da Amazônia e de outras regiões do país.

Esta metodologia foi desenvolvida a partir do conceito de Ecodinâmica (Tricart, 1977) e da potencialidade para estudos integrados das imagens de satélite que permitem uma visão sinótica, repetitiva e holística da paisagem. Para o tratamento digital das imagens usadas como “âncora” nesta metodologia, editar os Planos de Informação, bem como montar e manipular o banco de dados que a acompanha, utilizou-se o software, Sistema de Processamento de Informações Geo-referenciadas - SPRING desenvolvido no INPE.(INPE, 2001).

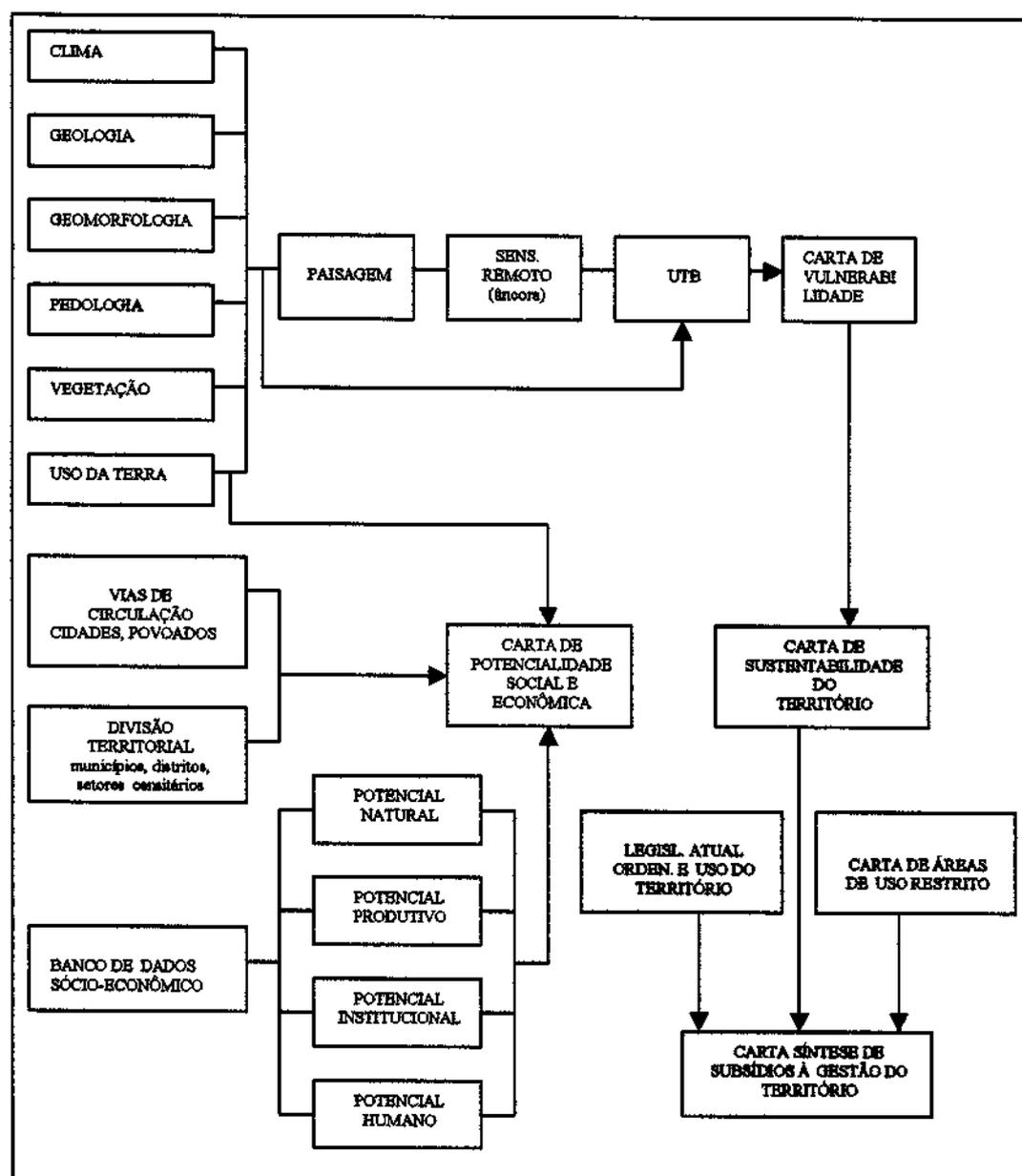
De acordo com a metodologia primeiramente é realizada a reinterpretação das informações temáticas disponíveis (mapas geológicos, geomorfológicos, pedológicos, de cobertura vegetal e uso da terra) sobre as imagens de satélite utilizadas como “âncora”, e a geração de curvas de intensidade pluviométrica, definindo Planos de Informação temáticos geo-referenciados (PI Geologia, PI Geomorfologia, PI Pedologia, PI Vegetação e Uso e PI Intensidade Pluviométrica). A interseção vetorial destes PI's define o mapa de Unidades Territoriais Básicas (PI UTB) composto de unidades de paisagem natural e polígonos de intervenção antrópica. Ao PI UTB, de modelo cadastral, associa-se um banco de dados relacional contendo as classes dos PI temáticos e valores, relativos e empíricos, de vulnerabilidade à perda de solo de cada uma dessas classes.

Posteriormente é feita uma classificação do grau de vulnerabilidade de cada unidade territorial baseada nos processos de morfogênese e pedogênese. A vulnerabilidade é expressa pela atribuição de valores (de 1 a 3, num total de 21 valores) para cada unidade de paisagem. Com este procedimento metodológico é possível elaborar cartas de vulnerabilidade natural à perda de solo a partir de um banco de dados contendo as informações básicas do meio físico e de uso da terra de uma determinada região.

Esta metodologia, desenvolvida pelo INPE em convênio com a Secretaria de Assuntos Estratégicos da Presidência da República, faz parte do *Roteiro Metodológico para o Zoneamento Ecológico Econômico da Amazônia Legal* adotado pelo Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal como instrumento de planejamento e ordenamento do território brasileiro. A Figura 1 mostra o fluxograma geral da metodologia do ZEE.

2 A IMAGEM COMO “ÂNCORA” PARA O ZONEAMENTO

Dentro da proposta de promover a integração de dados sobre uma imagem que possa ser interpretada, as **unidades territoriais básicas** podem ser divididas em duas categorias: as “**unidades de paisagem natural**” e os “**polígonos de intervenção antrópica**”.



Adaptada de (Medeiros, 1999)

Fig. 1 - Fluxograma geral da metodologia do ZEE.

FONTE: Baseado em Becker e Egler (1996) e Crepani et al. (1996)

Segundo Becker e Egler (1996), as unidades territoriais básicas são as células elementares de informação e análise para um zoneamento ecológico - econômico. Como em um ser vivo, cada célula contém um conjunto de informações fundamentais à manutenção e à reprodução da vida e compõe um tecido que desempenha determinadas funções em seu desenvolvimento. Uma unidade territorial básica é uma entidade

geográfica que contém atributos ambientais que permitem diferenciá-la de suas vizinhas, ao mesmo tempo em que possui vínculos dinâmicos que a articulam à uma complexa rede integrada por outras unidades territoriais.

A delimitação das unidades territoriais básicas sobre uma imagem de satélite permite o acesso às relações de causa e efeito entre os elementos que a compõem, oferecido pelas diferentes resoluções (espacial, espectral, temporal e radiométrica) da imagem, ao contrário da simples justaposição de informações em SIGs gerada a partir de dados de diferentes escalas, épocas, e metodologias de trabalho, que nem sempre apresentam relações coerentes entre si.

A adoção das imagens de satélite como “âncora” para o Zoneamento Ecológico - Econômico traz consigo a possibilidade de se utilizar todo o potencial disponível no Sensoriamento Remoto e nos Sistemas de Informações Geográficas, além de desenvolver uma metodologia perfeitamente aplicável a novos produtos orbitais que estarão disponíveis no futuro.

3 AS UNIDADES DE PAISAGEM NATURAL

As unidades de paisagem natural, enquanto unidades territoriais básicas passíveis de georreferenciamento, contém uma porção do terreno onde se inscreve uma combinação de eventos e interações, visíveis e invisíveis, cujo resultado é registrado e pode ser visto na forma de imagem fotográfica de um determinado momento, representando um elo de ligação entre a geografia e a ecologia.

As unidades de paisagem natural, definidas a partir de critérios de fointerpretação sobre a “âncora” representada pelas imagens orbitais, devem ser analisadas à luz de suas características genéticas e daquelas relacionadas à sua interação com o meio ambiente, para que se possa conhecer e classificar sua capacidade de sustentação à ação humana.

Para se analisar uma unidade de paisagem natural é necessário conhecer sua gênese, constituição física, forma e estágio de evolução, bem como o tipo da cobertura vegetal que sobre ela se desenvolve. Estas informações são fornecidas pela Geologia, Geomorfologia, Pedologia e Fitogeografia e precisam ser integradas para que se tenha um retrato fiel do comportamento de cada unidade frente à sua ocupação. Finalmente, é necessário o auxílio da Climatologia para que se conheçam algumas características climáticas da região onde se localiza a unidade de paisagem, a fim de que se anteveja o seu comportamento frente às alterações impostas pela ocupação.

A análise morfodinâmica das unidades de paisagem natural pode ser feita a partir dos princípios da Ecodinâmica (Tricart, 1977) que estabelece diferentes categorias morfodinâmicas resultantes dos processos de morfogênese ou pedogênese. Quando predomina a morfogênese prevalecem os processos erosivos, modificadores das formas de relevo, e quando predomina a pedogênese prevalecem os processos formadores de solos.

A contribuição da Geologia para a análise e definição da categoria morfodinâmica da unidade de paisagem natural compreende as informações relativas à história da evolução geológica do ambiente onde a unidade se encontra, e as informações relativas ao grau de coesão das rochas que a compõem. Por grau de coesão das rochas entende-se a intensidade da ligação entre os minerais ou partículas que as constituem.

Como toda rocha é um agregado de minerais, sua resistência ao intemperismo vai depender da resistência ao intemperismo dos minerais que a compõem (o que depende da natureza das ligações entre os átomos dos diferentes elementos químicos que os constituem), bem como da resistência à desagregação *entre* os minerais (o que vai depender da natureza das forças que juntaram as partículas, cristais ou grãos). O grau de coesão das rochas é a informação básica da Geologia a ser integrada a partir da Ecodinâmica, uma vez que em rochas pouco coesas prevalecem os processos modificadores das formas de relevo, enquanto que nas rochas bastante coesas prevalecem os processos de formação de solos.

Na metodologia proposta a Geomorfologia oferece, para a caracterização da estabilidade das unidades de paisagem natural, as informações relativas à Morfometria, que influenciam de maneira marcante os processos ecodinâmicos. As informações morfométricas utilizadas são: a amplitude de relevo, a declividade e o grau de dissecação da unidade de paisagem. Essas informações, relacionadas a forma de relevo da unidade de paisagem natural, permitem que se quantifique empiricamente a energia potencial disponível para o escoamento superficial (“runoff”), isto é, a transformação de energia potencial em energia cinética responsável pelo transporte de materiais que esculpe as formas de relevo. Dessa maneira, podemos entender que em unidades de paisagem natural que apresentam valores altos de amplitude de relevo, declividade e grau de dissecação, prevalecem os processos morfogenéticos, enquanto que em situações de baixos valores para as características morfométricas prevalecem os processos pedogenéticos.

A Pedologia participa da caracterização morfodinâmica das unidades de paisagem natural fornecendo o indicador básico da posição ocupada pela unidade dentro da escala gradativa da Ecodinâmica: a maturidade dos solos. A maturidade dos solos, produto direto do balanço morfogênese/pedogênese, indica claramente se prevalecem os processos erosivos da morfogênese que geram solos jovens, pouco desenvolvidos, ou se, no outro extremo, as condições de estabilidade permitem o predomínio dos processos de pedogênese gerando solos maduros, lixiviados e bem desenvolvidos.

As informações vindas da Fitogeografia se revestem da maior importância, pois a cobertura vegetal representa a defesa da unidade de paisagem contra os efeitos dos processos modificadores das formas de relevo (erosão). A ação da cobertura vegetal na proteção da paisagem se dá de diversas maneiras:

- evita o impacto direto das gotas de chuva contra o terreno que promove a desagregação das partículas;
- impede a compactação do solo que diminui a capacidade de absorção de água;

- aumenta a capacidade de infiltração do solo pela difusão do fluxo de água da chuva; e
- suporta a vida silvestre que, pela presença de estruturas biológicas como raízes de plantas, perfurações de vermes e buracos de animais, aumenta a porosidade e a permeabilidade do solo.

Em última análise, compete à cobertura vegetal um papel importante no trabalho de retardar o ingresso das águas provenientes das precipitações pluviais nas correntes de drenagem, pelo aumento da capacidade de infiltração, pois o ingresso imediato provoca incremento do “runoff” (massas de água em movimento), com o conseqüente aumento na capacidade de erosão pela transformação de energia potencial em energia cinética.

A participação da cobertura vegetal na caracterização morfodinâmica das unidades de paisagem natural está, portanto, diretamente ligada à sua capacidade de proteção. Assim aos processos morfogenéticos relacionam-se as coberturas vegetais de densidade (cobertura do terreno) mais baixa, enquanto que os processos pedogenéticos ocorrem em situações onde a cobertura vegetal mais densa permite o desenvolvimento e maturação do solo.

As informações climatológicas necessárias à caracterização morfodinâmica das unidades de paisagem natural representam o contraponto ao papel de defesa desempenhado pela cobertura vegetal. Estas informações, relativas à pluviosidade anual e à duração do período chuvoso, que definem a *intensidade pluviométrica*, permitem a quantificação empírica do grau de risco a que está submetida uma unidade de paisagem, pois situações de intensidade pluviométrica elevada, isto é, alta pluviosidade anual e curta duração do período chuvoso, podem ser traduzidas como situações onde a quantidade de água disponível para o “runoff” é muito grande, e portanto é maior a capacidade de erosão. Estas situações reúnem as melhores condições para o desenvolvimento dos processos morfogenéticos cujo vetor principal, para nossas condições climáticas, é o “runoff”. De forma inversa, a baixa pluviosidade anual distribuída em um maior período de tempo, caracterizando intensidade pluviométrica reduzida, leva a situações de menor risco para a integridade da unidade de paisagem, pois é menor a disponibilidade de água para o “runoff”.

4 - OS POLÍGONOS DE INTERVENÇÃO ANTRÓPICA

Como representantes nas imagens da área física onde se dá a atuação humana que modifica as condições naturais, os polígonos de intervenção antrópica podem localizar-se sobre uma única, ou várias unidades de paisagem natural, dependendo exclusivamente de suas dimensões.

Esta simples constatação a respeito dos polígonos de ação antrópica demonstra a necessidade de se conhecer previamente as unidades de paisagem natural. A atuação do homem sobre o meio ambiente, sem o prévio conhecimento do equilíbrio dinâmico existente entre os diversos componentes que permitiram a “construção” das diferentes unidades de paisagem natural pode levar a situações desastrosas do ponto de vista ecológico e econômico. Portanto, antecedendo qualquer ocupação, deve-se conhecer os

componentes físico - bióticos (Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Fitogeografia e Clima) que interagindo levaram ao estabelecimento das unidades de paisagem natural.

O conhecimento dos mecanismos que atuam nas unidades de paisagem natural permite orientar as atividades a serem desenvolvidas dentro do polígono de intervenção antrópica, de maneira a evitar agressões irreversíveis e obter maior produtividade, além de dirigir ações corretivas dentro daqueles polígonos onde o uso inadequado provoca conseqüências desastrosas.

Os materiais que compõem as unidades de paisagem natural, os processos que nela atuam e a sua geometria, fazem parte de um conjunto auto - regulador em que toda *forma* é resultado do ajustamento entre *materiais e processos*. O equilíbrio deste sistema, presente em cada unidade de paisagem natural, mostra o ajustamento completo das suas variáveis internas às condições externas, e como estes sistemas são abertos eles mantêm-se estabilizados na medida em que as forças atuantes, provindas do meio ambiente, possam ser absorvidas pela flexibilidade existente na estrutura do sistema. Quando a introdução de novas forças gera processos que ultrapassem o grau de absorção há um reajuste em busca de um novo estado de equilíbrio.

As unidades de paisagem natural apresentam diferentes graus de absorção aos estímulos exteriores, assim como seus componentes (formas de relevo, solos, vegetação etc.) apresentam escalas diferentes para o reajustamento frente às modificações provocadas externamente até que se restaure o equilíbrio perdido, podendo oscilar da escala medida em anos até milhões de anos.

As atividades desenvolvidas dentro dos polígonos de intervenção antrópica introduzem novas forças que podem alterar, em escala variável, as condições de equilíbrio do sistema representado pela unidade de paisagem natural. A agricultura, a pecuária, a silvicultura, a mineração e as obras de engenharia civil são exemplos de atividades que, em maior ou menor escala, introduzem estímulos externos ao sistema.

No Brasil, e particularmente na Amazônia, a agricultura e a pecuária são as atividades mais importantes na introdução de estímulos externos, devido a seu caráter extensivo que envolve grandes áreas e busca sempre novas fronteiras.

A primeira intervenção destas atividades no sistema representado pelas unidades de paisagem natural é a *alteração da cobertura vegetal*, que acontece na forma de retirada de matéria orgânica pelo desmatamento seguido de queimadas. A exposição da superfície do solo ao Sol e a chuva em conseqüência da alteração da cobertura vegetal, desencadeia processos que, dependendo do grau de absorção do sistema, podem não ser completamente absorvidos, iniciando um reajustamento em busca de uma nova situação de equilíbrio cujos efeitos são extremamente danosos aos seres vivos.

A vida vegetal depende de boas condições de porosidade e permeabilidade do solo para respirar e se abastecer corretamente de água e de nutrientes, e estas condições dependem da "grumosidade" do solo. O solo exposto, sem poder contar com a proteção da densa cobertura vegetal, tem seus grumos desmanchados pelo impacto direto das gotas de

chuva, ao mesmo tempo em que a diminuição da microvida devido à retirada de matéria orgânica e a exposição ao Sol, inibe a formação de substâncias agregantes pela decomposição da matéria orgânica, como ácidos poliurônicos, que permitiriam a formação de novos grumos.

O resultado dessa mudança nas condições da *bioestrutura* do solo é a compactação da superfície e a formação de adensamentos ou “pans” em subsuperfície devido ao carreamento da parte fina solo adentro (argila eluviada de grumos destruídos), constituindo-se em barreiras que dificultam a correta circulação de água, nutrientes e ar e impedem o livre desenvolvimento radicular, que implicam na perda de qualidade dos solos para o suporte da vida vegetal, base da cadeia trófica.

Como toda água da chuva que cai sobre o solo só pode seguir três caminhos: voltar à atmosfera como vapor, infiltrar-se no solo ou escorrer em direção aos rios e oceanos, é fácil compreender que o adensamento e a compactação aumentam a quantidade de água disponível para escorrer e água escorrendo é a transformação de energia potencial em energia cinética que caracteriza o “runoff” responsável pela erosão hídrica, seja ela laminar, em sulcos ou ravinas, capaz de destruir em um único ano o que natureza levou centenas ou milhares de anos para construir, e exigir vultosos recursos, quase sempre inexistentes, para a tentativa de sua recuperação.

O tipo de atividade antrópica desenvolvida sobre uma determinada unidade de paisagem natural pode representar sua destruição devido a sua pequena capacidade de absorver os estímulos advindos desta atividade econômica, enquanto que sua interação com outra unidade de menor vulnerabilidade, seguindo os sistemas de manejo mais indicados com práticas conservacionistas, pode representar uma atividade economicamente rentável. Isto parece mostrar que a escolha entre um desastre ecológico ou o desenvolvimento sustentado, passa pelo conhecimento da natureza da interação existente entre as **unidades de paisagem natural** e os **polígonos de intervenção antrópica**.

A Tabela 1 mostra como pode variar a resposta de uma *mesma* unidade de paisagem natural ao estímulo de diferentes atividades antrópicas desenvolvida sobre ela.

Enquanto a mata ainda estava intacta imaginava-se que a Amazônia fosse uma planície imensa, pelo fato de os principais rios apresentarem desníveis muito baixos, como o Rio Amazonas que apresenta um desnível de apenas 60 metros num percurso de quase 2000 km, com uma declividade de 0,003%, porém com os grandes desmatamentos atingindo milhões de hectares verificou-se que a paisagem não é plana, mas bastante ondulada e até acidentada, e que as copas das árvores é que se nivelaram numa altura única, com as árvores crescendo melhor nas baixadas e muito menos nas colinas.

Os solos da Amazônia em sua maioria são pobres, e os solos mais férteis estão nas várzeas, graças aos sedimentos trazidos pelas águas dos rios, e precisam ser drenados para utilização, processo difícil e oneroso. Existem alguns solos *latossólicos* de fertilidade média a alta, mas os levantamentos do Projeto RADAM (1973-1987) já mostraram que apenas 10% dos solos são próprios para uso agrícola suportando culturas anuais, os 90% restantes somente poderão ser manejados debaixo de uma cobertura

TABELA 1 - USO DA TERRA E PERDA DE SOLO

Uso da terra	Perda de Solo (Kg/Ha/Ano)	Proporção Relativa (Mata=1)
Mata	4	1
Pastagem	700	175
Cultura Perene (Café, Laranja, Seringueira)	1.100	275
Cultura Anual (Milho, Algodão, Soja)	38.000	9.500

Modificada de Lepsch, 1976, p.142).

permanente. O sustento da vegetação nativa vem da delgada camada de matéria orgânica da superfície, onde a maior parte das raízes se desenvolve.

A mata da Amazônia, em parte exuberante, baseia-se num equilíbrio delicado entre a matéria orgânica, a estrutura do solo, a umidade do ar e o nível freático. É um ecossistema extremamente frágil que depende das *árvores* para ausência de vento na paisagem e para a proteção de seus solos contra o Sol e o impacto das chuvas equatoriais, (que ocorrem graças à mata densamente fechada), além da água transpirada que garante a umidade do ar, e depende também da distribuição equilibrada das *chuvas* durante todo o decorrer do ano, devido à reduzida capacidade de retenção de água da maioria dos solos.

O clima da região amazônica equatorial úmida se mostra extremamente favorável à produção vegetal, como prova a “hiléia” (floresta pluvial amazônica), mas não se pode esquecer que o clima interage com a mata, que como imenso termostato evita os extremos de temperatura. Pastagens não agem como termostato, portanto não se pode esperar a manutenção do clima amazônico após a modificação total da paisagem, com a troca indiscriminada de mata por pastagens.

A queima anual dos solos amazônicos cria “terra queimada” que em pouco tempo não é mais capaz de suportar nenhuma colheita, sendo tomada por plantas silvestres adaptadas ao fogo (capins fibrosos e cespitosos). A superfície desses solos se torna impermeável às precipitações, que oscilam entre 1300 e 4000 mm anuais, e as águas escorrem turvas pelo material em suspensão, acumulando-se nas baixadas onde causam a morte por asfixia das árvores ali existentes.

Nas áreas que não sofreram desmatamento o ciclo da água é perfeito: a chuva cai, infiltra-se lentamente no solo até atingir o lençol freático de onde abastece os rios vagarosamente, é absorvida pelas raízes e transpirada pelas folhas, formam-se nuvens e chove novamente. Nas áreas desmatadas o vento sopra e a umidade evaporada é levada para longe, criando um ambiente seco. As chuvas atingem diretamente o chão desnudo e escorrem rapidamente causando cheias nunca antes conhecidas em igarapés e rios. A

erosão devasta o solo e as doenças aparecem com incrível rapidez e intensidade quase incontrolável.

Nas áreas não desmatadas cada hectare abriga centenas de espécies vegetais diferentes, e apenas de 3 a 5 exemplares de uma mesma espécie, controlando assim eficazmente a multiplicação de pragas. A monocultura comercial, praticada em outras regiões do país, modifica completamente esta distribuição e causa situações como de Fordlândia, falida pela perda de suas seringueiras, do projeto Jari que perdeu milhões de pés de Gmelina, e da pimenta do reino próximo a Belém dizimada por fungos e nematóides. Até plantas nativas da região, como o cajueiro, são atacadas por pragas quando plantadas em monocultura.

Quando se compara a constituição dos solos dos cerrados com a dos solos da Amazônia constata-se que aqueles apresentam maior quantidade de cátions disponíveis e menor teor de alumínio trocável, não sendo, portanto, a maior riqueza do solo nem o menor teor de alumínio responsáveis pela vegetação luxuriante da floresta. Mas há outros três fatores, presentes nos cerrados e responsáveis pela sua vegetação raquítica e xeromorfa, que aos poucos chegam à floresta trazidos pelo desmatamento indiscriminado: o vento, o fogo e a camada adensada do solo.

A ausência de vento e a conseqüente conservação da umidade; o impedimento do fogo e o conseqüente retorno de matéria orgânica ao solo, além da inexistência da camada adensada no solo que o protege dos efeitos negativos das chuvas, parecem ser os fatores que permitem a extraordinária produtividade dos solos pobres da Amazônia. Alterar indiscriminadamente esses fatores pode levar a um desequilíbrio que leve à formação de cerrados, ou pior ainda, de desertos. As evidências de ocupação humana no deserto do Saara, obtidas através da descoberta de antigas aldeias e estradas, são intrigantes e devem servir para reflexão.

5 - ELABORAÇÃO DE UMA CARTA DE VULNERABILIDADE NATURAL À PERDA DE SOLO

Para a elaboração da Carta de Vulnerabilidade Natural à Perda de Solo de uma determinada área há a necessidade *mínima* dos seguintes materiais: imagem de satélite; relatórios do Projeto RADAM e os respectivos mapas temáticos na escala de 1:1.000.000 (Geologia, Geomorfologia, Solos e Vegetação), carta topográfica na escala de 1:100.000 (ou em sua ausência, 1:250.000), e dados históricos de pluviometria obtidos em postos pluviométricos da ANEEL, por exemplo. Havendo disponibilidade de outros dados em escalas maiores, que possam contribuir para o conhecimento da área em questão, eles serão evidentemente considerados.

5.1 - ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DAS IMAGENS DE SATÉLITE

Sobre as imagens de satélite que podem ser, por exemplo, TM-Landsat na composição 5R4G3B (banda 5 no vermelho; banda 4 no verde e banda 3 no azul) diretamente na tela do monitor, desenvolve-se o trabalho de análise e reinterpretação das informações

temáticas por meio de edição vetorial, o que permite a construção dos diversos PI (Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso).

O motivo de escolha desta composição se prende ao fato de que nela os matizes de cores relacionados à vegetação apresentam-se mais “amigáveis” ao intérprete, uma vez que a cor verde é atribuída à banda 4 onde é muito mais evidente a resposta refletida pela vegetação, e assim o fotointérprete faz uma associação direta dos matizes do verde com áreas providas de diferentes densidades de cobertura vegetal. Os matizes do magenta, resultado da resposta refletida pelo solo arenoso em porcentagem maior nas bandas 3 e 5 (azul + vermelho = magenta), identificam áreas com exposição de solo, ou rocha, com reduzida cobertura vegetal. Os matizes do azul se relacionam à água e seu relativo conteúdo de sedimentos em suspensão. A Figura 2 ilustra o comportamento espectral dos principais alvos da superfície terrestre (vegetação, solo e água) e as bandas do TM-Landsat utilizadas nesta composição.

A reinterpretação dos dados temáticos preexistentes sobre as imagens de satélite é feita a partir de critérios sistematizados de fotointerpretação que levam em consideração seus elementos fundamentais:

- Elementos de textura de relevo e drenagem que se reúnem e se dispõem na superfície da imagem segundo regras geométricas definindo estruturas e formas; e
- Matizes de cores relacionados aos padrões de resposta espectral da vegetação, solo e água.

A análise e interpretação das imagens a partir desses elementos fundamentais permite o reconhecimento de diferentes estruturas, e algumas propriedades físicas e químicas de materiais diversos, relacionadas à resistência das rochas à erosão, permeabilidade do conjunto solo/rocha, estimativas sobre o balanço entre intemperismo (eluviação, lixiviação) e erosão. Os elementos de textura de relevo permitem identificar as *quebras de relevo*, positivas e negativas, muito importantes por marcarem, quase sempre, os limites onde se dão as grandes mudanças nas características que definem as diferentes unidades de paisagem natural pela mudança da litologia, da declividade, do tipo de solo e muitas vezes da cobertura vegetal.

5.2 - ESCALA DE VULNERABILIDADE DAS UNIDADES TERRITORIAIS BÁSICAS

A escala de vulnerabilidade das unidades territoriais básicas, a partir de sua caracterização morfodinâmica, é feita segundo critérios desenvolvidos a partir dos princípios da Ecodinâmica de Tricart (1977) que estabelece as seguintes categorias morfodinâmicas :

- Meios estáveis :
 - cobertura vegetal densa;
 - dissecação moderada; e
 - ausência de manifestações vulcânicas

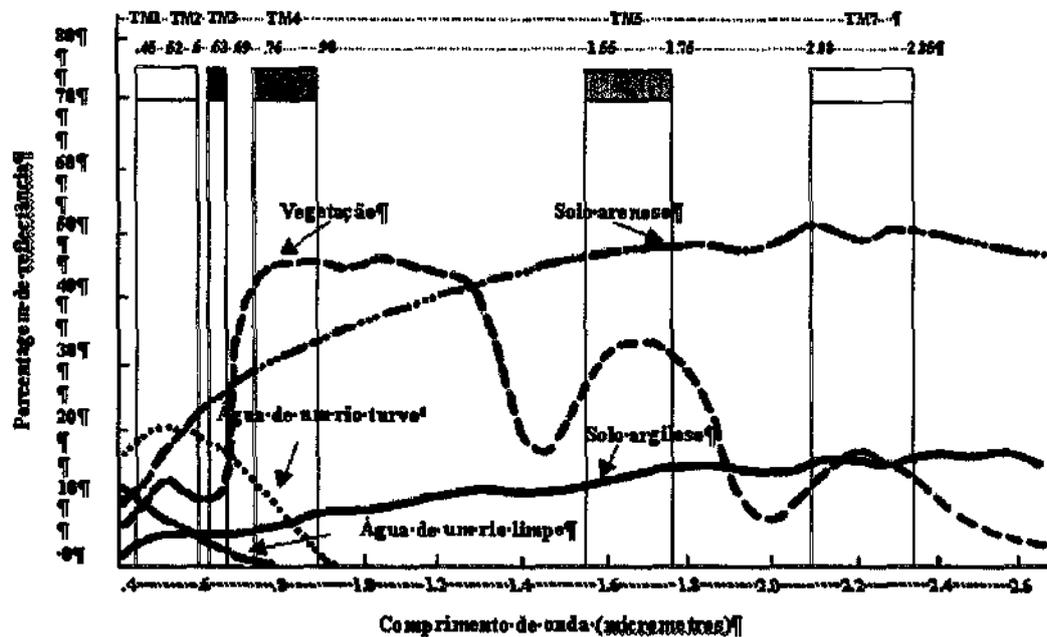


Fig. 2 - Padrão de resposta espectral dos principais alvos da superfície terrestre.
 FONTE: Modificada de Lillesand e Kiefer, (1986, p.17)

- Meios intergrades :
 - balanço entre as interferências morfogenéticas e pedogenéticas
- Meios fortemente instáveis :
 - condições bioclimáticas agressivas, com ocorrências de variações fortes e irregulares de ventos e chuvas;
 - relevo com vigorosa dissecação;
 - presença de solos rasos;
 - inexistência de cobertura vegetal densa;
 - planícies e fundos de vales sujeitos a inundações; e
 - geodinâmica interna intensa.

Os critérios desenvolvidos a partir desses princípios permitiram a criação de um modelo onde se buscou a avaliação, *de forma relativa e empírica*, do estágio de evolução morfodinâmica das unidades territoriais básicas, atribuindo valores de estabilidade às categorias morfodinâmicas conforme pode ser visto na Tabela 2.

A partir dessa primeira aproximação procurou-se contemplar maior variedade de categorias morfodinâmicas, de forma a se construir uma **escala de vulnerabilidade** para situações que ocorram naturalmente. Desenvolveu-se então o modelo mostrado na Tabela 3, que estabelece 21 classes de vulnerabilidade à perda de solo, distribuídas entre as situações onde há o predomínio dos processos de pedogênese (às quais se atribuem

TABELA 2 - AVALIAÇÃO DA ESTABILIDADE DAS CATEGORIAS MORFODINÂMICAS

Categoria morfodinâmica	Relação Pedogênese/Morfogênese	Valor
Estável	Prevalece a Pedogênese	1,0
Intermediária	Equilíbrio Pedogênese/Morfogênese	2,0
Instável	Prevalece a Morfogênese	3,0

TABELA 3 - ESCALA DE VULNERABILIDADE DAS UNIDADES TERRITORIAIS BÁSICAS

UNIDADE DE PAISAGEM	MÉDIA		GRAU DE VULNERAB.	GRAU DE SATURAÇÃO			
				VERM.	VERDE	AZUL	CORES
U1	↑	3,0	VULNERÁVEL	255	0	0	
U2		2,9		255	51	0	
U3	↓	2,8		255	102	0	
U4	V	2,7		255	153	0	
U5	U	2,6	MODERADAM. VULNERÁVEL	255	204	0	
U6	L	2,5		255	255	0	
U7	N	2,4	MODERADAM. VULNERÁVEL	204	255	0	
U8	E	2,3		153	255	0	
U9	R	2,2	MEDIANAM. ESTÁVEL/VULNERÁVEL	102	255	0	
U10	A	2,1		51	255	0	
U11	B	2,0		0	255	0	
U12	I	1,9		0	255	51	
U13	L	1,8	MODERADAM. ESTÁVEL	0	255	102	
U14	I	1,7		0	255	153	
U15	D	1,6		0	255	204	
U16	A	1,5		0	255	255	
U17	D	1,4	ESTÁVEL	0	204	255	
U18	E	1,3		0	153	255	
U19		1,2		0	102	255	
U20		1,1		0	51	255	
U21		1,0		0	0	255	

valores próximos de 1,0), passando por situações intermediárias (às quais se atribuem valores ao redor de 2,0) e situações de predomínio dos processos de morfogênese (às quais se atribuem valores próximos de 3,0).

O modelo é aplicado individualmente aos temas (Geologia, Geomorfologia, Solos, Vegetação e Clima) que compõem cada unidade territorial básica, que recebe posteriormente um valor final, resultante da média aritmética dos valores individuais segundo uma equação empírica (Equação 1), que busca representar a posição desta unidade dentro da escala de vulnerabilidade natural à perda de solo:

$$V = \frac{(G + R + S + Vg + C)}{5} \quad (1)$$

onde:

- V = Vulnerabilidade
- G = vulnerabilidade para o tema Geologia
- R = vulnerabilidade para o tema Geomorfologia
- S = vulnerabilidade para o tema Solos
- Vg = vulnerabilidade para o tema Vegetação
- C = vulnerabilidade para o tema Clima

Dentro desta escala de vulnerabilidade as unidades que apresentam maior estabilidade são representadas por valores mais próximos de 1,0, as unidades de estabilidade intermediária são representadas por valores ao redor de 2,0 enquanto que as unidades territoriais básicas mais vulneráveis apresentam valores mais próximos de 3,0.

Para a representação cartográfica da estabilidade, ou vulnerabilidade, das unidades territoriais básicas selecionou-se 21 cores (Tabela 3) obtidas a partir da combinação das três cores aditivas primárias (Azul, Verde e Vermelho) de modo que se associasse a cada classe de vulnerabilidade sempre a mesma cor, obedecendo ao critério de que ao valor de maior estabilidade (1,0) se associou a cor azul, ao valor de estabilidade intermediária (2,0) se associou a cor verde e ao valor de maior vulnerabilidade (3,0) a cor vermelha. Aos valores situados entre 1,1 e 1,9 na escala de vulnerabilidade associaram-se cores resultantes da combinação entre o azul e o verde, crescendo a participação do segundo a medida em que se aproxima de 2,0, enquanto que aos valores situados entre 2,1 e 2,9 associaram-se-se cores resultantes da combinação entre o verde e o vermelho, crescendo a participação do segundo a medida em que o valor da vulnerabilidade se aproxima de 3,0. Na escolha das cores procurou-se obedecer aos critérios de comunicação visual que buscam associar às cores “quentes” e seus matizes (vermelho, amarelo e laranja) situações de emergência, e às cores “frias” e seus matizes (azul, verde) situações de tranquilidade.

5.3 - A PAISAGEM

“Todo vale será intensificado e toda montanha e colina serão arrasadas; as curvas serão retas e os lugares ásperos serão planos”.

James Hutton, 1785.

A paisagem terrestre é resultado da reação das rochas com a Atmosfera e da força da água em movimento sob a ação da energia solar, ou em outras palavras, é o resultado da interação entre a Dinâmica Interna e a Dinâmica Externa da Terra.

A paisagem é destruída e os produtos do desgaste são levados encosta abaixo pelos rios para o mar, onde são acumulados na forma de sedimentos, até que forças internas do planeta os transformem em novas rochas, levantando-as acima do nível dos oceanos na forma de montanhas e planaltos, constituindo assim o “ciclo das rochas”.

Este processo, em andamento há cerca de 4,5 bilhões de anos, é o responsável pela construção da superfície que o homem habita, e usa há cerca de 10 mil anos, e sua

hipotética ausência redundaria no nivelamento das “rugosidades” da superfície do planeta, e em 25 milhões de anos todos os continentes seriam arrasados ao nível do mar. Para que se tenha idéia da magnitude dos eventos que ocorrem no planeta basta observar que a maior elevação da superfície habitada pelo homem, o monte Everest no Himalaia, apresenta cerca de 9.000 metros de altitude, e a maior depressão, a fossa das Marianas no Pacífico, apresenta cerca de 11.000 metros de profundidade. Essa diferença, da ordem de 20.000 metros, é a amplitude de relevo máxima da superfície habitada pelo homem e representa pouco mais que 1 milésimo dos 12.735.000 metros do diâmetro médio da Terra.

Esses números tornam-se mais impressionantes quando se observa que a vida no planeta só é possível porque as plantas verdes são capazes de formar açúcares, amidos, proteínas e gorduras, na presença da luz do Sol, a partir de gás carbônico, obtido da Atmosfera, mais água e minerais extraídos do solo, cuja espessura média é de 3 metros e apresenta uma camada superficial, que é a zona principal de desenvolvimento de raízes e fornecimento de água, ar e nutrientes para as plantas, pouco maior que 20 cm em média.

Esta “tênue casca” onde o homem pode atuar faz parte da Litosfera, a camada superficial da Terra, que se divide em Crosta Superior, que forma os continentes e Crosta Inferior, que forma o fundo dos oceanos.

5.3.1 - A CROSTA SUPERIOR

A constituição química da Crosta Superior, que em última análise representa a superfície onde o homem vive e exerce suas atividades, apresenta predomínio absoluto de silício e alumínio contidos na forma de óxidos nas rochas, e por isso é chamada pelos geólogos de Sial. De cada 100 átomos da crosta mais de 60 são de oxigênio, mais de 20 são de silício, de 6 a 7 são de alumínio, e 2 são de ferro, cálcio, sódio, potássio e magnésio, estes oito elementos constituem quase 99% do total. Em termos de volume dos diferentes íons, o oxigênio constitui mais de 90% do volume total ocupado pelos elementos.

A sílica (SiO_2) entra na formação da esmagadora maioria das rochas da Crosta Superior, podendo ser considerada o eixo de todo reino mineral, assim como o Carbono o é para os seres vivos. Com algumas exceções de menor significado, todos os minerais que formam as rochas ígneas são silicatos, constituindo assim bem mais de 90% da crosta terrestre.

Desse modo, se considerarmos as proporções atômicas, isto é, o volume ocupado por cada átomo, a Crosta Superior pode ser imaginada como uma estrutura formada de grandes íons de oxigênio (raio iônico = 1,4 Å) ligados por pequenos íons de silício (raio iônico = 0,42 Å) e alumínio (raio iônico = 0,51 Å). Os interstícios desta estrutura, mais ou menos contínua, estão ocupados pelos íons de ferro, cálcio, sódio, potássio e magnésio. Esta é a estrutura apresentada pelos minerais dominantes da crosta (silicatos e óxidos) cujas propriedades dependem das condições físicas e químicas em que se

originaram, para constituir os diferentes conjuntos de minerais silicatados que caracterizam as rochas ígneas, metamórficas e sedimentares.

A unidade fundamental sobre a qual se baseia a estrutura de todos os silicatos consiste em 4 íons de oxigênio bivalente, nos vértices de um tetraedro regular, rodeando um íon de silício tetravalente. A poderosa ligação que une os íons de oxigênio e silício é, literalmente, o cimento que mantém unida a crosta da Terra. A participação de um átomo de oxigênio entre dois tetraedros adjacentes quaisquer pode, se todos os 4 átomos de oxigênio são assim compartilhados, originar estruturas de um **grau de coesão** muito elevado, como o da estrutura do quartzo.

As rochas da Crosta Superior quando expostas à Atmosfera sofrem inúmeras modificações no aspecto físico e na composição química. A esses processos dá-se o nome de *intemperismo*, fenômeno responsável pela formação do material que dá origem ao solo.

5.3.2 - O INTEMPERISMO

Intemperismo pode ser definido como a alteração física e química que as rochas sofrem quando expostas ao Sol, vento e chuva.

A maioria das rochas é formada em condições de pressão e temperatura muito mais elevadas do que as existentes na superfície da Terra, pois cada 10 metros de água do mar ou 3 a 4 metros de rochas sobrejacentes equivalem a um aumento de 1 atmosfera na pressão confinante, enquanto que, em média, a cada 30 metros de profundidade das rochas a temperatura aumenta de 1°C. Quando expostas à umidade e a Atmosfera biologicamente ativa da superfície, onde a pressão é pouco mais do que 1 atmosfera e a temperatura varia dentro de valores extremos de -88,3°C a +58 °C, as rochas tornam-se química e fisicamente instáveis.

Os processos intempéricos podem ser classificados como físicos ou químicos. No intemperismo físico predominam os processos de *desintegração*, onde as rochas são separadas em partes sem haver alteração na estrutura cristalina. No intemperismo químico prevalecem os processos de *decomposição*, os quais causam a destruição da estrutura cristalina dos minerais que formam as rochas.

Os processos mais importantes pelos quais as rochas são *desintegradas* estão relacionados à expansão diferencial por alívio de pressão (quando a rocha é exposta à superfície pela erosão do material sobrejacente), ao crescimento de cristais estranhos como gelo (a água se expande 9% em volume ao congelar-se a 0° C) ou sais dentro de fraturas ou poros e a contração. Esta expansão diferencial acontece também durante os aquecimentos e resfriamentos pela variação na insolação ao longo do tempo (as rochas são más condutoras de calor e, por isso, estabelece-se um contraste entre a temperatura superficial e a temperatura interna e entre diferentes minerais) que levam à fadiga dos minerais e a conseqüente ruptura.

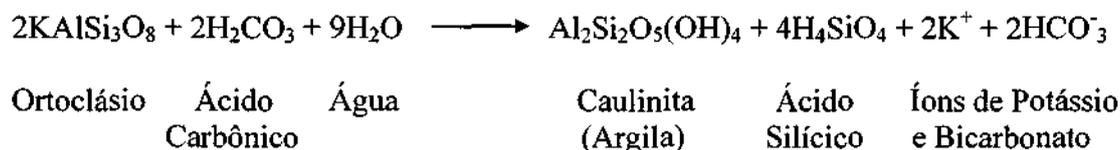
Todas as reações do *intemperismo químico* envolvem a água, seja como reagente ou como portador dos produtos da reação. O clima úmido é o ambiente mais propício para

a decomposição mineral, especialmente nas condições de umidade e calor existentes no Brasil, onde a velocidade das reações é acelerada pela temperatura e pela disponibilidade de CO₂ e ácidos orgânicos gerados pela vegetação.

A água é o material mais abundante da superfície da Terra. Nos primeiros 5 km da Crosta Superior a água é cerca de 3 vezes mais abundante que todas as outras substâncias reunidas, e cerca de 6 vezes mais abundante que o mineral mais facilmente encontrado, o feldspato. A água é o único composto que ocorre naturalmente na superfície terrestre nos estados sólido, líquido e gasoso. De uma maneira conclusiva pode-se afirmar que a superfície da Terra está, em geral, saturada de um composto químico ativo e abundante, fornecido por uma fonte interminável (ciclo hidrológico), que ataca e reage facilmente com os minerais formadores das rochas. As reações mais importantes, típicas do intemperismo químico, são a Oxidação, a Redução, a Hidratação, a Carbonatação, a Solução e a Hidrólise.

A reação de intemperismo mais comum que ocorre na superfície da Terra é a hidrólise de minerais do grupo dos feldspatos por ácido carbônico. O feldspato, nome de família para um grupo de silicatos de alumínio com potássio, sódio e cálcio, é, como já visto, depois da água o mineral mais abundante da Crosta Superior, portanto a interação entre os dois mais importantes minerais desencadeia a reação de intemperismo mais comum da superfície da Terra.

Uma reação típica entre o feldspato potássico (ortoclásio) e a água carbonatada é a seguinte:



Feldspatos de cálcio e sódio (plagioclásios), além de outros silicatos (anfíbólios, piroxênios e olivinas), hidrolizam-se ainda mais facilmente que o ortoclásio, e toda hidrólise de feldspatos em águas carbonatadas dará sempre 3 produtos finais: um *mineral argiloso*, sílica em solução e um carbonato ou bicarbonato de potássio, sódio ou cálcio em solução.

A maior parte do potássio liberado por hidrólise é logo adsorvido por minerais argilosos ou usado pelas plantas (é um nutriente vegetal essencial) e por isso está pouco presente nas águas dos rios. Sódio, cálcio, íons de bicarbonato e sílica em solução são muito comuns nas águas dos rios e têm como destino final o mar, mas apenas o sódio acumula-se nos oceanos, porque a maior parte do cálcio e dos íons de bicarbonato é absorvida pelos organismos marinhos que os utilizam para construir seus esqueletos, carapaças ou conchas, e a sílica em solução é também usada por algas diatomáceas.

As argilas são essencialmente silicatos de alumínio hidratados do grupo dos filossilicatos, os quais apresentam como propriedade a capacidade de reter e liberar

cátions, armazenar água e garantir a acessibilidade do solo aos gases da atmosfera. As argilas constituem-se em folhas ou lâminas de unidades octaédricas de alumina ($\text{Al}(\text{OH})_6$) ligadas à lâminas ou folhas de unidades tetraédricas de sílica (SiO_4), por intermédio dos átomos de oxigênio que fazem parte das duas. Quando a estrutura de cada unidade cristalográfica da argila é composta por uma folha de alumina e uma de sílica ela é chamada de argila 1:1, como a caulinita, quando sua estrutura apresenta uma folha de alumina e duas de sílica ela é chamada argila 2:1, como a montmorillonita.

No caso das argilas 1:1, as unidades cristalográficas são mantidas fortemente juntas por intermédio dos íons hidroxila (OH), o que produz um conjunto estreito, com uma distância fixa entre os cristais e sem expansão. As argilas 2:1, pelo contrário, têm suas unidades cristalográficas fracamente unidas por intermédio dos átomos de oxigênio, o que forma um conjunto com distância variável entre os cristais, com grande capacidade de expansão e facilidade de fraturamento que gera partículas que se aproximam do tamanho das unidades estruturais simples.

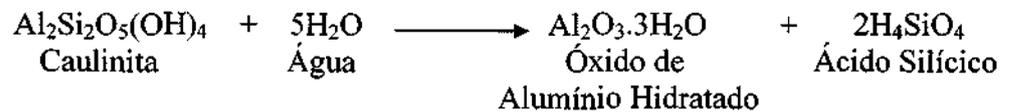
As argilas compõem, juntamente com os colóides orgânicos, a parte *quimicamente ativa dos solos*. A grande atividade química das argilas deve-se ao pequeno tamanho de suas partículas ($< 0,002$ mm) o que faz com que tenham propriedades coloidais. A mais importante propriedade coloidal da argila é a afinidade pela água e por elementos químicos nela dissolvidos. Esta afinidade é devida à vasta superfície específica das lâminas (ou folhas) extremamente finas das plaquetas de argila, e a existência de cargas elétricas nessa superfície. Os nutrientes do solo, elementos químicos na forma iônica (cátions), estão incorporados à superfície das partículas de argila.

A atração e retenção de íons carregados positivamente na superfície das lâminas deve-se a presença de cargas negativas não compensadas (*adsorção iônica*). As raízes das plantas trocam cátions H^+ pelos cátions adsorvidos pelas argilas através do fenômeno da *troca de cátions* que é considerado como o fenômeno mais importante para existência de vida na Terra depois da fotossíntese.

As plantas retiram do solo 13 elementos essenciais à vida, dos quais 6 por serem absorvidos em grandes quantidades são designados como *macronutrientes*, são eles: nitrogênio, fósforo, potássio, cálcio, magnésio e enxofre, os outros 7, por serem usados em quantidades muito pequenas, são denominados *micronutrientes*, são eles: ferro, manganês, zinco, boro, cobre, cloro e molibdênio. Estes elementos, à exceção do nitrogênio, tornam-se disponíveis para as plantas no solo a partir do intemperismo dos minerais presentes nas rochas e para os demais níveis da cadeia trófica pela digestão de plantas.

O intemperismo químico extremo, que ocorre em climas tropicais com pluviosidade anual elevada e pelo menos uma breve estação seca, enriquece os solos em óxidos de ferro ou alumínio enquanto outros cátions são lixiviados (sempre que as condições de relevo permitirem), tornando-os endurecidos como rocha, a ponto de serem utilizados como minérios de ferro (laterita) ou alumínio (bauxita). O intemperismo extremo que

estes solos apresentam pode ser mostrado pela continuação da hidrólise de um mineral de argila (caulinita) formado pela hidrólise de feldspatos :



O processo de perda de sílica, causado pela lixiviação intensa nessas situações de intemperismo químico extremo, causa o empobrecimento das argilas ricas como as montmorillonitas (argilas 2:1), transformando-as em argilas pobres como as cauliniticas (argilas 1:1) e finalmente em gibbsita, que é hidróxido de alumínio puro.

5.3.3 - O SOLO

O termo *solo* é usado na descrição da camada que, na superfície da Crosta Superior, foi suficientemente intemperizada por processos físicos, químicos e biológicos, para suportar o crescimento de plantas com raízes. O solo é o único ambiente onde se encontram reunidos em associação íntima a litosfera, a hidrosfera, a atmosfera e a biosfera.

O tipo de solo que se forma num determinado local é o resultado de interações entre processos e materiais. Os cinco fatores principais na formação do solo são: material de origem (rocha *in situ* ou fragmentos transportados), clima, vegetação, declividade e tempo.

A exposição do material de origem ao intemperismo pode ocorrer por processos lentos e contínuos, como a deposição de sedimentos na planície de inundação de um rio, ou por eventos tectônicos catastróficos como o derrame de lavas em erupções vulcânicas e o afloramento súbito de rocha inalterada pela remoção do regolito por ocasião de movimentos de massa.

A rocha exposta à atmosfera é submetida a novas condições de pressão, temperatura e umidade e sofre intemperismo, permitindo que organismos vivos comecem a estabelecer-se alimentando-se da água armazenada entre as partículas e dos nutrientes liberados pela decomposição dos minerais. A superfície de um afloramento rochoso onde musgos e líquenes começam a desenvolver-se pode ser considerada como o estágio inicial de formação do solo.

Com o passar do tempo, e não havendo alteração nas condições de exposição das rochas causadas por novos eventos tectônicos que causem erosão acelerada ou deposição de novas camadas de sedimentos, as características do solo tornam-se mais distintas e seu perfil se espessa, podendo atingir vários metros de profundidade. Portanto a característica do solo influenciada pelo tempo é a espessura, e os solos jovens são

normalmente mais rasos que os velhos e esta idade relativa depende do tempo em que o material de origem esteve exposto na superfície da Crosta.

A característica exclusiva do solo é a organização de seus constituintes e de suas propriedades em camadas que estão relacionadas com a superfície atual e mudam verticalmente com a profundidade. As camadas individualmente correspondem aos horizontes do solo, podendo variar de alguns centímetros a vários metros de espessura, coletivamente constituem o perfil do solo.

A maioria dos perfis de solo compreendem três horizontes principais, identificados de cima para baixo como A, B e C. O horizonte A desenvolve-se primariamente através da perda, por parte do material de origem, de elementos químicos pela lixiviação e da remoção mecânica de partículas pela eluviação, ambas resultantes da percolação descendente da água da chuva. O material transportado pela eluviação acumula-se no horizonte B, que é assim uma zona de acumulação, caracteristicamente enriquecido em argila e apresentando coloração relacionada a óxidos de ferro. O horizonte C é o material de origem dos horizontes A e B, podendo ser a rocha *in situ*, material transportado ou mesmo solo de um ciclo precedente.

Embora os solos sejam diferentes em sua composição eles são no conjunto praticamente uniformes, e as diferenças são principalmente resultado das características ambientais, que incluem o clima, a atividade biológica, a topografia e o tempo, sendo o clima a mais importante delas. Esta importância fica evidente quando se compara a fertilidade de solos formados a partir da mesma rocha em climas temperados e nos trópicos úmidos. Em geral o solo dos trópicos úmidos será muito menos fértil devido à lixiviação intensa provocada pelas grandes precipitações pluviais e pela temperatura elevada causadora da remoção quase completa da matéria orgânica pelos microrganismos.

Os componentes de um solo incluem não só os minerais presentes mas também a matéria orgânica, a água e o ar. A transformação da rocha matriz em solo é acompanhada em geral por uma marcante diminuição em Ca, Mg, Na e K, por perdas relativamente menores em Al e Fe e por um aumento em Si (na forma de SiO₂). A parte mais ativa do solo, como já visto, é a fração coloidal que consiste principalmente em minerais argilosos.

O solo não pode ser formado sem a presença de alguma matéria orgânica. O simples intemperismo químico e físico das rochas não resulta necessariamente na formação de solo, como pode ser visto nos desertos tropicais ou árticos. A maioria dos processos do solo são direta ou indiretamente de natureza biológica.

A velocidade de formação de solo depende, entre outros fatores, do material de origem, uma vez que sob condições idênticas de clima, vegetação e topografia certos solos desenvolvem-se mais rapidamente do que outros.

O solo contém informações a respeito da história do intemperismo de uma região. Se o clima mudou ou se a floresta foi substituída por pastagens ou campos de agricultura

estas modificações estarão registradas em mudanças no perfil do solo. Os climas mundiais mudaram drástica e repetidamente nos últimos 2 milhões de anos, com geleiras expandindo-se e contraindo-se, e regiões tropicais tornando-se alternadamente mais úmidas e mais secas, o que é mostrado pelos solos.

O intemperismo prepara o caminho para a erosão. Os agentes do intemperismo destróem as rochas reduzindo-as a solutos e partículas constituintes do solo, acessíveis ao trabalho transportador das águas e dos ventos, que agem com maior intensidade onde é maior e mais fácil a destruição das rochas, que vão sendo lentamente dilapidadas, diminuídas em sua massa e levadas aos oceanos e às regiões mais baixas dos continentes, numa atividade denominada *denudação*.

5.3.4 - A DENUDAÇÃO

Dá-se o nome de denudação ao conjunto de processos que agem na remoção e conseqüente abaixamento de uma superfície elevada, pela interação de processos intempéricos e erosivos, em última análise a denudação é a responsável pelo arrasamento das formas de relevo da superfície terrestre, e a água o seu principal agente.

Toda água que cai na forma de chuva ou neve, sobre os 29% da superfície terrestre ocupados pelos continentes, tende a mover-se para baixo, pela ação da gravidade, de volta ao oceano. Toda gota de chuva que atinge o solo possui energia potencial proporcional ao produto de sua massa e altitude acima do nível do mar do seu ponto de queda. A abundância de água na superfície da Terra é que converte energia solar em trabalho mecânico.

A água em seu curso para o mar sobre a superfície terrestre é o agente dominante de alteração da paisagem, são os rios que realizam a grande maioria do trabalho de transporte dos detritos dos continentes para o oceano. Os ventos, as geleiras, as ondas e todos os outros agentes de erosão realizam pequeno trabalho em comparação com os rios.

A gravidade vencendo o atrito, e o Sol fornecendo continuamente a energia necessária ao processo, fazem com que os continentes baixem de nível depositando diariamente milhões de toneladas de detritos no fundo dos oceanos. Se não houvesse a atividade tectônica, responsável pelo rejuvenescimento da Crosta Superficial, há muito tempo os continentes teriam desaparecido.

A denudação em seu trabalho contínuo reduz as montanhas e elevações, aplainando as irregularidades até atingir uma superfície de erosão de topografia quase plana denominada *penepiano*. A velocidade de denudação é maior nas áreas de topografia mais acidentada e depende da vegetação, do clima, da resistência à erosão das rochas que encontra para desgastar e, desde que o homem começou a atuar na Crosta Superficial, depende também da atividade humana.

A Tabela 4 mostra alguns dados sobre a intensidade de denudação em algumas bacias de drenagem do Brasil. Nesta tabela pode ser observada a quantidade de material transportado pelos rios Amazonas, Paraíba e São Francisco (dados da década de 60). Admitindo-se que a denudação ocorra de maneira uniforme, pode-se calcular a

TABELA 4 - VALORES DE DENUDAÇÃO EM ALGUMAS BACIAS FLUVIAIS BRASILEIRAS

	Rio Amazonas (a montante de Óbidos)	Rio Paraíba (a montante de Barra do Pirai)	Rio São Francisco (a montante de Juazeiro)
Área drenada (km ²)	6.000.000	16.000	500.000
Quantidade de material transportado por ano (milhões de ton.)	595	5,8	10,57
Erosão anual (ton/km ²)	100	363	21
Espessura de denudação anual (micrometros=10 ⁻⁶ m)	40	150	9
Tempo necessário para denudar a área em 1 m de espessura (anos)	25.000	6.700	110.000

(Modificado de Leinz e Amaral (1969, p. 127).

quantidade de material retirado, por km²/ano, dividindo-se a quantidade total de material transportado por ano pela área drenada em cada bacia. Ao realizar-se esta operação verifica-se que a bacia do rio Paraíba sofre o maior desgaste, perdendo por ano 363 ton./km², valor quase 4 vezes maior que o desgaste da bacia do rio Amazonas e 15 vezes maior que na bacia do rio São Francisco.

Admitindo-se também que a densidade média do solo compacto é aproximadamente 2,4, e conhecendo-se a erosão anual nessas bacias, pode-se calcular a espessura da denudação anual (ton./km²/2,4), e a partir da espessura é possível determinar-se o tempo necessário para ocorrer a denudação de 1m de espessura em cada bacia. Esses dados mostram as profundas diferenças existentes entre estas bacias no que se refere à intensidade de denudação que elas sofrem, e estas diferenças estão relacionadas às características físicas e de ocupação humana que cada uma delas apresenta.

A bacia do rio Paraíba, que mostra a denudação mais violenta, ocupa uma região de relevo extremamente movimentado, que apresenta valores de intensidade pluviométrica elevados e o mais alto grau de desenvolvimento econômico do país, que causou a completa modificação de suas características naturais. O rio São Francisco drena uma

região semi-árida de topografia pouco acidentada e a atividade econômica começou a intensificar-se há poucos anos. A bacia Amazônica deve sua posição intermediária à alta densidade da cobertura vegetal da região que garante proteção contra os altos valores de intensidade pluviométrica e uma topografia relativamente suave, mas a intensificação da ocupação humana alterando a densidade de cobertura vegetal pode modificar essa situação de equilíbrio.

5.4 - CRITÉRIOS PARA ATRIBUIÇÃO DE VALORES NA ESCALA DE VULNERABILIDADE PARA CADA TEMA : GEOLOGIA (G), GEOMORFOLOGIA (R), SOLOS (S), VEGETAÇÃO (V) E CLIMA (C).

Para a atribuição de valores na escala de vulnerabilidade procurou-se destacar, em cada um dos temas, os parâmetros que se apresentam como indicadores de categoria morfodinâmica (como a espessura e maturidade do solo), ou aqueles capazes de influir decisivamente no desenvolvimento dos processos morfodinâmicos (como o grau de coesão das rochas, a densidade de cobertura vegetal, os índices morfométricos do terreno e a intensidade pluviométrica).

5.4.1 - GEOLOGIA (G)

*“As mesmas regiões não permanecem sempre mar ou sempre terra,
todas mudam sua condição no curso do tempo.”
Aristóteles (384 – 322 A.C.)*

A contribuição da Geologia para a análise e definição da categoria morfodinâmica da unidade de paisagem natural compreende as informações relativas à história da evolução geológica do ambiente onde a unidade se encontra e as informações relativas ao grau de coesão das rochas que a compõem. Por grau de coesão das rochas entende-se a intensidade da ligação entre os minerais ou partículas que as constituem.

5.4.1.1 - A IMPORTÂNCIA DA HISTÓRIA DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A importância de se conhecer a história da evolução geológica de uma determinada região, e levá-la em consideração ao proceder-se à sua ocupação, pode ser exemplificada nos problemas que afligem uma das mais belas regiões do planeta: o Pantanal Mato-Grossense.

O Estado do Mato Grosso do Sul tem praticamente a totalidade de seu território dividido entre o Planalto da Bacia Sedimentar do Paraná e a Planície do Pantanal Mato-Grossense.

As atividades econômicas desenvolvidas nessas duas grandes feições geomorfológicas são basicamente agropecuárias: pecuária e agricultura extensivas no Planalto e pecuária extensiva na Planície. A ocupação de novas fronteiras dessas atividades, sem o indispensável zoneamento ecológico - econômico que deveria anteceder-las, tem causado enormes prejuízos na forma de perda de solo e assoreamento de rios no Planalto e elevação no nível de inundações por ocasião das cheias na Planície.

A continuidade desse uso do solo sem a adoção de técnicas que diminuam o impacto causado pelo desmatamento indiscriminado acelera brutalmente uma situação naturalmente preocupante devido à vocação para perda de solo apresentada pelo Planalto e de acumulação de sedimentos pela Planície.

O Planalto da Bacia Sedimentar do Paraná é resultado da ascensão epirogênica da Plataforma Brasileira, processada sobretudo no Plioceno e Pleistoceno, que soergueu a 1000 metros ou mais acima do nível do mar os sedimentos depositados desde o Siluriano até o Cretáceo Superior, na Bacia Sedimentar do Paraná. Essa notável elevação submeteu à dissecação, pelo aumento da diferença de energia potencial, rochas sedimentares de natureza principalmente psamítica, com baixo grau de resistência à erosão.

A Planície do Pantanal Mato-Grossense é resultado do mesmo evento formador do Planalto. Quando a Plataforma foi soerguida, alguns blocos permaneceram abatidos formando bacias tectônicas interiores, que passaram a receber a sedimentação oriunda da dissecação das áreas elevadas do entorno.

A justaposição dessas duas feições geomorfológicas desencadeou um arrasador processo de erosão no Planalto, e de sedimentação na Planície, que é o responsável pela paisagem atual.

A paisagem a partir da qual se iniciou todo processo pode ser imaginada quando se analisa o relacionamento entre um planalto com cotas de até 1000 metros acima do nível do mar e uma bacia tectônica com até 500 metros de sedimentos retidos. A declividade e a amplitude de relevo geradas pela ascensão epirogênica ensejaram uma diferença de potencial capaz de criar correntes de drenagem de alto poder erosivo pela transformação de energia potencial em energia cinética.

A drenagem resultante dessa diferença de potencial, por ter maior poder erosivo do que aquela de sentido oposto, *conseqüente*, resultante do suave mergulho das camadas sedimentares em direção ao eixo da Bacia Sedimentar do Paraná, logo transpôs o divisor de águas entre elas, tornando-se uma drenagem *obseqüente* e iniciou um veloz processo de captura de drenagem denominado “pirataria de drenagem”.

Esse processo de captura de drenagem continua ocorrendo até hoje, e é o responsável pela abertura de voçorocas no Planalto e pelo transporte de material para dentro da Planície.

O processo de erosão e transporte de material do Planalto em direção à Planície é naturalmente severo, e ocorre em rochas predominantemente psamíticas, com baixo grau de coesão, cujos solos gerados são predominantemente arenosos (com exceção das áreas onde afloram basaltos) e só se mantêm um pouco mais conservados sob as condições de pluviosidade concentrada (alta pluviosidade e curto período chuvoso) quando protegidos pela pouca densa vegetação de cerrados. O conhecimento deste processo poderia evitar, pela adoção de políticas de uso corretas, a situação atual.

O completo desconhecimento das condições naturais do cenário onde iria atuar, levou o homem a facilitar, e acelerar, o trabalho erosivo da drenagem obsequente quando promoveu a substituição indiscriminada da vegetação nativa por pastagens cultivadas nas atividades pecuárias, e por culturas temporárias nas atividades agrícolas.

O resultado dessa utilização predatória pode aumentar em até 175 vezes, no caso das pastagens cultivadas, ou em até 9500 vezes, no caso de algumas culturas anuais, a perda anual de solo por hectare.

Os efeitos da evolução natural do processo erosivo e de transporte de material, acelerados pela intervenção humana, podem ser observados em qualquer ponto do Planalto ou da Planície.

No Planalto a manifestação mais gritante do processo erosivo em curso está na infinidade de voçorocas que podem ser vistas por todos os lados, algumas delas engolindo estradas e caminhos, outras devorando pastagens recém formadas, mas a mais forte evidência do processo instalado há 2 milhões de anos (m.a.), a partir do Paleoceno/Pleistoceno, são as feições de relevo residual, testemunhas de que havia uma continuidade na superfície sedimentar que foi rompida pela voraz dissecação desenvolvida pela drenagem obsequente no seu trabalho de captura da drenagem conseqüente. A “morte” de riachos e nascentes, transformados em “areões” úmidos pelo assoreamento, é mais uma clara evidência da participação humana na aceleração do processo.

Na Planície do Pantanal Mato-Grossense, a presença de até 500 metros de espessura de sedimentos dispostos na forma de um leque aluvial de 50.000 km², permite que se avalie a magnitude do processo de transporte de sedimentos em curso há 2 m.a.. A contribuição humana para acelerar este processo se dá no aumento de oferta de material para transporte, que acontece sempre que o desmatamento indiscriminado e a compactação do solo, no Planalto, favorecem a disponibilidade de massas de água em superfície, promotoras do “runoff”. Agravando este quadro preocupante, todo material carregado para dentro da bacia lá permanece, não seguindo adiante com a drenagem que sai da bacia, devido a um “efeito de decantação” causado pela queda de declividade. Este efeito, observado nas imagens TM-Landsat, pode ser constatado pela análise do material em suspensão nas águas que entram e saem da Planície (Sousa e Hamilton, 1993).

O incremento na quantidade de material transportado para dentro da Planície pode ser observado no assoreamento da principal via de transporte do material, o rio Taquari, que em alguns pontos se encontra tomado por bancos de areia não permitindo a navegação nem mesmo de pequenos barcos. O inevitável assoreamento da Planície, acelerado pelas atividades humanas no Planalto, é responsável pela instabilidade no curso do rio Taquari que apresenta um padrão anastomosado (“braided pattern”), com mudanças imprevisíveis caracterizadas na região como “abertura e fechamento de bocas”.

A constatação de que cada vez mais material deixa o Planalto em direção à Planície, e lá permanece, permite que se conclua que a cada ano o nível das águas dentro da Planície tenda a subir, o que traz prejuízos econômicos porque diminui cada vez mais a disponibilidade de terras emersas vitais à pecuária extensiva e prejuízos ecológicos porque muda rapidamente o ambiente onde vivem espécies animais e vegetais.

As ações de caráter preventivo, tomadas a partir do conhecimento da história de evolução geológica, passam pela introdução de técnicas agrícolas que considerem a conservação do solo, como o terraceamento em curvas de nível (inclusive nas pastagens cultivadas), pela diminuição de ocorrência de “trilhas” de compactação do solo causadas pelo pisoteio do gado e pela abertura indiscriminada de estradas e caminhos, e pelo respeito absoluto pelo que resta de vegetação nativa principalmente junto às quebras de relevo, onde ocorrem os contatos litológicos, muda a maturidade dos solos e aumentam a declividade e a amplitude de relevo e que, por esses motivos, são os locais onde se inicia o processo de erosão remontante responsável pelo crescimento em área da bacia obsequente.

5.4.1.2 - RESISTÊNCIA DAS ROCHAS À DENUDAÇÃO (INTEMPERISMO E EROSÃO)

No estudo do intemperismo devem ser considerados *os processos* que atuam, *os materiais* sobre os quais eles atuam e *os produtos* do intemperismo. Os processos são efeitos físicos e químicos, algumas vezes agindo através de agentes biológicos. Algumas condições ambientais (climáticas e hidrológicas) têm grande influência sobre esses processos. Os materiais são rochas e minerais (incluindo minerais argilosos que freqüentemente são também produtos do intemperismo). Os produtos do intemperismo incluem perfis de intemperismo, perfis de solo e formas de paisagem. O fator tempo deve ser examinado, pois o intemperismo ocorre tão vagarosamente que deve ser considerado na escala de tempo geológico.

À primeira vista o intemperismo parece ser um assunto complicado, com uma multiplicidade de processos atuando sobre uma interminável variedade de rochas e minerais sob diferentes condições climáticas e hidrológicas, mas este quadro complicado pode ser reduzido a situações conceitualmente simples: a zona de intemperismo envolve apenas algumas das rochas mais comuns, constituídas de poucos grupos minerais, os quais são compostos de apenas 8 principais elementos químicos.

A Crosta Superior é constituída por rochas que, de acordo com sua gênese, pertencem à três grandes grupos: rochas ígneas ou magmáticas, rochas metamórficas e rochas sedimentares. As rochas de origem magmática e metamórfica constituem 95% do volume total da crosta, mas ocupam apenas 25% de sua superfície, enquanto que as rochas sedimentares (e metassedimentares) ocupam apenas 5% do volume, mas cobrem 75% da superfície da crosta. Em ordem de área exposta em superfície (e portanto submetida ao intemperismo) as rochas mais importantes podem ser reunidas, de forma bastante simples, como observada na Tabela 5.

TABELA 5 - ROCHAS MAIS IMPORTANTES EM PROPORÇÃO DE COBERTURA DA CROSTA SUPERIOR

Rocha	Cobertura da crosta superior
Argilitos e Folhelhos	52 %
Arenitos	15 %
Granitos e Granodioritos	15 %
Calcários e Dolomitos	7 %
Basaltos	3 %
Outras (incluindo rochas metamórficas)	8 %

Baseada em Leopold, Wolman e Miller, (1964, p.74).

A proporção aproximada de minerais formadores das rochas expostos ao intemperismo na superfície da crosta pode, também, ser reunida numa tabela simples como a Tabela 6.

Os elementos químicos que formam os minerais são apresentados na Tabela 7, que por sua vez, mostra a frequência na crosta terrestre.

Esses 8 elementos formam praticamente toda a crosta da Terra, quando se leva em consideração o peso, mas quando se leva em consideração o volume o oxigênio é amplamente dominante. A Litosfera é na verdade uma “oxisfera” e a Crosta Superficial é feita de ânions de oxigênio mantidos juntos pelo silício e cátions metálicos intersticiais.

Como toda rocha é um agregado de minerais, sua resistência ao intemperismo vai depender da resistência ao intemperismo dos minerais que a compõem (o que depende da natureza das ligações entre os átomos dos diferentes elementos químicos que os constituem), bem como da resistência à desagregação entre os minerais (o que vai depender da natureza das forças que juntaram as partículas, cristais ou grãos).

As forças que ligam entre si as partículas componentes dos sólidos cristalinos são de natureza elétrica. A espécie e a intensidade destas forças são de grande importância na determinação das propriedades físicas e químicas dos minerais. A dureza, a clivagem, a fusibilidade, a condutibilidade elétrica e térmica e o coeficiente de dilatação estão diretamente relacionados com a espécie e a intensidade das forças de ligação. Em geral quanto mais forte a ligação tanto mais duro é o cristal, tanto mais alto seu ponto de fusão e tanto menor seu coeficiente de dilatação. Estas forças elétricas são classificadas em 4 tipos diferentes de ligações: iônica, covalente, metálica e de van der Waals, embora haja transições entre elas.

TABELA 6 - PROPORÇÃO DOS MINERAIS EXPOSTOS NA SUPERFÍCIE DA CROSTA SUPERIOR

Mineral	Proporção na crosta superior
Feldspato	30 %
Quartzo	28 %
Minerais Argilosos e Micas	18 %
Calcita e Dolomita	9 %
Oxidos de Ferro	4 %
Piroxênio e Anfibólio	1 %
Outros	10 %

Baseada em Leopold, Wolman e Miller, (1964, p.76).

TABELA 7 - ELEMENTO QUÍMICOS MAIS COMUNS NA CROSTA DA TERRA

Elemento Químico	Peso (%)	Volume (%)
O	49,60	93,77
Si	27,72	0,86
Al	8,13	0,47
Fe	5,00	0,43
Mg	2,09	0,29
Ca	3,63	1,03
Na	2,83	1,32
K	2,59	1,83

Modificado de Mason (1971, p.62).

Na ligação iônica um átomo que perde facilmente elétrons (cátion) junta-se provisoriamente a um átomo que captura elétrons (ânion) assumindo os dois, desta maneira, uma configuração mais estável. Este tipo de ligação é encontrada, por exemplo, nos cristais de halita ou cloreto de sódio (NaCl). A ligação iônica confere aos cristais onde é dominante, a propriedade de dissolver-se em solventes polares como a água, produzindo soluções condutoras contendo íons livres.

A ligação covalente é a mais forte das ligações químicas, nela os átomos compartilham os mesmos elétrons numa relação íntima extremamente apertada. Os minerais assim ligados caracterizam-se por insolubilidade geral, grande estabilidade e pontos de fusão e ebulição muito altos. Certo elementos químicos como o carbono, o silício, o alumínio e o enxofre tendem a unir-se em ligação covalente com átomos adjacentes, formando grupos de átomos muito estáveis que podem unir-se uns aos outros formando grupos ou agregados.

O carbono apresenta um exemplo notável desta ligação: os átomos de carbono têm necessidade de 4 elétrons para completar sua camada de valência e assumir uma situação de equilíbrio, por isso juntam-se a outros 4 átomos de carbono compartilhando um elétron com cada um deles formando uma trama contínua, de estrutura muito rígida que se constitui no diamante, a substância natural mais dura que existe. A ligação covalente de átomos de carbono com átomos de silício, realizada artificialmente, dá origem a um composto SiC, carbureto de silício, que é um abrasivo sintético extremamente duro, de uso industrial. As ligações entre átomos iguais ou entre átomos próximos na tabela periódica serão covalentes. A ligação silício – oxigênio é 50% iônica e 50% covalente.

A ligação de van der Waals é a mais fraca das ligações químicas. Ela une moléculas neutras e unidades de estrutura cristalina desprovidas de carga, através de pequenas cargas residuais existentes em sua superfície. Esta ligação define uma zona de clivagem fácil e dureza baixa nos minerais, como na grafita, que apresenta a mesma constituição química do diamante, apenas átomos de carbono, mas dispostos em camadas unidas somente por ligações de van der Waals.

Na ligação metálica, característica dos metais, os elétrons não pertencem a um núcleo em particular, sendo livres para mover-se através da estrutura mantendo a coesão entre os átomos. Os metais devem a este tipo de ligação sua plasticidade, tenacidade e condutibilidade elevadas bem como sua dureza, ponto de fusão e ebulição geralmente baixos.

É rara a presença de um único tipo de ligação entre os minerais que ocorrem naturalmente, coexistindo na maioria dos casos dois ou mais tipos de ligação. Quando isto acontece o cristal apresenta as características das diferentes ligações resultando em propriedades fortemente direcionais, como na grafita onde a forte coesão entre os átomos de cada uma das camadas delgadas se deve à ligação covalente enquanto que a clivagem excelente, uma das melhores entre os minerais, se deve às fracas ligações de van der Waals entre as diferentes camadas. As micas são outro exemplo: apresentam camadas de tetraedros de sílica com ligações metade iônicas metade covalentes muito fortes entre o silício e o oxigênio, mas com ligações iônicas muito mais fracas unindo as camadas por meio dos cátions, o que se reflete na sua clivagem característica.

Da mesma maneira se explica o hábito prismático e a clivagem de todos os membros da classe dos silicatos (a mais importante entre os minerais pois reúne os dois elementos químicos mais abundantes da Litosfera: silício e oxigênio), que sempre têm ligações relativamente fracas unindo tetraedros de SiO₄ em configuração de cadeias, anéis, folhas e blocos.

Dentre os processos que causam o intemperismo os mais importantes são os processos físicos e os processos químicos que causam respectivamente o intemperismo físico e o intemperismo químico.

O *intemperismo físico* consiste na quebra do material rochoso por métodos inteiramente mecânicos oriundos de esforços internos e externos à rocha. Algumas formas de intemperismo físico são muito importantes, como a esfoliação, que é a separação de “folhas” ou “camadas” na superfície do afloramento rochoso, por expansão causada pelo alívio da pressão confinante, por sua vez ocasionada pela erosão da carga superposta. É observada em rochas maciças como granitos, mas também em outras rochas como arenitos maciços e estratificados e calcários. Outra forma de intemperismo físico é o crescimento de cristais dentro da rocha, por congelamento da água ou precipitação de sais a partir de soluções, que causam mudanças de volume com conseqüente quebra no interior da rocha. Mas a forma mais facilmente observada, e considerada mais importante, de intemperismo físico é a insolação, cuja variação causa a expansão e contração, consecutivas e diferenciadas, dos minerais que compõem a rocha, provocando esforços internos que levam à diminutas fraturas.

Durante muito tempo acreditou-se que a expansão e contração térmicas poderiam causar a fragmentação de rochas, especialmente em regiões áridas. Entretanto trabalhos experimentais conduzidos por Blackwelder (1933) e Griggs (1936) mostraram que essa causa poderia estar sendo superestimada.

Blackwelder (1933) sujeitou várias rochas a grandes mudanças de temperatura. Basaltos e granitos resistiram a súbitos aquecimentos de, respectivamente, 200°C e 300°C antes de sofrer fraturamento. Griggs montou um equipamento que permitiu que uma amostra de rocha pudesse ser aquecida com um aquecedor elétrico e depois resfriada com uma corrente de ar frio e seco, de maneira a produzir mudanças de temperatura de até 110°C em ciclos de esfriamento e aquecimento comparáveis a 244 anos de insolação. Uma superfície polida de granito não apresentou nenhuma mudança detectável após esse tratamento. Entretanto, quando as rochas eram resfriadas sob uma torneira de água ao invés de ar seco, ele percebeu que apenas o equivalente a 2,5 anos de intemperismo eram suficientes para causar a perda do polimento e pequenas quebras na superfície, além do começo da esfoliação.

Estes experimentos mostram que a presença da água, o mais abundante mineral da superfície do planeta, no intemperismo é um fator preponderante e todas as reações do *intemperismo químico* envolvem a água, seja como reagente ou como portador dos produtos da reação, o que faz dele a forma mais importante de intemperismo.

A simplificação conceitual nos mostra que o *intemperismo químico dos silicatos* é a reação química mais comum que ocorre na superfície da Crosta Superior, e por isso seu conhecimento é da maior importância na determinação da resistência das rochas ao intemperismo.

Os silicatos representam a mais importante das classes minerais. Cerca de 25% dos minerais conhecidos e 40% dos mais comuns são silicatos. Com algumas exceções, sem muita importância, todos os minerais que formam as rochas ígneas são silicatos.

A composição química em termos de volume, mostrada anteriormente na Tabela 7, permite que se imagine a crosta como uma estrutura de íons de oxigênio ligados, em configuração de maior ou menor complexidade, pelos íons pequenos altamente carregados, de silício e alumínio. Os interstícios dessa estrutura, mais ou menos contínua de oxigênio-silício e alumínio estão ocupados pelos íons de magnésio, ferro, cálcio, sódio e potássio em estados de *coordenação* adequados a seus raios individuais. O princípio da coordenação diz que quando íons de cargas opostas se unem para formar uma estrutura cristalina cada íon tende a se ligar, ou coordenar, a tantos íons de sinal oposto quantos lhe permite seu tamanho. Os ânions coordenados agrupam-se em torno do cátion coordenador como esferas de tal modo que cada cátion está no centro de um poliedro regular de ânions.

A relação do raio do cátion silício tetravalente (0,42 Å) para o raio do ânion oxigênio bivalente (1,32 Å) é de 0,318, o que significa que a coordenação 4 (número inteiro maior que 3,18) será o estado estável dos agrupamentos silício - oxigênio, portanto a unidade fundamental sobre a qual se baseia a estrutura de todos silicatos consiste em 4 ânions oxigênio nos vértices de um tetraedro regular em cujo centro está um cátion silício. A natureza desta ligação química pode ser estimada mediante o uso do conceito de *eletronegatividade de Pauling* que estabelece que quanto maior a diferença de eletronegatividade entre dois elementos quaisquer, tanto mais iônica a ligação entre eles, como a eletronegatividade do oxigênio é 3,5 e do silício 1,8, sua diferença é 1,7, e sua porcentagem (%) de caráter iônico da ligação é 51, ou seja, a ligação silício-oxigênio é praticamente 50% iônica e 50% covalente.

A Tabela 8 mostra a eletronegatividade dos elementos químicos e a Tabela 9 mostra a diferença de eletronegatividade entre os elementos e a porcentagem do caráter iônico da ligação entre eles.

A partir dos dados das Tabelas 8 e 9 pode ser estimada, a título de exemplo, a natureza da ligação química entre os íons de carbono e silício no composto sintético SiC, o carbureto de silício, utilizado como abrasivo industrial. A eletronegatividade do silício é 1,8, e do carbono é 2,5, e a diferença entre elas é, portanto, 0,7, o que implica em uma ligação de caráter 12% iônica e 88% covalente para o composto, motivo pelo qual apresenta excepcional dureza e por isso é usado como abrasivo.

O fato de a ligação silício – oxigênio ser 50% iônica e 50% covalente implica em que há a participação de elétrons e a interpenetração das estruturas eletrônicas dos íons envolvidos, além da atração de unidades iônicas de cargas opostas. Cada íon de oxigênio tem, portanto, a potencialidade de ligar-se com outro íon de silício e de entrar em outro agrupamento tetraédrico, unindo assim os grupos tetraédricos através do oxigênio compartilhado. Esta participação pode envolver um, dois, três ou mesmo todos os quatro íons oxigênio (vértices do tetraedro) dando origem a uma grande diversidade de configurações estruturais, ou *polimerização*, que é a base da classificação dos silicatos (Tabela 10). Em nenhum caso, porém, há na natureza o compartilhamento de três íons (face do tetraedro) ou dois (aresta do tetraedro) entre dois tetraedros

TABELA 8 - ELETRONEGATIVIDADE DOS PRINCIPAIS ELEMENTOS QUÍMICOS FORMADORES DE ROCHAS

Eletronegatividade dos principais elementos químicos formadores de rochas							
LI	BE	B	C		N	O	F
1,0	1,5	2,0	2,5		3,0	3,5	4,0
Na	Mg	Al	Si	Fe	P	S	Cl
0,9	1,2	1,5	1,8	1,8	2,1	2,5	3,0
K	Ca	Sc	Ti	Ge	As	Se	Br
0,8	1,0	1,3	1,6	1,8	2,0	2,4	2,8
Rb	Sr	Y	Zr	Sn	Sb	Te	I
0,8	1,0	1,3	1,6	1,7	1,8	2,1	2,5
Cs	Ba						
0,7	0,9						

Modificada de Pauling (1948, p.201).

TABELA 9 - DIFERENÇA DE ELETRONEGATIVIDADE E PORCENTAGEM DO CARÁTER IÔNICO DA LIGAÇÃO

Diferença de eletronegatividade	Caráter iônico da ligação	Diferença de eletronegatividade	Caráter iônico da ligação
0,1	0,5	1,7	51
0,2	1	1,8	55
0,3	2	1,9	59
0,4	4	2,0	63
0,5	6	2,1	67
0,6	9	2,2	70
0,7	12	2,3	74
0,8	15	2,4	76
0,9	19	2,5	79
1,0	22	2,6	82
1,1	26	2,7	84
1,2	30	2,8	86
1,3	34	2,9	88
1,4	39	3,0	89
1,5	43	3,1	91
1,6	47	3,2	92

Modificada de Pauling (1948, p.203).

Obs.: os números em negrito representam a diferença eletronegatividade e os demais a porcentagem de caráter iônico da ligação.

TABELA 10 - CLASSIFICAÇÃO DOS SILICATOS

Classe	Arranjo dos tetraedros SiO ₄	Relação Si:O
Nesosilicatos	Isolados	1:4
Sorosilicatos	Duplo	2:7
Ciclossilicatos	Anéis	1:3
Inossilicatos	Cadeias simples e duplas	1:3 e 4:11
Filossilicatos	Folhas	2:5
Tectossilicatos	Estruturas tridimensionais	1:2

Modificado de Dana (1969, p.430)

adjacentes, pois a proximidade de dois íons de silício com cargas positivas elevadas tornaria a estrutura instável pela repulsão mútua.

Em seguida ao oxigênio e ao silício, o constituinte mais importante da crosta é o alumínio. Ele é trivalente e tem um raio iônico de 0,51 Å, portanto a relação de seu raio iônico para o oxigênio (1,32 Å) é 0,386, correspondente a um número de coordenação

com o oxigênio de 4. Mas como a coordenação 4 ou tetraédrica tem estabilidade máxima entre os limites de relações dos raios de 0,414 e 0,225, sua relação de raio com o oxigênio (0,386) está suficientemente próxima do limite superior para permitir, também, a estabilidade de uma ligação de coordenação 6, ou octaédrica, (limites de relações entre raios entre 0,732 e 0,414) com o oxigênio, e esta capacidade de desempenhar um duplo papel dá ao alumínio uma importância notável na cristalocímica dos silicatos.

Quando o alumínio coordena 4 íons oxigênio o tetraedro resultante ocupa o mesmo espaço que um tetraedro silício – oxigênio, e pode unir-se com outros tetraedros em agrupamentos polimerizados, e, quando em coordenação 6, compõe octaedros em cujos vértices estão íons oxigênio compartilhados com tetraedros silício – oxigênio. Nos dois casos a eletronegatividade menor que o alumínio apresenta (1,5) quando comparado ao silício (1,8) confere uma porcentagem maior de caráter iônico às suas ligações com o oxigênio, que são portanto muito mais fracas.

O ferro e o magnésio têm praticamente as mesmas relações de raio com o oxigênio que tem o alumínio, e por isso, tendem a ocupar nos silicatos posições de coordenação 6. O magnésio tem eletronegatividade baixa (1,2) e o ferro, apesar de apresentar eletronegatividade igual à do silício, é um metal de transição com alto potencial de oxidação, e portanto sua presença nos silicatos pode, pela oxidação, causar o colapso de todo retículo cristalino. A eletronegatividade dos cátions maiores e de carga mais fraca como o potássio (0,8), sódio (0,9) e cálcio (1,0) confere caráter fortemente iônico, e portanto fragilidade, às suas ligações com o oxigênio.

Nos nesossilicatos (do grego neso = ilha) os tetraedros SiO_4 estão isolados e unidos entre si apenas por ligações iônicas por meio dos cátions intersticiais, principalmente alumínio, ferro, e magnésio. Entre os nesossilicatos mais importantes estão a olivina e as granadas.

Os sorossilicatos (do grego soro = grupo) caracterizam-se por apresentarem dois tetraedros SiO_4 compartilhando entre si um único íon oxigênio e, portanto, unidos por um dos vértices. Ao redor desta estrutura distribuem-se em ligações iônicas os demais cátions como cálcio, alumínio, ferro, magnésio e manganês. Os sorossilicatos mais importantes são os do grupo do epidoto.

Os ciclossilicatos (do grego cyclo = anel) compreendem os silicatos que apresentam os tetraedros SiO_4 compartilhando 2 íons oxigênio formando estruturas cíclicas fechadas, ou seja, cada tetraedro tem dois íons oxigênio em ligação com íons de silício e outros dois ligados por ligações iônicas a cátions como sódio, cálcio, magnésio, ferro, manganês, alumínio, e berílio. Os ciclossilicatos mais importantes são o berilo e a turmalina.

Os inossilicatos (do grego ino = fio ou fibra) apresentam os tetraedros SiO_4 compartilhando um íon oxigênio (cadeia simples) ou dois (cadeia dupla) estendendo-se indefinidamente no sentido do comprimento, formando fibras unidas a outras fibras por ligações iônicas pelos cátions sódio, cálcio, magnésio, ferro, alumínio, manganês, lítio ou titânio. Os inossilicatos compreendem os piroxênios e os anfibólios.

Os filossilicatos (do grego phyllon = folha) caracterizam-se por folhas ou lâminas que se estendem indefinidamente numa superfície onde cada tetraedro SiO_4 compartilha três íons oxigênio com três outros tetraedros vizinhos. As diversas lâminas de tetraedros de SiO_4 , por sua vez, são ligadas entre si por folhas ou lâminas de octaedros de $\text{Mg}_3(\text{OH})_6$ (brucita) ou $\text{Al}_2(\text{OH})_6$ (gibbsita), por intermédio do íon oxigênio não compartilhado, formando estruturas eletricamente neutras que se mantêm unidas por meio de fracas ligações de van der Waals, como no talco, pirofilita, serpentina e caolinita.

A substituição um íon tetravalente de silício por um íon trivalente de alumínio nos tetraedros faz aparecer uma carga elétrica livre de grandeza suficiente para ligar cátions monovalentes, como o sódio e o potássio, por meio de ligações iônicas, muito mais fortes do que as ligações de van der Waals, o que aumenta a dureza e diminui o deslizamento entre as lâminas, como na muscovita, biotita, e flogopita. Se houver a substituição de dois íons de silício por dois íons de alumínio o cátion que participa é bivalente, como cálcio, magnésio e ferro ferroso, que apresentam menor porcentagem de caráter iônico nas ligações com o oxigênio, o que aumenta mais ainda a dureza dos minerais, como na margarita e xantofilita. Aos filossilicatos pertencem os minerais argilosos e as micas.

Aos tectossilicatos (do grego tecto = estrutura tridimensional) pertencem quase 75% dos silicatos que constituem a crosta. Nestes minerais todos os íons oxigênio de cada tetraedro de SiO_4 são compartilhados com os tetraedros vizinhos, numa estrutura

fortemente unida por meio de ligações 50% covalentes. Em todos tectossilicatos (com exceção dos SiO_2 , como o quartzo) o alumínio está presente em coordenação 4 formando tetraedros alumínio – oxigênio idênticos em tamanho e configuração aos tetraedros silício – oxigênio.

Esses tetraedros AlO_4 compartilham íons de oxigênio com os tetraedros SiO_4 formando uma estrutura tridimensional onde, devido à valência 3 do alumínio, sobram cargas negativas que permitem a introdução de cátions (principalmente potássio, sódio e cálcio) na estrutura dos minerais. Cada tetraedro de AlO_4 tem uma carga negativa sobrando, permitindo a introdução de um cátion monovalente na estrutura, portanto para a entrada de um cátion bivalente são necessários dois tetraedros AlO_4 , e de um cátion trivalente, três tetraedros e assim por diante. Portanto, quanto maior a valência do cátion presente no tectossilicato maior a quantidade de alumínio na estrutura do mineral, e maior a porcentagem do caráter iônico das ligações químicas. Os principais tectossilicatos são o quartzo, os feldspatos (potássico, sódico e cálcico) e os feldspatóides.

A resistência ao intemperismo químico dos silicatos foi estudada em laboratório por Goldlich (1938) comparando as reações químicas entre a água e vários minerais reduzidos a pó, o que permitiu que se estabelecesse uma *série de intemperismo*, que consiste numa relação dos silicatos mais importantes dispostos em ordem da susceptibilidade relativa ao intemperismo. Esta relação coincide, regra geral, com a *série de reações de Bowen*, que se refere à seqüência geral de cristalização dos silicatos formadores de rochas durante a diferenciação magmática que ocorre por ocasião do resfriamento, mantendo-se uma relação direta entre a temperatura de formação do cristal e a facilidade de intemperização.

Se os minerais comuns das rochas ígneas fossem alinhados em ordem crescente de resistência ao intemperismo químico a seqüência seguiria a ordem de cristalização do magma, sendo a olivina o mineral mais susceptível e o quartzo o mais estável. A seqüência é a seguinte:

Olivina → Plagioclásios Cálcicos → Piroxênios → Plagioclásios Intermediários
 e
 Hornblenda → Plagioclásios Sódicos → Biotita → Ortoclásio → Moscovita
 → Quartzo

A correspondência entre a seqüência de intemperismo e a seqüência de cristalização do magma é muito grande para ser apenas casual. Esta correspondência significa que os minerais que se cristalizam a altas temperaturas são os que mais facilmente se desequilibram quando expostos às condições da superfície da Terra, e guarda estreita relação com a natureza das ligações químicas entre os íons que formam os minerais.

As relações entre as moléculas de água e as estruturas de silicatos são controladas por algumas propriedades:

- as superfícies dos silicatos mostram forte adsorção para moléculas polares.
- em alguns casos existem relações geométricas entre superfícies de silicatos e moléculas de água, como nos minerais argilosos.
- em alguns casos há uma associação entre a água e os cátions metálicos equilibrando as cargas da estrutura.

A quebra da estrutura dos silicatos pela ação da água parece envolver três processos distintos mas muitas vezes contemporâneos:

- Substituição de cátions de fora da estrutura cristalina por íons H^+ vindos da água.
- Oxidação dos íons ferrosos (Fe^{2+}) a férricos (Fe^{3+}).
- Hidratação de fragmentos expostos.

Os princípios fundamentais do intemperismo dos silicatos foram resumidos por Sticher e Bach (1966) e alguns pontos devem ser destacados:

-a estabilidade dos minerais silicatados aumenta com o aumento do grau de condensação da estrutura cristalina do silicato, portanto a estabilidade aumenta dos nesossilicatos para os tectossilicatos (única exceção é o zircão $Zr(SiO_4)$):

Nesossilicatos → Sorossilicatos e Ciclossilicatos → Inossilicatos → Filossilicatos → Tectossilicatos

-a estabilidade dentro de uma classe de silicatos diminui com o aumento da substituição isomórfica do silício pelo alumínio, como:

Quartzo → Ortoclásio → Nefelina ou
Plagioclásio sódico → Plagioclásio intermediário → Plagioclásio cálcico

-a estabilidade dentro de uma classe de silicatos diminui com a diminuição da eletronegatividade dos íons metálicos, como por exemplo nos piroxênios:

Hiperstênio $(Fe,Mg)_2(Si_2O_6)$ → Wollastonita $Ca(SiO_3)$

Apesar de ser o fator mais importante na determinação da velocidade de intemperismo a composição química do mineral *isoladamente* não é uma indicação completamente conclusiva, pois minerais isomorfos apresentam diferentes taxas de intemperização. A cianita, a silimanita e a andaluzita possuem a mesma composição química, $AlAlO(SiO_4)$, mas sua estabilidade decresce com o decréscimo de sua densidade média, respectivamente 3,6, 3,23 e 3,18. Do mesmo modo se comportam o quartzo, a cristobalita e a tridimita (SiO_2) e o rutilio, o anatásio e a brookita (TiO_2).

A taxa de intemperismo de um mineral depende de vários outros fatores além de sua estrutura e composição química. Os principais são:

- tamanho do cristal - grãos minerais de tamanho maior são mais difíceis de intemperizar do que grãos pequenos. Isto ocorre porque o intemperismo pode ser considerado uma atividade superficial, e muitos pequenos cristais têm uma área superficial muito maior do que um simples grande cristal de mesmo volume.
- forma do cristal - cristais planos são mais facilmente intemperizáveis do que cristais prismáticos, pois é maior a superfície exposta à intemperização.
- perfeição e pureza do cristal - cristais perfeitos com a estrutura cristalina perfeitamente geométrica são comparativamente mais resistentes ao intemperismo. Aqueles que apresentam impurezas e outras deformidades têm ligações químicas mais frouxas, e por isso o mineral se intemperiza mais rapidamente. Mesmo os cristais de estrutura perfeita apresentam ligações químicas mais frouxas nas suas bordas, e por isso a intemperização é maior nestes pontos. Esta é outra razão para que um número grande de pequenos cristais se intemperize mais rapidamente do que um único grande cristal.
- acesso do agente intemperizador e remoção do produto intemperizado – quanto mais o agente intemperizador (água) fica em contato com o mineral mais ele será intemperizado. Portanto quanto mais porosa a rocha, mais a água pode atacar seus grãos constituintes e mais rapidamente são retirados os produtos do intemperismo e novas superfícies do cristal são expostas.

Além do comportamento individual dos minerais com relação ao intemperismo deve ser considerado o comportamento do agregado de minerais que compõem os diferentes tipos de rochas.

5.4.1.2.1 - ROCHAS ÍGNEAS

As rochas ígneas são provenientes de material rochoso móvel que ocorre na natureza, consistindo predominantemente em uma fase líquida cuja composição é uma fusão de silicatos. A absoluta maioria das rochas ígneas contém entre 30% e 80% de sílica com dois máximos de frequência em 52,5% e 73% de SiO₂ que correspondem às rochas ígneas mais comuns, respectivamente basalto e granito.

Os granitos e os granodioritos representam pelo menos 95% de todas as rochas intrusivas, e os basaltos, piroxênios andesitos seguidos de muito longe pelos riólitos e dacitos representam 98% de todas as rochas extrusivas. Do número total de minerais encontrados em rochas ígneas apenas uma parte muito pequena constitui a grande massa de todo material ígneo, são os chamados *minerais essenciais*. São eles:

Feldspato potássico (ortoclásio, microclínio e sanidina) K(AlSi₃O₈)

Feldspato sódico-cálcico (plagioclásio):

Plagioclásio sódico (albita (NaAlSi₃O₈) e oligoclásio)

Plagioclásio intermediário (andesina e labradorita)

Plagioclásio cálcico (bytownita e anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$))
 Quartzo (SiO_2)
 Micas: biotita ($\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$) e moscovita ($\text{KAl}_2(\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$)
 Piroxênio (silicatos principalmente de Fe, Mg e Ca)
 Anfibólio (hornblenda ($\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_4(\text{Al},\text{Fe}^{3+},\text{Ti})(\text{AlSi})_8\text{O}_{22}(\text{O},\text{OH}_2)$))
 Olivina ($\text{Mg},\text{Fe})_2\text{SiO}_4$
 Feldspatóides: nefelina ($(\text{Na},\text{K})(\text{AlSiO}_4)$) e leucita ($\text{K}(\text{AlSi}_2\text{O}_6)$).

A análise química das rochas ígneas em termos do peso percentual de seus óxidos é mostrada nas Tabelas 11 e 12. A distribuição de óxidos entre os minerais mais abundantes pode ser feita da seguinte maneira:

- Sílica (SiO_2) - individualmente na forma de quartzo ou combinada com outros elementos em todos os minerais mais comuns.
- Alumina (Al_2O_3) - Feldspatos, feldspatóides, micas e secundariamente augita e hornblenda.
- Óxido de ferro (Fe_2O_3 e FeO) e óxido de magnésio (MgO) - Silicatos escuros: augita, hornblenda, biotita e olivina.
- Cal (CaO) - Plagioclásio (membro extremo anortita), augita e hornblenda
- Soda (Na_2O) - Plagioclásio (membro extremo albita), nefelina, anfibólio e piroxênio.
- Potassa (K_2O) - Feldspato potássico, moscovita, biotita e leucita.

A análise das Tabelas 11 e 12 e da série de resistência ao intemperismo dos minerais essenciais das rochas ígneas permite que se construa, de forma empírica e relativa, uma “série de resistência ao intemperismo das rochas ígneas”, partindo-se do princípio de que:

- quanto mais SiO_2 a rocha apresentar mais quartzo estará presente, e portanto a rocha será mais resistente ao intemperismo.
- quanto mais $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$ a rocha apresentar mais estarão presentes os minerais ferromagnesianos (olivina, augita, e hornblenda), e portanto a rocha será menos resistente ao intemperismo.
- quanto mais K_2O a rocha apresentar mais estarão presentes a moscovita, o ortoclásio, a biotita e os feldspatóides, e a rocha será mais resistente ao intemperismo.
- quanto mais CaO a rocha apresentar mais estarão presentes os membros cálcicos dos plagioclásios, a augita e a hornblenda, e portanto a rocha será menos resistente ao intemperismo.
- quanto mais Na_2O a rocha apresentar mais estarão presentes a nefelina e os membros alcalinos dos plagioclásios, e a rocha será mais resistente ao intemperismo.

A partir desse raciocínio, levando-se em consideração apenas a composição química da rocha, pode-se organizar as rochas ígneas em uma seqüência decrescente de resistência ao intemperismo, que vai do riólito ao dunito, da seguinte maneira:

riólito → granito → dacito → granodiorito → quartzo diorito → fonólito → nefelina sienito → traquito → sienito → andesito → diorito → basalto → anortosito → gabro → peridotito → piroxenito → kimberlito → dunito

É interessante observar que, como não poderia deixar de ser, há na seqüência o agrupamento das rochas ácidas, intermediárias, básicas e ultrabásicas.

TABELA 11 - COMPOSIÇÃO MÉDIA DAS ROCHAS ÍGNEAS EXTRUSIVAS EM PORCENTAGEM DE PESO DOS PRINCIPAIS ÓXIDOS

Composição média das rochas ígneas extrusivas em porcentagem de peso dos principais óxidos						
	Riólito	Dacito	Andesito	Basalto	Traquito	Fonólito
SiO ₂	72,80	65,68	59,59	49,06	60,68	57,45
Al ₂ O ₃	13,49	16,25	17,31	15,70	17,74	20,60
Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO	2,79	5,75	9,39	18,23	6,44	3,81
CaO	1,20	3,46	5,80	8,95	3,09	1,50
Na ₂ O	3,38	3,97	3,58	3,11	4,43	8,84
K ₂ O	4,46	2,67	2,04	1,52	5,74	5,23

Modificada de Daly (1933) citado por Spock (1962 p.298).

TABELA 12 - COMPOSIÇÃO MÉDIA DAS ROCHAS ÍGNEAS INTRUSIVAS EM PORCENTAGEM DE PESO DOS PRINCIPAIS ÓXIDOS

Composição média das rochas ígneas intrusivas em porcentagem de peso dos principais óxidos												
	Granito	Grano-diorito	Quartzo Diorito	Diorito	Gabro	Sienito	Nefelina Sienito	Anortosito	Piroxenito	Dunito	Peridotito	Kimberlito
SiO ₂	70,18	65,01	61,59	56,77	48,24	60,19	54,63	50,40	52,33	40,49	43,95	34,73
Al ₂ O ₃	14,47	15,94	16,21	16,67	17,88	16,28	19,89	28,30	3,54	0,86	4,82	2,88
Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO	4,35	6,37	9,21	11,86	16,73	8,65	6,79	3,48	31,87	54,86	45,64	40,64
CaO	1,99	4,42	5,38	6,74	10,99	4,30	2,51	12,46	10,29	0,70	3,57	5,79
Na ₂ O	3,48	3,70	3,37	3,39	2,55	3,98	8,26	3,67	0,43	0,10	0,63	0,33
K ₂ O	4,11	2,75	2,10	2,12	0,89	4,49	5,46	0,74	0,35	0,04	0,21	1,17

Modificada de Daly (1933) citado por Spock (1962 p.298).

5.4.1.2.2 - ROCHAS METAMÓRFICAS

A natureza forma rochas ígneas e sedimentares resfriando líquidos, precipitando cristais de soluções e associando partículas desagregadas. Todos esses processos são transformações exotérmicas. Os processos metamórficos, pelo contrário, são endotérmicos: o metamorfismo age apenas em material previamente consolidado, de modo que nenhuma rocha metamórfica pode ser considerada um produto novo.

Os agentes da dinâmica interna do planeta atuando sobre áreas extensas provocam mudanças em massas rochosas de grandes dimensões. A metamorfose se efetua por meio de altas temperaturas e altas pressões com o auxílio de água e outros agentes químicos. As mudanças envolvem a formação de minerais novos, a adição ou subtração de constituintes químicos e um reajustamento físico das partículas minerais para se conformarem com a nova condição.

A rocha original da qual se derivou uma rocha metamórfica pode ser ígnea ou sedimentar, o processo metamórfico pode alterar completamente as características originais, com a transformação dos minerais existentes em outros mais estáveis para as novas condições e mudanças na estrutura física com a quebra, achatamento ou a recristalização das partículas minerais que se organizam para formar camadas paralelas. Este aspecto em bandas ou lâminas resultante do arranjo paralelo dos minerais é a característica mais notável das rochas metamórficas.

É possível se observar todas as gradações entre uma rocha metamórfica típica e uma rocha sedimentar ou ígnea não modificada. A rocha metamórfica resultante depende não apenas da composição da rocha original mas também das condições de pressão e temperatura nas quais se processou o metamorfismo.

A Tabela 13 mostra a composição dos minerais das rochas metamórficas.

Pode-se dizer que, de um modo geral, os silicatos característicos das rochas metamórficas são os inossilicatos e os filossilicatos. A razão disso é que eles são minerais com densidade razoavelmente alta e por isso têm sua formação favorecida pela pressão aumentada, e suas estruturas toleram geralmente substituição atômica considerável podendo formar-se em condições de composição variada das rochas que sofreram metamorfose. Os nesossilicatos são comuns e abundantes nas rochas metamórficas e alguns deles, como as granadas e os silicatos de alumínio, onde o alumínio apresenta coordenação 6 (andaluzita, sillimanita e cianita), são especialmente típicos dessas rochas. Os tectossilicatos, por outro lado, mostram uma instabilidade acentuada nas condições de metamorfismo, provavelmente por causa de seus retículos caracteristicamente abertos.

Merece ser mencionado o papel do alumínio nos minerais silicatados das rochas metamórficas. Os minerais contendo o alumínio em coordenação 4 são característicos das rochas ígneas e dos produtos de metamorfismo regional térmico e de alto grau, enquanto nas rochas metamórficas de grau baixo e médio o alumínio ocorre tipicamente na coordenação 6.

TABELA 13 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS MINERAIS DAS ROCHAS METAMÓRFICAS

Mineral	Fórmula	Mineral	Fórmula
Quartzo	SiO ₂	Cummingtonita	Fe ₇ (Si ₄ O ₁₁) ₂ (OH) ₂
Andaluzita, Sillimanita, Cianita	Al ₂ SiO ₅	Wollastonita	CaSiO ₃
Cordierita	Mg ₂ Al ₄ Si ₅ O ₁₈	Grossulária	Ca ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃
Piropo	Mg ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃	Zoisita	Ca ₂ Al ₃ (SiO ₄) ₃ (OH)
Clorita	Mg ₅ Al(AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₈	Anortita	CaAl ₂ Si ₂ O ₈
Enstatita	MgSiO ₃	Diopsídio	CaMgSi ₂ O ₆
Antofilita	Mg ₇ (Si ₄ O ₁₁) ₂ (OH) ₂	Tremolita	Ca ₂ Mg ₅ (Si ₄ O ₁₁) ₂ (OH) ₂
Talco	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	Jadeíta	NaAlSi ₂ O ₆
Serpentina	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	Glaucofânio	Na ₂ Mg ₃ Al ₂ (Si ₄ O ₁₁) ₂ (OH) ₂
Forsterita	Mg ₂ SiO ₄	Albita	NaAlSi ₃ O ₈
Estauroлита	Fe ₂ Al ₉ Si ₄ O ₂₃ (OH)	Feldspato potássico	KAlSi ₃ O ₈
Cloritóide	Fe ₂ Al ₂ (Al ₂ Si ₂ O ₁₀)(OH) ₄	Moscovita	KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂
Almandina	Fe ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃	Flogopita	KMg ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂

Modificada de Mason (1971, p.312)

A partir da composição química e do grau de metamorfismo regional (cinético, dínamo-termal, plutônico) as principais rochas metamórficas podem ser ordenadas numa seqüência, relativa e empírica, de resistência ao intemperismo indo do metaquartzito (composto apenas de SiO₂ e praticamente inerte quimicamente) ao mármore (sofre rápida dissolução por carbonatação):

quartzito → granulito → migmatitos → gnaisses → milonitos → xistos → anfibolitos
→ filitos → ardósia → mármore

5.4.1.2.3 - ROCHAS SEDIMENTARES

As rochas sedimentares representam o resultado da interação entre a atmosfera e a hidrosfera sobre a Crosta Superficial da Terra. As rochas sedimentares são secundárias no que diz respeito à sua origem: os materiais de que se compõem derivaram do intemperismo de rochas preexistentes. Elas se depositaram em áreas de acumulação pela ação da água ou, muito menos freqüentemente, de geleiras ou do vento.

O intemperismo das rochas preexistentes inclui tanto a decomposição química como a desintegração mecânica e por isso os produtos finais consistem em minerais argilosos, sais solúveis diversos e grãos de minerais inertes: quartzo, zircão, rutilo e magnetita. As rochas sedimentares podem dividir-se em duas classes, dependendo da natureza

mecânica ou química de suas origens. As rochas sedimentares de origem mecânica compõem-se de partículas de minerais argilosos ou grãos de minerais que resistiram ao ataque químico. Esses materiais foram transportados mecanicamente por rios para dentro de massas de água (lagos, mares ou oceano) onde se depositaram em camadas. Os materiais de que se compõem as rochas sedimentares de origem química foram dissolvidos pelas águas que circulam através das rochas e levados, por essas águas, para lagos, mares ou oceano, onde se precipitaram através de algum processo químico ou orgânico.

Em geral todas as rochas sedimentares caracterizam-se, por um arranjo paralelo de suas partículas constituintes e formam camadas ou estratos que se distinguem entre si pelas diferenças em espessura, dimensão das partículas ou cores. Em todas as rochas sedimentares de granulação grossa existe algum material que age como um cimento circundando as partículas minerais individuais e unindo-as. Este cimento é geralmente a sílica, o carbonato de cálcio ou o óxido de ferro.

Os constituintes das rochas sedimentares podem ser substâncias primárias e secundárias. As substâncias primárias, por sua vez, podem ser detríticas como fragmentos líticos (fragmentos de rochas ígneas, metamórficas ou sedimentares) ou grãos minerais, ou ainda precipitados químicos. As substâncias secundárias, como a sílica, carbonatos, e óxidos de ferro podem ser introduzidas ou são resultado da reorganização da própria rocha.

A Tabela 14 mostra a composição química média das principais rochas sedimentares em termos de porcentagem de óxidos contidos nos principais minerais constituintes.

A distribuição dos principais óxidos em termos dos minerais constituintes das rochas sedimentares pode ser feita da seguinte maneira:

SiO_2 - principalmente na forma de minerais estáveis (quartzo e, em muito menor quantidade, zircão) e secundariamente na forma de silicatos aluminosos (argilominerais).

TiO_2 - na forma de rutilo.

Al_2O_3 - na forma de argilominerais.

FeO e Fe_2O_3 - oxidado do estado ferroso em férrico e precipitado na forma de hidróxido férrico, e em minerais inertes de magnetita (Fe_3O_4).

MgO - nos dolomitos ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) e nos evaporitos (MgSO_4).

CaO - nos calcários (CaCO_3) e nos evaporitos (CaSO_4).

Na_2O - nos evaporitos (NaCl).

K_2O - nos evaporitos (KCl) e nos argilominerais.

H_2O - nos hidróxidos.

CO_2 - nos calcários e dolomitos.

Os minerais que constituem as rochas sedimentares de origem mecânica são geralmente muito estáveis (fragmentos líticos e grãos inertes) porque resistiram ao intemperismo das rochas primárias que constituíam e ao transporte pelos agentes dinâmicos (principalmente água), ou porque foram formados sob as condições da superfície da

TABELA 14 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA MÉDIA DAS PRINCIPAIS ROCHAS SEDIMENTARES

(%)	Folhelho	Arenito	Calcário
SiO ₂	58,10	78,33	5,19
TiO ₂	0,65	0,25	0,06
Al ₂ O ₃	15,40	4,77	0,81
Fe ₂ O ₃	4,02	1,07	0,54
FeO	2,45	0,30	
MgO	2,44	1,16	7,89
CaO	3,11	5,50	42,57
Na ₂ O	1,30	0,45	0,05
K ₂ O	3,24	1,31	0,33
H ₂ O	5,00	1,63	0,77
P ₂ O ₅	0,17	0,08	0,04
CO ₂	2,63	5,03	41,54
SO ₃	0,64	0,07	0,05

Modificada de Mason, (1971, p.192)

Terra (argilominerais). Por outro lado os minerais que constituem as rochas sedimentares de origem química são extremamente susceptíveis à dissolução por carbonatação.

Embora as partículas constituintes das rochas sedimentares clásticas tenham sua estabilidade assegurada por terem resistido aos processos de intemperismo e erosão o mesmo não pode ser garantido com relação ao agregado que elas formam, e muitas delas são friáveis ou fisséis. A resistência à desagregação das rochas sedimentares pode ser consideravelmente alterada quando a água que penetra pelos espaços porosos introduz materiais cimentantes ou produz a dissolução, substituição ou remoção de alguns ingredientes. Estas mudanças incluídas sob o termo *diagênese* ainda incluem, entre outras, a compactação mecânica, a oxidação e redução, a recristalização, a desidratação e a cristalização de colóides. A *litificação* ou endurecimento de sedimentos argilosos por substituição atômica e fixação de partículas coloidais pode transformar argilas em micas, como muscovita e cloritas.

Além da constituição química dos minerais que constituem os fragmentos detríticos e os precipitados químicos das rochas sedimentares, outras características como granulometria, seleção, maturidade, diagênese e litificação devem ser considerados para que se possa estabelecer algum tipo de ordenamento com relação à resistência das rochas sedimentares ao intemperismo e à erosão. A partir desse conjunto de informações sugere-se uma seqüência decrescente de resistência, que vai do arenito quartzoso, maduro e bem selecionado (ortoquartzito), aos sedimentos inconsolidados (aluviões, colúvios, e pedimentos):

Arenito quartzoso → conglomerados → subgrauvaca → grauavaca → siltitos → argilito
 → folhelho → margas → dolomito → calcários → evaporitos → sedimentos
 inconsolidados

5.4.1.3 -RESISTÊNCIA DAS ROCHAS À MORFOGÊNESE

O grau de coesão das rochas é a informação básica da Geologia a ser integrada a partir da Ecodinâmica, uma vez que em rochas pouco coesas podem prevalecer os processos erosivos, modificadores das formas de relevo (morfogênese), enquanto que nas rochas bastante coesas devem prevalecer os processos de intemperismo e formação de solos (pedogênese).

Com o objetivo de se atribuir uma posição dentro de uma escala de vulnerabilidade à denudação (intemperismo + erosão), absolutamente *relativa e empírica*, as litologias mais comumente encontradas foram reunidas na Tabela 15, onde se procurou considerar todos os aspectos discutidos até aqui, com relação ao grau de coesão das rochas ígneas, metamórficas e sedimentares.

O acesso do agente intemperizador (água) e a remoção do produto intemperizado são aspectos importantes a serem considerados com relação ao intemperismo das rochas pois quanto mais o agente intemperizador (água) fica em contato com o mineral, mais ele será intemperizado. Portanto quanto mais porosa a rocha, ou mais fraturada, mais a água pode atacar seus grãos constituintes e mais rapidamente também são retirados os produtos do intemperismo para que novas superfícies do cristal sejam expostas e intemperizadas.

5.4.2- GEOMORFOLOGIA (R)

"A superfície da Terra é construída pela Natureza para ser destruída...
 Nossas planícies férteis são formadas pelas ruínas das montanhas."
 James Hutton, 1785.

Para estabelecer os valores da escala de vulnerabilidade para as unidades de paisagem natural com relação à geomorfologia, são analisados os seguintes *índices morfométricos do terreno*: dissecação do relevo pela drenagem, amplitude altimétrica e declividade.

A intensidade de *dissecação* do relevo pela drenagem está diretamente ligada à porosidade e à permeabilidade do solo e da rocha. Rochas e solos impermeáveis dificultam a infiltração das águas pluviais e, conseqüentemente, apresentam maior quantidade de água em superfície para ser drenada em direção às partes mais baixas do terreno. Maior quantidade de água em superfície implica em um número maior de canais de drenagem, maior disponibilidade de energia potencial para o escoamento superficial (runoff) e, portanto, uma maior capacidade erosiva ou de promover a morfogênese.

TABELA 15 - ESCALA DE VULNERABILIDADE À DENUDAÇÃO DAS ROCHAS MAIS COMUNS

Escala de vulnerabilidade à denudação das rochas mais comuns					
Quartzitos ou metaquartzitos	1,0	Milonitos, Quartzo muscovita, Biotita, Clorita xisto	1,7	Arenitos quartzosos ou ortoquartzitos	2,4
Riólito, Granito, Dacito	1,1	Piroxenito, Anfibolito Kimberlito, Dunito	1,8	Conglomerados, Subgrauvacas	2,5
Granodiorito, Quartzo Diorito, Granulitos	1,2	Hornblenda, Tremolita, Actinolita xisto	1,9	Grauvacas, Arcózios	2,6
Migmatitos, Gnaisses	1,3	Estauroлита xisto, Xistos granatíferos	2,0	Siltitos, Argilitos	2,7
Fonólito, Nefelina Sienito, Traquito, Sienito	1,4	Filito, Metassiltito	2,1	Folhelhos	2,8
Andesito, Diorito, Basalto	1,5	Ardósia, Metargilito	2,2	Calcários, Dolomitos, Margas, Evaporitos	2,9
Anortosito, Gabro, Peridotito	1,6	Mármore	2,3	Sedimentos Inconsolidados: Aluviões, Colúvios etc.	3,0

Quanto maiores forem os interflúvios (ou menor for a intensidade de dissecação) menores são os valores atribuídos às unidades de paisagem natural na escala de vulnerabilidade, ou seja, valores mais próximos à estabilidade (valores próximos a 1,0), da mesma forma as unidades de paisagem natural que apresentem os menores interflúvios (ou maiores intensidades de dissecação) recebem valores da escala de vulnerabilidade mais próximos de 3,0 (próximos da vulnerabilidade).

A intensidade da dissecação pela drenagem pode ser obtida a partir de medidas, realizadas nas cartas topográficas ou nas imagens de satélite, da amplitude dos interflúvios (distância entre canais de drenagem) ou da densidade de drenagem (número de canais/unidade de área), parâmetro este inversamente proporcional ao primeiro.

A *amplitude altimétrica*, que está relacionada com o aprofundamento da dissecação, é um indicador da energia potencial disponível para o “runoff”. Quanto maior a amplitude altimétrica maior é a energia potencial, pois a água das precipitações pluviais que caem sobre os pontos mais altos do terreno adquirirão maior energia cinética no seu percurso em direção às partes mais baixas e, conseqüentemente, apresentarão maior capacidade de erosão ou de morfogênese.

Aos maiores valores de amplitude altimétrica estão associados os valores mais próximos de 3,0 na escala de vulnerabilidade e, portanto, as situações de maior vulnerabilidade;

por outro lado, aos menores valores de amplitude altimétrica estão associados os menores valores da escala de vulnerabilidade (próximos de 1,0), que traduzem situações de maior estabilidade das unidades de paisagem natural, onde prevalecem os processos pedogenéticos.

A amplitude altimétrica é obtida pelo cálculo da diferença entre as cotas máxima e mínima contidas na unidade de paisagem natural, realizado a partir dos dados de altimetria das cartas topográficas.

O termo *declividade* refere-se à inclinação do relevo em relação ao horizonte. A declividade guarda relação direta com a velocidade de transformação da energia potencial em energia cinética e, portanto, com a velocidade das massas de água em movimento responsáveis pelo “runoff”. Quanto maior a declividade mais rapidamente a energia potencial das águas pluviais transforma-se em energia cinética e maior é, também, a velocidade das massas de água e sua capacidade de transporte, responsáveis pela erosão que esculpe as formas de relevo e, portanto, prevalece a morfogênese.

Sem levar em consideração a ação da água em movimento, as partículas rochosas separadas pelo intemperismo movem-se sempre que forças suficientes atuam sobre elas. Isto é verdadeiro tanto para partículas de colóides submicroscópicos de sílica em suspensão na água subterrânea como para gigantescos blocos diaclasados que caem das encostas. A sempre presente *força de gravidade* adiciona uma componente descendente aos movimentos produzidos por outras forças e, por isso, quando partículas rochosas se movem nas encostas o movimento preferencial é descendente.

O coeficiente de atrito de uma partícula em movimento é igual à relação entre a componente da força de gravidade que atua ao longo da encosta (componente de deslize, que é proporcional ao seno do ângulo de inclinação da encosta) e a componente da força de gravidade que atua perpendicularmente à encosta (componente de aderência, que é proporcional ao cosseno do ângulo de inclinação da encosta), logo o coeficiente de atrito de uma partícula em movimento ao longo de uma encosta é igual à tangente do ângulo de inclinação da encosta.

Como poucos materiais possuem coeficiente de atrito superior a 1, as partículas rochosas separadas pelo intemperismo dificilmente serão retidas em encostas com ângulo de inclinação maior que 45° (tangente de $45^\circ = 1$), situação em que não haverá possibilidade de formação de solo, ou pedogênese, ocorrendo apenas a exposição contínua de material rochoso, ou morfogênese.

Rochas maciças são suficientemente coesas para resistirem à maioria das forças superficiais que atuam sobre elas. Só depois que a rocha reagiu com a água e a atmosfera, ou foi partida por esforços mecânicos, é que os fragmentos serão movimentados, portanto intemperismo é um pré requisito necessário para o movimento de partículas rochosas encosta abaixo.

Na prática, encostas ou vertentes naturais com ângulos de inclinação superiores a 40° são raras e classificadas como penhascos. Superfícies cobertas por fragmentos rochosos alterados (regolito) tendem a apresentar ângulos máximos de inclinação entre 25° e 40°, dependendo da forma e coeficiente de atrito das partículas e da água agindo como lubrificante e aumentando o peso do regolito pelo preenchimento dos espaços entre as partículas.

Se considerada a ação das massas de água em movimento (“runoff”), diminui ainda mais o ângulo máximo de inclinação das encostas para que prevaleçam os processos de morfogênese. Por isto, o ângulo máximo considerado na escala de valores de vulnerabilidade é 27°, situação em que a tangente do ângulo é 0,510 ou, em termos de porcentagem, aproximadamente 50%.

Os valores próximos de 1,0 da escala de vulnerabilidade estão associados a pequenos ângulos de inclinação das encostas, situação em que prevalecem os processos formadores de solo da pedogênese e os valores mais próximos de 3,0 estão associados a situações de maior declividade, onde prevalecem os processos erosivos da morfogênese.

A declividade entre dois pontos do terreno é medida pela inclinação da reta que os une em relação ao plano horizontal e ela pode ser obtida, em termos de porcentagem, diretamente sobre as cartas topográficas pela relação entre a distância vertical e a distância horizontal entre os dois pontos (tangente = cateto oposto/cateto adjacente). Pode ser obtida também através de medidas tomadas com um âbaco (De Biasi, 1992) nas cartas topográficas, ou de forma automatizada, a partir de dados de altimetria introduzidos em um sistema computacional como, por exemplo, o SPRING (INPE, 2001).

As medidas dos índices morfométricos podem ser obtidas de forma manual ou automatizada para toda a área de estudo ou, por amostragem, para cada unidade territorial básica tomando-se, por exemplo, três medidas e calculando-se a média aritmética entre elas.

Cabe destacar que para a obtenção desses parâmetros a partir das cartas topográficas é necessário que a escala das cartas seja igual ou maior que 1:100.000. Entretanto, sabe-se que em muitas regiões do país, principalmente da Amazônia, não há disponibilidade de cartas topográficas nesta escala. Nestes casos procura-se inferir as classes morfométricas com base nas referências disponíveis, nos elementos de análise e interpretação de imagens (textura e sombra) de sensoriamento remoto e no conhecimento de campo dos técnicos envolvidos no projeto de zoneamento.

Com relação aos elementos de análise e interpretação de imagem, verifica-se que a textura lisa e homogênea indica relevo plano e pouco dissecado e quanto mais rugosa for a textura da imagem mais dissecado é o relevo a ela correspondente. Com relação ao elemento sombra, observa-se que quanto maior a sombra produzida pelo relevo, na imagem, maior é a amplitude altimétrica do relevo.

Quando não há disponibilidade de cartas topográficas em escala igual ou maior que 1:100.000 para o cálculo dos índices morfométricos, uma opção pode ser a utilização direta da matriz dos índices de dissecação da Tabela 16, que acompanha a maioria das legendas dos mapas geomorfológicos do Projeto RADAMBRASIL (1973-1987), na qual foram acrescentados os respectivos valores da escala de vulnerabilidade, ou seja, dentro de cada célula, o valor da esquerda refere-se ao primeiro dígito e o valor da direita ao segundo dígito.

Na Tabela 16 o primeiro dígito refere-se à ordem de grandeza das formas de dissecação, grau de dissecação ou amplitude interfluvial (dissecação no plano horizontal) e o segundo dígito indica a intensidade de aprofundamento da drenagem (dissecação no plano vertical), que está relacionada com a amplitude altimétrica. Cabe salientar que, da forma como foi construída essa tabela, no primeiro dígito (somente para ele) a ordem de grandeza está invertida, ou seja, quanto menor o valor maior é o grau de dissecação de uma determinada unidade de relevo e vice-versa. Desta maneira, uma unidade ao ser representada pelos dígitos 51 apresenta baixa dissecação tanto no nível horizontal (embora o dígito seja de valor alto) quanto no vertical; enquanto que os dígitos 15, pelo contrário, representam uma unidade com alto índice de dissecação nos dois planos, apesar do primeiro dígito ser o de valor mais baixo.

A Tabela 17 modificada do Projeto RADAMBRASIL (1973-1987) e Ross (1996) a inversão dos índices observada na Tabela 16 foi corrigida. Desta maneira, uma unidade ao ser representada pelos dígitos 15 apresenta baixa dissecação tanto no nível horizontal (embora o dígito seja de valor alto) quanto no vertical; enquanto que os dígitos 51, pelo contrário, representam uma unidade com alto índice de dissecação nos dois planos.

A Figura 3 mostra de forma esquematizada os padrões de relevo correspondentes às classes dos índices morfométricos da matriz de dissecação da Tabela 17. Quando existe a disponibilidade de cartas topográficas em escala igual ou maior que 1:100.000 para os cálculos dos índices morfométricos pode ser utilizada a matriz dos índices de dissecação apresentada na Tabela 17, na qual essa inversão foi corrigida, ou a Tabela 18 com as classes de declividade os respectivos valores da escala de vulnerabilidade. Na matriz apresentada na Tabela 17 o significado dos dígitos também foi invertido, ou seja, o primeiro dígito refere-se à profundidade de dissecação e o segundo à amplitude interfluvial. Na Tabela 17 também foram incluídos os respectivos valores da escala de vulnerabilidade.

Quando há a disponibilidade de cartas topográficas em escala maior ou igual a 1:25.000 e a possibilidade de gerar os índices morfométricos de forma automatizada podem ser utilizadas as Tabelas 19, 20 e 21, com 21 valores da escala de vulnerabilidade, respectivamente, para a intensidade de dissecação da drenagem, amplitude altimétrica e declividade.

A partir da determinação dos valores de vulnerabilidade à perda de solo de cada índice morfométrico a vulnerabilidade das unidades territoriais básicas com relação à Geomorfologia pode ser definida, empírica e relativamente, através da equação:

TABELA 16 - MATRIZ DOS ÍNDICES DE DISSECAÇÃO DO RELEVO E RESPECTIVOS VALORES DE VULNERABILIDADE

		1 - ORDEM DE GRANDEZA DAS FORMAS DE DISSECAÇÃO									
		≤250m		>250m ≤750m		>750m ≤1750m		>1750m ≤3750m		>3750m ≤12750m	
2 - INTENSIDADE DE APROFUNDAMENTO DA DRENAGEM	MUITO FRACA	11	3,0 1,0	21	2,5 1,0	31	2,0 1,0	41	1,5 1,0	51	1,0 1,0
	FRACA	12	3,0 1,5	22	2,5 1,5	32	2,0 1,5	42	1,5 1,5	52	1,0 1,5
	MEDIANA	13	3,0 2,0	23	2,5 2,0	33	2,0 2,0	43	1,5 2,0	53	1,0 2,0
	FORTE	14	3,0 2,5	24	2,5 2,5	34	2,0 2,5	44	1,5 2,5	54	1,0 2,5
	MUITO FORTE	15	3,0 3,0	25	2,5 3,0	35	2,0 3,0	45	1,5 3,0	55	1,0 3,0

Modificada a partir do Tema Geomorfologia do Projeto RADAMBRASIL (1973-1987)

TABELA 17 - MATRIZ DOS ÍNDICES DE DISSECAÇÃO DO RELEVO E RESPECTIVOS VALORES DE VULNERABILIDADE

		AMPLITUDE INTERFLUVIAL				
		MUITO GRANDE >5000m	GRANDE 2000 a 5000m	MÉDIA 750 a 2000m	PEQUENA 250 m 750 m	MUITO PEQUENA < 250m
AMPLITUDE ALTIMÉTRICA	MUITO BAIXA (1) (< 20m)	11	12	13	14	15
	BAIXA (2) (20 a 40m)	21	22	23	24	25
	MÉDIA (3) (40 a 100m)	31	32	33	34	35
	ALTA (4) (100 a 200m)	41	42	43	44	45
	MUITO ALTA (5) (> 200m)	51	52	53	54	55

Modificada a partir do Tema Geomorfologia do Projeto RADAMBRASIL (1973-1987) e Ross (1996, p.314).

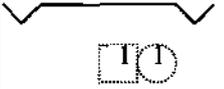
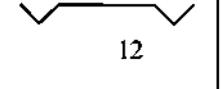
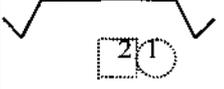
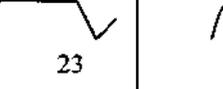
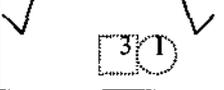
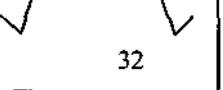
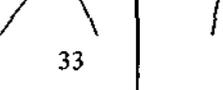
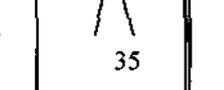
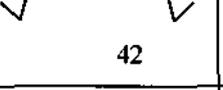
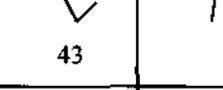
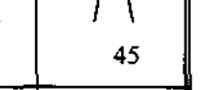
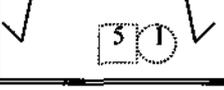
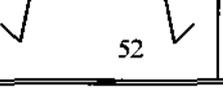
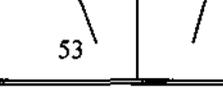
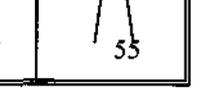
		AMPLITUDE INTERFLUVIAL				
		>3750 m ①	1750 - 3750 m ②	750 - 1750 m ③	250 - 750 m ④	<250 m ⑤
AMPLITUDE ALTIMÉTRICA	<20 m ①	 11	 12	 13	 14	 15
	20 a 40 m ②	 21	 22	 23	 24	 25
	40 a 80 m ③	 31	 32	 33	 34	 35
	80 a 160m ④	 41	 42	 43	 44	 45
	>160 m ⑤	 51	 52	 53	 54	 55

Fig. 3 - Padrões de dissecação do relevo.

FONTE: Modificada a partir do Tema Geomorfologia Projeto RADAMBRASIL (1973-1987) e Ross (1996, p. 313).

TABELA 18 - CLASSES DE DECLIVIDADE COM OS RESPECTIVOS VALORES DA ESCALA DE VULNERABILIDADE

CLASSES MORFOMÉTRICAS	DECLIVIDADE (%)	VALORES DE VULNERABILIDADE
Muito Baixa	< 2	1,0
Baixa	2 - 6	1,5
Média	6 - 20	2,0
Alta	20 - 50	2,5
Muito Alta	> 50	3,0

TABELA 19 - VALORES DE VULNERABILIDADE PARA A INTENSIDADE DE DISSECAÇÃO DO RELEVO

AMPLITUDE DO INTERFLÚVIO (m)	VULNER./ ESTABILIDADE	AMPLITUDE DO INTERFLÚVIO (m)	VULNER./ ESTABILIDADE	AMPLITUDE DO INTERFLÚVIO (m)	VULNER./ ESTABILIDADE
>5000	1,0	3250 - 3500	1,7	1500 - 1750	2,4
4750 - 5000	1,1	3000 - 3250	1,8	1250 - 1500	2,5
4500 - 4750	1,2	2750 - 3000	1,9	1000 - 1250	2,6
4250 - 4500	1,3	2500 - 2750	2,0	750 - 1000	2,7
4000 - 4250	1,4	2250 - 2500	2,1	500 - 750	2,8
3750 - 4000	1,5	2000 - 2250	2,2	250 - 500	2,9
3500 - 3750	1,6	1750 - 2000	2,3	<250	3,0

TABELA 20 - VALORES DE VULNERABILIDADE PARA A AMPLITUDE ALTIMÉTRICA

AMPLITUDE ALTIMÉTRICA (m)	VULNER./ ESTABILIDADE	AMPLITUDE ALTIMÉTRICA (m)	VULNER./ ESTABILIDADE	AMPLITUDE ALTIMÉTRICA (m)	VULNER./ ESTABILIDADE
<20	1,0	77 - 84,5	1,7	141,5 - 151	2,4
20 - 29,5	1,1	84,5 - 94	1,8	151 - 160,5	2,5
29,5 - 39	1,2	94 - 103,5	1,9	160,5 - 170	2,6
39 - 48,5	1,3	103,5 - 113	2,0	170 - 179,5	2,7
48,5 - 58	1,4	113 - 122,5	2,1	179,5 - 189	2,8
58 - 67,5	1,5	122,5 - 132	2,2	189 - 200	2,9
67,5 - 77	1,6	132 - 141,5	2,3	>200	3,0

TABELA 21 - VALORES DE VULNERABILIDADE PARA A DECLIVIDADE DAS ENCOSTAS

DECLIVIDADE		VULN./ ESTAB.	DECLIVIDADE		VULN./ ESTAB.	DECLIVIDADE		VULN./ ESTAB.
GRAUS	PORCENT.		GRAUS	PORCENT.		GRAUS	PORCENT.	
<2	<3,5	1,0	9,9 - 11,2	17,4 - 19,8	1,7	19,1 - 20,4	34,6 - 37,2	2,4
2 - 3,3	3,5 - 5,8	1,1	11,2 - 12,5	19,8 - 22,2	1,8	20,4 - 21,7	37,2 - 39,8	2,5
3,3 - 4,6	5,8 - 8,2	1,2	12,5 - 13,8	22,2 - 24,5	1,9	21,7 - 23,0	39,8 - 42,4	2,6
4,6 - 5,9	8,2 - 10,3	1,3	13,8 - 15,2	24,5 - 27,2	2,0	23,0 - 24,4	42,4 - 45,3	2,7
5,9 - 7,3	10,3 - 12,9	1,4	15,2 - 16,5	27,2 - 29,6	2,1	24,4 - 25,7	45,3 - 48,1	2,8
7,3 - 8,6	12,9 - 15,1	1,5	16,5 - 17,8	29,6 - 32,1	2,2	25,7 - 27	48,1 - 50	2,9
8,6 - 9,9	15,1 - 17,4	1,6	17,8 - 19,1	32,1 - 34,6	2,3	>27	>50	3,0

$$R = \frac{G + A + D}{3} \quad (2)$$

onde:

R = Vulnerabilidade para o tema Geomorfologia.

G = Vulnerabilidade atribuída ao Grau de Dissecação.

A = Vulnerabilidade atribuída à Amplitude Altimétrica.

D = Vulnerabilidade atribuída à Declividade.

Aplicando esta metodologia verifica-se que para as formas de origem estrutural e denudacional, caracterizadas por relevos planos a suavemente ondulados, como as superfícies pediplanadas, os interflúvios tabulares e as colinas de topos aplainados, o mais provável é que os valores de vulnerabilidade variem entre 1,0 e 1,6, porque quantomais baixos forem individualmente os índices morfométricos mais próximos de 1,0 serão os valores de vulnerabilidade e quanto mais altos forem esses índices mais próximos de 1,6 serão os valores de vulnerabilidade destas formas.

Para as formas de origem estrutural e denudacional caracterizadas por relevos ondulados dissecados em colinas, o mais provável é que os valores de vulnerabilidade variem entre 1,7 e 2,3, porque quanto mais baixos forem individualmente os índices morfométricos mais próximos de 1,7 serão os valores de vulnerabilidade e quanto mais altos forem esses índices mais próximos de 2,3 serão os valores de vulnerabilidade destas formas.

Para as formas de origem estrutural e denudacional caracterizadas por relevos fortemente ondulados a escarpados, dissecados em cristas, ravinas e pontões, o mais provável é que os valores de vulnerabilidade variem de 2,4 a 3,0, porque quanto mais baixos forem individualmente os índices morfométricos mais próximos de 2,4 serão os valores de vulnerabilidade e quanto mais altos forem esses índices mais próximos de 3,0 serão os valores de estabilidade destas formas.

Quanto às formas de acumulação, como as planícies e os terraços, de origem fluvial, marinha ou lacustre, atribuí-se o valor 1,0 para os terraços, áreas de relevo plano e

estáveis, e o valor 3,0 para as planícies, áreas sujeitas à inundação e de intensa morfodinâmica, nas quais os processos de morfogênese predominam sobre a pedogênese e portanto, apesar do relevo plano, são muito instáveis.

5.4.3 - PEDOLOGIA (S)

“O solo é o elo de ligação entre as rochas comuns e a atmosfera, e entre os restos mortais da Terra e a continuidade da vida”.
Grenville A.J. Cole, 1913.

A causa fundamental da erosão hídrica, seja ela laminar, em sulcos ou ravinas é a ação da chuva sobre o solo. A chuva é o agente ativo da erosão e o solo é o agente passivo. O termo *erodibilidade* se refere à capacidade de um determinado solo resistir à erosão. A erodibilidade de um solo é função das condições internas ou *intrínsecas* do solo, como sua composição mineralógica e granulométrica e características físicas e químicas, e das suas condições externas ou *atributos da superfície* do solo, relacionadas ao manejo do solo.

O manejo do solo pode ser subdividido em *manejo da terra*, que se refere aos diferentes tipos de uso da terra, como silvicultura, pastagens e agricultura, e *manejo da cultura* que se refere especificamente à técnicas de agricultura, como tipo de cultura, métodos de preparo de solo e plantio, tipo de cultivo, etc.

Para a caracterização morfodinâmica das unidades de paisagem natural nos aspectos relativos ao solo são enfocadas suas condições intrínsecas, enquanto que para a análise dos polígonos de ação antrópica são abordados os seus atributos de superfície.

A maior ou menor suscetibilidade de um solo a sofrer os processos erosivos da morfogênese depende de diversos fatores e os mais importantes são: estrutura do solo, tipo e quantidade das argilas, permeabilidade e profundidade do solo e a presença de camadas impermeáveis. É bom lembrar que o tempo de formação de um solo desenvolvido, apesar de ser variável, nunca é uma reação instantânea, requerendo centenas a milhares de anos para formar 1 cm de solo que, com manejo inadequado, pode se perder em apenas uma safra.

É praticamente impossível estabelecer-se uma linha divisória entre o que é *erosão natural* e o que é *erosão induzida* pelas atividades antrópicas, por isso o correto é considerar-se que o processo natural de erosão é acelerado pelas atividades do homem. A questão é saber qual o *nível de erosão* a partir do qual a capacidade do solo em sustentar a vida fica prejudicada e o material transportado para fora da área de erosão vai provocar problemas em outro local.

A situação ideal seria aquela em que o solo somente fosse utilizado de maneira que o seu uso pudesse ser sustentado indefinidamente, e isso poderia ser conseguido se a taxa média de perda superficial de solo por erosão não excedesse a taxa média de formação ou renovação superficial de solo pelos agentes de intemperização.

Para facilitar a observação dos valores envolvidos nos processos de formação e perda de solo a Tabela 22 reúne as informações de diversos autores disponíveis na literatura.

A análise da tabela conduz a algumas constatações:

- Existe um equilíbrio entre as taxas médias de formação de solo em condições naturais e as taxas médias de erosão natural.
- As taxas médias de erosão induzida são sempre maiores que as taxas médias de erosão natural.
- As taxas médias de erosão induzida são muito maiores que as taxas médias de formação de solo em condições naturais.

- As taxas médias de tolerância de perda de solo são maiores que as taxas médias de formação de solo em condições naturais.

Essas constatações permitem concluir que os solos das regiões ocupadas pelo homem estão se perdendo rapidamente e, por isso, deveriam ser considerados como um recurso natural não renovável e ter seu uso cercado de toda proteção e cuidado que tal situação exige.

Na metodologia proposta a principal característica considerada para estabelecer as 21 classes de vulnerabilidade do tema solos é o grau de desenvolvimento ou *maturidade* do solo. A partir de dados bibliográficos, associados à interpretação da imagem, são atribuídos valores de vulnerabilidade ao solo ou a associação de solos.

Dentro do processo morfodinâmico os solos participam como produto direto do balanço entre a morfogênese e a pedogênese indicando claramente se prevaleceram os processos erosivos da morfogênese ou, por outro lado, se prevaleceram processos de pedogênese, gerando solos bem desenvolvidos.

Uma unidade de paisagem natural é considerada *estável* quando os eventos naturais que nela ocorrem favorecem os processos de pedogênese, isto é, o ambiente favorece a formação e o desenvolvimento do solo, nestes ambientes encontramos solos bastante desenvolvidos, intemperizados e envelhecidos.

Uma unidade de paisagem natural é considerada *vulnerável* quando prevalecem os processos modificadores do relevo (morfogênese) e, por isso, existe um predomínio dos processos de erosão em detrimento aos processos de formação e desenvolvimento do solo.

TABELA 22 - TAXAS MÉDIAS DE FORMAÇÃO E PERDA DE SOLO

Taxas médias de formação de solo. (condições naturais) (mm/ano)	Taxas médias de erosão natural (áreas não ocupadas) (mm/ano)	Taxas médias de erosão induzida (áreas ocupadas) (mm/ano)	Taxas médias de tolerância de perda de solo (com manutenção da produtividade agrícola) (mm/ano)
1,3 ¹ 0,02 a 0,03 ² 0,025 a 0,08 ³ 0,83 ⁴ 0,2 a 0,5 ⁵ 0,1 ⁶	0 a 1,0 ⁵ 0,0003 ⁷	1,8 a 2,3 ⁸ 2,0 ⁵ 0,05 a 2,9 ⁷	0,35 a 0,88 ⁹ 0,96 ¹⁰ 0,96 ⁸ 0,34 a 1,15 ¹¹

Modificada de: 1- Akimtzev (1930) citado por (1976, p. 69); 2 - Coelho (1997, p.G10); 3 - Pimental et alli (1976) citado por Shertz (1983) citado por Cogo (1988 p. 254); 4 - Hall et alli (1982) citado por Cogo (1988 p.254); 5 - Schumm e Harvey (1983, citado por Cogo (1988 p.254); 6 - McCormack et alli (1982) citado por Cogo (1988 p.254); 7 - Leinz e Amaral (1969 p.145); 8 - Cogo (1988, p.254); 9 - Wischmeier e Smith (1978) citado por Cogo (1988 p.254); 10 - Hudson (1971) citado por Cogo (1988 p.254); 11 - Lombardi Neto e Bertoni (1975) citado por Cogo (1988 p.254).

5.4.3.1 - UNIDADES DE PAISAGEM NATURAL ESTÁVEIS

Nas unidades de paisagem natural consideradas *estáveis* o valor atribuído aos solos na escala de vulnerabilidade é 1 e são representados pela classe de solos do tipo Latossolos. Os Latossolos são solos bem desenvolvidos, com grande profundidade e porosidade, sendo portanto considerados os solos cujos materiais são os mais decompostos. São considerados solos velhos ou maduros.

Devido ao intenso processo de intemperismo e lixiviação que foram submetidos estes solos apresentam quase que uma ausência total de minerais facilmente intemperizáveis e/ou minerais de argila 2:1, por outro lado neles ocorre uma concentração residual de sesquióxidos (óxido de alumínio, Al_2O_3 e óxido de ferro, Fe_2O_3), além de argila do tipo 1:1. São solos que possuem boas propriedades físicas: permeabilidade à água e ao ar, e mesmo com alta porcentagem de argila; são porosos, friáveis, de baixa plasticidade.

A principal limitação ao uso agrícola é a baixa fertilidade natural; mesmo os eutróficos contém baixa soma de bases e não possuem reserva de nutrientes. Apresentam ainda, os horizontes A, B, e C bem desenvolvidos. São em geral, solos pouco suscetíveis aos processos erosivos. Ocorrem geralmente em topografia mais suaves.

Segundo o Mapa Exploratório de Solos do projeto RADAMBRASIL (1973-1987) referente à região da Amazônia Legal os principais tipos de Latossolo que ocorrem naquela região são: Latossolo Amarelo (LA); Latossolo Vermelho-Amarelo (LV); Latossolo Vermelho-Escuro (LE); Latossolo Roxo (LR); Latossolo Bruno-Húmico (LBH).

5.4.3.2 - UNIDADES DE PAISAGEM NATURAL INTERMEDIÁRIAS

Nas unidades de paisagem natural consideradas intermediárias o valor atribuído aos solos na escala de vulnerabilidade é 2, e são representados pela classe de solos do tipo Podzólicos. Os solos Podzólicos, quando comparados com os Latossolos, apresentam profundidade menor e são solos menos estáveis e menos intemperizados. Ocorrem geralmente em topografias um pouco mais movimentadas.

Nos solos Podzólicos ocorre também um horizonte B, onde existe acumulação de argila; isto é, durante o processo de formação uma boa parte da argila translocou-se por eluviação do horizonte A para o horizonte B, onde se acumulou. Nestes solos a diferença de textura entre os horizontes A e B (ocasionada pelo acúmulo de argila no horizonte B) dificulta a infiltração de água no perfil, o que favorece os processos erosivos.

Na região Amazônica os principais tipos de solos Podzólicos que ocorrem são: Podzólico Vermelho Amarelo (PV); Podzólico Amarelo (PA); Terra Roxa Estruturada (TR); Planossolo (PL).

5.4.3.3 - UNIDADES DE PAISAGEM NATURAL VULNERÁVEIS

Nas unidade de paisagem natural consideradas vulneráveis ocorrem solos aos quais é atribuído o valor 3, e estes solos são jovens e pouco desenvolvidos, isto é, sua característica principal é a pouca evolução dos perfis de solo.

Nestes solos o horizonte A está assentado diretamente sobre o horizonte C ou então assentado diretamente sobre a rocha mãe (não possuem o horizonte B). São considerados como sendo solos jovens, em fase inicial de formação porque estão ainda se desenvolvendo a partir dos materiais de origem recentemente depositados, ou então porque estão situados em lugares de alta declividade, nos quais a velocidade da erosão é igual ou maior que a velocidade de transformação da rocha em solo.

Existem diversos tipos de solos poucos desenvolvidos na Amazônia, entre os quais os mais importantes são: Solos Litólicos (R); Solos Aluviais (A); Regossolos (RE); Areias Quartzosas (AQ); Solos Orgânicos (HO) e também os solos Hidromórficos (HI). Dentro dos Hidromórficos as principais classes que ocorrem são: Glei Húmico (G); Glei Pouco Húmico (GPH), Laterita Hidromórfica (LH), que é também denominado de Plintossolo. Observa-se também na região os solos Concrecionários Lateríticos (CL), que são aqueles que apresentam acima de 50% em volume de concreções ferruginosas, ocorrendo normalmente no horizonte A ou no B. A Tabela 23 mostra os valores de vulnerabilidade para os diversos tipos de solo.

TABELA 23 - VALORES DE VULNERABILIDADE/ESTABILIDADE DOS SOLOS

CLASSE DE SOLO	LEGENDA	VULN./ ESTAB.
LATOSSOLOS:AMARELO LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO LATOSSOLO VERMELHO-ESCURO LATOSSOLO ROXO LATOSSOLO BRUNO LATOSSOLO HÚMICO LATOSSOLO BRUNO-HÚMICO	LA LV LE LR LB LH LBH	1,0
PODZÓLICO AMARELO PODZÓLICO VERMELHO-AMARELO PODZÓLICO VERMELHO-ESCURO TERRA ROXA ESTRUTURADA BRUNO NÃO-CÁLCICO BRUNIZÊM BRUNIZÊM AVERMELHADO PLANOSSOLO	PA PV PE TR NC B BA PL	2,0
CAMBISSOLOS	C	2,5
SOLOS LITÓLICOS SOLOS ALUVIAIS REGOSSOLO AREIA QUARTZOSA VERTISSOLO SOLOS ORGÂNICOS SOLOS HIDROMÓRFICOS GLEI HÚMICO GLEI POUCO HÚMICO PLINOSSOLO LATERITA HIDROMÓRFICA SOLOS CONCRECIONÁRIOS LATERÍTICOS RENDZINAS AFLORAMENTO ROCHOSO	R A RE A V HO HI HGH HGP PT LH CL RZ AR	3,0

5.4.3.4 - RELATÓRIO E OS MAPAS DE SOLOS DO PROJETO RADAMBRASIL

Os mapas de solos podem ter diferentes graus de detalhe, o detalhamento vai depender da intensidade dos trabalhos de campo e da escala de publicação. Assim, os principais tipos, em ordem decrescente de detalhes, ou tamanho da escala, são: a) mapas detalhados; b) mapas de reconhecimento; c) mapa exploratório; d) mapas esquemáticos.

Os mapas exploratórios, caso dos mapas de solo do Projeto RADAMBRASIL (1973-1987), são úteis para uma avaliação preliminar do potencial dos solos e também servem para o planejamento do desenvolvimento de regiões pioneiras.

No relatório que acompanha os mapas do Projeto RADAMBRASIL (1973-1987) as classe de solos são descritas em suas características morfológicas, físicas e químicas, acompanhadas dos resultados analíticos dos perfis representativos. Relevo, cobertura vegetal e material de origem também são enfocados.

Os Mapas Exploratórios de Solos do Projeto RADAMBRASIL (1973-1987), na escala de 1:1.000.000, foram elaborados com base em interpretação de mosaicos semicontrolados de imagens de radar e trabalho de campo. Devido ao nível generalizado do levantamento, raramente uma classe de solos é cartografada isoladamente ocorrendo com maior frequência unidades de mapeamento, compostas por associações de solos, com um máximo de três componentes.

O símbolo da unidade de mapeamento tem como origem o solo *dominante*, que figura como primeiro componente da associação e ocupa mais de 50% da área da unidade; os demais componentes são considerados *subdominantes* quando ocupam entre 20 e 50% da área da unidade e *inclusões* quando menos de 20%.

Desta forma, sempre que dentro de uma unidade de paisagem natural ocorrer uma associação de solos deve-se fazer a ponderação em função das classes de solos que ocorrem em primeiro, segundo e terceiro lugares; sendo associadas às proporções de ocorrência de 60%, 30% e 10%, respectivamente. Em cada unidade de mapeamento constam os nomes dos componentes acompanhados do caráter eutrófico, distrófico ou álico além da textura, vegetação, relevo e outros caracteres específicos, quando necessários.

5.4.4 - VEGETAÇÃO (V)

“Quando sitiareis uma cidade, pelejando contra ela para a tomareis,
não destruireis seu arvoredo, metendo nele o machado.
Porque dele comerás.”
Deuteronomio, cap. XX, vers. 19

Para o tema vegetação, a *densidade de cobertura vegetal* é o parâmetro a ser obtido, da documentação existente e da interpretação das imagens de satélite para se determinar as 21 classes de vulnerabilidade.

A densidade de cobertura vegetal da unidade de paisagem natural (cobertura do terreno) é um fator de proteção da unidade contra os processos morfogenéticos que se traduzem na forma de erosão, por isso para as *altas* densidades de cobertura os valores atribuídos na escala de vulnerabilidade se aproximam da estabilidade (1,0), para as densidades *intermediárias* atribuem-se valores intermediários (ao redor de 2,0), e para *baixas* densidades de cobertura vegetal valores próximos da vulnerabilidade (3,0).

5.4.4.1 - COBERTURA VEGETAL ESTÁVEL

A cobertura vegetal das unidades de paisagem natural, cuja nomenclatura segue a do projeto RADAMBRASIL (1973-1987), são atribuídos valores próximos a 1,0 (*estabilidade*) quando caracterizada pelas seguintes formações :

- Floresta Ombrófila Densa, independente da posição topográfica (Aluvial, Terras baixas, Submontana, Montana e Alto-montana) e da fisionomia específica (dossel, uniforme ou emergente).

- Floresta Ombrófila Aberta, independente da posição topográfica (Terras baixas, Submontana e Montana) e da fisionomia específica (Palmeiras, Cipó, Bambu e Sororoca).
- Floresta Ombrófila Mista, independente da sua posição topográfica (Aluvial, Submontana, Montana e Alto-montana).

5.4.4.2 - COBERTURA VEGETAL MODERADAMENTE ESTÁVEL

A cobertura vegetal das unidades de paisagem natural considerada *moderadamente estável* recebe valores entre 1,4 e 1,7 na escala de vulnerabilidade e é representada pelas seguintes formações:

- Floresta Estacional Semidecidual (20 a 50% de caducifolia), independente da sua posição topográfica (Aluvial, Terras baixas, Submontana e Montana) e de sua fisionomia específica (dossel uniforme ou emergente).
- Formação Campinarana, fisionomia Florestada e fisionomia específica (Com palmeiras ou Sem palmeiras).
- Savana Florestada e Savana Estépica Florestada, independente do relevo e de suas fisionomias específicas, (com ou sem floresta-de-galeria).
- Estepe arbórea densa, com ou sem palmeiras. Incluem-se, nesta categoria, a Vegetação com influência marinha (restinga arbórea), Vegetação com influência fluviomarinha (Manguezal) e Vegetação com influência fluvial e/ou lacustre (arbórea com palmeiras ou sem palmeiras).

5.4.4.3 - COBERTURA VEGETAL MEDIANAMENTE ESTÁVEL OU VULNERÁVEL

À cobertura vegetal que confere proteção *mediana* às unidades de paisagem natural atribuem-se valores ao redor de 2,0 na escala de vulnerabilidade, e pode ser caracterizada pelas seguintes formações:

- Savana Arborizada e Savana-Estépica Arborizada, independente do relevo e de suas fisionomias específicas (com ou sem Floresta de Galeria).
- Floresta Estacional Decidual (acima de 50% de caducifolia), independente da posição topográfica (Aluvial, Terras baixas, Submontana e Montana) e da fisionomia específica (dossel uniforme e emergente).
- Campinarana Arborizada, independente de sua formação específica (Com ou Sem floresta-de-galeria).
- Estepe Arborizada, (arbórea aberta, com ou sem palmeiras), independente de apresentar floresta-de-galeria ou não.
- Buritizal com influência fluvial e/ou lacustre

5.4.4.4 - COBERTURA VEGETAL MODERADAMENTE VULNERÁVEL

Para a cobertura vegetal considerada *moderadamente vulnerável* reservou-se os valores situados entre 2,3 e 2,6 na escala de vulnerabilidade, onde estão reunidas as seguintes formações:

- Campinarana arborizada, com ou sem palmeiras.
- Savana Parque, Savana Estépica Parque e Estepe Parque com ou sem floresta-de-galeria, independente do relevo.
- Campinarana e Estepe com porte arbustivo.
- Vegetação com influência marianha (Restinga), porte arbustivo (das dunas).
- Vegetação com influência fluvial e/ou lacustre, porte arbustivo (com ou sem palmeiras).
- Refúgio Montano e Refúgio Alto-montano

5.4.4.5 - COBERTURA VEGETAL VULNERÁVEL

A cobertura vegetal considerada *vulnerável* na proteção das unidades de paisagem natural apresenta baixa densidade, e a ela se atribuem valores próximos a 3,0 na escala de vulnerabilidade. Nesta categoria se encontram as seguintes as formações:

- Savana Gramíneo-Lenhosa, Savana-Estépica Gramíneo-Lenhosa e Estepe Gramíneo-Lenhosa, independente do relevo e de suas fisionomias específicas (com ou sem Floresta de Galeria).
- Campinarana Gramíneo-Lenhosa, independente do relevo (tabular e/ou depressão fechada), e de sua fisionomia específica (com ou sem floresta-de-galeria).
- Vegetação com influência marinha herbácea (das praias), vegetação com influência fluviomarinha e a vegetação com influência fluvial e/ou lacustre (porte herbáceo).
- Refúgios Montano e Alto-montano (porte herbáceo).

5.4.4.6 - RELATÓRIO E OS MAPAS FITOECOLÓGICOS DO PROJETO RADAMBRASIL

Para a definição do grau de cobertura vegetal das unidades de paisagem natural foram utilizados os mapas fitoecológicos do Projeto RADAMBRASIL (1973-1987) na escala de 1:1.000.000 e a respectiva legenda. Durante o desenvolvimento do referido projeto, a legenda dos mapas fitoecológicos foi modificada e a FIBGE (1992) publicou um relatório que mostra a legenda atual das várias formações de vegetação. Buscando compatibilizar o uso destas diferentes legendas para a determinação do grau de cobertura das diferentes formações vegetais, o Apêndice A apresenta uma tabela comparativa entre a legenda inicial (primeiros mapas fitoecológicos) e a legenda atual, com os respectivos valores na escala de vulnerabilidade natural.

5.4.4.6.1 - CASOS ESPECIAIS DE VEGETAÇÃO

Os contatos (mistura entre tipos de vegetação diferentes) podem ser configurados na forma de enclave e mistura (ecotono). A priori não foram estabelecidos valores de vulnerabilidade natural para os contatos por que esta unidade de mistura é muito variável na sua densidade de cobertura da vegetação bem como na sua distribuição. Todavia o uso das imagens de satélite auxiliará na definição e na delimitação das unidades de vegetação que compõe o contato. Para obter-se o valor na escala de vulnerabilidade natural do contato do tipo ecotono (mistura), onde não é possível definir espacialmente as unidades de vegetação que compõem o contato, calcula-se a média aritmética dos tipos de vegetação que estão nele contidos.

A regeneração da vegetação pode apresentar vários estágios de crescimento, e consequentemente várias densidades de cobertura do terreno, por isso deve-se escolher o valor de vulnerabilidade natural apropriado, para cada estágio de crescimento, utilizando-se o recurso da comparação entre áreas conhecidas na imagem de satélite.

Para as coberturas artificiais do terreno, como as pastagens, as culturas perenes e as culturas anuais, utilizam-se respectivamente os valores de 2,8, 2,9 e 3,0, da escala de vulnerabilidade natural.

5.4.4.7 - CONCEITUAÇÃO DOS TERMOS DE VEGETAÇÃO

Objetivando esclarecer os termos de vegetação utilizados neste trabalho são apresentados a seguir os seguintes conceitos:

a) Savana (Cerrados/Campos)

Segundo IBGE (1993), *savana* é uma vegetação que ocorre predominantemente no Centro-Oeste, mas suas disjunções (áreas isoladas) aparecem na Amazônia Setentrional, desde o vale do rio Tacutu, em Roraima, até os tabuleiros do Amapá; no litoral e no interior do Nordeste; no planalto sedimentar da bacia do Rio Paraná, na Região Sudeste; e no Sul do País, em parte do Planalto Meridional. Devido à intensa ação antrópica a que foi submetida, grande parte de sua vegetação nativa foi substituída por agricultura, pastagens e reflorestamento. Este tipo de vegetação apresenta formações distintas, da floresta a gramíneo-lenhosa, em geral serpenteadas por florestas-de-galeria, revestindo solos lixiviados aluminizados;

Caracteriza-se por apresentar uma estrutura composta por árvores baixas e tortuosas, isoladas ou agrupadas sobre um contínuo tapete gramíneo. Os indivíduos lenhosos apresentam brotos foliares bem protegidos, casca grossa e rugosa, esgalhamento profuso, grandes folhas coriáceas e perenes e órgãos de reserva subterrâneos (xilopódios) geralmente profundos, constituindo formas biológicas adaptadas a solos ácidos, deficientes e aluminizados;

b) Estepe (Caatinga/Campanha gaúcha)

A *estepe* do sertão árido nordestino (Caatinga) abrange as várias formações que constituem um “tipo de vegetação” estacional-decidual, com numerosas plantas suculentas, sobretudo cactáceas. As árvores são baixas, raquíticas, de troncos delgados e com esgalhamento profuso;

No sul do Brasil, já na fronteira com o Uruguai e a Argentina, encontra-se a outra área da Estepe Brasileira - a Campanha Gaúcha. A Campanha Gaúcha é caracterizada por uma vegetação essencialmente campestre, que cobre as superfícies conservadas do Planalto da Campanha e da Depressão do Rio Ibicuí-Rio Negro. Dominam as gramíneas e as árvores fanerófitas (árvores cuja altura varia de 20 a 30 m) são representadas por espécies espinhosas e decíduas;

c) Savana Estépica (vegetação Chaquenha, Campos de Roraima e Campanha Gaúcha)

Em geral, é um tipo de vegetação de cobertura arbórea composta por elementos fanerófitos caméfitos (árvores de pequeno porte) espinhosos e várias cactáceas, cobrindo um estrato graminoso hemicriptofítico (plantas herbáceas) entremeado por algumas terófitas (plantas anuais que se reproduzem por semente sobrevivendo a estação desfavorável), sendo representado no Brasil em três áreas geograficamente distintas - no Pantanal Mato-Grossense, nos Campos de Roraima e na Campanha Gaúcha;

Entre a serra da Bodoquena (MS) e o rio Paraguai, encontra-se a área de maior ocorrência da Savana Estépica no Brasil. A sua vegetação é caracterizada por dois estratos com fisiologias divergentes; enquanto o lenhoso é estacional e estépico, o graminoso é savanícola formando um tapete contínuo;

Em Roraima, na fronteira com a Venezuela, esse tipo de vegetação é encontrado entre o relevo dissecado do monte Roraima e a planície do rio Branco. A florística dessa área é composta por plantas espinhosas e apresenta um estrato campestre;

No sul do País, como parte da Campanha Gaúcha, este tipo de vegetação se localiza na porção sul-sudoeste do Rio Grande do Sul. Nesta formação aparece um contingente considerável de espécies formadoras do estrato lenhoso arbóreo ao lado de árvores savanícolas;

d) Campinarana

É um tipo de vegetação restrito às áreas do alto rio Negro e adjacências dos seus afluentes, penetrando na Colômbia e na Venezuela, onde ocorre em áreas

semelhantes. Reveste as áreas deprimidas, quase sempre encharcadas, sendo caracterizada por agrupamentos de uma vegetação arbórea fina e alta do tipo “riparia”, que é resultante de nutrientes minerais do solo (oligotrofia);

e) Floresta Ombrófila Densa (Floresta Amazônica/Floresta Atlântica)

Este tipo de vegetação ocupa parte do espaço amazônico e estende-se pela costa atlântica desde o sul de Natal, no rio Grande do Norte, até o Espírito Santo, entre o litoral e as serras pré-cambrianas marginais do oceano, ampliando a sua área de ocorrência sobre as encostas até Osório, no Rio Grande do Sul. As duas áreas deste tipo de vegetação são constituídas por árvores que variam de médio a grande porte;

f) Floresta Ombrófila Aberta (Floresta de Transição).

Este tipo de vegetação, situado entre a Amazônia e o espaço extra-amazônico, foi conhecido até recentemente como “área de transição”. A fisionomia florestal é composta de árvores mais espaçadas, com estrato arbustivo pouco denso e caracterizada ora pelas fanerófitas rosuladas, ora pelas lianas lenhosas. A Floresta Ombrófila Aberta é subdividida em quatro tipos florísticos: floresta-de-palmeiras (cocal), a floresta-de-bambu (bambuzal), floresta-de-cipó (cipocal) e floresta-de-sororoca (sororocal);

g) Floresta Ombrófila Mista (Mata dos Pinheiros)

Este tipo de vegetação, também conhecido como “mata-de-araucária ou pinheiral”, é exclusivo do Planalto Meridional Brasileiro, apresentando contudo disjunções nas partes elevadas das Serras do Mar e da Mantiqueira;

h) Floresta Estacional Semidecidual (Mata Semicaducifólia)

Este tipo de vegetação está condicionado à dupla estacionalidade climática, uma tropical com época de intensas chuvas de verão, seguida por estiagem acentuada, e outra subtropical sem período seco, mas com seca fisiológica provocada pelo intenso frio do inverno. Estes climas determinam uma estacionalidade foliar dos elementos arbóreos dominantes, os quais têm adaptação ora à deficiência hídrica, ou à queda da temperatura nos meses frios. A percentagem das árvores caducifólias, no conjunto florestal e não das espécies que perdem as folhas individualmente, situa-se entre 20% e 50% na época desfavorável;

i) Floresta Estacional Decidual (Mata Caducifólia)

Este tipo de vegetação é caracterizado por duas estações climáticas bem demarcadas, uma chuvosa seguida de um longo período biologicamente seco. Apresenta o estrato arbóreo predominantemente caducifólio, com mais de

50% dos indivíduos desprovidos de folhagem na época desfavorável. Ocorre no território brasileiro de modo disperso e descontínuo;

j) **Vegetação de Restinga e Manguezal**

As áreas com influência marinha (Restinga) constituem os cordões litorâneos e dunas que ocorrem ao longo de todo o litoral, formados pela constante deposição de areias por influência direta da ação do vento e do mar, onde são encontradas as fisionomias desde herbácea até a arbórea. As áreas com influência fluviomarinha (Manguezal) constituem os ambientes salobros da desembocadura dos cursos de água no mar, onde se desenvolve uma vegetação que pode apresentar fisionomia arbórea ou herbácea;

h) **Áreas das formações pioneiras de influência fluvial (Vegetação aluvial)**

Trata-se das áreas de acumulação dos cursos de água, lagoas e assemelhados, que constituem os terrenos aluviais sujeitos ou não a inundações periódicas. A vegetação que se instala nestes ambientes varia de acordo com a intensidade e duração da inundação, apresentando fisionomia arbustiva ou herbácea;

i) **Áreas de tensão ecológica (Contatos entre tipos de vegetação)**

São assim denominados os contatos entre dois ou mais tipos de vegetação. Quando há a mistura de espécies forma-se os ecotonos e quando cada tipo de vegetação guarda sua identidade ecológica sem se misturar formam-se os encraves;

k) **Refúgio ecológico (Campos de altitude)**

Toda e qualquer vegetação floristicamente diferente do contexto geral da flora da região foi considerada com um "refúgio ecológico". Este refúgio muitas vezes constitui uma "vegetação" que persiste em situações especialíssimas, como é o caso de comunidades localizadas em altitudes acima de 1 800 m.

5.4.5 - CLIMA (C)

"Todos esses processos maravilhosos e variados, pelos quais a água poderosamente altera a aparência da superfície da Terra, estão em operação desde a mais remota antiguidade."
Agrícola, 1546.

O clima controla o intemperismo diretamente, através da precipitação pluviométrica e da temperatura de uma região, e também indiretamente através dos tipos de vegetação que poderão cobrir a paisagem.

A causa fundamental da denudação é a ação da chuva agindo inicialmente sobre as rochas provocando o intemperismo, e mais tarde sobre o solo removendo-o pela erosão hídrica. O impacto direto das gotas e o escoamento superficial do excesso de água da

chuva (“runoff” ou enxurrada) são os agentes ativos da erosão hídrica, o solo é o agente passivo.

A erosão, produto final desta interação chuva/solo, é portanto uma resultante do poder da chuva em causar erosão e da capacidade do solo em resistir à erosão. O poder da chuva em causar erosão é chamado *erosividade* e é função das características físicas da chuva.

As principais características físicas da chuva envolvidas nos processos erosivos são: a quantidade ou *pluviosidade total*, a intensidade ou *intensidade pluviométrica* e a *distribuição sazonal*. Dentre as três características é especialmente importante se conhecer a *intensidade pluviométrica* porque representa uma relação entre as outras duas (quanto chove / quando chove), resultado que determina, em última análise, a quantidade de energia potencial disponível para transformar-se em energia cinética.

A maior importância da *intensidade pluviométrica* é facilmente verificada quando se observa que uma elevada pluviosidade anual, mas com distribuição ao longo de todo período, tem um poder erosivo muito menor do que uma precipitação anual mais reduzida que se despeja torrencialmente num período determinado do ano, situação responsável pela extensiva denudação das regiões semiáridas.

A *distribuição sazonal* das chuvas é particularmente importante na determinação das perdas de solo em áreas ocupadas pela agricultura, que podem permanecer sem cobertura vegetal durante um período do ano dependendo do tipo de manejo a que estejam submetidas.

O valor da *intensidade pluviométrica* para uma determinada área pode ser obtido dividindo-se o valor da pluviosidade média anual (em mm) pela duração do período chuvoso (em meses). A Figura 4 mostra as isoietas médias anuais e a Figura 5 mostra as unidades climáticas, com a duração do período chuvoso, para todo território brasileiro.

A análise destas figuras permite construir a Tabela 24 que apresenta os dados de pluviosidade média anual, de duração média do período chuvoso e de intervalos possíveis de *intensidade pluviométrica* para as diferentes regiões do país.

Os valores de *intensidade pluviométrica* podem ser considerados representantes de valores de energia potencial disponível para transformar-se em energia cinética responsável pela *erosividade* da chuva, logo podemos dizer que quanto maiores os valores da *intensidade pluviométrica* maior é a *erosividade* da chuva e podemos criar uma *escala de erosividade* da chuva que represente a influência do clima nos processos morfodinâmicos

Esta *escala de erosividade* da chuva pode ser construída de maneira a comportar 21 classes de erosividade e associar valores, relativos e empíricos, de vulnerabilidade natural à perda de solo, uma vez que quanto maior a *erosividade* da chuva maior é a perda de solo das unidades de paisagem natural.

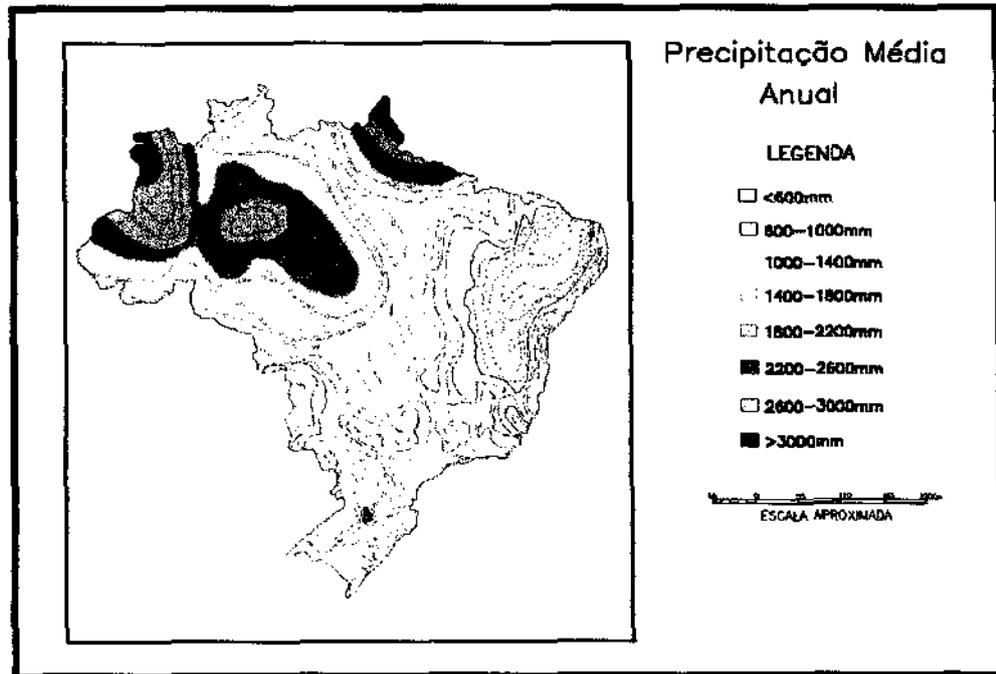


Fig. 4 - Precipitação média anual do Brasil.
 FONTE: Brasil, (1993)

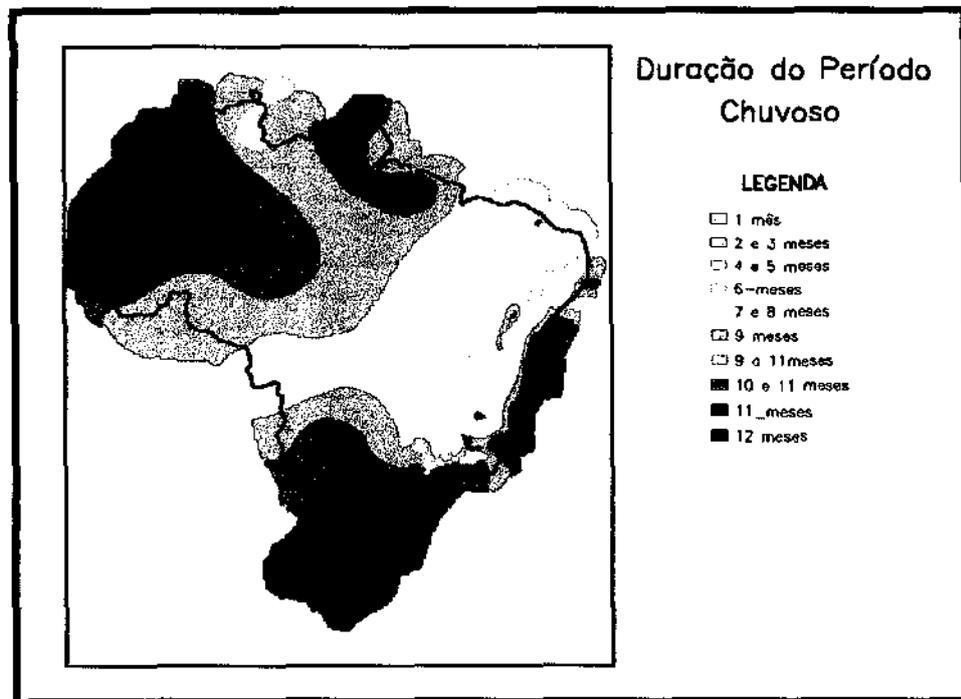


Fig. 5 - Média da duração do período chuvoso do Brasil.

**TABELA 24 - CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DAS CHUVAS NAS DIVERSAS
REGIÕES DO BRASIL**

Região	Pluviosidade Média Anual (mm)	Duração do Período Chuvoso (meses)	Intensidade Pluviométrica (mm/mês)	
			Mínima	Máxima
Norte	1400 a 3400	7 a 12	116,6	485,7
Nordeste	300 a 2000	1 a 3	100,0	2000,0
Sudeste	900 a 3600	6 a 12	75,0	600,0
Sul	1200 a 2000	9 a 12	100,0	222,2
Centro-Oeste	1000 a 3000	7 a 11	90,9	428,5

A Tabela 25 apresenta esta escala de erosividade, e foi construída a partir da distribuição linear dos valores contidos entre os intervalos possíveis de *intensidade pluviométrica* para as diversas regiões do país, apresentados na Tabela 24.

Assim, as unidades de paisagem natural localizadas em regiões que apresentem menores índices pluviométricos anuais e maior duração para o período chuvoso receberão valores próximos à estabilidade (1,0), aos valores intermediários associam-se os valores de vulnerabilidade/estabilidade ao redor de 2,0, e às unidades de paisagem natural localizadas em regiões de maiores índices de pluviosidade anual e menor duração do período chuvoso atribuem-se valores próximos da vulnerabilidade (3,0).

Para estabelecer-se a relação entre a *pluviosidade média anual* (Figura 4) e a *duração do período chuvoso* (Figura 5), o que define a *intensidade pluviométrica* da região onde se localizam as unidades de paisagem natural, foi utilizado o mapa indicativo que representa o Mapa Índice Reduzido (MIR) das folhas da Carta do Brasil na escala de 1:250.000 (Figura 6). Na indisponibilidade de informações mais precisas, obtidas a partir de postos pluviométricos situados na região estudada, a álgebra de mapas entre estas 3 figuras realizada no ambiente SPRING (INPE, 2001) fornece a *intensidade pluviométrica* para cada carta.

Os valores de intensidade pluviométrica calculados dessa maneira estão reunidos no Apêndice B, que apresenta o resultado da razão entre precipitação média anual (PMA) e duração do período chuvoso (DPC), que resulta em valores de intensidade pluviométrica (IP) e seus respectivos valores de estabilidade/vulnerabilidade para todo o Brasil, dividido em cartas 1:250.000.

TABELA 25 - ESCALA DE EROSIVIDADE DA CHUVA E VALORES DE VULNERABILIDADE À PERDA DE SOLO

Intensidade Pluviométrica (mm/mês)	Vulnerabilidade	Intensidade Pluviométrica (mm/mês)	Vulnerabilidade	Intensidade Pluviométrica (mm/mês)	Vulnerabilidade
< 50	1,0	200 - 225	1,7	375 - 400	2,4
50 - 75	1,1	225 - 250	1,8	400 - 425	2,5
75 - 100	1,2	250 - 275	1,9	425 - 450	2,6
100 - 125	1,3	275 - 300	2,0	450 - 475	2,7
125 - 150	1,4	300 - 325	2,1	475 - 500	2,8
150 - 175	1,5	325 - 350	2,2	500 - 525	2,9
175 - 200	1,6	350 - 375	2,3	> 525	3,0

No Apêndice C é apresentada toda a referência bibliográfica consultada enquanto que as citadas são mostradas na seção denominada Referência Bibliográfica.

REFERÊNCIA BIBLIOGRAFICA

- Becker, B. K.; Egler, C. A. G. **Detalhamento da metodologia para execução do zoneamento ecológico-econômico pelos estados da Amazônia Legal**. Rio de Janeiro/Brasília: SAE-MMA, 1996.
- Blackwelder, E. The insolation hypothesis of rock weathering. **American Journal of Science**, v.26, p. 97-113, 1933.
- Brasil. MME. SE. **Mapadas isoietas médias anuais do Brasil: série histórica de 1931 a 1988**. Brasília, 1993.
- Coelho, J. L. D. Agricultor deve anular as causas da erosão. O Estado de São Paulo., Suplemento Agrícola. 16 de abr. 1997. p.G10
- Cogo, N. P. Conceitos e princípios científicos envolvidos no manejo de solos para fins de controle da erosão hídrica. In: Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 21., Campinas, p. 251 - 262., 1988. Anais SBPC,
- Crepani, E.; Medeiros, J.S.; L.G.; Azevedo, L.G.; Hernandez Filho, P.; Florenzano, T.G.; Duarte, V. **Curso de sensoriamento remoto aplicado ao zoneamento Ecológico- Econômico**. São José dos Campos. INPE, maio de 1996, 18p. (INPE-6145-PUD/028).
- Daly, R. A.A. **Igneous rocks and the depths of the Earth**. New York, McGraw – Hill, 1933.
- Dana, J. D. **Manual de Mineralogia**. Rio de Janeiro: Ao Livro Técnico e EDUSP, 1969, 642p.
- De Biasi, M. A. Carta clinográfica: os métodos de representação e sua confecção. São Paulo, **GEOGRAFIA**, v.6, p. 45-60, 1992.
- Goldlich, S.S. A study about the weathering of rocks. **Journal of Geology**, v.46, p. 17 - 58, 1938.
- Griggs, D. T. The factor of fatigue in rock exfoliation. **Journal of Geology**, v.44, p. 781-796, 1936.
- Hall, G. F., Daniels, R. B.; Foss, J. E. Soil formation and renewal rates in the U.S. In: **Determinants of soil loss tolerance**. Madison: American Society of Agronomy, 1982. 153p., (ASA Publications, Number 45).
- Hudson, N. **Soil conservation**. Ithaca: Cornell University Press, 1971. 320p.

- Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) **Recursos naturais e meio ambiente: uma visão do Brasil**. Rio de Janeiro, 1993. 154 p.
- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE): **Software para processamento de informações geo-referenciadas (SPRING 3.5)**, < www.dpi.inpe.br/spring > 2001
- Leinz, V.; Amaral, S.E. do **Geologia Geral**. 4.ed. São Paulo: Editora Nacional, 1969. 487p.
- Leopold, L. B.; Wolman, M. G. e Miller, J.P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco: Freeman, 1964.
- Lepsch, I. **Solos: formação e conservação**. Prisma: São Paulo, 1976. 158p.
- Lillesand, T. M. e Kiefer, R. M. **Remote sensing and image interpretation**. 2.ed. New York: Wiley, 1987. 734p.
- Lombardi Neto, F.; Bertoni, J. Tolerância de perda de solos do Estado de São Paulo. Campinas, **Instituto Agrônômico**, Boletim Técnico 28, 12p., 1975.
- Mason, B. H. **Princípios de geoquímica**. São Paulo: Editora Polígono e EDUSP, 1971. 381p.
- McCormack, D. E., Young, K. K. Kimberly, L. W. Current criteria for determining soil loss tolerances. In: **Determinants of soil loss tolerance**. Madison: American Society of Agronomy (ASA Publications, Number 45) 1982. 153p.
- Medeiros J. S. de **Banco de dados geográficos e redes neurais artificiais: tecnologias de apoio à gestão do território**. São Paulo. p. 137. Tese (doutoramento em geografia física) – USP. Departamento de Geografia, jul. 1999.
- Pauling, L. **The nature of the chemical bond**. Ithaca: Cornell University Press, 1948.
- Projeto RADAMBRASIL Rio de Janeiro, 1973-1987 (Levantamento de recursos naturais, v. 1-34).
- Ross, J.L.S. **Geomorfologia ambiente e planejamento**. São Paulo, Contexto: 1996
- Schertz, D. L. The basis for soil loss tolerances. **J. Soil Wat. Cons.**, Ankeny, v.18, p. 10-14, 1983.
- Schumm, S. A.; Harvey, M. D. Natural erosion in the USA. In: **Determinants of soil loss tolerance**. Madison: American Society of Agronomy, (ASA Publication, 1982), 153p., Number 45.
- Spock, L.E. **Guide to the study of rocks**. New York: Harper's Geoscience Series, 1962. 298p.

Sticher,H e Bach,R. Fundamentals in the chemical weathering of silicates. **Soils and Fertilizers**, v.29, p.321-325, 1966.

Souza, O.C. de e Hamilton, S. **Resultados preliminares sobre transporte de sedimentos pelas águas dos rios da Bacia do Rio Taquari**. Corumbá: EMBRAPA, CPAC, 7p. (inédito).

Tricart, J. **Ecodinâmica**, Rio de Janeiro: IBGE-SUPREN, 1977, 91p. (Recursos Naturais e Meio Ambiente).

Wischmeier, W. H. & Smith, D. D. **Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning**. Washington, USDA, 58p., 1978 (Agricultural Handbook, 537).

Email dos autores:

crepani@ltid.inpe.br pedro@ltid.inpe.br valdete@ltid.inpe.br
simeao@dpi.inpe.br teresa@ltid.inpe.br claudio@dpi.inpe.br

APÊNDICE A

**COMPARAÇÃO ENTRE A LEGENDA INICIAL E ATUAL DO PROJETO
RADAMBRASIL (MAPA FITOECOLÓGICO) E OS RESPECTIVOS VALORES
NA ESCALA DE VULNERABILIDADE.**

TABELA A.1- COMPARAÇÃO ENTRE A LEGENDA INICIAL E ATUAL DO PROJETO RADAMBRASIL (MAPA FITOECOLÓGICO) E OS RESPECTIVOS VALORES NA ESCALA DE VULNERABILIDADE

ECOSSISTEMA	LEGENDA		VULN.
	ATUAL	ANTERIOR	
Floresta Ombrófila Densa	D		1,0
Aluvial	Da	Floresta Densa, planície aluvial (Fdp) Floresta Densa, planície aluvial, periodicamente inundada(Fdp) Floresta Densa, plan. aluvial permanentemente inundada (Fdg) Flor. Ombrófila Densa, aluvial, (Da)	1,0
-	-	Flor. Ombrófila Densa, aluvial, dossel emergente (Dae)	1,0
		Floresta Densa dos terraços (Fdc) Floresta Densa das áreas sedimentares - platô (Fde) Floresta Densa das áreas sedimentares – alto platô (Fde) Floresta Densa, relevo aplainado (Fda) Floresta Densa, relevo dissecado (Fdn) Floresta Densa, baixos platôs (Fdb)	1,0
Terras Baixas	Db	Floresta Densa, Terras baixas, relevo ondulado (Fdo) Floresta Ombrófila Densa, Terras baixas (Db) Floresta Densa, Terras baixas, platôs (Fdb)	1,0
Submontana	Ds	Floresta Densa, Submontana, Platô (Fdr) Floresta Densa, Submontana, relevo aplainado (Fdi) Floresta Densa, Submontana, relevo aplainado (Fdn) Floresta Densa, Submontana, relevo dissecado (Fdn) Floresta Densa, Submontana, relevo ondulado (Fdi) Floresta Densa, Submontana, relevo dissecado (Fdi) Floresta Densa, Submontana, acidentado (Fdt) Floresta Densa, Submontana, relevo acidentado (Fdt) Floresta Densa, Submontana, relevo ondulado. (Fds) Floresta Densa, Submontana, relevo dissecado (Fdu) Floresta Ombrófila Densa, submontana (Ds) Floresta Densa, Submontana, baixas cadeias de montanhas (Fdt)	1,0
dossel emergente	Dse	Floresta Ombrófila Densa, submontana, dossel emergente (Dse)	1,0
dossel uniforme	Dsu	Floresta Ombrófila Densa, submontana, dossel uniforme (Dsu)	1,0
Montana	Dm	Floresta Densa, Montana (Fdm) Floresta Densa, Montana, relevo dissecado (Fdm) Floresta Ombrófila Densa Montana (Dm) Floresta Densa, Montana (Fbm) Floresta Densa, Montana, relevo dissecado (Fba)	1,0

(continua)

Tabela A1 - Continuação

ECOSSISTEMA	LEGENDA		VULN.
	ATUAL	ANTERIOR	
Altomontana	Di	Flor. Ombróf. Densa Alto-Montana (Di)	1,0
com dossel uniforme	Dlu		1,0
Floresta Ombrófila Aberta	A		1,2
-	-	Floresta Babaçual (Fsb) Floresta Aberta, relevo dissecado (Fan)	
-	-	Floresta Aberta, Aluvial, periodicamente inundada (Fap) Floresta Aberta, Aluvial (Fap) Floresta Aberta, Aluvial, permanentemente inundada (Fag) Floresta Aberta, Aluvial, planície (Fag) Floresta Aberta, terraço aluvial (Fac)	1,2
-	-	Floresta Aberta Mista (Fam) Floresta Aberta Mista (Fal) Floresta Aberta, com palmeiras (Fam) Floresta Aberta latifoliada (Fal) Floresta Aberta sem palmeiras (Fam) Floresta Aberta com palmeiras (Fal) Floresta Aberta superfície aplainada (Fal)	1,2
Terras Baixas	Ab	Floresta Aberta, Terras baixas, platô (Fab) Floresta Aberta, Terras baixas, relevo tabular (Fab) Floresta Aberta, Terras baixas, relevo dissecado (Faa) Floresta Aberta, Terras baixas, relevo ondulado (Fao) Floresta Aberta, Terras Baixas, relevo ondulado (Fas)	1,2
Com Palmeiras	Abp	Floresta Ombrofila Aberta, terras baixas, com palmeiras (Abc)	1,2
Com Cipó	Abc	Floresta Ombrofila Aberta, terras baixas, com cipós (Abp)	1,2
Submontana	As	Floresta Aberta, submontana, relevo dissecado (Fan) Floresta Aberta, submontana, relevo dissecado, com palmeiras (Fam) Floresta Aberta, Submontana, Platô (Far) Floresta Aberta, Submontana, relevo dissecado (Fau) Floresta Aberta, Submontana, relevo aplainado (Fai) Floresta Aberta, Submontana, relevo ondulado (Fai) Floresta Aberta, Submontana, relevo dissecado (Fan) Floresta Aberta, Submontana, relevo ondulado (Fas)	1,2
Com Palmeiras	Asp	Floresta Ombrofila Aberta, submontana, com palmeiras (Asp)	1,2
Com Cipó	Asc	Floresta Ombrofila Aberta, submontana, com cipós (Asc)	1,2
Com Bambu	Asb	Floresta Ombrofila Aberta, submontana, com bambus (Asb)	1,2
Com Sororoca	Ass	Floresta Ombrofila Aberta, submontana, com sororoca (Ass)	1,2

(continua)

Tabela A1 - Continuação

ECOSSISTEMA	LEGENDA		VULN.
	ATUAL	ANTERIOR	
Montana	Am		1,2
Com Palmeiras	Amp	Floresta Ombrófila Aberta montana com palmeiras (Amp)	1,2
Com Cipó	Amc		1,2
Floresta Ombrófila Mista	M		1,3
Aluvial	Ma		1,3
Submontana	Ms	Floresta Ombrófila Mista Submontana (Ms)	1,3
Montana	Mm	Floresta Ombrófila Mista Montana (Mm)	1,3
Alto-montana	MI	Floresta Ombrófila Mista Alto-Montana (MI)	1,3
Floresta Estacional Semidecidual	F		1,6
-		Floresta Semidecidual, relevo aplainado (Fsa) Floresta Semidecidual, baixas cadeias de montanhas (Fsd)	1,6
Aluvial	Fa	Flor. Estacional Semidecidual, aluvial (Fa)	1,6
Dossel uniforme	Fau		1,6
Dossel emergente	Fae	Flor. Estacional Semidecidual, aluvial, dossel emergente (Fae)	1,6
Terras Baixas	Fb	Flor. Estac. Semidec., terras baixas (Fb)	1,6
Dossel uniforme	Fbu		1,6
Dossel emergente	Fbe	Flor. Estacional Semidecidual, terras baixas, dossel emerg. (Fbe)	1,6
Submontana	Fs	Floresta Semidecidual, Submontana, relevo dissecado (Fsn) Floresta Semidecidual, relevo aplainado (Fsa) Floresta Estacional Semidecidual, submontana (Fs)	1,6
Dossel uniforme	Fsu		1,6
Dossel emergente	Fse	Flor. Estacional Semidecidual, submontana, dossel emerg. (Fse)	1,6
Montana	Fm	Floresta Estacional Semidecidual, montana (Fm)	1,6
Dossel uniforme	Fmu		1,6
Dossel emergente	Fma		1,6
Floresta Estacional Decidual	C		2,2
		Floresta Decidual latifoliada (Fla) Floresta Decidual mista (Flm) Floresta Decidual mista (Fnm) Floresta Decidual nanofoliada (Fna)	2,2
Aluvial	Ca	Floresta Estacional Decidual Aluvial (Ca)	2,2

(continua)

Tabela A1 - Continuação

ECOSSISTEMA	LEGENDA		VULN.
	ATUAL	ANTERIOR	
Dossel uniforme	Cau		2,2
Terras Baixas	Cb	Flor. Estac. Decidual, terras baixas (Cb)	2,2
Dossel uniforme	Cbu		2,2
Dossel emergente	Cbe	Flor. Estac. Decidual, terras baixas, dossel emergente (Cbe)	2,2
Submontana	Cs	Floresta Estacional Decidual, submontana (Cs)	2,2
Dossel uniforme	Csu		2,2
Dossel emergente	Cse	Flor. Estacional Decidual, submontana, dossel emergente (Cse)	2,2
Montana	Cm	Floresta Estacional Decidual, montana (Cm)	2,2
Dossel uniforme	Cmu		2,2
Dossel emergente	Cme		2,2
Campinarana	L		
Florestada	Ld	Formação Edáfica Arbórea densa (Pcv) Formação Edáfica Arbórea densa e depressões (Pcv) Floresta Edáfica Depressão, arbórea densa (Cad) Formação Edáfica Arbórea densa planície (Cap) Formação Edáfica Arbórea densa terraços. (Cac) Formação Edáfica Arbórea densa, relevo tabular (Cab) Formação Edáfica Arbórea densa, relevo ondulado (Cao) Formação Edáfica Arbórea densa, terraços e depressões (Pcr) Formação Edáfica Arbórea densa, relevo residual (Pcr) Campinarana arbórea densa, relevo dissecado (Caa) Campinarana arbórea aberta vale (Cbv)	1,4
Sem Palmeiras	Lds		1,4
Com palmeiras	Ldp		1,4
Arborizada	La	Formação Edáfica Arbórea aberta (Pcd) Formação Edáfica Arbórea aberta, depressões (Cbd) Campinarana Arbórea aberta, planície (Cbp) Campinarana Arbórea aberta, terraço (Cat) Campinarana arbórea aberta, relevo dissecado (Cba) Campinarana arbórea aberta, relevo ondulado (Cbo)	1,9
		Campinarana Arbustiva, planície (Cup) Campinarana Arbustiva, terraços (Cus) Campinara Depressão, Arbustiva (Cud) Campinarana Arbustiva relevo tabular (Cub)	2,3
Sem Palmeiras	Las		2,3
Com palmeiras	Lap		2,3

(continua)

Tabela A1 - Continuação

ECOSSISTEMA	LEGENDA		VULN.
	ATUAL	ANTERIOR	
Gramíneo-Lenhosa	Lg	Campinarana Gramíneo-Lenhosa, depressão (Cgl)	2,7
Sem Palmeiras	Lgs		2,7
Com palmeiras	Lgp		2,7
Savana	S		
Florestada	Sd	Cerradão - Sc Savana Arbórea densa (Sad) Savana arbórea densa (Sd)	1,7
Arborizada	Sa	Campo cerrado - Sr Savana Arbórea aberta (Saa) Savana Arbórea aberta (Sa)	2,1
Sem flor.-de-galeria	Sas	Savana arbórea aberta sem floresta de galeria (Sas)	2,1
Com flor.-de-galeria	Saf	Savana arbórea aberta com floresta de galeria (Saf)	2,1
Parque	Sp	Cerrado parque (Sp) Savana parque (Sp)	2,5
Sem flor.-de-galeria	Sps	Savana parque sem floresta de galeria (Sps)	2,5
Com flor.-de-galeria	Spf	Savana parque com floresta de galeria (Spf)	2,5
Gramíneo-Lenhosa	Sg	Savana gramíneo-lenhosa (Sm) Savana gramíneo-lenhosa (Sg) Campo (Sm)	2,7
Sem flor.-de-galeria	Sgs	Savana gramíneo-lenhosa sem floresta de galeria (Sgs)	2,7
Com flor.-de-galeria	Sgf	Savana gramíneo-lenhosa com floresta de galeria (Sgf)	2,7
Savana estépica	T		
Florestada	Td	Savana Estépica Arbórea densa (Cd) Savana Estépica arbórea densa (Td)	1,7
Arborizada	Ta	Savana Estépica Arbórea aberta (Ca)	2,1
Sem flor.-de-galeria	Tas	Savana Estépica Arborizada sem floresta de galeria (Tas)	2,1
Com flor.-de-galeria	Taf	Savana Estépica Arborizada com floresta de galeria (Taf)	2,1
Parque	Tp	Savana Estépica parque (Cp)	2,5
Sem flor.-de-galeria	Tps	Savana Estépica Parque sem floresta de galeria (Tps)	2,5
Com flor.-de-galeria	Tpf	Savana Estépica Parque com floresta de galeria (Tpf)	2,5
Gramíneo-Lenhosa	Tg	Savana Estépica Gramíneo-lenhosa (Tg)	2,7
Sem flor.-de-galeria	Tgs	Savana Estépica Gramíneo-lenhosa sem floresta de galeria (Tgs)	2,7
Com flor.-de-galeria	Tgf	Savana Estépica Gramíneo-lenhosa com floresta de galeria (Tgf)	2,7
Estepe	E		

(continua)

Tabela A1 - Continuação

ECOSSISTEMA	LEGENDA		VULN.
	ATUAL	ANTERIOR	
		Caatinga arbórea (Ea)	1,7
		Caatinga arbustiva (Eu)	2,3
		Estepe arbórea densa, sem palmeiras (Eds)	1,7
		Estepe arbórea densa, com palmeiras (Edp)	1,7
		Estepe arbórea aberta, sem palmeiras (Eas)	2,1
		Estepe arbórea aberta, com palmeiras (Eap)	2,1
Arborizada	Ea	Estepe arbórea aberta (Ea)	2,1
Arborizada sem floresta-de-galeria	Eas		2,1
Arborizada com floresta-de-galeria	Eaf		2,1
Parque	Ep	Caatinga parque (Ep) Estepe parque (Ep)	2,5
-		Estepe parque sem palmeiras (Eps)	2,5
-		Estepe parque com palmeiras (Epp)	2,5
Sem flor.-de-galeria	Eps		2,5
Com flor.-de-galeria	Epf		2,5
Gramíneo-Lenhosa	Eg	Estepe Gramíneo-Lenhosa (Eg)	2,7
Sem flor.-de-galeria	Egs		2,7
Com flor.-de-galeria	Egf	Estepe Gramíneo-Lenhosa com floresta-de-galeria(Eg)	2,7
Veg. c/ infl. marinha (Restinga)	Pm	Formação Pioneira - Restinga - Pr Formação Pioneira,-influência marinha, restinga (Pm)	-
Arbórea (pont. rochoso)	Pma	Formação Pioneira,-influência marinha, restinga, arbórea (Pma)	1,4
Arbustiva (das dunas)	Pmb	Form. Pioneira, influência marinha, restinga, arbustiva (Pmb)	2,3
Herbácea (das praias)	Pmh	Form. Pioneira, influência marinha, restinga, herbácea (Pmh)	2,7
Veg. com infl. fluviomarinha	Pf		
Arbórea (Maguezal)	Pfm	Formação Pioneira- Maguezal - (Pm) Formação Pioneira, influência marinha, mangue, arbórea (Pfm)	1,4
-	-	Formação Pioneira, influência fluviomarinha, arbórea (Pfm)	1,4
Herbácea (Plan. mar.)	Pfh	Formação Pioneira, influência fluviomarinha, herbácea (Pfh)	2,7
-	-	Formação Pioneira, influência fluviomarinha, herbácea, sem palmeiras (Phs)	2,7
Veg. c/ infl. fluv. e/ou lacustre	Pa		
Buritizal	Pab	Formação Pioneira, influência fluvial buritizal (Pfb)	1,8

(continua)

Tabela A1 - Continuação

ECOSSISTEMA	LEGENDA		VULN.
	ATUAL	ANTERIOR	
herbáceo	rmh	Refúgio Tingua- Secundária mista - T fsm Refúgio montano herbáceo (rmh)	2,7
Refúgio alto-montano	rl	Refúgio Alto-Montano (rl)	
arbustivos	rlb	Refúgio arbustivo (Va) Refúgio Alto-Montano, arbustivo (rlb)	2,3
herbáceo	rlh	Refúgio herbáceo (Ph) Refúgio gramíneo (Pg) Refúgio Alto-Montano herbáceo (rlh) Refúgio Alto-Montano herbáceo (rah)	2,7
Vegetação secundária	Vs		*
sem palmeiras	Vss	Secundária latifoliada (Fsl) Vegetação secundária sem palmeiras (Vss)	*
com palmeiras	Vsp	Secundária mista (Fsm) Vegetação secundária com palmeiras (Vsp)	*

* O valor de vulnerabilidade atribuído à vegetação secundária depende do tipo de floresta, do porte e do grau de cobertura do terreno.

Às feições de uso da terra foram atribuídos os seguintes valores: Pastagens = 2,8, Cultura perene = 2,9, Cultura anual = 3,0.

O valor de vulnerabilidade para as feições de regeneração da vegetação depende do estágio de seu crescimento e recobrimento do terreno.

APÊNDICE B

**VALORES DE INTENSIDADE PLUVIOMÉTRICA PARA AS CARTAS DO
MAPA ÍNDICE REDUZIDO DO BRASIL NA ESCALA DE 1:250.000.**

**TABELA B.1 - VALORES DE INTENSIDADE PLUVIOMÉTRICA PARA AS
CARTAS DO MAPA ÍNDICE REDUZIDO DO BRASIL NA ESCALA DE 1:250.000**

MIR	PMAI	DPC	IP	EV	MIR	PMAI	DPC	IP	EV	MIR	PMAI	DPC	IP	EV
1	1610,8	9,0	179,0	1,6	44	1945,9	9,0	217,9	1,7	91	2326,1	12,0	193,8	1,6
1-A	1412,3	6,2	229,3	1,8	45	1915,4	8,9	215,3	1,7	92	2293,3	12,0	191,1	1,6
2	1799,1	10,5	171,3	1,5	46	1883,7	9,0	209,3	1,7	93	2431,6	12,0	202,6	1,7
3	1768,8	9,9	178,9	1,5	47	1827,2	9,2	200,0	1,6	94	2432,1	11,0	220,9	1,7
4	1631,7	9,0	181,3	1,6	48	1909,0	10,5	182,2	1,6	95	2368,9	10,5	225,6	1,8
5	1417,6	8,4	172,7	1,5	49	2190,1	10,5	208,6	1,7	96	2267,1	9,7	233,9	1,7
6	1443,4	7,1	210,7	1,8	50	2535,9	9,9	259,3	1,8	97	2084,1	9,0	231,6	1,8
7	3420,7	10,5	325,8	2,2	51	2413,8	9,0	268,2	2,1	98	2175,0	9,0	241,7	1,8
7-A	1701,1	10,6	160,6	1,5	52	2759,8	9,0	306,6	2,1	99	2087,6	9,3	226,0	1,7
8	1565,0	10,0	157,7	1,5	53	3355,5	12,0	279,6	2	100	1924,4	10,2	189,3	1,6
9	1454,3	9,0	162,6	1,5	54	3133,0	12,0	261,1	1,9	101	2009,9	10,5	191,4	1,6
10	1479,2	6,7	228,6	1,8	55	2693,7	12,0	224,5	1,8	102	2053,3	10,5	195,6	1,6
11	1538,6	8,6	182,5	1,5	56	2214,4	12,0	184,5	1,6	103	2064,2	10,5	197,3	1,7
12	3329,4	10,5	317,1	2,1	57	2141,2	11,8	182,2	1,6	104	1907,2	8,8	216,3	1,7
12-A	3436,5	9,8	352,1	2,2	58	2132,3	10,9	195,7	1,6	105	1807,2	7,5	241,0	1,8
13	2642,3	12,0	220,2	1,7	59	2103,3	10,1	208,7	1,7	106	1545,7	7,1	219,6	1,7
14	2081,9	11,8	176,3	1,5	60	2064,6	9,0	229,0	1,8	107	1143,5	6,0	190,6	1,6
15	1462,3	10,3	142,3	1,4	61	1994,3	9,0	221,6	1,7	108	1101,6	6,0	183,6	1,6
16	1566,8	8,5	189,7	1,5	62	1893,9	9,0	210,4	1,7	109	2728,5	12,0	227,4	1,8
17	1659,9	6,0	276,6	2,0	63	1852,4	10,0	186,8	1,6	110	2838,5	12,0	236,5	1,8
18	1686,2	8,6	198,4	1,6	64	2060,3	10,5	196,2	1,6	111	2652,5	12,0	221,0	1,7
18-A	1667,1	9,0	185,2	1,6	65	2319,1	10,3	225,8	1,7	112	2290,3	12,0	190,9	1,6
19	1791,0	9,6	186,5	1,6	66	2537,5	9,5	269,2	2,0	113	2397,3	12,0	199,8	1,6
20	2105,2	10,5	200,5	1,7	67	2614,0	9,6	275,4	1,8	114	2615,9	11,8	222,3	1,7
21	2586,9	10,5	246,4	1,8	68	2586,0	9,1	285,3	2,0	115	2688,2	11,0	244,2	1,8
22	3083,9	10,4	296,0	2,0	69	2398,6	9,0	266,5	1,9	116	2614,3	10,6	247,8	1,8
23	3297,4	9,2	359,0	2,4	70	3149,5	12,0	262,5	1,9	117	2381,2	10,5	226,8	1,8
24	3205,7	12,0	267,1	1,9	71	3045,5	12,0	253,8	1,9	118	2226,2	9,2	242,1	1,9
25	2877,8	12,0	239,8	1,8	72	2707,6	12,0	225,6	1,8	119	2201,4	9,0	244,6	1,9
26	2367,8	12,0	197,3	1,7	73	2311,1	12,0	192,6	1,6	120	2255,5	9,0	250,6	1,8
27	1877,9	11,3	166,7	1,5	74	2237,9	12,0	186,5	1,6	121	2028,7	9,1	224,0	1,7
28	1700,3	10,6	160,5	1,5	75	2295,7	11,8	194,5	1,6	122	1889,4	9,9	192,4	1,6
29	1779,1	9,4	193,9	1,6	76	2250,1	10,7	210,2	1,7	123	1818,9	10,2	179,1	1,6
30	1821,5	6,4	289,9	2,0	77	2163,9	9,9	220,5	1,7	124	1776,1	9,5	186,8	1,6
31	1798,3	8,0	235,2	1,6	78	2113,2	9,0	234,8	1,8	125	1700,1	8,5	201,9	1,6
32	1751,4	9,0	194,6	1,6	79	1986,6	9,0	220,7	1,7	126	1640,6	7,5	219,4	1,7
33	1802,0	9,6	189,4	1,6	80	1999,6	9,1	219,7	1,7	127	1462,5	6,2	237,3	1,9
34	1967,4	10,5	187,4	1,6	81	1980,6	10,4	190,0	1,6	128	1128,7	6,0	188,1	1,6
35	2402,6	10,5	228,8	1,8	82	2151,9	10,5	204,9	1,7	129	1025,7	5,4	194,0	1,6
36	2772,5	9,9	281,6	1,9	83	2259,4	10,5	215,2	1,7	130	973,1	7,0	139,9	1,4
37	2620,3	9,0	291,1	2,3	84	2364,3	10,7	221,0	1,7	131	2368,8	12,0	197,4	1,6
38	3364,5	12,0	280,4	2,0	85	2356,5	10,4	228,0	1,7	132	2493,5	12,0	207,8	1,7
39	3049,9	12,0	254,2	1,9	86	2200,5	9,0	244,5	1,8	133	2646,3	12,0	220,5	1,7
40	2589,1	12,0	215,8	1,7	87	2006,6	7,6	264,6	1,9	134	2761,3	12,0	230,1	1,8
41	2119,2	11,7	181,3	1,6	88	2891,9	12,0	241,0	1,8	135	2698,3	12,0	225,3	1,8
42	1931,8	10,9	177,0	1,5	89	2912,0	12,0	242,7	1,8	136	2382,2	11,6	205,9	1,7
43	1954,8	10,4	187,8	1,6	90	2649,4	12,0	220,8	1,7	137	2533,2	11,3	225,4	1,8

(Continua)

Tabela B.1 - Continuação

MIR	PMAI	DPC	IP	EV	MIR	PMAI	DPC	IP	EV	MIR	PMAI	DPC	IP	EV
138	2752,3	11,0	249,6	1,9	188	2309,6	10,9	211,5	1,7	238	2091,0	11,0	190,1	1,6
139	2799,2	11,0	254,5	1,9	189	2446,9	10,8	227,2	1,8	239	2109,5	11,0	192,5	1,6
140	2741,7	10,6	258,2	1,9	190	2642,4	10,8	245,0	1,8	240	2110,4	10,6	198,3	1,6
141	2508,2	10,5	238,9	1,8	191	2546,4	10,6	240,5	1,8	241	2043,7	10,1	203,2	1,6
142	2282,6	9,9	231,1	1,7	192	2503,8	10,5	238,5	1,8	242	2052,5	9,5	217,8	1,8
143	2111,0	9,0	234,6	1,8	193	2497,5	10,5	237,9	1,8	243	2187,4	9,5	231,0	1,8
144	2171,2	9,0	241,2	1,8	194	2374,9	10,5	226,2	1,8	244	2260,5	10,3	219,2	1,7
145	2196,5	9,0	244,1	1,9	195	2278,5	9,3	245,7	1,9	245	2135,6	10,5	203,4	1,7
146	1923,0	9,0	213,7	1,7	196	2093,3	9,0	232,6	1,8	246	2162,9	10,5	206,0	1,7
147	1773,8	9,0	197,1	1,6	197	1941,2	9,0	215,7	1,7	247	2310,6	10,5	220,1	1,7
148	1601,3	8,8	181,3	1,6	198	1990,5	9,0	221,2	1,7	248	2382,1	10,3	232,1	1,8
149	1459,2	7,7	191,0	1,6	199	1792,8	8,4	215,3	1,7	249	2350,8	9,0	260,7	1,9
150	1486,9	7,0	214,5	1,7	200	1501,9	7,5	200,3	1,6	250	2206,1	9,0	245,1	1,8
151	1420,6	6,0	236,8	1,8	201	1185,6	7,5	158,1	1,4	251	2047,0	9,0	227,4	1,8
152	1105,1	5,8	189,9	1,6	202	1039,4	6,3	165,4	1,5	252	1909,5	8,6	223,0	1,7
153	916,6	5,0	189,8	1,7	203	1125,9	6,0	187,7	1,6	253	1711,1	7,5	228,1	1,8
154	848,4	6,7	134,8	1,4	204	874,3	5,7	155,1	1,5	254	1411,8	7,5	188,2	1,5
155	681,3	4,6	148,8	1,4	205	703,1	4,6	153,7	1,5	255	1112,5	7,5	148,3	1,4
156	2293,5	12,0	191,1	1,6	206	670,1	4,8	140,3	1,4	256	911,3	6,4	143,1	1,4
157	2421,2	12,0	201,8	1,6	207	733,8	3,8	228,2	1,5	257	735,3	6,2	119,6	1,3
158	2532,1	12,0	211,0	1,7	208	1241,7	6,5	211,1	1,5	258	635,5	5,3	121,9	1,4
159	2684,5	12,0	224,2	1,7	209	2098,5	11,0	190,8	1,6	259	617,4	4,2	155,4	1,4
160	2664,1	11,4	234,8	1,8	210	2121,1	11,0	192,2	1,6	260	609,6	4,0	178,0	1,4
161	2422,3	11,0	220,2	1,7	211	2202,9	11,1	198,5	1,6	261	795,6	6,3	126,0	1,3
162	2544,6	11,0	231,3	1,8	212	2288,5	11,0	208,0	1,7	262	1635,9	8,9	186,3	1,5
163	2777,0	11,0	252,5	1,9	213	2300,2	11,0	209,1	1,7	263	1879,3	10,8	174,3	1,5
164	2781,2	10,9	255,0	1,9	214	2228,4	10,8	206,6	1,7	264	1923,2	10,6	181,4	1,6
165	2729,4	10,5	259,4	1,9	215	2140,1	10,5	203,7	1,7	265	1986,5	10,5	189,1	1,6
166	2532,6	10,5	241,2	1,8	216	2314,0	10,5	220,4	1,7	266	1977,5	9,8	203,6	1,6
167	2344,2	10,5	223,7	1,7	217	2411,5	10,5	229,7	1,8	267	1903,2	9,0	210,7	1,7
168	2172,9	9,1	238,9	1,8	218	2301,7	10,5	219,2	1,7	268	1910,6	9,0	212,3	1,7
169	2156,9	9,0	239,7	1,8	219	2302,0	10,5	219,2	1,7	269	2058,1	9,0	228,7	1,8
170	2123,6	9,0	236,0	1,7	220	2371,7	10,5	225,9	1,8	270	2108,9	9,2	229,2	1,8
171	1971,5	9,0	219,1	1,7	221	2400,0	10,5	228,6	1,8	271	2038,3	10,0	204,1	1,6
172	1788,1	9,0	199,5	1,7	222	2327,3	9,3	252,2	1,9	272	2055,7	10,5	196,5	1,6
173	1495,2	7,8	192,6	1,6	223	2151,9	9,0	239,1	1,8	273	2176,7	10,2	213,6	1,7
174	1274,8	7,5	170,0	1,5	224	1966,5	9,0	218,5	1,7	274	2323,5	9,3	250,4	1,9
175	1265,4	6,6	194,2	1,7	225	1995,8	9,0	221,8	1,7	275	2319,5	9,0	257,7	1,9
176	1348,3	6,0	224,7	1,8	226	1778,1	7,6	233,3	1,8	276	2195,2	9,0	243,9	1,8
177	1017,3	5,7	178,6	1,5	227	1485,7	7,5	198,1	1,7	277	2023,8	9,0	224,9	1,8
178	803,7	4,5	178,6	1,5	228	1167,9	7,5	155,7	1,4	278	1821,0	8,1	225,7	1,8
179	709,9	4,5	157,8	1,5	229	936,8	6,4	148,5	1,5	279	1620,9	7,5	216,1	1,7
180	709,8	4,5	157,7	1,4	230	883,3	6,0	147,2	1,4	280	1368,5	7,5	182,5	1,6
181	1201,5	5,3	234,5	1,7	231	738,0	5,3	140,6	1,4	281	1072,6	7,5	143,0	1,4
182	2127,3	11,4	186,1	1,6	232	680,0	5,8	123,7	1,2	282	904,8	7,0	130,6	1,4
183	2203,9	12,0	183,7	1,6	233	654,8	6,0	113,8	1,3	283	675,5	5,9	116,7	1,3
184	2315,5	12,0	193,0	1,6	234	699,5	4,0	230,1	1,4	284	600,0	5,2	119,2	1,4
185	2415,2	11,8	205,3	1,7	235	1325,3	7,5	184,2	1,5	285	615,0	3,9	178,7	1,4
186	2518,5	11,3	223,7	1,8	236	2036,9	11,0	185,1	1,6	286	665,3	3,6	231,2	1,5
187	2504,1	11,0	227,6	1,8	237	2055,0	11,0	186,8	1,6	287	1041,8	6,8	155,7	1,5

(continua)

Tabela B.1 - Continuação

MIR	PMAI	DPC	IP	EV
288	1638,7	8,9	184,9	1,6
289	1816,8	10,3	176,2	1,5
290	1897,6	9,6	199,4	1,7
290-A	1764,4	9,0	196,0	1,6
291	1873,4	9,0	208,2	1,7
292	1805,6	9,0	200,6	1,6
293	1781,6	9,0	198,0	1,6
294	1860,3	9,0	206,7	1,7
295	1910,5	9,0	212,3	1,7
296	1914,1	9,0	212,7	1,7
297	1986,0	9,0	220,7	1,7
298	2057,4	9,0	228,6	1,8
299	2172,4	9,0	241,4	1,8
300	2223,0	9,0	247,0	1,8
301	2132,8	9,0	237,0	1,8
302	1957,4	8,9	220,9	1,7
303	1718,6	7,5	228,6	1,8
304	1557,5	7,5	207,7	1,7
305	1354,0	7,5	180,5	1,6
306	1072,9	7,5	143,1	1,4
307	867,9	7,1	122,8	1,4
308	639,7	4,7	135,8	1,4
309	606,4	6,7	96,0	1,2
310	723,4	7,4	101,3	1,2
311	875,0	6,5	136,0	1,4
312	1215,1	7,6	163,2	1,4
312-A	1749,7	9,0	194,4	1,6
313	1721,2	9,0	191,2	1,6
314	1742,3	9,0	193,6	1,6
315	1760,5	9,0	195,6	1,6
316	1799,9	9,0	200,0	1,6
317	1884,9	9,0	209,4	1,7
318	1995,0	9,0	221,7	1,7
319	2029,9	9,0	225,5	1,7
320	2094,4	9,0	232,7	1,8
321	2034,1	9,0	226,0	1,8
322	1890,0	8,1	234,4	1,7
323	1687,3	7,5	225,0	1,7
324	1540,3	7,5	205,4	1,7
325	1374,5	7,5	183,3	1,6
326	1123,6	7,5	149,8	1,4
327	850,8	6,5	132,9	1,4
328	668,8	5,1	133,3	1,4
329	631,6	7,9	83,3	1,1
330	943,5	6,7	147,7	1,5
331	1226,0	8,4	152,3	1,4
332	1373,1	10,2	134,8	1,4
333	1652,3	9,0	183,6	1,6
334	1665,4	9,0	185,0	1,6

MIR	PMAI	DPC	IP	EV
335	1703,4	9,0	189,3	1,6
336	1743,5	9,0	193,7	1,6
337	1795,1	8,8	206,1	1,6
338	1916,8	8,6	223,8	1,7
339	1979,0	9,0	220,5	1,7
340	1961,2	9,0	218,6	1,7
341	1907,9	8,4	227,9	1,7
342	1800,2	7,5	239,4	1,8
343	1679,9	7,5	224,0	1,7
344	1558,0	7,5	207,7	1,7
345	1430,7	7,5	190,8	1,6
346	1202,3	7,5	160,3	1,5
347	892,0	7,2	124,3	1,3
348	764,9	6,1	128,3	1,4
349	739,6	7,7	99,1	1,2
350	1308,6	7,2	181,8	1,6
351	1673,1	10,8	155,1	1,5
352	1645,1	9,0	182,8	1,6
353	1685,9	8,4	203,1	1,6
354	1755,9	7,5	234,1	1,8
355	1766,0	7,5	235,5	1,8
356	1839,0	7,6	242,1	1,8
357	1856,9	7,6	245,0	1,9
358	1818,2	7,5	242,4	1,8
359	1743,5	7,5	232,5	1,8
360	1685,2	7,5	224,7	1,8
361	1584,9	7,5	211,3	1,7
362	1482,6	7,5	197,7	1,6
363	1280,4	7,5	170,7	1,5
364	954,7	7,1	135,8	1,4
365	785,2	6,3	128,2	1,4
366	797,9	7,3	113,5	1,2
367	1551,2	8,2	189,9	1,6
368	1957,8	12,0	163,3	1,5
369	1591,2	7,5	212,2	1,7
370	1641,3	7,5	218,8	1,7
371	1683,1	7,5	224,4	1,8
372	1714,7	7,5	228,6	1,8
373	1730,1	7,5	230,7	1,8
374	1734,5	7,5	231,3	1,8
375	1706,0	7,5	227,5	1,8
376	1691,9	7,5	225,6	1,8
377	1601,8	7,5	213,6	1,7
378	1471,6	7,5	196,2	1,6
379	1334,3	7,5	177,9	1,6
380	982,4	7,0	141,6	1,4
381	743,9	6,6	115,5	1,3
382	758,9	6,4	120,0	1,3
383	1666,5	9,4	179,8	1,5

MIR	PMAI	DPC	IP	EV
384	1988,5	12,0	165,7	1,5
385	1444,6	7,5	192,6	1,6
386	1382,9	7,5	184,4	1,6
387	1436,5	7,5	191,5	1,6
388	1538,8	7,5	205,2	1,7
389	1637,6	7,5	218,3	1,7
390	1687,6	7,5	225,0	1,8
391	1700,0	7,5	226,7	1,8
392	1690,3	7,5	225,4	1,8
393	1576,6	7,5	210,2	1,7
394	1432,5	7,5	191,0	1,6
395	1239,9	7,5	165,3	1,5
396	990,9	6,8	146,6	1,4
397	755,3	7,4	102,6	1,2
398	802,7	7,5	107,0	1,2
399	1573,6	10,0	157,1	1,5
400	1948,8	12,0	162,4	1,5
401	1290,4	7,5	172,1	1,5
402	1189,7	7,5	158,6	1,5
403	1194,6	7,5	159,3	1,4
404	1338,7	7,5	178,5	1,6
405	1566,8	7,6	206,5	1,7
406	1667,7	8,1	207,0	1,6
407	1700,0	7,7	221,3	1,8
408	1674,0	7,5	223,2	1,8
409	1519,8	7,5	202,6	1,7
410	1404,9	7,5	187,3	1,6
411	1228,7	7,5	163,8	1,5
412	1034,3	7,3	143,2	1,4
413	881,8	7,5	117,6	1,3
414	878,3	7,6	115,4	1,3
415	1488,0	10,7	138,6	1,4
416	1809,8	12,0	150,8	1,5
417	1032,4	7,5	137,6	1,4
418	1180,4	8,2	145,3	1,4
419	1503,7	8,9	168,9	1,5
420	1639,1	9,0	182,1	1,6
421	1698,1	9,0	189,1	1,6
422	1645,2	7,9	208,8	1,7
423	1501,8	7,5	200,2	1,6
424	1404,1	7,5	187,2	1,6
425	1275,2	7,5	170,0	1,5
426	1207,1	7,4	162,9	1,5
427	1184,0	7,5	157,9	1,5
428	1051,1	8,2	128,5	1,4
429	1561,4	11,4	136,8	1,4
430	1000,0	8,7	115,9	1,3
431	1176,8	9,0	130,8	1,4
432	1469,0	9,0	163,2	1,5

(continua)

Tabela B.1 - Continuação

MIR	PMAI	DPC	IP	E/V	MIR	PMAI	DPC	IP	E/V	MIR	PMAI	DPC	IP	E/V
433	1591,2	9,0	176,8	1,6	473	1207,1	10,5	115,0	1,3	513	1489,0	11,9	124,6	1,3
434	1662,1	9,0	184,7	1,6	474	1216,8	9,4	129,4	1,4	514	1410,8	11,0	127,7	1,4
435	1613,4	8,8	184,9	1,6	475	1326,3	9,0	147,4	1,4	515	1395,2	11,0	126,8	1,4
436	1512,4	7,5	201,3	1,7	476	1399,9	9,4	148,9	1,4	516	1752,0	12,0	146,0	1,4
437	1420,7	7,5	189,4	1,6	477	1274,0	8,4	154,7	1,5	517	1768,2	11,7	151,3	1,4
438	1332,6	7,5	177,7	1,5	478	1447,5	9,0	165,1	1,4	518	1454,4	11,8	123,1	1,3
439	1280,0	7,5	170,7	1,5	479	1337,5	8,6	158,6	1,4	519	1542,4	11,0	140,2	1,4
440	1211,3	8,3	148,7	1,5	480	1200,7	10,3	117,2	1,3	520	1506,5	12,0	125,5	1,3
441	1134,1	8,6	132,6	1,4	481	1297,8	10,5	123,6	1,3	521	1691,6	12,0	141,0	1,4
442	1537,6	11,0	139,4	1,4	482	1453,9	10,5	138,5	1,4	522	1986,7	12,0	165,9	1,5
443	1041,6	9,0	115,7	1,3	483	1467,5	10,5	139,8	1,4	523	1712,6	11,5	150,0	1,5
444	1226,8	9,5	129,6	1,3	484	1291,5	10,5	122,5	1,3	524	1707,1	11,1	154,5	1,4
445	1412,5	10,4	135,6	1,4	485	1301,9	10,7	121,3	1,3	525	1476,5	12,0	123,0	1,3
446	1467,8	10,2	144,1	1,4	486	1317,4	10,7	123,2	1,3	526	1590,6	12,0	132,5	1,3
447	1582,4	9,2	172,3	1,6	487	1420,9	10,0	143,1	1,4	527	1822,5	12,0	151,9	1,5
448	1536,8	9,0	170,8	1,5	488	1430,6	10,1	142,6	1,4	528	1859,7	12,0	155,0	1,5
449	1431,7	7,8	183,7	1,6	489	1486,5	10,2	145,1	1,4	529	1740,9	11,4	153,6	1,5
450	1456,9	7,5	194,3	1,6	490	1718,6	10,5	165,7	1,5	530	1568,6	11,0	142,6	1,4
451	1418,9	7,5	189,2	1,6	491	1619,1	10,1	162,6	1,5	531	1380,0	12,0	115,0	1,3
452	1420,7	7,5	189,4	1,6	492	1505,5	9,5	160,2	1,5	532	1429,9	12,0	119,2	1,3
453	1184,9	7,5	158,0	1,5	493	1572,1	10,5	149,7	1,5	533	1627,9	12,0	135,7	1,3
454	1009,1	8,7	116,4	1,3	494	1547,2	10,5	147,0	1,4	534	1657,5	12,0	138,1	1,4
455	1364,7	10,7	127,4	1,4	495	1436,7	10,8	132,6	1,4	535	1473,1	12,0	122,8	1,3
456	1192,3	9,0	132,0	1,4	496	1438,9	11,3	127,8	1,4	536	1472,7	11,9	124,5	1,3
457	1301,6	10,3	126,1	1,3	497	1362,0	11,4	119,3	1,3	536-A	1442,7	11,2	129,3	1,4
458	1350,8	10,5	128,6	1,4	498	1408,9	11,3	125,2	1,4	537	1340,0	12,0	111,7	1,3
459	1281,3	10,5	122,0	1,3	499	1496,2	11,3	133,4	1,4	538	1379,0	12,0	114,9	1,3
460	1363,9	10,1	135,7	1,4	500	1799,2	11,0	163,1	1,5	539	1461,8	12,0	121,8	1,3
461	1330,4	9,0	147,8	1,4	501	1957,9	11,3	173,8	1,5	540	1315,5	12,0	109,6	1,3
462	1370,7	8,2	168,4	1,6	502	1873,0	10,3	181,7	1,6	541	1235,1	12,0	102,9	1,3
463	1392,7	8,7	162,6	1,4	503	1500,0	10,9	137,8	1,4	542	1319,4	12,0	110,0	1,3
464	1282,7	7,5	170,7	1,5	504	1595,7	11,6	138,3	1,4	543	1334,9	12,0	111,2	1,3
465	1433,4	8,5	172,8	1,6	505	1658,6	11,8	141,3	1,4	544	1352,0	12,0	112,7	1,3
466	1223,0	9,3	133,8	1,4	506	1498,5	11,8	127,4	1,4	545	1220,1	12,0	101,7	1,2
467	961,3	10,9	88,0	1,2	507	1294,9	11,2	116,2	1,3	546	1200,0	12,0	100,0	1,2
468	970,0	10,7	90,8	1,2	508	1197,3	11,0	108,8	1,4	547	1200,8	12,0	100,1	1,2
469	1283,1	10,0	128,4	1,4	509	1505,6	11,0	136,9	1,5	548	1220,4	12,0	101,7	1,2
470	1299,3	10,5	123,7	1,3	510	1563,9	11,6	134,5	1,4	549	1200,0	12,0	100,0	1,2
471	1282,9	10,5	122,2	1,3	511	1726,0	11,9	144,8	1,4	550	1230,1	12,0	102,5	1,3
472	1292,4	10,5	123,1	1,3	512	1696,1	12,0	141,3	1,4					

PMA = PRECIPITAÇÃO MÉDIA ANUAL
DPC = DURAÇÃO DO PERÍODO CHUVOSO
IP = INTENSIDADE PLUVIOMÉTRICA
E/V = VALORES DE ESTABILIDADE/VULNERABILIDADE.

APÊNDICE C
BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

- Almeida, F.F.M. de. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *Sedeegeo*, n.2, p. 46-89, 1966.
- Azevedo, L. G. de, et al. **Ensaio metodológico de identificação e avaliação de unidades ambientais: a estação ecológica de Pirapitinga-MG**. Brasília: SEMA/EMBRAPA-CPAC, 58p, 1987.
- Bloom, A. L. **Superfície da Terra**. São Paulo: Editora Edgard Blücher e EDUSP, 1970. 184p.
- Bowen, N.L. **The evolution of the igneous rocks**. Princeton, Princeton University Press: 1928.
- Brasil. ME. DSG. **Mapa índice nº21**. Cartas do Brasil, Rio de Janeiro, 1994.
- Brasil. MME. SE. **Mapa das isoietas médias anuais do Brasil: série histórica de 1931 a 1988**, Brasília, 1993.
- Brasil. SAE. CCZEE. **Diretrizes metodológicas e patamar mínimo para o zoneamento ecológico-econômico do território nacional**. Brasília. 1991.
- Buckman, H.O.; Brady, N.C. **Natureza e propriedades dos solos**. 4.ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1976. 595p.
- Caldeiron, S. S., coord. **Recursos naturais e meio ambiente: uma visão do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos ambientais, 1992. 154p.
- Christofolletti, A. **Geomorfologia**. 2.Ed., São Paulo: Edgard Blücher, 1980. 188p.
- Crepani, E. e Santos A. R. dos. Erosion of the Upper Taquari Basin and the sediment accumulation in the Pantanal Mato-Grossense. In: **International Symposium of Resource and Environmental Monitoring**. Rio de Janeiro, sept. 26-30, 1994. Proceedings, Rio de Janeiro, ISPRS, 1994, pp 105-110.
- Davis, W. M. **The Valleys of the Cotteswold Hills**. Geologists Association Proceedings, n.21, p. 150-152, 1909.
- Deffontaine. J.P. **Analyse du paysage et étude regionale des systèmes de production agricole**. Economie Rurale, nº 98, p. 3 - 13, 1973.
- De Ploey, J. **The ambivalent effects of some factors of erosion**. Louvain, Mém. Inst. Geol. Univ. Louvain. t. 31, p. 171-181. 1981.

- Farias, I. C. et al. **Guia para la elaboracion de estudios del medio fisico: contenido y metodologia**. 2.ed. Madrid: Ministério de Obras Publicas y Urbanismo, Centro de Estudios de Ordenación del Territorio y Medio Ambiente, 1984. 572p.
- Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). **Manual técnico da vegetação brasileira**. Rio de Janeiro, 1992.
- Gorshkov, G.; Yakushova, A. **Physical Geology**. Moscow: Mir Publishers, 596p., 1967.
- Holmes, A. **Principles of Physical Geology**. 2.ed., New York: The Ronald Press Company, 1288p., 1965.
- Krynine, P.D. **The Megascopic Study and the Field Classification of Sedimentary Rocks**. *Journal of Geology*, v.56, n.2, p.130 – 165, 1948.
- Morisawa, M. **Streams: their dynamics and morphology**. New York: McGraw-Hill Book, 1968. 175p.
- Novaes, A.G. **Modelos em Planejamento Urbano, Regional e de Transportes**. São Paulo: Edgard Blücher, 1981. 290p.
- Nimer, E. **Climatologia do Brasil**. 2.ed., Rio de Janeiro: IBGE, 1989. 421p.
- Ollier, C. **Weathering**. New York: American Elsevier Publishing, 1969. 304p.
- Pettijohn, F.J. **Sedimentary Rocks**. Harper: New York, 1957
- Poldervaart, A. **Crust of the Earth (A Symposium)**. The Geological Society of America, Special Paper 62, 1955.
- Primavesi, A. **O manejo ecológico do solo: agricultura em regiões tropicais**. 5.ed., São Paulo: Livraria Nobel, 1982. 541p.
- Resende, M. et. al. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. Viçosa: NEPUT, 1995.
- Santos, A.R.dos e Crepani,E. **Uso de Sensoriamento Remoto na conservação do solo no Mato Grosso do Sul**. [CD ROM]. In: **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 8. Salvador, 1996. **Anais**. São Paulo: Image Multimídia, 1996. Seção de Comunicações Técnico-Científicas, p. 174-177
- Schumm, S. A. **The fluvial system**. New York: John Wiley, 1977. 338p.
- Tricart, J. **Paisagem e ecologia**. Inter - Fácies, escritos e documentos. São José do Rio Preto: (IBILCE-UNESP N^o. 76). 1982. 55p.

Tricart, J.; Kiewietdejonge. C. **Ecogeography and rural managment**. Essex, UK: Longman Scientific & Technical. 1992.

Weyler, G. **Projeto Pantanal: relatório final dos poços perfurados no Pantanal Matogrossense**. Ponta Grossa, DEBSP: Petrobrás 27p, 1962.

Williams, H., Turner, F.J., e Gilbert,C.M. **Petrography**. São Francisco: W.H Freeman & Company, 290p.1954.



[Empty box for number]

Título

SENSORIAMENTO REMOTO E SEU PROCESSAMENTO APLICADOS AO ZONEAMENTO E COLÔNICO-ECONÔMICO E AO ORDENAMENTO TERRITORIAL

Autor

EDSON COZPANI, JOSÉ SIMÃO DE MEDEIROS PEREIRA, HERNANDEZ LUIZ, TERESA E FLORENZANO, VALOESTE DUARTE, OLAVO CLAYNEITE F. BARBOSA

Tradutor

[Empty box for translator]

Editor

[Empty box for editor]

Origem Projeto Série No. de Páginas No. de Fotos No. de Mapas

[Empty] [Empty] [Empty] 101 [Empty] - 862

Tipo

RPQ PRE NTC PRP MAN PUD TAE

Divulgação

Externa Interna Reservada Lista de Distribuição Anexa

Periódico / Evento

8454 - RPQ / 722

Convênio

[Empty box for agreement]

Autorização Preliminar

11/16/01
Data

José Carlos M. Espinheira
Coordenador da Divisão de Sensoriamento Remoto
Titular da Unidade

Revisão Técnica

Solicitada Dispensada

Thelma Kreg
Coordenadora Geral de Observação do Ter.
Titular de Nível "A"

Recebida 1/1 Devolvida 25/16/2001

Assinatura do Revisor

Revisão de Linguagem

Solicitada Dispensada

Thelma Kreg
Coordenadora Geral de Observação do Ter.
Titular de Nível "A"

Recebida 1/1 Devolvida 25/16/2001

Assinatura do Revisor

Autorização Final

1/1
Data

Thelma Kreg
Coordenadora Geral de Observação do Ter.

Palavras Chave

dsad SEN SORIAMENTO REMOTO, GEO PROCESSAMENTO, ZONEAMENTO E COLÔNICO-ECONÔMICO, ORDENAMENTO TERRITORIAL

**MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**SENSORIAMENTO REMOTO E GEOPROCESSAMENTO
APLICADOS AO ZONEAMENTO ECOLÓGICO-ECONÔMICO E
AO ORDENAMENTO TERRITORIAL**

**Edison Crepani
José Simeão de Medeiros
Pedro Hernandez Filho
Teresa Gallotti Florenzano
Valdete Duarte
Cláudio Clemente Faria Barbosa**

**São José dos Campos
Junho de 2001**